

ONW'2023

ТРУДЫ ВСЕРОССИЙСКОЙ КОНФЕРЕНЦИИ

«Современные проблемы
оптики естественных вод»



**XII Всероссийская конференция
с международным участием**

**Современные проблемы
оптики естественных вод
(ONW'2023)**

Санкт-Петербург, 25 октября — 27 октября 2023 г.



ТРУДЫ КОНФЕРЕНЦИИ

Труды XII Всероссийской конференции с международным участием «Современные проблемы оптики естественных вод» — М. : Издательство «ИО РАН», 2023. — 267 с.

В сборнике трудов представлены доклады российских и зарубежных специалистов о проблемах и достижениях современной оптики природных вод, включая фундаментальные проблемы теории переноса излучения, оптические свойства природных вод, распространение светового излучения в водной среде, подводное видение, дистанционное зондирование, в том числе спутниковые наблюдения и лидары. Сборник включает также разделы, посвященные оптике поверхности моря и морской атмосферы, приборам для измерения гидрооптических характеристик.

Для научных работников и инженеров, специализирующихся в области оптики природных вод, а также для специалистов других направлений исследований морских и пресных вод (биологов, геологов и др.), использующих оптические данные и методы. Сборник полезен аспирантам и студентам соответствующих специальностей.

Конференция проводилась в Санкт-Петербурге с 25 октября по 27 октября 2023 г.

Доклады публикуются в редакции авторов.

Организаторы конференции

Санкт-Петербургский филиал Института океанологии им. П. П. Ширшова Российской академии наук (СПбФ ИО РАН), Санкт-Петербург

Институт океанологии им. П. П. Ширшова Российской академии наук (ИО РАН), Москва

Институт прикладной физики Российской академии наук (ИПФ РАН), Нижний Новгород

Морской гидрофизический институт Российской академии наук (МГИ РАН), Севастополь

Тихоокеанский океанологический институт им. В. И. Ильичева (ТОИ ДВО РАН), Владивосток

Оптическое общество имени Д. С. Рождественского, Санкт-Петербург

Научный совет по проблемам фундаментальной и прикладной гидрофизики Санкт-Петербургского научного центра Российской академии наук (СПб НЦ РАН), Санкт-Петербург

Председатели программного комитета

А. А. Родионов (Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, СПбФ ИО РАН, Санкт-Петербург, Россия)

В. П. Будак (Национальный исследовательский университет «МЭИ», Москва, Россия)

Программный комитет

Гардашов Р. Г. (ИГ НАНА, Баку, Азербайджан)

Глуховец Д. И. (ИО РАН, Москва, Россия)

Гольдин Ю. А. (ИО РАН, Москва, Россия)

Долин Л. С. (ИПФ РАН, Нижний Новгород, Россия)

Зега Э. П. (Институт физики Национальной академии наук Беларуси, Минск, Беларусь)

Кацев И. Л. (ИФ НАН, Минск, Беларусь)

Корчемкина Е. Н. (МГИ РАН, Севастополь, Россия)

Ли М. Ен Гон (МГИ РАН, Севастополь, Россия)

Лучинин А. Г. (Институт прикладной физики РАН, Нижний Новгород, Россия)

Мольков А. А. (ИПФ РАН, Нижний Новгород, Россия)

Родионов М. А. (СПбФ ИО РАН, Санкт-Петербург, Россия)

Романовский О. А. (ИОА СО РАН, Томск, Россия)

Салюк П. А. (ТОИ ДВО РАН, Владивосток, Россия)

Суторихин И. А. (ИВЭП СО РАН, Барнаул, Россия)

Фадеев В. В. (МГУ, Москва, Россия)

Шанмугам П. (Palanisamy Shanmugam) (ИИТ, Мадрас, Индия)

Шибанов Е. Б. (МГИ РАН, Севастополь, Россия)

XII All-Russian Conference with international participation

**Current problems
in optics of natural waters
(ONW'2023)**

St. Petersburg, 25 october — 27 october 2023



PROCEEDINGS OF THE CONFERENCE

Proceedings of the XII All-Russian Conference with international participation «Current problems in optics of natural waters» — M. : Shirshov Institute Publishing House, 2023. — 267 p.

The collection of works presents reports of Russian and foreign specialists on the problems and achievements of modern optics of natural waters, including fundamental problems of the theory of radiation transfer, optical properties of natural waters, propagation of light radiation in the aquatic environment, underwater vision, remote sensing, including satellite observations and lidars. The collection also includes sections on the optics of the sea surface and the marine atmosphere, instruments for measuring hydro-optical characteristics.

For scientists and engineers specializing in the field of optics of natural waters, as well as for specialists in other areas of marine and fresh water research (biologists, geologists, etc.) using optical data and methods. The collection is useful for graduate students and students of relevant specialties.

The conference was held in St. Petersburg from October 25 to October 27, 2023.

Conference organizers

St. Petersburg Branch of Shirshov Institute of Oceanology of Russian Academy of Sciences (SPbF IO RAS), St. Petersburg

Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences (IO RAS), Moscow

Institute of Applied Physics of the Russian Academy of Sciences (IPF RAS), Nizhny Novgorod

Marine Hydrophysical Institute of the Russian Academy of Sciences (MGI RAS), Sevastopol

V. I. Ilyichev Pacific Oceanological Institute (TOI FEB RAS), Vladivostok

D. S. Rozhdestvensky Optical Society, St. Petersburg

Scientific Council on Problems of Fundamental and Applied Hydrophysics of the St. Petersburg Scientific Center of the Russian Academy of Sciences (SPbSC RAS), St. Petersburg

Program Committee Chairs

A. A. Rodionov (Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences, SPbF IO RAS, St. Petersburg, Russia)

V. P. Budak (National Research University «Moscow Power Engineering Institute», Moscow, Russia)

Program Committee

Dolin L. C. (Nizhny Novgorod, Russia)

Fadeev V. V. (Moscow, Russia)

Gardashov R. G. (Baku, Azerbaijan)

Glukhovets D. I. (Moscow, Russia)

Goldin Yu. A. (Moscow, Russia)

Kacev I. L. (Minsk, Belarus)

Korchemkina E. N. (Sevastopol, Russia)

Li M. En Gon (Sevastopol, Russia)

Luchinin A. G. (Nizhny Novgorod, Russia)

Molkov A. A. (Nizhny Novgorod, Russia)

Rodionov M. A. (St. Petersburg, Russia)

Romanovsky O. A. (Tomsk, Russia)

Saluk P. A. (Vladivostok, Russia)

Shanmugam P. (Palanisamy Shanmugam) (Madras, India)

Shibanov E. B. (Moscow State University RAS, Sevastopol, Russia)

Sutorihin I. A. (Barnaul, Russia)

Zege E. P. (Minsk, Belarus)

© Shirshov Institute Publishing House, 2023

© St. Petersburg Branch of Shirshov
Institute of Oceanology of RAS, 2023

ПЛЕНАРНЫЕ ДОКЛАДЫ

МОДЕЛИРОВАНИЕ СВЕТОВЫХ ПОЛЕЙ В ПРОИЗВОЛЬНОЙ ТРЕХМЕРНОЙ ГЕОМЕТРИИ СРЕДЫ

В. П. Буда́к, д-р техн. наук, П. А. Смирнов, канд. техн. наук

Национальный исследовательский университет «МЭИ», Москва, Россия

LIGHT FIELDS SIMULATION IN ARBITRARY THREE-DIMENSIONAL MEDIA GEOMETRY

V. P. Budak, Dr.Sc., P. A. Smirnov, Ph.D.

National Research University «Moscow Power Engineering Institute», Moscow, Russia

Моделирование световых полей в произвольной трехмерной геометрии, основанное на представлении решения в виде суммы анизотропной части в малоугловом приближении и регулярной части, которая находится численно в диффузионном приближении.

Light fields simulation in arbitrary three-dimensional geometry, based on the solution representation as the sum of the anisotropic part in the small-angle approximation and the regular part, which is founding numerically in the diffusion approximation.

Представим краевую задачу УПИ поля яркости $L(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{I}})$ в точке \mathbf{r} по направлению $\hat{\mathbf{I}}$, для сферического трёхмерного случая при освещении Солнцем:

$$\begin{cases} (\hat{\mathbf{I}}, \nabla)L(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{I}}) = -\varepsilon L(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{I}}) + \frac{\Lambda\varepsilon}{4\pi} \oint L(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{I}}') x(\hat{\mathbf{I}}', \hat{\mathbf{I}}) d\hat{\mathbf{I}}', \\ L(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{I}})|_{\mathbf{r} \in \Sigma_T, (\hat{\mathbf{I}}, \hat{\mathbf{R}}) < 0} = S_0 \delta(\hat{\mathbf{I}} - \hat{\mathbf{I}}_0), \quad L(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{I}})|_{\mathbf{r} \in \Sigma_G, (\hat{\mathbf{I}}, \hat{\mathbf{R}}) > 0} = 0, \end{cases} \quad (1)$$

где Σ_T — верхняя граница атмосферы (ТОА, top of atmosphere), Σ_G — поверхность Земли, S_0 — солнечная постоянная — нормальная освещенность от Солнца на ТОА, $\hat{\mathbf{I}}_0$ — направление распространения солнечного излучения. Положим, что поверхность Земли полностью поглощает излучение. Параметры атмосферы: ε — показатель ослабления, Λ — альbedo однократного рассеяния, $x(\hat{\mathbf{I}}', \hat{\mathbf{I}})$ — индикатриса рассеяния.

Наличие в решении сильной анизотропии $L(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{I}})$ из-за наличия особенности в краевом условии $S_0 \delta(\hat{\mathbf{I}} - \hat{\mathbf{I}}_0)$ и малой оптической толщи атмосферы, представляет наибольшую проблему решения краевой задачи (1). Для устранения этого представим решение в форме [1]:

$$L(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{I}}) = L_a(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{I}}) + L_r(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{I}}), \quad (2)$$

где $L_a(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{I}})$ — анизотропная часть решения, для которой известно приближенное решение,

включающее все особенности решения, $L_r(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{I}})$ — гладкая часть решения близкая изотропному.

Модифицируем задачу (1) подстановкой в неё (2), что приведёт её к виду:

$$\begin{cases} (\hat{\mathbf{I}}, \nabla) L_r(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{I}}) = -\varepsilon L_r(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{I}}) + \frac{\Lambda \varepsilon}{4\pi} \oint L_r(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{I}}') x(\hat{\mathbf{I}}', \hat{\mathbf{I}}) d\hat{\mathbf{I}}' + q(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{I}}), \\ L_r(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{I}}) \Big|_{\mathbf{r} \in \Sigma_T, (\hat{\mathbf{I}}, \hat{\mathbf{R}}) < 0} = 0, \quad L_r(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{I}}) \Big|_{\mathbf{r} \in \Sigma_G, (\hat{\mathbf{I}}, \hat{\mathbf{R}}) > 0} = -L_a(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{I}}), \end{cases} \quad (3)$$

где $q(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{I}})$ — функция источников, которая определяется выражением:

$$q(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{I}}) = -(\hat{\mathbf{I}}, \nabla) L_a(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{I}}) - \varepsilon L_a(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{I}}) + \frac{\Lambda \varepsilon}{4\pi} \oint L_a(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{I}}') x(\hat{\mathbf{I}}', \hat{\mathbf{I}}) d\hat{\mathbf{I}}', \quad (4)$$

она связана с невязкой УПИ как приближенного решения для анизотропной части $L_a(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{I}})$.

Второе краевое условие можно объяснить приближенным характером $L_a(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{I}})$ и не может удовлетворить точным граничным условиям. Таким образом, краевая задача УПИ для анизотропной части принимает вид:

$$\begin{cases} (\hat{\mathbf{I}}, \nabla) L_a(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{I}}) = -\varepsilon L_a(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{I}}) + \frac{\Lambda \varepsilon}{4\pi} \oint L_a(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{I}}') x(\hat{\mathbf{I}}', \hat{\mathbf{I}}) d\hat{\mathbf{I}}', \\ L_a(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{I}}) = S_0 \delta(\hat{\mathbf{I}} - \hat{\mathbf{I}}_0). \end{cases} \quad (5)$$

Для решения краевой задачи (5) воспользуемся малоугловой модификацией метода сферических гармоник (МСГ), это наиболее общая форма малоугловых приближений [2], которые представляют собой обобщение параксиального приближения в оптике для случая мутных сред. С его помощью описывается локальное угловое распределение яркости в окрестности направления падения излучения $\hat{\mathbf{I}}_0$. При этом пренебрегается азимутальной асимметрией тела яркости $\hat{\mathbf{I}}_0$, а само тело яркости вследствие наличия особенностей считается сильно вытянутым вдоль $\hat{\mathbf{I}}_0$. Решение определяется [3] фундаментальными источниками краевой задачи (5). Для сумеречного слоя таким источником является плоский мононаправленный источник (ПМ), распределение яркости которого можно представить в виде [2]:

$$L_a(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{I}}) = \sum_{k=0}^{\infty} \frac{2k+1}{4\pi} \exp\left(-(1-\Lambda x_k)\tau(\mathbf{r}_0, \mathbf{r}; \hat{\mathbf{I}})\right) P_k(\hat{\mathbf{I}} \cdot \hat{\mathbf{I}}_0), \quad (6)$$

где $\tau(\mathbf{r}_0, \mathbf{r}; \hat{\mathbf{I}}) = \int_0^{\xi_0} \varepsilon(\xi) d\xi$ — оптическая толщина по ослаблению вдоль луча: $\mathbf{r}' = \mathbf{r}_0 + \xi \hat{\mathbf{I}}$, причем

$\mathbf{r} = \mathbf{r}_0 + \xi_0 \hat{\mathbf{I}}$; x_k — коэффициенты разложения индикатрисы по полиномам Лежандра:

$$x(\cos \gamma) = \sum_{k=0}^{\infty} (2k+1) x_k P_k(\cos \gamma), \quad (7)$$

где $P_k(x)$ — полиномы Лежандра.

Как показывают расчеты световых полей яркости для ПМ источника [4], в этом случае угловое распределение $L_r(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{I}})$ близко к изотропному — см. рис.1. Что позволяет для ее нахождения воспользоваться диффузионным приближением [5].

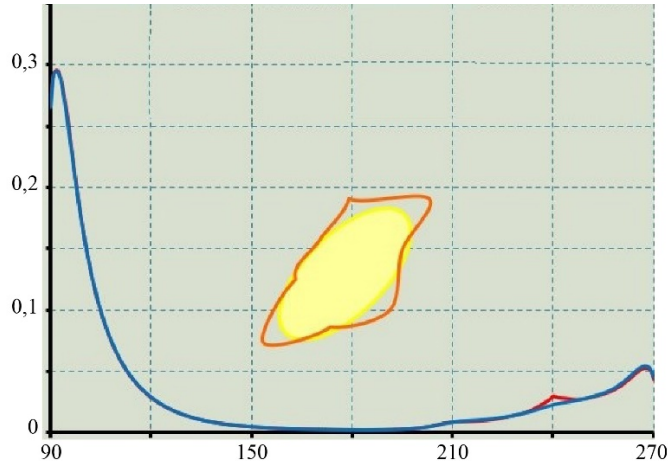


Рис. 1. Угловое распределение тела яркости и его регулярной части.

Красным — $N = 301, K = 997, M = 256, \Delta t = 33,3$ с; синим — $N = 71, K = 997, M = 8, \Delta t = 0,15$ с.

Чтобы показать эту особенность, представим угловую зависимость регулярной части решения в виде разложения по сферическим функциям:

$$L_r(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{l}}) = \sum_{k=0}^{\infty} \sum_{m=-\infty}^{\infty} \sqrt{\frac{2k+1}{4\pi}} C_k^m(\mathbf{r}) Y_k^m(\hat{\mathbf{l}}), \quad (8)$$

где сферическая функция

$$Y_k^m(\hat{\mathbf{l}}) \equiv Y_k^m(\vartheta, \varphi) = (-1)^m \sqrt{\frac{2k+1}{4\pi} \frac{(k-m)!}{(k+m)!}} P_k^m(\cos \vartheta) e^{im\varphi}, \quad (9)$$

$P_k^m(\mu)$ — присоединенные полиномы Лежандра, $\hat{\mathbf{l}} = [\sin \vartheta \cos \varphi, \cos \vartheta \sin \varphi, \cos \vartheta]$ — вектор направления в сферической системе координат.

Сферические функции образуют на сфере направлений полную систему ортонормированных функций:

$$\oint Y_k^m(\hat{\mathbf{l}}) \bar{Y}_l^n(\hat{\mathbf{l}}) d\hat{\mathbf{l}} = \delta_{kn} \delta_{mm}, \quad \bar{Y}_l^n(\hat{\mathbf{l}}) = (-1)^n Y_l^{-n}(\hat{\mathbf{l}}) \quad (10)$$

Из (8) с учетом (10) получается выражение для пространственной облученности:

$$E_{0r}(\mathbf{r}) = \oint L_r(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{l}}) d\hat{\mathbf{l}} = \sqrt{4\pi} \oint L_r(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{l}}) Y_0^0(\hat{\mathbf{l}}) d\hat{\mathbf{l}} = \sqrt{4\pi} \frac{1}{\sqrt{4\pi}} C_0^0(\mathbf{r}) = C_0^0(\mathbf{r}), \quad (11)$$

и светового вектора

$$\mathbf{E}_r(\mathbf{r}) = \oint L_r(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{l}}) \hat{\mathbf{l}} d\hat{\mathbf{l}} = \oint \left(\sum_{k=0}^{\infty} \sum_{m=-\infty}^{\infty} \sqrt{\frac{2k+1}{4\pi}} C_k^m(\mathbf{r}) Y_k^m(\hat{\mathbf{l}}) \right) \hat{\mathbf{l}} d\hat{\mathbf{l}}, \quad (12)$$

выполнив интегрирование, получим:

$$\mathbf{E}_r(\mathbf{r}) \cdot \hat{\mathbf{l}} = \sqrt{\frac{4\pi}{3}} \left(C_1^{-1}(\mathbf{r}) Y_1^1(\hat{\mathbf{l}}) + C_1^1(\mathbf{r}) Y_1^{-1}(\hat{\mathbf{l}}) + C_1^0(\mathbf{r}) Y_1^0(\hat{\mathbf{l}}) \right) = \frac{4\pi}{3} \sum_{m=-1}^1 \sqrt{\frac{3}{4\pi}} C_k^m(\mathbf{r}) Y_k^m(\hat{\mathbf{l}}). \quad (13)$$

Из (12) и (13) выражение для яркости приобретает вид квазидиффузионного приближения:

$$L_r(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{I}}) = \sum_{k=0}^{\infty} \sum_{m=-1}^1 \sqrt{\frac{2k+1}{4\pi}} C_k^m(\mathbf{r}) Y_k^m(\hat{\mathbf{I}}) = \frac{1}{4\pi} E_{r_0}(\mathbf{r}) + \frac{3}{4\pi} \mathbf{E}_r(\mathbf{r}) \cdot \hat{\mathbf{I}}. \quad (14)$$

Подставим полученное выражение (14) в уравнение краевой задачи (3):

$$\begin{aligned} (\hat{\mathbf{I}}, \nabla) (E_{r_0}(\mathbf{r}) + 3\mathbf{E}_r(\mathbf{r}) \cdot \hat{\mathbf{I}}) &= -\varepsilon (E_{r_0}(\mathbf{r}) + 3\mathbf{E}_r(\mathbf{r}) \cdot \hat{\mathbf{I}}) + \\ &+ \frac{\Lambda\varepsilon}{4\pi} \oint (E_{r_0}(\mathbf{r}) + 3\mathbf{E}_r(\mathbf{r}) \cdot \hat{\mathbf{I}}) x(\hat{\mathbf{I}}', \hat{\mathbf{I}}) d\hat{\mathbf{I}}' + 4\pi q(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{I}}). \end{aligned} \quad (15)$$

Отметим, что для индикатрисы рассеяния справедлива нормировка:

$$\frac{1}{4\pi} \oint x(\hat{\mathbf{I}}', \hat{\mathbf{I}}) d\hat{\mathbf{I}}' = 1, \quad (16)$$

а интеграл

$$\frac{1}{4\pi} \oint \hat{\mathbf{I}}' x(\hat{\mathbf{I}}', \hat{\mathbf{I}}) d\hat{\mathbf{I}}' = \bar{\mu}, \quad (17)$$

где $\bar{\mu}$ — средний косинус угла рассеяния.

Соответственно вместо (15), получим

$$\left((\hat{\mathbf{I}}, \nabla) + \varepsilon(1 - \Lambda) \right) E_{r_0}(\mathbf{r}) + \left((\hat{\mathbf{I}}, \nabla) + \varepsilon(1 - \Lambda\bar{\mu}) \right) 3\mathbf{E}_r(\mathbf{r}) \cdot \hat{\mathbf{I}} = 4\pi q(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{I}}). \quad (18)$$

Проинтегрируем полученное уравнение по телесному углу $d\hat{\mathbf{I}}$, что приведет к следующему выражению:

$$\varepsilon(1 - \Lambda) E_{r_0}(\mathbf{r}) + \nabla \mathbf{E}_r(\mathbf{r}) = q_0(\mathbf{r}), \quad (19)$$

где $q_0(\mathbf{r})$ — нулевой член разложения функции источников по сферическим функциям.

Теперь умножим (18) на $\hat{\mathbf{I}}$ и проинтегрируем по полному телесному углу, что приведёт уравнение к следующему виду:

$$\frac{1}{3} \nabla E_{r_0}(\mathbf{r}) + \varepsilon(1 - \Lambda\bar{\mu}) \mathbf{E}_r(\mathbf{r}) = \mathbf{q}_1(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{I}}). \quad (20)$$

При этом функция источников так же представляется в диффузионном приближении:

$$q(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{I}}) = \frac{1}{4\pi} q_0(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{I}}) + \frac{3}{4\pi} \hat{\mathbf{I}} \cdot \mathbf{q}_1(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{I}}). \quad (21)$$

Выразим из (20) $\mathbf{E}_r(\mathbf{r})$

$$\mathbf{E}_r(\mathbf{r}) = \frac{1}{\varepsilon(1 - \Lambda\bar{\mu})} \left(\mathbf{q}_1(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{I}}) - \frac{1}{3} \nabla E_{r_0}(\mathbf{r}) \right), \quad (22)$$

и подставим в (19):

$$\varepsilon(1 - \Lambda) E_{r_0}(\mathbf{r}) - \nabla \left(\frac{1}{3\varepsilon(1 - \Lambda\bar{\mu})} \nabla E_{r_0}(\mathbf{r}) \right) = q_0(\mathbf{r}) - \nabla \frac{1}{\varepsilon(1 - \Lambda\bar{\mu})} \mathbf{q}_1(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{I}}). \quad (23)$$

Так как мы допускаем, что среда однородная $\varepsilon = \varepsilon(\mathbf{r})$, (23) принимает вид:

$$\varepsilon(1 - \Lambda) E_{r_0}(\mathbf{r}) - \frac{1}{3\varepsilon(1 - \Lambda\bar{\mu})} \Delta E_{r_0}(\mathbf{r}) = q_0(\mathbf{r}) - \frac{1}{\varepsilon(1 - \Lambda\bar{\mu})} \nabla \mathbf{q}_1(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{I}}). \quad (24)$$

Согласно [4] примем выражение для функции источников при определении анизотропной части по МСГ:

$$q(\tau, \hat{\mathbf{I}}) = \left(1 - \frac{\mu}{\mu_0}\right) \sum_{k=0}^{\infty} \sum_{m=-k}^k \frac{2k+1}{4\pi} (\Lambda x_k e^{-\tau/\mu_0} - d_k \tilde{Z}_k(\tau)) Q_k^m(\mu_0) Q_k^m(\mu) e^{im\varphi}, \quad (25)$$

где $\tilde{Z}_k(\tau) = e^{-d_k \tau/\mu_0} - e^{-\tau/\mu_0}$, $d_k = 1 - \Lambda x_k$, $Q_k^m(\mu) = \sqrt{\frac{(k-m)!}{(k+m)!}} P_k^m(\mu)$ — перенормированные полиномы Лежандра, связанные со сферическими функциями

$$Y_k^m(\vartheta, \varphi) = (-1)^m \sqrt{\frac{2k+1}{4\pi}} Q_k^m(\cos \vartheta) e^{im\varphi}, \quad (26)$$

μ_0 — косинус угла падения.

В нашем случае $\mu_0 = 1$, что приводит к следующим особенностям:

$$\begin{cases} \forall k, \text{ при } m=0: P_k^m(\mu_0) = 1, \\ \forall m \neq 0: P_k^m(\mu_0) = 0, \end{cases} \quad (27)$$

а формула (25) преобразуется в

$$q(\tau, \hat{\mathbf{I}}) = (1 - \mu) \sum_{k=0}^{\infty} \frac{2k+1}{4\pi} (\Lambda x_k e^{-\tau} - d_k \tilde{Z}_k(\tau)) P_k(\mu), \quad (28)$$

где $P_k(\mu)$ — обычные полиномы Лежандра, для которых справедливо рекуррентное соотношение

$$\mu P_k(\mu) = \frac{k+1}{2k+1} P_{k+1}(\mu) + \frac{k}{2k+1} P_{k-1}(\mu). \quad (29)$$

Нетрудно видеть, что все члены в (28) с множителем μ преобразуются по (29). В диффузионном приближении нас интересуют только члены с $k = 0, 1$, сохраним только их:

$$q(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{I}}) = \frac{1}{4\pi} \Lambda (1 - x_1) e^{-(1-\Lambda x_1)\tau} + \frac{1}{4\pi} \left((1 - \Lambda) e^{-(1-\Lambda)\tau} + 2(1 - \Lambda x_2) e^{-(1-\Lambda x_2)\tau} - 3(1 - \Lambda x_1) e^{-(1-\Lambda x_1)\tau} \right) \mu.$$

Прямые расчеты показывают, что q_0 много больше q_1 , и последней можно пренебречь, что приводит (24) к классическому уравнению диффузии:

$$\varepsilon(1 - \Lambda) E_{r0}(\mathbf{r}) - \frac{1}{3\varepsilon(1 - \Lambda\bar{\mu})} \Delta E_{r0}(\mathbf{r}) = q_0(\mathbf{r}). \quad (30)$$

Решение для (30) удобно представляется в среде численного моделирования физических процессов — Comsol Multiphysics, в которой имеется интерфейс трёхмерного моделирования и выбор множества эффективных методов решения дифференциальных уравнений.

Сегмент атмосферы смоделируем вычитанием друг из друга сферы радиусом $R_z - h_a$ и цилиндра такого же радиуса и вдвое большей высоты, но смещённого на $R_z + 2h_a$ ниже по оси Z , здесь R_z — радиус Земли, h_a — высота атмосферы. Получим широкий и тонкий срез диаметр которого значительно больше высоты. Для этой модели зададим уравнение диффузии излучения с помощью универсального дифференциального уравнения в частных производных в форме с коэффициентами — *Coefficient Form PDE*:

$$e_a \frac{\partial^2 E}{\partial t^2} + d_a \frac{\partial E}{\partial t} + \nabla \cdot (-c \nabla E - \alpha E + \gamma) + \beta \nabla E + aE = f, \quad (31)$$

левая часть (32) состоит из динамической и статической составляющей, динамическая составляющая отличается тем, что в её состав входят производные по времени — t . Нас интересует статическая часть или статическая форма представления уравнения в частных производных:

$$\nabla \cdot (-c\nabla E - \alpha E + \gamma) + \beta \nabla E + aE = f, \quad (32)$$

чтобы получить (32), коэффициенты e_a и d_a в выражении (31) приравниваются нулю, в том числе приравниваются нулю коэффициенты α , β и γ , в итоге получим диффузии излучения:

$$\nabla \cdot (-c\nabla E) + aE = f. \quad (33)$$

Оставшиеся коэффициенты: c — представляет коэффициент диффузии — D ; a — представляет коэффициент поглощения — k ; f — функция источников.

Для функции источников задаём в *Comsol* собственное выражение, для которого задим и собственные параметры, которые представляются на основе входящих заданных констант в разделе *Definitions* компонента модели *Comsol*. Выберем в качестве функции источников изотропную функцию Бугера:

$$\tilde{E}_a = E_0 e^{-kr_a}, \quad (34)$$

где E_0 — пространственная облучённость на границе атмосферы полученная на основе решения МСГ, r_a — длина пути луча, пройденного в среде.

Распределение коэффициентов поглощения и рассеяния также представим в виде экспоненциальной зависимости от высоты h над уровнем Земли:

$$k = k_0 e^{-a_k h}, \quad \sigma = \sigma_0 e^{-a_\sigma h}, \quad (35)$$

k_0 , σ_0 — коэффициенты поглощения и рассеяния на уровне Земли.

Таким образом получаем уравнение диффузии излучения для решения в среде *Comsol Multiphysics*:

$$\nabla(-D\nabla E_o) + kE_o = \tilde{E}_a. \quad (36)$$

Из расчёта, что поверхность подложки полностью поглощающая, зададим нулевые граничные условия на всех граничных поверхностях. Решатель и параметры решения, в том числе частоту разбиения объекта на сетку, можно выбрать в зависимости от необходимой точности и возможностей оборудования. На основе вычислений *Comsol*, получаем регулярную часть решения или равномерную компоненту для представления визуализации распределения яркости сумеречного неба, которое представлено на рис. 2, где показано два варианта: как если бы мы наблюдали атмосферу из космоса, и распределение на нижней части атмосферного среза. Такой вариант решения может быть использован в задачах дистанционного зондирования и космических наблюдений.

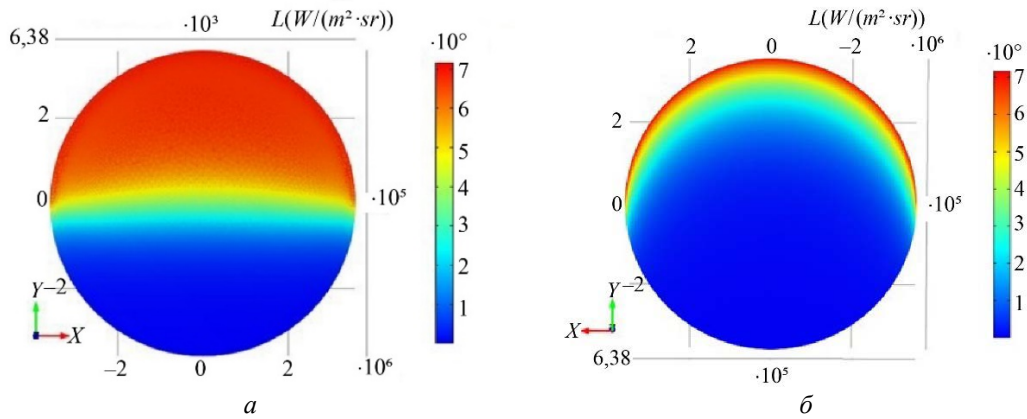


Рис. 2. Визуализация распределения яркости диффузионного приближения регулярной части решения на верхней (а) и нижней (б) границе среза атмосферы; высота стояния Солнца 0° .

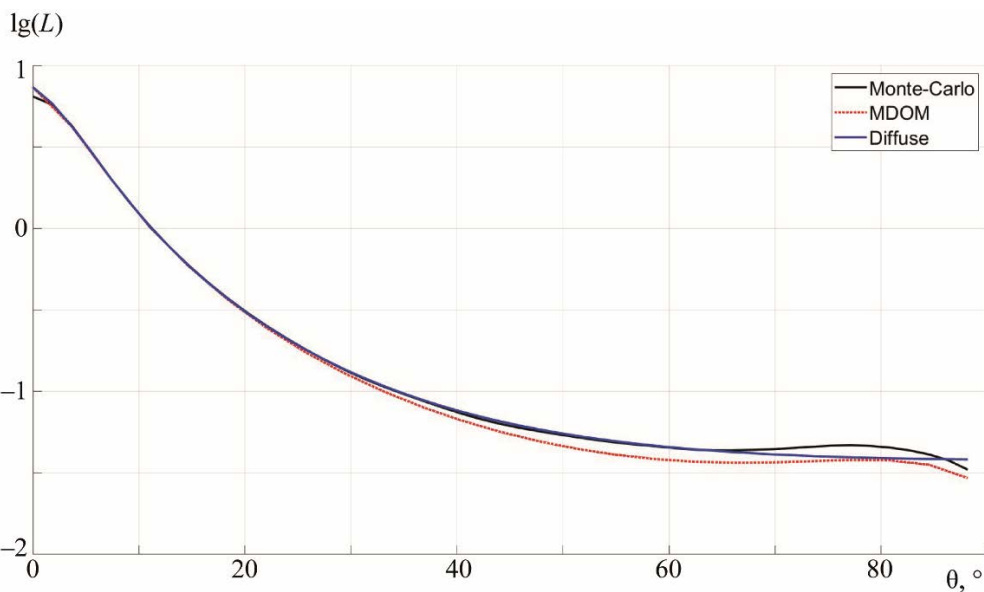


Рис. 3. Визуализации распределений яркости для углов высоты стояния Солнца -1° и -4° .

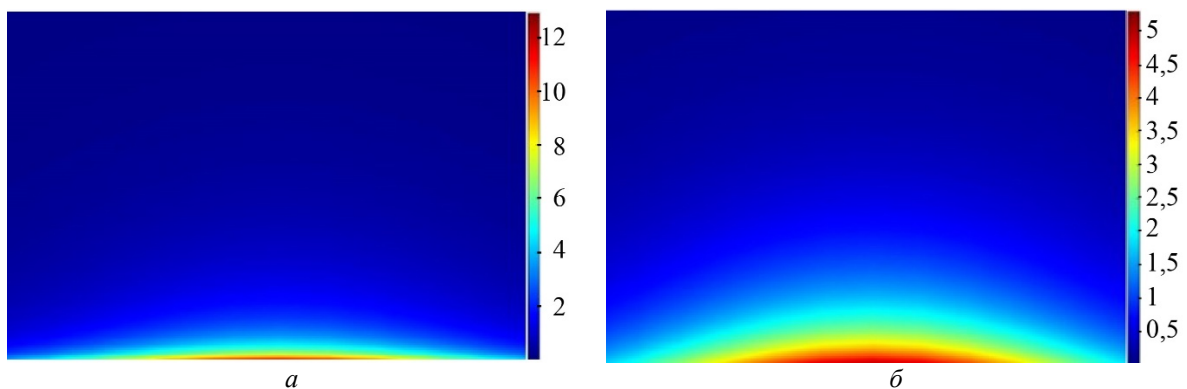


Рис. 4. Визуализации распределений яркости для углов высоты стояния Солнца -1° и -4° .

Оценку точности методов мы сделали на основе решения для плоского атмосферного слоя с параметрами $\Lambda = 1, \tau = 1, g = 0,9, \theta_0 = 0$, на рис. 3. представлено сравнение метода диффузного приближения с решениями методом локальных оценок метода Монте-Карло и методом дискретных ординат (DOM) с выделением анизотропной части на основе МСГ. По результатам видно, что график диффузионного приближения лежит между решениями на основе этих двух методов. Однако в ситуации сложной трёхмерной геометрии предлагаемый метод на

основе диффузионного приближения видится наиболее оптимальным и эффективным, т. к. метод дискретных ординат адаптирован непосредственно для решения задач плоскостной среды, а метод Монте-Карло грубо решает область пика анизотропной части.

Для ситуации наблюдений с поверхности Земли нужно выделить точку (как правило, это центральная точка дна атмосферного среза) и преобразовать решение на основе известной индикатрисы распределения яркости регулярной части. Затем сложить полученное решение с результатами метода МСГ. В результате, получаются визуализации распределений в направлении захода Солнца, представленные на рис. 4. Как можно видеть, с удалением Солнца за горизонт максимальная яркость падает, а распределение становится более равномерным. Заданная модель ограничена срезом атмосферы, касающимся Земли в точке наблюдения, чем можно объяснить высокую яркость у горизонта и отсутствие высоты максимума яркости в соответствии с результатами, приведёнными в известной работе Г. В. Розенберга [6], однако нет никаких проблем в расширении модели до более сложной формы.

Литература

1. *Budak V. P., Klyuykov D. A., Korkin S. V.* Convergence acceleration of radiative transfer equation solution at strongly anisotropic scattering // *Light Scattering Reviews 5: Single Light Scattering and Radiative Transfer* / Ed. A. A. Kokhanovsky. Springer Praxis Books, 2010. P. 147–204.
2. *Budak V. P., Korkin S. V.* On the solution of a vectorial radiative transfer equation in an arbitrary three-dimensional turbid medium with anisotropic scattering // *Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer*. 2008. Vol. 109. P. 220–234.
3. *Гермогенова Т. А.* Локальные свойства решений уравнения переноса. М.: Наука, 1986. 272 с.
4. A Fast and accurate synthetic iteration-based algorithm for numerical simulation of radiative transfer in a turbid medium / Ed. V. P. Budak, V. S. Zheltov, A. V. Lubenchenko, K. S. Freidlin, O. V. Shagalov // *Atmospheric and Oceanic Optics*. 2017. Vol. 30, № 1. P. 70–78.
5. *Кейз К., Цвайфель П.* Линейная теория переноса. М.: МИР, 1972. 384 с.
6. *Розенберг Г. В.* Сумерки. М.: Физматгиз, 1963. 380 с.

ЧАСТОТНО МОДУЛИРОВАННЫЕ СФЕРИЧЕСКИЕ ВОЛНЫ ФОТОННОЙ ПЛОТНОСТИ В МОРСКОЙ ВОДЕ

А. Г. Лучинин, д-р. физ.-мат. наук, Л. С. Долин, канд. физ.-мат. наук, М. Ю. Кириллин, канд. физ.-мат. наук

Институт прикладной физики РАН им. А. В. Гапонова-Грехова, Нижний Новгород, Россия

FREQUENCY MODULATED SPHERICAL WAVES OF PHOTON DENSITY IN SEA WATER

A. G. Luchinin, Dr.Sc., L. S. Dolin, Ph.D., M. Yu. Kirillin, Ph.D.

A. V. Gaponov-Grekhov Institute of Applied Physics, Russian Academy of Sciences, Nizhny Novgorod, Russia

Представлены результаты моделирования волн фотонной плотности с внутренней модуляцией импульса сложным частотно модулированным сигналом. Показано, что многократное рассеяние в среде не препятствует эффективному сжатию сложного сигнала.

The results of simulation of photon density waves with internal pulse modulation by a complex frequency-modulated signal are presented. It is shown that, within certain limits, multiple scattering in media does not prevent efficient compression of a complex signal.

Применение сложных сигналов в радиолокации и гидролокации, а также в системах радио и акустической связи имеет давнюю историю. Интерес к таким типам сигналов обусловлен возможностью повышения потенциала таких систем за счет увеличения длительности излучаемого сигнала при сохранении высокого разрешения по времени при согласованной обработке сигнала в приемном тракте соответствующей системы.

Возможность использования сложных сигналов в оптических системах, работающих в мутных средах (воде или атмосфере), таких как лидары или системы видения, обсуждалась ранее в [1]. В отличие от классических схем применения сложных сигналов, при которых, как правило, модулируется несущая частота электромагнитного или акустического поля, в цитируемых работах предлагается модулировать параметры сигнала, модулирующего мощность источника. При работе с такими сигналами в приемном тракте системы также должна быть реализована согласованная обработка. Как показано в [1], в этом случае сохраняется возможность высокого разрешения при сравнительно длинных зондирующих сигналах.

В предыдущих исследованиях свойств световых импульсов, модулированных сложными сигналами и распространяющихся в рассеивающих средах, были использованы различные приближенные решения уравнения переноса излучения, и накладывались определенные ограничения на ширину полосы модулирующего сигнала. В настоящей статье описывается метод, позволяющий моделировать импульсные световые поля с внутренней импульсной модуляцией широкополосным сигналом с меняющейся во времени частотой модуляции, позволяющий избежать этих ограничений.

Приводятся примеры расчета импульсов, формирующихся в результате согласованной обработки в приемном тракте оптической системы. Результаты моделирования показывают, что влияние процессов многократного рассеяния света в воде в некоторых пределах не критично по отношению к возможности корреляционной обработки принимаемых сложных сигналов. Все расчеты выполнены в сферической геометрии в предположении, что источник излучения и фотоприемник располагаются внутри рассеивающей среды и изотропны. Моделирование светового поля осуществлялось методом Монте-Карло при оптических свойствах среды, характерных для природных сред (воды и аэрозольной атмосферы).

Постановка задачи. Предварительно приведем несколько общих соотношений, позволяющих связать принимаемый и излучающий сигналы с характеристиками рассеивающей среды и независимых от конкретной геометрии оптической системы. Пусть $S_0(t)$ — излучаемый

и $S_1(t)$ — принимаемый сигналы, где t — текущее время. Введем Фурье-спектры этих сигналов

$F_{0,1}(\omega) = (2\pi)^{-1} \int_{-\infty}^{\infty} S_{0,1}(t) e^{-i\omega t} dt$ и импульсную переходную характеристику трассы распространения сигнала $A(t)$, а также частотную характеристику трассы

$$H(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} A(t) e^{i\omega t} dt.$$

Спектры принятого и излученного сигналов связаны соотношением $F_1(\omega) = F_0(\omega)H(\omega)$. Согласованная обработка принятого сигнала в частотной области эквивалентна умножению его спектра на комплексно-сопряженный спектр излученного сигнала. Поэтому спектр принятого сигнала после согласованной обработки определяется выражением $F_1(\omega) = |F_0(\omega)|^2 H(\omega)$. Временная зависимость обработанного сигнала — функция взаимной корреляции принятого и излученного сигналов, может быть найдена обратным преобразованием Фурье:

$$\tilde{S}_1(t) = 2\pi \int |F_0(\omega)|^2 H(\omega) e^{i\omega t} d\omega. \quad (1)$$

Формула (1) определяет алгоритм вычисления характеристик принятого сигнала после согласованной обработки на основе известной частотной характеристики трассы его распространения. Этот алгоритм был, в частности, использован в [1]. Однако при численном моделировании нестационарных световых полей методом Монте-Карло такой способ вычисления характеристик сложного сигнала выглядит чересчур громоздким, поскольку требует применения двукратного преобразования Фурье (его этапы включают статистическое моделирование импульсной функции передачи, вычисление частотной характеристики путем быстрого преобразования Фурье и обратное преобразование Фурье в соответствии с (1)). Между тем, как следует из (1), функция $\tilde{S}_1(t)$ может быть представлена в виде:

$$\tilde{S}_1(t) = \int_{-\infty}^{\infty} \Gamma_0(\tau) A(t - \tau) d\tau, \quad (2)$$

где $\Gamma_0(\tau) = \int_{-\infty}^{\infty} S_0(t + \tau) S_0(t) dt$ — автокорреляционная функция излучаемого сигнала.

Соотношение (2) показывает, что если $S_0(t)$ — это частотно модулированный сигнал, то расчет характеристик согласованно принятого сигнала $\tilde{S}_1(t)$ сводится к задаче о распространении в воде сигнала с мощностью $\Gamma_0(\tau)$, то есть сжатого импульса с монохроматическим заполнением. Таким образом, при известном импульсном коэффициенте передачи вычисление принятого и согласованно обработанного сигнала требует выполнения только одной операции — свертки автокорреляционной функции излучаемого сигнала с импульсной переходной характеристикой трассы распространения сигнала между источником излучения и приемником (без вычисления сигнала, поступающего на вход фотодетектора). Ограничения на частотные и (или) временные параметры излучаемого сигнала определяются только минимальным временным интервалом дискретизации при статистическом моделировании функции $A(t)$. Следует, однако, подчеркнуть, что свойства этой функции зависят не только от оптических характеристик трассы распространения и ее длины, но и от пространственно-угловых характеристик излучающей и приемной систем. Поэтому в дальнейшем мы конкретизируем задачу и под функцией $A(t)$ будем понимать временную зависимость пространственной облученности светового поля, формируемого точечным

изотропным источником, изучающим ультракороткий импульс в безграничной рассеивающей среде. Это позволяет воспользоваться полученными ранее результатами моделирования [2] для непосредственного вычисления характеристик принятого сложного сигнала после его сжатия в системе обработки.

Сузим задачу еще в одном отношении. Будем полагать, что исследуемый, излучаемый в среду импульсный сигнал, форма которого описывается функцией Гаусса. Мощность этого импульса дается формулой:

$$P_s(t) = \frac{W}{2t_0\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{t^2}{2t_0^2}\right) (1 + m \cdot \cos(\omega_0 + \beta)t), \quad (3)$$

где t — текущее время, W — полная энергия импульса, t_0 — среднеквадратичная длительность импульса, m — глубина модуляции, β — скорость изменения частоты модулирующего сигнала. Нас будет интересовать судьба высокочастотной составляющей импульса (второе слагаемое в (3)) при его распространении от источника к приемнику с последующей согласованной обработкой. Из (3) следует, что автокорреляционная функция этой составляющей определяется формулой:

$$\Gamma_0(\tau) = mW \sqrt{(1+B^2)} \exp\left(i\omega_0\tau - \frac{\tau^2(1+B^2)}{4t_0^2}\right), \quad (4)$$

где $B = t_0\Delta\omega = 2\beta t_0^2$ — база модулирующего сигнала и $\Delta\omega = 2\beta t_0$ — эффективная ширина полосы модуляции и ω_0 — центральная частота. В (4) введена нормировка, при которой $\Gamma_0(\tau=0)|_{B=0} = mW$. Положив далее $mW = 1$, и подставляя (4) в (2), получим:

$$\tilde{S}_1(t, r) = \sqrt{1+B^2} \int_{-\infty}^{\infty} \exp\left(i\omega_0\tau - \frac{\tau^2(1+B^2)}{4t_0^2}\right) E(t-\tau, r) d\tau, \quad (5)$$

где $E(t, r)$ — импульсная переходная функция для пространственной освещенности светового поля, формируемого изотропным источником на расстоянии r . Методика и результаты расчета этой функции были представлены в [2, 3]. Далее, используя эти результаты и на основе формулы (5), мы на частных примерах покажем, как эволюционирует с увеличением длины трассы сигнал $\tilde{S}_1(t, r)$ и насколько может быть эффективно применение частотно модулированных световых полей в различных задачах подводной оптики.

Результаты моделирования. Расчеты функций $E(t, r)$ и $\tilde{S}_1(t, r)$ были выполнены при следующих сочетаниях параметров.

Оптические характеристики среды:

– индикатриса рассеяния задавалась модельной однопараметрической функцией Хеньи-Гринштейна [4] с параметром g (средним косинусом рассеяния) при значениях 0,75; 0,85; 0,93, что практически перекрывает диапазон изменений этого параметра, характерный для морской воды [5];

– показатель рассеяния b был задан равным 0,16 1/м;

– показатель истинного поглощения $a = 0,04$ 1/м.

Напомним, что при известной функции $E(r, t)$, найденной для среды с показателем поглощения a_1 , нетрудно найти аналогичную функцию для среды с показателем поглощения a_2 (при прочих равных условиях):

$$E(r, t)|_{a_2} = E(r, t)|_{a_1} \exp(-(a_2 - a_1)vt), \quad (6)$$

где v — скорость света в среде без рассеяния. Ее значение при моделировании $v = 2,24 \cdot 10^8$ м/с (величина, характерная для морской воды). Заметим также, что возможность использования модельной индикатрисы рассеяния с таким же, как у реальной индикатрисы, средним косинусом рассеяния для расчета частотных характеристик облученности показана в [6]. Для исследуемых здесь эффектов особенно важно, что фазовые и групповые скорости волн фотонной плотности в модельной среде и среде с реальной индикатрисой морской воды слабо отличаются друг от друга в широком диапазоне частот.

Параметры модулирующего сигнала:

- центральная частота модуляции $f_0 = \omega_0/2\pi = 8 \cdot 10^7$ Гц;
- среднеквадратичная длина импульса $t_0 = 10^{-6}$ с;
- эффективная ширина полосы модуляции $\Delta\omega = 2\beta t_0 = 8\pi \cdot 10^7$ Гц.

Параметры численного моделирования методом Монте-Карло:

- максимальная длина трассы (расстояние между источником и приемником) 150 м;
- дискретность расчетов (шаг) по расстоянию 6 м;
- разрешение по времени $\Delta t = 10^{-9}$ с;
- разрешение по углу $\Delta\theta = 0,5^\circ$;
- длительность анализируемых импульсов 10^{-5} с;
- предельная ширина частотного спектра $f_{\max} = \omega_{\max}/2\pi = 5 \cdot 10^8$ Гц;
- разрешение по частоте $\Delta f = 6,19 \cdot 10^4$ Гц;
- число фотонов, используемых для накопления статистически достоверного результата, достигало 1012.

Выбор параметров модулирующего сигнала определялся с одной стороны возможностями моделирования, с другой возможностями технической реализации. Кроме того, расчет параметров принимаемого сигнала при максимально возможной ширине полосы модуляции излучаемого сигнала позволяет оценить практический смысл и перспективы применения таких сигналов в системах подводной локации.

На рис. 1–5 представлены результаты расчета сигнала $\tilde{S}_1(t, r)$ и его огибающей $\overline{\tilde{S}_1(t, r)}$, как результата синхронного детектирования, при различных комбинациях параметров r и g . На этих же рисунках показан при прочих равных условиях вид простого сигнала ($B=0$).

Отсчет времени на рис. 1–4 производится от времени прихода баллистических фотонов. Кривые рис. 1–4 наглядно показывают, что многократное рассеяние в среде до определенных пределов не препятствует согласованной обработке сложно модулированных сигналов и их применение может быть достаточно эффективно. В то же время на больших дистанциях «сборка» сложного сигнала теряет эффективность: обработанный сигнал искажается и в нем появляются дополнительные максимумы. По-видимому, эта потеря обусловлена «потерей когерентности» спектральных гармоник, формирующих сигнал. В свою очередь, это является следствием их расфазировки в результате многократного рассеяния. Пример такого сигнала приведен на рис. 2. При больших значениях параметра g искажение обработанного и сжатого сигнала наблюдается на больших расстояниях, чем при $g = 0,75$.

На рис. 5 представлена зависимость среднеквадратичной длительности видеоимпульса $\overline{\tilde{S}_1}$ от расстояния при различных g , определяемой формулой:

$$\overline{\Delta t^2(r, t)} = \frac{\int t^2 \overline{\tilde{S}_1(r, t)} dt}{\int \overline{\tilde{S}_1(r, t)} dt} . \quad (7)$$

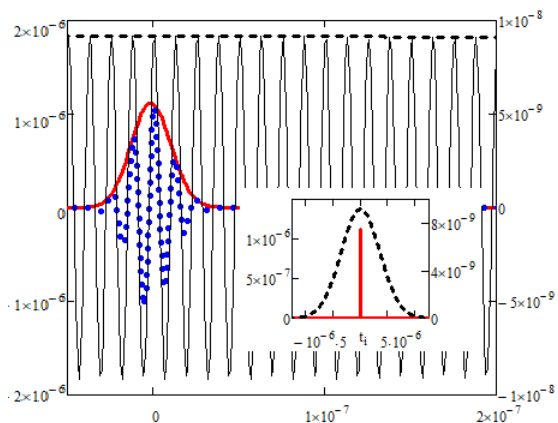


Рис. 1. Сигнал \tilde{S}_1 после согласованной обработки.

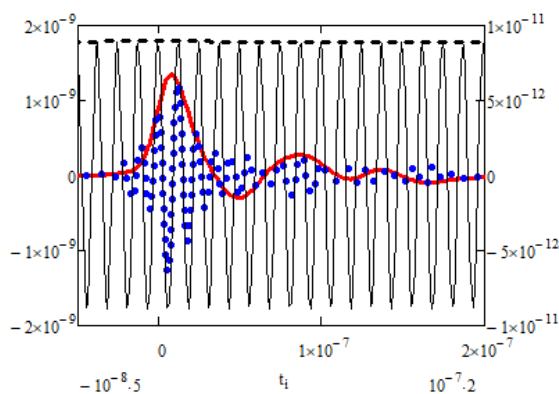


Рис. 2. Сигнал \tilde{S}_1 после согласованной обработки.

Сжатый сигнал — синие точки и его огибающая $\overline{\tilde{S}_1}$ — красная кривая; черная кривая соответствует сигналу при $B = 0$, пунктирная черная кривая — его огибающая; $r = 90$, $g = 0,75$; на врезке — огибающие этих сигналов при полной длительности анализа; ось ординат слева относится к сжатому сигналу \tilde{S}_1 , $\overline{\tilde{S}_1}$; ось ординат справа к простому сигналу; время в секундах.

Сжатый сигнал — синие точки и его огибающая $\overline{\tilde{S}_1}$ — красная кривая; черная кривая соответствует сигналу при $B = 0$; пунктирная черная кривая — его огибающая; $r = 120$ м, $g = 0,75$; ось ординат слева относится к сжатому сигналу \tilde{S}_1 , $\overline{\tilde{S}_1}$; ось ординат справа к простому сигналу.

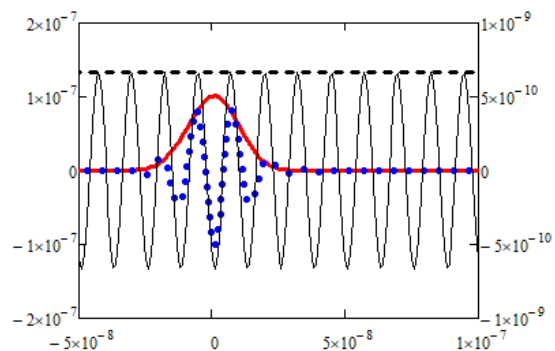


Рис. 3. То же, что и на рис. 2 при $g = 0,85$.

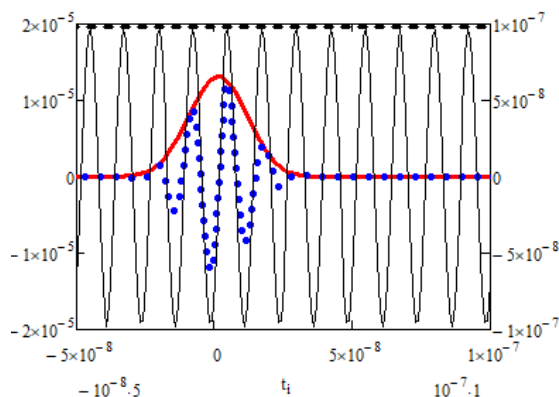


Рис. 4. То же, что и на рис. 2 при $g = 0,93$.

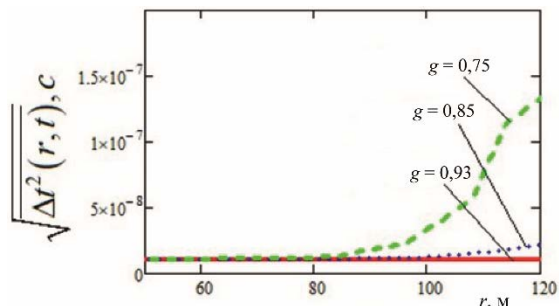


Рис. 5. Среднеквадратичная длительность сжатого импульса как функция расстояния (в метрах) при $g = 0,75; 0,85; 0,93$ в секундах.

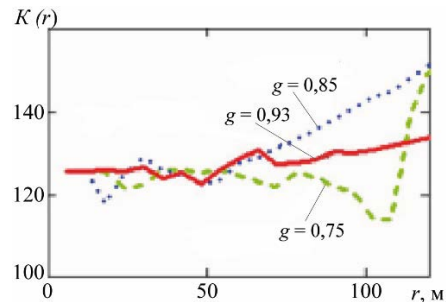


Рис. 6. Зависимость $K(r)$ при $g=0,75; 0,85; 0,93$.

На небольших расстояниях эта величина близка к своему начальному значению, определяемому полосой модулирующего сигнала (его можно рассчитать из (4), положив $\omega_0 = 0$). При увеличении расстояния длительность импульса начинает расти с тем большей скоростью, чем меньше анизотропия рассеяния (чем меньше параметр g). Для сравнения на этом же рисунке приведен пример расчета длительности видеоимпульса для значения $g = 0,5$. В то же время при $g = 0,93$ длительность импульса остается практически неизменной во всем диапазоне расстояний, для которых выполнялось моделирование. Эффект увеличения длительности сжатого сложного импульса при распространении в рассеивающей среде аналогичен эффекту диффузного расширения первоначально короткого импульса, связанного с разбросом фотонов по путям пробега, хотя и имеет другую природу. Его можно интерпретировать следующим образом. При распространении сложного сигнала высокочастотные гармоники, содержащиеся в спектре сигнала, затухают быстрее низкочастотных. В результате эффективная ширина спектра сигнала уменьшается, что и приводит к увеличению длительности сжатого сигнала. Разумеется, первопричина удлинения импульсов в обоих случаях одна и та же — многократное рассеяние и, как следствие, разброс фотонов по путям пробега.

Еще одной мерой эффективности сжатия сложного сигнала может служить отношение амплитуд сжатого сложного простого (с монохроматической модуляцией на частоте, соответствующей центральной частоте модуляции сложного сигнала) сигналов:

$$K(r) = \frac{\overline{\tilde{S}}_1(t = t_{\max}, r)}{\tilde{S}_1(t = t_{\max}, r) \Big|_{B=0}}. \quad (8)$$

Эта величина характеризует относительные потери при сжатии сигнала, по сравнению с сигналом с монохроматической модуляцией. Как следует из (4), (5), начальная величина этого коэффициента равна $\sqrt{1+B^2}$. Его зависимость от расстояния показана на рис. 6. Приведенные на рис. 6 кривые не имеют столь простой и однозначной интерпретации, как на рис. 5. При разных g можно видеть немонотонное и качественно разное изменение коэффициента K с ростом расстояния. По-видимому, это связано с изменением вклада различных участков спектра (справа и слева от центральной частоты модуляции). При этом возможно сочетание двух факторов, влияющих на формирование сжатого сигнала — большее ослабление высокочастотной части спектра и «потеря когерентности» гармоник при резком изменении их фаз. Возможно, что эти механизмы при некоторых сочетаниях параметров могут конкурировать, в частности может оказаться, что потеря когерентности в левой части спектра сигнала превалирует над его меньшим декрементом по сравнению с правой частью спектра. Оценка вклада этих механизмов в формирование зависимости $K(r)$ нуждается в дополнительном исследовании и, вероятно, может быть сделана с помощью расчетов при разных значениях центральной частоты и полосы модуляции. В средах с $g=0,85$ и $0,93$ в исследованном диапазоне параметров амплитудно-частотные и фазово-частотные характеристики имеют монотонный характер (в частности, нет эффекта автогашения гармоник [2]). Поэтому при таких значениях g наблюдается практически монотонный рост коэффициента $K(r)$ с ростом r .

Заключительные замечания. Приведенные примеры расчета результатов сжатия сложно модулированных импульсов в сферических волнах фотонной плотности показывают возможность применения таких импульсов для работы оптических систем различного назначения в природных рассеивающих средах. Многократное рассеяние в среде в определенных пределах не препятствует сжатию сигнала при его согласованной обработке в приемной системе. Конечно, эти пределы (в частности расстояние между источником и приемником) могут меняться в зависимости от конфигурации самой системы и ее назначения. Они заведомо будут отличаться в локационных системах (лидерах) и системах беспроводной оптической связи. Поле параметров, от которых зависят возможные потребительские характеристики системы оптической системы, такие как дальность, полоса частот, разрешение по времени и дальности, очень широко. Поэтому оптимальные характеристики сложных модулирующих сигналов в каждом случае требуют уточнения.

Литература

1. *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 water // *Appl. Opt.*, 2019. Vol. 58, № 28. P. 5074–5082.
2. *Luchinin A. G., Kirillin M. Yu., Dolin L. S.* Autoquenching of spherical photon density waves during propagation in a turbid medium // *Appl. Opt.* 2022. Vol. 61, № 22. P. 6492–6497.
3. *Luchinin A. G., Kirillin M. Yu., Dolin L. S.* Evolution of temporal and frequency characteristics of spherical photon density waves in scattering media // *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*. В печати.
4. *Ненуеу L., Greenstein J.* Diffuse radiation in the galaxy // *Astrophys. Journal*. 1941. Vol. 93. P. 70.
5. *Шифрин К. С.* Введение в оптику океана. Ленинград. Гидрометеоиздат. 1983. 278 с.
6. *Luchinin A. G., Kirillin M. Yu.* Effect of scattering anisotropy on the properties of photon density waves // *Appl. Opt.*, 2023. Vol. 60, № 1. P. 33–40.

Работа выполнена в рамках госзадания FFUF-2021-0006.

МНОГОКРАТНОЕ РАССЕЯНИЕ СВЕТА В МОРСКОЙ ВОДЕ ЗА РАМКАМИ МАЛОУГЛОВОГО ДИФФУЗИОННОГО ПРИБЛИЖЕНИЯ

В. В. Маринюк^{1,2}, канд. физ.-мат. наук, Д. Б. Rogozkin¹, д-р. физ.-мат. наук, С. В. Шеберстов²

¹Национальный исследовательский ядерный университет «МИФИ», г. Москва, Россия

²Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, г. Москва, Россия

MULTIPLE SCATTERING OF LIGHT IN SEAWATER BEYOND THE SMALL-ANGLE DIFFUSION APPROXIMATION

V. V. Marinyuk^{1,2}, Ph.D., D. B. Rogozkin¹, Dr.Sc., S. V. Sheberstov²

¹Moscow Engineering Physics Institute, Moscow, Russia

²Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Представлено теоретическое исследование пространственно-углового распределения света в узком стационарном пучке, распространяющемся в среде типа морской воды. Методом Монте-Карло рассчитаны зависимость ослабления полной мощности с расстоянием, а также профили углового и радиального (по поперечному смещению относительно оси пучка) распределений многократно рассеянного излучения. Обнаружено хорошее согласие результатов численных расчетов с аналитическими зависимостями, полученными в рамках малоуглового приближения для степенных индикатрис рассеяния (типа Хенъи-Гринштейна).

We present a theoretical study of the spatial and angular distribution of light in a narrow stationary beam propagating in a medium like seawater. Using Monte-Carlo simulations, we calculate the attenuation of the total power with distance, as well as the profiles of the angular and radial (in transverse displacement from the beam axis) distributions of multiple-scattered radiation. A good agreement between the results of numerical calculations and the analytical solutions obtained within the small-angle approximation for power-law scattering phase functions (of the Henyey-Greenstein type) is found.

Введение. Теоретическое исследование переноса оптического излучения в морской воде представляет значительный интерес для задач подводной беспроводной связи, визуализации и дистанционного зондирования. Основная цель настоящей работы — установить основные закономерности поперечного и углового расширения пучка с глубиной, а также верифицировать имеющиеся аналитические результаты, полученные в рамках малоуглового приближения.

Многократное рассеяние света в морской воде происходит преимущественно под малыми углами. Вклад фотонов, рассеянных на большие углы, подавлен сильным поглощением, характерным для морской воды (коэффициент поглощения a много больше транспортного коэффициента рассеяния b_{tr} [1]; $b_{tr} = b(1 - g)$, где b — коэффициент рассеяния, g — средний косинус угла однократного рассеяния). В этом случае, для аналитического решения уравнения переноса излучения традиционно используется малоугловое приближение [2, 3]. Большинство выполненных работ основано на малоугловой версии приближения Фоккера-Планка для интеграла столкновений в уравнении переноса излучения (т.н. малоугловое диффузионное приближение), см. работу [4] и ссылки в ней. Эта точно решаемая модель основана на предположении, что средний квадрат угла однократного рассеяния, вычисленный с использованием малоуглового представления индикатрисы, не расходится на верхнем пределе, т.е. индикатриса на крыльях быстро убывает [5]. Такая модель, однако, не может количественно описать многие важные характеристики пучка (например, зависимость ослабления мощности от расстояния, угловое и пространственное расширение и т.д.). Как показывает анализ, причина этого заключается в том, что индикатриса морской воды довольно медленно убывает с увеличением угла рассеяния ϑ (примерно, как $1/\vartheta^3$, см. работу [6] и ссылки в ней). Эту особенность следует учитывать при решении уравнения переноса излучения для морской воды.

В настоящей работе исследованы пространственно-угловые характеристики узкого стационарного пучка света, распространяющегося в морской воде. Методом Монте-Карло рассчитаны профили углового и радиального распределения света в пучке, а также зависимость ослабления полной мощности от расстояния вдоль оси пучка. Рассеяние света в морской воде моделировалось степенной индикатрисой Рейнолдса-МакКормика [7]. Проведено сравнение данных численных расчетов с аналитическими результатами [8], полученными в рамках малоуглового приближения для индикатрис, убывающих с ростом угла рассеяния по степенному закону.

Общие соотношения. Рассмотрим точечный мононаправленный стационарный источник света единичной мощности в однородной (нестратифицированной) морской воде. Направление распространения пучка примем за ось z . Пространственное и угловое распределение рассеянного излучения определяется решением уравнения переноса:

$$\left(\cos \theta \frac{\partial}{\partial z} + \mathbf{\Omega} \frac{\partial}{\partial \mathbf{\rho}} + a + b \right) I(z, \mathbf{\rho}, \mathbf{\Omega}) = \delta(z) \delta(\mathbf{\rho}) \delta(\mathbf{\Omega} - \mathbf{\Omega}_0) + b \iint d\mathbf{\Omega}' p(\mathbf{\Omega}' \mathbf{\Omega}) I(z, \mathbf{\rho}, \mathbf{\Omega}'), \quad (1)$$

где $I(z, \mathbf{\rho}, \mathbf{\Omega})$ — интенсивность света в точке $(z, \mathbf{\rho})$ в направлении $\mathbf{\Omega}$, $\mathbf{\rho} = (x, y)$ — вектор поперечного смещения от оси пучка, $\mathbf{\Omega}_0$ — единичный вектор в направлении оси z , $\cos \theta = \mathbf{\Omega} \mathbf{\Omega}_0$, a и b — коэффициенты поглощения и рассеяния воды, $p(\mathbf{\Omega}' \mathbf{\Omega})$ — индикатриса (фазовая функция) однократного рассеяния.

Интеграл по углам и поперечным координатам

$$I(z) = \int d\mathbf{\rho} \int_{\theta < \pi/2} d\mathbf{\Omega} \cos \theta I(z, \mathbf{\rho}, \mathbf{\Omega}), \quad (2)$$

определяет полный поток излучения в переднюю полусферу. Профили углового и радиального распределения излучения на расстоянии z от источника определяются интегралами:

$$I(z, \theta) = \int d\mathbf{\rho} I(z, \mathbf{\rho}, \mathbf{\Omega}); \quad I(z, \rho) = \int_{\theta < \pi/2} d\mathbf{\Omega} \cos \theta I(z, \mathbf{\rho}, \mathbf{\Omega}). \quad (3)$$

Для моделирования однократного рассеяния света в морской воде мы используем степенную аппроксимацию индикатрисы, предложенную в работе [7]:

$$p(\cos \vartheta) = \frac{P_\alpha}{2\pi(\vartheta_0^2 + 2(1 - \cos \vartheta))^{\alpha/2}}, \quad (4)$$

где ϑ_0 — характерный угол однократного рассеяния, P_α — нормировочный множитель, определяемый условием $2\pi \int_0^\pi p(\cos \vartheta) \sin \vartheta d\vartheta = 1$.

Как показывает анализ экспериментальных данных [6], рассеяние света взвешенными в морской воде частицами хорошо описывается индикатрисой (4) с показателем α , изменяющимся в пределах от 2,5 до 3,5. Значение $\alpha = 3$ соответствует индикатрисе Хенни-Гринштейна. Типичные значения угла ϑ_0 составляют 1–5°, а средний косинус угла однократного рассеяния g , как правило, близок к значению 0,9. На рис. 1 показано фитирование индикатрисы Петцольда [9] индикатрисой (4).

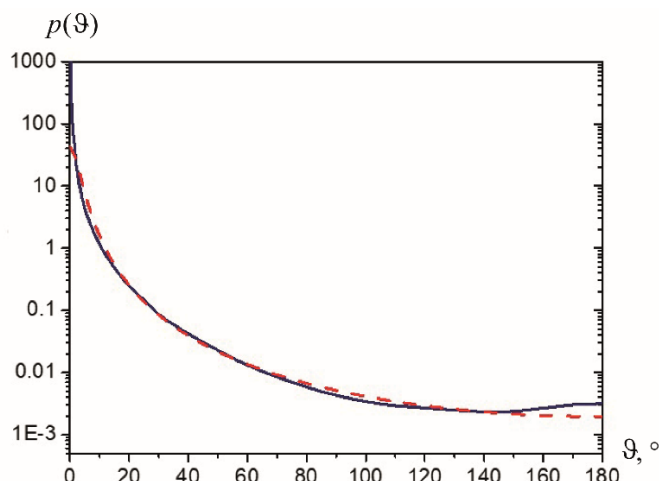


Рис. 1. Фитирование индикатрисы Петцольда индикатрисой Рейнольдса-МакКормика.

Petzold — темно синий цвет, сплошная линия; Reynolds-McCormick — красный цвет,
 $\Theta_0 = 0,04$; $\alpha = 2,8$; $g = 0,92$.

Многократное рассеяние света в морской воде происходит преимущественно под малыми углами. В этом случае уравнение переноса (1) может быть преобразовано стандартным образом в рамках малоуглового приближения [2, 3]. Выделим в интенсивности света экспоненциальное ослабление, не связанное с рассеянием:

$$I(z, \rho, \Omega) = e^{-az} \tilde{I}(z, \rho, \Omega), \quad (5)$$

и разложим в уравнении (1) все угловые переменные в ряд по малым величинам θ_x и θ_y (θ_x и θ_y — проекции единичного вектора Ω на оси x и y , $\theta^2 = \theta_x^2 + \theta_y^2$, $\Omega = (\theta_x, \theta_y, 1 - \theta^2/2)$), удерживая только первые не исчезающие члены. В результате уравнение для интенсивности \tilde{I} в малоугловом приближении принимает вид [6, 8]:

$$\left(\frac{\partial}{\partial z} + \theta \frac{\partial}{\partial \rho} + a \frac{\theta^2}{2} \right) \tilde{I}(z, \rho, \theta) = \delta(z) \delta(\rho) \delta(\theta) + b \iint d\theta' p(|\theta' - \theta|) [\tilde{I}(z, \rho, \theta') - \tilde{I}(z, \rho, \theta)], \quad (6)$$

где $\theta = (\theta_x, \theta_y)$. Как обычно в малоугловом приближении, обратно рассеянным излучением пренебрегается, и, так как интенсивность $\tilde{I}(z, \rho, \theta)$ быстро убывает с ростом θ , углы θ_x и θ_y считаются изменяющимися в бесконечных пределах, $-\infty < \theta_x, \theta_y < \infty$.

Отличие уравнения (6) от уравнения переноса в стандартном малоугловом приближении [2, 3] заключается в появлении дополнительного члена $a\theta^2\tilde{I}/2$. Это слагаемое отвечает за дополнительное ослабление, связанное с отклонением света от направления первоначального распространения. Если индикатриса рассеяния $p(\Theta)$ убывает с углом Θ настолько быстро, что интеграл для среднего квадрата угла однократного рассеяния $\langle \Theta^2 \rangle$ не расходится на верхнем пределе ($\Theta \rightarrow \infty$) в малоугловом приближении, то интенсивность $\tilde{I}(z, \rho, \theta')$ в интеграле столкновений в (6) можно разложить в ряд по степеням $(\theta' - \theta)$, что приводит к малоугловому диффузионному приближению в уравнении (6). Для степенной индикатрисы (4) такое приближение формально применимо, если параметр $\alpha > 4$.

В работе [8] был сформулирован метод последовательных приближений для решения уравнения (6). В рамках этого метода были рассчитаны поток (2) и профили углового и радиального распределений (3). Поток $\tilde{I}(z)$ с помощью итерационной процедуры [8] может быть

представлен в виде разложения в степенной ряд

$$\tilde{I}(z) = 1 - \sum_{n=1}^{\infty} c_{\alpha}^{(n)} \left(b_r a^{\alpha/2-1} z^{\alpha/2} \right)^n. \quad (7)$$

Коэффициенты разложения $c_{\alpha}^{(n)}$ зависят только от параметра α и выражаются через интегралы от произведения индикатрис при $\vartheta \gg \vartheta_0$. В частности, для индикатрисы Хеньи-Гринштейна первые члены разложения (7) имеют вид:

$$\tilde{I}(z) = 1 - 0.8355 b_r a^{1/2} z^{3/2} + 0.4045 b_r^2 a z^3 - \dots \quad (8)$$

Из (7) можно сделать важный вывод о том, что величина $\tilde{I}(z) = e^{az} I(z)$ является универсальной функцией переменной $b_r^{2/\alpha} a^{1-2/\alpha} z$.

На расстояниях от источника $b_r^{2/\alpha} a^{1-2/\alpha} z \leq 1$ профили углового и радиального распределений света можно представить в виде [8]:

$$\tilde{I}(z, \theta) = \frac{2}{a\theta^2 z} \left(1 - \exp\left(-\frac{a\theta^2 z}{2}\right) \right) \tilde{I}_{a=0}(z, \theta); \quad (9)$$

$$\tilde{I}(z, \rho) = (\alpha - 1) \left(\frac{a\rho^2}{2z} \right)^{\alpha-1} \Gamma\left(1 - \alpha; \frac{a\rho^2}{2z}\right) \tilde{I}_{a=0}(z, \rho), \quad (10)$$

где $\Gamma(v, x)$ — неполная Гамма-функция, а $\tilde{I}_{a=0}(z, \theta)$ и $\tilde{I}_{a=0}(z, \rho)$ определяются решением [2] уравнения (6) в отсутствие поглощения ($a = 0$). Как следует из соотношений (9) и (10), поглощение изменяет угловой профиль при углах $\theta > (az)^{-1/2}$, радиальный — при поперечных смещениях $\rho > z(az)^{-1/2}$, и приводит к более быстрому убыванию интенсивности с ростом угла рассеяния и поперечного смещения.

Отметим, что соотношения (7)–(10) отличаются от результатов, полученных методом последовательных приближений, предложенным в работе [10]. Применительно к индикатрисам степенного вида (4) (при $\alpha < 4$) метод [10] не может быть реализован в рамках малоуглового приближения, поскольку моменты индикатрисы $\langle \vartheta^n \rangle$, $n \geq 2$ расходятся. Если моменты $\langle \vartheta^n \rangle$ вычислять без использования малоуглового приближения, то все они оказываются величинами одного порядка (порядка $1 - \langle \cos \vartheta \rangle$). В связи с этим, например, $\langle \vartheta^4 \rangle / \langle \vartheta^2 \rangle^2 \sim (1 - \langle \cos \vartheta \rangle)^{-1} \gg 1$, и метод [10] оказывается неприменимым для рассматриваемого класса индикатрис.

Результаты численных расчетов. Было проведено численное моделирование рассеяния узкого пучка света в безграничной среде методом Монте-Карло. В моделировании использовалась индикатриса Рейнолдса-МакКормика (2) с показателем $\alpha = 2,5; 3$ и $3,5$. Были рассчитаны поток излучения в переднюю полусферу (2), а также угловой и радиальный профили многократно рассеянного излучения (3). Результаты численного моделирования очень хорошо согласуются с аналитическими зависимостями (7)–(10). На рис. 2 и 3 приведено сравнение результатов численного моделирования с расчетами по формулам (7)–(10) для индикатрисы Хеньи-Гринштейна ($\alpha = 3$).

На рис. 2, а показана зависимость потока $\tilde{I}(z)$ от расстояния до источника для различных значений среднего косинуса угла однократного рассеяния g и вероятности выживания фотона ω_0 . Те же данные изображены на рис. 2, б в зависимости от $b_r^{2/3} a^{1/3} z$. Совпадение кривых подтверждает вывод об универсальности зависимости $\tilde{I}(z)$ от величины $b_r^{2/\alpha} a^{1-2/\alpha} z$ (в случае индикатрисы Хеньи-Гринштейна $\alpha = 3$). Как следует из рисунка, первые две итерации метода [8]

(формула (8)) хорошо описывают ослабление потока при $b_r^{2/3} a^{1/3} z < 0.7$. С увеличением расстояния от источника, наступает асимптотический режим распространения света ($b_r^{2/3} a^{1/3} z \gg 1$), при котором поток убывает по экспоненциальному закону (сплошная прямая на рис. 2, б). Отметим, что применимость предположения о малоугловом многократном рассеянии излучения вплоть до больших расстояний от источника основана на выполнении неравенства $b_r < a < b$. Чем с большим запасом выполняются данные неравенства, тем более точные результаты должно давать аналитическое малоугловое описание (например, тем точнее оказывается универсальная зависимость (7)).

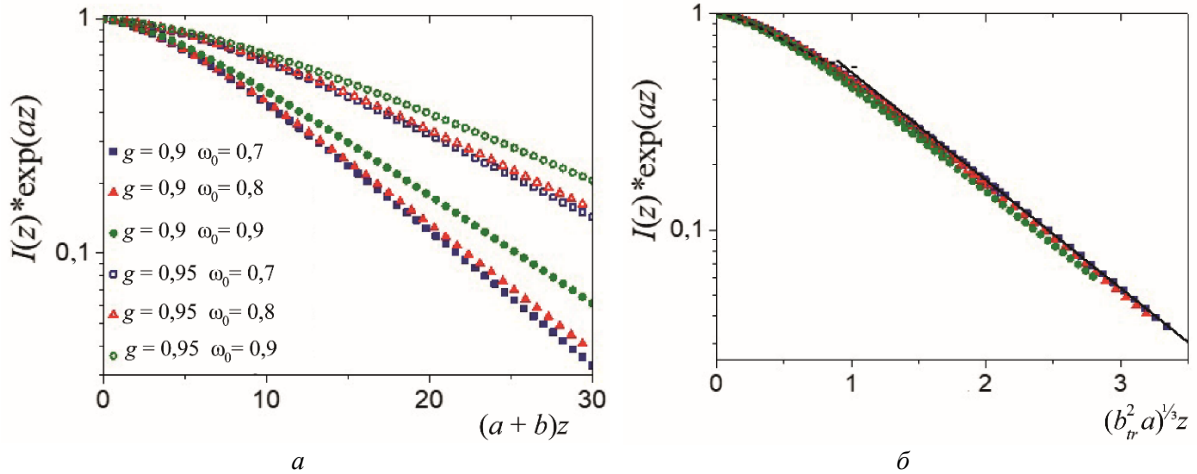


Рис. 2. Ослабление светового потока в среде с индикатрисой Хеньи-Гринштейна.

a — результаты численного моделирования методом Монте-Карло; b — те же результаты в зависимости от величины $b_r^{2/3} a^{1/3} z$, пунктирная кривая — расчет по формуле (8), прямая линия — асимптотический режим затухания потока.

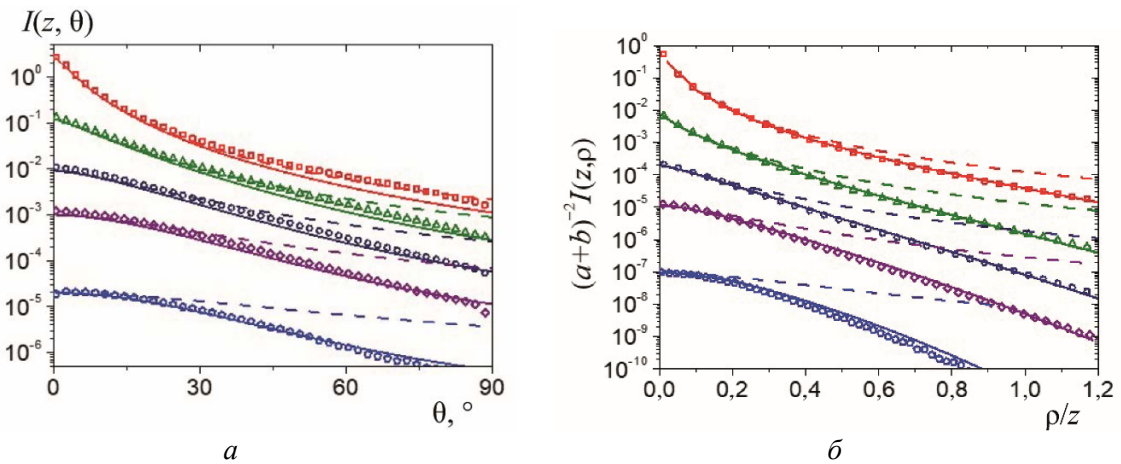


Рис. 3. Профили углового (а) и радиального (б) распределения излучения для индикатрисы Хеньи-Гринштейна.

Символы — численное моделирование методом Монте-Карло; сплошные кривые — расчет по формулам (9) и (10); пунктир — расчет по формулам стандартного малоуглового приближения (11); средний косинус угла однократного рассеяния $g = 0,95$, вероятность выживания фотона $\omega_0 = 0,7$; от верхней кривой к нижней, расстояние от источника $(a+b)z = 5, 10, 15, 20, 30$ (в универсальных единицах $b_r^{2/3} a^{1/3} z \approx 0,36; 0,72; 1,1; 1,4; 2,1$).

Отметим также, что универсальность зависимости $\tilde{I}(z)$ от расстояния была обнаружена ранее путем прямого численного интегрирования уравнения переноса методом дискретных ординат (с помощью кода DISORT) [8, 11]. В частности, в работе [11] указанная универсальность была продемонстрирована для морской воды первого типа (с индикатрисой Мореля [12]), а также для индикатрис Петцольда [9], Форнье-Форанда [13] и Копелевича [14].

Сравнение угловых и радиальных профилей рассеянного излучения проиллюстрировано на рис. 3. Аналитические зависимости построены по формулам (9) и (10). Для сравнения также приведены угловые и радиальные профили, рассчитанные по формулам стандартного малоуглового приближения [2]

$$I^{CМП}(z, \theta) = e^{-az} \tilde{I}_{a=0}(z, \theta), \quad I^{CМП}(z, \rho) = e^{-az} \tilde{I}_{a=0}(z, \rho). \quad (11)$$

Экстраполяция малоугловых выражений на произвольные углы проведена с помощью обычной замены $\theta^2 = 2(1 - \cos \theta)$.

В целом, результаты аналитических и численных расчетов хорошо согласуются. Особенно хорошее совпадение наблюдается для радиальной зависимости $I(z, \rho)$, не требующей дополнительной экстраполяции в малоугловом решении (10). Как видно из рис. 2 и 3, аналитические выражения (9) и (10) правильно описывают влияние поглощения на угловое и радиальное распределение многократно рассеянного излучения. До перехода к асимптотическому режиму распространения поглощение изменяет только форму крыльев углового и радиального профилей, и не влияет на распределение излучения в области «купола» (вблизи максимума интенсивности). Заметное расхождение аналитических результатов с численными данными начинает проявляться лишь на достаточно большом удалении от источника (в асимптотическом режиме), где абсолютные значения интенсивности оказываются малыми из-за поглощения.

Литература

1. Mobley C. D. Light and water: radiative transfer in natural waters. San Diego, Calif: Academic, 1994.
2. Исимару А. Распространение и рассеяние волн в случайно-неоднородных средах. М.: Мир, 1981.
3. Зега Э. П., Иванов А. П., Кацев И. Л. Перенос изображения в рассеивающей среде. Минск: Наука и техника, 1985.
4. Dolin L. S. New theoretical model of the irradiance distribution in water from a unidirectional point source // J. Mar. Sci. Eng. 2020. Vol. 8(2). 79. doi:10.3390/jmse8020079.
5. Van de Hulst H. C., Kattawar G. W. Exact spread function for a pulsed collimated beam in a medium with small-angle scattering // Appl. Opt. 1994. Vol. 33. P. 5820–5829.
6. Gorodnichev E. E., Kondratiev K. A., Kuzovlev A. I., Rogozkin D. B. Propagation and depolarization of a short pulse of light in sea water // J. Mar. Sci. Eng. 2020. Vol. 8(5). 0371. doi:10.3390/jmse8050371.
7. Reynolds L. O., McCormick N. J. Approximate two-parameter phase function for light scattering // J. Opt. Soc. Am. 1980. Vol. 70, № 10. P. 1206–1212.
8. Marinyuk V. V., Rogozkin D. B., Sheberstov S. V. Propagation of a light beam in an absorbing medium with large-scale inhomogeneities // Opt. Spectrosc. 2014. Vol. 117. P. 102–110.
9. Mobley C. D., Gentili B., Gordon H. R., Jin Zh., Kattawar G. W., Morel A., Reinersman Ph., Stamnes K., Stavn R. H. Comparison of numerical models for computing underwater light fields // Appl. Opt. 1993. Vol. 32. P. 7484–7504.
10. Долин Л. С. Решение уравнения переноса излучения в малоугловом приближении для стратифицированной мутной среды с учетом разброса фотонов по пробегам // Изв. АН СССР. ФАО. 1980. Т. 16, № 1. С. 55–64.
11. Marinyuk V. V., Sheberstov S. V. Asymptotic optical attenuation in sea water // J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transf. 2023. Vol. 295. 108419.
12. Morel A., Antoine D., Gentili B. Bidirectional reflectance of oceanic waters: accounting for Raman emission and varying particle scattering phase function // Appl. Opt. 2002. Vol. 41. P. 6289–6306.
13. Fournier G., Forand J. L. Analytic phase function for ocean water // Ocean Optics XII, J.S. Jaffe, ed., Proc. SPIE 1994. Vol. 2258. P. 194–201.
14. Kopelevich O. V. Application of data on seawater light scattering for the study of marine particles: A selective review focusing on Russian literature // Geo-Mar. Lett. 2012. Vol. 32. P. 183–193.

О ВОЗМОЖНОСТЯХ ИЗМЕРЕНИЯ ПОЛНОГО НАБОРА ГИДРООПТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК С ПОМОЩЬЮ ЛИДАРА

Л. С. Долин^{1,2}, канд. физ.-мат. наук

¹ Институт прикладной физики РАН, Нижний Новгород, Россия

² Нижегородский государственный университет им. Н. И. Лобачевского, Нижний Новгород, Россия

ON THE POSSIBILITIES OF MEASURING THE COMPLETE SET OF THE WATER INHERENT OPTICAL PROPERTIES USING LIDAR

L. S. Dolin^{1,2}, Ph.D.

¹ Institute of Applied Physics RAS, Nizhny Novgorod, Russia

² National Research Lobachevsky State University of Nizhny Novgorod, Nizhny Novgorod, Russia

Показано, что лидар с изменяющимся углом поля зрения приемника может быть использован для дистанционного измерения полного набора гидрооптических характеристик зондируемого водного слоя без привлечения априорной информации о его оптических свойствах.

It is shown that a lidar with a variable angle of the receiver's field of view can be used for remote measurement of the full set of the probed water layer inherent optical properties without using a priori information about these properties.

Характеристики рассеянного водой лидарного сигнала зависят от вертикальных распределений показателей поглощения и обратного рассеяния, но реагируют также на изменения показателя рассеяния «вперед» и ширины остронаправленной части индикатрисы рассеяния [1]. Поэтому оценка первичных гидрооптических характеристик (ПГХ) по эхосигналам одноканального лидара невозможна без использования априорной информации об оптических свойствах воды в исследуемом водоеме. Роль такой информации могут выполнять регрессии [2], которые устанавливают статистические связи между различными ПГХ и позволяют свести решение обратной задачи к определению одной оптической характеристики, например, показателя ослабления. Другой способ повышения информативности лидарного метода зондирования основывается на извлечении дополнительной информации о свойствах среды из рассеянного светового поля за счет изменения ширины диаграммы направленности фотоприемника в процессе наблюдений. Таким способом предлагалось, в частности, измерять показатель рассеяния воды и параметр ее индикатрисы рассеяния [3]. Настоящее сообщение посвящено более полному анализу потенциальных возможностей указанного метода зондирования. Приводятся алгоритмы определения вертикального профиля показателя рассеяния и индикатрисы рассеяния света в переднюю полусферу по измеренной зависимости эхо-сигнала от угла поля зрения приемника. Предлагается способ измерения профилей показателя ослабления и показателя обратного рассеяния, основанный на совместной обработке результатов вертикального и наклонного зондирования водной толщи. Таким методом определяется полный набор ПГХ, входящих в уравнение переноса излучения.

Схема вертикального зондирования. Полагаем, что лидар располагается на высоте H над гладкой водной поверхностью (плоскость $z = 0$), а оптические оси излучателя и приемника совпадают между собой и ориентированы по нормали к поверхности (рис. 1). Фотоприемник имеет «ступенчатую» диаграмму направленности, ширина которой $2\theta_2$ может перестраиваться в пределах

$$2\theta_1 < 2\theta_2 < 2\theta_{\max} \sim \pi / 3 (60^\circ), \quad (1)$$

где $2\theta_1$ — угол расходимости луча лазера. Размер элемента разрешения по глубине Δz (равный

половине длины зондирующего светового импульса) считаем малым по сравнению с характерным масштабом вертикальной неоднородности (ПГХ) — показателем поглощения $a(z)$, рассеяния $b(z)$, ослабления $c(z) = a + b$, обратного рассеяния $b_b(z)$ и индикатрисы рассеяния $x(\theta, z)$.

Источником информации о ПГХ служит функция $P(\theta_2, z)$, которая описывает зависимость мощности эхо- сигнала от угла θ_2 и глубины $z = ((c_0 t / 2) - H) / n_w$, с которой приходит сигнал в момент времени t после посылки зондирующего импульса ($c_0 = 3 \cdot 10^8$ м/с, $n_w = 1,33$ — показатель преломления воды), а также угловое распределение яркости рассеянного света на входном зрачке фотоприемника $L(\theta, z)$. При условии $\theta < \pi / 6$ расчет яркости можно выполнить с помощью уравнения:

$$L(\theta, z) \approx \frac{1}{2\pi \Sigma_2 \theta} \left[\frac{dP(\theta_2, z)}{d\theta_2} \right]_{\theta_2=\theta}, \quad (2)$$

где θ — угол отклонения светового луча от оптической оси фотоприемника (рис. 1); Σ_2 — площадь входного зрачка фотоприемника. Для построения алгоритмов решения обратных задач вместо функции (2) угловой переменной θ удобно использовать функцию

$$\bar{L}(r_{\perp}, z) \approx L(r_{\perp} / (H + zn_w^{-1}), z), \quad (3)$$

пространственной переменной

$$r_{\perp} = (H + zn_w^{-1})\theta. \quad (4)$$

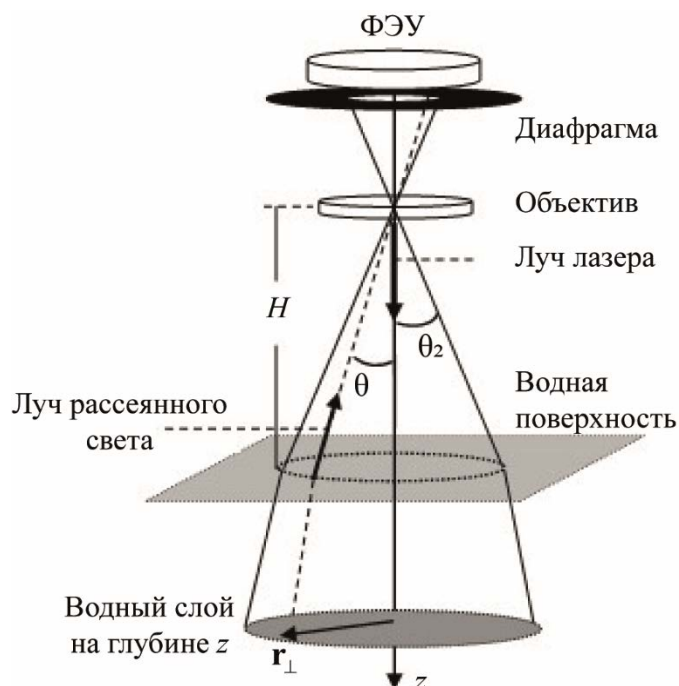


Рис. 1. Лидар с изменяющимся углом поля зрения.

Функция (3) описывает радиальное распределением яркости в изображении светового пятна, которое создается лазерным импульсом на глубине z в водном слое толщины Δz , т. е. L_z — это видимая яркость точки \mathbf{r}_\perp плоскости $z = \text{const}$ в момент времени $t = 2(H + n_w z)/c_0$ (рис. 1).

Модели эхо-сигнала. При построении теоретической модели сигнала $P(\theta_2, z)$ индикатриса рассеяния воды задавалась в виде:

$$x(\theta, z) = (1 - 2p_b) x_1(\theta, z) + 2p_b, \quad (5)$$

где $p_b(z) = b_b/b$ — вероятность обратного рассеяния, $x_1(\theta, z)$ — индикатриса малоуглового рассеяния, удовлетворяющая условиям:

$$(1/2) \int_0^\pi x_1(\theta, z) \sin \theta d\theta = 1, \quad (1/2) \int_{\pi/2}^\pi x_1(\theta, z) \sin \theta d\theta \ll p_b \ll 1. \quad (6a, b)$$

Расчет эхо-сигнала проводился в приближении однократного обратного рассеяния с учетом эффектов многократного рассеяния света «вперед». Если длина импульсного объема Δz мала по сравнению с вертикальным масштабом неоднородности ПГХ и длиной свободного пробега фотона ($1/c$), то формула для расчета сигнала P принимает вид [1]:

$$P(\theta_2, z) = (c_0 W \Sigma_2 \Omega_2 / 4\pi n_w^3) b_b(z) F(z), \quad F(z) = \iint_{\infty} E_1(\mathbf{r}_\perp, z) E_2(\mathbf{r}_\perp, z) d\mathbf{r}_\perp, \quad (7a, b)$$

где W — энергия зондирующего импульса, $\Omega_2 \approx \pi\theta_2^2$ — телесный угол приема рассеянного сигнала, E_1 и E_2 — распределения облученности на глубине z от вспомогательных стационарных источников излучения с единичной мощностью и такими же, как у излучателя и приемника характеристиками направленности, в фиктивной среде с узкой индикатрисой рассеяния $x_1(\theta, z)$ и показателями поглощения и рассеяния:

$$a_1 = a + 2b_b, \quad b_1 = b - 2b_b. \quad (8)$$

Согласно приведенным формулам отраженный сигнал, приходящий с глубины z , пропорционален величине показателя обратного рассеяния на этой глубине и значению функции F , которая описывает ослабление сигнала при его двукратном прохождении через водный слой толщины z . Используя уравнения (7 а, б) и аналитическое выражение для распределения облученности в световом пучке, прошедшем через слой стратифицированной мутной среды с узкой индикатрисой рассеяния [4], находим:

$$P(\theta_2, z) = \frac{c_0 W \Sigma_2 \theta_2^2}{4\pi n_w^3 r_2} (1 - R_F(0))^2 b_b(z) \exp[-2\tau_a(z)] \int_0^\infty J_1(kr_2) \cdot T^2(k, z) dk; \quad (9)$$

$$T(k, z) = \exp \left[-\tau_b(z) + \int_0^z b_1(z-z') \cdot \tilde{x}_1(kz', z-z') dz' \right], \quad r_2 = \theta_2 (H + z/n_w); \quad (10)$$

$$\tau_a(z) = \int_0^z a_1(z') dz', \quad \tau_b(z) = \int_0^z b_1(z') dz', \quad \tilde{x}_1(q, z) = \frac{1}{2} \int_0^\infty x_1(\theta, z) J_0(q\theta) \theta d\theta, \quad (11a-c)$$

где $T(k, z)$ — частотно-контрастная характеристика (ЧКХ) водного слоя $0 \div z$; $\tilde{x}_1(q, z)$ —

Фурье-образ индикатрисы рассеяния, удовлетворяющий условию $\tilde{x}_1(0, z) = 1$; J_0, J_1 — функции Бесселя первого рода с индексами 0 и 1; $R_F(0)$ — коэффициент отражения Френеля границы раздела вода – воздух для луча света с нулевым углом падения. При выводе формул (9)–(11) было использовано предположение о сильной анизотропии индикатрисы рассеяния и распределения яркости (2), позволяющее формально считать, что угловая переменная θ может изменяться в пределах $0 \leq \theta \leq \infty$.

Подстановка выражения (9) в формулу (2) показывает, что структура «мгновенного» изображения плоскости $z = ((c_0 t / 2) - H) / n_w$ описывается формулами:

$$\bar{L}(r_{\perp}, z) = \int_0^{\infty} \tilde{L}(k, z) J_0(k r_{\perp}) k dk; \quad \tilde{L}(k, z) = \frac{c_0 W (1 - R_F)^2}{8\pi^2 n_w^3} b_b(z) \exp(-2\tau_a(z)) T^2(k, z). \quad (12a, b).$$

Обратим внимание на то, что формула (9) не содержит параметра $2\theta_1$ благодаря условию (1), а формула (12b) применима в интервале пространственных частот $0 < k < k_{\max} \sim 2\pi / [(H + z / n_w) \theta_1]$ и при условии, что катод фотодетектора располагается в плоскости изображения светового пятна, находящегося на глубине $z = ((c_0 t / 2) - H) / n_w$.

При условиях $\theta_2 = \theta_{\max}$ и $\theta_2 = \theta_{\min} \sim \theta_1 \ll 1$ из уравнений (7a, b) можно получить упрощенные выражения для мощности эхо-сигнала

$$P_{\max}(z) = [P(\theta_2, z)]_{\theta_2 = \theta_{\max}} = \frac{c_0 W \Sigma_2 (1 - R_F(0))^2}{4\pi n_w^3 (H + z / n_w)^2} b_b(z) \exp[-2\tau_a(z)]; \quad (13)$$

$$P_{\min}(z) = [P(\theta_2, z)]_{\theta_2 = \theta_{\min}} = P_{\max}(z) \cdot \exp[-2\tau_b(z)], \quad (14)$$

полагая

$$F(z) \approx P_1(z) \cdot E_2(0, z), \text{ к}$$

$$P_1(z) = 2\pi \int_0^{r_2} E_1(r_{\perp}, z) r_{\perp} dr_{\perp} \approx (1 - R_F(0)) \cdot \begin{cases} \exp(-\tau_a - \tau_b), & \theta_2 = \theta_{\min}, \\ \exp(-\tau_a), & \theta_2 = \theta_{\max}; \end{cases}$$

$$E_2(0, z) \approx (1 - R_F(0)) \cdot \begin{cases} \frac{\exp(-\tau_a - \tau_b)}{\pi r_2^2}, & \theta_2 = \theta_{\min}, \\ \frac{\exp(-\tau_a)}{\pi r_2^2}, & \theta_2 = \theta_{\max}. \end{cases}$$

Согласно формулам (13), (14) при «широкоугольном» приеме сигнала ($\theta_2 = \theta_{\max}$) его экспоненциальное ослабление обусловлено в основном поглощением света в воде, поскольку рассеянный «вперед» свет участвует в формировании эхо-сигнала, а при «направленном» приеме сигнала ($\theta_2 = \theta_{\min}$) экспоненциальное ослабление его мощности на начальном интервале глубин определяется показателем ослабления $c(z) = a + b = a_1 + b_1$.

На рис. 2 представлены результаты расчета функций по формулам (9)–(11) и (13), (14) при условиях $\theta_{\min} = 0,003$, $\theta_{\max} = 0,5$, $b = \text{const}$, $b_b = \text{const}$:

$$S_{\min}(\tau_b) = \frac{P_{\min}(z)}{P_{\min}(0)} \cdot \exp[2\tau_a(z)]; \quad (15)$$

$$S_{\max}(\tau_b) = \frac{P_{\max}(z)}{P_{\max}(0)} \cdot \exp[2\tau_a(z)].$$

Сравнение сплошных и пунктирных кривых этого рисунка показывает, что в интервале глубин $0 < z < (3 \div 4)b^{-1}$ указанные формулы имеют близкую точность.

Алгоритмы определения показателя и индикатрисы малоуглового рассеяния. Как показывает формула (14), показатель малоуглового рассеяния можно определить по измеренным эхо-сигналам с помощью уравнения:

$$b_1(z) = \frac{1}{2} \frac{d}{dz} \ln \frac{P_{\max}(z)}{P_{\min}(z)}. \quad (17)$$

Восстановление индикатрисы $x_1(\theta, z)$ выполняется следующим образом:

1. С помощью уравнений (2) и (3) измеренный сигнал $P(\theta_2, z)$ преобразуется в функцию $\bar{L}(r_{\perp}, z)$, после чего вычисляется ее Фурье-образ:

$$\tilde{L}(k, z) = \int_0^{\infty} \bar{L}(r_{\perp}, z) J_0(kr_{\perp}) r_{\perp} dr_{\perp}. \quad (18)$$

2. Определяется частотно-контрастная характеристика (ЧКХ) водного слоя $0 \div z$ по формуле [5]:

$$T(k, z) = \sqrt{\tilde{L}(k, z) / \tilde{L}(0, z)}, \quad (19)$$

которая следует из уравнения (12b).

3. Для решения обратной задачи привлекается теоретическая модель ЧКХ — формула (10).

4. Составляется интегральное уравнение для определения Фурье-образа индикатрисы рассеяния по измеренной ЧКХ и измеренной зависимости $b_1(z)$:

$$\int_0^z b_1(z-z') \tilde{x}_1(kz', z-z') dz' = Q(k, z), \quad Q(k, z) = \ln[T(k, z)] + \int_0^z b_1(z') dz'. \quad (20)$$

5. Определяется зависимость $\tilde{x}_1(q, z)$ и вычисляется индикатриса рассеяния по формуле:

$$x_1(\theta, z) = 2 \int_0^{\infty} \tilde{x}_1(q, z) J_0(q\theta) q dq. \quad (21)$$

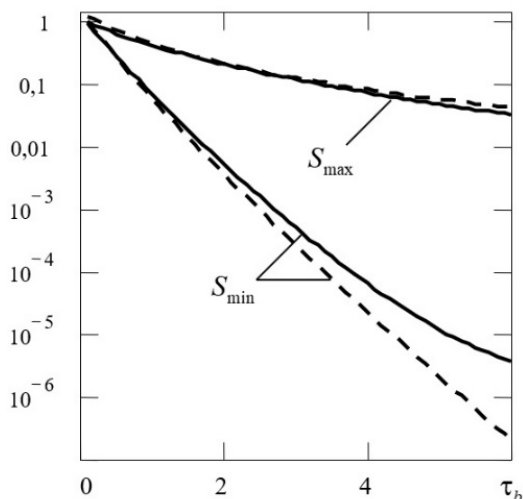


Рис. 2. Функции (15), рассчитанные по формулам (9)–(11) (сплошные линии) и формулам (13), (14) (пунктир).

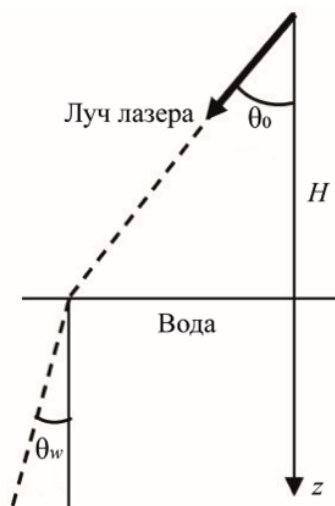


Рис. 3. Схема наклонного зондирования.

В случае, когда характеристики рассеяния водного слоя вертикально однородны ($db_1/dz=0$, $dx_1/dz=0$), в уравнении (20) можно произвести замену переменных $k \rightarrow q = kz$, $z \rightarrow \tau_b = b_1 z$, после чего оно принимает вид:

$$\int_0^q \tilde{x}_1(q') dq' = \frac{q}{\tau_b} \ln [T(q/z, \tau_b/b_1)] + q$$

и приводит к достаточно простой формуле для расчета функции \tilde{x}_1 :

$$\tilde{x}_1(q) = \frac{d}{dq} \left\{ (q/\tau_b) \ln [T(q/z, \tau_b/b_1)] \right\} + 1. \quad (22)$$

Алгоритмы определения показателей ослабления и обратного рассеяния. Для измерения профилей показателя ослабления $c(z)$ и показателя обратного рассеяния $b_b(z)$ должны использоваться результаты вертикального и наклонного зондирования водной толщи с использованием узкой приемной диаграммы ($\theta_2 = \theta_{\min}$). Если оптические оси излучателя и приемника отклонены от вертикали на угол θ_0 (рис. 3), упрощенное выражение для мощности эхо-сигнала (переходящее в выражение (14) при условии $\theta_0 = 0$) имеет вид:

$$P_{\min}(z, \theta_0) = \frac{c_0 W \Sigma_2 (1 - R_F(\theta_0))^2}{4\pi n_w^3 \cdot s^2(z, \theta_0)} b_b(z) \cdot \exp \left[-\frac{2\tau(z)}{\cos \theta_w} \right], \quad (23)$$

где

$$s(z, \theta_0) = \frac{H \cos \theta_w}{\cos^2 \theta_0} + \frac{(z/n_w) \cos \theta_0}{\cos^2 \theta_w}; \quad \cos \theta_w = \sqrt{1 - n_w^{-2} \sin^2 \theta_0};$$

$$\tau(z) = \tau_a(z) + \tau_b(z) = \int_0^z c(z') dz'.$$

Выражение (23) показывает, что профиль показателя ослабления водного слоя определяется по результатам его вертикального и наклонного зондирования с помощью уравнений:

$$c(z) = \frac{d\tau(z)}{dz}; \quad \tau(z) = \frac{1}{2[(\cos \theta_w)^{-1} - 1]} \ln \frac{P_{\min}(z, 0) \cdot s^2(z, 0)(1 - R_F(\theta_0))^2}{P_{\min}(z, \theta_0) \cdot s^2(z, \theta_0)(1 - R_F(0))^2}, \quad (24)$$

а профиль показателя обратного рассеяния находится из соотношения:

$$b_b(z) = \frac{4\pi n_w^3 \cdot (H + z/n_w)^2}{c_0 W \Sigma_2 (1 - R_F(0))^2} P_{\min}(z, 0) \exp[2\tau(z)] \quad (25)$$

после подстановки в него найденной ранее функции $\tau(z)$. Заметим, что для определения показателя ослабления $c(z)$ и функции $b_b(z)/b_b(0)$, характеризующей относительные изменения показателя обратного рассеяния, можно использовать не калиброванный лидар, а измерение абсолютных значений b_b требует его калибровки.

Таким образом, за счет изменений ширины диаграммы направленности фотоприемника и угла падения лазерного луча на водную поверхность мы можем получить лидарные данные, достаточные для определения полного набора гидрооптических характеристик, входящих в уравнение переноса излучения — показателя поглощения a , показателя рассеяния b и индикатрисы рассеяния. Процедура их восстановления такова: 1) определяются показатель (b_1) и индикатриса (x_1) малоуглового рассеяния по формулам (17) и (18)–(22); 2) определяются показатель ослабления (c) и показатель обратного рассеяния (b_b) по формулам (24), (25); 3) полный показатель рассеяния и показатель поглощения находятся по формулам $b = b_1 + 2b_b$, $a = c - b$, а полную индикатрису рассеяния восстанавливаем, подставляя функцию x_1 и параметр $p_b = b_b / b$ в формулу (5).

Литература

1. Долин Л. С., Левин И. М. Справочник по теории подводного видения. Л.: Гидрометеоздат, 1991. 230 с.
2. Левин И. М., Копелевич О. В. Корреляционные связи между первичными гидрооптическими характеристиками в диапазоне 550 нм // Океанология. 2007. Т. 47, № 3. С. 344–348.
3. Feygels V. I., Kopilevich Y. I., Surkov A., Yungel J. K., Behrenfeld M. J. Airborne lidar system with variable field-of-view receiver for water optical properties measurement // Proc. SPIE. 2003. Vol. 9. 5155-3.
4. Долин Л. С., Савельев В. А. К теории распространения узкого пучка света в стратифицированной рассеивающей среде // Известия вузов. Радиофизика. 1979. Т. 22, № 11. С. 1310–1317.
5. Dolin L. S. Theory of lidar method for measurement of the modulation transfer function of water layers // Applied Optics. 2013. Vol. 52, № 2, P. 199–207.

Работа выполнена в рамках реализации Программы стратегического академического лидерства «Приоритет 2030» ННГУ (№ темы Н-468-99_2021-2023) и по Государственному заданию (тема № FFUF-2021-0006).

ИССЛЕДОВАНИЕ ПРЕИМУЩЕСТВ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СПЕКТРАЛЬНОГО ПОГЛОЩЕНИЯ СВЕТА В МОРЕ В КВАРЦЕВОЙ КЮБЕТЕ КОНУСНОЙ ФОРМЫ

М. Е. Ли, д-р. физ.-мат. наук, *Е. Б. Шибанов* д-р. физ.-мат. наук

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия

ADVANTAGES OF APPLYING A CONE-SHAPED QUARTZ CELL TO DETERMINE THE SPECTRAL SHAPE OF LIGHT ABSORPTION IN THE SEA

M. E. Lee Dr.Sc., *E. B. Shybanov* Dr.Sc.,

Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia

Представлен новый способ эффективного сбора рассеянных лучей в пучке, позволяющий избежать значительных ошибок в определении поглощения света в море без необходимости проводить коррекцию данных путем теоретического моделирования.

A new method for the efficient collection of scattered beams in a beam is presented, which makes it possible to avoid significant errors in determining the absorption of light in the sea without the need to correct the data by theoretical modeling.

Введение. Во всех моделях переноса светового излучения морской среды первичные гидрооптические характеристики, к которым относятся поглощение и рассеяние, являются либо необходимыми входными параметрами, либо, в случае обратных задач, выходными данными расчетов. В связи с этим измерения величины поглощения имеют большое прикладное значение, особенно для задач верификации спутниковых сканеров цвета моря, тесно связанных с экологическим мониторингом состояния моря. Применяемые в настоящее время натурные методы определения спектрального показателя поглощения света не позволяют получать достаточно достоверные данные из-за недостаточной точности измерений. Морская вода является слабо поглощающей светорассеивающей средой, в которой распространение света сопровождается во много раз более сильным его ослаблением от рассеяния, чем от поглощения. 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 [1], можно оценить, что соотношение между ослаблением света от рассеяния и от поглощения может колебаться от 1 — при больших концентрациях рассеянного органического вещества, до 20 — при интенсивном цветении кокколитофорид. Для морских вод разных акваторий соотношение между ослаблением света от рассеяния и от поглощения может колебаться от 1 до 10.

Следовательно, при определении поглощения света морской водой на приемном устройстве необходимо собрать не только тот свет, который прошел определенное расстояние в среде после поглощения, но и весь рассеянный на этом пути свет. Эта особенность приводит к взаимно противоречивым требованиям при разработке методов измерений поглощения света в море. С одной стороны, для обеспечения чувствительности метода необходимо измерять ослабленный из-за поглощения свет на как можно большем пути его прохождения в среде (большей длине измерительной базы). С другой стороны, большая длина базы делает очень трудной задачу перенаправления всего рассеянного на этом пути света в сторону коллектора для сбора на светоприемном устройстве. Ранее был предложен метод измерения поглощения света в зеркальной цилиндрической кювете с источником света на входе и коллектором с фотоприемным устройством на выходе (reflective-tube absorption meter) [2, 3], а несколько позднее — аналогичный метод, в котором было использовано явление полного внутреннего отражения [4, 5]. Из-за недостаточно полного сбора рассеянных лучей в этих методах приходится прибегать

к коррекции данных путем теоретического моделирования. Предлагается новый способ определения спектрального поглощения света в конической кювете из кварцевого стекла, с внешним зеркальным конусом. Конусная кювета позволяет собрать преобладающую часть рассеянных лучей в проходящем через водную среду пучке путем более эффективного перенаправления этих лучей от места рассеяния света до приемника. Остальная, вышедшая из кюветы, часть рассеянных лучей достигает приемника в воздушном пространстве между кюветой и конусным зеркалом за счет многократного отражения от него. В результате новым способом удастся перенаправить к приемнику практически весь рассеянный свет и тем самым минимизировать ошибки определения поглощения света в слабо поглощающей среде.

Аспекты нового подхода. В статье предлагается минимизировать ошибки путем применения нового способа определения спектрального поглощения света, позволяющего перенаправлять к коллектору практически весь рассеянный в слабо поглощающей водной среде свет. В пределе, для достижения наилучшего результата необходимо перенаправлять к приемному коллектору все рассеянные лучи от 0 до 180°, но с учетом того, что в обратном направлении в морской воде рассеивается лишь 1–2 % фотонов, вполне допустимо ограничиться перехватом лучей, рассеянных в переднюю полусферу от 0 до 90°. Для решения этой задачи предлагается определять поглощение света в конической кювете из кварцевого стекла на воздухе, помещенной соосно внутри внешнего зеркального конуса (рис. 1).

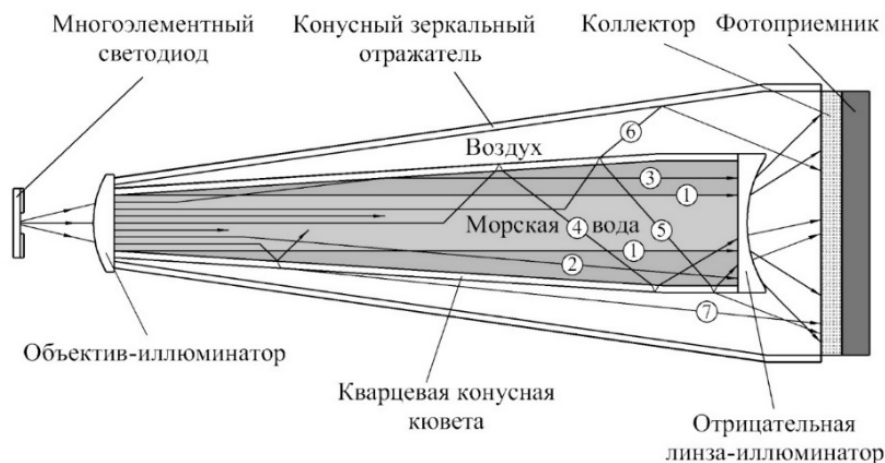


Рис. 1. Схема нового способа определения поглощения света в морской воде с примерами хода лучей от источника до коллектора. Лучами, заканчивающимися в воде, обозначена поглощенная часть света в пучке.

- 1 — лучи, прошедшие через всю кювету без ослабления; 2, 3 — рассеянные лучи в малых углах, дошедшие до коллектора не касаясь стенки, а также перенаправленных после отражения от стенки кюветы; 4 — рассеянные лучи, испытавшие полное внутреннее отражение и дошедшие до коллектора путем неоднократных дополнительных отражений от одной части стенки кюветы к противоположной; 5, 6 — рассеянные лучи, частично отраженные стенкой внутрь и вышедшие после преломления в воздушное пространство между кюветой и зеркальным конусом; 7 — рассеянные лучи, вышедшие из кюветы и достигшие коллектора, не касаясь зеркального конуса.

Как видно из рис. 1, вместо обычно применяющейся в настоящее время кюветы цилиндрической формы, кювета выполнена из кварцевого стекла в виде тонкостенного конуса, который завершается цилиндрической частью лишь на небольшом отрезке перед приемным коллектором. Такая форма кюветы позволяет больше и эффективнее перенаправлять к коллектору рассеянные в водной среде фотоны, испытывающие полное внутреннее отражение на поверхности раздела кварц-воздух. Вследствие того, что индикатриса рассеяния природных морских вод имеет сильный пик в прямом направлении [6], в этом случае удастся перенаправить большую часть рассеянных вперед лучей и таким образом сохранить их в проходящем через водную среду пучке. Рассеянные под большими углами лучи выходят в воздушное пространство между конусной кюветой и зеркальным конусом. Эти лучи не теряются, как в применяющихся в настоящее время методах, а собираются внешним зеркальным конусом в пучке света, направленного на коллектор. Таким образом, определение поглощения света в конусной кювете, совмещенной с конусным зеркалом, позволяет устранить перечисленные выше недостатки существующих методов, поскольку на приемный коллектор перенаправляются практически все рассеянные в переднюю полусферу лучи.

Ограничительным геометрическим параметром нового способа является длина измерительной базы, которая не может быть больше 0,1–0,15 м, из-за конусных форм кюветы и зеркального отражателя. Основным фактором, ограничивающим длину измерительной базы, является угол конусной кюветы. Конусную форму мы принимали как общий случай трубчатых кювет, в котором цилиндрическая кювета является предельным случаем с углом равным 0° . Поэтому необходимо расчетным путем подбирать оптимальный угол конусной кюветы, удовлетворяющий многим противоречивым факторам, таким как длина измерительной базы, диаметр коллимированного пучка света, диаметр коллектора и т. д. Исходя из необходимости учета многих факторов, оптимальными геометрическими параметрами для определения поглощения света в море по новому способу были выбраны следующие:

- длина измерительной базы — 0,125 м;
- диаметр коллимированного пучка света — 0,008 м;
- угол конуса кварцевой кюветы — 6° ;
- угол конуса внешнего зеркального отражателя — 12° ;
- диаметр приемного коллектора — 0,04 м.

В качестве источника света может использоваться мощный многоэлементный светодиод с коллиматором, обеспечивающий определения поглощения света в разных участках спектра в диапазоне от 390 до 630 нм. Многоэлементный светодиод имеет важное преимущество перед традиционно применяемыми лампами накаливания из-за намного более высокой светоотдачи. Сравнительный анализ показывает, что мощные светодиоды по отношению к лампам накаливания дают выигрыш по световому потоку в сопоставимых спектральных интервалах в десятки раз, а в коротковолновой области спектра — даже в сотни раз. Спектральные интервалы светодиодов сравнительно узкие (10–20 нм), поэтому их излучение допустимо считать квазимонохроматическим. Многоэлементные разноцветные светодиоды позволяют также производить быстрое электронное сканирование по спектру в отличие от механического переключения набора узкополосных интерференционных светофильтров.

В качестве приемного коллектора чаще всего применяется пластинка из молочного стекла, в которой оптические характеристики и геометрические параметры подобраны так, чтобы обеспечить равномерное перераспределение падающего света по всей его толщине. На приемный коллектор лучи падают с самых разных направлений с сильно различающимися интенсивностями и неравномерно по площади, поэтому его основная функция заключается в том, чтобы на выходе формировалось равномерное суммарное излучение. В реальности добиться полной равномерности выходящего из коллектора излучения не удастся, поэтому для лучшего согласования необходимо применять приемники светового излучения с большой площадью светочувствительной площадки, сопоставимой с размерами коллектора.

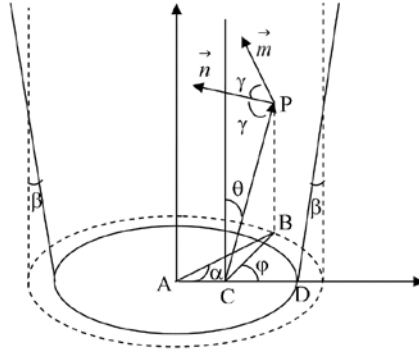


Рис. 2. Схема распространения рассеянного луча в конусной кювете, используемая для расчета длины пути, количества и углов отражений.

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 сначала отдельно для конусной кварцевой кюветы на воздухе, а затем для этой же кюветы, помещенной внутрь внешнего конусного зеркального отражателя. Рассмотрим геометрию отражения внутри кварцевой конусной кюветы. На рис. 2 показана схема распространения рассеянного луча в кювете, имеющей форму конуса с углом раствора, равным 2β . Ось конуса направлена вверх. Горизонтальное сечение конуса образует круг, с радиусом r_1 и центром в точке A. Конус заполнен морской водой, освещаемой снизу параллельным пучком. Пусть в точке C прямой свет рассеивается в некотором направлении, определяемым зенитным углом θ и азимутальным углом ϕ . Рассеянный луч пересекается с поверхностью конуса на высоте z в точке P, в которой происходит отражение луча света обратно в среду. Горизонтальное сечение конуса, проведенное через точку P, образует окружность с радиусом $r(z) = r_1 + z \cdot \operatorname{tg} \beta$, где $z = |BP|$. Проекция этой окружности показана пунктиром на рис. 2.

Обозначим x расстояние $|AC|$ от центра конуса. Из уравнений для треугольников ABC и BCP определяется длина отрезка BC

$$|BC| = \sqrt{(r_1 + x \cdot \operatorname{tg} \beta / \operatorname{tg} \theta)^2 - x^2 \sin^2 \phi} - x \cdot \cos \phi \quad (1)$$

и соответствующая ей высота $z = |BC / \operatorname{tg} \theta|$. Длина пути луча света $|CP|$ до точки отражения рассчитывается по теореме Пифагора.

Пересечение луча с конусом возможно, если выполняется неравенство:

$$(x \cdot \cos \phi \cdot \operatorname{tg} \theta - r_1 \cdot \operatorname{tg} \beta)^2 \geq (x^2 - r_1^2)(\operatorname{tg}^2 \theta - \operatorname{tg}^2 \beta). \quad (2)$$

Условие (2) будет проверяться для случаев, если точка C находится за пределами конуса. Азимут α относительно центра для точки отражения P удовлетворяет уравнению:

$$\cos \alpha = \frac{|AC|}{r(z)} \cdot \sin^2 \phi + \cos \phi \sqrt{1 - \frac{|AC|^2}{r^2(z)} \sin^2 \phi} \quad (3)$$

Единичный вектор в направлении рассеяния имеет декартовы координаты:

$$\vec{e}_s = (\sin \theta \cos \varphi, \sin \theta \sin \varphi, \cos \theta), \quad (4)$$

а нормаль к поверхности \vec{n} в точке отражения

$$\vec{n} = (-\cos \beta \cos \alpha, -\cos \beta \sin \alpha, \sin \beta). \quad (5)$$

Косинус угла отражения γ_r вычисляемый через скалярное произведение:

$$\cos \gamma_r = -(\vec{e}_s \cdot \vec{n}), \quad (6)$$

используется при определении коэффициентов Френеля. Направление отраженного \vec{e}_r луча задается выражением:

$$\vec{e}_r = \vec{e}_s - 2(\vec{e}_s \cdot \vec{n}) \vec{n} = \vec{e}_s + 2 \cos \gamma_r \cdot \vec{n}. \quad (7)$$

В соответствии с законом Снеллиуса $m_1 \sin \gamma_s = m_2 \sin \gamma_t$, направление преломленного \vec{e}_t луча находится из выражений:

$$\vec{e}_t = \frac{m_1}{m_2} \vec{e}_s + \left(\cos \gamma_t - \frac{m_1}{m_2} \cos \gamma_r \right) \vec{n}, \quad (8)$$

где m_1 — показатель преломления исследуемой среды; m_2 — показатель преломления среды, за пределами конуса.

Вектор \vec{e}_r задает новое направление распространения луча на следующей высоте Z . Зная координаты точки и направление распространения луча, проверяется условие (2) и если оно выполняется, то интенсивность света умножается на коэффициенты отражения Френеля и находится вектор \vec{e}_r . Наличие внешнего конусного зеркального отражателя подразумевает процедуру расчета хода преломленного луча. Луч может сразу попасть на коллектор или вернуться в среду через стенки конусной кюветы. Чтобы избежать многократного дублирования лучей, считалось, что луч повторно проникает в воду практически без потерь и дальнейшая его траектория рассчитывалась по упрощенному алгоритму. Известно, что коэффициент отражения Френеля резко уменьшается в окрестности угла полного внутреннего отражения. По этой причине, выбирая из преломленного и отраженного луча луч большей интенсивности, можно проводить вычисления с достаточной точностью, поскольку индикатриса рассеяния воды в области углов, где нужно учитывать преломление из воды в воздух, заметно меньше единицы. Программа расчета предусматривала учет потерь световой энергии при отражении от зеркального покрытия — 5 %, при отражении и преломлении на стенке конусной кюветы — 1 %. Для произвольного угла рассеяния суммировалось количество отражений, определялась полная длина пути и вычислялись потери интенсивности световой энергии. Интегрирование проводилось: по азимутальному углу φ , по полному сечению пучка света и по всей длине конуса. Итерации проводятся до тех пор, пока луч не выйдет за пределы конуса. При этом для любых углов рассеяния суммируется количество отражений, определяется полная длина пути и потери при отражении. Интегрирование проводится: по азимутальному углу φ , по полному сечению пучка света и по всей длине конуса. Расчеты проведены для следующих параметров: длина конуса $z_{\max} = 100$ мм, угол раствора $2\beta = 6^\circ$, радиус окружности пучка света равнялся минимальному радиусу конуса $r_0 = 4$ мм. Наиболее простой случай центрального луча не

требует интегрирования по двум переменным. Также проводились расчеты для цилиндрической кюветы (частный случай конуса с нулевым углом раствора) с радиусами 4 и 9,25 мм.

Результаты и обсуждение. Расчеты хода рассеянных лучей позволили количественно оценить, что при распространении их в конусной кювете происходит в два раза меньшее число отражений от стенок кювет, чем в цилиндрической кювете. Уменьшение числа отражений приводит к тому, что новый способ позволяет ослабить влияние удлинения пути рассеянных лучей на спектральное поглощение света путем спрямления зигзагообразного распространения света в кювете. В кварцевой конусной кювете область углов, в которых происходит полное внутреннее отражение рассеянных лучей, становится шире на половину угла конуса от 0 до $44,5^\circ$. Вблизи приемного коллектора перенаправление рассеянных фотонов происходит как без соприкосновения со стенкой кюветы, так и в результате однократного отражения от нее, затем двукратного отражения от одной части стенки к противоположной ей и так далее. В то же время от входа в кювету к коллектору рассеянные лучи будут распространяться уже по зигзагообразному пути от одной части стенки к противоположной путем многократного отражения по всей ее длине. Перенаправление рассеянных лучей в результате однократного и двукратного отражений в цилиндрической и конусной кювете происходит примерно одинаково, тогда как для многократных отражений есть существенная разница. В цилиндрической кювете распространение рассеянных лучей в результате многократного отражения происходит по равномерному зигзагообразному пути с одним и тем же шагом. Для больших углов рассеяния зигзагообразный путь становится настолько учащенным, что все лучи, достигшие поверхности раздела цилиндрической кюветы и не испытавшие полного внутреннего отражения, в конечном итоге выйдут за пределы кюветы в воздух и окажутся безвозвратно потерянными. В конусной же кювете распространение рассеянных лучей в результате многократных отражений от стенок происходит по расширяющемуся зигзагообразному пути с постепенно увеличивающимся шагом. Соответственно, рассеянные лучи испытывают меньшее число отражений и поэтому меньше теряется фотонов при взаимодействиях со стенками конической кюветы. Таким образом, конусная кювета позволяет собрать на приемном коллекторе больше рассеянных лучей по отношению к цилиндрической за счет более эффективного перенаправления этих лучей от места рассеяния света в среде до коллектора. Расчеты с использованием индикатрис Петцольда [7] для рассеянных лучей в области углов от 0 до $44,5^\circ$ эта доля варьирует от 88 до 95 % со средним значением 93 %.

Оставшиеся лучи с углами рассеяния в диапазоне от $44,5$ до 90° на внешней границе раздела кварц-воздух кюветы разделяются на два потока. В соответствии с законом Френеля часть рассеянных лучей выходит в пространство между кюветой и зеркальным конусом, а другая, отразившись от стенки, возвращается обратно в среду. Как было отмечено выше, в применяемых в настоящее время методах (reflective-tube absorption meter) эти лучи безвозвратно теряются и их потери приходится учитывать введением коррекции путем теоретического моделирования. Хотя суммарная доля этих лучей относительно невелика и составляет 5–12 % от общего рассеяния света их не учет может привести, в отдельных случаях, к большим ошибкам в определении поглощения света в море. Поэтому важно, чтобы вышедшие из кюветы рассеянные лучи, также, как и лучи, распространяющиеся внутри кюветы, по возможности без потерь достигали коллектора. Рассеянные лучи, вышедшие из водной среды, распространяются в воздушном пространстве между конусной кварцевой кюветой и конусным зеркальным отражателем. Перенаправление этих лучей к коллектору происходит либо за счет отклонения в воздухе, вышедшего из кюветы луча на поверхности раздела кварц-воздух, либо за счет неоднократного отражения его от внешнего зеркального конуса.

Заключение. Предложено решение задачи эффективного сбора на приемном устройстве не только света, прошедшего определенное расстояние в среде после поглощения, но и всех рассеянных на этом пути лучей путем применения нового способа определения спектрального поглощения света в конической кювете из кварцевого стекла на воздухе, помещенной соосно внутри внешнего зеркального конуса. Расчетами геометрии хода лучей показано, что конусная кювета позволяет собрать на приемном коллекторе до 90 % рассеянных лучей за счет более эффективного перенаправления этих лучей от места рассеяния света в среде до коллектора. Еще около 8 % рассеянных под большими углами лучей удастся собрать на приемном коллекторе за счет перенаправления по воздуху внешним зеркальным конусным отражателем. Сочетание

конусной кварцевой кюветы и внешнего зеркального конуса в новом способе позволило собрать в приемнике практически все рассеянные в слабо поглощающей среде лучи и тем самым не только исключить их сильное влияние на определения поглощения света в море, но и отказаться от необходимости проводить коррекцию данных путем теоретического моделирования.

Литература

1. Маньковский В. И., Соловьев М. В., Маньковская Е. В. Гидрооптические характеристики Черного моря. Справочник. Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2009. 90 с.
2. Yentsch C. S. Measurement of visible light absorption by particulate matter in the ocean // *Limnol. Oceanogr.* 1962. Vol. 7. P. 207–217.
3. Zaneveld J. R. V., Bartz R. Beam attenuation and absorption meters // *Ocean Optics VII, Proc. Soc. Photo Opt. Instrum. Eng.* 1984. Vol. 489. P. 318–324.
4. Zaneveld J. R. V., Bartz R., Kitchen J. C. Reflective-tube absorption meter // *Ocean Optics X, Proc. Soc. Photo Opt. Instrum. Eng.* 1990. Vol. 1302. P. 124–136.
5. Zaneveld J. R. V., Kitchen J. C., Moore C. The scattering error correction of reflecting-tube absorption meters // *Ocean Optics XII, Proc. SPIE.* 1994. Vol. 2258. P. 44–55.
6. Маньковский В. И., Маньковская Е. В. Пространственная изменчивость оптических характеристик вод в южной части Средиземного моря в весенний период (май 1998 года) // *Морской гидрофизический журнал.* 2020. Т. 36, № 1. С. 53–65. doi:10.22449/0233-7584-2020-1-53-65.
7. Petzold T. J. Volume Scattering Functions for Selected Ocean Waters // *Tech. Rep, Scripps Inst. of Oceanogr.* 1972. P. 72–78.

Работа выполнена при финансовой поддержке государственного задания Морского гидрофизического института РАН № 0827-2021-0002, Государственное задание № FNNN-2021-0003 «Разработка методов оперативной океанологии на основе междисциплинарных исследований процессов формирования и эволюции морской среды и математического моделирования с использованием данных дистанционных и контактных измерений» (код «Оперативная океанология»).

КОСМОС И АКАДЕМИЯ НАУК: АКАДЕМИК М. В. КЕЛДЫШ — ГЛАВНЫЙ ТЕОРЕТИК КОСМОНАВТИКИ И ПРЕЗИДЕНТ АН СССР. ПОСВЯЩАЕТСЯ 300-ЛЕТИЮ АКАДЕМИИ НАУК И 320-ЛЕТИЮ САНКТ-ПЕТЕРБУРГА

Т. А. Сушкевич, д-р. физ.-мат. наук

Институт прикладной математики им. М. В. Келдыша РАН, Москва, Россия

SPACE AND THE ACADEMY OF SCIENCES: ACADEMICIAN M. V. KELDYSH — CHIEF THEORETIST OF COSMONAUTICS AND PRESIDENT OF THE USSR ACADEMY OF SCIENCES. DEDICATED TO THE 300TH ANNIVERSARY OF THE ACADEMY OF SCIENCES AND THE 320TH ANNIVERSARY OF ST. PETERSBURG

T. A. Sushkevich, Dr.Sc.

Keldysh Institute of Applied Mathematics of RAS, Moscow, Russia

В год 320-летия Санкт-Петербурга — «колыбели» Академии наук накануне её 300-летия обратите внимание на «Эпоху Келдыша» — уникальное явление в истории государства российского и мировой науки. М. В. Келдыш — Ломоносов XX века — главный теоретик космонавтики, единственный математик, трижды Герой Социалистического Труда, лучший президент Академии наук СССР, основатель и директор первого академического Института прикладной математики.

In the year of the 320th anniversary of St. Petersburg — the «cradle» of the Academy of Sciences on the eve of its 300th anniversary, pay attention to the «Keldysh Era» — a unique phenomenon in the history of the Russian state and world science. M. V. Keldysh — Lomonosov of the XX century — Chief Theorist of Cosmonautics, the only mathematician Three Times Hero of Socialist Labor, the best President of the USSR Academy of Sciences, founder and director of the first academic Institute of Applied Mathematics.

Введение. Уникальное явление в мировой истории цивилизации и науки: «незаменимый» математик Мстислав Всеволодович Келдыш — главный теоретик космонавтики и президент Академии наук СССР (АН) — «всемирно известный, всемерно засекреченный» (с 1939 г.) [1] «генерал науки» и «Ломоносов XX века» [2], именем которого названа «Эпоха Келдыша» [3]. М. В. Келдыш — ГЕНИЙ, ему «нужна была Великая Россия», и его талант ученого, государственного деятеля и организатора науки оказался востребованным в тяжелые годы и годы расцвета любимой Родины [4, 5]. Это были годы Победы в Великой Отечественной Войне 1941–1945 гг. и величайших достижений в эпохальных стратегических «Трех проектах» — «Атомном», «Космическом», «Ракетно-ядерный щит». «Тремя проектами» руководили «Три К» — академики И. В. Курчатов (12.01.1903–07.02.1960) — трижды Герой Социалистического Труда (1949, 1951, 1954), С. П. Королев (12.01.1907–14.01.1966) — дважды Герой Социалистического Труда (1956, 1961), М. В. Келдыш (10.02.1911–24.06.1978) — единственный математик трижды Герой Социалистического Труда (1956, 1961, 1971) [6].

Три русских ГЕНИЯ возглавили и совершили научно-техническую революцию в Союзе Советских Социалистических Республик (СССР) в середине XX века, и их имена навечно вошли в историю цивилизации человечества на планете Земля, СССР и России. Эти академики — гордость ВЕЛИКОЙ Академии наук СССР! Эти Герои и прежде всего М. В. Келдыш — лучший Президент АН СССР (1961–1975) за всю её почти 300-летнюю историю — подняли престиж НАУКИ и УЧЕНЫХ на такую недосягаемую высоту, что АН СССР стала форпостом СССР в мире и СССР уважали во всем мире, а не только боялись! Это благодаря их научным подвигам и заслугам был обеспечен стратегический паритет двух политических систем и военных блоков во главе с СССР и США, и с 1945 г. пока нет глобальных мировых войн на планете.

Талантливых математиков в СССР хватало, но вот вклад М. В. Келдыша в ракетно-космические исследования и в организацию фундаментальной науки переоценить невозможно.

М. В. Келдыша знали во всем мире, отождествляя успехи советской отечественной науки с его личностью. М. В. Келдыш и С. П. Королев открыли космическую эру для человечества [7–12]. Это были годы, когда в космосе СССР был впереди планеты всей! После каждого космического успеха М. В. Келдыш сам лично проводил пресс-конференции в Актовом зале МГУ [13–15], который всегда был переполнен представителями со всего мира! Признанными мировыми державами были только СССР и США! Наука СССР могла противостоять науке всего мира!

В 2023 г. в критических условиях тектонических геополитических сдвигов глобального порядка в мире, невиданных ранее санкций и новых вызовов вплоть до гибридной войны и угроз третьей мировой «ядерной» войны вышел Указ Президента от 31.03.2023 № 229 «Об утверждении Концепции внешней политики РФ»: «Настоящая Концепция является документом стратегического планирования и представляет собой систему взглядов на национальные интересы Российской Федерации во внешнеполитической сфере, базовые принципы, стратегические цели, основные задачи и приоритетные направления внешней политики Российской Федерации.» Этот Указ фактически является актуализацией приоритетных направлений, целей и задач внешнеполитической деятельности в новых условиях и вызовов для отечественной науки и стратегии развития постиндустриального технологического уклада.

Академик В. И. Вернадский в докладе «Мысли о современном значении истории знаний» [16] на первом заседании 14.11.26 Комиссии по истории знаний АН СССР высказал актуальную мысль о преемственности в науке, говоря о переломных моментах или острых проблемах в истории государств: «История науки является в такие моменты орудием достижения нового». Академик И.В. Курчатов: «В любом деле важно определить приоритеты. Иначе второстепенное, хотя и нужное, отнимет все силы и не даст дойти до главного». Для современной геополитической и научно-технологической ситуации можно найти критические аналогии в истории российского государства. Во-первых, основание Петром Первым Академии наук в 1724 г. с привлечением иностранных ученых (своих не было) и с целью использования достижений мировой науки и вовлечения России в общий процесс культурного развития стран Европы [17], во-вторых, создание Академии наук Союза СССР в 1925 г. с ориентацией на суверенитет и усиление государства, развитие производительных сил и промышленности и культурно-экономическое строительство страны [17]. Две разные концепции, однако вторая в большей степени отвечает современным вызовам. И в год 60-летия полета на космическом корабле по космической орбите первого космонавта планеты и первого гражданина Вселенной Ю. А. Гагарина Научная сессия Общего собрания членов РАН 21 апреля 2021 г. определила приоритеты академической науки для развития космической отрасли [18].

«Колыбелью» Академии наук является город Санкт-Петербург (27.05.2023 отметили 320 лет [19–21]), — новая столица с 1712 г., которая по планам Петра I (30 мая (9 июня) 1672 – 28 января (8 февраля) 1725) должна открыть «окно в Европу» [22–24]. Эта «европеизация» науки, образования, культуры преобладала до 1925 г. и после 1991 г. Но благодаря АН СССР за всю тысячелетнюю историю именно советский период с 1925 по 1991 гг. оказался вершиной расцвета отечественной цивилизации (фундаментальной и прикладной науки, общего и высшего образования, конструкторского и инженерного дела, техники, технологий и т.д.), культуры и величайших достижений в покорении космоса и атома, разработке ЭВМ, информационных и «цифровых» технологий, систем искусственного интеллекта и т.д.

Из истории Академии наук и космоса. 22 февраля (5 марта) 1711 г. по указу Петра I был учреждён Правительствующий Сенат — высший орган государственной власти и законодательства, подчинённый монарху. Во время торжественной службы 22 октября (2 ноября) 1721 г. и празднования победы в 21-летней войне со Шведским королевством сенаторы преподнесли Петру I Прошение о новом титуле «...Отца Отечества, Императора Всероссийского, Петра Великого...». Петр принял Прошение и издал манифест, что свидетельствует о развитии абсолютизма в России. Этот акт знаменует собой повышение международного авторитета Русского государства, которое стало именоваться Всероссийской империей. Император лично возглавил цивилизационный проект и вершиной преобразовательной деятельности стал его главный замысел — сделать Российскую империю новым научно-промышленным европейским центром, воспитать своих ученых. 28 января (8 февраля) 1724 г. вышел именной указ Сената, извещавший, что Петр I «указал учинить Академию...». Петр I скончался, не успев утвердить положение об Академии, потому два

десятилетия пользовались «Проектом Положения об учреждении Академии наук и художеств», подготовленным Л. Л. Блюментростом [17]. В 300-летней истории АН можно выделить пять периодов: I) 1724–1925; II) 1925–1991; III) 1992–2013; IV) 2013–2022; V) 2022 и далее [25].

История атомной отрасли начиналась с реализации советского «Атомного проекта», масштабно представленной в 3-х томах 14-ти книгах и Электронной библиотеке с рассекреченными документами (1938–1957) [26]. Отправной точкой стало сов. секретное распоряжение Государственного комитета обороны «Об организации работ по урану» № 2352сс с поручениями АН СССР, подписанное И. В. Сталиным 28.09.1942 (Т.1, кн. 1, с.269). Только что защитили Москву, а значит будет безусловная победа и нужно обеспечить защиту и безопасность Союза ССР. Как признание роли АН СССР в государственном строительстве и победе и вклада отечественной науки в мировую научную мысль с 15 по 30 июня 1945 года прошли мероприятия государственной важности (Постановление СНК СССР от 21.01.1945) — «Победный ПАРАД НАУКИ» и грандиозное празднование 220-летия АН и 20-летия АН СССР, на которые пригласили более 100 иностранных ученых, в победном 1945 г. — это символично! Торжественное заседание состоялось 16 июня в Большом театре, а на «ПАРАДЕ ПОБЕДЫ» на Красной площади 24 июня ученые присутствовали как почетные гости и участники победы. 30 июня деятели науки были приглашены на торжественный прием в Георгиевский зал Московского Кремля. Среди них был молодой М. В. Келдыш. Это был праздник советской науки («Правда» № 149 от 11.06.1945): «Большевистский привет Героям Социалистического Труда — выдающимся представителям советской науки! Слава советским учёным, пламенным патриотам нашей Родины! ... Ученые в одном строю с воинами, рабочими и крестьянами боролись за Родину, за её государственную независимость, за свободу и честь нашего народа, за его культуру... Юбилей Академии наук стал мощным объединяющим фактором в стране, в которой наука и научные достижения ценились на самом высоком уровне».

История покорения космоса и космической отрасли не представлена системно и масштабно. В 2021 г. в связи 75-летием ракетно-космической отрасли (1946–2021) открыли электронную Библиотеку РВСН — часть рассекреченных документов 1946–1957 гг. [27]. В 2008 г. космонавт-исследователь Ю. М. Батулин издал некоторые документы 1946–1964 гг. [28]. На порталах Роскосмоса, Музея космонавтики и других содержатся избранные документы.

Датой основания ракетно-космической отрасли считается 13 мая 1946 г., когда И. В. Сталин подписал Постановление Совета министров СССР №1017-419сс «Вопросы реактивного вооружения» [27, 28], благодаря которому были определены конкретные меры по созданию ракетно-ядерного оружия. Авиаконструктор А. Н. Туполев и начальник отдела динамической прочности ЦАГИ им. Н. Е. Жуковского 30-летний М. В. Келдыш с первых дней войны ездили по авиазаводам, КБ, полигонам, аэродромам... В 1942 и 1946 гг. М. В. Келдыш получил Сталинские премии за решение проблем флаттера и шимми в авиации! Для М. В. Келдыша это огромный опыт и старт для восхождения и как будущего руководителя и как уникального МАТЕМАТИКА, который способен разобраться в любой технической задаче... (И. М. Виноградов) 29.09.1943 М. В. Келдыш избран в члены-корреспонденты, 30.11.1946, как Л. Эйлер и А. Н. Колмогоров, в 35 лет — в академики АН СССР, а 02.12.1946 ВПЕРВЫЕ математика назначают Руководителем технического института — Реактивного НИИ (ныне «Центр Келдыша»)! Это были ПЕРВЫЕ ШАГИ на пути к открытию космической эры — ПЕРВОГО МАТЕМАТИКА — ЛИДЕРА, который отвечал за «прикладную математику» и науку в СССР и был признан Главным Теоретиком космонавтики!

ВТОРОЙ ШАГ: в 1953 г. М. В. Келдыш (42 лет) основал первый в мире академический научный Институт прикладной математики (ОПМ МИАН СССР 1953-1966, ИПМ АН СССР 1966–1978) [29] для выполнения «Трёх проектов» на основе «новых технологий» — прикладная математика, расчеты, ЭВМ и т. д. — фундаментальные основы «цифровой цивилизации». Историческая дата: 14.02.1954 в кабинете (Мемориальный музей-кабинет с 1978 г.) директора академик М. В. Келдыша прошло первое совещание по искусственному спутнику Земли (ИСЗ).

ТРЕТИЙ ШАГ: 08.08.1955 прошло первое заседание Президиума ЦК КПСС «О создании искусственного спутника Земли». Из Постановления Совета Министров СССР № 149-88с от 30.01.1956 «О создании объекта «Д»»: «... организовать при Президиуме Академии наук СССР Комиссию по осуществлению научного руководства при создании объекта «Д» во главе с академиком Келдышем и с участием ведущих ученых.» С. П. Королев и М. К. Тихонравов —

заместители. ЧЕТВЕРТЫЙ ШАГ: на высшем уровне в соответствии с Постановлением ЦК КПСС и Совета Министров СССР «О развитии исследований по космическому пространству» от 10.12.1959 №1388-618 и Постановлением Совета Министров СССР «Об утверждении Положения о Межведомственном научно-техническом совете по космическим исследованиям при Академии наук СССР» от 24.09.1960 № 1026-421 24 образован МНТС по КИ АН СССР и М. В. Келдыш назначен его председателем (1959–1978), С. П. Королев — заместитель. ПЯТЫЙ ШАГ: 19 мая 1961 г. М. В. Келдыш избран Президентом АН СССР (1961–1975).

Заслугой уникального ученого и государственного деятеля М. В. Келдыша было проведение сбалансированной программы исследований, обеспечившей органичное сочетание всех аспектов (военного, научно-исследовательского, народно-хозяйственного, геополитического) освоения космического пространства. Подтверждением тому явились мировое признание успехов СССР (впереди планеты всей!), уважение и авторитет М. В. Келдыша. Этот период расцвета и высочайших достижений науки и в космосе под руководством АН СССР, названный «Эпоха Келдыша», заслуживает специального объективного системного исследования.

Фотофакты



Главный теоретик М. В. Келдыш и главный конструктор С. П. Королев на космодроме за пару часов до запуска первого ИСЗ 04.10.1957.



Совет Главных на космодроме после запуска второго ИСЗ 03.11.1957. М. В. Келдыш и С. П. Королев в центре.



Госкомиссия по запуску первого и второго ИСЗ на космодроме 03.11.1957. М. В. Келдыш и С. П. Королев в центре.



Госкомиссия на космодроме 10.04.1961 принимает решение о полете Юрия Гагарина. М. В. Келдыш и С. П. Королев в центре.



М. В. Келдыш встречает Ю. Гагарина и маршала К. А. Вершинина в Доме ученых перед первой пресс-конференцией 15.04.1961, которую проводил Президент А. Н. Несмеянов.



М. В. Келдыш докладывает о полете Ю. Гагарина 12.04.1961 в Доме ученых на общем собрании после избрания Президентом АН СССР 19.05.1961.



Как Президент АН СССР М. В. Келдыш 11.08.1961 проводит сенсационную первую открытую пресс-конференцию в Актовом зале МГУ после полета Германа Титова 06–07.08.1961.

Литература

1. *Ченцов Н. Н.* Всемирно известный, всемерно засекреченный // Наука и жизнь. 1991. № 2. С. 102–107.
2. Мстислав Келдыш. Великие умы России / Под ред. В. С. Губарева. М.: Издательский дом «Комсомольская правда», 2016. Выпуск 2. 96 с.
3. *Марчук Г. И., Алдошин С. М., Григорьев А. И., Козлов В. В.* Эпоха М. В. Келдыша: выводы и уроки. 17.02.2011. URL: http://sergey-sharakshane.narod.ru/Эпокха_Keldysha.pdf.
4. *Келдыш М. В.* Творческий портрет по воспоминаниям современников. М.: Наука, 2001. 416 с.
5. *Келдыш М. В.* Избранные труды. Общие вопросы развития науки. М.: Наука, 1985. 703 с.
6. *Губарев В. С.* Три звезды Героя: знания и страсти. Несколько страниц из жизни великого ученого нашей Родины М. В. Келдыша // Земля и Вселенная. 2021. № 1. С. 86–100; № 2. С. 79–92.
7. Творческое наследие академика Сергея Павловича Королева. Избранные труды и документы / Под ред. М. В. Келдыша. М.: Наука, 1980. 591 с.
8. *Келдыш М. В.* Ракетная техника и космонавтика. Избранные труды. М.: Наука, 1988. 496 с.
9. *Сушкевич Т. А.* Главный Теоретик М. В. Келдыш и Главный Конструктор космонавтики С. П. Королев – покорители космоса // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2011. Т. 8, № 1. С. 9–25.
10. *Каманин Н. П.* Скрытый космос (рукописи «Космические дневники генерала Каманина» в 4-х книгах). М.: Инфортекст-ИФ, 1995.

11. *Черток Б. Е.* Ракеты и люди (в 4-х книгах). М.: Машиностроение, 1999.
12. *Гагарин Ю. А.* Дорога в космос. Записки летчика-космонавта СССР. М.: Воениздат, 1981. 336 с.
13. Освоение космического пространства в СССР // Официальные сообщения ТАСС и материалы центральной печати 1957–1967 гг. М.: Наука, 1971. 555 с.
14. Освоение космического пространства в СССР // Официальные сообщения ТАСС и материалы центральной печати октябрь 1967–1970 гг. М.: Наука, 1971. 360 с.
15. Освоение космического пространства в СССР. По материалам центральной печати 1971 г. М.: Наука, 1973. 302 с.
16. *Вернадский В. И.* Мысли о современном значении истории знаний // Труды Комиссии по истории знаний. Л.: Изд-во АН СССР, 1927. 17 с.
17. Уставы Российской академии наук. 1724–1999. М.: Наука, 1999. 287 с. (К 275-летию Академии наук)
18. Вклад Российской академии наук в развитие космической отрасли. Постановление Научной сессии Общего собрания членов РАН 21.04.2021 // Вестник РАН. 2021. Т. 91, № 11. С. 1083–1088.
19. Походный журнал Петра I с записью о закладке «на едином острове» в устье реки Невы фортеции и названии ее «Санкт-Петербурх». 16 мая 1703 г. // Российский государственный архив древних актов. Ф. 9. Кабинет Петра I и его продолжение. Отд. I. Кн. 26. Л. 19–20.
20. Журнал или Поденная записка, блаженныя и вечнодостойныя памяти государя императора Петра Великаго с 1698 года, даже до заключения Нейштатскаго мира. Санктпетербург: Типография при Императорской Академии наук. Ч. 1. 1770. 460 с.; Ч 2. 1772. 773 с.
21. *Кротов П. А.* Основание Санкт-Петербурга: загадки старинной рукописи. Санкт-Петербург: Историческая иллюстрация, 2006. 159 с.
22. Указ об учреждении Правительствующего Сената и о персональном его составе. 22 февраля 1711 года // Российское законодательство X–XX вв.: в 9 т. Т. 4. Законодательство периода становления абсолютизма. М.: Юридическая литература, 1986. 511 с.
23. *Голиков И. И.* Деяния Петра Великого, мудрого преобразителя России, собранные из достоверных источников и расположенные по годам: в 15 т. 2-е изд. М.: Тип. Н. Степанова, 1837–1843.
24. *Соймонов Ф. И.* История Петра Великого / Отв. ред. П.А.Кротов. Санкт-Петербург: Издательство «XVIII век», 2012. 456 с. (Библиотека Фонда памяти светлейшего князя А.Д. Меншикова).
25. *Сушкевич Т. А.* Академия наук, М. В.Келдыш и космос: начало космической эры и цифровой цивилизации человечества // Материалы 20-й Международной конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». М.: ИКИ РАН, 2022. С. 456. URL: <http://conf.rse.geosmis.ru/files/books/2022/9213.htm>.
26. История Росатома. Атомный проект СССР. 1938-1957. URL: <http://elib.biblioatom.ru/sections/0201/>.
27. Ракетные войска стратегического назначения. Библиотека РВСН. Исторические документы: РВСН и ракетостроение (1945-1967). URL: https://rvsn.info/library_main.html.
28. Советская космическая инициатива в государственных документах. 1946-1964 гг. М.: Издательство «РТСофт», 2008. 416 с. URL: http://www.coldwar.ru/arms_race/iniciativa/.
29. Распоряжение Совета Министров СССР № 6111-рс об образовании Отделения прикладной математики Математического института АН СССР от 18.04.1953 // Атомный проект СССР: в 3 т. Т. 2. Кн. 5. М.-Саров, 2005. С. 542–544.

**ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ТЕОРИИ
ПЕРЕНОСА ИЗЛУЧЕНИЯ, РАСПРОСТРАНЕНИЕ
ИЗЛУЧЕНИЯ В ВОДЕ И ПОДВОДНОЕ ВИДЕНИЕ.
ПЕРВИЧНЫЕ ГИДРООПТИЧЕСКИЕ
ХАРАКТЕРИСТИКИ; ОПТИКА ПОЛЯРНЫХ МОРЕЙ;
ИЗМЕНЧИВОСТЬ ГИДРООПТИЧЕСКИХ
ХАРАКТЕРИСТИК В ЗАВИСИМОСТИ
ОТ ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ**

ПРОБЛЕМЫ ПЕРЕНОСА ИЗЛУЧЕНИЯ В ОКЕАНЕ С ФЛУОРЕСЦЕНЦИЕЙ

И. И. Железнов, В. П. Будаков, д-р. техн. наук

Национальный исследовательский университет «МЭИ», Москва, Россия

RADIATIVE TRANSFER PROBLEMS IN THE OCEAN WITH FLUORESCENCE

I. I. Zheleznov, V. P. Budakov, Dr.Sc.

National Research University «Moscow Power Engineering Institute», Moscow, Russia

Рассматриваются вопросы моделирования переноса излучения в океане с учетом флуоресценции, затрагивающие проблемы изучения климатических изменений, экосистем морской жизни и прогнозирования воздействия человеческой деятельности на океанские ресурсы и биоразнообразие.

The issues of modeling radiative transfer in the ocean considering fluorescence are considered, affecting the problems of studying climate change, marine life ecosystems and forecasting the impact of human activity on ocean resources and biodiversity.

Перенос излучения с флуоресценцией в океане представляет собой процесс передачи энергии от поглощенного света организмами или частицами в океане к испускаемому свету с большей длиной волны. Этот процесс является широко распространенным в морской биологии и активно исследуется в контексте изучения морской экосистемы и анализа физических характеристик океана. В ходе флуоресценции энергия, поглощенная организмами или частицами в океане, преобразуется в возбужденное состояние, и затем излучается в виде света с меньшей частотой испускания. Это явление обычно наблюдается в организмах, содержащих флуорохромы — специальные пигменты, которые способны поглощать свет определенной длины волны и излучать его в форме света с большей длиной волны [1].

Перенос излучения с флуоресценцией в океане широко используется для исследования различных аспектов морской экосистемы, включая изучение фитопланктона, зоопланктона, коралловых рифов и других морских организмов. Методы наблюдения за флуоресценцией включают использование специализированного оборудования, такого как флуорометры или лазерные сканирующие микроскопы, которые могут измерять и анализировать флуоресцентный сигнал [2].

Однако моделирование переноса излучения с флуоресценцией в океане представляет собой сложную задачу из-за комплексности оптических свойств океана, неоднородности и

нелинейности процессов, а также ограниченности данных и наблюдений. Океан — это переменная и разнообразная среда, где оптические свойства могут существенно меняться в пространстве и времени. Моделирование этих свойств требует учета множества факторов, таких как абсорбция, рассеяние и флуоресценция различных компонентов океана.

Ограниченность данных и наблюдений также является проблемой при моделировании переноса излучения с флуоресценцией. Доступность качественных данных о свойствах океана и флуоресценции может быть ограничена, что затрудняет точную калибровку и верификацию моделей. Кроме того, в океане происходит множество случайных событий, таких как изменения концентрации флуорофоров или флуктуации оптических свойств, что делает сложным точное моделирование этих процессов.

Несмотря на эти сложности, моделирование переноса излучения с флуоресценцией в океане имеет большую значимость для исследования физических и биологических процессов в океане, а также для различных приложений, таких как определение концентрации хлорофилла и изучение воздействия загрязнений на морскую среду. Постоянные усилия по улучшению моделей и сбору данных помогут улучшить понимание этих процессов и их влияния на океан и окружающую среду [3].

Рассмотрим процесс переноса излучения с флуоресценцией в океане на основе принципа двухуровневой системы. В этом подходе для математического анализа применяется система уравнений кинетики частиц и излучения [4]. Представим концентрации атомов на первом и втором уровнях как N_1 и N_2 :

$$\begin{cases} \frac{\partial N_2}{\partial t} = A_{21}N_2 - w_{21}N_2 + w_{12}N_1 + \frac{1}{4\pi} \int \oint L_v(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{l}}) [B_{12}N_1 - B_{21}N_2] P(v) d\hat{\mathbf{l}} dv, \\ (\hat{\mathbf{l}} \cdot \nabla) L_v(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{l}}) = -\varepsilon_v(\mathbf{r}) + \kappa_v(\mathbf{r}) L_v(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{l}}), \end{cases} \quad (1)$$

где

$$\kappa_v(\mathbf{r}) = \frac{c^2}{8\pi v_0^2} A_{21} N_1(\mathbf{r}) \frac{g_2}{g_1} P(v); \quad \varepsilon_v(\mathbf{r}) = \frac{h v_0}{4\pi} A_{21} N_2(\mathbf{r}) P(v) —$$

спектральные коэффициенты поглощения и излучения; $P(v)$ — контур излучения спектральной линии; v_0 — частота, соответствующая центру линии; g_1, g_2 — статистические веса состояний 1 и 2.

Перенесем начало координат в точку \mathbf{r} , рассматривая излучение, создаваемое элементарным объёмом $d\mathbf{r}'$ (рис. 1).

В результате решения системы (1) получаем спектральное уравнение Бибермана-Холстейна:

$$\frac{\partial N_2(\mathbf{r})}{\partial t} = A_{21}N_2(\mathbf{r}) - w_{21}N_2(\mathbf{r}) + w_{12}N_1(\mathbf{r}) + \int_v A_{21}N_2(\mathbf{r}') K(|\mathbf{r} - \mathbf{r}'|) d^3r', \quad (2)$$

где

$$K(|\mathbf{r} - \mathbf{r}'|) = \frac{1}{4\pi} \int \kappa_v(\mathbf{r}') P(v) \frac{\exp(-\kappa_v |\mathbf{r} - \mathbf{r}'|)}{|\mathbf{r} - \mathbf{r}'|^2} dv. \quad (3)$$

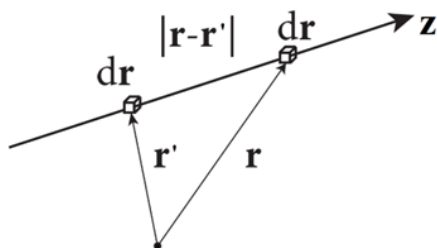


Рис. 1. Переход к координатам по объёму.

Помимо (2) система уравнений, описывающая флуоресценцию, должна включать в себя уравнение для яркости флуоресценции и уравнение для концентрации флуорофора [5]. Тогда с учетом всех подстановок, система уравнений флуоресценции будет выглядеть следующим образом:

$$\begin{cases} \frac{dL(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{l}}')}{dz} = -(\kappa + D)L(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{l}}') + \frac{\sigma(\mathbf{r})}{4\pi} \oint L(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{l}}') x(\hat{\mathbf{l}}, \hat{\mathbf{l}}') d\hat{\mathbf{l}}' + F, \\ \frac{dC}{dz} = -\alpha C + I, \\ \frac{dF_{Fluor}}{dz} = \eta CL(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{l}}'), \end{cases} \quad (4)$$

где $L(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{l}}')$ — яркость излучения в каждой точке океана; z — глубина в океане; κ — коэффициент поглощения излучения; $\sigma(\mathbf{r})$ — коэффициент рассеяния излучения; F — функция источника излучения (например, солнечное излучение); D — коэффициент уширения Доплера, зависящий от скорости движения частиц в океане и длины волны излучения; C — концентрация флуорофора в каждой точке океана; α — коэффициент поглощения флуорофора; I — функция источника флуоресценции; F_{Fluor} — яркость флуоресценции в каждой точке океана; η — эффективность флуоресценции.

В данной работе предполагается, что прослеживаемый луч света проходит через тонкий слой среды, тогда вероятность рассеяния внутри этого слоя уменьшается, и следовательно его влияние на общий процесс также может быть незначительным. Поэтому вычислением интеграла рассеяния

$$\frac{\sigma(\mathbf{r})}{4\pi} \oint L(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{l}}') x(\hat{\mathbf{l}}, \hat{\mathbf{l}}') d\hat{\mathbf{l}}'$$

мы пренебрегаем.

Также нельзя забывать, что температура и соленость воды оказывают влияние на коэффициенты поглощения излучения и поглощения флуорофора, что в свою очередь необходимо правильно учитывать:

$$\begin{cases} \kappa = \kappa_0 \cdot f(T, S), \\ \alpha = \alpha_0 \cdot g(T, S), \end{cases} \quad (5)$$

где κ_0 и α_0 — значения коэффициентов при определенных стандартных условиях; $f(T, S)$, $g(T, S)$ — функции зависимости от температуры T и солености S воды. Эти функции могут быть определены на основе моделей или экспериментальных данных [6].

Для решения полученной системы уравнений (4) с учетом (5) воспользуемся методом вокселизации [7] для дискретизации океана и аппроксимации физических процессов. Вокселизация позволяет разбить объем океана на множество уменьшенных элементов (вокселей) и представить их свойства, такие как оптические параметры и концентрация флуорофоров, в каждом вокселе.

Для этого представим объем океана в виде цилиндра. Такая модель учитывает изменение физических параметров и концентрации флуоресцентных веществ вдоль глубины океана. Это важно, поскольку концентрация флуоресцентных веществ и других растворенных веществ часто изменяется с глубиной, и представление океана в виде цилиндра более точно учитывает эту вертикальную вариацию. Поскольку цилиндрическая модель имеет меньшую размерность по сравнению с полноценной трехмерной моделью, вычисления и обработка данных занимают значительно меньше времени. В результате произвольная область объёма V разбивается на M подобъемов $\Delta V = V/M$, где ΔV — кубические элементы (воксели) декартовой 3D-сетки [8].

После вокселизации цилиндра система уравнений переноса излучения может быть аппроксимирована на основе моделирования процессов в каждом вокселе. Основное преимущество такого подхода — возможность использования различных вычислительных методов, например: метод конечных разностей, метод конечных элементов и т. д.

Фундаментальные проблемы теории переноса излучения, распространение излучения в воде и подводное видение.
Первичные гидрооптические характеристики; оптика полярных морей; изменчивость гидрооптических характеристик в зависимости от гидрофизических процессов

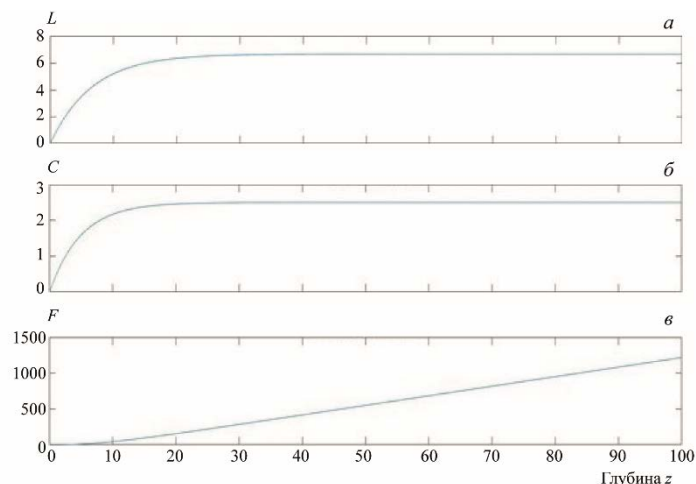


Рис. 2. Результаты в Matlab.

a — распределение яркости излучения L ; *б* — распределение концентрации флуорофора C ;
в — распределение яркости флуоресценции внутри цилиндра F .

Визуализация результатов: результаты численного решения представлены с помощью трех графиков (рис. 2).

Опишем входные параметры программы:

1. Разбиение объема цилиндра на трехмерную сетку в виде вокселей:

- Размер сетки (количество вокселей вдоль каждой из трех осей, например, N_x , N_y , N_z).
- Границы и размеры цилиндра (диаметр, длина и радиус).

2. Начальные значения:

- Начальные значения яркости излучения (L_0), которые могут быть заданы для каждого вокселя.
- Начальные значения концентрации флуорофора (C_0) в каждом вокселе.
- Начальные значения яркости флуоресценции (F_0) в каждом вокселе.

3. Параметры океана:

- Температура воды T .
- Соленость воды S .
- Коэффициенты поглощения излучения и флуорофора, зависящие от температуры и солености.

4. Параметры итерационного процесса:

- Критерий сходимости или максимальное число итераций.

Шаги программы для численного решения системы уравнений:

1. Инициализация сетки. Создание трехмерной сетки в виде вокселей на основе заданных параметров с разделением объема цилиндра. Задание начальных значений яркости излучения (L_0), концентрации флуорофора (C_0) и яркости флуоресценции (F_0) в каждом вокселе.

2. Итерационный процесс. Программа начинает итерационный процесс, который выполняется до достижения заданного критерия сходимости или максимального числа итераций. Внутри итераций выполняются следующие шаги:

- Вычисление яркости излучения (L): для каждого вокселя программа вычисляет яркость излучения, учитывая текущие значения яркости излучения, концентрации флуорофора, коэффициенты поглощения и другие параметры.
- Вычисление концентрации флуорофора (C): для каждого вокселя программа вычисляет изменение концентрации флуорофора на основе текущих значений, яркости излучения и коэффициентов поглощения.
- Вычисление яркости флуоресценции (F): для каждого вокселя программа вычисляет яркость флуоресценции на основе текущей концентрации флуорофора и других параметров.

Фундаментальные проблемы теории переноса излучения, распространение излучения в воде и подводное видение. Первичные гидрооптические характеристики; оптика полярных морей; изменчивость гидрооптических характеристик в зависимости от гидрофизических процессов

- Обновление параметров океана: учитывается влияние температуры и солености воды на коэффициенты поглощения излучения и флуорофора.

3. Получение результата. По завершении итерационного процесса или при достижении критерия сходимости программа вычисляет окончательные значения яркости излучения (L), концентрации флуорофора (C) и яркости флуоресценции (F) в каждом вокселе.

В данном примере используются фиксированные распределения солености и температуры воды. При исследовании переноса излучения в океанической неравновесной среде эти параметры легко настраиваются в программе и интегрируются.

Таким образом, описанный алгоритм вокселизации системы уравнений переноса излучения представляет собой эффективный и гибкий метод численного решения данной задачи и может быть полезен в различных научных и инженерных областях, связанных с исследованием переноса излучения и флуоресценции в океанических неравновесных средах.

Литература

1. Mobley C. D. Light and water: Radiative transfer in natural waters. Academic Press, 1994.
2. Сулов В. В., Борисов В. В., Кривошеков В. А. Флуоресцентные индикаторы в био- и экологии: современное состояние и перспективы использования // Экологическая химия. 2018. Т. 27, № 2. С. 81–95.
3. Богданова Е. Ю., Виноградова М. М., Костянов В. М. О методе оценки биооптических характеристик воды с использованием производных флуоресценции // Океанология. 2016. Т. 56, № 4. С. 646–657. doi:10.7868/S0031034816040076.
4. Климонтович Ю. Л. Кинетическая теория неидеального газа и неидеальной плазмы. М.: Наука, 1975. 352 с.
5. Lakowicz J. R. Principles of Fluorescence Spectroscopy. 3rd Edition // Springer. 2006.
6. Зданович Г. Б., Костянов В. М., Баранов В. Н. Использование флуорометрии в качестве инструмента для исследования физических и биологических характеристик океана // Океанология. 2017. Т. 57, № 6. С. 957–967. doi:10.7868/S003103481706017X.
7. Amanatides J., Woo A. A Fast Voxel Traversal Algorithm for RayTracing // Eurographics. 1987. Vol. 87. P. 3–10.
8. Железнов И. И., Будак В. П. Метод вокселизации при моделировании переноса излучения в неравновесной среде // Сб. тез. Межд. симп. «Атмосферная радиация и динамика» (МСАРД – 2023). СПб. 2023. С. 110–112.

СОЛНЕЧНЫЕ БЛИКИ В ДИСТАНЦИОННОМ ЗОНДИРОВАНИИ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

Р. Г. Гардашов¹, чл.-корр. НАНА, д-р. физ.-мат. наук, Е. Р. Гардашов²

¹Институт географии им. акад. Г. Алиева, Баку, Азербайджан

²Институт геологии и геофизики, Баку, Азербайджан

SUN GLINTS IN REMOTE SENSING OF SEAS AND OCEANS

R. H. Gardashov¹, Corresponding member ANAS, Dr.Sc., E. R. Gardashov²

¹Institute of Geography named after. acad. G. Aliyeva, Baku, Azerbaijan

²Institute of Geology and Geophysics, Baku, Azerbaijan

Солнечные блики, которые наблюдаются на водной поверхности, имеют разные яркости, формы, разнообразные цветовые оттенки в зависимости от положений Солнца и наблюдателя, степени волнения поверхности воды, 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. Здесь мы даем краткий обзор своих работ, касающихся солнечных бликов.

The Sun glints that are observed on the water surface have different brightnesses, shapes, and various color shades, depending on the positions of the Sun and the observer, the degree of disturbance of the water surface, the transparency of the water and the atmosphere. The texture, brightness 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. Here we give a brief overview of our works related to Sun glints.

Введение. Наблюдая водную поверхность, мы часто видим Солнечные блики — замечательное природное оптическое явление. Солнечные блики возникают в тех точках, где наклоны взволнованной водной поверхности таковы, что они 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 числа бликов и 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 красочная бликовая картина, называемая «солнечной дорожкой» («лунной дорожкой»).

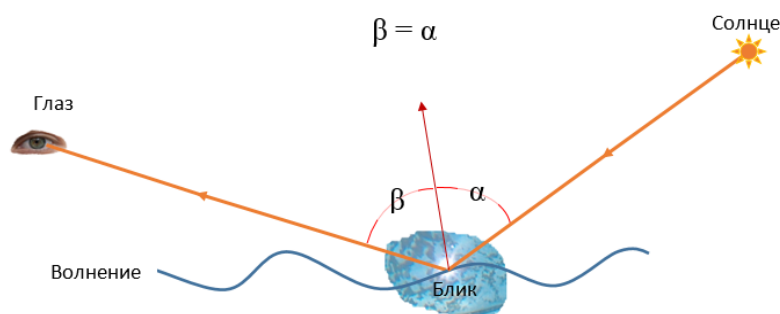


Рис. 1. Геометрия возникновения Солнечного блика

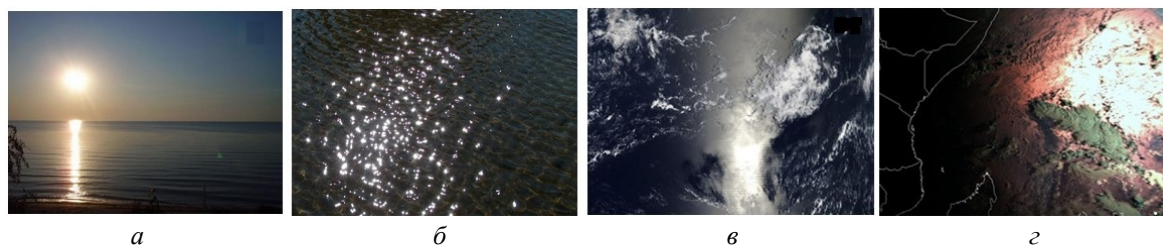


Рис. 2. Солнечные блики снятые.

- a* — с близкого расстояния и на малой высоте Солнца — «Солнечная дорожка»;
б — с близкого расстояния и на сравнительно большой высоте Солнца;
в — со спутника низкой орбита; *г* — с геостационарного спутника METEOSAT-11.

Как видно из рис. 2, *a*, наблюдаются не отдельные блики, а «дорожка», что связано с низкой высотой источника (Солнце, Луна, и т.д.), конечностью его углового размера, а также наблюдением с берега. На сравнительно большой высоте Солнца и при ветровом волнении для небольших расстояний наблюдения возникает бликовая картина, похожая на показанную 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 (γ). Если угловой размер источника стремится к нулю (точечный источник), то блик сужаются в точку. В случае гладкой поверхности видимый линейный размер блика (l) определяется по формуле: $l = L \cdot \gamma$. Например, при наблюдении солнечного блика ($\gamma \approx 0,5^\circ \approx 0,017$ рад.) с самолёта ($L \approx 10$ км) и спутника ($L \approx 1000$ км) размер блика будут $l \approx 0,17$ км и $l \approx 17$ км, 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 перестает различать отдельные блики из-за уменьшения разрешающей способности принимающей оптической системы. Как известно, линейный размер элемента разрешения $a = \beta \cdot L$, где β — угловая разрешающая способность оптического приёмника, 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 . Например, для линзы с диаметром $d = 200$ мм при разных расстояниях наблюдения L для размера элемента разрешения a имеем значения, приведённые в табл. 1.

Таблица 1

Размеры элемента разрешения, a

L (км)	0,1	1,0	10	100	1000	10000	36000
a (м)	0,0003	0,003	0,03	0,3	3	30	108

Как следует из табл. 1, при съёмках 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 и различаться будут только крупные блики. При наблюдениях со спутников с низкого ($L \approx 1000$ км, рис. 2, *в*), среднего ($L \approx 10000$ км) и геостационарного орбит ($L \approx 36000$ км, рис. 2, *г*) будет наблюдаться сравнительно яркая, охваченная бликами область. Отметим, что все сказанное относится к случаю наблюдения в ясной, безоблачной атмосфере.

Кривизна неровностей поверхности. Блики являются индикаторами структуры неровностей морской поверхности. Знание характеристик бликов (координат их месторасположений, размеров и числа) позволяет решать разнообразные задачи дистанционного зондирования морей и океанов.

На рис. 3 показана плотность распределения радиуса кривизны — величины, пропорциональной размерам солнечных бликов. Теоретическая кривая получена по формуле, выведенной Рауфом Гардашовым [1, 2]. Кривые, полученные по численному моделированию и эксперименту, приведены в работе [3]. Как видно, теоретическая кривая хорошо согласуется с результатами численного моделирования и эксперимента. Причина небольших отклонений — конечность углового размера Солнца и принимающей оптической системы, а также отличие реальной взволнованной поверхности от гауссовой, для которой выведены теоретическая формула плотности распределения.

Мгновенная форма поверхности и восстановление изображения подводного объекта, искажённого поверхностным волнением. В работе [4] разработан алгоритм определения мгновенной формы морской поверхности с использованием характеристик бликов Солнца в мгновенном изображении взволнованной морской поверхности. Далее в работах [5, 6] с использованием подхода, предложенного в [4], решается задача восстановления изображения подводного объекта, искажённого поверхностным волнением. На рис. 4, *а* показано мгновенное, искажённое волнением изображение шахматной доски, а на рис. 4, *б* — изображение, восстановленное применением этого 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. На рис. 4, *в* приведены результаты для глубин $h = 0,2, 0,5, 1,2, 2,0$. Как видно, наиболее точное восстановление соответствует глубине $h = 0,9$, 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.

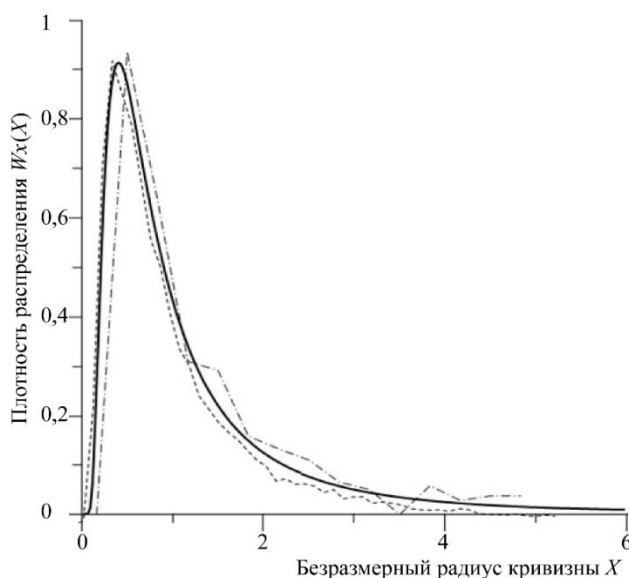


Рис. 3. Плотность распределения радиусов кривизны (размеров бликов Солнца).

Прямая линия — теоретическое; пунктирная — численное моделирование;
штрих-пунктирная — эксперимент.

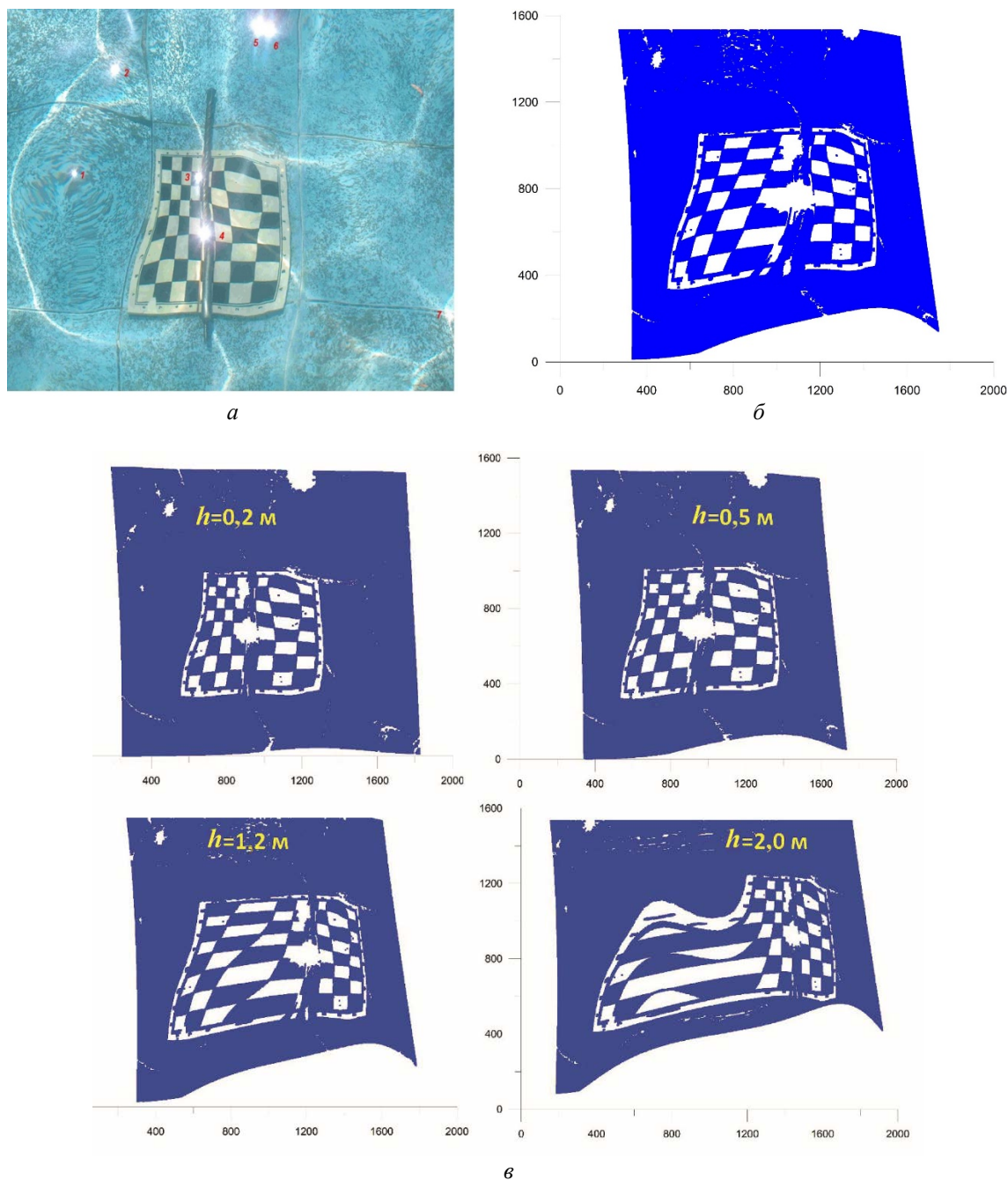


Рис. 4. Мгновенное исходное изображение шахматной доски (а); восстановленное изображение шахматной доски (б); восстановленные изображения для разных глубин (в).

Дальнейшая доработка алгоритма может существенно улучшить качество восстанавливаемого изображения. Добавление к разработанному алгоритму модулей, учитывающих рассеяние и погашение 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 уникальной монографии [7].

Локация солнечных бликов. В некоторых задачах дистанционного исследования (например, определение поверхностной температуры моря, обнаружение надводных и подводных объектов, определение хлорофилла) солнечные блики являются помехой. В этом случае, необходимо знание области поверхности, охваченной бликами, а также распределения яркости бликов в этой области для удаления паразитного сигнала. С другой стороны, это же знание может служить для определения степени поверхностного волнения. Метод определения

Фундаментальные проблемы теории переноса излучения, распространение излучения в воде и подводное видение.
 Первичные гидрооптические характеристики; оптика полярных морей; изменчивость гидрооптических характеристик в зависимости от гидрофизических процессов

местонахождения (географических координат) солнечного блика при наблюдении с геостационарного спутника разработан в [8, 9]. 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. 5). Эту часть земной поверхности мы назовём «одновременно освещаемая и наблюдаемая область». Очевидно, что охваченная бликом область находится внутри этой области.

Дневные и годовые траектории центральной точки блика Солнца при наблюдении с МЕТЕОСАТ 9 показаны на рис. 6.

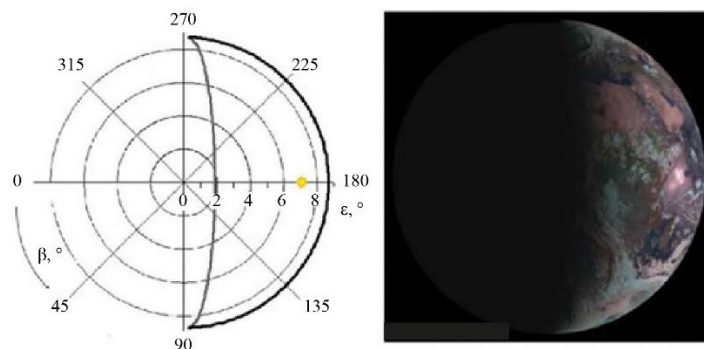


Рис. 5. Одновременно освещаемая и наблюдаемая часть Земного шара и месторасположение блика Солнца по спутниковому изображению (МЕТЕОСАТ 9) и согласно расчётам по разработанному методу для GMT=05:00.

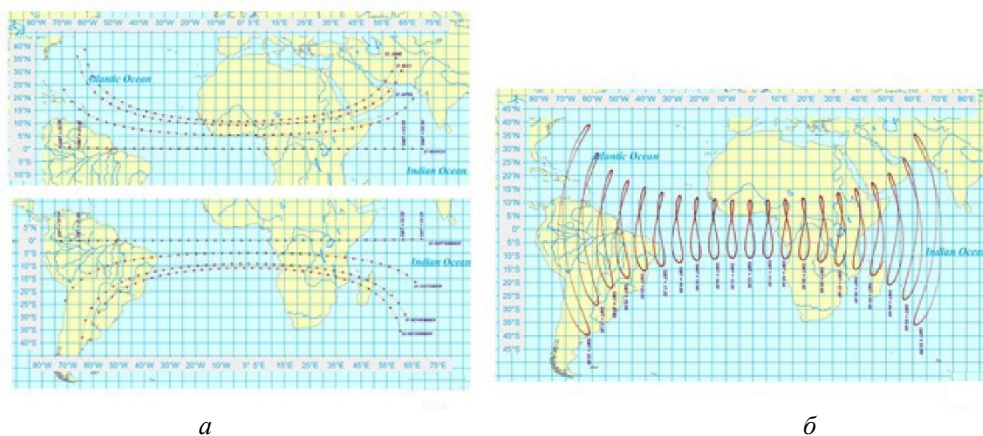


Рис. 6. Дневные траектории центральной точки блика Солнца для разных месяцев года.

a — точки от GMT = 02.00 до GMT = 22.00 с интервалом 30 мин; *б* — годовые траектории центральной точки блика Солнца для моментов наблюдения GMT = 02:00; 03:00; . . . ; 22:00 ч.

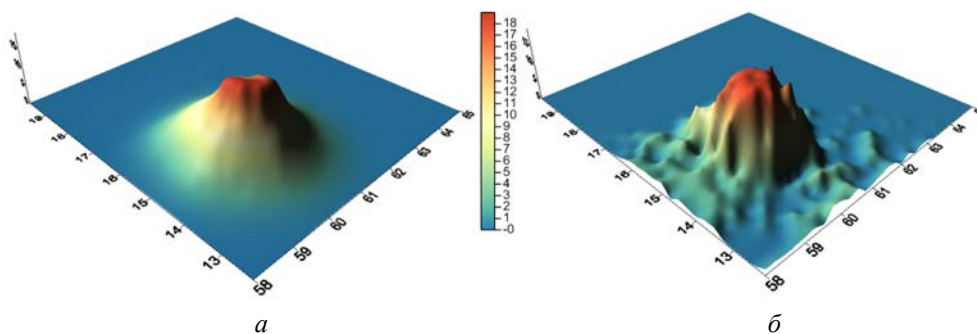


Рис. 7. Распределение яркости Солнечных бликов.

a — расчеты с использованием фактического поля ветра [8];
б — полученной из снимка МЕТЕОСАТ 9.



Рис. 8. Образцы из ансамбля изображений солнечных бликов на волнистом бассейне, снятых камерой с высоким пространственно-временным разрешением.

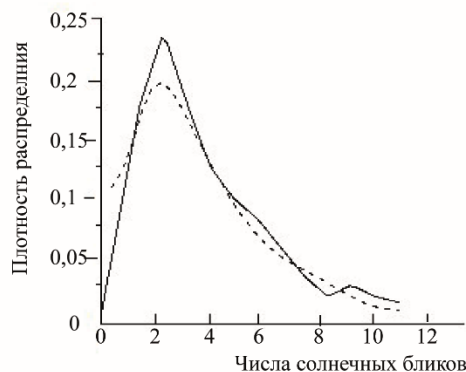


Рис. 9. Плотность распределения числа солнечных бликов; сплошная кривая получена путем обработки ансамбля изображений солнечных бликов; пунктирная кривая получена путем решения обратной задачи.

Сравнение фактического и восстановленного по разработанному в [9] методу полей ветров (рис. 7) показывает, что из снимка Солнечных бликов можно получить достаточно точную информацию о поле ветра.

Определение числа солнечных бликов. В работе [10] получено интегральное уравнение Фредгольма 1-го рода для определения плотности распределения числа бликов по плотности распределения яркости бликов. Ядро этого уравнения выражается через плотности распределения радиусов кривизны поверхности в зеркальных точках [11, 12]. Как видно из рис. 8 и рис. 9, решение обратной задачи достаточно хорошо восстанавливает реальное распределение.

Заключение. Здесь мы дали краткий обзор своих работ, основанных на изучении характеристик солнечных бликов на взволнованной водной поверхности. Есть очень много работ, в которых солнечные блики являются объектом изучения в связи с разработкой дистанционных оптических методов. Более полный обзор этих работ дан в [13, 14].

Литература

1. 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.
2. 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, N 15. P. 2917–2926.
3. Gardashov R., Kara E. G., 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*. April. 2014. Vol. 43(4). P. 499–503.
4. Гардашов П. Г. Определение мгновенной формы неровной морской поверхности по характеристикам бликов // Тр. IX Всерос. конф. «Современные проблемы оптики естественных вод». СПб., 2017. С. 11–15.
5. Гардашов П. Г., Гардашов Е. П. Восстановление мгновенных изображений подводных объектов, искаженных поверхностным волнением // Труды IX Всероссийской конференции «Современные проблемы оптики естественных вод». СПб.г, 2019. С. 12–17.
6. 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.
7. Dolin L., Gilbert G., Levin I., Luchinin A. Theory of Imaging Through Wavy Sea Surface // *Nizhniy Novgorod*, 2006.

Фундаментальные проблемы теории переноса излучения, распространение излучения в воде и подводное видение.
Первичные гидрооптические характеристики; оптика полярных морей; изменчивость гидрооптических характеристик в зависимости от гидрофизических процессов

8. *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, № 15. P. 2939–2952.

9. *Gardashov R. H., Eminov M. Sh.* Determination of sun glint location and its characteristics on observation from a METEOSAT 9 satellite // *International Journal of Remote Sensing*. 2015. Vol. 36, № 10. P. 2584–2598. doi:10.1080/01431161.2015.1042119.

10. *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, № 4. P. 447–460.

11. *Gardashov R. G., Gardashova T. G.* Determination of the Statistical Characteristics of the Specular Points of 3 Dimensional Gaussian Sea Surface // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2009. Vol. 45, № 5. P. 620–628.

12. *Gardashov R., Kara G., Kara E. G.* Calculation of the statistical characteristics of the light reflected by a rough random cylindrical homogeneous Gaussian surface // *Journal of Modern Optics*. 2018. Vol. 65, Iss. 17. P. 2025–2033. doi:10.1080/09500340.2018.1489078.

13. *Rainey K., Hallenborg E.* Characterization of Sun Glitter Statistics in Ocean Video // *Environmental Science*. 2013. doi:10.21236/ada590050.

14. *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. Vol. 1, № 4. P. 697–730. doi:10.3390/rs1040697.

Фундаментальные проблемы теории переноса излучения, распространение излучения в воде и подводное видение.
Первичные гидрооптические характеристики; оптика полярных морей; изменчивость гидрооптических характеристик в зависимости от гидрофизических процессов

ОСОБЕННОСТИ СВЯЗИ КОЭФФИЦИЕНТОВ ЯРКОСТИ МОРЯ И ПЕРВИЧНЫХ ГИДРООПТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК В ВОДАХ ВОКРУГ АНТАРКТИЧЕСКОГО ПОЛУОСТРОВА

П. А. Салюк¹, канд. физ.-мат. наук, Д. И. Глуховец², канд. физ.-мат. наук,
А. А. Латушкин³, канд. геогр. наук

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

²Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Москва, Россия

³Морской гидрофизический институт, Севастополь, Россия

FEATURES OF THE RELATIONSHIP BETWEEN REMOTE SENSING REFLECTANCE AND INHERENT OPTICAL PROPERTIES IN THE WATERS SURROUNDING THE ANTARCTIC PENINSULA

P. A. Salyuk¹, Ph.D., D. I. Glukhovets², Ph.D., A. A. Latushkin³, Ph.D.

¹V. I. Il'ichev's Pacific Oceanological Institute of FEB RAS, Vladivostok, Russia

²Shirshov Institute of Oceanology of RAS, Moscow, Russia

³Marine Hydrophysical Institute, Sevastopol, Russia

В работе рассматриваются вопросы определения возможных причин занижения оценок концентрации хлорофилла-а, полученных из данных пассивного оптического дистанционного зондирования в морских водах вокруг Антарктического полуострова. Показано, что это комплекс причин, основные из которых: более сильный эффект «упаковки» за счет преобладания крупных форм фитопланктона и объединения мелких клеток в колонии, отсутствие речных выносов, ошибки атмосферной коррекции спутниковых данных.

The paper considers the factors that contribute to the underestimation of chlorophyll-a concentration estimates derived from passive optical remote sensing data in the sea waters surrounding the Antarctic Peninsula. It is demonstrated that this underestimation arises from a combination of various factors, including the stronger «package» effect caused by the prevalence of large phytoplankton cells and the aggregation of small cells into colonies. Additionally, the absence of river outflows and errors in the atmospheric correction of satellite data also contribute to this phenomenon.

Введение. Известно, что стандартные биооптические алгоритмы занижают оцениваемую концентрацию хлорофилла-а (хл-а) из спутниковых данных о цвете моря в водах вокруг Антарктического полуострова [1,2]. Обычно коэффициент занижения равен 1,5–2,5 и его значение увеличивается по мере увеличения концентрации хл-а [3]. Это очень важный фактор, который необходимо учитывать при использовании спутниковых данных о цвете моря для решения многих фундаментальных и прикладных задач. Южный океан является труднодоступным и сложным районом для проведения экспедиционных исследований, поэтому важность использования спутниковых данных в нем крайне высока. Занижение оцениваемой спутниками концентрации хл-а в несколько раз приводит к существенному искажению других оценок и выводов, которые основываются на первоначальных неверных значениях.

Среди биооптических причин существенных занижений концентрации хл-а в Южном океане выделяют следующие: низкий удельный показатель поглощения света фитопланктоном (эффект «упаковки») [4] и низкое содержание окрашенных растворенных органических веществ (ОРОВ) в морской воде [5]. Кроме этого, дополнительно исказить оценки хл-а или привести к нестандартному виду спектров коэффициентов яркости моря может низкое значение доли рассеяния света назад в общем рассеянии света за счет преобладания крупных клеток фитопланктона [6], наличие фикозитрин-содержащих водорослей [7] и малое количество минеральной взвеси [5]. Все перечисленные факторы важно иметь в виду при использовании эмпирических биооптических алгоритмов, а особенно важно при решении обратных

биооптических задач, например методом GIOP или при прямом биооптическом моделировании, например, с помощью Hydrolight.

Основой для написания данной работы стали материалы комплексных биооптических исследований, полученные в 79-м (АМК79) и 87-м (АМК87) рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» в январе-феврале 2020 и 2022 гг. [8]. Цель исследований состоит в выявлении причин, приведших к занижению дистанционных оценок концентрации хл-а в водах вокруг Атлантического полуострова. Проверяемая гипотеза состоит в том, что это влияние не одной, а нескольких причин, которые вместе приводят к существенным занижениям.

Методы, инструменты и данные. Во время судовых работ были проведены измерения следующих оптических характеристик: спектры коэффициентов яркости восходящего излучения моря ($R_{rs}(\lambda)$) ручным спектрорадиометром ASD с борта судна [9] в рейсе АМК87; спектры коэффициентов яркости толщи моря плавающим спектрорадиометром ПРО-1 [10] в рейсе АМК79 ($\rho(\lambda)$), которые были пересчитаны в значения $R_{rs}(\lambda)$; спектры показателей поглощения света фитопланктоном (a_{ph}), нефитопланктонными частицами (a_{NAP}) и ОРОВ (a_{CDOM}) в рейсе АМК87; концентрации хл-а (C_{chl}) в пробах морской воды, полученные стандартным экстракционным методом в рейсе АМК79 и АМК87; вертикальные профили флуоресценции хл-а, ОРОВ, показателя ослабления света на 625 нм (ПОС), калиброванный на единицы формазина (ЕМФ), и фотосинтетически активной радиации (ФАР) в рейсе АМК87; проточные измерения интенсивности флуоресценции хл-а (F_{chl}) и ОРОВ (F_{CDOM}) в рейсе АМК79.

Дополнительно использованы спутниковые данные 2-го и 3-го уровня с радиометров MODIS, VIIRS, OLCI. Проведено прямое гидрооптическое моделирование с помощью пакета Hydrolight.

Результаты и обсуждение. На рис. 1 представлены результаты сравнения между контактными измерениями концентрации хл-а C_{chl} и сине-зеленым отношением коэффициентов яркости моря ($R_{rs}(490)/R_{rs}(555)$), которые получены из единого массива данных в рейсах АМК79 и АМК87. Синим и темно-синим цветом отмечены точки, относящиеся к измерениям в водах, окружающих Антарктический полуостров. Желтым цветом отмечены точки, полученные в юго-западной части Атлантического океана. Диапазон измеренных концентраций хл-а составил от 0,1 до 4 мг/м³.

Сине-зеленое отношение $R_{rs}(490)/R_{rs}(555)$ используется в качестве аргумента функции глобального биооптического алгоритма OC2, из которого оценивается концентрация хл-а. На рис. 1, а желтым цветом показана линия, соответствующая результатам расчета по глобальному алгоритму OC2. Синим цветом проведена линия, соответствующая линейной регрессии, проведенной одновременно по синим и темно-синим точкам. Видно, что точки, полученные в юго-западной части Атлантики близки по расположению к кривой глобального алгоритма OC2. При этом сама линия глобального алгоритма OC2 проходит значительно ниже, чем линия регионального алгоритма OC2. Сравнивая конечные значения концентраций хл-а, полученные из двух алгоритмов можно сделать вывод, что стандартный биооптический алгоритм приводит к занижениям примерно в 2 раза. Этот результат согласуется с результатами ранее проведенных работ в данном регионе [1].

Одной из возможных причин такого результата может быть то, что в водах вокруг Атлантического полуострова содержание ОРОВ ниже, чем могло бы быть для наблюдаемых значений концентрации хл-а по сравнению с результатами, полученными для вод юго-западной Атлантики, что показано на рис. 1, б.

Дополнительно на рис. 1 кружками отмечены точки, в которых были получены высокие значения оценок содержания фикоэритрина. Данные точки не являются явными выбросами относительно ближайших регрессий. При этом стоит отметить, что все они находятся ниже, чем соответствующие линии регрессий. В целом можно сделать предварительный вывод, что в данном случае влияние дополнительного содержания фикоэритрина на получаемую оценку концентрации хл-а мало. Это может быть связано с тем, что в качестве дистанционной характеристики используется сине-зеленое отношение, в котором поглощение фикоэритрином влияет как на длине волны 490 нм, так и на 555 нм. Поэтому в соответствующем отношении $R_{rs}(490)/R_{rs}(555)$ влияние фикоэритрина уменьшается и может не учитываться при расчете концентраций хл-а из дистанционных данных.

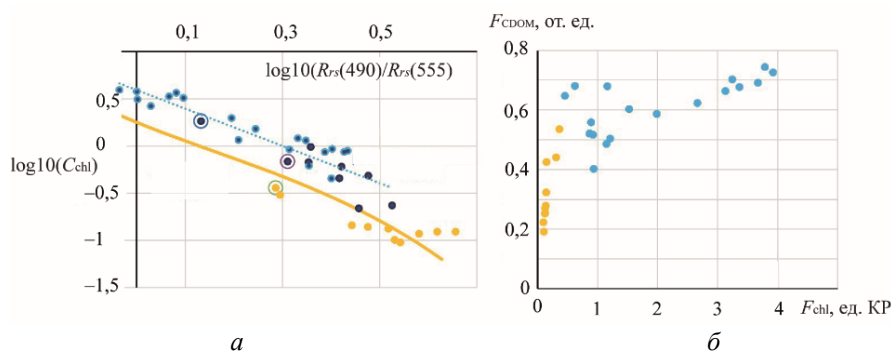


Рис. 1.

a — результаты сравнения значений концентрации хл-*a* в приповерхностном слое воды и десятичного логарифма сине-зеленого отношения коэффициентов яркости моря по результатам экспедиций 2020 и 2022 гг.; *б* — диаграмма рассеяния интенсивности флуоресценции ОРОВ и хл-*a* в рейсе 2020 г.; желтая линия — глобальный OC2; синяя линия — региональный OC2, $R^2 = 0,8566$; желтые точки — юго-западная Атлантика (atl2022); синие и темно-синие точки — Антарктика 2022 (art2020); круги — точки с повышенным содержанием фикоэритрина.

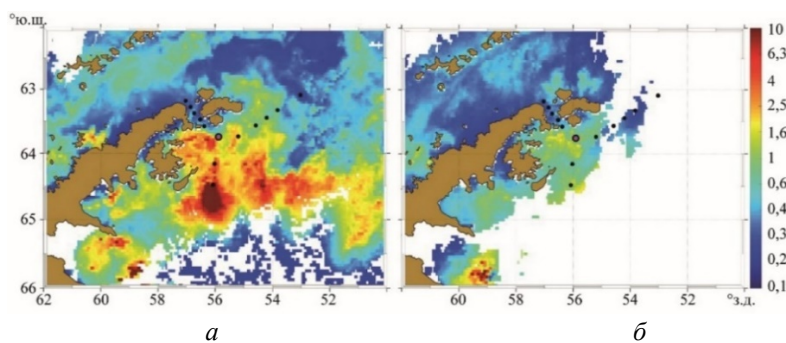


Рис. 2. Спутниковые оценки концентрации хл-*a* (в $\text{мг}/\text{м}^3$) по эмпирическому алгоритму OC4 с радиометров OLCI S3A и S3B.

a — композит за 17 января 2022 г., *б* — композит за 26–28 января 2022 г. в период выполнения судовых работ; точками показаны серия судовых станций; пурпурным цветом выделена станция 7334, на которой проведены комплексные био-оптические и гидробиологические исследования в дневное время суток при достаточно чистой атмосфере.

Отдельного внимания заслуживает точка, полученная в северо-западной части моря Уэдделла, в которой удалось провести прямое сопоставление между спутниковыми оценками концентрациями хлорофилла-*a* и *in situ* измерениями концентрации хл-*a*, и широким перечнем гидрооптических характеристик. На рис. 2 показаны спутниковые карты концентрации хлорофилла-*a*, полученные в районе исследований, где пурпурным цветом отмечено местоположение станции 7334.

На рис. 2, *a* показаны спутниковые данные за 11 дней до проведения экспедиционных исследований. Видно, что в районе исследований наблюдается интенсивное цветение фитопланктона с концентрациями хл-*a* около $10 \text{ мг}/\text{м}^3$. При этом в период проведения судовых измерений 27–28 января 2022 г. спутниковые оценки концентрации хл-*a* не превышали $2 \text{ мг}/\text{м}^3$. На станции 7334 реально измеренная концентрация хл-*a* стандартными экстрактивными методами составила $11,7 \text{ мг}/\text{м}^3$, а по стандартным спутниковым биооптическим алгоритмам получено значение около $1,3 \text{ мг}/\text{м}^3$ (в 9 раз меньше). Спутниковые данные были получены с трех спутниковых радиометров в день измерений (MODIS-Aqua, VIIRS-SNPP, VIIRS-JPSS1) и с одного радиометра с интервалом в один день (OLCI-S3A). Занижение для всех спутниковых данных было примерно одним и тем же. При этом занижения были обнаружены как для 2-го, так и для более строго отфильтрованного 3-го уровня спутниковых данных о цвете моря, что говорит о том, что описываемая недооценка может распространиться на результаты других возможных исследований, которые используют спутниковые карты содержания хл-*a*.

На рис. 3 показаны вертикальные профили биооптических и гидрологических измерений на станции 7334. Видно, что в пределах фотической зоны температура, соленость и показатель ослабления света (в ед. ЕМФ) практически не изменялись по глубине, таким образом можно считать, что восходящее излучение моря сформировалось при отсутствии стратификации гидрооптических характеристик. Среднее значение концентрации хл-*a* в пределах верхнего квазиоднородного слоя составило 11,7 мг/м³.

На рис. 4 сплошными линиями показаны результаты определения спектров показателей поглощения фитопланктоном (a_{ph}) и ОРОВ (a_{CDOM}), выполненные в отобранных на глубине 20 м на станции 7334 пробах воды. Также проведено сравнение с известными моделями (Bricaud, 1998) [11] и (Morel, 2009) [12], по которым рассчитываются эти же характеристики из заданных концентраций хл-*a* (пунктирные линии). Здесь необходимо иметь в виду, что известные модели в основном построены по данным, которые не включают измерения в полярных регионах. Видно, что для a_{ph} и a_{CDOM} реальные измерения оказались ниже значений, предсказанных по моделям — примерно в два раза ниже на 440 нм для обеих характеристик. Отсюда можно сделать вывод, что в исследуемых водах наблюдается более сильный эффект упаковки и относительно низкое содержание ОРОВ по сравнению со средними оценками по всему Мировому океану.

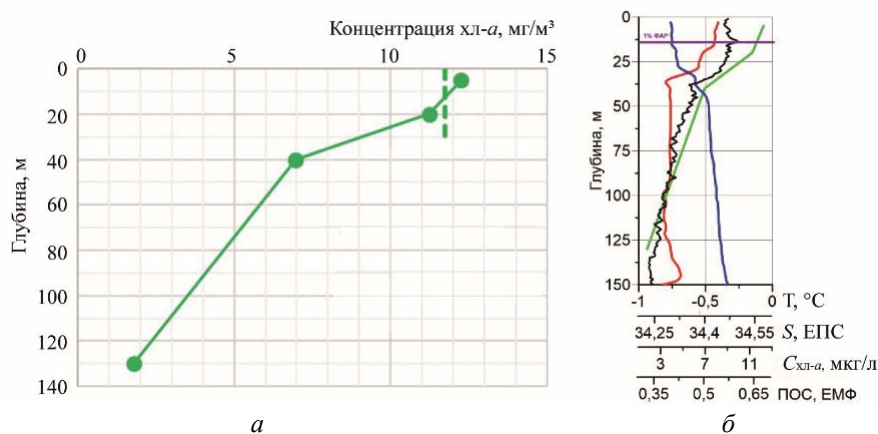


Рис. 3. Вертикальные измерения био-оптических и гидрологических характеристик на станции 7334.

- а* — измерения концентрации хл-*a* стандартным экстрактым методом: зелёный график (точки и линия) — экстрактные измерения; зелёный пунктир — средние значения в ВКС;
б — сравнение с *in-situ* измерениями температуры, солености и показателя ослабления света (ПОС) на 625 нм: фиолетовая горизонтальная линия — уровень 1 % ФАР; красный график — температура, °С; зелёный — $C_{\text{хл-а}}$, мкг/л; синий — S , ЕПС; черный — ПОС, ЕМФ.

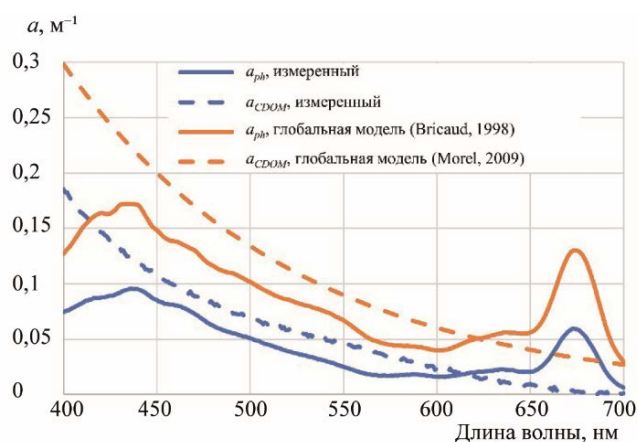


Рис. 4. Сравнение измеренных показателей поглощения фитопланктоном и ОРОВ (сплошные линии) с результатами использования известных параметризаций (Bricaud, 1998) и (Morel, 2009), выполненные на станции 7334 в отобранной на глубине 20 м пробе воды.

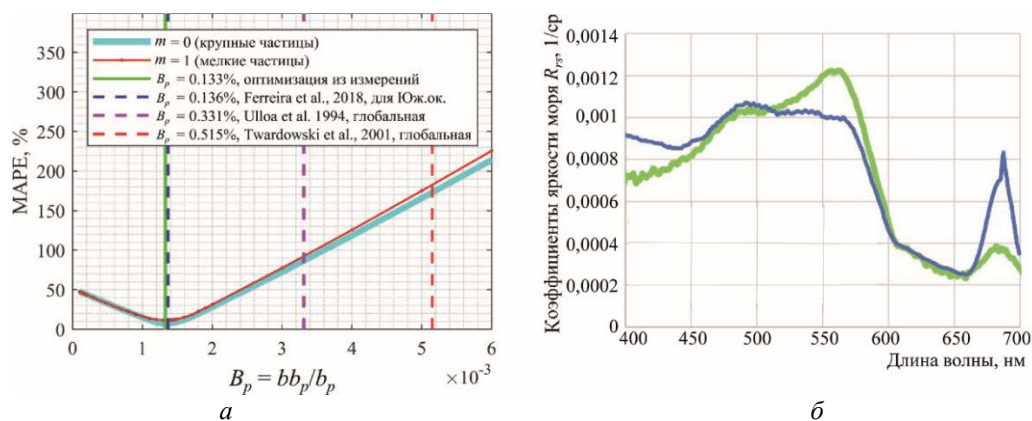


Рис. 5.

a — подбор оптимальных значений доли рассеяния назад (B_p) и показателя спектрального спада показателя рассеяния назад (m) при моделировании спектра R_{rs} с помощью ПО Hydrolight;
б — сравнение судовых измерений R_{rs} и смоделированных R_{rs} : зелёный график — судовые измерения; синий — моделирование Hydrolight через измеренные a_{ph} и a_{CDOM} .

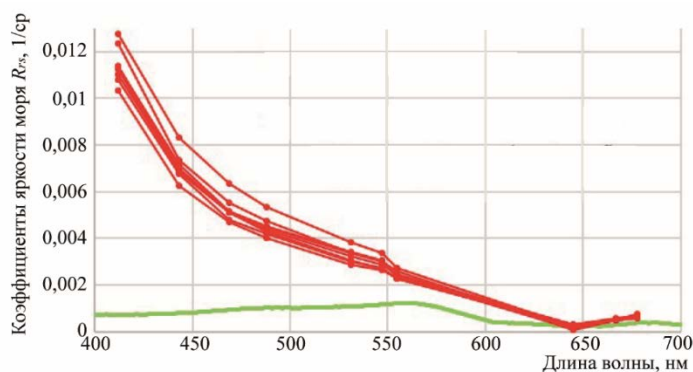


Рис. 6. Сравнение результатов судовых и спутниковых измерений спектров коэффициентов яркости моря R_{rs} .

Зелёный график — судовые измерения; красные — спутниковые измерения Modis-Aqua, $dt = 0,5$ ч, $dr = 4$ км, $flag$ Level 3 = true.

Имея измерения концентрации хл-*a*, a_{ph} , a_{CDOM} , a_{NAP} и судовые измерения $R_{rs}(\lambda)$ проведен расчет коэффициентов яркости моря с помощью прямого численного моделирования в программе Hydrolight. Результаты расчетов при оптимальном подборе значения отношения показателя рассеяния света назад к показателю рассеяния света для взвешенных частиц ($B_p = bb_p/b_p$), из которого рассчитывалась индикатриса рассеяния света, показаны на рис. 5. Оптимальные характеристики рассеяния подбирались путем минимизации средней абсолютной ошибки (MAPE, %) между измеренными и рассчитываемыми спектрами R_{rs} .

Если на ст. 7334 оценивать концентрацию хл-*a* из полученных коэффициентов яркости моря, то в зависимости от используемого биооптического алгоритма занижение концентрации хл-*a* составит 3–4 раза. Однако, по спутниковым оценкам занижение является девятикратным. Чтобы понять причины такого сильного занижения сравним измерения R_{rs} со спутника и с судна, выполненные около ст. 7334 (рис. 6). На рис. 6 видно завышение спутниковых измерений R_{rs} относительно судовых, что является признаком ошибок атмосферной коррекции спутниковых данных и дополнительным фактором занижения оценок концентрации хл-*a*. Более того, вид спутниковых спектров R_{rs} близок к степенному закону, что также может быть признаком ошибок атмосферной коррекции [15]. Таким образом, ошибки в атмосферной коррекции привели к дополнительному занижению спутниковых оценок концентрации хл-*a* примерно в 2–3 раза в зависимости от используемого спутникового радиометра и биооптического алгоритма.

Заключение. Выявлены основные факторы, приводящие к существенному занижению спутниковых оценок концентрации хл-а в водах, окружающих Антарктический полуостров: более сильное влияние эффекта «упаковки», чем в других районах Мирового океана; уменьшенное содержание ОРОВ по сравнению с другими районами Мирового океана; ошибки атмосферной коррекции. Дополнительными факторами, приводящими к изменению спектров R_{rs} , стали относительно низкие значения доли рассеяния назад и околонулевой показатель спектральной зависимости рассеяния на взвешенных частицах. Причинами перечисленных региональных биооптических особенностей может быть доминирование крупных клеток фитопланктона (> 20 мкм) и объединение мелких клеток фитопланктона (< 20 мкм) в колонии, а также отсутствие речных выносов ОРОВ.

Литература

1. Churilova T., Moiseeva N., Skorokhod E., Efimova T., Buchelnikov A., Artemiev V., Salyuk P. 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) // Rem. Sens. 2023. Vol. 3, № 15. P. 634.
2. Ferreira A., et al. Bio-optical characterization of the northern Antarctic Peninsula waters: Absorption budget and insights on particulate backscattering // Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr. 2018. Vol. 149. P. 138–149.
3. Ferreira A., Brito A. C., Mendes C. R. B., Brotas V. et al. OC4-SO: A New Chlorophyll-a Algorithm for the Western Antarctic Peninsula Using Multi-Sensor Satellite Data // Rem. Sens. 2022. Vol. 14, № 1052.
4. Jena B. The effect of phytoplankton pigment composition and packaging on the retrieval of chlorophyll-a concentration from satellite observation in the Southern Ocean // Int. J. Remote Sens. 2017. Vol. 38. P. 3763–3784.
5. Szeto M., Werdell P. J., et al. Are the world's oceans optically different? // J. Geophys. Res. 2011. Vol. 116, № C00H04.
6. Dierssen H. M.; Smith R. C. Bio-optical properties and remote sensing ocean color algorithms for Antarctic Peninsula waters. // J. Geophys. Res. 2000. Vol. 105. P. 26301–26312.
7. 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 // Proc. SPIE. 2020. Vol. 11560. P. 1156056.
8. 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. Vol. 62. P. 721–723.
9. Salyuk P. A., Stepankin I. E., Sokolova E. B. et al. Developing and Using Empirical Bio-Optical Algorithms in the Western Part of the Bering Sea in the Late Summer Season // Rem. Sens. 2022. Vol. 14, № 22. P. 5797.
10. Глуховец Д. И., Салюк П. А., Шеберстов С. В. и др. Восстановление полного комплекса оптических характеристик для оценки теплосодержания в южной части Баренцева моря в июне 2021 г // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2021. Т. 18, № 5. С. 214–225.
11. 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 // J. Geophys. Res.: Oceans. 1998. Vol. 103, № C13. P. 31033–31044.
12. Morel A. Are the empirical relationships describing the bio-optical properties of case 1 waters consistent and internally compatible? // J. Geophys. Res.: Oceans. 2009. Vol. 114, № C1.
13. Ulloa O., Sathyendranath S., Platt T. Effect of the particle-size distribution on the backscattering ratio in seawater // Applied Optics. 1994. Vol. 33, № 30. P. 7070–7077.
14. Twardowski M. S., Boss E., Macdonald J. B., Pegau W. S. et al. A model for estimating bulk refractive index from the optical backscattering ratio and the implications for understanding particle composition in case I and case II waters // J. Geophys. Res.: Oceans. 2001. Vol. 106, № C7. P. 14129–14142.
15. Shybanov E. B., Papkova A. S. Algorithm for Additional Correction of Remote Sensing Reflectance in the Presence of Absorbing Aerosol: Case Study // Physical Oceanography. 2022. Vol. 29, № 6. P. 688–706.

Комплексные экспедиционные гидрооптические исследования выполнены в рамках гостем ТОИ ДВО РАН № 0211-2021-0007, ИО РАН № FMWE-2021-0001 и МГИ РАН № FNNN-2021-0003. Причины заниженных оценок концентрации хл-а из данных дистанционного зондирования определены при поддержке проекта РНФ № 21-77-10059.

ВЛИЯНИЕ ПЕРВИЧНЫХ ГИДРООПТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК НА АЛЬБЕДО ОКЕАНА

Д. И. Глуховец^{1,2} канд. физ.-мат. наук, С. В. Шеберстов¹

¹Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Москва, Россия
²Московский физико-технический институт, Долгопрудный, Россия

INFLUENCE OF INHERENT OPTICAL PROPERTIES ON OCEAN ALBEDO

D. I. Glukhovets^{1,2}, Ph.D., S. V. Sheberstov¹

¹Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

²Moscow Institute of Physics and Technology, Dolgoprudny, Russia

Показано влияние первичных гидрооптических характеристик на альbedo океана в видимом диапазоне спектра. Расчеты проводились с использованием HydroLight и DISORT. Предложена простая формула для соответствующей коррекции значений альbedo.

The effect of inherent optical properties on the ocean albedo in the visible range of the spectrum is shown. Calculations were carried out using HydroLight and DISORT. A simple formula for the appropriate correction of albedo values is proposed.

Введение. В океанологии традиционно не заслуженно мало внимания уделяется влиянию первичных гидрооптических характеристик морской воды на альbedo океана. В частности, в монографии [1], посвященной радиационному режиму океанов, прозрачность и «цветность» морской воды лишь упоминаются в контексте влияния волнения на значения альbedo. В современной циркуляционной модели NEMO [2] используются результаты работы [3], в которой вклад выходящего из воды излучения фиксирован. Принимается, что для интервала длин волн 280-2800 нм этот вклад составляет $0,005 \pm 0,0005$. При этом считается, что такое значение соответствует большинству вод Мирового океана. Цель работы состоит в проверке этого утверждения, а также демонстрации изменчивости альbedo океана, обусловленной влиянием гидрооптических характеристик природных вод, в частности, в случае интенсивного кокколитофоридного цветения.

Методика. Для расчета альbedo океана использовались численные методы решения уравнения переноса излучения в системе атмосфера-океан. Первый основан на методе дискретных ординат DISORT [4]. При этом для атмосферы использована модель [5] с индикатрисой аэрозоля [6] и оптической толщиной $\tau_a(869) = 0,2$, небо считалось ясным, погода безветренной. Более подробно реализация этого подхода описана в работах [5, 7].

Кроме того, для расчетов использована программа HydroLight [8]. Использовались модели New Case 1 и New Case 2 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 [9]. Отношение между показателем рассеяния назад и полным показателем рассеяния b_b/b принималось равным 0,02 в соответствии с работой [10]; показатель ослабления света выбран равным $c(530) = 3 \text{ м}^{-1}$, что соответствует интенсивному цветению с концентрацией кокколитофорид 8–12 млн кл./л [9]. Спектральная зависимость показателя рассеяния принята следующей:

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

Спектральные значения альbedo рассчитывались по формуле:

Фундаментальные проблемы теории переноса излучения, распространение излучения в воде и подводное видение.
Первичные гидрооптические характеристики; оптика полярных морей; изменчивость гидрооптических характеристик в зависимости от гидрофизических процессов

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

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.

Средние для интервала 400–700 нм значения альбеда рассчитывались по формуле:

$$A = \frac{\int_{400}^{700} E_u(\lambda) d\lambda}{\int_{400}^{700} E_d(\lambda) d\lambda}. \quad (3)$$

Пропускание атмосферой определялось как:

$$T(\theta_0) = \frac{\int_{400}^{700} E_d(\lambda) d\lambda}{\cos(\theta_0) \int_{400}^{700} F_0(\lambda) d\lambda}, \quad (4)$$

где $F_0(\lambda)$ — солнечная постоянная, θ_0 — зенитный угол солнца. Расчет среднесуточных значений альбеда проводился в соответствии с выражением:

$$\bar{A} = \frac{\bar{E}_u}{\bar{E}_d} = \frac{\sum_i \int_{400}^{700} A(\lambda, \theta_0^i) E_d^i(\lambda) d\lambda}{\sum_i \int_{400}^{700} E_d^i(\lambda) d\lambda}, \quad (5)$$

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

Результаты. Спектральные значения коэффициента яркости моря $R_{rs}(\lambda)$ и альбеда $A(\lambda)$, полученные с помощью HydroLight для различных зенитных углов солнца θ_0 , представлены на рис. 1. При расчетах использовалось приближение Case 1 new с двумя концентрациями хлорофилла (Хл) — 1 и 10 мкг/л. Отметим малую изменчивость значений $R_{rs}(\lambda)$ при вариации θ_0 . Она связана с исключением вклада отражения от поверхности при расчете этой величины. Такая устойчивость к изменениям условий освещения обуславливает широкое использование $R_{rs}(\lambda)$ в дистанционном зондировании. Значения альбеда 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 Хл = 10 мкг/л. Такая концентрация лишь оказывает характерное влияние на формы спектров $A(\lambda)$, практически не приводя к изменчивости их средних уровней (рис. 1, б).

Аналогичные расчеты выполнены с помощью программного обеспечения, разработанного на основе метода дискретных ординат (DISORT) [5, 7]. Их результаты приведены на рис. 2. Полученные различия обусловлены отличием подходов HydroLight и DISORT к моделированию распространения излучения в атмосфере. Как можно видеть из этого рисунка, в области углов до 60° , где величина альбеда определяется, в основном, свойствами воды и водной поверхности, различие результатов двух алгоритмов несущественно. В то же время, величина коэффициента пропускания почти полностью определяется оптическими характеристиками атмосферы и поэтому для всех значений θ_0 наблюдается заметное отличие результатов.

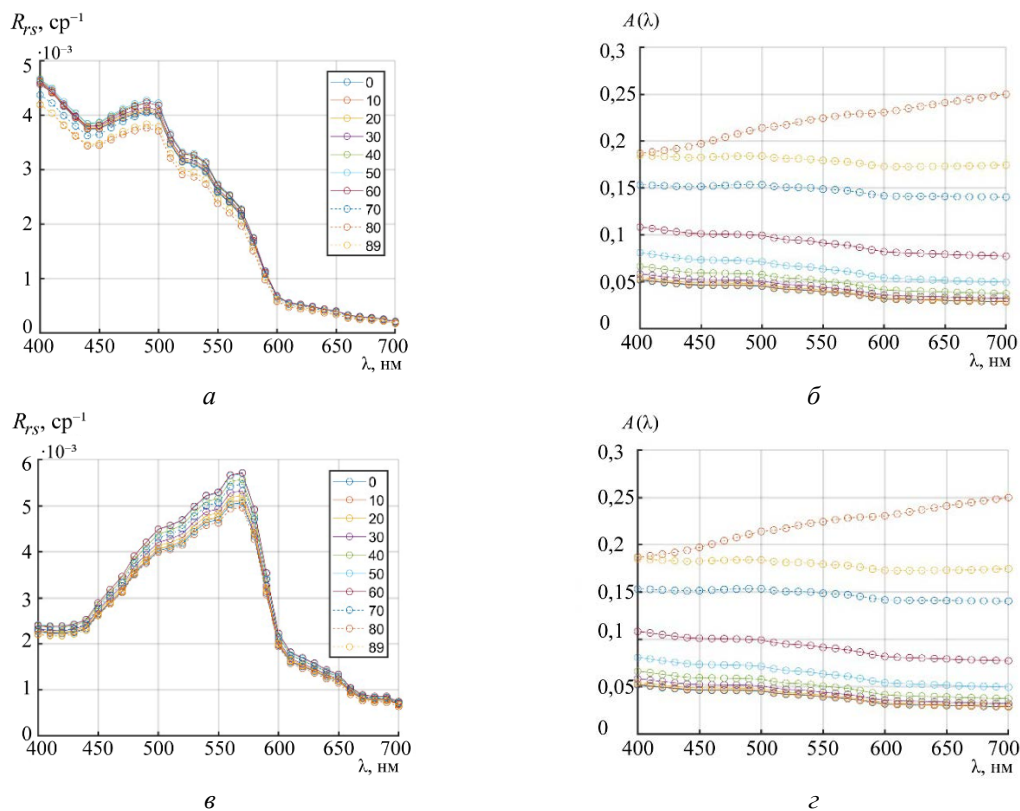


Рис. 1. Спектральные значения коэффициента яркости моря (*a*, *б*) и альbedo (*б*, *з*), полученные с помощью HydroLight для различных зенитных углов солнца θ_0 . Модель Case 1, $X_l=1$ мкг/л (*a*, *б*) и $X_l=10$ мкг/л (*в*, *з*).

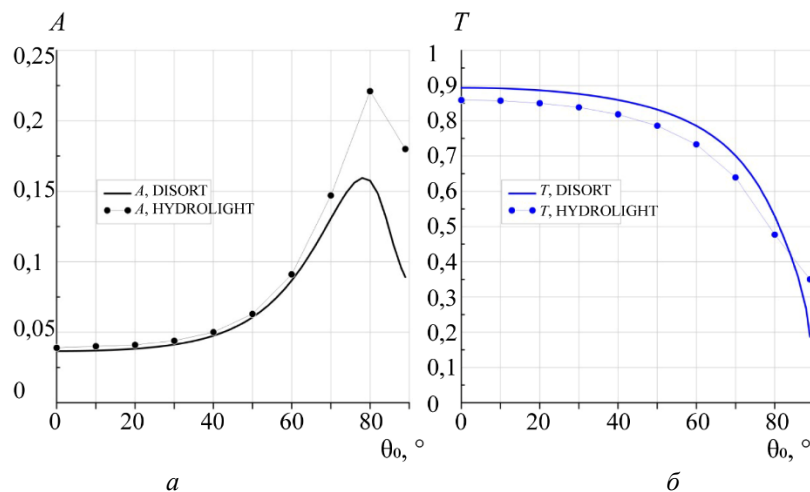


Рис. 2. Сравнение альbedo (*a*) и коэффициента пропускания (*б*), рассчитанных программами HydroLight и DISORT.

Осредненные в интервале 400–700 нм значения альbedo, полученные с помощью HydroLight для различных ситуаций, показаны на рис. 3, *a*. Помимо упомянутых выше примеров вод первого типа представлены результаты, полученные для случая интенсивного кокколитофоридного цветения. Для вод первого типа изменчивость X_l от 1 до 10 мкг/л не приводит к изменениям A . Это связано с совокупным изменением показателей поглощения и рассеяния. В случае же кокколитофоридного цветения альbedo океана в интервале 400–700 нм может увеличиваться более чем в три раза. Для сравнения на график добавлены значения альbedo из работы [3]. Для этого помимо зенитного угла солнца учитывалась изменчивость пропускания атмосферы, также рассчитанная при моделировании (рис. 3, *б*). Эти значения отличаются от полученных в данной работе.

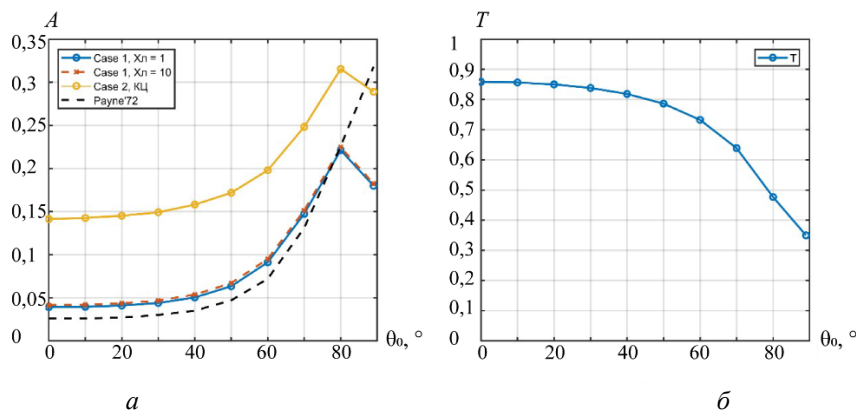


Рис. 3.

а — осредненные в интервале 400–700 нм значения альbedo, полученные с помощью HydroLight для различных ситуаций — $X_l=1$ мкг/л; $X_l=10$ мкг/л; кокколитофоридное цветение, $c(530)=3$ м⁻¹, для сравнения пунктиром представлены данные из работы [3]; б — зависимость пропускания атмосферы для различных зенитных углов солнца θ_0 .

Вероятная причина — различный спектральный интервал. Автор [3] приводит данные для интервала 280–2800 нм. Соотнесение значений, полученных в различных интервалах, заслуживает отдельного исследования. Тем не менее результаты показывают, что общепринятая модель не учитывает существенного увеличения выходящего из воды рассеянного излучения, характерного для кокколитофоридного цветения, а также перегиба зависимости $A(\theta_0)$ после 80°.

Среднемесячные значения альbedo океана для Баренцева (70°с.ш., 40°в.д.) и Черного (44,5°с.ш., 38°в.д. — Черноморский полигон ИО РАН) морей для месяцев, в которые происходят регулярные кокколитофоридные цветения, представлены в табл. 1. Эти величины получены осреднением среднесуточных альbedo, рассчитанных в соответствии с формулой 5 для всех дней месяца. Для сравнения расчеты выполнены для вод первого типа. Значение альbedo для вод Черного моря, свободных от цветения кокколитофорид, отлично соответствует классическим результатам [3]. В Баренцевом море в августе литературные данные ниже наших результатов на 20 %. Расхождение может быть связано с различием спектральных диапазонов и пропускания атмосферы. Наличие интенсивного кокколитофоридного цветения существенно увеличивает среднемесячные значения альbedo: более чем вдвое в Баренцевом море и почти втрое — в Черном.

Таблица 1

Среднемесячные значения A для периода кокколитофоридного цветения в случае цветения и без, а также данные из работы [3]

	Case 1, $X_l = 1$ мкг/л	Case 2, КЦ	Payne, 1972 [3]
Баренцево море, август	0,115	0,218	0,09
Черное море, июнь	0,063	0,168	0,06

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. 4. Существенные различия обусловлены значительной изменчивостью альbedo (рис. 3). Необходимо отметить, что вклад рассветных и закатных часов в общее поглощение в этом случае составляет 0,4 % (для Баренцева моря доля составляет 0,6 %). Это объясняется тем, что на величину поглощенной в толще воды энергии существенно сильнее влияют условия освещения, чем значения альbedo. В рассветные и закатные часы значения зенитного угла солнца превышают 80°. Поэтому неточности оценок альbedo, приведенные в работе [3], в частности неучет перегиба зависимости $A(\theta_0)$ после 80°, не приводит к заметным ошибкам в расчетах дневного потока поглощенной в толще морской воды радиации. Аналогичные результаты получены для точки в Баренцевом море.

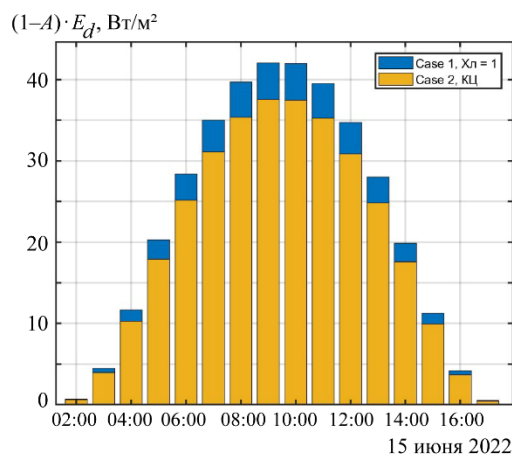


Рис. 4. Зависимость величин поглощенного в толще морской воды излучения от времени суток в случае интенсивного кокколитофоридного цветения и без, Черное море, 15 июня.

Выше показано, что альbedo океана в видимом диапазоне спектра может быть в значительной степени подвержено влиянию гидрооптических характеристик морской воды. Однако точное сравнение с литературными данными [3] затруднено использованием различных спектральных диапазонов и возможных различий в параметрах атмосферы, наблюдавшихся в ходе радиометрических измерений с платформы, от модельных. Подбор параметров атмосферы выходит за рамки этой работы. Ограничимся учетом более широкого спектрального диапазона для проверки тезиса работы [3] о том, что вклад выходящего из воды излучения в альbedo составляет $0,005 \pm 0,0005$.

Для этого выполнены расчеты в диапазоне 300–1000 нм, ограничивающем влияние гидрооптических характеристик на альbedo, 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. Для расчета доли альbedo, сформированной водной толщей использовано следующее выражение:

$$A_w = \pi \frac{\int_{300}^{1000} R_{rs}(\lambda) E_d(\lambda) d\lambda}{\int_{300}^{1000} E_d(\lambda) d\lambda}. \quad (6)$$

Для случая вод первого типа при концентрации хлорофилла 1 мкг/л значение $A_w=0,0054$, что полностью соответствует данным [3]. 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 альbedo отвечает за показанные в табл. 1 расхождения. Такое различие хорошо согласуется с результатами работы [10], авторы которой моделировали влияние кокколитофоридного цветения на альbedo, задавая значения концентрации кальцита. Для модельных значений $X_l = 0,75$ 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 $\text{CaCO}_3\text{-C}$.

Полученный результат показывает важность учета гидрооптических характеристик при расчетах альbedo 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 [11].

Выводы. С использованием численных методов решения уравнения переноса излучения в системе атмосфера-океан HydroLight и DISORT рассчитаны значения альbedo океана для набора первичных гидрооптических характеристик, соответствующих различным ситуациям: умеренно продуктивным водам (концентрация хлорофилла = 1 мкг/л), высокопродуктивным ($X_l=10$ мкг/л) и случаю интенсивного кокколитофоридного цветения (8–12 млн кл./л). Расчеты проводились для случаев безоблачного неба и отсутствия ветра. Различия результатов двух алгоритмов несут незначительные отклонения в области зенитных углов солнца до 60° , при больших углах расхождение

обусловлено различием используемых атмосферных моделей. Показано, что для вод первого типа изменчивость Хл от 1 до 10 мкг/л не приводит к изменениям A . В случае интенсивного кокколитофоридного цветения альbedo океана в интервале 400–700 нм может увеличиваться более чем в три раза. Это не учитывается в широко используемом источнике данных об альbedo океана [3]. Расчет среднемесячных значений альbedo для точек в регионах, в которых происходят регулярные цветения показал, что наличие интенсивного кокколитофоридного цветения существенно увеличивает среднемесячные значения альbedo: более чем вдвое в Баренцевом море и почти втрое — в Черном. Для выбранных точек выполнен расчет величин поглощенного в толще морской воды излучения в зависимости от времени суток: наличие цветения существенно уменьшает величины поглощенной радиации. При этом 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 море. Показано, что принятый ранее вклад в альbedo выходящего из воды излучения, составляющий $0,005 \pm 0,0005$, соответствует только водам первого типа. Интенсивное цветение кокколитофорид может привести к увеличению этого вклада более чем в 14 раз. Предложена простая формула для коррекции значений альbedo с учетом влияния первичных гидрооптических характеристик. Полученные результаты показывают важность учета гидрооптических характеристик при расчетах альbedo 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 [11]. Кроме того, в дальнейшем необходимо добавить учет облачности и ветра.

Литература

1. Тимофеев Н. А. Радиационный режим океанов. Киев: Наукова думка, 1983. 247 с.
2. Madec G., Bourdallé-Badie R., Bouttier P. A., Bricaud C., Bruciaferri D., Calvert D., Chanut J., Clementi E., Coward A., Delrosso D., Ethé C. NEMO Ocean engine. 2017.
3. Payne R. E. Albedo of the sea surface // Journal of Atmospheric Sciences. 1972. 29(5). P. 959-70.
4. Stammes K., Tsay S.-C., Wiscombe W., Jayaweera K. Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media // Appl. Opt. 1988. Vol. 27. P. 2502–2509.
5. Kopelevich O., Sheberstov S., Vazyulya S. Effect of a Coccolithophore Bloom on the Underwater Light Field and the Albedo of the Water Column // J. Mar. Sci. Eng. 2020. Vol. 8. 456 p.
6. Gordon H. R., Castañó D. J. Aerosol analysis with Coastal Zone Color Scanner. A simple method for including multiple scattering effects // Appl. Opt. 1989. Vol. 28. P. 1320–1326.
7. Глуховец Д. И., Салюк П. А., Шеберстов С. В., Вазюля С. В., Салинг И. В., Степочкин И. Е. Восстановление полного комплекса оптических характеристик для оценки теплосодержания в южной части Баренцева моря в июне 2021 года // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2021. Т. 18, № 5. С. 214–225.
8. Mobley C. D., Hedley J. D. Hydrolight 6.0 Ecolight 6.0 Technical Documentation: Numerical Optics Ltd. 2021.
9. Vazyulya S., Deryagin D., Glukhovets D., Silkin V., Pautova L. Regional Algorithm for Estimating High Coccolithophore Concentration in the Northeastern Part of the Black Sea // Remote Sensing. 2023. 15(9). 2219.
10. Tyrrel T., Holligan P. M., Mobley C. Optical impacts of oceanic coccolithophore blooms // J. Geophys. Res. Oceans. 1999. Vol. 104. P. 3223–3241.
11. 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.: ООО «ВАШ ФОРМАТ», 2018. 140 с. URL: https://optics.ocean.ru/Atlas_2019/8_Monography_2018.pdf (дата обращения: 20.05.2023).

Гидрооптическое моделирование выполнено при поддержке гранта РФФИ № 21-77-10059, анализ полученных результатов – в рамках государственного задания по теме № FMWE-2021-0001. Грант предоставлен через Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН. Авторы благодарят чл.-корр. РАН С. К. Гулеву за полезные обсуждения.

ДНЕВНОЙ ПРОГРЕВ ВОД ЧЕРНОГО МОРЯ В ПЕРИОД ИНТЕНСИВНОГО КОККОЛИТОФОРИДНОГО ЦВЕТЕНИЯ

Е. А. Аглова^{1,2}, Д. И. Глуховец^{1,2}, канд. физ.-мат. наук, С. К. Клименко¹

¹Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Москва, Россия

²Московский физико-технический институт (НИУ), Долгопрудный, Московская область, Россия

DAYTIME WARMING OF THE BLACK SEA WATERS DURING THE PERIOD OF INTENSE COCCOLITHOPHORE BLOOM

E. A. Aglova^{1,2}, D. I. Glukhovets^{1,2}, Ph.D., S. K. Klimenko¹

¹Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

²Moscow Institute of Physics and Technology, Dolgoprudny, Moscow Region, Russia

Работа посвящена расчету дневного прогрева поверхностного слоя морской воды в период интенсивного кокколитофоридного цветения (по данным прямых определений концентрация достигала 13 млн кл./л) в Черном море в июне 2022 г. Используются результаты прямых гидрооптических измерений и модель HydroLight. Показано, что в слое 0,95–1,05 м дневной прогрев составил 0,75°C. Предложена формула перевода значений радиояркостной температуры, полученных с помощью Landsat 9, в истинную.

The work is devoted to the calculation of the daily warming of the seawater surface layer during the period of intense coccolithophore bloom (according to direct determinations, the concentration reached 13 million cells/l) in the Black Sea in June 2022. The results of direct hydro-optical measurements and the HydroLight model were used. It is shown the daily heating was 0.75°C in the 0.95–1.05 m layer. A formula for converting the brightness temperature values obtained using Landsat 9 to the true one is proposed.

Введение. Гидрооптические характеристики морской воды влияют на соотношение отраженного и поглощенного солнечного излучения [1]. Кроме их значений важно учитывать особенности вертикального распределения, которые влияют на распределение долей поглощенной энергии по глубинам [2]. В данной работе показано влияние гидрооптических характеристик на прогрев морской воды 10 июня 2022 г. в северо-восточной части Черного моря по данным контактных измерений и моделирования. Полученные результаты использованы для корректировки данных о температуре поверхности моря (ТПМ), полученных с помощью спутника Landsat 9.

Аппаратура и методика. Данные судовых измерений. В работе использованы результаты судовых измерений значений гидрооптических и гидрологических характеристик на станциях и вдоль маршрута судна. Измерения выполнены в ходе экспедиции на МНИС «Ашамба» 10 июня 2022 года в северо-восточной части Черного моря вблизи Голубой бухты (рис. 1). Значения температуры морской воды в поверхностном слое $T_{\text{ф}}$ определялись термосалинографом Ocean Seven 314 компании IDRONAUT (Италия), входящего в состав проточного измерительного комплекса [3]. Точность измерения температуры составляет 0,0015 °С. Глубина водозабора ~1 м.

Значения показателя ослабления света морской водой на длине волны 530 нм регистрировались прибором ПУМ-200. Измерения спектров показателя поглощения света морской водой получены с помощью портативного спектрофотометра с интегрирующей сферой ICAM [4, 5]. В экспедиции также проводилась непрерывная регистрация облученности, создаваемой потоком нисходящего излучения, на четырех длинах волн (443, 490, 555 и 625 нм), измеряемая палубным датчиком спектрорадиометра ВИС.

Прямые определения концентрации хлорофилла *a* (Хл) выполнялись стандартным флуориметрическим методом [6, 7].

Фундаментальные проблемы теории переноса излучения, распространение излучения в воде и подводное видение.
Первичные гидрооптические характеристики; оптика полярных морей; изменчивость гидрооптических характеристик в зависимости от гидрофизических процессов

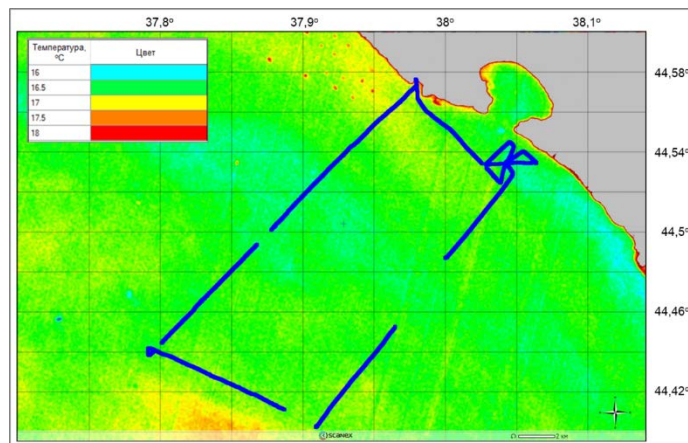


Рис. 1. Маршрут судна (синим), наложенный на спутниковые данные Landsat 9 о ТПМ от 10 июня 2022 г. Следует обратить внимание на существенное занижение значений ТПМ.

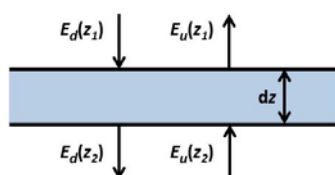


Рис. 2. Схема расчета энергетического баланса в слое толщиной dz на глубине z_1-z_2 .

Расчет ТПМ. Для расчета температуры поверхности моря использовались данные ИК-радиометра TIRS-2 (Thermal Infrared Sensor 2) спутника Landsat 9. Двухканальный сенсор TIRS-2 измеряет тепловое излучение морской поверхности с пространственным разрешением ~ 100 м и с шириной обзора 185 км в инфракрасном диапазоне на длинах волн 10,8 и 12 мкм (Landsat-9 Data Users Handbook, 2022).

Данные о спектральной яркости преобразовывались в яркостную температуру на верхней границе атмосферы по стандартному алгоритму «TIRS Top of Atmosphere Brightness Temperature» (Landsat-8 Data Users Handbook, 2019) с использованием констант для каналов B10 и B11:

$$T = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{K_1}{L \lambda} + 1\right)},$$

где T — яркостная температура на верхней границе атмосферы (К); $L(\lambda)$ — спектральная яркость на верхней границе атмосферы ($\text{Вт}/\text{м}^2 \times \text{ср} \times \text{мкм}$); K_1, K_2 — константы преобразования, взятые из метаданных ($K1/K2_CONSTANT_BAND_x$, где x — номер теплового канала).

Температура рассчитывалась для каждого пикселя исходного изображения. После расчета ТПМ результаты преобразовывались в градусы Цельсия. Восстановление ТПМ исследуемой акватории производилось с помощью ПО «ScanEx Image Processor®», которое позволяет получить не только численные значения, но и построить наглядное изображение на основе полученных результатов (рис. 1).

Расчет энергетического баланса. Дневной прогрев рассчитывался из формул энергетического баланса нисходящего и восходящего потоков солнечной радиации (рис. 2):

$$\Delta Q = E_d(0^-) + E_u(z) - E_u(0^-) - E_d(z);$$

$$R = \frac{E_u(0^-)}{E_d(0^-)}; K = \frac{E_d(0^-)}{E_d(0^+)};$$

$$E_{u/d}(z) = E_{u/d}(0^-) * \exp\left(-z * K_{u/d}\right);$$

$$\Rightarrow \Delta Q = K * E_d(0^-) * (1 - \exp(-z * K_d) - R * (1 - \exp(-z * K_u)));$$

$$Q = \frac{1}{h} \int_{300}^{2500} \Delta Q d\lambda;$$

$$\Delta T = \frac{Q}{c * \rho}, \quad c = 3993 \frac{\text{Дж}}{\text{кг} * \text{К}}, \quad \rho = 1020 \frac{\text{кг}}{\text{м}^3},$$

где E_d — облученность, создаваемая потоком нисходящего излучения; E_u — облученность, создаваемая потоком восходящего излучения; ΔQ — количество теплоты на определенной длине волны; K_d — показатель диффузного ослабления нисходящей радиации; K_u — показатель диффузного ослабления восходящей радиации; K — аналог спектрального коэффициента Френеля; R — коэффициент диффузного отражения толщи морской воды; z — глубина нижней границы рассматриваемого слоя; h — толщина рассматриваемого слоя; λ — длина волны; ΔT — величина дневного прогрева; c — удельная теплоемкость морской воды; ρ — плотной морской воды.

Все величины спектральные, зависимости от длины волны не указаны для краткости. В работе рассмотрен слой морской воды толщиной $dz=0,1$ м, находящийся на глубине $0,95(z_1)-1,05(z_2)$ м, что соответствует глубине водозабора проточной системы. Для получения соответствующих этому слою величин прогрева использовалась разность результатов пары расчетов, выполненных для слоев $0-0,95$ м и $0-1,05$ м. Исключение пограничного слоя позволило не учитывать вклад испарения, а исключение слоя толщиной в первые десятки сантиметров — волнового перемешивания. Кроме того, мы пренебрегаем эффектами турбулентной диффузии и теплопроводности, считая их проявления малыми на фоне дневного прогрева. В период проведения работ небо было ясным, волнение не превышало 1 балла, скорость ветра — 5 м/с. Измерения выполнялись в период интенсивного кокколитофоридного цветения: по данным прямых определений концентрация кокколитофорид достигала 13 млн кл./л [8].

Для расчета спектральных значений K_d и K_u (рис. 3, а), K и R (рис. 3, б) в диапазоне 300–1000 нм в подповерхностном слое, входящих в используемую формулу, использована программа Hydro Light [9]. Модель была настроена для вод 2 типа, что позволило учесть влияние кокколитофоридного цветения на значения гидрооптических характеристик и параметров световых полей. При настройке использовались следующие результаты контактных измерений показателя ослабления света морской водой, показателя поглощения окрашенного растворенного органического вещества (ОРОВ) и концентрации Хл: $c(530)=1,6 \text{ м}^{-1}$, $a_g(530)=0,09 \text{ м}^{-1}$, $X_{\text{л}}=0,27 \text{ мкг/л}$. Использовано соответствующее кокколитофоридному цветению значение отношения $b_b/b = 0,02$ [10].

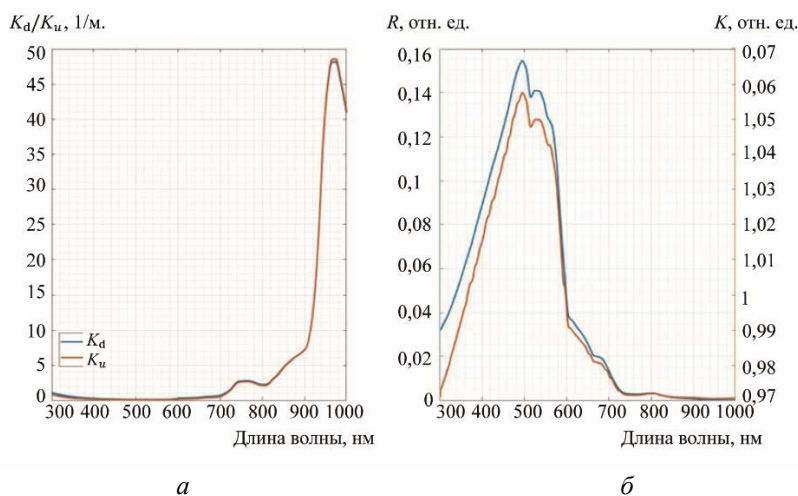


Рис. 3. Рассчитанные с использованием HydroLight значения K_d , K_u , R , K в диапазоне длин волн 300–1000 нм для 9:30 UTC (при максимальной высоте Солнца).

а — K_d , K_u ; б: R — синий график, K — оранжевый.

Попутные измерения ТПМ проводились с 5:40 UTC до 13:10 UTC, что соответствует изменчивости азимутального угла Солнца в интервале $22,6-72,3^\circ$. Для расчета дневного прогрева использованы величины параметров K_d , K_u , K и R , полученные интерполяцией по времени с шагом в 5 с.

Результаты. Спектральные величины облученности сверху в диапазоне 300–1000 нм рассчитывались по данным непрерывных измерений в четырех спектральных диапазонах. Форма спектра взята из [11], подбор амплитуды осуществлялся методом наименьших квадратов. Результаты простых оценок показывают, что излучение с длинами волн, превосходящими 1000 нм, полностью поглощается в нескольких сантиметрах водной толщи, не оказывая влияния на выбранный для исследований слой. Это подтверждается расчетами, выполненными для интервала длин волн, соответствующего всему потоку достигающего земной поверхности солнечного излучения. При этом значения K_d и K_u в области 1000–2500 принимались равными a_w , а значения функций K и R экстраполировались. Далее все расчеты проводились в интервале 300–1000 нм.

Рассчитанная величина дневного прогрева 10-сантиметрового слоя морской воды на глубине 1 м с 5:40 до 13:10 UTC равна $\Delta T = 0,75^\circ\text{C}$. Наклон полученной временной функции дневного прогрева в целом соответствует наклону разности временных функций ТПМ, полученных по данным проточного измерительного комплекса и по спутниковым данным (рис. 4, а). Расхождения могут быть связаны с течениями, а также более интенсивным прогревом прибрежных вод с меньшей концентрацией кокколитофорид, увеличивающих альбедо водной толщи, и большим содержанием ОРОВ, приводящем к более сильному нагреву. Кроме того, при сравнении используются данные с различных глубин. Важно отметить, что значения Landsat 9 на $6-7^\circ$ ниже измеренных с борта судна. Это связано с тем, что установленный на этом спутнике ИК-радиометр определяет радиояркостную температуру слоя атмосферы и нижележащей поверхности, а не реальную термодинамическую температуру воды. Для восстановления ТПМ по данным ИК-радиометров разработан ряд методов, в том числе и для акватории Черного моря [12].

Спутниковые измерения выполнялись в 8:13 UTC, а судовые с 5:40 до 13:10 UTC. Для устранения эффекта дневного прогрева морской воды для последующего сравнения судовых и спутниковых данных из измеренной проточным комплексом температуры T_{ft} в интервале времени 5:40–8:13 UTC были вычтены величины рассчитанного прогрева $\Delta T(t)$, а в интервале 8:13–13:10 UTC — прибавлены $\Delta T(t)$. Полученный ряд обозначен T_{ft_new} (рис. 4).

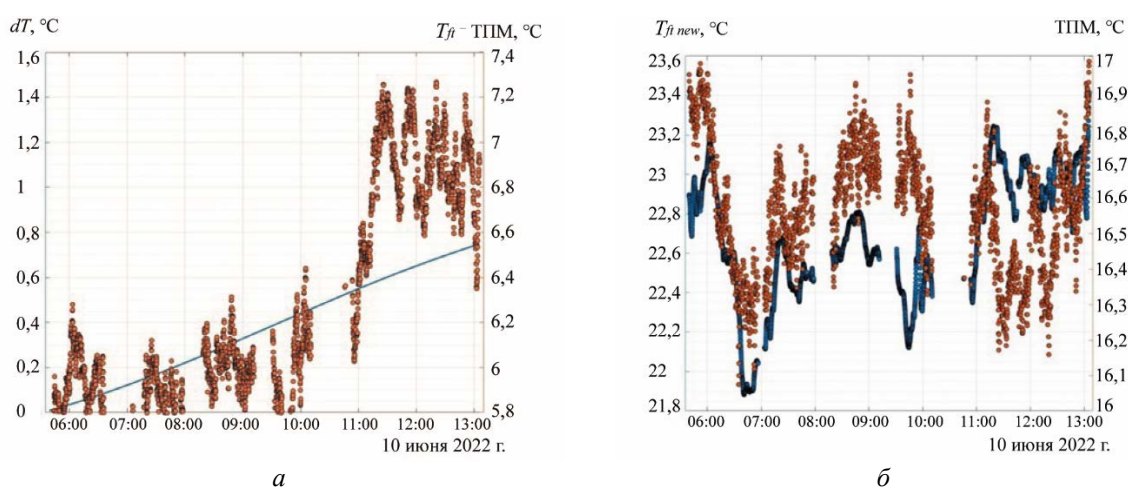


Рис. 4.

а — температура дневного прогрева по численному расчету (dT , $^\circ\text{C}$ — синим) и разность поверхностных температур, полученных с помощью проточного измерительного комплекса и температурного датчика Landsat 9, вдоль трека судна (оранжевым — T_{ft} -ТПМ, $^\circ\text{C}$); б — ТПМ, $^\circ\text{C}$ Landsat 9 (оранжевым) и поверхностная температура морской воды, полученная с помощью проточного измерительного комплекса, с учетом поправки на дневной прогрев T_{ft_new} , $^\circ\text{C}$ (синим).

Формула связи поверхностной температуры по данным, полученным с помощью проточного измерительного комплекса, с учетом поправки на дневной прогрев и значений температурного датчика Landsat 9:

$$T_{fi_new} = 0,19 * ТПМ + 19,6, \text{ СКО} = 0,43,$$

с помощью которой возможен перевод значений радиояркостной температуры, полученных с помощью температурного датчика Landsat 9, в истинную.

Обсуждение. Роль влияния течений на связь судовых и спутниковых данных можно пояснить на следующем примере. Если ограничить интервал сравнения данных двумя часами (± 1 час от времени пролета спутника), то коэффициент детерминации возрастёт до $R^2 = 0,47$. Расчет кросс-корреляции между рядами данных указывает на отсутствие между ними временного сдвига. Аналогичный расчет для полных рядов приводит к нереалистичным результатам, что указывает на существенное смещение вод поверхностного слоя за период проведения измерений. Это смещение подтверждается также сдвигом пиков температурных рядов относительно друг друга (рис. 4 справа).

Использование при расчетах осредненных за время проведения измерений значений параметров K_d , K_u , K и R приводит к различиям определения величины дневного прогрева всего на 3 %. Это позволит упростить вычисления при проведении массовых расчетов.

Применяя те же самые вычисления для диапазона длин волн видимого спектра (400–700 нм), величина дневного прогрева составляет $\Delta T = 0,27$ °С, т. е. 36 % от общего прогрева, что хорошо согласуется с литературными данными.

Полученная величина дневного прогрева морской воды согласуется с другими работами о суточном ходе температуры поверхностного слоя Черного моря. В работе [13] показано, что величина дневного прогрева в Черном море в июне может достигать 5 °С. Для сравнения мы повторили расчет для слоя 0,05–0,15 м и получили значение 4 °С.

Выводы. На основе судовых гидрооптических измерений с использованием модели HydroLight реализован метод расчета дневного прогрева в условиях интенсивного кокколитофоридного цветения. Рассчитанная величина дневного прогрева поверхностного слоя морской воды на глубине 1 метр в северо-восточной части Черного моря составила $\Delta T = 0,75$ °С. Полученные результаты позволили улучшить соответствие данных о ТПМ, полученных с помощью спутника Landsat 9, с результатами контактных измерений. Предложена формула корректировки данных Landsat 9 для условий Черного моря. Использование этой формулы позволит получать существенно более точные карты пространственного распределения ТПМ.

Литература

1. Копелевич О. В., Шеберстов С. В., Буренков В. И., Вазюля С. В., Набиуллина М. В. Оценка объемного поглощения солнечного излучения в водной толще по спутниковым данным // Фундаментальные исследования океанов и морей: в 2 кн. М.: Наука, 2006. Кн. 1: С. 109–126.
2. Глуховец Д. И., Салюк П. А., Шеберстов С. В., Вазюля С. В., Салинг И. В., Степочкин И. Е. Восстановление полного комплекса оптических характеристик для оценки теплосодержания в южной части Баренцева моря в июне 2021 г. // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2021. Т. 18, № 5. С. 214–225. doi:10.21046/2070-7401-2021-18-5-214-225.
3. Гольдин Ю. А., Глуховец Д. И., Гуреев Б. А., Григорьев А. В., Артемьев В. А. Судовой проточный комплекс для измерения биооптических и гидрологических характеристик морской воды // Океанология. 2020. Т. 60, № 5. С. 814–822.
4. Погосян С. И., Дургарян А. М., Колюхов И. В., Чукунова О. Б., Мерзляк М. Н. Абсорбционная спектроскопия микроводорослей цианобактерий и растворенного органического вещества: измерения во внутренней полости интегрирующей сферы // Океанология. 2009. № 6. С. 934–939.
5. 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.
6. Arar E. J., Collins G. B. In vitro determination of chlorophyll a and pheophytin a in marine and freshwater algae by fluorescence. Method 445.0 // National Exposure Research Laboratory, USEPA, Cincinnati, Ohio, USA. 1997.

Фундаментальные проблемы теории переноса излучения, распространение излучения в воде и подводное видение.
Первичные гидрооптические характеристики; оптика полярных морей; изменчивость гидрооптических характеристик в зависимости от гидрофизических процессов

7. Protocols for the Joint Global Ocean Flux Study (JGOFS) Core Measurements // 1994 UNESCO-IOC, Paris, France. Intergovernmental Oceanographic Commission Manuals and Guides: 29 JGOFS Report. Vol. 19. 170 p.

8. *Vazyulya S., Deryagin D., Glukhovets D., Silkin V., Pautova L.* Regional algorithm for estimating high coccolithophore concentration in the northeastern part of the Black Sea // *Remote Sensing*. 2023. Vol. 15, № 9. P. 2219. doi:10.3390/rs15092219.

9. *Mobley C. D., Hedley J. D.* Hydrolight 6.0 Ecolight 6.0 Technical Documentation: Numerical Optics Ltd. 2021.

10. *Tyrrel T., Holligan P. M., Mobley C.* Optical impacts of oceanic coccoblooms // *J. Geophys. Res. Oceans*. 1999. Vol. 104. P. 3223–3241.

11. <https://www.pveducation.org/pvcdrom/appendices/standard-solar-spectra>.

12. *Алескерова А. А., Кубряков А. А., Станичный С. В.* Двухканальный метод восстановления температуры поверхности Черного моря по измерениям Landsat-8 // *Исследование Земли из космоса*. 2016. № 4. С. 57–64. doi:10.7868/S0205961416040023.

13. *Рубакина В. А., Кубряков А. А., Станичный С. В.* Сезонная изменчивость суточного хода температуры поверхностного слоя Черного моря по данным сканера SEVIRI // *Морской гидрофизический журнал*. 2019. Т. 35, № 2. С. 171–184. doi:10.22449/0233-7584-2019-2-171-184.

Данные судовых измерений получены в рамках государственного задания ИО РАН по теме № FMWE-2021–0001. Обработка и анализ результатов выполнены при поддержке гранта РФФИ № 21-77-10059. Грант предоставлен через Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН. Авторы выражают благодарность В. А. Артемьеву, Д. Н. Дерягину, М. Д. Кравчишиной, Л. А. Паутовой и А. В. Юшмановой.

ВЛИЯНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПРИРОДНОЙ ВОДЫ НА РАМАНОВСКИЕ СДВИГИ ИНДИКАТОРОВ МОРСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В. В. Позднякова, М. А. Кустикова, канд. техн. наук

Национальный исследовательский университет ИТМО, Санкт-Петербург, Россия

THE NATURAL WATER CHEMICAL COMPOSITION INFLUENCE ON THE MARINE DEPOSITS INDICATORS RAMAN SHIFTS

V. V. Pozdnyakova, M. A. Kustikova, Ph.D.

ITMO University, St. Petersburg, Russia

Анализ спектра природной воды показал, что вещества в пробе не пересекают частотные сдвиги индикаторов морских месторождений, что позволяет использовать метод комбинационного рассеяния для оценки газогеохимического состава воды.

The spectrum of natural water analysis showed that the substances in the sample do not intersect the frequency shifts of indicators of offshore deposits that means the Raman spectroscopy method might be used for the water area gas-geochemical composition assessment.

Известно, что углеводородные газы являются парниковыми и климатообразующими газами. Помимо этого, их присутствие в морской воде может свидетельствовать о наличии морских месторождений [1]. Поэтому, изучению газогеохимического состава приповерхностного слоя акватории уделяется особое внимание, так как дает возможность сделать вывод о нефтегазоносности территории [1–2]. Основная сложность состоит в детектировании небольших концентрации индикаторных веществ при неизвестном составе природной воды [3]. Так как углеводороды имеют меньшую плотность, чем осадочные породы, они выходят на поверхность воды в виде газовых пузырьков, либо растворяются в морской толще в процессе диффузии. Регистрация превышения фоновых концентраций с помощью лидарной аппаратуры дает основание для дальнейшего исследования территории на наличие углеводородных залежей. В связи с этим особую актуальность имеют методы обнаружения с высокой чувствительностью и пространственным разрешением. Наиболее оптимальными по заданным характеристикам являются оптические методы, в частности метод комбинационного рассеяния или рамановской спектроскопии, хорошо зарекомендовавший себя при детектировании углеводородных газов [4–7]. Данный метод основан на измерении изменения частоты рассеянного света при взаимодействии с молекулами вещества, что позволяет идентифицировать молекулярную структуру и химический состав исследуемой пробы. Основными преимуществами метода является высокая точность и чувствительность анализа, возможность анализа как твердых, так и жидких проб, а также отсутствие сложной пробоподготовки [8].

Основная цель представленной работы — убедиться, что органические соединения, степень минерализации и присутствующие в природной воде взвеси не перекрывают рамановские пики углеводородных газов, являющихся индикаторами морских месторождений.

Для подтверждения гипотезы о различности частотных сдвигов, а также для оценки общей тенденции расположения органических соединений в спектре природной воды достаточно сфокусироваться на детальном анализе и интерпретации результатов пробы, полученной с учетом таких факторов, как уровень загрязнения, наличие источников потенциального загрязнения, географические особенности, доступность места для взятия пробы.



Рис. 1. Карта расположения створов мониторинга качества воды в городе Санкт-Петербург (отмечены красным) и место отбора исследуемой пробы (отмечено синим).

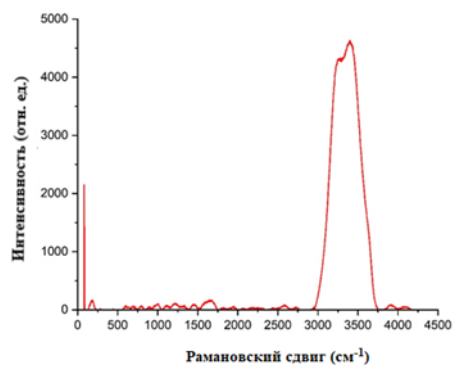


Рис. 2. Спектр комбинационного рассеяния (КР) природной воды.

Для решения поставленной цели была отобрана проба воды в городе Санкт-Петербург в приповерхностном слое реки Большая Нева между судостроительным предприятием АО «Балтийский завод» и Морским пассажирским вокзалом (рис. 1). Помимо перечисленных источников загрязнения, недалеко от места сбора пробы расположена крупная транспортная магистраль «Западный скоростной диаметр» (ЗСД). Данная точка была выбрана по нескольким причинам: максимальная близость к Финскому заливу, который в свою очередь является частью Балтийского моря, при этом точка отбора пробы находится внутри мегаполиса, то есть подвержена городским загрязнениям; расположение рядом производственного, туристического и транспортного объектов, что означает максимальную уязвимость вод в данной местности. Температура отобранной пробы составляла 12 °С. Данный аспект следует учитывать в связи с тем, что варьирование температуры пробы может влиять на физические свойства воды, что также может вызывать изменения в частотах и интенсивностях рамановских полос [9].

В соответствии с картой расположения створов наблюдений за загрязненностью водостоков Санкт-Петербурга [10], наиболее приближенный к пункту отбора пробы является створ № 161(6), находящийся в реке Большая Нева, 1,4 км от устья реки Невы. При проведении мониторинга водных объектов выделяют несколько типов загрязнений: характерные, устойчивые, неустойчивые и единичные. Согласно докладу об экологической ситуации города [10], характерными загрязнениями ближайшего створа являются медь, цинк и химическое потребление кислорода (ХПК), устойчивыми — марганец, а неустойчивыми — азот нитратный и железо общее. Следует также отметить, что единичных загрязнений в данной области не наблюдалось.

Экспериментальная часть была выполнена на рамановском спектрометре Horiba Jobin-Yvon LabRam HR800 с длиной волны 532 нм, мощностью до 10 мВт и спектральным разрешением $4000^{-100} \text{ см}^{-1}$ при использовании 10-кратного объектива и дифракционной решетки с 1800 штрих/мм. Время накопления сигнала составило 200 с. В результате проведенного анализа пробы был получен спектр природной воды, представленный на рис. 2.

Исходя из полученных данных, можно сделать вывод, что присутствующие в пробе загрязнения данной местности находятся в левой части спектра. Так, пик 220 см^{-1} соответствует пику железа [11], а пик цинка 260 см^{-1} , что в свою очередь подтверждает данные из экологического отчета Комитета по природопользованию Санкт-Петербурга [10]. Ярко выраженная кривая в правой части спектра характеризует спектр воды и имеет два пика 3378 см^{-1} и 3265 см^{-1} , что соответствует полосе валентных колебаний группы ОН. В табл. 1 представлены пики рамановских сигнатур на основании литературных данных [12–13]. Согласно представленным значениям, можно сделать вывод, что частотный сдвиг углеводородных газов не пересекается с загрязнителями природной воды, что делает возможным разработку аппаратуры дистанционного зондирования для задач геологоразведки.

Пики рамановских сигнатур основных индикаторов морских залежей углеводородов, растворенных в воде

№	Вещество	Частотный сдвиг (см ⁻¹)
1	СН ₄ метан	2917; 3020
2	СО ₂ углекислый газ	1285; 1388
3	С ₃ Н ₈ пропан	2890
4	С ₂ Н ₆ этан	2887; 2961
5	Изобутан	2870; 2938
6	Н ₂ азот	2330

Таким образом, по результатам проведенного анализа можно сделать следующие выводы:

1. Подтверждено, что частотные сдвиги компонентов природной воды не перекрывают данные об углеводородах.
2. Метод комбинационного рассеяния может использоваться для задач лидарного мониторинга при обнаружении утечек углеводородных газов в морских акваториях.

Литература

1. *Обжиров А. И., Телегин Ю. А., Шакиров Р. Б.* и др. Газогеохимические исследования как метод поиска газогидратов и выявления залежей углеводородов // География и природные ресурсы. 2022. Т. 43, № 1. С. 132–139. doi:10.15372/GIPR20220114.
2. *Обжиров А. И.* Газогеохимические поля придонного слоя морей и океанов. М.: Наука, 1993.
3. *Юшманова А. В., Глухов В. А., Родионов М. А.* Исследование связи между вертикальной структурой биооптических характеристик и их пространственным распределением по спутниковым данным в водах северо-восточной части Черного моря // Комплексные исследования мирового океана. Материалы II Всероссийской научной конференции молодых ученых. 2017. С. 314–315.
4. *Макарова М. В., Арабаджян Д. К., Фока С. Ч.* и др. Оценка ночных эмиссий углеродсодержащих газов в пригородах Санкт-Петербурга // Метеорология и гидрология. 2018. № 7. С. 36–44.
5. *Петров Д. В., Матросов И. И., Таничев А. С.* и др. Развитие и применение КР-газоанализаторов, разработанных в ИМКЭС СО РАН // Оптика атмосферы и океана. 2022. Т. 35, № 2. С. 116–121. doi:10.15372/AOO20220205.
6. *Grishkanich A. S., Bepalov V. G., Sidorov I. S.* et al. Lidar for monitoring methane hydrate in the arctic permafrost // Proc. SPIE 9486, Advanced Environmental, Chemical, and Biological Sensing Technologies XII. 2015. 94860W. doi:10.1117/12.2177817.
7. *Zhevlakov A. P., Bepalov V. G., Grishkanich A. S.* et al. Oil and gas deposits determination by ultraspectral lidar // Proc. SPIE 9486, Advanced Environmental, Chemical, and Biological Sensing Technologies XII. 2015. 94860V. doi:10.1117/12.2177837.
8. *Горелик Д. О., Конопелько Л. А., Панков Э. Д.* Экологический мониторинг. Оптико-электронные приборы и системы: Учебник в 2-х томах. СПб.: Кримас+, 1998.
9. *Хан В. А., Власов В. А., Мышкин В. Ф.* и др. Анализ структуры и свойств разбавленных водных систем // Научный журнал КубГАУ. 2012. № 81(07). С. 1–15.
10. Доклад об экологической ситуации в Санкт-Петербурге в 2021 году. [Электронный ресурс]. URL: https://www.gov.spb.ru/static/writable/ckeditor/uploads/2022/06/27/05/%D0%94%D0%BE%D0%BA%D0%BB%D0%B0%D0%B4_2022_%D1%81%D0%BE%D0%B1%D1%80%D0%B0%D0%BD%D0%BD%D1%8B%D0%B9.pdf (дата обращения: 09.06.2023).
11. *Goncharov A. F., Struzhkin V. V.* Raman spectroscopy of metals, high-temperature superconductors and related materials under high pressure // J. Raman Spectrosc. 2003. Vol. 34. P. 532–548. doi:10.1002/jrs.1030.
12. *Frezzotti M. L., Tecce F., Casagli A.* Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis // Journal of Geochemical Exploration. 2012. Vol. 112. P. 1–20. doi:10.1016/j.gexplo.2011.09.009.
13. *Cai W., Huang X., Lu H.* Instrumental Methods for Cage Occupancy Estimation of Gas Hydrate // Energies. 2022. Vol. 15, № 2. P. 485.

СПЕКТРАЛЬНЫЙ ПОКАЗАТЕЛЬ ОСЛАБЛЕНИЯ СВЕТА ОЗЕРОВИДНОЙ ЧАСТИ НОВОСИБИРСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА В УСЛОВИЯХ ОТКРЫТОЙ ВОДЫ И СНЕЖНО-ЛЕДОВОГО ПОКРОВА

И. А. Суторихин¹, д-р. физ.-мат. наук, В. В. Кириллов¹, канд. биол. наук,
С. А. Литвиненко¹, канд. техн. наук, Г. В. Феттер¹, Д. А. Черепинкин²

¹Институт водных и экологических проблем СО РАН, Барнаул, Россия

²Алтайский государственный университет, Барнаул, Россия

SPECTRAL INDICATOR OF LIGHT ATTENUATION OF THE LAKE-LIKE PART OF THE NOVOSIBIRSK RESERVOIR IN CONDITIONS OF OPEN WATER AND SNOW-ICE COVER

I. A. Sutorikhin¹, Dr.Sc., V. V. Kirillov¹, Ph.D., S. A. Litvinenko¹, Ph.D., G. V. Fetter¹, D. A. Cherepinkin²

¹Institute for Water and Environmental Problems SB RAS, Barnaul, Russia

²Altai State University, Barnaul, Russia

Представлены результаты экспедиционных измерений спектрального показателя ослабления света (СПОС) водой в диапазоне 400–800 нм на различных глубинах в озеровидной части Новосибирского водохранилища в период снежно-ледяного покрова и открытой воды. Обсуждаются количественные данные об изменениях СПОС на разных глубинах для нескольких станций в районе исследований.

The results of expedition measurements of spectral index of light attenuation (SILA) in the range of 400–800 nm at different depths in the lake-like part of the Novosibirsk Reservoir during the period of snow and ice cover and open water are presented. Quantitative data on changes in the SILA at different depths for several stations in the research area are discussed.

It has been established that hydro-optical methods of studying intracontinental water bodies have great efficiency and high information content of the data obtained [1, 2]. In this regard, in March 2018 and February 2022 and 2023, as well as in September 2021 and 2022, expedition work was carried out on the lake-like part of the Novosibirsk Reservoir in the winter and autumn periods of the year.

The lake-like part of the Novosibirsk Reservoir belongs to its lower part, where the greatest width is 22 km and the depth in the flooded channel at the dam reaches 25 m [3]. The Novosibirsk megapolis has a significant anthropogenic impact on the processes in the reservoir, as well as cyclical and acyclic changes in the natural environment in the south of Western Siberia. In general, the morphometric features of the reservoir have an impact on the processes of heating, mixing, and spatial distribution of SILA. The scheme of the water sampling station is shown in fig. 1.



Fig. 1. Diagram of the location of water sampling stations on the lake-like part of the Novosibirsk Reservoir.

The purpose of the research was an ecological assessment of the water quality of the reservoir, using hydro-optical characteristics such as SILA in the range of 400–800 nm and the visibility of the white disk. Also, a comparison was made of the SILA at different depths during the warm season and during the presence of snow and ice cover, when the water surface is shielded by a layer of snow and ice cover from atmospheric precipitation and wave processes. SILA as an optical characteristic is equal to the sum of the absorption and scattering indices, which in turn depend on the concentration of insoluble hydrosols and soluble substances of organic and inorganic origin in water. Their content and distribution in the reservoir, in turn, is determined by the intensity of biological processes, the rate of its entry from the outside, density stratification, water dynamics, etc. [2]. Thus, SILA is a sensitive indicator reacting to the content of suspensions and dissolved absorbing substances in water, which to a certain extent can serve as a characteristic of biotic and abiotic processes occurring in the reservoir [4, 5].

During the period of snow and ice cover at the reservoir, water sampling was carried out with a Rutner bathometer with a volume of 2 liters from holes drilled in the ice with a diameter of 18 cm. Movement in the water area was carried out on the Nerpa-350B all-terrain vehicle. Molchanov GR-18 bathometer was used for open water in the warm season, and the main means of transportation was the motor ship-laboratory of the IWEP SB RAS.

Cameral processing of samples during the open water period was carried out on board the laboratory ship, and in winter - on shore in a warm room of the fleet base of the IWEP SB RAS.

Water samples were placed in measuring cuvettes with a length of 50 mm. Measurements of spectral transparency $T(\lambda)$ as a percentage were carried out on a PE-5400UF spectrophotometer. There was bidistilled water in the comparison channel with a similar cuvette. The determined SILA denoted $\varepsilon(\lambda)$ is calculated by the formula:

$$\varepsilon(\lambda) = \left(\frac{1}{L}\right) \cdot \ln\left(\frac{1}{T(\lambda)}\right),$$

where ℓ is the length of the cuvette; $T(\lambda)$ is the spectral transparency equal to I/I_0 ; I , I_0 are the intensities of the transmitted and incident light, respectively; λ is the wavelength of light; the measurement error $\varepsilon(\lambda)$ does not exceed 0,5 %.

In addition to the hydro-optical parameters at the sampling stations (fig.1), measurements of air temperature and stratification of water temperature by depth with an interval of 0,5 m, the height of the snow cover on the ice and the thickness of the ice, the depth of the water layer and the coordinates of the place were carried out in winter. The water temperature stratification was measured by a digital discrete temperature meter (DITM-10/05). The measurement time was about 5 minutes, the data reading interval from 11 digital sensors was 15 seconds. The values of hydrological and meteorological parameters at sampling stations in February 2023 are shown in tabl. 1.

Table 1

Hydrological and meteorological parameters at sampling stations in February 2023

№ Station	Coordinates, dd		Date	Measurement StartTime	Air Temperature, °C	Snow Height, m	Ice Thickness, m	Depth, m
	Latitude	Longitude						
t001	54,68549	82,88916	16,02	12:10	-16	0,22	0,90	8,7
t002	54,75943	82,86935	16,02	15:40	-14	0,35	0,86	8,5
t003	54,79804	82,86018	16,02	16:30	-14	0,36	0,85	9,0
t004	54,81960	82,92591	17,02	10:40	-24	0,30	0,78	11,5
t005	54,79489	82,96093	17,02	12:15	-19	0,47	0,93	8,5
t006	54,72470	82,99046	17,02	13:20	-16	0,35	0,92	10,5
t007	54,83414	82,97048	14,02	11:30	-20	0,45	0,80	18,0
t008	54,82501	83,03123	16,02	16:03	-18	0,41	0,93	4,0
t009	54,82517	83,06921	14,02	16:40	-16	0,46	0,95	7,0
t010	54,79382	83,06827	15,02	11:40	-19	0,41	0,83	7,5
t011	54,78067	83,07054	15,02	12:25	-19	0,47	0,78	5,0
t012	54,77977	83,09570	15,02	13:00	-19	0,38	0,80	5,0
t013	54,76619	83,14142	15,02	14:50	-17	0,25	0,88	5,7

An example of the interannual dynamics of the SILA at different depths for stations No. 7 and No. 9, the period of snow and ice cover in 2021 and 2022 is shown in fig. 2, 3.

For Station No. 7 in 2022, fig. 2, *a*, located in the dam zone of the hydroelectric power station, the highest value of the SPOS was recorded at a depth of 10 m, close to to the bottom layer, and in the specified wavelength range varied from $2,5 \text{ m}^{-1}$ to $1,7 \text{ m}^{-1}$. The smallest value from $1,0 \text{ m}^{-1}$ to $0,25 \text{ m}^{-1}$ was observed in the surface water layer. The intermediate SILA value from $1,25 \text{ m}^{-1}$ to $0,5 \text{ m}^{-1}$ corresponded to a depth of 5 m.

For the same station in 2023, fig. 2, *b*, the results were slightly different. In the subglacial and bottom layers of water, the lowest value of the SILA from $1,4 \text{ m}^{-1}$ to $0,25 \text{ m}^{-1}$ was recorded. The highest value of the SILA passed an average depth of 7 m and varied from $2,0 \text{ m}^{-1}$ to $1,4 \text{ m}^{-1}$.

For station No. 9, fig. 3, *a, b* located near the right bank of the reservoir in 2022, fig. 3, *a* the highest value of the SILA was recorded in the subglacial layer and varied from $3,5 \text{ m}^{-1}$ to $2,1 \text{ m}^{-1}$. The bottom layer showed a relatively low SILA value — from $1,2 \text{ m}^{-1}$ to $0,5 \text{ m}^{-1}$, as was noted in particular for other water bodies in [6]. In 2023, the hydro-optical situation at this station (fig. 3, *b*) changed significantly and the ISPS assumed the same values from $1,4 \text{ m}^{-1}$ to $0,6 \text{ m}^{-1}$ on all horizons.

During the open water period, atmospheric precipitation, currents, wave processes, and processing of the shores have a significant impact on the hydrological characteristics of the reservoir [7]. This can be clearly seen on the SILA measurement data during the open water period. As an example, the dynamics of the SILA at different depths for stations No. 7 and No. 9 are shown in fig. 4 and 5.

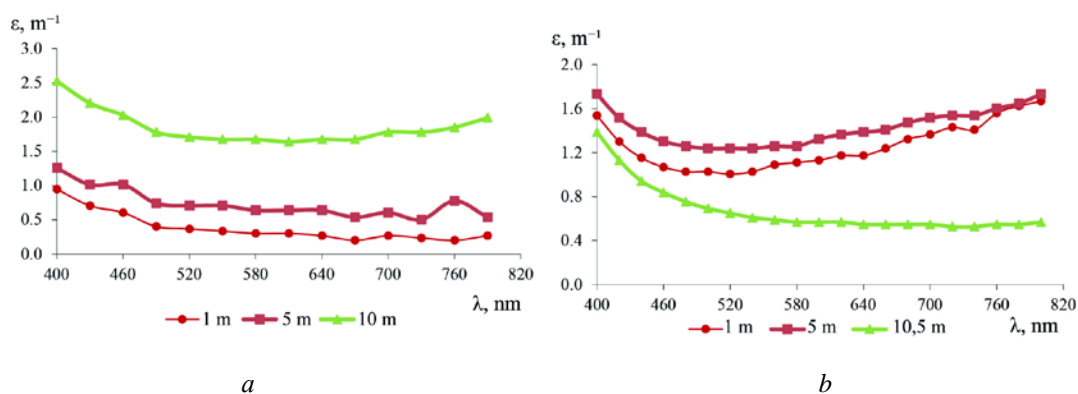


Fig. 2. Dependence of the light attenuation index on the wavelength at different depths at station No. 7 (t007).

a — 12.02.2022; *b* — 15.02.2023.

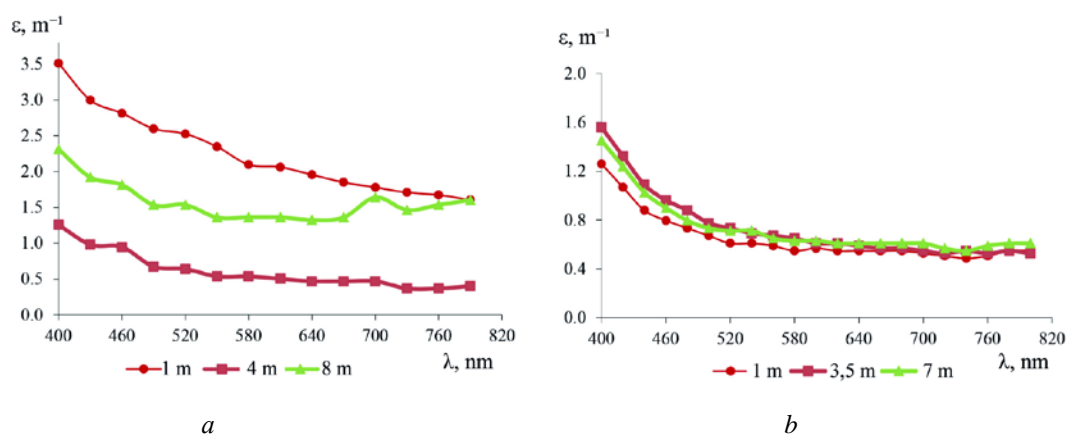


Fig. 3. The dependence of the light attenuation index on the wavelength at station No. 9 (t009).

a — 12.02.2022; *b* — 14.02.2023.

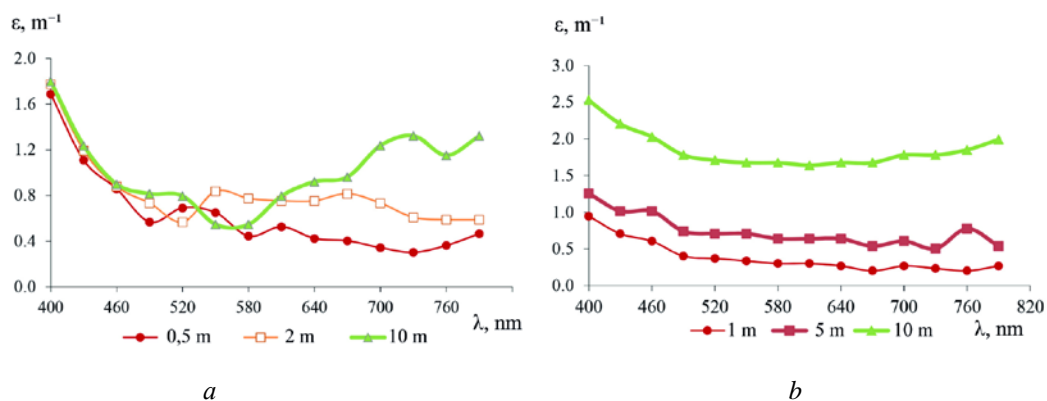


Fig. 4. The dependence of the light attenuation index on the wavelength at different depths at station No. 7 (t007).

a — 10.09.2021; *б* — 07.09.2022.

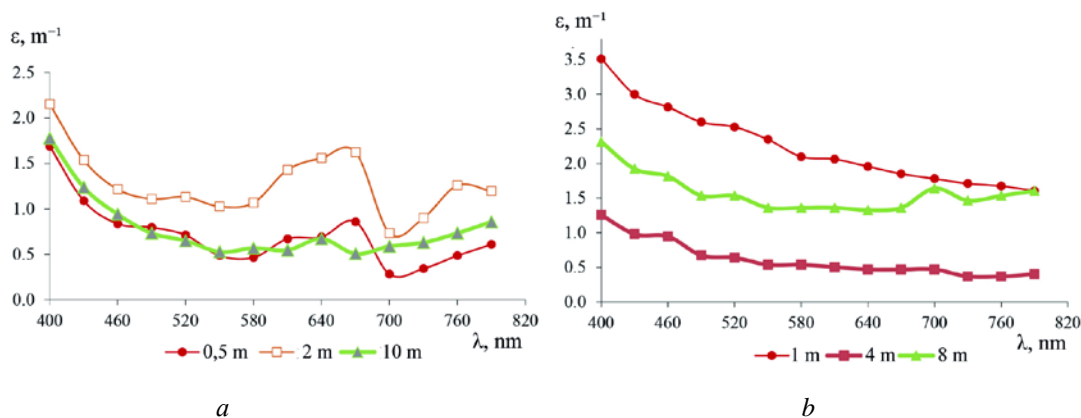


Fig. 5. The dependence of the light attenuation index on the wavelength at different depths at station No. 9 (t009).

a — 10.09.2021; *б* — 07.09.2022.

During the snow and ice cover of 2023, the SILA data on the results of processing water samples at different horizons of 13 stations were grouped into three blocks. Stations No. 1 and 10 were assigned to the first, where the maximum values of the SILA were recorded in the subglacial 1m horizon. The second block corresponded to stations No. 3, 4, 5, 8, 11, 12 and 13, where the maximum values of SPOS were recorded in layers close to the bottom. For the third block — stations No. 2, 7 and 9, it was characteristic that the maximum values of the SPOS corresponded to the middle layer of water between the ice and the bottom of the reservoir. Such a distribution of SPOS by depth, taking into account the shielding effect of snow and ice cover from atmospheric processes, may be associated with the structure of currents, destruction processes in the bottom silt layer and flowing watercourses [8–10].

As a result of the conducted studies, quantitative values of SILA at different depths during the warm season and during the snow and ice cover for the stations of the lake-like part of the Novosibirsk Reservoir were obtained. It is shown by how much the hydro-optical parameters of the reservoir water decrease during the establishment of snow and ice cover. The conducted hydro-optical studies of the Novosibirsk Reservoir in different seasons of the year, in addition to the quantitative determination of the optical characteristics of natural waters, allow us to understand in more detail the nature and interrelation of hydrophysical processes occurring in the reservoir.

References

1. Granin N. G., Sherstyankin P. P. Application of hydro-optical methods in limnology // Optical methods for studying oceans and inland reservoirs. Novosibirsk: Nauka, 1979. P. 269–274.

Фундаментальные проблемы теории переноса излучения, распространение излучения в воде и подводное видение.
Первичные гидрооптические характеристики; оптика полярных морей; изменчивость гидрооптических характеристик в зависимости от гидрофизических процессов

2. Peng F., Effler S. W. Spectral absorption properties of mineral particles in western Lake Erie: insights from individual particle analysis // *Limnol. Oceanogr.* 2013. Vol. 55 (5). P. 1775–1789.

3. Long-term dynamics of the water-ecological regime of the Novosibirsk reservoir / Ed. O. F. Vasiliev. Novosibirsk: Publishing House of SB RAS, 2014. Vol. 30; 31.

4. Vinokurova G. V., Sutorikhin I. A., Kolomeyev A. A., Frolencov I. M. Analysis of the State of Biological Communities in a Continental // Water Body using Hydrooptical Characteristics *Biologiya Vnutrennykh Vod.* 2021. № 2. P. 142–150.

5. Vos R. J., Hakvoort J. H. M., Jordans R. W. J., Ibelings B. W. Multiplatform optical monitoring of eutrophication in temporally and spatially variable lakes // *Sci. Total. Environ.* 2003. Vol. 312. P. 221–243.

6. Vologdin M. P., Sherstyankin P. P. Indicators of attenuation of light radiation for the waters of the Ivano-Arakhlei lakes (Transbaikalia) in winter // *Optical methods for studying oceans and inland reservoirs.* Novosibirsk: Nauka, 1979. P. 281–285.

7. Sutorikhin I. A., Litvinenko S. A. Change in spectral transparency of water along the Novosibirsk reservoir in the summer of 2017 // *Natural and technical sciences.* 2017. № 12. P. 175–178.

8. Kitaev S. P. Fundamentals of limnology for hydrobiologists and ichthyologists. Petrozavodsk: KNC RAS, 2007. 395 p.

9. Samolyubov B. I. Density flows and diffusion of impurities. M.: LKI Publishing House, 2007. 325 p.

10. Kutser T., Alikas K., Kothawala D. N., Koehler S. J. Impact of iron associated to organic matter on remote sensing estimates of lake carbon content // *Remote Sens. Environ.* 2015. Vol. 156. P. 109–116.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ УЛЬТРАЗВУКОВОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ ДЛЯ ИСКРОВОЙ СПЕКТРОСКОПИИ В ЗАДАЧАХ МОНИТОРИНГА ЭЛЕМЕНТНОГО СОСТАВА АКВАТОРИЙ ПРОТОЧНЫМ МЕТОДОМ

A. B. Буланов, канд. физ.-мат. наук

Тихоокеанский океанологический институт им. В. И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия

THE USE OF ULTRASONIC EXPOSURE FOR SPARK SPECTROSCOPY IN THE TASKS OF MONITORING THE ELEMENTAL COMPOSITION OF WATER AREAS BY THE FLOW METHOD

A. V. Bulanov, Ph.D.

V. I. Il'ichev's Pacific Oceanological Institute of FEB RAS, Vladivostok, Russia

Разработан автоматизированный комплекс для исследования спектральных оптических характеристик верхнего слоя моря проточным методом. Комплекс прошел апробацию в экспедиционных условиях.

An automated complex has been developed to study the spectral optical characteristics of the characteristics of the upper layer of the sea by the flow method. The complex has been tested in expedition conditions.

Введение. В связи с растущей нагрузкой на экосистемы от человеческой деятельности и введения международных углеродных налогов, важное значение имеет исследование уровней выбросов, поступления и «захоронения» углекислого газа в различных средах, называемых карбоновыми полигонами. Методы оптической спектроскопии позволяют проводить непрерывные измерения в режиме реального времени как на месте, так и удаленно. Для решения многих основных и практических задач необходимы регулярные измерения, осуществляемые в водной толще [1, 2]. На данный момент известно использование методов искровой и лазерно-искровой спектроскопии (ЛИС) для элементного анализа жидкостей [1–2], которые по отношению к скорости и экономичности потенциально представляются более эффективными по сравнению с традиционными химическими методами, используемыми в океанологических исследованиях. Важность изучения механизмов оптического пробоя в жидкости связана с разработкой новых оптико-акустических источников звука и методов оптико-акустической диагностики сред [1], а также с использованием лазерно-искровой спектроскопии для анализа элементного состава жидкостей [2].

Для твердых объектов лазерно-искровая спектроскопия является широко применяемой технологией, используемой как в промышленности, так и в научных исследованиях [1–2]. Вместе с тем, в жидкости механизм взаимодействия лазерного излучения и оптического пробоя существенно отличается от таковых в случае металлов и других твердых веществ. Анализ спектров жидкостей сопряжен с трудностями, связанными с тем, что обычно проводится пробой на поверхности жидкостей, на которой значительный вклад вносят линии атмосферных газов. Один из путей — использование пробоя внутри жидкости, где отсутствует влияние газа [2]. Однако в этом случае существует дополнительная проблема, связанная с ослаблением слабых атомарных и ионных линий элементов, связанной с сильным поглощением оптически тонкой плазмы в жидкости. Поэтому важным является увеличение интенсивности линий при пробое.

Описание автоматизированного комплекса. Использование разработанной методики, описанной в [2], с использованием акустического излучения для повышения интенсивности линий элементов, возбуждаемых при лазерном пробое жидкости, позволило разработать автоматизированный комплекс, способный измерять различные оптические и гидрофизические параметры воды, такие как спектры элементов, мутность, соленость, температура. Для оперативного анализа в число регистрируемых параметров комплекса вошли данные о географических координатах, атмосферном давлении и характеристиках движения судна.



Рис. 1. Блок-схема автоматизированного комплекса для исследования гидрофизических и спектральных характеристик морской воды.

Блок-схема комплекса представлена на рис. 1. Внутри комплекса установлен микрокомпьютер, который регистрирует и предварительно обрабатывает данные. Микрокомпьютер также управляет насосом, который перекачивает жидкость через проточную кювету, где датчики регистрируют температуру, соленость и мутность.

В проточной кювете исследуемая жидкость перекачивается во вспомогательную кювету. Во вспомогательной кювете жидкость подвергается ультразвуковому облучению, что приводит к образованию мелкодисперсного аэрозоля. Затем аэрозоль подается в измерительную кювету, где происходит искровой разряд, вызывающий эмиссионные спектры. Эти спектры предоставляют информацию о химическом составе исследуемой жидкости.

Проточный искровой комплекс разработан в ТОИ ДВО РАН. Автоматизированный искровой комплекс, состоящий из монохроматора ML-44 Solar Laser Systems, фотоэлектронного умножителя (ФЭУ) Hamamatsu H9306-02, совмещенного с АЦП AD7606 и raspberry pi 3 использовался для исследования спектральных характеристик морской воды в проточной системе, который позволяет измерять эмиссионные спектры растворенных в воде элементов в оптическом диапазоне 190–900 нм, таких как углерод на длинах волн 193 нм (атомарная линия углерода CI 193 нм) и 248 нм (атомарная линия углерода CI 248 нм), магний на длине волны 279 нм (ионная линия магния Mg II 279 нм), кальция на длинах волн 393 нм и 396 нм (ионный линии Ca II 393нм и Ca II 396 нм), натрия на длине волны 589 нм (атомарная линия дублета натрия Na I 589 нм). Измерения проводились с интервалом 10 мин.

Внутри комплекса установлен микрокомпьютер, позволяющий производить не только регистрацию данных, но их предварительную обработку. Для одновременной регистрации данных была разработана методика использования микрокомпьютера. Кратко суть заключается в следующем. Термосолонограф SBE-45 фирмы SeaBird при подаче питания начинает передавать через последовательный порт данные по температуре, проводимости и солености. Эти измерения с помощью языка Python расшифровываются в режиме реального времени и записываются в базу данных временных рядов influxdb. Далее данные отображаются в реальном времени через web-интерфейс, и в дальнейшем объединяются по временному признаку и формируются в многомерный машинно-независимый научный формат файлов netCDF. Его в дальнейшем можно просматривать и анализировать большим количеством программ, таких как ODV, Matlab и др. Для обработки полученных спектральных данных была разработана программа на языке программирования Python. Входными данными для программы являлись файлы изображения спектра пробоя формата *.csv, сформированные с помощью STM32 и переданные на микрокомпьютер через последовательный порт. Результатом работы программы является спектр пробоя с выделенными спектральными линиями химических элементов.

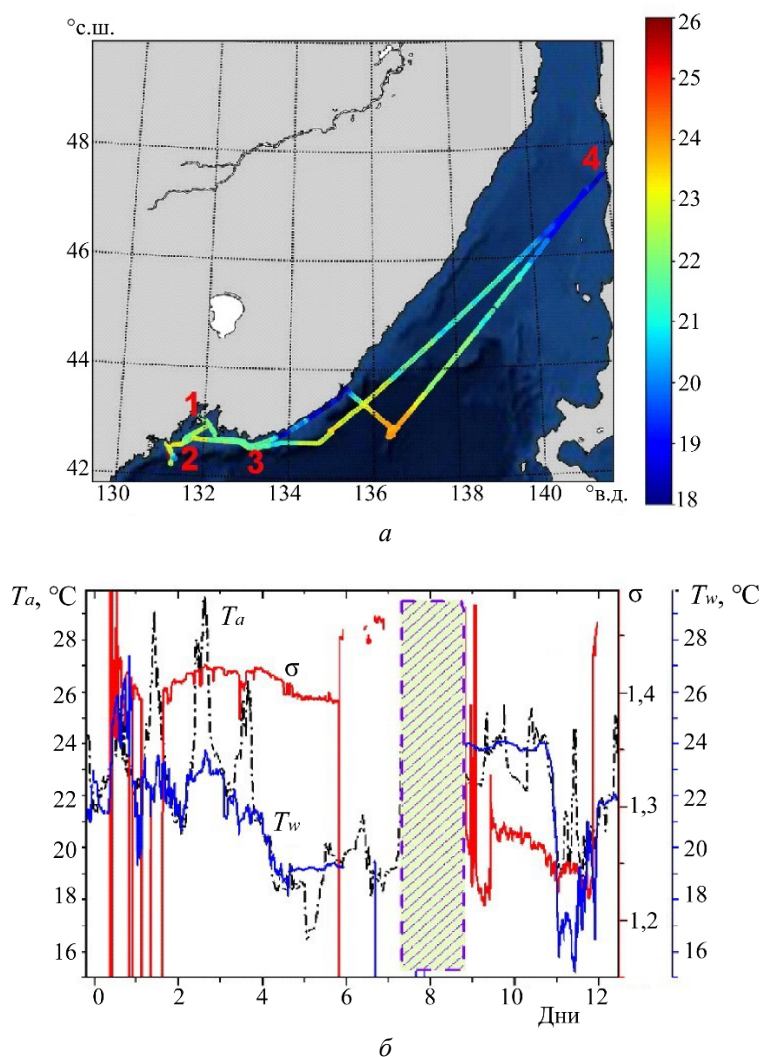


Рис. 2. Карта маршрута НИС «Профессор Гагаринский» (а) и распределение температуры воздуха и воды, и электропроводности воды (б) в приповерхностном слое на глубине 4 м.

а — цветом показана температура воды; б — заштрихованная область соответствует стоянке судна на якорь в северной точке маршрута, T_w , °C — синим, T_a , °C — чёрным, σ — красным.

Апробация комплекса в экспедиционных условиях. Комплекс с такой системой был использован в научных исследованиях в Японском море и Татарском проливе в рамках рейса № 81 НИС «Профессор Гагаринский» с 1 по 14 августа 2022 г.

На рис. 2 показано распределение температуры воздуха и воды, а также электропроводности воды с высоким пространственным разрешением в зависимости от времени и координат, которые одновременно регистрировались комплексом. Из рис. 2 видно, что на протяжении всего маршрута судна имеется существенная изменчивость гидрофизических характеристик водной среды. При этом наблюдаются переходы через резкие фронтальные границы раздела водных масс с резко изменяющимися гидрофизическими характеристиками на малом пространственном участке, зарегистрировать которые традиционными методами весьма трудно.

Аналогично изменчивости гидрофизических характеристик на протяжении вдоль всего маршрута судна наблюдается также изменчивость оптических свойств воды и содержания химических элементов в морской воде. Рис. 3 представляет линии углерода, полученные в различных координатных точках в верхнем слое Японского моря, начиная с теплых вод Японского моря вблизи Владивостока и заканчивая через 800 км в водах Татарского пролива вблизи п. Чехов в середине западной части о. Сахалин.

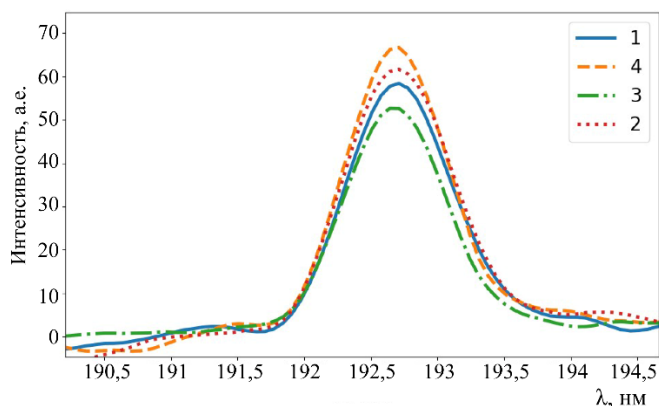


Рис. 3. Интенсивности линий углерода, полученных в различных координатных точках (см. рис. 2, а) в верхнем слое Японского моря.

Основные выводы. В работе описан автоматизированный комплекс, позволяющий с использованием ультразвуковой лазерной искровой спектроскопии измерять эмиссионные спектры элементов, растворенных в воде, в режиме непрерывного проточного потока. Кроме того, комплекс имеет возможность автоматически регистрировать гидрофизические параметры воды, такие как мутность, соленость, температура совместно с данными о географических координатах, атмосферном давлении, направлении движения и характеристиках качки судна, включая угловые характеристики (крен и тангаж). В ходе рейса № 81 на НИС «Профессор Гагаринский» с 1 по 14 августа 2022 г. в Японском море и Татарском проливе удалось собрать непрерывные данные характеристик морской воды на глубине около 5 м вдоль трассы протяженностью приблизительно 800 км. Это стало возможным благодаря применению автоматизированного комплекса.

Литература

1. Noll R. Laser-Induced Breakdown Spectroscopy // Fundamentals and Applications. Springer. Berlin. 2012. 543 p.
2. Bulanov A. V. Using of Ultrasound in Automated Laser Induced Breakdown Spectroscopy Complex for Operational Study of Spectral Characteristics of Seawater of Carbon Polygons // Bulletin of the Russian Academy of Sciences «Physics». 2022. Vol. 86. Suppl. 1. P. S32–S36.
3. Буланов А. В., Нагорный И. Г., Соседко Е. В. Исследование спектральных характеристик двухимпульсного лазерного пробоя водных растворов $MNCL_2$ в поле ультразвука // Письма в журнал технической физики. 2021. Т. 47. Вып. 5. С. 12–15. doi:10.21883/PJTF.2021.05.50669.18598. EDN ВРУАКУ.
4. Буланов А. В., Нагорный И. Г., Соседко Е. В. Особенности спектроскопии при лазерном пробое воды и водных растворов в ультразвуковом поле // Письма в журнал технической физики. 2017. Т. 43. Вып. 16. С. 55–60. doi:10.21883/PJTF.2017.16.44933.16650. EDN ZCFDWR.

Исследование выполнено при поддержке гранта Российского научного фонда (проект № 22-22-20075).

ПЕРВИЧНАЯ ПРОДУКЦИЯ ВЕРХНЕГО ПЕРЕМЕШАННОГО СЛОЯ ЧЕРНОГО МОРЯ: ОЦЕНКА С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ДАННЫХ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ И РЕГИОНАЛЬНОГО СПЕКТРАЛЬНОГО АЛГОРИТМА

Т. Я. Чурилова¹, канд. биол. наук, В. В. Суслин², канд. физ.-мат. наук

¹Институт биологии южных морей имени А. О. Ковалевского РАН, Севастополь, Россия

²Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия

PRIMARY PRODUCTION OF UPPER MIXED LAYER OF THE BLACK SEA: ASSESSMENT BASED ON SPECTRAL REGIONAL ALGORITHM AND REMOTE SENSING DATA

T. Y. Churilova¹, Ph.D., V. V. Suslin², Ph.D.

¹Kovalevsky Institute of Biology of the Southern Seas, Sevastopol, Russia

²Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia

Используя спутниковые данные и региональный спектральный алгоритм были проведены расчёты первичной продукции (ПП) в верхнем квазиоднородном слое (ВКС) Черного моря для однородного распределения концентрации хлорофилла-а (TChl-a) в ВКС. Установлено, что при сезонном изменении TChl-a от низких значений (0,18–0,25 мг·м⁻³) летом до высоких (0,90–1,2 мг·м⁻³) — зимой с локальным пиком во время весеннего цветения фитопланктона внутригодовая изменчивость ПП (44–532 мгС·м⁻²·д⁻¹) имеет годовой ход, противоположный отмеченному для TChl-a, что обусловлено увеличением ассимиляционной активности хлорофилла-а от зимы (1,1 мгС·мгХл⁻¹·час⁻¹) к лету (5,2 мгС·мгХл⁻¹·час⁻¹).

Primary production (PP) in upper mixed layer (UML) was simulated based on satellite data and regional spectral algorithm taking into account vertical homogeneous distribution of the chlorophyll a concentration (TChl-a) within UML. It was shown that while TChl-a varied from low values (0,18–0,25 mg·m⁻³) in summer to high values (0,90–1,2 mg·m⁻³) in winter with local maximum (2,3 mg·m⁻³) during spring phytoplankton blooming PP varied seasonally (44–532 mgC·m⁻²·d⁻¹) in opposed side due to increasing of assimilation number from 1,1 mgC·mgChl⁻¹·h⁻¹ in winter to 5,2 mgC·mgChl⁻¹·h⁻¹ in summer.

Введение. Функционирование и продуктивность водных пелагических экосистем базируется на фитопланктоне и его способности синтезировать органическое вещество из неорганических соединений, что определяет более чем вековую историю изучения первичной продукции фитопланктона. Исследование первично-продукционной активности фитопланктона становится все более актуальным в условиях глобального изменения климата и усиления антропогенного воздействия на водную среду [1]. Выявление изменений первичной продукции (ПП) на временных шкалах, соответствующих динамике трансформации условий в водной среде, возможно с привлечением дистанционных методов наблюдений.

Для повышения точности трансформации спутниковых данных в показатели продуктивности вод требуется региональный подход [2, 3]. Для Черного моря разработана спектральная модель оценки первичной продукции [4] которая учитывает региональную специфику биооптических показателей вод и фотосинтетических характеристик фитопланктона, что обеспечивает точность оценки ПП в оптически контрастных водах [5]. В связи с быстрым ослаблением света с глубиной [6] наиболее продуктивным является верхний слой вод, который «видят» оптические сканеры света.

В связи с этим цель настоящих исследований заключалась в оценке сезонной динамики ПП в верхнем перемешанном слое вод.

Материалы и методы. Моделирование первичной продукции проводили в соответствии с разработанным спектральным подходом [4], который включает несколько этапов моделирования:

1) Оценка концентрации хлорофилла-а (TChl-a) в поверхностном слое моря, используя

региональный трех-канальный алгоритм [7] и стандартный продукт второго уровня сканеров цвета — показатель спектральной яркости ($R_{rs}(\lambda)$).

2) Моделирование света в пределах верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) на основе параметризации поглощения света пигментами фитопланктона, неживым взвешенным и растворенным органическим веществом [8]. Для оценки толщины ВКС использовали результаты моделирования [9]. В расчетах использовали однородность в распределении $TChl-a$ в пределах ВКС.

3) Расчет квантового выхода в соответствии с алгоритмом, описанным в [5].

4) Расчет ПП в слое ВКС.

Для анализа выбрана точка регулярного биооптического мониторинга в центральной западной части Черного моря ($42^{\circ}55'–43^{\circ}10'$ с.ш. и $30^{\circ}48'–31^{\circ}08'$ в.д.), который проводился с дискретностью в 1–2 недели в 1998 и 1999 гг., что позволяет оценить адекватность модельных оценок. Расчеты ПП выполнены с двухнедельным усреднением.

Результаты и обсуждение. Годовой ход значений $TChl-a$ представлен на рис. 1. Полученная внутригодовая вариабельность $TChl-a$ от минимальных значений ($0,18–0,25 \text{ мг}\cdot\text{м}^{-3}$) летом до высоких значений в зимний период ($0,90–1,2 \text{ мг}\cdot\text{м}^{-3}$) и локальным максимумом ($2,3 \text{ мг}\cdot\text{м}^{-3}$), связанным с весенним «цветением» фитопланктона, хорошо согласуются с *in situ* данными [10]. Кроме этого, очевидное различие между годами в интенсивности весеннего цветения соответствует тому, что наблюдалось в процессе *in situ* наблюдений и было связано с разными температурными условиями зимой, предшествующей цветению.

Точное восстановление $TChl-a$ по спутниковым данным является основой точности моделирования на остальных этапах — оценки света и первичной продукции [3, 11, 12].

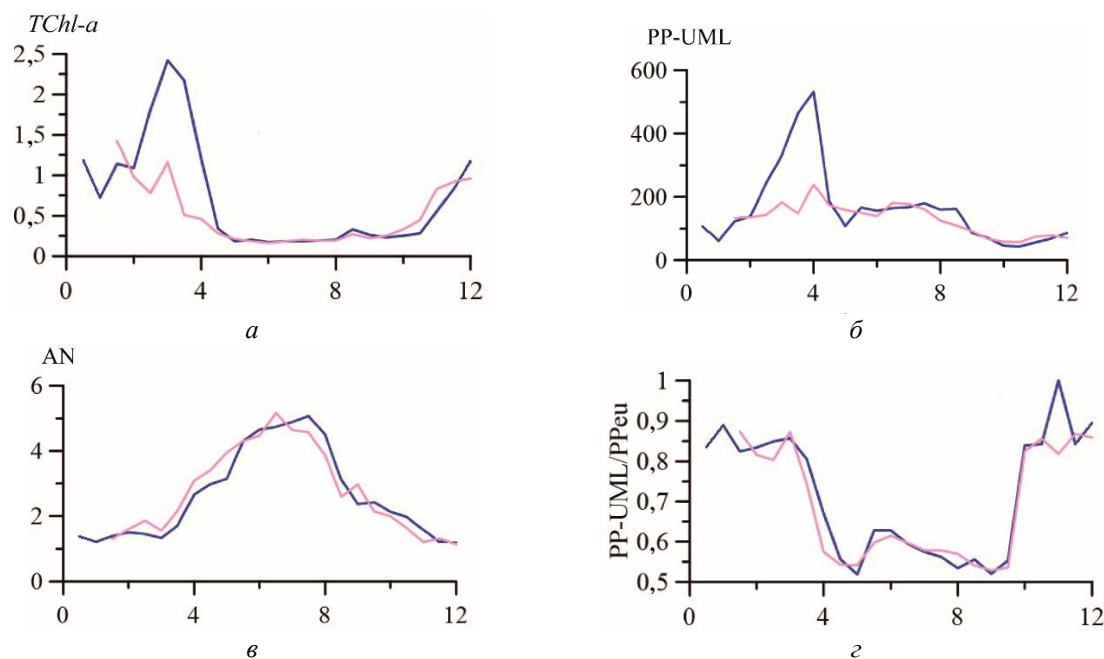


Рис. 1.

a — внутригодовая динамика концентрации хлорофилла-*a* в поверхностном слое (0–2 м) моря ($TChl-a$, $\text{мг}\cdot\text{м}^{-3}$); *б* — первичной продукции в верхнем квазиоднородном слое моря ($PP-UML$, $\text{мгС}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{день}^{-1}$); *в* — ассимиляционного числа в поверхностном слое (0–2 м) моря (AN , 1,1 до $5,2 \text{ мгС}\cdot\text{мгХл}^{-1}\cdot\text{час}^{-1}$); *з* — доля первичной продукции в верхнем квазиоднородном слое в сравнении с продукцией в зоне фотосинтеза (до глубины с 1 % фотосинтетически активной радиации); в 1998 г. — синяя линия; в 1999 г. — розовая линия; по оси абсцисс — месяцы в году.

Первичная продукция в ВКС изменялась в пределах от 44 до 532 мгС·м⁻²·д⁻¹ (рис. 1). Максимум ПП связан с весенним цветением фитопланктона. Высокие значения *TChl-a* и повышение солнечной инсоляции в это время года определяют пик в продуктивности фитопланктона. В течение года прослеживается динамика ПП с более высокими значениями в летнее время и относительно низкими — зимой. Отмеченная противофаза в динамике ПП и *TChl-a* связана с сезонным изменением условий среды, которые определяют изменчивость в физиологических свойствах фитопланктона [13]. Следует отметить, что это связано в основном с фотофизиологией фитопланктона, поскольку именно свет вызывает наибольшие изменения фотосинтетических характеристиках фитопланктона в сравнении с влиянием температуры и биогенной обеспеченности изменчивость в физиологических свойствах фитопланктона [13].

Ассимиляционная активность хлорофилла-*a* (AN) в поверхностном слое (0–2 м) моря изменялась в течение года от 1,1 до 5,2 мгС·мгХл⁻¹·час⁻¹. Минимальные значения получены зимой и максимальные летом. Значения и характер годовой динамики AN зависят от условий в среде и адаптации к ним фитопланктона. Следует отметить, что полученные результаты соответствуют установленным закономерностям изменчивости этого параметра [13].

Выводы. На основе спутниковых данных и использования регионального спектрального алгоритма были проведены расчёты ПП в ВКС. Показано, что основная часть ПП образуется в ВКС. Показаны особенности сезонного хода ПП, концентрации хлорофилла-*a* и ассимиляционной активности фитопланктона.

Литература

1. Kulk G., Platt T., Dingle J. et al. Primary Production, an Index of Climate Change in the Ocean: Satellite-Based Estimates over Two Decades // *Remote Sensing*. 2020. Vol. 12, № 5. P. 826. doi:10.3390/rs12050826.
2. Partition of the Ocean into Ecological Provinces: Role of Ocean-Colour Radiometry / Ed. M. Dowell, T. Platt // *Reports of the International Ocean-Colour Coordinating Group., IOCCG*. Dartmouth, Canada. 2009. № 9. URL: <https://repository.oceanbestpractices.org/handle/11329/519>.
3. Saba V. S., Friedrichs M. A. M., Carr M.-E. et al. Challenges of modeling depth-integrated marine primary productivity over multiple decades: A case study at BATS and HOT // *Global Biogeochemical Cycles*. 2010. Vol. 24, № 3. doi:10.1029/2009GB003655.
4. Чурилова Т. Я., Суслин В. В., Кривенко О. В., Ефимова Т. В., Моисеева Н. А. Спектральный подход к оценке скорости фотосинтеза фитопланктона в Черном море по спутниковой информации: методологические аспекты развития региональной модели // *Журнал Сибирского федерального университета. Сер. «Биология»*. 2016. Т. 9, № 4. С. 367–384. doi:10.17516/1997-1389-2016-9-4-367-384.
5. Чурилова Т. Я., Суслин В. В., Сосик Х. М. Зависимость квантового выхода фотосинтеза от поглощения света фитопланктоном: получение количественных связей для оценки первичной продукции в Черном море // *Морской гидрофизический журнал*. 2021. Т. 37, № 1. С. 73–84. doi:10.22449/0233-7584-2021-1-73-84.
6. Kirk J. T. O. *Light and Photosynthesis in Aquatic Ecosystems*. 3rd ed. Cambridge: Cambridge University Press, 2011.
7. Suslin V., Churilova T. The Black Sea regional algorithm of separation of light absorption by phytoplankton and colored detrital matter using ocean color scanner's bands from 480–560 nm // *International Journal of Remote Sensing*. 2016. Vol. 37. P. 4380–4400. doi:10.1080/01431161.2016.1211350.
8. Churilova T., Suslin V., Efimova T., Moiseeva N., Skorokhod E. Validation of spectral model for assessment of primary production in the Black Sea // *Proceedings of SPIE: 27th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics*, 2021. Moscow. doi:10.1117/12.2602143.
9. Dorofeev V. L., Sukhikh L. I. Study of long-term variability of Black Sea dynamics on the basis of circulation model assimilation of remote measurements // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2017. Vol. 53, № 2. P. 224–232.
10. Берсенева Г. П., Чурилова Т. Я., Георгиева Л. В. Сезонная изменчивость хлорофилла и биомассы фитопланктона в западной части Черного моря // *Океанология*. 2004. Т. 44, №3. С. 389–398.
11. Saba V. S., Friedrichs M. A. M., Antoine D. et al. An evaluation of ocean color model estimates of marine primary productivity in coastal and pelagic regions across the globe // *Biogeosciences*. 2011. Vol. 8. P. 489–503. doi:10.5194/bg-8-489-2011.
12. Uncertainties in Ocean Colour Remote Sensing / Mélin F. (ed.) / *IOCCG Report Series. Volume 18, International Ocean Colour Coordinating Group*. Dartmouth, Canada, 2019. URL: <https://repository.oceanbestpractices.org/handle/11329/1178>.

Фундаментальные проблемы теории переноса излучения, распространение излучения в воде и подводное видение.
Первичные гидрооптические характеристики; оптика полярных морей; изменчивость гидрооптических характеристик в зависимости от гидрофизических процессов

13. Falkowski P., Raven J. Aquatic photosynthesis. Princeton: Princeton University Press, 2007. 512 p.

Исследования выполнены в рамках государственного задания по темам «Обеспечение климатического и биогеохимического мониторинга потоков углерода в Черном море с использованием многолетних данных наблюдений и результатов численного моделирования» и «Изучение пространственно-временной организации водных и сухопутных экосистем с целью развития системы оперативного мониторинга на основе данных дистанционного зондирования и ГИС-технологий» (№ 121040100327-3).

Фундаментальные проблемы теории переноса излучения, распространение излучения в воде и подводное видение.
Первичные гидрооптические характеристики; оптика полярных морей; изменчивость гидрооптических характеристик в зависимости от гидрофизических процессов

ПРОСТРАНСТВЕННАЯ СТРУКТУРА ПОЛЕЙ МУТНОСТИ И ХЛОРОФИЛЛА-*a* У БЕРЕГОВ КРЫМА ПО ДАННЫМ НАТУРНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ В ИЮЛЕ 2022 ГОДА

А. А. Латушкин, канд. геогр. наук, *Ю. В. Артамонов*, д-р геогр. наук,
Е. А. Скрипалева, канд. геогр. наук, *А. В. Федирко*

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия

SPATIAL STRUCTURE OF TURBIDITY AND CHLOROPHYL-*a* FIELDS NEAR THE CRIMEAN COASTS ACCORDING TO NATURAL MEASUREMENT IN JULY 2022

A. A. Latushkin, Ph.D., *Yu. V. Artamonov*, Dr.Sc., *E. A. Skripaleva*, Ph.D., *A. V. Fedirko*

Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia

Представлены результаты гидрооптических исследований, выполненных в июне 2022 года в северной части Черного моря у берегов Крыма. Пространственные распределения гидрооптических характеристик анализируются совместно с распределениями гидрологических параметров.

The results of hydrooptical studies carried out in June 2022 in the northern part of the Black Sea off the coast of Crimea are presented. Spatial distributions of hydrooptical characteristics are analyzed together with distributions of hydrological parameters.

Введение. В условиях увеличивающегося антропогенного воздействия на различные акватории Черного моря возрастает актуальность мониторинга его экологического состояния, которое в значительной степени отражается в гидрооптической структуре. Анализ пространственно-временной изменчивости гидрооптических полей позволяет определять области мутных вод, связанные с речными и иными стоками, абразионными процессами, взмучиванием донных отложений, функционированием фитопланктонных сообществ и оценивать их изменчивость на синоптических, сезонных и межгодовых масштабах [1–6].

В целом, полученные ранее общие представления об изменчивости горизонтальной и вертикальной структуры гидрооптических полей Черного моря в основном базируются на данных эпизодических измерений в разных акваториях, в различные сезоны и годы, что затрудняет выявление закономерностей изменчивости гидрооптических полей на различных пространственно-временных масштабах. В июне 2022 г. в ходе 122-го рейса НИС «Профессор Водяницкий» были выполнены две последовательные гидрооптические съемки, данные которых позволяют проанализировать изменения структуры вод на синоптическом масштабе. В данной работе анализируются пространственные особенности полей мутности и хлорофилла-*a* в верхнем фотическом слое в начале лета 2022 г.

Материалы и методы исследования. В отличие от предшествующих лет, гидрооптические измерения в июне 2022 г. (122-м рейс НИС «Профессор Водяницкий») проводились исключительно в пределах территориальных вод России вдоль берегов Крыма от м. Сарыч до м. Чауда. Уменьшение площади съемок при сохранении общего экспедиционного времени (25 суток) позволило увеличить количество гидрологических станций и получить детальные пространственные распределения гидрооптических параметров, отражающие текущее состояние структуры вод в прибрежной зоне Крыма. Резерв экспедиционного времени позволил выполнить две повторные съемки, первая съемка выполнялась с 7 по 13 июня, вторая — с 17 по 23 июня. Мутность, хлорофилл-*a*, температура и соленость морской воды измерялась на каждой станции с помощью гидролого-химического зондирующего комплекса IDRONAUT OCEAN SEVEN 320 PlusM.

Результаты. Вертикальные распределения хлорофилла-*a*, мутности на отдельных станциях показывают некоторые закономерности, которые прослеживаются практически на всех станциях (рис. 1). Основной наиболее устойчивый максимум мутности наблюдается в пределах или у нижней границы верхнего квазиоднородного слоя, который хорошо прослеживается в термохалинных полях. С глубиной значения мутности заметно уменьшаются, достигая минимальных значений на нижних горизонтах измерений. На некоторых станциях в подповерхностном слое 40–60 м отмечается повышение значений мутности. Судя по распределению температуры, на этих глубинах располагается переходная зона между сезонным термоклинотом и холодным промежуточным слоем.

Распределения хлорофилла-*a* на вертикальных профилях показывают наличие нескольких максимумов, при этом, по крайней мере, три из них наиболее часто повторяются и могут быть приурочены к особенностям вертикальной термохалинной структуры вод. Первый, наиболее устойчивый по глубине максимум концентрации хлорофилла-*a* располагается в слое сезонного термоклина или непосредственно над ним. Другие два наблюдаются в слое между сезонным термоклинотом и ядром холодного промежуточного слоя. Вероятнее всего, в результате сезонной стратификации поверхностных вод моря слой жизнедеятельности фитопланктона (зона фотосинтеза) был разделен на несколько слоев, в которых фитопланктон существовал в разных температурных условиях, при разной солнечной инсоляции и различной обеспеченностью биогенными элементами. Эти различия оказывают влияние на структурные и функциональные характеристики фитопланктона, живущего в верхнем и нижнем слоях зоны фотосинтеза [7, 8]. Как указано в работах [9, 10], уменьшение солнечной инсоляции с глубиной в пределах зоны фотосинтеза приводит к увеличению содержания хлорофилла-*a* в клетках фитопланктона, обитающих под термоклинотом.

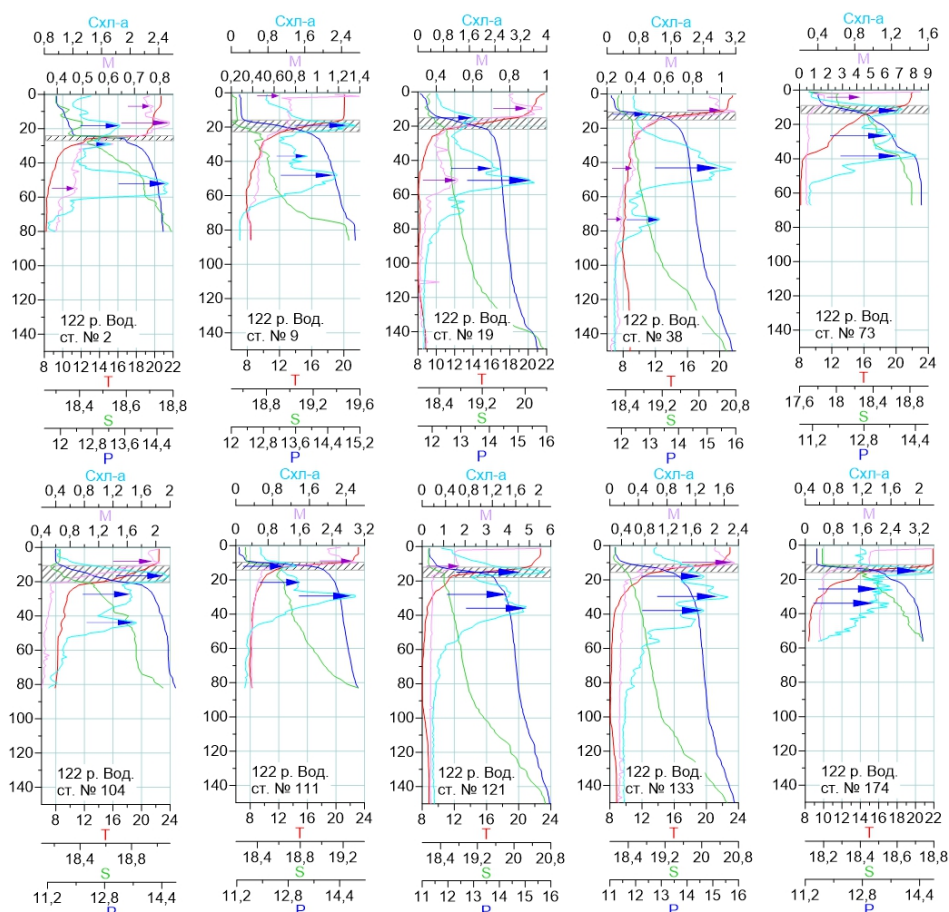


Рис. 1. Вертикальные распределения концентрации хлорофилла-*a* (C_{chl-a} , мкг/л), мутности (M , ЕМФ), температуры (T , °С), солёности (S , ЕПС) и условной плотности (P , кг/м³) на отдельных станциях в первом этапе (верх) и во втором этапе (низ) съёмки 122-го рейса НИС «Профессор Водяницкий».

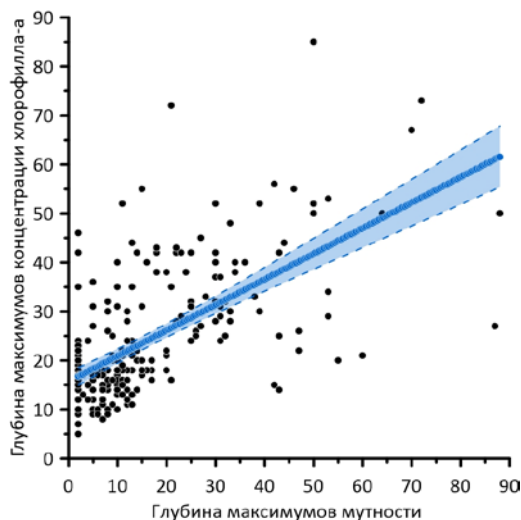


Рис. 2. График линейной связи между глубинами залегания максимумов мутности и концентрации хлорофилла-*a*.

Штриховые линии — границы 95 %-го доверительного интервала.

Необходимо отметить, что кроме основных максимумов в поле мутности и концентрации хлорофилла-*a* на вертикальных профилях наблюдается целый ряд более мелких экстремумов, при этом положение максимумов в полях мутности и хлорофилла-*a* не всегда совпадает по глубине. Вместе с тем, оценка линейной связи между глубинами залегания максимумов этих параметров по всей выборки экстремумов выявила значимую положительную связь, что может свидетельствовать об общности механизмов образования этих максимумов. Коэффициент корреляции достигает 0,62 (рис. 2).

Горизонтальные распределения полей мутности и концентрации хлорофилла-*a* по данным обоих этапов съемки носят достаточно сложный пятнистый характер, обусловленный, в условиях мелководья и несинхронности выполнения съемки, интенсивной синоптической изменчивостью водных масс. Заметные изменения в полях гидрооптических и термохалинных характеристик наблюдаются также между первым и вторым этапом съемки. На рис. 3, 4 представлены примеры распределения этих параметров на горизонте 25 м, который располагается в основном ниже сезонного термоклина.

На первом этапе съемки, несмотря на зашумленность картины, наблюдается тенденция к увеличению значений мутности ближе к берегу. При общем диапазоне изменчивости мутности 0,3–1,2 ЕМФ ее максимальные значения (до 1,2 ЕМФ) отмечались к юго-западу от м. Аю-Даг, в районе м. Меганом и на границе Феодосийского залива (рис. 3, *a*). Минимальные значения мутности (0,3–0,4 ЕМФ) наблюдались в открытой части моря, ближе к границе территориальных вод. По данным второго этапа съемки, при сохранении общего диапазона изменчивости мутности (0,4–1,0 ЕМФ) и его горизонтального распределения экстремумы выражены гораздо слабее.

Распределения температуры и солености на горизонте 25 м по данным первого этапа съемки показывают, что области повышенной мутности приурочены к зонам повышенной температуры и пониженным значениям солености (рис. 4, *a*, *в*), что связано с заглублением более мутного, теплого и менее соленого поверхностного квазиоднородного слоя.

Распределение хлорофилла-*a* имеет еще более хаотичный характер, и только отдельные экстремумы, особенно на востоке съемки, совпадают по положению с экстремумами поля мутности (рис. 3, *a*, *в*). Связь горизонтального поля хлорофилла-*a* с распределением термохалинных также явно не просматривается. Можно отметить, что на втором этапе съемки максимум хлорофилла-*a* у границы территориальных вод наблюдается в относительно теплых и распресненных водах (рис. 4, *б*, *г*). В целом слабая связь между распределениями гидрологических и гидрооптических параметров может свидетельствовать о том, что на синоптическом временном масштабе существует запаздывание между временем приспособления полей мутности, хлорофилла-*a* и формированием гидрологической структуры вод.

Фундаментальные проблемы теории переноса излучения, распространение излучения в воде и подводное видение.
 Первичные гидрооптические характеристики; оптика полярных морей; изменчивость гидрооптических характеристик в зависимости от гидрофизических процессов

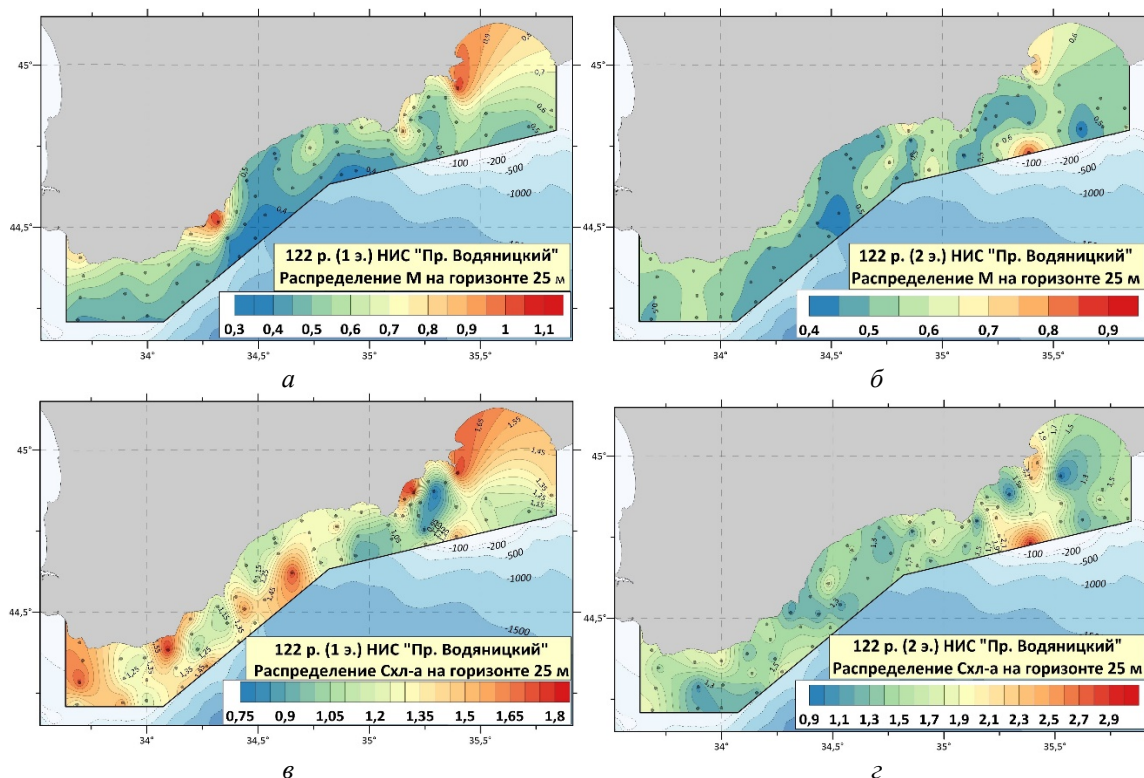


Рис. 3. Распределение мутности (а, б) и концентрации хлорофилла-а (в, г) на горизонте 25 м по данным первого (а, в) и второго (б, г) этапов съемки 122-го рейса НИС «Профессор Водяницкий».

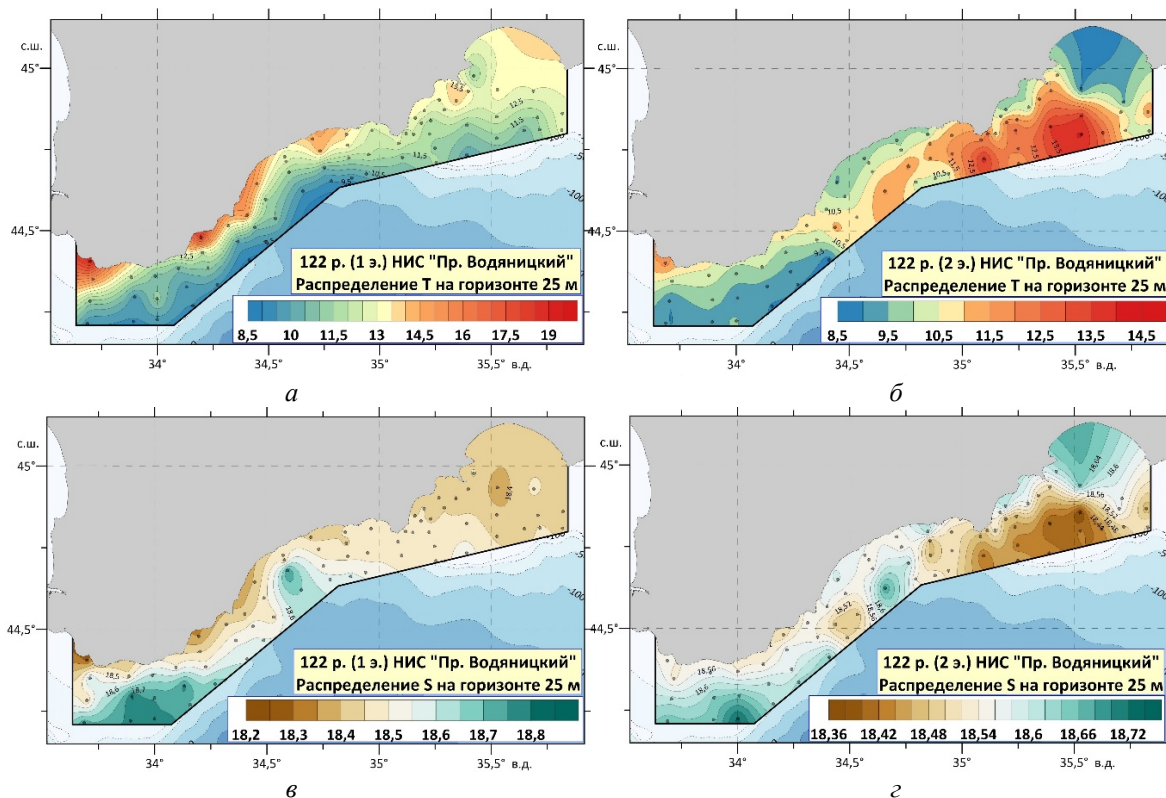


Рис. 4. Распределение температуры (а, б) и солености (в, г) на горизонте 25 м по данным первого (а, в) и второго (б, г) этапов съемки 122-го рейса НИС «Профессор Водяницкий».

Заключение. Гидролого-гидрооптические исследования в северной части Черного моря, проведенные в начале лета 2022 г., позволили охарактеризовать пространственную структуру полей мутности и хлорофилла-а, и оценить ее изменения на синоптическом временном масштабе.

Показано, что в летний период наиболее устойчивый максимум мутности наблюдается в пределах или у нижней границы верхнего квазиоднородного слоя. На некоторых станциях в подповерхностном слое 40–60 м отмечается повышение значений мутности, которое приурочено к переходной зоне между сезонным термоклином и холодным промежуточным слоем. В вертикальном распределении хлорофилла-*a* выделены три наиболее часто повторяющихся максимума, располагающиеся в слое сезонного термоклина и на глубинах между сезонным термоклином и ядром холодного промежуточного слоя.

Выявлена значимая положительная линейная связь ($R = 0,62$) между глубинами залегания максимумов в полях мутности и хлорофилла-*a*, что может свидетельствовать об общности механизмов образования этих максимумов. В целом слабая связь между горизонтальными распределениями гидрологических и гидрооптических параметров может свидетельствовать о том, что на синоптическом временном масштабе существует запаздывание между временем приспособления полей мутности, хлорофилла-*a* и формированием гидрологической структуры вод.

Литература

1. Маньковский В. И., Маньковская Е. В., Соловьев М. В. Гидрооптические характеристики Черного моря. Справочник. Севастополь: МГИ НАН Украины, 2009. 92 с.
2. Латушкин А. А., Артамонов Ю. В., Скрипалева Е. А., Федирко А. В. Связь пространственной структуры концентрации общего взвешенного вещества и гидрологических параметров в северной части Черного моря по данным контактных измерений // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2022. Т. 15, № 2. С. 124–137. doi:10.59887/fpg/4heu-kxbn-gg7t.
3. Латушкин А. А., Артамонов Ю. В., Ли Р. И., Сысоев А. А., Сысоева И. В., Федирко А. В., Мартынов О. В. Особенности биооптической и гидрологической структуры вод северной части Чёрного моря в осенний период 2016 г. // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2020. Т. 13, № 3. С. 78–82. doi:10.7868/S2073667320030065.
4. Суетин В. С., Суслин В. В., Королёв С. Н., Кучерявый А. А. Оценка изменчивости оптических свойств воды в Чёрном море летом 1998 г. по данным спутникового прибора SeaWiFS // Морской гидрофизический журнал. 2002. № 6. С. 44–54.
5. Ломакин П. Д., Чепыженко А. И., Чепыженко А. А. Оценка концентрации полей суммарной взвеси и растворенного органического вещества в бухтах крымского побережья на основе данных оптических измерений // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. 2007. Вып. 15. С. 168–176.
6. Klyuivitkin A. A., Garmashov A. V., Latushkin A. A., Orekhova N. A., Kochenkova A. I., Malafeev G. V. Comprehensive Studies of the Black Sea during the Cruise 101 of the R/V «Professor Vodyanitskiy» // Oceanology. 2019. Vol. 59, № 2. P. 287–289. doi:10.1134/S0001437019020097.
7. Селифонова Ж. П., Ясакова О. Н. Вертикальная структура фитопланктона северо-восточной части Черного моря (район Геленджика) // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел биологический. 2012. Т. 117, № 5. С. 31–37.
8. Ефимова Т. В., Чурилова Т. Я., Скорород Е. Ю., Моисеева Н. А., Землянская Е. А. Вертикальное распределение биооптических показателей вод Азово-Черноморского бассейна в апреле-мае 2019 года // Морской гидрофизический журнал. 2020. Т. 36, № 5. С. 571–581. doi:10.22449/0233-7584-2020-5-571-581.
9. Hoepffner N., Sathyendranath S. Bio-optical characteristics of coastal waters: Absorption spectra of phytoplankton and pigment distribution in the western North Atlantic // Limnology and Oceanography. 1992. Vol. 37, iss. 8. P. 1660–1679. doi:10.4319/lo.1992.37.8.1660.
10. McManus G. B., Dawson R. Phytoplankton pigments in the deep chlorophyll maximum of the Caribbean Sea and the western tropical Atlantic Ocean // Marine Ecology Progress Series. 1994. Vol. 113. P. 199–206. doi:10.3354/meps113199.

Работа выполнена в рамках государственного задания ФГБУН ФИЦ МГИ по темам FNNN-2021-0003 и FNNN-2021-0004.

КОНЦЕПЦИЯ НОВОГО ПОДХОДА К ОПРЕДЕЛЕНИЮ СПЕКТРАЛЬНОГО ПОГЛОЩЕНИЯ СВЕТА В ПРОЗРАЧНОЙ МОРСКОЙ ВОДЕ

М. Е. Ли, д-р. физ.-мат. наук, Е. Б. Шибанов, д-р. физ.-мат. наук

ФГБУН ФИЦ «Морской гидрофизический институт РАН», Севастополь, Россия

THE CONCEPT OF A NEW APPROACH TO THE DETERMINATION OF THE SPECTRAL ABSORPTION OF LIGHT IN CLEAR SEAWATER

M. E. Lee, Dr.Sc., E. B. Shybanov, Dr.Sc.

FSBSI «Marine Hydrophysical Institute RAS», Sevastopol, Russia

Рассмотрена концепция определения поглощения света пропусканием расходящегося пучка через длинную двустенную конусную кварцевую кювету с водой на вход интегрирующей сферы. Внешняя стенка кюветы зеркальная с воздушным зазором.

The concept of determining the absorption of light by passing a divergent beam through a long quartz double-walled conical cell with water to the entrance of an integrating sphere is considered. The outer wall of the cuvette is mirror coated with an air gap.

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 удастся, 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. 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, такими как метод, основанный на использовании характеристик подводного светового поля проникающего солнечного излучения в наиболее чистых водах отдельных акваторий Мирового океана [3], или метод с двумя интегрирующими полостями: внутренней заполненной водой и внешней, создающей изотропное освещение (ICAM integrating cavity absorption meter) [4].

Определения спектров поглощения света, приспособленные к морским экспедициям, можно проводить в судовой лаборатории портативным спектрофотометром с заполняемой морской водой интегрирующей сферой [5]. 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 флуориолоном (Fluorilon 99-W™). В 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 [6], показал, что при соответствующей градуировке спектрофотометра по эталонному водному раствору можно получать вполне удовлетворительные данные по спектрам поглощения света морских вод.

Концепция нового подхода. В нашей работе [7] данного сборника описан 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. За счет этого можно 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.

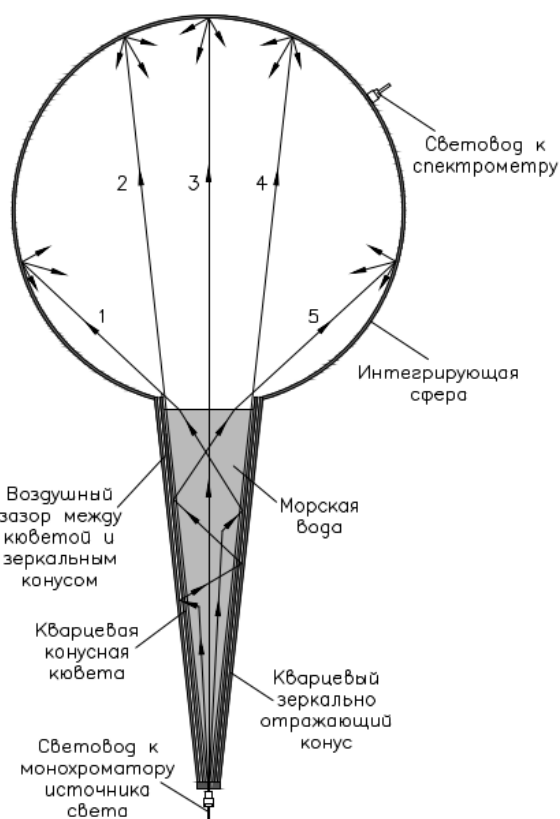


Рис. 1. Схема определения спектрального поглощения света прозрачной морской воды в двухстенной конусной кварцевой кювете с интегрирующей сферой.

Примеры хода лучей, достигших внутренней полости интегрирующей сферы на рис. 1: 1 — луч, рассеянный под углом внутри области полного внутреннего отражения, может пройти кювету, не касаясь его стенки или испытав одно-несколько отражений; 2, 4 — крайние и 3 — центральный лучи расходящегося пучка, прошедшие через кювету без ослабления; 5 — луч, рассеянный под углом большим, чем пределы области полного внутреннего отражения, частично выходит из кюветы в воздушный зазор, возвращается внутрь кюветы под меньшим углом после отражения от зеркального конуса. Затем, после еще нескольких последовательных отражений, этот луч 5 оказывается в области углов полного внутреннего отражения кварцевой кюветы, и дальше распространяется так же, как луч 1.

В связи с этим нами предложена новая концепция подхода к определению спектрального поглощения света в прозрачных морских водах, основанная на использовании интегрирующей сферы, соединенной по входу с двухстенной кварцевой конической кюветой, внешняя стенка которой зеркальная с высоким коэффициентом отражения и отделена от внутренней стенки небольшим воздушным зазором, как это представлено на рис. 1.

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 [8]. 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 половину 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 (луч 5, 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. В результате до сферы не доходят только 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 для прозрачных морских вод представляет собой объединение модифицированного нами способа [7] с методом измерений поглощения света в интегрирующей сфере. Такое объединение представляет собой новый концептуальный подход, в котором положительные свойства каждого из способов суммируются 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 более чем в два раза. 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 прозрачных водах. К положительным качествам можно отнести также то, что подвод расходящегося пучка от монохроматора источника света к входу в двухстенную кювету и подключение регистрирующего спектрометра к интегрирующей сфере осуществляются с помощью волоконной оптики небольшого диаметра. Это позволило сделать длину конусной кюветы длиннее в два раза, а минимально малое выходное отверстие в интегрирующей сфере позволило достичь в нем высокого коэффициента умножения и использовать спектрометр с высокостабильным светопремником, обычно имеющим малые размеры светочувствительной площадки.

Были подобраны наиболее соответствующие, приведенной на рис. 1 схеме, геометрические параметры для определения спектрального поглощения света в море по новой

концепции:

- 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.

Расчеты геометрии и хода рассеянных лучей. На рис. 2 показана блок-схема алгоритма расчета эффективного коэффициента отражения и геометрических параметров хода лучей, рассеянных слабо поглощающей водной средой в двухстенной конусной кварцевой кювете с зеркальным отражающим покрытием на внешней стенке. Входными параметрами являются положение исходной точки рассеяния света в среде, а также азимутальный и зенитный угол. Луч может попасть на входное отверстие интегрирующей сферы тремя способами (рис. 2): 1 — по двуконусной кювете сразу или после нескольких отражений от стенок; 2 — по воздушной прослойке между конусной кюветой и зеркальным покрытием после преломления на границе раздела стекло–воздух; 3 — по воздушной прослойке после отражения от зеркального покрытия. Таким образом, часть пути луч может проходить по воздуху, уменьшая вероятность его поглощения. Однако это относится к тем лучам, которые рассеиваются под углами большими, чем $44,5^\circ$. Для таких углов в стандартной схеме длина пути значительно увеличивается, что вызывает дополнительные вопросы при расчете поглощения.

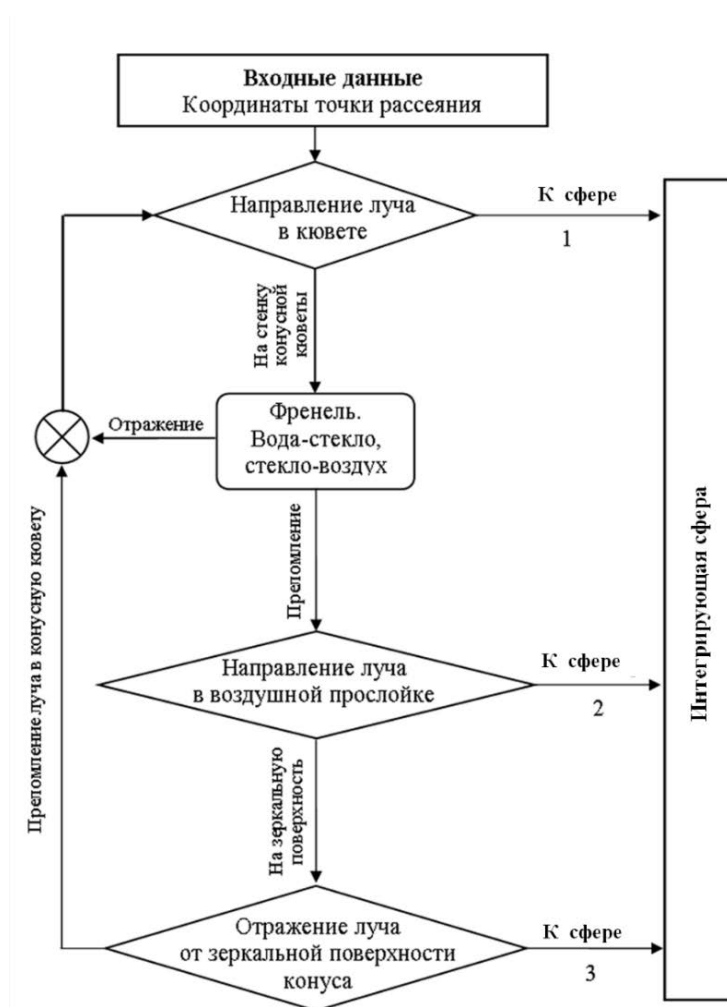


Рис. 2. Блок-схема расчета хода лучей в двухстенной конусной кварцевой кювете с зеркальным отражающим покрытием на внешней стенке.

Во избежание многократного дублирования лучей малой интенсивности считалось, что свет, зеркально отраженный в направлении кварцевой конусной кюветы, проникает в среду с коэффициентом пропускания, равным единице. Относительная ошибка данного упрощения оценивается в 5 %. Дальнейший расчет коэффициентов Френеля для таких лучей проводился по упрощенной схеме, а именно, из отраженного и преломленного луча выбирался луч большей интенсивности. Соответствующий коэффициент Френеля приравнялся единице. Для заданного угла рассеяния проводилось интегрирование по двум пространственным координатам и азимуту. Потери света в данной схеме могут быть связаны только с отражением луча в направлении источника света и с поглощением света при зеркальном отражении от внешнего конусного зеркального отражателя.

Для узкого пучка начальные геометрические условия определяются расстоянием от иллюминатора и углом между осью конуса и направлением рассеяния θ' . При расчете хода лучей широкого пучка необходимо дополнительно задать угол наклона прямого луча относительно оси конуса χ , а также азимутальный угол рассеянного света φ' . Углы распространения рассеянного света в конусе φ, θ определяются из следующих выражений:

$$\begin{aligned}\cos \theta &= \cos \theta' \cos \chi - \sin \theta' \cos \varphi' \sin \chi; \\ \sin \theta \sin \varphi &= \sin \theta' \sin \varphi'; \\ \sin \theta \cos \varphi &= \sin \theta' \cos \varphi' \cos \chi + \cos \theta' \sin \chi.\end{aligned}\tag{1}$$

Дальнейшие вычисления выполняются по формулам, приведенным в [5], там же приведен анализ результатов, который в целом совпадает с тем, что получены в этой работе. Разница лишь в том, что в расчет не принималось взаимодействие диффузного излучения интегрирующей сферы с исследуемой средой кварцевой конусной кюветы. Из общих соображений понятно, что диффузное излучение сферы возвращаясь в кювету в области углов полного внутреннего отражения даст прибавку в величине поглощения, но подробное изучение этого взаимодействия должно быть предметом дальнейших исследований. Расчеты проведены для следующих параметров: длина конуса $z_{\max} = 250$ мм, угол раствора $2\beta = 8^\circ$, начальный радиус окружности пучка света равнялся минимальному радиусу конуса $r_0 = 2,5$ мм. Также проводились расчеты для цилиндрической кюветы (частный случай конуса с нулевым углом раствора) с радиусами 4 и 9,25 мм.

Выводы. 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 удастся, 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 прозрачных морских вод путем объединения модифицированного нами способа с интегрирующей сферой. Такое объединение представляет собой новый концептуальный подход, в котором положительные свойства каждого из способов суммируясь дают новые качества, дополняющие существующие в настоящее время методы. Применением расходящегося пучка в конусной кварцевой кювете удалось добиться ее удлинения в два раза и таким образом обеспечить возможность определения спектрального поглощения света в более прозрачных водах.

Фундаментальные проблемы теории переноса излучения, распространение излучения в воде и подводное видение. Первичные гидрооптические характеристики; оптика полярных морей; изменчивость гидрооптических характеристик в зависимости от гидрофизических процессов

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*. 1983. Vol. 4. New York: Springer Verlag, 114 p.
2. *Zaneveld J. R. V., Bartz R.* Beam attenuation and absorption meters // *Ocean Optics VII, Proc. Soc. Photo Opt. Instrum. Eng.* 1984. Vol. 489. P. 318–324.
3. *Smith R. C., Baker K. S.* Optical properties of the clearest natural waters (200–800 nm) // *Applied Optics*. 1981. 20(2). P. 177–184.
4. *Pope R. M., Fry E. S.* Absorption spectrum (380–700 nm) of pure water. II. Integrating cavity measurements // *Applied Optics*. 1997. Vol. 36. P. 8710–8723.
5. *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.
6. *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.
7. *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»*. СПб.: 2023.
8. *Маньковский В. И.* Соотношение между интегральным показателем рассеяния света морской водой и показателем рассеяния в фиксированном направлении // *Морские гидрофизические исследования*. 1971. № 6 (56). С. 146–154.

Работа выполнена при финансовой поддержке государственного задания Морского гидрофизического института РАН № 0827-2021-0002, Государственное задание № FNNN-2021-0003 «Разработка методов оперативной океанологии на основе междисциплинарных исследований процессов формирования и эволюции морской среды и математического моделирования с использованием данных дистанционных и контактных измерений» (код «Оперативная океанология»).

ВОЗМОЖНЫЙ МЕТОД ОЦЕНКИ ПОКАЗАТЕЛЯ ВЕРТИКАЛЬНОГО ОСЛАБЛЕНИЯ ДНЕВНОГО СВЕТА ПО ПОКАЗАТЕЛЮ ОСЛАБЛЕНИЯ НАПРАВЛЕННОГО СВЕТА

В. И. Маньковский, канд. физ.-мат. наук, *Е. В. Маньковская*, канд. техн. наук

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия

A POSSIBLE METHOD FOR ESTIMATING THE VERTICAL LIGHT ATTENUATION COEFFICIENT BY THE LIGHT BEAM ATTENUATION COEFFICIENT

V. I. Mankovsky, Ph.D., *E. V. Mankovskaya*, Ph.D.

Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia

Описывается возможный метод оценки показателя вертикального ослабления дневного света по измерениям показателя ослабления направленного света. Приводятся примеры применения метода.

A possible method for estimating the vertical light attenuation coefficient from measurements of the light beam attenuation coefficient is described. Examples of the method application are given.

Введение. Показатель вертикального ослабления дневного света K_d является одной из гидрооптических характеристик, определяющих параметры светового поля в море. В частности, знание величины K_d необходимо при определении важного экологического параметра водоемов — толщины эвфотического слоя.

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

$$H_{эвф} = 4,6/K_d.$$

Определяют K_d путем измерения фотометром на разных глубинах (H_1 и H_2) облученности нисходящим потоком дневного света $E_{\downarrow}(H)$. Вычисляется K_d по формуле:

$$K_d(H) = \ln [E_{\downarrow}(H_1)/E_{\downarrow}(H_2)] / (H_2 - H_1); H = (H_1 + H_2)/2.$$

При проведении измерений вертикального распределения облученности необходимо соблюдать ряд условий [1]. 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 $E_{\downarrow}(H)$ 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.

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 [2–4].

В настоящей работе рассматривается возможный метод оценки показателя вертикального ослабления дневного света K_d по величине показателя ослабления направленного света водой ϵ , измеренного с помощью прозрачномера (длина волны $\lambda = 525$ нм). На результаты измерений ϵ с

помощью прозрачномера волнение и изменяющееся освещение моря не влияют.

Метод. Ослабление дневного света в море происходит за счёт двух факторов: поглощения κ и рассеяния назад $\sigma\uparrow$: $K_d \sim \kappa + \sigma\uparrow$.

В работе [5] установлено, что при освещении моря высокостоящим солнцем и безоблачной погоде, величину K_d в средней части видимого спектра на $81 \pm 8\%$ составляет показатель поглощения κ . То есть, зная показатель поглощения, можно оценить показатель вертикального ослабления по формулам:

$$\begin{aligned}\langle K_d(\lambda) \rangle &= 1,235\kappa; \\ K_d(525)_{\max} &= 1,370\kappa; \\ K_d(525)_{\min} &= 1,124\kappa.\end{aligned}\tag{1}$$

В работе [6] для вод Черного моря установлена связь показателя поглощения с показателем ослабления направленного света на длине волны $\lambda = 525$ нм:

$$\kappa(525) = 0,064\varepsilon(525) + 0,058.\tag{2}$$

Это дает возможность оценивать показатель вертикального ослабления дневного света по показателю ослабления направленного света. Из формул (1) и (2) получаем формулы для среднего значения $\langle K_d(525) \rangle$ и формулы для $K_d(525)_{\max}$ и $K_d(525)_{\min}$:

$$\begin{aligned}\langle K_d(525) \rangle &= 0,079\varepsilon(525) + 0,072; \\ K_d(525)_{\max} &= 0,088\varepsilon(525) + 0,079; \\ K_d(525)_{\min} &= 0,072\varepsilon(525) + 0,065.\end{aligned}\tag{3}$$

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.

Проверка метода. В 41-м рейсе НИС «Профессор Водяницкий» (апрель 1993 г.) в Черном море были проведены измерения подводной облучённости на длине волны 525 нм фотометром [7], по которым были рассчитаны показатели вертикального ослабления дневного света. Одновременно с измерениями подводной облучённости фотометром проводились измерения показателя ослабления направленного света водой практически на той же длине волны ($\lambda = 527$ нм) прозрачномером [8]. 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 г.) также выполнялись измерения подводной облучённости фотометром, разработанным в отделе оптики и биофизики моря Морского гидрофизического института [9]. Прибор имеет семь спектральных каналов, один из которых с длиной волны $\lambda = 510$ нм (наиболее близкое значение к $\lambda = 525$ нм). Данные подводной облучённости получены на трех станциях в дневное время. Параллельно на этих станциях проводились измерения показателя ослабления направленного света на четырех длинах волн прозрачномером [10]. Для расчета K_d по формуле (3) 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. На рис. 1 показано сравнение величин K_d в слое 5–15 м, рассчитанных по измерениям подводной облучённости фотометром, и рассчитанных по формуле (3) по показателям ослабления направленного света, измеренных прозрачномером. Коэффициент корреляции $R = 0,85$. Среднеквадратическое отклонение рассчитанных величин от измеренных составило $0,008 \text{ м}^{-1}$, максимальное отклонение — $0,023 \text{ м}^{-1}$.

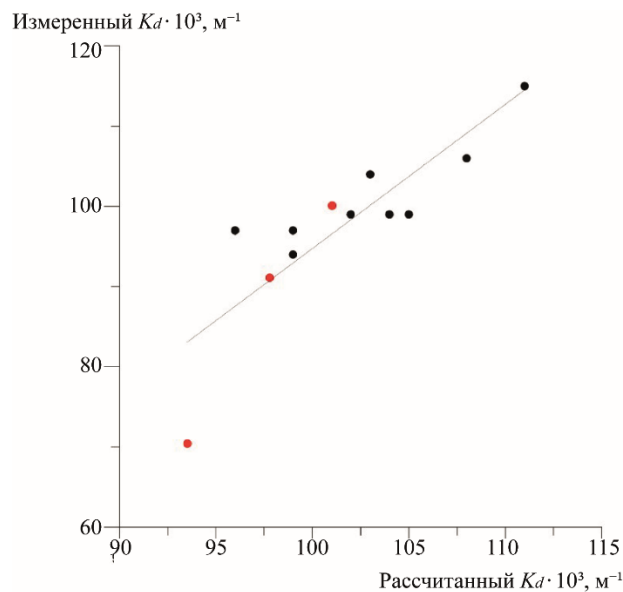


Рис. 1. Сравнение величин K_d (слой 5–15 м), определенных по измерениям фотометром и рассчитанных по измерениям показателя ослабления направленного света прозрачномером; $Y = 1,8X - 85,1$; $R^2 = 0,72$.

Черные круги — 41-й рейс; красные — 103-й рейс; тонкая линия — корреляционная связь.

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 [11]. 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.

Заключение. 1. Описан возможный метод оценки показателя вертикального ослабления дневного света по показателю ослабления направленного света (длина волны $\lambda=525$ нм). 2. Приведены примеры применения метода, показавшие достаточно высокую корреляцию ($R = 0,85$) между величинами K_d , определенными по измерениям фотометром и рассчитанными по измерениям показателя ослабления направленного света прозрачномером.

Литература

1. Козлянинов М. В. Руководство по гидрооптическим измерениям в море // Труды ИО АН СССР. 1961. Т. 47. С. 37–79.
2. 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.
3. Pilgrim D. A. The Secchi Disk in principles and in use // Hydrobiology J. 1984. № 33. P. 25–56.
4. Маньковский В. И. Связь показателя вертикального ослабления дневного света с глубиной видимости белого диска // Океанология. 2014. №1. С. 38–43.
5. Иванов А. П., Шемшур В. Е. Метод оценки величины показателя поглощения света водой // Морск. гидрофиз. иссл. 1973. №1(60). С. 110–118.
6. 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.
7. Вайнерман Б. А. Прибор для измерения подводной облученности // Экспериментальные методы исследования океана. Севастополь: МГИ АН УССР, 1978. С. 144–150.
8. Маньковский В. И. Спектральный лабораторный прозрачномер с переменной базой // Системы контроля окружающей среды. Севастополь: МГИ НАНУ, 2012. С. 56–60.
9. 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.

Фундаментальные проблемы теории переноса излучения, распространение излучения в воде и подводное видение.
Первичные гидрооптические характеристики; оптика полярных морей; изменчивость гидрооптических характеристик в зависимости от гидрофизических процессов

10. *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.

11. *Маньковский В. И., Маньковская Е. В.* Оптические аномалии в Севастопольском антициклоническом вихре // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря, 2019. № 1. С. 48–53.

Работа выполнена в рамках государственного задания по темам № FNNN-2021-0003 «Оперативная океанология» и № FNNN-2021-0005 «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»). 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.

Фундаментальные проблемы теории переноса излучения, распространение излучения в воде и подводное видение.
Первичные гидрооптические характеристики; оптика полярных морей; изменчивость гидрооптических характеристик в зависимости от гидрофизических процессов

СПЕКТРЫ ПОКАЗАТЕЛЕЙ ПОГЛОЩЕНИЯ ДИАТОМОВЫХ И ДИНОФИТОВЫХ ВОДОРОСЛЕЙ И ИХ ОСОБЕННОСТИ: ЛАБОРАТОРНЫЙ ЭКСПЕРИМЕНТ

*V. V. Suslin*¹, канд. физ.-мат. наук, *S. A. Sholar*¹, канд. техн. наук *I. M. Mansurova*²,
*O. S. Alatartseva*², *L. V. Stelmakh*², канд. биол. наук

¹Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия

²Институт биологии южных морей им. А. О. Ковалевского РАН, Севастополь, Россия

ABSORPTION SPECTRA OF DIATOMS AND DINOFLAGELLATES AND THEIR FEATURES: LABORATORY EXPERIMENT

*V. V. Suslin*¹, Ph.D., *S. A. Sholar*¹, Ph.D., *I. M. Mansurova*², *O. S. Alatartseva*², *L. V. Stelmakh*², Ph.D.

¹Marine Hydrophysical Institute of RAS, Sevastopol, Russia

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

Получены спектры поглощения света альгологически чистых культур диатомовых водорослей — Chaetoceros curvisetus и Skeletonema costatum, а также динофитовых водорослей Prorocentrum cordatum и Prorocentrum micans для различных световых условий и концентрации клеток, дано описание их особенностей.

Light absorption spectra of algologically pure cultures of diatoms Chaetoceros curvisetus and Skeletonema costatum, as well as dinoflagellates Prorocentrum cordatum and Prorocentrum micans were obtained for different light conditions and cell concentration, a description of their features was given.

В начале 2024 г. NASA в рамках проекта PACE [1] планирует вывести на орбиту аппаратуру, которая после проведения атмосферной коррекции позволит восстанавливать коэффициент яркости моря с разрешением по спектру ~1 нм во всем видимом диапазоне длин волн. Одна из задач этого проекта состоит в «проведении глобальных измерений продуктов данных о цвете океана, необходимых для понимания глобального углеродного цикла и реакции океанских экосистем на изменение климата». Одну из ключевых ролей в этом процессе играет морской фитопланктон.

Однако фитопланктон чрезвычайно разнообразен с точки зрения таксономической принадлежности и размерного состава. Одна из подзадач проекта состоит в определении этих характеристик фитопланктона по данным спутниковых наблюдений. В настоящее время такие подходы активно развиваются. Обзор этих методов приведён в обзоре [2]. Применительно к Чёрному морю эта тема затронута в [3–6].

Этой статьёй мы продолжаем серию исследований особенностей спектров показателя поглощения света отдельными видами фитопланктона разной таксономической принадлежности, характерными для Чёрного моря и вносящих существенный вклад в его биомассу [7].

Цель исследования состоит в выявлении спектральных особенностей поглощения двух основных групп фитопланктона Чёрного моря, которые могут быть использованы в региональном алгоритме для разделения вкладов диатомовых и динофитовых водорослей по мультиспектральным измерениям коэффициента яркости моря, получаемых, в частности, по спутниковым данным.

Материалы и методы. В работе использовали альгологически чистые культуры диатомовых водорослей — *Chaetoceros curvisetus* Cleve, 1889 и *Skeletonema costatum* (Greville) Cleve, 1873, и динофитовых — *Prorocentrum cordatum* (Ostenfeld) J.D.Dodge, 1976 и *Prorocentrum micans* Ehrenberg, 1834 из коллекции живых культур морских планктонных микроводорослей ФГБУН ФИЦ ИнБЮМ.

Водоросли выращивали в конических колбах объемом 0,2 л в питательной среде f/2 [8],

приготовленной на основе стерильной морской воды. Для поддержания культур в экспоненциальной фазе роста и постоянной численности клеток их ежедневно разбавляли свежей питательной средой. Температура в экспериментах составляла $18 \pm 1^\circ\text{C}$, что находится в пределах температурного оптимума для исследуемых видов.

До начала измерений культуры в течение 4-х суток акклимировали к двум интенсивностям света, условно названным «низкой» (НС — «низкий свет», $50 \text{ мкЭ} \cdot \text{м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$) и «высокой» (ВС — «высокий свет», $300 \text{ мкЭ} \cdot \text{м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$). Выбранные интенсивности света близки к таковым на поверхности моря в зимний и летний периоды соответственно. Соответствующий уровень освещенности достигался за счет удаления от искусственного источника освещения, в качестве которого использовали светодиодные лампы. Интенсивность света измеряли с помощью датчика освещенности LI-1500 (LI-COR).

Спектры поглощения регистрировались в 1 см кюветах в диапазоне от 300 до 800 нм с шагом 1 нм на однолучевом спектрофотометре МС 122А (производитель: Минск, Беларусь), который оснащён устройством диффузного пропускания и отражения (ДПО) с интегрирующей сферой (ИС). В процессе измерения кювета размещалась перед ИС в кюветодержателе устройства ДПО. Внутренний диаметр ИС — 50,8 мм (2 дюйма). Покрытие внутренней поверхности ИС — BaSO_4 .

В результате проведения серии измерений, было обнаружено, что величина и характер поведения спектров поглощения в спектральном интервале длин волн от 300 до 400 нм указывает на то, что мы имеем дело с суммарным поглощением с живым (a_{ph}) и неживым органическим веществом (a_{CDM}), т. е. $a_p(\lambda)$, где $a_p(\lambda) = a_{ph}(\lambda) + a_{CDM}(\lambda)$. Для того чтобы из спектра $a_p(\lambda)$ выделить только компоненту, связанную с $a_{ph}(\lambda)$, мы приняли следующую гипотезу. Поглощение $a_{CDM} \gg a_{ph}$ в небольшом интервале (10 нм) из диапазона 300–400 нм. Для реализации такого подхода выбран интервал длин волн 320–330 нм. Процедура вычислений a_{ph} осуществлена по следующей схеме:

$$a_{ph}(\lambda) = a_p(\lambda) - a_{CDM}(\lambda),$$

где a_{CDM} рассчитывался как $a_{CDM}(\lambda) = a_{CDM}(\lambda_0) \cdot \exp(-S_{CDM} \cdot (\lambda - \lambda_0))$. Значение для S_{CDM} принималось равным $0,010 \text{ нм}^{-1}$. Эффективная длина волны λ_0 для интервала 320–330 нм находилась согласно выражению $\lambda_0 = w_1 \cdot \lambda_1 + w_2 \cdot \lambda_2$. В свою очередь весовые функции w_1 и w_2 являлись решением системы уравнений:

$$\begin{cases} w_1 + w_2 = 1 \\ w_1 / w_2 = \exp(-S_{CDM} \cdot (\lambda_1 - \lambda_2)) \end{cases},$$

где $\lambda_1 = 320 \text{ нм}$ и $\lambda_2 = 330 \text{ нм}$.

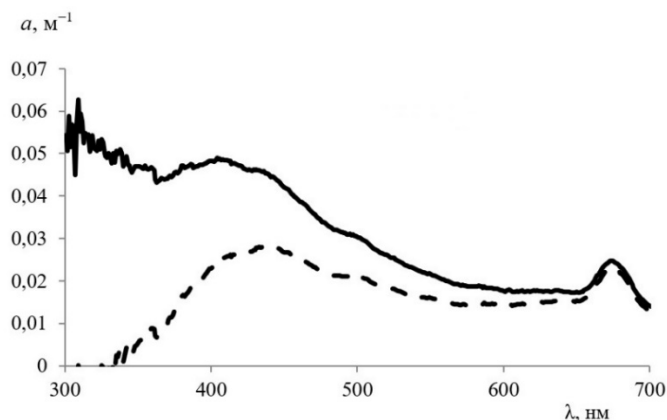


Рис. 1. Примеры спектров поглощения культурой *Chaetoceros curvisetus*.

Сплошная линия — исходный спектр a_p ; пунктирная линия — показатель поглощения фитопланктоном a_{ph} .

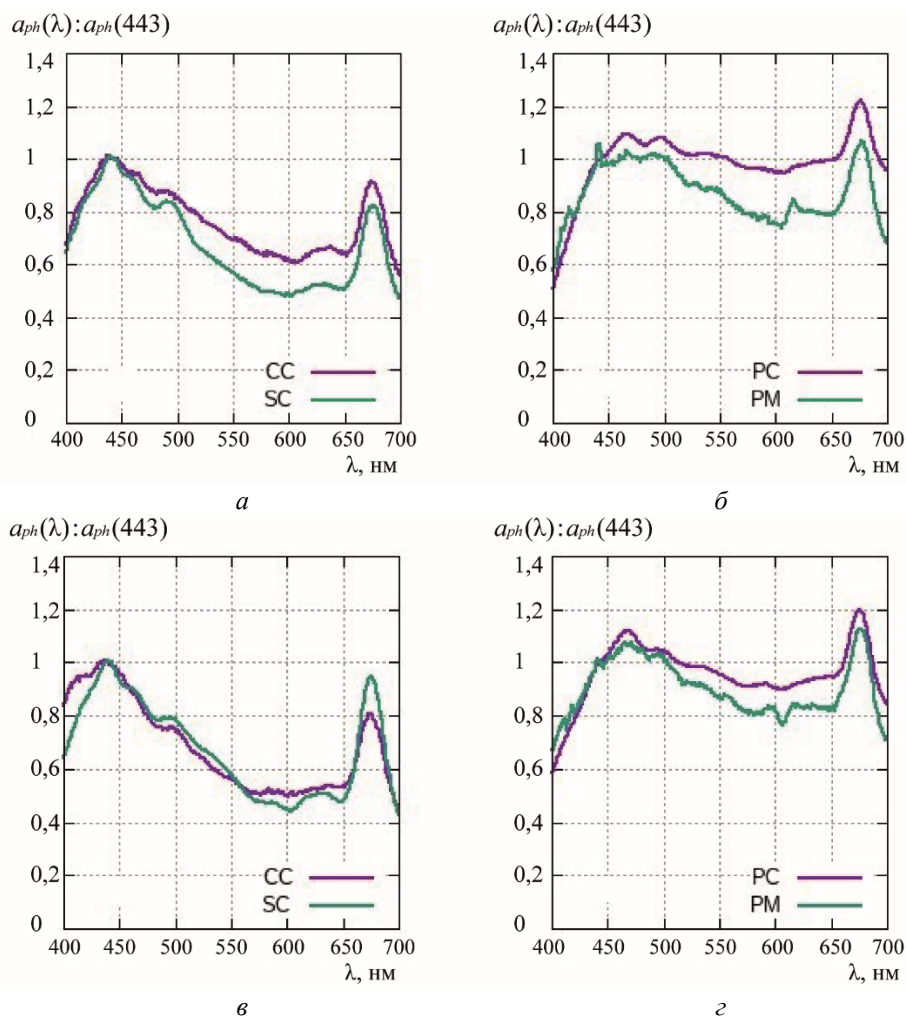


Рис. 2. Нормированные спектры поглощения для двух видов диатомовых (а, в: CC — *Chaetoceros curvisetus*; SC — *Skeletonema costatum*) и двух видов динофитовых (б, г: PC — *Prorocentrum cordatum*; PM — *Prorocentrum micans*) водорослей, выращенных в условиях высокой (а, б) и низкой (в, г) освещенности.

Для примера на рис. 1 сплошной линией показан исходный спектр поглощения a_p культуры *C. curvisetus*, а пунктирной — этот же спектр после вычитания a_{CDM} — поглощения неживым органическим веществом (*CDM*).

Результаты и их обсуждение. На рис. 2 представлены спектры поглощения a_{ph} , нормированные на значение в спектральном канале 443 нм.

В спектрах, представленных на рис. 2, принципиальные отличия между НС и ВС не выявлены как для диатомовых, так и для динофитовых водорослей, хотя небольшие «тонкие» эффекты и присутствуют. Например, для диатомовых водорослей отношение между синим и красным максимумом и различие поглощения в диапазоне длин волн 550–650 нм различаются в зависимости от световых условий. А вот между диатомовыми и динофитовыми водорослями существуют три отличия.

Первое, наблюдается различие максимумов поглощения в синей части спектра. У динофитовых водорослей оно смещено в красную область спектра приблизительно на 20 нм относительно максимума для диатомовых водорослей, который находится на 443 нм.

Второе, максимумы поглощения динофитовых в красной области спектра (~675 нм) выше, чем в синей области спектра. В то время как для диатомовых наблюдается обратная ситуация. Соотношение между максимумами в синей и красной областях спектра составляет около 10–20 % в зависимости от разновидности водоросли внутри группы.

Третье, отношение синего максимума к среднему значению из «плато» в диапазоне длин волн 550–650 нм у диатомовых составляет 1,8, а у динофитовых 1,2.

Фундаментальные проблемы теории переноса излучения, распространение излучения в воде и подводное видение.
Первичные гидрооптические характеристики; оптика полярных морей; изменчивость гидрооптических характеристик в зависимости от гидрофизических процессов

Заключение и выводы. Отмеченные спектральные особенности поглощения двух групп фитопланктона потенциально могут быть использованы для разделения вкладов диатомовых и динофитовых водорослей по мультиспектральным измерениям коэффициента яркости моря, получаемых, в частности, по спутниковым данным.

Планируются дальнейшие исследования в данном направлении.

Литература

1. The Plankton, Aerosol, Cloud, ocean Ecosystem: [Электронный ресурс]. URL: <https://pace.gsfc.nasa.gov> (дата обращения 28.02.2023).
2. Sathyendranath S. et al. Phytoplankton functional types from Space. Dartmouth: IOCCG, 2014. 164 p.
3. Suslin V., Pryahina S., Churilova T., Slabakova V. The Black Sea IOPs based on SeaWiFS data // Proc. SPIE The International Society for Optical Engineering. 2016. 1003531. doi:10.1117/12.2248332.
4. Суслин В. В., Чурилова Т. Я., Пряхина С. Ф. Региональная методика восстановления первичных гидрооптических характеристик Черного моря по данным цветового сканера SeaWiFS // Экологическая безопасность и комплексное использование ресурсов шельфа. 2012. Т. 2, № 26. С. 204–223.
5. Ковалёва И. В., Суслин В. В. Интегральная первичная продукция в глубоководных районах Черного моря в 1998–2015 годах // Морской гидрофизический журнал. 2022. Т. 38, № 4. С. 432–445. doi:10.22449/0233-7584-2022-4-432-445.
6. Алескерова А. А., Кубряков А. А., Станичный С. В., Лишаев П. Н. Пространственная и временная изменчивость цветения синезеленых водорослей в Черном и азовских морях // Процессы в геосредах. 2018. № 3(17). С. 51–52.
7. Шоларь С. А., Суслин В. В., Мансурова И. М., Алатарцева О. С., Стельмах Л. В., Кудинов О. Б., Подгибайлов Е. А., Мартынов О. В. Спектр показателя поглощения *Chaetoceros Curvisetus* Cleve и его особенности: лабораторный эксперимент // XIX Международный симпозиум «Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы». Москва, 26–30 июня 2023 года. Томск: Издательство ИОА СО РАН, 2023. С. 71–74. URL: https://symp.iao.ru/files/symp/aoo/29/ru/abstr_15157.pdf.
8. Guillard R. R. L., Ryther J. H. Studies of marine planktonic diatoms. I. *Cyclotella nana* Husted, and *Detonula confervacea* (Cleve) Grun. // Canad. J. Microbiol. 1962. Vol. 8. P. 229–239.

Работа выполнена по темам гос. задания ФГБУН ФИЦ МГИ: FNNN-2021-0003 «Развитие методов оперативной океанологии на основе междисциплинарных исследований процессов формирования и эволюции морской среды и математического моделирования с привлечением данных дистанционных и контактных измерений» (шифр «Оперативная океанология») и ФГБУН ФИЦ ИнБЮМ «Функциональные, метаболические и токсикологические аспекты существования гидробионтов и их популяций в биотопах с различным физико-химическим режимом», номер гос. регистрации 121041400077-1.

НАСТРОЙКА ГИДРООПТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ВОД ВТОРОГО ТИПА В КАРСКОМ МОРЕ ПРИ НАЛИЧИИ ПОВЕРХНОСТНОГО ОПРЕСНЕННОГО СЛОЯ

Д. Н. Дерягин^{1,2}, С. В. Вазюля¹

¹Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Москва, Россия

²Московский физико-технический институт (национальный исследовательский университет),
Долгопрудный, Россия

HYDROOPTICAL MODEL SETUP FOR CASE 2 WATERS IN THE KARA SEA IN THE PRESENCE OF A SURFACE DESALINATED LAYER

D. N. Deryagin^{1,2}, S. V. Vazyulya¹

¹Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

²Moscow Institute of Physics and Technology (National Research University), Dolgoprudny, Russia

Гидрооптическая модель позволила провести пробное исследование влияния оптически активных компонент поверхностного опреснённого слоя на точность спутниковых алгоритмов оценки концентрации хлорофилла в Карском море.

The hydro-optical model made it possible to conduct a trial study of the effect of optically active components of the surface desalinated layer on the accuracy of satellite algorithms for estimating the concentration of chlorophyll in the Kara Sea.

Введение. Концентрация хлорофилла в океане является одним из важнейших показателей первичной продуктивности и общего состояния морской экосистемы [1, 2]. Оценка концентрации хлорофилла в больших пространственных и временных масштабах может достигаться при помощи данных спутниковых сканеров цвета с использованием алгоритмов дистанционного зондирования [3]. На точность этих алгоритмов могут влиять как различные региональные особенности, так и атмосферная коррекция. В Карском море речной сток Оби и Енисея приводит к появлению обширного поверхностного опресненного слоя (ПОС) с повышенным содержанием окрашенного растворённого органического вещества (ОРОВ) [4, 5]. Изменчивость речного стока, ветрового воздействия, а также процессы образования и таяния морского льда оказывают влияние на характеристики ПОС [6, 7]. Целью данного исследования является настройка гидрооптической модели при наличии ПОС и оценка чувствительности алгоритмов определения концентрации хлорофилла по данным дистанционного зондирования к характеристикам ПОС, таким как концентрация хлорофилла и содержание ОРОВ. Понимание особенностей влияния параметров ПОС на точность алгоритмов позволит оценить надежность результатов дистанционного зондирования для мониторинга морских биогеохимических процессов [8].

Данные измерений. В работе используются данные комплексных гидрооптических измерений, выполненных 10 сентября 2022 г. на станции 7440 (71.96° с.ш., 67.44° в.д.) в ходе первого этапа 89-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» в Карском море [9]. На данной станции в процессе подсамолётных и подспутниковых измерений были получены характеристики световых полей, измерены спектральные показатели поглощения компонент морской воды, профиль показателя ослабления, а также величины концентрации хлорофилла.

Для создания базовой модели гидрооптических свойств на станции 7440 использованы данные измерений концентрации хлорофилла (Хл) на горизонтах 0 и 13 м. Для этих же глубин при помощи спектрофотометра с интегрирующей сферой ICAM [10, 11] были определены спектральные показатели поглощения ОРОВ и взвеси (a_g и a_p). Кроме того, использовались спектр коэффициента яркости моря (R_{rs}), измеренный плавающим спектрорадиометром ПРО-1

[12], и профиль показателя ослабления $c(530)$ на длине волны 530 нм, измеренный автономным прозрачномером ПУМ-200 [13].

Гидрооптическая модель. Программа HydroLight (HL) позволяет рассчитать параметры светового поля путём численного решения уравнения переноса излучения. При моделировании мы использовали модель для вод 2-го типа [14], в которой для 4-х компонентов были определены соответствующие им первичные гидрооптические характеристики. Поглощение и рассеяние чистой морской воды в HL задаются стандартным образом [15, 16]. Параметры базовой модели HL были подобраны таким образом, чтобы моделируемые спектр R_{rs} и профиль $c(530)$ соответствовали измеренным.

Оптические свойства фитопланктонной взвеси были параметризованы с помощью концентрации Хл. По данным натурных измерений на поверхности и глубине 13 м величины Хл равны $0,4 \text{ мг/м}^3$. Учитывая это и однородный профиль $c(530)$ в слое 0–13 м (рис. 1), а также для упрощения модели, измеренное значение концентрации Хл принято константой для всех глубин. Моделирование гидрооптических характеристик фитопланктонной взвеси выполнено в двух вариантах. В первом случае параметры поглощения и рассеяния были определены с использованием стандартных моделей, доступных в HydroLight [17, 18] и обозначены нами как HL_Bricaud. Стандартные модели поглощения фитопланктоном разработаны для вод первого типа [14]. Карское море относится к водам второго типа, из-за влияния стока больших сибирских рек. Поэтому во втором варианте модели HydroLight поглощение фитопланктонной взвесью определялось при помощи спектра удельного поглощения $a_p^*(\lambda)$:

$$a_p^*(\lambda) = a_p(\lambda) / \text{Хл}, \quad (1)$$

где спектр поглощения взвесью $a_p(\lambda)$ был получен в результате измерений ICAM. Такой вариант модели мы будем обозначать как HL_ICAM. Параметры индикатрисы рассеяния фитопланктонной взвесью определены с помощью модели Мореля для «крупных частиц» [19].

Компонент ОРОВ нерассеивающий. Спектральное поглощение ОРОВ было задано относительно значения поглощения $a_g(443)$ на длине волны 443 нм. Величина $a_g(443)$ и наклон спектра ОРОВ были определены по результатам измерений ICAM: $a_g(443) = 0,2 \text{ м}^{-1}$ для слоя 0–13 м, глубже 13 м $a_g(443) = 0,13 \text{ м}^{-1}$.

Поглощение минеральной взвесью в случае HL_Bricaud считалось незначительным по сравнению с поглощением ОРОВ, а во втором учитывалось за счет вклада в спектр $a_p(\lambda)$. Показатель рассеяния взвешенными частицами в HydroLight задаётся следующим образом:

$$b(\lambda) = b_0 \times X \times (\lambda_0/\lambda)^m. \quad (2)$$

Параметры в формуле (2), а также величина отношения показателя рассеяния назад к общему показателю рассеяния b_b/b были подобраны так, чтобы обеспечить наилучшее совпадение модельных и измеренных спектров R_{rs} и профилей $c(530)$. Величина b_b/b определяет индикатрису рассеяния не фитопланктонной взвесью. В итоге для HL_Bricaud $b_b/b = 0,014$, $m = 0,663$, для HL_ICAM $b_b/b = 0,016$, $m = 1,5$. Параметр b_0 был задан как $0,48 \text{ м}^{-1}$, а концентрация $X = 1$ в слое 0–13 м, глубже 13 м $X = 0,5$.

Спектры R_{rs} и профили $c(530)$ для двух базовых моделей первичных гидрооптических характеристик представлены на рис. 1. Оба варианта моделирования поглощения фитопланктонной взвесью демонстрируют хорошее соответствие данным натурных измерений. То, что для различных моделей фитопланктонной взвеси были получены близкие спектры R_{rs} , в очередной раз демонстрирует некорректность обратной задачи восстановления величины Хл по данным дистанционного зондирования.

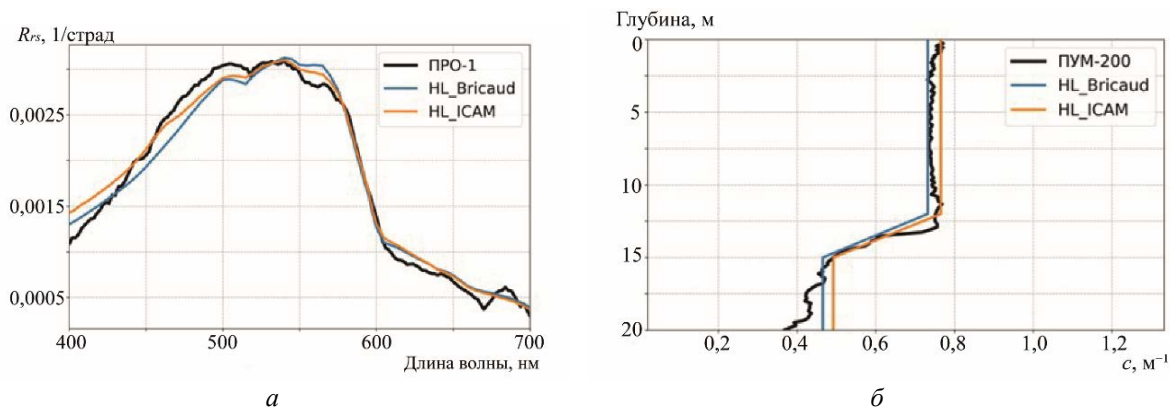


Рис. 1. Сравнение спектров R_{rs} : моделируемого при помощи HL и измеренного ПРО-1 (а); сравнение профилей $c(530)$: моделируемого при помощи HL и измеренного ПУМ-200 (б); представлены два варианта настройки модели HydroLight (HL_Bricaud и HL_ICAM).

Чувствительность спутниковых алгоритмов. На основе базовых моделей с оптимальными параметрами ($Xл^* = 0,4 \text{ мг/м}^3$, $a_g(443)^* = 0,2 \text{ м}^{-1}$), варьируя эти параметры, были рассчитаны наборы модельных спектров R_{rs} . Вариации параметров $Xл$ и $a_g(443)$ были заданы с помощью множителя к их оптимальному значению. Для $Xл$ множитель изменялся в диапазоне 0,5–4 с шагом 0,5; для $a_g(443)$ — в диапазоне 0,3–2,7 с шагом 0,3. Полученные наборы модельных спектров R_{rs} были использованы для пробного тестирования чувствительности алгоритмов оценки концентрации $Xл$ при наличии опресненного верхнего слоя с высоким содержанием ОРОВ и взвешенного вещества. Применялись региональный регрессионный алгоритм K17 [1] и стандартный полуаналитический алгоритм GIOP [20].

Региональный регрессионный алгоритм K17 разработан на основе данных подспутниковых измерений $Xл$ в 2007, 2011 и 2013–2015 гг. В сравнении с предыдущей версией регионального алгоритма [21], позволяет с лучшей точностью делать оценки $Xл$ по спутниковым данным в малопродуктивных водах с $Xл < 1 \text{ мг/м}^3$. Вычисление $Xл$ проводится по простой регрессионной формуле через индекс цвета $R_{rs}(531)/R_{rs}(547)$.

Алгоритм GIOP позволяет рассчитать спектральные показатели поглощения и рассеяния назад компонентами морской воды, в частности ОРОВ, фитопланктона и частиц, не относящихся к фитопланктонной взвеси. Для расчётов при помощи GIOP был использован спектр R_{rs} в диапазоне 400–700 нм. Оценка концентрации $Xл$ выполняется через величину показателя поглощения фитопланктоном с помощью модели [22].

На рис. 2 показаны изменения относительных ошибок определения концентрации хлорофилла RE $Xл$ в зависимости от используемой в модельных расчетах величины $Xл$ для двух вариантов моделирования спектров $R_{rs}(\lambda)$. Во всех случаях полученные оценки $Xл$ превышали модельные величины $Xл$. Для обоих алгоритмов диапазон восстановленных величин $Xл$ был меньше, чем используемый при моделировании. Если модельный $Xл$ варьировался в диапазоне 0,2–1,6 мг/м^3 , то восстановленные с помощью K17 величины $Xл$ были в диапазоне 0,7–1,0 мг/м^3 . При использовании GIOP диапазоны оценок $Xл$ составили 1,4–2,6 и 1,2–5,3 мг/м^3 , при использовании HL_Bricaud и HL_ICAM соответственно. При данных значениях $a_g(443)^*$ и b_0 , независимо от способа моделирования поглощения взвесью, алгоритм K17 позволяет восстановить величину $Xл$ с приемлемой точностью (меньше 50 %) для $Xл \geq 0,6 \text{ мг/м}^3$. Для $Xл^*=0,4 \text{ мг/м}^3$ алгоритм K17 завышает оценки $Xл$ примерно в 2 раза. При уменьшении модельного $Xл$ в 2 раза ошибка восстановления доходит до 300 %. Хотя алгоритм K17 позволил улучшить точность для менее продуктивных вод с $Xл < 1,0 \text{ мг/м}^3$ по сравнению с предыдущим [21], согласно нашим пробным расчетам точность K17 для вод с $Xл < 0,6 \text{ мг/м}^3$ далека от приемлемой. Алгоритм GIOP в стандартном варианте плохо справляется со своей задачей для Карского моря. Необходима настройка GIOP под региональные особенности аналогично тому, как это было сделано для в Атлантического сектора Южного океана [23].

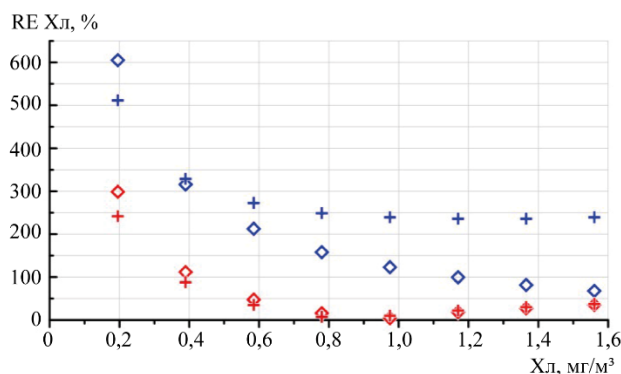


Рис. 2. Относительные ошибки алгоритмов оценки концентрации Хл по модельным спектрам $R_{rs}(\lambda)$ в зависимости от используемой в модели величины Хл.

Синими значками показаны результаты для GIOP; красными — K17; ромбами — при использовании HL_Bricaud; крестиками — HL_ICAM.

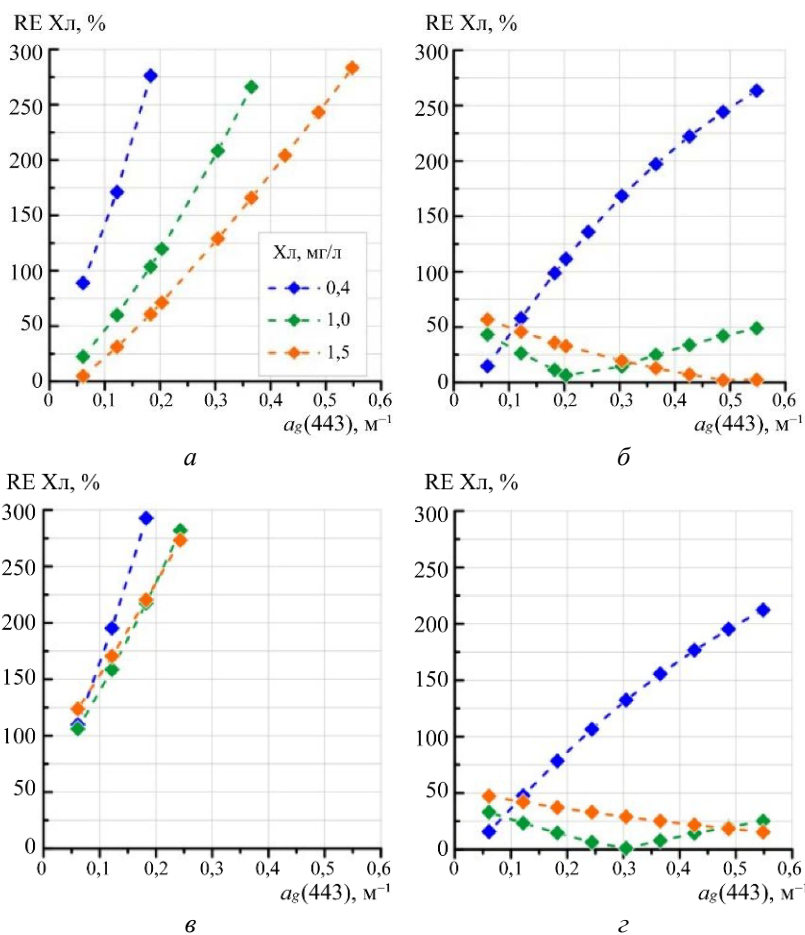


Рис. 3. Относительные ошибки алгоритмов оценки концентрации Хл в зависимости от величин $a_g(443)$, используемых в модельных расчетах спектров $R_{rs}(\lambda)$.

$a, в$ — представлены результаты для алгоритма GIOP; $б, г$ — для K17;
 $a, б$ — в случае HL_Bricaud; $в, г$ — HL_ICAM.

Чтобы более детально изучить чувствительность рассматриваемых алгоритмов в продуктивных водах, были проведены дополнительные модельные расчеты спектров $R_{rs}(\lambda)$ для концентраций Хл равных 1,0 и 1,5 мг/м³ с теми же вариациями для $a_g(443)$, как это было при расчетах для Хл* = 0,4 мг/м³. Полученные относительные ошибки исследуемых алгоритмов для

трех модельных значений Хл в зависимости от содержания ОРОВ для двух вариантов моделирования представлены на рис. 3. Точки с RE Хл > 300 % не показаны.

Для случая Хл = 0,4 мг/м³ относительные ошибки для обоих алгоритмов существенно снижаются при уменьшении $a_g(443)$. Однако для GIOP даже для самых маленьких модельных величин $a_g(443) = 0,06 \text{ м}^{-1}$ оценки Хл завышены примерно в 2 раза. Для более продуктивных вод ошибки GIOP проявляют такую же зависимость от содержания ОРОВ, и даже снижаются до приемлемых 22 % и 5 % для минимального модельного ОРОВ в случае использования модели HL_Bricaud. При использовании спектров $R_{rs}(\lambda)$ по модели HL_ICAM не зависимо от продуктивности вод и содержания ОРОВ получаемые оценки Хл завышены в 2–11 раз.

В случае использования K17 в продуктивных водах для всего диапазона модельных $a_g(443)$ не превышают 60 % и несколько ниже в случае HL_ICAM. При этом, если для Хл=1 мг/м³ минимальные ошибки получаются при $a_g(443) 0,2\text{--}0,3 \text{ м}^{-1}$, то для Хл = 1,5 мг/м³ — при более высоких величинах $a_g(443) \approx 0,5 \text{ м}^{-1}$. Что свидетельствует о том, что регрессионный алгоритм K17, разработанный по данным в Карском море, уже учитывает характерное соответствие между величинами Хл и ОРОВ в этом море.

Таким образом, пробное тестирование алгоритмов показало, что региональный алгоритм можно применять с допустимой точностью менее 60 % для продуктивных вод (Хл > 0,5 мг/м³) независимо от количества ОРОВ. А для GIOP необходима настройка под региональные особенности Карского моря.

Выводы. Выполнена настройка гидрооптической модели, позволяющая с хорошей точностью воспроизвести измеренные спектр коэффициента яркости моря и профиль ослабления для станции в Карском море при наличии поверхностного опресненного слоя. А также провести пробное тестирование чувствительности спутниковых алгоритмов определения концентрации хлорофилла к характеристикам ПОС. В дальнейшем требуется проведение более детальных исследований влияния различных параметров рассеяния в модели HL на спектры R_{rs} с привлечением большего массива данных измерений в Карском море. Такая настройка HL для вод второго типа позволит провести проверку точности, а также условия применимости спутниковых алгоритмов оценки хлорофилла в Карском море.

Литература

1. 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.
2. Vereshchaka A. L., Lunina A. A., Mikaelyan A. S. Surface chlorophyll concentration as a mesoplankton biomass assessment tool in the Southern Ocean region // Global Ecology and Biogeography. 2022. Vol. 31, № 3. P. 405–424.
3. Marrari M., Piola A. R., Valla D. Variability and 20-Year Trends in Satellite-Derived Surface Chlorophyll Concentrations in Large Marine Ecosystems around South and Western Central America // Frontiers in Marine Science. 2017. Vol. 4. P. 372.
4. Вазюля С. В., Копелевич О. В., Шеберстов С. В., Артемьев В. А. Оценка по спутниковым данным показателей поглощения окрашенного органического вещества и диффузного ослабления солнечного излучения в водах Белого и Карского морей // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2014. Т. 11, № 4. С. 31.
5. Korchemkina E., Deryagin D., Pavlova M., Kostyleva A., Kozlov I. E., Vazyulya S. Advantage of Regional Algorithms for the Chlorophyll-a Concentration Retrieval from In Situ Optical Measurements in the Kara Sea // Journal of Marine Science and Engineering. 2022. Vol. 10, № 11. P. 1587.
6. 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. Vol. 50. P. 657–667.
7. 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.
8. 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.
9. Кравчишина М. Д., Кловиткин 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 взаимодействии с самолетом-лабораторией ТУ-134 «Оптик» в Карском море // Океанология. 2023. Т. 63, № 3. С. 492–495.

Фундаментальные проблемы теории переноса излучения, распространение излучения в воде и подводное видение.
Первичные гидрооптические характеристики; оптика полярных морей; изменчивость гидрооптических характеристик в зависимости от гидрофизических процессов

10. *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.
11. *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.
12. *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. Vol. 40. P. 139–145.
13. *Артемяев В. А., Таскаев В. Р., Григорьев А. В.* Автономный прозрачномер ПУМ-200 // *Современные методы и средства океанологических исследований (МСОИ-2021)*. 2021. С. 25–28.
14. *Mobley C. D., Stramski D., Bissett W. P., Boss E.* Optical Modeling of Ocean Waters: Is the Case 1 - Case 2 Classification Still Useful? // *Oceanography*. 2004. Vol. 17, № 2. P. 60–67.
15. *Pope R. M., Fry E. S.* Absorption spectrum (380–700 nm) of pure water II Integrating cavity measurements // *Applied Optics*. 1997. Vol. 36, № 33. P. 8710.
16. *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, № 21. P. 25093–25108.
17. *Mobley C. D.* Light and water: radiative transfer in natural waters // C. D. Mobley, San Diego: Academic Press, 1994. 592 p.
18. *Loisel H., Morel A.* Light scattering and chlorophyll concentration in case 1 waters: A reexamination // *Limnology and Oceanography*. 1998. Vol. 43, № 5. P. 847–858.
19. *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, № 30. P. 6289.
20. *Werdell P. J., Franz B. A., Bailey S. W. et al.* Generalized ocean color inversion model for retrieving marine inherent optical properties // *Applied Optics*. 2013. Vol. 52, № 10. P. 2019–2037.
21. *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.
22. *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.
23. *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, 29th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics, Atmospheric Physics*, 2023.

Данные судовых измерений получены в рамках государственного задания ИО РАН по теме № FMWE-2021-0001. Обработка данных проводилась по гранту РФФИ № 21-77-10059.

СПЕКТРАЛЬНАЯ ПРОЗРАЧНОСТЬ ВОДЫ ТЕЛЕЦКОГО ОЗЕРА

О. Б. Акулова, канд. техн. наук, В. И. Букатый, д-р. физ.-мат. наук, В. В. Кириллов, канд. биол. наук

Институт водных и экологических проблем СО РАН, Барнаул, Россия

WATER SPECTRAL TRANSPARENCY OF LAKE TELETSKOYE

O. B. Akulova, Ph.D., V. I. Bukaty, Dr.Sc., V. V. Kirillov, Ph.D.

Institute for Water and Environmental Problems, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences,
Barnaul, Russia

В работе приводятся результаты многолетних измерений спектральной прозрачности (коэффициента пропускания) воды на длине волны 430 нм в поверхностном слое Телецкого озера, дополненные новыми летними данными 2022 года. Оценивается влияние основных оптически активных компонентов озёрной воды на изменение показателя ослабления света (на длинах волн 430 и 550 нм). Показано, что доминирующими оптическими компонентами в озёрной воде являются жёлтое вещество и взвесь. Дополнительно рассчитаны концентрации жёлтого вещества и фотосинтетических пигментов водорослей фитопланктона. Также представлена многолетняя динамика концентраций хлорофилла а по акватории озера.

The work presents the results of long-term measurements of the spectral transparency (transmittance) of water at a wavelength of 430 nm in the surface layer of Lake Teletskoye, supplemented by new summer data from 2022. The influence of the main optically active components of lake water on the change in the indicator of light attenuation (at wavelengths of 430 and 550 nm) is estimated. It has been shown that the dominant optical components in lake water are yellow matter and suspension. Concentrations of yellow matter and photosynthetic pigments of phytoplankton algae are additionally calculated. The long-term dynamics of chlorophyll a concentrations in the lake water area is also presented.

Введение. Неотъемлемой частью комплексных исследований, проводимых на внутренних водоёмах — озёрах, прудах и водохранилищах, является изучение процессов распространения света в природной воде [1–5]. Вертикальное распределение света в конкретных водных объектах в значительной степени зависит от физических, химических и биологических характеристик водных масс и, в то же время, определяет интенсивность фотосинтеза и количество первичной продукции, а также условия формирования и функционирования планктона, бентоса и других водных экологических сообществ. В связи с этим в Институте водных и экологических проблем СО РАН с 1990-х гг. проводятся многолетние работы по исследованию различных гидрооптических, гидробиологических и гидрохимических характеристик на репрезентативных водоёмах Западной Сибири, в том числе на Телецком озере.

Известно [6–9], что важнейшей характеристикой, используемой для количественной оценки условий распространения света в воде (энергии оптического излучения), является спектральная прозрачность. Среди основных первичных гидрооптических характеристик также выделяют показатели поглощения, рассеяния и ослабления света, относительную прозрачность и др.

Цель работы — проведение исследований на Телецком озере в летний период 2022 г. для изучения гидрооптических и гидробиологических характеристик, оценки качества воды и трофности, для обоснования комплексного экологического мониторинга состояния водных объектов юга Западной Сибири.

Материалы и методы. Исследования гидрооптических характеристик (показателя ослабления света $\epsilon(\lambda)$ озёрной водой, показателя поглощения света жёлтым веществом $k_{жв}(\lambda)$ и относительной прозрачности, измеренной с помощью диска Секки Z, по акватории Телецкого озера выполнили летом (с 1 по 5 августа 2022 г.) в период экспедиций, организованных ИВЭП СО РАН. Пробы воды из поверхностного слоя озера (21 проба) отбирали батометром с борта научно-исследовательского судна. Благодарим старшего научного сотрудника лаборатории

Фундаментальные проблемы теории переноса излучения, распространение излучения в воде и подводное видение.
Первичные гидрооптические характеристики; оптика полярных морей; изменчивость гидрооптических характеристик в зависимости от гидрофизических процессов

гидробиологии Е. Ю. Митрофанову за предоставленные данные измерений относительной прозрачности, отобранные пробы озёрной воды и их фильтрацию. В лаборатории провели 208 отдельных измерений спектральной прозрачности (коэффициента пропускания) воды на четырёх длинах волн (430, 450, 550 и 670 нм) на спектрофотометре ПЭ-5400УФ; использовали стеклянные кюветы с рабочей длиной 50 мм. Точки отбора проб на водоёме приведены на рис. 1, их топонимическое обозначение и координаты — в табл. 1. Морфометрические данные объекта исследования подробно описаны в работе [10].

Таблица 1

Точки отбора проб и их координаты

Точки	Топонимическое название	Координаты точек
002	р. Чулышман (пелагиаль)	51,377979 N 87,785950 E
008	п. Беле (пелагиаль)	51,431219 N 87,754759 E
014	р. Чулюш (пелагиаль)	51,484329 N 87,729600 E
019	м. Сыракту (пелагиаль)	51,536389 N 87,699309 E
021	р. Кокши (пелагиаль)	51,566719 N 87,667690 E
023	м. Вакты (пелагиаль)	51,611369 N 87,666289 E
025	р. Адамыш (пелагиаль)	51,644630 N 87,663039 E
028	р. Талду-коол (пелагиаль)	51,673009 N 87,666040 E
031	р. Б. Корбу (пелагиаль)	51,703650 N 87,661079 E
033	м. Отык-Таш (пелагиаль)	51,725529 N 87,653270 E
036	р. Камга (пелагиаль)	51,757910 N 87,660340 E
037	р. Камга (пелагиаль)	51,781840 N 87,689480 E
038	р. Камга (литораль)	51,796559 N 87,713940 E
040	п. Яйлю (пелагиаль)	51,753989 N 87,604159 E
045	м. Ажу (пелагиаль)	51,740009 N 87,508769 E
101	р. Кыга (пелагиаль)	51,357529 N 87,823099 E
103	р. Кыга (литораль)	51,351900 N 87,843240 E
106	с. Артыбаш (пелагиаль)	51,787989 N 87,301630 E
111	р. Чулышман (литораль)	51,356019 N 87,779039 E
112	р. Самыш (пелагиаль)	51,763839 N 87,381160 E
113	Каменный залив (пелагиаль)	51,780219 N 87,325799 E

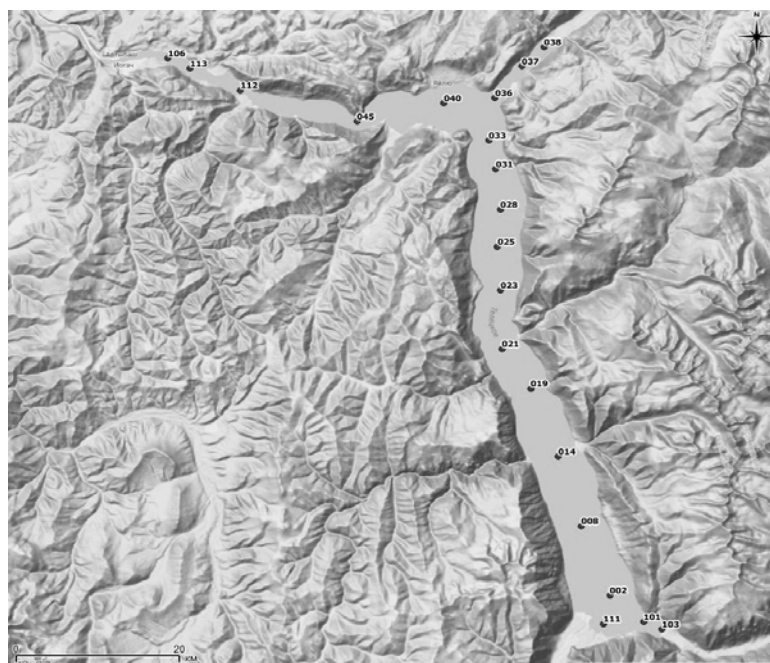


Рис. 1. Картосхема точек отбора проб на озере Телецкое.

Для определения спектральной прозрачности воды применили спектрофотометрический метод, в основу которого, как известно, положен принцип измерения отношения интенсивностей двух световых потоков, проходящих через объёмы с исследуемой и эталонной средами. Расчёты $\varepsilon(\lambda)$ (при натуральном основании логарифма) провели по формуле

$$\varepsilon(\lambda) = (1/L) \cdot \ln(1/T(\lambda)), \quad (1)$$

вытекающей из закона Бугера, где λ — длина волны света; L — длина кюветы; $T(\lambda) = I(\lambda)/I_0(\lambda)$ — прозрачность в относительных единицах; $I(\lambda)$, $I_0(\lambda)$ — интенсивности прошедшего и падающего света соответственно.

Показатель поглощения света жёлтым веществом $\kappa_{\text{жв}}(\lambda)$ определили после измерения спектральной прозрачности воды, очищенной от взвеси фильтрованием с использованием мембран «Владипор» типа МФАС-ОС-1 с диаметром пор 0,22 мкм. Максимальная абсолютная погрешность показателей ослабления света и поглощения света жёлтым веществом составила $0,1 \text{ м}^{-1}$.

Концентрации основных фотосинтетических пигментов водорослей фитопланктона определили стандартным спектрофотометрическим методом по ГОСТу 17.1.4.02-90. Дополнительно рассчитали концентрации жёлтого вещества согласно работам [11, 12].

Относительный спектральный вклад оптически активных компонентов озёрной воды (взвеси, жёлтого вещества, хлорофилла a и чистой воды) в $\varepsilon(\lambda)$ в поверхностном слое исследуемого водоёма рассчитали с использованием модифицированной полуэмпирической спектральной модели показателя ослабления света [13], которая впервые предложена О.В. Копелевичем в работе [6] и имеет вид

$$\varepsilon(\lambda) = \kappa_{\text{хл}}(\lambda) + \kappa_{\text{жв}}(\lambda) + \sigma_{\text{мол}}(\lambda) + \sigma_{\text{вз}}(\lambda) + \kappa_{\text{чв}}, \quad (2)$$

где $\kappa_{\text{хл}}(\lambda)$ и $\kappa_{\text{жв}}(\lambda)$ — спектральные показатели поглощения хлорофиллом a и жёлтым веществом, соответственно; $\sigma_{\text{мол}}(\lambda)$ — спектральный показатель молекулярного рассеяния чистой водой; $\sigma_{\text{вз}}(\lambda)$ — спектральный показатель рассеяния взвесью; $\kappa_{\text{чв}}(\lambda)$ — спектральный показатель поглощения чистой водой. Как видно из данного выражения, спектральное ослабление света описано с помощью трёхпараметрической модели. Рассчитанный нами показатель ослабления по формуле (1) не содержит данные о показателе ослабления чистой водой $\varepsilon_{\text{чв}}(\lambda) = \kappa_{\text{чв}}(\lambda) + \sigma_{\text{мол}}(\lambda)$. Таким образом, в формуле (2) значения $\varepsilon(\lambda)$, полученные из измерений на спектрофотометре, должны суммироваться со значениями $\varepsilon_{\text{чв}}(\lambda)$, взятых из справочных данных [14, 15], что и выполнено в наших исследованиях.

Показатель поглощения хлорофиллом рассчитали по формуле

$$\kappa_{\text{хл}}(\lambda) = \kappa_{\text{уд.хл}}(\lambda) \cdot C_{\text{хл}}. \quad (3)$$

Здесь $C_{\text{хл}}$ — концентрация хлорофилла a , в $\text{мг}/\text{м}^3$, $\kappa_{\text{уд.хл}}(\lambda)$ — удельный показатель поглощения хлорофиллом, в $\text{м}^2/\text{мг}$, его значения приведены в работе [6]. Для расчётов $\kappa_{\text{чв}}(\lambda)$ использовали табличные данные [14, 15], а для $\sigma_{\text{мол}}(\lambda)$ — взяли из работы [14].

Так как в эксперименте определяли параметр $\kappa_{\text{жв}}(\lambda)$, то спектральный показатель рассеяния взвесью $\sigma_{\text{вз}}(\lambda)$ можно найти по формуле

$$\sigma_{\text{вз}}(\lambda) = \varepsilon(\lambda) - [\kappa_{\text{хл}}(\lambda) + \kappa_{\text{жв}}(\lambda) + \sigma_{\text{мол}}(\lambda) + \kappa_{\text{чв}}(\lambda)]. \quad (4)$$

Результаты и обсуждения. В результате измерений и расчётов получено, что значения спектрального показателя ослабления света $\varepsilon(\lambda)$ в поверхностном слое озера в период летнего нагревания воды (выезд 1–5 августа 2022 г.) находились в диапазоне $0,2$ – $2,7 \text{ м}^{-1}$, показателя поглощения света жёлтым веществом $\kappa_{\text{жв}}(\lambda)$ при $\lambda = 450 \text{ нм}$ – $0,2$ – $1,6 \text{ м}^{-1}$. В качестве примера на рис. 2 приведены межгодовые изменения величины $\varepsilon(\lambda)$ при $\lambda = 430 \text{ нм}$ за шестилетний период исследований на озере.

Исследования озера летом 2022 г. показали отсутствие значительных изменений в

Фундаментальные проблемы теории переноса излучения, распространение излучения в воде и подводное видение.
Первичные гидрооптические характеристики; оптика полярных морей; изменчивость гидрооптических характеристик в зависимости от гидрофизических процессов

многолетней динамике гидрооптических характеристик (за период 2017–2022 гг.), что свидетельствует о сохранении олиготрофности экосистемы и высокого качества воды Телецкого озера в условиях увеличения хозяйственной деятельности на водоёме и его водосборном бассейне.

Величины относительной прозрачности, измеренной с помощью диска Секки за период исследований в 2022 г., находились в диапазоне 3,1–8,3 м со средним значением 6,1 м.

Значения концентрации жёлтого вещества $C_{жв}$ в поверхностном слое оз. Телецкое в 2022 г. изменялись в пределах от 0,9 г/м³ до 7,5 г/м³.

Концентрация хлорофилла *a* за время наблюдений варьировала в пределах от 1,4 до 3,7 мг/м³, средняя величина составила 2,1 мг/м³. Значения концентраций хлорофилла *b* в поверхностном слое Телецкого озера за период наблюдений изменялись в пределах от 0,4 до 1,8 мг/м³, хлорофилла *c* – от 2,3 до 6,9 мг/м³, каротиноидов — от 0,3 до 1,9 мкг/дм³. На рис. 3 представлены результаты определения концентраций хлорофилла *a* за шесть лет. Наибольшие концентрации были получены в 2021 и 2022 гг. в связи с более поздним периодом исследования.

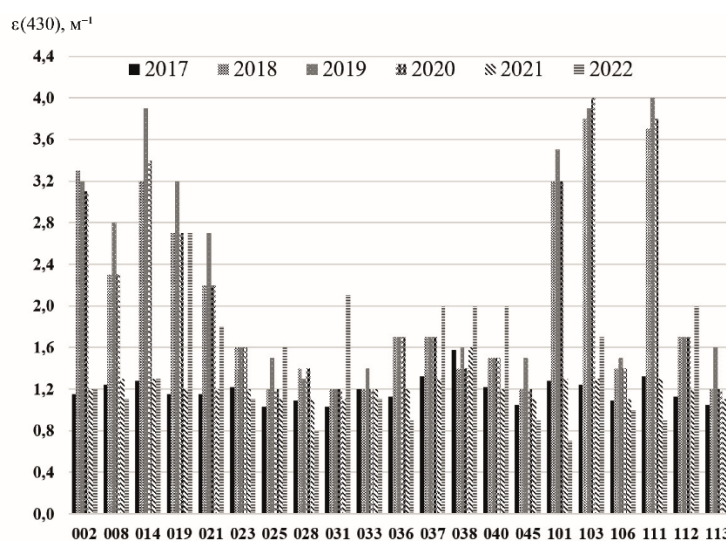


Рис. 2. Динамика $\epsilon(\lambda)$ в различных точках озера в период 2017–2022 гг.

(2017 г., 7–11 июля; 2018 г., 19–23 июня; 2019 г., 1–5 июля; 2020 г., 24–29 июня; 2021 г., 29 июля–1 августа; 2022 г., 1–5 августа).

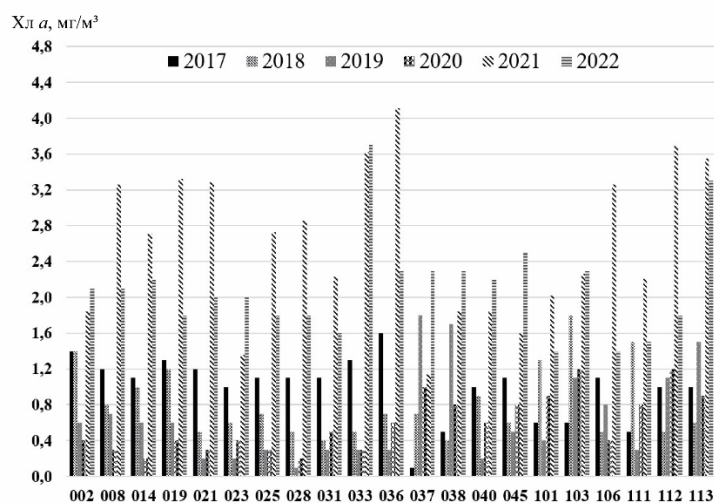


Рис. 3. Значения летних концентраций хлорофилла *a* в поверхностном слое Телецкого озера в период 2017–2022 гг.

Трофический статус Телецкого озера в целом можно охарактеризовать, как олиготрофный водоём с чертами мезотрофности в заливах и устьях крупных притоков рек. Это подтверждается как нашими данными, так и данными других исследователей, например, по фито-зоопланктону и фитобентосу [16–21].

В результате расчётов спектрального вклада оптически активных компонентов озёрной воды в спектральный показатель ослабления света $\varepsilon(\lambda)$ для поверхностного слоя озера Телецкое в различных точках отбора проб получено, что наибольшее оптическое влияние на суммарное ослабление оказывают жёлтое вещество (ЖВ) и взвесь (табл. 2). Наибольший вклад ЖВ при $\lambda = 430$ нм приходится на пелагиальную часть рек Камга и Самыш, где он составляет 90,0 %. При длине волны 550 нм вклад жёлтого вещества варьирует в пределах от 33,3 % (пелагиальная часть р. Камга) до 88,8% (пелагиальная часть п. Яйлю). Взвесь даёт максимальный вклад в показатель ослабления света при $\lambda = 430$ нм в точке 014 (пелагиальная часть р. Чулюш) и составляет 40,3 %. Вклад взвеси возрастает до 46,1 % (точка 002 — пелагиальная часть р. Чулышман) при $\lambda = 550$ нм. Чистая вода вносит несущественный вклад в ослабление света при $\lambda = 430$ нм на всех точках и составляет не более 0,1 %, но резко увеличивается в зелёной области спектра — до 28,2 % при $\lambda = 550$ нм. Вклад хлорофилла при $\lambda = 430$ нм находился в диапазоне от 3,2 до 29,3 %, при $\lambda = 550$ нм – от 0,8 % до 10,5 %. Молекулярное рассеяние света чистой водой в исследуемом спектральном интервале не вносит ощутимый вклад и составляет около 0,1%. Таким образом, для вод Телецкого озера жёлтое вещество и взвесь оказались наиболее значимыми оптически активными компонентами, влияющие на суммарный показатель ослабления света.

Таблица 2

Спектральный вклад компонентов озёрной воды (%) в показатель ослабления света в поверхностном слое озера Телецкое в 2022 г.

Длина волны света λ , нм	Показатели поглощения			Показатели рассеяния	Показатель ослабления света $\varepsilon(\lambda)$, м ⁻¹
	$\frac{k_{чв}(\lambda)}{\varepsilon(\lambda)}$	$\frac{k_{жв}(\lambda)}{\varepsilon(\lambda)}$	$\frac{k_{хл}(\lambda)}{\varepsilon(\lambda)}$	$\frac{\sigma_{вз}(\lambda) + \sigma_{мол}(\lambda)}{\varepsilon(\lambda)}$	
1	2	3	4	5	6
002 (при $C_{хл} = 2,1$ мг/м ³)					
430	0,1	58,3	14,0	27,6	1,2
550	11,3	40,0	2,6	46,1	0,5
008 (при $C_{хл} = 2,1$ мг/м ³)					
430	0,1	63,6	15,3	21,0	1,1
550	18,8	66,6	4,3	10,3	0,3
014 (при $C_{хл} = 2,2$ мг/м ³)					
430	0,1	46,1	13,5	40,3	1,3
550	14,1	50,0	3,5	32,4	0,4
019 (при $C_{хл} = 1,8$ мг/м ³)					
430	0,1	62,9	5,3	31,7	2,7
550	4,0	50,0	0,8	45,2	1,4
021 (при $C_{хл} = 2,0$ мг/м ³)					
430	0,1	77,7	8,8	13,4	1,8
550	7,0	75,0	1,6	16,4	0,8
023 (при $C_{хл} = 2,0$ мг/м ³)					
430	0,1	45,5	14,5	39,9	1,1
550	18,8	66,6	4,3	10,3	0,3
025 (при $C_{хл} = 1,8$ мг/м ³)					
430	0,1	75,0	9,0	15,9	1,6
550	7,0	75,0	1,5	16,5	0,8
028 (при $C_{хл} = 1,8$ мг/м ³)					
430	0,1	50,0	18,0	31,9	0,8
550	28,2	50,0	6,0	15,8	0,2

Продолжение табл. 2

1	2	3	4	5	6
031 (при $C_{хл} = 1,6 \text{ мг/м}^3$)					
430	0,1	80,9	6,1	12,9	2,1
550	5,6	80,0	1,0	13,4	1,0
033 (при $C_{хл} = 3,7 \text{ мг/м}^3$)					
430	0,1	63,6	26,9	9,4	1,1
550	18,8	66,6	8,0	6,6	0,3
036 (при $C_{хл} = 2,3 \text{ мг/м}^3$)					
430	0,1	44,4	20,4	35,1	0,9
550	18,8	33,3	5,0	42,9	0,3
037 (при $C_{хл} = 2,3 \text{ мг/м}^3$)					
430	0,1	90,0	3,2	6,7	2,0
550	5,6	80,0	1,5	12,9	1,0
038 (при $C_{хл} = 2,3 \text{ мг/м}^3$)					
430	0,1	85,0	9,2	5,7	2,0
550	7,0	87,5	1,8	3,7	0,8
040 (при $C_{хл} = 2,2 \text{ мг/м}^3$)					
430	0,1	85,0	8,8	6,1	2,0
550	6,3	88,8	1,5	3,4	0,9
045 (при $C_{хл} = 2,5 \text{ мг/м}^3$)					
430	0,1	55,5	22,2	22,2	0,9
550	28,2	50,0	8,0	13,8	0,2
101 (при $C_{хл} = 1,4 \text{ мг/м}^3$)					
430	0,1	71,4	16,0	12,5	0,7
550	28,2	50,0	4,5	17,3	0,2
103 (при $C_{хл} = 2,3 \text{ мг/м}^3$)					
430	0,1	82,3	10,8	6,8	1,7
550	5,6	80,0	1,5	12,9	1,0
106 (при $C_{хл} = 1,4 \text{ мг/м}^3$)					
430	0,1	80,0	11,2	8,7	1,0
550	28,2	50,0	4,5	17,3	0,2
111 (при $C_{хл} = 1,5 \text{ мг/м}^3$)					
430	0,1	66,6	13,3	20,0	0,9
550	28,2	50,0	4,5	17,3	0,2
112 (при $C_{хл} = 1,8 \text{ мг/м}^3$)					
430	0,1	90,0	7,2	2,7	2,0
550	5,6	80,0	1,2	13,2	1,0
113 (при $C_{хл} = 3,3 \text{ мг/м}^3$)					
430	0,1	77,7	29,3	7,1	0,9
550	28,2	50,0	10,5	11,3	0,2

Заключение. В период летнего нагревания воды (1–5 августа 2022 г.) проведены исследования на глубоководном, олиготрофном водоёме — озере Телецкое. Получены новые натурные (гидрооптические и гидробиологические) данные по сезонной изменчивости спектрального показателя ослабления света $\epsilon(\lambda)$, спектрального показателя поглощения света жёлтым веществом $\kappa_{жв}(\lambda)$, относительной прозрачности по диску Секки Z , концентраций жёлтого вещества $C_{жв}$, хлорофиллов a , b , c , каротиноидов для оценки качества воды и трофности, для обоснования комплексного экологического мониторинга состояния водных объектов Западной Сибири. Отсутствие значительных изменений по исследованным гидрооптическим и гидробиологическим характеристикам за период 2017–2022 гг. свидетельствует о сохранении в многолетнем аспекте олиготрофности экосистемы и высокого качества воды Телецкого озера в условиях увеличения хозяйственной деятельности на водоёме и его водосборном бассейне. Универсальность используемой в работе физической модели ослабления света в водных средах разного типа позволяет оперативно определять в динамике непосредственно физические

параметры отдельных компонентов воды, в частности, концентрацию и размеры частиц взвеси, хлорофилла, жёлтого вещества, а также трофический статус водоёмов по их оптическим свойствам.

Литература

1. Адаменко В. Н., Кондратьев К. Я., Поздняков Д. В., Чехин Л. П. Радиационный режим и оптические свойства озёр. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 295 с.
2. Показеев К. В., Филатов Н. Н. Гидрофизика и экология озёр. М.: 2002. Т.1, 275 с.
3. Тимченко В. М. Экологическая гидрология водоёмов Украины. Киев: Наукова Думка, 2006. 384 с.
4. Буднев Н. М. Оптика Байкала // Природа. 2012. № 4. С. 11–22.
5. Akulova O. B., Bukaty V. I. Evaluation of water suspension effect on spectral light attenuation in Novosibirsk reservoir // *Limnology and Freshwater Biology*. 2019. № 5. P. 312–315. doi:10.31951/2658-3518-2019-A-5-312.
6. Копелевич О. В. Малопараметрическая модель оптических свойств морской воды // Оптика океана. Т.1. Физическая оптика океана / Под ред. А. С. Монины. М.: Наука, 1983. С. 208–235.
7. Шифрин К. С. Введение в оптику океана. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 278 с.
8. Карбышев С. Ф., Кириллова Т. В., Ковальская Г. А., Павлов В. Е. Спектральная прозрачность поверхностного слоя воды в Телецком озере // Междунар. конф. «Экология Сибири, Дальнего Востока и Арктики». Томск, 2001. С. 115–117.
9. Суторихин И. А., Коломейцев А. А., Литвиненко С. А. Гидрооптические параметры воды Телецкого озера в период устойчивой летней и зимней температурной стратификации // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2020. Т. 13, № 2. С. 35–42. doi:10.7868/S2073667320020045.
10. Селегей В. В., Дехандсхюттер Б., Клеркс Я., Высоцкий Е. М., Перепелова Т. И. Физико-географическая и геологическая характеристика Телецкого озера // *Тр. Деп. геологии. Королевский Музей Центральной Африки, Тервюрен, Бельгия*, 2001. Т. 105, 310 с.
11. Маньковский В. И. Жёлтое вещество в поверхностных водах восточной части Тропической Атлантики // *Морской гидрофизический журнал*. 2015. № 3. С. 53–61.
12. Nyquist G. Investigation of some optical properties of sea water with special reference to lignin sulfonates and humic substances. PhD Thesis, Dept. Analytical and Marine Chemistry. Göteborg University, Göteborg, Sweden, 1979. 200 p.
13. Акулова О. Б. Разработка методов и измерительно-вычислительного комплекса для оценки экологически значимых гидрооптических характеристик пресноводных водоёмов (на примере озёр Алтайского края). Дис. ... канд. тех. наук. Барнаул: ИВЭП СО РАН, 2015. 176 с.
14. Pore R. M., Fry E. S. Absorption spectrum (380–700 nm) of pure water. II Integration cavity measurements // *Appl. Opt.* 1997. Vol. 36, N 33. P. 8710–8723.
15. Smith R. C., Baker K. S. Optical properties of the clearest natural waters (200–800 nm) // *Appl. Opt.* 1981. Vol. 20, № 2. P. 177–184.
16. Зуйкова Е. И. Сезонная динамика численности и биомассы зоопланктона Телецкого озера // *Биологическая продуктивность водоёмов Западной Сибири: Материалы науч. конф. Новосибирск, 1997. С. 207–208.*
17. Пузанов А. В., Безматерных Д. М., Зиновьев А. Т., Кириллов В. В., Дьяченко А. В., Митрофанова Е. Ю., Рождественская Т. А., Горбачев И. В. Комплексные экологические исследования Телецкого озера в 2018 г. // *Полевые исследования в Алтайском биосферном заповеднике*. 2019. № 1. С. 68–75.
18. Яныгина Л. В., Ковешников М. И., Крылова Е. Н., Марусин К. В. Пространственное распределение зообентоса Телецкого озера // *Озерные экосистемы: биологические процессы, антропогенная трансформация, качество воды*. Минск: Издательский центр БГУ, 2007. С. 274.
19. Митрофанова Е. Ю., Воробьев Р. И., Бурмистрова О. С. Гидробиологические исследования литорали Телецкого озера (АЛТАЙ, Россия) в 2018 году // *Полевые исследования в Алтайском биосферном заповеднике*. 2019. № 1. С. 22–30.
20. Винокурова Г. В., Суторихин И. А., Коломейцев А. А., Фроленков И. М. Анализ состояния биологических сообществ континентального водоема с использованием гидрооптических характеристик // *Биология внутренних вод*. 2021. № 2. С. 142–150. doi:10.31857/S0320965221010162.
21. Kirillova T. V., Kirillov V. V., Lovtskaya O. V. The dynamics of phytoplankton pigment characteristics of Lake Teletskoye phytoplankton // *Hydrobiologia*. 2006. 568. P. 45–55.

Работа выполнена с использованием научного оборудования ЦКП научно-исследовательскими судами ИВЭП СО РАН в рамках государственного задания (№ гос. регистрации проекта АААА-А17-117041210241-4).

ДИСТАНЦИОННОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ, ВКЛЮЧАЯ СПУТНИКОВЫЕ ДАТЧИКИ ЦВЕТА И ЛИДАРЫ

ВЛИЯНИЕ ДОПОЛНИТЕЛЬНОЙ КОРРЕКЦИИ НА СООТВЕТСТВИЕ ДАННЫХ ДИСТАНЦИОННОГО ИЗМЕРЕНИЯ КОЭФФИЦИЕНТА ЯРКОСТИ 2-ГО УРОВНЯ ДАННЫМ *in situ* ДЛЯ ВОД ЧЕРНОГО МОРЯ

Е. Н. Корчёмкина, канд. физ.-мат. наук

Морской Гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия

EFFECT OF ADDITIONAL CORRECTION ON THE AGREEMENT BETWEEN LEVEL 2 REMOTE SENSING AND *in situ* REFLECTANCE DATA FOR BLACK SEA WATERS

E. N. Korchemkina, Ph.D.

Marine Hydrophysical Institute of RAS, Sevastopol, Russia

*На основании массива натурных и спутниковых данных для Черного моря показаны численные различия между *in situ* и дистанционно измеряемым коэффициентом яркости. Показано, что дополнительная коррекция значительно уменьшает расхождение между *in situ* и дистанционными данными, особенно в коротковолновой части спектра.*

*The array of field and satellite data for the Black Sea is used to show the numerical differences between *in situ* and remote sensing reflectance. It is shown that additional correction significantly reduces the discrepancy between *in situ* and remote sensing reflectance, especially in short-wave spectral bands.*

Дистанционные оптические методы исследования позволяют быстро и регулярно оценивать биологическую продуктивность и концентрацию примесей в поверхностных водах морей и океанов. Одной из информативных гидрооптических характеристик морской воды, определяемых дистанционно, является коэффициент яркости или R_{rs} . Он почти полностью определяется веществами, взвешенными и растворенными в морской воде. Эта характеристика важна для понимания биогеохимических процессов в поверхностном слое, таких как первичная продукция, реакция морской экосистемы на климатические изменения и т.д. [1, 2].

Расчеты R_{rs} для уровня моря по данным восходящей яркости на верхней границе атмосферы требуют атмосферной коррекции [3–5]. Следовательно, R_{rs} на уровне моря напрямую зависит от вклада аэрозольного компонента в восходящую яркость атмосферы, поскольку аэрозоли сильно изменчивы и могут значительно искажать результаты атмосферной коррекции. Результаты алгоритмов атмосферной коррекции, используемых для данных спутниковых сканеров цвета, регулярно калибруются с использованием новых подходов [6]. Несмотря на это, был отмечен ряд систематических ошибок стандартных алгоритмов, в основном по следующим причинам [7]:

1. Неопределенность в оценках значений яркости моря во всем видимом диапазоне из-за бимодального распределения аэрозольных частиц по размеру и вариации параметров распределения внутри каждой моды [8].

2. Пространственная неоднородность атмосферы (атмосферные фронты, границы облаков) [7].

3. Эффект смежности, когда спектральный контраст между темными и яркими пикселями уменьшается из-за рассеяния в атмосфере [9].

4. Поглощающий аэрозоль (пыль, смог) и его неизвестное вертикальное распределение [10].

Первые три случая характерны для прибрежной зоны моря в результате сложного взаимодействия воды, суши и атмосферы. Идея этой работы состоит в том, чтобы использовать прямые измерения R_{rs} с борта судна для оценки эффективности атмосферной коррекции путем сравнения их с R_{rs} , предоставленными MODIS/Aqua, MODIS/Terra, а также показать результаты применения дополнительной коррекции.

Данные и методы. Данные были получены в шести рейсах НИС «Профессор Водяницкий» в северо-восточной части Черного моря в 2019–2023 гг. Положение станций без разделения по рейсам (многие станции повторяются из рейса в рейс) показаны на рис. 1. Количество данных и даты приведены в табл. 1.

Таблица 1

Даты рейсов и количество проведенных натуральных измерений

Рейс	Даты	Число измерений	Число подспутниковых измерений MODIS	Прибрежных	Глубоководных
106	19.04 – 11.05.2019	101	49	20	29
110	09.10 – 20.10.2019	12	6	3	3
116	22.04 – 15.05.2021	85	27	9	18
117	30.07 – 07.08.2021	19	18	3	15
119	03.09 – 18.09.2021	18	13	5	8
126	16.03 – 31.03.2023	9	4	-	4

Оптические измерения на каждой станции заключались в измерении коэффициента яркости моря в диапазоне 390–750 нм. Все измерения проводились в дневное время, при благоприятной погоде. Для измерений использовался спектрофотометр, разработанный МГИ РАН. Прибор, процесс измерений и обработки данных подробно описаны в работах [11, 12].

В работе также использовались спутниковые данные MODIS/Aqua, MODIS/Terra, уровня 2, полученные с веб-сайта OceanColor Web [13]. Спутниковые и натурные данные отбирались так, чтобы время совпадало в пределах 3 часов, а координаты с точностью до 0,01 градуса. Учитывались только пиксели без флага STRAYLIGHT. R_{rs} уровня 2 в 10 оптических каналах для MODIS (412, 443, 469, 488, 531, 547, 555, 645, 667 и 678 нм) осреднялись по квадрату 3×3 пикселя, затем умножались на π для получения безразмерных величин, соответствующих измерениям in situ. Все станции были разделены на две группы – прибрежные с глубинами менее 200 м и глубоководные. Количество станций в группах также показано в табл. 1.

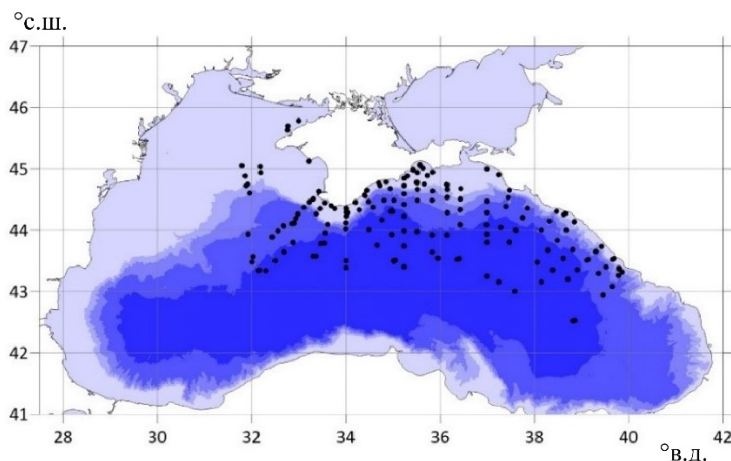


Рис. 1. Оптические станции, где проводились измерения во время рейсов НИС «Профессор Водяницкий» в 2019–2023 гг.

При сопоставлении натуральных данных со спутниковыми для оценки точности использовались следующие статистические показатели:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (y_i - y_i^m)^2} ; \quad (1)$$

$$MAPE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{|y_i - y_i^m|}{y_i^m} \cdot 100 ; \quad (2)$$

$$Bias = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (y_i - y_i^m) . \quad (3)$$

где y_i и y_i^m — спутниковые и измеренные значения R_{rs} ; RMSE показывает среднеквадратичную ошибку в каждом спектральном канале; MAPE — среднюю относительную ошибку; Bias — смещение модельных значений относительно измеренных.

Для сравнения спутниковых данных с натурными также применялся алгоритм дополнительной коррекции [11], позволяющий на основании модельных представлений о коэффициенте яркости для Черного моря значительно повысить соответствие спутниковых данных натурным. Вкратце, скорректированный спектр коэффициента яркости представляется в виде суммы измеренного спектра и дополнительного слагаемого, параметры X и Y в котором можно вычислить исходя из значений измеренного спектра:

$$R_{rs}^*(\lambda) = R_{rs}(\lambda) + \frac{X}{\lambda^v} + Y. \quad (4)$$

Вычисление параметров производится по двум измеренным значениям коэффициента яркости в диапазоне 490–560 нм, в которых, как правило, погрешность спутникового определения R_{rs} минимальна. Для вычислений используется двухпараметрическая модель коэффициента яркости, которая применима для описания воды Черного моря вне полос поглощения хлорофилла-а. Для повышения точности выполняется несколько итераций (5–10), на каждой итерации заменяя R_{rs} на R_{rs}^* найденный на предыдущей итерации. Таким образом, в дополнительной коррекции не используется никакая априорная информация.

Результаты и обсуждение. Спектры коэффициента яркости вод Черного моря имеют характерную форму с максимумом в области 490–500 нм. Форма спектров, полученных в описанных рейсах, варьировала незначительно, заметно менялись только величины. Примеры измеренных *in situ* спектров, а также соответствующие им спутниковые приведены на рис. 2.

Как в глубоководных, так и в прибрежных условиях могут наблюдаться случаи хорошего и плохого соответствия между спутниковыми данными и данными *in situ*. Этот факт показывает, что не только засветка от суши может повлиять на эффективность атмосферной коррекции, но также, возможно, границы облаков и другие атмосферные неоднородности. Результаты дополнительной коррекции, примененной к прибрежным и глубоководным станциям, также представлены на рис. 2. Особенностью алгоритма дополнительной коррекции является то, что если измеренный спектр соответствует предположениям модели, т.е. изменения, вносимые коррекцией, незначительны, то он не корректируется. Для тех спектров, где наблюдались отрицательные значения, они были компенсированы пунктом коррекции. Следует отметить, что дополнительная коррекция восстановила форму спектров, однако расхождения в абсолютных значениях все еще наблюдаются.

Чтобы оценить величину расхождения между данными *in situ* и спутниковыми R_{rs} , были рассчитаны статистические показатели (формулы (1)–(3)). Данные MODIS Aqua и Terra дали аналогичные результаты, поэтому для простоты все данные MODIS были усреднены вместе. Статистические показатели рассчитывались как спектральные величины, они приведены на рис. 3.

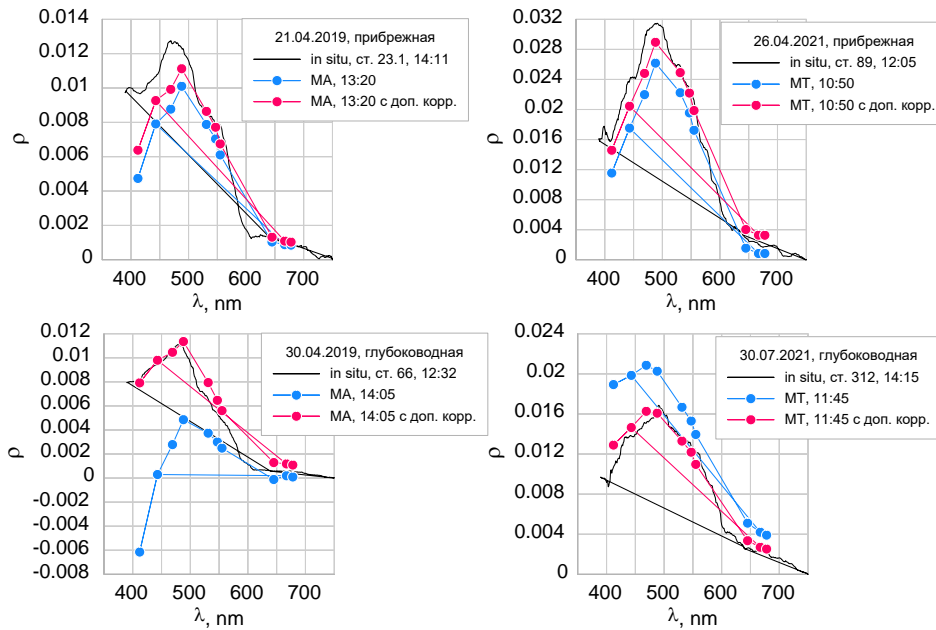
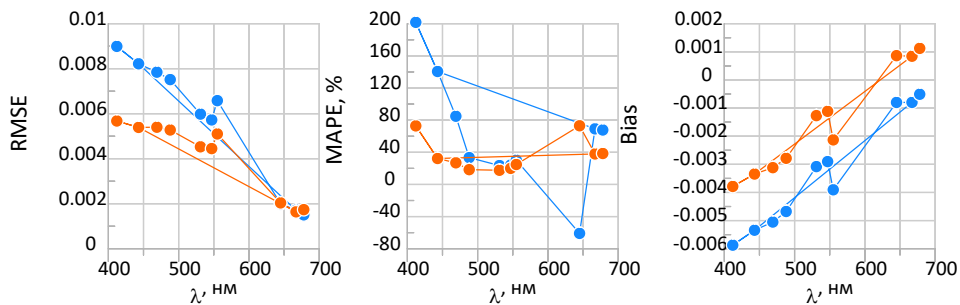


Рис. 2. Натурные и спутниковые спектры коэффициенты яркости для прибрежных и глубоководных станций; обозначения: MA — MODIS Aqua; MT — MODIS Terra.

Прибрежная зона



Глубоководная зона

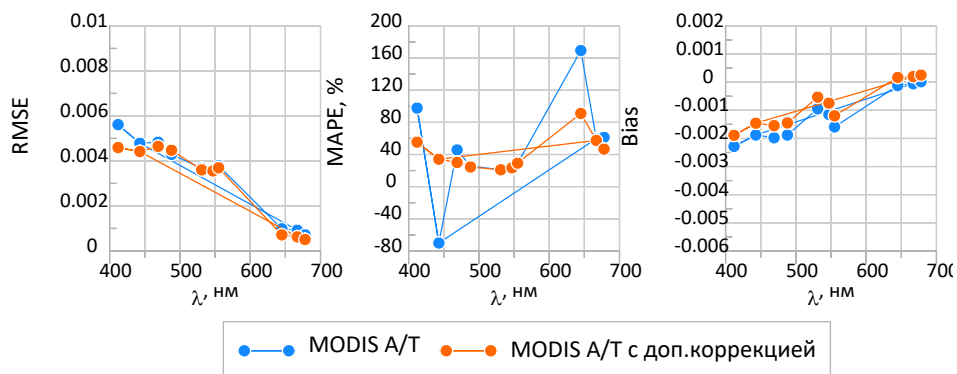


Рис. 3. Спектральное распределение статистических показателей для прибрежных и глубоководных станций до и после дополнительной коррекции.

Все три показателя существенно различаются для прибрежной и глубоководной зоны: для прибрежной зоны абсолютные значения выше. RMSE показывает очевидный результат: расхождение между спутниковыми продуктами и данными in situ увеличивается с уменьшением длины волны, поскольку ошибка интерполяции при атмосферной коррекции накапливается. Bias показывает то же самое, за исключением того факта, что оно полностью отрицательно для прибрежных станций и в основном отрицательно для глубоководных станций. Это означает, что коэффициент яркости, измеряемый дистанционно, систематически недооценивается. Также Bias

для прибрежных станций значительно выше по абсолютным значениям, что частично можно объяснить высокой пространственной изменчивостью оптических свойств воды в прибрежной зоне. Если совпадение координат и времени было недостаточно точным, *in situ* и спутниковый коэффициент яркости могли описывать разные водные массы.

МАРЕ имеет резкие пики в каналах, где часто наблюдаются отрицательные и близкие к нулю значения R_{rs} , и минимум в диапазоне длин волн 490–550 нм. Это связано с тем, что относительная погрешность будет ниже в диапазоне, где R_{rs} максимален. Однако также это показывает, что значения в этом диапазоне являются «наиболее точными», поэтому их можно использовать для дальнейшей корректировки спутниковых данных на основе информации уровня 2.

После применения дополнительной коррекции к спутниковым R_{rs} все три показателя были рассчитаны снова. Все три показателя стали меньше в абсолютных значениях, что означает, что среднее расхождение между *in situ* и скорректированными коэффициентами яркости уменьшилось. При этом для глубоководных станций снижение наблюдается только для коротковолновых каналов, основное снижение RMSE произошло в диапазоне 400–500 нм, а в диапазоне 550–700 нм значения практически не изменились. На рис. 2 также видно, что скорректированные спектры становятся ближе к *in situ* спектрам в диапазоне 400–500 нм. Это позволяет в будущем получать более точные первичные гидрооптические характеристики на основе спутниковых данных.

МАРЕ как для прибрежных, так и для глубоководных станций имеет гораздо меньше выбросов, так как скорректированный спектр R_{rs} не содержит отрицательных значений. Bias для глубоководных станций почти не изменилось, в то время как для прибрежных станций оно значительно уменьшилось.

Выводы. Эта работа основана на большом массиве натуральных данных, собранных в северо-восточной части Черного моря с 2019 по 2023 г. Сравнение натуральных и спутниковых измерений R_{rs} показало, что ошибки в определении R_{rs} значительно выше в прибрежной зоне. Применение дополнительной коррекции спутниковых данных R_{rs} позволяет компенсировать отрицательные значения R_{rs} и значительно снизить погрешность при получении спектра R_{rs} , особенно в коротковолновых диапазонах. Это позволит более точно рассчитать первичные гидрооптические характеристики по спектрам R_{rs} , таким как концентрация хлорофилла-а и т.д.

Литература

1. Lee Z., Marra J., Perry M. J., Kahru M. Estimating oceanic primary productivity from ocean color remote sensing: A strategic assessment // J. Mar. Systems. 2015. Vol. 149. P. 50–59.
2. Karalli P. G., Glukhovets D. I. Retrieving optical characteristics of the Russian Arctic seas water surface layer from shipboard and satellite data // Modern problems of remote sensing of earth from space. 2020. № 17. P. 191–202.
3. Gordon H. R., Wang M. Retrieval of water-leaving radiance and aerosol optical thickness over the oceans with SeaWiFS: a preliminary algorithm // Appl. Opt. 1994. Vol. 33. P. 443–452.
4. Ahmad Z., Franz B., McClain C., Kwiatkowska E., Werdell J., Shettle E., Holben B. New aerosol models for the retrieval of aerosol optical thickness and normalized water-leaving radiances from the SeaWiFS and MODIS sensors over coastal regions and Open Oceans // Appl. Opt. 2010. Vol. 49, P. 5545–5560.
5. Mobley C., Werdell J., Franz B., Ahmad Z., Bailey S. Atmospheric Correction for Satellite Ocean Color Radiometry. Available online: <https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/docs/technical/NASA-TM-2016-217551.pdf> (accessed on 25.12.2021).
6. Lee S. J., Ahn M.-H., Chung S.-R. Atmospheric Profile Retrieval Algorithm for Next Generation Geostationary Satellite of Korea and Its Application to the Advanced Himawari Imager // Remote Sens. 2017. № 9, 1294. doi:10.3390/rs9121294.
7. Moses W. J., Sterckx S., Montes M. J., De Keukelaere L., Knaeps E. Atmospheric correction for inland waters. In Bio-Optical Modeling and Remote Sensing of Inland Waters // Elsevier: Amsterdam, The Netherlands. 2017. P. 69–100.
8. Ueda S., Miura K., Kawata R., Furutani H., Uematsu M., Omori Y., Tanimoto H. Number-size distribution of aerosol particles and new particle formation events in tropical and subtropical Pacific Oceans // Atmospheric Environment. 2016. Vol. 142. P. 324–339.

9. Wang T., Du L., Yi W., Hong J., Zhang L., Zheng J., Li C., Ma X., Zhang D., Fang W., Huang H., Wang A., Song B., Zhou N., Ti R., Li K., Cui W. An adaptive atmospheric correction algorithm for the effective adjacency effect correction of submeter-scale spatial resolution optical satellite images: Application to a WorldView-3 panchromatic image // *Rem. Sens. Environ.* 2021. Vol. 259. 112412.
10. Zhang M., Hu C., Barnes B. B. Performance of POLYMER Atmospheric Correction of Ocean Color Imagery in the Presence of Absorbing Aerosols // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 2019. Vol. 57. P. 6666–6674.
11. Korchemkina E. N., Kalinskaya D. V. Algorithm of Additional Correction of Level 2 Remote Sensing Reflectance Data Using Modelling of the Optical Properties of the Black Sea Waters // *Remote Sens.* 2022. № 14, 831 p.
12. Lee M. E., Shybanov E. B., Korchemkina E. N., Martynov O. V. Determination of the concentration of seawater components based on upwelling radiation spectrum // *Physical Oceanography.* 2015. № 6. P. 15–30.
13. Oceancolor Web. Available online: <https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/> (accessed on 23.12.2021).

Работа выполнена в рамках темы государственного задания FNNN-2021-0003 «Оперативная океанология».

О ВОЗМОЖНОСТИ ПРОГНОЗА ЦВЕТЕНИЯ КОККОЛИТОФОРИД В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ

С. В. Вазюля¹, В. И. Буренков¹, канд. физ.-мат. наук, Е. А. Аглова^{1,2}, И. В. Салинг¹

¹Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Москва, Россия

²Московский физико-технический институт, Долгопрудный, Россия

ON THE POSSIBILITY OF COCCOLITHOPHORE BLOOM FORECASTING IN THE EASTERN PART OF THE BLACK SEA

S. V. Vazyulya¹, V. I. Burenkov¹, Ph.D., E. A. Aglova^{1,2}, I. V. Sahling¹

¹Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

²Moscow Institute of Physics and Technology, Dolgoprudny, Russia

Проведен анализ связи значений концентрации кокколитофорид в июне с величинами температуры и солености поверхностного слоя в феврале в глубоководной восточной части Черного моря за последние 26 лет.

An analysis of the relationship between the values of the coccolithophore concentration in June and the values of sea surface temperature and salinity in February in the deep-water eastern part of the Black Sea over the past 26 years was made.

Введение. Одной из наиболее интересных особенностей распределения биооптических характеристик в Черном море является систематически наблюдаемое в июне цветение кокколитофорид. Кокколитофориды представляют собой специфический вид фитопланктона (диаметр около 10 микрон), клетки которого покрыты оболочкой, состоящей из карбонатных чешуек (кокколитов) размером 2–4 мкм. Кокколитофоридные цветения (КЦ) в отдельных районах Мирового океана (северной Атлантике, Беринговом и Черном морях и ряде других районов) хорошо известны по данным как спутниковых, так и судовых наблюдений [1–4]. Цветение кокколитофорид, вследствие их высоких концентраций, представляет значительный интерес для изучения цикла углерода в толще моря в соответствующих районах [4]. Кроме того, оно играет существенную роль в процессах осадкообразования. Эти обстоятельства определяют важность изучения пространственной и временной изменчивости распределения этого вида водорослей.

Для Черного моря давно была замечена отрицательная корреляция между интенсивностью КЦ и величиной температуры поверхности моря *SST* в зимний период [5–7]. В [6] объясняют это как следствие зависимости толщины верхнего перемешанного слоя от зимней *SST* и способности кокколитофорид цвести в условиях высокой облученности в водной толще. В статье [7] в качестве основной причины интенсивных КЦ рассматривается увеличение плотности воды при низких величинах *SST*, что приводит к интенсивной зимней конвекции и значительному притоку биогенных веществ в поверхностные слои моря. В нашей работе на основе спутниковых данных за последние 26 лет исследуется возможность прогноза КЦ в глубоководной восточной части Черного моря по данным о температуре и солености в феврале.

Материалы и методы. Для оценки интенсивности КЦ рассчитывались концентрации кокколитофорид N_{coc} с помощью алгоритма [8], разработанного по данным биооптических измерений в северо-восточной части Черного моря. Данный алгоритм достаточно надежно позволяет учесть вклад терригенной взвеси и не показывать ложных кокколитофоридных цветений в области сильного влияния речного стока, например, реки Дунай (рис. 1). Точность алгоритма для умеренных КЦ ($N_{coc} < 5$ млн кл./л) равна 1 млн кл./л. Для интенсивных цветений (N_{coc} в диапазоне 5–15 млн кл./л) средняя ошибка алгоритма возрастает до 2,5 млн кл./л, и в этом случае лучше использовать модифицированный вариант алгоритма [9].

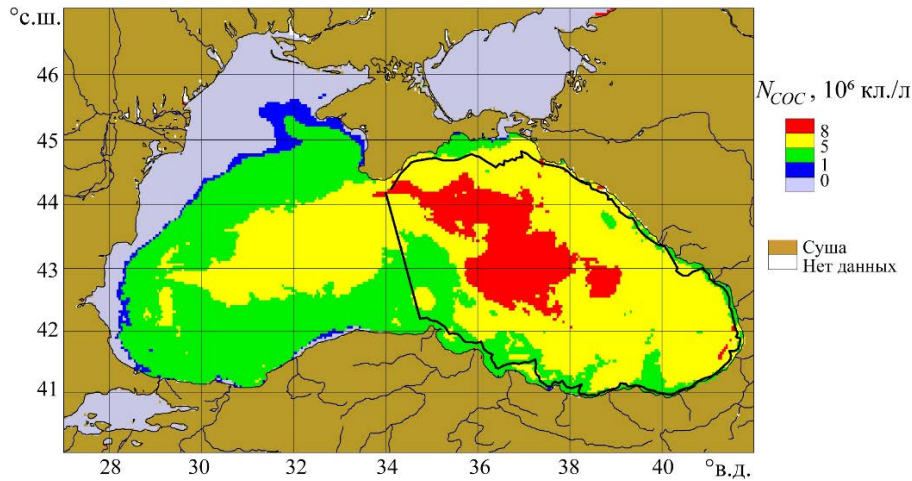


Рис. 1. Границы 7 субрегиона [11] и пространственное распределение концентрации кокколитофорид N_{coc} (млн кл./л) в июне 2012 г. в Черном море.

Расчет распределений N_{coc} в 1998–2023 гг. был выполнен на основе данных спутниковых сканеров цвета океана MODIS-Aqua и SeaWiFS уровня L3, доступных через сайт NASA (<https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>). Обработка спутниковых данных выполнялась с помощью программного комплекса SMCS [10], разработанного в лаборатории оптики океана ИО РАН. На основе среднемесячных распределений концентрации кокколитофорид были получены оценки средних величин N_{coc} для глубоководной восточной части Черного моря, обозначенного в [11] как субрегион 7 (рис. 1). В данной работе мы ограничились только этим субрегионом, так как алгоритм оценки N_{coc} был создан по данным измерений в этой части Черного моря, исключение прибрежной зоны с глубинами меньше 200 м уменьшает влияние речного стока на оценки N_{coc} . Для 2003–2023 гг. были использованы данные MODIS-Aqua, для 1998–2002 гг. — данные SeaWiFS после процедуры «сшивки» по данным за период 2003–2010 гг., когда были доступны данные для обоих сканеров цвета океана.

В работе использованы данные о температуре поверхностного слоя по измерениям сканера AVHRR с пространственным разрешением 1 км. Данные, усредненные за месяц, с 198 г. по настоящее время доступны на сайте NOAA (<https://www.ncei.noaa.gov/data/sea-surface-temperature-optimum-interpolation/v2.1/access/avhrr/>).

Расчет среднемесячных величин солёности морской воды SSS в поверхностном слое в исследуемом регионе для 1998–2021 гг. проводился на основе данных реанализа, полученных на сайте CMEMS (Copernicus Marine Environment Monitoring Service), продукт Black Sea Physics Reanalysis с пространственным разрешением 2,5 км, на горизонте 2,5 м (https://doi.org/10.25423/CMCC/BLKSEA_MULTIYEAR_PHY_007_004). Для валидации данных использовались вертикальные *in situ* профили температуры и солёности из баз данных SeaDataNet и CMEMS. Используя полученные значения SST и SSS, по формуле из [12] была рассчитана величина плотности морской воды ρ в поверхностном слое водной толщи.

Результаты. Полученные оценки N_{coc} в исследуемом районе демонстрируют заметные межгодовые вариации (рис. 2). В отдельные годы цветение кокколитофорид было относительно слабым. Оно перемежалось с годами, когда наблюдалось интенсивное КЦ. В 2012 и 2017 гг. были получены максимальные величины N_{coc} — более 6 млн кл./л. Для N_{coc} выявлен небольшой положительный тренд 0,02 млн кл./л год. Причины полученных вариаций N_{coc} весьма разнообразны. К ним можно отнести гидрометеороусловия, изменчивость течений, вариации речного стока. Сопоставление со спутниковыми данными для SST в феврале (рис. 2) показывает, что на протяжении всего периода с 1998 по 2023 гг. наблюдается отчетливая отрицательная корреляция значений SST в феврале и величин N_{coc} в июне. Это объясняется, прежде всего, тем, что охлаждение поверхностных вод в зимний период приводит к интенсивной вертикальной конвекции, способствующей поступлению биогенных элементов в поверхностные слои [7]. Охлаждение поверхностных вод начинается в сентябре, а минимальные значения SST наблюдаются в феврале (иногда в марте). Интенсивность вертикального перемешивания зависит от степени охлаждения поверхностных вод.

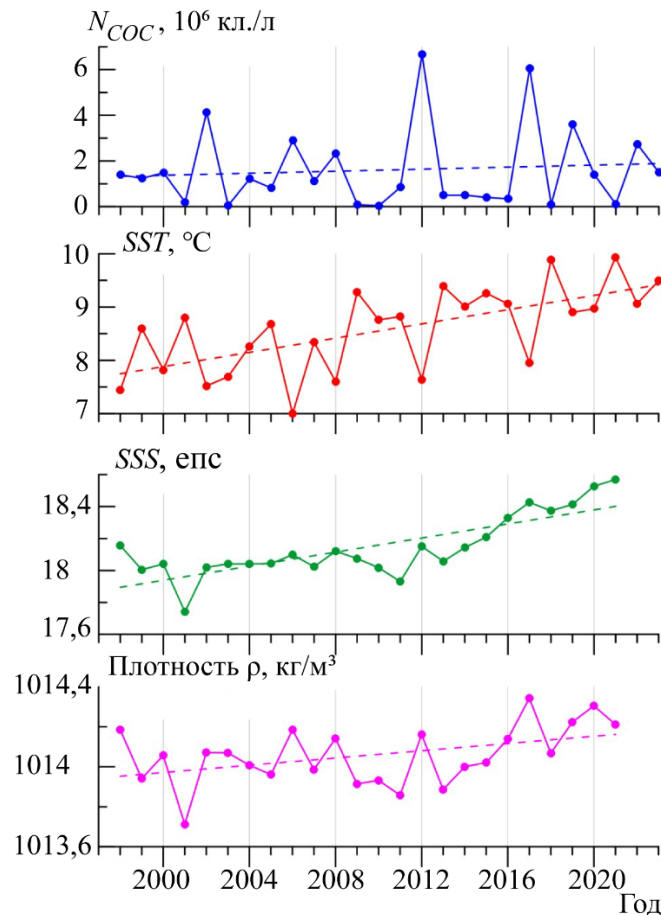


Рис. 2. Межгодовые вариации концентрации кокколитофорид N_{coc} в июне, температуры SST , солёности SSS и плотности ρ морской воды в феврале в поверхностном слое исследуемого региона (пунктиром показаны тренды).

При этом для SST наблюдается заметный положительный тренд $0,07$ °C в год. Сильные КЦ в 2019 и 2022 гг. происходили при заметно более высоких значениях SST в феврале ($8,9$ и $9,1$ °C), если сравнивать с цветениями 2002 и 2012 гг., когда SST была равна $7,5$ и $7,6$ °C, соответственно. Как было замечено в работе [7], это можно объяснить, если привлечь данные по солёности. Существенный положительный тренд ($0,02$ eps в год) солёности в Черном море привел к тому, что в 2020–2021 гг. величина SSS в исследуемом регионе в феврале впервые превысила $18,5$ eps за 24 года наблюдений. В результате даже для более теплых зим получают более высокие оценки для плотности, а, следовательно, интенсивная вертикальная конвекция в последние годы была возможна при более высоких величинах SST в феврале.

На рис. 3 представлены результаты сопоставления значений SST и ρ в феврале с N_{coc} в июне за последние 26 и 24 года, соответственно. Статистически значимая линейная корреляция между этими величинами наблюдается, но коэффициент корреляции невелик как для SST ($R=-0,53$), так и для плотности ($R=0,55$). Особенно далеки от линий регрессии точки для лет с экстремальными КЦ в 2012 и 2017 гг. Таким образом, точность прогноза интенсивности КЦ по величинам SST и ρ в феврале невелика. Но видно, что для $SST < 8,5$ °C вероятность КЦ с $N_{coc} \geq 1$ млн кл./л около 90 %. Для SST от $8,5$ до $9,5$ °C трудно сделать прогноз КЦ, так как в этом интервале SST почти с равной вероятностью в отдельные годы наблюдалось цветение, а в другие — нет. А для $SST > 9,5$ °C КЦ никогда не регистрировалось. Аналогичные диапазоны по величине плотности: $\rho > 1014,1$ $кг м^{-3}$ — будет КЦ в исследуемом регионе, $\rho < 1013,9$ $кг м^{-3}$ — нет, для промежуточного диапазона ρ вероятность КЦ около 50 %.

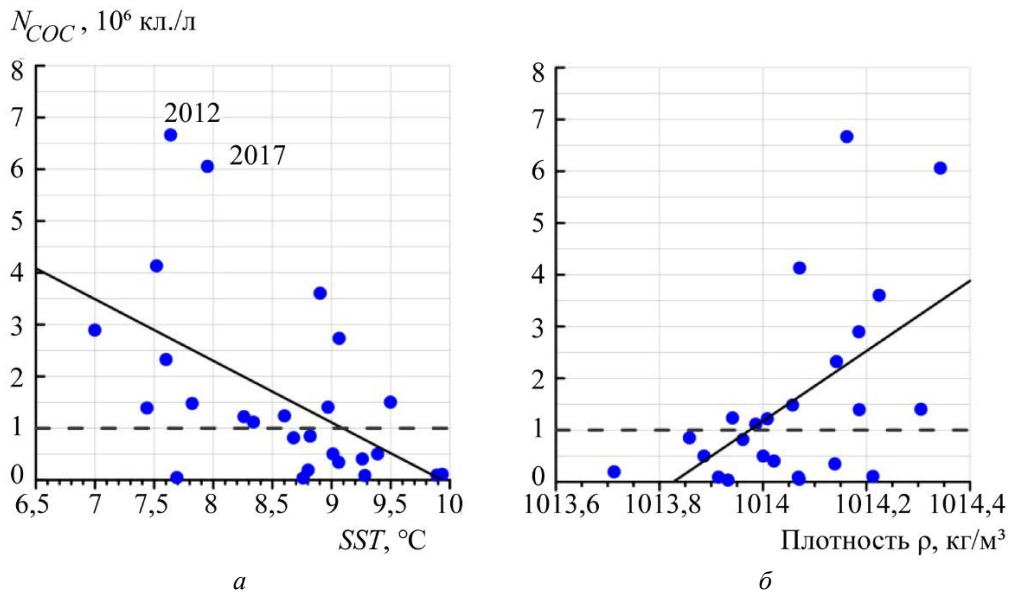


Рис. 3. Связь величин N_{coc} в июне с SST (а) и ρ (б) в феврале в исследуемом регионе.

Сплошными линиями показаны линейные регрессии; пунктиром — пороговая величина N_{coc} .

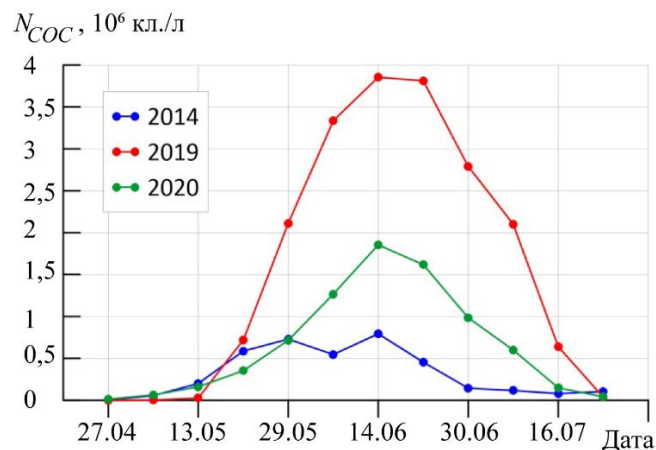


Рис. 4. Изменение N_{coc} в исследуемом регионе во время летнего цветения в разные годы.

Дискуссия. При поиске корреляционных связей используется среднемесячное значение N_{coc} в исследуемом регионе. Чтобы определить насколько это уместно, были выбраны три года (2014, 2019 и 2020) с практически равными величинами SST (~ 9 °C) и существенно разными величинами N_{coc} в июне (0,5; 3,6 и 1,4 млн кл./л). Стоит отметить, что значения солёности в 2019 и 2020 гг., а значит и плотности были заметно выше, чем в 2014 г., что подтверждает выводы [7] о более значимой корреляции между плотностью воды в зимний период и интенсивностью КЦ. По величине SST в феврале все три года попадают в диапазон, когда трудно сделать прогноз цветения, а согласно величинам ρ цветение должно происходить в 2019, 2020 гг.

Для выбранных лет был исследован сезонный ход развития КЦ (рис. 4). Для этого использовались спутниковые данные L3 с усреднением за 8 дней. Как видно из рис. 4, КЦ в эти годы существенно отличаются и по длительности цветения: в 2019 г. оно продлилось с конца мая до середины июля, а в 2014 г. по данным за 18–25 июня $N_{coc} = 0,45$ млн кл./л, то есть цветение можно считать закончившимся. Что согласуется с результатами, представленными в [5], где показано, что обычно более интенсивные КЦ имеют большую продолжительность. Стоит отметить, что согласно [5] в отдельные годы, например, в 2013 г., пик цветения может происходить в конце мая, и тогда величины N_{coc} , рассчитанные по L3 за июнь, не позволят достоверно оценить интенсивность КЦ в этом году.

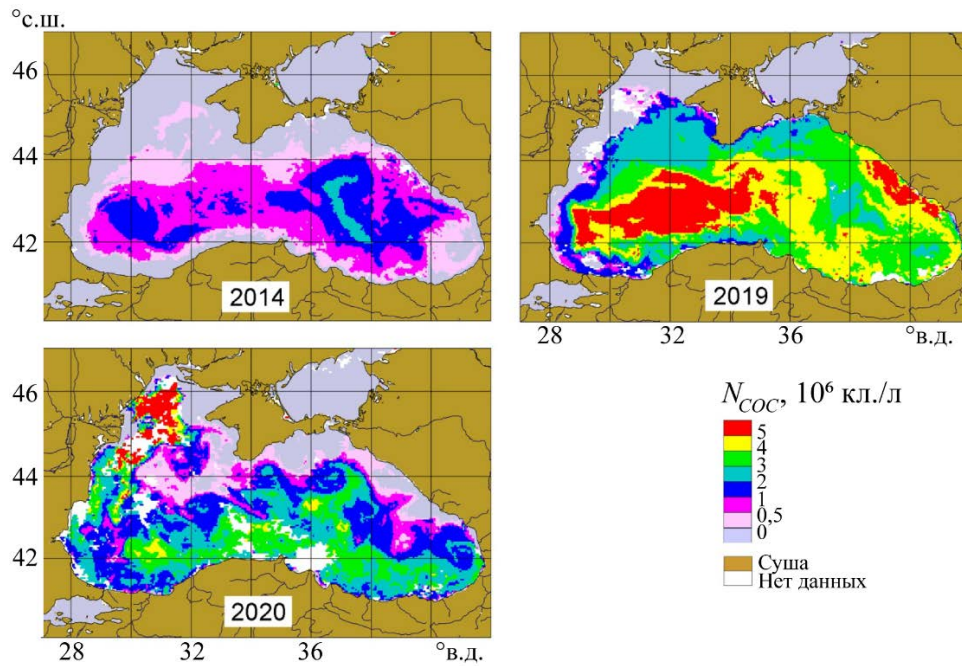


Рис. 5. Пространственные распределения концентрации кокколитофорид N_{coc} (млн кл./л) в Черном море 10–17 июня в 2014, 2019 и 2020 гг.

Максимальная величина N_{coc} для выбранных лет была достигнута для 10–17 июня. На рис. 5 представлены пространственные распределения N_{coc} за этот период. В 2014 г. для исследуемого региона $N_{coc}=0,8$ млн кл./л, при этом для 34 % площади региона $N_{coc}>1$ млн кл./л. То есть если ориентироваться на величину N_{coc} среднюю для июня (0,5 млн кл./л), то можно считать, что в 2014 г. цветения не было, если учитывать развитие КЦ во времени и пространстве, то следует признать, что КЦ в 2014 г. было слабое и не распространилось на весь исследуемый регион.

В работе [7] величина коэффициента корреляции между интенсивностью летнего КЦ и плотностью воды в зимний период $R = 0,77$, что заметно выше, чем в нашем исследовании, где $R=0,55$. Это может быть связано как с тем, что в [7] для оценки интенсивности КЦ используют другой алгоритм, так и с тем, что в [7] использовались данные для всего глубоководного региона Черного моря, а не только для его восточной части, исследуемой в данной работе. Как видно из рис. 5, интенсивность КЦ в восточной и западной частях Черного моря могут значительно отличаться: в 2014 г. более интенсивное КЦ наблюдалось в восточной части, а в 2019 г., наоборот, в западной.

Таким образом, причин для невысоких значений коэффициентов корреляции интенсивности летнего КЦ с температурой и плотностью воды в зимний период может быть несколько: точность используемых данных, точность алгоритма для оценки N_{coc} , выбор региона и периода, для которого проводится осреднение. Но, скорее всего, это связано с тем, что интенсивность цветения определяется не только за счет поступления дополнительных биогенных элементов в период интенсивной зимней конвекции, но и другими источниками биогенного вещества, например стоком рек.

Выводы. В работе проведен анализ корреляции значений концентрации кокколитофорид в июне с величинами температуры и плотности в феврале в глубоководной восточной части Черного моря за период с 1998 по 2023 г. Статистически значимая линейная корреляция между этими величинами наблюдается, но коэффициент корреляции невелик (R равен $-0,53$ и $0,55$ для SST и ρ , соответственно). Поэтому прогноз интенсивности КЦ затруднителен, но можно выделить интервалы значений SST и плотности в феврале, когда можно уверенно предсказать наличие или отсутствие цветения в исследуемом регионе. КЦ маловероятно для $SST > 9,5$ °C и $\rho < 1013,9$ кг м⁻³, и скорее всего произойдет если для $SST < 8,5$ °C и $\rho > 1014,1$ кг м⁻³.

Литература

1. Balch W. M., Kilpatrick K. A., Holligan P. M., Harbour D., Fernandez E. The 1991 coccolithophore bloom in the central North Atlantic. 2. Relating optics to coccolith concentration // *Limnology and Oceanography*. 1996. Vol. 41, № 8. P. 1684–1696.
2. Суханова И. Н., Флинт М. В., Умледж Т. Е., Лессард Е. Д. Кокколитофориды в фитопланктоне восточной части Берингова моря после их аномального цветения в 1997 г. // *Океанология*. 2004. Т. 44, № 5. С. 709–722.
3. Cokacar T., Oguz T., Kubilay N. Satellite-detected early summer coccolithophore blooms and their interannual variability in the Black Sea // *Deep-Sea Res.* 2004. Vol. 51, № 8. P. 1017–1031.
4. Balch W. M., Mitchell C. Remote sensing algorithms for particulate inorganic carbon (PIC) and the global cycle of PIC // *Earth-Science Reviews*. 2023. Vol. 239. P. 104363.
5. Kopelevich O. V., Burenkov V. I., Sheberstov S. V., Vazyulya S. V., Sahling I. V. Coccolithophore Blooms in the North-Eastern Black Sea // *Proceedings of the Twelfth International Conference on the Mediterranean Coastal Environment*. 2015. P. 363–374.
6. Churilova T., Moncheva S., Suslin V., Kryvenko O. Intensity, area extent and frequency of coccolithophores *emiliana huxleyi* blooms in the Black Sea: application of remote sensing approach // *Proceedings of the 17th International Multidisciplinary Scientific Geoconference*. 2017. P. 871–879.
7. Kubryakov A. A., Mikaelyan A. S., Stanichny S. V. Extremely Strong Coccolithophore Blooms in the Black Sea: The Decisive Role of Winter Vertical Entrainment of Deep Water // *Deep. Sea Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* 2021. Vol. 173. P. 103554.
8. Kopelevich O., Burenkov V., Sheberstov S., Vazyulya S., Kravchishina M., Pautova L., Silkin V., Artemiev V., Grigoriev A. Satellite Monitoring of Coccolithophore Blooms in the Black Sea from Ocean Color Data // *Remote Sens. Environ.* 2014. Vol. 146. P. 113–123.
9. Vazyulya S., Deryagin D., Glukhovets D., Silkin V., Pautova L. Regional Algorithm for Estimating High Coccolithophore Concentration in the Northeastern Part of the Black Sea // *Remote Sensing*. 2023. Vol. 15, № 9. P. 2219.
10. Шеберстов С. В. Система пакетной обработки океанологических спутниковых данных // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2015. Т. 12, № 6. С. 154–161.
11. 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. М.: ИО РАН, 2018.
12. Millero F. J., Poisson A. International one-atmosphere equation of state of seawater // *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*. 1981. Vol. 28, № 6. P. 625–629.

Работа выполнена в рамках государственного задания (тема № FMWE-2021-0001).

ПОИСК СВЯЗИ ПАРАМЕТРОВ ЛИДАРНЫХ ЭХО-СИГНАЛОВ И ГИДРООПТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК В ВОДАХ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КАРСКОГО МОРЯ

*В. А. Глухов, Ю. А. Гольдин, канд. физ.-мат. наук, О. В. Глитко, Д. И. Глуховец, канд. физ.-мат. наук,
Е. А. Аглова, М. А. Родионов, канд. физ.-мат. наук*

Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Москва, Россия

SEARCHING FOR THE RELATIONSHIP OF PARAMETERS OF LIDAR ECHO-SIGNALS AND HYDRO-OPTICAL CHARACTERISTICS IN THE WATERS OF THE WESTERN PART OF THE KARA SEA

*V. A. Glukhov, Yu. A. Goldin, Ph.D., O. V. Glitko, D. I. Glukhovets, Ph.D.,
E. A. Aglova, M. A. Rodionov, Ph.D.*

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

В работе представлены результаты совместного анализа данных показателя ослабления лидарного эхо-сигнала, зарегистрированных с использованием судового лидара ПЛД-1, и двух гидрооптических характеристик — показателя ослабления света морской водой и показателя диффузного ослабления света, зарегистрированных в сентябре 2022 г. в западной части Карского моря.

This work presents the results of a joint analysis of the data of the lidar attenuation coefficient of PLD-1 shipborne lidar, and hydrooptical characteristics — the seawater beam attenuation coefficient, and the diffuse attenuation coefficient, recorded in September 2022 in the western part of the Kara Sea.

Введение. Важным достоинством лидарной съемки является возможность проведения непрерывных измерений вдоль маршрута движущегося судна или авианосителя [1, 2]. В ряде теоретических [3, 4] и экспериментальных [1, 2, 5] работ показано, что связь между параметрами эхо-сигналов и гидрооптическими характеристиками зависит от характеристик лидара и геометрии зондирования — высоты размещения лидара над поверхностью воды, угла поля зрения приемной оптической системы и размеров площадки на поверхности воды, с которой приемная система собирает рассеянное назад излучение. Каждому конкретному лидару и его геометрии зондирования соответствуют свои соотношения между гидрооптическими характеристиками и параметрами лидарного эхо-сигнала. Установление надежных соотношений между этими величинами в широком диапазоне изменения гидрооптических характеристик является важной практической задачей. Удобным местом для проведения соответствующих исследований является Карское море, в акватории которого на относительно небольшой площади представлены воды с широким диапазоном значений гидрооптических характеристик, встречающихся в Мировом океане [6].

Аппаратура и методика измерений. Для проведения исследований использован судовый поляризационный лидар ПЛД-1 (разработка ИО РАН [7]). Основные технические характеристики лидара показаны в табл. 1.

Оптический блок лидара, содержащий в себе лазер и приемную систему, устанавливается на специальной раме. При проведении исследований оптический блок лидара размещался на 8 палубе НИС «Академик Мстислав Келдыш». Высота оптического блока над поверхностью воды составляла около 15 м. Угол зондирования 20° от вертикали. Протяженность воздушного участка трассы зондирования составляла порядка 16 м. Одновременно с регистрацией лидарных эхо-сигналов регистрировались данные навигационного положения по сигналам спутниковых навигационных систем ГЛОНАСС/GPS. По каждому зондирующему импульсу одновременно сохраняется отдельный файл в формате .txt.

В течение всего рейса производилась регистрация лидарных эхо-сигналов с частотой 1 Гц. Измерения проводились как во время выполнения океанологических станций, так и на ходу

судна. При скорости судна порядка 10 узлов это соответствует пространственной дискретности точек зондирования около 5 м.

Таблица 1

Основные технические характеристики лидара ПЛД-1

Характеристика	Значение
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
Угол поля зрения приемной оптической системы ко-поляризованного канала, ° (мрад)	0,9 (15,5)
Диаметр входного объектива ко-поляризованного канала, мм	63
Угол поля зрения приемной оптической системы кросс-поляризованного канала, ° (мрад)	1,4 (25)
Диаметр входного объектива кросс-поляризованного канала, мм	100
Разрядность АЦП, бит	14
Частота оцифровки лидарных эхо-сигналов, ГГц	2,5

Для определения показателя ослабления лидарного эхо-сигнала α использовался подход, основанный на применении аппроксимаций лидарного эхо-сигнала функцией, вид которых следует из лидарного уравнения [8, 9]. Для определения α методом аппроксимаций использовался участок спада эхо-сигнала, соответствующий диапазону глубин 4–8 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 гидрологических характеристик.

При обработке данных лидарной съемки значение α определялось для каждого зарегистрированного эхо-сигнала. На станциях, продолжительность которых составляла от 1 до 3 ч, проводилось усреднение всех полученных значений α (от 3 до 11 тысяч зондирований), что позволило снизить влияние случайных ошибок измерений. Неизменность гидрооптических характеристик на станции контролировалась по форме лидарного эхо-сигнала и по отсутствию существенной изменчивости α с течением времени. Данные измерений, полученные на ходу судна, усреднялись по результатам 100 зондирований (пространственный интервал усреднения около 500 м) для снижения влияния качки судна, волнения и пены на поверхности воды.

Лидарная съемка сопровождалась комплексом сопутствующих измерений. На станциях с помощью погружаемого прозрачномера ПУМ-200 (разработка ИО РАН [10]) выполнялись измерения c_p вертикальных профилей показателя ослабления на длине волны $\lambda=530$ нм, температуры морской воды, а также интенсивности флуоресценции хлорофилла a . Точность измерения $c(530)$ в диапазоне $0,050\text{--}1,0\text{ м}^{-1}$ составляет $0,005\text{ м}^{-1}$. При увеличении значений показателя ослабления выше 1 м^{-1} возрастает влияние многократного рассеяния, что приводит к росту погрешности измерений. Оценка изменчивости показателя ослабления в этом диапазоне носит качественный характер.

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). Данные измерений использовались для расчета показателя диффузного ослабления нисходящего потока солнечной радиации на длине волны $\lambda = 532$ нм в слое 5–10 м — K_d . На большинстве использованных в работе станций измерения подводной облученности выполнялись при среднем зенитном угле солнца 70° в условиях переменной облачности. Пересчет измеренных значений K_d выполнялся для случая только направленного излучения солнца, находящегося в зените [4, 11]. Измерения спектров поглощения света морской водой $a(\lambda)$ выполнялись на пробах, отобранных на станциях в диапазоне глубин 0–5 м, с помощью портативного спектрофотометра с интегрирующей сферой ICAM (Integrating Cavity Absorption Meter) [12] Обработка данных проводилась согласно методикам [13, 14]. точность измерения показателя поглощения составляла $0,05\text{ м}^{-1}$.

С помощью палубного спектрорадиометра [15] измерялся коэффициент яркости моря. На основе полученных данных с использованием алгоритма GIOP [16] рассчитывался показатель рассеяния назад взвешенными частицами b_{bp} на длине волны $\lambda = 530$ нм. Для расчета b_b это значение суммировалось с величиной показателя рассеяния назад чистой водой $b_{bw}(532)=0,001133 \text{ м}^{-1}$ [17].

Полученные значения a и b_b позволили рассчитать значения показателя диффузного ослабления $K_{d,p}$ по формуле [18]:

$$K_{d,p} = 1,04D_0(a + b_b), \quad (1)$$

где $D_0 = \frac{1-g}{\cos \theta_{0w}} + 1,197g$; θ_{0w} — угол преломления прямых солнечных лучей; g — доля

диффузного излучения в общем потоке излучения, падающего на поверхность [11]. Для оценки доли диффузного излучения воспользуемся результатами работы [18]. Для дальнейшего сравнения рассчитанных значений $K_{d,p}$ с данными лидарного зондирования выполнено преобразование для приведения к условиям отсутствия диффузного излучения и положения солнца, соответствующего зениту, аналогичное сделанному для данных судовых измерений.

С помощью проточного измерительного комплекса ИО РАН проводились непрерывные измерения температуры, солености, интенсивности флуоресценции окрашенного растворенного органического вещества (ОРОВ) — I_{CDOM} и величины показателя ослабления света c_{ft} на длине волны 530 нм на ходу судна [19]. Глубина водозабора 2-3 м. Пространственное разрешение данных около 50 м. Привязка измеренных данных осуществлялась по сигналам спутниковой навигационной системы GPS.

Место и время проведения натурных исследований. Работы выполнялись в рамках первой части 89 рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» в западной части Карского моря с 5 по 19 сентября 2022 г. Маршрут судна и положения станций показаны на рис. 1. Диапазон изменения показателя ослабления составил от $0,17 \text{ м}^{-1}$ вблизи Новой Земли до значений $1,5 \text{ м}^{-1}$ и выше в акватории Байдарацкой губы. На протяжении рейса волнение не превышало 4 баллов и практически отсутствовала дымка над поверхностью воды.

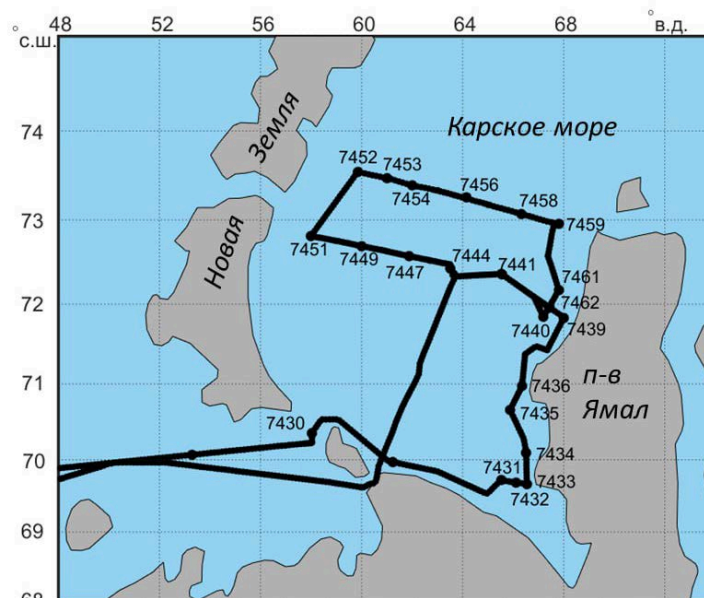


Рис. 1. Положения станций и маршрут рейса 1-го этапа 89 рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» в Карском море.

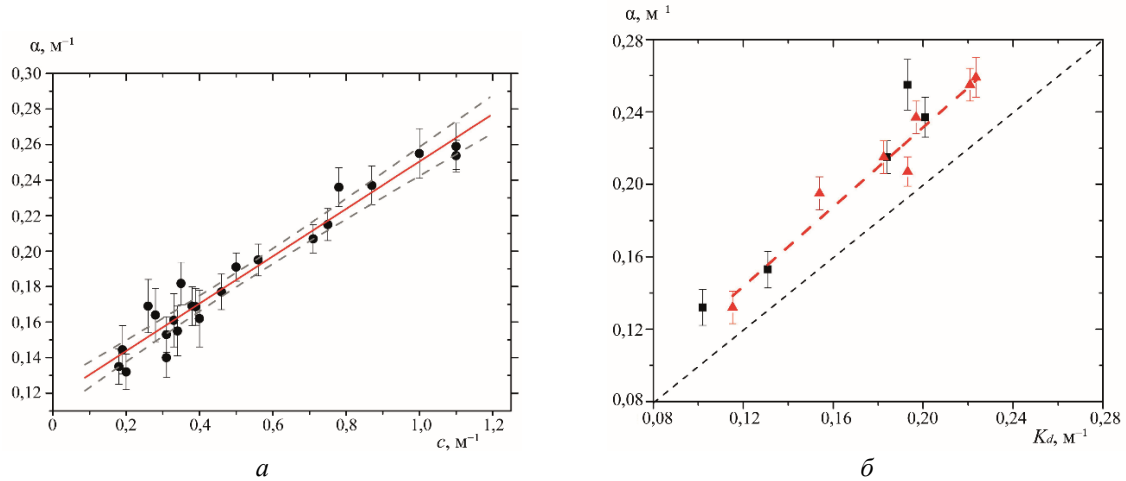


Рис. 2. Диаграмма соответствия значений α в слое 4–8 м и значений c_p , измеренных прозрачномером ПУМ-200 на этих станциях (а), а также значений $K_{d,изм*}$ и $K_{d,p}$ (б: чёрные квадраты — $K_{d,изм*}$; красные треугольники — $K_{d,p}$).

Результаты и обсуждение. Лидарная съемка выполнялась как на станциях, так и на ходу судна в течение около 270 ч. В результате лидарной съемки и сопутствующих измерений собран большой массив данных. Анализ этих данных позволяет установить связи между показателем ослабления лидарного эхо-сигнала и отдельными гидрооптическими характеристиками. В расчет взяты только те станции, на которых распределение по глубине $c_p(Z)$, а также температуры и флуоресценции хлорофилла-а в верхнем слое до 10 м было однородным. Такие условия наблюдались на 23 станциях, расположенных на разных участках маршрута. Для каждой из этих станций рассчитано среднее значение α по всему массиву сигналов, зарегистрированных на данной станции. На рис. 2, а представлена диаграмма соответствия значений α в слое 4–8 м и значений c_p , измеренных прозрачномером ПУМ-200 на этих станциях. На рис. 2, б — диаграмма соответствия $K_{d,p}$, $K_{d,изм*}$ и α . Для каждого значения α на рисунке показано стандартное отклонение измеряемой величины. Регрессионная зависимость показана сплошной красной линией, пунктирными линиями обозначен 95 %-ый доверительный интервал. Пунктирной прямой линией обозначена биссектриса, соответствующая ситуации, при которой $\alpha = K_d$. Видно, что все полученные значения K_d в среднем примерно на 15 % ниже, чем соответствующие значения α .

Уравнение линейной регрессии, рассчитанное по приведенным данным, имеет вид:

$$c_L = 7,10 \cdot \alpha - 0,81. \quad (2)$$

Коэффициент детерминации этой линейной регрессии составил $R^2 = 0,95$. Точность определения коэффициентов регрессии методом наименьших квадратов составляет $7,10 \pm 0,37$ и $0,81 \text{ м}^{-1} \pm 0,07 \text{ м}^{-1}$. Полученная регрессионная связь α и c_p справедлива для технических характеристик лидара ПЛД-1 и конкретной геометрии зондирования.

На станциях, выполненных в светлое время суток, были проведены измерения ослабления нисходящего солнечного излучения, обеспечивающие возможность определения показателя диффузного ослабления света K_d . Измерения проводились в условиях относительно низкого угла солнца и облачного неба. Для сравнения с α , измеренным на этих станциях, полученные величины $K_{d,изм}$ были приведены к значениям, соответствующим случаю положения солнца в зените и безоблачной атмосферы — $K_{d,изм*}$. Кроме того, для ряда станций с использованием данных измерений гидрооптических характеристик по формуле (1) были рассчитаны $K_{d,p}$, соответствующие случаю безоблачного неба и положения солнца в зените. Регрессионная зависимость между α и $K_{d,p}$ показана сплошной красной линией. Уравнение этой линейной регрессии имеет вид:

$$K_{d,p} = 0,86 \cdot \alpha + 0,01. \quad (3)$$

Коэффициент детерминации этой линейной регрессии составил $R^2 = 0,95$. Точность определения коэффициентов регрессии методом наименьших квадратов составляет $0,86 \pm 0,09$ и $0,02 \text{ м}^{-1} \pm 0,01 \text{ м}^{-1}$. Полученная регрессионная связь α и $K_{d,p}$ справедлива для диапазона значений $K_{d,p}$ от $0,11 \text{ м}^{-1}$ до $0,23 \text{ м}^{-1}$ и использованной в данном эксперименте геометрии зондирования.

Регрессионные соотношения (2) и (3) позволяют преобразовывать пространственные распределения α , полученные в результате лидарной съемки вдоль маршрута судна, в пространственные распределения соответствующих гидрооптических характеристик. Пример полученных в результате такого преобразования распределений показателя ослабления c на одном из разрезов и его сопоставление с пространственными распределениями гидрооптических и гидрологических характеристик, полученных с помощью проточного измерительного комплекса, показан на рис. 3. Разрез выполнен 13.07.2022 г. между станциями 7458–7459 вблизи ямальского шельфа и характеризуется наличием фронтальных зон.

Сопоставление пространственных распределений c_L и c_{fl} показаны на рис. 3, а. Соответствующие распределения солёности, температуры и интенсивности флюоресценции РОВ показаны на рис. 3, б. Красные треугольники на рис. 3, а обозначают значения c_p , зарегистрированные на станциях в слое 2–3 м и в слое 4–8 м. В случае станции 7458 значения c_p в этих слоях совпадают, в случае станции 7459 — несколько различаются. В слое 2–3 м значение c_p составило $1,15 \text{ м}^{-1}$, а в слое 4–8 м — $1,08 \mathbf{м}^{-1}$.

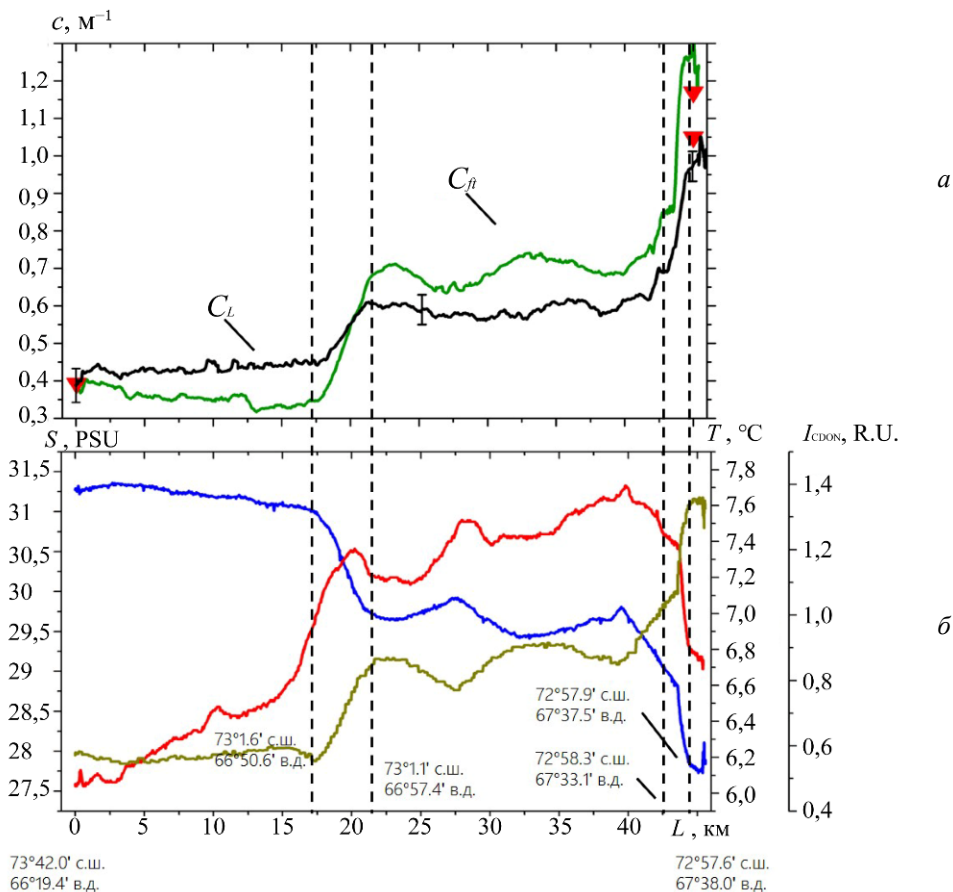


Рис. 3. Распределение гидрооптических и гидрологических характеристик на разрезе между станциями 7458–7459 по данным лидарной съемки и проточного измерительного комплекса.

а — распределения c_L и c_{fl} ; б — распределения S , T , I_{CDOM} : синий график — S , PSU; красный — T , °C; зелёный — I_{CDOM} .

Значения c_L и c_{fl} достаточно близки на протяжении всего разреза. Некоторые несовпадения значений c_L и c_{fl} могут быть связаны с наличием стратификации, которая контролировалась только на станциях в начале и конце выполнения разреза. Распределение показателя ослабления, полученное с использованием лидарной съемки, хорошо отражает положение фронтов. Наличие этих фронтов подтверждается на распределениях солености, температуры и интенсивности флуоресценции ОРОВ. Интересно отметить, что на разрезе зарегистрирована отрицательная корреляция распределения солености и интенсивности флуоресценции ОРОВ. Наличие такой корреляции может объясняться влиянием стока рек Обь и Енисей [20].

Заключение. Выполнена лидарная съемка западной части Карского моря. Для проведения съемки использован судовой поляризационный лидар ПЛД-1. Анализ полученных данных позволил получить регрессионные соотношения между показателем ослабления лидарного эхосигнала, показателем ослабления света морской водой и показателем диффузного ослабления света. Регрессионные соотношения получены в достаточно широком диапазоне изменения c . На одном разрезе было выполнено преобразование пространственных распределений α , полученных в результате лидарной съемки вдоль маршрута судна, в пространственные распределения c . Продемонстрировано хорошее соответствие параметров полученных распределений и распределений ряда гидрооптических характеристик и солености. В дальнейшем полученные регрессионные соотношения позволят проводить систематическую лидарную съемку на ходу судна с использованием лидара ПЛД-1 для получения пространственных распределений гидрооптических характеристик.

Литература

1. Коханенко Г. П., 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.
2. Collister B. L., Zimmerman R. C., Hill V. J., Sukenik C. I., Balch W. M. Polarized lidar and ocean particles: insights from a mesoscale coccolithophore bloom // Applied Optics. 2020. Vol. 59, № 15. P. 4650–4662. doi:10.1364/AO.389845.
3. Браво-Животовский Д. М., Гордеев Л. Б., Долин Л. С., Мочнев 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 / Под ред. А. С. Моница, К. С. Шифрина. М.: Наука, 1974. С. 153–158.
4. Gordon H. R. Interpretation of airborne oceanic lidar: effects of multiple scattering // Applied Optics. 1982. Vol. 21, № 16. P. 2996–3001.
5. Peituo Xu, Dong Liu, Yibing Shen et. al. Design and validation of a shipborne multiple-field-of-view lidar for upper ocean remote sensing // Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer. 2020. Vol. 254. P. 107201. doi:10.1016/j.jqsrt.2020.107201
6. Буренков В. И., Гольдин Ю. А., Артемьев В. А., Шеберстов С. В. Оптические характеристики вод Карского моря по судовым и спутниковым наблюдениям // Океанология. 2010. Т. 50, № 5. С. 716–729.
7. 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.
8. Глухов В. А., Гольдин Ю. А., Родионов М. А. Лидарный метод регистрации внутренних волн в водах с двухслойной стратификацией гидрооптических характеристик // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2021. Т. 14, № 3. С. 86–97. doi:10.7868/S2073667321030084.
9. Zhong C., Chen P., Pan D. An Improved Adaptive Subsurface Phytoplankton Layer Detection Method for Ocean Lidar Data // Remote Sensing. 2021. Vol. 13, № 19. P. 3875. doi:10.3390/rs13193875.
10. Артемьев В. А., Таскаев В. Р., Григорьев А. В. Автономный прозрачномер ПУМ-200 // Современные методы и средства океанологических исследований (МСОИ-2021). Материалы XVII международной научно-технической конференции. Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН. 2021. С. 95–99.
11. Gordon H. R. Can the Lambert - Beer law be applied to the diffuse attenuation coefficient of ocean water? // Limnol. Oceanogr. 1989. Vol. 34, № 8. P. 1389–1409.
12. Погосян С. И., Дургарян А. М., Конюхов И. В., Чивкунова 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.

14. Yushmanova A., Sheberstov S., Glukhovets D., Pogosyan S. Numerical Simulation of a Light Field Structure in an Integrating Sphere via the Monte Carlo Method // Photonics. 2023. Vol. 10, № 5. P. 593. doi:10.3390/photonics10050593.

15. Павлова М. А., Глуховец Д. И., Дерягин Д. Н., Круглинский И. А. Измерение коэффициента яркости моря с помощью макета палубного спектрорадиометра // Материалы XVIII международной научно-технической конференции «Современные методы и средства океанологических исследований (МСОИ-2023)». 2023. Т. 2. С. 119–123.

16. Werdell P. J., Franz B. A., Bailey S. W. et. al. Generalized ocean color inversion model for retrieving marine inherent optical properties // Applied Optics. 2013. Vol. 52, № 10. P. 2019–2037. doi:10.1364/AO.52.002019.

17. Шифрин К. С. Введение в оптику океана. Л.: Гидрометиздат, 1983. 279 с.

18. Grant R. H., Gao W. Diffuse fraction of UV radiation under partly cloudy skies as defined by the Automated Surface Observation System (ASOS) // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. 2003. Vol. 108, № D2. <https://doi.org/10.1029/2002JD002201>.

19. Гольдин Ю. А., Глуховец Д. И., Гуреев Б. А., Григорьев А. В., Артемьев В. А. Судовой проточный комплекс для измерения биооптических и гидрологических характеристик морской воды // Океанология. 2020. Т. 60, № 5. С. 814–822.

20. 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.

Проведение лидарной съемки, обработка зарегистрированных данных лидарного зондирования и статистический анализ выполнены в рамках государственного задания по теме № FMWE-2021-0014. Получение и обработка сопутствующих данных произведено при финансовой поддержке гранта РФФ № 21-77-10059.

Авторы благодарят В. А. Артемьева, С. К. Клименко, М. А. Павлову и И. В. Салинг за помощь в проведении сопутствующих измерений.

СПУТНИКОВЫЙ РАДИОЛОКАЦИОННЫЙ МОНИТОРИНГ И ВЕРИФИКАЦИЯ ЕСТЕСТВЕННЫХ НЕФТЕПРОЯВЛЕНИЙ В КЕРЧЕНСКОМ ПРЕДПРОЛИВЬЕ ЧЕРНОГО МОРЯ

С. К. Клименко, А. Ю. Иванов, канд. физ.-мат. наук, И. А. Немировская, д-р геол.-минерал. наук

Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Москва, Россия

SATELLITE SAR MONITORING AND VERIFICATION OF NATURAL SEEPAGE IN THE BLACK SEA KERCH PRE-STRAIT AREA

S. K. Klimenko, A. Yu. Ivanov, Ph.D., I. A. Nemirovskaya, Dr.Sc.

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Анализируются результаты спутникового мониторинга 2017–2022 естественных нефтепроявлений Керченского предпроливья Черного моря. Экспедиционные исследования подтвердили, что обнаруженная пространственно-временная группировка пятен приурочена к природным нефтегазопроявлениям.

The satellite monitoring results 2017–2022 of natural seepage in the Black Sea Kerch prestrait are analyzed. Expedition research has confirmed that the discovered spatio-temporal slick grouping is confined to natural oil and gas manifestations.

Введение. Естественные нефтепроявления, что представляют собой природные просачивания нефти со дна моря, являются маркером нефтегазоносности — благодаря обнаружению источников подобных просачиваний были открыты многие нефтегазовые месторождения [1].

В зависимости от особенностей геологического строения морского дна подводные источники могут активизироваться, на время прекращать активность, исчезать вовсе и затем появляться вновь. Причиной их появления могут служить как природные факторы, связанные, например, с сейсмичностью недр [2, 3], так и техногенные — в результате нефтегазовой добычи из морских скважин.

Шельф и прикерченская часть Черного моря привлекает внимание не только в связи с антропогенным воздействием и сопутствующим загрязнением в результате активного судоходства, но и из-за потенциальной нефтегазоносности региона. Источники естественных нефтепроявлений ранее были обнаружены и в российском, и в грузинском, и в турецком секторах [4]. Однако в Керченском предпроливье, южнее Таманского полуострова, источники были впервые обнаружены в 2021 г. в ходе пятилетнего спутникового мониторинга данной акватории [5].

Поступающая на поверхность нефть образует на ней пленку, которая хорошо различима на данных дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) из космоса. Методы ДЗЗ крайне эффективны для оперативной и объективной оценки экологического состояния акватории, включая наблюдения за пленочными загрязнениями, в том числе и естественными, а радиолокационная съемка обеспечивает регулярность получения данных на обширных акваториях независимо от условий освещения и облачности с возможностью ретроспективного анализа архива радиолокационных изображений (РЛИ).

В настоящей работе представлены результаты анализа данных радиолокационного спутникового мониторинга естественных нефтепроявлений Керченского предпроливья Черного моря в период с января 2017 г. по декабрь 2022 г. и последующей верификации в ходе экспедиции 2022 г. одного из дистанционно установленных природных источников.

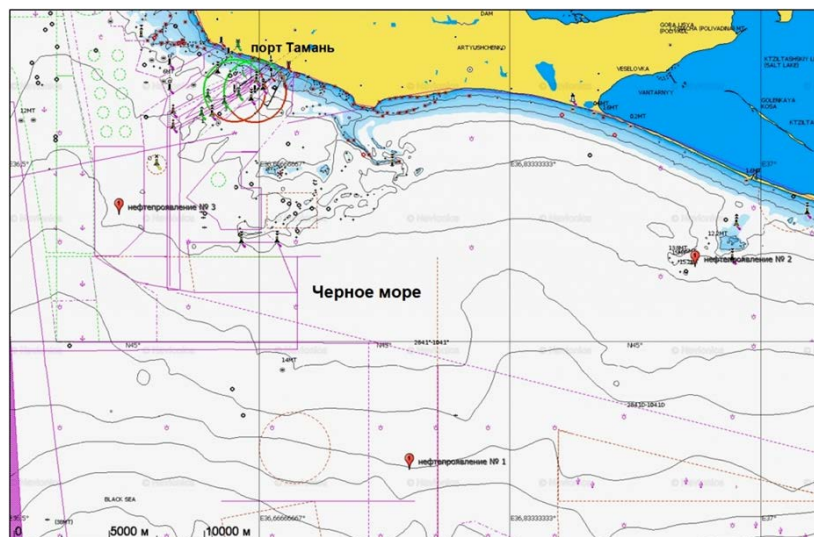


Рис. 1. Положение нефтепроявлений, обнаруженных в ходе мониторинга 2017–2022, на навигационной карте.

Данные и методы. Для поиска и идентификации пятен пленочных загрязнений нефти и нефтепродуктов, способных образовывать пленки на морской поверхности, использовались РЛИ европейских спутников Sentinel-1A и Sentinel-1B, а также доступные оптические снимки Sentinel-2 и Landsat-8, покрывающие акваторию Керченского предпролива Черного моря. В ходе мониторинга 2017–2022 гг. среди антропогенных пятен пленочных загрязнений было обнаружено 294 пятна естественных нефтепроявлений на 126 РЛИ.

С помощью визуального анализа РЛИ и геоинформационного (ГИС) подхода [6], суть которого заключается в сопоставлении полученных в ходе дешифрирования изображений векторных слоев со всеми доступными подспутниковыми данными о регионе на момент обнаружения сликов, всего на мелководном (20–30 м) черноморском шельфе было выделено три кластера пятен, приуроченных, соответственно, к трем естественным источникам (рис. 1) [5].

С целью верификации одного из них в августе 2022 г. были проведены экспедиционные исследования, включающие в себя как надводные, так и подводные наблюдения, результаты которых представлены далее.

Результаты. На природное происхождение обнаруженных на РЛИ сликов указывала характерная для данного явления веерная структура, формируемая разнонаправленными пятнами, которые в зависимости от течений и ветра дрейфуют в разные стороны, а также их тяготение к одному источнику [4]. Кроме того, в [5] отмечалось, что данные нефтепроявления расположены в границах Керченско-Таманской грязевулканической области и Таманского нефтегазоносного района, что не противоречит предварительно установленному природному происхождению обнаруженных сликов. Все подобных групп пятен в рассматриваемой акватории было выделено три, чьи координаты центра: у первого источника $44^{\circ}56'19''$ с.ш. и $36^{\circ}46'03''$ в.д., у второго — $45^{\circ}02'08''$ с.ш. и $36^{\circ}57'28''$ в.д., и у третьего — $45^{\circ}03'34''$ с.ш. и $36^{\circ}34'25''$ в.д. Расположены они на мелководном участке шельфа на глубинах, соответственно, 32, 18 и 19 м [5].

Доля естественных нефтепроявлений от общего количества обнаруженных и идентифицированных в ходе мониторинга Керченского пролива пленочных загрязнений в среднем составляет около 11–12 % [5]. В зависимости от погодных условий во время съемки акватории, наблюдаемые слики имели различную длину, площадь, форму и контраст. При благоприятных ГМУ — ветре 2–4 м/с, волнении высотой не более 1 м и отсутствии облачности — пятна нефтепроявлений регистрировались как на РЛИ, так и оптических снимках (рис. 2); в этих условиях максимальная длина пятен нефтепроявлений достигала 11–12 км, а площадь порядка 1–2 км². В зимние месяцы природные пятна нефтепроявлений обнаруживались довольно редко – не отображались на РЛИ при скорости ветра более 5–6 м/с, что характерно для осенне-зимних сезонов. В том числе это может указывать на просачивание легких фракций нефти, пленки которых быстро исчезают с поверхности моря под действием ГМУ.

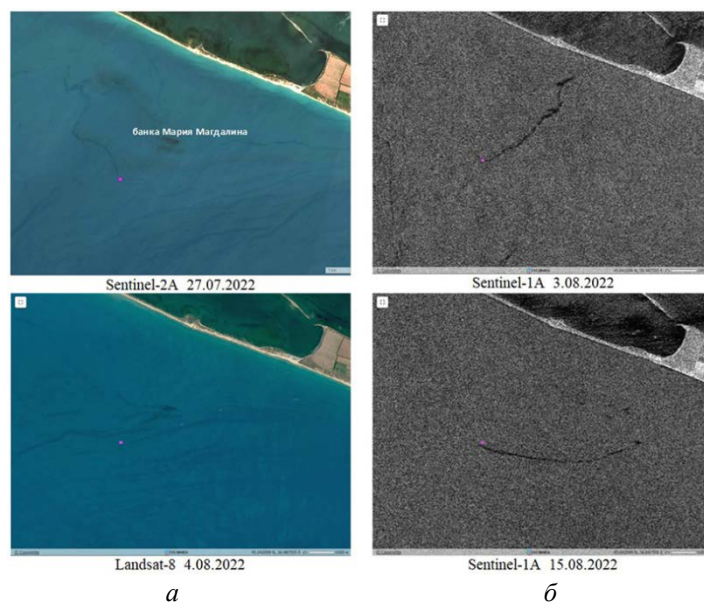


Рис. 2. Нефтепроявления у банки Мария Магдалина на фрагментах оптических снимков (а) и РЛИ (б), полученных в июле–августе 2022 г.; источник показан сиреневой отметкой. © ESA.

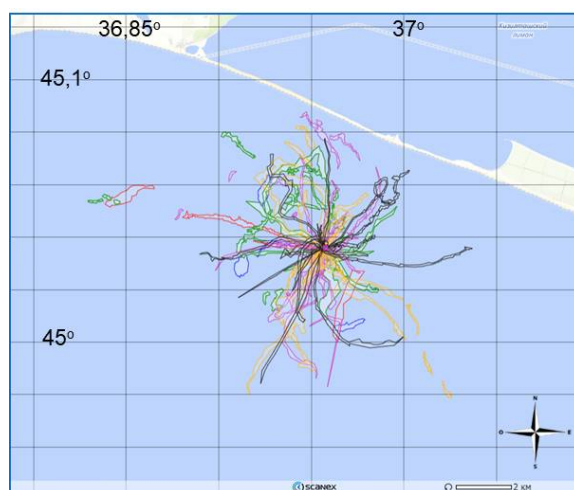


Рис. 3. Пространственно-временная группировка снимков, обнаруженных на РЛИ у банки Мария Магдалина в 2017–2022 гг.

Однако нельзя было исключать вероятность техногенного происхождения slickов, например, обусловленное утечками нефтепродуктов из затонувшего судна или иного техногенного объекта, выделения из которого возможны из-за разрушения топливных емкостей (например, как в случае утечки в районе затонувшего т/х «Адмирал Нахимов» в 2021 г. [7]).

С целью верификации одного из них, а именно находящегося в 2,4 км к юго-западу от банки Мария Магдалина и в 5,2 км от Бугазской косы (северо-восточная часть моря — рис. 2, 3), 5 августа 2022 г. коллегами из ВПК «ЭПРОН» [8] были проведены экспедиционные исследования.

В задачи поисковой группы входили надводные наблюдения, подводные исследования, фото/видео-фиксация, а также отбор проб в случае обнаружения нефтегазопроявлений.

По данным дистанционного зондирования нефтепроявление (место всплытия легких фракций нефти) расположено в точке $45^{\circ}02'08''$ с.ш. и $36^{\circ}57'28''$ в.д., где и начинали формироваться маслянистые пленки на морской поверхности (рис. 2, 3).

В ходе проведения надводного обследования района было установлено наличие на морской поверхности пузырьков газа и размером не более $2-3 \text{ см}^2$ маслянистых пятен, которые мгновенно расплывались и образовывали тонкие нефтяные пленки на поверхности.

Максимальное газовыделение обнаружено на некотором удалении от найденного

нефтепроявления — по данным подводных исследований дна максимальные выходы газа были обнаружены к северо-востоку, в точке с координатами центра 45°02'12" с.ш. и 36°57'34" в.д. Тем не менее, небольшие одиночные выходы пузырьков газа наблюдались на всей исследуемой акватории, чья общая площадь достигала сотен квадратных метров, а на дне были обнаружены многочисленные выходы газа разной интенсивности.

Затонувшее судно или другие возможные антропогенные источники в результате проведенных исследований обнаружены не были.

Также здесь забраны пробы грунта для дальнейшего анализа в аналитической лаборатории ИО РАН, который показал существенно повышенное содержание углеводородов — ~260 мкг/г (табл. 1).

Таблица 1

Содержание УВ в пробе грунта, отобранной у банки Мария Магдалена в Черном море 5 августа 2022 г.

№ п/п	Навеска	Дув	Разбавление Дув	Концентрация УВ, мкг/г	ПАУ, мкг/мл	ПАУ, РРМ, нг/г
1	9,000	0,64	4	260	0,99	110

Заключение. На основе радиолокационного мониторинга Керченского предпроливья Черного моря и ГИС-подхода были установлены три кластера верных структур, по ряду признаков определенных как источники естественных нефтепроявлений. Всего было идентифицировано 294 слик на 126 РЛИ.

Проведенные экспедиционные исследования, в ходе которых произведены надводные и подводные наблюдения с отбор проб, подтвердили природное происхождение нефтепроявлений, впервые обнаруженных на спутниковых изображениях.

Использованный метод показал эффективность применения космической радиолокации и ГИС-подхода для задач поиска и обнаружения естественных нефтепроявлений в российских морях, которые при подспутниковой верификации позволяют точно установить природу обнаруженных нефтепроявлений. Полученные результаты крайне полезны для дальнейшего исследования особенностей геолого-геофизической среды и современной геодинамической активности не только Керченского предпроливья, но и других регионов Черного моря.

Литература

1. Серикова У. С. Начало развития морской нефтегазовой отрасли в России и за рубежом // История и педагогика естествознания. 2015. № 3. С. 12–15.
2. Алиев А. А. Грязевые вулканы Каспийского моря // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2014. № 1. С. 33–44.
3. Иванов А. Ю., Голубов Б. Н., Затягалова В. В. О нефтегазоносности и разгрузке подземных флюидов в южной части Каспийского моря по данным космической радиолокации // Исследование Земли из космоса. 2007. № 2. С. 62–81.
4. Иванов А. Ю., Матросова Е. Р., Кучейко А. Ю., Филимонова Н. А., Евтушенко Н. В., Терлеева Н. В., Либина Н. В. Поиск и обнаружение естественных нефтепроявлений в морях России по данным космической радиолокации // Исследование Земли из космоса. 2020. № 5. С. 43–62.
5. Клименко С. К., Иванов А. Ю., Терлеева Н. В. Пленочные загрязнения Керченского пролива по данным пятилетнего радиолокационного мониторинга: современное состояние и основные источники // Исследование Земли из космоса. 2022. № 3. С. 37–54.
6. Иванов А. Ю., Затягалова В. В. Картографирование пленочных загрязнений моря с использованием космической радиолокации и географических информационных систем // Исследование Земли из космоса. 2007. № 6. С. 46–63.
7. Кучейко А. А., Иванов А. Ю., Клименко С. К., Чайка А. А., Козлова Д. С., Коваль Г. Я. Наблюдение и оперативное спутниковое сопровождение случаев аварийных нефтяных разливов и утечек в прибрежной зоне Черного моря // Экология и промышленность России. 2022. Т. 26, № 10. С. 52–59.
8. «Экспедиция подводных работ особого назначения» (ЭПРОН). URL: <https://epron-pro.ru/>

ИЗМЕНЧИВОСТЬ МИКРОВОЛНОВЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ЗАЛИВА КАРА-БОГАЗ-ГОЛ КАСПИЙСКОГО МОРЯ ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Л. М. Митник, д-р. физ.-мат. наук, *П. А. Салюк*, канд. физ.-мат. наук, *В. П. Кулешов*,
А. В. Баранюк, *М. Л. Митник*, канд. техн. наук

Тихоокеанский океанологический институт им. В. И. Ильичева, Владивосток, Россия

VARIABILITY OF MICROWAVE CHARACTERISTICS OF KARA-BOGAZ-GOL BAY OF THE CASPIAN SEA BASED ON SATELLITE SENSING DATA

L. M. Mitnik, Dr.Sc., *P. A. Salyuk*, Ph.D., *V. P. Kuleshov*, *A. V. Baranyuk*, *M. L. Mitnik*, Ph.D.

V. I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences,
Vladivostok, Russia

По временным рядам яркостных температур по данным микроволнового радиометра AMSR2 в 2019–2022 гг. оценены вариации, вызванные изменением параметров залива и Каспийского моря. При интерпретации вариаций применены оптические изображения и найденные по ним поля температуры воды и концентрации хлорофилла. Яркостные температуры, AMSR2, Кара-Богаз-Гол, изменчивость.

The variations caused by changes in the parameters of the Gulf and the Caspian Sea were estimated from the time series of brightness temperatures using AMSR2 microwave radiometer data in 2019-2022. Optical images and the water temperature and chlorophyll concentration fields found from them are applied to interpret the variations. Brightness temperatures, AMSR2, Kara-Bogaz-Gol, variability.

Введение. Детальные сведения о заливе Кара-Богаз-Гол Каспийского моря востребованы при решении актуальных научных и прикладных проблем, таких как современные изменения климата, опустынивание окружающей залив территории, добыча минерального сырья (мирабилит и др.), развитие марикультуры (разведение водорослей и рачков) и др. Высокая солёность вод и особенности берегов залива были отмечены в повести К. Г. Паустовского «Кара-Бугаз» [1], впервые изданной в 1932 г. При описании залива автор опирался на отчеты путешественника и географа Г. С. Карелина и гидрографа лейтенанта Ивана Матвеевича Жеребцова, подготовленные в первой половине 19 века.

Залив вытянут с северо-запада на юго-восток и имеет размеры 151 км по 41°ю.ш. и 167 км по 53°45'. С Каспийским морем залив соединяется через пролив Кара-Богаз-Гол. Из-за разницы уровней моря и залива морская вода устремляется в залив и испаряется. Толщина слоя испаряемой воды составляет в среднем 80–100 см в год, что при площади залива в 18 000 км² соответствует 14,5–18 км³. Средняя глубина составляет 4,7 м с колебаниями от 2,2 до 6,2 м и гипергалинный: солёность *S* в разных частях залива меняется от 40 до 272 ‰ [2–5]. Регулярные метеорологические наблюдения проводятся на единственной метеостанции Кара-Богаз-Кел WMO ID=38367 (Туркменистан), расположенной у западного побережья залива в точке с координатами 41°03'с.ш., 52°55'в.д.; измерения характеристик воды не проводятся.

Изменчивость гидрофизических характеристик Каспийского моря и залива Кара-Богаз-Гол под влиянием природных и антропогенных факторов изучалась на основе инструментальных наземных измерений [2–5], моделирования и данных дистанционного зондирования с самолетов и спутников. Мониторинг береговой зоны, температуры поверхности и цвета воды, а также динамических явлений в море осуществляется по изображениям в видимом и ИК участках спектра, получаемых радиометрами MODIS (The Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) со спутников Terra и Aqua и VIIRS (The Visible Infrared Imaging Radiometer Suite) со спутников SNPP (The Suomi-National Polar-Orbiting Operational Environmental Satellite System Preparatory Project) и NOAA-20 с разрешением от 250 до 1000 м [6–8]. Для детального исследования полей

температуры и оптических параметров воды, а также структуры течений, вихрей, фронтов и других динамических образований используются спектральные изображения с разрешением от 10 до 100 м со спутников Landsat и Sentinel-2 [7, 8]. Сведения о видовом составе водорослей, температуре и солености воды были собраны во время экспедиций в заливе [4, 5, 9].

Важным источником количественной информации о скорости приводного ветра и уровне внутренних водоемов стали данные спутниковых альтиметров, работающих в МВ диапазоне, что позволяет вести измерения независимо от облачности [10–12]. Перечень геофизических параметров, восстанавливаемых по спутниковым данным, существенно расширяется при использовании сканирующих МВ радиометров, принимающих уходящее излучение Земли на нескольких частотах на вертикальной (В) и горизонтальной (Г) поляризациях. К ним, прежде всего, относятся температура и соленость воды, скорость приводного ветра, температура, влажность и коэффициент излучения земных покровов, паросодержание атмосферы, водозапас облаков и интенсивность осадков [11–13]. Пространственное разрешение спутниковых радиометров AMSR2 (The Advanced Microwave Scanning Radiometer 2), GMI (The Global Precipitation Measurement (GPM) Microwave Imager), сканирующих Землю по конусу под углом падения θ , меняется от 3–5 до 20–50 км, и уменьшается с частотой (с увеличением длины волны принимаемого излучения). Ширина полосы обзора радиометров L составляет 1000–1500 км [10–13], что позволяет оценивать влияние мезомасштабных и синоптических процессов на изменчивость состояния внутренних водоемов.

Ввиду отсутствия регулярных измерений параметров воды изменчивость характеристик залива Кара-Богаз-Гол и их связь с процессами в Каспийском море к западу от залива и в пустынных и полупустынных районах, окружающих залив с севера, востока и юга, изучались преимущественно по спутниковым микроволновым радиометрическим данным.

Данные. В работе использованы:

- временные ряды яркостных температур $Tя(v)$ по измерениям радиометра AMSR2 на В- и Г-поляризациях на частотах $\nu = 6,7; 10,65; 18,7; 23,8; 36,5$ и 89 ГГц при $\theta = 55^\circ$ и $L = 1450$ км со спутника GCOM-W1 (The Global Change Observation Mission), полученные с сайта (<https://gportal.jaxa.jp/gpr/information/product?lang=en#GCOM-W1>), температуры и влажности воздуха по данным метеостанции Кара-Богаз-Кел с 1 августа 2019 по 30 сентября 2022 г.;

- яркостные температуры по данным радиометра GMI на $\nu = 6,7; 10,65; 18,7; 36,5; 89,0$ и 166 ГГц на В- и Г-поляризациях и на $23,8$ ГГц на В-поляризации со спутника GPM при $\theta=53^\circ$ и $L=885$ км и радиометра МТВЗА-ГЯ на частотах в диапазоне $10,6\text{--}91,6$ ГГц при $\theta=65^\circ$ и $L=1500/2500$ км на нисходящих/восходящих витках со спутника Метеор-М № 2- 2 (получены из Роскосмоса) за отдельные сроки в зимний и летний сезоны 2020–2022 гг. [13];

- видимые и ИК изображения залива и моря, полученные спектрометрирами MODIS со спутников Terra и Aqua и VIIRS со спутников SNPP и NOAA-20, и восстановленные по ним поля температуры поверхности воды (ТПВ) и концентрации хлорофилла (*Chl-a*) за отдельные сроки в зимний и летний сезоны 2020–2022 гг. [14, 15].

Для изучения пространственно-временной изменчивости состояния залива Кара-Богаз-Гол и восточной части Каспийского моря, граничащих с ними полупустынных и пустынных областей, и расположенной над ними атмосферы, использовались временные ряды яркостных температур на частотах в диапазоне от 6 до 166 ГГц, усредненных над круговыми зонами диаметром ≈ 90 км (рис. 1). Центр круга над заливом расположен на $41,23^\circ$ с.ш., $53,29^\circ$ в.д. и не захватывает его юго-восточную мелководную часть. Расстояние от границ круга до берега превышает 10 км, что необходимо для минимизации влияния излучения материковых покровов на измеряемые яркостные температуры залива. Центр круга над морем расположен на $41^\circ 23'$ с.ш., $51^\circ 55'$ в.д. Солёность воды в Каспийском море составляет ≈ 13 ‰, что значительно ниже, чем солёность воды в заливе, достигающая ≈ 300 ‰.

Временные ряды. Ряды усреднённых по выбранным круговым областям значений $Tя(v)$ построены по данным зондирования на восходящих витках радиометра AMSR2. Количество пикселей в пределах круговой области составляло 60–80 на частотах от 6,9 до 36,5 ГГц и 280–320 на $\nu = 89,0$ ГГц. Круговые зоны (рис. 1) находились в пределах полосы обзора радиометра в $\approx 09:30\text{--}10$ UTC (местное время $\approx 12:30\text{--}13$), то есть за 2–3 часа до максимума температуры поверхности (рис. 2).

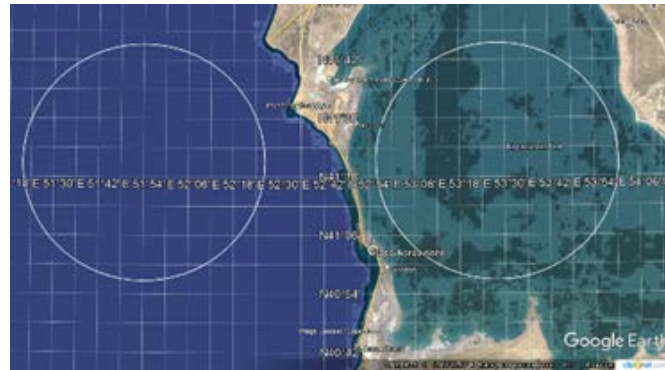


Рис. 1. Круговые площадки, для которых построены временные ряды Тя по данным AMSR2 с 1 авг. 2019 г. по 30 сент. 2022 г.

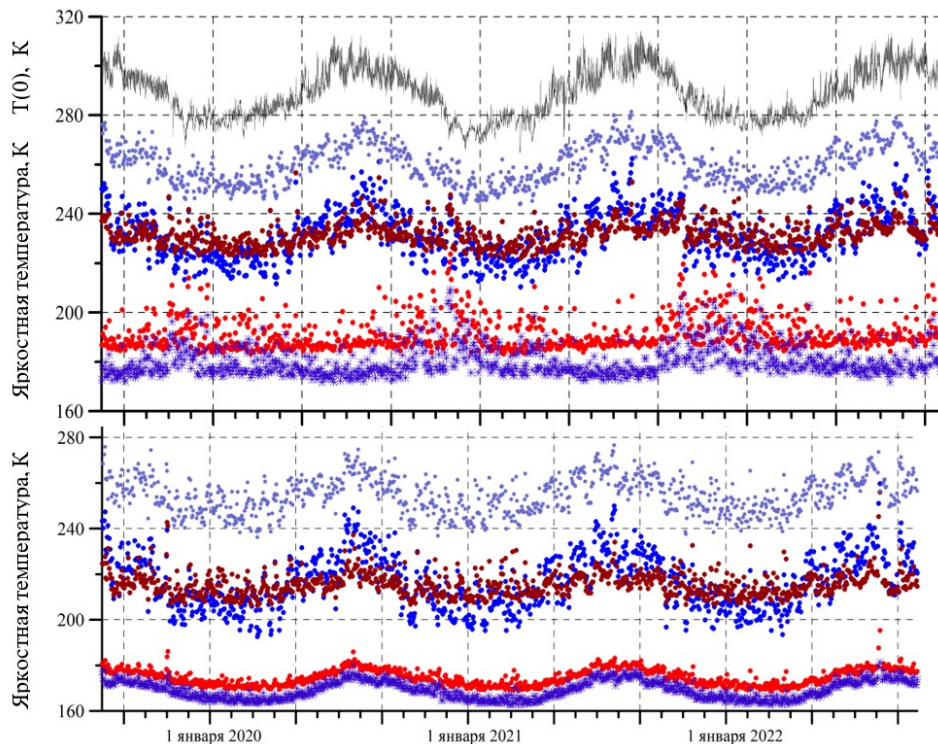


Рис. 2. Временные ряды яркостных температур на частотах 6,9 (фиолетовые крестики); 10,65 (красные точки); 23,8 (синие точки); 36,5 (коричневые точки) и 89,0 ГГц (голубые точки) на В-поляризации областей в заливе (верхняя панель) и в Каспийском море (нижняя панель).

Для индикации изменчивости были выбраны те частоты и поляризации, на которых производные $T_b(\nu)$ на В- и Г-поляризациях по параметрам поверхности воды и атмосферы максимальны. Изменчивость T_b на частотах 6,9 и 10,65 ГГц в существенной степени определяется вариациями коэффициента излучения воды, который, в свою очередь, растет со скоростью ветра (на Г-поляризации), зависит от ТПВ (при ТПВ > 25 °С — и от солёности воды) и концентрации поверхностно активных веществ. Влияние на T_b параметров атмосферы — её паросодержания V и водозапаса облаков Q — мало, особенно на $\nu = 6,9$ ГГц. На $\nu = 23,8; 36,5$ и 89,0 ГГц вклад атмосферы в изменчивость T_b — особенно на Г-поляризации — отчетливо выражен из-за роста поглощения в водяном паре, облаках и дожде [11, 12]. Паросодержание атмосферы растёт с температурой и влажностью воздуха, в том числе и у поверхности, что регистрируют показания на метеостанции Кара-Богаз-Кел.

На сезонную изменчивость V и Q накладывается синоптическая, связанная с переносом теплых и холодных воздушных масс над рассматриваемым районом. Сказанное иллюстрирует рис. 2, на котором приведены значения T_b на пяти частотах на вертикальной поляризации за

период с 1 августа 2019 по 30 сентября 2022 г. Ряды построены по измерениям над круговыми зонами в заливе Кара-Богаз-Гол и в Каспийском море (рис. 1).

Сезонные колебания на рис. 2 выражены в поле температуры воздуха у поверхности $T(0)$ и в яркостных температурах на всех частотах на В- и Г-поляризациях. Размах сезонных изменений $T(0)$ составляет примерно 30 К. Хорошо видны различия в ходе температуры между годами.

Зима 2021–2022 гг. была теплее, чем в предыдущие две зимы. Значения $T(0)$ были ниже 0°C всего 3 дня в конце января. Синоптические вариации, сопровождаемые вторжениями холодного сухого и теплого влажного воздуха продолжительностью 3–7 суток, выделяются в рядах $T(0)$ и T_ν на $\nu = 23,8; 36,5$ и $89,0$ над заливом и морем. Амплитуда и длительность синоптических вариаций весной и летом 2021 г. были больше, чем в 2020 и 2022 гг.

Сезонные, синоптические и суточные изменения отмечаются на всех частотах, но над морем разброс значений T_ν заметно меньше, чем над заливом — особенно на частотах 6,9; 7,3 и 10,65 ГГц. По всей видимости, это обусловлено различием в объёмах, солёности и плотности воды в море и в заливе и ярко выраженным суточным ходом температуры пустынь вокруг залива, индикатором которой служит температура воздуха у поверхности [17, 18]. В годовом цикле T_ν на этих частотах максимумы дисперсии отмечаются в мае–сентябре, а минимумы — в декабре–феврале. Похожие зависимости наблюдаются и в рядах $T_\nu(\nu)$ на Г-поляризации.

В табл. 1 приведены диапазоны изменчивости, полученные по гистограммам временных рядов $T_\nu(\nu)$ по данным AMSR2 над морем и заливом с 1 августа 2019 по 30 сентября 2022 г. Поляризационные различия вызваны ростом относительного вклада нисходящего излучения атмосферы в значения $T_\nu(\nu)$ на Г-поляризации по сравнению с вертикальной, так как на В-поляризации коэффициент излучения воды больше, чем на горизонтальной на $\kappa^B(\nu) > \kappa^G(\nu)$ [12, 16].

Таблица 1

Изменчивость яркостных температур над заливом и морем по данным AMSR2

Частота, ГГц	Вертикальная поляризация		Горизонтальная поляризация	
	Кара-Богаз-Гол	Каспийское море	Кара-Богаз-Гол	Каспийское море
6,9	170–196	162–175	86–112	80–90
10,65	184–206	169–182	94–120	83–95
23,8	216–252	196–242	132–200	123–194
36,5	220–242	206–226	140–176	132–166
89,0	246–276	238–270	183–245	182–240

Размах сезонных изменений $\Delta T_\nu = T_{\nu\text{макс}} - T_{\nu\text{мин}}$ (лето – зима) на 89,0 ГГц ≈ 20 К, на 36,5 — ≈ 15 К, на 23,8 — ≈ 40 К, на 10,65 — ≈ 10 К и на 6,9 ГГц — ≈ 7 К, что обусловлено ростом V от 3–5 $\text{кг}/\text{м}^2$ зимой до 30–35 $\text{кг}/\text{м}^2$ летом, наличием резонанса в спектре поглощения в водяном паре на $\nu = 22,235$ ГГц, а также ростом коэффициента излучения воды $\kappa(\nu)$ с частотой [12, 16].

Сезонная и суточная изменчивость яркостных температур при различном состоянии системы атмосфера-поверхность. На рис. 3–5 показаны спутниковые микроволновые яркостные температуры, а также поля ТПВ и $\text{Chl-}a$, восстановленные по спектральным изображениям в видимом и ИК диапазонах. В совокупности они дают представление об изменчивости залива Кара-Богаз-Гол, восточной части Каспийского моря и примыкающих к ним пустынь и атмосферы. Большинство данных получено в безоблачных условиях. Из результатов моделирования и анализа спутниковых данных следует, что вариации спектра $T_\nu(\nu)$ акваторий могут быть вызваны изменениями температуры и солёности воды, направления и скорости ветра, паросодержания атмосферы и влажности облаков [12, 13]. Яркостная температура солёного залива на частотах 89; 23,8 и 10,65 ГГц на 20–30 К выше T_ν моря (рис. 3 и 4). Так как изменение температуры воды на протяжении суток мало (в заливе может быть выше), вариации T_ν определяют ветер, V и Q . Сильное влияние на циркуляцию атмосферы оказывает испарение с залива и значительный суточный ход температуры поверхности пустыни [17, 18]. Отпечатки потоков сухого и влажного воздуха хорошо видны в полях T_ν на частотах 23,8 и 89,0 ГГц. Вариации $T_\nu(\nu)$ вокруг залива и вдоль моря зависят от вида пустынь, температуры и влажности их поверхностного слоя.

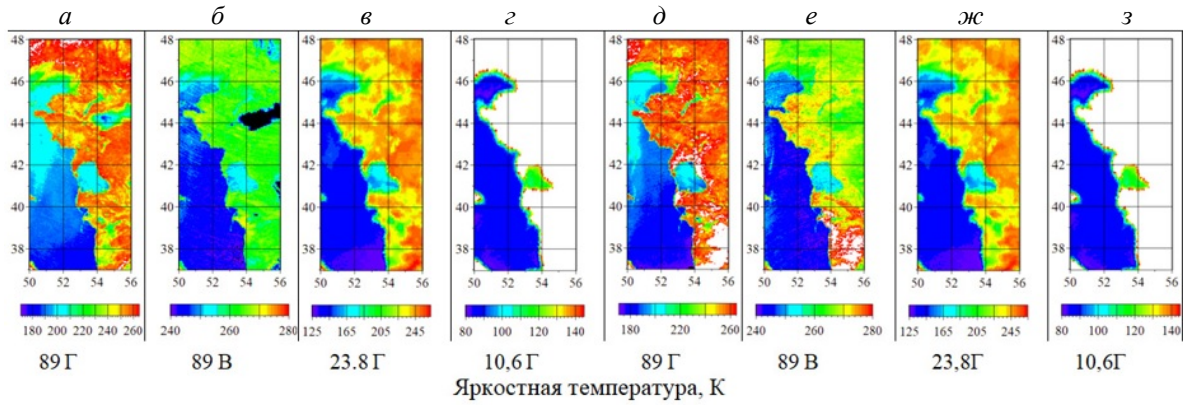


Рис. 3. Яркостные температуры восточной части Каспийского моря, залива Кара-Богаз-Гол и примыкающих к ним пустынь по измерениям радиометра AMSR2 в 22:12 UTC 6 января (а–д); в 08:55 UTC 7 января (д–з); местное время 01:48 и 12:31 7 января соответственно.

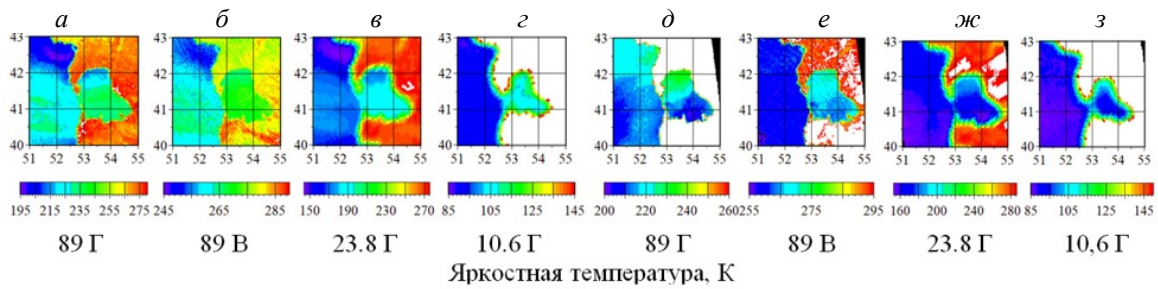


Рис. 4. Яркостные температуры восточной части Каспийского моря, залива Кара-Богаз-Гол и примыкающих к ним пустынь по измерениям радиометра AMSR2 в 21:48 UTC (а–д); в 09:26 UTC 5 июля (д–з); местное время 01:24 6 июля и 13:02 5 июля соответственно.

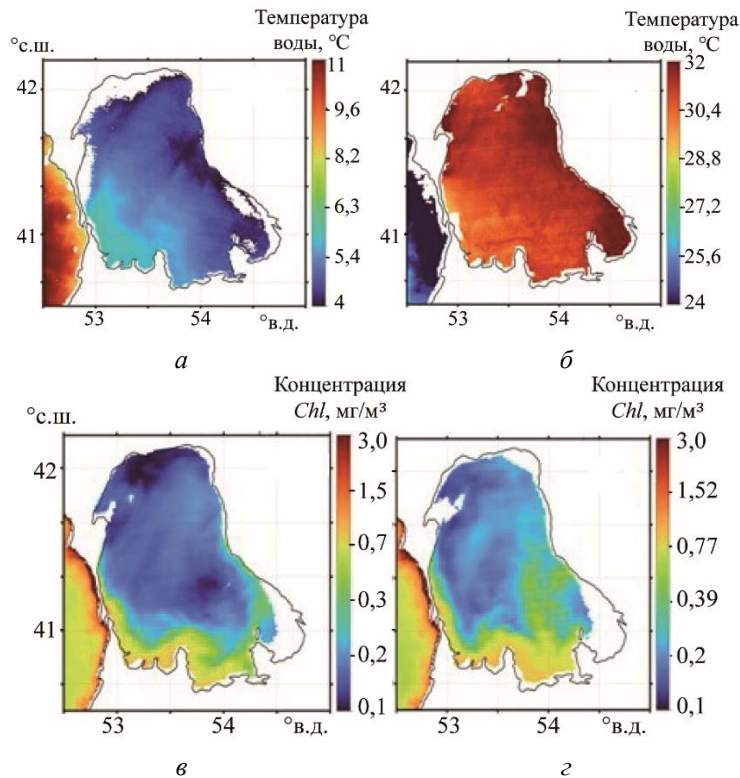


Рис. 5. Поля температуры поверхности воды 7 января 2022 г. (а); 21 июля 2021 г. (б) по данным VIIRS со спутника SNPP и концентрации хлорофилла *a* 17 июля 2020 г. (в); 4 июля 2021 г. (г) по данным MODIS со спутника Aqua.

Основой для восстановления ТПВ по МВ данным служат измерения в диапазоне $\approx 6\text{--}10$ ГГц. Так как разрешение спутниковых радиометров на этих частотах составляет 20–30 км, то изменчивость ТПВ оценивалась по показаниям ИК каналов, а концентрация хлорофилла, взвесей, растворенного органического вещества и др. — по спектральным оптическим измерениям, результаты обработки которых приведены в [14, 15]. В качестве примера на рис. 5 приведены поля ТПВ и концентрации хлорофилла *a*.

Выводы. По временным рядам яркостных температур, полученным с 1 августа 2019 г. по 30 сентября 2022 г. на частотах в диапазоне 6–166 ГГц радиометрами AMSR2 и GMI над заливом Кара-Богаз-Гол и примыкающими к нему районами Каспийского моря и пустынь, определены сезонные, синоптические и суточные вариации, вызванные изменением температуры и параметров состояния поверхности воды, суши и атмосферы.

Вариации отмечаются на всех частотах, но над морем разброс значений T_a заметно меньше, чем над заливом, — особенно на $\nu < 11$ ГГц. Яркостная температура залива на $\nu=89$; 23,8 и 10,65 ГГц на 20–30 К выше T_a моря.

Пространственные вариации T_a изучены путем анализа отдельных ситуаций, а также полей температуры воды и концентрации хлорофилла, найденным по спутниковым оптическим измерениям.

Совместный анализ микроволновых и оптических спутниковых измерений обеспечивает существенное расширение перечня оцениваемых параметров внутренних водоемов, пустынь и атмосферы, а также повышение их временного и пространственного разрешения.

Литература

1. Паустовский К. Г. Собрание сочинений в шести томах. 1958. Т. 1. Повесть Кара-Бугаз. 1932.
2. Выручалкина Т. Ю. Создание цифровой модели рельефа залива Кара-Богаз-Гол // Труды Карельского научного центра РАН. 2020. № 4. С. 139–144. doi:10.17076/lim1199.
3. Leroy S. A. G., Marret F., Giralt S., Bulatov S. A. Natural and anthropogenic rapid changes in the Kara-Bogaz-Gol over the last two centuries reconstructed from palynological analyses and a comparison to instrumental records // Quaternary Intern. 2006. Vol. 150. P. 52–70.
4. Булатов С. А. Новый вид Bacillariophyta из залива Кара-Богаз-Гол (Каспийское море, Туркменистан) // Альгология. 2020. Т. 30, № 2. С. 211–218.
5. Булатов С. А. Новые данные о флоре диатомовых водорослей (Bacillariophyta) в заливе Кара-Богаз-Гол Каспийского моря // Биология моря. 2021. Т. 47, № 4. С. 244–252.
6. Kostianoy A. G., Ginzburg A. I., Lavrova O. Yu. et al. Comprehensive satellite monitoring of Caspian Sea conditions // Remote Sensing of the Asian Seas / Ed. V. Barale, M. Gade. Springer, 2019. P. 505–521.
7. Гинзбург А. И., Костяной А. Г., Шеремет Н. А. О динамике вод в заливе Кара-Богаз-Гол (спутниковая информация) // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2022. Т. 19, № 4. С. 265–279. doi:10.21046/2070-7401-2022-19-4-265-279.
8. Лаврова О. Ю., Митягина М. И., Костяной А. Г. Спутниковые методы исследования изменчивости Каспийского моря. Москва: Институт космических исследований, 2022. 250 с.
9. Булатов С. А. Состав и структура альгофлоры залива Кара-Богаз-Гол (Каспийское море) // Вопросы современной альгологии. 2022. № 1 (28). С. 59–70.
10. Lebedev S. Climatic variability of water circulation in the Caspian Sea based on satellite altimetry data // Intern. J. Remote Sensing. 2018. P. 4343–4359.
11. Кутуза Б. Г., Данилычев М. В., Яковлев О. И. Спутниковый мониторинг Земли: Микроволновая радиометрия атмосферы и поверхности. М.: ЛЕНАНД, 2016. 336 с.
12. Митник Л. М., Митник М. Л., Дубина В. А. Дистанционное радиофизическое зондирование системы океан-атмосфера // Дальневосточные моря России / Под ред. В. А. Акуличев. Кн. 4. Физические методы исследования / Под ред. Г. И. Долгих. М.: Наука, 2007. С. 449–537.
13. Чернявский Г. М., Митник Л. М., Кулешов В. П., Митник М. Л., Черный И. В. Микроволновое зондирование океана, атмосферы и земных покровов по данным спутника Метеор-М № 2 // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2018. Т. 15, № 4. С. 78–100.
14. NASA Goddard Space Flight Center, Ocean Ecology Laboratory, Ocean Biology Processing Group. Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) Aqua Ocean Color Data; 2022 Reprocessing; NASA OB.DAAC: Greenbelt, MD, USA.
15. NASA Goddard Space Flight Center, Ocean Ecology Laboratory, Ocean Biology Processing Group. Visible and Infrared Imager/Radiometer Suite (VIIRS) Ocean Color Data; 2022 Reprocessing; NASA OB.DAAC: Greenbelt, MD, USA.

16. *Meissner T., Wentz F.* The emissivity of the ocean surface between 6 - 90 GHz over a large range of wind speeds and Earth incidence angles // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing.* 2012. Vol. 50, № 8. P. 3004–3026.
17. *Grody N. C., Weng F.* Microwave emission and scattering from deserts: Theory compared with satellite measurements // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing.* 2008. Vol. 46, № 2. P. 361–375.
18. *Mitnik L., Kuleshov V., Mitnik M., Khazanova E.* Temporal variations of surface and atmosphere characteristics in Takla Makan desert from AMSR2 observations // *Proc. IGARSS. Japan.* 2019. P. 6429–6432.

РЕЗУЛЬТАТЫ СОПОСТАВЛЕНИЯ СПУТНИКОВЫХ ОПТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК, ВЗВЕСИ И ВЕРТИКАЛЬНЫХ ПОТОКОВ ОСАДОЧНОГО ВЕЩЕСТВА В ПОВЕРХНОСТНОМ СЛОЕ БЕЛОГО МОРЯ

А. Н. Новигатский, канд. геол.-минерал. наук, *А. А. Ключиткин*, канд. геол.-минерал. наук,
М. Д. Кравчишина, канд. геол.-минерал. наук, *Н. В. Политова*, канд. геол.-минерал. наук,
А. С. Филиппов, *В. П. Шевченко*, канд. геол.-минерал. наук

Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Москва, Россия

RESULTS OF COMPARISON OF SATELLITE OPTICAL CHARACTERISTICS, SUSPENDED SEDIMENT AND VERTICAL SEDIMENT FLUXES IN THE SURFACE LAYER OF THE WHITE SEA

A. N. Novigatsky, Ph.D., *A. A. Klyuvitkin*, Ph.D., *M. D. Kravchishina*, Ph.D., *N. V. Politova*, Ph.D.,
A. S. Filippov, *V. P. Shevchenko*, Ph.D.

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Выявлена пространственно-временная зависимость между вертикальным потоком осаждающегося вещества и массовой концентрацией взвеси. Используя спутниковые данные оптического диапазона, стало возможным непрерывно получать среднемесячные данные о величинах вертикального потока осадочного вещества из поверхностного слоя для всего моря.

The spatial and temporal relationship between vertical sediment flux and suspended sediment mass concentration was revealed. Using optical satellite data, it was possible to obtain continuous monthly average data on the vertical flux of sediment from the surface layer for the entire sea.

Введение. Данные дистанционного зондирования цвета океана открывают уникальную возможность для изучения вариаций биооптических свойств, что особенно ценно для Северного Ледовитого океана, где данные не многочисленны [1–4]. В настоящее время имеются долговременные спутниковые данные об изменении экосистемы Белого моря как полузакрытого арктического шельфового моря окраинного типа [5–8]. Сезонная изменчивость содержания взвешенных веществ в морях Арктики тесно связана с развитием планктонных сообществ, вариациями речного стока, концентрацией аэрозолей в приводном слое атмосферы, а также криозолей в снежно-ледяном покрове [9–10]. Эти факторы влияют и на величину потоков осадочного вещества, поскольку концентрация взвеси и величина потока неразрывно связаны. Эта связь особенно отчетливо проявляется при сопоставлении данных о месячных потоках осадочного вещества, определенных с помощью седиментационных ловушек и одномоментных определений концентрации взвеси методами мембранной ультрафильтрации [11–13].

Материалы и методы. Экспедиционные работы и эксперименты проводились в рамках долгосрочной программы ИО РАН «Система Белого моря» (рис. 1) [14–16].

Для количественного изучения взвеси в толще вод (концентрация, мг/л) нами использовался метод мембранной ультрафильтрации [17–18]. По данным двух спектральных каналов сканера MODIS-Aqua 531 и 551 нм рассчитывался показатель рассеяния назад взвешенными частицами (b_{bp} , m^{-1}) поверхностных вод (0–5 м) Белого моря [6–8, 19]. Методом седиментационных ловушек определяли вертикальные потоки ($mg/m^2/сут$) осадочного вещества [14–15, 20–21].

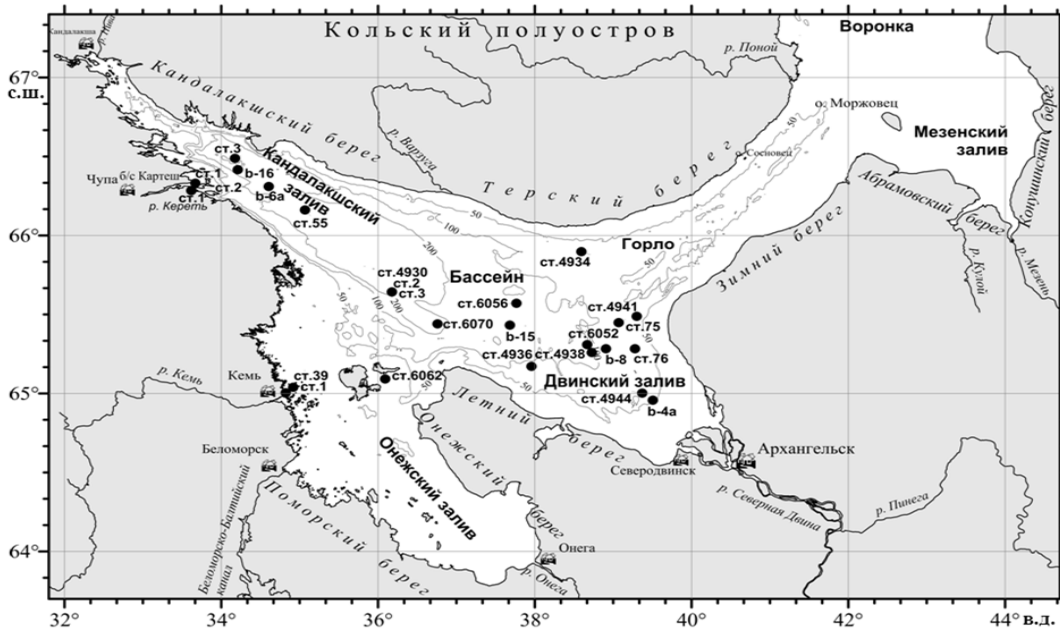


Рис. 1. Станции месячных значений потоков осадочного вещества ($\text{мг}/\text{м}^2/\text{сут}$) по данным седиментационных ловушек и среднемесячных значений концентрации взвеси ($\text{мг}/\text{л}$), полученных методом мембранной ультрафильтрации в верхней части деятельного слоя в Белом море [14–16].

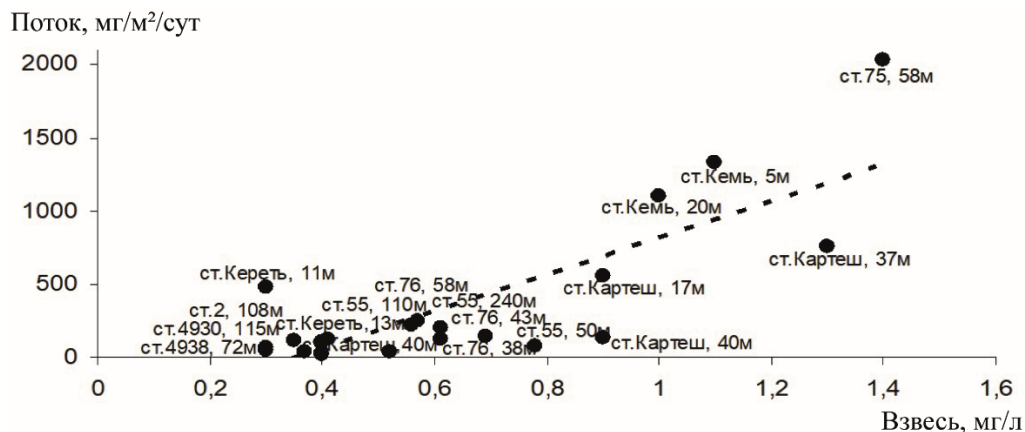


Рис. 2. Линейная регрессия между месячной величиной вертикального потока осадочного вещества и массовой концентрацией взвеси на горизонте определения потока [14]; $R^2 = 0,7$; $n = 23$.

Результаты и обсуждение. Между месячной величиной потока и концентрацией взвеси на горизонте определения потока нами выявлена линейная зависимость, где $R^2=0,7$ для 23 измерений (рис. 2), а уравнение регрессии имеет следующий вид: $P = 1258C_{\text{взв}} - 445$, где P — месячная величина потока осадочного вещества ($\text{мг}/\text{м}^2/\text{сут}$), $C_{\text{взв}}$ — массовая концентрация взвеси на горизонте определения потока ($\text{мг}/\text{л}$) [14, 16].

Незначительные отклонения на графике (рис. 2), характерны для эстуарных областей рек Кемь и Кереть, а также струе выноса речных вод С. Двины (ст. 75). Корреляционное соотношение значений поток/взвесь составило 0,80 ($n = 23$). Если учитывать, что средняя концентрация взвеси в Белом море составляет 0,5–1 $\text{мг}/\text{л}$ [18–19], соответственно, средняя величина потока по уравнению регрессии составит порядка 200–800 $\text{мг}/\text{м}^2/\text{сут}$. Эти цифры хорошо согласуются с измеренными нами средними величинами интегральных (годовых) (672 $\text{мг}/\text{м}^2/\text{сут}$) [15] и сезонных (месячных) потоков (329 $\text{мг}/\text{м}^2/\text{сут}$) [16].

Исходя из показанной выше статистической зависимости взвеси и потоков осадочного вещества, а иначе быть и не может, поскольку именно водная взвесь во всем своем многообразии является основным агентом потоков вещества, можно дать приблизительную оценку распределения величин потоков вещества во всей акватории Белого моря.

Пересчитав по уравнению регрессии ($P = 1258; C_{\text{взв}} - 445$) значения среднемесячных распределений концентрации взвеси (мг/л) в поверхностном слое Белого моря, полученных по данным спутникового сканера MODIS-Aqua и осредненных за 8 лет наблюдений [19], можно получить независимую схему распределения среднемесячных потоков осадочного вещества (P , мг/м²/сут) из поверхностного слоя Белого моря [14] для пяти месяцев (рис. 3).

На схеме видны районы с повышенными величинами потока, связанные со стоком крупных рек: С. Двины, Онеги и Мезени. Несмотря на то, что сток р. С. Двины существенно выше, чем сток р. Онеги и Мезени, область замутненных вод в Онежском и особенно в Мезенском заливах во все месяцы заметно больше, чем в Двинском. Это связано, прежде всего, с сильными приливными течениями в Мезенском заливе, в разы выше более южной части моря, мелководность залива и, как следствие, сильное взмучивание донных осадков. Кроме того, Мезенский залив характеризуется значительной абразией берегов (до 6 м в год) [14, 22]. В Онежском заливе приливные течения и абразия значительно ниже северных участков моря, но его мелководность позволяет легко взмучивать поверхностный слой донных осадков, как штормами, так и приливными течениями. Наименьшие месячные концентрации взвеси и величины потоков осадочного вещества в Белом море наблюдаются в его центральной и глубоководной части — Бассейне, а также Кандалакшском заливе.

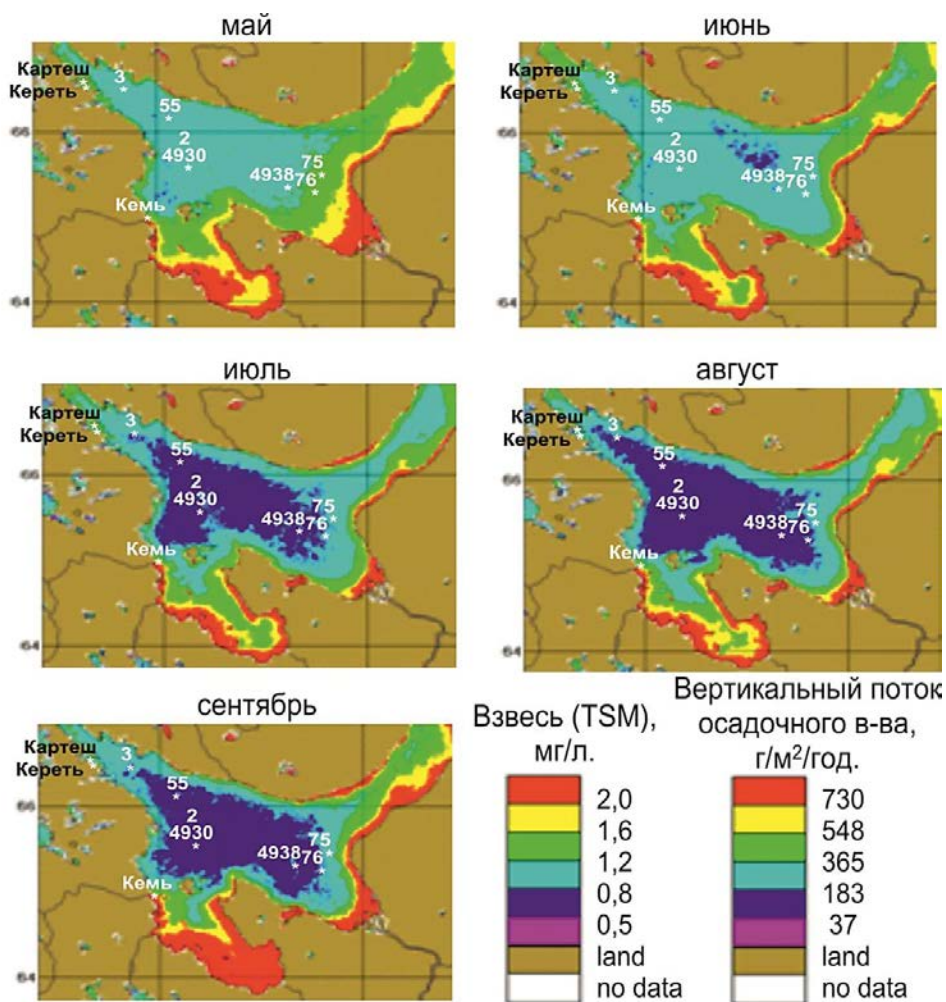


Рис. 3. Среднемесячные распределения концентрации взвеси (TSM , мг/л) в поверхностном слое Белого моря по данным спутникового сканера MODIS-Aqua, осредненные за 8 лет наблюдений [19], а также пересчитанные по уравнению регрессии среднемесячные потоки осадочного вещества (P , мг/м²/сут) из поверхностного слоя [14].

Заключение. Выявлена пространственно-временная зависимость количества осаждающегося вещества (материала в седиментационных ловушках) со взвесью. Используя спутниковые данные оптического диапазона, стало возможным непрерывно получать (для безледного периода) месячные данные о величинах потока осадочного вещества из поверхностного слоя для всего моря.

Непрерывные наблюдения открывают новые возможности для океанологии — наблюдения во времени от суток до многих лет. Есть все основания рекомендовать метод седиментационных обсерваторий, обеспечивающих непрерывный ряд данных, для широкого внедрения в изучение морей Российской Арктики, основную часть года покрытых льдом и недоступных для исследований.

Литература

1. Lee Y. J., Matrai P. A., Friedrichs M. A. et al. An assessment of phytoplankton primary productivity in the Arctic Ocean from satellite ocean color/in situ chlorophyll-a based models // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2015. Vol. 120(9). P. 6508–6541. doi:10.1002/2015JC011018.
2. 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(6). P. e2019JC015706. doi:10.1029/2019JC015706.
3. Bisson K. M., Boss E., Werdell P. J., Ibrahim A., Behrenfeld M. J. Particulate backscattering in the global ocean: a comparison of independent assessments // *Geophysical research letters*. 2021. Vol. 48(2). P. e2020GL090909. doi:10.1029/2020GL090909.
4. Oziel L., Massicotte P., Babin M., Devred E. Decadal changes in Arctic Ocean Chlorophyll a: Bridging ocean color observations from the 1980s to present time // *Remote Sensing of Environment*. 2022. Vol. 275. P. 113020. doi:10.1016/j.rse.2022.113020.
5. Pozdnyakov D. V., Johannessen O. M., Korosov A. A., Pettersson L. H., Grassl H., Miles M. W. Satellite evidence of ecosystem changes in the White Sea: A semi-enclosed arctic marginal shelf sea // *Geophysical Research Letters*. 2007. Vol. 34(8), L08604 doi:10.1029/2006GL028947.
6. Burenkov V. I., Vazyulya S. V., Kopelevich O. V., Shebertov S. V. Space-time variability of suspended matter in the White Sea derived from satellite ocean color data // *Proc. Current problems in optics of natural waters*. 2011. P. 143–146.
7. Kopelevich O. V., Sheberstov S. V., Burenkov V. I., Vazyulya S. V., Sahling I. V. Bio-optical characteristics of the Russian Seas from satellite ocean color data of 1998-2012 // *Proc. Current Problems in Optics of Natural Waters*. 2013. P. 168–171.
8. 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. М.: ООО «ВАШ ФОРМАТ», 2018. 140 с.
9. Lisitzin A. P. Sediment fluxes, natural filtration, and sedimentary systems of a “living ocean” // *Russian Geology and Geophysics*. 2004. Vol. 45, № 1. P. 15–48.
10. Honjo S., Manganini S. J., Krishfield R. A., Francois R. Particulate organic carbon fluxes to the ocean interior and factors controlling the biological pump: A synthesis of global sediment trap programs since 1983 // *Progress in Oceanography*. 2008. Vol. 76(3). P. 217–285. doi:10.1016/j.pocean.2007.11.003.
11. Lisitzin A. P. Marine ice-rafting as a new type of sedimentogenesis in the Arctic and novel approaches to studying sedimentary processes // *Russian Geology and Geophysics*. 2010. Vol. 51(1). P. 12–47. doi:10.1016/j.rgg.2009.12.002.
12. Honjo S., Krishfield R. A., Eglinton T. I., Manganini S. J., Kemp J. N., Doherty K., Hwang J., McKee T. K., Takizawa T. Biological pump processes in the cryopelagic and hemipelagic Arctic Ocean: Canada Basin and Chukchi Rise // *Progress in Oceanography*. 2010. Vol. 85(3–4), P. 137–170. doi:10.1016/j.pocean.2010.02.009.
13. Forest A., Babin M., Stemmann L., Picheral M., Sampei M., Fortier L., Gratton Y., Belanger S., Devred E., Sahlin J., Doxaran D., Joux F., Ortega-Retuerta E., Martin J., Jeffrey W. H., Gasser B., Carlos Miquel J. Ecosystem function and particle flux dynamics across the Mackenzie Shelf (Beaufort Sea, Arctic Ocean): an integrative analysis of spatial variability and biophysical forcings // *Biogeosciences*. 2013. Vol. 10(5). P. 2833–2866. doi:10.5194/bg-10-2833-2013.

14. Лисицын А. П., Новигатский А. Н., Клювиткин А. А., Кравчишина М. Д., Политова Н. В., Филиппов А. С., Шевченко В. П. Потоки рассеянного осадочного вещества в Белом море, седиментационные обсерватории, новые направления изучения осадочного процесса // Система Белого моря, Т. 3 «Рассеянный осадочный материал гидросферы, микробные процессы и загрязнения». М.: Научный Мир. 2013. С. 200–304.
15. Lisitzin A. P., Novigatsky A. N., Shevchenko V. P., Klyuvitkin A. A., Kravchishina M. D., Filippov A. S., Politova N. V. Dispersed organic matter and its fluxes in oceans and seas from the example of the White Sea: results of a 12-year study // *Doklady Earth Sciences*. 2014. Vol. 456, № 1. P. 635–639. doi:10.1134/S1028334X14050353.
16. Lisitzin A. P., Novigatsky A. N., Klyuvitkin A. A. Seasonal variation of fluxes of dispersed sedimentary matter in the White Sea (Arctic ocean basin) // *Doklady Earth Sciences*. 2015. Vol. 465, № 1. P. 1182–1186. doi:10.1134/S1028334X15110112.
17. Doxaran D., Ehn J., Bélanger S., Matsuoka A., Hooker S., Babin M. Optical characterisation of suspended particles in the Mackenzie River plume (Canadian Arctic Ocean) and implications for ocean colour remote sensing // *Biogeosciences*. 2012. Vol. 9(8). P. 3213–3229. doi:10.5194/bg-9-3213-2012.
18. Kravchishina M. D., Klyuvitkin A. A., Filippov A. S., Novigatsky A. N., Politova N. V., Shevchenko V. P., Lisitzin A. P. Suspended particulate matter in the White Sea: the results of long-term interdisciplinary research // *Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences*. 2015. Vol. 365. P. 35–41. doi:10.5194/piahs-365-35-2015.
19. Lisitzyn A. P., Kravchishina M. D., Kopelevich O. V., Burenkov V. I., Shevchenko V. P., Vazyulya S. V., Klyuvitkin A. A., Novigatskii A. N., Politova N. V., Filippov A. S., Sheberstov S. V. Spatial and temporal variability in suspended particulate matter concentration within the active layer of the White Sea // *Doklady Earth Sciences*. 2013. Vol. 453, № 2. P. 1228–1233. doi:10.1134/S1028334X13120052.
20. Forest A., Bélanger S., Sampei M., Sasaki H., Lalande C., Fortier L. Three-year assessment of particulate organic carbon fluxes in Amundsen Gulf (Beaufort Sea): Satellite observations and sediment trap measurements // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2010. Vol. 57(1) P. 125–142. doi:10.1016/j.dsr.2009.10.002.
21. Lukashin V. N., Klyuvitkin A. A., Lisitzin A. P., Novigatsky A. N. The MSL-110 small sediment trap // *Oceanology*. 2011. Vol. 51(4). P. 699–703. doi:10.1134/S0001437011040126
22. Kjør K. H., Demidov I. N., Larsen E., Murray A., Nielsen J. K. Mezen Bay — a key area for understanding Weichselian glaciations in northern Russia // *Journal of Quaternary Science*. 2003. Vol. 18(1). P. 73–93. doi:10.1002/jqs.700.

Обработка материала (потоки) выполнена при финансовой поддержке РФФ № 19-17-00234-П. Оптические характеристики получены при финансовой поддержке гранта Минобрнауки России № 075-15-2021-934 (Исследование антропогенных и естественных факторов изменений состава воздуха и объектов окружающей среды в Сибири и Российском секторе Арктики в условиях быстрых изменений климата с использованием УНУ «Самолет-лаборатория Ту-134 «Оптик»). В рамках Государственного задания ИО РАН по теме № FMWE-2021-0006 осуществлялась интерпретация полученных данных.

ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ БИООПТИЧЕСКИХ И ТЕМПЕРАТУРНЫХ ПОЛЕЙ В ЗОНЕ АПВЕЛЛИНГА У ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ ПО ДАННЫМ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Д. В. Хлебников, А. Ю. Иванов, канд. физ.-мат. наук, М. А. Жукова, канд. физ.-мат. наук, С. К. Клименко

Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Москва, Россия

INVESTIGATION OF SPATIO-TEMPORAL VARIABILITY OF BIOOPTICAL AND TEMPERATURE FIELDS IN THE UPWELLING ZONE AT THE EASTERN COAST OF THE CASPIAN SEA BASED ON REMOTE SENSING DATA

D. V. Khlebnikov, A. Yu. Ivanov, Ph.D., M. A. Zshukova, Ph.D., S. K. Klimenko

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

*С помощью данных дистанционного зондирования (оптических и инфракрасных) и сопутствующих контактных и модельных данных исследуются особенности апвеллинга, возникающего у восточного побережья Каспийского моря. Установлен сезонный характер апвеллинга; наиболее интенсивно он проявляется в июне-июле. Данные дистанционного зондирования Земли в оптическом и инфракрасном диапазоне позволили уточнить его пространственные размеры, временные масштабы, характерные значения концентрации хлорофилла *a* в его ядре и контрасты температур (6–10 °C). Показано, что уникальность восточно-каспийского апвеллинга заключается в отсутствии существенного увеличения концентрации хлорофилла *a* в его зоне по сравнению с другими аналогами, возникающими во внутренних морях, из-за малого содержания биогенов в глубинных водах этой части Каспия.*

*Using remote sensing data (optical and infrared) and associated contact and model data, the upwelling features that occur near the eastern coast of the Caspian Sea are studied. The seasonal nature of upwelling has been confirmed, it is most intense in June-July. Remote sensing data and images acquired in the optical and infrared ranges made it possible to clarify its spatial dimensions, time frames, characteristic values of the chlorophyll *a* pigment in its core, and temperature contrasts (6–10 °C). It is shown that the uniqueness of the East Caspian upwelling is the absence of a significant increase in chlorophyll *a* in its zone compared with other upwellings in the internal seas, due to the low content of nutrients in the deep waters of this part of the Caspian Sea.*

Значение апвеллинга (поднятия более холодных водных масс из глубины на поверхность) в жизни Мирового океана трудно переоценить [1]. Апвеллинги также возникают во внутренних морях (например, в Балтийском, Черном и Каспийском), где они имеют свою специфику и масштабы, выявленные по данным дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) [2–6]. Апвеллинг у восточного берега Каспийского моря является крайне интересным и в то же время недостаточно изученным явлением природы Каспийского моря [5, 6]. Здесь, как показывают исследования [7–12], он появляется очень часто и имеет специфические черты. Ему присущи следующие уникальные характеристики. Во-первых, пространственные размеры. Часто он простирается с севера на юг вдоль восточного берега Каспия от п-ова Тюб-Караган до г. Туркменбаши (при сильных северных и северо-западных ветрах — до о. Огурчинский) почти на 600 км. Во-вторых, продолжительность процесса: сезонный апвеллинг здесь часто наблюдается с июня по август [8]. В-третьих, в отличие от других известных апвеллингов во внутренних морях, ему обычно присуще не повышение концентрации хлорофилла фитопланктона по сравнению с окружающими районами моря, а понижение, или вообще отсутствие корреляции этого параметра с температурой поднявшихся на поверхность холодных вод.

Основными материалами для исследования апвеллинга в восточной части казахстанского сектора Каспийского моря послужили мультисенсорные данные ДЗЗ — оптические и инфракрасные съемки, включая съемки сенсоров нового поколения (на спутниках Sentinel-3, Aqua, Terra, Suomi NPP, SeaHawk, Landsat-8/9). Для их верификации использовались наблюдения на

гидрометеопостах, данные ЕСИМО (58 карт ТПМ и ветра) [13] и доступная информация о ветре и температуре поверхности моря (ТПМ) [14, 15]. На их основе проведен комплексный анализ, показана специфика (длительность, повторяемость, масштабы) и уникальность апвеллинга, возникающего у восточного берега Среднего Каспия. Использовался методологический подход, разработанный в [3].

Причины возникновения апвеллинга. Географическое положение Каспийского моря обуславливает зависимость его климата и погоды в основном от трех центров действия атмосферы: азорского, сибирского и полярного максимумов. Основные барические центры, определяющие атмосферную циркуляцию над Каспийским морем летом, — гребень азорского максимума и ложбина южноазиатской депрессии. В теплый период года (апрель–сентябрь) усиливается влияние азорского (атлантического) максимума. То есть, летом часто атлантические воздушные массы через Европу и Черное море достигают средней части Каспия (области высокого давления, отделяемые азорским максимумом, прорываются на Каспий и далее на юго-восток). Таким образом, в северной и средней частях Каспийского моря с мая по сентябрь в основном преобладают ветры северо-западных румбов. Согласно классической теории Экмана при этом возникает уход поверхностных вод в открытое море и подъем на их место более холодных водных масс (экмановский апвеллинг).

Динамика развития апвеллинга восточного берега Каспия. Карты ТПМ Каспийского моря на рис. 1–3 построены на основе данных оперативных спутниковых (NCDC/NOAA) и подспутниковых наблюдений. Карты доступны в Единой государственной системе информации об обстановке в Мировом океане (оперативный модуль ЕСИМО) [13].

Обобщенные карты ТПМ (рис. 1–3) наглядно показывают общее распределение температуры в Каспийском море, на фоне которого восточно-каспийский апвеллинг проявляется как мезомасштабное явление. Его целостность нарушается Казахским заливом, который глубоко внедряется в сушу в восточном направлении. Однако наиболее детально апвеллинг проявляется в данных спутниковой ИК-радиометрии, например, в данных ИК-радиометра TIRS на ИСЗ Landsat-8/9 (рис. 4). Из рис. 1–3 видно, что фронт апвеллинга в открытом море в некоторой степени повторяет очертания береговой черты, однако его фронт крайне неустойчив и изменчив. Он осложнен многочисленными динамическими особенностями: меандрами, вихревыми и грибовидными структурами. Это говорит о том, что холодная вода, подымающаяся на поверхность, переносится от берега в сторону открытого моря за счет экмановского переноса в поверхностном слое. Подобная неустойчивость/изменчивость отмечалась предыдущими исследователями [5, 6]. Хотя считается, что подъем вод из подповерхностных слоев к поверхности происходит в узкой прибрежной зоне шириной 5–15 км [9], согласно рис. 4 поперечный масштаб зоны апвеллинга варьировал в более широких пределах: от 10–12 км на севере до 20–22 км (для 8.07.2023) на юге и от 22–23 до 35–37 км (для 1.08.2023). Контрасты ТПМ апвеллинг — открытое море по данным TIRS (Landsat-8) составляют 6–10°C.

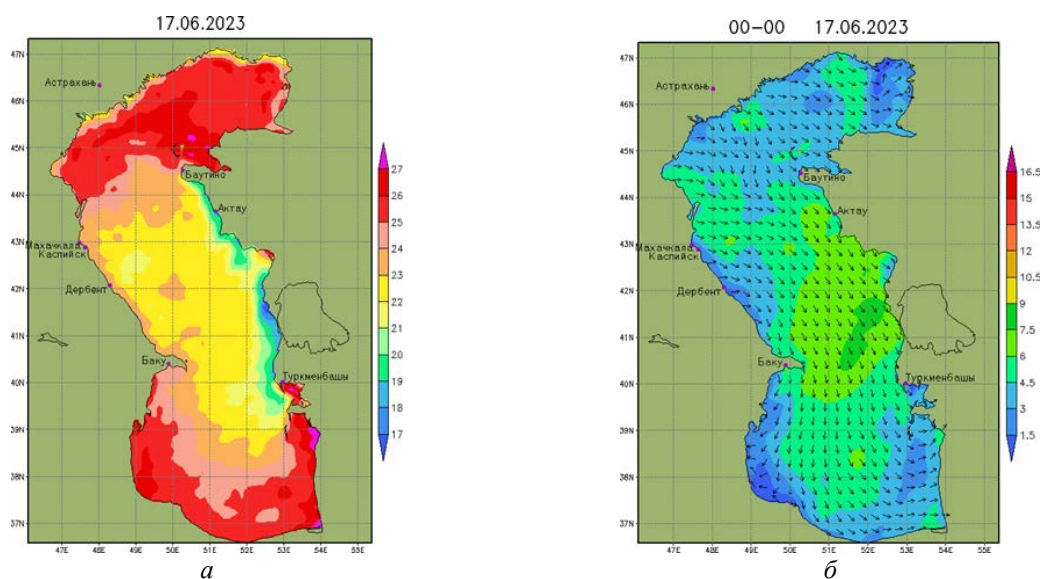


Рис. 1. ТПМ Каспия в °С (а) и скорость ветра в м/с (б) на 17.06.23, ЕСИМО [13].

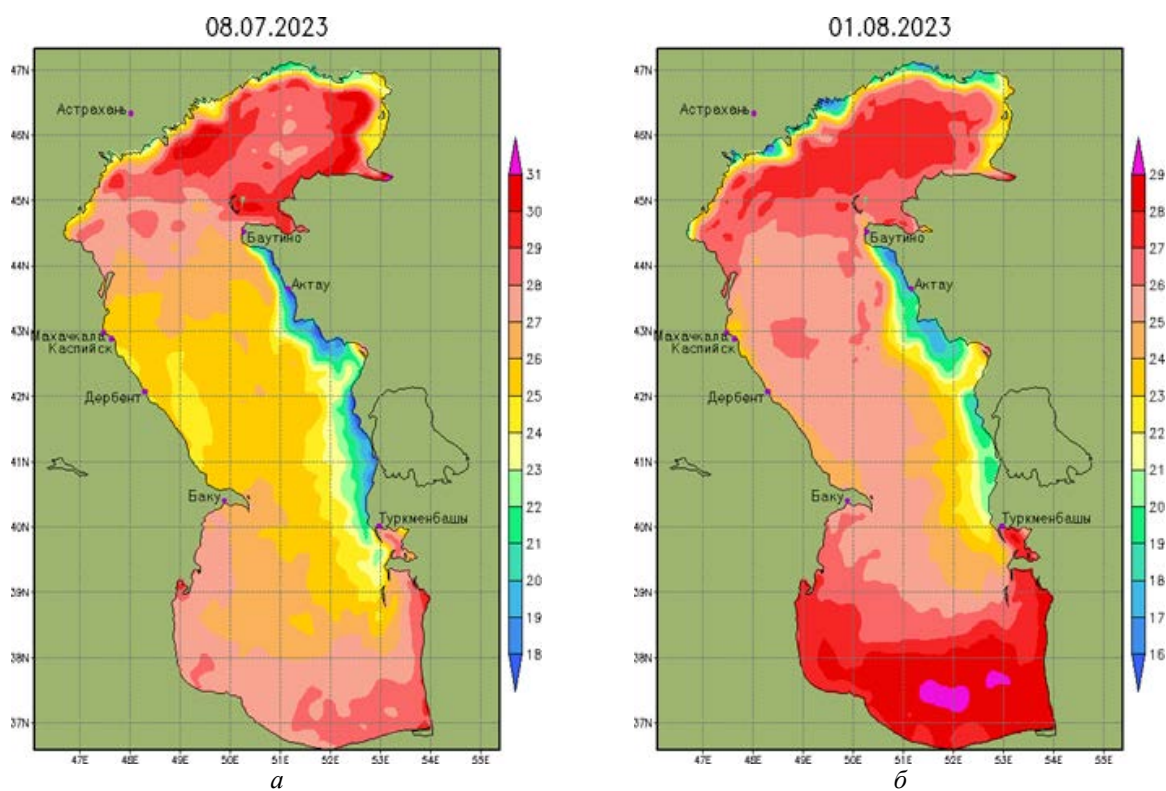


Рис. 2. ТПМ Каспия в °С на 08.07.23 (а) и на 1.08.23 (б) по данным ЕСИМО [13].

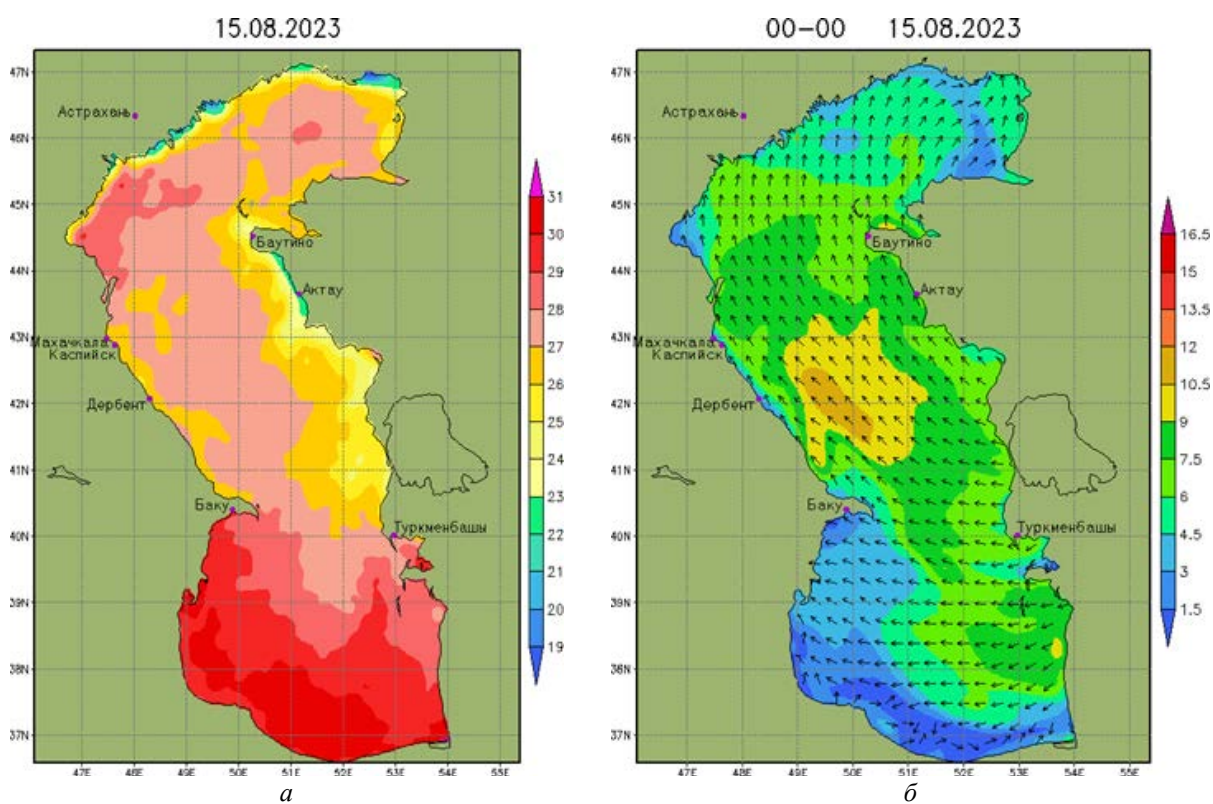


Рис. 3. ТПМ Каспия в °С (а) и скорость ветра в м/с (б) на 15.08.23, ЕСИМО [13].

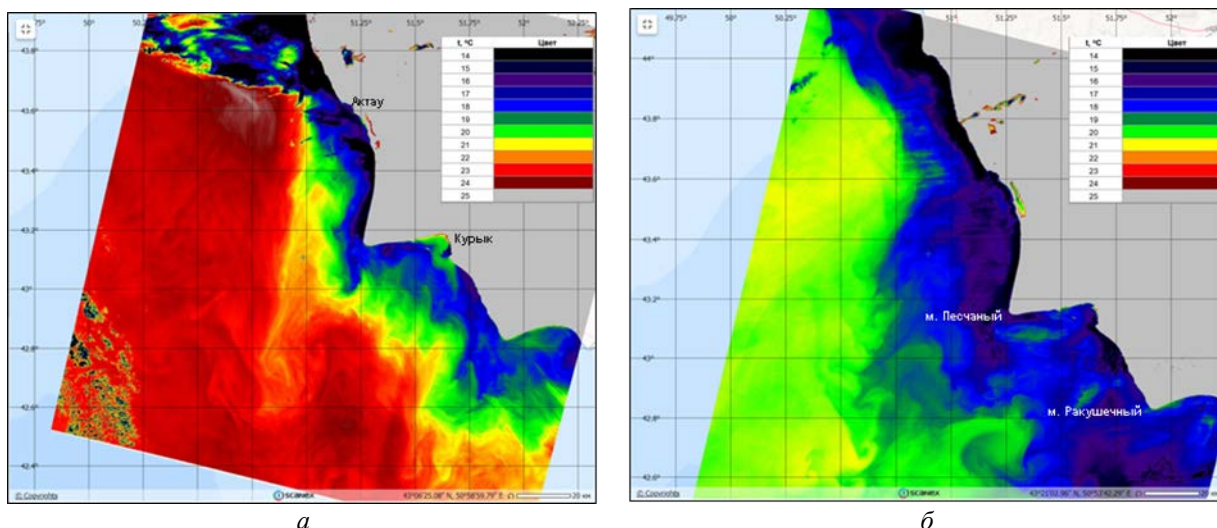


Рис. 4. Карты ТПМ по данным ИК-радиометра TIRS с пространственным разрешением ~100 м: 08.07.2023 (а) и 01.08.2023 (б).

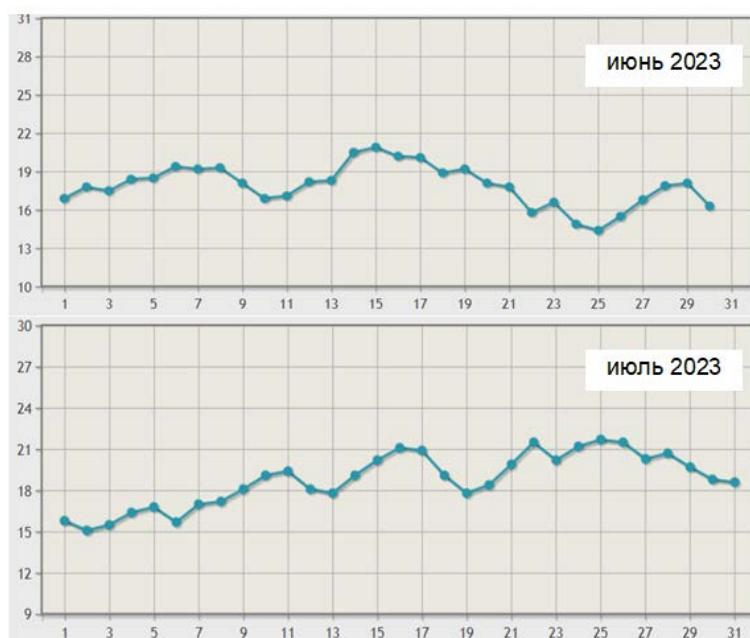


Рис. 5. Температура воды на поверхности моря, измеренная на гидрометеопосту г. Актау [15].

На рис. 5 показан ход температуры воды на поверхности моря, измеренной на гидрометеопосту г. Актау, в июне и июле 2023 г. На нем четко прослеживаются фазы понижения ТПМ или фазы периодического развития/возобновления апвеллинга как участки понижения температуры с периодом 2–3 — 6–10 дней. Из рис. 5 также видно, что минимальная ТПМ в июне была 14,4°C, максимальная — 20,9°C, в июле — 15,1°C и 21,7°C соответственно; перепад 6,5–6,6°C. Вполне очевидно, что фазы апвеллинга (понижения ТПМ) коррелируют с ветром (рис. 1, 3).

Связь концентрации хлорофилла фитопланктона и апвеллинга восточного Каспия. Исследователи ранее неоднократно обращали внимание на одно из отличий апвеллинга восточного берега Каспия — отсутствие повышенной концентрации хлорофилла фитопланктона по сравнению с другими известными апвеллингами, в том числе, например, апвеллингами Черного моря или апвеллингом у западного берега Каспия. Это может быть связано с несколькими факторами:

1. Известно, что в Каспийское море впадает более 130 рек. Волга, Урал, Эмба, Терек (суммарный годовой сток 88 % всего речного стока в море) впадают в северную часть моря. На западном побережье реки Сулак, Самур, Кура и др., более мелкие, дают 7 % общего стока.

Остальные 5 % стока поставляют реки иранского побережья. В то же время сток рек на восточном побережье Каспия практически отсутствует, т.е. здесь нет притока необходимых для развития фитопланктона биогенных элементов.

2. Восточно-каспийский апвеллинг может длиться несколько месяцев, и имевшиеся в его начальной фазе биогенные элементы выедаются фитопланктоном на начальном этапе, а поступление новых ограничено из-за особенностей гидрологии и географии этой акватории.

3. У восточного берега Казахстана дно между изобатами 20 и 50 м фактически образует подводную полку, в результате чего доступ биогенов к верхним горизонтам затруднен.

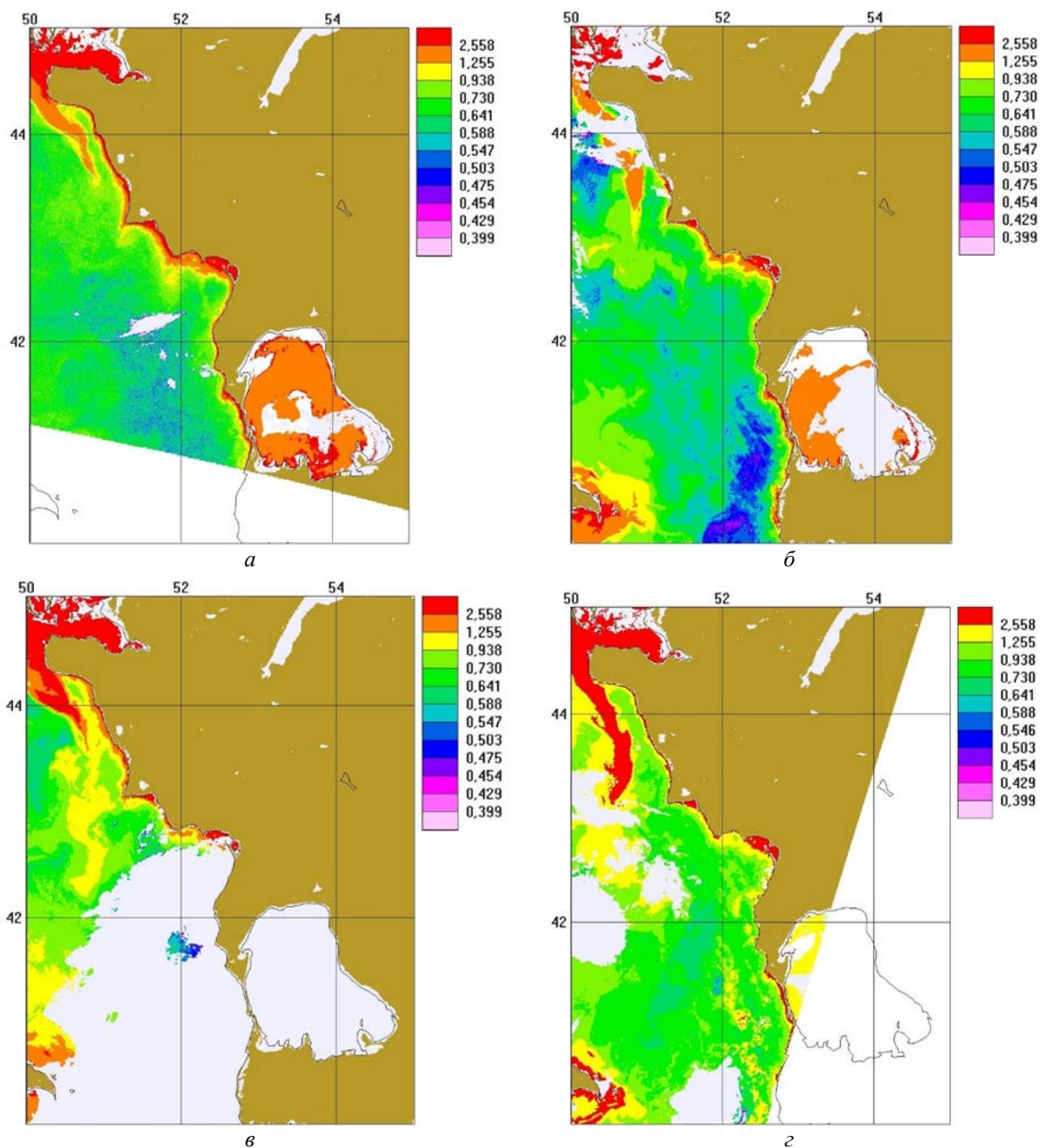


Рис. 6. Карты *chlor a* (в мг/м³), построенные по данным спектрорадиометра OLCI (Sentinel-3A/3B). Хорошо видна крайне узкая полоса повышенных значений хлорофилла у восточного побережья от г. Форт-Шевченко до г. Туркменбаши.

a — 23.06.2023; *б* — 08.07.2023; *в* — 15.07.2023; *з* — 02.08.2023.

На картах значений концентрации пигмента хлорофилла *a* (*chl_a*) фитопланктона (рис. 6) видно, что восточный апвеллинг, по сравнению с окружающими акваториями Каспия, характеризуется малыми значениями *chl_a*. Это характерно для апвеллинга у восточного берега Каспия и, в общем, согласуется с данными предыдущих исследований [5, 6]. Что касается зоны повышенного содержания *chl_a* в верхних частях рисунков, то это, как представляется, заток воды с большим содержанием *chl_a* из Северного Каспия как часть противотечения, направленного на юг, в отличие от основной циркуляции поверхностных вод Каспия, которые имеют циклоническую направленность.

В результате анализа оптических данных (MODIS, VIIRS, OLCI и HawkEye) установлено, что значения *chl_a* у восточного берега изменялись в диапазоне от 2–3 мг/м³ в узкой прибрежной полосе шириной в несколько км (она ограничена изобатами 10–15 м) и меньше 1 мг/м³ мористее и в открытом море. В прибрежных изолированных заливах, таких как Курык, Кендерли и др., *chl_a* может достигать 10–15 мг/м³ (рис. 6). В итоге практически все сканеры цвета моря показали низкие значения *chl_a* в зоне восточно-каспийского апвеллинга.

Заключение. 1. Апвеллинг у восточного берега Каспия носит сезонный характер, может существовать почти 2–3 месяца, обычно в июне–июле, и разбивается на две зоны с максимальными градиентами ТПМ (у г. Актау и зал. Кара-Богаз-Гол). Фактически во времени восточно-каспийский апвеллинг, обусловленный северо-западным переносом, разбивается на несколько фаз (от 6 до 9). Понижение температуры воды во время развития очередной фазы апвеллинга приводит к соответствующим оптическим и температурным сигнатурам в данных ДЗЗ.

2. Пространственные поперечные масштабы апвеллинга локальны: хотя поперечный масштаб зоны апвеллинга варьирует в пределах от 10–12 км до 35–37 км, однако географически он протягивается на значительное расстояние вдоль побережья от г. Форт-Шевченко до г. Туркменбаши (~600 км). Характерная пространственно-временная изменчивость апвеллинга у восточного побережья Каспийского моря обусловлена в первую очередь изменчивостью ветровых условий, а затем особенностями береговой линии и локальной циркуляции вод.

3. Уникальность восточно-каспийского апвеллинга заключается в отсутствии значительного увеличения концентрации хлорофилла фитопланктона в его зоне при контрастах температуры на поверхности в 6–10 °С (значения в 2–3 мг/м³ наблюдались только в узкой прибрежной полосе ~1–2 км), из-за указанных выше факторов.

4. Оптические и инфракрасные данные ДЗЗ в рамках мультисенсорного подхода позволяют отследить и охарактеризовать пространственно-временную изменчивость восточно-каспийского апвеллинга качественно и количественно.

Литература

1. Fischer W. E. Upwelling: Mechanisms, Ecological Effects and Treats to Biodiversity / Ed. A. B. Green. N.Y.: Nova Science Publ. Inc. 2013.
2. Станичная Р. Р., Станичный С. В. Апвеллинги Черного моря // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2021. Т. 18, № 4. С. 195–207.
3. Хлебников Д. В., Иванов А. Ю., Евдошенко М. И., Клименко С. К. Проявление апвеллингов в Черном море в данных мультисенсорного дистанционного зондирования // Исследование Земли из космоса. 2023. № 6 (в печати).
4. Gurova E., Lehmann A., Ivanov A. Upwelling dynamics in the Baltic Sea studied by a combined SAR/infrared satellite data and circulation model analysis // Oceanologia. 2013. 55(3). P. 687–707. DOI:10.5697/oc.55-3.687.
5. Гинзбург А. И., Костяной А. Г., Соловьев Д. М., Шеремет Н. А. Фронтальная зона апвеллинга у восточного побережья Каспийского моря (спутниковые наблюдения) // Исследование Земли из космоса. 2006. № 4. С. 3–12.
6. Гинзбург А. И., Костяной А. Г., Шеремет Н. А. Динамика зоны апвеллинга у восточного побережья Каспия в сезонном цикле (май–сентябрь) по спутниковым среднемноголетним температурным данным (2003–2019) // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2020. Т. 17, № 7. С. 215–226.
7. Косарев А. Н. Структура вод и условия формирования биологической продуктивности Среднего и Южного Каспия // Водные ресурсы. 1980. № 3. С. 26–36.
8. Гидрометеорология и гидрохимия морей. Т. 6. Каспийское море / Под ред. Ф. С. Терзиева, А. Н. Косарева, А. А. Керимова. СПб.: Гидрометеоиздат, 1992. Вып. 1. С. 358–359.

9. *Архипкин В. С.* Гидрология прибрежного апвеллинга Черного и Каспийского морей: автореф. дис. ... канд. геогр. наук. МГУ им. М.В. Ломоносова. М., 1996.
10. *Ивкина Н. И., Соколова Л. М., Кожаметова Л. К.* Режим температуры воды в районе порта Актау // Гидрометеорология и экология. 2006. № 2. С. 58–65.
11. *Ивкина Н. И.* Особенности прибрежного апвеллинга в восточной части Среднего Каспия // Гидрометеорология и экология. 2012. № 2. С. 81–88.
12. *Елтай А. Ф., Ивкина Н. И., Нарбаева К. Т.* Явление апвеллинга у казахстанского побережья Каспия // Гидрометеорология и экология. 2019. № 3. С. 17–25.
13. Единая государственная система информации об обстановке в Мировом океане (ЕСИМО). URL: http://hmc.meteorf.ru/sea/casp/sst/sst_casp.html
14. Подспутниковые данные (ветер). URL: <https://earth.nullschool.net>
15. Измерения температуры воды у берега. URL: <https://www.inaktau.kz/p/temperatura-vody-v-kaspiyskom-more>, https://pogoda.turtella.ru/caspian_sea/sea_temperature

Работа выполнена в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования России (тема № FMWE-2021-0001).

ВАЛИДАЦИЯ ДАННЫХ БУЕВ БИО-АРГО О КОНЦЕНТРАЦИИ ХЛОРОФИЛЛА-*a* ПУТЕМ СРАВНЕНИЯ С РЕЗУЛЬТАТАМИ ЭКСПЕДИЦИОННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ В АТЛАНТИЧЕСКОМ СЕКТОРЕ ЮЖНОГО ОКЕАНА

А. В. Юшманова¹, канд. физ.-мат. наук, П. А. Салюк², канд. физ.-мат. наук

¹Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Москва, Россия

²Тихоокеанский океанологический институт им. В. И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия

VALIDATION BIO-ARGO FLOAT DATA ON CHLOROPHYLL-*a* CONCENTRATION BY COMPARISON WITH EXPEDITION RESEARCH RESULTS IN THE ATLANTIC SECTOR OF THE SOUTHERN OCEAN

A. V. Yushmanova¹, Ph.D., P. A. Salyuk², Ph.D.

¹Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

²V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia

*Проведен анализ данных концентрации хлорофилла-*a* в атлантическом секторе Южного океана, полученных разными методами: с помощью флуоресценции с использованием проточной системы в рейсах на НИС «Академик Мстислав Келдыш» в январе-феврале в 2020 и 2022 гг., спутниковых данных третьего уровня MODIS Aqua и VIIRS SNPP, и дрейфующих буев Био-Арго (2014–2023 гг.). Показана достаточная корректность данных буев био-Арго по концентрации хлорофилла-*a*. Использование стандартного спутникового биооптического алгоритма ОС3 приводит к существенному занижению оценок концентрации хлорофилла-*a*.*

*The data on chlorophyll-*a* concentration in the Atlantic sector of the Southern Ocean obtained by different methods were analyzed: by fluorescence using the flow system during the voyages of the R/V «Akademik Mstislav Keldysh» in January-February in 2020 and 2022, satellite data of the third level MODIS AQUA and VIIRS SNPP, and drifting Bio-Argo floats (2014–2023). The Bio-Argo buoy data are shown to be sufficiently correct for chlorophyll-*a* concentrations. The use of the standard satellite bio-optical algorithm OS3 leads to a significant underestimation of chlorophyll-*a* concentration.*

Введение. Концентрация хлорофилла-*a* (Хл) — важнейший параметр, характеризующий биомассу фитопланктона, биопродуктивность океана. Южный океан является одним из наиболее биопродуктивных районов Мирового океана. Изменчивость концентрации Хл может быть изучена в широком диапазоне временных и пространственных масштабов по спутниковым данным [1–3] и дрейфующим буям Био-Арго [4–5]. Целью данной работы является проведение оценки корректности данных буев Био-Арго о концентрации Хл, которая проводится путем сравнения с результатами экспедиционных исследований. Вследствие малой выборки для прямого сопоставления данных Буев-Арго и судовых измерений, в качестве «посредника» для анализа использовались спутниковые данные сканеров цвета MODIS AQUA и VIIRS SNPP. Экспедиции проводились в атлантическом секторе Южного океана в ходе 79-го и 87-го рейсов на НИС «Академик Мстислав Келдыш» (АМК) в январе-феврале 2020 и 2022 гг. [6–7].

Материалы, методы и район исследования. Данные интенсивности флуоресценции Хл-*a* получены на ходу судна проточной системой в атлантическом секторе Южного океана (рис. 1, *a*, пунктирная линия). Глубина забора воды в проточной системе соответствовала подповерхностным данным буев Био-Арго в диапазоне глубин 5–7 м. Спектры флуоресценции Хл-*a* измерялись с помощью лазерного гиперспектрального флуориметра, разработанного Институтом автоматики и процессов управления ДВО РАН и Тихоокеанским океанологическим институтом имени В. И. Ильичева ДВО РАН (ТОИ ДВО РАН) [8]. С помощью сигналов интенсивности флуоресценции Хл-*a* (длина волны возбуждения 532 нм) рассчитаны

концентрации Хл-*a* ($X_{L_{Flu}}$) с использованием калибровки по результатам эталонных лабораторных измерений экстрактным методом.

Спутниковые данные третьего уровня сканера цвета MODIS AQUA и VIIRS SNPP получены с сайта NASA (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov>), стандартный биооптический алгоритм ОСЗ [9]. Для сопоставления с данными проточной системы и буев Био-Арго временной интервал между спутниковыми данными и данными *in situ* не превышал 24 ч.

Массив о концентрации Хл-*a* буев Био-Арго получен из открытого архива данных IFREMER (<ftp://ftp.ifremer.fr/>) с помощью программного продукта BGC-Argo-Mat [10]. Концентрация хлорофилла-*a* определяется по измерениям флуоресценции хлорофилла-*a* датчиком Wetlabs ECO Triplet Puck по методике, описанной в [11]. Использовался продукт CHL_ADJUSTED, включающий коррекцию на нефотохимическое тушение [12] и коррекцию на вклад флуоресценции органического вещества [13].

Результаты. Несмотря на обширную базу данных буев Био-Арго, во время данных двух экспедиций в январе-феврале 2020 и 2022 гг. (рис. 1, *а*, пунктирная линия) в районе работ находилось всего 3 буя. Зелеными точками на рис. 1, *б* представлено местоположение буев наилучшего соответствия. Попытка сопоставления проточных данных о концентрации Хл непосредственно с данными буев оказалась не осуществима на данном этапе исследований. В большинстве случаев разница по времени между погружением буя и измерениями на судне АМК составляла более 5-ти дней, или разница по пространству была более 3-х км, что крайне много для такого динамичного района, как пролив Дрейка. Например, с этим связано сильное расхождение в значениях Хл проточных данных (5 февраля 2020 г.) и буя Био-Арго (30 января 2020 г.), полученных только для одной точки, в которой измерения совпали по пространству, но не совпали по времени: — 0,35 мкг/л и 0,92 мкг/л, соответственно для 2020 г.

Для валидации данных буев Био-Арго постановка оригинальной задачи была пополнена спутниковыми данными сканеров цвета MODIS AQUA и VIIRS SNPP, которые выступали в качестве «посредника» между данными судовых измерений и данными Био-Арго — единого массива, с которым сравниваются данные, полученные в разных точках пространства-времени. Спутниковые данные третьего уровня отобраны день в день с измерениями Био-Арго. Массив данных буев о концентрации Хл выбран за период октябрь 2014 – июнь 2023 г. На рис. 1, *б* представлено расположение погружений, синхронизированных с получением корректных спутниковых данных. Сопоставление спутниковых данных с проточными и дрейфующими буями Био-Арго показано на рис. 2. Стандартные продукты обоих сканеров цвета занижают значения концентрации Хл по сравнению как с буями Био-Арго, так и с проточными данными $X_{L_{Flu}}$, что согласуется с результатами других исследований [2–3].

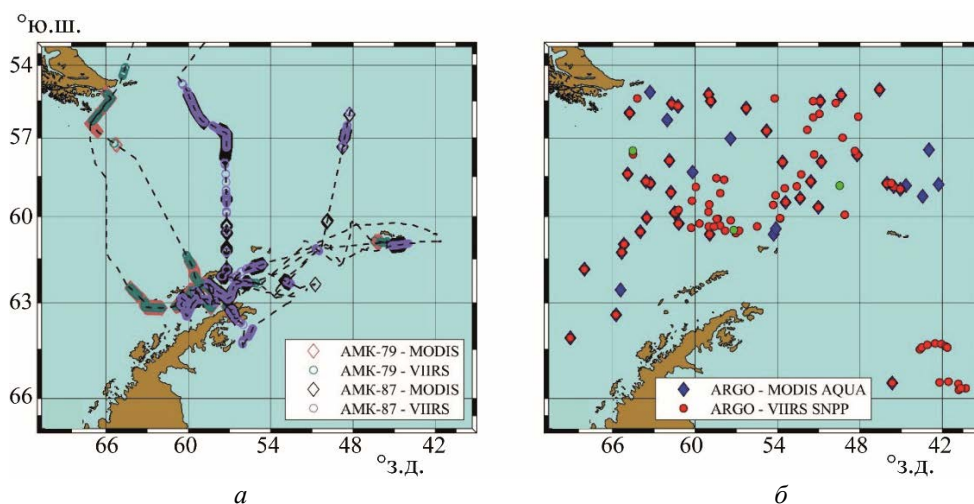


Рис. 1.

- а* — треки судна в 79м и 87м рейсах на НИС «АМК» (пунктирными линиями), точки одновременных судовых и спутниковых измерений для сканеров цвета MODIS AQUA и VIIRS SNPP;
б — точки погружения буев Био-Арго для соответствующих сканеров цвета, зеленые точки — ближайшие по времени и пространству к данным проточной системы.

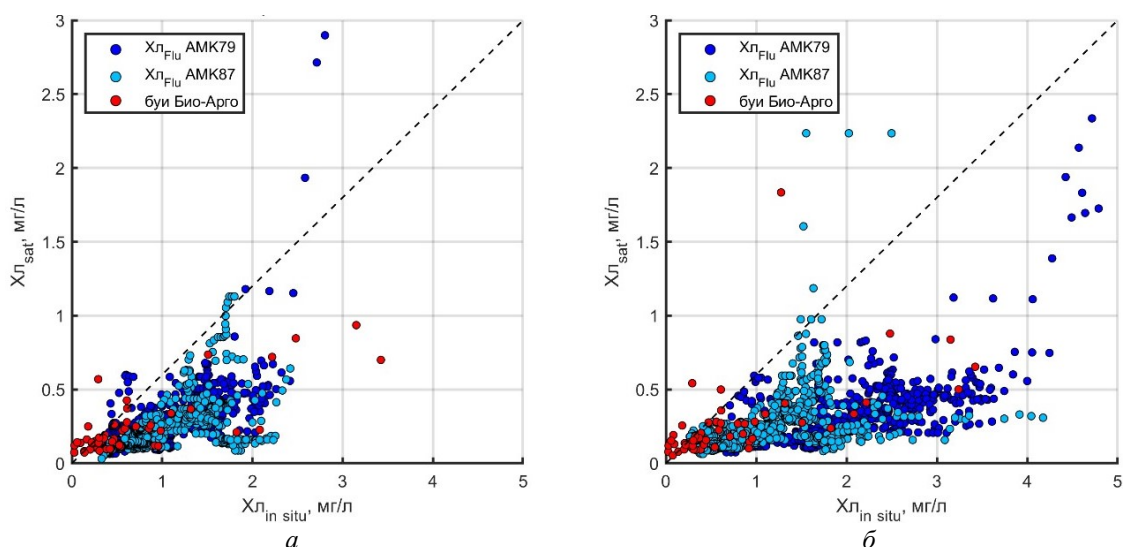


Рис. 2. Сопоставление концентрации Хл по спутниковым данным (MODIS AQUA и SNPP VIIRS) с данными по буям Био-Арго и с проточными данными АМК79 в 2020 г., АМК87 в 2022 г.

a — AQUA MODIS; $б$ — SNPP VIIRS; Био-Арго — красным; АМК79 — синим; АМК87 — голубым.

Корреляционные соотношения и параметры регрессии отображены в табл. 1. Количество пар данных для MODIS AQUA и $X_{лFlu}$ составило 4884, для VIIRS SNPP и $X_{лFlu}$ — 6836. Количество пар данных сопоставления концентрации Хл для буев Био-Арго и MODIS — 49; для буев Био-Арго и VIIRS — 55. Регрессионные уравнения и коэффициент корреляции рассчитаны с помощью робастной регрессии, не учитывающей выбросы.

Таблица 1

Параметры регрессии между спутниковыми данными о концентрации Хл сканеров цвета и *in situ* концентрации Хл (данные буев Био-Арго и рассчитанные по проточным данным через флуоресценцию для рейса в 2020 г. и 2022 г.)

Спутник	<i>in situ</i>	Корреляционное уравнение	N	R^2
MODIS Aqua	Био-Арго	$X_{л sat} = 0,32 * X_{л Argo}$	49	0,77
MODIS Aqua	$X_{л Flu}$ 2020	$X_{л sat} = 0,23 * X_{л Flu}$	3402	0,94
MODIS Aqua	$X_{л Flu}$ 2022	$X_{л sat} = 0,21 * X_{л Flu}$	4884	0,72
SNPP VIIRS	Био-Арго	$X_{л sat} = 0,23 * X_{л Arg}$	55	0,77
SNPP VIIRS	$X_{л Flu}$ 2020	$X_{л sat} = 0,13 * X_{л Flu}$	3900	0,89
SNPP VIIRS	$X_{л Flu}$ 2022	$X_{л sat} = 0,21 * X_{л Flu}$	6836	0,84

Закключение. Проведен совместный анализ спутниковых данных, дрейфующих буев Био-Арго и экспедиционных данных концентрации Хл-а в Атлантическом секторе Южного океана. Показано занижение данного параметра при использовании спутникового стандартного алгоритма OC3 [9], что подтверждается другими авторами [1–3]. Регрессионные уравнения между спутниковыми и судовыми, и между спутниковыми и буями Био-Арго достаточно близки, что позволяет считать данные буев Био-Арго корректными и использовать в дальнейших исследованиях пространственной и временной изменчивости Хл, увеличивая тем самым массив натурных наблюдений. Также необходима работа по улучшению работы спутникового алгоритма определения концентрации хлорофилла-а. Для этого планируется анализ работы существующих региональных спутниковых алгоритмов Лаборатории оптики океана ИО РАН (<https://optics.ocean.ru/>).

Литература

1. Демидов А. Б., Ведерников В. И., Шеберстов С. В. Пространственно-временная изменчивость хлорофилла «а» в Атлантическом и Индийском секторах Южного океана в феврале-апреле 2000 г. по спутниковым и экспедиционным данным // *Океанология*. 2007. Т. 47, № 4. С. 546–558.
2. Ferreira A., Brito A. C., Mendes C. R. et al. OC4-SO: A new chlorophyll-a algorithm for the Western Antarctic Peninsula using multi-sensor satellite data // *Remote Sensing*. 2022. Vol. 5, № 14. P. 1052.
3. Churilova T., Moiseeva N., Skorokhod E., Efimova T., Buchelnikov A., Artemiev V., Salyuk P. 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. 3, № 15. P. 634.
4. Prakash P., Prakash S., Ravichandran M., Bhaskar T. V. S. U., Kumar N. A. Seasonal evolution of chlorophyll in the Indian sector of the Southern Ocean: Analyses of Bio-Argo measurements // *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. 2020. Vol. 178. P. 104791. doi:10.1016/j.dsr2.2020.104791.
5. Baldry K., Strutton P. G., Hill N. A., Boyd P. W. Subsurface chlorophyll-a maxima in the Southern Ocean // *Frontiers in Marine Science*. 2020. Vol. 7. P. 671. doi:10.3389/fmars.2020.00671.
6. Морозов Е. Г., Спиридонов В. А., Молодцова Т. Н., Фрей Д. И., Демидова Т. А., Флинт М. В. Исследования экосистемы атлантического сектора Антарктики (79-й рейс научно-исследовательского судна «Академик Мстислав Келдыш») // *Океанология*. 2020. Т. 60, № 5. С. 823–825.
7. Морозов Е. Г. Краткие итоги антарктической экспедиции 2021–2022 гг. 87-й рейс НИС «Академик Мстислав Келдыш» // *Океанологические исследования*. 2022. Т. 50, № 1. С. 126–128.
8. Nagorny I. G., Salyuk P. A., Maior A. Y., Doroshenkov I. M. A mobile complex for on-line studying water areas and surface atmosphere // *Instruments and Experimental Techniques*. 2014. Vol. 57, № 1. P. 68–71. doi:10.1134/S0020441214010175.
9. O'Reilly J. E., Werdell P. J. Chlorophyll algorithms for ocean color sensors-OC4, OC5 & OC6 // *Remote Sensing of Environment*. 2019. V. 229. P. 32–47.
10. Frenzel H., Sharp J., Fassbender A. et al. BGC-Argo-Mat: A MATLAB toolbox for accessing and visualizing Biogeochemical Argo data. Zenodo. 2020.
11. Xing X., Morel A., Claustre H. et al. Combined processing and mutual interpretation of radiometry and fluorimetry from autonomous profiling Bio-Argo floats: Chlorophyll a retrieval // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2011. Vol. 116, № C6. doi:10.1029/2010JC006899.
12. Roesler C., Uitz J., Claustre H. et al. Recommendations for obtaining unbiased chlorophyll estimates from in situ chlorophyll fluorometers: A global analysis of WET Labs ECO sensors // *Limnology and Oceanography: Methods*. 2017. Vol. 15, № 6. P. 572–585. doi:10.1002/lom3.10185.
13. Xing X., Claustre H., Boss E. et al. Correction of profiles of in-situ chlorophyll fluorometry for the contribution of fluorescence originating from non-algal matter // *Limnology and Oceanography: Methods*. 2017. Vol. 15, № 1. P. 80–93. doi:10.1002/lom3.10144.

Судовые измерения концентрации хлорофилла-а стандартными методами получены в рамках государственного задания ИО РАН по теме № 0128-2021-0001, проточные измерения флуоресценции хлорофилла-а проведены в рамках госбюджетного задания ТОИ ДВО РАН по теме № 0211-2021-0007, обработка данных буев Био-Арго – при поддержке гранта РФ № 21-77-10059, обработка и анализ спутниковых данных — при поддержке проекта Минобрнауки РФ № 075-15-2021-934.

БИОопТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ДЛЯ ГОРЬКОВСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА В ПЕРИОД ИНТЕНСИВНОГО ЦВЕТЕНИЯ СИНЕ-ЗЕЛЕННЫХ ВОДОРОСЛЕЙ

Е. С. Кольцова^{1,2}, А. А. Мольков^{1,3}, канд. физ.-мат. наук, В. В. Пелевин⁴, канд. физ.-мат. наук,
С. В. Федоров^{1,5}, канд. техн. наук, Б. В. Коновалов⁴, канд. биол. наук

¹Нижегородский государственный университет им. Н. И. Лобачевского, Нижний Новгород, Россия

²Московский физико-технический институт, Москва, Россия

³Институт прикладной физики им. А. В. Гапонова-Грехова РАН, Нижний Новгород, Россия

⁴Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Москва, Россия

⁵Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия

BIO-OPTICAL MODELS FOR GORKY RESERVOIR IN PERIOD OF INTENSIVE BLUE-GREEN ALGAL BLOOM

E. S. Koltsova^{1,2}, A. A. Molkov^{1,3}, Ph.D., V. V. Pelevin⁴, Ph.D., S. V. Fedorov^{1,5}, Ph.D., B. V. Kononov⁴, Ph.D.

¹Lobachevsky State University of Nizhny Novgorod, Nizhny Novgorod, Russia

²Moscow Institute of Physics and Technology, Dolgoprudny, Russia

³A. V. Gaponov-Grekhov Institute of Applied Physics, Russian Academy of Sciences, Nizhny Novgorod, Russia

⁴Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

⁵Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia

Задача развития систем спутникового мониторинга качества воды в настоящий момент имеет широкое распространение во всем мире. Особую трудность представляют прибрежные зоны и внутренние эвтрофные водоемы в силу значительной пространственно-временной изменчивости гидрофизических и биооптических параметров. Для одного из таких водоемов, а именно Горьковского водохранилища, в настоящей работе предложены биооптические модели для восстановления концентраций хлорофилла а и минеральной взвеси по спутниковым данным высокого разрешения Sentinel-2/MSI. За основу взяты данные судовых подспутниковых измерений, проведенных в августе 2022 г. Предложенные модели хорошо согласуются с предшествующими моделями, построенными по данным 2018 г.

The development of water quality monitoring systems based on satellite data is widespread task. Coastal zones and inland eutrophic waters are especially difficult due to significant spatio-temporal variability of hydrophysical and bio-optical parameters. To one of these water basins, namely the Gorky Reservoir, the present paper is devoted. Here we proposed bio-optical models for retrieval of the concentrations of chlorophyll a and mineral suspended matter by high-resolution satellite data of Sentinel-2/MSI, using data of ship-based sub-satellite measurements carried out in August 2022. The proposed models are in good agreement with first bio-optical models built on data of September 2018.

Введение. Внутренние водоемы играют важную роль в жизнедеятельности людей, поддержании и развитии агрохозяйств, функционировании производств и множества объектов городской инфраструктуры. По этой причине в целом ряде стран мира экологический контроль за состоянием таких водоемов находится в числе приоритетных государственных задач (смотри программы Global Environment Monitoring System for Freshwater, USGS Water Resources Mission Area, Water Framework Directive и др.). Его реализация традиционно происходит на сетке гидрологических постов и заключается в периодическом отборе проб воды для дальнейшего лабораторного анализа, а также (не всегда) в регистрации вертикальных профилей различных гидрофизических параметров с помощью погружных зондов с дискретностью. Очевидно, что такой подход позволяет накопить продолжительные временные ряды данных, на основе которых сейчас делаются ретроспективные оценки и строятся модели развития водоемов, но вместе с тем многие водоемы оказываются вне системы мониторинга. Этот недостаток нивелируется путем использования спутниковых данных с различных сканеров цвета. Среди них особый интерес представляют сканеры Sentinel-2/MSI и Sentinel-3/OLCI. Первый, не оптимальный по набору спектральных каналов, но обеспечивающий высокое пространственное разрешение (10–20 м) и

приемлемую повторяемость (2–3 дня), позволяет вести мониторинг даже самых небольших водоемов. Второй, специально разработанный для мониторинга водных объектов [1], но отличающийся более низким пространственным разрешением при ежесуточной повторяемости, оказался широко востребованным среди специалистов по дистанционному зондированию.

Однако создание биооптических моделей на основе данных с указанных сканеров цвета для эвтрофных водоемов встречает ряд общих трудностей, касающихся динамики водоемов, региональности биооптических характеристик, проблем атмосферной коррекции из-за нарушения приближения «черной» воды и др. [2, 3]. В последние годы, особенно после запуска Sentinel-2/MSI в 2015 и 2017 гг., эти проблемы активно решались различными научными коллективами для целого ряда водоемов, к числу которых можно отнести и одно из водохранилищ Волжского каскада, а именно Горьковское водохранилище [4, 5]. Для него в 2019 г. были предложены первые биооптические модели восстановления концентраций хлорофилла a и минеральной взвеси. Эти модели были построены по данным измерений, проведенных в начале теплой осени 2018 г.

Настоящая работа служит продолжением указанных работ и в какой-то мере дополняет предложенные ранее модели новыми данными более поздних экспедиций (2022 г.), а также расширяет условия применимости обновленных моделей.

Методы и подходы. Сбор *in situ* данных проводился 1-2 августа под съемку акватории Горьковского водохранилища сканерами цвета Sentinel-2/MSI и Sentinel-3/OLCI с помощью отличной от традиционной методики [5]. Работы включали непрерывную регистрацию сигналов нисходящей облученности E_d , яркости моря L_u и яркости неба в зеркальной точке L_r с помощью трех спектрометров Ocean Optics STS, собранных в едином корпусе прибора «ЭММА» (Экологический Мониторинг Морских Акваторий), разработанного в ИО РАН [6], а также сигналов флуоресценции и обратного рассеяния оптически активных компонентов воды (хлорофилла a , общего органического углерода и взвеси) посредством ультрафиолетового флуоресцентного лидара УФЛ-9 также разработки ИО РАН [7]. Все измерения осуществлялись с быстро движущейся моторной лодки. Оба прибора работали в непрерывном режиме, записывая сигналы с частотами 1 Гц (спектрометры) и 2 Гц (лидар), что при скорости движения лодки в 8–15 м/с обеспечивало получение данных с пространственным разрешением порядка спутникового.

Комплекс «ЭММА» фиксировался на вертикальной стойке, закрепленной на носовом рейлинге. Зондирование водной поверхности и зеркальной точки неба осуществлялось под углом 40° к вертикали и под азимутальным углом $90\text{--}130^\circ$ (в зависимости от курса лодки) относительно направления на Солнце [8].

Временные ряды L_u , L_r и E_d сглаживались скользящим средним, после чего вычислялся коэффициент спектральной яркости (КСЯ) R_{rs} [4]:

$$R_{rs}^{in\ situ} = \frac{L_u - L_r}{E_d}. \quad (1)$$

Далее к полученным значениям КСЯ применялась функция спектральной чувствительности каналов сканера Sentinel-2B/MSI:

$$R_{rs}(\lambda) = \frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} SRF(\lambda) R_{rs}^{in\ situ}(\lambda) d\lambda}{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} SRF(\lambda) d\lambda}, \quad (2)$$

где $SRF(\lambda)$ — функция спектральной чувствительности каналов Sentinel-2B/MSI; $R_{rs}^{in\ situ}(\lambda)$ — измеренный коэффициент спектральной яркости на длине волны λ ; λ_1 и λ_2 — нижняя и верхняя длины волн спектрального диапазона канала сканера Sentinel-2B/MSI.

Лидар размещался в носовой части судна позади спектрометра и был ориентирован под углом 35° к вертикали и под углом 45° к направлению движения. Такая постановка приборов позволяла вести пассивное оптическое наблюдение и активное лазерное зондирование невозмущенной лодкой водной поверхности впереди нее и исключала попадание брызг и солнечных бликов в поле зрения приборов. Зондирование производилось ультрафиолетовым и

зеленым лазером (длины волн 355 и 532 нм, соответственно), а регистрация сигналов осуществлялась на 4 длинах волн (355, 404, 440 и 685 нм). Сигналы флуоресценции на 440 нм (ОРОВ) и 685 нм (хлорофилл *a*), а также сигнал обратного рассеяния на 355 нм нормировались на сигнал комбинационного (рамановского) рассеяния на длине волны 404 нм. Нормированные сигналы калибровались по результатам лабораторного анализа проб воды на концентрации хлорофилла *a*, общего органического углерода, как индикатора окрашенного растворенного органического вещества (ОРОВ), и взвеси. Пробоотбор проводился независимо от подспутниковых измерений с горизонта 0–0,3 м ведром в 17 точках водохранилища с максимально возможной вариативностью концентраций. Вариативность оценивалась в онлайн режиме по сигналам флуоресценции. Отобранные с поверхности пробы незамедлительно фильтровались на GF/F фильтрах с диаметром пор 0,7 мкм, которые затем высушивались и замораживались для последующей обработки в лаборатории ИО РАН. Результаты полученных калибровок для хлорофилла *a* и взвеси приведены на рис. 1 (ОРОВ в настоящей работе не рассматривается).

Всего за 01 августа 2022 г. было получено 15 435 лидарных и 8 237 радиометрических измерений (с 10:14 до 13:15, UTC+3). Оба массива данных фильтровались по артефактам, после чего, учитывая разное временное разрешение приборов (2 Гц и 1 Гц для лидара и спектрометров, соответственно), приводились к единой дискретности по времени (1 Гц). Заключительным шагом было попиксельное усреднение обоих массивов (ячейка 10×10 м для снимка Sentinel-2/MSI (scihub.copernicus.eu)). На рис. 2 демонстрируется пространственное распределение фильтрованных данных, послуживших основой для построения биооптических моделей. Эти данные были разделены на калибровочную (~50 %) и валидационную (~50 %) выборки соответственно.

По калибровочным датасетам для всех разрезов 1–4 выбиралась наиболее точно описывающая данные модель (оценивалась по наиболее высокому значению коэффициента детерминации R^2). В высокопродуктивных водах 2-го типа, к которым относится Горьковское водохранилище, как правило, используются следующие модели восстановления концентраций хлорофилла *a*:

$$2B = \frac{R_{rs}(705 \text{ nm})}{R_{rs}(665 \text{ nm})}; \quad (3)$$

$$B = \left(\frac{1}{R_{rs}(665 \text{ nm})} - \frac{1}{R_{rs}(705 \text{ nm})} \right) R_{rs}(740 \text{ nm}); \quad (4)$$

$$NDCI = \frac{R_{rs}(705 \text{ nm}) - R_{rs}(665 \text{ nm})}{R_{rs}(705 \text{ nm}) + R_{rs}(665 \text{ nm})}. \quad (5)$$

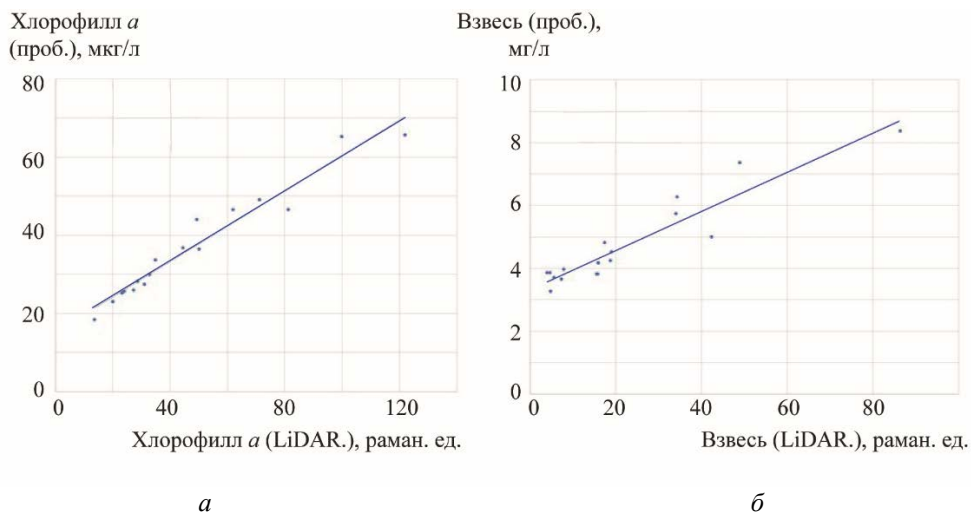


Рис. 1. Калибровка флуоресцентного лидара УФЛ-9 по данным пробоотбора для (а) хлорофилла *a* и (б) взвешенного вещества.

a — $y = 0,45x + 15,12$; $R^2 = 0,95$; $N = 17$; b — $y = 0,06x + 3,33$; $R^2 = 0,88$; $N = 17$.

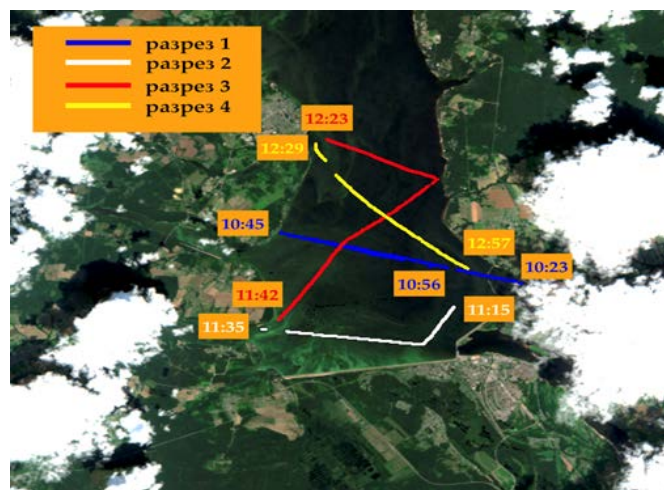


Рис. 2. Разрезы 1–4 трека судна по фильтрованным данным за 01 августа 2022 года на спутниковом RGB-изображении Sentinel-2B/MSI Горьковского водохранилища (scihub.copernicus.eu).

Аналогично моделям для хлорофилла для оптически сложных вод 2-го типа, для восстановления концентраций взвешенного вещества также используется БИК и ИК-диапазоны спектра. Чаще всего используют одноканальные алгоритмы, основанные на линейной зависимости концентрации взвеси от максимумов КСЯ на длинах волн 560 нм и 705 нм, то есть центральных длин волн каналов В3 и В5. Также нами был рассмотрен линейный алгоритм на канале В6 (740 нм).

Важно отметить, что данные по R_{rs} использовались для валидации атмосферно-корректированного по алгоритму ACOLITE [9] (показавшему наибольшую точность) спутникового изображения 1-го уровня (L1C) Sentinel-2B/MSI, поскольку стандартные алгоритмы атмосферной коррекции достаточно плохо работают для продуктивных вод.

Результаты. Deskриптивная статистика натуральных измерений хлорофилла a и минеральной взвеси приведена в табл. 1, a и b соответственно. Для хлорофилла на разрезах 1 и 3 на калибрационных выборках коэффициент детерминации $R^2 > 0,7$. На 2-м и 4-м разрезах $R^2 < 0,5$. Оценки точности 2В, 3В и NDCI алгоритмов для 1 и 3 треков приведены в табл. 2. Исходя из статистических характеристик, можно отметить, что разрез 3 показал наиболее качественный результат по всем рассмотренным алгоритмам (MAPE ~10,41–11,07 %, RMSE ~4,94–5,43 мкг/л и Bias ~-0,19–0,21 мкг/л). Однако, разрез 1 также демонстрирует качественные модели (MAPE ~11,09–13,61 %, RMSE ~6,17–6,35 мкг/л и Bias ~-0,46–0,29 мкг/л). Трехканальный алгоритм, показавший высокие значения оценок точности для 3 разреза, приведен на рис. 3, a , b .

Для одноканальных алгоритмов взвеси по В3 (560 нм), В5 (705 нм) и В6 (740 нм) наилучшие результаты показали разрезы 3 и 4 ($R^2 > 0,7$). Для разрезов 1 и 2 коэффициент детерминации $R^2 \sim 0,5$ по калибровочным выборкам. Наилучшую точность (рис. 4) так же показал разрез 3 (MAPE ~5,17–6,21 %, RMSE ~0,20–0,24 мг/л и Bias ~0,01–0,03 мг/л).

Таблица 1а

Deskриптивная статистика для натуральных измерений лидаром концентраций хлорофилла a (мкг/л) по разрезам 1–4 и всему треку за 01 августа 2022 года

Разрез	N	Min $Chl a$, мкг/л	Max $Chl a$, мкг/л	Mean $Chl a$, мкг/л	Median $Chl a$, мкг/л	STD $Chl a$, мкг/л
Весь трек	3902	23,38	98,01	45,56	42,87	12,78
1	972	25,73	79,28	45,62	42,56	11,81
2	685	39,50	90,01	55,59	54,59	7,63
3	1382	25,37	98,01	46,43	42,65	14,20
4	863	23,38	68,02	36,14	34,87	6,57

Таблица 16

Дескриптивная статистика для натуральных измерений лидаром концентраций взвешенного вещества (мг/л) по разрезам 1–4 и всему треку за 01 августа 2022 года

Разрез	N	Min TSM, мг/л	Max TSM, мг/л	Mean TSM, мг/л	Median TSM, мг/л	STD TSM, мг/л
Весь трек	3902	3,53	16,00	5,49	4,34	2,56
1	972	3,53	15,98	6,63	5,32	3,17
2	685	3,84	16,00	7,77	6,99	2,77
3	1382	3,55	15,82	4,57	4,10	1,28
4	863	3,55	6,31	3,87	3,78	0,28

Таблица 2

Результаты валидации 2-канального, 3-канального и NDCI алгоритмов для хлорофилла «а» по данным разрезов 1, 3 и 4 за 01 августа 2022 года на Горьковском водохранилище

	1 разрез (хлорофилл а)				3 разрез (хлорофилл а)			
	R	MAPE, %	RMSE, мкг/л	Bias, мкг/л	R	MAPE, %	RMSE, мкг/л	Bias, мкг/л
2B	0,84	11,09	6,17	0,29	0,91	10,41	4,98	-0,21
3B	0,81	13,07	6,32	-0,46	0,91	10,43	4,94	0,19
NDCI	0,84	13,61	6,35	-0,42	0,87	11,07	5,43	-0,19
	3 разрез (взвесь)				4 разрез (взвесь)			
	R	MAPE, %	RMSE, мг/л	Bias, мг/л	R	MAPE, %	RMSE, мг/л	Bias, мкг/л
B3	0,91	5,17	0,20	0,03	0,91	7,78	0,06	-0,02
B5	0,92	6,21	0,24	0,03	0,82	7,01	0,05	0,01
B6	0,92	4,10	0,21	0,01	0,82	7,77	0,05	-0,02

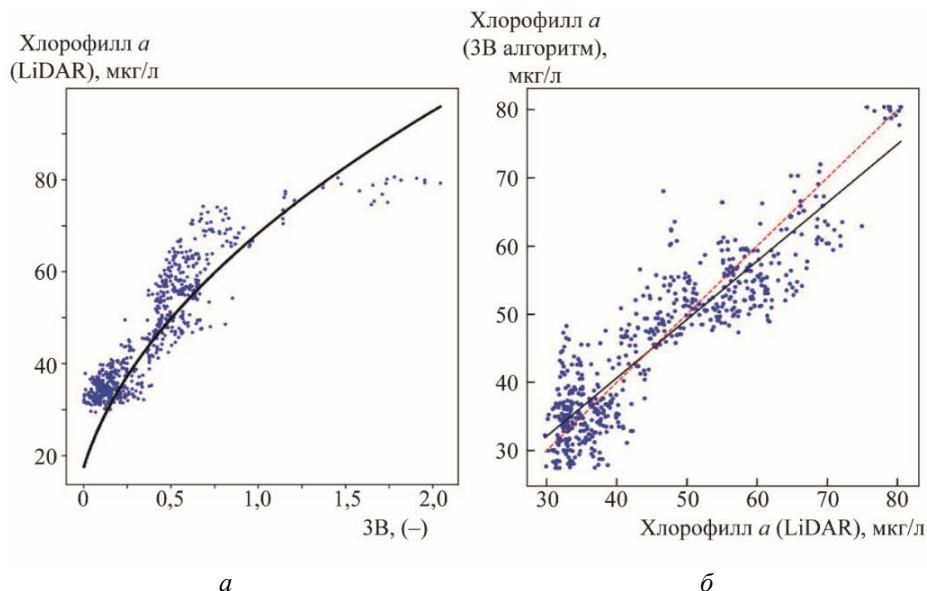


Рис. 3. Трехканальный алгоритм для восстановления концентрации хлорофилла а по данным разреза 3.

а — $y = (4359,39x + 300,12)^{0,5}$; $R^2 = 0,88$; $N = 700$;
 б — $y = 0,857x + 6,40e+00$; $r = 0,908$; $N = 674$; MAPE = 9,21 %; RMSE = 4,94 мкг/л; Bias = 0,19 мкг/л.

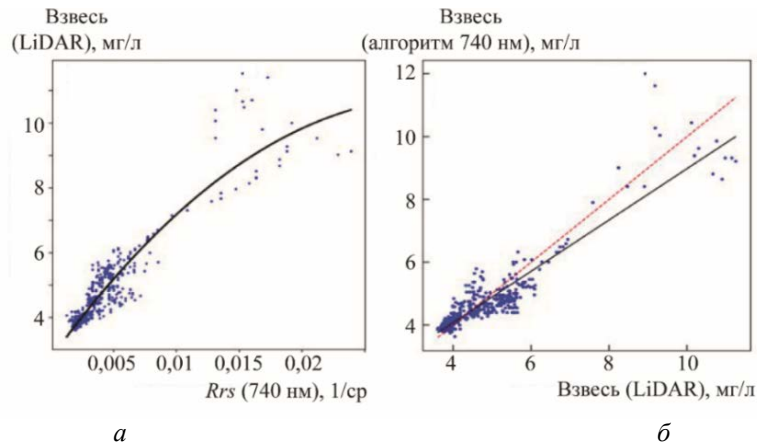


Рис. 4. Одноканальный алгоритм В6 (740 нм) для восстановления концентрации взвешенного вещества по данным разреза 3.

a — $y = -8930,95x^2 + 532,36x + 2,75; R^2 = 0,88; N = 700;$
 b — $y = 0,818x + 8,03e-01; r = 0,923; N = 674; MAPE = 4,10 \%; RMSE = 0,21 \text{ мг/л}; Bias = 0,01 \text{ мг/л}.$

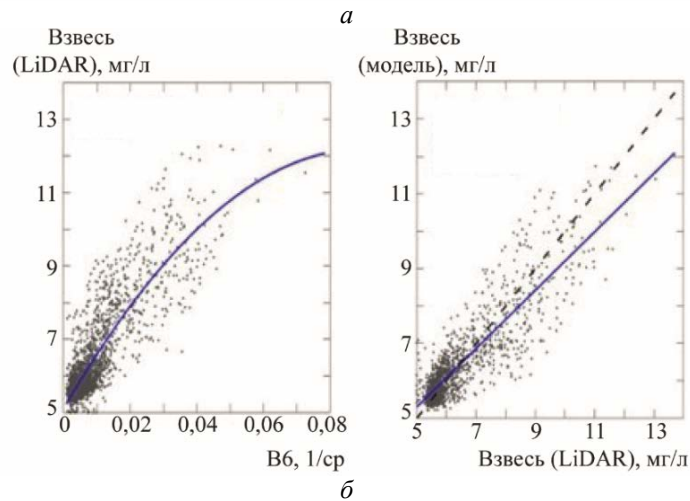
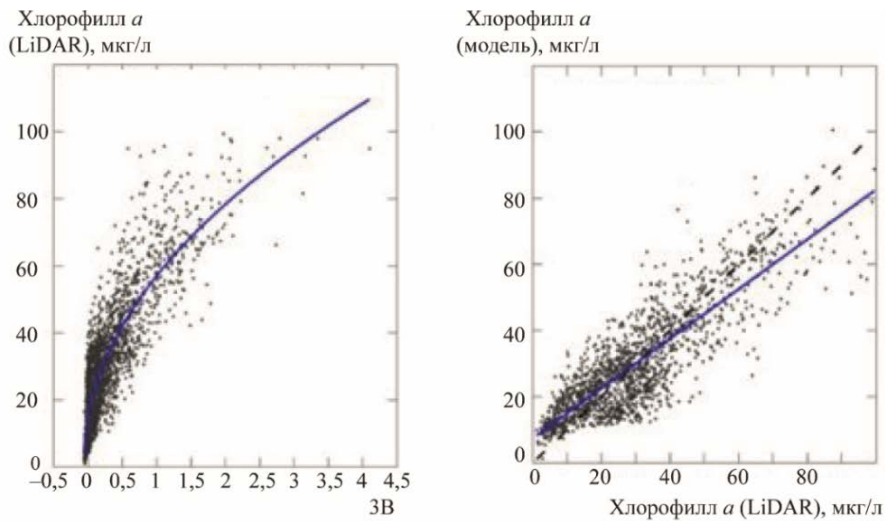


Рис. 5. Биооптические модели восстановления концентраций (а) хлорофилла *a* (3-канальный алгоритм — калибровка и валидация (слева и справа, соответственно)) и (б) минеральной взвеси (одноканальный алгоритм — калибровка и валидация (слева и справа, соответственно)).

a : слева — $Chl = (4373,1x + 296,6)^{0,479}$ (синий график), $R^2 = 0,742$; справа — $y = 0,752x + 7,443$ (синий график), $MAPE = 39,0 \%; RMSE = 9,33 \text{ мг/м}^3, Bias = 0,05 \text{ мг/м}^3;$
 b : слева — $TSM = 871,69x^2 + 157,24x + 5,1$ (синий график), $R^2 = 0,748$; справа — $y = 0,780x + 1,400$ (синий график), $MAPE = 6,1 \%; RMSE = 0,60 \text{ мг/л}, Bias = -0,001 \text{ мг/л}.$

Построенные биооптические модели хорошо согласуются с моделями, представленными в статье [5] на основе натурных измерений в сентябре 2018 г. (рис. 5). Более того, видно, что новые модели оказались чуть точнее (по MAPE, RMSE, Bias, pearson-r). Полученный результат создает предпосылки (которые тем не менее требуют дальнейшего подтверждения) к возможности использования предложенных биооптических моделей для восстановления концентраций хлорофилла *a* и минеральной взвеси по спутниковым данным высокого разрешения Sentinel-2/MSI для всего периода интенсивного цветения сине-зеленых водорослей на Горьковском водохранилище, то есть с июля по сентябрь.

Заключение. В работе представлены промежуточные результаты продолжающихся многолетних исследований по созданию биооптических моделей для Горьковского водохранилища. Обновленные модели получены с учетом специфики водоема, подробно изложенной в процитированной литературе, и усовершенствованной методики сбора *in situ* данных. Полученный результат создает предпосылки (которые тем не менее требуют дальнейшего подтверждения) к возможности использования предложенных биооптических моделей для восстановления концентраций хлорофилла *a* и минеральной взвеси по спутниковым данным высокого разрешения Sentinel-2/MSI для всего периода интенсивного цветения сине-зеленых водорослей на Горьковском водохранилище, то есть с июля по сентябрь.

Литература

1. Donlon C., Berruti B., Buongiorno A., Ferreira M. H. H., Féménias P., Frerick J., Goryl P., Klein U., Laur H., Mavrocordatos C. The Global Monitoring for Environment and Security (GMES) Sentinel-3 mission // Remote Sens. Environ. 2012. Vol. 120. P. 37–57.
2. Mognane M. A., Jamet C., Loisel H., Vantrepotte V., Mériaux X., Cauvin A. Evaluation of Five Atmospheric Correction Algorithms over French Optical-Complex Waters for the Sentinel-3A OLCI Ocean Color Sensor // Remote Sens. 2019. Vol. 11. P. 668.
3. Kravitz J., Matthews M., Bernard S., Griffith D. Application of Sentinel 3 OLCI for chl-a retrieval over small inland water targets: Successes and challenges // Remote Sens. Environ. 2020. Vol. 237. P. 111562.
4. Molkov A., Fedorov S., Pelevin V. Toward Atmospheric Correction Algorithms for Sentinel-3/OLCI Images of Productive Waters // Remote Sens. 2022. Vol. 14. P. 3663.
5. Molkov A. A., Fedorov S. V., Pelevin V. V., Korchemkina E. N. On Regional Models for High-Resolution Retrieval of Chlorophyll *a* and TSM Concentrations in the Gorky Reservoir by Sentinel-2 Imagery // Remote Sens. 2019. Vol. 10 (11). P. 1215–1241.
6. Ростовцева В. В., Гончаренко И. В. Гирскопически стабилизированный комплекс ЭММА для пассивного оптического зондирования плуомов рек в рамках экологического мониторинга // Труды X Юбилейной Всероссийской конференции с международным участием «Современные проблемы оптики естественных вод» (ONW'2019), Санкт-Петербург, 09–11 октября 2019 года. СПб.: ХИМИЗДАТ, 2019. Т. 10. С. 302–305.
7. Palmer S. C., Pelevin V. V., Goncharenko I. V., Kovács A., Zlinszky A., Présing M., Horváth H., Nicolás-Perea V., Balzter H., Tóth V. Ultraviolet Fluorescence LiDAR (UFL) as a Measurement Tool for Water Quality Parameters in Turbid Lake Conditions // Remote Sensing. 2013. Vol. 5. P. 4405–4422.
8. Mueller J. L., Bidigare R. R., Trees C., Balch W. M., Dore J., Drapeau D. T., Karl D., Van Heukelem L., Perl J. Ocean Optics Protocols for Satellite Ocean Color Sensor Validation. Revision 5 // Biogeochemical and Bio-Optical Measurements and Data Analysis Protocols. NASA's Goddard Space Flight Center: Greenbelt, MD, USA, 2003. Vol. 5.
9. Vanhellemont Q. Sensitivity analysis of the dark spectrum fitting atmospheric correction for metre-and decametre-scale satellite imagery using autonomous hyperspectral radiometry // Optics Express. 2020. Vol. 28(20). P. 29948–29965.

РАЗРАБОТКА СПОСОБА АВТОМАТИЧЕСКОЙ ОБРАБОТКИ ЛИДАРНЫХ ЭХО-СИГНАЛОВ ДЛЯ ОЦЕНКИ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ГИДРООПТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК

В. Л. Дерновский, канд. техн. наук, В. А. Глухов, О. В. Глитко

Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, г. Москва, Россия

DEVELOPMENT OF AN AUTOMATIC PROCESSING METHOD OF LIDAR ECHO SIGNALS FOR EVALUATION OF SPATIAL VARIABILITY OF HYDROOPTICAL CHARACTERISTICS

V. L. Dernovskii, Ph.D., V. A. Glukhov, O. V. Glitko

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

В работе предложен способ автоматической обработки лидарных эхо-сигналов для фиксации пространственных неоднородностей распределения гидрооптических характеристик на глубинах, соответствующих предельной чувствительности морского лидара с заданными техническими характеристиками. Апробация способа выполняется на натурных данных, с использованием авиационного поляризационного лидара. Предложенный способ позволил выделить по трассе движения области с неоднородностями, представляющими интерес для дальнейшего анализа.

The paper proposes a method for automatic processing of lidar echo signals for fixing spatial inhomogeneities in the distribution of hydrooptical characteristics at depths corresponding to the limiting sensitivity of a marine lidar with specified technical characteristics. Approbation of the method is performed on field data obtained from sea lidar. The proposed method made it possible to identify regions with inhomogeneities along the path, which are of interest for further analysis.

Введение. Авиационная лидарная съемка позволяет проводить зондирование больших по площади частей морских акваторий. Такая съемка дает возможность получать картины пространственных распределений светорассеивающих слоев [1, 2], регистрировать положение рыбных косяков [3], определять положения границ повышенных концентраций фитопланктона, обусловленных цветением [4].

Одной из актуальных задач лидарного зондирования является поиск способов оперативной обработки данных лидарной съемки на трассе зондирования с целью регистрации не только изменений гидрооптических характеристик приповерхностного слоя в целом, но и изменений его вертикальной структуры от поверхности до глубины лидарного зондирования. Наличие такой возможности позволило бы корректировать курс авианосителя для более подробной регистрации найденных в ходе полета гидрооптических неоднородностей. Регистрация вертикальной структуры распределения гидрооптических характеристик в случае площадной съемки позволяет получить их изменение по трем пространственным координатам, включающим в себя изменчивость по глубине.

Если в среде наблюдаются периодические изменения вертикального профиля гидрооптических характеристик, как, например, при прохождении короткопериодных внутренних волн (ВВ) естественного происхождения, использование морского лидара в случае возможности регистрации положения пикноклина, ассоциированного с градиентом показателя ослабления света морской водой, позволяет зарегистрировать факт прохождения ВВ и оценить её период [5–7]. В случае расположения пикноклина на глубине, превышающей предельную глубину лидарного зондирования, актуальной задачей является исследование возможности выделения информативного сигнала на пределе чувствительности авиационного лидара. Это требует использования подхода к обработке данных лидарной съемки, который бы показал наибольшую чувствительность к слабым градиентам вертикальных изменений гидрооптических характеристик вблизи предельной глубины лидарного зондирования.

Существующие подходы к обработке данных лидарного зондирования не подходят для решения этой задачи, так как, в основном, направлены либо на определение положения неоднородностей на спаде эхо-сигнала, либо на определение характеристик эхо-сигнала в приповерхностном слое, несущих в себе информацию о гидрооптических характеристиках морской воды [2, 4]. В связи с этим необходима разработка подходов к обработке данных лидарного зондирования, комбинирующая в себе существующие методы оценки вида кривой затухания эхо-сигнала, для определения изменчивости формы эхо-сигнала от поверхности до предельной глубины зондирования.

Целью данной работы является разработка способа автоматической обработки лидарных эхо-сигналов для фиксации пространственных неоднородностей распределения гидрооптических характеристик на глубинах, соответствующих предельной чувствительности морского лидара с заданными техническими характеристиками.

Материалы и методы. *Описание аппаратуры и методики лидарной съемки.* Исследования проводились с использованием авиационного поляризационного лидара [8]. Основные технические характеристики лидара приведены в табл. 1.

Таблица 1

Основные технические характеристики лидара

Характеристика	Значение
Длина волны излучения, нм	532
Импульсная мощность излучения, мДж	20
Длительность зондирующего импульса, нс	7
Частота зондирования, Гц	20
Количество приемных каналов	1
Поляризация приемного канала	ортогональная
Диаметр входного объектива, мм	100
Угол поля зрения приемной системы, °	2
Частота дискретизации приемной системы, ГГц	1,3
Разрядность АЦП, бит	12
Пространственное разрешение по глубине, м	0,3

Условия проведения экспериментальных исследований. Лидарная съемка проводилась в близких к берегу морских акваториях, характеризовавшихся высокой изменчивостью гидрооптических характеристик из-за интенсивного цветения фитопланктона в приповерхностном слое.

При проведении полетов погода в районе работ могла сильно варьироваться от солнечной до образования тумана и облачности ниже высоты полета самолета. Для обработки отбирались данные наиболее благоприятной погоды в отсутствие дымки или тумана над поверхностью воды при волнении моря не более 4 баллов.

Исследования вертикальных профилей гидрофизических характеристик в районе работ с борта судна показали, что в среднем положение слоя скачка плотности находилось на глубине около 30 м, а глубина видимости белого диска Секки Z_6 составляла около 8–10 м. Полученные значения Z_6 позволяют оценить предельную глубину лидарного зондирования. Ожидается, что в таких условиях она составит около 16–18 м.

Описание способа обработки сигналов. В основе существующих методов обработки данных лидарного зондирования лежит подход по использованию лидарного уравнения в приближении квазиоднократного рассеяния. Суть методов заключается в подборе параметров аналитической функции аппроксимации, наиболее близко описывающей кривую затухания эхо-сигнала, вид которой следует из лидарного уравнения [9]:

$$U(t) = \beta \cdot \frac{\exp(-\alpha \cdot c_w t)}{(2n_w H + c_w t)^2}, \quad (1)$$

где α , β — параметры аппроксимации, c_w — скорость света в воде, t — время, отсчитываемое от момента пересечения зондирующим импульсом поверхности воды, n_w — показатель преломления

морской воды, H — протяженность воздушного участка трассы зондирования. По своему физическому смыслу показатель лидарного ослабления α близок к коэффициенту диффузного ослабления света толщей морской воды K_d , а коэффициент β — близок значению индикатрисы рассеяния в направлении назад $\beta(\pi)$.

Оценка отклонения спада лидарного эхо-сигнала от аппроксимирующей функции позволяет выделить вертикальные распределения гидрооптических неоднородностей с глубиной, что позволяет определить положение светорассеивающих слоев как по глубине, так и по трассе зондирования, как это сделано, например, в [10]. Комбинирование этих методов позволяет на основе лидарного эхо-сигнала оценить вертикальные изменения гидрооптических характеристик путем подбора нескольких аппроксимаций, наиболее точно повторяющих спад эхо-сигнала от поверхности до максимальной глубины зондирования. Точки пересечения аппроксимаций позволяют определить глубину градиентов в распределении гидрооптических характеристик с глубиной. Такой метод обработки данных лидарного зондирования позволил зарегистрировать прохождение короткопериодной внутренней волны по квазипериодическому изменению положения градиента показателя ослабления, ассоциированного с положением пикноклина [5].

Данные подходы позволяют использовать не более 2/3 лидарной кривой для получения информации. При этом информация, полученная на пределе чувствительности сосредоточена в нижней трети сигнала.

Определение наличия неоднородностей вблизи предельной глубины зондирования логично проводить, сравнивая сигнал с фоновым или эталонным. Основным участком для определения неоднородностей служит второй участок эхо-сигнала. Примером применения такого подхода может служить работа [4]. Невозмущенным сигналом авторы данной работы предлагают считать эхо-сигнал от единого квазиоднородного слоя, то есть описываемого на всех участках функцией вида (1). В таком случае исследователи сталкиваются со сложностью при определении участка акватории, как фонового, в условиях реальных практических измерений.

На первом этапе для решения этой задачи предлагается определять однородный сигнал, характеризующийся только одним значением $\alpha_{\text{одн}}$, с помощью его моделирования для каждого отдельного зондирования. Построение выполняется по специально сформированному набору точек так, чтобы исключить влияние неоднородностей, находящихся на втором квазиоднородном участке на параметры аппроксимации невозмущенного сигнала на глубине соответствующей третьему квазиоднородному участку. Предлагаемый подход позволяет учесть изменение параметров фона на различных участках галса. В частности, для отдельных участков эхо-сигнала были назначены весовые коэффициенты. Пример сигнала квазиоднородного слоя представлен на рис. 1.

На втором этапе в случае низкой пространственной изменчивости гидрооптических характеристик можно $\alpha_{\text{одн}}$ применить ко всем зарегистрированным эхо-сигналам и найти области, характеризующиеся отличием зарегистрированного эхо-сигнала от сигнала с $\alpha_{\text{одн}}$. В случае высокой пространственной изменчивости гидрооптических характеристик в исследуемом районе такой способ дает ложные результаты, связанные с сильной изменчивостью самих сигналов. Можно определять $\alpha_{\text{одн}}$ для каждого эхо-сигнала, исходя из предположения, что на участке глубин от 3 до 5 м характеристики воды практически постоянны с глубиной, а на участке вблизи уровня шумов приемной системы эхо-сигнал принимает почти нулевые значения. В таком случае, отношение α для нижнего слоя к α квазиоднородного слоя покажет степень изменения эхо-сигнала на последнем участке, соответствующем пределу чувствительности. Это отношение будет иметь вид:

$$K_{\alpha} = \frac{\alpha_{\text{возм}}}{\alpha_{\text{одн}}}$$

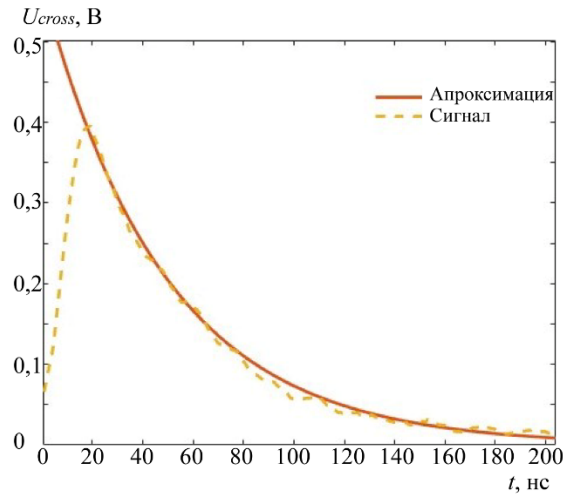


Рис. 1. Пример эхо-сигнала квазиоднородного слоя.

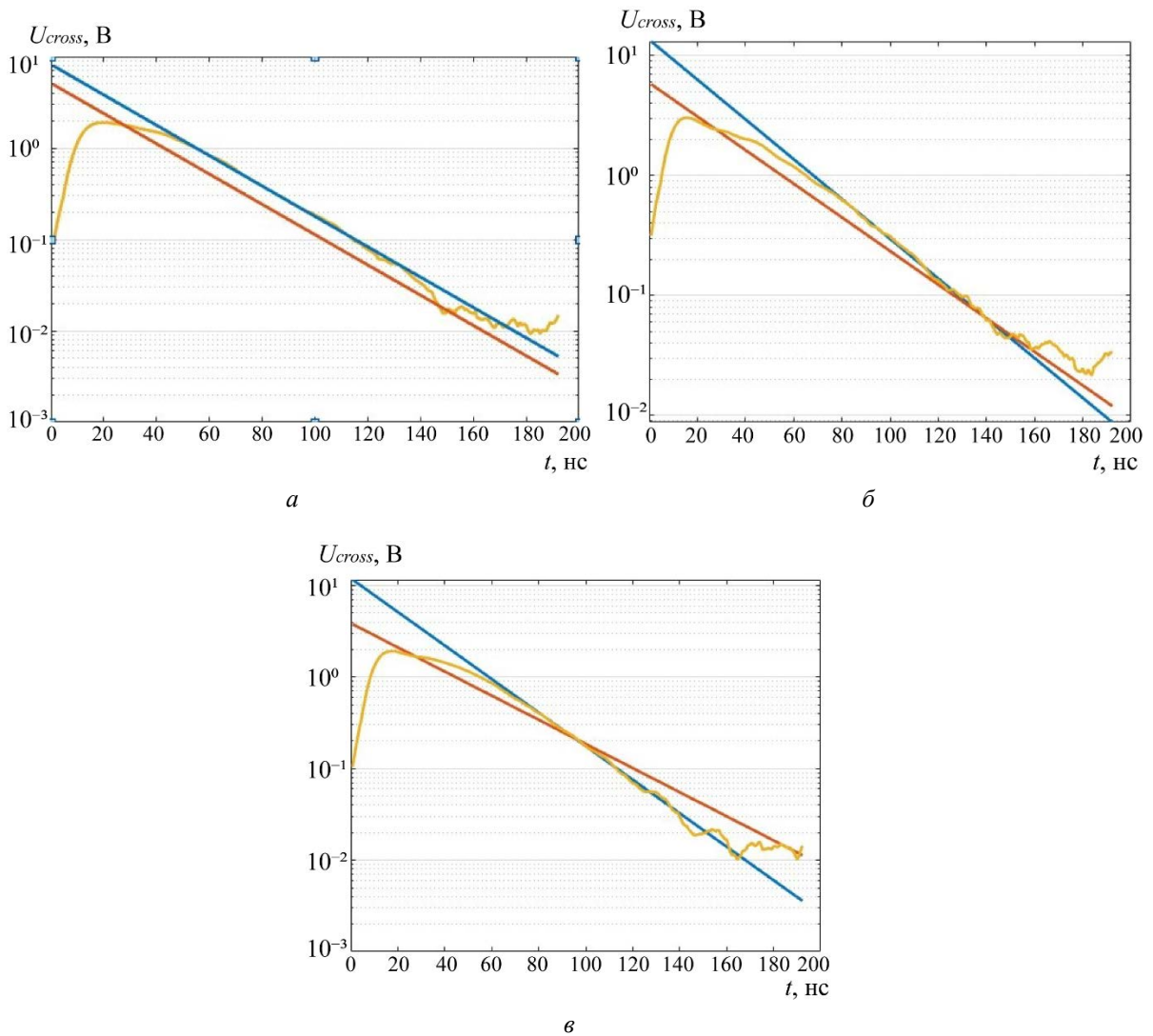


Рис. 2. Примеры эхо-сигналов в логарифмическом масштабе с различными рассчитанными значениями K_α .

a — $K_\alpha = 1$; $б$ — $K_\alpha = 1,18$; $в$ — $K_\alpha = 1,4$.

При $K_\alpha = 1$ можно говорить о том, что на выбранной глубине эхо-сигнал сохранил свой квазиоднородный характер затухания. На рис. 1 показаны примеры эхо-сигналов для разных значений K_α с построенными аппроксимациями соответствующих частей эхо-сигнала. На рис. 2 представлены примеры эхо-сигналов с различными значениями K_α . Значения $K_\alpha > 1$ соответствуют отклонению участка эхо-сигнала, соответствующего глубинам зондирования более 8 м, от квазиоднородного затухания с глубиной и наличием гидрооптических неоднородностей ниже этой глубины.

Волнение и блики на поверхности могут вызвать кратное усиление регистрируемого лидарного сигнала [11]. Особенно важно это учитывать при установке лидара на авиационный носитель, который может быстро маневрировать и менять свой курс, в том числе относительно солнца. Предложенная характеристика не зависит от скачков амплитуды сигнала. Исключением служат значения усиления, при которых происходит насыщение ФЭУ или пропадает сигнал на глубине, соответствующей третьему участку.

На третьем этапе возможно проанализировать последовательно расположенные в пространстве результаты обработки каждого отдельного зондирования для выявления областей с повышенным уровнем возмущений.

Результаты и их обсуждение. Обработка лидарного эхо-сигнала при проведении по трассе зондирования подразумевает последовательный анализ каждого эхо-сигнала, позволяющий реализовать классификацию отдельных участков. Амплитуды лидарных эхо-сигналов в этом случае являются малоинформативными, поскольку позволяют оценить только поверхностные изменения гидрооптических характеристик. Для оценки вертикальной изменчивости необходимо использовать соответствующие методы обработки лидарных эхо-сигналов.

Результатом обработки каждого эхо-сигнала является его характеристика K_α . Анализ распределения этой характеристики по трассе зондирования, в свою очередь, позволяет выделять отдельные участки, характеризующиеся наличием гидрооптических неоднородностей. На рис. 3 представлены сигналы, полученные на одном из галсов авиационного носителя. На рис. 3, а представлена суммарная интенсивность зарегистрированного сигнала. На рис. 3, б приведено распределение K_α для зарегистрированных сигналов.

Анализируя значения K_α по трассе зондирования, можно выявить область превышения уровня возмущений относительно соседних участков галса. Данная область характеризуется не только повышенным значением K_α , но и увеличением ослабления света морской водой, а также относительным уменьшением $\alpha_{\text{возм}}$.

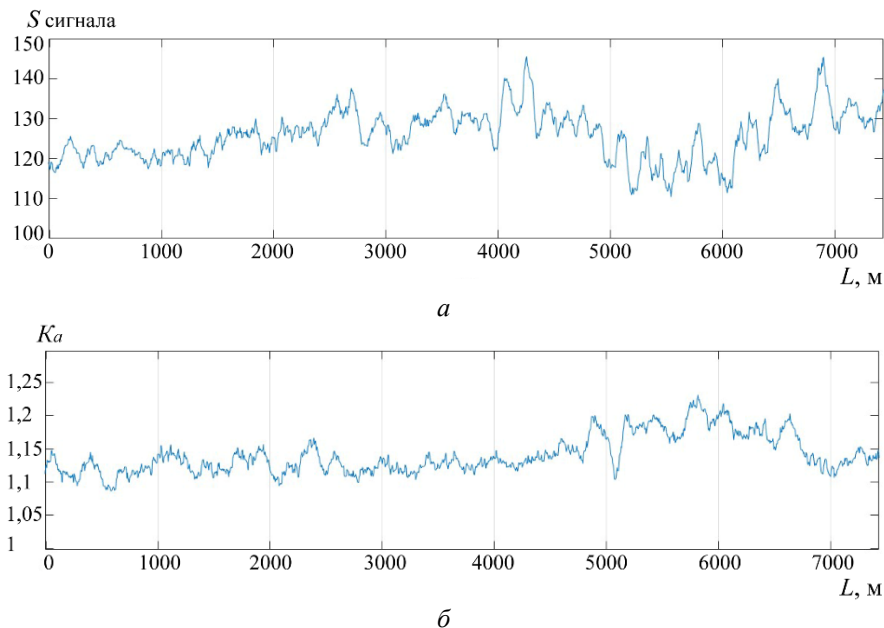


Рис. 3. Суммарная интенсивность лидарного эхо сигнала (а) и соответствующий коэффициент K_α (б), полученные по трассе движения авиационного носителя.

Заключение. Изучение характера затухания отдельных лидарных эхо-сигналов в рамках данной работы позволило выявить характеристику, которая позволяет регистрировать изменения гидрооптические неоднородности вблизи предельной глубины лидарного зондирования в данных условиях. Данный подход позволил построить распределения коэффициента отношения $K\alpha$ вдоль трассы зондирования и восстановить пространственную картину гидрооптических неоднородностей на глубине, соответствующей пределу чувствительности авиационного лидара.

Большинство существующих методов обработки данных лидарной съемки предполагает обработку в постсеансном режиме в лаборатории после проведения лидарной съемки. Преимуществом представленного метода обработки лидарных сигналов является возможность оперативного расчета изменений эхо-сигналов на галсе лидарной съемки, что может быть использовано при исследовании изменчивости гидрооптических характеристик морских акваторий. Достоинством данного метода является возможность получения наглядной картины пространственной изменчивости гидрооптических характеристик в районе работ, что позволяет определить области, которые затем могут быть обработаны другими методами для получения более детальной картины вертикальных изменений гидрооптических характеристик.

Данная последовательность действий из трех этапов сформирована как способ и реализована в виде программного кода, реализующего автоматизированную обработку сигнала. С помощью предложенного способа обработаны реальные сигналы авиационного лидара.

Литература

1. Hoge F. E., Wright C. W., Krabill W. B., Buntzen R. R., Gilbert G. D., Swift R. N., Berry R. E. Airborne lidar detection of subsurface oceanic scattering layers // *Applied Optics*. 1988. Vol. 27, № 19. P. 3969–3977. doi:10.1364/AO.27.003969.
2. Churnside J. H., Donaghay P. L. Thin scattering layers observed by airborne lidar // *ICES Journal of Marine Science*. 2009. Vol. 66, № 4. P. 778–789. doi:10.1093/icesjms/fsp029.
3. Churnside J. H., Brown E. D., Parker-Stetter S., Horne J. K., Hunt G. L., Hillgruber N., Vollenweider J. J. Airborne remote sensing of a biological hot spot in the southeastern Bering Sea // *Remote Sensing*. 2011. Vol. 3, № 3. P. 621–637. doi:10.3390/rs3030621.
4. Zhong C., Chen P., Pan D. An Improved Adaptive Subsurface Phytoplankton Layer Detection Method for Ocean Lidar Data // *Remote Sensing*. 2021. Vol. 13, № 19. P. 3875. doi:10.3390/rs13193875.
5. Глухов В. А., Гольдин Ю. А., Родионов М. А. Лидарный метод регистрации внутренних волн в водах с двухслойной стратификацией гидрооптических характеристик // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2021. Т. 14, № 3. С. 86–97. doi:10.7868/S2073667321030084.
6. Bukin O. A., Major A. Y., Pavlov A. N., Shevtsov B. M., Kholodkevich E. D. Measurement of the lightscattering layers structure and detection of the dynamic processes in the upper ocean layer by shipborne lidar // *International Journal of Remote Sensing*. 1998. Vol. 19, № 4. P. 707–715. doi:10.1080/014311698215946.
7. Churnside J. H., Ostrovsky L. A. Lidar observation of a strongly nonlinear internal wave train in the Gulf of Alaska // *International Journal of Remote Sensing*. 2005. Vol. 26, № 1. P. 167–177. doi:10.1080/01431160410001735076.
8. Глухов В. А., Гольдин Ю. А., Родионов М. А., Гуреев Б. А., Глитко О. В. Авиационная лидарная батиметрическая съемка прибрежных акваторий с большой высоты // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2019. Т. 12, № 4. С. 85–93. doi:10.7868/S2073667319040105.
9. 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, № 24. P. 4353–4364. doi:10.1364/AO.40.004353.
10. Goldin Y. A., Vasilev A. N., Lisovskiy A. S., Chernook V. I. Results of Barents Sea airborne lidar survey // *Current Research on Remote Sensing, Laser Probing, and Imagery in Natural Waters SPIE*. 2007. Vol. 6615. P. 126–136. doi:10.1117/12.740456.
11. Xu P., Liu D., Shen Y. et al. Design and validation of a shipborne multiple-field-of-view lidar for upper ocean remote sensing // *Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer*. 2020. 254:107201. doi:10.1016/j.jqsrt.2020.107201.

Работа выполнена в рамках государственного задания № FMWE-2021-0014.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОВЕРХНОСТНОГО ТЕЧЕНИЯ ВО ВНУТРЕННЕМ ВОДОЕМЕ С ЗАРЕГУЛИРОВАННЫМ СТОКОМ ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ ВЫСОКОГО РАЗРЕШЕНИЯ: ПРОБНЫЙ ЭКСПЕРИМЕНТ НА ГОРЬКОВСКОМ ВОДОХРАНИЛИЩЕ

Д. В. Доброхотова^{1,2}, И. А. Капустин^{1,2}, канд. физ.-мат. наук, О. А. Даниличева^{1,2},
А. А. Мольков^{1,2}, канд. физ.-мат. наук, Г. В. Лецев^{1,2}, А. В. Ермошкин^{1,2}, канд. физ.-мат. наук,

¹Нижегородский университет им. Н. И. Лобачевского, Нижний Новгород, Россия

²Институт прикладной физики им. А. В. Гапонова-Грехова РАН, Нижний Новгород, Россия

DETERMINATION OF SURFACE FLOW IN AN INLAND RESERVOIR WITH REGULATED FLOW USING HIGH-RESOLUTION SATELLITE DATA: A TEST EXPERIMENT ON THE GORKY RESERVOIR

D. V. Dobrokhotova^{1,2}, I. A. Kapustin^{1,2}, Ph.D., O. A. Danilicheva^{1,2}, A. A. Molkov^{1,2}, Ph.D.,
G. V. Leshchev^{1,2}, A. V. Ermoshkin^{1,2}, Ph.D.

¹Lobachevsky State University of Nizhny Novgorod, Nizhny Novgorod, Russia

²A. V. Gaponov-Grekhov Institute of Applied Physics of the Russian Academy of Sciences,
Nizhny Novgorod, Russia

В настоящей работе результаты восстановления поля течений в Горьковском водохранилище методом максимальных корреляций по последовательным снимкам двух различных сканеров цвета высокого разрешения с небольшой временной задержкой. Выполнена верификация полученных результатов с использованием данных судовых измерений, проведенных в момент спутниковой съемки. Отмечены особенности применения данного метода для эвтрофных водоемов с зарегулированным стоком в период интенсивного цветения сине-зеленых водорослей.

In this paper, the results of reconstruction of the current field in the Gorki Reservoir by the method of maximum correlations from consecutive images of two different high-resolution color scanners with a small time delay are presented. Verification of the obtained results using ship measurements made at the moment of satellite imagery is performed. The peculiarities of application of this method for eutrophic water bodies with regulated flow during the period of intensive blooming of blue-green algae were noted.

Введение. Восстановление поля течений дистанционными методами является традиционной задачей океанологии. Один из способов восстановления течений в верхнем слое океана основан на анализе смещения неоднородностей на последовательных спутниковых изображениях водной поверхности, к нему относится метод максимальной взаимной корреляции (Maximum Cross Correlation (MCC)) [1, 2].

В эвтрофных водоемах с зарегулированным стоком, таким как Горьковское водохранилище, в качестве маркера для оценки смещений могут быть использованы области интенсивного цветения фитопланктона. Восстановление «мгновенной» пространственной карты течений по последовательным спутниковым снимкам небольшого внутреннего водоема представляется привлекательным и перспективным подходом.

В работе представлены результаты восстановления поверхностного течения в Горьковском водохранилище по спутниковым данным высокого разрешения, проведено сравнение полученных результатов данными судовых измерений.

Методы и подходы. За летний период 2022 г. был реализован пробный подспутниковый эксперимент с двукратной спутниковой съемкой. Измерения проводились в южной части Горьковского водохранилища с борта плавучей лаборатории «Геофизик» [3] вблизи ГЭС 6 августа 2022 г. в условиях ясной штилевой погоды. Судовые измерения включали в себя измерения скорости и направления течения с помощью акустического доплеровского профилографа течений ADCP WorkHorse 1200 кГц, измерения скорости и направления ветра с

помощью ультразвукового анемометра Windsonic, а также измерения пространственного распределения концентрации хлорофилла «а» с помощью СТД-зонда YSI EXO 3, зафиксированного у борта на глубине 0,5 м.

Внутрисуточное регулирование расхода воды через ГЭС приводит к значительной изменчивости структуры течений (усиление и ослабление руслового потока, формирование круговоротов и обратных течений), особенно в приплотинном участке, на масштабах порядка нескольких часов [4–7]. Согласно данным анемометра, средняя скорость составляла 1 м/с, то есть ниже порога генерации ветровой ряби. Поэтому, вероятно, неоднородность распределения концентрации фитопланктона по акватории в большей степени связана с неоднородными сбросами воды через ГЭС [4], а влияние ветрового форсинга на течения было минимальным.

На рис. 1, *а* представлена батиметрия исследуемого района, на которую нанесен трек судна. Маршрут охватывал русловую и пойменную части водохранилища, на нем черными точками отмечены моменты спутниковой съемки. На рис. 1, *б* приведены зависимости внутрисуточного расхода воды через ГЭС за 5 августа и за 6 августа. Красными точками обозначен период проведения измерений, зеленой точкой — моменты спутниковой съемки с точностью до часа. Эксперимент проводился в момент увеличения сброса воды через ГЭС

Период проведения измерений пришелся на дневное увеличение сброса через ГЭС, спутниковая съемка происходила в моменты максимального сброса воды.

Одновременно с подспутниковыми судовыми измерениями с интервалом в 30 мин сканеры высокого разрешения Landsat-9/OLI (11:04) и Sentinel-2A/MSI (11:34) осуществили съемку исследуемого района водохранилища. На рис. 2 представлены Композитные RGB-изображения с наложенным треком судна. В день проведения эксперимента наблюдалась сильно неоднородное пространственное распределение фитопланктона, который использовался в качестве маркеров для применения МСС-метода. Вследствие малых собственных скоростей фитопланктона, мы пренебрегали его вертикальным смещением на масштабах 30 мин [8, 9]. Поскольку спектральные каналы обоих спутников достаточно близки, считали, что глубина зондируемого слоя для обоих спутников одинакова. Таким образом можно считать, что изменение яркости пикселя в паре изображений определяется только горизонтальным смещением фитопланктона под действием течений.

При восстановлении поля течений МСС методом изображения 1-го уровня обработки (без атмосферной коррекции) были сведены с помощью платформы для обработки спутниковых данных SNAP [10] к геопривязанным изображениям района измерений с единым пространственным разрешением в 30 м. Далее осуществлялся поиск максимума корреляционной матрицы между двумя последовательными окнами размером 16×16 пикселей (480×480 м), на которые разбивались спутниковые изображения. Учитывая временной интервал между последовательными кадрами, восстанавливался вектор скорости течения в окне.

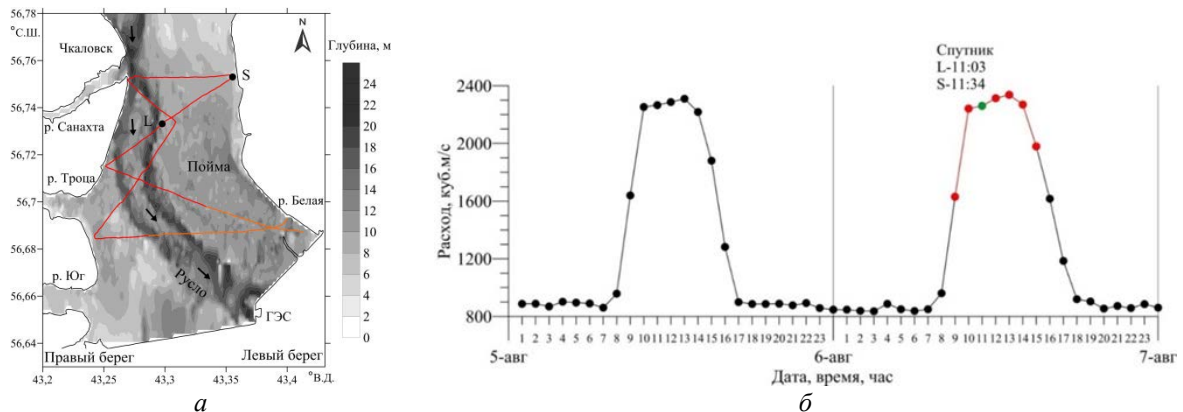


Рис. 1.

а — карта глубин южной части Горьковского водохранилища с наложенным треком судна;

б — графики внутрисуточного расхода воды через ГЭС 05.08.2022

(день предшествующий измерениям) и 06.08.2022.

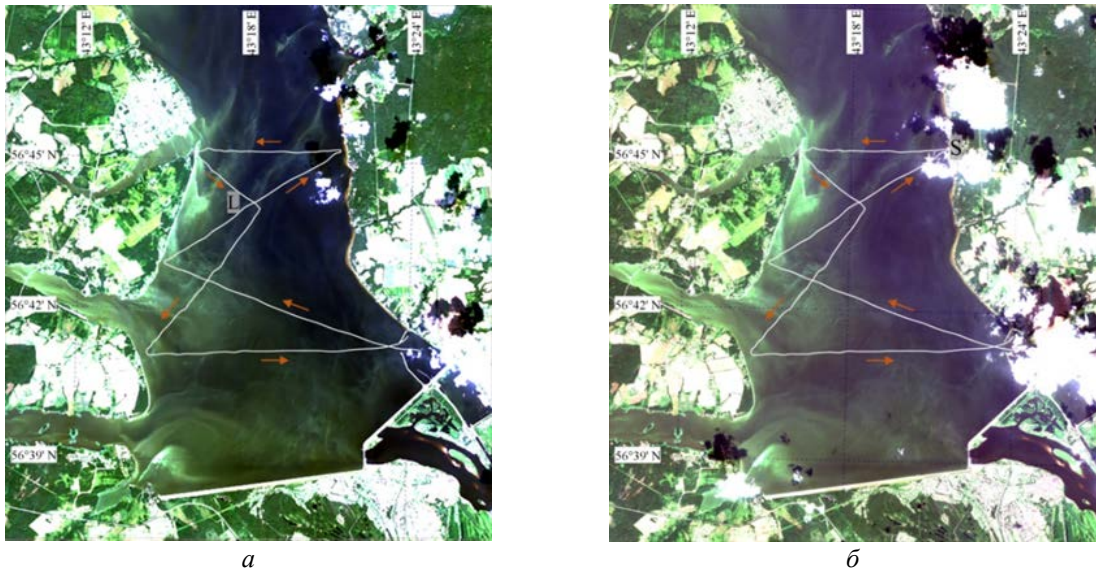
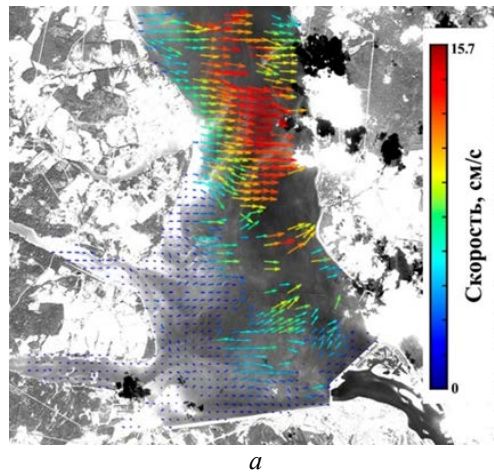
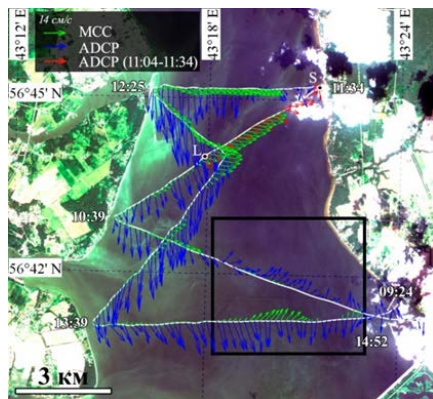


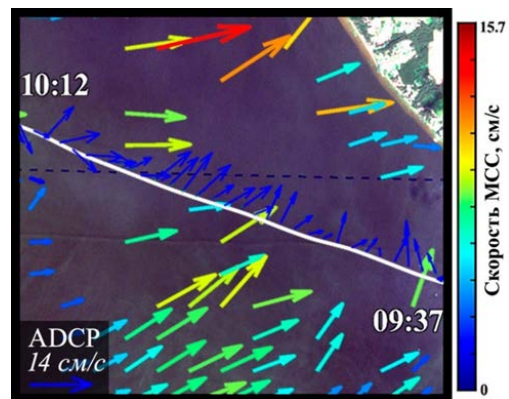
Рис. 2. Композитные RGB-изображения (а) Landsat-9/OLI (11:04) (L) и (б) Sentinel-2A/MSI (11:34) (S) Горьковского водохранилища от 06.08.22 с наложенным треком судна.



а



б



в

Рис. 3.

а — восстановленные по спутниковым изображениям поля течений на Горьковском водохранилище 6 августа 2022 г. — зеленый канал; б — сравнение результатов ADCP-измерений течений на глубине 0,8 м и результата обработки спутниковых изображений в зеленом канале вдоль трека судна:

ADCP — синие векторы, красные векторы — между пролетами спутников (11:04-11:34),

зелёные векторы — по методу MCC; в — увеличенная юго-восточная часть акватории с близкими

по времени и пространству к спутниковой съемке ADCP-измерениями.

Результаты. Были получены вектора скорости течения для четырех каналов: синий (каналы 2), зеленый (каналы 3), красный (каналы 4) и ближний ИК (каналы 5 и 8А). За счет того, что зеленый свет наиболее глубоко проникает в толщу воды, на изображении проявляются большее количество фитопланктона, используемого в качестве маркера для реализации МСС метода, для зеленого канала был получен лучший результат (рис. 3, а). Направление восстановленного течения в приповерхностном слое оказалось ориентированным поперек водохранилища и основного руслового течения Волги практически во всем районе работ, кроме юго-восточной стороны («нижний правый угол»), где течение имеет обратное направление. На рис. 3, б, в представлены поля течений, полученные с помощью ADCP в ходе судовых измерений (синие вектора и красные вектора на участке между спутниковыми съемками) и методом МСС для зеленого канала (зеленые вектора). При сравнении восстановленного течения с течением, полученным по данным ADCP, можно видеть, что на участке LS направления течений, магнитуды для обоих методов близки. На участке 9:37–10:12 (рис. 3, в) течение, полученное методом МСС, демонстрирует обратное течение, регулярно возникающее над поймой из-за суточного регулирования расхода через ГЭС [4–7]. Меньшая, относительно данных ADCP, скорость связана с тем, что данные разнесены по времени, восстановленная скорость демонстрирует течение при максимальном расходе. В день измерений оба участка характеризовались относительно низкой концентрацией фитопланктона, глубина видимости диска Секки (Z_{SD}) в этом районе варьировалась в пределах 1,5–2,0 м. В тоже время у правого берега Волги над старым руслом, где определенные обоими методами течения отличаются между собой, наблюдались зоны интенсивного приповерхностного цветения ($Z_{SD} \sim 0,2-0,7$ м), в некоторых областях фитопланктон у поверхности собирался в плотные маты, покрывающие поверхность сплошным «ковром». Такое неравномерное распределение фитопланктона влияет на толщину водного слоя, из которой спутник принимает сигнал. Становится принципиальна разница в слоях, на которых восстанавливались течения: с помощью ADCP измерялись течения с глубины порядка 0,8 м, методом МСС восстанавливалось течение в тонком приповерхностном слое.

С другой стороны, высокая концентрация водорослей способствует поглощению солнечного излучения, что приводит к дополнительному нагреву тонкого приповерхностного слоя воды. В таком случае может сформироваться устойчивая вертикальная температурная стратификация, препятствующая вертикальной конвекции, при этом тонкий верхний слой не чувствует подповерхностного (руслового) потока, что объясняет расхождения в скоростях, полученных с помощью ADCP и МСС.

Заключение. В работе представлены результаты первой попытки восстановления поля течений в Горьковском водохранилище по смещению фитопланктона по последовательным изображениям двух различных космических сканеров цвета Landsat-9/OLI и Sentinel-2/MSI. При сравнении восстановленной структуры течения с прямыми измерениями ADCP в областях с относительно низкой концентрацией фитопланктона было получено хорошее согласие. Расхождения данных наблюдается в областях наиболее интенсивного цветения фитопланктона. Это указывает на некоторые ограничения метода МСС: в разных частях акватории течение определяется на различных глубинах. Дополнительной возможной причиной расхождения течений, определенного двумя методами, может являться перегрев приповерхностного слоя в штилевую погоду за счет водорослевых матов, и образование устойчивого стратифицированного слоя, где течения определены собственными закономерностями, не чувствуют влияния основного руслового потока.

Литература

1. Emery W. J., Thomas A., Collins M., Crawford W. R., Mackas D. An objective method for computing advective surface velocities from sequential infrared satellite images // J. Geophys. Res. Ocean. 1986. Vol. 91. P. 12865–12878.
2. Castellanos P., Pelegrí J. L., Baldwin D., Emery W. J., Hernández-Guerra A. Winter and spring surface velocity fields in the Cape Blanc region as deduced with the maximum cross-correlation technique // Int. J. Remote Sens. 2013. Vol. 34. P. 3587–3606.

3. Мольков А. А., Капустин И. А., Ермаков С. А., Сергиевская И. А., Шомина О. В., Лазарева Т. Н., Даниличева О. А., Лецев Г. В. Гидрофизическая лаборатория ИПФ РАН «Геофизик» как эффективный инструмент лимнологического мониторинга // Научные проблемы оздоровления российских рек и пути их решения. 2019. С. 214–218.
4. Доброхотова Д. В., Капустин И. А., Мольков А. А., Лецев Г. В. Исследование влияния режима работы ГЭС на перераспределение фитопланктона в верхнем водном слое в приплотинном участке Горьковского водохранилища // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2023. Т. 20, № 1. С. 242–252.
5. Капустин И. А., Вострякова Д. В., Мольков А. А., Даниличева О. А., Лецев Г. В., Ермаков С. А. Натурные подспутниковые наблюдения конвергентных течений в приповерхностном слое воды по их пенным образам // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2021. Т. 18, № 1. С. 188–196.
6. Капустин И. А., Ермаков С. А., Смирнова М. В., Вострякова Д. В., Мольков А. А., Чебан Е. Ю., Лецев Г. В. О формировании изолированной линзы речного стока круговоротом в Горьковском водохранилище // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2021. Т. 18, № 6. С. 214–221.
7. Капустин И. А., Мольков А. А. Структура течений и глубины в озерной части Горьковского водохранилища // Метеорология и гидрология. 2019. № 7. С. 110–117.
8. Алев М. Ю. Биоконвекция у морских планктонных водорослей // Экология моря. 1991. Т. 38. С. 99–107.
9. Stal L. J. Cyanobacterial mats and stromatolites // Ecology of Cyanobacteria II. 2012. P. 65–125.
10. The Sentinel Application Platform. URL: <https://step.esa.int/main/download/snap-download/>.

Исследования проводились при финансовой поддержке Федеральной программы академического лидерства «Приоритет-2030» Нижегородского государственного университета им. Лобачевского (тема № Н-468-99_2021-2023)

СРАВНЕНИЕ ИЗМЕРЕННОГО ПАЛУБНЫМ СПЕКТРОРАДИОМЕТРОМ КОЭФФИЦИЕНТА ЯРКОСТИ МОРЯ С РЕЗУЛЬТАТАМИ МОДЕЛИРОВАНИЯ

М. А. Павлова^{1,2}, С. В. Шеберстов¹, Д. И. Глуховец^{1,2}, канд. физ.-мат. наук,
В. Д. Володин^{1,3}, канд. хим. наук

¹Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Москва, Россия

²Московский физико-технический институт (национальный исследовательский университет),
Долгопрудный, Россия

³Институт геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского РАН, Москва, Россия

COMPARISON OF THE REMOTE SENSING REFLECTANCE MEASURED BY THE DECK SPECTRORADIOMETER WITH THE MODELING RESULTS

M. A. Pavlova^{1,2}, S. V. Sheberstov¹, D. I. Glukhovets^{1,2}, Ph.D., V. D. Volodin^{1,3}, Ph.D.

¹Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

²Moscow Institute of Physics and Technology, Dolgoprudny, Russia

³Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

В работе представлены примеры определения коэффициента яркости моря с помощью численного моделирования яркостей потоков излучения, регистрируемых палубным спектрорадиометром в различных условиях наблюдения, методом дискретных ординат. Результат моделирования коэффициента яркости моря хорошо согласуется (относительная ошибка менее 25 %) с данными контактных измерений.

The research presents examples of determining the remote sensing reflectance using numerical simulation of the radiances recorded by a deck spectroradiometer under various observation conditions by the method of discrete ordinates. The result of modeling of the remote sensing reflectance is in good agreement (relative error less than 25 %) with the in situ data.

Введение. Измерение коэффициента яркости моря и исследование его спектральных особенностей — одна из важных задач оптики океана. Данная характеристика позволяет получать качественную и количественную информацию о содержании в воде компонентов, влияющих на состояние экосистемы: окрашенного растворенного органического вещества, клеток фитопланктона, в частности, кокколитофорид в периоды цветений. С развитием дистанционных методов зондирования коэффициент яркости моря стал широко используемым инструментом анализа процессов, происходящих в поверхностном слое Мирового океана. Причина обусловлена возможностью использования оптически активных компонент морской воды в качестве трассеров различных явлений, например, распространения речных плумов [1, 2] или мезомасштабных вихрей [3–5].

Целью проведения работы является проверка формулы определения коэффициента яркости моря $R_{rs}(\lambda)$ методом дискретных ординат (DISORT) при различных условиях наблюдения, а также сопоставление результатов расчетов с данными прямых измерений.

Аппаратура и методология. Палубный спектрорадиометр (ПСР) — прибор, используемый для определения коэффициента яркости моря $R_{rs}^*(\lambda)$ под углом наблюдения 30° к надиру и под относительным азимутальным углом 90 – 135° во избежание негативного влияния бликов и тени судна. Чтобы рассчитать $R_{rs}^*(\lambda)$, измеряются яркости восходящего от поверхности моря излучения; излучения неба, отраженного поверхностью воды в кювете из поглощающих стенок и дна, а также яркости диффузно отражающего экрана [6]. Для валидации прибора, разработанного в ИО РАН, и проверки применения методики устранения подставки [7] использовались данные прямых измерений (с точностью 5 %) коэффициента яркости водной толщи $\rho(\lambda)$, полученные с помощью плавающего спектрорадиометра ПРО-1 [8] и пересчитанные в $R_{rs}(\lambda)$ по формуле [9].

Для сравнения измеренных спектров коэффициента яркости моря с результатами моделирования DISORT [10] производятся расчеты потоков яркостей излучения: $L_t(\lambda, \theta, \theta_0, \varphi)$, $L_{sky}(\lambda, \theta, \theta_0, \varphi)$, $L_{scr}(\lambda, \theta, \theta_0, \varphi)$, затем по приближенной формуле (1) рассчитывается $R_{rs}^*(\lambda)$:

$$R_{rs}^*(\lambda) = \frac{(L_t(\lambda, \theta, \theta_0, \varphi) - L_{sky}(\lambda, \theta, \theta_0, \varphi)) * A_{scr}(\lambda)}{\pi * L_{scr}(\lambda, \theta, \theta_0, \varphi)}, \quad (1)$$

где θ — угол наблюдения, θ_0 — зенитный угол Солнца, φ — относительный азимутальный угол; $L_t(\lambda, \theta, \theta_0, \varphi)$ — яркость восходящего от поверхности воды излучения, $L_{sky}(\lambda, \theta, \theta_0, \varphi)$ — яркость излучения неба, отраженная от поверхности воды в кювете с поглощающими стенками и дном, $L_{scr}(\lambda, \theta, \theta_0, \varphi)$ — яркость излучения от диффузно отражающего экрана с известным альбедо $A_{scr}(\lambda)$.

Также на этапе моделирования потока восходящего от поверхности моря излучения можно получить коэффициент яркости моря по формуле (2):

$$R_{rs}(\lambda) = \frac{T * L_u^-(\lambda, \theta, \theta_0, \varphi)}{E_d^+(\lambda, \theta)} = \frac{L_u^+(\lambda, \theta, \theta_0, \varphi) - R * L_d^+(\lambda, \theta, \theta_0, \varphi)}{E_d^+(\lambda, \theta)}, \quad (2)$$

где $L_u^-(\lambda, \theta, \theta_0, \varphi)$ — яркость выходящего из водной толщи излучения под поверхностью, $L_u^+(\lambda, \theta, \theta_0, \varphi)$ — яркость восходящего от воды и поверхности излучения над поверхностью, $L_d^+(\lambda, \theta, \theta_0, \varphi)$ — яркость нисходящего от атмосферы излучения над поверхностью, $E_d^+(\lambda, \theta)$ — облученность нисходящего от атмосферы излучения над поверхностью, T — френелевский энергетический коэффициент пропускания из водной толщи в атмосферу, R — френелевский энергетический коэффициент отражения от поверхности воды. Отметим, что для $R_{rs}(\lambda)$ по определению [11] в формуле (2) угол наблюдения $\theta = 0^\circ$, при этом зависимость от относительного угла φ отсутствует.

Для проведения расчетов необходимы значения оптических характеристик рэлеевской атмосферы, аэрозоля и воды. Всего в моделировании фигурируют 4 слоя: рэлеевская атмосфера, аэрозоль, поверхность воды, водная толща, а также подложка с известным альбедо. В расчетах $L_t(\lambda, \theta, \theta_0, \varphi)$ используются все слои и подложка; в $L_{sky}(\lambda, \theta, \theta_0, \varphi)$ — слои рэлеевской атмосферы, аэрозоля и поверхность воды, а также подложка; в $L_{scr}(\lambda, \theta, \theta_0, \varphi)$ — рэлеевская атмосфера, аэрозоль и подложка.

Моделирование спектров $R_{rs}^*(\lambda)$, $R_{rs}(\lambda)$ проведено для станций № 1 (44°32'2" с.ш., 37°55'40" в.д.) и № 7430 (70°21'25" с.ш., 58°2'9" в.д.), выполненных 3 июня 2023 года в Черном море и 8 сентября 2022 года в Карском море соответственно. Важными шагами перед реализацией расчетов были определение параметров аэрозоля [12] и подбор первичных гидрооптических характеристик морской воды: показателей поглощения $a(\lambda)$ и рассеяния $b(\lambda)$, а также индикатрисы рассеяния $\beta(\lambda, \gamma)$.

Черное море. Данные о модели аэрозоля получены из снимка спутникового сканера цвета MODIS от 03.06.2023 08:30 GMT. Оптическая толщина аэрозоля на длине волны 869 нм составляет $\tau_a(869) = 0,25$.

Расчеты производятся для угла наблюдения $\theta = 30^\circ$, зенитного угла Солнца $\theta_0 = 36^\circ$, относительного азимутального угла $\varphi = 90^\circ$.

Выражение для расчета показателя поглощения (3) учитывает вклады поглощений чистой морской воды, клетками фитопланктона и желтым веществом:

$$a(\lambda) = a_{sw}(\lambda) + a_{ph}(\lambda) + a_g(\lambda), \quad (3)$$

где $a_{sw}(\lambda)$ — известные табличные значения показателя поглощения света чистой морской водой [13]; $a_{ph}(\lambda) = A_{ph}(\lambda) * chl^{E_{ph}(\lambda)}$ — поглощение клетками фитопланктона, описываемое концентрацией хлорофилла-*a* chl и спектральными коэффициентами $A_{ph}(\lambda)$, $E_{ph}(\lambda)$ [13]; $a_g(\lambda) = a_g(443) * \exp(-S * (\lambda - 443))$ — поглощение желтым веществом, задаваемое двумя

измеренными с помощью интегрирующей сферы параметрами: показателем поглощения на длине волны 443 нм и спектральным наклоном кривой S .

Проведение измерений коэффициента яркости моря происходило в период кокколитофоридного цветения. Поэтому используются измеренные ранее [15] индикатрисы рассеяния, предусматривающие особенности кокколитофорид как целых клеток [16]. Также считается, что в рассеяние вносят вклад клетки фитопланктона, описываемые моделью Гордона-Морея [17]. Концентрация кокколитофорид, определяющая показатель рассеяния, варьируется с учетом характеристик цветения. Таким образом, полное рассеяние $b(\lambda)$ выражается по формуле (4):

$$b(\lambda) = b_{sw}(\lambda) + 0,3 * \left(\frac{550}{\lambda}\right) * chl^{0,62} + 2,93 * 10^{-7} * \left(\frac{530}{\lambda}\right)^{1,36} * N_{coc}, \quad (4)$$

где chl — концентрация хлорофилла- a в $\frac{\text{мкг}}{\text{л}}$, N_{coc} — концентрация кокколитофорид в $\frac{\text{млн кл.}}{\text{л}}$, $b_{sw}(\lambda)$ — показатель рассеяния чистой морской водой.

Карское море. Данные о модели аэрозоля получены из снимка спутникового сканера цвета MODIS от 10.09.2022 08:30 GMT. Оптическая толщина аэрозоля на длине волны 869 нм составляет $\tau_a(869) = 0,04$, что соответствует безоблачному случаю.

Расчеты производятся для угла наблюдения $\theta = 30^\circ$, зенитного угла Солнца $\theta_0 = 72^\circ$, относительного азимутального угла $\varphi = 90^\circ$.

В качестве источника данных о показателе поглощения используется зарегистрированный с помощью интегрирующей сферы в конфигурации ICAM [18] спектр $a(\lambda)$, поскольку применяемая модель показателя поглощения (3), не учитывает вклад, например детрита, содержащегося в морской воде в прибрежных районах.

Параметры рассеяния описываются моделью Копелевича [19]. Для ее применения используются данные о показателе ослабления $s(530)$, измеренного погружным прозрачномером ПУМ-200 [20], показателе поглощения $a(530)$, полученного с помощью интегрирующей сферы и коэффициента яркости водной толщи $\rho(530)$, зарегистрированного плавающим спектро радиометром. Использовались именно данные $\rho(530)$ ПРО-1, поскольку этот прибор считается эталонным измерителем. По этим характеристикам восстанавливаются объемные концентрации мелкой и крупной взвеси [19, 21] для определения по формуле (5) суммарного показателя рассеяния $b(\lambda)$:

$$b(\lambda) = b_{sw}(\lambda) + 1,34 * \left(\frac{550}{\lambda}\right)^{1,7} * v_{small} + 0,312 * \left(\frac{550}{\lambda}\right)^{0,3} * v_{large}, \quad (5)$$

где v_{small} , v_{large} — объемные фракции мелкой и крупной взвеси в $\frac{\text{см}^3}{\text{м}^3}$, $b_{sw}(\lambda)$ — показатель рассеяния чистой морской водой.

Результаты. На рис. 1 представлены результаты измерений и моделирования. Сравнение расчетов и натурных данных показывает, что, учитывая гидрооптические особенности морской воды в период проведения работ, можно рассчитать спектры коэффициента яркости моря с ошибками, не превышающими 10 % и 25 % в Черном и Карском морях соответственно. С точностью 4 % совпадают друг с другом результаты моделирования для станции № 1 (рис. 1, а), поскольку в их реализации подразумеваются два разных подхода: первый — это расчет коэффициента яркости моря $R_{rs}^*(\theta, \theta_0, \varphi)$ по формуле (1); второй — расчет коэффициентов яркости моря по формуле (2) в надир $R_{rs}(0, \theta_0)$ и под углом наблюдения $R_{rs}(\theta, \theta_0, \varphi)$ по данным моделирования яркости излучения восходящего от морской поверхности. Это говорит о том, что формула (1) расчета коэффициента яркости моря по смоделированным яркостям справедлива для заданных условий в Черном море. Однако для станции № 7430 не удается получить такого же согласия, максимальная разница между значениями коэффициентов яркости моря относительно определения данной характеристики в надир составляет 6 %. (рис. 1, б).

В табл. 1 представлены среднеквадратичные отклонения (СКО) и относительные ошибки (отн.ош.) результатов моделирования в сравнении с данными прямых измерений коэффициента

яркости моря палубным спектрометрическим на соответствующих станциях. Как показывают вычисления, для станции № 1 в Черном море удалось рассчитать $R_{rs}^*(\lambda)$ с лучшей точностью: ошибки меньше, а также восстановлены характерные для измеренного спектра особенности, например, наклон в коротковолновой области и максимум на 494 нм. В случае станции № 7430 в Карском море большая ошибка заключается в несоответствии спектральных наклонов смоделированного и измеренного коэффициента яркости моря в области 400–500 нм. Возможная причина связана с ошибками при оценке значений показателя рассеяния назад частицами взвеси, а также измерениями коэффициента яркости моря при низком Солнце. Форма спектра в области 500–700 нм согласуется лучше.

Таблица 1

Ошибки моделирования относительно результатов измерений с помощью палубного спектрометра

Ошибки	Черное море		Карское море	
	$R_{rs}^*(\theta, \theta_0, \varphi)$	$R_{rs}(\theta, \theta_0, \varphi)$	$R_{rs}^*(\theta, \theta_0, \varphi)$	$R_{rs}(\theta, \theta_0, \varphi)$
СКО, 10^{-3} sr^{-1}	0,40	0,42	0,57	0,83
отн. ош., %	7,8	7,9	19,0	24,2

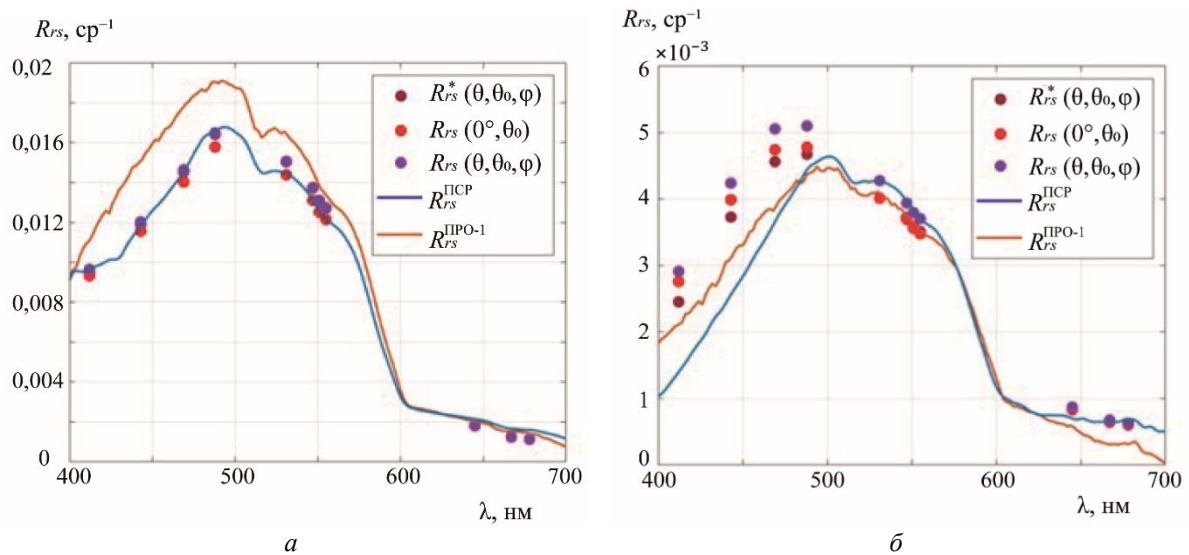


Рис. 1. Результаты моделирования спектров коэффициента яркости моря для станций в Черном (а) и в Карском (б) морях.

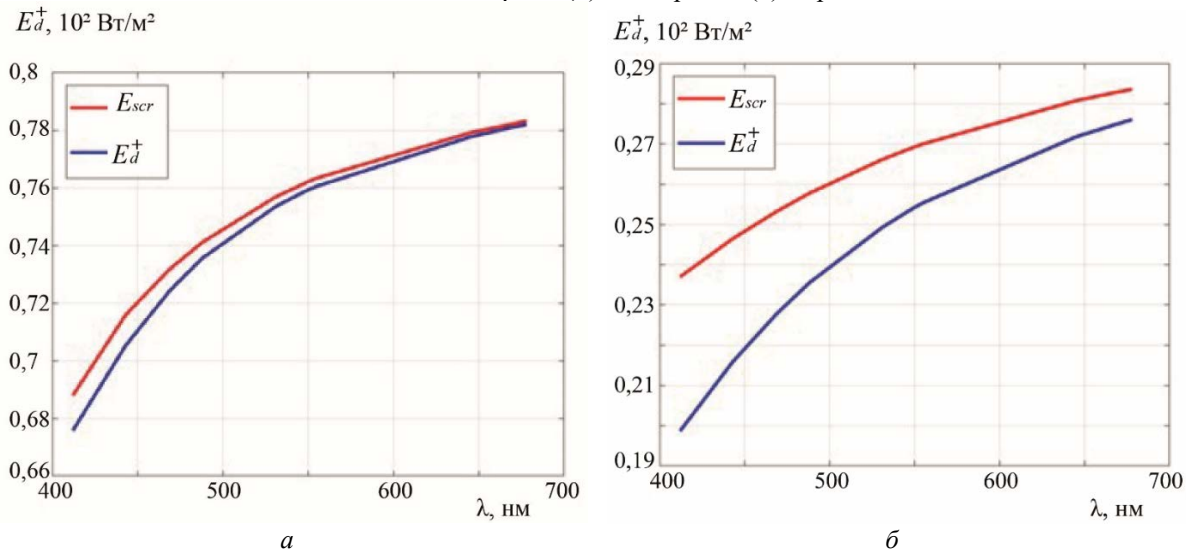


Рис. 2. Сравнение облученностей для фиксированной геометрии наблюдения на станциях в Черном (а) и Карском (б) морях.

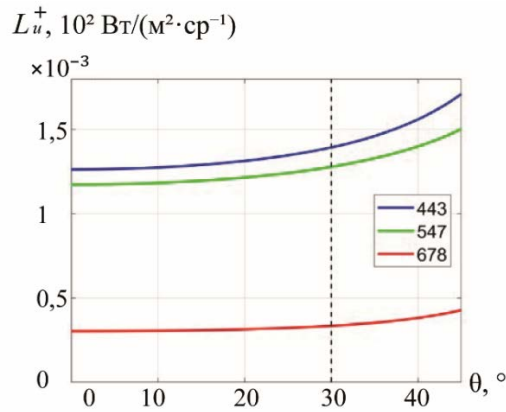


Рис. 3. Зависимость яркости выходящего из воды излучения от угла наблюдения для Карского моря.

Обсуждение. Различие модельных спектров коэффициента яркости моря можно объяснить отличными друг от друга спектральными характеристиками облученности. На рис. 2 показаны зависимости нисходящей облученности над поверхностью $E_d^+(\lambda, \theta)$, смоделированной на этапе расчета яркости $L_t(\lambda, \theta, \theta_0, \varphi)$, а также облученности $E_{scr}(\lambda, \theta)$, выражаемой через яркость от диффузно отражающего экрана как $\pi \frac{L_{scr}(\lambda, \theta, \theta_0, \varphi)}{A_{scr}(\lambda)}$ для фиксированной геометрии наблюдения. Причина разногласий двух модельных характеристик может быть обусловлена тем, что при расчете $L_{scr}(\lambda, \theta, \theta_0, \varphi)$ переотражение от атмосферы значительно выше, чем при расчете $E_d^+(\lambda, \theta)$ из-за различных значений альbedo экрана (при расчетах считается бесконечно протяженным) и поверхности моря. Значения $E_{scr}(\lambda, \theta)$ выше $E_d^+(\lambda, \theta)$, в частности, наибольшее различие наблюдается в коротковолновой области и составляет 0,5 % (рис. 2, а) и 1,8 % (рис. 2, б) для Черного и Карского морей соответственно.

Были смоделированы яркости воды для расчета коэффициента яркости моря: соответствующая числителю в формуле (1) $L_t - L_{sky}$, и две эквивалентные рассчитанные по формуле (2) через френелевские энергетические коэффициенты $L_u^+ - RL_d^+$ и L_w . Абсолютная разница яркостей воды практически 0 %. Поэтому основной вклад в разницу значений смоделированного $R_{rs}^*(\theta, \theta_0, \varphi)$ от $R_{rs}(\theta, \theta_0, \varphi)$ через измеряемые потоки яркостей излучения вносит знаменатель $E_{scr}(\lambda, \theta)$, фигурирующий в формуле (1). Для более точного определения смоделированного коэффициента яркости моря можно использовать модифицированную формулу (6), при этом рассчитанные ошибки не будут отличаться от СКО и относительных ошибок определения $R_{rs}(\lambda)$:

$$R_{rs}^{**}(\lambda) = \frac{(L_t(\lambda, \theta, \theta_0, \varphi) - L_{sky}(\lambda, \theta, \theta_0, \varphi))}{E_d^+(\lambda, \theta)}. \quad (6)$$

Зависимость яркости восходящего от поверхности излучения над поверхностью для трех длин волн (443, 547 и 678 нм) от угла наблюдения представлена на рис. 3. Максимальная разница при наблюдении в надир и под углом 30° в Карском море составляет примерно 10 %. Таким образом, точность определения коэффициента яркости моря по формуле (1) составляет 10 % для заданной геометрии наблюдения прибора в условиях Арктики (низкое Солнце).

Выводы. С помощью метода дискретных ординат восстановлены спектры коэффициента яркости моря, согласующиеся с данными прямых измерений: СКО $< 10^{-3} \text{ ср}^{-1}$, отн. ош. $< 25 \%$. Для расчета модельного коэффициента яркости моря следует применять модифицированную формулу (6) для исключения преувеличенного влияния переотражения от атмосферы. Применяемая методика измерения коэффициента яркости моря и его расчета через измеряемые потоки яркостей излучения, как показало моделирование, справедливы в Арктическом регионе.

Литература

1. Glukhovets D. I., Goldin Y. A. Surface desalinated layer distribution in the Kara Sea determined by shipboard and satellite data // Oceanologia. 2022. Vol. 62, № 3. P. 364–373.

2. *Osadchiev A. A., Izhitskiy A. S., Zavalov P. O., Kremenetskiy V. V., Polukhin A. A., Pelevin V. V., Toktamysova Z. M.* Structure of the buoyant plume formed by Ob and Yenisei River discharge in the southern part of the Kara Sea during summer and autumn // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2017. Vol. 122, № 7. P. 5916–5935.

3. *Kubryakov A. A., Stanichny S. V.* Seasonal and interannual variability of the Black Sea eddies and its dependence on characteristics of the large-scale circulation // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2015. Vol. 97. P. 80–91.

4. *Zatsepin A., Kubryakov A., Aleskerova A., Elkin D., Kukleva O.* Physical mechanisms of submesoscale eddies generation: evidences from laboratory modeling and satellite data in the Black Sea // *Ocean dynamics*. 2019. Vol. 69. P. 253–266.

5. *Korotenko K., Osadchiev A., Melnikov V.* Mesoscale Eddies in the Black Sea and Their Impact on River Plumes: Numerical Modeling and Satellite Observations // *Remote Sensing*. 2022. Vol. 14, № 17. P. 4149.

6. *Лу М. Е., Шибанов Е. Б., Мартынов О. В., Корчемкина Е. Н.* Определение концентрации примесей в морской воде по спектру яркости восходящего излучения // *Морской гидрофизический журнал*. 2015. Т. 186, № 6. С. 17–33.

7. *Павлова М. А., Глуховец Д. И., Володин В. Д.* Палубный спектрометр для измерения коэффициента яркости моря // *Океанология*. 2023. Т. 63, № 6. (в печати)

8. *Артемьев В. А., Буренков В. И., Вортман М. И., Григорьев А. В., Конелевич О. В., Храпко А. Н.* Подспутниковые измерения цвета океана: новый плавающий спектрометр и его метрология // *Океанология*. 2000. Т. 40, № 1. С. 148–155.

9. *Lee Z., Carder K. L., Mobley C. D., Steward R. G., Patch J. S.* Hyperspectral remote sensing for shallow waters. I. A semianalytical model // *Applied Optics*. 1998. Vol. 37, № 27. P. 6329–6338.

10. *Stamnes K., Tsay S.-C., Wiscombe W., Jayaweera K.* Numerically stable algorithm for discrete-ordinates method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media // *Applied Optics*. 1988. Vol. 27. P. 2502–2509.

11. *Gordon H. R.* Physical Principles of Ocean Color Remote Sensing. 2019.

12. *Ahmad Z., Franz B. A., McClain C. R., Kwiatkowska E. J., Werdell J., Shettle E. P., Holben B. N.* New aerosol models for the retrieval of aerosol optical thickness and normalized water-leaving radiances from the SeaWiFS and MODIS sensors over coastal regions and open oceans // *Applied Optics*. 2010. Vol. 49, № 29. P. 5545–5560.

13. *Pope R. M., Fry E. S.* Absorption spectrum (380–700 nm) of pure water. II. Integrating cavity measurements // *Applied Optics*. 1997. Vol. 36, № 33. P. 8710–23.

14. *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. P. 31033–31044.

15. *Voss K. J., Balch W. M., Kilpatrick K. A.* Scattering and attenuation properties of *Emiliania huxleyi* cells and their detached coccoliths // *Limnology and Oceanography*. 1998. Vol. 43, № 5. P. 870–876.

16. *Kopelevich O., Sheberstov S., Vazyulya S.* Effect of a Coccolithophore Bloom on the Underwater Light Field and the Albedo of the Water Column // *J. Marine Science and Engineering*. 2020. Vol. 8, № 456. 34 p. DOI:10.3390/jmse8060456.

17. *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* // Springer-Verlag. 1983. Vol. 4.

18. *Глуховец Д. И., Шеберстов С. В., Конелевич О. В., Зайцева А. Ф., Погосян С. И.* Измерения показателя поглощения морской воды с помощью интегрирующей сферы // *Светотехника*. 2017. № 5. С. 39–43.

19. *Оптика океана. Т.1. Физическая оптика океана. М.: Наука. 1983. 372 с.*

20. *Артемьев В. А., Таскаев В. Р., Буренков В. И., Григорьев А. В.* Универсальный малогабаритный измеритель вертикального распределения показателя ослабления света // *Комплексные исследования Мирового океана: Проект «Меридиан»*. Ч. 1. Атлантический океан. М.: Наука. 2008. 165 с.

21. *Глуховец Д. И., Салюк П. А., Шеберстов С. В., Вазюля С. В., Салинг И. В., Степочкин И. Е.* Восстановление полного комплекса оптических характеристик для оценки теплосодержания в южной части Баренцева моря в июне 2021 г. // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2021. Т. 18, № 5. С. 214–225.

Благодарности. Авторы благодарят Д. Н. Дерягина и И. А. Круглинского за помощь при проведении измерений; В. А. Артемьева, С. В. Вазюля, А. В. Григорьева, С. К. Клименко, М. Д. Кравчишину, И. В. Салинг, А. В. Федорова, А. Н. Храпко и А. В. Юшманову за предоставление натуральных данных. Данные судовых измерений получены в рамках государственного задания ИО РАН по теме № FMWE-2021-0001. Обработка данных проводилась при поддержке проекта РФФ № 21-77-10059.

РАСХОД ВОДЫ РЕКИ ДУНАЙ ПО ОПТИЧЕСКИМ СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ СРЕДНЕГО РАЗРЕШЕНИЯ

В. В. Суслин, канд. физ.-мат. наук, *Е. А. Подгибайлов*, *О. В. Мартынов*, канд. техн. наук,
С. А. Шоларь, канд. техн. наук

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия

WATER DISCHARGE OF THE DANUBE RIVER ACCORDING TO MEDIUM-RESOLUTION OPTICAL SATELLITE DATA

V. V. Suslin, Ph.D., *E. A. Podgibaylov*, *O. V. Martynov*, Ph.D., *S. A. Sholar*, Ph.D.

Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia

Используя данные второго уровня тематического картографа спутника Landsat предложен простой метод, основанный на различии поглощения света водой и другими объектами подстилающей поверхности в ближнем ИК-диапазоне спектра, для определения расхода воды в устье р. Дунай.

Using the data of the second level of the Thematic Mapper of the Landsat satellite, a simple method is proposed, based on the difference in the absorption of light by water and other objects of the underlying surface in the near infrared range of the spectrum, to determine the water discharge at the mouth of the Danube River.

Введение. Масса воды, поступающая из устьев рек, оказывает влияние на динамику вод в приустьевых районах морских акваторий, их оптические и биохимические характеристики. Особенно это существенно для внутренних морей. Например, для Черного моря, в котором сток реки Дунай вносит значительный вклад в упомянутые выше параметры вод, как в районе северо-западного шельфа, так и во всем море в целом [1, 2]. Поэтому количественная оценка объема воды, попадающей из реки Дунай в Черное море, является весьма востребованной для разных научных областей знаний.

С развитием дистанционных методов наблюдения земной поверхности с искусственных спутников Земли возникают новые возможности мониторинга зон сопряжения устья реки с озером или морем [3, 4].

Проблема изучения расхода рек по спутниковым данным в оптическом диапазоне спектра не является новой. Например, решению этой проблемы посвящены работы [5, 6]. В этих работах для разделения поверхности, занятой водой от суши, используется двухканальный подход [6] или система автоматической классификации (ISODATA) [5]. Совместное использование этих результатов с «синхронными» измерения расхода реки на гидропостах позволяло построить регрессионную связь между этими параметрами, которую можно использовать для мониторинга расхода реки, опираясь только на спутниковые измерения.

Цель нашей работы состоит в том, что, используя спутниковые данные среднего разрешения второго уровня (т. е. после выполнения атмосферной коррекции) в ближнем ИК-диапазоне спектра, наблюдая дельту реки для фиксированного района, найти корреляционную связь между соотношением площадей суша/вода и суммарного расхода воды р. Дунай.

Материалы. *Исходные данные о расходе р. Дунай.* В качестве исходных данных расхода в устье Дуная использовались данные реанализа, полученные с сайта SMHI Hyrweb [7]. На сайте приводятся сведения о ежедневном расходе воды в устье Дуная (сектор 9600704) с 1 января 1981 г. по 31 декабря 2010 г., которые представлены на рис. 1.

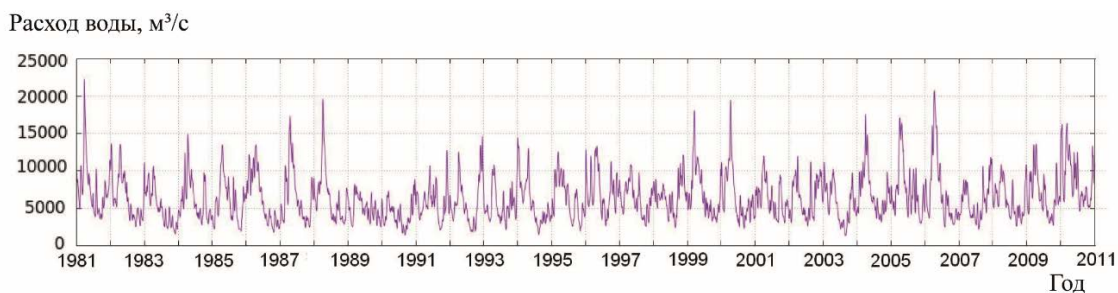


Рис. 1. Расход в устье р. Дунай (сектор 9600704) по данным реанализа [5].

Спутниковые данные. Спутниковые данные серии Landsat (совместный проект геологической службы США и НАСА) получены с сайта Landsat Missions [8]. Для исследования использовались безоблачные изображения второго уровня (т. е. после выполнения атмосферной коррекции) в спектральном канале (СК) 1.5 мкм с пространственным разрешением 30 м. Выбор СК был обусловлен двумя причинами, как менее чувствительного ошибкам, связанными с аэрозольной атмосферой и высоким содержанием минеральной взвеси в речных водах, что обуславливало разделение суши и водной поверхности. Всего получилось 132 снимка.

Распределение использованных снимков по месяцам и годам дано в табл. 1. В последнем столбце и строке табл. 1 приведено суммарное количество снимков для соответствующего месяца и года соответственно.

Таблица 1

Распределение сцен* по годам и месяцам с 1984 по 2010 гг.

	84	85	86	87	88	89	90	91	92	93	94	95	96	97	98	99	00	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	Σ	
1	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3
2	0	0	0	0	1	1	0	0	1	0	0	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5
3	0	0	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0	1	1	1	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	8
4	0	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	1	0	1	0	1	0	1	0	0	0	1	9	
5	0	1	1	1	0	0	1	1	1	0	1	0	0	1	0	0	1	0	1	0	0	1	0	1	0	0	1	14	
6	1	0	1	1	1	1	1	1	1	1	0	1	1	0	1	1	1	1	1	0	0	0	0	1	1	0	1	18	
7	1	0	1	1	1	1	1	1	1	0	1	1	1	1	1	1	0	1	1	1	1	0	2	1	0	1	0	22	
8	1	1	1	1	1	0	1	1	1	1	1	1	0	1	1	1	1	0	0	1	1	0	0	0	0	1	1	19	
9	0	0	1	0	1	1	1	0	0	0	1	0	0	0	0	1	1	0	0	1	0	1	1	0	0	1	0	11	
10	0	1	1	0	1	0	1	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	1	1	1	1	0	11	
11	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	5	
12	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	1	0	1	1	0	0	0	0	1	0	0	0	1	7	
Σ	4	4	8	4	6	6	6	4	6	5	5	3	5	7	5	6	9	4	4	3	4	2	7	4	2	4	5	132	

Примечание. *Строка — месяц (номер месяца); столбец — год (последние две цифры).

Как и следовало ожидать, наибольшее число сцен приходятся на тёплый период времени, что связано в первую очередь с частотой покрытия облачностью в течение года. По годам за рассматриваемый интервал лет снимки распределены равномерно — в среднем было охвачено пять месяцев в году.

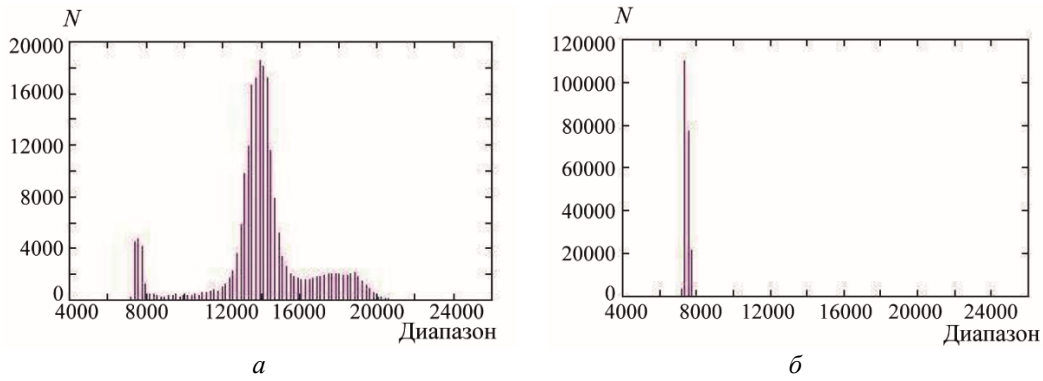


Рис. 2. Пример гистограмм в СК 1,5 мкм для района исследования (а) и контрольного района (б) за 5 сентября 2009 г.

а — район р. Дунай; б — район BS; по оси абсцисс — диапазон изменчивости.

Методика. Район исследования имеет координаты 44,9–45,4°с.ш. и 29,55–29,60°в.д., также использовался контрольный район в море с координатами 44,9–45,4°с.ш. и 29,80–29,85°в.д., который расположен рядом с первым. Для спектрального канала 1,5 мкм для двух выбранных районов строилась гистограмма. Пример гистограммы приведён на рис. 2. Контрольный район характеризовал диапазон изменчивости сигнала, исходящего от водной поверхности в условных единицах, который лежит в интервале значений от 7000 у.е. до 8000 у.е. Весь диапазон изменчивости составлял от 7000 у.е. до 26000 у.е. Рис. 2 демонстрирует тот очевидный факт, что для ближнего ИК-диапазона сигнал от водной поверхности существенно меньше, чем от суши.

Таким образом, доля занятой водой поверхности в контрольном районе («weight») находилась как отношение числа пикселей в гистограмме из диапазона от 7000 у.е. до 8000 у.е. ко всем пикселям в контрольном районе. Связь между расходом р. Дунай и величиной «weight» находилась по соответствующей дате съёмки, т. е. в тот же самый день. Так как сечение русла (рукавов) меняется с глубиной, то должна быть связь между шириной русла (рукавов) расходом воды. А ширина русла (рукавов) очевидно связана с наблюдаемой на спутниковой сцене площадью, покрытой водой.

Результаты и обсуждение. Результат связи между долей пикселей, занятых водой, для контрольного района и расходом р. Дунай представлен на рис. 3 за период 1984–2010 гг. Коэффициент корреляции равен 0,78; суммарное число точек — 132.

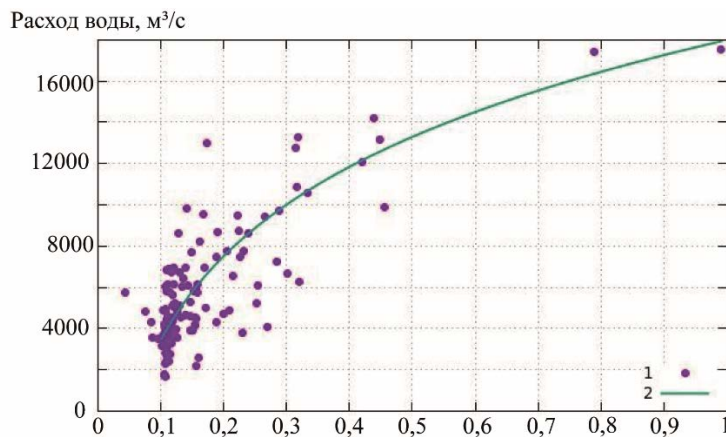


Рис. 3. Связь между долей пикселей («weight water»), занятых водой, для контрольного района и расходом р. Дунай за период 1984–2010 гг.

1 — для отдельных сцен; 2 — общая регрессионная связь; $y = 7,78 \cdot 10^{-4} \cdot x^{0,09} - 5,98 \cdot 10^{-4}$; по оси абсцисс — «weight water»; по оси ординат — расход воды в устье р. Дунай м³/с.

Выбор отдельных рукавов в дельте р. Дунай в качестве контрольного района слабо влияет на характер полученной зависимости (рис. 3). То же самое можно сказать и о увеличении площади контрольного района внутри дельты.

Характер, полученной функциональной зависимости, качественно объясняется в рамках простой гипотезы. Для этого достаточно рассмотреть два тривиальных случая поперечных сечения русла реки: прямоугольное и треугольное. В первом случае ширина русла фиксирована, а следовательно, измерение расхода не будет влиять на увеличение ширины русла или площади поверхности, занятой водой, т. е. это период низкого расхода воды, когда вода находится как полупустом стакане. Во втором случае это будет квадратичная функция от ширины русла. Все остальные варианты с менее крутым сечением русла будут приближаться к полученной нами зависимости.

Анализ сезонной изменчивости показывает, что для $x > 0,5$ соответствуют месяцы с марта по май; минимальные значения $x < 0,3$ соответствуют июлю–сентябрю. Все это удовлетворительно согласуется с периодом интенсивности выпадения осадков и таянии снегов в ареале водозабора р. Дунай.

Полученная связь предполагается использовать для расчетов поступления речной воды в Черное море.

Выводы. В работе:

- получена регрессионная связь между долей водной поверхности для фиксированного района дельты р. Дунай и суммарным расходом Дуная;
- предложено простое физическое объяснение вида полученной связи.

Литература

1. *Цыганова М. В., Лемешко Е. М., Рябцев Ю. Н.* Влияние апвеллинга на развитие речного плюма в прибрежной зоне северо-западного шельфа Черного моря на основе численного моделирования // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2023. № 1. С. 20–30. EDN SYKFPE. doi:10.29039/2413-5577-2023-1-20-30.
2. *Кондратьев С. И.* Три характерные гидролого-гидрохимические ситуации возле устья Дуная по данным экспедиционных исследований Морского гидрофизического института в 1997–2013 годах // Морской гидрофизический журнал. 2019. Т. 35, № 4. С. 367–383. EDN VTJNWV. doi:10.22449/0233-7584-2019-4-367-383.
3. *Scott J. W., Moore L., Harris W. M., Reed M. D.* Using the landsat enhanced thematic mapper tasseled cap transformation to extract shoreline // Geological Survey Open File Report. 2003. 03-272.
4. The Thematic Mapper (NASA Landsat Science) [Электронный ресурс]. URL: <https://landsat.gsfc.nasa.gov/thematic-mapper/> (дата обращения 07.05.2023).
5. *Терехов А. Г., Долгих С. А., Пак И. Т., Макаренко Н. Г.* Спутниковая диагностика расхода воды на реках снежно-ледового питания на примере реки Каш [КНР] // Труды Тринадцатой Всероссийской открытой конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». Москва: ИКИ РАН, 2015.
6. *Мухамеджанов И. Д., Константинова А. М., Лупян Е. А., Умирзаков Г. У.* Оценка возможностей спутникового мониторинга динамики речного стока на примере анализа состояния реки Амударья // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2022. Т. 19, № 1. С. 87–103.
7. SMHI Hypeweb [Электронный ресурс]. URL: <https://hypeweb.smhi.se/explore-water/historical-data/europe-time-series/> (дата обращения: 02.03.2023).
8. Landsat Missions [Электронный ресурс]. URL: <https://www.usgs.gov/landsat-missions> (дата обращения: 12.03.2023).

Работа выполнена в рамках государственного задания FNNN-2021-0003 «Развитие методов оперативной океанологии на основе междисциплинарных исследований процессов формирования и эволюции морской среды и математического моделирования с привлечением данных дистанционных и контактных измерений» (шифр «Оперативная океанология»). Авторы благодарят за полезные советы и консультации Евгения Михайловича Лемешко.

ОЦЕНКА СРЕДНЕМЕСЯЧНЫХ ЗНАЧЕНИЙ ВОССТАНОВЛЕННОЙ ПОВЕРХНОСТНОЙ СОЛЕННОСТИ В АЗОВСКОМ МОРЕ ОТНОСИТЕЛЬНО КЛИМАТОЛОГИИ *in situ*

Т. Я. Шульга^{1,2}, канд. физ.-мат. наук, В. В. Суслин¹, канд. физ.-мат. наук

¹Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия

²Государственный океанографический институт им. Н. Н. Зубовой, Росгидромет, Россия

ESTIMATING THE RECONSTRUCTED SEA SURFACE SALINITY IN THE SEA OF AZOV RELATIVE TO MONTHLY CLIMATOLOGICAL *in situ*

T. Ya. Shulga^{1,2}, Ph.D., V. V. Suslin¹, Ph.D.

¹Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia

²State Oceanographic Institute named after N. N. Zubova, Roshydromet, Russia

*В статье обсуждаются результаты восстановления поверхностной солёности Азовского моря с использованием двух регрессионных моделей между климатическими данным *in situ* и региональными биооптическими параметрами. На основе сопоставления среднемесячных значений восстановленной и наблюдаемой *in situ* солёности сделаны выводы о целесообразности использования модели, полученной путем прямого усреднения коэффициентов регрессии. Определен наиболее эффективный биооптический параметр, использование которого позволяет восстановить солёность с наилучшей корреляционной связью с наблюдениями *in situ*.*

*The study discusses an approach to reconstructing the surface salinity of the Sea of Azov based on obtaining two regressions between *in situ* climatological data and regional bio-optical parameters. Based on the comparison of the average monthly values of the reconstructed and observed *in situ* salinity, conclusions are drawn about the feasibility of using a regression model obtained by direct averaging of regression coefficients. The most effective biooptical parameter has been determined, the use of which makes it possible to reconstructed salinity with the best correlation with *in situ* observations.*

Введение. Актуальность работы обусловлена научным и практическим интересом к информации, близкой к реальному времени, об изменениях термохалинной структуры морской среды, оказывающих существенное влияние на состояние биологических ресурсов, экологию и береговую инфраструктуру [1]. Особенную актуальность такие исследования приобретают для мелководных морских акваторий, термохалинная структура которых характеризуется значительной изменчивостью, связанной с сезонным объемом речного стока, поступлением соленых вод Черного моря и озера Сиваш, погодными условиями и антропогенными загрязнениями. Настоящая работа является продолжением серии исследований [2–5], посвященных анализу региональных биооптических продуктов в верхнем слое Азовского моря.

Целью данного исследования является исследование метода восстановления поверхностной солёности (SSS) в Азовском море, который (1) основан на установлении общих эмпирических регрессионных зависимостей между региональными биооптическими продуктами по данным MODIS [6, 7] и климатическими *in situ* данными [8, 9], (2) обеспечивает гибкий подход к имеющимся наборам данных, (3) подтверждается сопоставлением среднемесячных значений восстановленной солёности за период с 2000 по 2018 гг. с сезонными климатическими трендами по данным *in situ* за 1913–2018 гг.

Район исследования. Исследования проводились в мелководном морском бассейне – Азовском море (рис. 1). Особенностью его геоморфологического строения является большая неоднородность рельефа в районах кос, пересыпей, эстуариев и заливов по сравнению с более глубокими районами в центральной части моря [10–13]. Для детального исследования Азовский бассейн разделен на три субрегиона (рис. 1).

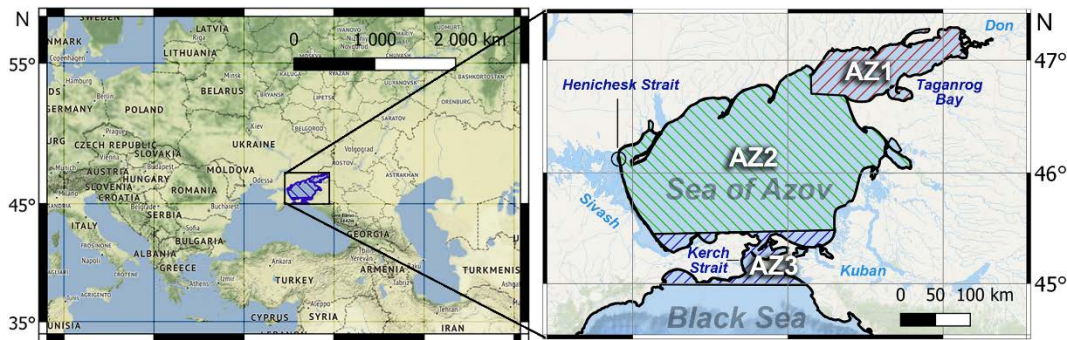


Рис. 1. Карта района исследования. Положение субрегионов AZ1, AZ2 и AZ3 в Азовском море.

Методы и данные. *Спутниковые продукты.* Для исследования общей концентрации основных гидрооптических характеристик (*IOPs*) [14, 15] в Азовском море использованы стандартные продукты MODIS-Aqua/Terra, доступные на открытом ресурсе Ocean Color (oceancolor.gsfc.nasa.gov). Пространственное разрешение спутниковых данных составляет ~1 км. Биооптические параметры рассчитаны на основании региональных алгоритмов, предложенных в [16]: $a_{ph}(678)$, м^{-1} — показатель поглощения света пигментами фитопланктона на длине волны 678 нм, $TChl$, $\text{мг}\cdot\text{м}^{-3}$ — сумма концентрации хлорофилла-*a* и феопигментов, $a_{tot}(438)$, м^{-1} — показатель поглощения света всеми оптически активными компонентами среды на длине волны 438 нм, $a_{CDM}(438)$, м^{-1} — показатель поглощения света окрашенным растворенным органическим веществом на длине волны 438 нм и $b_{bp}(438)$, м^{-1} — показатель обратного рассеяния частицами взвеси на длине волны 438 нм.

Климатологические данные in situ. Выводы о многолетней сезонной изменчивости температуры и солености в Азовском море основаны на натурных данных океанографической базы данных за 1913–2018 гг. (<http://atlas.ssc-ras.ru/azs/azs-invent.html>) [8, 9].

Регрессионные модели для восстановления солености. В [5] приведены уравнения, полученные нами по двум регрессионным моделями между *in situ* значениями солености и региональными биооптическими параметрами в летний и весенний сезоны в центральной части Азовского моря (AZ2). В идеале хотелось бы получить общее уравнение, устанавливающее связь между спутниковыми и *in situ* и данными. В действительности приходится сталкиваться с серьезными практическими проблемами, такими как небольшой размер выборки в отдельные годы или сезоны, определяемый количеством синхронных пар биооптических и натурных данных о солености. Для осени и зимы количество этих пар оказалось недостаточным, поэтому мы ограничили исследование весенним и летним сезонами. Это также послужило причиной использования концептуально разных подходов к получению общих регрессий: *average regression* — получении результирующей регрессии путем прямого усреднения коэффициентов статистически значимых регрессий, полученных отдельно для каждого выбранного года при условии репрезентативности наборов синхронизированных пар данных *in situ* и дистанционного зондирования; *cumulative regression* — получение результирующей регрессии между генеральными совокупностями данных за весь период наблюдений 2000–2018 гг.

Анализ и обсуждение результатов. *Анализ среднемесячных значений восстановленной SSS.* Результаты интегрального сравнения средних многолетних значений восстановленной солености с трендами *in situ*, приведенные в [5], не выявили наилучшего среди рассматриваемых биооптических параметров по точности восстановления солености. Однако наиболее реалистичными являются результаты реконструкции, полученные по параметру $a_{CDM}(438)$, подтвержденные картами пространственного распределения SSS в районе AZ2 [5]. Таким образом, для восстановления солености в весенний сезон представляется наилучшим использование соотношения $y = -0,287x + 4,710$, и в летний — $y = -0,261x + 4,217$, где x — соленость (‰), y — значение биооптического параметра. Эти формулы получены для области AZ2, поэтому в двух других районах их использование не рекомендуется, так как эмпирические коэффициенты регионального биооптического алгоритма [16] были адаптированы к *in situ* измерениям в центральной части Азовского моря.

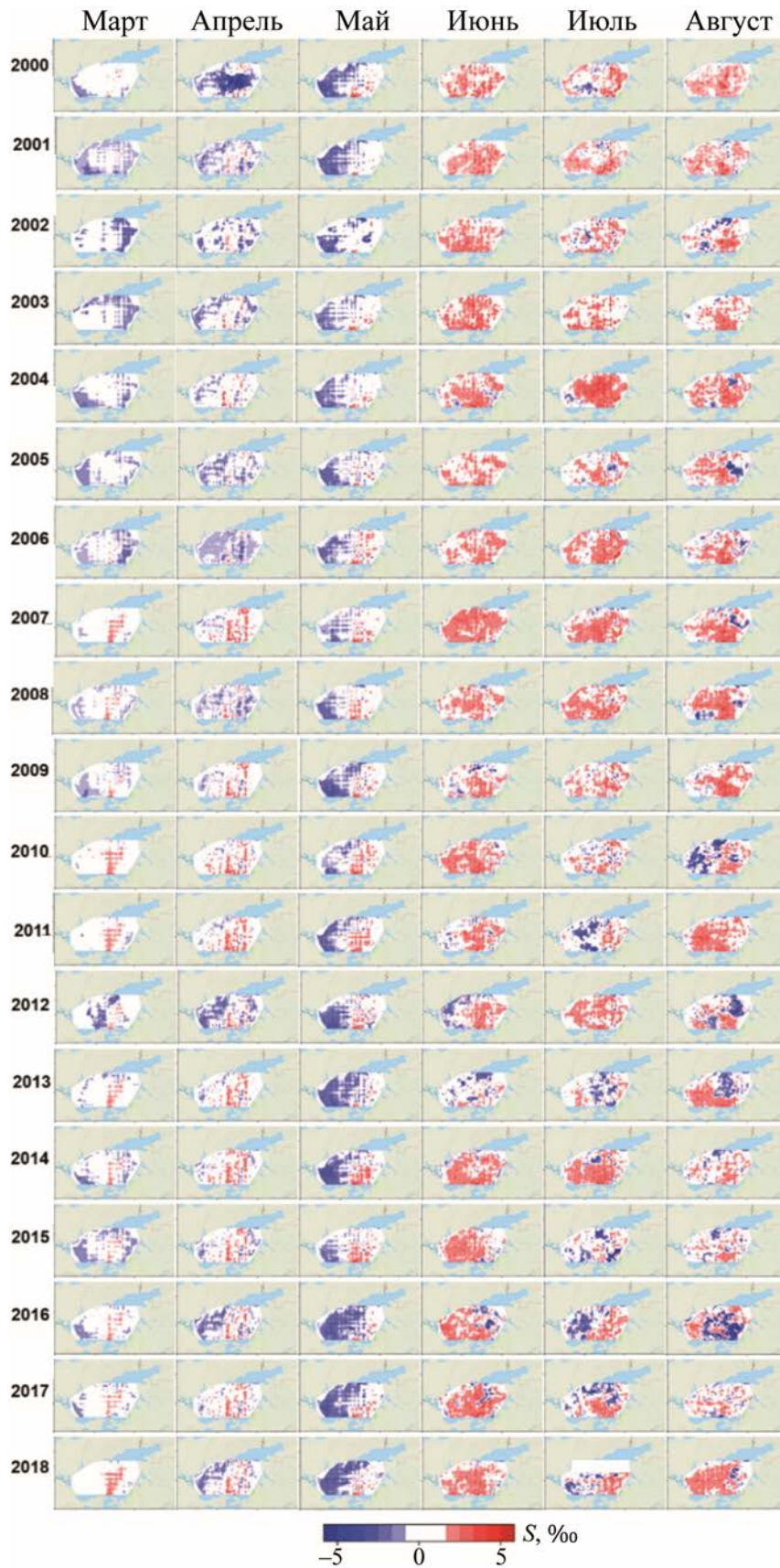


Рис. 2. Карты отклонений ($\Delta SSS, ‰$) среднемесячных значений восстановленной поверхностной солености по параметру $a_{CDM}(438)$ с 2000 по 2018 гг. относительно ее климатических среднемесячных значений по наблюдениям *in situ* за 1913–2018 гг.; по оси ординат — 45–47 °с.ш.; по оси абсцисс — 34–38 °в.д.

Сравним отклонения среднемесячных значений восстановленной *SSS* в весенний и летний сезоны 2000–2018 гг. от среднегодовых среднемесячных значений *SSS*, полученных по наблюдениям *in situ* за 1913–2018 гг. Для этого анализа среднемесячные наборы данных *SSS*, восстановленные по параметру $a_{CDM}(438)$ на основании приведенных выше соотношений, и климатологические поля среднемесячной солености *in situ* были интерполированы на регулярную сетку.

Азовского моря с разрешением $0,01^\circ \times 0,01^\circ$ (~1 км) по широте и долготе с использованием процедур пространственно-временной интерполяции. На рис. 2 представлены карты пространственного распределения абсолютных отклонений (ΔSSS , ‰) среднемесячных значений *SSS* от соответствующих среднегодовых среднемесячных климатических значений солености также с привязкой к координатной сетке исследуемого бассейна по всему периоду спутниковой продукции. Как видно, в целом отклонения восстановленной солености от климатологических значений находятся в пределах ± 3 ‰. Отметим, что в период 2000–2018 гг. в весенние сезоны восстановленная соленость морских вод была более высокой, чем по данным климатологии, а в летние сезоны — более низкой, чем по данным климатологии (рис. 2).

На рис. 2 отчетливо видно, что для отдельных месяцев исследуемого периода, например в мае, акватория моря делится на области опреснения и осолонения восстановленной солености относительно климатологической. По-видимому, это связано типичной структурой течений в Азовском море, которая формируется при устойчивых меридиональных ветрах, имеющих форму диполя, представляющего собой сочетание циклона и антициклона, центры которых смещены к западной и восточной частям моря. Кроме того, из анализа среднемесячных отклонений солености, представленных на рис. 2, видно разделение периода 2000–2018 гг. на отдельные годы осолонения/опреснения. Например, выделяется период 2010–2018 гг., для которого в центральной части Азовского моря весной и летом наблюдается распреснение, за исключением случаев незначительного осолонения в мае. Это хорошо согласуется с ходом нормированных аномалий поверхностной солености по натурным данным в этот период, приведенным в [17, 18].

Оценка эффективности регрессионной модели. Прогнозы двух модельных регрессий для восстановления *SSS* по коэффициенту поглощения света окрашенным растворенным органическим веществом $a_{CDM}(438)$ проводились с марта по август в 2000–2018 гг. В первом прогоне для реконструкции *SSS* использовалась *average regression* (Run A), во втором прогоне – *cumulative regression* (Run B).

Выполним сравнение результатов восстановления солености из прогонов А и В с наблюдениями *in situ* для определения эффективности подходов к составлению общих регрессий. Производительность прогонов оценивается путем анализа статистических различий между *in situ* (I_i) и модельными (M_i) среднемесячными значениями *SSS*, определяемых значениями стандартных ошибок:

$$\text{Mean error (ME)} = \overline{M_i - I_i}, \quad (1)$$

$$\text{Root Mean Square Error (RMSE)} = \sqrt{\overline{(M_i - I_i)^2}}, \quad (2)$$

$$\text{Mean Absolute Error (MAE)} = \overline{|M_i - I_i|}, \quad (3)$$

$$\text{Relative Error (RE)} = \overline{|M_i - I_i|} / \overline{I_i}, \quad (4)$$

$$\text{Correlation Coefficient (Corr)} = (\overline{M_i \cdot I_i} - \overline{M} \cdot \overline{I}) / \sqrt{\overline{M_i^2} - \overline{M}^2} \cdot \sqrt{\overline{I_i^2} - \overline{I}^2}, \quad (5)$$

$$\text{Scatter Index (SI)} = \sqrt{[\overline{(M_i - \overline{M}) - (I_i - \overline{I})}]^2} / \overline{I}, \quad (6)$$

где i — количество синхронизированных пар данных *in situ* и восстановленных значений *SSS*.

В табл. 1 представлены статистические параметры (1)–(6) для прогонов А и В. Из анализа приведенных данных следует, что за исключением марта, результаты восстановления *SSS*, полученные по модели *cumulative regression*, хуже коррелируют с данными *in situ* по сравнению

с результатами *average regression*. Статистически слабый результат *average regression* в марте объясняется малым числом наблюдений по сравнению с другими месяцами. Следует отметить более высокий показатель разброса (SI) между модельными значениями SSS и *in situ* с марта по июнь в прогоне В по сравнению с прогоном А. К недостаткам использования модели *average regression* относятся значения ошибок ME и RE, большие по сравнению с ошибками, возникающими при использовании *cumulative regression*. Максимальные пределы изменения ME (2,38 %) и MAE (2,80 %), полученные в прогоне А, хорошо согласуются с диапазоном отклонений ΔSSS , показанным на рис. 2.

Таблица 1

Статистика ошибок среднемесячных значений SSS, восстановленных по параметру $a_{CDM}(438)$ в прогонах А и В от наблюдаемых *in situ* за 1913–2018 гг.

	Март		Апрель		Май		Июнь		Июль		Август	
	RunA	RunB	RunA	RunB	RunA	RunB	RunA	RunB	RunA	RunB	RunA	RunB
ME	1,94	1,72	2,38	1,81	2,37	-0,02	1,11	-0,23	0,98	1,32	0,85	1,66
RMSE	2,98	3,82	3,10	3,33	3,69	3,67	2,25	2,19	2,25	2,32	2,01	2,13
MAE	2,26	3,35	2,60	2,86	2,80	3,05	1,75	1,74	1,73	1,84	1,62	1,76
RE	0,63	0,55	0,46	0,34	1,39	0,60	0,93	0,93	0,75	0,73	0,27	0,26
Corr	0,68	0,77	0,79	0,78	0,72	0,69	0,74	0,69	0,69	0,67	0,72	0,71
SI	0,23	0,35	0,20	0,29	0,32	0,41	0,21	0,20	0,20	0,20	0,18	0,19

Графики статистики ошибок (1)–(6) среднемесячных значений восстановленной поверхностной солености за 2000–2018 гг. относительно соответствующих среднегодовых (1913–2018 гг.) среднемесячных данных *in situ* с марта по август показаны на рис. 3. Из рис. 3 видно, что в целом для прогонов А и В наблюдается заметная разница статистических параметров между весенним и летним сезонами. Это объясняется сезонным изменением солености поверхности моря и большим количеством наблюдений в летний период. Для прогона А наблюдается тенденция MAE, RMSE и RE с максимальным значением в мае и минимальным значением в августе.

Как видно на рис. 3, а, б, г, е, заметна небольшая разница основных ошибок между весенним и летним сезонами. Однако с апреля по август (рис. 3, в) коэффициент корреляции прогона А лучше по сравнению с прогоном В, а индекс разброса (SI) для прогона В с мая по июнь (рис. 3, е) выше по сравнению с прогоном А. Таким образом, по основным показателям, модель *average regression* является более эффективной для восстановления солености, чем *cumulative regression*.

Оценка наиболее эффективного регионального биооптического параметра. В этом разделе мы определяем наиболее эффективный региональный биооптический параметр с точки зрения наилучшей корреляции восстановленных значений SSS с данными *in situ*. Для достижения этой цели мы запускаем обе модельные регрессии для реконструкции SSS по коэффициенту поглощения света фитопланктоном $a_{ph}(678)$ и по коэффициенту обратного рассеяния $b_{bp}(438)$. Прогон для восстановления SSS из $a_{ph}(678)$ с использованием *average regression* обозначены Run C, и *cumulative regression* — Run D. Аналогичным образом прогоны для реконструкции SSS из $b_{bp}(438)$ обозначаем, как Run E и Run F. Все прогоны модельных регрессий для реконструкции SSS были выполнены с марта по август в 2000–2018 гг. Мы сравниваем результаты восстановления SSS из прогонов C–F с наблюдениями *in situ* по тем же статистическим параметрам (1)–(6). В табл. 2 представлены статистические параметры для прогонов C и D, в табл. 3 даны статистические параметры для прогонов E и F.

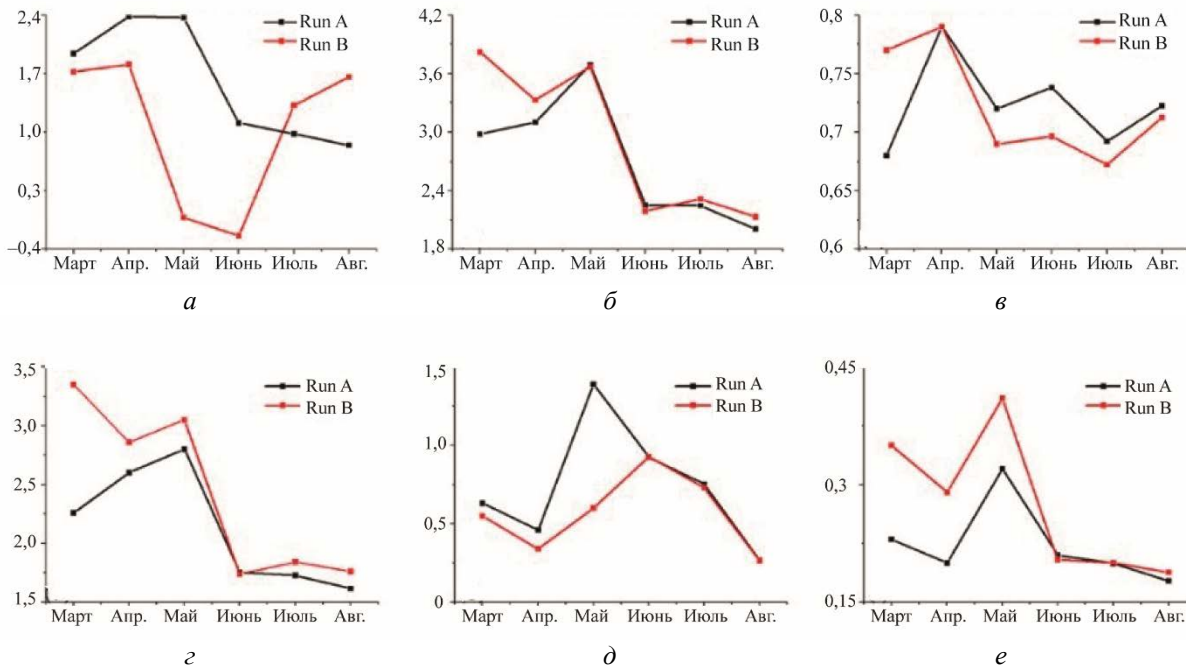


Рис. 3. Графики статистики ошибок среднемесячных значений SSS, восстановленных по параметру $a_{CDM}(438)$ по отношению к *in situ* за 1913–2018 гг., рассчитанные каждый месяц в период с марта по август 2000–2018 гг.

a — средняя ошибка; *б* — RMSE; *в* — коэффициент корреляции;
г — средняя абсолютная погрешность; *д* — относительная погрешность; *е* — индекс разброса.

Таблица 2

Статистика ошибок среднемесячных значений SSS, восстановленных по параметру $a_{ph}(678)$ в прогонах C и D от наблюдаемых *in situ* за 1913–2018 гг.

	Март		Апрель		Май		Июнь		Июль		Август	
	RunC	RunD	RunC	RunD	RunC	RunD	RunC	RunD	RunC	RunD	RunC	RunD
ME	0,03	-1,19	0,59	0,18	1,76	1,89	1,34	-0,30	2,44	3,44	1,40	0,88
RMSE	3,01	3,19	2,68	2,31	3,67	3,48	2,74	2,37	3,36	5,07	2,60	2,95
MAE	2,36	2,64	1,93	1,76	2,66	2,75	1,96	1,86	2,70	4,09	1,94	2,11
RE	0,62	0,56	0,38	0,31	1,42	1,19	1,18	0,75	1,02	0,99	0,38	0,30
Corr	0,27	0,27	0,61	0,64	0,64	0,65	0,61	0,64	0,56	0,56	0,50	0,54
SI	0,31	0,30	0,27	0,24	0,36	0,33	0,26	0,25	0,23	0,37	0,21	0,27

Таблица 3

Статистика ошибок среднемесячных значений SSS, восстановленных по параметру $b_{pp}(438)$ в прогонах E и F от наблюдаемых *in situ* за 1913–2018 гг.

	Март		Апрель		Май		Июнь		Июль		Август	
	RunE	RunF	RunE	RunF	RunE	RunF	RunE	RunF	RunE	RunF	RunE	RunF
ME	0,20	-0,58	0,76	0,66	1,58	1,50	0,56	-0,40	0,88	1,00	0,58	0,55
RMSE	3,19	3,47	2,70	2,40	3,77	3,40	2,69	2,80	2,59	2,51	2,49	2,53
MAE	2,46	2,82	1,90	1,73	2,66	2,47	1,83	2,07	1,58	1,67	1,59	1,71
RE	0,66	0,68	0,39	0,34	1,47	1,32	1,14	0,97	0,89	0,84	0,37	0,36
Corr	-0,16	-0,16	0,61	0,64	0,61	0,64	0,42	0,43	0,55	0,55	0,25	0,27
SI	0,33	0,35	0,27	0,24	0,38	0,34	0,28	0,30	0,24	0,23	0,24	0,24

Статистические параметры (1)–(6) из прогонов C–F для каждого месяца с марта по август за период 2000–2018 гг. показаны на рис. 4.

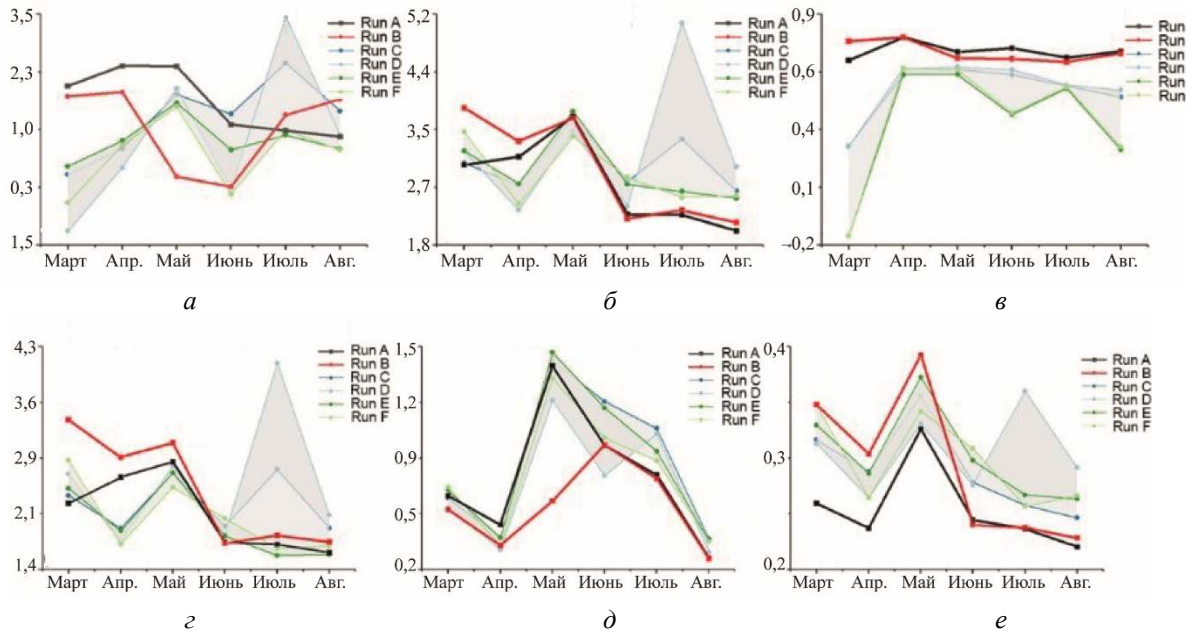


Рис. 4. Графики статистики ошибок среднемесячных значений SSS восстановленных по параметрам $a_{CDM}(438)$, $a_{ph}(678)$ и $b_{bp}(438)$ по отношению к *in situ* за 1913–2018 гг.

a — средняя ошибка; b — RMSE; c — коэффициент корреляции;
 d — средняя абсолютная погрешность; e — относительная погрешность; e — индекс разброса.

Для сравнения на рис. 4 также приведены статистические параметры прогонов А (черная линия) и В (красная линия), приведенные ранее на рис. 3. Из рис. 4, c видно, что коэффициент корреляции между *in situ* и восстановленными значениями SSS намного выше при использовании в регрессионных моделях биооптического параметра $a_{CDM}(438)$ по сравнению с использованием параметров $a_{ph}(678)$ и $b_{bp}(438)$. Линии других статистик (рис. 4, a – e) также указывают на эффективность использования параметра $a_{CDM}(438)$ при восстановлении SSS. Этот вывод также подтверждается картами пространственного распределения восстановленной солености районе AZ2, полученной с использованием параметра $a_{CDM}(438)$ в [4]. Отметим, что результаты статистики для прогонов С–F (табл. 2, 3) подтверждают эффективность использования модели *average regression* для восстановления SSS по сравнению с *cumulative regression*.

Заключение. В работе проанализированы результаты восстановления поверхностной солености Азовского моря на основе использования регрессионных моделей, связывающих натурные данные с региональной спутниковой продукцией. Установлено, что для восстановления поверхностной солености наиболее эффективным является использование модели *average regression*, полученной путем осреднения коэффициентов отдельных регрессий за годы периода доступной спутниковой продукции, характеризующиеся репрезентативными наборами данных. Показано, что использование в регрессионных моделях коэффициента поглощения света окрашенным растворенным органическим веществом ($a_{CDM}(438)$) позволяет наиболее реалистично отразить изменения SSS по пространству в наблюдаемом климатическом диапазоне солености (1–18 ‰). Это подтверждается ежемесячной статистикой ошибок, полученной при сравнении восстановленных среднемесячных значений SSS и измерений *in situ*, заметно лучшей при использовании $a_{CDM}(438)$, чем других биооптических параметров $a_{ph}(678)$ и $b_{bp}(438)$ в модели *average regression*. Карты отклонений восстановленной поверхностной солености по параметру $a_{CDM}(438)$ для весеннего и летнего сезонов 2000–2018 гг. относительно ее климатических значений по наблюдениям *in situ* за 1913–2018 гг. показывают их хорошее согласование. Получено, что в весенне-летний сезон 2000–2018 гг. среднемесячные значения SSS сохраняют общие тенденции климатических периодов осолонения/опреснения, наблюдаемые *in situ*.

Литература

1. *Wolanki E., Elliott M.* Estuarine Ecohydrology: An Introduction // Elsevier Science, Amsterdam, 2015.
2. *Shul'ga T. Y., Suslin V. V., Stanichnaya R. R.* Numerical Research of the Pollution Surface and Deep-Sea Evolution in the Sea of Azov Using Satellite Observation Data // *Physical Oceanography*. 2017. Vol. 6. P. 36–46.
3. *Шульга Т. Я., Суслин В. В.* Исследование эволюции пассивной примеси в поверхностном слое Азовского моря на основе усвоения данных сканера MODIS-Aqua в гидродинамическую модель // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2018. Т. 11, № 3. С. 73–80. doi:10.7868/S2073667318030097.
4. *Шульга Т. Я., Суслин В. В., Шукало Д. М., Ингеров А. В.* Исследование связи между сезонными изменениями солености Азовского моря и биооптическими характеристиками по данным спутникового зондирования в видимом диапазоне спектра // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2020. Т. 13, № 2. С. 68–75. doi:10.7868/S2073667320020082.
5. *Шульга Т. Я., Суслин В. В., Шукало Д. М.* Восстановление полей солености Азовского моря с использованием регрессионных связей между данными in situ и региональными спутниковыми продуктами // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2022. Т. 15, № 3. С. 114–124. doi:10.59887/fpg-hzez-xx59.
6. NASA Goddard Space Flight Center, Ocean Ecology Laboratory, Ocean Biology Processing Group. Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) Aqua Ocean Color Data. URL: https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/data/10.5067/AQUA/MODIS_OC.2014.0/.
7. NASA Goddard Space Flight Center, Ocean Ecology Laboratory, Ocean Biology Processing Group. Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) Aqua Ocean Color Data. URL: https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/data/10.5067/AQUA/MODIS_OC.2014.0/.
8. *Matishov G. G., Levitus S.* Climatic atlas of the Sea of Azov. Washington: Silver Spring, 2006.
9. *Matishov G. G., Berdnikov S. V., Zhichkin A. P.* et al. Atlas of Climatic Changes in Nine Large Marine Ecosystems of the Northern Hemisphere (1827–2013). Rostov-on-Don: SSC RAS, 2014.
10. *Альтман Э. Н.* К вопросу об изменчивости расходов воды в Керченском проливе по натурным наблюдениям // *Тр. ГОИН*. 1976. Вып. 132. С. 17–28.
11. *Книпович Н. М.* Работа Азовской научно-промысловой экспедиции в 1922–1924 гг. (предварительный отчет) // *Труды Аз.-Чер. научно-промысловой экспедиции Керчь*. 1926. Вып. 1. С. 4–51.
12. *Гидрометеорологический справочник Азовского моря*. Л.: Гидрометеиздат, 1962.
13. *Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР*. Т. 5. Азовское море. Л.: Гидрометеиздат, 1991.
14. *Gitelson A. A.* The peak near 700 nm on radiance spectra of algae and water: relationships of its magnitude and position with chlorophyll concentration // *Int. J. Remote Sens.* 1992. 13 (17). P. 3367–3373.
15. *Gitelson A. A., Dall'Olmo G., Moses W., Rundquist D. C., Barrow T., Fisher T. R., Gurlin D., Holz J.* A simple semi-analytical model for remote estimation of chlorophyll-a in turbid waters: Validation // *Remote Sens. Env.* 2008. 112(9). P. 3582–3593.
16. *Чурилова Т. Я., Ефимова Т. В., Моисеева Н. А., Скороход Е. Ю.* Спектральные показатели поглощения света взвешенным веществом и растворенным органическим веществом в Азовском море // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2022. Т. 15, № 3. С. 73–83. doi:10.59887/fpg/ex1p-9vtp-phu8.
17. *Дашкевич Л. В., Бердников С. В., Кулыгин В. В.* Многолетнее изменение средней солености Азовского моря // *Водные ресурсы*. 2017. Т. 44, № 5 С. 563–572.
18. *Shukalo D. M., Shul'ga T. Ya.* Long-term and seasonal anomalies of the Sea of the Azov thermohaline structure for 1913–2018 // *J. Phys. Conf. Ser.* 2021. 2057(1). P. 012133.
19. *Emery W., Richard T.* Data Analysis Methods in Physical Oceanography: Third Edition. Elsevier, 2004.
20. *Stramska M., Konik M., Aniskiewicz P., Jakacki J., Darecki M.* Comparisons of Satellite and Modeled Surface Temperature and Chlorophyll Concentrations in the Baltic Sea with In Situ Data // *Remote Sens.* 2021. Vol. 13. P. 3049.

Работа выполнена в рамках государственного задания по теме FNNN-2021-0003 «Развитие методов оперативной океанологии на основе междисциплинарных исследований процессов формирования и эволюции морской среды и математического моделирования с привлечением данных дистанционных и контактных измерений» (шифр «Оперативная океанология»).

ОПТИКА ПОВЕРХНОСТИ МОРЯ И МОРСКОЙ АТМОСФЕРЫ; ПРИБОРЫ ДЛЯ ИЗМЕРЕНИЯ ОПТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК

ПОГРУЖНОЙ ФОТОЭЛЕКТРОННЫЙ ЗОНД ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ФЛУОРЕСЦЕНЦИИ В ПРИРОДНЫХ ВОДАХ

В. С. Горяинов, канд. техн. наук, К. Г. Антоненко, М. А. Малыга

Санкт-Петербургский государственный электротехнический университет «ЛЭТИ»
им. В. И. Ульянова (Ленина), Санкт-Петербург, Россия

A SUBMERSIBLE PHOTOELECTRONIC PROBE FOR STUDYING FLUORESCENCE IN NATURAL WATERS

V. S. Goryainov, Ph.D., K. G. Antonenko, M. A. Malyga

Saint Petersburg State Electrotechnical University, St. Petersburg, Russia

В докладе описана конструкция фотоэлектронного зонда для регистрации интенсивности флуоресценции хлорофилла в природных водах. Приведены результаты лабораторных испытаний, показавших работоспособность конструкции зонда.

The paper describes the design of a photoelectronic probe intended to record the intensity of chlorophyll fluorescence in natural waters. The results of laboratory tests, showing the feasibility of the probe's design, are presented.

Введение. При исследовании экологического состояния природных и искусственных водоемов двойной интерес представляет концентрация и видовой состав присутствующего в них фитопланктона.

Во-первых, одноклеточные водоросли и цианобактерии, выполняющие роль первичных продуцентов, во многом определяют численность и биологическое разнообразие прочих водных организмов [1]. Отмечено также, что избыточное развитие фитопланктона является начальным этапом в процессе эвтрофикации [2, 3].

Во-вторых, процессы взаимодействия с излучением, характерные для одноклеточных водорослей, позволяют исследовать их с использованием дистанционных оптических методов. Значительную долю информации об экологическом состоянии различных областей Мирового океана на сегодняшний день обеспечивают пассивные спектрорадиометры, размещенные на борту искусственных спутников Земли [4]. Однако пространственное разрешение таких приборов (десятки–сотни метров) [5], как правило, непригодно для наблюдения малых водоемов, включая малые озера, пруды, реки, ручьи. Дополнительные ограничения в регулярность наблюдений вносят облачность, параметры орбиты космического аппарата и другие факторы.

Ценным источником информации могут быть непосредственные полевые измерения и лабораторный анализ химических и оптических свойств проб природных вод. Но опыт, в том числе собственно авторов [6, 7], указывает на трудоемкость и недостаточный временной охват таких измерений.

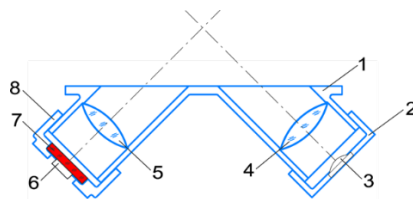


Рис. 1. Схема оптической части зонда.

1 — основание; 2, 8 — подвижные колпачки; 3 — источник излучения;
4, 5 — собирающие линзы; 6 — фотоприемник; 7 — светофильтр.

В связи с вышесказанным приобретают особую ценность автономные зонды, способные регулярно, в течение длительного времени регистрировать значения одного или нескольких оптических параметров водной среды. С развитием недорогой, широкодоступной и простой в применении микроконтроллерной техники был разработан широкий ряд разнообразных автономных приборов, в частности, под управлением микроконтроллерных плат семейства Arduino [8]. В данном докладе приводится конструкция погружного фотоэлектронного зонда для автономной регистрации интенсивности флуоресценции фитопланктона, разработанная на основе ранее описанных в литературе [9].

Оптическая схема и принцип действия зонда. Действие гидрооптического зонда основано на возбуждении флуоресценции хлорофилла фитопланктона, присутствующего в окружающей воде, и регистрации флуоресцентного излучения. На рис. 1 показана конструкция оптической части зонда, включающей в себя источник излучения 3 и фотоприемник 6, установленные в фокусах собирающих линз 4 и 5 соответственно. Как и в конструкции из статьи [9], оптические оси линз пересекаются под прямым углом для уменьшения доли излучения, упруго рассеянной в направлении приемника. Источник и приемник излучения установлены на подвижных колпачках 2, 8 для возможности подстройки фокусного расстояния. Колпачки и основание 1 изготовлены из PLA-пластика методом 3D-печати. Оптическая часть зонда вместе с электронной схемой управления и источником питания, описанными ниже, размещаются в герметичном прямоугольном контейнере из толстого стекла, так, что внешняя плоскость основания 1 прилегает к плоской внутренней стенке контейнера.

Известно, что оптические характеристики растительных клеток определяются сочетанием присутствующих в них пигментов. Хлорофилл *a* наиболее активно поглощает излучение в синей области спектра, при этом флуоресцирует в красной области [10]. С учетом этого в качестве источника возбуждающего излучения был использован светодиод TDS-P001L4D02 мощностью 1 Вт с максимумом интенсивности на длине волны 460 нм. Фотоприемником служит кремниевый *p-i-n*-фотодиод BPW34. Из-за его широкого спектрального диапазона чувствительности (430–1010 нм) перед ним установлен светофильтр из стекла KC-13 (7 на рис. 1) для отсека сравнительно мощного потока излучения на исходной длине волны.

Электронная схема зонда. Электронная часть зонда построена на основе микроконтроллерной платы Arduino Nano с процессором ATmega328 (архитектура AVR, тактовая частота 16 МГц) и 32 Кбайт оперативной памяти. Схема соединений микроконтроллерной платы (МК) с прочими элементами зонда показана на рис. 2.

Управление яркостью свечения светодиода осуществляется при помощи изменения коэффициента заполнения ШИМ-сигнала, который с выхода D9 МК подается на блок излучателя. Широтно-импульсная модуляция в микроконтроллерной плате Arduino Nano реализована с разрешением 8 бит, поэтому в управляющей программе диапазон значений коэффициента заполнения от 0 до 255 был разделен на 17 градаций яркости с шагом 15. Несущая частота ШИМ поднята до 4 кГц программным способом. Ток через светодиод включается и выключается транзисторным ключом на биполярном транзисторе *n-p-n*-типа КТ815Б, принципиальная схема модуля излучателя показана на рис. 3, а. Для сглаживания пульсаций напряжения на светодиоде параллельно транзистору и гасящему сопротивлению включен электролитический конденсатор емкостью 100 мкФ. Измерения показали, что наибольший коэффициент пульсаций, определяемый отношением $k_{п} = U_{pk-pk} / U_{av}$, в котором U_{pk-pk} — размах значений напряжения на светодиоде, а U_{av} — его среднее значение, не превышает 0,13 при коэффициенте заполнения $D = 60 / 255$.

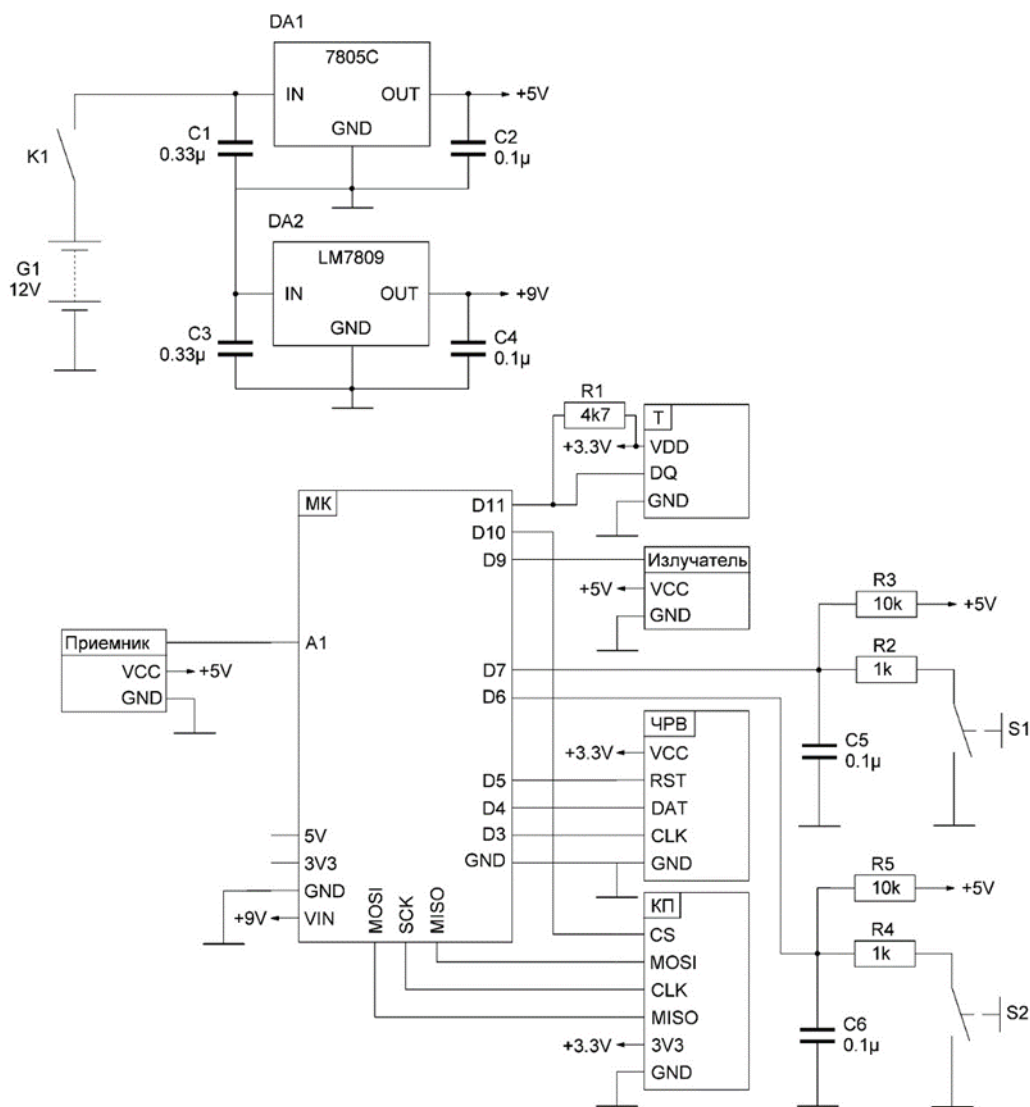


Рис. 2. Схема электронной части зонда.

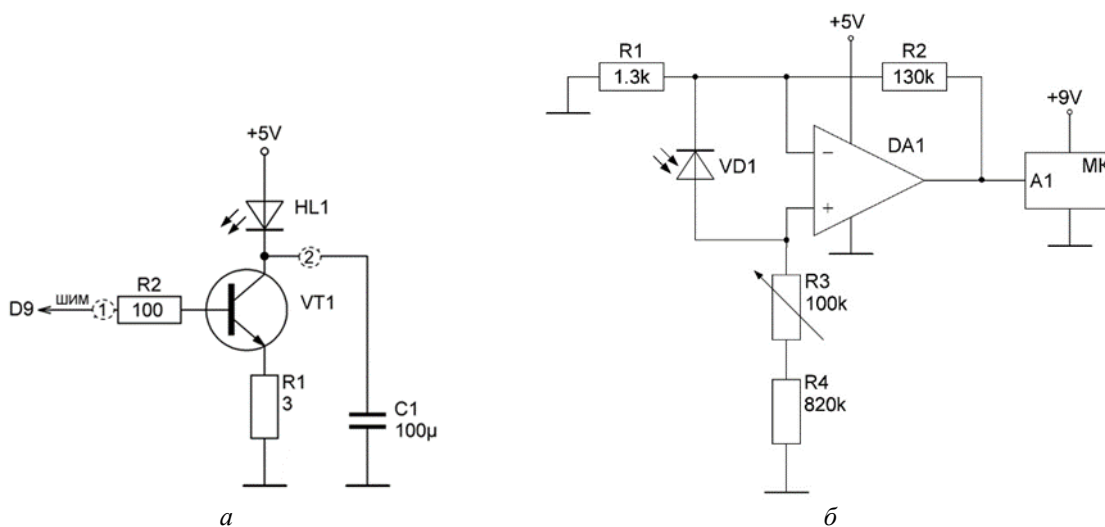


Рис. 3. Принципиальные электронные схемы модуля излучателя (а) и модуля фотоприемника (б).

Фотоприемник включен по дифференциальной схеме, показанной на рис. 3, б, между инвертирующим и неинвертирующим входами операционного усилителя (ОУ) LM358, что обеспечивает одновременное преобразование сигнального тока в напряжение и его усиление [11]. Номиналы резисторов подбирались в ходе лабораторных испытаний зонда таким образом, чтобы выходное напряжение, соответствующее условной максимальной концентрации фитопланктона, было близким к максимальному, обеспечиваемому параметрами операционного усилителя и напряжением питания. Поскольку ОУ питается однополярным напряжением +5 В, максимальное выходное напряжение составляет примерно 3,5 В. Вторым требованием к усилительной характеристике схемы было минимальное выходное напряжение при затемненном фотодиоде. Напряжение с выхода усилителя подается на вход А1 микроконтроллерной платы, работающий в режиме 10-битного аналого-цифрового преобразователя: изменению напряжения на нем от 0 до +5 В соответствует изменение оцифрованного значения от 0 до 1023.

Кроме того, в электронную схему входит интегральный цифровой термометр DS18B20 для измерения температуры слоя воды у стенки корпуса зонда (на рис. 2 обозначен Т). Часы реального времени (ЧРВ) на микросхеме DS1302 выдают по запросу МК текущие время и дату. При отсутствии напряжения от микроконтроллера модуль использует собственную литиевую батарею для продолжения отсчета времени. Результаты измерений сохраняются на карту памяти формата microSD (КП) в виде текстовых файлов.

Три вышеперечисленных модуля питаются напряжением 3,3 В от преобразователя микроконтроллерной платы. Модули излучателя и приемника питаются напряжением 5 В от регулятора 7805С (DA1, рис. 2). В свою очередь, на МК подаются 9 В от регулятора LM7809 (DA2). Питание схемы в целом осуществляется тремя перезаряжаемыми литий-полимерными аккумуляторами типоразмера 18650 (G1). Подключение источника питания к схеме и его отключение производится герметичным контактом К1.

Тактовые кнопки S1, S2, расположенные в правой части рис. 2, использовались в ходе лабораторных испытаний, до размещения зонда в герметичном корпусе. Соответствующая функция в программном коде позволила уменьшать или увеличивать коэффициент ШИМ с заданным шагом по нажатию одной из двух кнопок, без подключения микроконтроллерной платы к компьютеру. Смонтированный в своей окончательной конструкции, зонд будет проводить измерения в полностью автоматическом режиме, меняя коэффициент заполнения ШИМ по программному таймеру.

Лабораторные испытания зонда. Для проверки работоспособности выбранной схемы были проведены лабораторные испытания гидрооптического зонда. В их ходе зарегистрированы зависимости интенсивности флуоресценции (в произвольных единицах, соответствующих отсчетам АЦП) от коэффициента заполнения ШИМ, показанные на рис. 4.

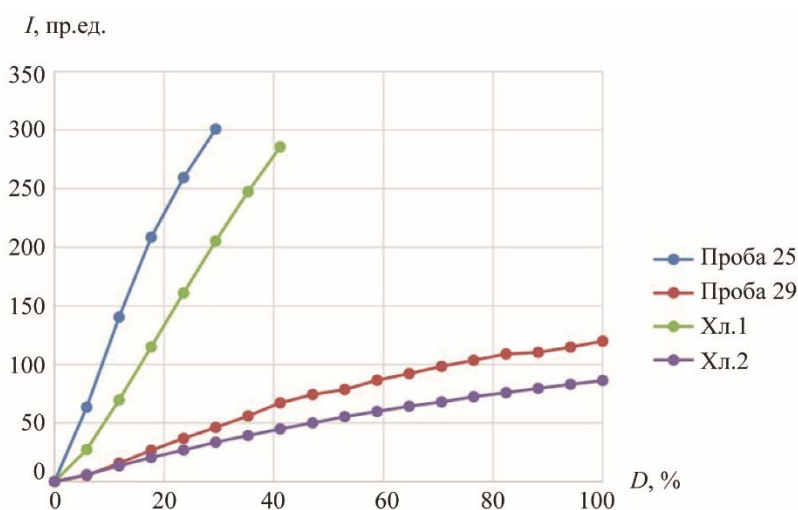


Рис. 4. Зависимости интенсивности флуоресценции от коэффициента заполнения ШИМ, полученные в ходе лабораторных испытаний.

В качестве образцов для испытаний использовались два раствора суспензии одноклеточной водоросли хлореллы (Хл. 1 — высокая концентрация, Хл. 2 — малая концентрация), а также две пробы воды из водоемов Санкт-Петербурга: проба 25 — пруд «Журавли», парк Лесотехнической академии, август; проба 29 — р. Охта у Ириновского моста, октябрь. Для двух проб с высокой интенсивностью флуоресценции показан только участок линейного нарастания значений, при дальнейшем росте коэффициента заполнения наступало насыщение, соответствующее напряжению питания ОУ.

Для оценки содержания органической взвеси в пробах они были пропущены через обеззоленные фильтры «белая лента» (размер пор 5–8 мкм). Чтобы облегчить отделение взвеси, в каждую пробу добавили хлорид железа $FeCl_3$ из расчета 100 мг/л, в соответствии с методикой из статьи [12]. Затем фильтры сожгли нагревом до 400 °С в муфельной печи. Производителем заявлена малая масса остатков сгоревшего фильтра (менее 0,2 мг), поэтому при данном уровне точности ей пренебрегли. В табл. 1 представлены концентрации взвеси, рассчитанные по массе остатка после сжигания, а также коэффициенты k , полученные при линейной аппроксимации зависимостей на рис. 4 функцией вида $I = kD + b$ и представляющие собой тангенсы угла наклона графика к горизонтальной оси. Коэффициент достоверности R^2 для всех проб составлял не менее 0,97. Видно, что пробам с большей концентрацией взвеси соответствует большее значение k и, следовательно, более интенсивная флуоресценция при той же мощности возбуждающего излучения.

Таблица 1

Сравнение результатов линейной аппроксимации и расчетной концентрации взвеси

Проба	k	Концентрация взвеси, мг/л
Хл. 2	0,9	14
29	1,2	49
Хл. 1	7,2	143
25	10,5	174

Заключение. Авторами разработана конструкция и выполнена сборка фотоэлектронного гидрооптического зонда для регистрации интенсивности флуоресценции хлорофилла в природных водах. Проведенные лабораторные испытания показали работоспособность выбранной схемы и применимость ее для оценки содержания хлорофилла в водной среде в концентрациях, сравнимых с характерными для внутренних водоемов.

Дальнейшие этапы работы включают окончательный монтаж зонда в прочном герметичном корпусе, проведение более детальной его калибровки, исследование влияния неорганической взвеси на получаемые результаты, а также проведение натурных испытаний на водоемах Санкт-Петербурга и Ленинградской области.

Литература

1. Karlusich J. J. P., Ibarbalz F. M., Bowler C. Phytoplankton in the Tara Ocean // Ann. Rev. Mar. Sci. 2020. Vol. 12. P. 233–265. doi:10.1146/annurev-marine-010419-010706.
2. Ашихмина Т. Я., Кутявина Т. И., Домнина Е. А. Изучение процессов эвтрофикации природных и искусственно созданных водоемов (литературный обзор) // Теор. и прикл. экология. 2014. № 3. С. 6–13.
3. Изменение структуры экосистем озер в условиях возрастающей биогенной нагрузки / Под ред. В. Г. Драбковой. Л.: Наука, 1988. 312 с.
4. Gons H. J., Rijkeboer M., Ruddick K. G. A chlorophyll-retrieval algorithm for satellite imagery (Medium Resolution Imaging Spectrometer) of inland and coastal waters // J. Plankton Res. 2002. Vol. 24, № 9. P. 947–951.
5. Govender M., Chetty K., Bulcock H. A review of hyperspectral remote sensing and its application in vegetation and water resource studies // Water SA. 2007. Vol. 33, № 2. P. 145–151.
6. Горяинов В. С., Антоненко К. Г., Бузников А. А., Хасенова М. Исследования спектров отражения, ослабления и рассеяния излучения водами малых водоемов Санкт-Петербурга и Ленинградской области: предварительные результаты полевых и лабораторных измерений // Труды XI Всероссийской конференции с международным участием «Современные проблемы оптики естественных вод». 2021. Т. 11. С. 159–164.

7. *Горяинов В. С., Хасенова М., Антоненко К. Г., Бузников А. А.* Лабораторный измеритель гидрооптических характеристик на основе волоконно-оптического спектрометра // Известия СПбГЭТУ «ЛЭТИ». 2021. № 2. С. 5–14.
8. *Kondaveeti H. K., Nandeesh K. K., Vanambathina S. D., Mathe S. E., Vappangi S.* A systematic literature review on prototyping with Arduino: Applications, challenges, advantages, and limitations // Comput. Sci. Rev. 2021. Vol. 40. 100364.
9. *Leeuw T., Boss E. S., Wright D. L.* In situ measurements of phytoplankton fluorescence using low cost electronics // Sensors. 2013. Vol. 13, № 6. P. 7872–7883.
10. Лазерное дистанционное зондирование растительности / Под ред. В. А. Румянцева. Л.: Главн. астроном. обсерватория АН СССР, 1987. 168 с.
11. *Иоффе Д., Хоббс Ф. С. Д.* Усилители для фотодиодов на операционных усилителях // Компоненты и технологии. 2009. № 3. С. 46–50.
12. *Ma W., Chenchen F., Fachun G., Dianrong M., Jinling C.* Effective *Chlorella vulgaris* biomass harvesting through sulfate and chloride flocculants // J. Mar. Sci. Eng. 2023. Vol. 11, № 1. P. 47.

СРАВНЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ РАСЧЕТА БИООПТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ПО ДАННЫМ СКАНЕРА ЦВЕТА MODIS-AQUA ВТОРОГО И ТРЕТЬЕГО УРОВНЕЙ

И. В. Салинг¹, С. В. Вазюля¹, С. В. Шеберстов¹, Д. И. Глуховец^{1,2}, канд. физ.-мат. наук

¹Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Москва, Россия

²Московский физико-технический институт, Долгопрудный, Россия

COMPARISON OF THE RESULTS OF CALCULATION OF BIO-OPTICAL CHARACTERISTICS WITH USING THE L2 AND L3 LEVELS DATA OF OCEAN COLOR SCANNER MODIS-AQUA

I. V. Sahling¹, S. V. Vazyulya¹, S. V. Sheberstov¹, D. I. Glukhovets^{1,2}, Ph.D.

¹Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

²Moscow Institute of Physics and Technology, Dolgoprudny, Russia

В работе показано, что для большинства биооптических характеристик, представленных в Атласе, можно проводить расчеты по данным третьего уровня; для оценки характеристик кокколитофоридного цветения лучше использовать данные второго уровня.

The work shows that for most of the bio-optical characteristics presented in the Atlas, it is possible to carry out calculations using L3 data. To assess the characteristics of coccolithophore blooms, it is better to use L2 data.

Введение. В Лаборатории оптики океана Института океанологии РАН, начиная с 2002 г., выпускается электронный «Атлас биооптических характеристик российских морей по данным спутниковых сканеров цвета». Он находится на сайте института океанологии в открытом доступе: <https://optics.ocean.ru>. Атлас включает в себя изображения среднемесячных распределений биооптических характеристик, диаграммы и таблицы средних величин этих характеристик для отдельных субрегионов в шести морях: Баренцевом, Карском, Черном, Балтийском, Белом и Каспийском. В Атласе представлены следующие биооптические характеристики: концентрация хлорофилла-*a*, показатель рассеяния назад взвешенными частицами, концентрация взвешенного вещества, показатель поглощения окрашенным растворенным органическим веществом, а также концентрация кокколитофорид для Баренцева и Черного морей и биомасса цианобактерий для Финского залива Балтийского моря. Подробное описание всех используемых региональных алгоритмов, кроме некоторых последних модификаций [1–4], представлено в монографии 2018 г. [5].

До 2023 г. материалы Атласа создавались на основе данных второго уровня L2 сканеров цвета SeaWiFS (с 1998 по 2010 г.) и MODIS-Aqua (с 2002 по 2022 г.), доступных на сайте NASA <https://oceancolor.gsfc.nasa.gov>. В октябре 2022 г. был выполнен очередной репроцессинг данных MODIS-Aqua (<https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/data/reprocessing/r2022/aqua/>). В результате произошел ряд изменений, в частности, была улучшена атмосферная коррекция, и изменилось покрытие данными. Поэтому встал вопрос о получении обновленного массива данных L2 для новой версии Атласа или о переходе на расчет по данным третьего уровня L3. Использование данных L3, благодаря их малому размеру и глобальности, существенно ускоряет их сбор и обработку. Для понимания, как переход к использованию данных L3 вместо L2 повлияет на материалы Атласа, была выполнена данная работа. Кроме того, представлены результаты влияния последнего репроцессинга 2022 г. для данных сканеров цвета на материалы Атласа.

Данные и методы. В работе выполнено сравнение результатов расчетов среднемесячных и среднесуточных распределений биооптических характеристик, рассчитанных по данным сканера цвета MODIS-Aqua тремя способами. Результаты, полученные по данным второго уровня L2 до репроцессинга и после, будем обозначать как #1 и #2 соответственно. В этом случае были собраны данные всех пролетов для выбранного региона в течение данного месяца или дня,

а затем рассчитаны средние распределения с разрешением 3 км. При этом были отбракованы все данные, отмеченные флагами LAND, CLDICE и STRAYLIGHT, что позволяет исключить использование данных для пикселей вблизи облачности или суши. Распределения, обозначенные #3, были получены в результате расчета по данным третьего уровня L3 после репроцессинга. Это глобальные данные с разрешением 4 км, усредненные за определенный период времени с отбраковкой всех пикселей, отмеченных флагами ATMFAIL, LAND, HILT, HISATZEN, STRAYLIGHT, CLDICE, COCCOLITH, LOWLW, CHLWARN, CHLFAIL, NAVWARN, MAXAERITER, ATMWARN, HISOLZEN, NAVFAIL, FILTER, HIGLINT, то есть в этом случае были исключены практически все хоть немного сомнительные данные.

Обработка спутниковых данных проводилась с помощью пакета программ, созданного в Лаборатории оптики океана [6]. Результаты представлены для 2021 г., для которого были собраны полные массивы данных L2 как до репроцессинга, так и после.

Результаты расчетов тремя описанными выше способами представлены для Баренцева моря. Арктические моря являются важными объектами исследования. Мониторинг этих морей по данным дистанционного зондирования позволит оценить влияние климатических изменений на состояние экосистемы Арктики. В Лаборатории оптики океана для данного региона собран большой массив данных подспутниковых измерений и разработаны региональные алгоритмы оценки биооптических характеристик по данным дистанционного зондирования [1, 2, 5]. Однако мониторинг Баренцева моря осложняется частой облачностью, наличием льда и низким положением солнца. Интересной особенностью данного моря являются ежегодные кокколитофоридные цветения [7], которые играют значимую роль в углеродном цикле [8].

В Атласе для Баренцева моря выделены три субрегиона: Северный, Средний и Южный (рис. 1). Северный регион находится в основном под влиянием холодных вод арктического бассейна, тогда как Средний — под влиянием относительно теплых вод Норвежского (Нордкапского) течения. Граница между ними проведена по 75°с.ш., что примерно соответствует положению полярного фронта. Южный субрегион включает залив Чешская Губа и так называемое Печорское море, находящееся под сильным влиянием стока реки Печора.

Результаты. Пример среднемесячных распределений концентрации хлорофилла *Chl* в Баренцевом море, рассчитанных тремя способами с мая по сентябрь 2021 г., показан на рис. 2. Средние концентрации *Chl* и доля покрытия данными для трех субрегионов Баренцева моря представлены в табл. 1. Расчет концентрации *Chl* выполнялся при помощи регионального алгоритма, созданного и валидированного по данным подспутниковых натуральных измерений концентрации *Chl* в условиях кокколитофоридного цветения и при его отсутствии [1].



Рис. 1. Субрегионы в Баренцевом море.

Б1 — Северный; Б2 — Средний; Б3 — Южный.

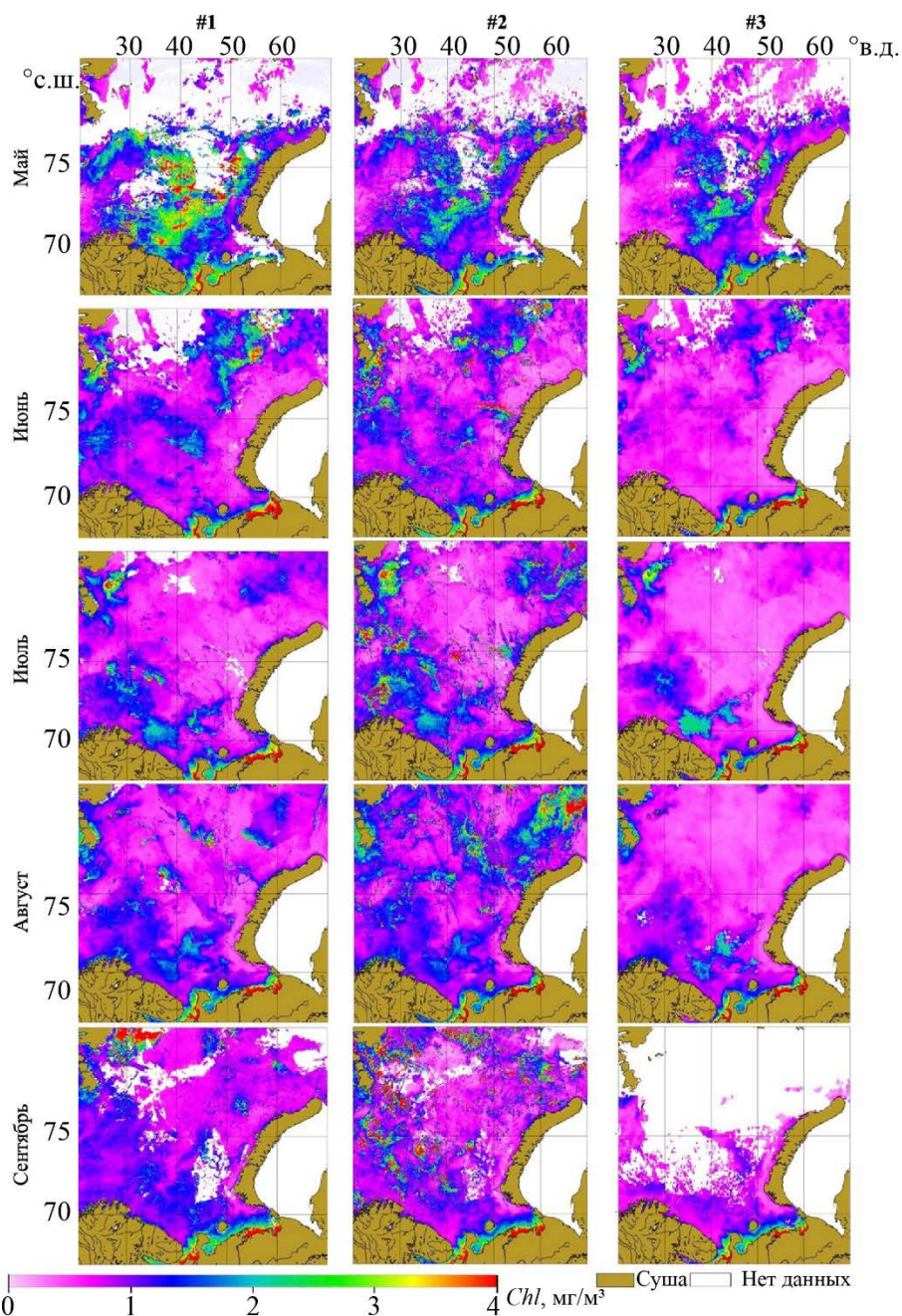


Рис. 2. Среднемесячные распределения концентрации хлорофилла Chl (mg/m^3) в Баренцевом море с мая по сентябрь 2021 г., рассчитанные тремя способами (пояснения в тексте).

Расчет способом #2 по данным L2 после репроцессинга по сравнению с #1 (по L2 до репроцессинга) позволил немного увеличить долю покрытия данными. При этом в мае средние оценки величины Chl для субрегионов уменьшились, а в другие месяцы или изменились незначительно или увеличились. Особенно заметное увеличение произошло для Северного субрегиона в августе и сентябре (более чем на 30%). При этом на среднемесячных распределениях для способа #2 чаще наблюдаются сомнительные очаги цветения, например в северо-восточной части моря в августе месяце. Такие, скорее всего, ложные локальные цветения могут появиться из-за недостаточно строгой отбраковки данных сомнительного качества на краю снимка или вблизи облаков и наблюдаются в некотором количестве практически для всех распределений Chl , полученных по данным L2 способами #1 и #2.

Таблица 1

Средние оценки концентрации Chl ($мг/м^3$) и доля покрытия данными дистанционного зондирования для трех регионов Баренцева моря с мая по сентябрь 2021 г.

Субрегион	Средний			Северный			Южный		
Способ расчета	#1	#2	#3	#1	#2	#3	#1	#2	#3
Месяц	Концентрация хлорофилла, $мг/м^3$								
5	1,9	1,3	1,1	1,6	1,3	0,9	2,0	1,8	1,8
6	0,9	1,0	0,6	1,0	1,1	0,7	2,4	2,3	1,9
7	1,0	1,2	0,8	0,7	1,0	0,5	2,1	2,2	1,9
8	1,0	1,0	0,9	0,8	1,3	0,5	2,1	2,2	2,0
9	1,0	1,2	0,7	1,0	1,3	0,5	2,4	2,3	2,0
Месяц	Доля покрытия данными								
5	0,85	0,93	0,94	0,41	0,58	0,67	0,65	0,75	0,77
6	0,99	1,00	1,00	0,85	0,91	0,93	0,96	0,99	0,99
7	0,98	1,00	1,00	0,96	0,98	0,99	0,96	0,99	1,00
8	0,99	1,00	0,99	0,99	1,00	1,00	0,95	0,99	0,99
9	0,89	0,95	0,69	0,86	0,92	0,11	0,92	0,98	0,97

Использование данных L3 со значительно более строгими условиями отбраковки данных позволило исключить ложные очаги цветения. Это привело к заметному уменьшению средних оценок величины Chl в Северном и Среднем субрегионах (табл. 1). При этом строгая отбраковка данных при создании L3 порой приводит к существенному сокращению покрытия региона спутниковыми данными. Например, в сентябре в Северном субрегионе при использовании L3 покрытие составило только 11 %, что в первую очередь связано с учетом флага HISOLZEN и исключением данных для низкого солнца. В южном регионе, подверженном влиянию стока реки Печоры, оценки Chl проявили существенно меньшую чувствительность к способу расчета.

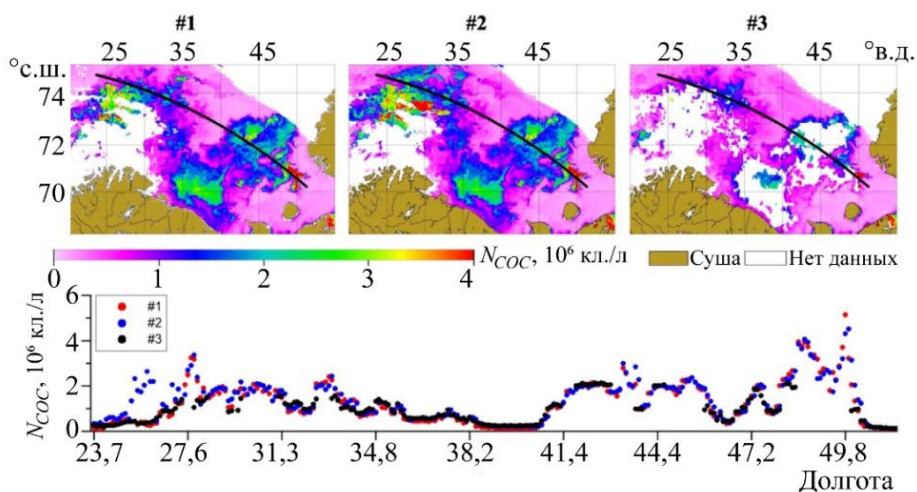


Рис. 3.

Вверху — распределения концентрации кокколитофорид N_{coc} 9 августа 2021 г., рассчитанные тремя способами (пояснения в тексте); внизу — величины N_{coc} вдоль линии трека, показанном черными точками на верхнем рисунке.

Так как при создании данных L3 отбраковываются пиксели, отмеченные флагом COCCOLITH, где предполагается наличие кокколитофоридного цветения, а в Атласе представлены характеристики кокколитофоридного цветения, в том числе концентрации кокколитофорид N_{coc} , то отдельно было исследовано, как способы расчета этой характеристики влияют на получаемые распределения N_{coc} . Оценки концентрации кокколитофорид проводятся с помощью регионального алгоритма [7]. Так как цветение имеет сильную временную изменчивость, то вместо среднемесячных были рассчитаны распределения N_{coc} за один день 9 августа 2021 г. (рис. 3). В этот день значительная часть акватории Баренцева моря была свободна от облаков, и в Среднем субрегионе наблюдалось обширное цветение кокколитофорид.

Наблюдается существенное различие распределений, полученных по данным уровней L2 и L3. При использовании L3 для большей части кокколитофоридного цветения, невозможно получить оценки N_{coc} , так как данные в этой области были отмечены флагом COCCOLITH и отбракованы. Сопоставление оценок N_{coc} , полученных вдоль линии трека (рис. 3) тремя способами, показало, что при использовании L3 отсутствуют концентрации выше 2,2 млн кл./л. В то время как по данным L2 значения N_{coc} достигали 4,5 млн кл./л. При этом оценки, полученные способами #1 и #2 по данным L2, хорошо соответствуют друг другу, за исключением небольшой области трека в районе 25,3–27,4° в.д., где при использовании данных после репроцессинга (#2), было обнаружено цветение, а для данных до репроцессинга (#1) — нет. Таким образом, было выявлено, что переход к расчетам N_{coc} по данным уровня L3 может привести к занижению величин концентрации кокколитофорид и трудностям с корректной оценкой области цветения.

Выводы. Сравнение результатов расчетов распределений биооптических характеристик, рассчитанных по данным второго и третьего уровня сканера цвета MODIS-Aqua, показало, что распределения, рассчитанные по данным третьего уровня L3, более надежные, благодаря строгим условиям отбраковки данных при формировании данных L3. Кроме того использование данных L3, из-за существенно меньшего размера и глобальности, значительно ускоряет сбор и обработку спутниковых данных. Поэтому для большинства биооптических характеристик, представленных в Атласе (<https://optics.ocean.ru>), можно проводить расчеты по данным третьего уровня L3.

Однако при создании L3 иногда отбраковываются полезные данные, например в условиях кокколитофоридного цветения в Баренцевом море. Особенно это может быть критично для арктических морей, где из-за частой облачности, наличия льда и низкого солнца данных дистанционного зондирования немного. Для расчета характеристик кокколитофоридного цветения в Баренцевом и Черном морях лучше по-прежнему использовать данные второго уровня L2.

В результате репроцессинга данных сканеров цвета, выполненного NASA в 2022 г., удалось несколько увеличить долю покрытия данными. При этом на получаемые оценки биооптических характеристик репроцессинг не оказал большого влияния.

Литература

1. Glukhovets D., Sheberstov S., Vazyulya S., Yushmanova A., Salyuk P., Sahling I., Aglova E. Influence of the accuracy of chlorophyll-retrieval algorithms on the estimation of solar radiation absorbed in the Barents Sea // *Remote Sensing*. 2022. Vol. 14, № 19. P. 4995. doi:10.3390/rs14194995.
2. Юшманова А. В., Вазюля С. В. Валидация спутниковых алгоритмов расчета показателя поглощения окрашенного растворенного органического вещества в Баренцевом море // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2022. Т. 19, № 5 С. 147–158.
3. Vazyulya S. V., Yushmanova A. V., Deryagin D. N., Nemirovskaya I. A., Solomatina A. S., Fedulov V. Yu. Verification and modification of satellite algorithms for evaluation of suspended matter concentration in the Kara Sea // *Proc. of the XXVIII Intern. Symp. on Atmospheric and Ocean Optics «Atmospheric Physics»*. 2022. Vol. 12341. P. 958–963. doi:10.1117/12.2645064.
4. 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.
5. 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. М.: ИО РАН, 2018.

6. *Шеберстов С. В.* Система пакетной обработки океанологических спутниковых данных // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2015. Т. 12, № 6. С. 154–161.
7. *Копелевич О. В., Каралли П. Г., Лохов А. С., Салинг И. В., Шеберстов С. В.* Перспективы улучшения точности оценки параметров кокколитофоридных цветений в Баренцевом море по спутниковым данным // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2017. Т. 14, № 7. С. 267–279. doi:10.21046/2070-7401-2017-14-7-267-279.
8. *Balch W. M.* The Ecology, Biogeochemistry, and Optical Properties of Coccolithophores // Annual Review of Marine Science. 2018. Vol. 10. P. 71–98.

Обработка спутниковых данных выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 21-77-10059, предоставленного через Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН. Анализ полученных результатов — в рамках государственного задания по теме № FMWE-2021-0001.

СПЕКТРАЛЬНАЯ КОРРЕКЦИЯ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ПРОФИЛЕЙ ИНТЕНСИВНОСТИ ФЛЮОРЕСЦЕНЦИИ ХЛОРОФИЛЛА НА ВКЛАД ФЛЮОРЕСЦЕНЦИИ ОКРАШЕННОГО ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

О. Б. Кудинов

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия

SPECTRAL CORRECTION OF VERTICAL PROFILES OF CHLOROPHYLL FLUORESCENCE INTENSITY ON THE CONTRIBUTION OF FLUORESCENCE OF COLORED ORGANIC MATTER

O. B. Kudinov

Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia

Выполнено сравнение стандартной методики коррекции вертикального профиля интенсивности флюоресценции хлорофилла на вклад длинноволновой части флюоресценции окрашенного органического вещества и разработанного алгоритма коррекции по спектру, применительно к данным, от экспериментального флюориметра.

Comparison of the standard technique of correcting the vertical chlorophyll fluorescence intensity profile for the contribution of the long-wave part of the fluorescence of colored organic matter and the developed algorithm of spectral correction, as applied to the data to the data obtained using the developed experimental fluorometer, is considered.

Растворённое органическое вещество (РОВ) — органическое вещество в морских и пресных водах, включающее в себя белки, аминокислоты [1], нуклеиновые кислоты, фенолы, гуминовые соединения и некоторые пигменты [2]. Размерный признак РОВ — оно проходит через фильтры с размером пор 0,45 мкм. Концентрация РОВ в морской воде варьируется от количества и частоты осадков, обилия речного стока, а также от антропогенного воздействия. Йозеф и Калле [3, 4] показали, что растворённое органическое вещество играет существенную роль в поглощении света морской водой. Оптические свойства РОВ достаточно хорошо известны и мало отличаются для различных акваторий [5]. Оптически измеряемым компонентом растворенного органического вещества в воде является окрашенное растворенное органическое вещество (ОРОВ), которое представляет собой наиболее стойкую фракцию с временем жизни молекул 103 лет [6]. ОРОВ также известна как хромофорное растворенное органическое вещество, которую Калле назвал желтое вещество (ЖВ). Жёлтое вещество составляет от 60 до 90 % от общего содержания РОВ в морской воде. Некоторые авторы утверждают, что соотношение РОВ и ОРОВ не постоянно и варьируется от времени [7]. Наблюдения за изменением содержания ОРОВ дают возможность судить о биологической продуктивности, экологической чистоте и о внутренней динамике вод исследуемых объектов [8]. Не существует химических методов, измеряющих концентрацию только ОРОВ, поэтому обычно сравнивают интенсивность флюоресценции (ИФ) ОРОВ и концентрацию растворённого органического углерода, которая практически всегда имеет линейную зависимость, с разным наклоном, обусловленным долей ОРОВ в морской воде [9]. Спектр поглощения РОВ экспоненциально увеличивается с уменьшением длины волны из видимой в УФ область спектра [10]. РОВ в видимом диапазоне спектра, за счёт поглощения, уменьшает фотосинтетически доступное излучение, поддерживающее рост фитопланктона и макрофитов, выделяет тепло в поверхностном слое водной толщи, а также снижает количество повреждающего УФ излучения, способного разрушить клетки фитопланктона [11].

При проведении флюориметрических измерений РОВ может исказить величину интенсивности флюоресценции пигментов фитопланктона и, в частности, влияет на определение концентрации хлорофилла-*a* (Хл-*a*). Растворённое органическое вещество оказывает влияние на

результатирующий сигнал двумя способами: 1) поглощает излучение в ультрафиолетовой и синей областях спектра [12], ослабляя интенсивность возбуждающего излучения; 2) флюоресцирует в длинноволновой области спектра, внося вклад в суммарный сигнал ИФ. Помимо ОРОВ негативное влияние на определение концентрации Хл-*a* также оказывают растворённые в воде нефтепродукты, которые также поглощают излучение в синей и ультрафиолетовой области спектра и имеют длинноволновой «хвост» флюоресценции в оранжевой и красной области спектра [13].

Для коррекции сигналов ИФ фитопланктона необходимо из них вычесть длинноволновую часть спектра флюоресценции ОРОВ, определяемую по параметрам регрессионной зависимости, как показано в работе [14]:

$$F_{\text{Фкорр}} = F_{\text{Ф}} - S_{\text{ОРОВ}} * F_{\text{ОРОВ}} - C ; \quad (1)$$

$$C = (F_{\text{Фтемн}} - S_{\text{ОРОВ}} * F_{\text{ОРОВтемн}}), \quad (2)$$

где $F_{\text{Фкорр}}$ — ИФ фитопланктона после коррекции; $F_{\text{Ф}}$ — измеренные значения ИФ фитопланктона до коррекции; $S_{\text{ОРОВ}}$ — наклон коэффициента регрессии (в англ. — slope) ИФ ОРОВ; $F_{\text{ОРОВ}}$ — измеренные значения ИФ ОРОВ; $F_{\text{Фтемн}}$ и $F_{\text{ОРОВтемн}}$ — измеренные значения ИФ без воздействия возбуждающего излучения («фоновый» сигнал на соответствующих светофильтрах).

Процедура коррекции состоит из трёх этапов: 1) определение диапазона глубин для регрессионного анализа (для этого выбирается глубоководный профиль, где практически отсутствует вклад хлорофилла в сигнал, напр. глубина 400–500 м); 2) в случае использования различных измерителей для регистрации ОРОВ и ХЛ-*a*: выполнение нормировки измерительных объёмов, пересчёт в одинаковые единицы измерений, осреднение или интерполяция по глубине; 3) выполнение линейного регрессионного анализа между Хл-*a* и ОРОВ в выбранном диапазоне глубин; 4) применение параметров регрессионной зависимости к уравнению 1 по всему профилю, для получения скорректированного профиля ИФ. Следует отметить, что на практике существуют регионы, где линейная регрессия иногда приводит к отрицательному наклону ИФ ОРОВ. В этом случае иностранными исследователями предполагается: влияние ИФ ОРОВ только увеличивает сигнал флюоресценции фитопланктона, и поэтому отрицательный наклон коэффициента регрессии не учитывается и коэффициенту присваивается нулевое значение, а соответствующая константа C определяется медианным значением десяти наименьших значений вертикального профиля.

В отделе оптики и биофизики моря МГИ РАН разработан экспериментальный образец зондирующего многоканального флюориметра ФР-1 [15]. Основу, которого составляет оптическая схема, позволяющая выполнять матричные измерения флюоресценции и показателя рассеяния света морской воды, регистрируемые из одной области пространства, формируемой пересечением оптических путей возбуждающего и регистрируемого излучений, где в каждый конкретный момент времени находится одна и та же композиция взвешенного вещества. Спектральные диапазоны пропускания светофильтров и излучения светодиодов флюориметра ФР-1 показаны в табл. 1. Необходимо отметить, что диапазоны пропускания светофильтров ограничены спектром регистрации фотоэлектронного умножителя (ФЭУ), который составляет 250–800 нм.

Проведение коррекции сигнала ИФ Хл-*a* при использовании разработанного флюориметра, по описанной выше методике не требует вычитания «темновых» значений ИФ, т. к. учёт этих значений происходит на этапе пересчёта измеренных «сырых» значений кодов АЦП в относительные единицы катодного тока ФЭУ, что предусмотрено алгоритмом обработки данных, что в свою очередь позволяет сопоставлять между собой данные полученные для различных каналов. Также не требуется проводить работу по сопоставлению измерительных объёмов и выполнять интерполяцию глубин, что приходится выполнять, в случае использования различных измерителей. Благодаря использованию светофильтра КС-17, встроенного в ФР-1, на котором осуществляется регистрация сигналов флюоресценции фитопланктона, флюоресценция

ОРОВ практически не даёт вклада в регистрируемый сигнал ИФ Хл-а. Для подтверждения этого, коррекция была выполнена для данных полученных как на КС-17, так и на другой светофильтр установленный в приборе, имеющем меньшую оптическую плотность — КС-11. Построены соотношения вертикальных профилей ИФ Хл-а и ИФ ОРОВ при регистрации через светофильтры КС-17 и КС-11 (рис. 1, а, б), на примере данных вертикального зондирования флуориметром ФР-1 на одной из станций 114-го рейса НИС «Профессор Водяницкий» (Центр коллективного пользования «НИС Профессор Водяницкий» Федерального государственного бюджетного учреждения науки Федерального исследовательского центра «Институт биологии южных морей имени А. О. Ковалевского РАН»).

Таблица 1

Спектры пропускания и излучения флуориметра ФР-1

№	Светофильтр	Диапазон пропускания	№	Светодиод	Диапазон излучения
1	УФС-5	250–380 нм	1	УФ	350–370 нм
2	СЗС-20+ЖС-11	420–510 нм	2	Синий	450–475 нм
3	СЗС-22+ЖС17	495–545 нм	3	Зелёный	525–550 нм
4	ОС-11+СЗС-23	532–615 нм	4	Оранж.	575–600 нм
5	КС-11	600–800 нм	5	Красн.	620–625 нм
6	КС-17	672–800 нм			

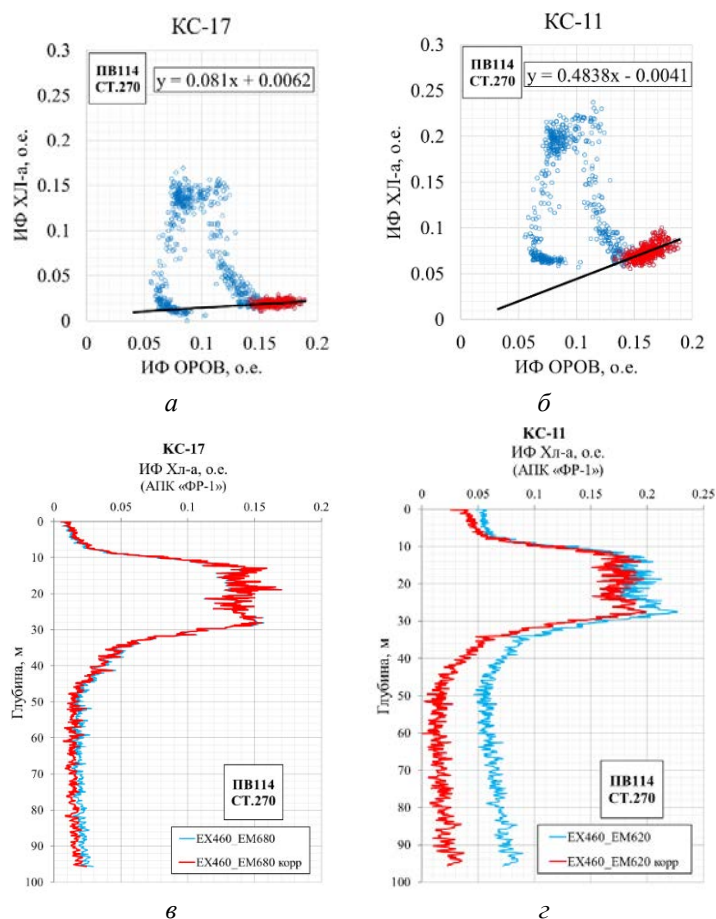


Рис. 1. Коррекция ИФ Хл-а.

а — зависимость ИФ Хл-а и ИФ ОРОВ на КС-17; б — зависимость ИФ Хл-а и ИФ ОРОВ на КС-11; в — вертикальные профили ИФ Хл-а при регистрации на КС-17 до и после коррекции; г — вертикальные профили ИФ Хл-а при регистрации на КС-11 до и после коррекции.

На рис. 1 красным цветом выделены точки, относящиеся к максимальной глубине, до которой выполнялось зондирование: 85–95 м, как в п.1 стандартной методики. По выбранным точкам выполнен расчёт параметров линейной регрессии. На более светлом светофильтре (КС-11) наклон регрессии больше, это связано с тем, что через данный светофильтр проходит большая величина ИФ ОРОВ, чем через КС-17. Определено, что при регистрации ИФ на светофильтре КС-17 вклад крыла ОРОВ в 6 раз меньше, чем при регистрации на КС-11. Результат коррекции ИФ Хл-а для данных полученных на этих светофильтрах показан на рис. 1, в, г. Синим цветом на рис. 1 показаны вертикальные профили ИФ Хл-а без коррекции, красным цветом — после выполнения коррекции. Видно, что коррекция даёт более заметный результат для данных, измеренных через КС-11. Для данных, полученных на светофильтре КС-17, коррекция в слое фотосинтеза не даёт заметных результатов и колеблется на уровне 1–2 %. На глубинах ниже слоя фотосинтеза, где происходит увеличение ИФ ОРОВ, данные с коррекцией отличаются на 6 % от данных без коррекции.

Однако стандартный метод коррекции не лишён недостатков:

- не всегда есть возможность отзондироваться на глубину, где вклад ИФ Хл-а в сигнал будет минимальным, чтобы определить наклон коэффициента регрессии;
- в формулах 1 и 2 не учитывается вклад в сигнал растворённых нефтепродуктов, флюоресценция которых влияет на сигнал ИФ Хл-а в поверхностном слое;
- не учитывается поглощение возбуждающего излучения ОРОВ-ом, которое приводит не к увеличению ИФ, а к её уменьшению;
- в некоторых случаях характер вертикального профиля ИФ ОРОВ не позволит корректно построить регрессионное соотношение.

Благодаря тому, что разработанный прибор, в отличие от измерителей иностранного производства, позволяет регистрировать спектры ИФ ОРОВ, автором предлагается алгоритм коррекции вклада ОРОВ, учитывающий спектральный ход флюоресценции ОРОВ по глубине. Алгоритм состоит из следующих шагов: 1) построение спектра ИФ ОРОВ; 2) определение параметров экспоненциальной регрессии спектра ИФ ОРОВ; 3) восстановление спектров ИФ ОРОВ с шагом 5 нм по всей глубине вертикального профиля для которого выполняется коррекция; 4) интегрирование сигнала восстановленного спектра в соответствующем диапазоне длин волн регистрации (в области флюоресценции Хл-а); 5) вычитание результирующей величины из сигнала ИФ Хл-а.

Интегрирование необходимо, т.к. флюориметр ФР-1 осуществляет регистрацию интегрального сигнала ИФ. Для расчётов выбран диапазон интегрирования в области флюоресценции Хл-а: 675–685 нм. В общем виде величина ИФ Хл-а ($F_{изм}$) при возбуждении светом синего светодиода определяется выражением:

$$F_{изм} = \int F_{Хл}(\lambda)d\lambda + \int F_{ОРОВ}(\lambda)d\lambda + \int F_{НП}(\lambda)d\lambda, \quad (3)$$

где $F_{Хл}$ — ИФ Хл-а; $F_{ОРОВ}$ — ИФ ОРОВ; $F_{НП}$ — ИФ растворённых нефтепродуктов.

Благодаря тому, что нефтепродукты дают вклад в спектр ИФ ОРОВ, нет необходимости отдельно вычислять их регрессионную зависимость с ИФ Хл-а, достаточно использовать только параметры регрессии для спектра ИФ ОРОВ. С учётом этого формула определения скорректированной ИФ Хл-а ($F_{корр}$) примет вид:

$$F_{корр} = F_{изм} - \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} F_{ВостОРОВ}(\lambda)d\lambda; \quad (4)$$

$$F_{ВостОРОВ}(\lambda) = a(\lambda) * e^{b(\lambda)}, \quad (5)$$

где $F_{ВостОРОВ}(\lambda)$ — ИФ ОРОВ, восстановленная по параметрам экспоненциальной регрессии; λ_1 и λ_2 — длины волн спектрального диапазона, в котором предполагается вклад ИФ ОРОВ в сигнал; a и b — параметры экспоненциальной регрессии, определяемые по исходному спектру.

На рис. 2, а показаны средние спектры ИФ ОРОВ для горизонтов: 0–5 м, 30–35 м и 85–95 м. На спектре ИФ ОРОВ поверхностного слоя наблюдается пик в диапазоне регистрации 570 нм, который предположительно связан с флюоресценцией растворённых нефтепродуктов.

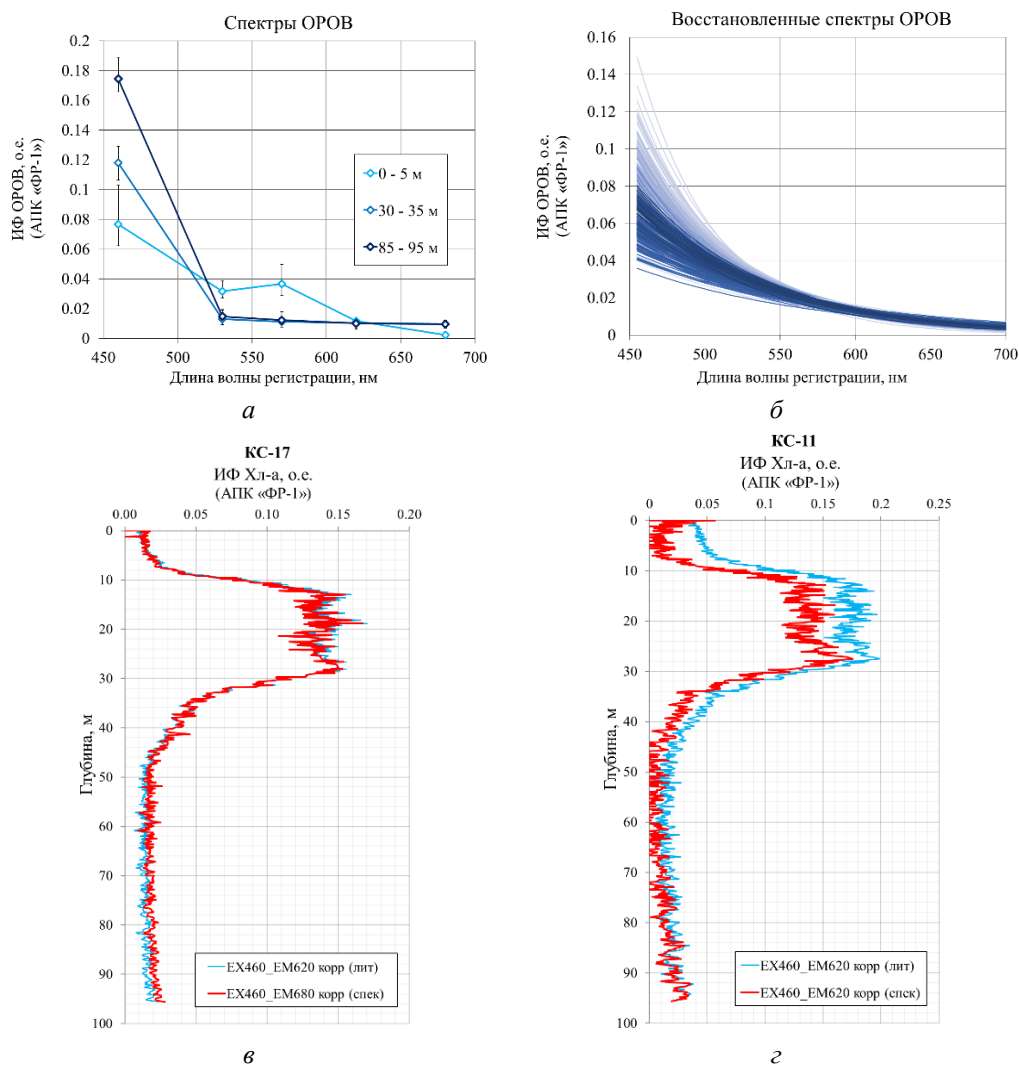


Рис. 2.

a — средние спектры ИФ ОРОВ для трёх диапазонов глубин; *б* — восстановленные спектры ИФ ОРОВ для всех глубин; *в* — вертикальный профиль ИФ Хл-а при регистрации на КС-17 до и после коррекции; *г* — вертикальный профиль ИФ Хл-а при регистрации на КС-11 до и после коррекции

На рис. 2, *б* показаны восстановленные спектры ИФ ОРОВ, по параметрам экспоненциальной регрессии, по всей глубине. Как видно, спектр флюоресценции нефтепродуктов явно не выделяется из формы спектра, а только даёт небольшую подставку. Для улучшения аппроксимации спектра нефтепродуктов, в будущем планируется использовать функцию Гаусса.

Диапазоны интегрирования, для п.4 предлагаемого алгоритма, для светофильтров КС-17 и КС-11 составили 675–685 нм и 615–630 нм соответственно. На рис. 2, *в*, *г* показаны вертикальные профили ИФ Хл-а, скорректированные на вклад ИФ ОРОВ при регистрации через КС-17 и КС-11.

Выводы. Сопоставление результатов коррекции сигналов ИФ Хл-а на вклад ИФ ОРОВ на основе предложенного автором алгоритма спектральной коррекции со стандартной методикой, показало схожие результаты. Для данных зарегистрированных на светофильтре КС-17 отличия стандартной и предложенной методики коррекции составили около 1 %.

Вклад флюоресценции ОРОВ при регистрации на светофильтре КС-17 составил в среднем 5–6 %, что сопоставимо с амплитудой шумов (при концентрации Хл-а 1,5 мкг/л) и не оказывает существенного влияния на сигнал ИФ Хл-а. Как итог: применительно к данным флюоресценции Хл-а, получаемой с использованием флюориметра ФР-1, коррекция на вклад ОРОВ, в большинстве случаев не требуется.

Учёт вклада растворённых нефтепродуктов осуществляется за счёт изменения крутизны и добавления подставки к форме восстановленного спектра флюоресценции ОРОВ. Влияние флюоресценции растворённых нефтепродуктов на сигнал ИФ Хл-*a* при регистрации на КС-17 не оказывается. При регистрации на светофильтре КС-11 предложенная методика показала схожий результат коррекции для данных на глубинах ниже слоя фотосинтеза. В поверхностном слое, благодаря учёту вклада растворённых нефтепродуктов, предложенная методика показала лучший результат. В слое максимальных значений флюоресценции Хл-*a*, отличия методик составили 10–12 %.

Литература

1. Тен Г. Н., Глухова О. Е., Слепченков М. М., Щербакова Н. Е., Баранов В. И. Теоретическое исследование влияния воды на структуру и спектры флюоресценции L-триптофана // Оптика и спектроскопия. 2016. Т. 121, № 4. С. 655–662. doi:10.7868/S0030403416100263.
2. Горшкова О. М., Пацаева С. В., Федосеева Е. В., Шубина Д. М., Южаков В. И. Флюоресценция растворенного органического вещества природной воды // Вода: химия и экология. 2009. № 11(17). С. 31–37.
3. Joseph J. Extinction measurements to indicate distribution and transport of water masses // Proceedings UNESCO Symposium on Physical Oceanography Tokyo. 1955. С. 59–75.
4. Kalle K. Zum problem der meereswasserfarbe // Ann. Hydrol. Mar. Mitt. 1938. Vol. 66. P. 1–13.
5. Кононович С. И., Науменко Е. К., Плюта В. Е. Исследование информативности спектров яркости выходящего излучения относительно содержания рассеивающих и поглощающих компонентов морской воды // Журнал прикладной спектроскопии. 1988. Т. 48, № 1. С. 127–133.
6. Скопинцев Б. А. Современные достижения в изучении органического вещества вод океанов // Океанология. 1971. Т. 2, № 6. P. 939–956.
7. Oestreich W. K. et al. Colored dissolved organic matter in shallow estuaries: relationships between carbon sources and light attenuation // Biogeosciences. 2016. Vol. 13, № 2. С. 583–595.
8. Акулова О. Б., Букатый В. И., Попов К. П. Содержание растворённого органического вещества в водоёмах разного трофического уровня // Вестник Алтайского государственного аграрного университета. 2017. № 3 (149). С. 100–106.
9. Карабашев Г. С. Флюоресценция в океане. Ленинград: Гидрометео, 1987.
10. Twardowski M. S., Boss E., Sullivan J. M., Donaghay P. L. Modeling the spectral shape of absorption by chromophoric dissolved organic matter // Marine Chemistry. 2004. Vol. 89. P. 69–88. doi:10.1016/j.marchem.2004.02.008.
11. Aurin D., Mannino A., Lary D. J. Remote Sensing of CDOM, CDOM Spectral Slope, and Dissolved Organic Carbon in the Global Ocean // Applied Sciences. 2018. Vol. 8, № 12. 2687. doi:10.3390/app8122687.
12. Скорород Е. Ю., Чурилова Т. Я., Ефимова Т. В., Моисеева Н. А., Суслин В. В. Биооптические характеристики прибрежных вод черного моря вблизи севастополя: оценка точности спутниковых продуктов, восстановленных по данным modis и viirs // Морской гидрофизический журнал. 2021. Т. 37, № 2. С. 233–246. doi:10.22449/0233-7584-2021-2-233-246.
13. Naseer M. H., Ayad Z. M., Fareed F. R., Shahad I. Y. Determination of Absorption and Fluorescence Spectrum of Iraqi Crude Oil // American Journal of Physics and Applications N. 2016. Vol. 4. P. 78–83.
14. Xing X., Claustre H., Boss E., Roesler C., Organelli E., Poteau A., Barbieux M., D'Ortenzio F. Correction of profiles of in-situ chlorophyll fluorometry for the contribution of fluorescence originating from non-algal matter // Limnol. Oceanogr. Methods. 2017. Vol. 15. P. 80–93.
15. Кудинов О. Б., Мартынов О. В., Лу П. И. Зондирующий спектральный измеритель флюоресценции и рассеяния, испытания в лабораторных и полевых условиях // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2020. Т. 13, № 2. С. 82–87. doi:10.7868/S2073667320020100.

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

ОПРЕДЕЛЕНИЕ МАКСИМАЛЬНОЙ ГЛУБИНЫ ПРОЯВЛЕНИЯ ГИДРОДИНАМИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ В ДИСТАНЦИОННЫХ СПЕКТРАЛЬНЫХ ДАННЫХ ПО ЦВЕТУ МОРЯ

Н. А. Липинская, П. А. Салюк, канд. физ.-мат. наук

Тихоокеанский океанологический институт им. В. И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия

ESTIMATION OF THE MAXIMUM DEPTH OF HYDRODYNAMIC STRUCTURE MANIFESTATION IN REMOTE SENSED SEA COLOR DATA

N. A. Lipinskaya, P. A. Salyuk, Ph.D.

V. I. Il'ichev's Pacific Oceanological Institute of FEB RAS, Vladivostok, Russia

Представлен метод для определения максимальной глубины проявления гидродинамических структур апвеллинга, внутренних волн и субмезомасштабных вихрей в дистанционных спектральных данных по цвету моря. Полученный результат позволяет улучшить интерпретацию данных о цвете моря, связанную с вертикальной изменчивостью содержания оптически активных веществ, а также определить толщину поверхностного слоя моря, в котором гидродинамические явления могут быть детектированы дистанционно в видимом диапазоне спектра.

The method is proposed for determining the maximum depth at which hydrodynamic structures such as upwelling, internal waves, and submesoscale eddies manifest in remote spectral ocean color data. The results obtained from this method have the potential to enhance the interpretation of ocean color data, particularly in regards to the vertical variability of optically active substances. Additionally, it allows for the determination of the thickness of the surface layer of the ocean where hydrodynamic phenomena can be remotely detected within the visible range of the spectrum.

Введение. Различные гидродинамические явления в океане вызывают пространственно-временное перераспределение клеток фитопланктона, окрашенных растворенных органических веществ и взвешенных веществ. Дополнительно, за счет перемешивания водных масс в вертикальном направлении, происходит перенос клеток фитопланктона к поверхности, где доступно больше света для фотосинтеза, а также возможен подъем питательных веществ из более глубоких слоев к поверхности, что вместе приводит к росту количества клеток фитопланктона. Таким образом, описанные процессы влияют на вертикальное и горизонтальное перераспределение гидрооптических характеристик, а, следовательно, и на спектральный состав яркости восходящего излучения моря. Это дает возможность изучать различные гидродинамические явления и их характеристики с помощью приборов дистанционного пассивного оптического зондирования [1, 2].

Современное развитие численных моделей распространения света в системе «атмосфера-морская поверхность-морская толща» позволяет изучать формирование спектральных коэффициентов яркости восходящего излучения моря (Rrs) в зависимости от изменчивости вертикальных профилей содержания оптически-активных компонентов морской воды.

Применение численного моделирования спектрального цвета моря расширяет возможности исследования гидродинамических явлений в океане [3]. Например, возможно оценивать глубину, на которой положение слоя максимума концентрации хлорофилла- a (хл- a) значимо влияет на спектральные коэффициенты яркости восходящего излучения моря в области действия гидродинамического явления. Это может быть использовано для разделения биологического и прямого гидродинамического факторов, влияющих на вариации спутниковых оценок концентрации хл- a [4].

Цель данной работы — разработать метод для оценки глубины поверхностного слоя моря, в котором формируется восходящее излучение моря, по дистанционным измерениям которого остается возможность идентифицировать тип гидродинамического явления. Исследование

проведено на основе численного моделирования из *in situ* данных содержания оптически-активных веществ (концентрация хлорофилла-*a* и ОРОВ), настроенного путем сравнения с измерениями спектров коэффициентов яркости восходящего излучения (*Rrs*) с борта судна.

Результаты. В работе представлен алгоритм оценки «максимальной глубины проявления гидродинамической структуры» (Z_{rsH}) в коэффициентах яркости восходящего излучения моря в зонах прибрежного апвеллинга, распространения внутренних волн и в субмезомасштабных вихрях, где значимо изменяются пространственно-временные распределения оптически-активных компонентов морской воды. Z_{rsH} — максимальная глубина, на которой гидродинамические процессы оказывают прямое значимое воздействие на хотя бы одну из дистанционно определяемых оптических характеристик, по которой остается возможность идентифицировать гидродинамическую структуру.

Для определения глубины Z_{rsH} необходимо выполнить следующие действия:

1. Получить *in situ* данные вертикального распределения концентрации хл-*a*, окрашенного растворенного органического вещества (ОРОВ) и взвешенных веществ (как минимум, хл-*a*) в области действия гидродинамического явления (рис. 1), и соответствующие им данные спектров *Rrs*.

2. Получить синхронные дистанционные оптические измерения и идентифицировать гидродинамическую структуру.

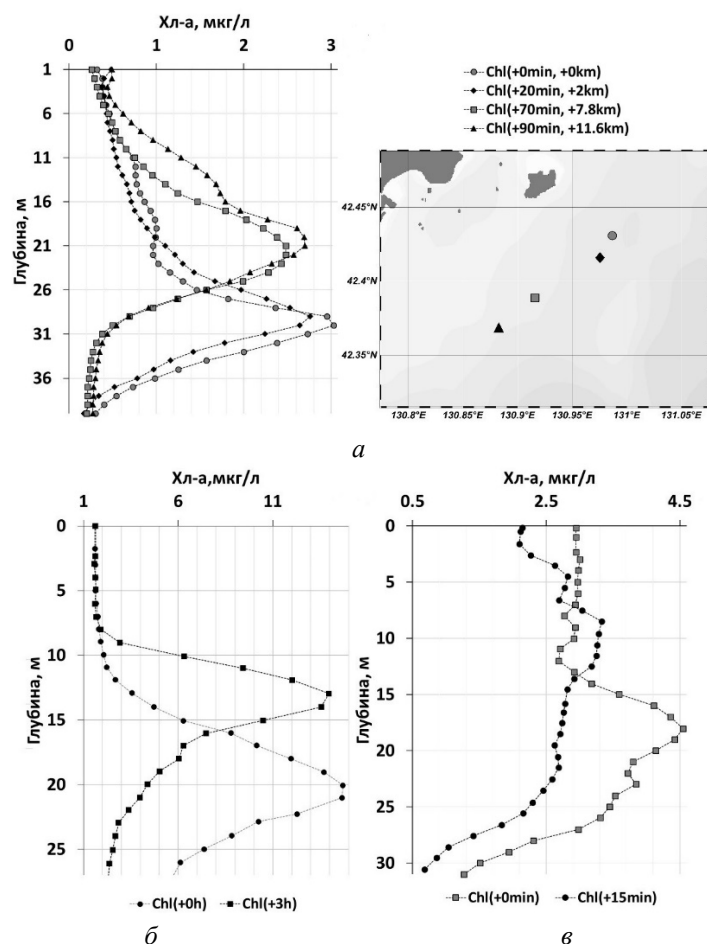


Рис. 1. Пример *in situ* измерений вертикальных профилей хл-*a* в области действия гидродинамических явлений.

a — субмезомасштабный вихрь; *б* — внутренняя волна (в одной точке);
в — апвеллинг (в одной точке).

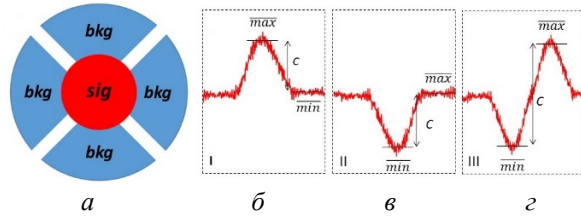


Рис. 2. Схема определения сигнала и фона в области действия гидродинамического процесса.

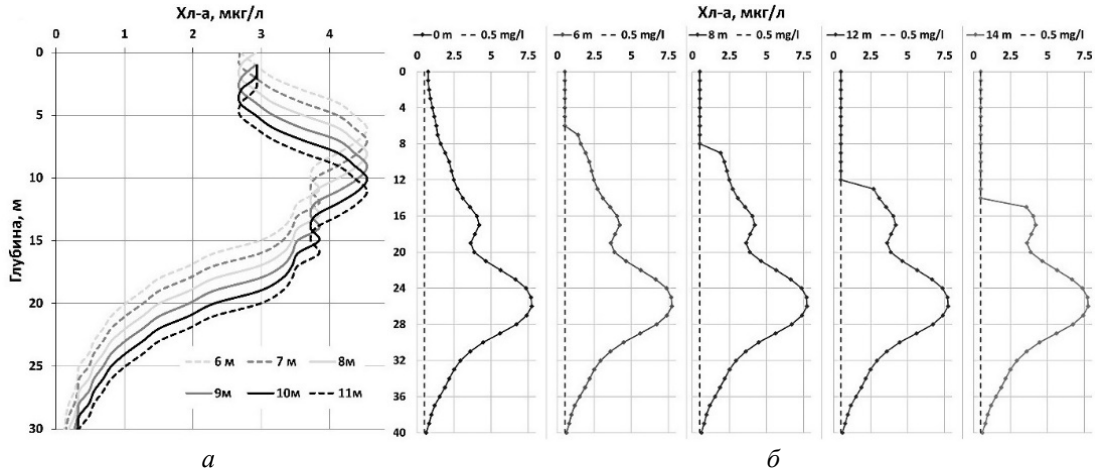


Рис. 3.

a — схема имитации изменения вертикального измеренного профиля концентрации хл-*a* с сохранением формы; «вертикальный» подход; *б* — схема приравнивания сигнала к фоновому значению последовательно от верхних к глубоководным слоям с заданным шагом по глубине; «горизонтальный» подход.

3. Определить значения сигнала и фона в области идентифицированной структуры, и шума в дистанционных данных. Показатели сигнала (*sig*) и фона (*bkg*) внутри проявления гидродинамических структур и в окружающих областях определяются согласно схеме на рис. 2. Случай I, если $sig > bkg$, то sig — максимум сглаженных данных \overline{max} , а bkg — минимум сглаженных данных \overline{min} , прошедших процедуру медианной фильтрации; случай II, если $sig < bkg$, то наоборот $sig = \overline{min}$, а $bkg = \overline{max}$; случай III, когда в области проявления гидродинамических структур наблюдается локальный максимум и минимум одновременно, то $sig = \overline{max}$, $bkg = \overline{min}$.

Из разницы полученных значений *sig* и *bkg* рассчитывается контраст. Расчет показателя статистического шума (*N*) определяется значением среднего квадратичного отклонения *bkg* (σ_{bkg}) для случаев I, II и среднего квадратичного отклонения *sig* для случая III. Определение шума спутникового изображения выполнялось на основе двух работ [5, 6] по методу локальных гомогенных блоков. Таким образом, рассчитывается показатель отношения контраст/шум:

$$CNR = \frac{sig - bkg}{N}, \quad (1)$$

где $N = \min(\sigma_{sig}, \sigma_{bkg})$.

4. Настроить и валидировать модели для прямого численного моделирования спектров *Rrs* с учетом вертикальных профилей оптически-активных компонентов морской воды. Средняя абсолютная ошибка в процентах между модельными спектрами и эталонными не должна превышать 20 % [7].

5. Рассчитать спектры *Rrs* в соответствии с двумя имитационными подходами в зависимости от рассматриваемого гидродинамического процесса (рис. 3):

5.1. «Вертикальный» (для апвеллинга и внутренних волн) — имитация изменения глубины вертикального измеренного профиля концентрации оптически-активных компонентов с сохранением формы профиля с заданным шагом по глубине (рис. 3, *a*).

5.2. «Горизонтальный» (для субмезомасштабных вихрей) — определение из *in situ* измерений значений сигнала, фона и имитация приравнивания сигнала к фоновому значению методом интерполяции последовательно от верхних к глубоководным слоям с заданным шагом по глубине (рис. 3, б).

6. Из полученных результатов рассчитать спектральные характеристики Rrs и оценить содержание оптически-активных компонентов морской воды.

7. Для каждой рассчитанной по модельным данным характеристики вычислить показатель отношения контраст/шум (CNR) и выполнять п. 5 и п. 6 с заданным шагом по глубине до тех пор, пока максимальное значение из полученных CNR не станет меньше единицы для гидродинамических структур, минимальный линейный размер которых может быть равен 1–2 точкам измерений, либо $\max(CNR_i)$ не станет меньше 0,5 для процессов, минимальный линейный размер которых превышает 2 точки измерений.

8. Последнее значение глубины п.7, где выполняется превышение максимального значения CNR над граничным значением — является искомая Z_{rsH} .

Необходимо иметь в виду, что для определения типа гидродинамической структуры недостаточно того, что CNR превышает пороговое значение. Важно наличие некоторого количества пикселей (точек измерений) в области действия предполагаемого процесса, по которым соответствующие структуры будут идентифицированы. Например, по одной точке, даже с большим CNR не всегда можно сказать, что наблюдается гидродинамическая структура. И наоборот, если будет много рядом расположенных пикселей, но с малыми значениями $CNR \approx 1$ или даже $0,5 < CNR < 1$ в области действия гидродинамических процессов, то такую структуру можно будет идентифицировать современными методами распознавания образов. С этой точки зрения важно, что Z_{rsH} является «максимальной» глубиной, т. е. она может восприниматься, как оценка значения «сверху». Даже если в реальности на полученном значении глубины Z_{rsH} количество точек измерений с достаточным CNR будет не хватать для идентификации гидродинамической структуры, то значит на $Z_{rsH} - 1\text{м}$ их станет значительно больше, поскольку процесс проявления гидродинамических структур в спектральных данных по цвету моря не линеен по глубине.

Заключение. В результате работы был разработан алгоритм, который позволяет определить «максимальную глубину проявления гидродинамической структуры» в дистанционных спектральных данных по цвету моря. Этот алгоритм позволяет улучшить интерпретацию данных о цвете моря, связанную с вертикальной изменчивостью содержания оптически-активных компонентов, а также определить толщину поверхностного слоя моря, в котором гидродинамические явления могут быть детектированы дистанционно в видимом диапазоне спектра.

Литература

1. Литинская Н. А., Салюк П. А. Исследование проявлений и характеристик внутренних волн по данным спутниковых изображений со сканера цвета моря GOCI-COMS-1 // Подводные исследования и робототехника. 2021. № 3 (37). С. 16–22.
2. Гусейнова Н. О. и др. Изучение апвеллинга по содержанию хлорофилла а в фитопланктоне западного Каспия за 2017 г. по данным дистанционного зондирования // Юг России: экология, развитие. 2021. № 4 (61). С. 159–172.
3. Salyuk P. A. et al. Physical and biological features of the waters in the outer Patagonian shelf and the Malvinas Current // Water. 2022. Vol. 14, № 23. P. 3879.
4. Салюк П. А., Глуховец Д. И., Литинская Н. А., Моисеева Н. А., Чурилова Т. Я., Пономарев В. И., Аглова Е. А., Артемьев В. А., Латушкин А. А., Майор А. Ю. Изменчивость биооптических характеристик морской поверхности в районе Фолклендского течения и Патагонского шельфа // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2021. Т. 18, № 6. С. 200–213.
5. Lee J. S., Grunes M. R., Kwok R. Classification of multi-look polarimetric SAR imagery based on complex Wishart distribution // International Journal of Remote Sensing. 1994. Vol. 15, № 11. P. 2299–2311.
6. Gao W., Hung J. C. Variable structure control of nonlinear systems: A new approach // IEEE transactions on Industrial Electronics. 1993. Vol. 40, № 1. P. 45–55.
7. Tonizzo Q. et al. Microstructure, plastic flow and fracture behavior of ferrite-austenite duplex low density medium Mn steel // Materials Science and Engineering: A. 2017. Vol. 706. P. 217–226.

Работа выполнена в рамках госбюджетных тем ТОИ ДВО РАН № FWMM-2022-0037 и № 0211-2021-0007.

ВЫЯВЛЕНИЕ ОБЛАСТЕЙ СМЕШЕНИЯ РАЗЛИЧНОГО ТИПА ВОД ПО ДАННЫМ ДИСТАНЦИОННЫХ ОПТИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ ТРЕХКАНАЛЬНЫМ ГИПЕРСПЕКТРОМЕТРОМ

В. В. Ростовцева, канд. физ.-мат. наук, *А. С. Ижицкий*, канд. геогр. наук,
Б. В. Коновалов, канд. биол. наук

Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Москва, Россия

DETECTION OF MIXING AREAS OF DIFFERENT TYPES OF WATERS ACCORDING TO REMOTE OPTICAL MEASUREMENTS WITH A THREE-CHANNEL HYPERSPECTROMETER

V. V. Rostovtseva, Ph.D., *A. S. Izhitskiy*, Ph.D., *B. V. Konovalov*, Ph.D.

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

В прибрежных акваториях часто происходит смешение вод различного типа, для получения данных, о которых целесообразно использовать непрерывно работающий с борта судна пассивный оптический трехканальный гиперспектрометр. В работе рассмотрены два случая применения такого комплекса в сочетании с традиционными методами исследования водной толщи на станциях и проточной системой определения температуры и солености поверхностных вод. Работы были проведены в Каспийском море, где наблюдался заток воды из искусственного водоема, расположенного близко к берегу, что увеличивало стратификацию вод, а также в Керченском проливе, где помимо смешения азовоморских и черноморских вод наблюдались последствия сброса грунта в море. Применение гиперспектрометра позволило оценить пространственную структуру морской воды в этих сложных условиях и определить концентрации природных компонент воды.

Mixing of waters of various types often occurs in coastal water areas and so it is quite useful for data acquisition to operate continuously from the vessel board with a passive optical three-channel hyperspectrometer.

The paper considers two cases of using such complex in combination with traditional methods for studying the water column at stations and a flow system for determining the temperature and salinity of surface waters. The work was carried out in the Caspian Sea, where there was an inflow of water from an artificial reservoir located close to the coast, which increased the stratification of water, as well as in the Kerch Strait, where in addition to mixing of the Azov Sea and the Black Sea waters the consequences of dumping soil into the sea were observed. The use of the hyperspectrometer made it possible to assess the spatial structure of sea water under these complicate conditions and to determine the concentrations of natural water components.

Области смешения вод различных типов, отличающихся по температуре, солености, а также составу естественных компонент воды встречаются довольно часто: это районы впадения в море рек, смешение вод в проливах, вывод вод из искусственных резервуаров в прибрежные акватории. Оценка состояния таких районов требует проведения комплексных исследований [1–4]. В работе рассмотрены две такие акватории: Керченский пролив, где происходит смешение вод Азовского и Черного морей, и район у восточного побережья Среднего Каспия, где наблюдается заток вод из искусственного резервуара. В этих районах были проведены измерения с борта судна, в том числе проточные измерения температуры и солености воды, а также получены данные по распределению этих характеристик по глубине на станциях, где также определяли глубину видимости диска Секки и отбирали пробы воды с поверхности. При движении судна непрерывно работал оптический комплекс пассивного дистанционного зондирования воды ЭММА (Экологический Мониторинг Морских Акваторий) [5].

Комплексные исследования взаимодействия вод Азовского и Черного морей в Керченском проливе продемонстрировали сложную структуру вод как по горизонтали, так и по глубине: на рис. 1 видно, что воды перемешаны не полностью, при этом данные оптического комплекса, поступающие с частотой 1 Гц, показывают еще более сложную картину — тип воды может

измениться даже при замерах на одной станции (рис. 2). Индикатором перехода может служить резкое изменение параметра ступеньки p , вычисленного по спектрам КСЯ моря.

При проведении работ у побережья Среднего Каспия была зафиксирована неоднородность структуры вод из-за наличия апвеллинга и затока вод из водоема рядом с побережьем (рис. 3).

Увеличение температуры и солености в области затока воды из водоема у побережья наблюдается у поверхности между станциями 2704 и 2705, в глубине максимум сдвигается к станции 2706.

Однако оценки, полученные по результатам пассивных оптических измерений, показывают более сложную картину распределения основных естественных компонент (рис. 4).

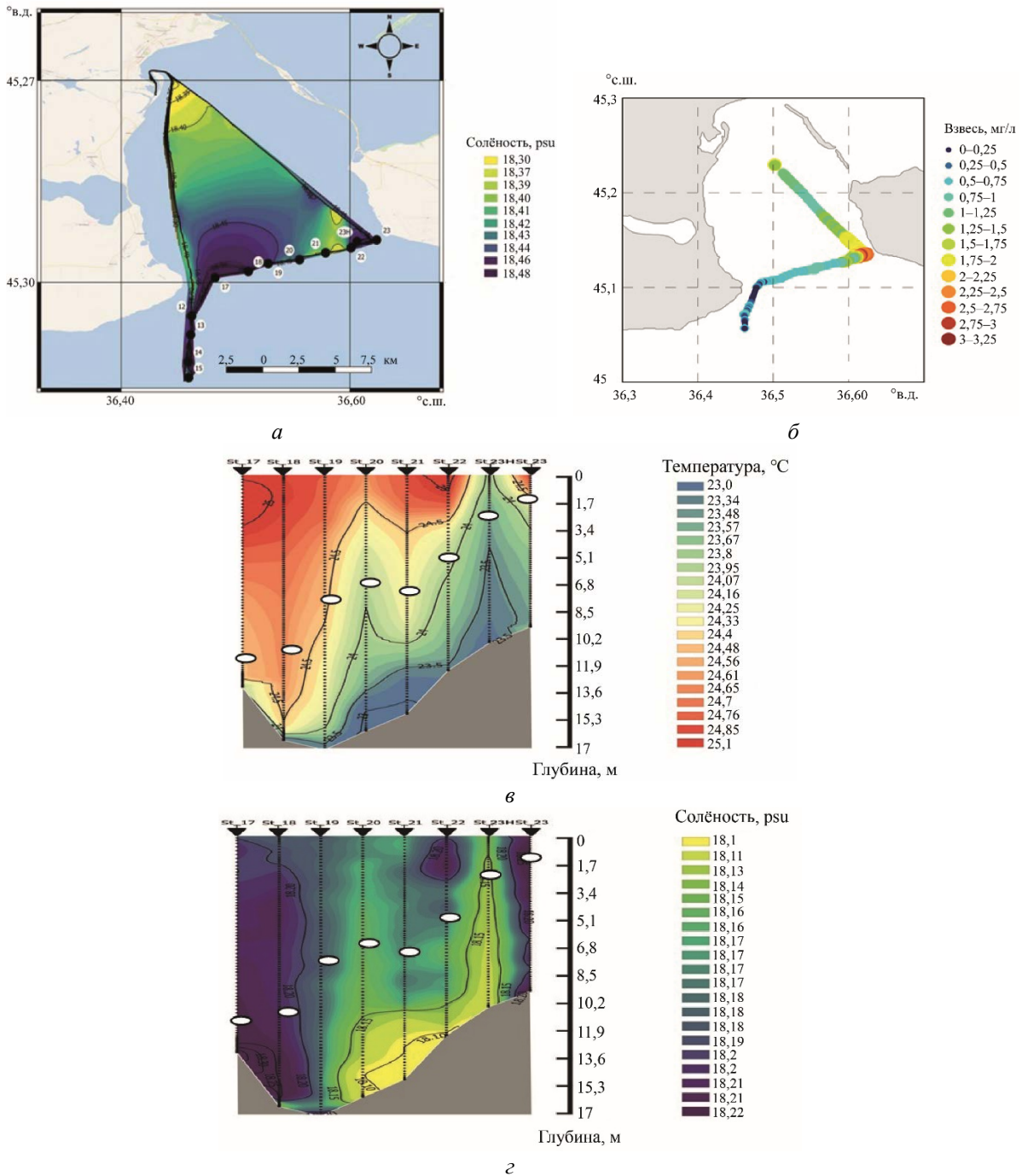


Рис. 1. Соленость воды в баке проточной системы, куда поступала забортная вода при движении судна (а); данные замеров на станциях (в, г), дающие структуру вод Керченского пролива, белые овалы показывают глубину видимости диска Секки; распределение взвеси по измерениям комплексом ЭММА 04.09.2019 г. (б).

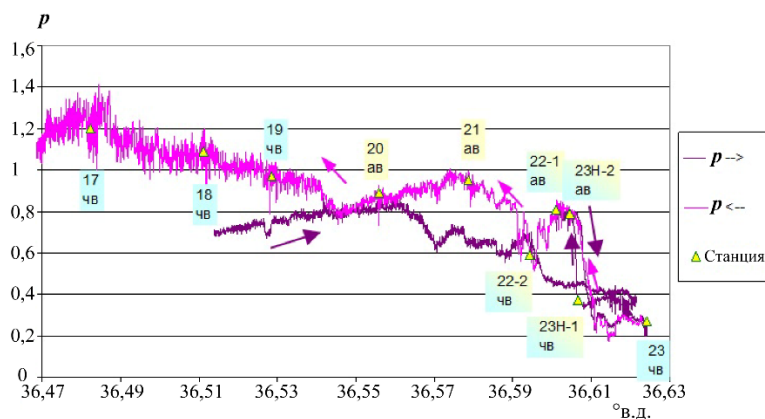


Рис. 2. Параметр ступеньки p , рассчитанный по данным комплекса ЭММА, резкое изменение которого соответствует переходу от одного типа вод к другому.

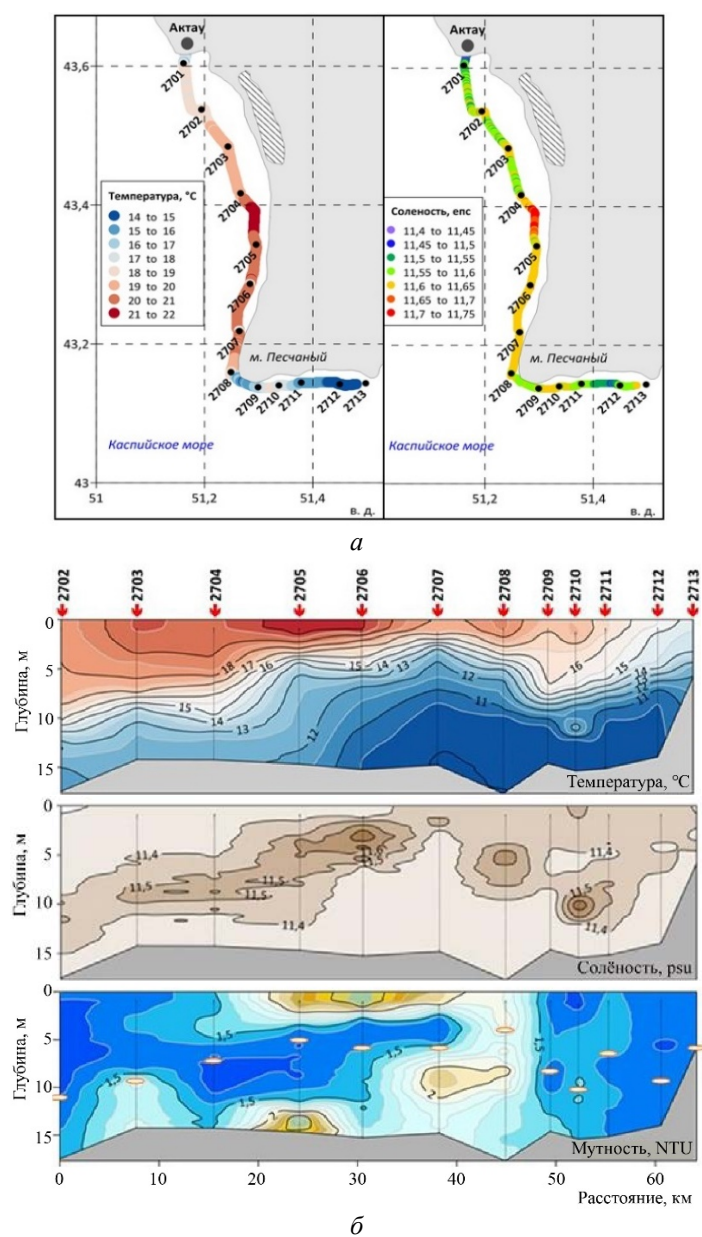


Рис. 3. Температура и соленость поверхностных вод по данным проточной системы (а) и распределения этих величин, а также мутности по глубине по измерениям на станциях (б).

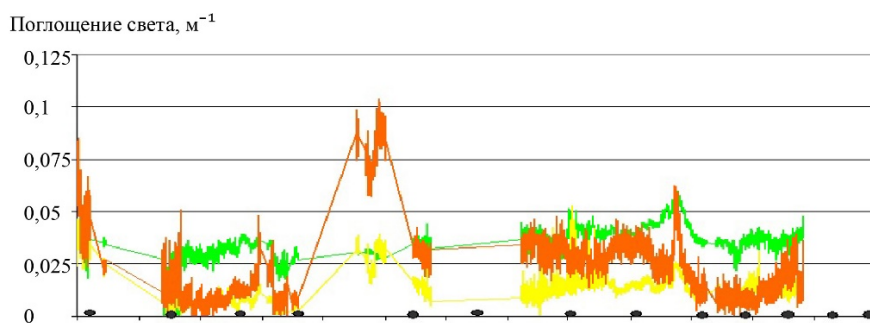


Рис. 4. Оценка концентраций основных природных компонент в воде моря по данным измерений с борта судна комплексом ЭММА.

a_x — поглощение света пигментами фитопланктона на 440 нм (зеленая линия); a_y — поглощение света «желтым веществом» на 500 нм (желтая линия); a_s+b — поглощение+рассеяние назад света взвесью (оранжевая линия); чёрные овалы по оси абсцисс — станции с 2701 по 2711 соответственно.

На уровне залива вод из водоема между станциями 2704 и 2705 наблюдается возрастание в 2–3 раза концентрации взвеси и растворенной органики, а также наличие струй воды с повышенной мутностью между станциями 2703 и 2704 и у мыса Песчаный (станции 2708 и 2709). В качестве экспресс-анализа для локализации районов смены типа вод также можно использовать изменения параметра ступеньки p , характеризующего совокупное влияние всех трех компонент на отношение разности КСЯ в двух диапазонах длин волн, где изменяется характер поглощения света самой водой.

После калибровки оценок поглощения света взвесью, полученных комплексом ЭММА (рис. 5), по данным измерения концентрации взвеси в пробах, взятых на станциях, получаем распределение взвеси в единицах массы на объем (мг/л).

Полученное распределение минеральной взвеси позволяет оценить распространение вод из водоема при наличии апвеллинга и северо-восточном умеренном ветре. Таким образом, проведенные исследования показали эффективность применения оптического мониторинга морских прибрежных акваторий со сложной структурой вод, существенно дополняющего общую картину и позволяющего получать количественные оценки концентрации природных компонентов в приповерхностном активном слое воды.

Литература

1. Sözer A., Özsoy E. Water Exchange through Canal İstanbul and Bosphorus Strait // Mediterranean marine Science. 2017. Vol. 18. P. 77–86.

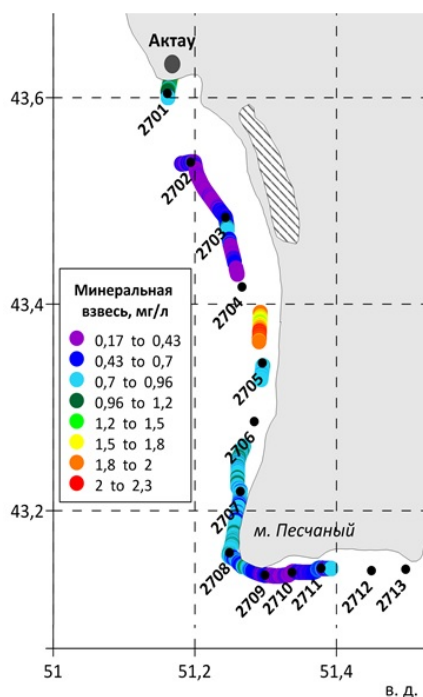


Рис. 5. Распределение минеральной взвеси вдоль маршрута перемещения судна по данным комплекса пассивного оптического зондирования ЭММА.

2. *Kubryakov A. A., Aleskerova A. A., Goryachkin Y. N., Stanichny S. V., Latushkin A. A., Fedirko A. V.* Propagation of the Azov Sea waters in the Black Sea under impact of variable winds, geostrophic currents and exchange in the Kerch Strait // *Progress in Oceanography*. 2019. Vol. 176. 102119. doi:10.1016/j.pocean.2019.05.011.

3. *Jianga G., Loisedel S. A., Yangc D., Maa R., Sue W., Gaof C.* Remote estimation of chlorophyll a concentrations over a wide range of optical conditions based on water classification from VIIRS observations // *Remote Sensing of Environment*. 2020. Vol. 241. 111735.

4. *Alikas K., Ansko I., Vabson V., Ansper A., Kangro K., Uudeberg K., Ligi M.* Consistency of Radiometric Satellite Data over Lakes and Coastal Waters with Local Field Measurements // *Remote Sens*. 2020. Vol. 12. 616 p. doi:10.3390/rs12040616.

5. *Гончаренко И. В., Ростовцева В. В.* Пассивное оптическое зондирование речных пломов с борта судна с помощью гиростабилизированного комплекса ЭММА // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2020. Т. 13, № 2. С. 96–102. doi:10.7868/S2073667320020124.

6. *Ростовцева В. В.* Метод получения спектров поглощения морской воды по данным пассивного дистанционного зондирования с борта судна с использованием свойств чистой воды // *Оптика атмосферы и океана*. 2015. Т. 28, № 11. С. 1003–1011.

7. *Коновалов Б. В., Кравчишина М. Д., Беляев Н. А., Новигатский А. Н.* Определение концентрации минеральной взвеси и взвешенного органического вещества по их спектральному поглощению // *Океанология*. 2014. Т. 54, № 4. С. 1–9.

Работа выполнена в рамках государственного задания Министерства науки и образования России № FMWE 0128-2021-0001.

ОСОБЕННОСТИ ОШИБКИ АТМОСФЕРНОЙ КОРРЕКЦИИ ПРИ НАЛИЧИИ НАД МОРЕМ ПОГЛОЩАЮЩЕГО АЭРОЗОЛЯ

Е. Б. Шибанов, д-р. физ.-мат. наук, А. С. Папкова

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия

FEATURES OF THE ATMOSPHERIC CORRECTION ERRORS IN THE PRESENCE OF AN ABSORBING AEROSOL OVER THE SEA

E. B. Shybanov, Dr.Sc., A. S. Papkova

Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia

В работе анализируются возможные ошибки при проведении стандартной атмосферной коррекции при наличии поглощающего аэрозоля над морем. Показано, что для таких случаев они имеют сильно выраженную спектральную зависимость.

The paper analyzes possible errors in the standard atmospheric correction in the presence of absorbing aerosol over the sea. It is shown that for such cases they have a strongly pronounced spectral dependence.

Введение. Одним из факторов, влияющих на качество спутниковой информации, является неправильный учет атмосферных воздействий, таких как пылевой аэрозоль, смог, промышленно-аэрозольные выбросы и др. [1]. На примере Черного моря было показано, что пылевой аэрозоль приводит к очевидным систематическим ошибкам в восстановленных значениях $Rrs(\lambda)$, которые характеризуются отрицательными значениями в спектральном диапазоне 400–443 нм [2–6]. Аналогичные ошибки работы алгоритмов атмосферной коррекции отмечаются также и в случае наличия горячей биомассы над водной акваторией [6–8]. В традиционных алгоритмах, использующих при атмосферной коррекции ближнюю ИК область спектра для учета эффектов поглощения света аэрозолем, требуется информация об его спектральных свойствах и о вертикальном профиле [6–7]. Для учета влияния сахарской пыли А. Морель и Д. Антуан [9] предложили использовать в задаче атмосферной коррекции метод LUTs (look up table) с величинами коэффициентов яркости атмосферы, рассчитанными на двух длинах волн 705 и 510 нм. Данный подход разработан для вод Case-1, поскольку для открытой части Мирового океана и значительной части Средиземного моря точка пересечения спектров Rrs находится в окрестности длины волны 510 нм. Для прибрежных вод, чаще всего относящихся к типу вод Case-2, на коэффициенты яркости которых существенно влияют различные компоненты, такие как минеральная взвесь, CDOM и т.д, такой подход не применим [10]. К примеру, при цветении кокколитофорид, часто наблюдаемом в Черном море, весь спектр коэффициента яркости увеличивается в разы [11].

С целью повышения достоверности данных сканеров цвета над Черным морем при условии выносов пыли нами был предложен алгоритм дополнительной коррекции (в случае присутствия поглощающего аэрозоля), базирующийся на двух принципах.

1. Величина индекса цвета $CI(412/443)$ считается постоянной и используется в качестве условия для проведения дополнительной атмосферной коррекции, учитывающего влияние поглощения аэрозолем на интенсивность рассеянного атмосферой света. Как было показано, для вод Черного моря величина $CI(412/443)$ близка к 0,8 [12].

2. Ошибка атмосферной коррекции объясняется уменьшением вклада молекулярного рассеяния, и поэтому, сильно зависит от длины волны.

На основе приближенного подхода к проблеме переноса излучения в вертикально неоднородной поглощающей атмосфере была выведена аналитическая формула, в которую в качестве сомножителей входят факторы: геометрии наблюдения, спектральных свойств поглощения света аэрозолем, и фактор вертикальной стратификации аэрозоля [12].

В данной работе с привлечением экспериментально измеренных оптических характеристик пылевого аэрозоля над Черным морем (индикатрис рассеяния, АОТ, альbedo однократного рассеяния) проведена «эмуляция» работы стандартной процедуры атмосферной коррекции. Считалось, что реальное состояние атмосферы определялось заданным вертикальным профилем аэрозоля, его спектральными функциями: индикатрисами рассеяния, аэрозольной оптической толщиной (АОТ) и альbedo однократного рассеяния. При проведении виртуальной атмосферной коррекции предполагалось, что альbedo однократного рассеяния равно единице, а индикатриса и спектральная АОТ чисто рассеивающей атмосферы известна на всех длинах волн, причем АОТ консервативного рассеяния равна произведению заданной АОТ на альbedo однократного рассеяния. В расчетах характеристик рассеянного атмосферой излучения использовались собственные программные продукты по теории переноса излучения, основанные на классических алгоритмах «сложения» и «удвоения» слоев [13–14]. Отличительной особенностью авторских алгоритмов является сверхвысокая точность начального приближения для коэффициентов отражения и пропускания оптически тонкого слоя, сочетающаяся с быстротой расчетов [15].

Материалы и методы. Аналитический метод учета поглощения света аэрозолем, предложенный в [12], состоял в следующем.

Коэффициент отражения поглощающей атмосферы оценивался как сумма коэффициентов отражения чисто рассеивающей атмосферы и отрицательного слагаемого, равного разности приближённых выражений для коэффициентов отражения в случае наличия и отсутствия поглощения. Было получено дифференциальное уравнение, которое описывает изменение коэффициента отражения при добавлении рассеивающего слоя снизу, а именно:

$$\frac{dR}{dz} = T_{up}(z) \frac{\pi \cdot \beta(z, \mu_0, \mu)}{\mu_0 \mu} T_{dn}(z), \quad (1)$$

где $\beta(z, \mu_0, \mu)$ — угловой показатель рассеяния на глубине z ; μ_0, μ — косинусы зенитного угла Солнца и угла наблюдения; $T_{up}(z), T_{dn}(z)$ — пропускание света от Солнца до рассеивающего слоя и от рассеивающего слоя до приемника.

Наличие поглощения приводит к уменьшению функций пропускания, в результате чего коэффициент отражения всей атмосферы также уменьшается. Для задач атмосферной коррекции наиболее заметным будет изменение вклада молекулярной составляющей. При малых величинах поглощения аэрозолем погрешность атмосферной коррекции, обусловленная неконсервативным рассеянием на частицах, оценивается как:

$$r = \frac{p_m(\cos \gamma) \cdot \tau_m^0(\lambda)}{4\mu_0 \mu \cdot \pi} a_0(\lambda) \cdot \left(\frac{1}{\mu_0} + \frac{1}{\mu} \right) \int_0^z \int_0^z g(x) dx \cdot dz. \quad (2)$$

$$a_0(\lambda) = (1 - \Lambda(\lambda)) \cdot \tau_a^0. \quad (3)$$

Здесь $p_m(\cos \gamma)$ — индикатриса молекулярного рассеяния; $\tau_m^0(\lambda)$ — оптическая толщина всей молекулярной атмосферы; $a_0(\lambda)$ — оптическая толщина поглощения света аэрозолем; $\Lambda(\lambda)$ — альbedo однократного рассеяния; τ_a^0 — АОТ; $g(x)$ — распределение поглощающего аэрозоля в зависимости от атмосферного давления на заданной высоте.

В численных расчетах распределение по высоте моделировалось степенной функцией давления $g(x) = n \cdot x^{n-1}$. Поэтому двойной интеграл равен $1/(n+1)$.

Над Черноморским регионом 29.11.2021 был зарегистрирован интенсивный пылевой перенос со стороны Сахары, идентифицированный как по спутниковым, так и по натурным измерениям со станций AERONET, расположенных на северо-западе Черного моря. Данный случай был использован для выбора типичной индикатрисы, соответствующей рассеянию света на частицах пыли. При сравнении с индикатрисой, измеренной на день раньше, были выявлены

существенные отличия. Источником данных для расчета индикатрисы служили продукты инверсии со станции AERONET Galata_Platform за исследуемый период.

Атмосфера разбивалась на 21 однородный слой. Считалось, что в верхнем слое от 0 до 0,4 атм. аэрозоль отсутствовал. Остальная часть атмосферы разбивалась с шагом по давлению 0,03 атм. Поверхность моря предполагалась гладкой, отражающей свет по законам Френеля.

Вычислялась величина $r(\lambda) = \frac{1}{\pi \cdot T_{up} T_{dn}} [R(\lambda, \Lambda \cdot \tau_a^0, 1) - R(\lambda, \tau_a^0, \Lambda)]$ на 9-ти длинах волн: 412, 443, 490, 531, 555, 620, 670, 870, 1020 нм. Поскольку коэффициент яркости поглощающей атмосферы $R(\lambda, \tau_a^0, \Lambda)$ всегда меньше, чем коэффициент яркости чисто рассеивающей атмосферы с меньшей оптической толщиной $R(\lambda, \Lambda \cdot \tau_a^0, 1)$, то незначительные их отличия экстраполировались в видимую область спектра и вычитались, так чтобы $r(870) = r(1020) = 0$. Полученный спектр $r(\lambda)$ аппроксимировался зависимостью $C/\lambda^\alpha - C/870^\alpha$.

Результаты. Расчеты проведены для следующих комбинаций АОТ(443) и альbedo: 1) 0,18, 0,96; 2) 0,18, 0,93; 3) 0,24, 0,97; 4) 0,38, 0,96; 5) 0,38, 0,93. Ниже приводятся результаты расчетов коэффициента отражения атмосферы с подстилающей водной поверхностью в зависимости от высоты Солнца при угле наблюдения близкому к надиру. На рис. 1 показан спектральный характер зависимости ошибки для различных величин поглощения и высот Солнца.

Из рисунка видно, что чем больше $a(\lambda)$, тем больше и ошибка. Заметим, что случаям 1) и 3) соответствует одинаковое значение $a(\lambda)$, а нижние кривые отличаются друг от друга за счет разной геометрии. Ошибки имеют сильно выраженную спектральную зависимость, которая хорошо описывается степенным законом. Следующий рисунок (рис. 2) показывает, как величина показателя степени спектральной ошибки зависит от зенитного угла Солнца.

При анализе данных AERONET со станции Galata_Platform, соответствующих пылевым выносам, было получено среднее значение наклона спектральной кривой $a_0(\lambda) = (1 - \Lambda(\lambda)) \cdot \tau_a^0$, равное 1,15. Поэтому формулы (2), (3) предсказывают величину 5,15, независящую от геометрии наблюдения. Из рисунка видно, что показатель степени несколько ниже и заметно снижается при увеличении зенитного угла Солнца, начиная примерно с 55°. Наблюдается также следующая закономерность: чем выше расположен аэрозоль, тем более стабилен спектральный закон ошибки при изменении геометрии наблюдения.

Рис. 3 иллюстрирует угловую структуру погрешности атмосферной коррекции. Результаты расчетов приведены для величин АОТ(443 нм) = 0,18. В случае АОТ(443 нм)=0,38 угловая зависимость будет более пологой.

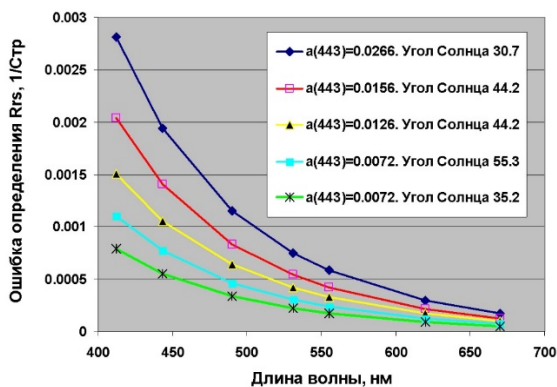


Рис. 1. Спектральная зависимость ошибок атмосферной коррекции в присутствии поглощающего аэрозоля.

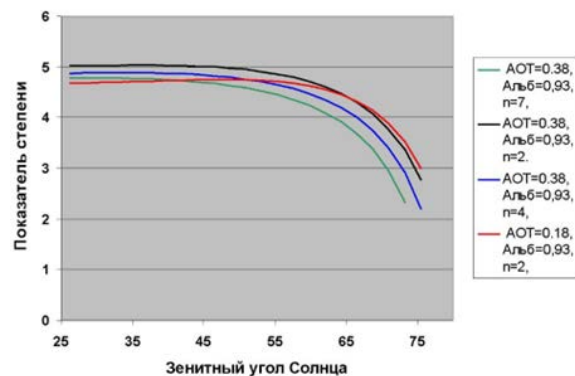


Рис. 2. Показатель степени ошибки атмосферной коррекции от угла Солнца.

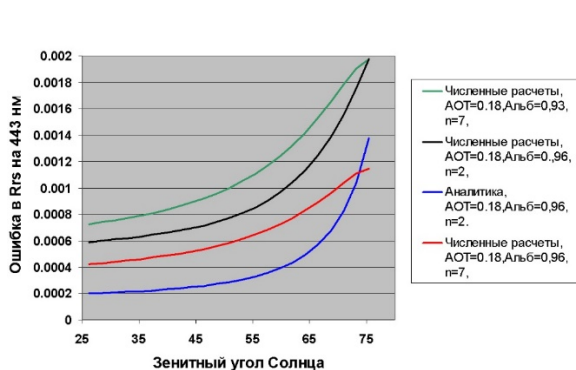


Рис. 3. Угловая зависимость ошибки атмосферной коррекции.

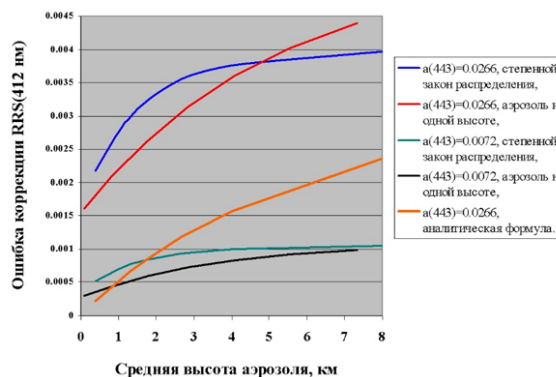


Рис. 4. Зависимость ошибки атмосферной коррекции от профиля аэрозоля; угол Солнца 44,16°.

Формула (2) предполагает более резкое увеличение ошибки от угла, поскольку она получена путем разложения по малому параметру τ/μ . Основное же отличие аналитических оценок и результатов численных расчетов состоит в заниженной оценке эффекта поглощения аналитическими формулами. Принимая во внимание хорошее соответствие предсказанных спектральных свойств ошибки в широком диапазоне углов, следует сделать вывод, что свет, рассеянный молекулами воздуха, проходит заметно больший путь в поглощающем слое атмосферы, по сравнению с аналитической его оценкой в формуле (2).

Были также проведены расчеты переноса излучения в трехслойной модели, когда аэрозоль расположен на одной высоте между двумя молекулярными слоями. В этом случае фактор профиля равен относительному давлению на этой высоте. Каким образом профиль аэрозоля влияет на ошибку атмосферной коррекции показано на рис. 4. Из рис. 4 видно, что на величину ошибки влияют не только средние характеристики профиля, но сама функция распределения аэрозоля по высоте. Интересно заметить, что если весь аэрозоль будет находиться у самой поверхности, то все равно появятся ошибки атмосферной коррекции, обусловленные поглощением аэрозолем. При выводе аналитической формулы перераспределениями лучистой энергии между слоями пренебрегалось. Поэтому аналитическая кривая проходит через ноль. Если к этой кривой добавить константу, то в результате получится достаточно хорошее соответствие с расчетами по трехслойной модели. Следовательно, при качественной оценке таких явлений как пылевые выносы можно пользоваться результатами приближенных аналитических оценок.

Заключение. Ошибки атмосферной коррекции при наличии поглощающего аэрозоля имеют сильно выраженную спектральную зависимость, хорошо соответствующую степенному закону с показателем степени, большим 4. При зенитных углах Солнца, превышающих 60°, происходит заметное уменьшение показателя степени. Величина ошибки, кроме того, зависит от профиля поглощения света аэрозолем, а не от его профиля рассеяния. Это создает гигантские проблемы при подборе адекватной модели аэрозоля. Например, если переоценить величину оптической толщины поглощения, то можно получить тот же эффект, но с обратным знаком. Разумной альтернативой является использование трехканального алгоритма атмосферной коррекции, где один из каналов находится в коротковолновой области, а два других в ближней ИК.

Аналитическое приближение вполне адекватно предсказывает спектральный закон ошибки в широком диапазоне зенитных углов Солнца. Геометрический фактор и фактор профиля соответствуют расчетам на качественном уровне.

Литература

1. Gordon H. R. Evolution of Ocean Color Atmospheric Correction: 1970–2005 // Remote Sensing. 2021. Vol. 13(24). 5051. <https://doi.org/10.3390/rs13245051>.

2. Корчемкина Е. Н., Шибанов Е. Б., Ли М. Е. Усовершенствование методики атмосферной коррекции для дистанционных исследований прибрежных вод Черного моря // Исследование Земли из космоса. 2009. № 6. С. 24–30.
3. Lee S., Meister G. MODIS Aqua Optical Throughput Degradation Impact on Relative Spectral Response and Calibration of Ocean Color Products // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 2017. Vol. 55(9). P. 5214–5219. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2017.2703672>.
4. Kalinskaya D. V., Papkova A. S. Why Is It Important to Consider Dust Aerosol in the Sevastopol and Black Sea Region during Remote Sensing Tasks? A Case Study // Remote Sensing. 2022. Vol. 14(8). 1890. <https://doi.org/10.3390/rs14081890>.
5. Суетин В. С., Королев С. Н. Использование спутниковых данных для определения характеристик поглощения света в водах Черного моря // Морской гидрофизический журнал. 2021. Т. 37, № 2. С. 222–232. [doi:10.22449/0233-7584-2021-2-222-232](https://doi.org/10.22449/0233-7584-2021-2-222-232).
6. Omar A. H., Winker D. M., Vaughan M. A. et al The CALIPSO Automated Aerosol Classification and Lidar Ratio Selection Algorithm // Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. 2009. Vol. 26(10). P. 1994–2014. <https://doi.org/10.1175/2009JTECHA1231.1>.
7. Gordon H. R., Du T., Zhang T. Remote Sensing of Ocean Color and Aerosol Properties: Resolving the Issue of Aerosol Absorption // Applied Optics. 1997. Vol. 36(33). P. 8670–8684. <https://doi.org/10.1364/AO.36.008670>.
8. Chomko R. M., Gordon H. R. Atmospheric Correction of Ocean Color Imagery: Use of the Junge Power-Law Aerosol Size Distribution with Variable Refractive Index to Handle Aerosol Absorption // Applied Optics. 1998. Vol. 37(24). P. 5560–5572. <https://doi.org/10.1364/AO.37.005560>.
9. Antoine D., Morel A. A Multiple Scattering Algorithm for Atmospheric Correction of Remotely Sensed Ocean Color (MERIS Instrument): Principle and Implementation for Atmospheres Carrying Various Aerosol Including Absorbing Ones // International Journal of Remote Sensing. 1999. Vol. 20(9). P. 1875–1916. <https://doi.org/10.1080/014311699212533>.
10. Morel A., Prieur L. Analysis of Variations in Ocean Color. // Limnology and Oceanography. 1977. Vol. 22. P. 709–722. <https://doi.org/10.4319/lo.1977.22.4.0709>.
11. Корчемкина Е.Н., Маньковская Е.В. Оптические характеристики вод черного моря в районе океанографической платформы во время цветения кокколитофорид в 2012 и 2017 гг. // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2020. Т. 13, № 2. С. 25–34. <https://doi.org/10.7868/S2073667320020033>
12. Shybanov E.B., Papkova A.S. Algorithm for Additional Correction of Remote Sensing Reflectance in the Presence of Absorbing Aerosol: Case Study // Physical Oceanography. 2022. Vol. 29, № 6. P. 688–706. [doi:10.22449/1573-160X-2022-6-688-706](https://doi.org/10.22449/1573-160X-2022-6-688-706).
13. Hansen H. E. Multiple Scattering of Polarized Light in Planetary Atmospheres. Part 1: The Doubling Method // J. Atmos. Sci. 1971. Vol. 28. P. 120–125.
14. Takashima T. A. New Approach of the Adding Method for Computations of Emergent Radiation of an Inhomogeneous Plane Parallel Atmosphere // Astrophys. Spa. Sci. 1975. Vol. 36. P. 319–328.
15. Шибанов Е. Б. Численный метод решения уравнения переноса излучения. Коэффициенты отражения и пропускания оптически тонкого плоскопараллельного слоя // Морской гидрофизический журнал. 2005. № 3. С. 62–72.

Работа выполнена при финансовой поддержке государственного задания Морского гидрофизического института РАН № 0827-2021-0002, Государственное задание № FNNN-2021-0003 «Разработка методов оперативной океанологии на основе междисциплинарных исследований процессов формирования и эволюции морской среды и математического моделирования с использованием данных дистанционных и контактных измерений» (код «Оперативная океанология»).

ИССЛЕДОВАНИЕ ВАРИАЦИЙ АЭРОЗОЛЬНОЙ ОПТИЧЕСКОЙ ТОЛЩИНЫ НАД ГОРЬКОВСКИМ ВОДОХРАНИЛИЩЕМ ПО ДАННЫМ 2022–2023 ГОДОВ

Д. В. Калининская^{1,2}, А. А. Мольков^{1,3}, канд. физ.-мат. наук

¹Нижегородский государственный университет им. Н. И. Лобачевского, Нижний Новгород, Россия

²Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия

³Институт прикладной физики им. А. В. Гапонова-Грехова РАН, Нижний Новгород, Россия

INVESTIGATION OF AEROSOL OPTICAL DEPTH OVER THE GORKY RESERVOIR IN 2022–2023

D. V. Kalinskaya^{1,2}, A. A. Molkov^{1,3}, Ph.D.

¹Lobachevsky State University of Nizhny Novgorod, Nizhny Novgorod, Russia

²Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia

³A. V. Gaponov-Grekhov Institute of Applied Physics, Russian Academy of Sciences, Nizhny Novgorod, Russia

При создании биооптических моделей для внутреннего водоема часто имеет место ситуация, когда стандартные алгоритмы атмосферной коррекции переоценивают вклад атмосферы, а коррекция этих алгоритмов невозможна ввиду удаленности водного объекта от станций AERONET, т. е. в силу отсутствия каких-либо данных по атмосфере. Такая ситуация имеет место для эвтрофных водохранилищ, расположенных на одной из крупнейших рек — р. Волге, и, в частности, для Горьковского водохранилища. Поэтому в период с апреля 2022 года по апрель 2023 года с помощью ручного солнечного фотометра SPM были проведены продолжительные натурные измерения. Представленные результаты формируют представление о количественных значениях некоторых оптических характеристик атмосферы, их вариациях в течение года и причинах.

When creating bio-optical models for an inland water body, the following situation often arises: standard atmospheric correction algorithms constantly overestimate the contribution of the atmosphere, and correction of these algorithms is impossible due to the remoteness of the investigated water body from AERONET stations, i.e. due to the lack of any data on the atmosphere. This situation takes place, for example, for eutrophic reservoirs located on one of the largest rivers — the river Volga, and for the Gorky Reservoir, in particular. Therefore, to understand the variability of the optical characteristics of the atmosphere over the studied region, we carried out long-term measurements from April 2022 to April 2023 using the handheld sun photometer SPM. The presented results provide the information on the optical characteristics of the atmosphere over the studied region, its variations and their causes.

Введение. Большое количество научных работ и национальных программ посвящено созданию региональных наблюдательных систем по изучению экологического состояния пресноводных водоемов. Все эти исследования направлены на получение достоверной информации и исследование трендов изменения качества вод, и влияние на него антропогенных и биогенных факторов. С появлением и успешным функционированием космических сканеров цвета высокого пространственного разрешения вести мониторинг качества воды и приповерхностных процессов на разных пространственных и временных масштабах стало возможным для водоемов практически любых размеров.

Для объективной оценки состояния малых акваторий и проведения процедуры атмосферной коррекции по данным дистанционного зондирования необходимо проводить сравнительный анализ полученных спутниковых данных с результатами натурных измерений основных характеристик атмосферного аэрозоля. Процедуру атмосферной коррекции возможно проводить только с учетом аэрозольных компонент атмосферы, которые влияют на многие физические и химические процессы и относятся к числу климатообразующих и экологических факторов.

Горьковское водохранилище подвергается различным аэрозольным воздействиям в зависимости от близости и интенсивности источника аэрозольной активности (например, лесных

пожаров, выбросов от производства) и направления ветра. Например, при регистрации юго-западного ветра вероятнее всего регистрация 2 типов аэрозоля: антропогенного аэрозоля, т.к. в этом районе расположен город Дзержинск, а также при более интенсивном ветре пылевого аэрозоля пустыни Сахара и пустыни Каракумы, пески которых могут переноситься на сотни и тысячи км.

Методы и подходы. Данные о состоянии атмосферы над Горьковским водохранилищем и Нижегородской областью были собраны в ходе натурных измерений спектрального ослабления прямого солнечного излучения солнечным фотометром SPM. Спектральные измерения используются для определения аэрозольной оптической толщины ($AOT(\lambda)$), параметра влажосодержания атмосферы W , параметров Ангстрема α и β , а также вклад двух составляющих АОТ, обусловленный содержанием крупно- и мелкодисперсным аэрозолем. Фотометр SPM регистрирует и записывает сигналы, поступающие от Солнца при безоблачном небосводе, в 10 спектральных каналах 339, 373, 439, 500, 673, 871, 939, 1044, 1555, и 2139 нм [1]. АОТ на длине волны $\lambda = 500$ нм ($AOT(500)$), а также вклады мелких (субмикронных или мелкодисперсных) (t_f) и крупных (t_c) фракций аэрозоля были получены также из измерений SPM-фотометра. Хорошо известно, что $\tau(\lambda) \approx t_f + t_c$, и вклад мелкодисперсной фракции аэрозоля в общее значение $\tau(\lambda)$ почти обращается в ноль при длинах волн более 1 мкм, т.е. можно оценить только вклад крупнодисперсного аэрозоля. Измерения фотометра SPM $\tau(\lambda)$ в канале 2134 нм были использованы в этой работе для расчета вклада крупной фракции в общее значение $AOT(500)$ за исследуемый период [2].

Помимо натурных данных, в работе также представлены спутниковые данные аэрозольной оптической толщины MAIAC (Multi-Angle Implementation of Atmospheric Correction), т.е. величины поглощения и рассеяния взвешенными аэрозольными частицами во всем столбе атмосферы [3]. Последние имеют высокое пространственное разрешение (1 км) и находятся в общем доступе.

Событие переноса пылевого аэрозоля анализировалось по спутниковым данным MODIS Aqua, а именно по пылевой загрузке или значениям параметра ADS (AIRS Dust Score), вычисленным на основе результатов зондирования атмосферы в инфракрасном и микроволновом диапазонах. По данным MODIS пылевая загрузка атмосферы над исследуемым регионом определяется из нескольких тестов, которые сравнивают значения спектральной яркости излучения в отдельных каналах для одного и того же пикселя спутникового изображения. Атмосферный инфракрасный зонд (AIRS) — это прибор на борту второй полярно-орбитальной платформы системы наблюдения за Землей EOS Aqua. В сочетании с усовершенствованным устройством микроволнового зондирования (AMSU) AIRS представляет собой инновационную группу датчиков видимого, инфракрасного и микроволнового диапазона для зондирования атмосферы. На платформе EOSDIS представлены спутниковые изображения по слоям. Слой спутникового изображения, полученный с учетом параметра ADS, достоверно показывает наличие аэрозолей в атмосфере Земли как над сушей, так и над океаном. Значение спектральной яркости, измеренное в каналах, чувствительных к пыли, сравнивается со значением яркости, измеренным в каналах не чувствительных к пыли. Если ADS выше $380 \text{ Вт/м}^2 \cdot \text{ср} \cdot \text{мкм}$, то вероятность наличия в атмосфере пылевого аэрозоля близка к 100 %. Разница в значениях спектральной яркости между несколькими парами каналов маркируется в виде цветовых пикселей от желтого (минимум) до коричнево-оранжевого (максимум), что соответствует низким и высоким значениям концентрации пылевого аэрозоля. Пиксели с максимальной разницей значений спектральной яркости ($ADS > 500 \text{ Вт/м}^2 \cdot \text{ср} \cdot \text{мкм}$) окрашиваются в коричневый цвет, что указывает на максимальную загрузку пылевым аэрозолем атмосферы над исследуемым регионом. Таким образом, цветовые пиксели — это качественное представление присутствия пыли в атмосфере, а также указание на то, где могут образоваться крупные пылевые бури и какие районы могут быть ими затронуты. Пиксели, где ADS меньше $360 \text{ Вт/м}^2 \cdot \text{ср} \cdot \text{мкм}$ не отображаются как пылевые. Разрешение спутникового изображения в псевдоцветах, на котором отображается пылевая загрузка составляет 2 км.

Движение атмосферного аэрозоля осуществлялось на основе результатов моделирования обратных траекторий перемещения воздушных потоков, выполненного с помощью программного комплекса HYSPLIT <http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php>.

Результаты и обсуждение. Исследования аэрозольного состава атмосферы над средней полосой территории России, в частности над Нижегородской областью, не проводились до 2016 года [4]. С 2022 года мониторинг оптических характеристик фотометром SPM для исследуемого региона был начат на постоянной основе, благодаря чему были получены фоновые характеристики атмосферного аэрозоля для Горьковского водохранилища и Нижнего Новгорода. Для периода исследований 2016–2017 гг. фоновым считались значения $AOT(500) = 0,18$ и $\alpha = 1,45$, однако регулярные измерения, включающие не только летние измерения показали, что фоновые значения для исследуемого региона ниже, а именно $AOT(500) = 0,11$ и $\alpha = 1,2$. Анализ данных распределения частиц по размерам не показал для фоновых дней преимущества каких-либо частиц (крупных над мелкими или мелких над крупными).

За год регулярных измерений были определены периоды активности аэрозолей пыли и дыма. Известно, что эти 2 типа аэрозолей характеризуются высокими (более чем в 2 раза выше среднемесячных) значениями аэрозольной оптической толщины. Как видно из рис. 1, а, высокие среднемесячные значения $AOT(500)$ были зарегистрированы за апрель, июль и август 2022 г., а также за апрель 2023 г.

Более детальную информацию дают среднедневные значения, представленные на рис. 1, б. Максимальные значения аэрозольной оптической толщины наблюдались в 2022 году: 13.04, в июле: 06.07, 07.07, 24.07–27.07; в августе: 05.08–08.08, 24.08 – 27.08.; в апреле 2023 года: 12.04, 24.04–28.04. Видно, что в основном повышение значений AOT носит не однодневный (кратковременный), а периодический характер, что может быть следствием как интенсивного пылевого переноса, так и масштабного лесного пожара, который в этом случае является источником аэрозоля горящей биомассы (аэрозоля дыма). Например, за 13.04.2022 среднедневное значение $AOT(500) = 0,28$ является максимумом за весь весенний период 2022 г. Результаты моделирования обратных траекторий перемещения воздушных потоков за этот день, выполненные с помощью программного комплекса HYSPLIT, показали перемещение пылевого аэрозоля на высоте 3 км со стороны Каракум. В целом, анализ спутниковых данных и данных моделирования обратных траекторий показал, что повышение значений AOT происходит в большинстве случаев из-за присутствия в атмосфере аэрозоля дыма от лесных пожаров, локализованных на востоке Горьковского водохранилища.

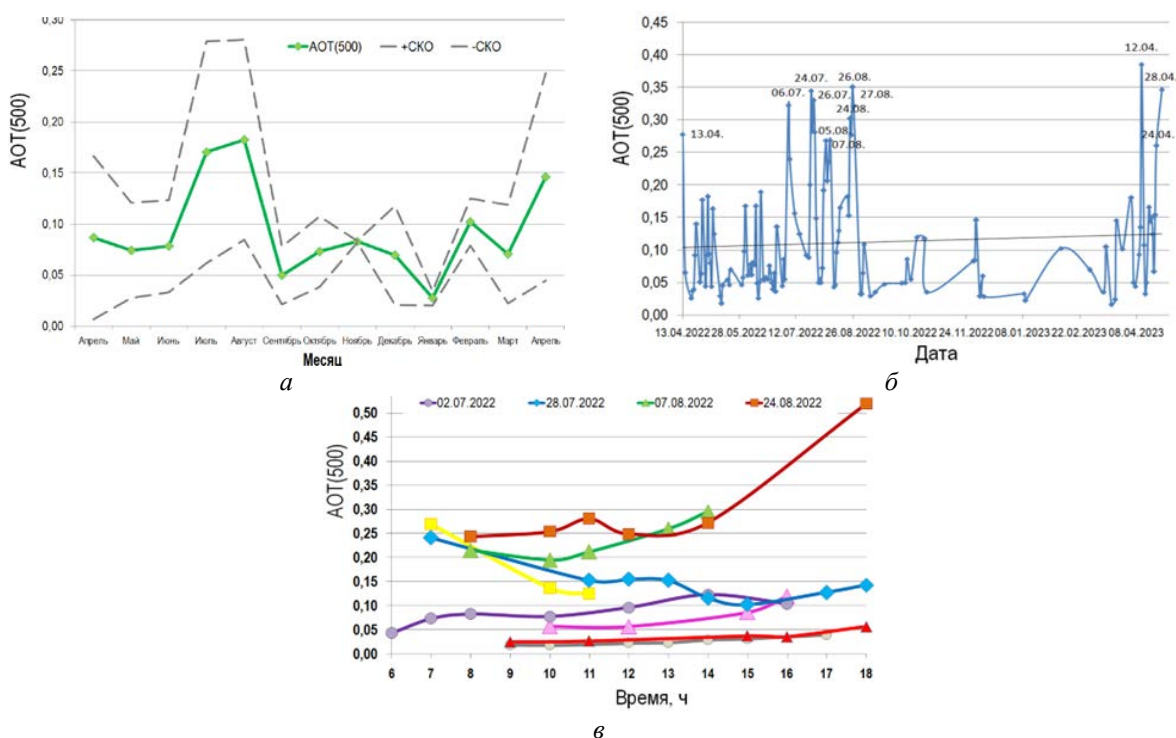


Рис. 1. Изменчивость аэрозольной оптической толщины на длине волны 500 нм.

а — среднемесячная; б — среднедневная; в — внутрисуточная.



Рис. 2. Изображения чистого небосвода 20.04.2022 в 11:55 (а) и с высокой аэрозольной нагрузкой 12.04.2023 в 11:38 (б).

Анализ внутрисуточной изменчивости прозрачности атмосферы (рис. 1, в) показывает большое разнообразие полученных оценок даже при изучении вполне определенных типов аэрозолей. В данной работе критерием изменчивости суточного хода было принято увеличение значений АОТ(500) за день в 1,5–2 раза, что соответствует увеличению минимального за день значения на 50 % и более. В результате выборки были получены 8 дат: 20.04.22, 29.04.22, 05.05.22, 26.06.22, 02.07.22, 28.07.22, 07.08.22, 24.08.22. Для 4 дней значения АОТ(500) были ниже фонового значения (АОТ(500) = 0,11). Такие низкие значения АОТ, причем на всех длинах волн, и близкие к фоновым значения α говорят о чистой атмосфере над исследуемым регионом, который состоял в равной мере из небольшого числа как крупнодисперсных, так и мелкодисперсных частиц. Анализ перемещения воздушных потоков, выполненные с помощью программного комплекса HYSPLIT показали наличие переноса с северного направления. Спутниковые данные CALIPSO за 20.04.2022 по определению преимущественного типа аэрозоля не показали наличие какого-либо определенного аэрозоля, что также подтверждает состояние очень чистой атмосферы без аэрозольной загрузки за этот день.

Для оставшихся 4 дней наблюдалась не только сильная изменчивость суточных значений, но и их среднедневные значения также превышали фоновые АОТ(500) более, чем в 2 раза. Стоит отметить, что все даты, когда наблюдалась сильная суточная изменчивость относятся к весенне-летнему периоду, когда регистрируются события переноса как пылевого аэрозоля, так и аэрозоля дыма. Среднедневное значение АОТ(500) = 0,39, полученное 12.04.2023 является максимальным за весь исследуемый период измерений. Максимальное значение АОТ за этот день было получено в 14:00 АОТ(500) = 0,45. Поскольку для каждой серии измерений фотометром SPM проводится дополнительно фотофиксация состояния небосвода и горизонта, был проведен анализ фотоснимков за 20.04.2022 в 11:55 (день с чистой атмосферой) и 12.04.2023 в 11:38 (день с максимальной аэрозольной загрузкой) (рис. 2). Главным условием сравнения фотоснимков являются: 1) отсутствие облачности возле солнца; 2) один сезон измерений и близкие даты (начало, середина или конец месяца); 3) близкое время измерений (одинаковый зенитный угол Солнца). В отличие от случая с чистой атмосферой, когда к горизонту голубой цвет небосвода становится насыщеннее, в случае с присутствием крупных частиц в атмосфере горизонт приобретает грязно-белесый оттенок.

Спутниковые данные МАІАС об аэрозольной оптической толщине также показали высокие значения АОТ, находящиеся в пределах 0,410 – 0,415 как над Горьковским водохранилищем, так и над Нижним Новгородом (рис. 3, а). С помощью программного комплекса HYSPLIT было выполнено моделирование обратных траекторий перемещения воздушных потоков, при этом временем начала моделирования было выбрано время, когда были получены максимальные значения АОТ (14:00). Как видно из рис. 3, б, область переноса совпадает с областью, на которой по алгоритмам AIRS MODIS Aqua выделена область наличия пыли, благодаря чему полученные за эту дату оптические характеристики можно типизировать, как пылевой аэрозоль над Нижегородской областью.

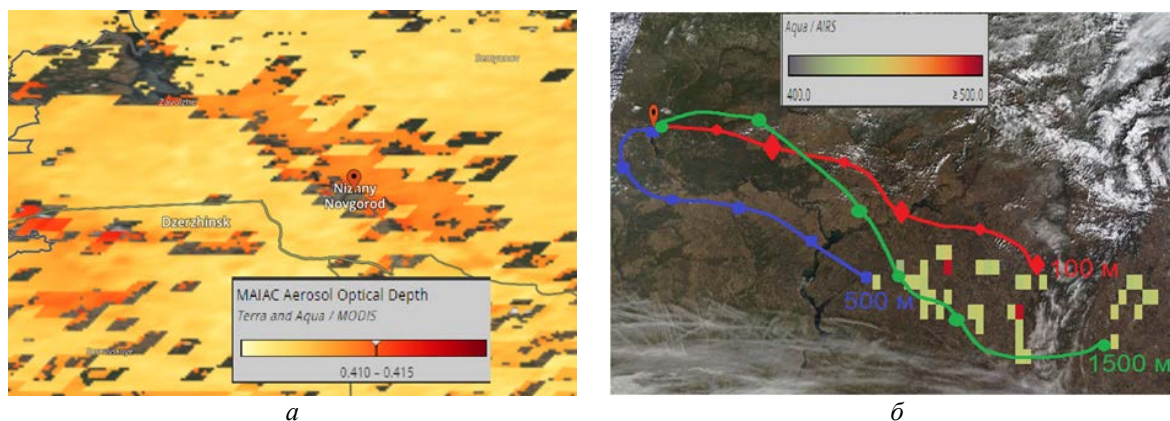


Рис. 3. Спутниковые данные MAIAC об аэрозольной оптической толщине (а) и результаты моделирования пятидневных обратных траекторий HYSPLIT за 12.04.2023 (б).

Цифры у кривых обозначают высоту.

Анализ вклада крупнодисперсного и мелкодисперсного аэрозоля в общее распределение АОТ(500) показал, что высокие значения обусловлены большим количеством мелких частиц (крупнодисперсная фракция составляет 20 % от общего распределения АОТ), что также подтверждается значениями параметра Ангстрема ($\alpha = 1,41$). За 12.04.2023 пролет спутника CALIPSO был на 200 км восточнее Горьковского водохранилища. Анализ данных этого спутника интересен, несмотря на отсутствие данных непосредственно над исследуемой областью, т.к. перенос воздушных потоков был в этот день именно со стороны востока. Как видно из рис. 3, над областью пролета CALIPSO были зарегистрированы в наибольшем количестве аэрозоли загрязненной пыли, а также аэрозоль пыли, дыма и загрязненный континентальный аэрозоль. Этот факт также подтверждает, что присутствие именно аэрозоля пыли над регионом Горьковского водохранилища привело к увеличению значений АОТ на всем диапазоне спектра.

Высокие значения АОТ, а также α были получены также в конце апреля 2023 года. Анализ данных моделирования, а также спутниковых данных с целью определения источника аэрозольной активности, который повлиял на изменчивость значений аэрозольной оптической толщины за этот период не выявил ни переноса пыли, ни интенсивных пожаров, дым от которых мог переместиться в атмосферу исследуемого региона. Однако спутниковые данные MAIAC об аэрозольной оптической толщине подтверждают повышенные относительно фоновых значения АОТ, которые имеют очень близкие значения к натурным измерениям.

Статистический анализ количества дней, когда наблюдались повышенные относительно среднемесячных значения аэрозольной оптической толщины, показал 19 таких дней из 131. В основном повышенные значения АОТ наблюдались, когда в атмосфере над исследуемым регионом регистрировался аэрозоль дыма и пыли, однако также регистрировались случаи выноса и антропогенного аэрозоля, а также несколько случаев, когда источник аэрозольной активности не был определен.

Заключение. В работе приведены результаты фотометрических измерений и анализ аэрозольной оптической толщины за период с апреля 2022 г. по апрель 2023 г., полученные над Горьковским водохранилищем и Нижегородской областью. Значения были получены для всех солнечных дней исследуемого периода для определения фоновых характеристик аэрозольной оптической толщины, а также получения оптических характеристик аэрозолей пыли и дыма над регионом. По результатам полученных за апрель 2022–2023 гг. измерениям, а также спутниковым данным были выявлены случаи пылевого переноса 13.04.2022 и 12.04.2023, а также наличия в атмосфере над исследуемым регионом аэрозоля дыма в летний период 2022 г.

Полученные результаты важны для валидации стандартных алгоритмов атмосферной коррекции спутниковых снимков внутренних эвтрофных водоемов и, в частности, Горьковского водохранилища.

Литература

1. *Sakerin S. M., Kabanov D. M., Rostov A. P., Turchinovich S. A., Knyazev V. V.* Sun photometers for measuring spectral air transparency in stationary and mobile conditions // *Atmos. Ocean. Opt.* 2013. Vol. 26, № 4. P. 352–356.
2. *Sakerin S. M., Kabanov D. M.* Fine and coarse components of atmospheric aerosol optical depth in maritime and Polar regions // *Atmos. Ocean. Opt.* 2015. Vol. 28, № 6. P. 510–517.
3. *Lyapustin A., Wang Y.* MAIAC-multi-angle implementation of atmospheric correction for MODIS // *AGU Spring Meeting Abstracts.* 2007. Vol. 2007. P. A51B-05.
4. *Калинская Д. В., Мольков А. А., Алескерова А. А.* Исследование оптических характеристик над Горьковским водохранилищем в летние сезоны 2016 и 2017 гг. // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса.* 2019. Т. 16, № 1. С. 216–222.

Исследования проводились при финансовой поддержке Федеральной программы академического лидерства «Приоритет-2030» Нижегородского государственного университета им. Лобачевского (тема № Н-468-99_2021-2023).

СТЕРЕООПТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ РЕГИСТРАЦИИ ПРОЦЕССОВ НА МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Н. А. Богатов, А. В. Ермошкин, канд. физ.-мат. наук, *И. А. Капустин*, канд. физ.-мат. наук,
А. А. Мольков, канд. физ.-мат. наук

Институт прикладной физики им. А. В. Гапонова-Грехова РАН, Нижний Новгород, Россия

STEREOOPTICAL METHODS OF SEA SURFACE PROCESSES REGISTRATION

N. A. Bogatov, A. V. Ermoshkin, Ph.D., *I. A. Kapustin*, Ph.D., *A. A. Molkov*, Ph.D.

A. V. Gaponov-Grekhov Institute of Applied Physics, Russian Academy of Sciences, Nizhny Novgorod, Russia

В работе приведены примеры методов оптических измерений процессов на морской поверхности с применением стереокамер. Первый из представленных методов разработан для измерения скорости ветровой ряби на профиле длинной волны. Суть метода заключается в выделении мелкой структуры соответствующей ветровой ряби на изображении, отслеживании ее смещения между соседними кадрами и, благодаря применению стереокамер, пересчете результатов измерений в физические координаты. Результаты измерения скорости ветровой ряби сопоставляются с доплеровским сдвигом скорости СВЧ радиоволн. Следующий метод был разработан для определения ледовой обстановки. Распознавание льда на морской поверхности не является новой задачей, но наряду с предложенным алгоритмом выделения, классификации и измерения параметров отдельных льдин, применение стереокамер позволяет быстро определить ориентацию камер в пространстве (актуально при измерениях с движущегося судна) и упрощает выделение айсбергов. Последний представленный метод был разработан для верификации технологии измерения течений во внутренних водоемах по смещению структур водорослей по парным спутниковым снимкам. Метод заключается в распознавании характерных крупниц водорослей и расчета их скоростей и положения относительно водной поверхности.

The paper provides examples of methods for optical measurements of processes on the sea surface using stereo cameras. The first of the presented methods is designed to measure the speed of wind ripples on a long wave profile. The essence of the method is to isolate the fine structure of the corresponding wind ripples in the image, track its displacement between adjacent frames and, thanks to the use of stereo cameras, recalculate the measurement results into physical coordinates. The results of measuring the speed of wind ripples are compared with the Doppler shift of the speed of microwave radio waves. The following method was developed to determine the ice situation. Ice recognition on the sea surface is not a new task, but along with the proposed algorithm for selecting, classifying and measuring the parameters of individual ice floes, the use of stereo cameras allows you to quickly determine the orientation of cameras in space (relevant when measuring from a moving vessel) and simplifies the selection of icebergs. The last presented method was developed to verify the technology of measuring currents in inland reservoirs by shifting algae structures from paired satellite images. The method consists in recognizing the characteristic grains of algae and calculating their velocities and position relative to the water surface.

Введение. Методика измерения амплитудных и частотных характеристик поверхностного волнения с применением двух и более синхронизированных и калиброванных камер развивается на протяжении многих лет [1–3]. Наряду с этим широко распространено использование стереосистем для наблюдения за динамическими процессами на морской поверхности и в ее толще [4, 5]. 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 ледовой обстановки и измерения течений в приповерхностном слое по характерным маркерам (скопления фитопланктона).

Измерение скорости ветровой ряби. Предложенный метод позволяет проводить измерение скоростей мелкомасштабных структур на профиле длинной волны с применением стереовидеокамер [6]. Общую структуру метода можно разделить на три этапа.

Первый этап представляет собой классический метод стереосъемки с применением пары калиброванных фотокамер. Результатом являются 3-мерные профили морской поверхности, которые позволяют связать координаты пикселей на изображении с физическими координатами на профиле длинной волны.

На втором этапе использовались кадры только с одной из камер. В целом принцип данного этапа схож с методом Particle Imaging Velocimetry [7]. К каждому кадру применялся фильтр не резкой маски с параметрами, позволяющими выделить мелкомасштабную структуру (ветровую рябь). Величина и направление смещения выделенной структуры в координатах кадра изображения определялись с применением кросс корреляционного анализа.

На третьем этапе координаты перемещений ветровой ряби на морской поверхности пересчитывались из координат изображения в координаты 3-мерного пространства. Зная время между кадрами, вектора перемещений пересчитываются в вектора скорости.

В результате получаем 3-мерный профиль длинной поверхностной волны, следовательно, и ее уклоны, и распределение векторов скорости ветровой ряби по этому профилю.

Рассматриваемый метод был опробован на сериях стереоизображений морской поверхности, полученных в рамках натуральных экспериментов со стационарной океанографической платформы в Черном море в 2021 г. Для регистрации стереоизображений использовались две камеры Nikon 1 J5. Камеры были расположены на горизонтальном стальном профиле, обеспечивающем необходимую жесткость. Расстояние между оптическими осями объективов камер составляло 41 см. Стереосистема располагалась на высоте 5 м от морской поверхности и была ориентирована в надир. Данные записывались в режиме видео с разрешением 1920×1080 пикселей и частотой 60 Гц. Длительность одной записи составляла 30 с. Для совмещения двух видео потоков использовалась звуковая система синхронизации. На рис. 1 приведены примеры изображения морской поверхности, ее 3-мерный профиль и изображение после применения фильтра выделения мелкомасштабной структуры. В качестве результата обработки на рис. 2 представлены зависимости 3-х компонент скорости ветровой ряби и возвышения морской поверхности от времени, взятые в центре кадра. Здесь стоит отметить, что точность измерения горизонтальных компонент скорости ветровой ряби зависит от углового разрешения видеосистемы и дальности (в эксперименте ± 9 см/с), в то время как точность вертикальной компоненты, связанной с возвышением морской поверхности, определяется точностью всей стереосистемы (± 16 см/с).

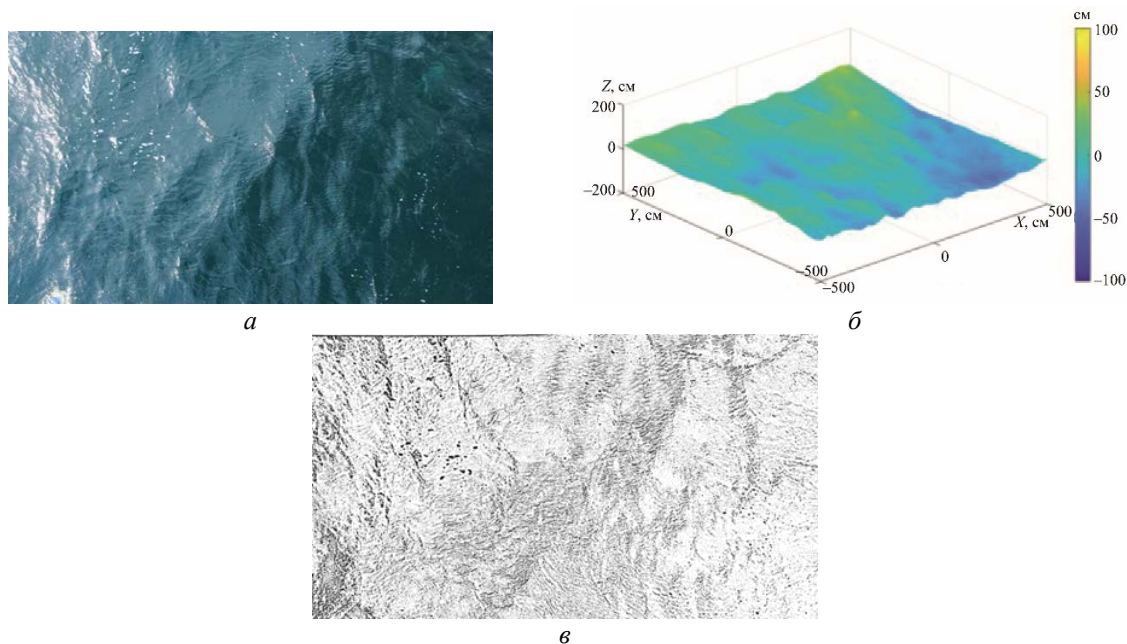


Рис. 1. Изображение морской поверхности (а), профиль морской поверхности, полученный по данным одной из стереопар (б), изображение мелкомасштабной структуры на морской поверхности, после применения фильтра не резкой маски (в).

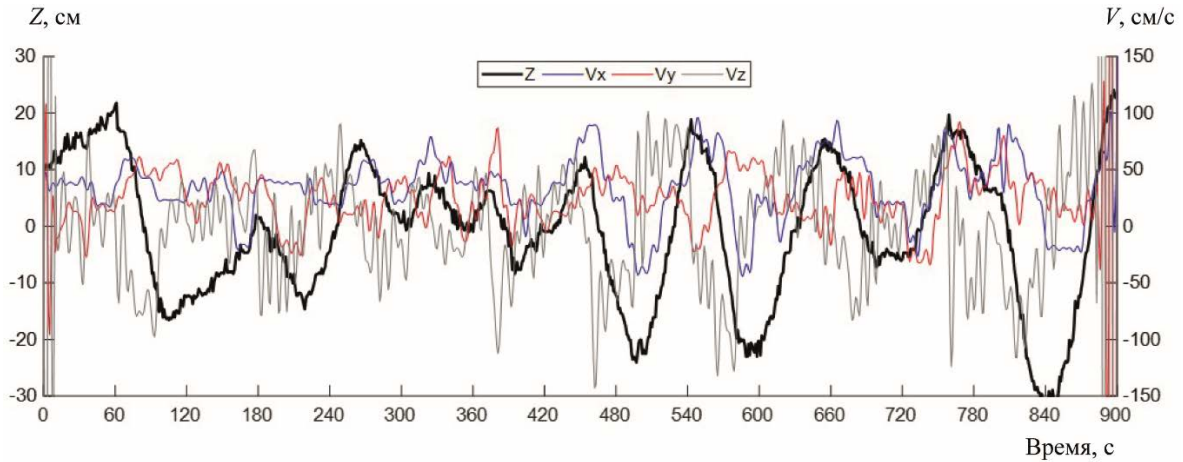


Рис. 2. Временные зависимости отклонения морской поверхности (чёрная линия) и трех компонент скорости коротких ветровых волн (синяя линия — вдоль направления распространения; красная линия — в поперечном направлении; серая линия — вертикальная скорость).

На основе результатов измерения скорости ветровой ряби и профиля морской поверхности можно провести симуляцию измерения доплеровской скорости резонансных рассеивателей радиолокационного сигнала. Расчет проводится для области морской поверхности с размерами $1,5 \times 1,5 \text{ м}^2$, которую будем рассматривать как пространственное разрешение РЛС. Под доплеровской скоростью будем понимать проекцию скорости рассеивателей радиоволн на морской поверхности в направлении зондирования. Доплеровская скорость, измеряемая РЛС по отраженному от морской поверхности сигналу, является средневзвешенным значением с учетом энергетического вклада каждого из рассеивателей, выражается формулой

$$\overline{u_D} = \frac{\overline{\sigma_0 u_D}}{\overline{\sigma_0}}$$

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 доплеровская скорость, измеренная РЛС СВЧ диапазона в элементе разрешения, можно представить в следующем виде

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

где $\eta_{i,j}$ — уклон морской поверхности в направлении зондирования; $u_{i,j}$ — проекция вектора скорости ветровой ряби на направление зондирования РЛС. Имея данные, как о скорости ветровой ряби, так и о форме длинной волны в трехмерном пространстве, можно произвести расчеты скоростей резонансных рассеивателей, измеряемых РЛС, 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 рис. 3. Как видно из рис. 3, 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.

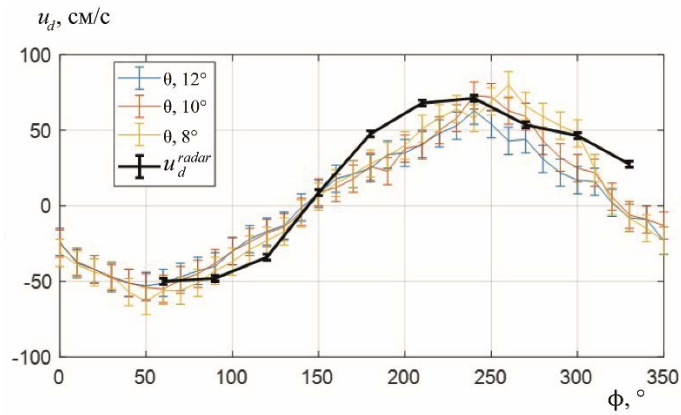


Рис. 3. Зависимость рассчитанной и измеренной доплеровской скорости от азимутального угла зондирования к длинной волне при угле наблюдения: 8° — оранжевая линия; 10° — красная линия; 12° — синяя линия; данные радиолокатора X-диапазона — черная линия.

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 РСА. Средневзвешенная скорость Брэгговской ряби на площадке наблюдения должна соответствовать доплеровской скорости, измеряемой когерентной РЛС, или доплеровскому центроиду [8, 9]. На рис. 3 нанесены значения доплеровской скорости, полученные при обработке данных когерентной радиолокационной станцией во время эксперимента, используя методику, описанную в работах [10]. 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 СВЧ диапазона.

Измерение характеристик льда на морской поверхности. Задача измерения характеристик льда по данным оптических наблюдений сводится прежде всего к методам распознавания характерных объектов. Кроме предложенного метода распознавания и выделения льда в данном разделе показано, как при использовании стереокамер легко получить физические размеры наблюдаемых льдин в том числе с движущихся судов (при нестационарном положении камер в пространстве).

В качестве примера были взяты данные стереосъемки во время 90-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» полученные при прохождении моря Лаптевых. Съемка проводилась с использованием камер Nikon D700 с проводной синхронизацией в режиме интервальной съемки.

Для выделения границ объектов (как отдельных льдин, так и сплоченного льда) на морской поверхности применялся алгоритм на базе детектора Канни [11]. Суть его заключается в следующем:

- размытие изображение для подавления шума. В нашем случае использовалось размытие по Гауссу с небольшим радиусом;
- вычисление градиентов. Из существующих алгоритмов был выбран оператор Собеля

$$G = \sqrt{G_x^2 + G_y^2}, \text{ где } G_x = \begin{vmatrix} -1 & 0 & 1 \\ -2 & 0 & 2 \\ -1 & 0 & 1 \end{vmatrix} * A; G_y = \begin{vmatrix} 1 & 2 & 1 \\ 0 & 0 & 0 \\ -1 & -2 & -1 \end{vmatrix} * A,$$

где A — элемент изображения $[3 \times 3]$, направление градиента вычисляется как $\theta = \text{atan2}(G_x, G_y)$;

- нахождение локальных максимумов градиента. На этом шаге для каждой локальной области изображения вычисляется основное направление градиента (с шагом 45°) и выделяются

максимальные значения градиента вдоль данного направления;

- пороговая фильтрация;
- корректировка границ. Удаление несвязных границ и устранение разрывов.

После нахождения границ, для определения физических параметров уже к паре изображений применялся стандартный метод стереообработки, позволяющий получить как 3-мерный профиль морской поверхности, так и соотношение между координатами кадра и физическими координатами. Кроме того, по трехмерному профилю происходит распознавание айсбергов, имеющих значимое возвышение на морской поверхности.

Измерение скоростей взвешенных частиц в приповерхностном слое. В ходе разработки метода восстановления течений по смещению полей фитопланктона на оптических снимках двух спутников с небольшим интервалом [12, 13] было обнаружено, что при определенных гидрометеорологических условиях смещение фитопланктона перестает коррелировать со скоростью ветра и приповерхностным течением. При этом наблюдался эффект, когда движение фитопланктона в приповерхностном слое в несколько сантиметров существенно отличалось от движения на большей глубине. Для инструментального измерения данного эффекта был предложен следующий подход.

Для регистрации движения фитопланктона использовалась стерео система, состоящая из двух синхронизированных видеокамер. Идея метода заключается в выделении отдельных скоплений фитопланктона в виде хлопьев, нахождении их на каждой стереопаре, отслеживании их перемещения и расчете их глубины.

Предложенный метод был опробован в рамках экспедиционных работ на Горьковском водохранилище в августе 2023 г. Поскольку съемка велась с судна на якорю, для учета дрейфа и качки морская поверхность в зоне измерения заседалась белыми частицами из целлюлозы, подобранными так, чтобы оставаться на поверхности. Таким образом, расчеты проводились относительно данных частиц.

К сожалению, в ходе работ не наблюдались необходимые условия, поэтому движение фитопланктона было равномерным по всей видимой глубине. Тем не менее, метод показал свою работоспособность, что позволит провести нужные измерения в ходе будущих работ.

Литература

1. *Banner M., Jones S., Trinder J.* Wavenumber spectra of short gravity waves // *Journal of Fluid Mechanics.* 1989. Vol. 198. P. 321–344.
2. *Shemdin O., Tran H.* Measuring Short Surface Waves with Stereography // *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing.* 1992. Vol. 58. P. 311–316.
3. *Benetazzo A.* Measurements of short water waves using stereo matched image sequences // *Coastal Engineering.* 2006. Vol. 53, № 12. P. 1013–1032.
4. *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, № 4. doi:10.1088/0957-0233/20/4/045403.
5. *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.
6. *Богатов Н. А., Капустин И. А., Мольков А. А., Ермошкин А. В.* Измерение скорости ветровой ряби на профиле длинной волны с применением метода стереосъемки // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса.* 2023. Т. 20, № 2. С. 216–225. doi:10.21046/2070-7401-2023-20-2-216-225.
7. *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.
8. *Chapron B., Collard F., Arduin F.* Direct measurements of ocean surface velocity from space: Interpretation and validation // *J. Geophys. Res.* 2005. Vol. 110. C07008.
9. *Yurovsky Y. Yu., Kudryavtsev V. N., Grodsky S. A., Chapron B.* Sea Surface Ka-Band Doppler Measurements: Analysis and Model Development // *Remote Sens.* 2019. Vol. 11, № 7. P. 839. doi:10.3390/rs11070839.
10. *Ермошкин А. В., Капустин И. А., Мольков А. А., Богатов Н. А.* Определение скорости течения на морской поверхности доплеровским радиолокатором X-диапазона // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика.* 2020. Т. 13, № 3. С. 93–103. doi:10.7868/S2073667320030089.

11. *Canny J.* A Computational Approach to Edge Detection // IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence. 1986. Vol. PAMI-8, № 6. P. 679–698. doi:10.1109/TPAMI.1986.4767851.
12. *Danilicheva O. A., Ermakov S. A., Kapustin I. A.* Retrieval of surface currents from sequential satellite radar images // *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*. 2020. Vol. 17, № 6. P. 93–96. doi:10.21046/2070-7401-2020-17-6-93-96.
13. *Shomina O., Danilicheva O., Tarasova T., Kapustin I.* Manifestation of Spiral Structures under the Action of Upper Ocean Currents // *Remote Sensing*. 2022. Vol. 14, № 8. P. 1871.

Работа выполнена за счет гранта Российского научного фонда № 20-77-10081, <https://rscf.ru/project/20-77-10081/>.

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

О. Б. Кудинов¹, В. В. Суслин¹, канд. физ.-мат. наук, Р. И. Ли², канд. биол. наук, Д. А. Рябоконт¹

¹Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия

²Институт биологии южных морей имени А. О. Ковалевского РАН, Севастополь, Россия

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

O. B. Kudinov¹, V. V. Suslin¹, Ph.D., R. I. Lee², Ph.D., D. A. Ryabokon¹

¹Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia

²Kovalevsky Institute of Biology of Southern Seas, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia

Проведён статистический анализ вертикальных профилей интенсивности флуоресценции (ИФ) пигментов фитопланктона и состава фитопланктона. Показано, что для описания изменчивости профилей ИФ пигментов фитопланктона в Черном море на уровне 80 % от 0 до 20 м достаточно одного собственного вектора.

Statistical analysis of vertical profiles of fluorescence intensity (FI) of phytoplankton pigments and phytoplankton composition was carried out. It was shown that for description of variability of phytoplankton pigment FI profiles in the Black Sea at the level of 80 % from 0 m to 20 m one eigenvector is enough.

Флуоресценция морской воды непосредственно связана с жизнедеятельностью фитопланктона, концентрацию которого в настоящее время, принято оценивать дистанционными методами. Возможность определения вертикальных профилей концентрации различных видов фитопланктона по синхронным измерениям сигнала интенсивности флуоресценции (ИФ) фитопланктона в различных спектральных каналах, а также по спектру выходящей из толщи воды яркости моря (КЯМ), является актуальной и перспективной задачей для областей науки, таких как физиология фитопланктона, оптика моря, дистанционное зондирование в видимом диапазоне спектра, экология морских экосистем и др. Оптические сканеры, установленные на спутниках, обеспечивают получение КЯМ. В настоящее время интенсивно развиваются алгоритмы восстановления видового и размерного состава фитопланктона, использующие КЯМ [1]. В работах [2, 3] на основе связи между спектральными характеристиками первичных гидрооптических характеристик, полученных по спутниковым данным, и отдельными видами фитопланктона [4–6] предпринята попытка идентификации видового состава фитопланктона. Однако КЯМ формируется только верхним слоем моря, который соответствует приблизительно первой оптической толщине, следовательно, получаемые продукты характеризуют только этот слой. Поэтому совместное использование измерений ИФ и видового состава фитопланктона и их профилей, а в перспективе и спутникового продукта КЯМ, рассматривается как стратегическая задача восстановления трёхмерной структуры видового и размерного состава фитопланктона во всем слое фотосинтеза [1]. Аналогичный подход восстановления первичных гидрооптических характеристик для Черного моря реализован в работе [7].

Данное исследование является одним из этапов большой совместной работы двух севастопольских институтов МГИ и ИнБЮМ, цель которой состоит в выявление сезонных особенностей многомерных измерений профилей ИФ совместно с прямыми измерениями видового состава фитопланктона для верхнего квазиоднородного слоя Чёрного моря с применением элементов статистической обработки данных.

В 114 рейсе НИС «Профессор Водяницкий» выполнены серии зондирований, в результате которых получены синхронные вертикальные профили ИФ f -параметров: хлорофилла- a , возбуждаемого в синей f -Chl(blue) и в красной f -Chl(red) областях спектра, фикоцианина f -PC, фикоэритрина f -PE и бета-каротина f - β -carotene и на отдельных станциях дополнительно

вертикальные профили концентрации клеток различных видов фитопланктона на трех горизонтах.

Задача исследования состояла в выполнении анализа синхронных измерений вертикальных профилей ИФ фитопланктона пяти f -параметров и концентрации клеток различных отделов фитопланктона для Чёрного моря на трех горизонтах 0, 10 и 20 м.

Материалы и методы. Основу работы составили оптические и биологические измерения, полученные в 114 рейсе НИС «Профессор Водяницкий», который проходил с 15 сентября по 8 октября 2020 г. в Чёрном море в пределах территориальных вод исключительной экономической зоны Российской Федерации.

На рис. 1 показано расположение станций, на которых выполнены одновременно биологические и оптические измерения.

Измерения оптических параметров выполнены с использованием экспериментального образца погружного спектрофлуориметра [8], разработанного в отделе оптики и биофизики моря МГИ РАН. Работы производились в зондирующем режиме до глубин 100 м в Чёрном море или до дна, когда глубина станции была менее 100 м, с частотой 2 Гц при скорости зондирования 0,2–0,25 м/с. Конструкция спектрофлуориметра выполнена на основе запатентованного способа [9] — регистрация ИФ различных пигментов фитопланктона (f -параметров) осуществляется квазисовременно с использованием одного фотоэлектронного умножителя, на который регистрируемое излучение поступает через общий иллюминатор. Данный способ отличается от проточной цитометрии тем, что используются интегральные сигналы флуоресценции фитопланктона — «интегральная цитометрия», сигналами не от одиночных элементов дисперсной фазы, а от смеси различных видов фитопланктона в среде их обитания. В данном случае регистрация всех f -параметров на один фотоприёмник необходима, чтобы в каждый момент времени регистрируемые сигналы приходили из одной области пространства, где в каждый конкретный момент времени находится одна и та же композиция фитопланктона (в общем случае взвешенного вещества).

Для каждой станции получены вертикальные профили ИФ пяти f -параметров: хлорофилла-а в синей и в красной областях спектра, фикоцианина, фикоэритрина и бета-каротина (табл. 1).

Отбор проб воды для последующего качественного и количественного анализа фитопланктона производился с батометров зондирующего комплекса «OCEAN SEVEN 320 PlusM», Idronaut. Горизонты отбора пробы воды фиксированы на 0, 10 и 20 м. Для определения видового и количественного состава фитопланктона пробы объемом до 1,5 л концентрированы на воронке обратной фильтрации, оборудованной фильтром с диаметром ячеек 1 мкм до объема 60 мл и фиксировали 2,5 мл нейтрализованного 40 % формалина [10, 11].

Подсчет клеток фитопланктона различных видов и размерного состава осуществлен под световым микроскопом ЛОМО Микмед-2 с 40–1500-кратным увеличением. Расчет объема и биомассы клеток проведен по стандартным методикам [12].

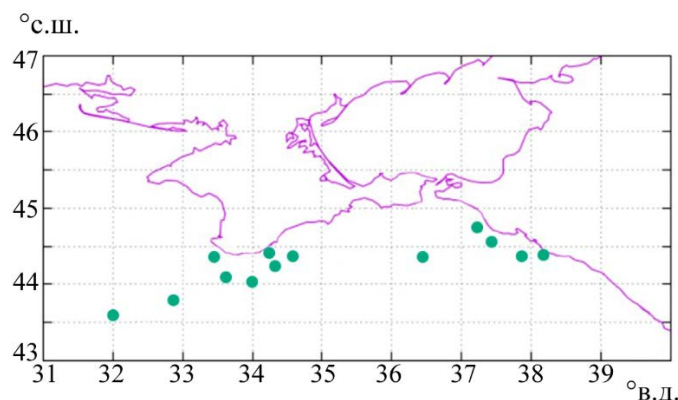


Рис. 1. Положение станций 114-го рейса НИС «Профессор Водяницкий», на которых выполнены измерения профилей пяти f -параметров и отбор проб на видовой состав фитопланктона.

Полученные данные включали информацию о видовом и размерном составе фитопланктона, а также значение рассчитанной биомассы для каждого вида на трёх горизонтах Чёрного моря. В работе использованы статистические методы, включающие анализ средних профилей флуоресценции, расчет собственных векторов и собственных значений как в целом для отдельного параметра, так и совместный анализ для двух параметров на фиксированной глубине и др. Для решения каждой из трёх вышеперечисленных задач применена отдельная методика. Ниже даны их описания.

Таблица 1

Некоторые характеристики измеряемого сигнала флуоресценции для пяти f -параметров

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

Для решения задачи выбирались станции в Чёрном море, на которых были выполнены синхронные наблюдения видового состава фитопланктона и *in situ* измерения пяти f -параметров (см. табл. 1). Анализ видового состава фитопланктона проводился на горизонтах 0, 10 и 20 м. Данные *in situ* измерений f -параметров выбирались в окрестности ± 1 м для каждого из горизонтов и осреднялись. Такой подход обеспечивал от 3 до 30 измерений каждого f -параметра на каждом горизонте. Для каждой i -станции сформирован вектор измерений соответствующего f -параметра \vec{x}_i , состоящий из трёх компонент, каждая из которых соответствовала среднему значению f -параметра на соответствующем горизонте с учётом окрестности:

$$\vec{x}_i = \begin{pmatrix} d_{1,i} \\ d_{2,i} \\ d_{3,i} \end{pmatrix}.$$

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

$$M = \|\vec{x}_1, \dots, \vec{x}_k\|,$$

где k — номер станции. Вычислялось среднее для каждого из трёх слоёв

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

или

$$\vec{s} = \begin{pmatrix} s_1 \\ s_2 \\ s_3 \end{pmatrix},$$

получена матрица отклонений от среднего:

$$A = \|\vec{x}_1 - \vec{s}, \dots, \vec{x}_k - \vec{s}\|$$

и, как следствие, ковариационная матрица K размером 3×3 : $K = A \cdot A^T$.

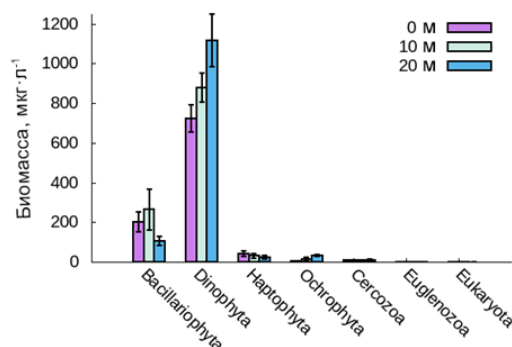


Рис. 2. Среднее значение биомассы и среднее квадратичное отклонение (мкг/л) на трёх горизонтах по всему массиву станций, выполненных в Чёрном море.

Анализ собственных значений λ_i и собственных векторов \vec{v}_i матрицы ковариации K : $K \cdot \vec{v}_i = \lambda_i \cdot \vec{v}_i$ и являлся нашей целью.

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

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

Таблица 2

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

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

* $N=17$, N — количество станций.

Расчёты выполнены по формуле:

$$\varepsilon = \frac{\lambda_1}{\lambda_1 + \lambda_2 + \lambda_3}.$$

Результат анализа показал, что 80 % и более изменчивости описывается первым собственным вектором. Результаты расчёта ε хорошо согласуются с данными измерений вклада в биомассу отдельных видов фитопланктона. Учитывая, что пигментный состав упомянутых микроводорослей (Dinophyta, Bacillariophyta и Haptophyta) близок друг другу [13], значения ε оказались ожидаемыми. Таким образом, в начале осени 2020 года в северной части центрального и восточного районов Чёрного моря 80 % вертикальной изменчивости пяти f -параметров на трёх фиксированных горизонтах объясняется первым собственным числом, что хорошо согласуется с доминированием одного отдела микроводорослей Dinophyta и его изменчивостью.

Вывод. Для описания изменчивости пяти f -параметров на уровне 80 % от 0 м до 20 м в рассматриваемый сезон в Чёрном море достаточно одного собственного вектора.

Литература

1. Phytoplankton Functional Types from Space / Ed. S. Sathyendranath // Reports of the International Ocean-Colour Coordinating Group. №15. Dartmouth, Canada. 2014.
2. Суслин В. В., Чурилова Т. Я., Пряхина С. Ф. Региональная методика восстановления первичных гидрооптических характеристик черного моря по данным цветового сканера SEAWIFS // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. 2012. № 26(2). С. 204–223.
3. Suslin V., Pryahina S., Churilova T., Slabakova V. The black sea IOPS based on SEAWIFS data // Proceedings of SPIE — The International Society for Optical Engineering. 2016. С. 1003531. doi:10.1117/12.2248332.
4. Чурилова Т. Я., Берсенева Г. П., Георгиева Л. В. Изменчивость биооптических характеристик фитопланктона в Черном море // Океанология. 2004. Т. 44, № 2. С. 208–221.
5. Чурилова Т. Я., Берсенева Г. П., Георгиева Л. В., Брянцева Ю. В. Биооптические характеристики фитопланктона Черного моря в период зимне-весеннего «цветения» // Морской гидрофизический журнал. 2001. № 5. С. 28–40.
6. Берсенева Г. П., Чурилова Т. Я. Хлорофилл и оптические характеристики фитопланктона в шельфовых водах Черного моря у побережья Крыма // Морской гидрофизический журнал. 2001. № 2. С. 44–58.
7. Suslin V., Slabakova V., Churilova T. 4D structure of bio-optical characteristics of the upper 70 m layer of the Black Sea: Bio-Argo floats and ocean color scanners, Total Environment Research Themes. 2022. Vol. 3–4. P. 100006. doi:10.1016/j.totert.2022.100006.
8. Кудинов О. Б., Мартынов О. В., Ли Р. И. Зондирующий спектральный измеритель флуоресценции и рассеяния, испытания в лабораторных и полевых условиях // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2020. Т. 13, № 2. С. 82–87. doi:10.7868/S2073667320020100.
9. Патент № 2775809 С1 Российская Федерация, МПК G01N 21/64. Способ определения концентрации фотопигментов фитопланктона, растворённого органического вещества и размерного состава взвеси в морской воде in situ: № 2021124358; заявл. 13.08.2021; опубл. 11.07.2022 / М.Е.Г. Ли, О.Б. Кудинов; заявитель Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Федеральный исследовательский центр «Морской гидрофизический институт РАН». EDN QWIXDW.
10. Сорокин Ю. И. К методике концентрирования проб фитопланктона // Гидробиологический журнал. 1979. Т. 15. С. 71–76.
11. Суханова И. Н. Концентрирование фитопланктона в пробе // Современные методы количественной оценки распределения морского планктона. М.: Наука, 1983. С. 97–105.
12. Киселев И. А. Методы исследования планктона // Жизнь пресных вод СССР: в 4-х т. Л.: АН СССР, 1956. Т. 4. С. 183–270.
13. Чурилова Т. Я. Пигменты микроводорослей / Под ред. Т. Я. Чуриловой, З. З. Финенко, А. И. Акимова // Микроводоросли Черного моря: проблемы сохранения биоразнообразия и биотехнологического использования / Под ред. Ю. Н. Токарева, З. З. Финенко, Н. В. Шадрина. Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2008. С. 301–320.

Исследование выполнено в рамках государственного задания по теме FNNN-2021-0003 «Развитие методов оперативной океанологии на основе междисциплинарных исследований процессов формирования и эволюции морской среды и математического моделирования с привлечением данных дистанционных и контактных измерений» (шифр «Оперативная океанология», ФГБУН ФИЦ МГИ); по теме FNNN-2021-0004, данные получены в 114 рейсе НИС «Профессор Водяницкий» (Центр коллективного пользования «НИС Профессор Водяницкий» ФГБУН ФИЦ ИнБЮМ); по теме №121041400077-1 «Функциональные, метаболические и токсикологические аспекты существования гидробионтов и их популяций в биотопах с различным физико-химическим режимом» (ФГБУН ФИЦ ИнБЮМ).

ВОССТАНОВЛЕНИЕ ХАРАКТЕРИСТИК МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ ПО ОПТИЧЕСКИМ ИЗОБРАЖЕНИЯМ

В. И. Титов, канд. физ.-мат. наук, *Э. М. Зуйкова*

Институт прикладной физики РАН им. А. В. Гапонова-Грехова, Нижний Новгород, Россия

RESTORING OF SEA SURFACE FEATURES BY OPTICAL IMAGES

V. L. Titov, Ph.D., *E. M. Zuikova*

A. V. Gaponov-Grekhov Institute of Applied Physics, Russian Academy of Sciences, Nizhny Novgorod, Russia

Разработан оригинальный способ восстановления уклонов волн морской поверхности по изображению морской поверхности, который не требует информации о параметрах оптического приемника и об абсолютных значениях яркости неба. Проведена апробация этого способа в натуральных условиях и получен «рельеф» уклонов поверхности моря. Предложен способ определения спектра возвышений волн путем спектрального анализа рельефа уклонов поверхности моря и показано соответствие полученного спектра с синхронно зарегистрированным с помощью струнного волнографа спектром возвышений волн.

The original method for restoring of the sea surface slopes and the sea surface relief using the sea surface optical image without information about optical receiver and brightness of the sky was developed. The approbation of the method was conducted in natural conditions and the relief of sea surface was received. The method for determination of the wave elevation spectra by spectral analysis of the sea surface slopes relief was developed and accordance of this spectra to the wave elevation spectra registered by a wave gauge was shown.

Проблеме дистанционной диагностики морского волнения в последнее время уделяется большое внимание. В частности, натурные измерения спектров ветровых волн имеют научное и прикладное значение. В работах [1, 2] для восстановления рельефа поверхности и пространственных спектров ветровых волн используются стереоизображения морских волн, полученные с океанографической платформы или с корабля. Известны работы по восстановлению спектров морских волн по спутниковым изображениям и фотографиям с БПЛА поверхности моря в зоне солнечных бликов [3, 4]. Также известны работы [5] по дистанционной регистрации спектров морских волн, где используются так называемые восстанавливающие операторы, которые конструируются путем компьютерного моделирования с учетом нелинейности зависимости яркости моря от уклонов волн.

Существует способ определения спектров волн путем спектрального анализа изображения поверхности моря в реальном времени с помощью спектрального анализатора на некогерентном свете [6].

Для анализа процессов в верхнем слое океана используется метод пространственно-временных изображений (ПВИ) морской поверхности в координатах дальность — время. Особенностью пространственно-временных изображений морской поверхности является «разделение» объектов на морской поверхности по скоростям. Такие изображения могут формироваться с помощью линейки ПЗС фотоприемников, а также гиперспектрометров, использующих так называемый push-broom метод. ПВИ морской поверхности позволяют анализировать волны различных направлений, исследовать спектр и групповую структуру длинных волн, изучать приповерхностные процессы по их проявлениям на морской поверхности, в том числе приповерхностные ветровые потоки, кататические потоки с гор [7], выделять проявления внутренних волн на морской поверхности, изучать слики, обусловленные ПАВ, и их кинематические характеристики. Такой метод может реализовываться с воздушного носителя, корабля, с берега или океанографической платформы.

В настоящей работе предложен оригинальный способ восстановления «рельефа» уклонов поверхности моря и определения спектра длинных волн путем спектрального анализа

пространственно-временных изображений уклонов поверхности моря при наклонном визировании и освещении поверхности моря рассеянным светом неба. При этом углы падения света на среднюю поверхность моря выбираются с тем, чтобы в данной модели можно было не учитывать затенение волн.

Разработанный способ восстановления уклонов волн по изображению морской поверхности не требует информации о параметрах оптического приемника и об абсолютных значениях яркости неба. Способ основан на анализе относительных флуктуаций яркости морской поверхности. Проведена апробация этого способа в натуральных условиях на примере обработки пространственно-временных изображений морской поверхности в рассеянном свете неба при скользких углах наблюдения.

Для иллюстрации метода рассмотрим натуральный эксперимент при освещении поверхности моря однородным пасмурным небом. В этом случае излучение неба не поляризовано, а параллельно и перпендикулярно поляризованные составляющие излучения моря становятся независимыми.

В эксперименте проводилась регистрация ПВИ поверхности моря, а также фотоснимков зеркального участка неба. Как известно, яркость пасмурного неба описывается формулой [7]:

$$I_{sky} = I_h (1 + k \cos \theta) , \quad (1)$$

где I_h — яркость неба на горизонте; θ — зенитный угол точки неба; k — положительный экспериментальный коэффициент, величина которого, в принципе, может меняться. Вычисление углового распределения яркости неба по фотоснимкам неба в эксперименте дало значение $k=0,5$. Яркость пасмурного неба уменьшается к горизонту с увеличением θ от 0 до 90°.

В случае «однородного» неба (ясное небо или пасмурное небо, или туман) в приближении малых уклонов волн яркость поверхности моря можно разложить в ряд по уклонам волн и ограничиться линейным слагаемым:

$$I(\boldsymbol{\eta}) = I_0 + \boldsymbol{\eta} \nabla I , \quad (2)$$

где I_0 — средняя яркость поверхности моря; $\nabla I = \left(\frac{\partial I}{\partial \eta_1}, \frac{\partial I}{\partial \eta_2} \right)$ — градиент яркости морской поверхности по уклонам волн, $\boldsymbol{\eta} = \nabla \xi$ — вектор уклонов волн, ξ — возвышения волн.

Принцип восстановления уклонов волн заключается в следующем: в каждой точке поверхности моря формируется безразмерный сигнал (относительные флуктуации яркости моря):

$$S = I(\boldsymbol{\eta}) / I_0 - 1 = \boldsymbol{\eta} (\nabla I / I_0) . \quad (3)$$

В формуле (3) перед искомым вектором уклонов волн $\boldsymbol{\eta}$ находится безразмерный коэффициент. Этот коэффициент не зависит от параметров оптического приемника, не требует знания абсолютных значений яркости неба и зависит только от относительного градиента коэффициента отражения Френеля F , т. е. от поляризации регистрируемого излучения и от относительной угловой зависимости яркости неба I_{sky} . Определим на средней поверхности моря систему координат, причем ось 1 — в направлении наблюдения. Из выражения (3) получим:

$$S = \left(\frac{F'(\cos \theta)}{F(\cos \theta)} + \frac{2I'_{sky}(\cos \theta)}{I_{sky}(\cos \theta)} \right) \eta_1 \sin \theta. \quad (4)$$

Здесь стоит безразмерное отношение производной яркости неба яркости неба. Это отношение можно взять из формулы (1), либо определить по фотоснимку неба. Для пасмурного неба получим:

$$S = \left(\frac{F'}{F} + \frac{2k}{1 + k \cos \theta} \right) \eta_1 \sin \theta. \quad (5)$$

В формулах (4, 5) берутся производные по $\cos \theta$. η_1 — уклон поверхности в направлении наблюдения (вдоль оси 1). Здесь имеются два механизма, обуславливающие контрасты поверхностных волн: коэффициент отражения света Френеля и угловой градиент яркости неба (подповерхностным излучением пренебрегаем при наблюдении под скользящими углами). Заметим, что отношение

$$\frac{2I'_{sky}(\cos \theta)}{I_{sky}(\cos \theta)}$$

имеет знак, противоположный отношению $\frac{F'}{F}$ из-за того, что яркость пасмурного неба убывает к горизонту, что уменьшает оптический контраст волн. Из выражения (5) в пренебрежении градиентом яркости пасмурного неба получим формулу:

$$\eta_1 = S / \left(\frac{F'}{F} \sin \theta \right). \quad (6)$$

На рис. 1 приведена схема наблюдения волн на поверхности моря. Линейка ПЗС фотоприемников располагалась в плоскости изображения объектива в вертикальной плоскости, так что фотоприемники регистрировали оптическое «сечение» морской поверхности в направлении наблюдения.

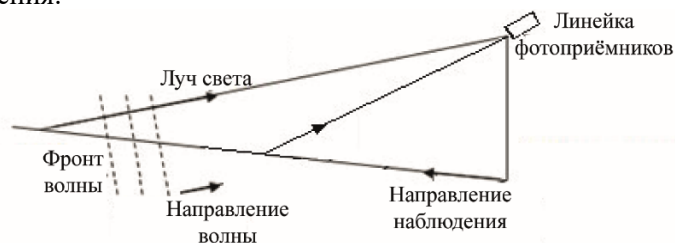


Рис. 1. Схема наблюдения морской поверхности.

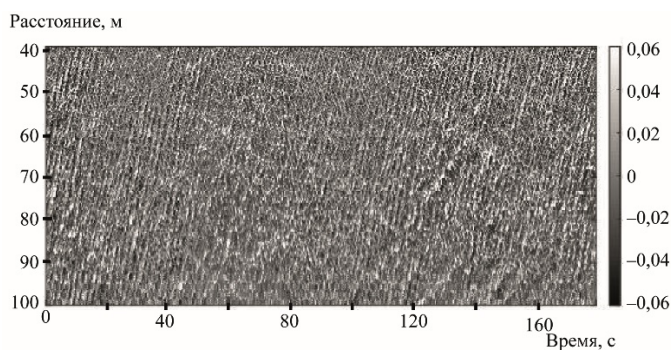


Рис. 2. ПВИ уклонов морской поверхности.

По вертикали — расстояние в метрах от платформы; по горизонтали — время; вставка справа — величина уклонов волн в направлении визирования в радианах в серой шкале.

На рис. 2 приведены ПВИ уклонов длинных волн в направлении визирования (наклонные полосы), восстановленные данным методом по формуле (6) из изображения поверхности моря при наблюдении под скользящими углами. Интенсивность изображения пропорциональна уклонам волн в направлении визирования в радианах (см. врезку справа). По вертикали отложено расстояние от наблюдателя в метрах, по горизонтальной оси — время в секундах. Уклоны длинных волн можно оценить в несколько градусов, что соответствует по порядку величины литературным данным. Измерения проводились в п. Кацивели с океанографической платформы, расположенной в море. Пространственно-временные изображения морской поверхности формировались из оптических «сечений» морской поверхности, регистрируемых с помощью линейки ПЗС фотоприемников. Высота линейки ПЗС фотоприемников над уровнем моря составляла 14 м, направление наблюдения — от берега в открытое море. При создании пространственно-временного изображения поверхности моря исправлялись проективные искажения изображения моря при наблюдении под скользящими углами. Как видно на рис. 1, волны движутся к наблюдателю, то есть к берегу.

На рис. 3 приведен модуль в квадрате двумерного спектра Фурье ПВИ уклонов волн (рис. 2) в координатах пространственная частота в 1/м и временная частота в Гц. Можно показать, что длинные волны на ПВИ подчиняются следующему дисперсионному соотношению:

$$\omega^2 = gk / \cos \varphi , \quad (7)$$

где ω — временная частота, k — пространственная частота, φ — угол между направлением наблюдения оптического приемника и направлением распространения длинной волны.

Спектр длинных волн группируется около параболической дисперсионной кривой, определяемой формулой (7) (рис. 3, белая кривая в нижней полуплоскости). Это значит, что волны приходят с одного направления, определяемого углом φ . Формулу (7) можно использовать для определения направления волн, то есть угла φ . Оценка по этой формуле в данном случае дает значение угла φ в 5 градусов. Волны «разделяются» по спектру на волны зыби и длинные ветровые волны (рис. 3). Также надо отметить, что в спектре существуют слабые «встречные» волны, движущиеся навстречу основной системе волн (левая «ветвь» параболы).

Для сравнения со спектром струнного волнографа, который находился около платформы, рассмотрим спектр уклонов волн, вычисленный интегрированием по пространственной частоте спектра ПВИ в окрестности параболической кривой как функция временной частоты (рис. 4). Временной спектр состоит из спектра волн зыби (частота 0,2–0,3 Гц) и спектра длинных ветровых волн (частота 0,4–0,6 Гц). Вычисления с помощью дисперсионного соотношения (7) показывают, что спектр зыби соответствует волне длиной около 20–24 м, спектр ветровых волн соответствует волнам длиной 6–7 м.

Такой способ вычисления временного спектра уклонов длинных волн позволяет выделить длинные волны, которые подчиняются дисперсионному соотношению (7), и избавиться от лишних «шумов», которые могут содержаться в ПВИ (полосы, обрушения, групповая структура волн, слики, нелинейные искажения передаточной функции яркость поверхности моря — уклон волн и т. д.). Оптические контрасты волн уменьшаются с увеличением угла φ между направлением визирования и направлением волны по закону $\cos^2 \varphi$.

Связь спектра возвышений волн $S_{\zeta}(\omega)$ и спектра уклонов волн $S_{\eta}(\omega)$ будет иметь вид:

$$S_{\zeta}(\omega) = S_{\eta}(\omega) / \left(\frac{\omega^4}{g^2} (\cos^2 \varphi) \right) . \quad (8)$$

Здесь не учитывается течение моря, так как наблюдение ведется в направлении открытого моря, а течение обычно направлено вдоль берега, кроме того, здесь анализируются длинные волны, фазовая скорость которых существенно больше наблюдаемых скоростей вдольберегового течения.

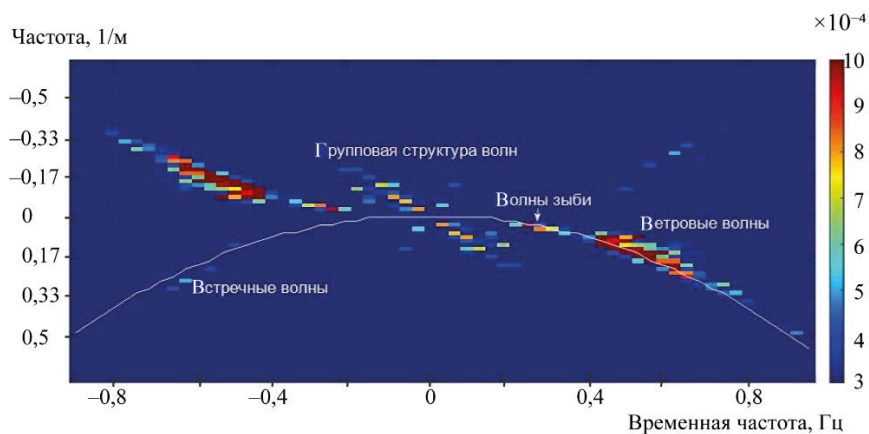


Рис. 3. Спектр ПВИ уклонов поверхности моря в $\text{рад}^2 \cdot \text{м} \cdot \text{с}$.

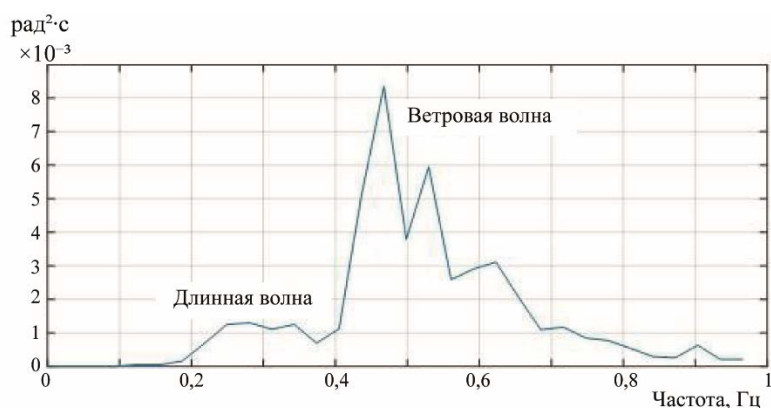
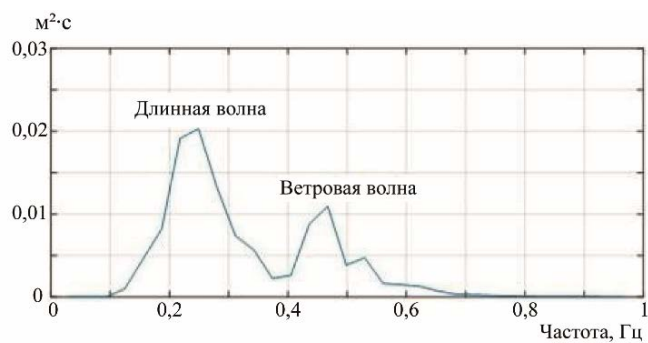
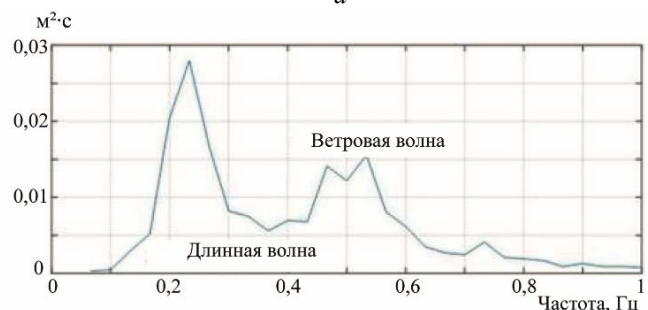


Рис. 4. Спектр уклонов волн, вычисленный вдоль дисперсионной кривой на рис. 3.



a



б

Рис. 5. Спектр возвышений волн, вычисленный вдоль дисперсионной кривой на рис. 3 (*a*) и соответствующий спектр волнографа (*б*).

На рис. 5 приведен спектр возвышений волн, вычисленный из спектра уклонов волн по формуле (8) (рис. 5, *a*) и соответствующий спектр волнографа (рис. 5, *б*), зарегистрированный в

то же время с помощью струнного волнографа. Очевидно хорошее совпадение спектров, однако, амплитуда спектра, полученного оптическим методом, немного меньше амплитуды спектра волнографа, что может быть связано с наличием волн с направлениями распространения вблизи нормали к направлению визирования линейки ПЗС фотоприемников, которые могут быть не видны на ПВИ морской поверхности. В таких случаях для регистрации всех волн с разными направлениями распространения желательно иметь две линейки ПЗС фотоприемников с различными направлениями наблюдения.

Следует отметить, что разница между амплитудами спектра уклонов длинных волн зыби и спектра уклонов ветровых волн объясняется тем, что, уклоны длинных поверхностных волн существенно меньше уклонов ветровых волн (рис. 4), в то время как амплитуды длинных волн существенно больше амплитуды ветровых волн (рис. 5).

При определенных допущениях можно перейти от распределения уклонов поверхности моря к рельефу возвышений поверхности моря [8].

Разработан способ восстановления уклонов волн морской поверхности по изображению морской поверхности, который не требует информации о параметрах оптического приемника и об абсолютных значениях яркости неба. Приведенный способ может использоваться для восстановления рельефа морской поверхности и спектра волнения по аэрокосмическим снимкам и гиперспектральным изображениям поверхности моря в рассеянном свете неба.

Литература

1. Косник М. В., Дулов В. А., Малиновский В. В., Смолов В. Е., Погребной А. Е. Оценка двумерных пространственных спектров коротких ветровых волн с помощью стереофотосъемки // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. 2009. Вып. 19. С. 401–414.
2. 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.
3. Юровская М. В., Кудрявцев В. Н., Шапрон Б., Дулов В. А. Интерпретация оптических спутниковых изображений Чёрного моря в зоне солнечного блика // Морской гидрофизический журнал. 2014. № 4. С. 68–82.
4. Юровская М. В., Кудрявцев В. Н., Широков А. С., Надоля И. Ю. Натурные измерения спектра поверхностных волн по фотографиям с беспилотного мультикоптера // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2018. Т. 15, №1. С. 245–257. doi:10.21046/2070-7401-2018-15-1-245-257.
5. Bondur V., Murynin A. The Approach for Studying Variability of Sea Wave Spectra in a Wide Range of Wavelength from High-Resolution Satellite Optical Imagery // J. Mar. Sci. Eng. 2021. Vol. 9. P. 823. <https://doi.org/10.3390/jmse9080823>.
6. Bakhanov V. V., Demakova A. A., Korinenko A. E., Ryabkova M. S., Titov V. I. Estimation of the Wind Wave Spectra with Centimeters-to-Meter Lengths by the Sea Surface Images // Physical Oceanography. 2018. Vol. 25, № 3. P. 177–190. doi:10.22449/1573-160X-2018-3-177-190.
7. Titov V., Bakhanov V., Ermakov S., Luchinin A., Repina I., Sergievskaya I. Remote sensing technique for near surface wind by optical images of rough water surface // International Journal of Remote Sensing. 2014. Vol. 35. Iss. 15. P. 5946–5957. doi:10.1080/01431161.2014.948223.
8. Dolin L. S., Luchinin L. S., Titov V. I., Turlaev D. G. Correcting images of underwater objects distorted by sea surface roughness // Current Research on Remote Sensing, Laser Probing, and Imagery in Natural Waters. Proceeding of SPIE. 2007. Vol. 6615. 66150K – 1–12.

Работа выполнена по Госзаданию FFUF-2021-0006 (Разработка радиофизических методов исследования океана и внутренних водоемов).

СОДЕРЖАНИЕ

ПЛЕНАРНЫЕ ДОКЛАДЫ

МОДЕЛИРОВАНИЕ СВЕТОВЫХ ПОЛЕЙ В ПРОИЗВОЛЬНОЙ ТРЕХМЕРНОЙ ГЕОМЕТРИИ СРЕДЫ В. П. Будак, П. А. Смирнов.....	5
ЧАСТОТНО МОДУЛИРОВАННЫЕ СФЕРИЧЕСКИЕ ВОЛНЫ ФОТОННОЙ ПЛОТНОСТИ В МОРСКОЙ ВОДЕ А. Г. Лучинин, Л. С. Долин, М. Ю. Кириллин	13
МНОГОКРАТНОЕ РАССЕЯНИЕ СВЕТА В МОРСКОЙ ВОДЕ ЗА РАМКАМИ МАЛОУГЛОВОГО ДИФFUЗИОННОГО ПРИБЛИЖЕНИЯ В. В. Маринюк, Д. Б. Рогозкин, С. В. Шеберстов	20
О ВОЗМОЖНОСТЯХ ИЗМЕРЕНИЯ ПОЛНОГО НАБОРА ГИДРООПТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК С ПОМОЩЬЮ ЛИДАРА Л. С. Долин.....	26
ИССЛЕДОВАНИЕ ПРЕИМУЩЕСТВ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СПЕКТРАЛЬНОГО ПОГЛОЩЕНИЯ СВЕТА В МОРЕ В КВАРЦЕВОЙ КЮВЕТЕ КОНУСНОЙ ФОРМЫ М. Е. Ли, Е. Б. Шибанов	33
КОСМОС И АКАДЕМИЯ НАУК: АКАДЕМИК М. В. КЕЛДЫШ — ГЛАВНЫЙ ТЕОРЕТИК КОСМОНАВТИКИ И ПРЕЗИДЕНТ АН СССР. ПОСВЯЩАЕТСЯ 300 ЛЕТИЮ АКАДЕМИИ НАУК И 320-ЛЕТИЮ САНКТ-ПЕТЕРБУРГА Т. А. Сушкевич	40

ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ТЕОРИИ ПЕРЕНОСА ИЗЛУЧЕНИЯ, РАСПРОСТРАНЕНИЕ ИЗЛУЧЕНИЯ В ВОДЕ И ПОДВОДНОЕ ВИДЕНИЕ. ПЕРВИЧНЫЕ ГИДРООПТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ; ОПТИКА ПОЛЯРНЫХ МОРЕЙ; ИЗМЕНЧИВОСТЬ ГИДРООПТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

ПРОБЛЕМЫ ПЕРЕНОСА ИЗЛУЧЕНИЯ В ОКЕАНЕ С ФЛУОРЕСЦЕНЦИЕЙ И. И. Железнов, В. П. Будак	46
СОЛНЕЧНЫЕ БЛИКИ В ДИСТАНЦИОННОМ ЗОНДИРОВАНИИ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ Р. Г. Гардашов, Е. Р. Гардашов	51
ОСОБЕННОСТИ СВЯЗИ КОЭФФИЦИЕНТОВ ЯРКОСТИ МОРЯ И ПЕРВИЧНЫХ ГИДРООПТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК В ВОДАХ ВОКРУГ АНТАРКТИЧЕСКОГО ПОЛУОСТРОВА П. А. Салюк, Д. И. Глуховец, А. А. Латушкин	58
ВЛИЯНИЕ ПЕРВИЧНЫХ ГИДРООПТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК НА АЛЬБЕДО ОКЕАНА Д. И. Глуховец, С. В. Шеберстов	64
ДНЕВНОЙ ПРОГРЕВ ВОД ЧЕРНОГО МОРЯ В ПЕРИОД ИНТЕНСИВНОГО КОККОЛИТОФОРИДНОГО ЦВЕТЕНИЯ Е. А. Аглова, Д. И. Глуховец, С. К. Клименко	70
ВЛИЯНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПРИРОДНОЙ ВОДЫ НА РАМАНОВСКИЕ СДВИГИ ИНДИКАТОРОВ МОРСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В. В. Позднякова, М. А. Кустикова	76
СПЕКТРАЛЬНЫЙ ПОКАЗАТЕЛЬ ОСЛАБЛЕНИЯ СВЕТА ОЗЕРОВИДНОЙ ЧАСТИ НОВОСИБИРСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА В УСЛОВИЯХ ОТКРЫТОЙ ВОДЫ И СНЕЖНО-ЛЕДОВОГО ПОКРОВА И. А. Суторихин, В. В. Кириллов, С. А. Литвиненко и др.	79
ИСПОЛЬЗОВАНИЕ УЛЬТРАЗВУКОВОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ ДЛЯ ИСКРОВОЙ СПЕКТРОСКОПИИ В ЗАДАЧАХ МОНИТОРИНГА ЭЛЕМЕНТНОГО СОСТАВА АКВАТОРИЙ ПРОТОЧНЫМ МЕТОДОМ А. В. Буланов	84
ПЕРВИЧНАЯ ПРОДУКЦИЯ ВЕРХНЕГО ПЕРЕМЕШАННОГО СЛОЯ ЧЕРНОГО МОРЯ: ОЦЕНКА С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ДАННЫХ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ И РЕГИОНАЛЬНОГО СПЕКТРАЛЬНОГО АЛГОРИТМА Т. Я. Чурилова, В. В. Суслин	88

ПРОСТРАНСТВЕННАЯ СТРУКТУРА ПОЛЕЙ МУТНОСТИ И ХЛОРОФИЛЛА- <i>a</i> У БЕРЕГОВ КРЫМА ПО ДАННЫМ НАТУРНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ В ИЮЛЕ 2022 ГОДА А. А. Латушкин, Ю. В. Артамонов, Е. А. Скрипалева и др.....	92
КОНЦЕПЦИЯ НОВОГО ПОДХОДА К ОПРЕДЕЛЕНИЮ СПЕКТРАЛЬНОГО ПОГЛОЩЕНИЯ СВЕТА В ПРОЗРАЧНОЙ МОРСКОЙ ВОДЕ М. Е. Ли, Е. Б. Шибанов.....	97
ВОЗМОЖНЫЙ МЕТОД ОЦЕНКИ ПОКАЗАТЕЛЯ ВЕРТИКАЛЬНОГО ОСЛАБЛЕНИЯ ДНЕВНОГО СВЕТА ПО ПОКАЗАТЕЛЮ ОСЛАБЛЕНИЯ НАПРАВЛЕННОГО СВЕТА В. И. Маньковский, Е. В. Маньковская.....	103
СПЕКТРЫ ПОКАЗАТЕЛЕЙ ПОГЛОЩЕНИЯ ДИАТОМОВЫХ И ДИНОФИТОВЫХ ВОДОРΟΣЛЕЙ И ИХ ОСОБЕННОСТИ: ЛАБОРАТОРНЫЙ ЭКСПЕРИМЕНТ В. В. Суслин, С. А. Шоларь, И. М. Мансурова и др.	107
НАСТРОЙКА ГИДРООПТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ВОД ВТОРОГО ТИПА В КАРСКОМ МОРЕ ПРИ НАЛИЧИИ ПОВЕРХНОСТНОГО ОПРЕСНЕННОГО СЛОЯ Д. Н. Дерягин, С. В. Вазюля.....	111
СПЕКТРАЛЬНАЯ ПРОЗРАЧНОСТЬ ВОДЫ ТЕЛЕЦКОГО ОЗЕРА О. Б. Акулова, В. И. Букатый, В. В. Кириллов.....	117

ДИСТАНЦИОННОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ, ВКЛЮЧАЯ СПУТНИКОВЫЕ ДАТЧИКИ ЦВЕТА И ЛИДАРЫ

ВЛИЯНИЕ ДОПОЛНИТЕЛЬНОЙ КОРРЕКЦИИ НА СООТВЕТСТВИЕ ДАННЫХ ДИСТАНЦИОННОГО ИЗМЕРЕНИЯ КОЭФФИЦИЕНТА ЯРКОСТИ 2-ГО УРОВНЯ ДАННЫМ <i>in situ</i> ДЛЯ ВОД ЧЕРНОГО МОРЯ Е. Н. Корчёмкина.....	124
О ВОЗМОЖНОСТИ ПРОГНОЗА ЦВЕТЕНИЯ КОККОЛИТОФОРИД В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ С. В. Вазюля, В. И. Буренков, Е. А. Аглова и др.	130
ПОИСК СВЯЗИ ПАРАМЕТРОВ ЛИДАРНЫХ ЭХО-СИГНАЛОВ И ГИДРООПТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК В ВОДАХ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КАРСКОГО МОРЯ В. А. Глухов, Ю. А. Гольдин, О. В. Глитко и др.	136
СПУТНИКОВЫЙ РАДИОЛОКАЦИОННЫЙ МОНИТОРИНГ И ВЕРИФИКАЦИЯ ЕСТЕСТВЕННЫХ НЕФТЕПРОЯВЛЕНИЙ В КЕРЧЕНСКОМ ПРЕДПРОЛИВЬЕ ЧЕРНОГО МОРЯ С. К. Клименко, А. Ю. Иванов, И. А. Немировская.....	143
ИЗМЕНЧИВОСТЬ МИКРОВОЛНОВЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ЗАЛИВА КАРА-БОГАЗ-ГОЛ КАСПИЙСКОГО МОРЯ ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВОГО ЗОНДИРОВАНИЯ Л. М. Митник, П. А. Салюк, В. П. Кулешов и др.	147
РЕЗУЛЬТАТЫ СОПОСТАВЛЕНИЯ СПУТНИКОВЫХ ОПТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК, ВЗВЕСИ И ВЕРТИКАЛЬНЫХ ПОТОКОВ ОСАДОЧНОГО ВЕЩЕСТВА В ПОВЕРХНОСТНОМ СЛОЕ БЕЛОГО МОРЯ А. Н. Новигатский, А. А. Ключиткин, М. Д. Кравчишина и др.	154
ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ БИООПТИЧЕСКИХ И ТЕМПЕРАТУРНЫХ ПОЛЕЙ В ЗОНЕ АПВЕЛЛИНГА У ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ ПО ДАННЫМ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ Д. В. Хлебников, А. Ю. Иванов, М. А. Жукова и др.	159
ВАЛИДАЦИЯ ДАННЫХ БУЕВ БИО-АРГО О КОНЦЕНТРАЦИИ ХЛОРОФИЛЛА- <i>a</i> ПУТЕМ СРАВНЕНИЯ С РЕЗУЛЬТАТАМИ ЭКСПЕДИЦИОННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ В АТЛАНТИЧЕСКОМ СЕКТОРЕ ЮЖНОГО ОКЕАНА А. В. Юшманова, П. А. Салюк.....	166
БИООПТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ДЛЯ ГОРЬКОВСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА В ПЕРИОД ИНТЕНСИВНОГО ЦВЕТЕНИЯ СИНЕ-ЗЕЛЕННЫХ ВОДОРΟΣЛЕЙ Е. С. Кольцова, А. А. Мольков, В. В. Пелевин и др.	170
РАЗРАБОТКА СПОСОБА АВТОМАТИЧЕСКОЙ ОБРАБОТКИ ЛИДАРНЫХ ЭХО-СИГНАЛОВ ДЛЯ ОЦЕНКИ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ГИДРООПТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК В. Л. Дерновский, В. А. Глухов, О. В. Глитко.....	177

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОВЕРХНОСТНОГО ТЕЧЕНИЯ ВО ВНУТРЕННЕМ ВОДОЕМЕ С ЗАРЕГУЛИРОВАННЫМ СТОКОМ ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ ВЫСОКОГО РАЗРЕШЕНИЯ: ПРОБНЫЙ ЭКСПЕРИМЕНТ НА ГОРЬКОВСКОМ ВОДОХРАНИЛИЩЕ Д. В. Доброхотова, И. А. Капустин, О. А. Даниличева и др.	183
СРАВНЕНИЕ ИЗМЕРЕННОГО ПАЛУБНЫМ СПЕКТРОРАДИОМЕТРОМ КОЭФФИЦИЕНТА ЯРКОСТИ МОРЯ С РЕЗУЛЬТАТАМИ МОДЕЛИРОВАНИЯ М. А. Павлова, С. В. Шеберстов, Д. И. Глуховец и др.	188
РАСХОД ВОДЫ РЕКИ ДУНАЙ ПО ОПТИЧЕСКИМ СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ СРЕДНЕГО РАЗРЕШЕНИЯ В. В. Суслин, Е. А. Подгибайлов, О. В. Мартынов и др.	194
ОЦЕНКА СРЕДНЕМЕСЯЧНЫХ ЗНАЧЕНИЙ ВОССТАНОВЛЕННОЙ ПОВЕРХНОСТНОЙ СОЛЕННОСТИ В АЗОВСКОМ МОРЕ ОТНОСИТЕЛЬНО КЛИМАТОЛОГИИ in situ Т. Я. Шульга, В. В. Суслин.....	198

ОПТИКА ПОВЕРХНОСТИ МОРЯ И МОРСКОЙ АТМОСФЕРЫ; ПРИБОРЫ ДЛЯ ИЗМЕРЕНИЯ ОПТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК

ПОГРУЖНОЙ ФОТОЭЛЕКТРОННЫЙ ЗОНД ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ФЛУОРЕСЦЕНЦИИ В ПРИРОДНЫХ ВОДАХ В. С. Горяинов, К. Г. Антоненко, М. А. Малыга.....	206
СРАВНЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ РАСЧЕТА БИООПТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ПО ДАННЫМ СКАНЕРА ЦВЕТА MODIS-AQUA ВТОРОГО И ТРЕТЬЕГО УРОВНЕЙ И. В. Салинг, С. В. Вазюля, С. В. Шеберстов и др.....	212
СПЕКТРАЛЬНАЯ КОРРЕКЦИЯ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ПРОФИЛЕЙ ИНТЕНСИВНОСТИ ФЛЮОРЕСЦЕНЦИИ ХЛОРОФИЛЛА НА ВКЛАД ФЛЮОРЕСЦЕНЦИИ ОКРАШЕННОГО ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА О. Б. Кудинов	218
ОПРЕДЕЛЕНИЕ МАКСИМАЛЬНОЙ ГЛУБИНЫ ПРОЯВЛЕНИЯ ГИДРОДИНАМИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ В ДИСТАНЦИОННЫХ СПЕКТРАЛЬНЫХ ДАННЫХ ПО ЦВЕТУ МОРЯ Н. А. Липинская, П. А. Салюк.....	224
ВЫЯВЛЕНИЕ ОБЛАСТЕЙ СМЕШЕНИЯ РАЗЛИЧНОГО ТИПА ВОД ПО ДАННЫМ ДИСТАНЦИОННЫХ ОПТИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ ТРЕХКАНАЛЬНЫМ ГИПЕРСПЕКТРОМЕТРОМ В. В. Ростовцева, А. С. Ижицкий, Б. В. Коновалов	228
ОСОБЕННОСТИ ОШИБКИ АТМОСФЕРНОЙ КОРРЕКЦИИ ПРИ НАЛИЧИИ НАД МОРЕМ ПОГЛОЩАЮЩЕГО АЭРОЗОЛЯ Е. Б. Шибанов, А. С. Папкова	233
ИССЛЕДОВАНИЕ ВАРИАЦИЙ АЭРОЗОЛЬНОЙ ОПТИЧЕСКОЙ ТОЛЩИНЫ НАД ГОРЬКОВСКИМ ВОДОХРАНИЛИЩЕМ ПО ДАННЫМ 2022–2023 ГОДОВ Д. В. Калининская, А. А. Мольков	238
СТЕРЕООПТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ РЕГИСТРАЦИИ ПРОЦЕССОВ НА МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ Н. А. Богатов, А. В. Ермошкин, И. А. Капустин и др.....	244
ОСОБЕННОСТИ ПРОФИЛЕЙ ФЛУОРЕСЦЕНЦИИ И ВИДОВОГО СОСТАВА ФИТОПЛАНКТОНА В ЧЁРНОМ МОРЕ В НАЧАЛЕ ОСЕНИ 2020 ГОДА О. Б. Кудинов, В. В. Суслин, Р. И. Ли и др.....	250
ВОССТАНОВЛЕНИЕ ХАРАКТЕРИСТИК МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ ПО ОПТИЧЕСКИМ ИЗОБРАЖЕНИЯМ В. И. Титов, Э. М. Зуйкова	255

CONTENTS

PLENARY REPORTS

LIGHT FIELDS SIMULATION IN ARBITRARY THREE-DIMENSIONAL MEDIA GEOMETRY V. P. Budak, P. A. Smirnov.....	5
FREQUENCY MODULATED SPHERICAL WAVES OF PHOTON DENSITY IN SEA WATER A. G. Luchinin, L. S. Dolin, M. Yu. Kirillin.....	13
MULTIPLE SCATTERING OF LIGHT IN SEAWATER BEYOND THE SMALL-ANGLE DIFFUSION APPROXIMATION V. V. Marinyuk, D. B. Rogozkin, S. V. Sheberstov.....	20
ON THE POSSIBILITIES OF MEASURING THE COMPLETE SET OF THE WATER INHERENT OPTICAL PROPERTIES USING LIDAR L. S. Dolin.....	26
ADVANTAGES OF APPLYING A CONE-SHAPED QUARTZ CELL TO DETERMINE THE SPECTRAL SHAPE OF LIGHT ABSORPTION IN THE SEA M. E. Lee, E. B. Shybanov.....	33
SPACE AND THE ACADEMY OF SCIENCES: ACADEMICIAN M. V. KELDYSH — CHIEF THEORETIST OF COSMONAUTICS AND PRESIDENT OF THE USSR ACADEMY OF SCIENCES. DEDICATED TO THE 300TH ANNIVERSARY OF THE ACADEMY OF SCIENCES AND THE 320TH ANNIVERSARY OF ST. PETERSBURG T. A. Sushkevich.....	40

FUNDAMENTAL PROBLEMS OF THE THEORY OF RADIATION TRANSFER, PROPAGATION RADIATION IN WATER AND UNDERWATER VISION. PRIMARY HYDRO-OPTICAL CHARACTERISTICS; OPTICS OF POLAR SEAS; VARIABILITY OF HYDRO-OPTICAL CHARACTERISTICS DEPENDING ON HYDROPHYSICAL PROCESSES

RADIATIVE TRANSFER PROBLEMS IN THE OCEAN WITH FLUORESCENCE I. I. Zheleznov, V. P. Budak.....	46
SUN GLINTS IN REMOTE SENSING OF SEAS AND OCEANS R. H. Gardashov, E. R. Gardashov.....	51
FEATURES OF THE RELATIONSHIP BETWEEN REMOTE SENSING REFLECTANCE AND INHERENT OPTICAL PROPERTIES IN THE WATERS SURROUNDING THE ANTARCTIC PENINSULA P. A. Salyuk, D. I. Glukhovets, A. A. Latushkin.....	58
INFLUENCE OF INHERENT OPTICAL PROPERTIES ON OCEAN ALBEDO D. I. Glukhovets, S. V. Sheberstov.....	64
DAYTIME WARMING OF THE BLACK SEA WATERS DURING THE PERIOD OF INTENSE COCCOLITHOPHORE BLOOM E. A. Aglova, D. I. Glukhovets, S. K. Klimenko.....	70
THE NATURAL WATER CHEMICAL COMPOSITION INFLUENCE ON THE MARINE DEPOSITS INDICATORS RAMAN SHIFTS V. V. Pozdnyakova, M. A. Kustikova.....	76
SPECTRAL INDICATOR OF LIGHT ATTENUATION OF THE LAKE-LIKE PART OF THE NOVOSIBIRSK RESERVOIR IN CONDITIONS OF OPEN WATER AND SNOW-ICE COVER I. A. Sutorikhin, V. V. Kirillov, S. A. Litvinenko et al.....	79
THE USE OF ULTRASONIC EXPOSURE FOR SPARK SPECTROSCOPY IN THE TASKS OF MONITORING THE ELEMENTAL COMPOSITION OF WATER AREAS BY THE FLOW METHOD A. V. Bulanov.....	84
PRIMARY PRODUCTION OF UPPER MIXED LAYER OF THE BLACK SEA: ASSESSMENT BASED ON SPECTRAL REGIONAL ALGORITHM AND REMOTE SENSING DATA T. Y. Churilova, V. V. Suslin.....	88

SPATIAL STRUCTURE OF TURBIDITY AND CHLOROPHYL- <i>a</i> FIELDS NEAR THE CRIMEAN COASTS ACCORDING TO NATURAL MEASUREMENT IN JULY 2022 A. A. Latushkin, Yu. V. Artamonov, E. A. Skripaleva et al.	92
THE CONCEPT OF A NEW APPROACH TO THE DETERMINATION OF THE SPECTRAL ABSORPTION OF LIGHT IN CLEAR SEAWATER M. E. Lee, E. B. Shybanov.....	97
A POSSIBLE METHOD FOR ESTIMATING THE VERTICAL LIGHT ATTENUATION COEFFICIENT BY THE LIGHT BEAM ATTENUATION COEFFICIENT V. I. Mankovsky, E. V. Mankovskaya	103
ABSORPTION SPECTRA OF DIATOMS AND DINOFLAGELLATES AND THEIR FEATURES: LABORATORY EXPERIMENT V. V. Suslin, S. A. Sholar, I. M. Mansurova et al.....	107
HYDROOPTICAL MODEL SETUP FOR CASE 2 WATERS IN THE KARA SEA IN THE PRESENCE OF A SURFACE DESALINATED LAYER D. N. Deryagin, S. V. Vazyulya.....	111
WATER SPECTRAL TRANSPARENCY OF LAKE TELETSKOYE O. B. Akulova, V. I. Bukaty, V. V. Kirillov.....	117

REMOTE SENSING, INCLUDING SATELLITE COLOR SENSORS AND LIDARS

EFFECT OF ADDITIONAL CORRECTION ON THE AGREEMENT BETWEEN LEVEL 2 REMOTE SENSING AND <i>in situ</i> REFLECTANCE DATA FOR BLACK SEA WATERS E. N. Korchemkina.....	124
ON THE POSSIBILITY OF COCCOLITOPHORE BLOOM FORECASTING IN THE EASTERN PART OF THE BLACK SEA S. V. Vazyulya ¹ , V. I. Burenkov, E. A. Aglova et al.....	130
SEARCHING FOR THE RELATIONSHIP OF PARAMETERS OF LIDAR ECHO-SIGNALS AND HYDRO-OPTICAL CHARACTERISTICS IN THE WATERS OF THE WESTERN PART OF THE KARA SEA V. A. Glukhov, Yu. A. Goldin, O. V. Glitko et al.....	136
SATELLITE SAR MONITORING AND VERIFICATION OF NATURAL SEEPAGE IN THE BLACK SEA KERCH PRE-STRAIT AREA S. K. Klimenko, A. Yu. Ivanov, I. A. Nemirovskaya.....	143
VARIABILITY OF MICROWAVE CHARACTERISTICS OF KARA-BOGAZ-GOL BAY OF THE CASPIAN SEA BASED ON SATELLITE SENSING DATA L. M. Mitnik, P. A. Salyuk, V. P. Kuleshov et al.	147
RESULTS OF COMPARISON OF SATELLITE OPTICAL CHARACTERISTICS, SUSPENDED SEDIMENT AND VERTICAL SEDIMENT FLUXES IN THE SURFACE LAYER OF THE WHITE SEA A. N. Novigatsky, A. A. Klyuvitkin, M. D. Kravchishina et al.	154
INVESTIGATION OF SPATIO-TEMPORAL VARIABILITY OF BIOOPTICAL AND TEMPERATURE FIELDS IN THE UPWELLING ZONE AT THE EASTERN COAST OF THE CASPIAN SEA BASED ON REMOTE SENSING DATA D. V. Khlebnikov, A. Yu. Ivanov, M. A. Zshukova et al.	159
VALIDATION BIO-ARGO FLOAT DATA ON CHLOROPHYLL- <i>a</i> CONCENTRATION BY COMPARISON WITH EXPEDITION RESEARCH RESULTS IN THE ATLANTIC SECTOR OF THE SOUTHERN OCEAN A. V. Yushmanova, P. A. Salyuk.....	166
BIO-OPTICAL MODELS FOR GORKY RESERVOIR IN PERIOD OF INTENSIVE BLUE-GREEN ALGAL BLOOM E. S. Koltsova, A. A. Molkov, V. V. Pelevin et al.	170
DEVELOPMENT OF AN AUTOMATIC PROCESSING METHOD OF LIDAR ECHO SIGNALS FOR EVALUATION OF SPATIAL VARIABILITY OF HYDROOPTICAL CHARACTERISTICS V. L. Dernovskii, V. A. Glukhov, O. V. Glitko	177
DETERMINATION OF SURFACE FLOW IN AN INLAND RESERVOIR WITH REGULATED FLOW USING HIGH-RESOLUTION SATELLITE DATA: A TEST EXPERIMENT ON THE GORKY RESERVOIR D. V. Dobrokhotova, I. A. Kapustin, O. A. Danilicheva et al.....	183
COMPARISON OF THE REMOTE SENSING REFLECTANCE MEASURED BY THE DECK SPECTRORADIOMETER WITH THE MODELING RESULTS M. A. Pavlova, S. V. Sheberstov, D. I. Glukhovets et al.....	188

WATER DISCHARGE OF THE DANUBE RIVER ACCORDING TO MEDIUM-RESOLUTION OPTICAL SATELLITE DATA V. V. Suslin, E. A. Podgibaylov, O. V. Martynov et al.	194
ESTIMATING THE RECONSTRUCTED SEA SURFACE SALINITY IN THE SEA OF AZOV RELATIVE TO MONTHLY CLIMATOLOGICAL <i>in situ</i> T. Ya. Shulga, V. V. Suslin.....	198

**OPTICS OF THE SEA SURFACE AND MARINE ATMOSPHERE;
INSTRUMENTS FOR MEASURING OPTICAL CHARACTERISTICS**

A SUBMERSIBLE PHOTOELECTRONIC PROBE FOR STUDYING FLUORESCENCE IN NATURAL WATERS V. S. Goryainov, K. G. Antonenko, M. A. Malyga	206
COMPARISON OF THE RESULTS OF CALCULATION OF BIO-OPTICAL CHARACTERISTICS WITH USING THE L2 AND L3 LEVELS DATA OF OCEAN COLOR SCANNER MODIS-AQUA I. V. Sahling, S. V. Vazyulya, S. V. Sheberstov et al.....	212
SPECTRAL CORRECTION OF VERTICAL PROFILES OF CHLOROPHYLL FLUORESCENCE INTENSITY ON THE CONTRIBUTION OF FLUORESCENCE OF COLORED ORGANIC MATTER O. B. Kudinov.....	218
ESTIMATION OF THE MAXIMUM DEPTH OF HYDRODYNAMIC STRUCTURE MANIFESTATION IN REMOTE SENSED SEA COLOR DATA N. A. Lipinskaya, P. A. Salyuk	224
DETECTION OF MIXING AREAS OF DIFFERENT TYPES OF WATERS ACCORDING TO REMOTE OPTICAL MEASUREMENTS WITH A THREE-CHANNEL HYPERSPECTROMETER V. V. Rostovtseva, A. S. Izhitskiy, B. V. Konovalov	228
FEATURES OF THE ATMOSPHERIC CORRECTION ERRORS IN THE PRESENCE OF AN ABSORBING AEROSOL OVER THE SEA E. B. Shybanov, A. S. Papkova.....	233
INVESTIGATION OF AEROSOL OPTICAL DEPTH OVER THE GORKY RESERVOIR IN 2022–2023 D. V. Kalinskaya, A. A. Molkov	238
STEREOOPTICAL METHODS OF SEA SURFACE PROCESSES REGISTRATION N. A. Bogatov, A. V. Ermoshkin, I. A. Kapustin et al.	244
PECULIARITIES OF FLUORESCENCE PROFILES AND SPECIES COMPOSITION OF PHYTOPLANKTON IN THE BLACK SEA IN EARLY AUTUMN 2020 O. B. Kudinov1, V. V. Suslin, R. I. Lee et al.	250
RESTORING OF SEA SURFACE FEATURES BY OPTICAL IMAGES V. L. Titov, E. M. Zuikova.....	255

Н а у ч н о е и з д а н и е

**Труды XII Всероссийской конференции с международным участием
«Современные проблемы оптики естественных вод»**

Э л е к т р о н н о е и з д а н и е

Оригинал-макет изготовлен в Санкт-Петербургском филиале
Института океанологии им. П. П. Ширшова РАН

Технические редакторы Н. В. Башмакова, А. В. Сторожевых
Компьютерная вёрстка Н. В. Башмаковой

ISBN 978-5-6051054-4-2



9 785605 105442 >