

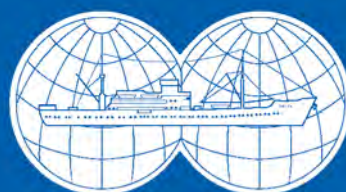
Том 65, Номер 3

ISSN 0030-1574

Май - Июнь 2025



ОКЕАНОЛОГИЯ



НАУКА
— 1727 —

СОДЕРЖАНИЕ

Том 65, номер 3, 2025

Физика моря

- Гидролого-гидрохимическая характеристика Обского эстуария (Карское море) в предзимний период
А. А. Недоспасов, С. В. Степанова, Е. А. Аглова, А. С. Щука 363
- Современное распределение и верификация источников естественных нефтепроявлений Азово-Черноморского бассейна
С. К. Клименко, А. Ю. Иванов 376
- Газогеохимические, гидрологические и биооптические характеристики мелководного северо-восточного шельфа острова Сахалин
Н. А. Липинская, Н. С. Сырбу, П. А. Салюк, А. О. Холмогоров 393
- Усвоение данных профильных измерений АРГО и температуры поверхности океана моделью океанской циркуляции NEMO с использованием ансамблевого фильтра Калмана и трехмерного вариационного анализа
В. Н. Степанов, Ю. Д. Реснянский, Б. С. Струков, А. А. Зеленко 408
-

Химия моря

- Распределение и потоки биогенных веществ в заливах Шантарского архипелага
П. Я. Тищенко, П. П. Тищенко, А. А. Рюмина, М. Г. Швецова 422
-

Морская биология

- Зоопланктон моря Лаптевых: проявляется ли “эффект континентального склона” в распределении, активности питания и выедании фитопланктона
А. В. Дриц, А. Ф. Пастернак, Е. Г. Арашкевич, А. А. Недоспасов, Д. Д. Осипова, М. В. Флинт 438
- Биолюминесценция планктонных сообществ Южного океана: Атлантический сектор
А. В. Мельник, Л. А. Мельник, С. А. Пионтковский 460
- Оценка поставки карбонатного углерода моллюсками в прибрежную зону северо-восточного сектора Черного моря в 2008–2023 гг.
Г. А. Колучкина, И. В. Любимов, В. Ю. Федулов, Н. А. Данилова, Н. А. Беляев 474
-

Морская геология

- Происхождение вулкана Гауссберг в пределах континентальной окраины Антарктического континента (петрогеохимические особенности и геодинамическая модель)
А. А. Баранов, Н. М. Сущевская, Л. И. Лобковский 488
- Аномальное магнитное поле юго-восточной части трога Кинг, северо-восточная Атлантика
А. Н. Иваненко, А. М. Городницкий, Н. А. Пальшин, И. А. Веклич, В. Л. Любинецкий 499
- Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности континентальной окраины Танзании
А. Забанбарк, Л. И. Лобковский 512

Информация

Апробация системы мониторинга климата на основе заякоренных платформ, обсерваторий и судовых наблюдений в 96-м рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш”

*М. Д. Кравчишина, А. А. Ключиткин, А. Н. Новигатский, А. В. Гавриков,
Д. А. Пестунов, Ю. А. Штабкин, В. В. Иванов, А. С. Шука,
А. К. Амбросимов, Н. В. Политова, И. М. Анисимов, Б. В. Баранов,
Е. А. Новичкова, Н. В. Козина, А. Г. Матуль, С. К. Гулев*

524

Источники радиационного загрязнения в Арктике в 2024 году (97-й рейс научно-исследовательского судна “Академик Мстислав Келдыш”)

*Н. А. Римский-Корсаков, Н. Я. Книвель, О. Е. Кикнадзе,
А. А. Пронин, А. В. Мишин, А. А. Недоспасов*

528

Исследования современного состояния рыбного сообщества восточной части Баренцева и западной части Карского морей летом 2024 г.

П. Р. Макаревич, О. В. Карамушко, Е. В. Смирнова, Е. В. Расхожева

532

Contents

Vol. 65, No. 3, 2025

Marine Physics

Hydrological and Hydrochemical Features of the Ob Estuary (Kara Sea) in the Season Preceding Winter

A. A. Nedospasov, S. V. Stepanova, E. A. Aglova, A. S. Shchuka 363

Modern Distribution and Verification of Detected Natural Oil Seeps in the Azov-Black Sea Basin

S. K. Klimenko, A. Yu. Ivanov 376

Gas-geochemical, Hydrological, and Biooptical Characteristics of the Shallow Northeastern Shelf of Sakhalin Island

N. A. Lipinskaya, N. S. Syrbu, P. A. Salyuk, A. O. Kholmogorov 393

Assimilation of Argo Profile Measurements and Sea Surface Temperature Data by the NEMO ocean circulation model using an ensemble Kalman filter and three-dimensional variational analysis

V. N. Stepanov, Yu. D. Resnyanskii, B. S. Strukov, A. A. Zelenko 408

Marine Chemistry

Distributions and Fluxes of Nutrients in the Bays of the Shantar Archipelago

P. Ya. Tishchenko, P. P. Tishchenko, A. A. Ryumina, M. G. Shvetsova 422

Marine Biology

Zooplankton of the Laptev Sea: Is the “Effect of the Continental Slope” Manifested in the Distribution, Feeding Activity and Grazing Impact on Phytoplankton?

A. V. Drits, A. F. Pasternak, E. G. Arashkevich, A. A. Nedospasov, D. D. Osipova, M. V. Flint 438

Bioluminescence and plankton communities in the Atlantic Sector of the Southern Ocean

A. V. Melnik, L. A. Melnik, S. A. Piontkovsky 460

Assessment of Inorganic Carbon Input by Mollusks to the Coastal Zone of the North-Eastern Sector of the Black Sea in 2008–2023

G. A. Kolyuchkina, I. V. Lyubimov, V. Yu. Fedulov, N. A. Danilova, N. A. Belyaev 474

Marine Geology

Origin of Gaussberg Volcano within the Continental Margin of the Antarctic Continent (Petrogeochemical Features and Geodynamic Model)

A. A. Baranov, N. M. Sushchevskaya, L. I. Lobkovsky 488

Magnetic Anomalies of the Southeastern Part of the King Through, Northeastern Atlantic

A. N. Ivanenko, A. M. Gorodnitskiy, N. A. Palshin, I. A. Veklich, V. L. Lyubinet ski y 499

Geological Structure and Prospects of Oil and Gas Bearing at the Continental Margin of Tanzania

A. Zabanbark, L. I. Lobkovsky 512

Information

Approbation of a Climate Monitoring System based on Moored Platforms, Observatories and Shipboard Studies in the 96th cruise of the RV “Akademik Mstislav Keldysh”

*M. D. Kravchishina, A. A. Klyuvitkin, A. N. Novigatsky, A. V. Gavrikov,
D. A. Pestunov, Yu. A. Shtabkin, V. V. Ivanov, A. S. Schuka, A. K. Ambrosimov,
N. V. Politova, I. M. Anisimov, B. V. Baranov, E. A. Novichkova, N. V. Kozina,
A. G. Matul, S. K. Gulev*

524

Sources of Radioactive Pollution in the Arctic in 2024 (97th Cruise of the RV “Akademik Mstislav Keldysh”)

*N. A. Rimsky-Korsakov, N. Y. Knivel, O. E. Kiknadze, A. A. Pronin,
A. V. Mishin, A. A. Nedospasov*

528

Research of the Current state of the fish Community of the Eastern Barents and Western Kara Seas in Summer 2024

P. R. Makarevich, O. V. Karamushko, E. V. Smirnova, E. V. Raskhozheva

532

УДК 551.465

ГИДРОЛОГО-ГИДРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБСКОГО ЭСТУАРИЯ (КАРСКОЕ МОРЕ) В ПРЕДЗИМНИЙ ПЕРИОД

© 2025 г. А. А. Недоспасов*, С. В. Степанова, Е. А. Аглова, А. С. Щука

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

** e-mail: nedospasov.aa@ocean.ru*

Поступила 17.10.2024 г.

После доработки 17.12.2024 г.

Принята к публикации 18.12.2024 г.

По данным, полученным в 92-м рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш” 11–13 октября 2023 г. в северной части Обской губы, показано субмеридиональное положение эстуарного фронта в условиях малого стока р. Оби. В работе обсуждается влияние внешних факторов (речной сток, ветровое воздействие, приливы) на гидролого-гидрохимическую структуру вод в Обском эстуарии. На основе полученных данных выделены четыре типа вод, формирующих сложную термохалинную структуру в северной части Обского эстуария и на прилегающем мелководном шельфе Карского моря, разделенных фронтальными разделами с резкими вертикальными градиентами плотности.

Ключевые слова: Обский эстуарий, гидрологический фронт, речной сток, термохалинная структура, зона конвергенции

DOI: 10.31857/S0030157425030016, **EDN:** GUTVYD

ВВЕДЕНИЕ

Согласно определению, предложенному Д. Притчардом, эстуарий – это “полузамкнутый прибрежный водоем, имеющий свободную связь с открытым морем и в котором морская вода заметно разбавляется пресной водой, поступающей вследствие дренажа суши” [36]. Именно во взаимодействии в эстуариях морских и речных вод и образовании так называемого эстуарного барьера (биологического, седиментологического и геохимического) и заключается их ключевая роль для прибрежных экосистем [17, 19, 23, 41]. Изучение процессов, протекающих в эстуариях, имеет особое значение для арктических морей в связи с наличием обширного мелководного шельфа и, зачастую, большой величины речного стока. Так, более трети всего речного стока в Арктику поступает через эстуарии Оби и Енисея [27, 34]. В результате взаимодействия с морскими водами в этих эстуариях происходит основная трансформация аллохтонных биогенных элементов, взвешенного и растворенного терригенного материала.

Обская губа является замыкающим водоемом бассейна рек Обь и Таз. Объем пресного стока, поступающего в год через Обскую губу в Кар-

ское море, по оценкам В.В. Иванова, составляет 530 км³, из которых около 75.8% составляет р. Обь [8–10]. Смешанный тип питания, огромная площадь водосборного бассейна р. Оби, отличающегося высокой степенью естественной зарегулированности, приводят к растянутости волны половодья практически на весь период открытой воды (с середины июня по середину октября) [1, 13, 14].

Согласно современной классификации, предложенной В.Н. Михайловым [19], Обская губа – микроприливный, сильно стратифицированный эстуарий лиманного типа с неблокированной приморской частью, что выражается в наличии контактирующих друг с другом “клина” опресненных вод в поверхностном слое и “клина” осолоненных вод в придонном слое. Вытянутую с севера на юг на 800 км Обскую губу, шириной 30–90 км, можно разделить на три части: южную, примыкающую к дельте р. Оби и простирающуюся до Тазовской губы, с глубинами от 1–3 м в своей южной части до 10 м на севере, центральную со средними глубинами 10–15 м – до траверза м. Штормовой (71.9° с. ш.) и северную – до границы с устьевой зоной приемного водоема – Карского моря [15]. Большая часть акватории северной

части Обского эстуария занята выходным баром шириной 50 км и глубинами около 10 м, вытянутым с северо-запада на юго-восток (рис. 1а).

Именно в северной части происходит основной контакт пресных речных вод с солеными водами Карского моря, формирующий эстуарную фронтальную зону. Положение “речной” границы этой зоны, условно проводящейся по изохалине 0.5 епс, имеет сезонный характер, смещаясь между волной половодья и концом зимней межени на 300 км с севера на юг [14, 18]. Бар в северной части акватории Обского эстуария препятствует продвижению соленых и плотных карскоморских вод в южном направлении в придонном слое [11]. Необходимо отметить, что над баром идет активный процесс осаждения аллохтонных взвешенных веществ [17].

В соответствии с классификациями, предложенными в конце XX в. [20, 21], в Карском море выделяются шесть водных масс в классическом определении [5]: Речные воды, Поверхностные Арктические воды Карского моря, Баренцево-морские воды, Зимние поверхностные воды, Глу-

бинные Атлантические воды и Придонные воды. Позже, в начале XXI в., лишь в контексте Обской губы были выделены четыре водные массы: водная масса речного плюма, зимняя полярная водная масса Карского моря, эстуарная водная масса и речные воды [11]. Подобная ситуация, на наш взгляд, связана с тем, что авторы стали свободнее трактовать понятие “водные массы”, уходя от оригинального определения. Мы считаем термин “водные массы” в классическом понимании неподходящим для тех пространственно-временных масштабов, в которых проводились работы. Наиболее корректной, на наш взгляд, представляется классификация, предложенная в работе [35], в которой авторы перешли от выделения водных масс к их типам. Например, для Обской губы и прилегающего шельфа были выделены речные водные массы, эстуарные поверхностные, промежуточные и придонные водные массы, а также водные массы речного плюма. Кроме того, у этих типов водных масс могут существовать летние и зимние модификации. В своей работе для разделения типов вод мы

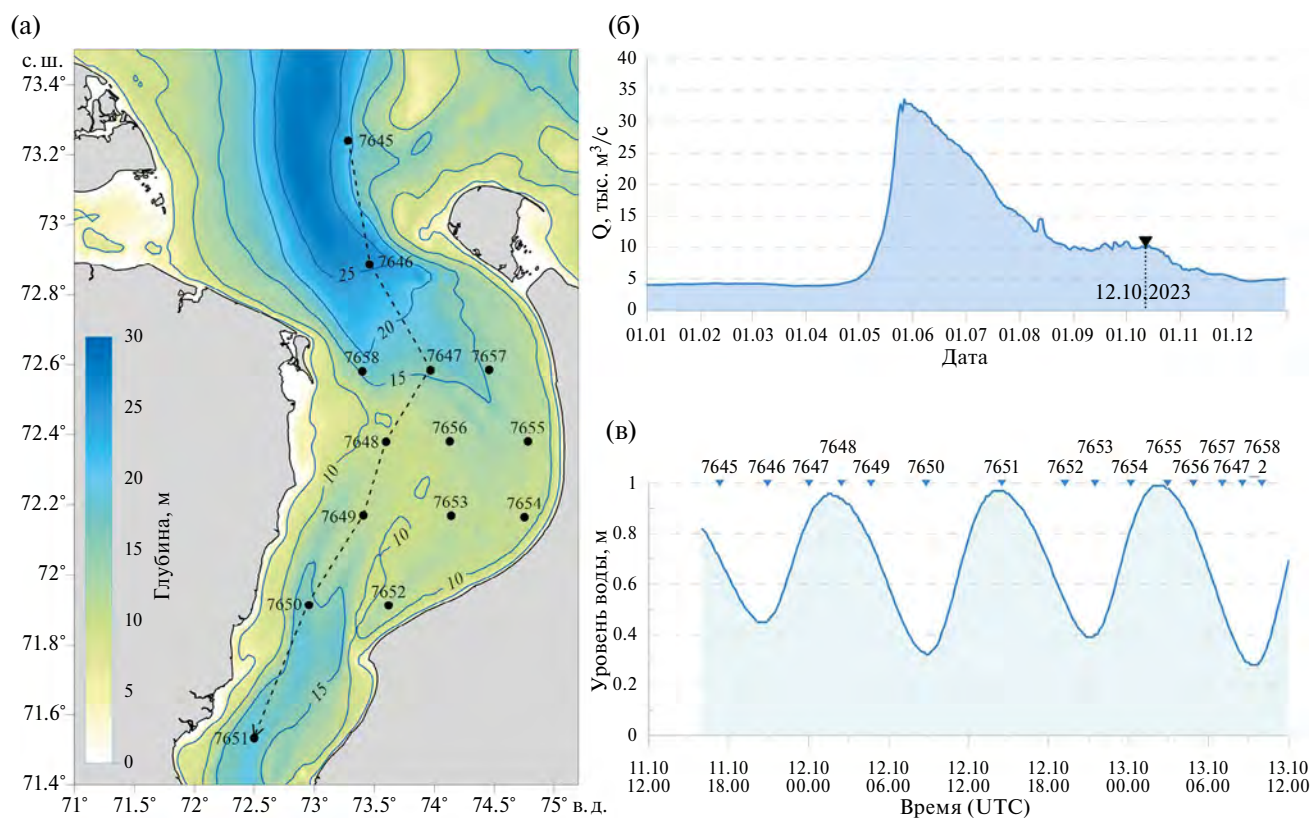


Рис. 1. Характеристика района работ: (а) рельеф дна северной части Обского эстуария (обский бар имеет глубину менее 15 м и расположен между 72° и 72.4° с. ш.) и схема расположения станций. Пунктирной линией обозначен гидрологический разрез, выполненный на первом этапе работ; (б) гидрограф р. Оби в г. Салехарде за 2023 г. по данным [42]. Черным треугольником отмечена дата проведения работ; (в) уровень воды (м) в северной части Обского эстуария, вычисленный по гармоническим постоянным из базы данных WXTide32 [37].

использовали области с повышенными градиентами (вертикальными и горизонтальными) гидрофизических параметров. Таким образом, рассматриваемая нами классификация несколько отличается от предложенной ранее, но позволяет довольно точно разделить схожие по свойствам воды.

Актуальность данной работы заключается в проведении исследований в период малой воды непосредственно перед началом ледообразования в Обской губе (рис. 1б). Ранее наблюдения в северной части Обского эстуария проводились преимущественно в весенне-летний период и в начале осени. Так, наиболее приближенная по времени гидрологическая съемка в рассматриваемом районе была выполнена в экспедиции, проведенной сотрудниками Всероссийского научно-исследовательского института рыбного хозяйства и океанографии и Института океанологии РАН в период низких вод (речной сток был меньше в сравнении с половодьем в два раза) с 18 сентября по 7 октября 2010 г. [13, 16]. Наши работы состоялись на три недели позже, при ослаблении речного стока до одной трети от максимальных значений в период половодья в конце мая – начале июня. В этот период влияние речного стока, который, несомненно, является основным фактором, формирующим гидрологическую структуру и циркуляцию вод в эстуариях лиманного типа [19], значительно ослабевает и увеличивается роль ветрового воздействия, приливов и их взаимодействия с рельефом дна [24, 30, 45]. В силу уменьшения скорости потока речных вод происходит ослабление действия силы Кориолиса, что приводит к отжиманию стокового течения от восточного берега солеными водами, затекающими из Карского моря [13]. Помимо этого увеличивается дальность распространения морских вод в придонном слое вглубь эстуария. Основная цель работы – изучение влияния внешних факторов на гидролого-гидрохимическую структуру вод северной части Обского эстуария в позднеледовый период перед ледоставом.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Работы в Обском эстуарии проводились 11–13 октября 2023 г. в два этапа в 92-м рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш” в Карское море. Первый этап заключался в выполнении разреза протяженностью 205 км, состоящего из 7 станций, вдоль оси эстуария от станции 7645, располо-

женной на шельфе Карского моря на 73.24° с. ш., до станции 7651 на 71.53° с. ш. на траверзе бухты Тамбей. Станции 7648 и 7649 были выполнены над обским баром. Среднее расстояние между станциями разреза составляло 40 км с его уменьшением над баром до 25 км.

Второй этап работ был выполнен в широкой части Обского эстуария севернее 71.8° с. ш. Для исследования пространственного распределения гидролого-гидрохимических параметров были выполнены 7 станций, охватывающих акваторию северной части эстуария с пространственным разрешением 25 км. Схема расположения станций, выполненных в ходе двух этапов работ в Обском эстуарии и батиметрическая карта района приведены на рис. 1а.

Измерения гидрофизических параметров *in situ* на комплексных океанологических станциях велись с борта судна с помощью комплекса SBE 911plus. Кроме CTD-зонда в гидрологическом комплексе были установлены датчики флуоресценции и мутности воды. Помимо вертикальных зондирований, на протяжении всего маршрута судна в приповерхностном слое велась непрерывная регистрация температуры и солености воды, интенсивностей флуоресценции окрашенного растворенного органического вещества (ОРОВ) и показателя ослабления света морской водой на длине волны 530 нм с помощью проточного измерительного комплекса [3]. Забор воды проводился с глубины ~ 4 м. Дискретность измерений составляла 10 с, что при максимальной скорости движения судна 10 узлов позволило выполнить исследование изменчивости гидрологических и гидрооптических параметров с пространственным разрешением около 50 м.

Комплекс гидрохимических параметров на океанологических станциях включал в себя измерение следующих характеристик: водородный показатель (pH), общая титруемая щелочность (Ta), растворенный кислород (O₂), азот нитритный (NO₂), нитратный (NO₃), аммонийный (NH₄) и общий (N_{tot}), фосфор общий (P_{tot}), фосфор минеральный (PO₄), растворенный неорганический кремний (Si). Отбор проб для определения гидрохимических параметров проводился 5-литровыми батометрами, установленными на кассету SBE32. Все гидрохимические определения проводились по принятой методике [26].

Для того чтобы более достоверно оценить основные факторы, влияющие на изменение

содержания растворенного в воде кислорода, рассчитывалась величина “кажущегося потребления кислорода” (Apparent Oxygen Utilization — AOU) — отклонение концентрации кислорода от состояния насыщения. Расчет растворимости кислорода проводился с использованием стандартного соотношения [44]. Избыток кислорода ($AOU < 0$) свидетельствует о преобладании продукционных процессов над деструкционными, его дефицит ($AOU > 0$) говорит об увеличении доли деструкционных процессов в воде.

Помимо данных, полученных непосредственно в ходе экспедиции, были использованы данные из открытых источников. Батиметрической основой настоящей работы стала цифровая модель рельефа дна, созданная по картам ГУНИО МО РФ [31]. Гидрограф р. Оби за 2023 г. был построен по данным [42]. Предвычисление приливов выполнялось по гармоническим постоянным из базы данных WXTide32 для пункта Сабуле-Яха, расположенного на восточном берегу северной части Обского эстуария. Алгоритм прогнозирования приливов с помощью программы WXTide32 представлен в [37]. Для изучения ветровой обста-

новки над исследуемой акваторией в период проведения работ использовались данные реанализа ветра ERA5 с пространственным разрешением 0.25° и дискретностью 1 ч [28].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Типы вод. На первом этапе работ при выполнении субмеридионального разреза в северной части Обского эстуария и на прилежащем шельфе Карского моря были обнаружены воды, различающиеся по гидрофизическим параметрам: эстуарные воды, воды поверхностного опресненного слоя (ПОС), промежуточные трансформированные воды, зимние шельфовые воды Карского моря. Границами этих вод являются фронтальные разделы с повышенными вертикальными градиентами плотности, которые отмечены красными пунктирными линиями (рис. 2).

Наиболее пресные и теплые *эстуарные воды* (тип I) наблюдались в южной части разреза. Соленость в них изменялась в диапазоне от 5.5 до 10 епс, температура превышала 3°C . Зона контакта с речными водами сместилась значительно южнее исследуемой акватории и не была достиг-

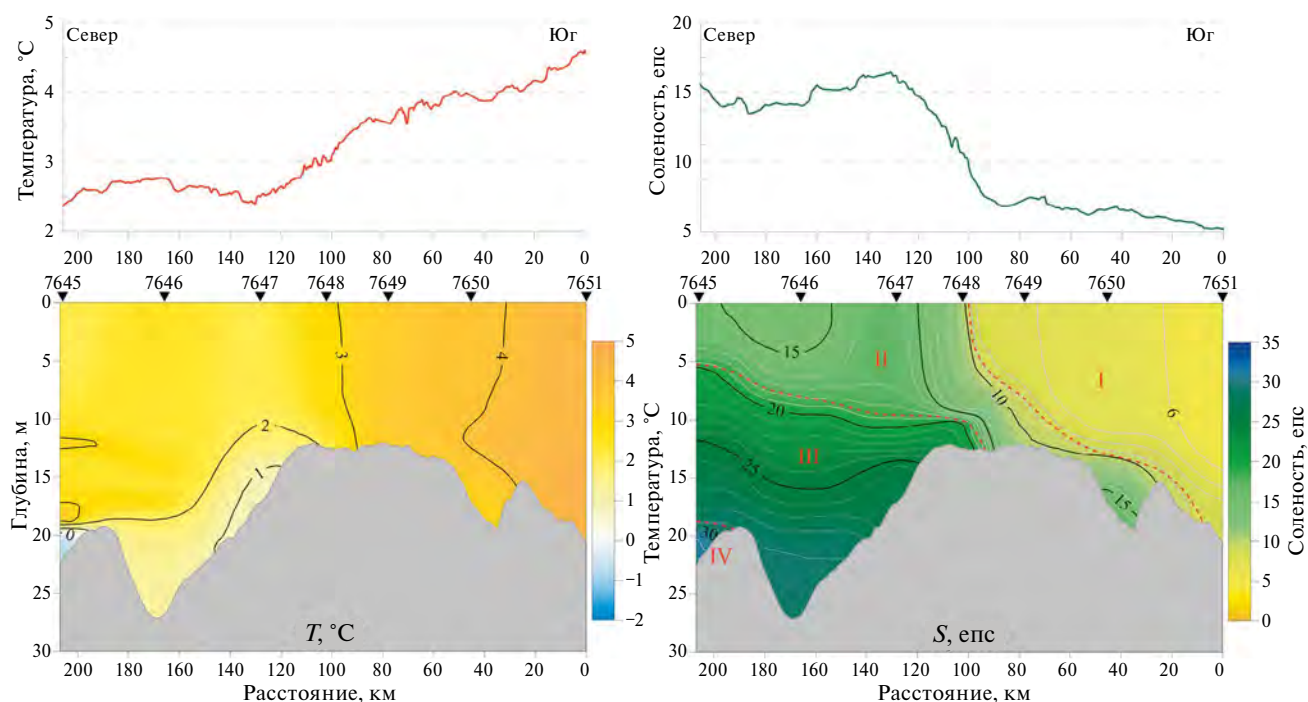


Рис. 2. Температура ($^\circ\text{C}$) и соленость (епс) воды в приповерхностном слое (по данным проточной системы) вдоль Обского разреза (вверху) и их вертикальные распределения на разрезе (внизу). Отсчет расстояния идет от южной станции разреза, расположенной в речной части, к морю. Красным пунктиром выделены фронтальные разделы по максимальным значениям вертикального градиента плотности; римскими цифрами отмечены выделенные типы вод: тип I — эстуарные воды, тип II — воды ПОС, тип III — промежуточные трансформированные воды, тип IV — зимние шельфовые воды Карского моря.

нута нами в ходе работ в Обской губе. Северной границей эстуарных вод являлся эстуарный фронтальный раздел, сохраняющий свое положение над обским баром даже в условиях смещения границы речных вод в южном направлении. Горизонтальный градиент солености в районе станции 7648, где этот фронтальный раздел выходил на поверхность, достигал 0.8 епс/км. Его квазистационарное положение может свидетельствовать о его топографической привязке к области бара. При этом внешние факторы (речной сток, ветровое воздействие и приливные течения) оказывают незначительное влияние на его флуктуации в пространстве, что ранее отмечалось и в работе [11]. Южнее фронтальный раздел резко заглублялся до 8 м на станции 7649 и 13 м на станции 7650, где в халоклине вертикальный градиент солености достигал 3 епс/м. На южной станции разреза 7651 вертикальная стратификация практически полностью отсутствовала, и лишь в придонном 2-метровом слое происходило увеличение солености с 6 до 8 епс.

Эстуарный фронт отделял эстуарные воды от *вод ПОС* (тип II) с соленостью 14–20 епс. Эти воды образуются в результате взаимодействия речных и морских вод в период половодья. К концу лета они часто занимают обширную область шельфа Карского моря. В зимний период занимаемая ими акватория значительно уменьшается, а их соленость увеличивается до 15–25 епс [11]. В ходе наших работ в Обском эстуарии эти воды наблюдались в верхнем 5–10-метровом слое в северной части разреза (станции 7645–7647). Под ними располагался второй фронтальный раздел, заглубляющийся с 7 м на станции 7645 к югу, упираясь в бар в районе станции 7648. Его выхода на поверхность в пределах исследуемой акватории не наблюдалось. Вертикальный градиент солености в нем превышал 3 епс/м на всех станциях, кроме ст. 7647.

Третий выделенный нами тип вод — *промежуточные трансформированные воды* (тип III) — представлял собой стратифицированный слой, в котором соленость увеличивалась с глубиной от 20 до 28 епс. По сути, этот слой является стоковым фронтальным разделом. К концу осени в результате вертикального перемешивания во время штормовых событий толщина градиентного слоя увеличивается, а величина градиента уменьшается. Механизм трансформации стокового фронтального раздела с дальнейшей рестратификацией довольно подробно обсуждался в работе [7].

В связи с тем, что в исследуемой акватории воды этого слоя занимали большую часть толщи, в настоящей работе мы их выделили в отдельный тип.

В придонном слое внешней части разреза (ст. 7645) наблюдались *зимние шельфовые воды* Карского моря (тип IV) с отрицательными значениями температуры (до -0.7°C) и более высокой соленостью (>30 епс). Вертикальные градиенты температуры и солености на верхней границе этого слоя составляли $3.6^{\circ}\text{C}/\text{м}$ и 2.8 епс/м соответственно.

Термохалинная структура. Во время выполнения второго этапа работ в Обском эстуарии было получено пространственное распределение гидрофизических параметров на акватории, которое демонстрирует общую схему взаимодействия эстуарных и более соленых вод как в поверхностном, так и в придонном слоях в условиях осенней межени р. Оби перед ледоставом (рис. 3). Вынос эстуарных вод происходил вдоль западного берега. Восточная часть, называемая “эстуарным мешком” [40], находилась под влиянием вод ПОС. В придонном слое более соленые морские воды, “зажатые” сверху эстуарными водами и водами ПОС, упирались в бар, препятствующий их распространению вглубь эстуария. К северо-востоку от бара воды с соленостью более 20 епс наблюдались на всех вертикальных профилях в придонном слое.

Наши исследования показали, что эстуарный фронт располагался практически вдоль оси эстуария, что при сравнительно слабом расходе реки может быть связано с взаимодействием приливных течений с рельефом дна [22]. Наибольший вертикальный градиент солености был отмечен на станции 7658 и составлял 8 епс/м. Здесь в поверхностном слое происходит вынос эстуарных вод в приемный водоем, а, судя по исследованиям [2], в результате выхода приливной волны Карского моря на мелководье северной части Обской губы наблюдаются наибольшие амплитуды приливных течений во всей ее акватории.

С учетом субмеридионального расположения фронта на поверхности моря, на втором этапе работ судно дважды пересекло его — при подходе к станции 7653 и между станциями 7647_2 и 7658. Горизонтальный градиент солености через фронт был вдвое больше, чем при пересечении его на разрезе, и достигал 1.54 епс/км. Было установлено, что во время проведения работ — от I этапа по II (с 18:00 UTC 11 октября по 18:00 UTC 12 октября выполнялся разрез, а затем еще ровно сутки до 18:00 UTC 13 октября проводилась площадная

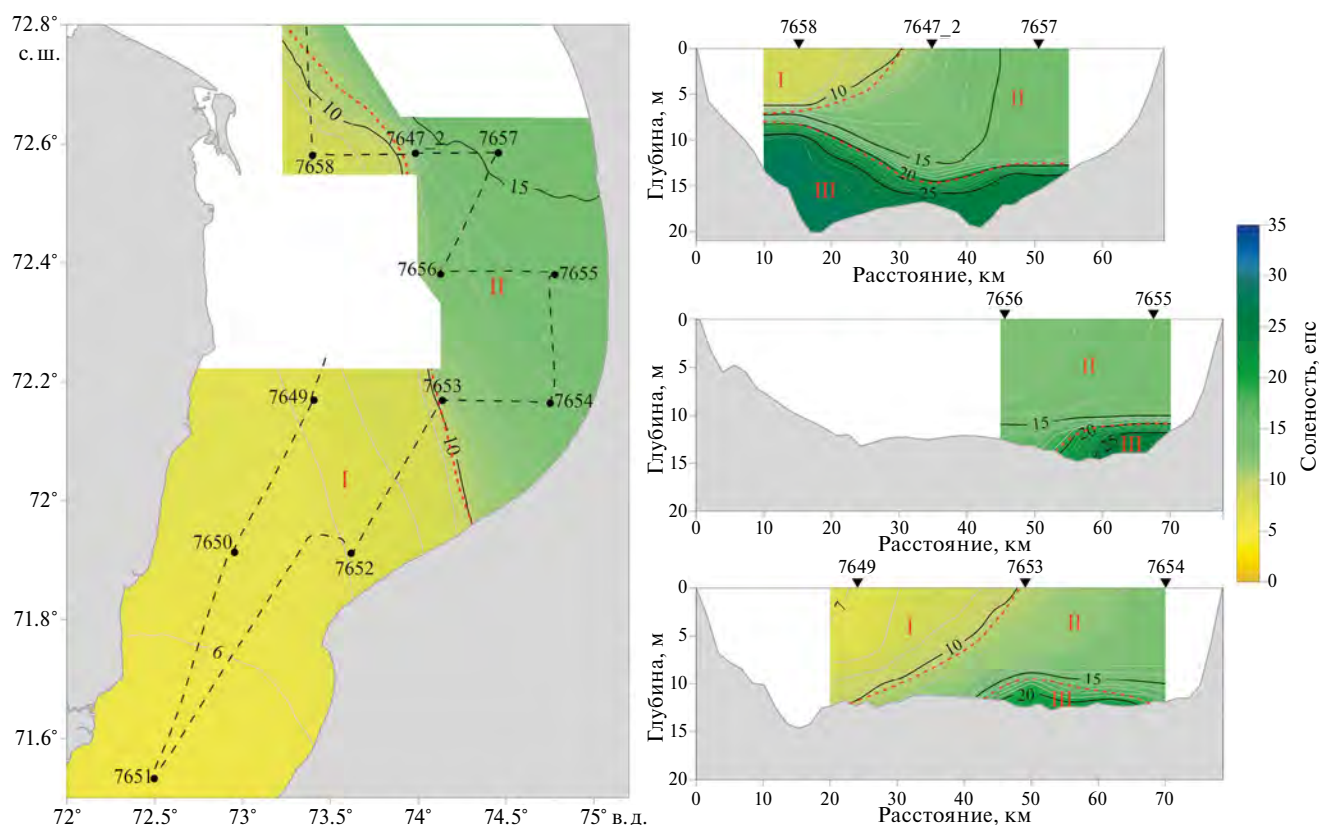


Рис. 3. Распределение солёности воды (пс) в приповерхностном слое по данным проточной системы (слева). Пунктиром обозначен маршрут судна с измерениями проточной системой. Красный точечный пункт — эстуарный фронт. Вертикальное распределение солёности на поперечных разрезах в северной части Обского эстуария (справа). Красным пунктиром выделены фронтальные разделы по максимальным значениям вертикального градиента плотности; римскими цифрами отмечены выделенные типы вод.

съемка) — фронт сместился в восточном направлении на расстояние около 20 км всего за сутки (с 12 по 13 октября). В связи с этим на карте распределения солёности в приповерхностном слое не проводилась интерполяция в области высоких горизонтальных градиентов солёности, наблюдаемых при выполнении первого этапа работ в районе станции 7648. К смещению фронта могло привести влияние приливов или ветрового воздействия в период малого речного стока.

Влияние приливов и ветрового воздействия на динамику эстуарного фронта. Согласно имеющимся представлениям на всей акватории Обской губы в безледный период преобладает полусуточный прилив с максимальной амплитудой колебаний 54 см в районе о-ва Халэвнго у Ямальского берега [12]. При распространении на юг происходит плавное затухание приливной волны. На рис. 1в представлено изменение уровня воды в период работ в Обском эстуарии, вычисленный по гармоническим постоянным для пун-

кта р. Сабуле-Яха, расположенного вблизи станции 7654. Станции выполнялись в разные фазы прилива, что затрудняет анализ влияния приливных колебаний на структуру вод в эстуарии. Тем не менее следует отметить, что “западное” положение фронта (при его пересечении на 72.38° с. ш. в районе станции 7648) наблюдалось в период высокой воды. “Восточное” же положение фронта (при его пересечении на 72.17° с. ш. у станции 7653 и на 72.58° с. ш. у станции 7647_2) соответствует фазе низкой воды. В обоих случаях фронт сохранял свое положение практически вдоль оси эстуария. Подобные продольные фронтальные разделы обычно располагаются вдоль осей характерных особенностей донной топографии [22]. Исследования продольных эстуарных фронтов ведутся довольно давно [29, 32], и к настоящему времени существуют три основные теории механизма их формирования [43]. Мы предполагаем, что формирование эстуарного фронта в рассматриваемом районе связано с диссипацией ки-

нетической энергии течений над мелководным баром, что может объяснять его квазипостоянное положение. В северной части Обского эстуария скорость сизигийного приливного течения составляет около 50 см/с, что почти на порядок больше скорости стокового течения даже во время половодья (10 см/с и менее) [2, 4]. Согласно критерию Симпсона–Хантера положение фронта в условиях взаимодействия приливного течения с рельефом дна определяется отношением глубины места к кубу средней сизигийной амплитуды скорости течения [38, 39]. Таким образом, наблюдаемое смещение фронта может быть связано с изменением скорости приливных течений. Однако определение способа генерации продольного фронта в Обском эстуарии не являлось целью данной работы и требует дополнительных измерений параметров течений на протяжении приливного цикла.

Как показал анализ данных по реанализу ветра, работам в северной части эстуария предшествовало ослабление северного ветра с 7 м/с 11 октября

в 0:00 UTC до 4 м/с в 17:00 UTC (рис. 4). Позже, при продвижении судна вглубь эстуария, произошла смена направления ветра на юго-восточное и увеличение его скорости до 8 м/с к 18:00 UTC 12 октября, когда произошла его стабилизация до завершения работ 13 октября в 10:01 UTC. Незначительная изменчивость ветровой обстановки над акваторией в период выполнения работ на станциях 7648–7647_2 может говорить о том, что смещение гидрологического фронта в восточном направлении на 20 км не было связано с ветровым воздействием.

Результаты, представленные в работе [33], могут служить подтверждением нашей гипотезы. А.А. Осадчиевым были проведены расчеты, демонстрирующие, что при среднем ветре 5 м/с над акваторией северной части Обского эстуария его влияние на циркуляцию вод значительно слабее, чем горизонтального градиента плотности. При южном и восточном ветрах на акватории эстуария формировалась антициклоническая циркуляция, включающая в себя вынос речных вод вдоль

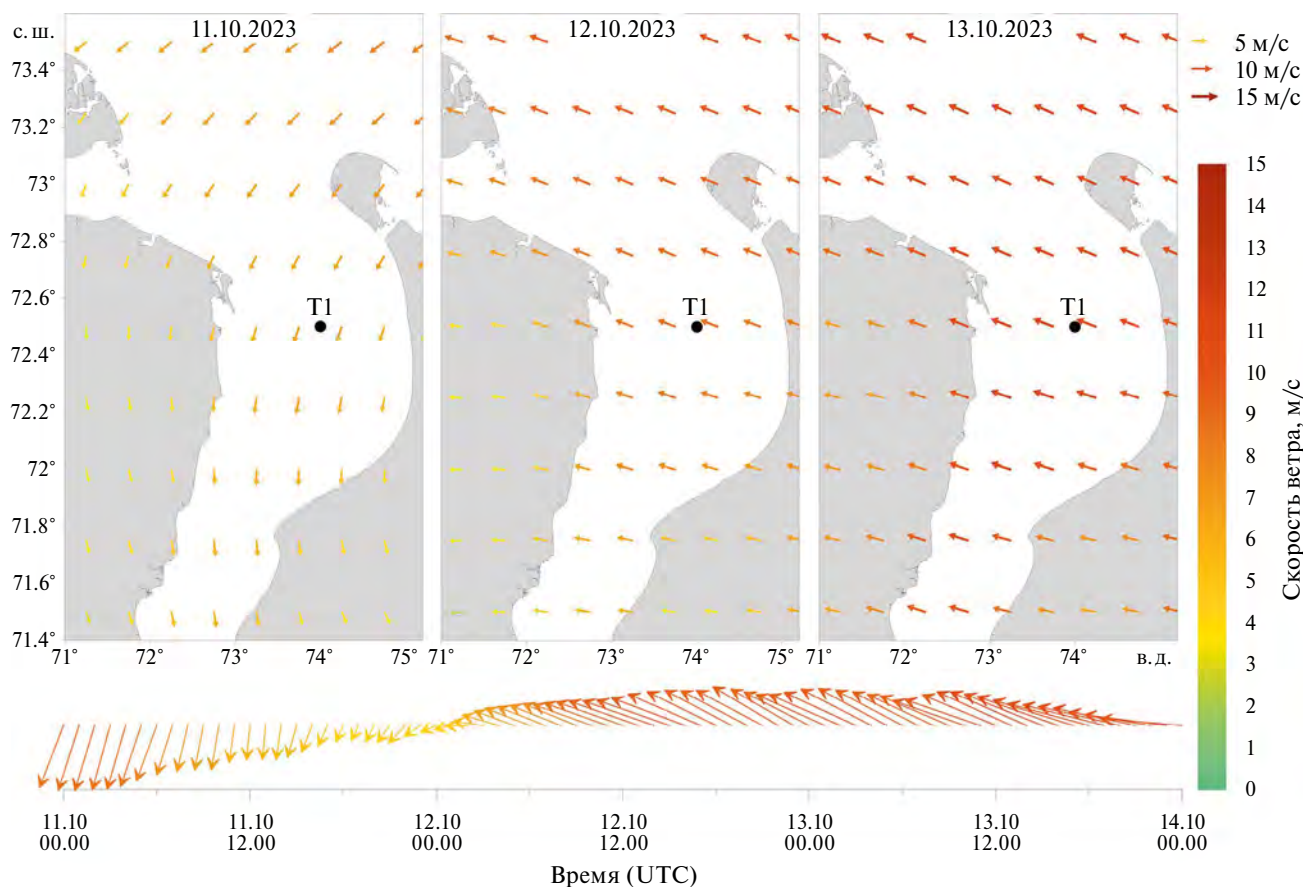


Рис. 4. Скорость и направление ветра над акваторией северной части Обского эстуария в период работ (вверху), временная изменчивость ветра в точке T1 по данным реанализа ERA5 [28].

западного берега за счет особенностей орографии и рельефа дна и заток морских вод из Карского моря вдоль восточного берега. Северный и западный ветры, в свою очередь, затрудняли антициклоническую циркуляцию, формируя вихревые структуры вдоль гидрологического фронта.

Оптические характеристики. Гидрооптические параметры могут выступать в качестве трассера пресных вод, а также маркировать динамические процессы, происходящие в прифронтальной зоне. На диаграмме зависимости мутности воды от солёности хорошо видно, что при общем уменьшении взвеси в направлении от реки в море, над баром и, особенно, в западной части эстуария, где происходит основной вынос речных вод, наблюдается значительное повышение мутности воды (рис. 5а). Так, наиболее мутные воды наблюдались на станциях, расположенных с “речной” стороны от гидрологического фронта (ст. 7649 и 7650), что может быть связано с наличием зоны фронтальной конвергенции [22]. На северных внешних эстуарных станциях (ст. 7645–7647) мутность значительно увеличивается только в придонном 3-метровом слое. Из общей картины сильно “выбивается” станция 7658,

на которой мутность была высокая во всей исследованной толще. Вероятным механизмом этого являются интенсивные вертикальные потоки при взаимодействии разнонаправленных течений — приливного и стокового.

Хорошим маркером пресных вод в Карском море, которые, как правило, богаты органическим веществом, является интенсивность флуоресценции ОРОВ [6]. На рис. 5б видна обратная зависимость интенсивности флуоресценции ОРОВ от солёности, характерная для данной акватории [25]. Помимо этого при продвижении вглубь эстуария наблюдается и увеличение показателя ослабления света морской воды, что связано с более высоким содержанием взвеси в речных водах. Следует также отметить, что интенсивность флуоресценции ОРОВ при одинаковой солёности различалась вблизи западного берега и в “эстуарном мешке”. Так, высокие значения интенсивности флуоресценции при той же солёности наблюдались при движении с севера на юг, а также в районе станции 7658, расположенной с “речной” стороны от фронта. Максимальные величины рассматриваемых оптических характеристик наблюдались в районе станции 7649, где, по-видимому, находилась зона конвергенции.

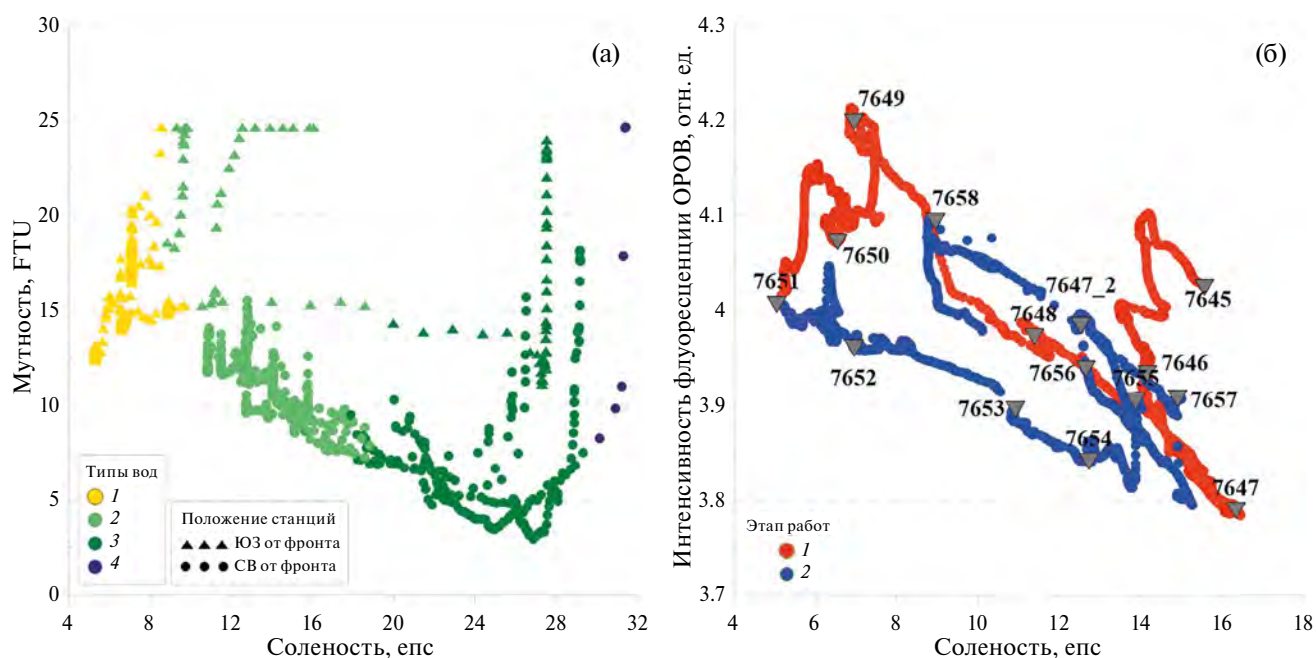


Рис. 5. Распределение оптических показателей в поле солёности: (а) диаграмма зависимости мутности (FTU) от солёности воды (епс) в Обском эстуарии по данным вертикальных зондирований. Цветом обозначено соответствие выделенным типам вод. Треугольниками отмечены станции, расположенные с “речной” (западной) стороны от эстуарного фронта, кругами — с “морской” стороны (восточной); (б) диаграмма зависимости интенсивности флуоресценции ОРОВ (отн. ед.) от солёности воды (епс) по данным проточной системы. Цветом обозначены этапы работ.

Гидрохимическая структура. В период проведения работ в северной части Обской губы наблюдалось преобладание деструкционных процессов над продукционными во всей толще вод, о чем свидетельствуют положительные значения AOU . Учитывая, что в рассматриваемый сезон фитопланктон уже не оказывает существенного влияния на содержание биогенных элементов [40], создаются условия для начала процессов регенерации основных форм биогенных элементов. Действительно, на большей части акватории, как в поверхностном, так и в придонном слоях отмечались высокие значения NH_4 и присутствие NO_2 . Было заметно также увеличение концентраций NO_3 и PO_4 в поверхностном слое. На момент исследований растворенный фосфор уже на 90% перешел в минеральную форму, в то время как растворенный азот преимущественно находился в органической форме (в среднем, органический азот составлял около 50% от общего). Значительное влияние на вертикальное и пространственное распределения биогенных элементов, естественно, оказывают гидрологические условия и орография, создавая различные условия для их трансформации и накопления.

Вертикальное распределение гидрохимических параметров в целом соответствует распределению гидрофизических параметров в исследуемой акватории и определяется, во многом, положением фронтальных разделов (рис. 6).

Как видно на рис. 6, к северу от бара, где, как было отмечено выше, толща вод была сильно стратифицирована, в поле гидрохимических параметров выделяются два отличных по характеристикам слоя, которые соответствуют II и III типам вод, выделенных нами ранее. Слой зим-

них вод (тип IV) не выделяется отчетливо в поле гидрохимических параметров, по крайней мере, на разрезе.

В районе фронта (над обским баром) распределение гидрохимических параметров по вертикали, как и ожидалось, носило более однородный характер. В поле гидрохимических параметров отмечаются локальные экстремумы (ст. 7649 и 7650), что, как уже говорилось в предыдущем разделе, связано с существованием зоны конвергенции, приуроченной к фронтальному разделу.

Южнее 72° с. ш. за баром в вертикальном распределении гидрохимических параметров вновь наблюдаются различия в величинах между поверхностным и придонным слоями. Однако они выражены слабее, чем на северных станциях. Концентрации фосфатов и кремния здесь достигали 1.3 и 60 μM соответственно. Концентрации форм минерального азота составляли порядка 4, 3 и 0.15 μM для нитратного, аммонийного и нитритного азота соответственно. Более заметны были различия в вертикальном распределении гидрохимических параметров (прежде всего, минерального фосфора, кислорода и аммонийного азота) на станции 7950, где в придонном слое наблюдались более соленые воды. Значения гидрохимических параметров для выделенных нами типов вод приведены в табл. 1.

В целом типы вод III и IV, которые, как уже говорилось выше, не выходили на поверхность в пределах исследуемой акватории, отличались низкими значениями кислорода и наибольшими значениями AOU . В этих водах концентрация фосфатов и кремния была в целом ниже, чем в опресненных поверхностных водах, порядка 0.7 и 35 μM соответственно. Концентрация

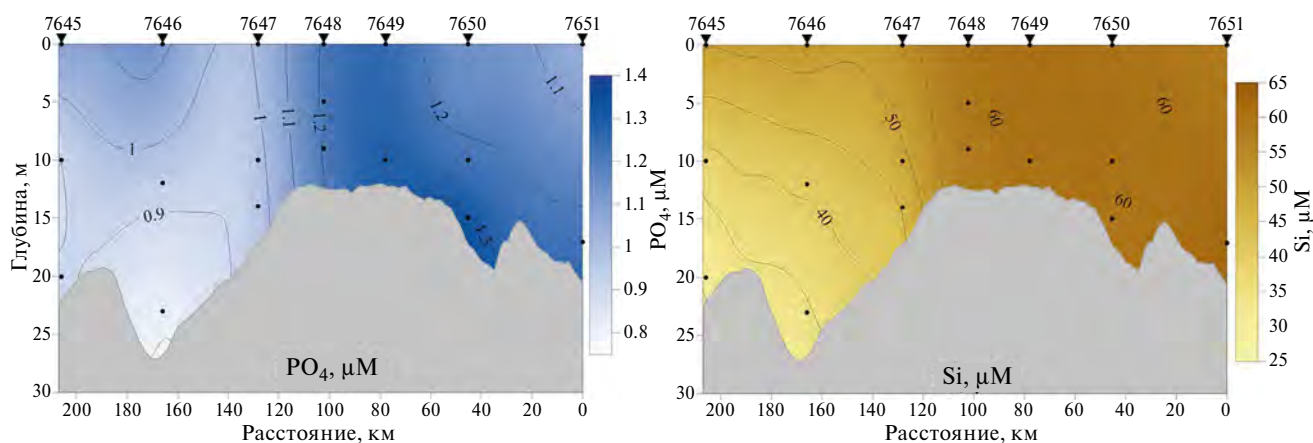


Рис. 6. Вертикальные распределения минерального фосфора (PO_4 , μM) и растворенного кремния (Si , μM) на разрезе.

Таблица 1. Содержание биогенных элементов в типах вод, выделенных по гидрофизическим параметрам

Параметр	Эстуарные воды (тип I)	Воды ПОС (тип II)	Промежуточные воды (тип III)	Зимние воды (тип IV*)
O ₂ , мл/л	7.5–8.5	7.3–8.5	5.6–7.7	5.6
AOU, μM	17–44	14–53	16–116	125
Si, μM	58–62	48–60	33–55	30
PO ₄ , μM	1.0–1.5	0.9–1.4	0.7–1.1	1.0
NO ₃ , μM	2.9–4.5	1.9–4.7	2.8–7.1	5.2
NO ₂ , μM	0.15–0.19	0.10–0.27	0.07–0.16	0.06
NH ₄ , μM	1.9–3.6	1.5–3.4	0.4–3.3	0.1

*Значения получены только в одной точке на станции 7645.

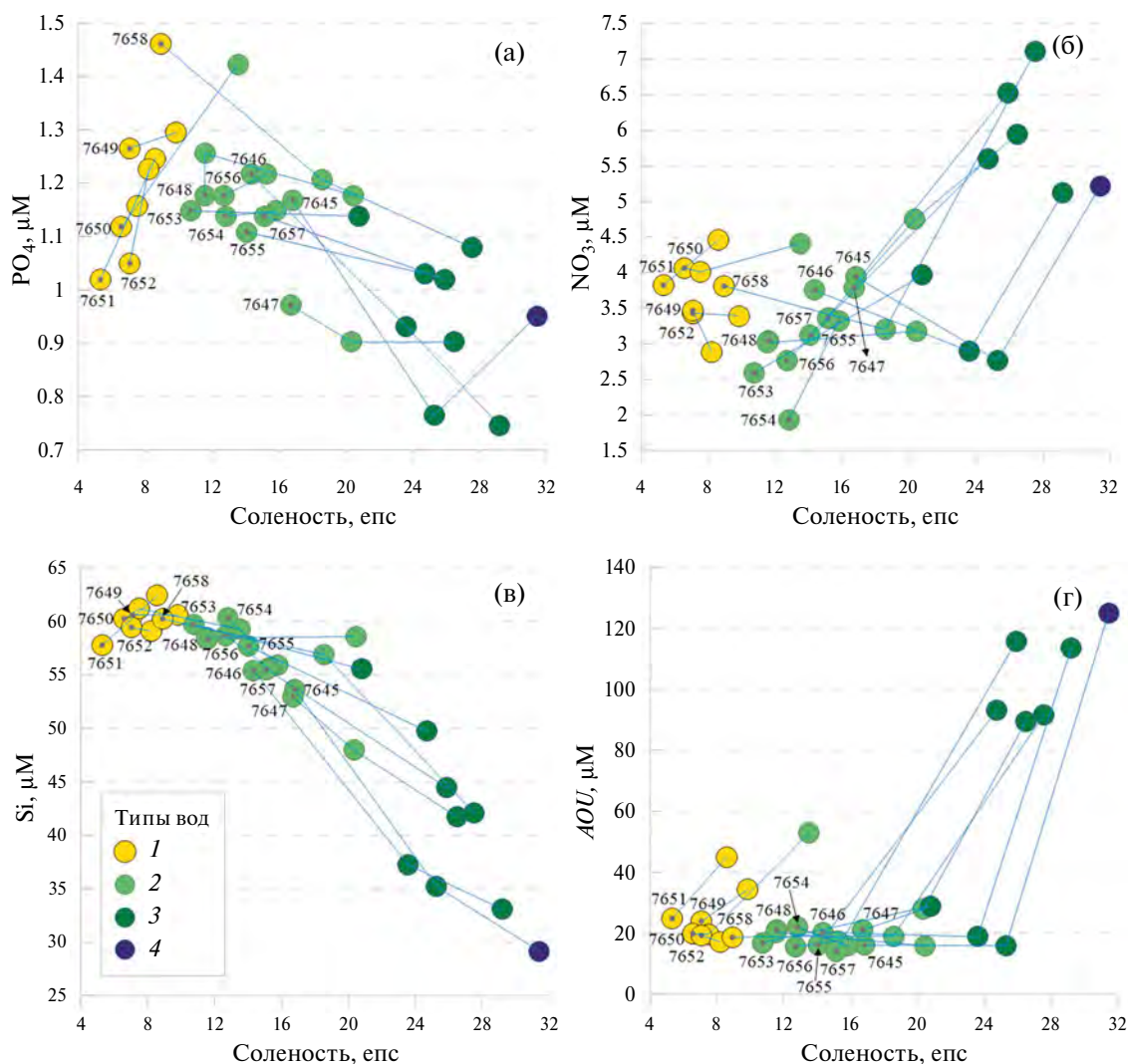


Рис. 7. Диаграмма зависимости концентрации биогенных элементов и кажущегося потребления кислорода (μM) от солености воды (епс) в Обском эстуарии: (а) минерального фосфора (PO₄); (б) нитратного азота (NO₃); (в) растворенного кремния (Si); (г) кажущегося потребления кислорода (AOU). Цветом обозначено соответствие выделенным типам вод. Голубые линии соединяют горизонты станции. Точками отмечены верхние горизонты станций.

нитратного азота, напротив, была наибольшей. Содержания аммонийного и нитритного азота, характеризующих поступление свежей органики, в этих водах колебались в широких пределах от значений порядка 1 и 0.1 μM соответственно, что характерно для трансформированных “старых” вод, до значений, наблюдавшихся нами в более пресных водах. Более низкие значения *AOU* и некоторых биогенных элементов в этих водах наблюдались на внешних станциях разреза (ст. 7645 и 7646), где они поднимались ближе к поверхности до глубин 10–12 м. Типы вод I и II в целом были схожи по содержанию биогенных элементов.

Для анализа пространственной изменчивости гидрохимической структуры вод и факторов, ее обуславливающих, были построены диаграммы зависимости основных гидрохимических параметров от солености (рис. 7).

В целом гидрохимические параметры, несмотря на некоторую тенденцию к изменению вместе с изменением солености, в большинстве случаев проявляли неконсервативное поведение в поле солености. В поле гидрохимических параметров, как и в предыдущие годы исследований [13, 16], проявляются различия в концентрации биогенных элементов в поверхностном слое западной и восточной частей рассматриваемой акватории. Однако различия выражены менее отчетливо, что обусловлено как уменьшением объема поступающего речного стока, так и превалированием деструкционных процессов над продукционными в рассматриваемый сезон. Наблюдаются пространственные различия в характеристиках придонных вод. Эти различия отмечаются не только в том случае, когда придонные воды были сформированы разными типами вод (по гидрофизическим параметрам), но и для одного типа вод, трансформация которых, по-видимому, происходит в разных условиях. Так, можно отметить существенные различия в содержании биогенных элементов в морских водах (тип III) на станциях к северу от бара (ст. 7645–7647) и в тех, которые были обнаружены в “эстуарном мешке” (ст. 7653–7655 и 7657).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе работ, выполненных в северной части Обского эстуария 11–13 октября 2023 г., были получены пространственные распределения гидрофизических, оптических и гидрохимических параметров на акватории, которые демонстрируют сложную схему взаимодействия опресненных

эстуарных и более соленых вод как в поверхностном, так и в придонном слоях в условиях осенней межени р. Оби перед ледоставом.

Над устьевым баром был обнаружен гидрологический фронт, который отделяет эстуарные воды с пониженной соленостью, распространяющиеся вдоль западного берега, от вод ПОС, занимающих “эстуарный мешок”. Следует отметить, что влияние силы Кориолиса должно вызывать распространение вод ПОС вдоль западного берега, а эстуарных вод — вдоль восточного. Важной особенностью следует считать продольное положение фронта на поверхности, предположительно связанное с диссипацией кинетической энергии приливных течений над мелководным баром. Это предположение объясняет и квазистационарность фронта в области бара даже при смещении границы контакта речных вод с морскими, при значительном понижении речного стока в осенний период.

Гидрооптические наблюдения, проведенные в исследуемой акватории, позволили подтвердить существенные различия в биогеохимических процессах, происходящих в области действия стокового течения и “эстуарного мешка”. Так, интенсивность флуоресценции ОРОВ, при одинаковой солености в западной части эстуария, заметно выше, чем в восточной. Помимо этого мутность и показатель ослабления света, связанные с содержанием взвеси, позволили выявить зону конвергенции с речной стороны от эстуарного фронта над баром.

Распределение биогенных элементов в целом сохраняет типичные черты, отмеченные в ходе предыдущих исследований (различия между западной и восточной частями эстуария, наличие экстремумов биогенных элементов в районе бара), однако различия выражены менее отчетливо. В то же время, учитывая стратифицированность водной толщи на большей части акватории, различия в характеристиках поверхностных и придонных вод сохраняются. Значительное влияние на вертикальное и пространственное распределение биогенных элементов, естественно, оказывали гидрологические условия и орорафия, создавая различные условия для трансформации и накопления биогенных элементов.

Финансирование работы. Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Российского научного фонда 23-17-00156 с использованием экспедиционных данных, полученных в рамках госзадания Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН № FMWE-2024-0016.

Конфликт интересов. Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алёшина Н.И., Гейфе И.В. Особенности гидрологического режима верхней Оби для возможности водохозяйственного использования // Международный журнал гуманитарных и естественных наук. 2019. Т. 11–2. С. 57–60. DOI: 10.24411/2500-1000-2019-11751.
2. Войнов Г.Н. Приливы в Обской губе (Карское море). I. Общая характеристика приливов // Учен. зап. РГГМУ. 2016. № 44. С. 70–95.
3. Гольдин Ю.А., Глуховец Д.И., Гуреев Б.А. и др. Судовой проточный комплекс для измерения биооптических и гидрологических характеристик морской воды // Океанология. 2020. Т. 60. № 5. С. 814–822. DOI: 10.31857/S0030157420040103.
4. Дианский Н.А., Фомин В.В., Грузинов В.М. и др. Оценка влияния подходного канала к порту Сабетта на изменение гидрологических условий Обской губы с помощью численного моделирования // Арктика: экология и экономика. 2015. № 3(19). С. 18–29.
5. Добровольский А.Д. Об определении водных масс // Океанология. 1961. Т. 1. Вып. 1. С. 12–24.
6. Дроздова А.Н., Пацаева С.В., Хунджуа Д.А. Флуоресценция растворенного органического вещества как маркер распространения пресных вод в Карском море и заливах архипелага Новая Земля // Океанология. 2017. Т. 57. № 1. С. 49–56. DOI: 10.7868/S0030157417010038.
7. Зацепин А.Г., Завьялов П.О., Баранов В.И. и др. О ветровом механизме трансформации линзы опресненных речным стоком вод в Карском море // Океанология. 2017. Т. 57. № 1. С. 5–12.
8. Иванов В.В. Водный баланс и водные ресурсы суши Арктики // Труды ААНИИ. 1976. Т. 323. С. 4–24.
9. Иванов В.В. Гидрологический режим низовьев и устьев рек Западной Сибири и проблема оценки его изменений под влиянием территориального перераспределения водных ресурсов // Проблемы Арктики и Антарктики. 1980. Вып. 55. С. 20–43.
10. Иванов В.В., Осипова И.В. Сток Обских вод в море и его многолетняя изменчивость // Труды ААНИИ. 1972. Т. 297. С. 86–91.
11. Ильин Г.В. Гидрологический режим Обской губы как новой области морского природопользования в российской Арктике // Наука Юга России. 2018. Т. 14. № 2. С. 20–32.
12. Коптева А.В. Уровень и течения Обской губы // Труды Арктич. Ин-та. 1953. Т. 59. С. 84–148.
13. Лапин С.А. Гидрологическая характеристика Обской губы в летне-осенний период // Океанология. 2011. Т. 51. № 6. С. 1–10.
14. Лапин С.А. Специфика формирования зон повышенной продуктивности в Обском эстуарии // Труды ВНИРО. 2014. Т. 152. С. 146–154.
15. Лапин С.А. Особенности формирования пресноводного стока в эстуарных системах Оби и Енисея // Труды ВНИРО. 2017. Т. 166. С. 139–150.
16. Лапин С.А., Мазо Е.Л., Маккавеев П.Н. Комплексные исследования Обской губы (июль–октябрь 2010 г.) // Океанология. 2011. Т. 51. № 4. С. 758–762.
17. Лисицын А.П. Маргинальный фильтр океанов // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 735–747.
18. Михайлов В.Н. Гидрология устьев рек: Учебник. М.: Изд-во МГУ, 1998. 176 с.
19. Михайлов В.Н., Горин С.Л. Новые определения, районирование и типизация устьевых областей рек и их частей — эстуариев // Водные ресурсы. 2012. Т. 39. № 3. С. 243–257.
20. Никифоров Е.Г., Шнайхер А.О. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 269 с.
21. Русанов В.П., Яковлев Н.И., Буйневич А.Г. Гидрохимический режим Северного Ледовитого океана // Труды ААНИИ. 1979. Т. 355. 144 с.
22. Федоров К.Н. Физическая природа и структура океанических фронтов. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 296 с.
23. Хлебович В.В. Критическая соленость биологических процессов. Л.: Наука, 1974. 235 с.
24. Geyer W.R. Estuarine salinity structure and circulation. In: Valle-Levinson A., editor. Contemporary Issues in Estuarine Physics. Cambridge: Cambridge University Press. 2010. P. 12–26. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511676567.003>
25. Glukhovets D.I., Goldin Y.A. Surface desalinated layer distribution in the Kara Sea determined by shipboard and satellite data // Oceanologia. 2020. V. 62. P. 364–373. <https://doi.org/10.1016/j.oceano.2020.04.002>
26. Grasshoff K., Kremling K., Ehrhardt M. (Eds.) Methods of Seawater Analysis, 3rd ed. Wiley-VCH Verlag GmbH: Weinheim, Germany, 1999. 577 p. <https://doi.org/10.1002/9783527613984>
27. Hanzlick D.J., Aagaard K. Freshwater and atlantic water in the Kara Sea // Journal of Geophysical Research. 1980. V. 85. P. 4937–4942.
28. Hersbach H., Bell B., Berrisford P. et al. The ERA5 global reanalysis // Quarterly Journal of Royal Meteorol Soc. 2020. V. 146. P. 1999–2049. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>
29. Huzzey L.M., Brubaker J.M. The formation of longitudinal fronts in a coastal plain estuary // J. Geophys. Res. 1988. V. 93(C2). P. 1329–1334. DOI: 10.1029/JC093iC02p01329.
30. Miranda L.B., Andutta F.P., Kjerfve B., Castro Filho B.M. Fundamentals of Estuarine Physical Oceanog-

- raphy. Ocean Engineering & Oceanography. Springer. 2017. 480 p.
DOI: 10.1007/978-981-10-3041-3.
31. Nedospasov A.A., Shchuka S.A., Shchuka A.S. Modern high-resolution digital elevation model of the Kara Sea bottom // Oceanology. 2023. V. 63. Suppl. 1. P. S111–S118.
DOI: 10.1134/S0001437023070111.
 32. O'Donnell J. Surface fronts in estuaries: a review // Estuaries. 1993. V. 16. P. 12–39.
DOI: 10.2307/1352761.
 33. Osadchiv A., Konovalova O., Gordey A. Water exchange between the Gulf of Ob and the Kara Sea during ice-free seasons: the roles of river discharge and wind forcing // Front. Mar. Sci. 2021. V. 8: 741143.
DOI: 10.3389/fmars.2021.741143.
 34. Pavlov V.K., Pfirman S.L. Hydrographic structure and variability of the Kara Sea: Implications for pollutant distribution // Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography. 1995. V. 42. Iss. 6. P. 1369–1390.
[https://doi.org/10.1016/0967-0645\(95\)00046-1](https://doi.org/10.1016/0967-0645(95)00046-1)
 35. Pivovarov S., Schlitzer R., Novikhin A. River run-off influence on the water mass formation in the Kara Sea // In Siberian River Run-Off in the Kara Sea, Ed. By R. Stein. Elsevier, Amsterdam, 2003. P. 9–25.
 36. Pritchard D.W. What is an estuary: a physical viewpoint. In: Lauff G.H. (Ed.). Estuaries, American Association for the Advancement of Science, Washington DC, 1967. V. 1. P. 149–176.
 37. Schureman P. Manual of Harmonic Analysis and Prediction of Tides. Washington DC, United States Government Printing Office, 1958. 317 p.
<http://dx.doi.org/10.25607/OBP-155>
 38. Simpson J.H., Hunter J.R. Fronts in the Irish Sea // Nature. 1974. V. 250. P. 404–406.
<https://doi.org/10.1038/250404a0>
 39. Simpson J.H., Pingree R.D. Shallow sea fronts produced by tidal stirring. In: Bowman M.J., Esaias W.E. (eds). Oceanic Fronts in Coastal Processes. Springer, Berlin, Heidelberg, 1978. P. 29–42.
https://doi.org/10.1007/978-3-642-66987-3_5
 40. Sukhanova I.N., Flint M.V., Fedorov A.V. et al. Phytoplankton of the Ob Estuary (Kara Sea) in the season preceding winter // Oceanology. 2024. V. 64. P. 493–500.
<https://doi.org/10.1134/S0001437024700164>
 41. Telesh I.V., Khlebovich V.V. Some principal processes within the estuarine salinity gradient // Mar. Poll. Bull. 2010. V. 61. P. 149–155.
DOI: 10.1016/j.marpolbul.2010.02.008.
 42. The Arctic Great Rivers Observatory. 2024. Discharge Dataset, Version 20240125.
<https://www.arcticrivers.org/data>
 43. Wang D., Lu S., Xie Z. et al. High-resolution observations of longitudinal fronts in a well-mixed tidal channel // Front. Mar. Sci. 2024. V. 11.
<https://doi.org/10.3389/fmars.2024.1497453>
 44. Weiss R.F. The solubility of nitrogen, oxygen and argon in water and seawater // Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts. 1970. V. 17. № 4. P. 721–735.
 45. Winant C. Wind and tidally driven flows in a semi-enclosed basin. In: Valle-Levinson A. (ed.). Contemporary Issues in Estuarine Physics. Cambridge: Cambridge University Press. 2010. P. 125–144.

HYDROLOGICAL AND HYDROCHEMICAL FEATURES OF THE OB ESTUARY (KARA SEA) IN THE SEASON PRECEDING WINTER

A. A. Nedospasov*, S. V. Stepanova, E. A. Aglova, A. S. Shchuka

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences

**e-mail: nedospasov.aa@ocean.ru*

According to the data obtained during cruise 92 of the RV *Akademik Mstislav Keldysh* on October 11–13, 2023, in the northern part of the Ob estuary, the submeridional position of the estuarine front is shown under conditions of small discharge of the Ob River. The paper discusses the influence of external factors (river runoff, wind stress, tides) on the hydrological and hydrochemical structure of waters in the Ob estuary. Based on the data obtained, 4 types of waters are identified that form a complex thermohaline structure in the northern part of the Ob estuary and the adjacent shallow shelf of the Kara Sea, separated by frontal sections with sharp vertical density gradients.

Keywords: Ob estuary, hydrological front, river runoff, thermohaline structure, convergence zone

УДК 551.465

СОВРЕМЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И ВЕРИФИКАЦИЯ ИСТОЧНИКОВ ЕСТЕСТВЕННЫХ НЕФТЕПРОЯВЛЕНИЙ АЗОВО-ЧЕРНОМОРСКОГО БАССЕЙНА

© 2025 г. С. К. Клименко*, А. Ю. Иванов

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

**e-mail: klimenko.sk@ocean.ru*

Поступила в редакцию 16.09.2024 г.

После доработки 23.10.2024 г.

Принята к публикации 18.12.2024 г.

С использованием радиолокационных данных европейских спутников Sentinel-1A и Sentinel-1B проведен анализ результатов мониторинга естественных нефтепроявлений Азово-Черноморского бассейна в период с 2020 по 2022 г. С помощью геоинформационного метода были выявлены и подтверждены основные районы выходов нефтяных углеводородов, а также обнаружены новые источники нефтепроявлений. Их верификация проводилась путем анализа всей доступной информации о физико-геолого-географических особенностях акваторий, а также с помощью подспутниковых измерений и альтернативных дистанционных методов. Это позволило обнаружить и подтвердить 28 источников в Черном море и один в Азовском море.

Ключевые слова: Черное море, Азовское море, естественные нефтепроявления, нефтяные пленки, космическая радиолокация, геоинформационный подход

DOI: 10.31857/S0030157425030022, **EDN:** GVCSEX

ВВЕДЕНИЕ

Черное море обладает значительными запасами углеводородов (УВ), что подтверждается открытием множества газовых, газоконденсатных и нефтяных месторождений [4, 16, 25, 29, 30]. Выходы УВ встречаются как в шельфовой зоне, так и в глубоководной части моря. Однако в зависимости от геологического строения дна и влияния внешних факторов (например, сейсмичности региона [3]), включая антропогенные воздействия нефтегазового комплекса (НГК) [11], подводные источники могут иметь постоянный, периодический или эпизодический режим высачиваний. Поэтому их обнаружение, а также наблюдение за ними являются актуальными направлениями в геолого-геофизических и океанографических исследованиях.

Естественные нефтепроявления (ЕН) необходимо исследовать по нескольким причинам. Они могут являться: 1) одним из индикаторов нефтегазоносности акватории; 2) индикаторами геолого-геофизических процессов, локально происходящих в недрах морских регионов; 3) источниками не антропогенного, а естественного нефтяного

загрязнения, создающего свой углеводородный фон, который необходимо учитывать в общих оценках загрязнения морей наряду с остальными источниками. По этим причинам ЕН активно изучаются различными методами, в том числе дистанционными, радиолокационными [12, 33, 36, 38, 42]. Вклад ЕН в общее загрязнение Мирового океана оценивается почти в 50% [21, 36], что в настоящее время соизмеримо со вкладом судоходства, нефтедобычи и нефтеперевозок.

Благодаря ЕН был открыт ряд нефтегазовых месторождений, например, в Мексиканском заливе, в водах Азербайджана и в других районах Мирового океана [39, 40, 42]. Эти исследования также необходимы для оценки безопасности сооружений морского НГК [3].

Особенности геологического строения Азовского моря, как и Черного, обуславливают нефтегазоносность его акватории, где обнаружены грязевые вулканы и многочисленные газопроявления (газовые факелы) [24, 27]. Наиболее перспективными зонами для формирования залежей УВ в Черном море являются депрессионные участки из осадочного материала [2], а также

шельфовая зона и континентальный склон [1], в частности, мелководная часть Керченского пролива [4].

Образовавшиеся в продуктивных осадках нефть и газ высачиваются из осадочной толщи, устремляясь через водную толщу к поверхности моря [3]. В таких местах на дне часто имеются эруптивные структуры: грязевые вулканы, вторичные геологические образования — грифоны и сальзы, а также нефтегазовые сипы. Газ, достигнув морской поверхности, уходит в атмосферу, а нефть растекается на поверхности, формируя пленки, которые можно наблюдать в виде пятен и идентифицировать из космоса. Поэтому космические данные широко используются для изучения явлений на поверхности океана (см., например, [3, 5, 10, 15 и т. д.]). Методы дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) крайне эффективны для оперативного наблюдения и мониторинга пленочных загрязнений различной природы, в частности, пятен нефти и естественных нефтепроявлений [3, 33]. Космическая радиолокационная (РЛ) съемка обеспечивает регулярность получения данных на обширных акваториях независимо от условий освещения и облачности, а в рамках мониторинга дает возможность проведения ретроспективного анализа архивных радиолокационных изображений (РЛИ) [12]. Метод анализа и интерпретации РЛИ в комплексе с геоинформационным (ГИС) подходом [9] был успешно использован для исследования многих ЕН в различных частях Мирового океана, как за рубежом [33, 38, 44], так и в Российской Федерации [8–12], в том числе и в Черном море [5, 19, 20].

В 2020–2022 гг. был проведен анализ доступных РЛ-данных, покрывающих Черное и Азовское моря, для актуализации известных нефтепроявлений, а также обнаружения новых природных источников и их верификации с помощью спутниковых и подспутниковых наблюдений и измерений. Целью данной работы является описание современной географии распространения ЕН Черного моря и частично Азовского моря с выявлением новых источников по данным космической радиолокации.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Нефтяная пленка выглаживает мелкоштатное ветровое волнение на морской поверхности, образуя область пониженного рассеяния и отображаясь на радиолокационных изобра-

жениях темным цветом [3, 31]. Благодаря такой особенности отображения, основным источником данных для обнаружения и идентификации естественных нефтепроявлений стали РЛИ европейских спутников Sentinel-1A и Sentinel-1B, полученные в режиме IW (Interferometric Wide) с вертикальной поляризацией радиолокационного сигнала, полосой обзора 250 м и стандартным разрешением 10 м. Для поиска пятен ЕН в рамках исследования использовались РЛИ, покрывающие Азово-Черноморский бассейн в период с января 2020 по декабрь 2022 г.

Анализ РЛИ осуществлялся с помощью визуального изучения снимков на морской поверхности и заключался в экспертном выделении областей РЛИ, соответствующих по совокупности признаков пятнам ЕН. Эти признаки обусловлены особенностями формирования и динамики пятен, главным образом легких фракций нефти, на морской поверхности и, соответственно, особенностями их отображения на РЛИ [8, 31, 32]. В случае исследуемых пятен основными признаками для визуального метода являются размеры, соотношение длины к ширине, тон (яркость), резкость края и контраст на фоне окружающей поверхности моря. При идентификации и анализе обнаруженных снимков обязательно учитывались гидрометеорологические условия (ГМУ) — ветер и волнение во время съемки, оперативные данные о которых были доступны на специально созданном геоинформационном портале.

Для дальнейшего анализа обнаруженных пятен использовался ГИС-подход [9]. Суть метода заключается в обнаружении (и накоплении в ГИС) как можно большего количества пятен для каждого источника. Кроме того, учитывались различные океанографические, гидрометеорологические, геофизические и другие факторы (в частности, батиметрия, скорость и направление ветра), необходимые для идентификации обнаруженных снимков.

В случае ЕН необходим не только продолжительный мониторинг для их обнаружения — дополнительный анализ архивных радиолокационных данных, но и базовые знания о геологическом строении исследуемой акватории: информация о нефтегазовых бассейнах, распространении грязевых вулканов или иных эруптивных донных структур на основе экспедиционных исследований и сейсморазведки (например, по данным [1, 2, 4]). Благодаря естественному высачиванию нефти на морской поверхности образуются группы пятен, тяготеющих к одному и тому же

подводному источнику (грифону, сипу и т.д.). Поэтому пространственно-временная группировка сликов, обнаруженная около одной точки на серии последовательно полученных РЛИ, при отсутствии стационарных антропогенных источников на дне (например, затонувших судов, заглушенных скважин, поврежденных трубопроводов, канализационных выпусков), указывает на природное происхождение данных пятен [12].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Керченское предпроливье. Во время РЛ-мониторинга нефтяных загрязнений Керченского предпроливья 2017–2021 гг. на шельфе Черного моря впервые были обнаружены три источника ЕН [15], чьи пятна образовывали на поверхности характерные веерные структуры, формируемые сликами, которые в зависимости от течений и ветра дрейфовали в разные стороны (рис. 1).

Слики расположены около точек с координатами $44^{\circ}56'19''$ с. ш. и $36^{\circ}46'03''$ в. д. (источник 1), $45^{\circ}02'08''$ с. ш. и $36^{\circ}57'28''$ в. д. (источник 2) и $45^{\circ}03'34''$ с. ш. и $36^{\circ}34'25''$ в. д. (источник 3) на

глубинах 32, 18 и 19 м соответственно. Обнаруженные группы пятен находятся в границах Керченско-Таманской грязевулканической области [25, 30] и Таманского нефтегазоносного района, имеющего нефтегазоносный потенциал [2, 4], что указывает на природное происхождение обнаруженных пятен.

Их вклад в общее загрязнение акватории, оценки которого были получены в ходе исследования пленочных загрязнений, составил 11.5%. В 2022 г. среди 105 пятен пленочных загрязнений, обнаруженных в Керченском предпроливье, 30 по их характерным признакам были отнесены к ЕН.

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 на оптических снимках (рис. 2); максимальная длина пятен нефтепроявлений в подобных условиях достигала 11–12 км, а площадь – порядка 1–2 км².

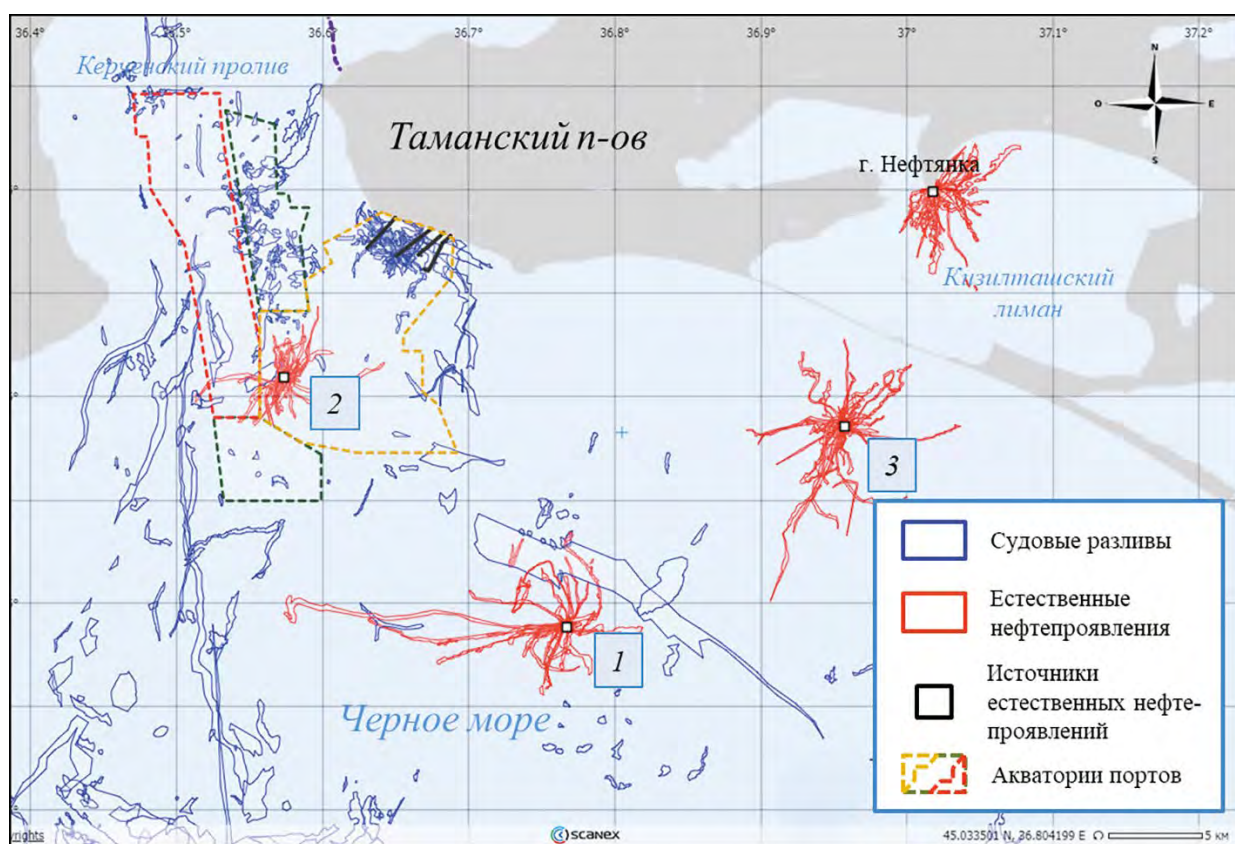


Рис. 1. Сводная карта-схема пятен пленочных загрязнений и нефтепроявлений в Керченском предпроливье и Кизилташском лимане Черного моря, обнаруженных по данным радиолокационного мониторинга 2020–2022 гг.

Установлено, что пятна источника, находящегося в 2.4 км к юго-западу от банки Мария Магдалина и в 5.2 км от Бугазской косы в этой части моря (см. рис. 1, 3), отображаются и на оптических снимках — благодаря дополнительному анализу архивных данных. Впервые нефтепроявление здесь было обнаружено на снимке спутника Landsat-8 от 06.08.2014. Для верификации 05.08.2022 специалистами из ВПК “ЭПРОН” (г. Тольятти, <https://epron-pro.ru>) были проведены экспедиционные исследования, включающие надводные и подводные визуальные наблюдения, фото- и видеофиксацию, а также отбор проб донных осадков при обнаружении нефтегазопроявлений. В ходе проведения надводного обследования района было установлено наличие на морской поверхности пузырьков газа и маслянистых пятен размером не более 2–3 см², которые расплывались и образовывали тонкие нефтяные пленки на поверхности.

Максимальное газовыделение обнаружено на некотором удалении от дистанционно установленного ЕН. По данным подводных исследова-

ний дна, максимальные выходы газа были обнаружены к северо-востоку, в точке с координатами центра этой области 45°02'12" с.ш. и 36°57'34" в.д. На дне всей исследуемой акватории, чья общая площадь достигала сотен метров квадратных, были обнаружены многочисленные выходы газа разной интенсивности. Анализ проб донного осадка (осадок состоял из ракушечника с небольшой примесью песка) установил очень высокие концентрации углеводородов: 260 мкг/г для алифатических и 110 нг/г для полициклических ароматических углеводородов [14].

Четвертый источник, который можно отнести к ЕН, располагается вблизи Керченского пролива, на восточном крымском шельфе в 13 км от м. Карангат в точке с координатами 44°55'41.3" с.ш., 36°04'05" в.д. (рис. 3). Впервые он был обнаружен во время РЛ-мониторинга акватории Черного моря 2015–2017 гг. [10].

Для анализа периодичности работы данного источника были дополнительно проанализированы РЛИ с 2017 г. Они помогли установить, что его активность не имеет постоянного характера.

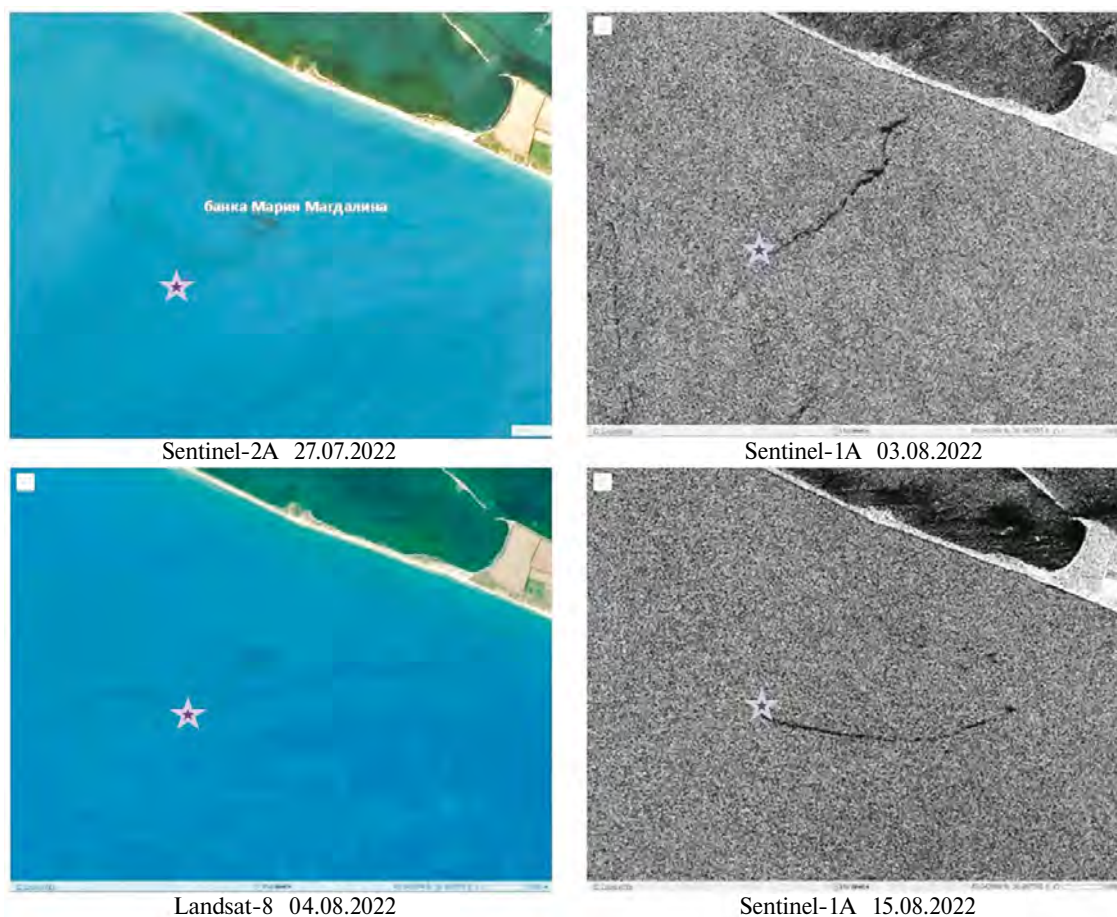


Рис. 2. Нефтепроявления у банки Мария Магдалина на фрагментах оптических снимков (слева) и радиолокационных изображений (справа), полученных в июле–августе 2022 г.; источник показан сиреневой звездочкой. © ESA

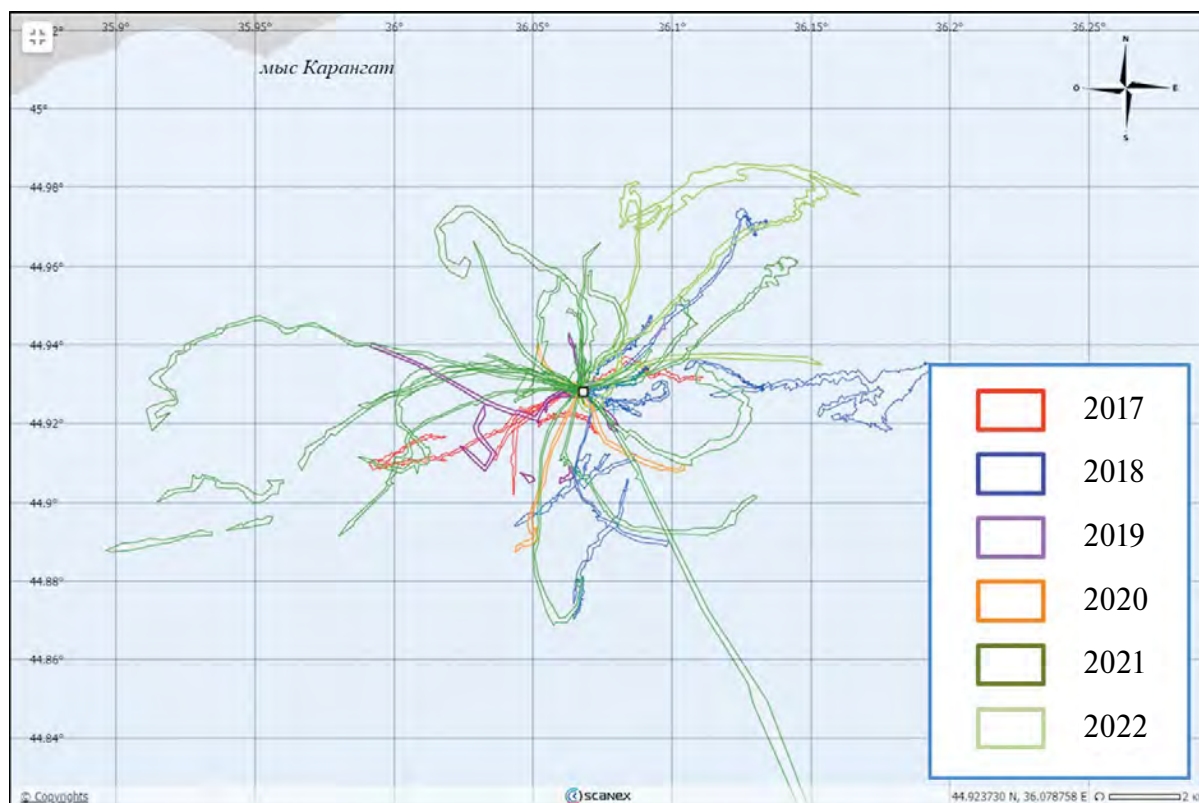


Рис. 3. Пространственно-временная группировка наиболее характерных пятен естественных нефтепроявлений на восточном крымском шельфе в 13 км от м. Карангат в период с 2017 по 2022 г.

Однако в период 2019–2020 гг. при неблагоприятных для съемки ГМУ на РЛИ пятна здесь наблюдались редко (в 2020 г. было обнаружено всего четыре слика: в апреле и ноябре). С 2021 г. наблюдается тенденция к увеличению количества обнаруженных пятен в данном районе. Площадь ЕН в среднем составляет 1–2 км², а длина — от 0.1 до 15 км, причем максимальная длина слика составила более 25 км (06.08.2021).

Кизилташский лиман. В северо-восточной части моря в акватории продолжения г. Нефтянка из космоса было обнаружено два источника ЕН, имеющих координаты: 45°09'03" с. ш. и 37°01'09" в. д. — у берега и 45°08'59" с. ш. и 37°01'57" в. д. (см. рис. 1), что совпадает с координатами периодически затопляемого о. Бульбек [22]. Впервые признаки нефтепроявлений в этом районе были отмечены на оптических снимках спутника Landsat-8 в 2016 г., а РЛ-наблюдения в рамках исследования позволили подтвердить наличие здесь группы прибрежных источников. Анализ РЛИ за 2020–2022 гг. показал, что линейные пятна ЕН стабильно появлялись в одних и тех же местах, в итоге группиру-

ясь и создавая веерные структуры. Большинство обнаруженных пятен имело вытянутую форму, чьи длина (от 0.9 до 4.7 км) и площадь (до 2 км²) зависели от ГМУ. Более того, съемки оптических камер высокого разрешения (WorldView, Spot и др.) и визуальные наблюдения с берега подтвердили наш вывод.

В литературе [24, 27] шельф г. Нефтянка и расположенный восточнее от нее о. Бульбек не рассматриваются как классические древние грязевые вулканы. Однако обнаруженные многочисленные нефтепроявления позволяют утверждать, что они могут быть связаны с грязевым вулканизмом Азово-Черноморского бассейна и выбросами нефтяных УВ из осадочного комплекса в Таманском регионе.

Грузинский сектор. Источники ЕН в юго-восточной части Черного моря (акватория г. Поти) активно изучаются с начала XXI в. [35, 37]. Благодаря выделенной на основе геолого-тектонических характеристик района нефтегазоносной области [23], здесь проводилось множество как экспедиционных [38, 43 и др.], так и дистанционных исследований, в том числе с помощью

РЛ-съемки [5, 7, 19]. Данные исследования показали, что пятна ЕН в рамках данного участка при скоростях ветра от 2 до 5–6 м/с на РЛИ обнаруживаются регулярно.

Детальные батиметрические и геофизические съемки в этом районе однозначно подтвердили наличие двух мощных подводных источников нефти на дне моря (подводная гора Печори и грифон Колхети), а также выявили ряд второстепенных ЕН (грифоны, сальзы), периодически активизирующихся и выбрасывающих на морскую поверхность значительно меньшие объемы нефти [38]. Однако в работах, анализирующих источники ЕН в данной акватории с помощью дистанционных методов, основное внимание уделялось наиболее крупным их проявлениям (с координатами 41°58'55" с. ш. и 41°07'33" в. д. — подводная гора Печори, 41°57'58" с. ш. и 41°06'17" в. д. — сип Колхети) [5, 7, 20]).

В ходе РЛ-мониторинга с дополнительным анализом данных с 2017 г. в грузинском секторе восточной части Черного моря в итоге было установлено 16 источников естественных нефтепроявлений (рис. 4). Большинство из них бы-

ло верифицировано ранее с помощью судовых геолого-геофизических измерений и подводной съемки (см., например, [37, 42]).

Выходы УВ происходят одновременно из нескольких расположенных рядом источников, из-за чего на морской поверхности они проявляются на РЛИ в виде повторяющихся сигнатур [7]. Их можно видеть как у крупных источников — над сипом Колхети [19], так и у более мелких (например, линейные пятна у грифонов под номерами 1, 6, 7, 10, 11 и 13 на рис. 5).

Как было отмечено в [5], пятна ЕН в рамках данного участка отображались регулярно на РЛИ не только при скоростях ветра от 2 до 5–6 м/с, но и при скоростях ветра 7–9 м/с (например, 04.04–05.04.2021) из-за мощного потока флюидов из сипа Колхети и г. Печори. Пятна более мелких источников наблюдались на РЛИ при благоприятных ГМУ не всегда — это хорошо видно на примере грифонов под номерами 5, 12, 13 и 15, чьи слики имели эпизодическую активность. Реже всего пятна этих источников появлялись в 2018 и 2022 гг., тогда как максимальное их количество наблюдалось в 2020 и 2021 гг.

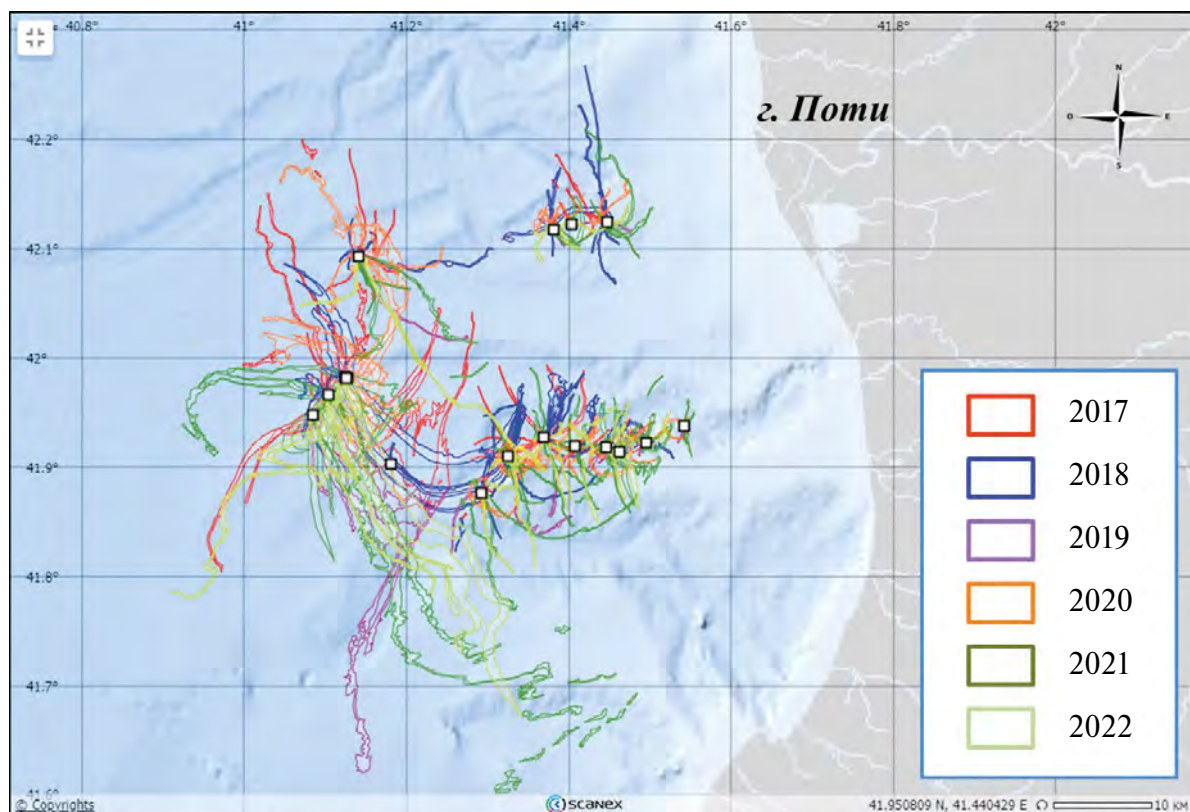


Рис. 4. Пространственно-временная группировка наиболее характерных пятен естественных нефтепроявлений в юго-восточной части Черного моря (акватория к юго-западу от г. Поти) в период с 2017 по 2022 г.

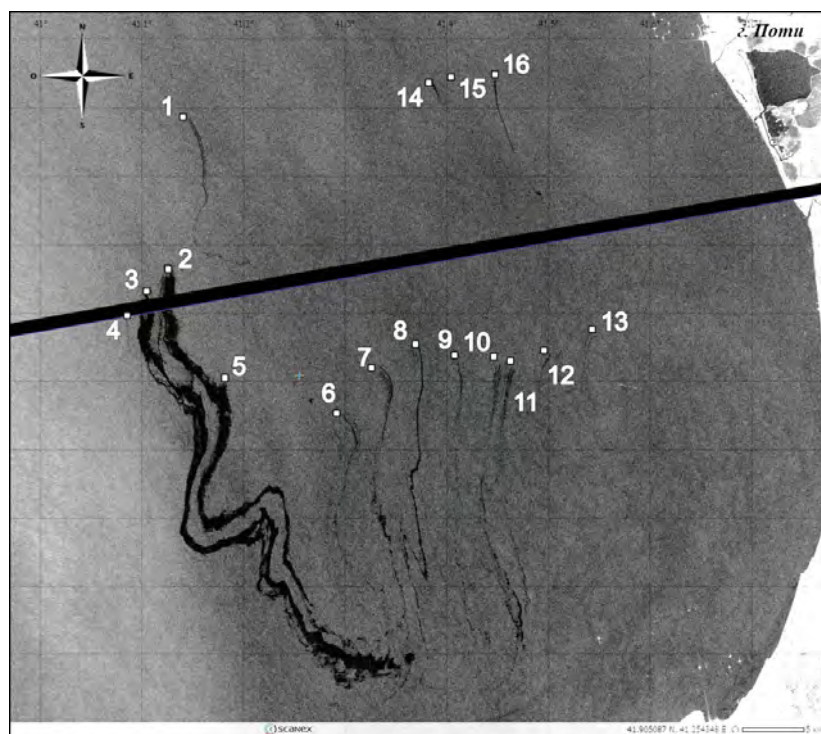


Рис. 5. Отображение всех нефтепроявлений в грузинском секторе Черного моря напротив г. Поты на фрагменте радиолокационного изображения спутника Sentinel-1A от 03.09.2022 (15:11 UTC). © ESA

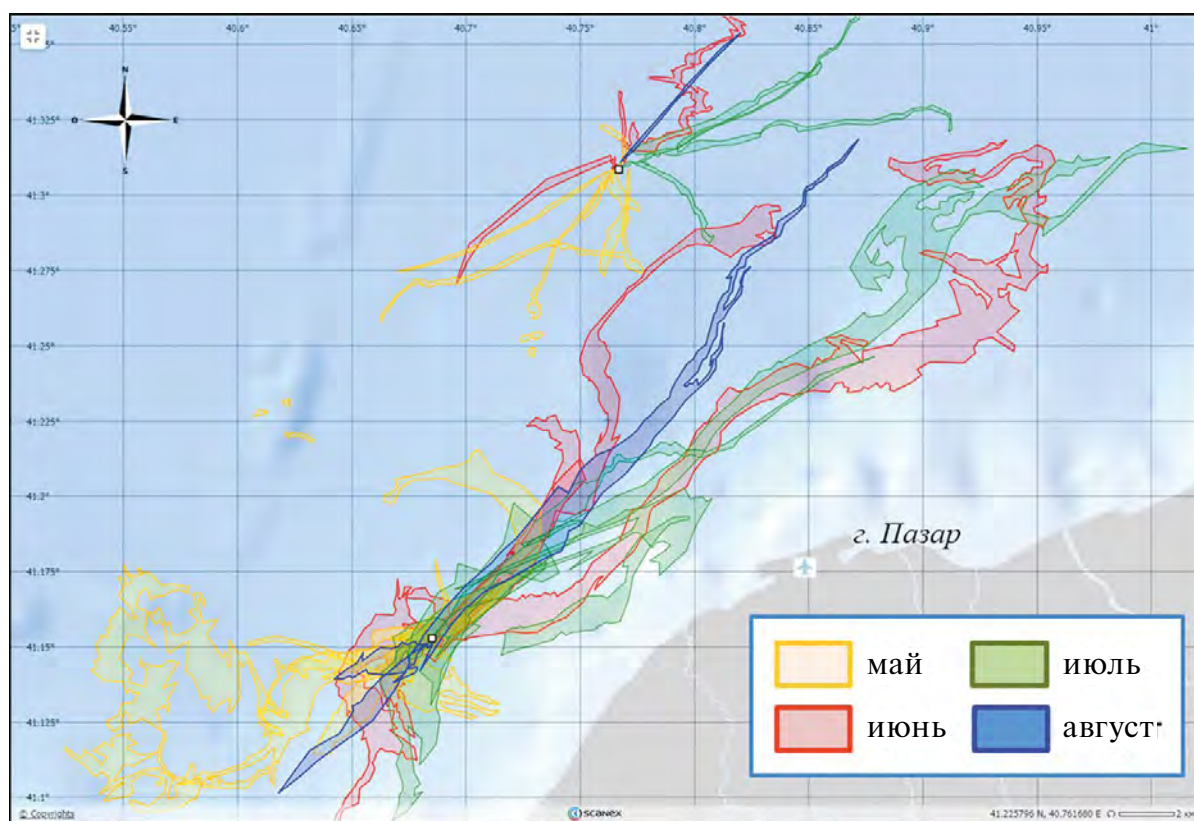


Рис. 6. Пространственно-временная группировка наиболее характерных пятен естественных нефтепроявлений в территориальных водах турецкой провинции Ризе в мае–августе 2021 г.

Благодаря своим особенностям, площадь естественных пленок в данном районе при благоприятных ГМУ нередко достигает, а порой и превышает 100 км² (например, 16.06 и 22.06.2021; 03.09.2022 – рис. 5). Длина slickов за время исследования варьировала от сотни метров до десятка километров, а формы были крайне различны в зависимости от направления поверхностных течений и ветра.

Нефтепроявления напротив г. Ризе и Пазар.

В восточной части турецкого сектора моря естественные нефтепроявления отмечались у трех источников, два из которых расположены в территориальных водах провинции Ризе (рис. 6). Выходы нефти на поверхность здесь могут быть обусловлены накоплением и миграцией УВ в осадках материкового склона [16, 17, 34].

Первый, расположенный в 19.6 км к северо-востоку от г. Ризе и на глубине около 1050 м у основания материкового склона (41°09'10" с. ш., 40°41'06" в. д.), обнаружен давно [25]. Несмотря на то что исследования проводились различными методами, наиболее полная информация об этом источнике была получена только с помощью космической радиолокации [12], а также в рамках данной работы.

По данным последних наблюдений, нефтяные слики наблюдались практически на каждом РЛИ, покрывающем акваторию источника, при скоростях ветра до 7–9 м/с. Это указывает

не только на постоянную активность, но и на большую мощность потока выбросов УВ в толщу моря. По оценкам в работе [12], разгрузка пластовой нефти от этого источника с учетом постоянного истечения может обеспечить выход нефти в среднем от 0.3 до 2.5 т в день или от 140 до 1000 т в год.

В среднем слики ЕН имели большую площадь – от 0.5 до 15 км², при малых скоростях ветра часто могли наблюдаться пятна размерами 20–30 км², а максимальная площадь достигала 50 км² (29.11.2020).

Второй источник ранее не отмечался в наблюдениях данного района Черного моря. Он находится на расстоянии около 17 км от г. Пазар на глубине более 1500 м (41°18'30" с. ш., 40°46'01" в. д.). Его пятна проявлялись реже, чем слики первого источника, не отображаясь иногда и при благоприятных ГМУ. Их площадь варьировалась в первых квадратных километрах, но длина пятен могла достигать более 30 км (рис. 7).

Нефтепроявления напротив г. Унье. Третий источник ЕН турецкого сектора Черного моря, впервые обнаруженный в рамках РЛ-мониторинга за 2016 г., находится в 43 км от берега мористее г. Унье [12] в глубоководной части моря на глубине около 1020 м в средней части материкового склона (рис. 8) – 41°30'37" с. ш. и 37°20'12" в. д.

Здесь в 2005 г. по программе METRO были проведены исследования на полигоне “Самсун”,



Рис. 7. Естественные нефтепроявления в турецких водах Черного моря напротив провинции Ризе на фрагменте радио-локационного изображения Sentinel-1A от 11.06.2022 (15:10 UTC). © ESA

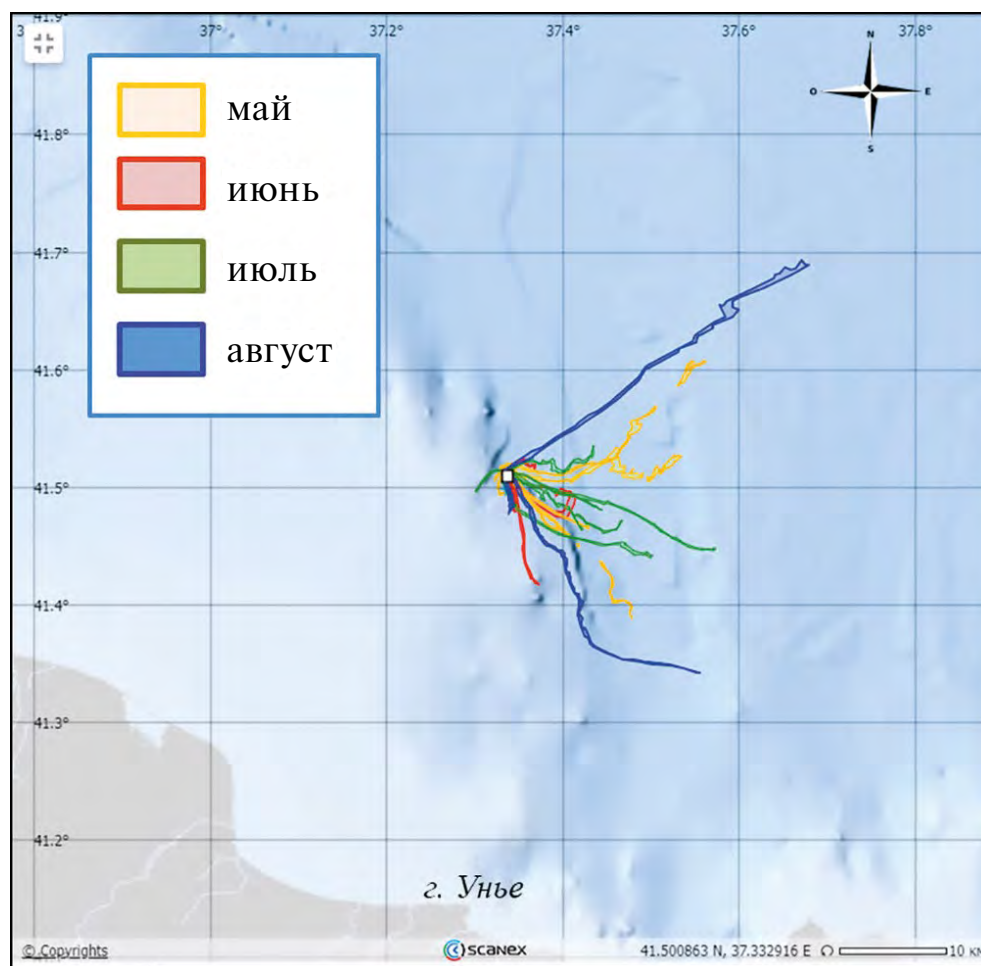


Рис. 8. Пространственно-временная группировка наиболее характерных пятен естественных нефтепроявлений в турецком секторе Черного моря напротив г. Унье с мая по август 2021 г.

расположенном на шельфе и континентальном склоне у берегов Турции, в процессе которых обнаружены многочисленные газовые выходы в южной части Восточно-черноморской впадины и в Синопском прогибе, а также найдены газогидраты и подводные вулканы [25]. Это позволяет с высокой долей вероятности верифицировать источник нефтепроявления напротив г. Унье как грязевой вулкан юго-восточной части Черного моря.

Согласно РЛ-мониторингу проявления этого источника на поверхности были видны на каждом РЛИ при благоприятных для наблюдений скоростях ветра 2–8 м/с, что указывает на его постоянную активность. Преимущественно слики принимали вытянутую форму вдоль направления Основного черноморского течения. Длина пятен нередко превышала 20 км, а площадь составляла от 0.2 до 12 км².

Отдельные пятна проявлялись в виде повторяющихся сигнатур (рис. 9), что указывает на выход УВ из нескольких источников, расположенных рядом.

Западный крымский шельф. Данная акватория в первую очередь известна большим количеством выходов газа (газовых факелов), приуроченных к зонам крупных разломов [16, 18] и районам, где велась добыча газоконденсата [11]. Струйные газовыделения обнаруживались с помощью гидроакустических наблюдений как в глубоководных частях северо-западной части Черного моря, так и, например, в мелководной акватории Севастопольской бухты [6].

Район обнаруженных во время мониторинга ЕН на крымском шельфе (рис. 10) частично пересекается с ранее установленными полями метановых сипов [6] и газоконденсатных месторождений [12].

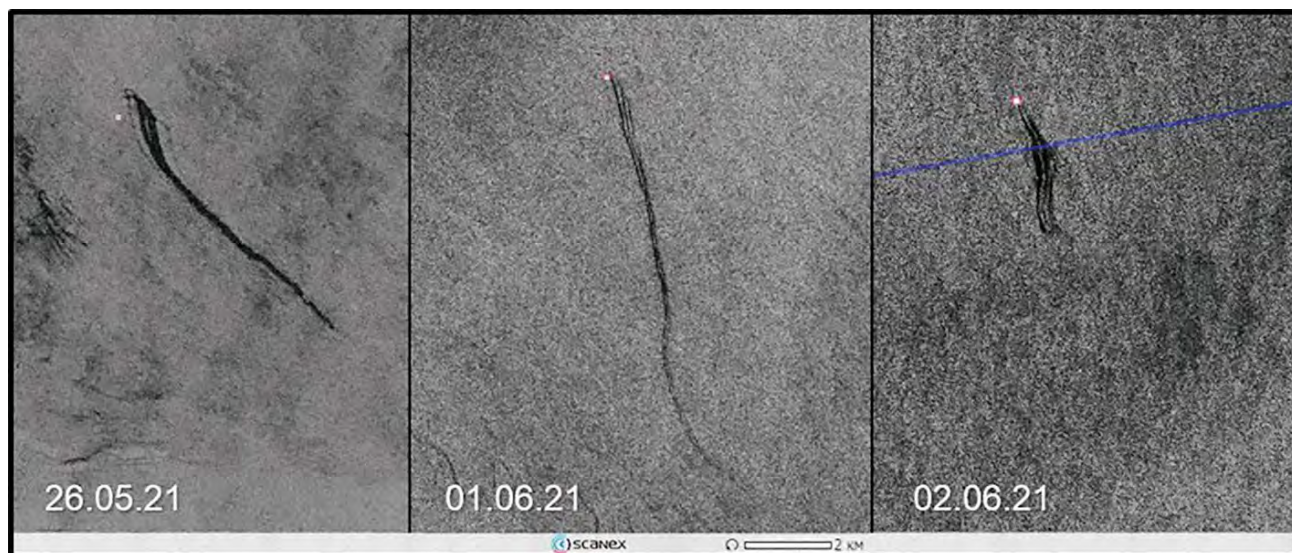


Рис. 9. Примеры повторяющихся сигнатур естественных нефтепроявлений на фрагментах радиолокационных изображений Sentinel-1 напротив г. Унье в турецком секторе Черного моря в 2021 г. © ESA

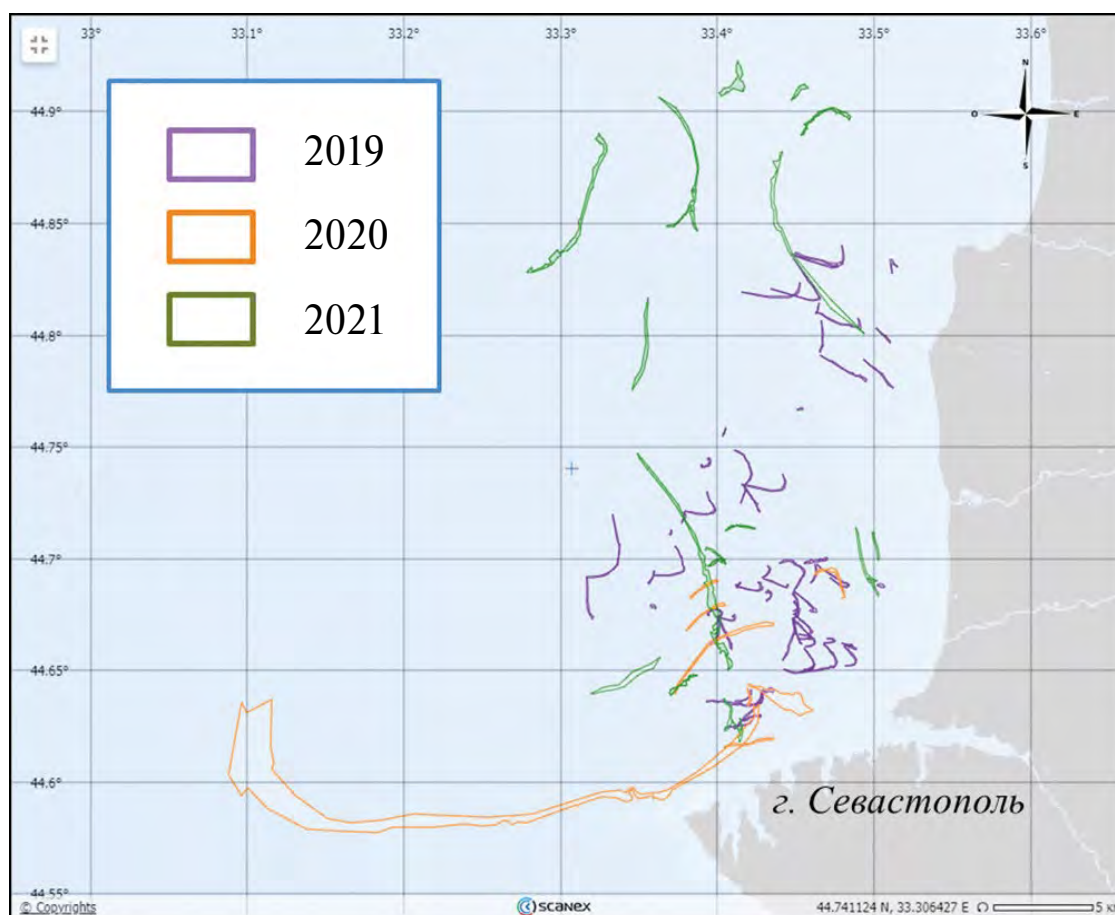


Рис. 10. Пространственно-временное распределение единичных пятен естественных нефтепроявлений на западном Крымском шельфе в период с 2019 по 2021 г.

Нефтепроявления здесь — явление эпизодическое: они были различимы на РЛИ только в узком диапазоне ветра 1.5–3.0 м/с, преимущественно в мае–июне. Слик максимальной площади (20 км²) был обнаружен 30.07.2020 на оптическом снимке Sentinel-2. Общая площадь акватории, где периодически наблюдались нефтепроявления, составляет более 500 км².

Материковый склон северо-западной части Черного моря давно привлекал внимание своими акустическими аномалиями, которые в итоге были интерпретированы как следствие газовыделений из грязевых вулканов на дне моря [28]. С помощью РЛ-методов здесь также наблюдались области грифонной активности (см., например, [10]), однако из-за нерегулярности появления пятен ЕН на РЛИ конкретные места выхода УВ установлены не были.

Мониторинг 2020–2022 гг. позволил установить два новых источника ЕН, которые расположены на материковом склоне с глубинами 1400–1500 м и 1700–1800 м (рис. 11) в точках с координатами 44°29'49" с. ш. и 32°35'52" в. д., 44°18'27" с. ш. и 33°05'47" в. д. соответственно.

Обнаруженные источники расположены в границах Одесско-Синопской разломной зоны, где, в том числе, были выделены характерные

структуры грязевого вулканизма [26]. Поэтому найденные с помощью радиолокации источники с высокой вероятностью могут быть также отнесены к подводным вулканам, один из которых, расположенный в 9 км от второго источника ЕН, отображен на карте GEBCO, послужившей подложкой для рис. 12. На батиметрических картах Navionics Marine Charts [41] отметка высоты этой горы составляет 80 м.

Слики данных источников появлялись эпизодически. Анализ архивных снимков показал, что впервые пятна ЕН, которые можно было бы отнести к установленным координатам найденных источников, отобразились в июле–августе 2017 г. — снимки спутника Sentinel-2 от 29.07.2017 в 08:53 UTC, 13.08.2017 в 08:53 UTC, 28.08.2017 в 08:54 UTC. Но затем эти ЕН регистрировались крайне редко, из-за чего могли ошибочно идентифицироваться на РЛИ как судовые разливы.

Максимальное количество пятен пришлось на 2021 г. — 50% от общего количества за три года наблюдений, причем большая часть установлена у первого источника (рис. 13). Форма и размеры сликов, как и в остальных случаях, существенно зависели от ГМУ. Наибольшая длина и площадь нефтепроявления первого источника установлена в ноябре 2020 г. — 42.5 км и 8.6 км² соот-

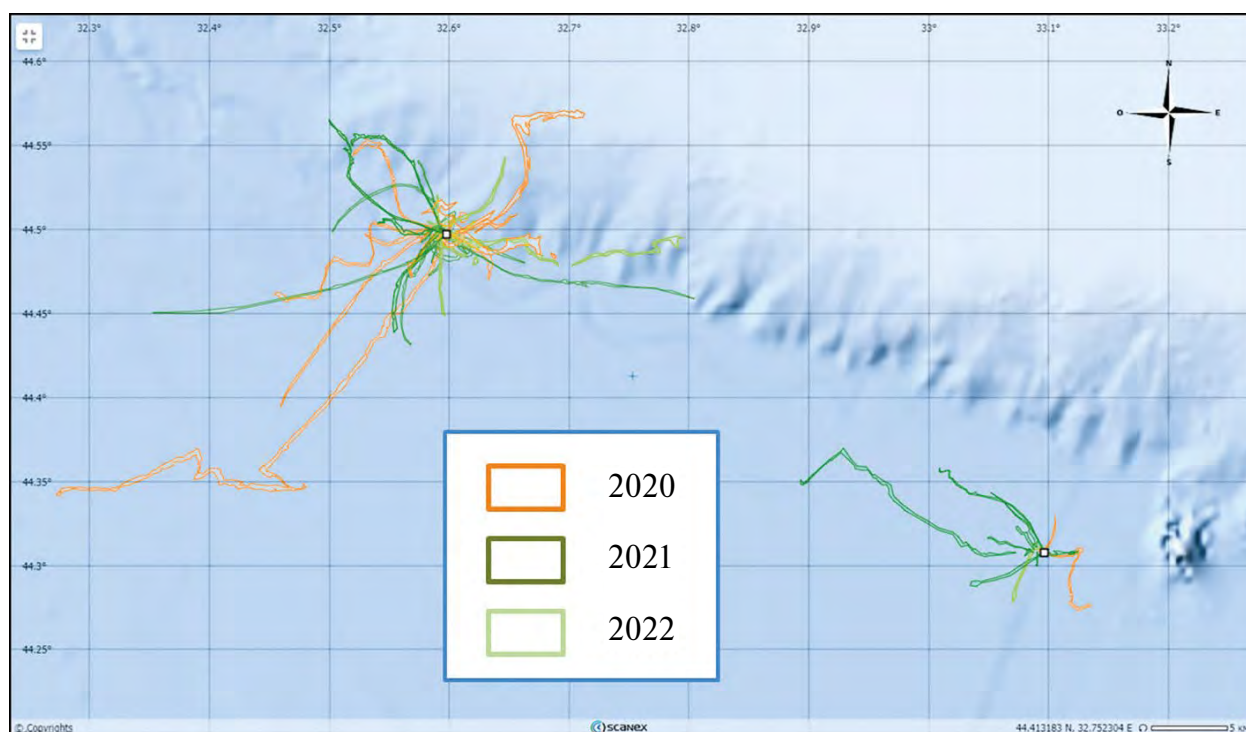


Рис. 11. Пространственно-временная группировка пятен естественных нефтепроявлений материкового склона северо-западной части Черного моря в период с 2020 по 2022 г.

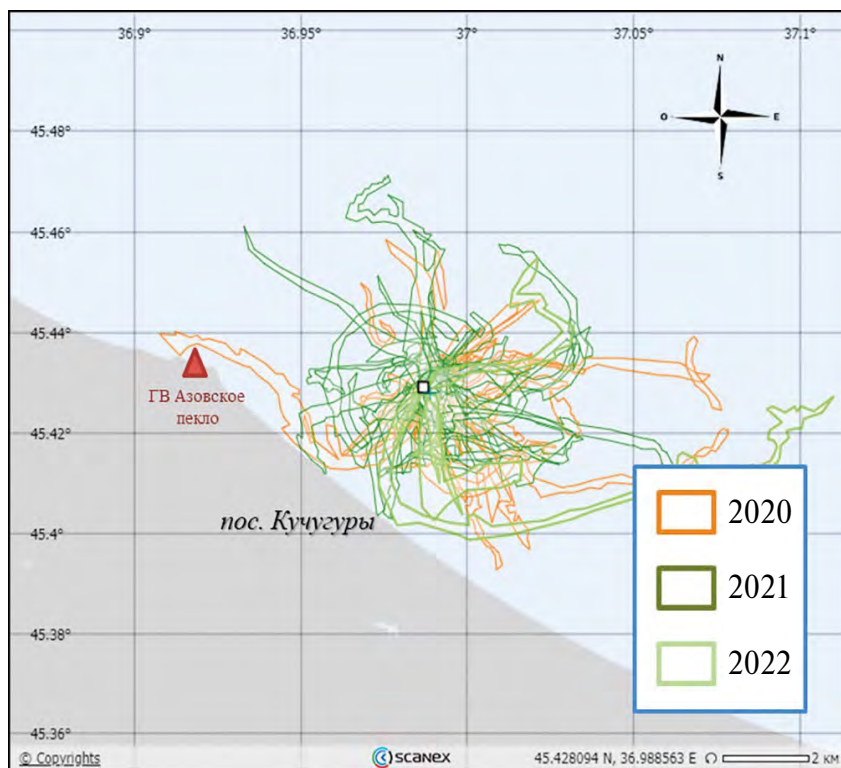


Рис. 12. Пространственно-временная группировка пятен естественных нефтепроявлений в Азовском море у пос. Кучугуры в период 2020–2022 гг.

ветственно, а у второго в июле 2021 г. – 18.7 км и 2.8 км².

Азовское море. Кучугуры. Согласно [24] геологическое единство Азовского моря и шельфа Черного моря определило высокий потенциал нефтегазоносности первого. Здесь еще в прошлом столетии открыты газовые месторождения: Стрелковое, Морское, Северо-Керченское, Восточно-Казантипское, Северо-Казантипское и др. И хотя предполагалось, что из-за особенностей геологического строения большая часть Азовского моря перспективна преимущественно на газ [29], с помощью радиолокационного мониторинга здесь был выделен источник ЕН на морской поверхности (см. рис. 12).

В 2020 г. в ходе анализа результатов РЛ-мониторинга 2017–2019 гг. в южной части Азовского моря в 3.5 км от пос. Кучугуры на поверхности моря были обнаружены повторяющиеся нефтепроявления, которые в итоге были идентифицированы как естественные [12].

Источник расположен на глубине около 10 м в координатах 45°25'45" с. ш. и 36°59'13" в. д. (см. рис. 13). Нефтепроявления, наблюдаемые на поверхности моря в этом районе, могут быть связаны с процессами грязевого вулканизма

и возможными выбросами небольших количеств УВ из осадочного комплекса Азовского моря, как на Таманском полуострове и в районе обнаруженных источников в Керченском предпроливье Черного моря – все входят в район Керченско-Таманской грязевулканической области [30]. В непосредственной близости от обнаруженного источника как на побережье, так и в прибрежной зоне располагается несколько активных грязевых вулканов, в частности: Пекло Азовское на суше в 5.5 км от источника и в море в 4.5 км, Кучугурский (в 4.6 км), Тиздар (сухопутный и морской) в 10.5 км и некоторые другие [24].

ЕН данного источника на РЛИ появляются регулярно при благоприятных ГМУ, т.е. имеет постоянный режим. Площадь обнаруженных slickов варьирует от сотни метров квадратных до единиц километров квадратных – максимальная площадь пятна составила 6.34 км² (26.05.2021).

Проведенные исследования показали, что всего в Азово-Черноморском бассейне расположено 29 источников естественных нефтепроявлений (см. рис. 13, табл. 1): 28 в Черном море и один в Азовском море.



Рис. 13. Карта-схема мест обнаружения естественных нефтепроявлений, обнаруженных и верифицированных во время многолетнего радиолокационного мониторинга Азово-Черноморского бассейна.

Таблица 1. Районы естественных нефтепроявлений и их характеристики, установленные на основе радиолокационных наблюдений 2020–2022 гг.

Черное море				
Район	Регион моря	Количество источников	Характер активности	Средняя площадь, км ²
Черное море				
Керченское предпроливье	Восточная часть	4	Постоянный	1–2
Грузинский сектор	Юго-восточная часть	16	Постоянный	15–30
Турецкий сектор	Юго-восточная часть	2	Постоянный	0.5–15
Турецкий сектор (вне территориальных вод)	Южная часть	1	Постоянный	0.2–12
Западный крымский шельф	Северо-западная часть	1	Эпизодический	0.5–2
Материковый склон	Северо-западная часть	2	Эпизодический	0.5–2
Кизилташский лиман	Северо-восточная часть	2	Эпизодический	1–2
Азовское море				
Акватория у пос. Кучугуры	Южная часть	1	Постоянный	0.1–1.5

Таким образом, большинство активных и вновь обнаруженных источников ЕН в рамках исследования расположено в восточной и юго-восточной частях Черного моря. Здесь, в частности, было обнаружено несколько ЕН: четыре источника в районе Керченского предпроливья и два в Кизилташском лимане, группа из 16 источников в пределах грузинского сектора моря напротив г. Поти, два в территориальных водах Турции между гг. Ризе и Пазар, а также один источник вне их — на удалении в 43 км от турецкого г. Унье. В северо-западной части Черного моря обнаружено поле мелких эпизодических природных источников, расположенных на западном шельфе Крыма, а также впервые два активных источника на материковом склоне моря к юго-западу от Севастополя. В Азовском море обнаружен один устойчивый источник естественных нефтепроявлений — напротив пос. Кучугуры.

Вклад естественных нефтепроявлений в общее количество обнаруженных пятен пленочных загрязнений за три года наблюдений в Черном море в среднем составил 38%, а в Азовском море — 30%.

Обнаруженные источники тяготеют к нефтегазоносным бассейнам, преимущественно располагаясь в грязевулканических областях. Материалы геолого-геофизических исследований Азово-Черноморского бассейна [1, 2, 4] однозначно подтверждают этот вывод.

Пятна ЕН в зимние месяцы обнаруживались редко, так как не отображались на РЛИ, полученных при скорости ветра, превышающей 5–6 м/с, что характерно для периода с конца ноября до начала марта. Из-за малой плотности и толщины [37] нефть ЕН легко переносится течениями, из-за чего при благоприятных ГМУ пятна принимают на морской поверхности различные формы и дрейфуют на большие расстояния от места образования — до десятков километров.

Верификация ранее обнаруженных источников проведена с помощью дополнительного анализа данных космической радиолокации с привлечением доступных оптических снимков высокого разрешения (на которых отображается цвет пленки) и визуального наблюдения с берега (в Кизилташском лимане). Исключением является один из источников в Керченском предпроливье Черного моря, который был верифицирован путем подспутниковых наблюдений. Надводные и подводные исследования морско-

го дна близ банки Мария Магдалина установили многочисленные потоки газа, выходящих из донных отложений, и однозначно подтвердили природное происхождение нефтяных пятен, наблюдаемых на морской поверхности, а анализ проб донных осадков показал высокую концентрацию углеводородов.

ВЫВОДЫ

С помощью данных космической радиолокации и информации о физико-географических особенностях Черного и Азовского морей были выявлены и верифицированы основные районы и источники естественных нефтепроявлений Азово-Черноморского бассейна. Всего установлено 29 источников, восемь из которых были обнаружены впервые. Их верификация проводилась с помощью подспутниковых экспериментов, визуальных наблюдений с берега, а также с использованием повторных радиолокационных съемок и оптических снимков высокого разрешения.

На крымском шельфе, как в Черном, так и в Азовском морях, были обнаружены поля небольших естественных нефтепроявлений, отобразившихся на радиолокационных изображениях морской поверхности эпизодически в мае–июне в маловетренных условиях 1.5–3 м/с [13], однако для верификации нефтепроявлений этих акваторий необходимы дальнейшие наблюдения. Для этого следует провести привязку таких источников к структурным элементам земной коры, исследовать особенности современной геодинамической активности, а также учесть техногенные нагрузки на недра этих морских регионов.

Вклад естественных нефтепроявлений в общее загрязнение Черного и Азовского морей на основе настоящего исследования в среднем составляет 34%. За трехлетний период отмечена тенденция увеличения доли пятен естественного происхождения, что обусловлено как геолого-геофизическими процессами, так и происходящими в недрах глобальными изменениями, что в итоге может существенно повлиять на нефтеуглеводородный фон водных масс Азово-Черноморского бассейна.

Методы дистанционного зондирования, в данном случае космической радиолокации, дают актуальные и объективные данные о распространении естественных нефтепроявлений и их современной активности, дополняя

геолого-геофизические съемки и измерения интересующих акваторий. Представленный подход для поиска и обнаружения природных источников нефтепроявлений может применяться повсеместно в морях РФ.

Благодарности. Авторы благодарят д. г.-м. н. И.А. Немировскую за помощь в анализе донных осадков. Авторы благодарят ГК “СКАНЭКС” за возможность использования ресурсов геопорталов, созданных на базе веб-ГИС приложения “ГеоМиксер”.

Источник финансирования. Данная работа финансировалась за счет средств бюджета института (в рамках государственного задания Министерства науки и образования России FMWE-2024-0015). Никаких дополнительных грантов на проведение или руководство данным конкретным исследованием получено не было.

Права копирайта на данные спутников Sentinel-1A и Sentinel-1B принадлежат Европейскому космическому агентству (ESA).

Конфликт интересов. Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бобылев В.В., Железняк В.Е., Шиманов Ю.В. и др. Геология и нефтегазоносность шельфа Черного и Азовского морей. М.: Недра, 1979. 184 с.
2. Богаец А.Т., Бондарчук Г.К., Леськив И.В. и др. Геология шельфа УССР. Нефтегазоносность // Киев: Наукова Думка, 1986. 152 с.
3. Бондур В.Г. Аэрокосмические методы и технологии мониторинга нефтегазоносных территорий и объектов нефтегазового комплекса // Исслед. Земли из космоса. 2010. № 6. С. 3–17.
4. Глузов И.Ф., Гулев В.Л., Карнаухов С.М., Сенин Б.В. Региональная геология и перспективы нефтегазоносности Черноморской глубоководной впадины и прилегающих шельфовых зон / Под ред. Б.В. Сенина. Ч. 2. М.: Недра, 2014. 181 с.
5. Евтушенко Н.В., Иванов А.Ю. Нефтепроявления в юго-восточной части Черного моря по данным космической радиолокации // Исслед. Земли из космоса. 2012. № 3. С. 24–30.
6. Егоров В.Н., Артемов Ю.Г., Гулин С.Б. Метановые сипы в Черном море. Средообразующая и экологическая роль. Севастополь: НПЦ “ЭКОСИ-Гидрофизика”, 2011. 405 с.
7. Затягало В.В. Комплексный анализ естественных выходов углеводорода в восточной части Азово-Черноморского бассейна на основе спутниковых наблюдений и данных геолого-геофизических исследований // Метеорология и гидрология. 2012. № 3. С. 56–70.
8. Иванов А.Ю. Стики и пленочные образования на космических радиолокационных изображениях // Исслед. Земли из космоса. 2007. № 3. С. 73–96.
9. Иванов А.Ю., Затягало В.В. Картографирование пленочных загрязнений моря с использованием космической радиолокации и географических информационных систем // Исслед. Земли из космоса. 2007. № 6. С. 46–63.
10. Иванов А.Ю., Кучейко А.Ю., Евтушенко Н.В. и др. Естественные нефтепроявления в крымских водах Черного моря по данным радиолокационного зондирования // 16-я Всеросс. откр. конференция “Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса”. 13–17 ноября 2017 г. М.: ИКИ РАН, 2017. С. 254.
11. Иванов А.Ю., Матросова Е.Р. Техногенная грифонная активность в северо-западной части Черного моря по данным съемок из космоса // Экология и промышленность России. 2019. Т. 23. № 8. С. 57–63.
12. Иванов А.Ю., Матросова Е.Р., Кучейко А.Ю. и др. Поиск и обнаружение естественных нефтепроявлений в морях России по данным космической радиолокации // Исслед. Земли из космоса. 2020. № 5. С. 43–62.
13. Клименко С.К. Пространственно-временные характеристики естественных нефтепроявлений Азово-Черноморского бассейна по данным космической радиолокации за 2020–2023 гг. // Комплексные исследования Мирового океана / Материалы VIII Всероссийской научной конференции молодых ученых. Владивосток: ДВО РАН, 2024. С. 531–532 (в печати).
14. Клименко С.К., Иванов А.Ю., Немировская И.А. Спутниковый радиолокационный мониторинг и верификация естественных нефтепроявлений в Керченском предпроливье Черного моря // Труды XII Всерос. конф. с международным участием “Современные проблемы оптики естественных вод”. М.: ИО РАН, 2023. С. 143–146.
15. Клименко С.К., Иванов А.Ю., Терлеева Н.В. Пленочные загрязнения Керченского пролива по данным пятилетнего радиолокационного мониторинга: современное состояние и основные источники // Исслед. Земли из космоса. 2022. № 3. С. 37–54.
16. Круглякова Р.П., Круглякова М.В., Шевцова Н.Т. Геолого-геохимическая характеристика естественных проявлений углеводородов в Черном море // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2009. № 1. С. 37–51.
17. Круглякова Р.П., Кругляков В.В., Шевцова Н.Т. Естественные выходы нефти и газа на дне турецкого континентального склона Черного моря // Труды XIX Межд. науч. конф. по морской геологии. М.: ИО РАН, 14–18 ноября 2011 г. Т. 2. С. 57–60.
18. Кутас Р.М., Русаков О.М., Коболев В.П. Геолого-геофизические исследования газовыделяющих

- структур в северо-западной части Черного моря // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. JSV7. С. 698–705.
19. Лаврова О.Ю., Митягина М.И., Костяной А.Г. Спутниковые методы выявления и мониторинга зон экологического риска морских акваторий. М.: ИКИ РАН, 2016. 335 с.
 20. Митягина М.И., Лаврова О.Ю. Оценка рисков загрязнения поверхности юго-восточной части Черного моря, обусловленного естественными выходами нефти с морского дна // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2020. Т. 17. № 3. С. 211–220.
 21. Патин С.А. Нефть и экология континентального шельфа. Морской нефтегазовый комплекс: состояние, перспективы, факторы воздействия. М.: Изд-во ВНИРО, 2017. Т. 1. 326 с.
 22. СКАНЭКС, 2022. В Кизилташском лимане Черного моря обнаружены естественные нефтепроявления. <https://www.scanex.ru/company/news/v-kiziltashskom-limane-chernogo-morya-obnaruzheny-estestvennye-nefteproyavleniya/>
 23. Туголесов Д.А., Горшков А.С., Хахалев Е.М. и др. Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины. М.: Недра, 1985. 215 с.
 24. Шнюков Е.Ф., Зиборов А.П. Минеральные богатства Черного моря. Киев: НАН Украины, 2004. 285 с.
 25. Шнюков Е.Ф., Иноземцев Ю.И., Куковская Т.С. и др. Геолого-океанологические исследования в Черном море. Киев: Логос, 2014. 132 с.
 26. Шнюков Е.Ф., Коболев В.П. Слепые грязевые вулканы Черного моря // Геологія і корисні копалини Світового океану. 2020. Т. 16. № 2. С. 49–65.
 27. Шнюков Е.Ф., Коболев В.П., Пасынков А.А. Газовый вулканизм Азово-Черноморского региона. Киев: Логос, 2013. 384 с.
 28. Шнюков Е.Ф., Митин Л.П., Клещенко С.А., Григорьев А.В. Зона акустических аномалий в Черном море близ Севастополя // Геологический журнал. 1993. № 4. С. 62–67.
 29. Шнюков Е.Ф., Орловский Г.Н., Усенко В.П. и др. Геология Азовского моря. К.: Наукова думка, 1974. 247 с.
 30. Шнюков Е.Ф., Соболевский Ю.В., Гнатенко Г.И. и др. Грязевые вулканы Керченско-Таманской области. Атлас. К.: Наукова Думка, 1986. 152 с.
 31. Alpers W., Espedal H.A. Oils and surfactants. In: Synthetic Aperture Radar Marine User's Manual, 2004. P. 263–275.
 32. Alpers W., Holt B., Zeng K. Oil spill detection by imaging radars: Challenges and pitfalls // Remote Sens. Environ. 2017. V. 20. P. 133–147.
 33. Ivanov A.Yu., Morović M. Detection and mapping oil seeps in the Adriatic Sea using SAR imagery // Acta Adriatica. 2020. V. 61. № 1. P. 13–26.
 34. Jatiault R., Dhont D., Loncke L., Dubucq D. Monitoring of natural oil seepage in the Lower Congo Basin using SAR observations // Remote Sensing of Environment. 2017. V. 191. № 7. P. 258–272.
 35. Judd A., Hovland M. Seabed fluid flow. The impact on geology, biology and the marine environment. Cambridge Univ. Press, 2007. 475 p.
 36. Kvenvolden K.A., Cooper C. Natural seepage of crude oil into the marine environment // Geo-Marine Letters. 2003. V. 23. № 3. P. 140–146.
 37. MacDonald I.R. Natural oil spills // Sci. American, 1998. V. 279. № 50. P. 51–66.
 38. MacDonald I.R., Naehr T. Remote sensing and sea truth measurements of methane flux to the atmosphere (HYFLUX project) // Quarterly Report, October–December 2010. National Energy Technology Laboratory / Texas A&M University. USA, 2011. 24 p.
 39. MacDonald I.R., Redly J.F.Jr., Best S.E. et al. Remote sensing inventory of active oil seeps and chemosynthetic communities in the northern Gulf of Mexico / In: Hydrocarbon Migration and its Near-Surface Expression, 1996, AAFG Memoir 66, p. 27–37.
 40. Najoui Z., Riazanoff S., Deffontaines B., Xavie J.-Pl. Estimated location of the sea floor sources of marine natural oil seeps from sea surface outbreaks: A new “source path procedure” applied to the northern Gulf of Mexico // Marine and Petroleum Geology. 2018. V. 91. P. 190–201.
 41. Navionics ChartViewer. <https://webapp.navionics.com/>
 42. Quintero-Marmol A.M., Pedroso E.C., Beisl C.H. et al. Operational applications of Radarsat-1 for the monitoring of natural oil seeps in the South Gulf of Mexico // Proceedings IGARSS. 2003. V. 4. P. 2744–2746.
 43. Wagner-Friedrichs M., Bulgay E., Keil H. et al. Gas seepage and gas/fluid migration associated with the canyon-ridge system offshore Batumi (Georgia, south-eastern Black Sea) inferred from multichannel seismic data // Int. J. Earth Sci. 2011. P. 1–25.
 44. Williams A., Lawrence G. The role of satellite seep detection in exploring the South Atlantic's ultra deep water. Surface exploration case histories: Applications of geochemistry, magnetics, and remote sensing // AAPG Studies in Geology. 2002. V. 48. P. 327–344.

MODERN DISTRIBUTION AND VERIFICATION OF DETECTED NATURAL OIL SEEPS IN THE AZOV-BLACK SEA BASIN

S. K. Klimenko*, A. Yu. Ivanov

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Science, Moscow, Russia

**e-mail: klimenko.sk@ocean.ru*

The results of monitoring of natural oil seeps in the Azov-Black Sea basin with synthetic aperture radar (SAR) in the period from 2020 to 2022 are analyzed. The SAR images of European satellites Sentinel-1A and Sentinel-1B were used for their search, detection and study. Using the geoinformation approach the main areas of oil seepage were identified and new oil seeps were detected. Their verification was carried out by analyzing all available information on geological and geophysical features of the water basins experimentally by subsatellite observations and measurements as well as by alternative remote sensing methods such as high resolution optical imagery. This allowed identifying twenty-eight oil seep sources in the Black Sea and one in the Sea of Azov. It is shown the study of natural oil seeps, their distribution and current activity is one of the important research tasks that is currently receiving considerable attention.

Keywords: Black Sea, Sea of Azov, natural oil seepage, oil slicks, spaceborne SAR, geoinformation approach, oil seep distribution

УДК 551.463.5; 551.464.34

ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКИЕ, ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ И БИООПТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ МЕЛКОВОДНОГО СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ШЕЛЬФА ОСТРОВА САХАЛИН

© 2025 г. Н. А. Липинская*, Н. С. Сырбу, П. А. Салюк, А. О. Холмогоров

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

**e-mail: lipinskaya.na@poi.dvo.ru*

Поступила 13.08.2024 г.

После доработки 09.12.2024 г.

Принята к публикации 26.01.2025 г.

В работе рассматриваются теоретические и практические аспекты связи между биооптическими параметрами (концентрация хлорофилла-а, окрашенное растворенное органическое вещество, мутность) и распределением растворенных газов (метан, гелий, водород, сероводород) в морской воде. Комплексные исследования газогеохимических, гидрологических и биооптических параметров акватории мелководного северо-восточного шельфа о. Сахалин (Охотское море) основаны на данных, полученных в ходе рейса № 68 НИС “Академик Опарин” в августе 2023 г. Показано, что в теплый период года район исследований включает в себя воды с различными биооптическими характеристиками, определяемыми влиянием речного стока, нефтегазоносного шельфа, активным развитием фитопланктона и динамикой вод. Биооптические измерения позволяют различить основную ветвь Восточно-Сахалинского течения и его шельфовую ветвь, в которой содержатся повышенные концентрации растворенных газов, выделяющихся из придонных источников на восточном шельфе о. Сахалин.

Ключевые слова: растворенный метан, сероводород, гелий, водород, Охотское море, биооптические параметры морской воды, хлорофилл-а, мутность, окрашенное растворенное органическое вещество

DOI: 10.31857/S0030157425030035, **EDN:** GVWCPZ

ВВЕДЕНИЕ

Морские континентальные окраины Азиатско-Тихоокеанского региона в последние годы стали объектом интенсивных исследований, поскольку в районах этой зоны обнаружены крупные залежи углеводородов в различных формах, включая нефть, газ, газовый конденсат и газовые гидраты.

Обнаружение повышенных концентраций метана в водной толще окраинных морей, как правило, обусловлено активными подводными выходами газа [19, 21, 24, 43]. Генетическая связь подводных выходов метана с залежами нефти и газа, скоплениями газогидратов, глубинными разломами, поверхностными разрывами и складками установлена для многих морей северо-западной части Тихого океана [4, 7]. Вопросы оперативного поиска критериев источников повышенных концентраций метана и других

газов в воде нефтегазоносных регионов остаются по-прежнему актуальными и требуют применения комплексного междисциплинарного подхода [9, 10]. Неотъемлемой частью современных мониторинговых исследований являются дистанционно получаемые данные в видимом спектральном диапазоне вне зоны солнечного блика, позволяющие проводить исследования на больших акваториях со спутников, летательных аппаратов или судов. В таких данных разные типы вод различаются за счет вариаций биооптических характеристик морской воды [28] (содержания фитопланктона, окрашенного растворенного органического вещества (ОРОВ), взвешенных органических и минеральных веществ) либо за счет изменчивости стратификации перечисленных компонентов морской воды в поверхностном слое [6, 26].

Работа посвящена актуальной проблеме исследования газогеохимических параметров

окраинных дальневосточных морей на основе совместного анализа результатов натурных газогеохимических, гидрологических и биооптических исследований. В работе особое внимание уделяется выявлению фоновых и аномальных газогеохимических полей, их взаимосвязи с геологическим строением мелководного нефтегазового северо-восточного шельфа о. Сахалин. Это важно для понимания причин поступления газов из недр в воду и атмосферу, трассирования зон разломов, оценки перспективности площадей на нефть, газ, газогидраты, в экологических исследованиях, гидрогеологических работах.

Выявление признаков повышенного содержания растворенных газов в воде на основе распределения биооптических параметров может быть использовано для предварительного выделения районов, в которых требуются дополнительные исследования с помощью прямых определений концентрации метана и других газов.

Биооптические исследования океана представляют фундаментальный интерес для многих океанографических дисциплин — физической океанографии [17, 25], химии океана [40]. Такие исследования проводятся на стыке наук для лучшего понимания биологического и биогеохимического состояния природных вод [33, 38]. При междисциплинарном подходе возможно оценить роль основных оптически-активных компонентов морской воды в формировании аномальных газогеохимических полей и потоков газа, что оказывает значимое влияние на глобальный биогеохимический баланс в целом и эмиссию метана с акватории окраинных морей.

Распределение биооптических параметров и газов в воде является сложным и взаимозависимым процессом, который оказывает значительное влияние на функционирование водных экосистем. Исследование биооптических параметров основано на прямой связи с оптическими свойствами воды, а также с характером и поведением важных биогеохимических компонентов [29].

Цель данного исследования заключается в применении совместного анализа вертикальных профилей концентрации растворенных газов (метана, гелия, водорода, сероводорода) в воде, гидрологических параметров (температуры, солености) и биооптических параметров (концентрации хлорофилла-а (хл-а), ОРОВ и мутности) морской воды для индикации водных масс с повышенным содержанием растворенных газов.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В рамках рейса № 68 на НИС “Академик Опарин” в теплый период года были осуществлены измерения глубинных профилей температуры, электропроводности и давления с помощью встроенных датчиков гидрологического зонда SeaBird SBE-911. С помощью автономного зондирующего измерителя С6Р фирмы Turner были проведены измерения мутности, интенсивностей флуоресценции хл-а и ОРОВ.

Для калибровки флуоресцентных измерений и пересчета интенсивности флуоресценции (хл-а в массовые концентрации — мг/м³, ОРОВ — в единицы Quinine Sulfate Units — QSU) проведено сравнение полученных данных со спектрофотометрическими определениями выполненных в лабораторных условиях по ГОСТ 17.1.04.02–90 концентраций в пробах воды, отобранных синхронно с гидрооптическим зондированием. Для определения концентрации ОРОВ были отобраны пробы воды объемом 1–2 л и профильтрованы на фильтрах 0.2 мкм. Для определения концентрации хл-а отобраны пробы воды объемом 1.5 л и профильтрованы на фильтрах 0.45 мкм.

Для газохроматографического анализа отбор проб из батометров “Нискин” осуществлялся на станциях при STD-зондировании в диапазоне глубин от поверхности до дна, а также из проточной системы на горизонте 5 м. Вода из батометров отбиралась методом “тройного перелива” в предварительно простерилизованные медицинские стеклянные бутылки объемом 60 и 100 мл, которые герметично закрывались стерильными резиновыми пробками без доступа в бутылки атмосферного воздуха. Для удаления излишков воды применялись иглы от медицинского шприца.

Газогеохимические исследования на северо-восточном шельфе о. Сахалин проводились в рамках рейса № 68 на НИС “Академик Опарин” (ОР68) в период 12–18 августа 2023 г.

Для анализа содержания метана, сероводорода, гелия и водорода во всех образцах использовался метод равновесных концентраций “HeadSpace” [42].

Для анализа содержания метана при создании газовой фазы в бутылки вводился гелий (10 мл) марки 6.0; для анализа содержания сероводорода, гелия и водорода в бутылки вводился атмосферный воздух (10 мл). Далее образцы интенсивно перемешивались. Перед проведением анализа газовая фаза равновесно извлекалась шприцем

для ввода пробы в газовый хроматограф. Для анализа содержания сероводорода в судовой лаборатории использовался газовый хроматограф “S-Хром”, Россия.

Для хроматографического анализа состава углеводородных газов использовался хроматограф “Кристалл-Люкс 4000М”, снабженный пламенно-ионизационным детектором и двумя детекторами по теплопроводности. Для хроматографического анализа гелия и водорода применяли газовый хроматограф “Хроматэк-Газохром 2000”, газ-носитель — аргон.

Расчет концентраций метана, гелия, водорода, растворенных в морской воде, проводился методом равновесного парафазного анализа с

помощью констант растворимости по методике [45] в модификации [44].

ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Анализ распространения и переноса газогеохимических, биооптических и гидрологических параметров в районе работ основан на результатах, полученных с использованием прогностических моделей различного типа [32] для Восточно-Сахалинского течения.

В западной части Охотского моря наиболее устойчивым звеном общего циклонического движения вод [2] является холодное Восточно-Сахалинское течение (рис. 1), несущее воды

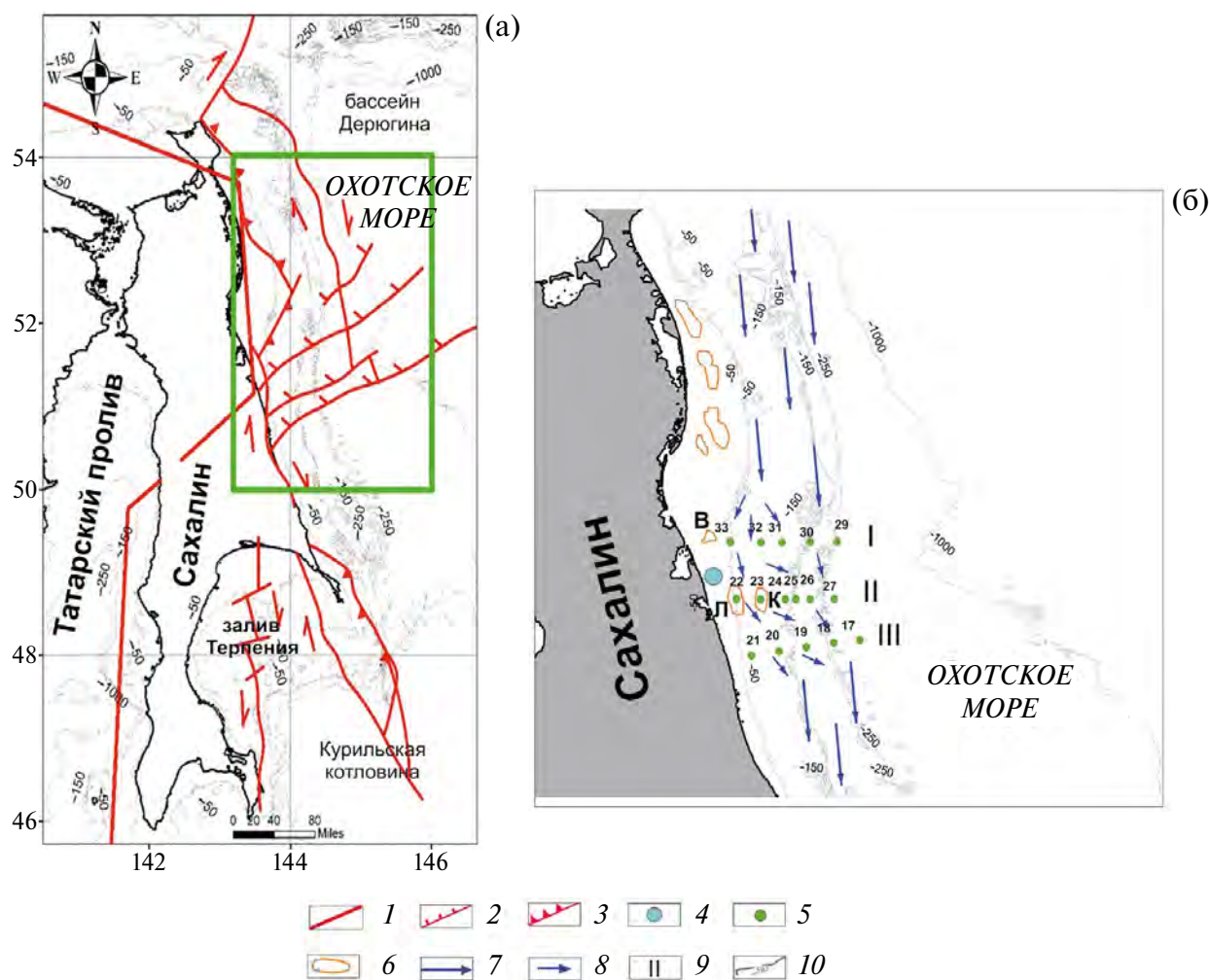


Рис. 1. Схема района работ и основных тектонических нарушений на северо-восточном шельфе о. Сахалин [1, 3, 13] (а) и схема Восточно-Сахалинского течения на северо-восточном шельфе о. Сахалин со станциями отбора проб в рейсе № 68 на НИС “Академик Опарин” (ОР68) в период 12–18 августа 2023 г. (б). 1 – крупнейшие разрывные нарушения; 2 – сбросы; 3 – взбросы; 4 – газовый факел “Николь”; 5 – станции отбора проб воды в рейсе ОР68; 6 – газоконденсатные месторождения (Л – Лунское, К – Кириновское, В – Венинское); 7 – основной поток Восточно-Сахалинского течения; 8 – мезомасштабные циркуляции в потоке Восточно-Сахалинского течения [43]; 9 – номера разреза со станциями отбора (I – северный; II – центральный; III – южный); 10 – изобаты.

вдоль восточного шельфа и склона о. Сахалин в южном направлении. Восточно-Сахалинское течение важно для переноса тяжелых шельфовых вод, формируемых на северном шельфе Охотского моря [41].

Основные элементы движения и циркуляции вод на северо-восточном шельфе Сахалина — это Восточно-Сахалинское течение [2] и Восточно-Сахалинское противотечение [14, 34], которые присутствуют в разные периоды года постоянно, но интенсивность переноса вод этими потоками меняется в значительных пределах и во времени, и в пространстве. В ноябре–декабре в поверхностных горизонтах доминирующим является движение вод в южном направлении, а в июле — августе — в северном [11]. В структуре общего потока вод Восточно-Сахалинского течения могут быть локальные динамические движения и других направлений, однако общая направленность его с севера на юг общепризнана [31, 32]. Для летнего сезона для восточного побережья о. Сахалин характерно явление апвеллинга, формирующегося под воздействием летнего муссона. В прибрежной зоне Восточно-Сахалинское течение ослаблено, воды низкой солености, обусловленные стоком реки Амур, блокируются и редко наблюдаются южнее 52° с. ш. [14]. Наличие мезомасштабных циркуляций в потоке Восточно-Сахалинского течения обеспечивает водообмен между шельфом и глубоководным бассейном Охотского моря [35]. На северо-восточном шельфе о. Сахалин в августе за счет сильной термохалинной стратификации в периоды адвекции с севера теплых и пресных вод в приповерхностном слое не происходит интенсивный прибрежный апвеллинг даже при благоприятных ветровых условиях. Кроме того, происходит заглубление термоклина (галоклина), которое препятствует подъему холодных и соленых охотоморских вод к поверхности [12].

Анализ распространения и переноса газогеохимических, биооптических и гидрологических параметров в районе работ основан на результатах, полученных с использованием прогностических моделей различного типа [31] для Восточно-Сахалинского течения.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Распределение растворенных газов

В районе северного звена Хоккайдо-Сахалинского глубинного сдвига расположены основные скопления углеводородов региона.

Поперек сдвига в ходе экспедиционных работ было выполнено три гидрологических профиля.

На крайней западной станции № 33 северного разреза у дна (на горизонте 45 м) обнаружена газовая аномалия с локальным максимумом растворенного метана 198 нМ/л (рис. 2а), связанная, вероятно, с областью дегазации на дне. Данная аномалия распространяется на восток, при этом концентрации метана снижаются до 8 нМ/л по мере удаления от источника. Метан распространяется под нижней границей сезонного пикноклина (10 м). Здесь также обнаружены повышенные содержания гелия до 11.1 ppm, который является инертным газом и может образовываться только в результате глубинных процессов. Фоновое содержание гелия в воде для Охотского моря составляет 4.2 ppm [37].

В восточной части разреза при глубине дна 280 м в слое 130–260 м обнаружена область повышенного содержания сероводорода (с локальным максимумом 290 ppb) и гелия (12.2 ppm), что также может указывать на наличие здесь источника газовой эмиссии (рис. 2б, в). Кроме того, выявлена область повышенного содержания водорода (абсолютный максимум 35 ppm) в слое 20–40 м. Фоновые значения водорода в воде для Охотского моря составляют 2.1 ppm (район Курильской котловины) [37].

На западных станциях № 22 и 23 центрального разреза у дна на горизонтах 30 и 84 м соответственно обнаружена газовая аномалия с локальным максимумом растворенного метана 295 нМ/л и гелия 14.1 ppm (рис. 3а). При этом метан распространяется под нижней границей сезонного пикноклина (10–40 м), его заглубление в центральной части разреза связано с влиянием Восточно-Сахалинского течения. Придонные повышенные значения гелия выявлены в центральной (локальный максимум 13.5 ppm) и восточной (абсолютный максимум 17.2 ppm) частях данного разреза (рис. 3в).

Область повышенных содержаний сероводорода с абсолютным максимумом 1337 ppb была найдена только в восточной части центрального разреза (рис. 3б) в слое 75–180 м при глубине дна 284 м. Данная область совпадает с областью повышенных концентраций метана и гелия в районе станции № 26, что может указывать на общий источник. Вероятно, растворенные газы мигрируют от шельфа о. Сахалин в сторону его склона под влиянием Восточно-Сахалинского течения.

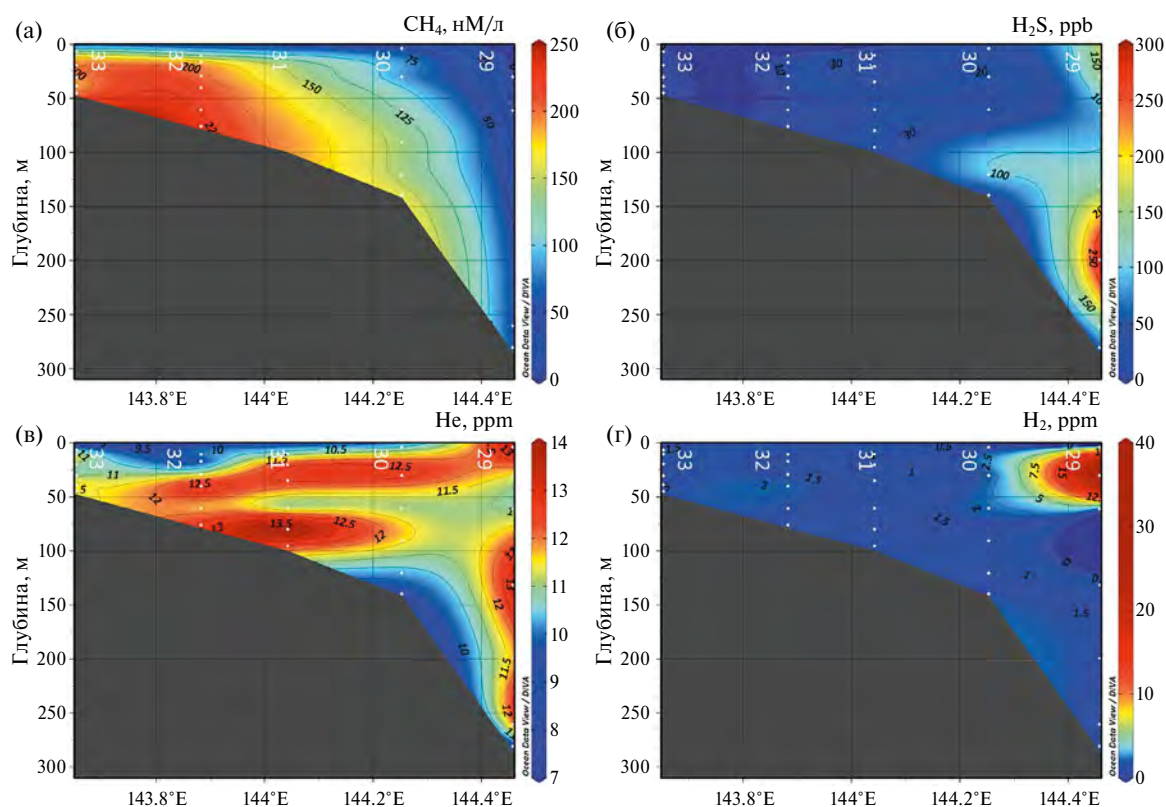


Рис. 2. Распределения метана (CH_4) (а), сероводорода (H_2S) (б), гелия (He) (в), водорода (H_2) (г) на северном разрезе (I).

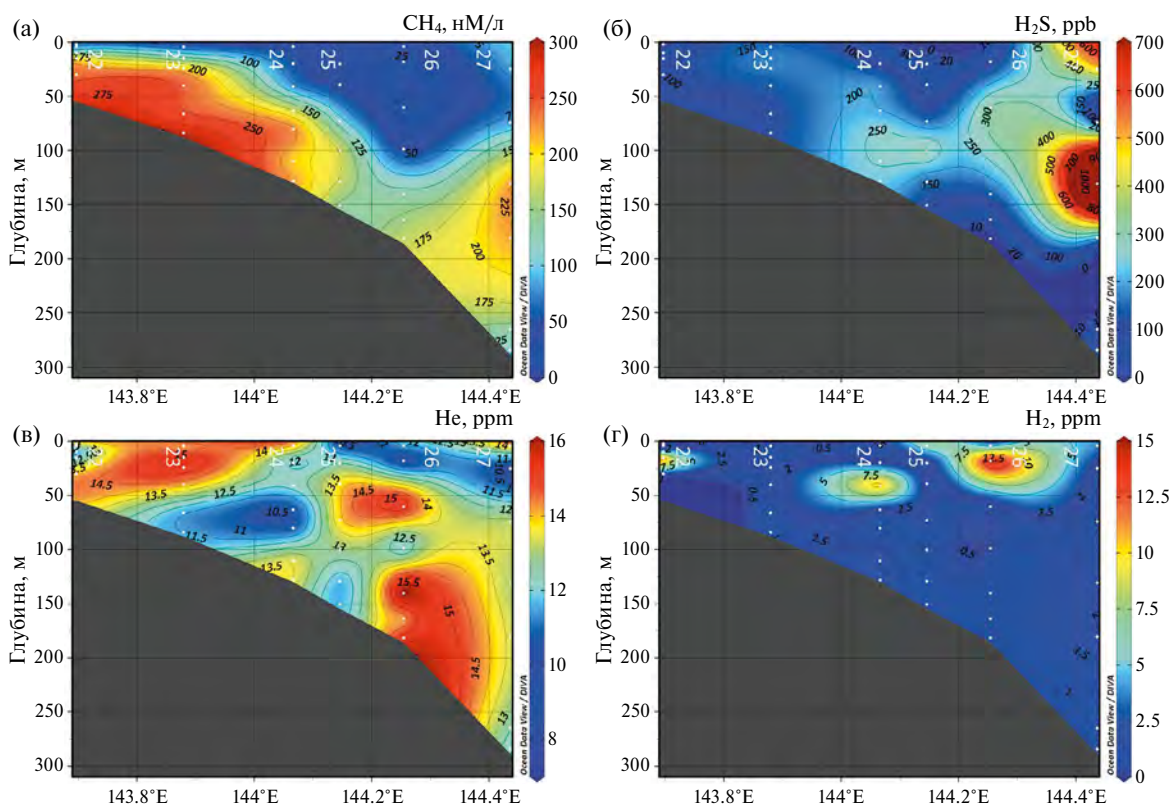


Рис. 3. Распределения метана (CH_4) (а), сероводорода (H_2S) (б), гелия (He) (в), водорода (H_2) (г) на центральном разрезе (II).

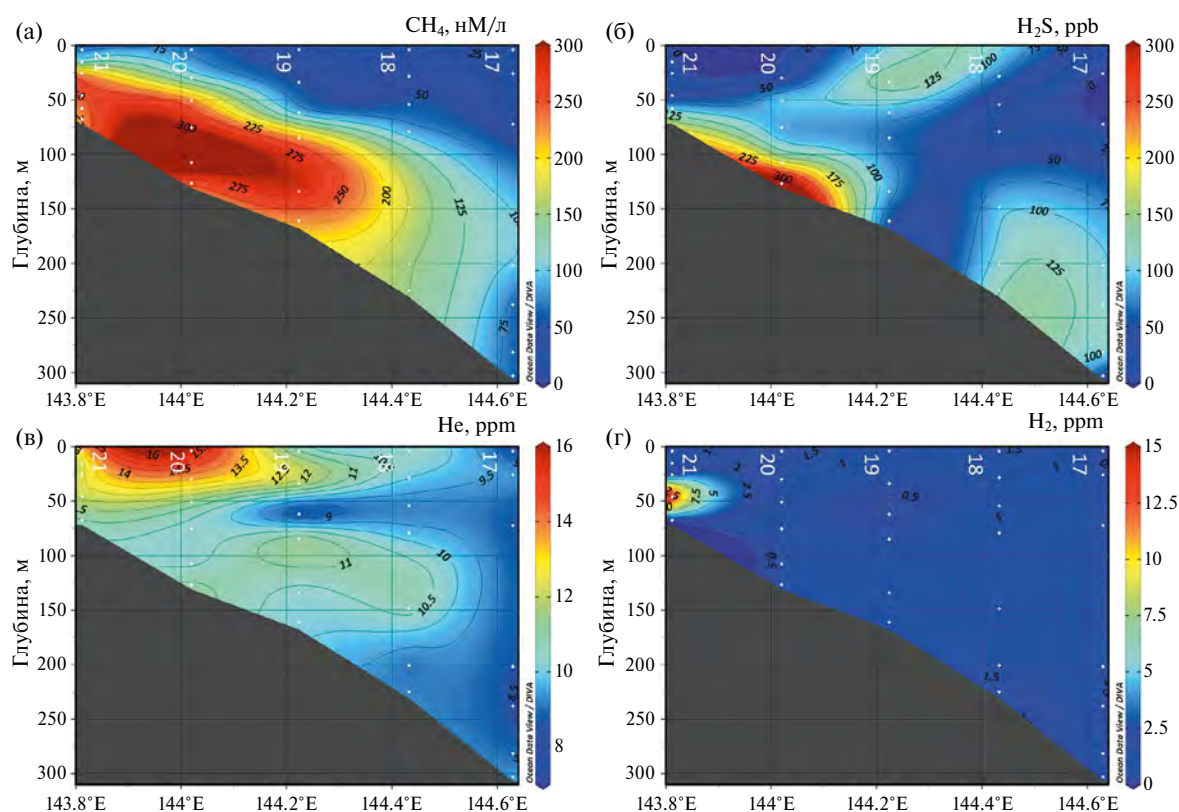


Рис. 4. Распределения метана (CH_4) (а), сероводорода (H_2S) (б), гелия (He) (в), водорода (H_2) (г) на южном разрезе (III).

На западных станциях № 19, 20 и 21 южного разреза у дна (на горизонтах 161, 126 и 67 м соответственно) обнаружена газовая аномалия с локальным максимумом метана 225 нМ/л, сероводорода — 111.6 ppb и гелия — 11.3 ppm (рис. 4). При этом поле растворенного метана распространяется под нижней границей сезонного пикноклина (15–60 м), его заглубление в центральной части разреза связано с влиянием Восточно-Сахалинского течения.

Области повышенных содержаний водорода 14.6 и 15.2 ppm выявлены только на крайних западных станциях центрального и южного разрезов соответственно.

Биооптические параметры

В ходе экспедиции на восточном шельфе острова Сахалин также был собран ряд качественных судовых биооптических данных, синхронных с газогеохимическими измерениями. Зондирование было выполнено гидрооптическим профилографом Turner C6P на станциях от поверхности до дна.

На северном разрезе I (рис. 5) по данным биооптических измерений наблюдалась следующая

картина: в приповерхностном слое, на станциях № 32 и 33 явно выделяются очаги повышенных значений концентрации хл-а (до 5 мг/м³), а также данные концентрации ОРОВ более 5 QSU, что может быть обусловлено стоком реки Амур и выносом терригенных веществ [34]. В морской части разреза на станциях № 29–31 влияние материкового стока ослабевает, концентрации хл-а — 2–3 мг/м³, ОРОВ — менее 1.5 QSU (примечательно, что в данной области также наблюдается и минимум концентрации растворенного метана в воде (см. рис. 2а)). На станции № 33 выявлен локальный очаг небольшого увеличения мутности в придонном слое (до 0.5 FTU) относительно аналогичных вод на остальных станциях.

На центральном разрезе II (рис. 6а, б) распределение основных биооптических характеристик однородно, слой максимума концентрации хл-а на 20 м локализован, в районе станции № 23 присутствует увеличение концентрации ОРОВ свыше 5 QSU на поверхности и порядка 2 QSU в придонном слое. В придонном слое, как и на разрезе I, в районе станции № 31 (см. рис. 5в), на станции № 23 (рис. 6в), наблюдается увеличение мутности относительно окружающих вод до 0.5 FTU

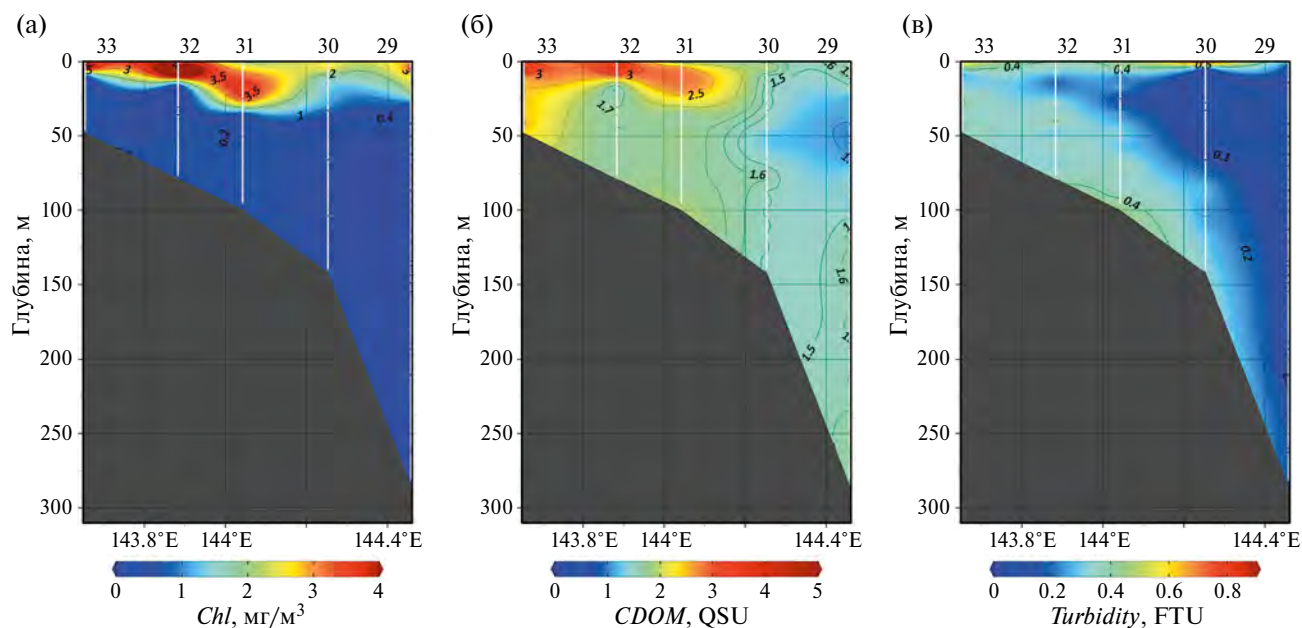


Рис. 5. Северный разрез (I). Глубинные профили биооптических параметров: (а) концентрации хл-а (*Chl*), (б) ОРОВ (*CDOM*), (в) показателя мутности (*Turbidity*).

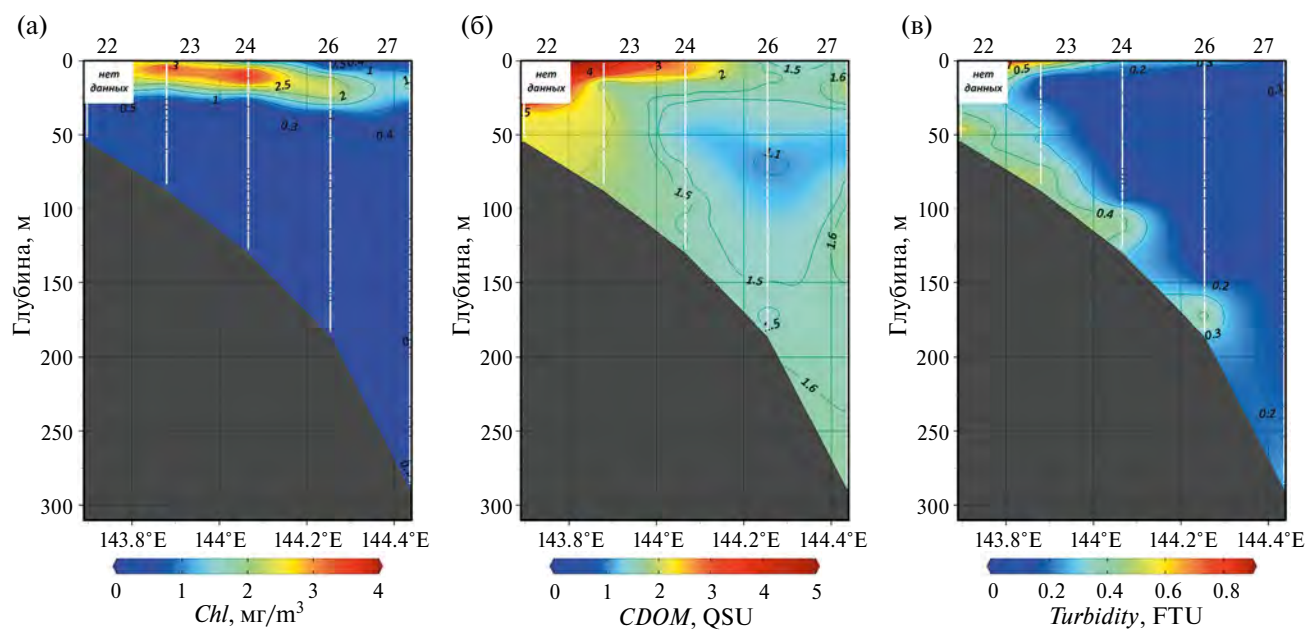


Рис. 6. Центральный разрез (II). Глубинные профили биооптических параметров: (а) концентрации хл-а (*Chl*), (б) ОРОВ (*CDOM*), (в) показателя мутности (*Turbidity*).

и концентрации ОРОВ до 1 QSU. Значительное увеличение концентрации ОРОВ и мутности в придонном слое может свидетельствовать о дополнительном источнике ОРОВ, не связанном со стоком реки.

Биооптические характеристики, такие как концентрация хл-а и мутность, могут отражать

процессы биологической активности в водном столбе, в том числе влияние веществ, выходящих из подводных источников. Увеличение концентрации органического вещества и мутности может свидетельствовать о повышенной активности микроорганизмов, реагирующих на поступление газов.

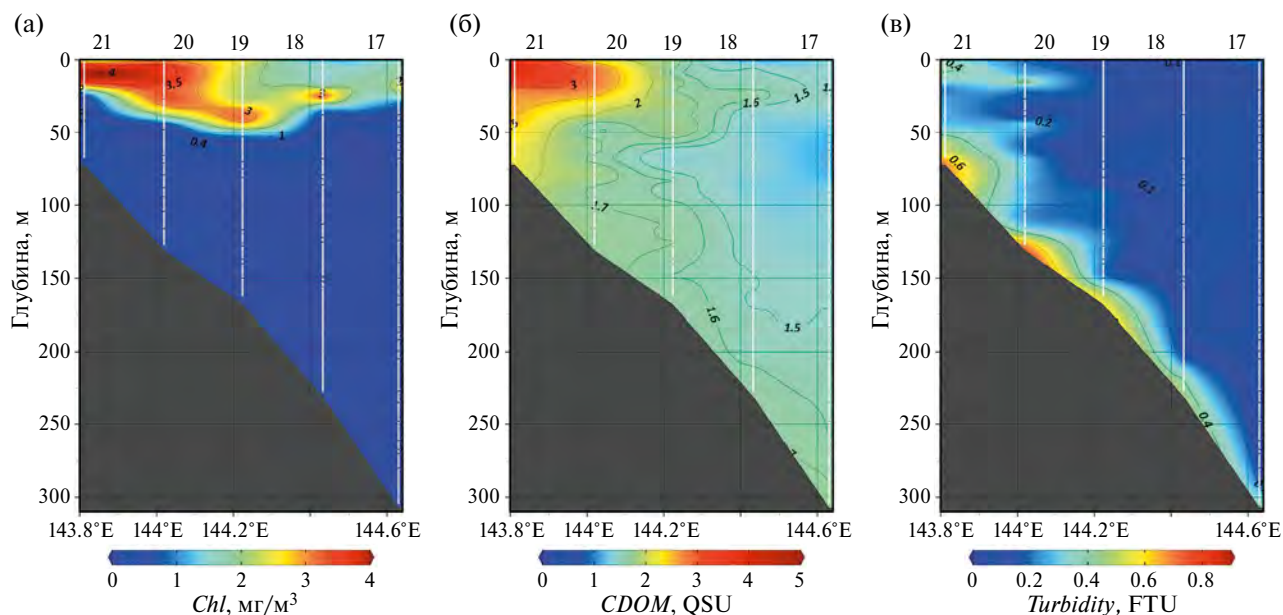


Рис. 7. Южный разрез (III). Глубинные профили биооптических параметров: (а) концентрации хл-а (*Chl*), (б) ОРОВ (*CDOM*), (в) показателя мутности (*Turbidity*).

На южном разрезе III (рис. 7) также наблюдается однородное распределение основных биооптических параметров в поверхностном слое, однако на станции № 21 ярко выражено влияние материкового стока: так, концентрации ОРОВ здесь выше 5 QSU (рис. 7б). На станциях № 19–21 в придонном слое наблюдается увеличение показателя мутности до 1 FTU, что может быть вызвано различными факторами, включая как динамические процессы (придонные течения и мезомасштабные вихри [14, 35; 36]), так и придонные процессы, такие как интенсивные выходы газов и других веществ из придонных источников к поверхности [37]. Важно проводить дополнительные исследования для точного определения причин.

ОБСУЖДЕНИЕ

Проведенные газогеохимические исследования указывают на наличие интенсивных источников дегазации в районе исследований. Причем интенсивность возрастает с востока на запад, к побережью. Мелководный шельф северо-восточного Сахалина лежит в зоне влияния Хоккайдо-Сахалинского глубинного сдвига, где расположены многочисленные месторождения углеводородов региона [13]. Современная высокая сейсмическая активность и разломы, секущие морское дно [15], создают идеальные условия для газопроницаемости. Формирова-

ние аномальных газогеохимических полей метана и гелия в толще воды отражает эту ситуацию. Наличие гелия на северо-восточном мелководном шельфе может быть обусловлено как радиогенным источником в земной коре, таким как угленосные отложения [5, 37], так и дегазацией мантии [39]. А увеличение концентраций сероводорода на шельфе о. Сахалин обусловлено наличием газовых и нефтяных месторождений, формирование которых связано с разложением органического материала, в процессе разложения которого образуется сероводород [8, 16]. Образование сероводорода в районе нефтегазовых залежей объясняется естественными процессами: бактериальным восстановлением сульфатов, термическим крекингом и термохимическим восстановлением сульфатов. Именно термохимическое восстановление сульфатов приводит к образованию наибольшего количества сероводорода [27, 30].

Анализ σ_t - S -диаграммы (потенциальная температура (σ_t) – соленость (S)) (рис. 8), биооптических маркеров (рис. 9) и газогеохимических параметров (рис. 9а) позволяет выделить различные классы водных масс на исследуемом участке акватории.

В результате такого анализа выделены три типа водных масс (табл. 1).

Первый класс – поверхностные водные массы (отмечены серым цветом) – характеризуются

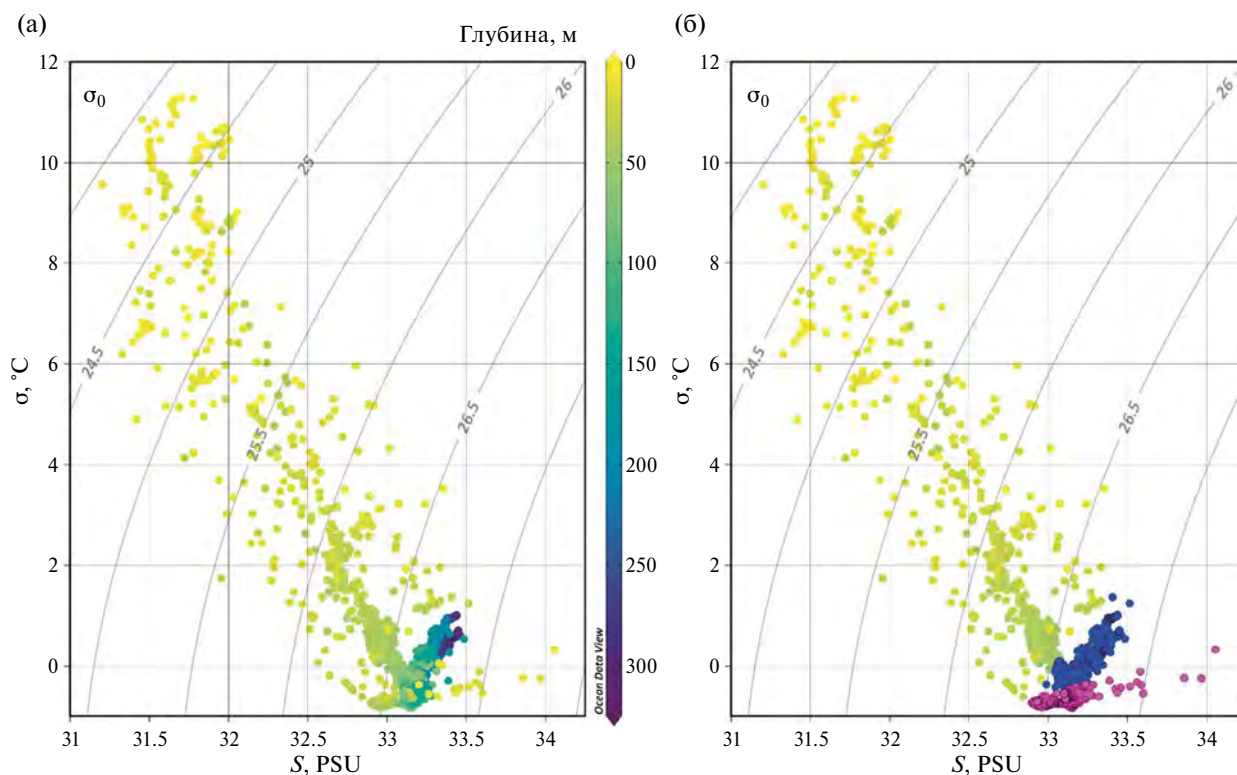


Рис. 8. σ_t - S -диаграмма по данным CTD-зондирований на всех станциях в исследуемой акватории (а); σ_t - S -диаграмма, где разными цветами выделены классы вод (б).

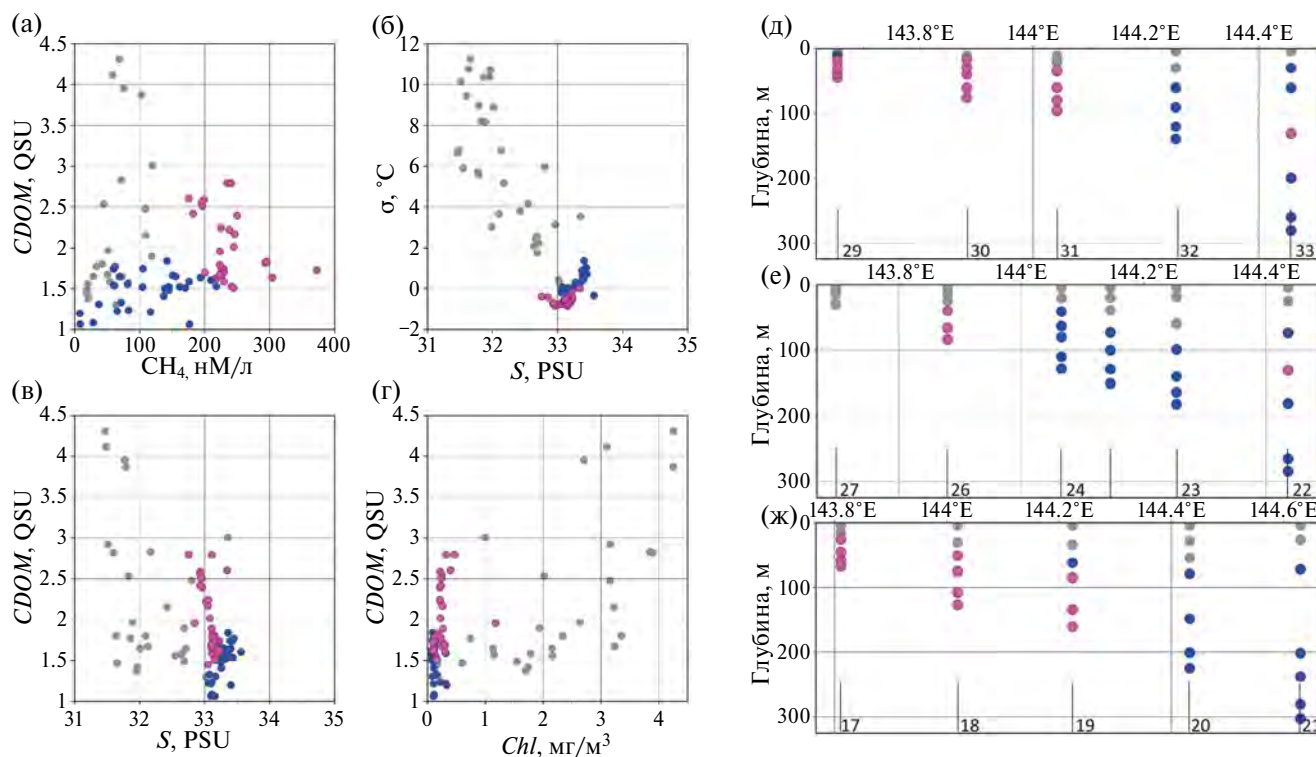


Рис. 9. Диаграммы рассеяния параметров $CDOM-CH_4$ (а), σ_t-S (б), $CDOM-S$ (в), $CDOM-Chl$ (г); станции разреза I (д), станции разреза II (е), станции разреза III (ж) с выделенными водными массами с учетом анализа биооптических и гидрологических параметров.

Таблица 1. Характеристики выделенных водных масс района исследования

Параметр \ Тип	Первый класс	Второй класс	Третий класс
	Поверхностные водные массы	Придонные водные массы мелководного шельфа (до 200 м)	Придонные водные массы глубоководного шельфа (более 200 м)
σ , °C	0–11.8	–0.8–0.4	–0.8–1.7
S , PSU	31–33.3	32.8–34	33–33.5
CH_4 , нМ/л	< 120	200–400	< 220
Chl , мг/м ³	0.7–4.5	0.5	< 0.1
$CDOM$, QSU	1.3–4.5	1.5–2.8	1–1.8

наибольшей амплитудой изменений высоты водной толщи в диапазоне глубин от ≈ 0 до 80 м. В данном случае температура этих водных масс меняется в пределах от ≈ 12 до 0°C , что свидетельствует о значительной тепловой изменчивости в этом слое. Отмечается также вариация солёности в пределах от ≈ 31 до 33 PSU, что указывает на умеренную солёность поверхностных вод. Данный класс характеризуется водами с высоким содержанием ОРОВ в диапазоне 3–4.5 QSU, низким уровнем растворенного метана – до 100 нМ/л (см. рис. 9а). Также заметно, что эти воды имеют повышенное содержание хлорофилла-а – 2–4.5 мг/м³ (рис. 9г), указывающее на присутствие терригенных веществ в источниках воды.

Второй класс, обозначенный фиолетовым цветом, соответствует холодным водам с температурой от ≈ -0.8 до $\approx 0.4^\circ\text{C}$. Они имеют высокую солёность от ≈ 32.8 до 34 PSU и в основном находятся в придонном слое мелководных станций на глубинах до 100 м. Характеризуется высоким содержанием растворенного метана 200–400 нМ/л, несколько меньшими, чем в поверхностных водных массах, значениями ОРОВ 1.5–2.8 QSU (см. рис. 9а) и низким содержанием хл-а 0.5 мг/м³ (см. рис. 9г). Также стоит отметить наличие обратной зависимости между солёностью и ОРОВ, что может говорить также о терригенном происхождении ОРОВ.

Третий класс (синий цвет) – водные массы, немного теплее по сравнению с водами второго класса, с температурой от ≈ -0.8 до 1.7°C . Они менее солёные относительно водных масс второго класса (минимум солёности ≈ 33 –33.5 PSU отмечен в диапазоне плотностей от 26.5 до 26.8 кг/м³). Эти водные массы находятся преи-

мущественно ниже пикноклина глубоководных станций (от 100 м и глубже) и характеризуются низким содержанием хлорофилла-а – < 0.1 мг/м³ (см. рис. 9г), что свидетельствует об отсутствии солнечного освещения и указывает на принадлежность водных масс к глубоководным слоям. Положительная корреляция между содержанием ОРОВ и солёностью (рис. 9в) может быть связана с активными динамическими процессами.

Таким образом, анализ σ , S -диаграммы и дополнительный анализ биооптических данных позволяют сделать вывод об идентификации различных типов водных масс и их характерных особенностей на участке акватории (рис. 9д–ж), а также указывает на наличие различных источников органических веществ.

В результате совместного анализа газогеохимических, гидрологических и биооптических данных установлено, что поля повышенных концентраций метана содержатся в холодных водах второго типа (рис. 10). Это обусловлено тем, что метан имеет высокую растворимость в условиях низкой температуры [20]. На шельфе растворенный метан формирует поля повышенных концентраций как вблизи придонного источника, так и под нижней границей сезонного пикноклина. В слое увеличения температуры происходит снижение растворимости метана в воде и, таким образом, формирование полей повышенных концентраций растворенного метана ограничивается нижней границей сезонного пикноклина. Далее растворенный метан переносится течением, что характерно для разных районов Мирового океана [22, 23].

Растворимость метана в воде повышается при понижении температуры [20]. В работе [18] представлены результаты моделирования раствори-

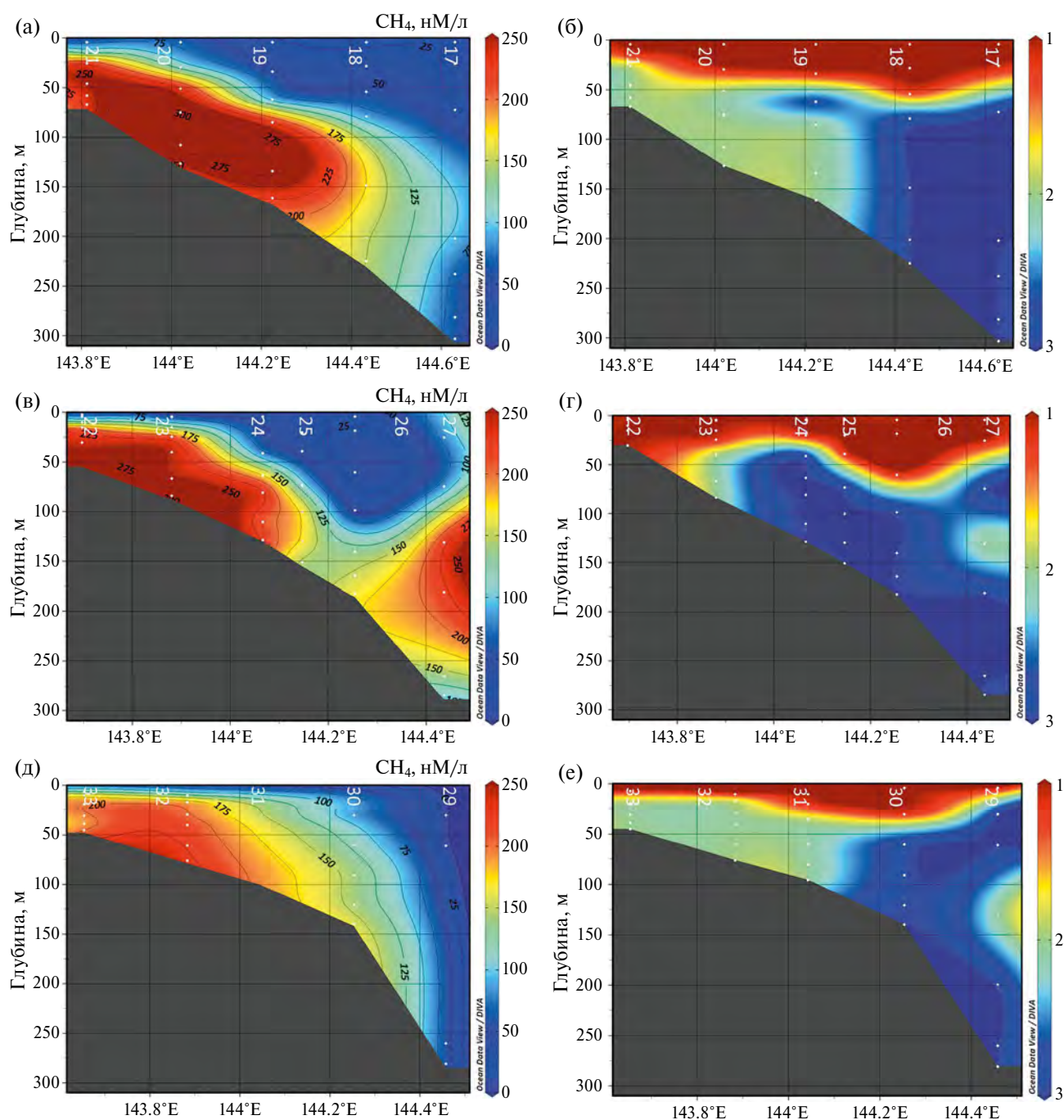


Рис. 10. Распределение растворенного CH_4 в воде (на северном разрезе (I) (а), на центральном разрезе (II) (в), на южном разрезе (III) (д)) и распределение водных масс, выделенных с учетом анализа биооптических и гидрологических параметров (на северном разрезе (I) (б), на центральном разрезе (II) (г), на южном разрезе (III) (е)).

мости метана в зависимости от давления и температуры в их сравнении с экспериментальными данными. Согласно этим результатам при давлении до 50 бар растворимость метана зависит главным образом от температуры, а при повышении давления от 100 до 2000 бар растворимость метана будет зависеть и от температуры, и от давления.

В рассматриваемых районах исследования проводились на глубинах до 400 м, что соответствует давлению порядка 38 бар, поэтому здесь основной фактор растворимости метана – это температура и соленость. В работе [45] приведены коэффициенты растворимости метана в зависимости от температуры и солености.

Из приведенных в вышеуказанных работах данных видно, что коэффициент растворимости метана меняется значительно при ощутимом изменении термохалинных характеристик воды, например, в слое скачка, либо в струе теплого течения, проходящего в слое холодной воды, например в проливе Брансфилд [23]. Однако в нашей статье области с термохалинными характеристиками вод второго и третьего типов обладают сопоставимым потенциалом к растворению метана. Так, для значений солености 32 и 34 PSU коэффициент растворимости метана при понижении температуры с 0 до -2°C увеличивается на 0.00275 (с 0.04555 до 0.04830) и 0.0027 (с 0.04489 до 0.04759) соответственно. Такие значения коэффициента растворимости близки к его расчетному максимуму -0.04902 для температуры -2°C и солености 32 PSU [45]. Таким образом, выделяющийся на шельфе из придонных источников метан растворяется в холодных шельфовых водах второго типа, практически не распространяясь в мористую часть рассматриваемой акватории.

Воды третьего типа также обладают схожими термохалинными характеристиками, благоприятными для высокой растворимости метана. Однако, согласно результатам биооптических измерений, воды третьего класса принадлежат к основной ветви Восточно-Сахалинского течения, которая проходит над склоном, тогда как холодные воды второго класса с повышенными концентрациями ОРОВ — это шельфовая ветвь Восточно-Сахалинского течения, проходящая в районе мелководного шельфа, где расположены основные придонные источники выделения метана.

Таким образом, показано, что проведение комплексных исследований формирования и распределения полей повышенных концентраций метана с применением методов газогеохимии, гидрологии и оптики позволяют определить происхождение водных масс, содержащих растворенный метан.

ВЫВОДЫ

В районе мелководного нефтегазоносного северо-восточного шельфа о. Сахалин впервые проведен совместный анализ вертикальных профилей распределения растворенных метана, сероводорода, гелия, водорода и биооптических параметров. Также для данного района представ-

лены газогеохимические данные по растворенному сероводороду.

Нефтегазовые залежи, аномальные содержания метана и гелия, повышенные концентрации сероводорода в воде контролируются сетью пересекающихся тектонических разломов в северо-восточной части о. Сахалин и прилегающего шельфа.

По результатам проведенных оптических измерений видно, что район исследований включает в себя воды с различными биооптическими характеристиками, определяемыми влиянием речного стока, нефтегазоносного шельфа, активным развитием фитопланктона и динамикой вод. Пространственное и вертикальное распределения как биооптических, так и газогеохимических параметров во многом определяются общей циркуляцией вод западной части Охотского моря и влиянием мезомасштабных циркуляций и прибрежного апвеллинга.

Проведенный комплексный анализ газогеохимических, гидрологических и биооптических данных дал возможность более четкого выделения водных масс с повышенным содержанием растворенных газов, что также позволяет получить больше информации о биогеохимических процессах трансформации и переноса соединений с углеродом в водной толще.

Таким образом, необходимо уделить особое внимание в дальнейших исследованиях идентификации и оценке влияния различных источников органических веществ на содержание метана в рассматриваемой области. Это позволит более точно понять процессы, происходящие в водной среде, и их взаимосвязь с оптическими параметрами, а также разработать более точные методики анализа и интерпретации полученных данных.

Благодарности. Авторы благодарят начальника экспедиции Лобанова В.Б., научный состав и экипаж 68-го рейса научно-исследовательского судна “Академик Опарин” за организацию и сопровождение работ. Отдельная благодарность Минобрнауки России за содействие в решении вопросов организации экспедиции.

Финансирование работы. Работы, связанные с проведением экспедиций, разработкой методики обработки данных и использованием гидрооптического оборудования, были осуществлены при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации в рамках государственных заданий

Тихоокеанского океанологического института им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук № 124042300003-5 и № 124022100080-0. Газогеохимические и гидрооптические исследования, а также аналитическая работа выполнены за счет гранта Российского научного фонда № 23-77-10038.

Конфликт интересов. Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баранов Б.В., Рукавишников Д.Д., Прокудин В.Г. и др. Природа замкнутых депрессий на восточном склоне о. Сахалин // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. № 1. Вып. 21. С. 86–97.
2. Власова Г.А., Глебова С.Ю. Сезонная изменчивость поверхностных течений Охотского моря под влиянием синоптических процессов // Известия ТИНРО. 2008. Т. 154. С. 259–269.
3. Воейкова В.А., Несмеянов С.А., Серебрякова Л.И. Неотектоника и активные разрывы Сахалина. М.: Наука, 2007. 186 с.
4. Кулинич Р.Г., Обжиров А.И. О структуре и современной активности зоны сочленения шельфа Сунда и котловины Южно-Китайского моря // Тихоокеанская геология. 1985. № 3. С. 102–106.
5. Лаврушин В.Ю., Поляк Б.Г. Источники вещества в продуктах грязевого вулканизма (по изотопным, гидрохимическим и геологическим данным) // Литология и полезные ископаемые. 1996. № 6. С. 625–647.
6. Липинская 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.
7. Обжиров А.И., Ильичев В.И., Кулинич Р.Г. Аномалия природных газов в придонной воде Южно-Китайского моря // Доклады Академии наук СССР. Геохимия. 1985. Т. 281. № 5. С. 1206–1209.
8. Панкина Р.Г., Мехтиева В.Л. Происхождение H_2S и CO_2 в углеводородных скоплениях // Геология нефти и газа. 1981. № 12. С. 44–48.
9. Салюк П.А., Буланов В.А., Корсков И.В. и др. Возможность дистанционного обнаружения повышенных концентраций метана в морской воде с использованием методов оптической спектроскопии на подводных телеуправляемых аппаратах // Подводные исследования и робототехника. 2011. № 2(12). С. 43–51.
10. Соколова Е.Б., Мишукова Г.И., Салюк П.А., Шакиров Р.Б. Совместный анализ вертикальных профилей гидрооптических параметров и концентрации растворенного метана в воде в Беринговом море и в восточном секторе Арктики // Подводные исследования и робототехника. 2021. № 1(35). С. 60–69.
11. Файман П.А., Пранц С.В., Будянский М.В., Улейский М.Ю. Моделирование распространения тихоокеанских вод в Охотском море // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2021. Т. 57. № 3. С. 372–384.
12. Фершалов М.Ю., Степанов Д.В., Штрайхерт Е.А. и др. Влияние термохалинной стратификации на развитие прибрежного апвеллинга на северо-восточном шельфе Сахалина // Метеорология и гидрология. 2022. № 9. С. 20–31.
13. Харахинов В.В. Нефтегазовая геология Сахалинского региона. М.: Научный мир, 2010. 276 с.
14. Шевченко Г.В., Частиков В.Н., Цхай Ж.Р. и др. Океанологические исследования СахНИРО в начале XXI столетия // Труды СахНИРО. Биология, состояние запасов и условия обитания гидробионтов в Сахалино-Курильском регионе и сопредельных акваториях. 2012. Т. 13. С. 3–13.
15. Baranov B.V., Rukavishnikova D.D., Prokudin V.G. et al. The origin of enclosed depressions on the eastern Sakhalin slope // Vestn. Kamchat. Reg. Assots. Ser. Nauki Zemle. 2013. V. 1. P. 86–97.
16. Cai C., Worden R.H., Bottrell S.H. et al. Thermochemical sulphate reduction and the generation of hydrogen sulphide and thiols (mercaptans) in Triassic carbonate reservoirs from the Sichuan Basin, China // Chemical Geology. 2003. V. 202. № 1–2. P. 39–57.
17. Dickey T.D., Simpson J.J. The influence of optical water type on the diurnal response of the upper ocean // Tellus B. 1983. V. 35. № 2. P. 142–154.
18. Duan Z., Mao S. Thermodynamic model for calculating methane solubility, density and gas phase composition of methane-bearing aqueous fluids from 273 to 523 K and from 1 to 2000 bar // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2006. 70(13): 3369–3386.
19. Etiope G., Italiano F., Fuda L. et al. Deep submarine gas vents in the Aeolian offshore // Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans & Atmosphere. 2000. V. 25(1). P. 25–28.
20. Grabowska J., Blazquez S., Sanz E. et al. Solubility of methane in water: Some useful results for hydrate nucleation // The Journal of Physical Chemistry B. 2022. V. 126. Iss. 42. P. 8553–8570.
21. Heggland R. Gas seepage is an indicator of deeper prospective reservoirs. A study based on exploration 3D seismic data // Marine and petroleum geology. 1998. V. 15. P. 1–9.
22. Kholmogorov A., Ponomarev V., Syrбу N., Shkorba S. Dissolved methane transport in the Tatar Strait and the deepest basin of the Japan (East) Sea from its possible sources // Water. 2023. V. 15. P. 821. DOI: 10.3390/w15040821.
23. Kholmogorov A., Syrбу N., Shakirov R. Influence of hydrological factors on the distribution of methane fields in the water column of the Bransfield Strait: Cruise 87

- of the R/V “Academik Mstislav Keldysh”, 7 December 2021–5 April 2022 // *Water*. 2022. V. 14. P. 3311. DOI: 10.3390/w14203311.
24. *Lammers S., Suess E., Mansurov M.N., Anikiev V.V.* Variations of atmospheric methane supply from the Sea of Okhotsk induced by seasonal ice cover // *Global biogeochemical cycle*. 1995. V. 9. № 3. P. 351–358.
 25. *Lewis M.R.* Phytoplankton and thermal structure in the tropical ocean // *Oceanologica Acta*, Special issue. 1987. P. 91–95.
 26. *Lipinskaya N.A., Salyuk P.A., Golik I.A.* Variations and depth of formation of submesoscale eddy structures in satellite ocean color data in the southwestern region of the Peter the Great Bay // *Remote Sensing*. 2023. V. 15. № 23. P. 5600. DOI: 10.3390/rs15235600.
 27. *Machel H.G., Krouse H.R., Sassen R.* Products and distinguishing criteria of bacterial and thermochemical sulfate reduction // *Applied Geochemistry*. 1995. V. 10. № 4. P. 373–389.
 28. *Mobley C.D.* Light and Water: Radiative Transfer in Natural Waters. Academic Press. New York, 1994. 577 p.
 29. *Morel A., Maritorena S.* Bio-optical properties of oceanic waters: A reappraisal // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2001. V. 106. № C4. P. 7163–7180.
 30. *Mougin P., Lamoureaux-Var V., Bariteau A., Huc A.Y.* Thermodynamic of thermochemical sulphate reduction // *Journal of Petroleum Science and Engineering*. 2007. V. 58. № 3–4. P. 413–427.
 31. *Ohshima K.I., Simizu D.* Particle tracking experiments on a model of the Okhotsk Sea: toward oil spill simulation // *Journal of Oceanography*. 2008. V. 64. P. 103–114.
 32. *Ohshima K.I., Wakatsuchi M., Fukamachi Y., Mizuta G.* Near-surface circulation and tidal currents of the Okhotsk Sea observed with satellite-tracked drifters // *J. Geophys. Res.* 2002. V. 107. № C11. P. 3195. DOI: 10.1029/2001JC001005.
 33. *Oubelkheir K., Claustre H., Sciandra A., Babin M.* Bio-optical and biogeochemical properties of different trophic regimes in oceanic waters // *Limnology and oceanography*. 2005. V. 50. № 6. P. 1795–1809.
 34. *Pishchal'nik V.M., Arkhipkin V., Leonov A.V.* Reconstruction of the annual variations of thermohaline characteristics and water circulation on the north-eastern Sakhalin shelf // *Water Resources*. 2014. V. 41. P. 385–395.
 35. *Prants S.V., Andreev A.G., Uleysky M.V., Budyan-sky M.V.* Mesoscale circulation along the Sakhalin Island eastern coast // *Ocean Dynamics*. 2017. V. 67. № 3. P. 345–356.
 36. *Salyuk P.A., Mosharov S.A., Frey D.I. et al.* Physical and biological features of the waters in the outer Patagonian shelf and the Malvinas Current // *Water*. 2022. V. 14. № 23. P. 3879. DOI: 10.3390/w14233879.
 37. *Shakirov R.B., Syrbu N.S., Obzhirov A.I.* Distribution of helium and hydrogen in sediments and water on the Sakhalin slope // *Lithology and mineral resources*. 2016. V. 51. P. 61–73.
 38. *Smith R.C., Baker K.S.* The bio-optical state of ocean waters and remote sensing // *Limnology and Oceanography*. 1978. V. 23. № 2. P. 247–259.
 39. *Snyder G.T., Sano Y., Takahata N. et al.* Magmatic fluids play a role in the development of active gas chimneys and massive gas hydrates in the Japan Sea // *Chemical Geology*. 2020. V. 535. P. 119462. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2020.119462.
 40. *SooHoo J.B., Kiefer D.A.* Vertical distribution of phaeopigments—I. A simple grazing and photooxidative scheme for small particles // *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*. 1982. V. 29. № 12. P. 1539–1551.
 41. *Talley L.D.* An Okhotsk Sea water anomaly: implications for ventilation in the North Pacific // *Deep-Sea Res. Part A*. 1991. V. 38 (suppl.). P. 171–190.
 42. *Vereshchagina O.F., Korovitskaya E.V., Mishukova G.I.* Methane in water columns and sediments of the north western Sea of Japan // *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. 2013. V. 86. P. 25–33.
 43. *Vogt P.R., Gardner J., Crane K.* The Norwegian Barents Svalbard (NBS) continental margin: Introducing a natural laboratory of mass wasting, hydrates, and ascent of sediment, pore water, and methane // *Geo-Marine Letters*. 1999. V. 19. № 1. P. 2–21.
 44. *Wiessenburg D.A., Guinasso N.L.* Equilibrium solubility of methane, carbon dioxide, and hydrogen in water and sea water // *J. Chem. Eng. Data*. 1979. V. 24. № 4. P. 356–360.
 45. *Yamamoto S., Alcauskas J.B., Crozier T.E.* Solubility of methane in distilled water and seawater // *J. Chem. Engineering Data*. 1976. V. 21. № 1. P. 78–80.

GAS-GEOCHEMICAL, HYDROLOGICAL, AND BIOOPTICAL CHARACTERISTICS OF THE SHALLOW NORTHEASTERN SHELF OF SAKHALIN ISLAND

N. A. Lipinskaya*, N. S. Syrбу, P. A. Salyuk, A. O. Kholmogorov

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

**e-mail: lipinskaya.na@poi.dvo.ru*

The paper discusses the theoretical and practical aspects of the relationship between bio-optical parameters (chlorophyll-a concentration, colored dissolved organic matter, turbidity) and the distribution of dissolved gases (methane, helium, hydrogen, hydrogen sulfide) in seawater. Comprehensive studies of the gas geochemical, hydrological, and bio-optical parameters of the shallow northeastern shelf of Sakhalin Island (Sea of Okhotsk) are based on data obtained during cruise No. 68 of the RV "Akademik Oparin" in August 2023. It has been shown that during the warm period of the year, the study area includes waters with various bio-optical characteristics, influenced by river runoff, hydrocarbon-rich shelf areas, active phytoplankton development, and water dynamics. Bio-optical measurements allow for distinguishing the main branch of the East-Sakhalin Current and its shelf branch, in which increased concentrations of dissolved gases are present, emanating from benthic sources on the eastern shelf of Sakhalin Island.

Keywords: dissolved methane, helium, hydrogen sulfide, hydrogen, Sakhalin Island shelf, Sea of Okhotsk, bio-optical parameters, chlorophyll-a, turbidity, colored dissolved organic matter

УДК 551.46

УСВОЕНИЕ ДАННЫХ ПРОФИЛЬНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ АРГО И ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ ОКЕАНА МОДЕЛЬЮ ОКЕАНСКОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ NEMO С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ АНСАМБЛЕВОГО ФИЛЬТРА КАЛМАНА И ТРЕХМЕРНОГО ВАРИАЦИОННОГО АНАЛИЗА

© 2025 г. В. Н. Степанов*, Ю. Д. Реснянский, Б. С. Струков, А. А. Зеленко

Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации, Москва

**e-mail: vlnst@hotmail.co.uk*

Поступила 01.08.2024 г.

После доработки 25.10.2024 г.

Принята к публикации 18.12.2024 г.

В статье рассматриваются результаты воспроизведения термохалинных полей Мирового океана моделью NEMO, встроенной в две различные системы усвоения океанографических данных (СУОД). Первая из систем основана на трехмерной вариационной схеме 3D-Var, а вторая — на ансамблевом фильтре Калмана LETKF. Усваиваемыми данными в обеих СУОД служили данные профилирующих буев Арго и сеточные данные по температуре поверхности океана (ТПО). Показано, что обе СУОД с примерно одинаковой успешностью воспроизводят трехмерные поля температуры и солёности, однако СУОД с ансамблевым фильтром Калмана лучше воспроизводит ТПО в открытом океане.

Ключевые слова: усвоение океанографических данных, модель NEMO, ансамблевый фильтр Калмана

DOI: 10.31857/S0030157425030042, **EDN:** GVZANC

ВВЕДЕНИЕ

Модели океанской циркуляции являются основным инструментом, используемым для прогнозирования изменений климатической системы на разных временных масштабах, и в зависимости от постановки задач эти масштабы варьируются от нескольких дней и месяцев до столетий. Однако неопределенность в формулировании и параметризации физических процессов в модели приводит к значительным отклонениям моделируемых гидрофизических полей от наблюдаемых распределений. Использование системы усвоения океанографических данных (СУОД) заметно повышает точность оценок состояния океана. Поэтому развитие соответствующих систем усвоения данных является одним из главных направлений оперативной океанологии, обеспечивающим подготовку начальных условий для выпуска морских прогнозов.

Развитие систем усвоения океанографических данных во многом следует таковому для атмосферы, с некоторым отставанием, вызван-

ным как меньшим количеством наблюдательной информации в толще океана (дистанционные спутниковые средства позволяют измерять лишь поверхностные характеристики: температуру поверхности океана (ТПО), уровень океана, некоторые параметры ветрового волнения) [4], так и меньшей адекватностью океанских моделей (вследствие меньших пространственных масштабов синоптической изменчивости в океане и, соответственно, более высоких требований к пространственному разрешению моделей и к плотности данных наблюдений).

Работы по созданию систем усвоения океанографических данных активизировались с конца прошлого века. Так, в 1997 г. была сформулирована концепция проведения международного Эксперимента по Глобальному Усвоению Океанографических Данных (Global Ocean Data Assimilation Experiment — GODAE) [22]. В ходе выполнения проекта GODAE, а также в результате осуществления национальных программ в ряде ведущих зарубежных метеорологических и/или океано-

графических центров созданы действующие прототипы СУОД [35].

Направленные на создание СУОД исследования активно велись и в российских институтах. В этих исследованиях нашел отражение весь спектр подходов к решению задачи усвоения, охватывающий сравнительно простые релаксационные методы [20], метод адаптивной статистики [10, 12], оптимальную интерполяцию (ОИ) и его ансамблевую разновидность [7, 8, 9, 13, 24], обобщенный фильтр Калмана [24, 25], двумерный [5], трехмерный [3] и четырехмерный вариационный анализ [1, 2], а также ансамблевые методы [18].

Чисто теоретически метод 4D-Var может претендовать на получение наиболее точных оценок, так как в отличие от прочих учитывает эволюцию состояния системы внутри окна усвоения. Помимо основных параметров состояния он позволяет оценивать и дополнительные характеристики, такие как функции и потоки на открытых границах [1] и на поверхности океана [14, 43]. Этот метод, однако, является существенно более вычислительно затратным, так как требует применения двух прогностических операторов, прямого и сопряженного, и намного более сложным в реализации, так как любое изменение прогностической модели сопровождается необходимостью изменения и сопряженного оператора. Насколько нам известно, он пока не нашел применения в оперативных системах усвоения океанографических данных, хотя успешно используется в некоторых метеорологических центрах, например, в Европейском центре среднесрочных прогнозов (ECMWF) [33].

Сравнение разных методов для определения наиболее подходящих в различных приложениях проводилось в работах [11, 15, 20, 23, 25].

Ансамблевое усвоение, под которым понимаются попытки с помощью метода Монте-Карло учесть изменчивость в пространстве и со временем ковариационных матриц ошибок полей первого приближения, играющих важную роль для получения оптимальных оценок, в последнее время приобретает все большую популярность. Один из таких методов будет рассмотрен в данной статье.

В работах [6, 19] показано, что усвоение данных с использованием трехмерной вариационной схемы 3D-Var на 1-градусной расчетной сетке обеспечивает существенное уточнение оценок состояния океана как по отношению к расчетам по модели без усвоения данных, так и по отноше-

нию к оценкам, основанным на использовании только климатических данных. Однако использование СУОД, основанной на 3D-Var-схеме, требует задания соответствующих каждому сеточному разрешению ковариационных матриц ошибок первого приближения, являющихся ключевым элементом вариационного анализа. Это существенно затрудняет построение новых версий систем усвоения с более высоким пространственным разрешением. При современном развитии вычислительной техники, когда уже возможно моделировать глобальную океанскую циркуляцию с разрешением океанских вихрей (см., например, [32]), замена вариационного анализа, используемого в нынешней версии СУОД Гидрометцентра России, на ансамблевый подход позволяет обойтись без предварительного расчета вышеупомянутых ковариационных матриц.

В работе [18] представлены результаты применения ансамблевого фильтра LETKF (a Local Ensemble Transform Kalman Filter, [31]), включенного через систему PDAF (Parallel Data Assimilation Framework [37, 38, <http://pdafe.awi.de>]), к усвоению различных типов имитированных данных моделью NEMO (Nucleus for European Models of the Ocean) 4-й версии [28]). Было показано, что совместное усвоение вертикальных распределений температуры и солёности воды позволяет существенно улучшить согласованность получаемых модельных распределений температуры и солёности воды, а также поля уровневой поверхности с данными независимых, не использовавшихся в усвоении наблюдений.

В данной статье представляются результаты усвоения данных по температуре поверхности океана и по вертикальным распределениям температуры воды (T) и ее солёности (S) с профилирующих буев Арго с использованием ансамблевого фильтра Калмана LETKF. Получаемые таким образом оценки состояния гидрофизических полей сопоставляются с результатами усвоения этих же данных путем трехмерного вариационного анализа 3D-Var и с результатами модельных расчетов без усвоения данных.

1. ОПИСАНИЕ ЧИСЛЕННЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Для проведения представляемых здесь численных экспериментов по усвоению данных использовалась модель NEMO 4-й версии [28], которая основана на примитивных уравнениях, описывающих гидротермодинамику океана со свободной

уровенной поверхностью, и сопряжена с термодинамической моделью морского льда [42] с упруго-вязкопластической реологией [44]. Модель использует конфигурацию ORCA1 с разрешением глобальной сетки $1 \times 1^\circ$ (с уменьшенным шагом по широте вблизи экватора) и 75 уровнями по вертикали. Более подробное описание модели океанской циркуляции приведено в [17, 19]. Эта модель использовалась как при усвоении профилей температуры и солёности методом 3D-Var, так и фильтром LETKF.

При усвоении температуры и солёности до глубины 1400 м на регулярной 1-градусной сетке методом 3D-Var пространственные ковариации поля ошибок первого приближения задаются обобщенной на пространственный случай моделью авторегрессии и скользящего среднего (АРСС) – ПАРСС [21]. Период цикла усвоения в данных экспериментах задавался равным 10 сут. Инкременты анализа, получаемые в результате минимизации целевой функции, представляют собой поправки, которые в последовательной циклической схеме добавлялись к модельным полям. Эти поправки вводятся с использованием метода дробных инкрементов (Incremental Analysis Updates – IAU) в ходе повторного интегрирования модели от начальных условий с предыдущего цикла усвоения. Подробное описание системы усвоения приведено в работах [3, 6].

Усвоение данных в представляемой на базе ансамблевого фильтра Калмана СУОД осуществляется по циклической схеме “анализ–прогноз–анализ”, в которой усваивается информация по вертикальным распределениям T и S воды и ТПО. Для усвоения океанографических данных используется программный продукт PDAF. При ассимиляции используется локальный ансамблевый фильтр Калмана с преобразованием ансамбля, LETKF, с горизонтальной локализацией.

Были выполнены три численных эксперимента по моделированию системы “океан–морской лед” с одинаковыми модельными параметрами и с одинаковыми атмосферными воздействиями из набора DFS5.2 [26], требующимися для задания граничных условий на поверхности океана. Интегрирование модели ограничивалось 2014 г. в силу того, что в данных DFS5.2 после 2014 г. обнаружилось дефекты.

В первом эксперименте (далее – эксперимент FREE) усвоения данных не проводилось, в других – усваивались вертикальные распределения T и S воды с профилирующих буев Арго, с применением методов 3D-Var и LETKF (соот-

ветственно, эксперименты ASSIM1 и ASSIM2). Во всех экспериментах ледовые характеристики не усваивались. В эксперименте FREE ледяной покров в начальный момент времени полагался присутствующим в тех районах, где температура морской поверхности, по данным WOA13, не превышала -1.8°C . Толщина льда в этом начальном распределении принималась равной 3 м в Северном полушарии и 1 м в Южном. Толщина снега составляла 30 см в обоих полушариях. Начальная сплоченность везде задавалась равной 90%. В экспериментах с усвоением данных Арго модельные распределения характеристик ледяного покрова, полученные в эксперименте FREE к концу декабря 2007 г., использовались как начальные условия для этих экспериментов.

Были также проведены два дополнительных эксперимента, в которых наряду с данными Арго усваивалась и ТПО (соответственно, эксперименты ASSIM1F и ASSIM2F). Модель NEMO имеет опцию (при задании определенных параметров) усваивать ТПО через включение релаксационного члена в расчетный поток тепла на поверхности океана. В эксперименте ASSIM1F усвоение ТПО проводится описанным выше релаксационным методом, используя данные для ТПО из набора CDAS [40] (NCEP Climate Data Assimilation System, с временной дискретностью 3 ч и пространственным разрешением $\sim 0.3^\circ$). Исходные данные CDAS были проинтерполированы на модельную сетку, что необходимо для усвоения ТПО в ASSIM1F; эти же данные (но осредненные за сутки) использовались в ASSIM2F.

Инициализация расчета FREE осуществлялась из состояния покоя с начальными январскими климатическими распределениями температуры и солёности воды из атласа WOA13 [34, 45]. После некоторого разгона в течение периода 01.01.2004–31.12.2006 с атмосферными воздействиями DFS5.2 в эксперименте FREE устанавливался режим изменчивости основных гидрофизических полей с квазициклическими сезонными изменениями. Вслед за этим выполнялось интегрирование на интервале времени 01.01.2007–31.12.2014.

Во всех экспериментах с усвоением данных наблюдений интегрирование модели проводилось на интервале времени 2007–2014 гг., отправляясь от начального состояния, полученного в эксперименте FREE к концу декабря 2006 г.

Результаты модельных расчетов, служившие исходными для последующего анализа, выводились в виде средних за каждые 5 сут значений

на протяжении расчетного периода до 31.12.2014 для всех экспериментов. Кроме того, в эксперименте ASSIM2 сохранялись усваиваемые модельные поля, полученные на шаге анализа, и соответствующие инкременты анализа.

Полученные в результате таких расчетов выходные данные использовались для сопоставления и сравнения с данными наблюдений, не входившими в число усваиваемых данных.

2. ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ НАБЛЮДАТЕЛЬНОЙ СИСТЕМЫ АРГО

Данные Арго содержат измерения вертикальных распределений температуры и солености воды в верхнем 2-километровом слое воды, получаемые в режиме реального времени с почти 4000 буев, размещаемых по всей акватории Мирового океана. Передаваемые по спутниковой связи данные с действующих буев архивируются в двух Центрах сбора глобальных данных (Global Data Assembly Centers – GDAS), расположенных во Франции (<ftp://ftp.ifremer.fr/ifremer/argo/>) и США (<http://www.usgodae.org/argo/argo.html>). Информирование о состоянии системы АРГО осуществляет Информационный центр Арго (Argo Information Centre – AIC) во Франции (<http://argo.jcommops.org>), служащий связующим звеном между пользователями и поставщиками данных.

Анализ данных Арго показывает, что качественных данных до 2007 г. было значительно меньше, чем после: только к 2006 г. количество их достигло 40 000. Начиная с 2009 г. количество наблюдений Арго начало существенно увеличиваться и достигло почти 100 000 наблюдений в 2014 г. в верхнем ~100-метровом слое; для глубин ниже 800 м, однако, качественных наблюдений имеется меньше в 2 с лишним раза (~40 000). Поэтому, чтобы использовать как можно больше данных наблюдений, усвоение данных Арго проводилось на интервале времени 2007–2014 гг. За этот же период в последних двух экспериментах усваивалась ТПО.

3. АНСАМБЛЕВЫЙ ФИЛЬТР КАЛМАНА

Для усвоения данных применяется широко используемый локальный ансамблевый фильтр Калмана (LETKF) [31]. В течение некоторого временного интервала (окна усвоения) члены ансамбля эволюционируют в соответствии с уравнениями модели (шаг прогноза). Затем в течение

этого интервала рассчитываются отклонения наблюдений от состояния модельных переменных (так называемого поля первого приближения). На шаге анализа полученные отклонения используются для вычисления поправок к полям первого приближения, что обеспечивает получение оптимальной оценки состояния системы в текущий момент времени.

Кратко опишем, как работает локальный ансамблевый фильтр Калмана. Вычисляется ансамбль первого приближения, состоящий из N реализаций $\{\mathbf{x}^{b(i)}, i = 1, 2, \dots, N\}$. На шаге прогноза из первого приближения и информации, содержащейся в наблюдениях (задаваемой вектором наблюдений $\mathbf{y}$), вычисляется ансамбль анализов $\{\mathbf{x}^{a(i)}, i = 1, 2, \dots, N\}$. Вектор наблюдений $\mathbf{y}$ (в данной работе состоит из данных наблюдений ТПО и данных Арго) сопоставляется с модельными расчетами посредством применения оператора наблюдений $H(\mathbf{x})$ и диагональной ковариационной матрицы ошибок наблюдения $\mathbf{R}$. Согласно LETKF i -й член ансамбля анализов может быть рассчитан как

$$\mathbf{x}^{a(i)} = \langle \mathbf{x}^a \rangle + \mathbf{X}^{a(i)}, \quad (1)$$

где среднее по ансамблю значение анализа $\langle \mathbf{x}^a \rangle$ рассчитывается по формуле

$$\langle \mathbf{x}^a \rangle = \langle \mathbf{x}^b \rangle + \mathbf{X}^b [(N-1)\mathbf{I} + (\mathbf{Y}^b)^T \mathbf{R}^{-1} \mathbf{Y}^b]^{-1} (\mathbf{Y}^b)^T \mathbf{R}^{-1} (\mathbf{y} - \langle \mathbf{y}^b \rangle), \quad (2)$$

а $\mathbf{X}^{a(i)}$ является i -м столбцом матрицы $\mathbf{X}^a$:

$$\mathbf{X}^a = \mathbf{X}^b ((N-1)[\rho(N-1)\mathbf{I} + (\mathbf{Y}^b)^T \mathbf{R}^{-1} \mathbf{Y}^b]^{-1})^{1/2}. \quad (3)$$

Здесь $\mathbf{I}$ обозначает единичную матрицу, $\rho < 1$ является инфляционным фактором (forgetting factor [39]), который выполняет мультипликативную инфляцию ансамбля, $\mathbf{X}^b$ – матрица отклонений от среднего первых приближений, $\mathbf{Y}^b$ – матрица, i -й столбец которой вычисляется как $\mathbf{Y}^{b(i)} = H(\mathbf{x}^{b(i)}) - \langle \mathbf{y}^b \rangle$; здесь $\langle \mathbf{y}^b \rangle$ – среднее значение по i от $H(\mathbf{x}^{b(i)})$, $i = 1, 2, \dots, N$.

Чтобы избежать влияния ложных корреляций между ошибками первых приближений, в удаленных узлах расчетной сетки при усвоении данных в крупномасштабных моделях с ансамблевым фильтром Калмана осуществляется локализация на шаге анализа [29, 30]. В данной реализации фильтра, следуя [31], вычисления проводятся независимо для каждого вертикального водного столбца с учетом наблюдений, которые попали в локальную область около выбранного узла в пределах заданного радиуса влияния. Элементы

матрицы ошибок наблюдения для локальных данных наблюдений поэлементно умножаются на убывающую с расстоянием весовую функцию (полином 5-го порядка) [27], форма которой аналогична функции Гаусса. Весовая функция является изотропной и монотонно убывающей с расстоянием от узла расчетной сетки до радиуса влияния и имеет положительное значение для расстояний меньше радиуса влияния и равна нулю в противном случае.

4. ГЕНЕРАЦИЯ АНСАМБЛЯ АНАЛИЗА И ПАРАМЕТРЫ ФИЛЬТРА (ЭКСПЕРИМЕНТЫ ASSIM2 И ASSIM2F)

В ансамбле модельных реализаций среднее по ансамблю служит оценкой текущего состояния, а дисперсия характеризует неопределенность этой оценки. Для инициализации расчетов в ASSIM2 создавался ансамбль из N членов (т. е. векторов состояния, включающих уровенную поверхность, поля температуры и солёности воды и горизонтальные компоненты скорости течений, $\mathbf{x}^{0(i)}$). Каждое поле вектора состояния $\mathbf{x}^{0(i)}$ создается путем добавления стохастического шума, $\mathbf{x}^{n(i)}$ (разного для каждого члена ансамбля), к начальным задаваемым полям $\mathbf{x}^{C(i)}$ (где начальные поля для температуры и солёности океанских вод соответствуют январским климатическим распределениям из атласа WOA13, а остальные поля – модельные, полученные в эксперименте FREE к концу декабря 2006 г.):

$$\mathbf{x}^{0(i)} = \mathbf{x}^{C(i)} + \mathbf{x}^{n(i)}, i = 1, 2, \dots, N, \quad (4)$$

а стохастические компоненты, зависящие от долготы λ и широты ϕ , следуя [16], определяются как

$$\mathbf{x}^{n(i)} = \mathbf{B}_f \sum \sum A_{\phi\lambda} \sin(k_{\lambda}\lambda + \vartheta_{\lambda i}) \sin(k_{\phi}\phi + \vartheta_{\phi i}), \quad (5)$$

$$i = 1, 2, \dots, N,$$

где $A_{\phi\lambda}$ – случайная амплитуда; $\vartheta_{\lambda i}$ и $\vartheta_{\phi i}$ – случайные фазы для волновых векторов $k_{\lambda i}$ и $k_{\phi i}$. Амплитуды и фазы для волновых векторов задавались с помощью генератора случайных чисел так, что их значения находились в пределах ± 1 и $\pm \pi$ соответственно; $\mathbf{B}_f = \chi(B_{SSH}; B_T; B_S; B_U; B_V)$ – обозначение для масштабирующих множителей, которые принимают разные значения для уровенной поверхности (B_{SSH}), температуры воды (B_T) и ее солёности (B_S), горизонтальных компонент скорости течений (B_U) и (B_V); $\chi = \xi(z)/K(E_k(\lambda, \phi, z)/E_0)^{1/2}$. Здесь $\xi(z) = \exp(-z/750)$ – функция, убывающая с глубиной z (м); $E_k(\lambda, \phi, z)$ – кинетическая энер-

гия; $E_0 = 2 \cdot 10^{-2} \text{ м}^2/\text{с}^2$; $K = 7$ – количество используемых волновых векторов, определяемых длинами волн: 3, 3.5, 4, 4.5, 5, 5.5 и 6° по долготам и широтам.

Ансамбль первого приближения $\mathbf{x}^{b(i)}$ представляется суммой стохастического шума, $\mathbf{x}^{n(i)}$ (разного на каждом шаге анализа для каждого члена ансамбля, вычисляемого по формуле (5)), и результата интегрирования уравнений модели NEMO для каждого из N членов ансамбля до конца окна усвоения, $\mathbf{x}^{m(i)}$:

$$\mathbf{x}^{b(i)} = \mathbf{x}^{m(i)} + \mathbf{x}^{n(i)}, i = 1, 2, \dots, N. \quad (6)$$

В момент усвоения наблюдений на шаге анализа (в конце окна усвоения) вычисляется оптимальная оценка для океанских полей в текущий момент и корректируется ансамбль состояния модели.

Значения основных параметров фильтра LETKF задавались на основе работы [18], для которой были проведены множество расчетов с разными значениями параметров фильтра, после чего были выбраны оптимальные их значения: из-за ограниченности компьютерных ресурсов размер ансамбля задавался минимально возможным $N = 20$ членов, радиус локализации (влияния) для отбора влияющих наблюдений $R = 4.5^\circ$, окно усвоения полагалось равным 2 сут, инфляционный фактор полагался равным $\rho = 0.98$. Ошибки наблюдений задавались среднеквадратичными значениями 0.45°C для температуры и 0.05 епс для солёности на поверхности океана, убывающими с глубиной до $z = 750$ м значениями согласно зависимости $\xi(z)$ и не зависящими от глубины значениями соответственно 0.15°C и 0.01 епс при $z > 750$ м. Масштабирующие множители полагались следующими: $B_{SSH} = 1$ см; $B_T = 0.75^\circ\text{C}$; $B_S = 0.075$ епс; $B_U = B_V = 0.5$ см/с.

5. РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТОВ С УСВОЕНИЕМ ДАННЫХ АРГО

5.1. Воспроизведение полей температуры и солёности

Результаты трех модельных расчетов, полученные при интегрировании модели как без усвоения данных (эксперимент FREE), так и с использованием СУОД с ансамблевым фильтром Калмана (ASSIM2) и со схемой трехмерного вариационного анализа (ASSIM1), оценивались путем сопоставления с данными Арго, не использовавшимися в ходе усвоения. Аналогичная оценка степени близости к данным непосредственных

наблюдений Арго выполнялась и для климатических данных из атласа WOA13 [34, 45] (далее, как CLD). Во всех случаях модельные данные были интерполированы в координаты измерений для соответствующих моментов времени измерений.

На рис. 1 показаны вертикальные распределения осредненных за период 2010–2014 гг. и по всей глобальной области отклонений, полученных в численных экспериментах значений температуры воды (а) и ее солёности (б) от не использовавшихся в усвоении данных измерений Арго.

Максимальные отклонения температуры воды от данных Арго во всех трех экспериментах отмечаются в верхнем (~250 м) слое: разница температуры достигает $\sim 0.1^\circ\text{C}$ на глубинах около 100–150 м в экспериментах ASSIM1 и ASSIM2, что меньше, чем в эксперименте FREE (в котором максимум отличий отмечается на глубине около 200 м). Глубже ~250 м отклонения в ASSIM1 и ASSIM2 от данных Арго примерно одинаковы и значительно меньше, чем в эксперименте без усвоения данных FREE.

В эксперименте ASSIM2 среднеквадратическое отклонение (СКО) температуры воды получились меньшими по сравнению с климатическими данными и результатами ASSIM1 в пределах верхнего (~400) м слоя: максимальные значения СКО в ASSIM1 на глубине ~100 м со-

ставляют $\sim 1^\circ\text{C}$, а в ASSIM2 — $\sim 0.7^\circ\text{C}$. В экспериментах FREE и в CLD СКО здесь превышает 1.8 и $\sim 1.2^\circ\text{C}$ соответственно. С глубиной эти СКО монотонно уменьшаются, приближаясь на глубине 1000 м к $\sim 0.1^\circ\text{C}$ для ASSIM1 и ASSIM2, 0.2°C — для CLD и $\sim 0.4^\circ\text{C}$ — для FREE. Ниже 1000 м отличия между Арго и модельными значениями ASSIM1 и ASSIM2 становятся незначительными и примерно на 0.05°C ниже, чем для CLD.

Максимальные отклонения от Арго в поле солёности для CLD, ASSIM1 и ASSIM2 наблюдаются также в верхнем (~250 м) слое (эти отклонения для ASSIM1 и ASSIM2 достигают ~ 0.01 епс); океан в расчетах оказывается менее солёный, чем по данным Арго, в то время как для CLD эти отклонения незначительны. Для эксперимента FREE эти отклонения значительно больше: на поверхности модельный океан более солёный (более чем на 0.1 епс) и глубже 250 м в среднем почти на 0.2 епс более солёный, чем показывают данные Арго.

В экспериментах ASSIM1 и ASSIM2 солёностные СКО в верхнем (~50 м) слое сравнимы: максимальные отклонения наблюдаются на поверхности океана и достигают величины ~ 0.2 епс, что на ~ 0.05 епс меньше, чем для отклонений CLD от Арго. Для эксперимента FREE величина СКО здесь превышает 1 епс. Ниже ~250 м величины солёностной СКО для ASSIM1 и ASSIM2

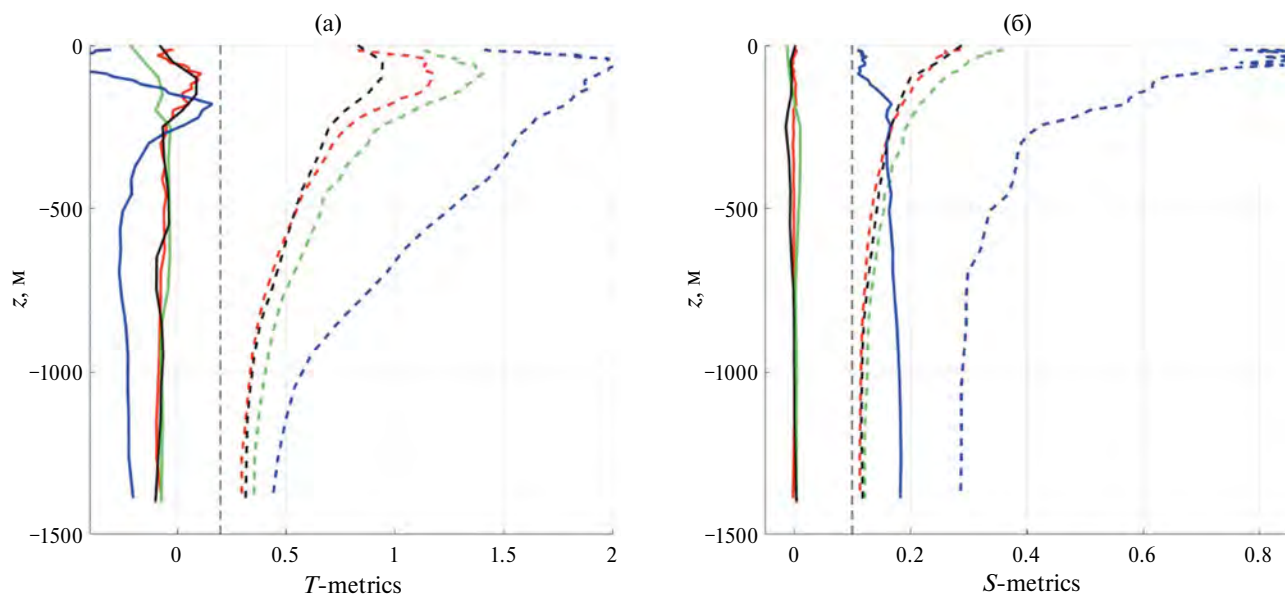


Рис. 1. Вертикальные распределения осредненных за период 2010–2014 гг. и по всей глобальной области отклонений полученных в численных экспериментах значений температуры (а), $^\circ\text{C}$, и солёности (б), епс, от не использовавшихся в усвоении данных измерений Арго. Сплошные линии — средние отклонения, штриховые — среднеквадратичные отклонения (СКО). Красные линии — в эксперименте ASSIM1, черные — в эксперименте ASSIM2, синие — в эксперименте FREE, зеленые — для климатических данных CLD. Начало отсчета для СКО (вертикальные пунктирные линии) смещено по оси абсцисс вправо на 0.2°C и 0.1 епс соответственно для температуры и солёности воды.

сравнимы (эти СКО на глубине 1000 м — порядка ~ 0.01 епс) и меньше, чем СКО для CLD и FREE. СКО для FREE ниже 500 м превышает другие СКО на ~ 0.2 епс.

5.2. Воспроизведение поля температуры поверхности океана

На рис. 2 представлены распределения отклонений ТПО в экспериментах ASSIM1 (а, б) и

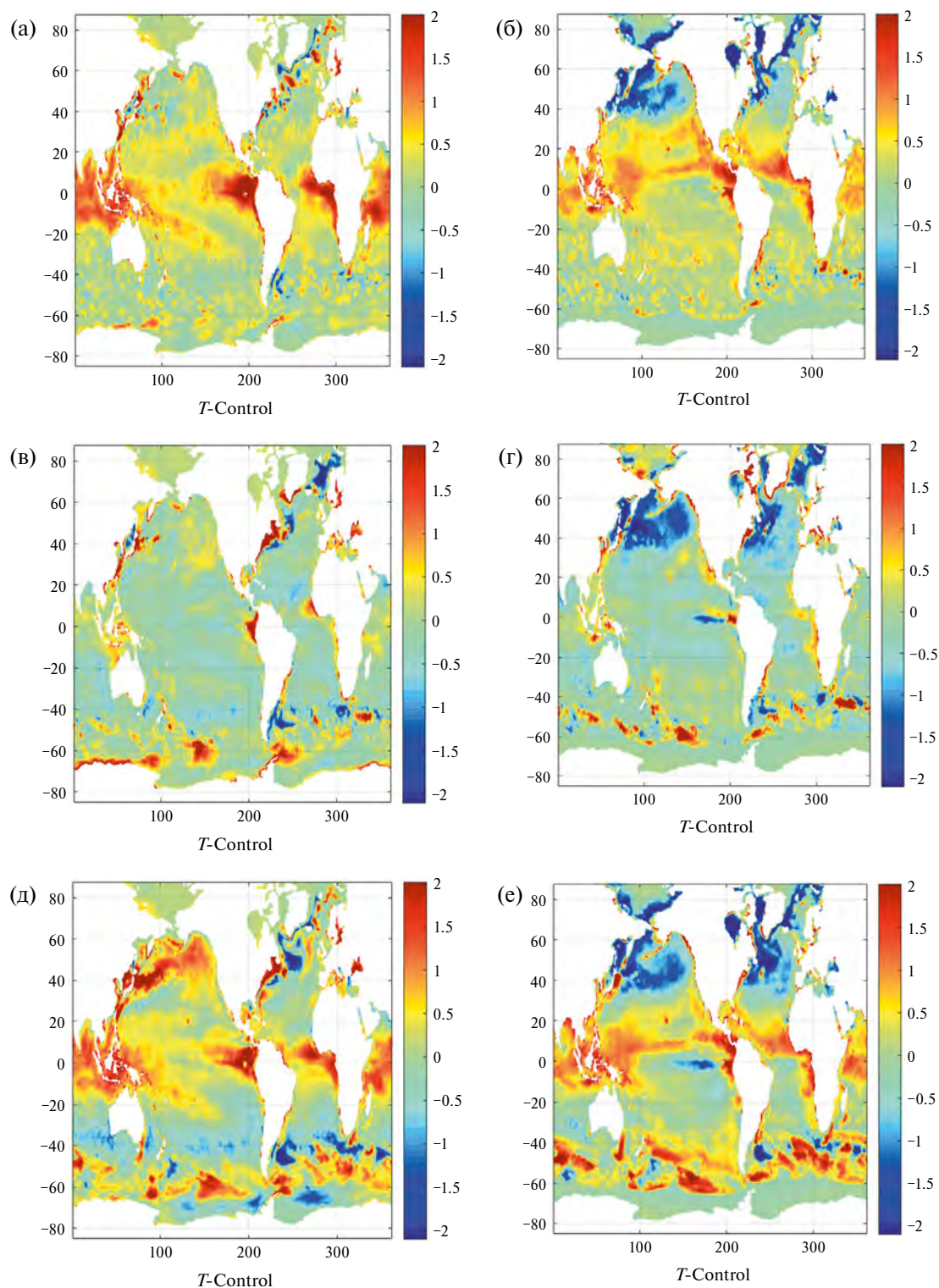


Рис. 2. Средние за период 2010–2014 гг. отклонения ТПО в экспериментах ASSIM1 (а, б), ASSIM2 (в, г) и FREE (д, е) от данных CDAS в марте (а, в, д) и сентябре (б, г, е).

ASSIM2 (в, г) от данных CDAS, осредненные за март и сентябрь 2010–2014 гг. Оба эксперимента с усвоением Арго лучше воспроизводят ТПО по сравнению с расчетом без усвоения Арго (рис. 2д, е). Но, как следует из этого рисунка, ТПО в ASSIM2 в открытом океане (особенно в широтной зоне от 40° ю. ш. до 40° с. ш.) лучше воспроизводится, чем в ASSIM1. Однако в энергоактивных зонах (Гольфстрим, Куроисио, Антарктическое циркумполярное течение и др.) и прибрежных зонах, где наблюдаются сильные течения, от-

личия для ТПО в ASSIM2 выше по сравнению с ASSIM1. Таким образом, можно заключить, что СУОД на базе ансамблевого фильтра Калмана обладает некоторым преимуществом для воспроизведения ТПО в открытом океане на грубой расчетной сетке по сравнению с методом трехмерного вариационного анализа.

5.3. Ледовые характеристики

На рис. 3 представлены распределения сплоченности арктических и антарктических морских

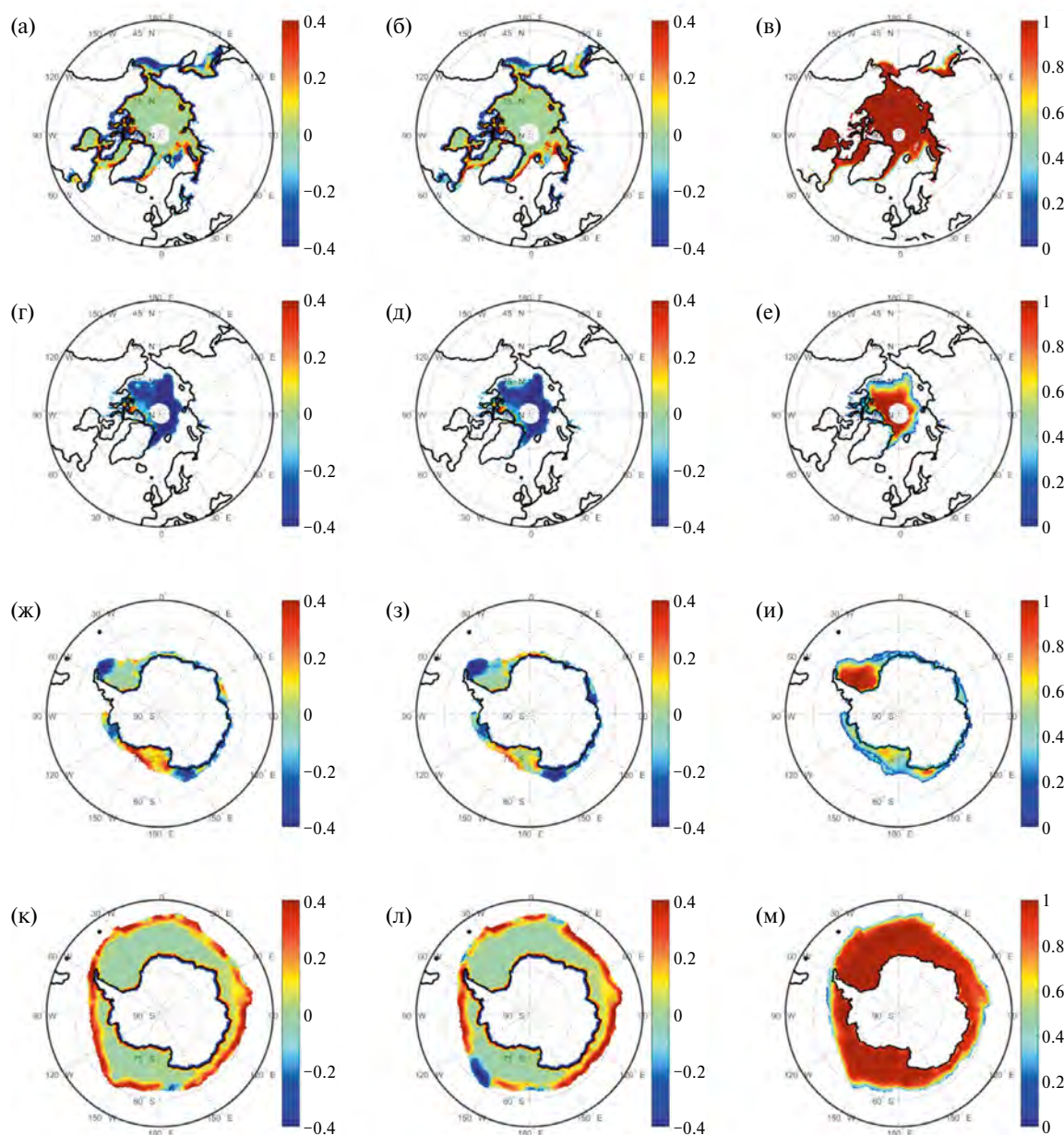


Рис. 3. Отклонения сплоченности морского льда в экспериментах ASSIM1 и ASSIM2 от данных NSIDC (соответственно левая и средняя колонки) и сами данные NSIDC (правая колонка) в Арктике (а–е) и Антарктике (ж–м), осредненные за март (а–в, ж–и) и сентябрь (г–е; к–м) за период 2010–2014 гг.

льдов по данным спутниковых наблюдений NSIDC [36] (правая колонка) и разности между модельными расчетами ASSIM1, ASSIM2 и NSIDC (соответственно левая и средняя колонки), осредненные за март и сентябрь 2010–2014 гг.

В марте (в конце зимнего сезона) распределения сплоченности морского льда в Северном полушарии в экспериментах ASSIM1 и ASSIM2 неплохо согласуются с данными NSIDC (рис. 3а, б), за исключением периферийной области у границы ледового покрытия в Атлантике. В ASSIM2 происходит завышение (примерно на 50%) сплоченности на краю ледового покрытия в Атлантике у побережья Гренландии в Датском проливе и проливе Дейвиса. Для ASSIM1 эти отличия меньше по сравнению с ASSIM2. На севере Баренцева моря и Тихого океана модельная сплоченность в ASSIM1 занижена примерно на 30%, тогда как в ASSIM2 эти отличия ниже.

В сентябре в Северном полушарии сплоченность морского льда в ASSIM1 и ASSIM2 имеет повышенные значения по сравнению с NSIDC в Канадском Арктическом архипелаге (рис. 3г, д). В Центральной Арктике сплоченность льда в обоих экспериментах недооценивается примерно на 40%.

В марте географическое модельное распределение сплоченности морского льда в Южном полушарии также имеет некоторые отличия от данных спутниковых наблюдений (рис. 3ж, з). Результаты расчетов недооценивают сплоченность морского льда в северо-западной части моря Уэдделла и в районе Австрало-Антарктической котловины (~40%), тогда как в море Росса модельная сплоченность на ~40% завышена, но в ASSIM2 эти отличия немного меньше, чем в ASSIM1.

В сентябре распределение сплоченности морского льда в Южном полушарии в экспериментах (рис. 3к, л) хорошо согласуется с данными NSIDC, но снова за исключением периферийной области. В ASSIM1 получаются завышенные значения сплоченности (~50%) почти везде на краю ледового покрытия, за исключением небольшого региона к востоку от Австрало-Антарктической котловины, где сплоченность занижена (на ~30%); в ASSIM2 область с заниженным значением сплоченности получается и над самой этой котловиной.

Осредненные за период 2010–2014 гг. сезонные изменения занятых льдами площадей по данным модельных расчетов и по данным наблюдений NSIDC показаны на рис. 4а, б. В Северном

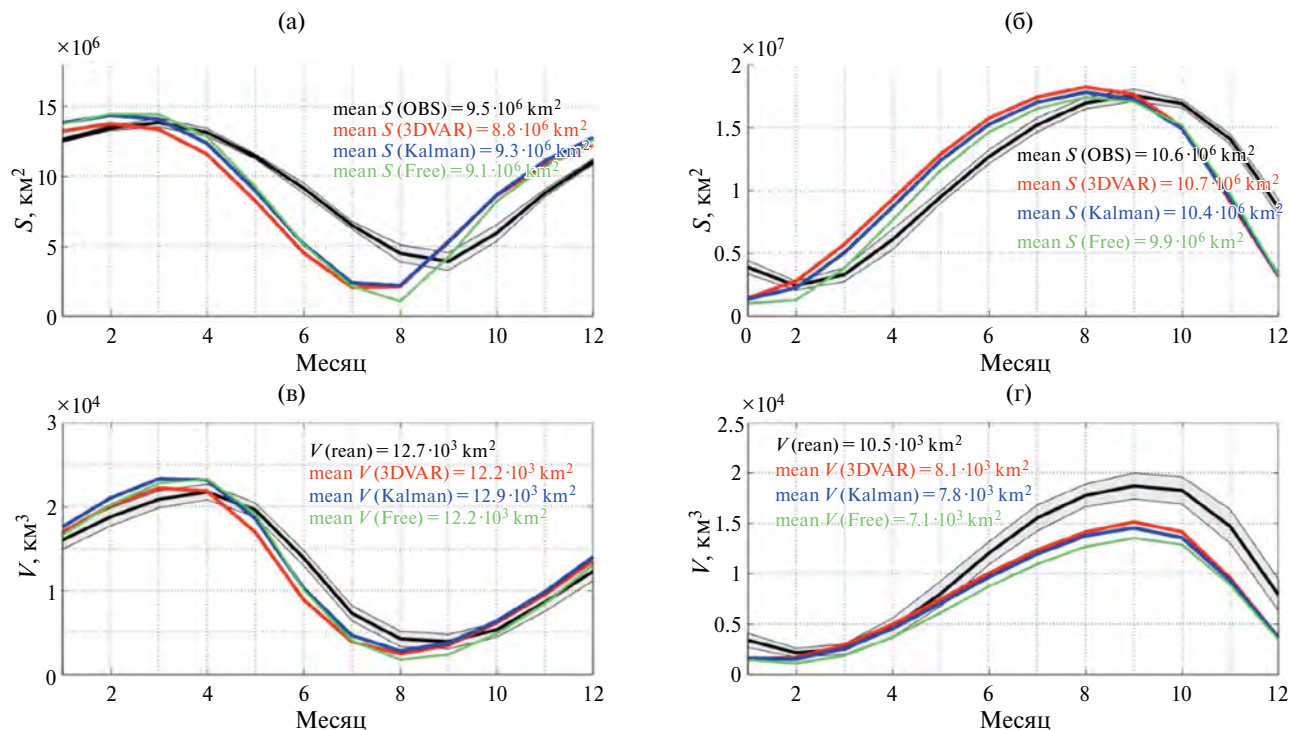


Рис. 4. Осредненные за 2010–2014 гг. сезонные изменения площади S арктических (а) и антарктических (б) морских льдов по данным наблюдений NSIDC и объема V арктических (в) и антарктических (г) морских льдов по данным реанализа PIOMAS (черные линии; затенение обозначает плюс/минус стандартное отклонение), а также по данным расчетов в экспериментах ASSIM1 (красные линии) и ASSIM2 (синие линии). Зеленые линии соответствуют расчету без усвоения данных Арго — эксперимент FREE.

полушарии значительные отличия между данными всех численных экспериментов от NSIDC отмечаются с мая по август (см. рис. 4а): площадь, занимаемая морским льдом, в этот период оказывается заниженной примерно на $5 \cdot 10^6 \text{ км}^2$. Модельные расчеты дают завышенную (примерно на $2 \cdot 10^6 \text{ км}^2$) величину площади морских льдов с октября по январь, и периоды таяния морского льда в расчетах на один месяц короче, чем по данным NSIDC.

Сезонные изменчивости площадей, занимаемых морским льдом в Южном полушарии, в модельных расчетах похожи между собой (см. рис. 4б). Модельные периоды роста морского льда на один месяц короче, а темпы таяния морского льда выше, и таяние наступает на один месяц раньше, чем в наблюдениях. Минимальная площадь, занимаемая модельным морским льдом, на $\sim 2 \cdot 10^6 \text{ км}^2$ меньше, чем для NSIDC, но максимальные значения площадей, занимаемых морским льдом, в моделях и NSIDC сравнимы.

Объем морского льда, сезонные циклы изменчивости которого представлены на рис. 4в, г, представляет собой рассчитываемый по площади выбранной области интеграл от произведения толщины льда на его сплоченность в каждой сеточной ячейке. В Северном полушарии средний за этот период объем морского льда в ASSIM2 близок к данным PIOMAS [41] и к значениям, полученным в эксперименте FREE, тогда как объем морского льда в ASSIM1 занижен на $\sim 4\%$ по сравнению с PIOMAS. Однако максимальные значения объема морского льда в ASSIM2 превышают значения на $\sim 2 \cdot 10^3 \text{ км}^3$ и примерно на столько же занижают минимальные значения по сравнению с PIOMAS. Тем не менее ASSIM2 лучше воспроизводит сезонный цикл по сравнению с ASSIM1 с мая по июль, но сезонный ход ASSIM1 ближе к PIOMAS с января по апрель. Аналогично изменчивости площади, занимаемой морским льдом, минимальный и максимальный модельный объем льда наблюдаются на один месяц раньше, чем в PIOMAS.

В Южном полушарии модельные сезонные изменчивости похожи между собой: средний за период 2010–2014 гг. модельный объем морского льда достигает своего максимума в сентябре ($\sim 15 \cdot 10^3 \text{ км}^3$) и затем уменьшается до $\sim 2 \times 10^3 \text{ км}^3$ в январе–феврале. Для данных PIOMAS максимальный объем морского льда приходится также на сентябрь ($18.8 \cdot 10^3 \text{ км}^3$) и в феврале он

уменьшается до $2.3 \cdot 10^3 \text{ км}^3$. В целом средние модельные объемы морского льда на $\sim 25\%$ меньше по сравнению с PIOMAS.

6. РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТОВ С УСВОЕНИЕМ ДАННЫХ АРГО И ТПО

6.1. Воспроизведение полей температуры и солености

Усвоение ТПО, наряду с данными Арго, в экспериментах ASSIM1F и ASSIM2F не меняет существенно распределения температуры и солености с глубиной. Максимальные отличия T и S от Арго в данном случае очень похожи на распределения, показанные на рис. 1.

На рис. 5 представлены распределения отклонений ТПО в экспериментах ASSIM1F (а, в) и ASSIM2F (б, г) от данных CDAS, осредненные за март и сентябрь 2010–2014 гг. При сравнении рис. 2 и 5 видно, что усвоение ТПО в эксперименте ASSIM1F уменьшает отличия модельного поля ТПО от данных CDAS: в низких широтах океан получается не таким теплым по сравнению с данными CDAS, а в сентябре северные широты не такие холодные, как в ASSIM1. В ASSIM2F усвоение ТПО также приводит к улучшенному воспроизведению поля ТПО в высоких широтах: отличия модели от CDAS в Южном океане и в северных широтах уменьшаются на $1\text{--}2^\circ\text{C}$.

Для ASSIM1F и ASSIM2F наблюдается общая тенденция, видимо, обусловленная недостатком модели (см. рис. 2д, е): в сентябре северные широты получаются более холодными, и данная проблема остается даже при усвоении ТПО.

6.2. Ледовые характеристики

При усвоении ТПО в экспериментах ASSIM1F и ASSIM2F полученные распределения сплоченности арктических и антарктических морских льдов не сильно отличаются от распределений, показанных на рис. 3. Некоторое увеличение отклонений модельных распределений сплоченности морских льдов от данных NSIDC (по сравнению с ASSIM1 и ASSIM2) получается на границах ледового покрытия. Видимо, усвоение ТПО в высоких широтах без усвоения сплоченности морских льдов малоэффективно.

Для ASSIM1F и ASSIM2F были также рассчитаны сезонные изменения площадей, занимаемых морским льдом, и самих объемов морского льда. Усвоение ТПО в ASSIM2F не приводит в обоих полушариях к каким-либо изменениям

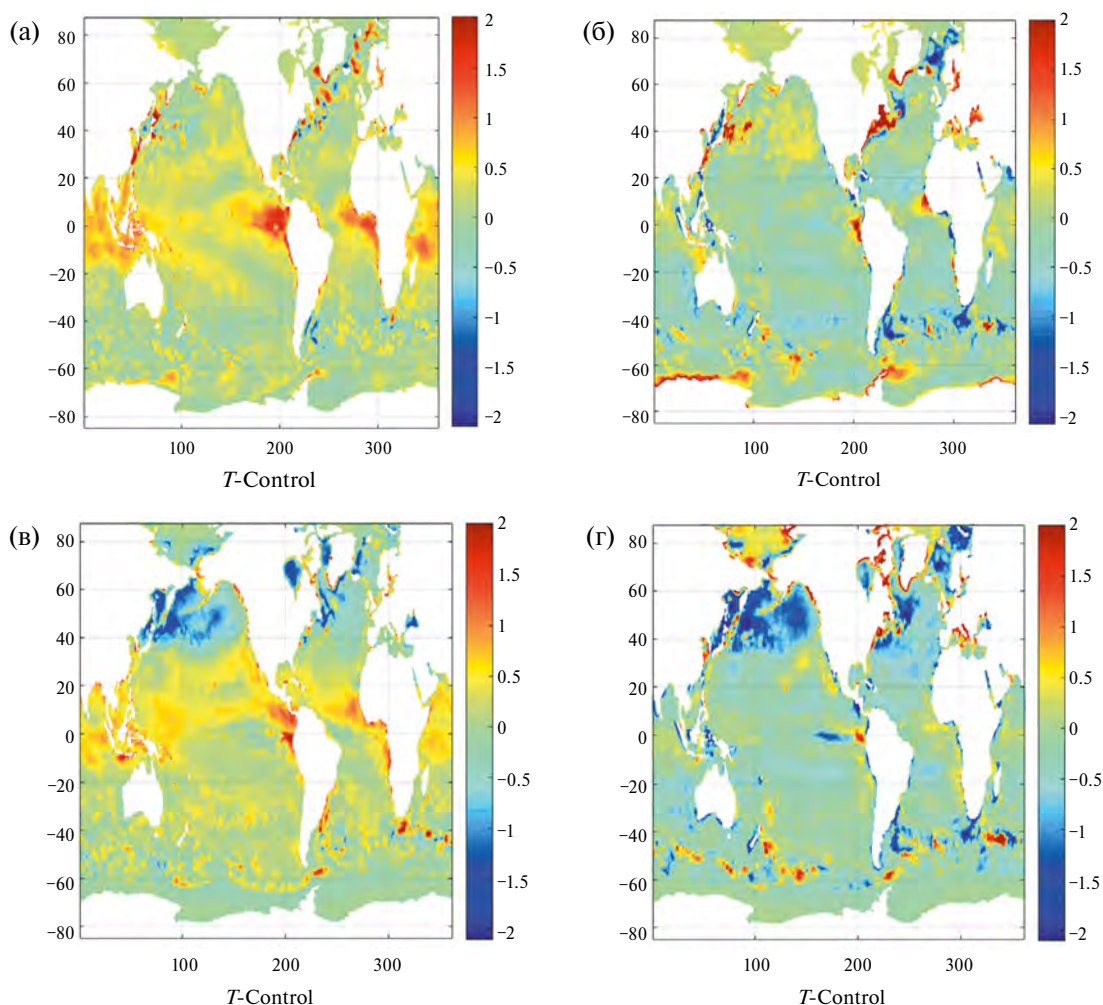


Рис. 5. Средние за период 2010–2014 гг. отклонения ТПО в экспериментах ASSIM1F (а, в) и ASSIM2F (б, г) от данных CDAS в марте (а, б) и сентябре (в, г).

в сезонном цикле и для величин площадей, занимаемых морским льдом, осредненных за 2010–2014 гг. Тогда как усвоение ТПО в ASSIM1F приводит к тому, что сезонные изменения площадей, занимаемых морским льдом, становятся близкими к таковым в экспериментах ASSIM2 и ASSIM2F (особенно близкими кривые получаются в Южном полушарии). В ASSIM1F величина занятых льдами площадей в Северном полушарии, осредненная за 2010–2014 гг., увеличилась на ~8% и приблизилась к наблюдаемой величине ($9.5 \cdot 10^6 \text{ км}^2$). Это произошло за счет уменьшения отличий между ASSIM1F и NSIDC с мая по август: теперь максимально заниженное значение площади, занимаемой морским льдом в этот период, составляет $\sim 3.6 \cdot 10^6 \text{ км}^2$ (вместо ранее полученного $5 \cdot 10^6 \text{ км}^2$).

Усвоение ТПО в ASSIM1F привело к увеличению объема морского льда на 9% и более чем

на 12% соответственно в Южном и Северном полушариях, но без изменения соответствующих сезонных циклов. В результате объем морского льда в ASSIM1F в Северном полушарии теперь оказывается завышен на ~8% по сравнению с PIOMAS, что улучшает воспроизведение сезонного цикла с мая по июль (максимальное занижение значения объема морского льда в ASSIM1F уменьшилось более чем в 3 раза и составляет $\sim 500 \text{ км}^3$), но ухудшает его для остальных месяцев.

В Южном полушарии сезонные изменения объема морского льда в ASSIM1F приблизились к данным PIOMAS, но все равно, максимальный объем морского льда на $\sim 2.3 \cdot 10^3 \text{ км}^3$ ниже, чем в PIOMAS, тогда как в ASSIM2F это отличие более чем в 2 раза больше.

Таким образом, усвоение ТПО методом ансамблевого фильтра Калмана существенно не влияет

на ледовые характеристики, в то время как усвоение ТПО с помощью релаксационного метода, использующего данные для ТПО с временной дискретностью 3 ч, дает некоторое улучшение для расчетных ледовых характеристик. Величины площадей, занимаемых морским льдом в обоих полушариях, и объемы морского льда в Северном полушарии приближаются к значениям, полученным с помощью ансамблевого фильтра Калмана. Отметим, что получаемая в ASSIM1F величина объема морского льда в Южном полушарии лучше соответствует данным PIOMAS по сравнению с величиной, получаемой в ASSIM2F. Как было сказано ранее, скорее всего, усвоение ТПО в высоких широтах нужно проводить совместно с усвоением сплоченности морских льдов.

7. ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Из сопоставления модельных результатов с данными наблюдений можно сделать вывод, что усвоение данных Арго с использованием двух разных систем усвоения дает сопоставимые результаты для воспроизводимых профилей температуры и солёности. Однако методом LETKF ТПО в открытом океане воспроизводится лучше по сравнению с вариационным методом. Кроме того, как отмечено во введении, применение системы усвоения с использованием ансамблевого фильтра Калмана существенно упрощает переход с грубого на более мелкое пространственное модельное разрешение.

Но этот метод требует значительно больших компьютерных ресурсов. Так, для 1-градусного разрешения для 20 членов ансамбля требуется 2592 процессора и примерно 5–7 мин для расчета океанской циркуляции на период 10 модельных суток. Таким образом, для перехода с 1-градусного на $\frac{1}{4}^\circ$ разрешение потребуется процессоров на порядок больше. Но это только оценка, и потребуется дополнительная работа, чтобы найти некую согласованность между требуемым количеством процессоров и временем модельного расчета, что, скорее всего, приведет к меньшему числу используемых процессоров, но к увеличению времени расчетов.

Включение в систему усвоения температуры поверхности океана позволяет улучшить воспроизведение полей температуры в умеренных и низких широтах, где сейчас наблюдаются повышенные значения этих полей по сравнению с данными CDAS в умеренных широтах и заниженные значения ТПО в сентябре в высоких широтах.

Финансирование работы. Работа выполнена в соответствии с государственным заданием по теме АААА-А20-120021890121-5 плана НИТР Росгидромета.

Данная работа финансировалась за счет средств бюджета Гидрометеорологического научно-исследовательского центра Российской Федерации. Никаких дополнительных грантов на проведение или руководство данным конкретным исследованием получено не было.

Конфликт интересов. Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агошков В.И., Залесный В.Б., Шелопут Т.А. Вариационная ассимиляция данных в задачах моделирования гидрофизических полей в открытых акваториях // Известия РАН. ФАО. 2020. Т. 56. № 3. С. 293–308.
DOI: 10.31857/S0002351520030025.
2. Агошков В.И., Шутяев В.П., Пармузин Е.И. и др. Вариационная ассимиляция данных наблюдений в математической модели динамики Черного моря // Морской гидрофизический журнал. 2019. Т. 35. № 6. С. 585–599.
DOI: 10.22449/0233-7584-2019-6-585-599.
3. Зеленько А.А., Вильфанд Р.М., Реснянский Ю.Д. и др. Система усвоения океанографических данных и ретроспективный анализ гидрофизических полей Мирового океана // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2016. Т. 52. № 4. С. 501–513.
DOI: 10.7868/S0002351516040143.
4. Зеленько А.А., Реснянский Ю.Д. Морские наблюдательные системы как составная часть оперативной океанологии (обзор) // Метеорология и гидрология. 2018. № 12. С. 5–30.
5. Зеленько А.А., Реснянский Ю.Д., Цырульников М.Д. и др. Глобальная система усвоения океанографических данных: Пилотная версия // Труды VI Российской научно-технической конференции “Современное состояние и проблемы навигации и океанографии” (“НО-2007”), 23–25 мая 2007 г. Санкт-Петербург, 2007. С. 464–473.
6. Зеленько А.А., Реснянский Ю.Д., Цырульников М.Д. и др. Мониторинг крупномасштабной структуры гидрофизических полей океана // Современные проблемы динамики океана и атмосферы. М.: Триада ЛТД, 2010. С. 131–172.
7. Кауркин М.Н., Ибраев Р.А., Беляев К.П. Усвоение данных наблюдений в модели динамики океана высокого пространственного разрешения с применением методов параллельного программирования // Метеорология и гидрология. 2016. № 7. С. 47–57.
8. Кауркин М.Н., Ибраев Р.А., Беляев К.П. Усвоение данных АРГО в модель динамики океана с высоким разрешением по методу ансамблевой опти-

- мальной интерполяции (EnOI) // *Океанология*. 2016. Т. 56. № 6. С. 852–860.
DOI: 10.7868/S0030157416060058.
9. Кауркин М.Н., Ибраев Р.А., Беляев К.П. Усвоение данных альтиметрии в модели динамики океана методом ансамблевой интерполяции // *Известия РАН. ФАО*. 2018. Т. 54. № 1. С. 64–72.
DOI: 10.7868/S0003351518010075.
 10. Коротаев Г.К., Кныш В.В., Лишаев П.Н., Демьшиев С.Г. Применение метода адаптивной статистики для реанализа полей Черного моря с ассимиляцией псевдоизмерений температуры и солёности в модели // *Морской гидрофизический журнал*. 2018. Т. 34. № 1. С. 40–56.
DOI: 10.22449/0233-7584-2018-1-40-56.
 11. Кулешов А.А., Смирнов И.Н., Танажура К.А.С., Беляев К.П. Сравнение методов усвоения данных в гидродинамических моделях циркуляции океана // *Математическое моделирование*. 2018. Т. 30. № 12. С. 39–54.
DOI: 10.31857/S023408790001935-2.
 12. Лишаев П.Н., Кныш В.В., Коротаев Г.К. Восстановление гидрофизических полей Черного моря с ассимиляцией поверхностной температуры и псевдоизмерений температуры, солёности в модели // *Морской гидрофизический журнал*. 2020. Т. 36. № 5. С. 485–500.
DOI: 10.22449/0233-7584-2020-5-485-500.
 13. Панасенкова И.И., Фомин В.В., Дианский Н.А. Моделирование гидротермодинамических и ледовых характеристик западных морей российской Арктики в квазиоперативном режиме с усвоением спутниковых данных // В сб.: *Морские исследования и образование (MARESEDU)-2022. Труды XI Международной научно-практической конференции*. Тверь, 2022. С. 32–36.
 14. Пармузин Е.И., Залесный В.Б., Агошков В.И., Шутяев В.П. Методы вариационного усвоения данных в моделях геофизической гидродинамики и их применение // *Известия вузов. Радиофизика*. 2020. Т. LXIII. № 9–10. С. 749–770.
 15. Ростилев Д.А., Кауркин М.Н., Ибраев Р.А. Сравнение методов усвоения данных на основе классического, ансамблевого и локального фильтра Калмана на примере уравнения адвекции и задачи Лоренца // *Вычислительные методы и программирование*. 2018. Т. 19. С. 507–515.
DOI: 10.26089/NumMet.v19r445.
 16. Сеидов Д.Г., Марушкевич А.Д. Самоорганизация течений в океане путем перехода “порядок из хаоса” // *Океанология*. 1988. Т. 28. Вып. 1. С. 25–31.
 17. Степанов В.Н., Реснянский Ю.Д., Струков Б.С., Зеленько А.А. Крупномасштабная циркуляция океана и характеристики ледяного покрова по данным численных экспериментов с использованием модели NEMO // *Метеорология и гидрология*. 2019. № 1. С. 50–66.
 18. Степанов В.Н., Реснянский Ю.Д., Струков Б.С., Зеленько А.А. Оценка эффекта усвоения данных наблюдений в модели общей циркуляции океана с помощью ансамблевого фильтра Калмана: численные эксперименты с имитацией наблюдений // *Метеорология и гидрология*. 2021. № 2. С. 50–66.
 19. Струков Б.С., Реснянский Ю.Д., Зеленько А.А. Релаксационный метод усвоения данных по сплошности морского льда в модели NEMO–LIM3 с несколькими категориями ледяного покрова // *Метеорология и гидрология*. 2020. № 2. С. 65–77.
 20. Фомин В.В., Дианский Н.А. Исследование влияния методов усвоения температуры поверхности моря на воспроизведение гидрофизических полей на примере Черного моря // В сб.: *Морские исследования и образование (MARESEDU)-2022. Труды XI Международной научно-практической конференции*. Тверь, 2022. С. 55–61.
 21. Цырульников М.Д., Свиренко П.И., Горин В.Е. и др. Разработка схемы трехмерного вариационного усвоения данных в Гидрометцентре России // В кн.: *80 лет Гидрометцентру России*. М.: ТРИАДА ЛТД, 2010. С. 21–35.
 22. Bell M.J., Lefebvre M., Le Traon P.-Y. et al. GODAE: The Global Ocean Data Assimilation Experiment // *Oceanography*. 2009. V. 22(3). P. 14–21.
<https://doi.org/10.5670/oceanog.2009.62>
 23. Belyaev K.P., Kuleshov A.A., Smirnov I.N., Tanajura C.A.S. Comparison of data assimilation methods in hydrodynamics ocean circulation models // *Mathematical Models and Computer Simulations*. 2019. V. 11. № 4. P. 564–574.
DOI: 10.1134/S2070048219040045.
 24. Belyaev K.P., Kuleshov A.A., Smirnov I.N., Tanajura C.A.S. The general data assimilation method, its comparison with the standard scheme, and its application to dynamical simulation in the Atlantic // *MATEC Web of Conferences*. 22. Sep. “22nd International Conference on Circuits, Systems, Communications and Computers, CSCC 2018”. 2018. V. 210. P. 04025.
<https://doi.org/10.1051/mateconf/201821004025>
 25. Belyaev K., Kuleshov A., Smirnov I., Tanajura C.A.S. Generalized Kalman filter and ensemble optimal interpolation, their comparison and application to the hybrid coordinate ocean model // *Mathematics*. 2021. V. 9. 2371.
<https://doi.org/10.3390/math9192371>
 26. Dussin R., Barnier B., Brodeau L., Molines J.-M. The Making of the DRAKKAR Forcing Set DFS5. DRAKKAR/MyOcean Report 01-04-16. April 2016. 34 p.
https://www.drakkar-ocean.eu/publications/reports/report_DFS5v3_April2016.pdf
 27. Gaspari G., Cohn S.E. Construction of correlation functions in two and three dimensions // *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 1999. V. 125. P. 723–757.
DOI: 10.1002/qj.49712555417.
 28. Gurvan Madec and the NEMO team. Nemo ocean engine – Version 3.6. Technical Report ISSN No. 1288–1619, Pole de modelisation de l’Institut PierreSimon Laplace. No. 27. 2016.

29. *Houtekamer P.L., Mitchell H.L.* Data assimilation using an ensemble Kalman filter technique // *Mon. Wea. Rev.* 1998. V. 126. P. 796–811.
DOI: 10.1175/1520-0493(1998)126<0796:DAUAEK.2.0.CO;2.
30. *Houtekamer P.L., Mitchell H.L.* A sequential ensemble Kalman filter for atmospheric data assimilation // *Mon. Wea. Rev.* 2001. V. 129. P. 123–137.
DOI: 10.1175/1520-0493(2001)129<0123:ASEKFF.2.0.CO;2.
31. *Hunt B.R., Kostelich E.J., Szunyogh I.* Efficient data assimilation for spatiotemporal chaos: a local ensemble transform Kalman filter // *Physica*. 2007. D 230. P. 112–126.
<https://doi.org/10.1016/j.physd.2006.11.008>
32. *Iovino D., Masina S., Storto A. et al.* A 1/16° eddying simulation of the global NEMOv3.4 sea ice-ocean system // *Geosci. Model Dev.* 2016. V. 9. P. 2665–2684.
www.geosci-model-dev.net/9/2665/2016/
DOI: 10.5194/gmd-9-2665-2016.
33. *Klinker E., Rabier F., Kelly G., Mahfouf J.-F.* The ECMWF operational implementation of four-dimensional variational assimilation. III: Experimental results and diagnostics with operational configuration // *Quart. J. Royal Meteorol. Soc.* 2000. V. 126. Iss. 564. P. 1191–1215.
<https://doi.org/10.1002/qj.49712656417>
34. *Locarnini R.A., Mishonov A.V., Antonov J.I. et al.* World Ocean Atlas 2013. V. 1: Temperature / S. Levitus (ed.). — NOAA Atlas NESDIS 73. 2013. 40 p.
35. *Martin M.J., Balmaseda M., Bertino L. et al.* Status and future of data assimilation in operational oceanography // *Journal of Operational Oceanography*. 2015. V. 8. № S1. P. s28–s48.
DOI: 10.1080/1755876X.2015.1022055.
36. *Meier W., Fetterer F., Savoie M. et al.* NOAA/NSIDC Climate Data Record of Passive Microwave Sea Ice Concentration, Version 2 // Boulder, Colorado, USA, National Snow and Ice Data Center, 2013, updated 2016.
<http://dx.doi.org/10.7265/N55M63M1>
37. *Nerger L., Hille W.* Software for Ensemble-based Data Assimilation Systems — Implementation Strategies and Scalability // *Computers and Geosciences*. 2013. V. 55. P. 110–118.
DOI: 10.1016/J.CAGEO.2012.03.026.
38. *Nerger L., Hiller W., Schröter J.* PDAF — The Parallel Data Assimilation Framework: Experience with Kalman filtering. Use of High Performance Computing in Meteorology. 2005. P. 63–83.
39. *Pham D.T., Verron J., Roubaud M.C.* A singular evolutive extended Kalman filter for data assimilation in oceanography // *J. Mar. Syst.* 1998. V. 16. P. 323–340.
DOI: 10.1016/S0924-7963(97)00109-7.
40. *Saha S., Moorthi S., Wu X. et al.* The NCEP Climate Forecast System Version 2 // *Journal of Climate*. 2014. V. 27. Iss. 6. P. 2185–2208.
<https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00823.1>
41. *Schweiger A., Lindsay R., Zhang J. et al.* Uncertainty in modeled Arctic sea ice volume // *J. Geophys. Res.* 2011. V. 116. C00D06.
DOI: 10.1029/2011JC007084.
42. Sea Ice modelling Integrated Initiative (SI3) — The NEMO sea ice engine // *Scientific Notes of Climate Modelling Center*. 2019. V. 31. ISSN 1288-1619, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL).
DOI: 10.5281/zenodo.1471689.
43. *Shutyaev V.P., Agoshkov V.I., Zalesny V.B. et al.* 4D technology of variational data assimilation for sea dynamics problems // *Supercomputing Frontiers and Innovations*. 2022. V. 9. № 1. P. 4–16.
DOI: 10.14529/jsfi220101.
44. *Vancoppenolle M., Fichefet T., Goosse H. et al.* Simulating the mass balance and salinity of Arctic and Antarctic sea ice. 1. Model description and validation // *Ocean Modelling*. 2009. V. 27. Iss. 1–2. P. 33–53.
<https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2008.10.005>
45. *Zweng M.M., Reagan J.R., Antonov J.I. et al.* World Ocean Atlas 2013. V. 2: Salinity. / S. Levitus (ed.). NOAA Atlas NESDIS 74. 2013. 39 p.

ASSIMILATION OF ARGO PROFILE MEASUREMENTS AND SEA SURFACE TEMPERATURE DATA BY THE NEMO OCEAN CIRCULATION MODEL USING AN ENSEMBLE KALMAN FILTER AND THREE-DIMENSIONAL VARIATIONAL ANALYSIS

Stepanov Vladimir*, Resnyanskii Yuri, Strukov Boris, Zelenko Alexander

Hydrometeorological Research Center of Russian Federation, Moscow

*e-mail: vlnst@hotmail.co.uk

The results of modelling the thermohaline fields of the World Ocean obtained with the NEMO model using assimilations data from ARGO profiling floats and ocean surface temperature (SST) with the two different oceanographic data assimilation systems (ODAS) are presented. One system uses three-dimensional variational scheme 3D-Var, and the other ODAS employs the ensemble Kalman filter LETKF. It is shown that both ODAS reproduce three-dimensional fields of temperature and salinity approximately equally, but the ODAS based on the ensemble Kalman filter better reproduces SST in the open ocean.

Keywords: oceanographic data assimilation, NEMO model, ensemble Kalman filter

УДК 551.464.32

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И ПОТОКИ БИОГЕННЫХ ВЕЩЕСТВ В ЗАЛИВАХ ШАНТАРСКОГО АРХИПЕЛАГА

© 2025 г. П. Я. Тищенко*, П. П. Тищенко, А. А. Рюмина, М. Г. Швецова

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

*e-mail: travel@poi.dvo.ru

Поступила в редакцию 17.09.2024 г.

После доработки 28.10.2024 г.

Принята к публикации 26.01.2025 г.

Представлены результаты измерений биогенных веществ (БВ — силикатов, неорганических и органических форм азота и фосфора) на акватории заливов Шантарского архипелага (ША) в июле 2016 и в сентябре 2022 гг. Установлено, что в результате фотосинтеза происходит преимущественное изъятие неорганических форм азота и фосфора из поверхностных вод заливов ША. Речной сток приводит к обогащению вод ША кремнием и растворенным органическим углеродом. Показана важная роль идущего на нерест лосося в обогащении общим фосфором и азотом вершины залива Академии, а также в изъятии БВ из вод заливов ША сеголетками лосося, мигрирующими в осенний сезон в открытую часть Охотского моря. Применение двухслойной модели LOICZ к акватории ША показало, что основным источником разных форм азота и фосфора являются придонные воды открытой части Охотского моря (80–90% от общего потока БВ в заливы). В основе модели лежат представления об эстуарной циркуляции вод, которая поддерживает устойчивое многолетнее содержание БВ в географически изолированной от Охотского моря акватории заливов ША. Сделано предположение, что важным источником БВ и продукции органического вещества могут быть солевые марши вдоль береговой линии ША. Основным стоком БВ из заливов является направленный поток верхнего слоя вод из заливов в открытое море.

Ключевые слова: биогенные вещества, потоки, Шантарский архипелаг, Охотское море, лосось, модель LOICZ

DOI: 10.31857/S0030157425030053, **EDN:** GWARHO

ВВЕДЕНИЕ

Охотское море является одним из наиболее продуктивных водоемов Мирового океана [25]. Важным условием высокой продукции является поставка биогенных веществ (БВ) из глубинных слоев моря в эвфотический слой. В работе [21] по географическому признаку были выделены пять гидродинамических систем, которые обеспечивают высокую продуктивность разных акваторий Охотского моря: Восточно-склоновая шельфовая система; Центральнo-северо-восточная система; Северо-западная система; Восточно-сахалинская система; Юго-западная система. Каждую из систем авторы охарактеризовали с точки зрения причин и механизмов, обеспечивающих вертикальный транспорт БВ. Количественное распределение плотности зоопланктона в Охотском море [2] в общих чертах согласуется с установленными ранее высокопродуктивными ак-

ваториями [21], за исключением одного района. Дополнительным высокопродуктивным районом, который выделяется по распределению плотности мелкого зоопланктона (копеподы), является акватория заливов Шантарского архипелага (ША) [2]. Этот район Охотского моря в период августа–сентября является местом нагула гренландских китов — *Balaena mysticetus* Linnaeus, 1758 (ГК), особенное предпочтение относится к заливу Академии [12, 22, 23, 34].

Акватория ША является эстуарным бассейном, в нее впадает много рек, наиболее крупные из них — Уда, Тугур, Усалин, Сыран, Ульбан — со среднегодовым расходом 823, 175, 37.4, 10.6, 9.6 м³/с соответственно [14]. Во всех реках нерестится лосось. Кета и горбуша являются основными видами лососевых рыб, которые заходят на нерест, как правило, с первой декады июля по первую декаду августа [7–9]. Мигрирующий

на нерест лосось создает направленный поток органического вещества и биогенных веществ в прибрежные экосистемы [32]. Эти огромные запасы органического вещества используются разными животными в пищу, например, белухами, косатками и тюленями, что подтверждается прямыми наблюдениями [24, 36, 37].

Проблема, которая рассматривается в статье, состоит в том, каким образом обеспечивается достаточно изолированная от открытой части Охотского моря акватория заливов ША биогенными веществами. Эта акватория плохо изучена из-за сурового климата и высоких приливов. До 2016 г. полностью отсутствовали сведения о концентрациях БВ в акватории ША. В 2016, 2020, 2022 гг. лаборатория гидрохимии ТОИ ДВО РАН провела океанографические исследования, которые включали измерения их концентраций [18, 19, 39]. Сравнительный анализ распределения концентраций растворенного кремния (DSi – Dissolved Silica), неорганического азота (DIN – Dissolved Inorganic Nitrogen), органического азота (DON – Dissolved Organic Nitrogen), неорганического фосфора (DIP – Dissolved Inorganic Phosphorus), растворенного органического фосфора (DOP – Dissolved Organic Phosphorus) в июле 2016 и сентябре 2022 гг. является одной из задач данной работы. Другой задачей является оценка основных потоков поступления биогенных веществ и их “стоков” в достаточно изолированной акватории заливов ША. В работе будут оценены речные потоки, потоки, обусловленные направленной миграцией лосося и потоки, обусловленные водообменом между заливами ША и морем, а также между слоями воды внутри заливов, используя двухслойную модель LOICZ (Land-Ocean Interactions in the Coastal Zone [30, 38]).

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Акватория заливов ША расположена в северо-западной части Охотского моря и включает в себя четыре крупных залива, простирающихся с юго-запада на северо-восток: залив Николая, Академии, Тугурский и Удская губа (рис. 1). В соответствии с логикой залив Николая считается частью залива Академии [11], однако для облегчения оценки потоков он будет рассматриваться нами отдельно. Залив Николая впадает в восточный берег залива Академии на 65 км в южном направлении между мысами Ламсдорфа ($54^{\circ}04'$ с. ш., $138^{\circ}40'$ в. д.) и Тукургу ($53^{\circ}59.7'$ с. ш., $138^{\circ}34.9'$ в. д.), расстояние между которыми со-

ставляет 9 км и отмечено пунктирной линией (см. рис. 1). Глубины на входе в залив составляют 13–14 м [11] при средней исследуемой глубине около 14 м и общей площади залива 671 км^2 . В вершину залива впадает р. Усалгин.

Залив Академии глубоко вдается в материк между мысом Врангеля ($54^{\circ}17'$ с. ш., $138^{\circ}40'$ в. д.) на востоке и мысом Сенека ($54^{\circ}19'$ с. ш., $137^{\circ}44'$ в. д.), расстояние между которыми около 61 км (отмечено пунктирной линией на рис. 1). Глубины на входе в залив Академии не превышают 52 м, в средней части залива глубины составляют около 30 м, а по мере приближения к берегам они постепенно уменьшаются при средней глубине исследования около 23 м и общей площади 4861 км^2 (без учета площади залива Николая). В вершину залива впадают несколько рек, наиболее крупные из них – Сыран, Ульбан, Иткан.

Залив Тугурский вдается в берег материка с западной стороны полуострова Тугурский; его входными мысами являются на юго-востоке мыс Берсеньева ($54^{\circ}18'$ с. ш., $137^{\circ}23'$ в. д.), а на северо-западе – мыс Большой Дуганджа ($54^{\circ}39'$ с. ш., $136^{\circ}50'$ в. д.) [11], расстояние между которыми около 53 км (показано пунктирной линией на рис. 1). Глубины посередине входа в залив Тугурский – 20–22 м. К югу от входа глубины постепенно уменьшаются при средней глубине исследования около 17 м и общей площади 2420 км^2 . В вершину залива впадают реки Тугур и Кутын.

Удская губа расположена к западу от Шантарских островов и вдается в материк в юго-западном направлении. Входными мысами являются мыс Большой Дуганджа и отстоящий на 85 км к северо-северо-западу от него мыс Маджалинда ($55^{\circ}17'$ с. ш., $136^{\circ}08'$ в. д.) [11]. Внешняя граница губы показана пунктирной линией на рис. 1. Наибольшие глубины на входе в губу – 36 м, которые постепенно уменьшаются при средней глубине исследования около 22 м и общей площади губы – 4573 км^2 . В вершину Удской губы впадает много рек, крупнейшие из которых – Уда, Тором, Ал, Тыл и на западном побережье – Киран.

Экспедиционные работы в акватории заливов ША выполняли на НИС “Профессор Гагаринский” в июле 2016 г. [19] и в сентябре 2022 г. [16, 39]. Работы проводили на моторной лодке в 2016 г. в вершине залива Академии и эстуариях рек Сыран (14 июля) и Ульбан (26 июля) [14, 15], а в 2022 г. – в эстуариях рек Сыран (14 сентября), Ульбан (15 сентября) и Тугур (17 сентября) [39]. Зондирование воды в обеих экспедициях осуществляли зондом SBE 19plus V2, оснащенным

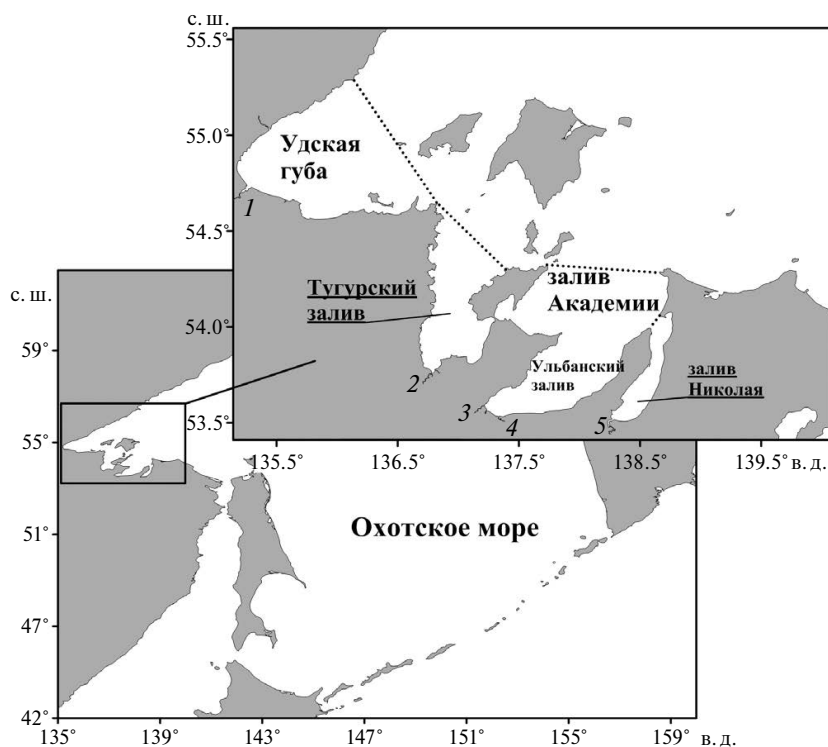


Рис. 1. Географическое положение изучаемого объекта. На вставке показана акватория заливов Шантарского архипелага: 1 – р. Уда, 2 – р. Тугур, 3 – р. Сыран, 4 – р. Ульбан, 5 – р. Усальгин. Пунктирными линиями показаны внешние границы заливов.

датчиками температуры, давления, электропроводности (солености), растворенного кислорода (DO), флуоресценции хлорофилла-а, мутности, фотосинтетически активной радиации (ФАР) в комплекте с пробоотборной системой SBE-55 из 6 батометров, объемом 4 л каждый. Пробы воды отбирали с верхнего горизонта (1.5–2 м от поверхности) и придонного горизонта (1.5–2 м над дном). Анализ неорганических форм БВ (нитраты, нитриты, аммонийный азот, анионы ортофосфорной кислоты, кремний) выполняли фотометрическим методом с помощью стандартной процедуры [18, 31]. Определение общего фосфора и азота выполняли персульфатным сжиганием с ультрафиолетовым облучением на автоматическом анализаторе SKALAR SAN++, методические принципы и особенности изложены в работе [31]. Концентрации DON и DOP получали как разности между общими формами биогенных веществ (P_{tot} , N_{tot}) и неорганическими (DIP, DIN).

Мы рассматриваем три источника биогенных веществ, поступающих в акваторию заливов ША: 1) реки, впадающие в залив; 2) лосось; 3) обмен вод заливов с морем. Причем лосось и обмен вод заливов с морем могут быть как источниками, так и стоком биогенных веществ.

Суточный поток биогенного вещества i , F_i^j , поставляемого рекой j в залив, рассчитывался по уравнению

$$F_i^j = C_i^j Q_j, \quad (1)$$

где C_i^j и Q_j – концентрация биогенного вещества i (ммоль/м³) и суточный расход воды (м³/сут) в реке j соответственно. Данные о среднегодовом расходе воды основных рек, впадающих в заливы ША, были взяты из работы [14]. Суточный расход воды мелких рек, Q_x , для которых отсутствуют данные, рассчитывался из соотношения

$$Q_x = Q_j \cdot A_x / A_j. \quad (2)$$

Здесь A_j , A_x – площади водосбора реки j с известным расходом воды и реки x с неизвестным соответственно. Расходы рек, которые использовались для расчета потока биогенных веществ реками, впадающими в заливы ША, представлены в табл. 1.

Все реки акватории заливов ША являются нерестовыми в отношении горбуши и кеты [6, 8]. Из площади нерестилищ кеты и горбуши (см. табл. 1), которые были взяты из работы [6], рассчитывали численность лосося, N_{Sal} , идущего на нерест в реки, впадающие в исследуемые заливы [6]:

Таблица 1. Характеристики заливов ША: годовые объемы воды, поступающие в заливы с речным стоком (V_Q); площадь залива (A); средняя глубина (H); объем залива (V_o). Среднегодовые суточные расходы рек (Q), впадающих в заливы [14], площадь нерестилищ кеты (A_K) и горбуши (A_G) [6]

Залив	V_Q , м ³ /год	A , км ²	H , м	V_o , км ³	Река	$Q \cdot 10^{-6}$, м ³ /сут	$A_K \cdot 10^{-3}$, м ²	$A_G \cdot 10^{-3}$, м ²
Удская губа	$2.95 \cdot 10^{10}$	4573	22	101	Уда	71.11	4500	1000
					Тыль	1.73	500	120
					Тором	5.18	1800	1800
					Ал	2.51	400	1000
					Киран	0.43	900	1500
Тугурский	$5.68 \cdot 10^9$	2420	17	41	Тугур	13.82	6000	2000
					Кутын	0.43	150	375
					Сыран	0.92	600	1000
Академии	$7.95 \cdot 10^8$	4861	23	112	Ульбан	0.83	800	1000
					Иткан	0.43	30	150
Николая	$1.02 \cdot 10^9$	671	14	9	Усалгин	3.23	2550	1800

$$N_{Sal} = \frac{A_{Sal}}{100} P_{Aver} + N_1. \quad (3)$$

где A_{Sal} — площадь нерестилища лосося (кеты, горбуши); P_{Aver} — средняя плотность производителей в нерестилище площадью 100 м²; N_1 — количество лосося, пришедшего в течение года на нерест и съеденного хищниками.

Поток биогенных веществ в заливы, Nut (моль/год), поставляемый направленной миграцией лосося, рассчитывался с использованием соотношения

$$Nut = \frac{m_{Sal} N_{Sal}}{10 M_{org}} n_s. \quad (4)$$

Здесь m_{Sal} — масса лосося (горбуша, 1.2 кг; кета, 3.5 кг [6]), съеденного хищниками в заливе и погибшего после нереста в реках длиной менее 100 км; N_{Sal} — число лосося, определяемое соотношением (3); M_{org} — молекулярный вес “формулы” органического вещества для лосося, которая соответствует стехиометрии — $(CH_2O)_{61}(NH_3)_{12}H_3PO_4$ [32]; n_s — стехиометрическое число для азота (12) и фосфора (1); 10 — коэффициент перевода сырой биомассы в сухую [33]. Существует также направленный “отток” биогенных веществ из заливов ША посредством миграции смолтов лосося в открытую часть Охотского моря, а затем в Тихий океан [3, 26]. Этот отток биогенных веществ был оценен с помощью соотношения (4).

В рамках международного проекта LOICZ (Land-Ocean Interactions in the Coastal Zone) была разработана модель по оценке потоков биогенных веществ в прибрежных акваториях полузакрытого типа [30, 38]. Используя баланс воды и соли (консервативные трассеры), рассматривали годовой водообмен с морем (V_X) двухслойной системы (обычный эстуарий). Этот объем рассчитывали по следующему соотношению [38]:

$$V_X = V_Q S_s / (S_{seab} - S_s), \quad (5)$$

где V_Q — годовой объем речного стока в залив; S_s , S_{seab} — средняя соленость поверхностного слоя в прибрежной системе и придонного слоя в море соответственно.

Кроме обмена водой между морем и прибрежной системой, придонный и поверхностный слой частично обмениваются между собой. Этот объем, V_Z , рассчитывали с помощью соотношения [38]

$$V_Z = V_X (S_{seab} - S_b) / (S_b - S_s). \quad (6)$$

Здесь S_b — средняя соленость придонного слоя в прибрежной системе.

Важным элементом экосистемы является время τ_i , необходимое для полного водообмена в слое i . Его можно рассчитать из данных общего объема воды, V_i^o , в слое i и суммы объемов воды, проходящих через каждый слой в течение 365 дней. Для поверхностного слоя:

$$\tau_s = V_s^o \cdot 365 / (V_Q + V_X + V_Z). \quad (7)$$

Для придонного слоя:

$$\tau_b = V_b^o \cdot 365 / (V_X + V_Z). \quad (8)$$

Годовое приращение биогенных веществ в поверхностном слое, ΔNut_s обусловленное обменом вод, оценивали по следующему соотношению [38]:

$$\Delta Nut_s = V_Q(Nut_Q - Nut_s) + V_X(Nut_b - Nut_s) + V_Z(Nut_b - Nut_s), \quad (9)$$

и в придонном слое:

$$\Delta Nut_b = V_X(Nut_{seab} - Nut_b) - V_Z(Nut_b - Nut_s). \quad (10)$$

Здесь ΔNut_b – годовое приращение биогенных веществ в придонном слое; Nut_{seab} – средняя концентрация биогенного вещества в придонном слое, в море. При получении уравнений (5)–(10) предполагается, что прибрежная экосистема находится в стационарном состоянии. Атмосферные осадки и испарения незначительны в сравнении с речным стоком, не оказывают влияние на водный, солевой и биогенный баланс, не сказывается вклад подземных вод в общий баланс воды, солености и биогенных веществ.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Распределение гидрологических характеристик.

Сравнение гидрологических характеристик (температуры, солености) поверхностных и придонных вод акватории заливов ША, полученных в периоды 11–25 июля 2016 г. и 7–23 сентября 2022 г., представлено на рис. 2, 3. Из данных зондирования следует, что почти на всей акватории заливов ША в июле 2016 г. наблюдалась двухслойная гидрологическая структура (рис. 2а, б).

Поверхностный слой, как правило, более теплый (см. рис. 2а) и подвержен распреснению речными водами и тающим дрейфующим льдом (рис. 3а). Неоднородность по температуре и солености поверхностного слоя отчасти связана не только с речным стоком, но и с таянием дрейфующего льда. В южной части Тугурского залива 19 июля 2016 г. лед не растаял. По этой причине не были выполнены океанографические работы в южной части этого залива. Температура придонного слоя отрицательна (см. рис. 2б) и соленость более однородна – 31–32 епс (рис. 3б).

В сентябре 2022 г. воды заливов ША были теплее, пространственное распределение температуры воды было более однородным (рис. 2в, г). Благодаря приливному перемешиванию температуры вод поверхностных и придонных горизонтов мало отличались и находились в диапазоне 12–15°C (см. рис. 2). Соленость для основной ча-

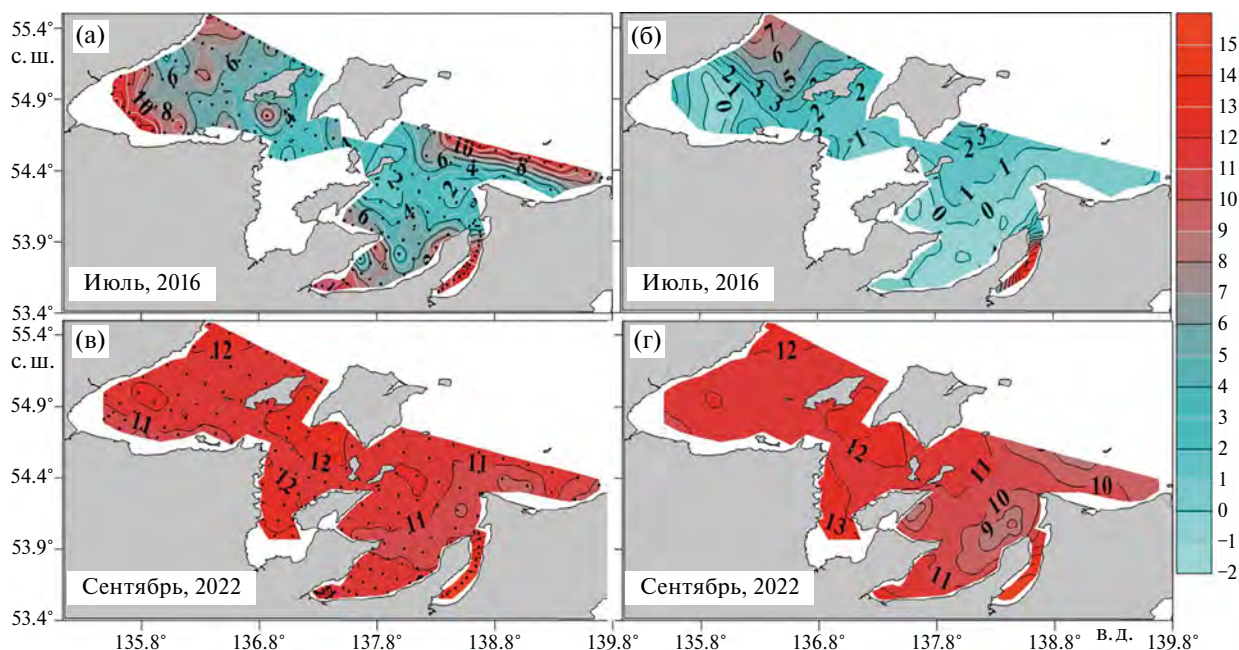


Рис. 2. Распределение температуры в акватории заливов Шантарского архипелага в июле 2016 г. (а, б) и в сентябре 2022 г. (в, г). Слои: поверхностный (а, в) и придонный (б, г) соответственно. Точками на рисунках (а) и (в) указано расположение станций.

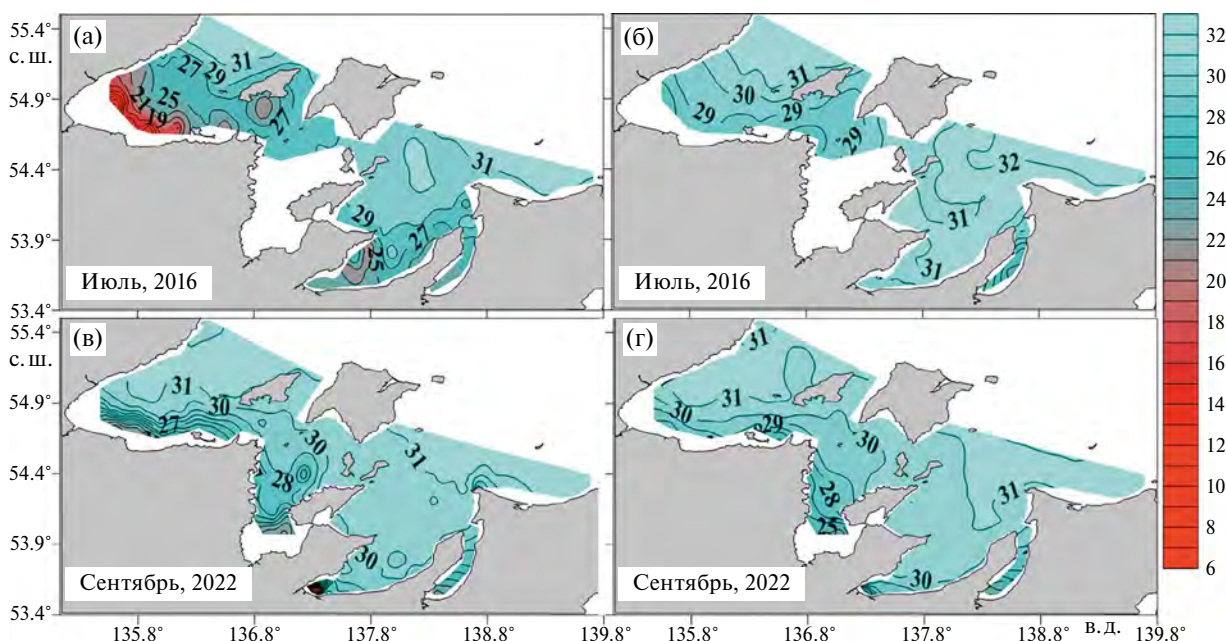


Рис. 3. Распределение солёности в акватории заливов Шантарского архипелага в июле 2016 г. (а, б) и в сентябре 2022 г. (в, г). Слои: поверхностный (а, в) и придонный (б, г) соответственно.

сти акватории поверхностных и придонных слоев изменялась в диапазоне 30–32 епс (рис. 3в, г). Только вершины заливов были подвержены распреснению. В большей степени этот эффект проявлялся для поверхностных вод (см. рис. 3в). Основная причина заключается в том, что максимальный речной сток здесь наблюдается в начале июля, а в сентябре он существенно меньше [15].

Пространственное распределение содержания БВ. Распределения концентраций DSi , DIP , DOP , DIN , DON в поверхностных и придонных слоях вод акватории заливов ША, полученных в периоды 11–25 июля 2016 г. и 7–23 сентября 2022 г., представлены на рис. 4–8. Форма пространственной изменчивости содержания кремния (рис. 4) повторяет особенности распределения

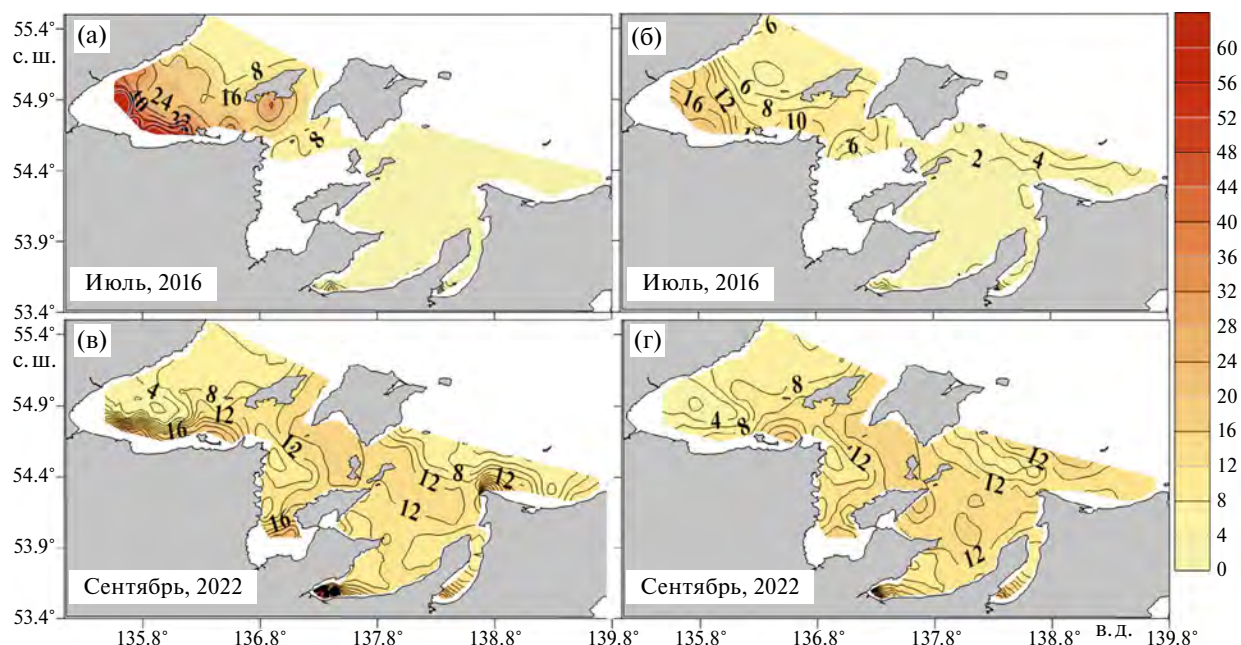


Рис. 4. Распределение концентраций силикатов (мкмоль/л) в акватории заливов Шантарского архипелага в июле 2016 г. (а, б) и в сентябре 2022 г. (в, г). Слои: поверхностный (а, в) и придонный (б, г) соответственно.

солености (см. рис. 3). Логичным выводом из этого следует то, что основным источником поступления кремния в акваторию ША является речной сток. Действительно, реки, впадающие в заливы Шантарского моря, содержат высокие концентрации растворенного кремния – 120–160 мкмоль/л (табл. 2). Резкое уменьшение концентрации кремния в Удском заливе прежде всего связано с процессами разбавления, так как между концентрацией кремния и соленостью практически для всего диапазона соленостей наблюдается линейная зависимость [15].

Особенности распределения концентраций DIP (рис. 5) демонстрируют, что одним из источников его поступления в акваторию заливов ША являются воды Охотского моря, особенно это характерно для придонных вод северной части залива Академии и Удской губы. Концентрации DIP в поверхностном слое меньше в сравнении с таковыми в придонных водах в июле 2016 г. и в сентябре 2022 г. Очевидно, что это связано с изъятием DIP в результате фотосинтеза и последующей минерализацией в придонном слое. Этот вывод подтверждается нелинейной зависимо-

Таблица 2. Гидрохимические характеристики нижнего течения рек Уда, Сыран, Ульбан, Усалгин в июле 2016 г. [14, 15] и сентябре 2022 г. [39]

Июль, 2016	<i>S</i>	DIP	<i>P</i> _{общ}	DSi	NO ₂ ⁻	NO ₃ ⁻	NH ₄ ⁺	<i>N</i> _{общ}	ГВ	РОУ
р. Уда	59	0.2	0.3	131.6	0.0	1.9	0.5	14.3	5.0	6.4
р. Сыран	135	0.2	5.4	128.2	0.28	0.02	4.5	12.4	4.2	5.2
р. Ульбан	55	0.5	1.9	163.7	0.23	0.37	3.8	19.4	7.8	9.5
р. Усалгин	34	1.1	4.6	126.2	0.1	2.1	2.7	15.5	7.9	19.7
Сентябрь, 2022	<i>S</i>	DIP	<i>P</i> _{общ}	DSi	NO ₂ ⁻	NO ₃ ⁻	NH ₄ ⁺	<i>N</i> _{общ}	ГВ	РОУ
р. Уда	66	0.3	0.5	123.0	0.1	2.8	0.1	16.7	6.9	9.9
р. Сыран	89	1.5	2.5	134.5	0.0	0.1	1.3	18.7	8.0	13.9
р. Ульбан	50	0.4	0.9	150.1	0.1	0.1	0.5	18.1	7.8	14.3
р. Усалгин	37	1.7	2.2	168.2	0.1	1.2	0.5	25.4	7.5	16.1

Примечание. *S* – соленость (мг/кг); DIP, *P*_{общ}, *N*_{общ}, DSi, NO₂⁻, NO₃⁻, NH₄⁺ – характеристики (мкмоль/л); ГВ – гумусовые вещества (мгС/л); РОУ – растворенный органический углерод (мг С/л).

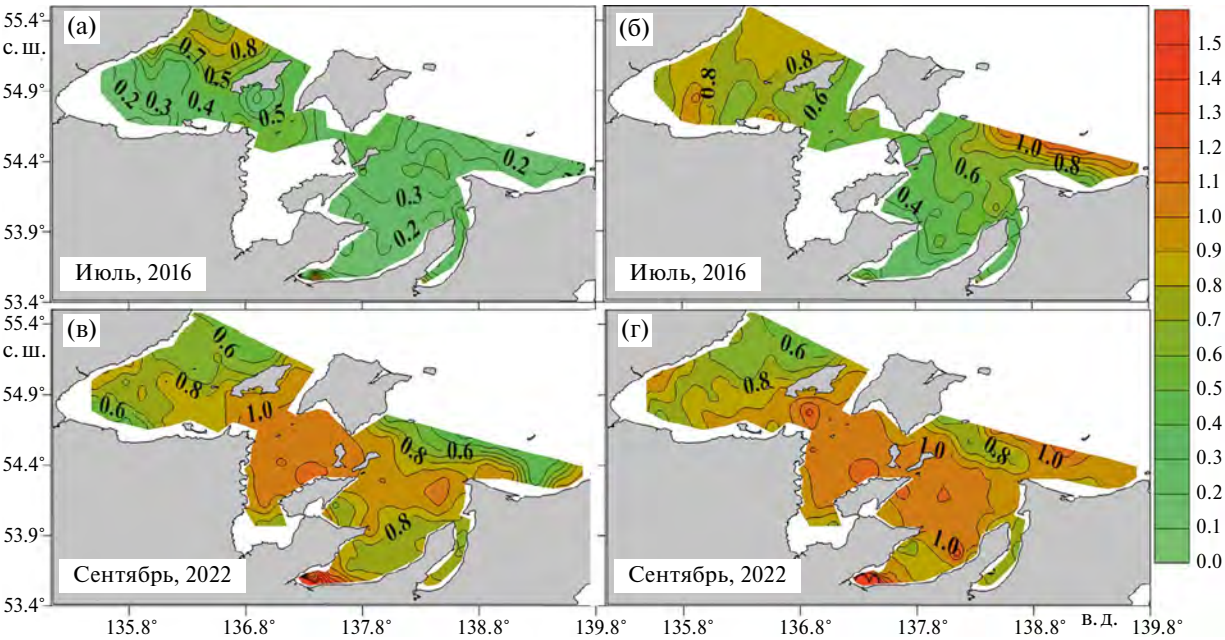


Рис. 5. Распределение концентраций DIP (мкмоль/л) в акватории заливов Шантарского архипелага в июле 2016 г. (а, б) и в сентябре 2022 г. (в, г). Слои: поверхностный (а, в) и придонный (б, г) соответственно.

стью DIP от солености [15]. Высокие концентрации фосфатов в кутовой части Ульбанского залива, по-видимому, обусловлены разложением туш отнерестившегося лосося. В вершину Ульбанского залива впадают три нерестовые реки – Иткан, Ульбан, Сыран. После нереста лосося происходит микробиологическая деструкция туш погибшего

лосося, что является источником поступления биогенных веществ, в том числе DIP.

Концентрации органических форм фосфора в июле 2016 г. выше в сравнении с сентябрем 2022 г. (рис. 6). Для вершины Ульбанского залива характерны высокие концентрации DOP в поверхностных и придонных горизонтах,

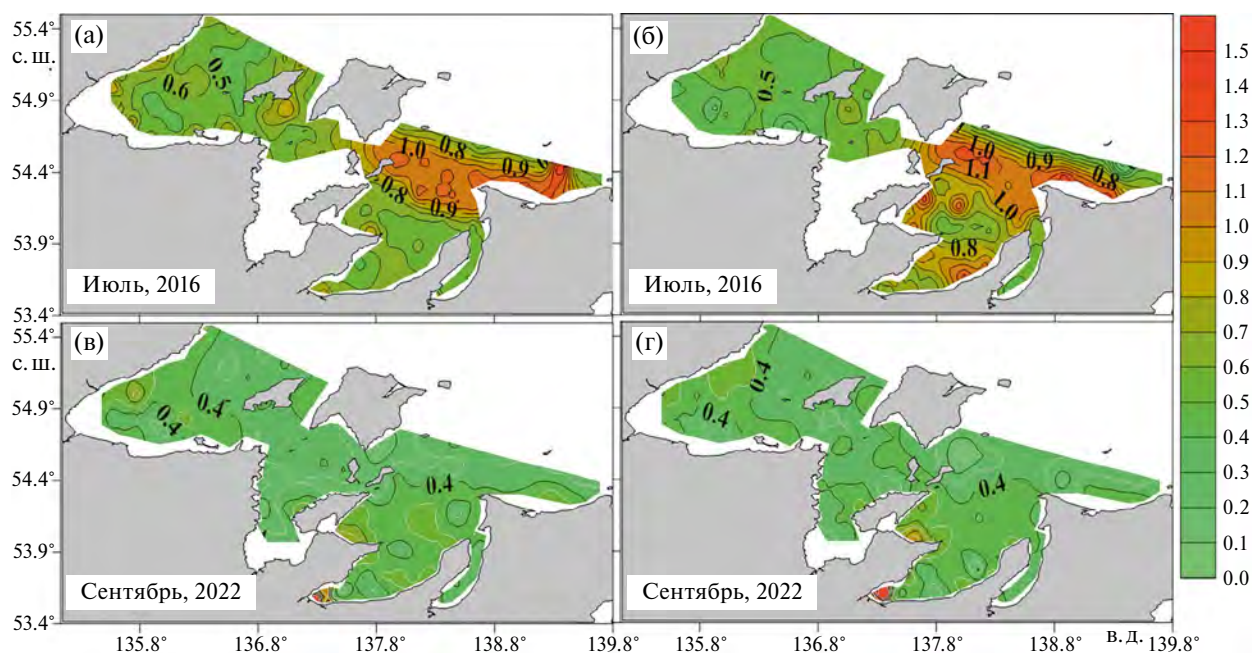


Рис. 6. Распределение концентраций DOP (мкмоль/л) в акватории заливов Шантарского архипелага в июле 2016 г. (а, б) и в сентябре 2022 г. (в, г). Слои: поверхностный (а, в) и придонный (б, г) соответственно.

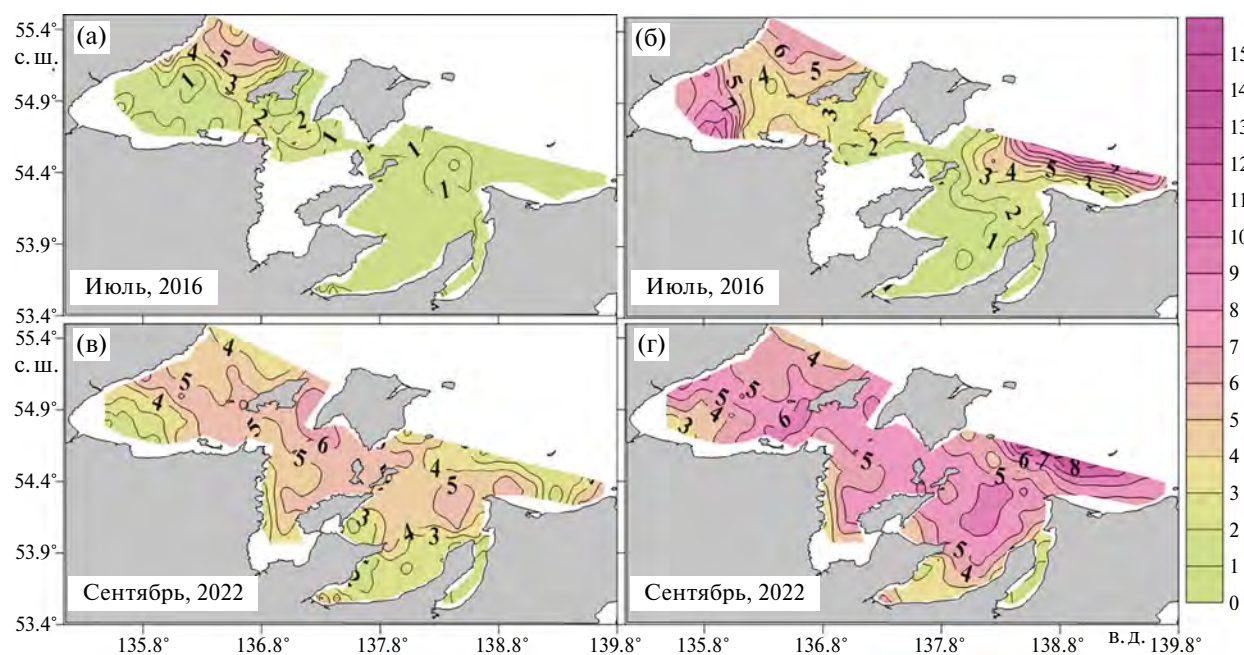


Рис. 7. Распределение концентраций DIN (мкмоль/л) в акватории заливов Шантарского архипелага в июле 2016 г. (а, б) и в сентябре 2022 г. (в, г). Слои: поверхностный (а, в) и придонный (б, г) соответственно.

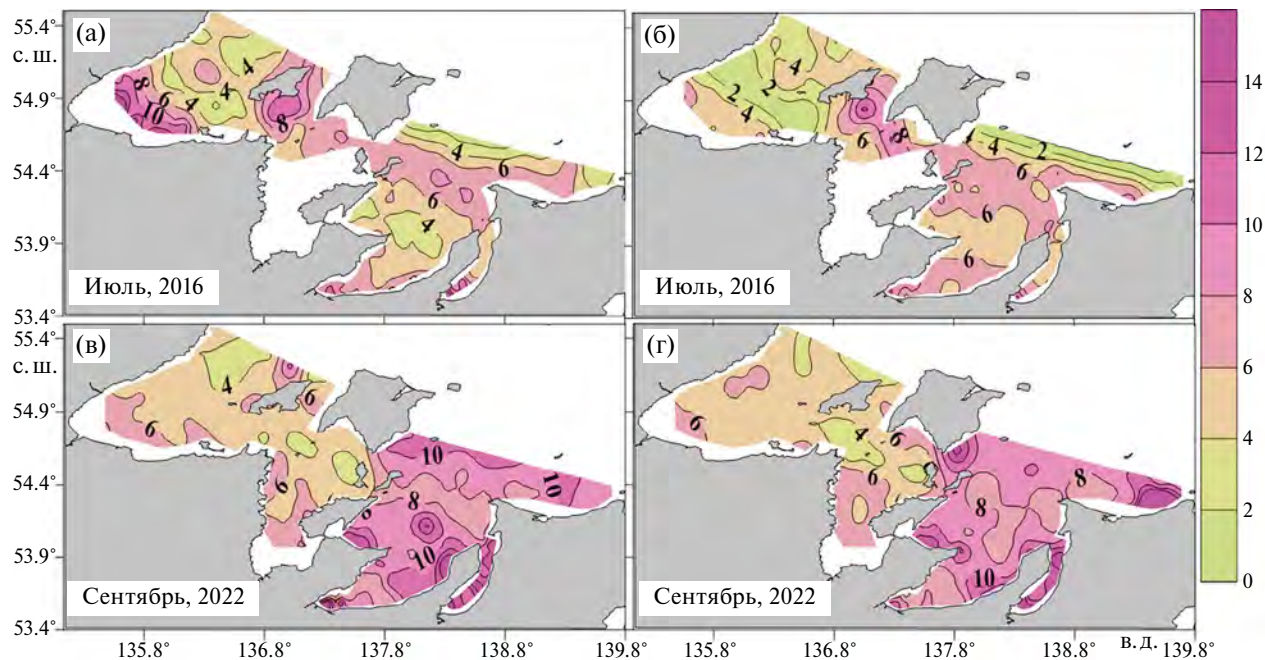


Рис. 8. Распределение концентраций DON (мкмоль/л) в акватории заливов Шантарского архипелага в июле 2016 г. (а, б) и в сентябре 2022 г. (в, г). Слои: поверхностный (а, в) и придонный (б, г) соответственно.

но не в июле, а в сентябре 2022 г., что также объясняется разложением туш лосося.

Концентрации DIN в верхнем слое вод, как и DIP, существенно меньше, в сравнении с придонными горизонтами (рис. 7), что подтверждает гипотезу о преимущественном изъятии неорганических форм биогенных веществ в результате фотосинтеза, а также нелинейной зависимостью DIN от солёности для Удской губы [15]. Концентрации органических форм азота (рис. 8) в общем выше в сравнении с DIN. Распределение DON указывает на существование внешних источников его поступления в акваторию заливов ША. Повышенные содержания DON в южной части Удской губы связаны с терригенным речным стоком органического азота. Средний расход р. Уды более чем в 40 раз превышает суммарный расход

рек Сыран и Ульбан [14], поэтому влияние этой реки на концентрации DON более значимое для Удской губы, в сравнении с заливом Академии. Распределения DIN и DON в придонных водах (рис. 7б, г, 8б, г) в северной части залива Академии указывают на возможность поступления DIN и DON в залив из Охотского моря.

Оценка речных потоков БВ. Потоки БВ в заливы ША, обусловленные речным стоком, рассчитывали по уравнению (1) с использованием данных по речному стоку и концентрациям, представленным в табл. 1, 2. Очевидно, что биогенная нагрузка на залив зависит не только от ежегодной поставки речным стоком, но также от площади залива. Поэтому для сравнения биогенной нагрузки для разных заливов потоки биогенных веществ, представленные в табл. 3,

Таблица 3. Годовые речные потоки биогенных веществ в заливы ША и Амурский залив (Японское море), рассчитанные по уравнению (1) и отнесенные к единице площади залива (ммоль/(м²·год))

Залив	F_{DIP}	F_{DOP}	F_{DIN}	F_{DON}	F_{DSi}	F_{TB}	F_{POY}
Удская губа	1.61	0.97	17.8	82.3	821.7	3200	4383
Тугурский	0.59	0.35	6.5	29.9	298.6	1163	1593
Академии	0.11	0.33	0.5	2.3	23.6	95	146
Николая	2.14	3.05	5.6	25.7	224.8	980	2278
Амурский	7.10	11.93	178.6	203.5	608.7	1253	2074

были отнесены к площади залива и даны в единицах ммоль/(м²·год). В этой таблице в качестве сравнения приведены потоки биогенных веществ, поступающие в Амурский залив (Японское море), который находится под воздействием человека [5].

Эстуарная динамика прибрежных вод предполагает поверхностный сток более легких вод из залива, с одновременным подтоком придонной воды из открытой части моря (компенсационное течение) и водообменом между поверхностными и придонными водами в результате ветрового и приливного перемешивания [30, 38]. Используя средние значения солености в поверхностном и придонном слоях внутри каждого залива, а также средние значения солености в придонном слое за пределами залива (Охотское море), по уравнениям (5), (6) были рассчитаны годовые объемы воды заливов, которые участвуют в водообмене между заливом и морем (V_X) и между слоями (V_Z) внутри залива. Эти объемы соответствуют годовым потокам воды. Время водообмена для поверхностного и придонного слоев рассчитывалось по уравнениям (7), (8). Необходимую в этих расчетах толщину поверхностного слоя оценивали из вертикальных профилей условной плотности. Было получено среднее значение толщины верхнего слоя, равное 7 м, а придонного слоя — $(H - 7)$ м, где H — глубина залива. Зная концентрации биогенных веществ в каждом слое (поверхностном, придонном внутри залива и в придонном слое в Охотском море), по уравнениям (9), (10) были рассчитаны годовые изменения биогенных веществ в каждом

слое и отнесены на единицу площади залива. Эти величины по своему смыслу представляют годовые потоки, приведенные к единице площади. Результаты представлены в табл. 4.

Оценка потоков БВ, обусловленная миграцией лосося. Идущий на нерест лосось является пищей зубатых китов (белухи, косатки), которые встречают его в устьях рек. Если принять, что каждая взрослая особь белухи (вес — 1.3 т) съедает в сутки лосося 2% от своей биомассы [35], то за месячный период кормления заметная биомасса лосося, которая в желудках хищников превращается в БВ, выходит во внешнюю среду вместе с экскрециями. В коротких реках (менее 100 км) биогенные вещества умершего после нереста лосося также поступают в устьевую часть заливов. С помощью соотношения (4) и нерестовых площадей рек исследуемых заливов ([6]; табл. 1) были оценены биомасса умершего после нереста лосося и поступившие в среду биогенные вещества в форме P_{tot} и N_{tot} . Результаты представлены в табл. 5.

Количество икры горбуши и кеты (см. табл. 5) оценивали из количества производителей в нерестилищах: для кеты было принято 12 производителей, а для горбуши — 16 на каждые 100 м² [6]. В сентябре средний размер и вес сеголеток горбуши достигает 18 см и 61 г соответственно, далее сеголетки мигрируют в открытую часть моря, а в октябре–ноябре покидают Охотское море через Курильские проливы [3, 26]. При оценке потока общего азота и фосфора из заливов нами было принято, что смертность мальков достигает 50%, а вес сеголеток, на момент миграции из заливов ША, равен 40 г.

Таблица 4. Годовые объемы воды, участвующие в водообмене между заливом и морем (V_X) и между слоями (V_Z) внутри залива (м³/год); время водообмена (τ , сут); годовые потоки биогенных веществ в верхнем слое (I), придонном слое (II) заливов ША, рассчитанные по уравнениям (7), (8), отнесенные к единице площади залива (ммоль/(м²·год))

Залив	Слой	V_X	τ	F_{DIP}	F_{DOP}	F_{DIN}	F_{DON}	F_{DSi}
Удская губа	I	$3.35 \cdot 10^{11}$	19	7.18	−3.26	97.3	−9.2	374.0
Тугурский		$5.17 \cdot 10^{10}$	31	−0.94	5.02	2.0	26.0	179.8
Академии		$1.47 \cdot 10^{10}$	166	1.64	0.28	15.8	−8.1	40.7
Николая		$5.04 \cdot 10^9$	33	1.28	2.91	18.0	87.5	107.0
		V_Z						
Удская губа	II	$2.40 \cdot 10^{11}$	41	−14.40	−3.61	−42.0	−54.9	255.8
Тугурский		$1.40 \cdot 10^{11}$	45	−0.39	−4.33	23.7	−57.2	112.9
Академии		$5.93 \cdot 10^{10}$	380	−1.43	−0.53	−4.8	9.0	−16.0
Николая		$4.65 \cdot 10^{10}$	33	1.23	1.00	29.6	−105.5	94.3

Таблица 5. Потоки общего фосфора и общего азота, поступление которых в заливы связано с месячным питанием белух лососем, идущим на нерест. Ежегодное изъятие общего фосфора и общего азота из заливов молодым лососем (смолтами), идущим в Охотское море и Тихий океан из заливов ША

Залив	N_B	W_{Sal}^1	W_{Sal}^2	$F_{P_{tot}}$	$F_{N_{tot}}$	N_{Caviar}	$F_{P_{tot}}$	$F_{N_{tot}}$
Удская губа	2464	1922	1026	0.03	0.36	$2.11 \cdot 10^9$	−0.43	−5.19
Тугурский	1506	1175	135	0.03	0.30	$1.39 \cdot 10^9$	−0.54	−6.48
Академии	2334	1821	1013	0.03	0.33	$5.15 \cdot 10^8$	−0.10	−1.14
Николая	100	78	0	0.01	0.07	$6.75 \cdot 10^8$	−0.94	−11.32

Примечание. N_B , N_{Caviar} — число белух и икры соответственно; W_{Sal}^1 , W_{Sal}^2 — вес лосося, соответственно съеденного белухами и погибшего после нереста (т); $F_{P_{tot}}$, $F_{N_{tot}}$ — потоки общего фосфора и общего азота (ммоль/(м²·год)) в заливы ША (знак “+”) и из заливов (знак “−”).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Реки, впадающие в акваторию заливов ША, являются одним из источников БВ. Однако их содержание в речных водах низкое, за исключением растворенного кремния и органического углерода (см. табл. 2). Удельная нагрузка (поток, отнесенный к единице площади) биогенными веществами, DIP, DIN, заливов ША на порядок меньше в сравнении с эвтрофированным Амурским заливом (см. табл. 3), что предполагает низкую первичную продукцию фитопланктона (ПП), особенно в заливах Тугурском и Академии. Действительно, исследования ПП фитопланктона в Тугурском заливе [4] привели автора к выводу, что продуктивность вод этого залива соответствует олиготрофно-мезотрофному уровню. В то же время залив Академии является высокопродуктивным районом [17], что предполагает поставку БВ другими источниками, помимо речных вод. Было высказано предположение, что таким источником БВ может служить идущий на нерест лосось (кета горбуша) [18]. Несмотря на низкие удельные потоки общего азота и фосфора (см. табл. 5), этот источник БВ, по нашему мнению, проявляется в вершине залива Академии в распределении концентраций DIP, DOP (см. рис. 5, 6) и в меньшей степени DON (см. рис. 8) измеренных в сентябре 2022 г. Высокие концентрации общего азота и фосфора были отмечены не только в вершине залива Академии, но и в эстуариях рек Сыран и Ульбан в сентябре 2022 г., в сравнении с результатами измерений июля 2016 г. [16, 39], т. е. после прихода лосося, который идет на нерест в июле–августе [9]. Следует отметить особенность этого источника БВ, которая состоит в импульсном характере и в локальном проявлении. Высокие концентрации

общего фосфора и азота особенно проявляются в вершине залива Академии. Этот факт можно объяснить тремя причинами. Во-первых, количество белух в вершинах заливов разное (см. табл. 5), а в заливе Николая, в отличие от других заливов, нет постоянного стада [36]. Во-вторых, длина рек разная: в реках длиной более 100 км кета и горбуша уходят далеко от моря и БВ от разложившихся туш лосося участвуют в продукционных процессах рек, а не эстуариев [27]. В-третьих, разная интенсивность перемешивания морских и речных вод. Наиболее высокие приливы и речной сток характерны для Тугурского залива и Удской губы. Эти три фактора приводят к тому, что обогащение БВ (общий азот, общий фосфор) идущим на нерест лососем наблюдается только в вершине залива Академии после нереста лосося. В вершинах других заливов эвтрофикации, обусловленной гибелью лосося, не наблюдается. Следует отметить высокую скорость минерализации туш лосося [16]. Очевидно, что она возрастает в желудках хищников за счет ферментативного разложения продуктов питания, с последующей их экскрецией.

В сентябре отток общего азота и фосфора из заливов ША сеголетками горбуши и кеты, которые мигрируют в открытую часть моря, примерно на порядок выше в сравнении с притоком производителей (см. табл. 5). Питательная основа мальков лосося у береговой линии ША не изучена, но мы предполагаем, что ее основой являются солевые марши, т. е. часть суши, которая периодически затопливается приливами. Эта часть суши чрезвычайно продуктивная [29] и обеспечивает корм не только малькам лосося, но и множеству птиц, которых мы наблюдали на осушках в период проведения гидрохимических работ во время отливов в эстуариях рек ША.

Сток рек в акваторию заливов ША формирует эстуарную циркуляцию в бассейне, которая проявляется в трех особенностях. Во-первых, благодаря силам Кориолиса образуются элементы циклонической циркуляции, которые хорошо видны по распределению солёности и DSi в сентябре 2022 г. в вершине Удской губы (см. рис. 3в, 4в). Шлейф повышенных концентраций кремния, выходящий из вершин заливов, имеет северо-восточное направление (см. рис. 4в) вследствие влияния силы Кориолиса на речной сток. В 2016 г. такой характер распределения DSi не проявляется, так как наблюдения проводились сразу после таяния дрейфующего льда, а дрейфующий лёд вносит свои “коррективы”, подчиняясь силе и направлению ветра. Во-вторых, в эстуарных бассейнах наблюдается двухслойная структура. Наиболее характерна эта структура для июля 2016 г. (см. рис. 2, 3). Третья особенность состоит в том, что сток речных вод формирует доминирующее поверхностное течение от берега к морю и компенсационное придонное течение от моря к берегу [13]. Указанные выше две последние особенности эстуарной циркуляции используются в модели LOICZ для оценки потока БВ между открытым морем и прибрежной акваторией [30, 38]. Данная модель предполагает два источника БВ в прибрежную акваторию: 1) реки; 2) придонные воды моря. Придонные воды открытого моря в большей степени обогащены БВ в сравнении с вышележащими водами вследствие работы “биологического насоса” [28].

Для определения объема воды в годовом водообмене между заливами и морем (V_X) используются консервативные характеристики среды — объемы воды, поставляемые в заливы с речным стоком, солёность вод заливов (поверхностного и придонного слоев) и солёность придонного слоя вод, находящихся за пределами залива (внешние границы заливов указаны пунктирными линиями на рис. 1). В балансовых расчетах учитывался водообмен между верхним и нижним слоем в заливах (V_Z), но не учитывался водообмен между атмосферой и водами заливов (испарение/осадки). В период отливов (перепад уровня между приливом и отливом мог достигать 6, 10, 9 м для заливов Академии, Тугурского и Удской губы соответственно) и низком расходе воды, реки и заливы были разделены баром. В этом случае речные воды поступали в залив как грунтовые. Поскольку это явление происходило два раза в сутки, то нами не делалось каких-либо разли-

чий между “речными” и “грунтовыми” водами по составу и весь расход воды рассматривался как речной. Из табл. 4 следует, что потоки придонной воды из моря в заливы находятся в ряду: Удская губа > Тугурский > Академии > Николая. Время, необходимое для полного водообмена заливов, оценивается по времени, которое затрачивается для полного водообмена нижнего слоя вод заливов (см. табл. 4). Полный водообмен заливов происходит за период менее двух месяцев, за исключением залива Академии, для последнего этот период соответствует периоду около одного года (см. табл. 4).

Годовые потоки БВ в поверхностные и придонные слои заливов рассчитывали по уравнениям (9), (10) на основе годовых потоков воды в заливах, а также средних концентраций БВ как внутри заливов, так и в придонном слое вне заливов (за пределами пунктирных линий на рис. 1). Следует отметить, что потоки неорганических форм БВ (DIP, DIN, DSi) в верхний слой заливов Академии и Удской губы (см. табл. 4) формируют достаточно высокие концентрации, необходимые для производства ПП.

В рассматриваемой модели потоки БВ в заливы ША обусловлены тремя вкладами: речным стоком, потоком морских придонных вод в заливы и идущим на нерест лососем, суммарная величина потоков отнесена к площади заливов:

$$F_{Nut}^{in} = (V_Q Nut_Q + V_X Nut_{seab} + F_{Sal}^{in}) / A. \quad (11)$$

Здесь F_{Sal}^{in} — поток БВ, обусловленный идущим на нерест лососем; A — площадь залива. В табл. 6 приведены потоки кремния, общего фосфора, общего азота, поступающие в заливы с реками, придонной водой из Охотского моря и лососем, а также их относительные вклады для потоков из придонных вод моря и лосося. Вклад речного потока легко рассчитывается от 100%.

Сток БВ из заливов ША обусловлен поверхностным стоком вод из залива и миграцией сеголеток лосося из заливов в открытую часть моря. Сток отнесен к площади залива A :

$$F_{Nut}^{out} = [(V_Q + V_X) Nut_s + F_{Sal}^{out}] / A, \quad (12)$$

где F_{Sal}^{out} — сток БВ из заливов, обусловленный миграцией молоди лосося. Результаты стока кремния, общего фосфора, общего азота и относительные вклады лосося в сток фосфора и азота приведены в табл. 7.

Таблица 6. Потоки кремния (Si), общего фосфора (P), общего азота (N), поступающие в заливы (F_{Nut}^{in}) с реками, придонной водой из Охотского моря и лососем (ммоль/(м²·год)). Процентная доля потока БВ из моря и за счет лосося

Залив	F_{Si}^{in}	Si [%] _{sea}	$F_{P_{tot}}^{in}$	P [%] _{sea}	$F_{N_{tot}}^{in}$	N [%] _{sea}	F_P^{sal} , %	F_N^{sal} , %
Удская губа	1395	41.1	80.1	96.8	756	86.8	0.038	0.048
Тугурский	580	48.5	31.0	97.0	247	85.3	0.097	0.121
Академии	59	60.2	4.2	89.5	52	94.6	0.718	0.638
Николая	314	28.3	14.5	64.2	153	79.5	0.069	0.046

Таблица 7. Потоки кремния (Si), общего фосфора (P), общего азота (N), вытекающие из заливов (F_{Nut}^{out}) с поверхностными водами, и процентная доля потоков P, N, обусловленная миграцией молоди лосося

Залив	F_{Si}^{out}	F_P^{out}	F_N^{out}	F_P^{sal} , %	F_N^{sal} , %
Удская губа	766	94.1	764.9	0.45	0.68
Тугурский	287	31.6	252.6	1.71	2.56
Академии	35	4.2	39.8	2.37	3.00
Николая	112	10.1	123.5	9.34	9.17

Из табл. 6 видно, что роль придонных вод Охотского моря в поставке фосфора и азота в заливы ША является доминирующей (80–90%). Мы полагаем, что потоками с моря достигается высокая продуктивность заливов. Максимальный вклад в потоки фосфора и азота, обусловленный миграцией идущего на нерест лосося, составляет около 1% от общей величины потоков и относится к заливу Академии. Более значимый вклад лосося для залива Академии обусловлен тем, что реки, впадающие в залив, короткие, поэтому БВ, выделившиеся из туш погибшего лосося, возвращаются в эстуарий.

Основной сток БВ обусловлен поверхностными водами, вытекающими из заливов в Охотское море. Относительный вклад сеголеток лосося в величину стока азота и фосфора составляет 1–3% для Удской губы, заливов Тугурский и Академии. Для залива Николая достигает 9%.

Здесь использовался наипростейший вариант модели LOICZ, поэтому полученные результаты следует рассматривать как предварительные. Метеорологические наблюдения за атмосферными осадками над ША могут внести коррективы в рассчитываемые потоки. Также используемый вариант модели может легко быть расширен включением таких биогеохимических процессов, как взаимодействие с донными осадками [38]. Для большинства прибрежных экосистем это взаимодействие является важным. Однако в случае зали-

вов ША мощные приливные течения и высокая подвижность придонных вод приводят к тому, что на основной площади дна заливов не происходит накопление мелких (пелитово-алевритовых) фракций в донных осадках. В 2016 г. на всех станциях исследуемой акватории ША были сделаны попытки взятия донных осадков геологической трубкой. Только один раз трубка пришла с песком, включающим алеврит. Взятие грунта черпаком было более успешным, как правило, он содержал гальку, покрытую губками, и песок. Некоторые авторы полагают, что заливы являются зоной транзита осадочного вещества [1, 10]. Иначе говоря, сток БВ в форме взвешенного органического вещества осуществляется за пределами заливов и входит в рассчитанные нами потоки (F_{Nut}^{out}). Однако этот вопрос требует дальнейшего уточнения. Белым пятном остается область солевых маршей, ее роль в продукции органического вещества и в формировании прибрежных потоков БВ.

Также нами не рассматривался фитобентос, включая микрофитобентос, в котором доминируют диатомеи [20]. Очевидно, что донная растительность может служить дополнительным стоком БВ, включая растворенный кремний. Этот сток БВ либо минерализуется и возвращается в среду, либо в форме взвешенного органического вещества выносится за пределы заливов.

ВЫВОДЫ

Предложен механизм, поддерживающий устойчивое многолетнее содержание БВ в географически изолированной от Охотского моря акватории заливов ША. Он предполагает взаимодействие заливов ША с открытой частью Охотского моря. Такое взаимодействие приводит к преимущественному обогащению акватории ША БВ, формируя в акватории высокую продукционную активность. Применение модели LOICZ к акватории ША показало, что, действительно, неорганические формы биогенных веществ (DIP, DIN) в верхнем слое заливов ША обеспечиваются эстуарной циркуляцией вод, т. е. БВ придонных горизонтов из открытой части Охотского моря поступают в верхний слой заливов.

Дополнительными источниками в акваторию заливов ША для DSI и растворенного органического углерода являются сток рек и лосось, пришедший на нерест, который приводит к обогащению вершины залива Академии DIP, DOP, DON. Однако доля биогенных веществ, поступающая в результате миграции идущего на нерест лосося, незначительная — менее 1%.

Важным стоком БВ является отток верхнего слоя вод заливов в Охотское море и сток общего азота и общего фосфора из заливов ША подростыми смолтами лосося, которые осенью мигрируют в открытую часть Охотского моря. Сток азота и фосфора, обусловленный миграцией молоди лосося, составляет 1–3% для всех заливов, кроме залива Николая, для которого он достигает 9%.

Благодарности. Авторы благодарят научный состав и членов экипажей 71-го и 82-го рейсов НИС “Профессор Гагаринский” за всестороннюю помощь в экспедиционных исследованиях, администрацию ФГБУ “Заповедное Приамурье” за возможность работы в национальном парке “Шантарские острова”.

Финансирование работы. Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ, проект 21-55-53015-ГФЕН) и государственных программ Тихоокеанского океанологического института им. В.И. Ильичева, регистрация № 121-21500052-9, 121021700346-7.

Конфликт интересов. Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белоус О.В., Леонова Т.Д., Валитов М.Г. Природные условия и рельеф дна залива Академии (Охот-

ское море) // Тихоокеан. геология. 2023. Т. 42. № 1. С. 33–44.

2. Волков А.Ф. Интегральные схемы количественного распределения массовых видов зоопланктона дальневосточных морей и северо-западной части Тихого океана по среднемноголетним данным (1984–2006) // Известия ТИНРО. 2008. Т. 154. С. 135–143.
3. Волобуев В.В., Марченко С.Л. Тихоокеанские лососи континентального побережья Охотского моря (биология, популяционная структура, динамика численности, промысел). Магадан: СВНЦДВО РАН, 2011. 303 с.
4. Дзюбан А.Н. Первичные продукционные процессы в воде Тугурского залива Охотского моря // Океанология. 2003. Т. 43. № 3. С. 383–392.
5. Звалинский В.И., Тищенко П.П., Михайлик Т.А. и др. Эвтрофикация залива Петра Великого // Океанологические исследования дальневосточных морей и северо-западной части Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2013. С. 260–293.
6. Золотухин С.Ф. Предварительная оценка нерестового фонда кеты и горбуши Тугуро-Чумиканского района (Охотское море) // Чтения памяти Владимира Яковлевича Леванидова. 2005. Вып. 3. С. 622–628.
7. Иванков В.Н., Иванкова Е.В., Кульбачный С.Е. Внутривидовая экологическая и темпоральная дифференциация у тихоокеанских лососей. Эколого-темпоральные расы и темпоральные популяции кеты *Oncorhynchus keta* // Известия ТИНРО. 2010. Т. 163. С. 91–105.
8. Канзепарова А.Н. Особенности биологии и современное состояние запасов горбуши (*Oncorhynchus gorbuscha*) северо-западного побережья Охотского моря: Дис. ... канд. биол. наук: 03.02.06. Владивосток, 2018. 148 с.
9. Кульбачный С.Е. Экология и структура популяций кеты северо-западной части континентального побережья Охотского моря: Дис. ... канд. биол. наук: 03.02.06. Владивосток, 2010. 148 с.
10. Леонова Т.Д., Белоус О.В., Теницкий И.И. Формирование рельефа дна Тугурского залива // Тихоокеан. Геология. 2010. Т. 29. № 2. С. 81–89.
11. Лоция Охотского моря. Выпуск 2. Северная часть моря. М.: Изд. УНГСВ МФ СССР. 1960. 200 с.
12. Мельников В.В., Федорец Ю.В. Распределение зоопланктона и полярного кита *Balaena mysticetus* Linnaeus, 1758 в заливе Академии Охотского моря // Биология моря. 2016. Т. 42. № 3. С. 189–194.
13. Михайлов В.Н. Гидрологические процессы в устьях рек. М.: ГЕОС, 1997. 175 с.
14. Семкин П.Ю., Тищенко П.Я., Павлова Г.Ю. и др. Карбонатная система эстуариев рек Сыран и Ульбан (Ульбанский залив Охотского моря) в период летнего паводка // Водные ресурсы. 2022. Т. 49. № 5. С. 650–661.

15. Семкин П.Ю., Тищенко П.Я., Павлова Г.Ю. и др. Влияние речного стока на гидрохимические характеристики вод Удской губы и залива Николая (Охотское море) в летний сезон // Океанология. 2021. Т. 60. № 3. С. 387–400.
16. Тищенко П.Я., Семкин П.Ю., Тищенко П.П. и др. Лосось как основа функционирования экосистемы залива Академии (Охотское море). Возможные угрозы ее деградации // Вестник ДВО РАН. 2024. № 2. С. 90–106.
17. Тищенко П.П., Тищенко П.Я., Семкин П.Ю. и др. Первичная продукция фитопланктона в акватории Шантарского архипелага // Биология моря. 2023. Т. 49. № 1. С. 56–65.
18. Тищенко П.Я., Лобанов В.Б., Тищенко П.П. и др. Гидрохимические исследования залива Академии (Охотское море) // Океанология. 2022. Т. 62. № 1. С. 98–111.
19. Тищенко П.Я., Лобанов В.Б., Шулькин В.М. и др. Комплексные исследования прибрежных акваторий Японского и Охотского морей, находящихся под влиянием речного стока (71-й рейс научно-исследовательского судна “Профессор Гагаринский”) // Океанология. 2018. Т. 58. № 2. С. 340–342.
20. Цой И.Б., Прушковская И.А. Диатомовые водоросли поверхностных осадков залива Академии Охотского моря // Биология моря. 2023. Т. 49. № 2. С. 82–93.
21. Чернявский В.И., Жигалов И.А., Матвеев В.И. Океанологические основы формирования зон высокой биологической продуктивности // Гидрометеорология и гидрохимия морей. Охотское море. СПб.: Гидрометеиздат, 1993. Т. 9. Вып. 2. С. 157–160.
22. Шпак О.В., Парамонов А.Ю. Гренландский кит *Balaena mysticetus* Linnaeus, 1758 в западной части Охотского моря (2009–2016 гг.): особенности распределения, поведение, угрозы // Биология моря. 2018. Т. 44. № 3. С. 179–186.
23. Шпак О.В., Парамонов А.Ю. Наблюдения за гренландскими китами (*Balaena mysticetus*) в Шантарском регионе Охотского моря; потенциальные угрозы для восстановления численности популяции // Морские млекопитающие Голарктики. 2015. Т. 2. С. 334–342.
24. Шпак О.В., Парамонов А.Ю. Наблюдения за белухами (*Delphinapterus leucas*), косатками (*Orcinus orca*), гладкими китами (*Balaenidae*) в Ульбанском заливе Охотского моря // Морские млекопитающие Голарктики. 2012. Т. 2. С. 395–400.
25. Шунтов В.П. Биологические ресурсы Охотского моря. М.: Агропромиздат, 1985. 224 с.
26. Шунтов В.П., Темных О.С. Тихоокеанские лососи в морских и океанических экосистемах. Владивосток: ТИНРО-центр, 2008. Т. 1. 481 с.
27. Brickell D.C., Goering J.J. The influence of decomposing salmon on water chemistry. Fairbanks: University of Alaska, Institute of Water Resources, Technical Report, 1971. No. IWR-12. 27 p.
28. De La Rocha C.L., Passow U. The biological pump // In: Holland H.D., Turekian K.K. (Eds.). Treatise on Geochemistry, 2nd edition. Oxford: Elsevier, 2014. V. 8. P. 93–122.
29. Fourqurean J., Johnson B., Kauffman J.B. et al. Coastal Blue Carbon: Methods for assessing carbon stocks and emissions factors in mangroves, tidal salt marshes, and seagrasses // In: Howard J. et al. (Eds.). Conservation International, Intergovernmental Oceanographic Commission of UNESCO, International Union for Conservation of Nature. Arlington, Virginia, USA, 2014. 181 p.
30. Gordon D.C., Boudreau P.R., Mann K.H. et al. LOICZ Biogeochemical Modelling Guidelines. LOICZ Reports and Studies, 1996. No. 5. 96 p.
31. Grasshoff K., Ehrhardt M., Kremling K. Methods of Seawater Analysis. Weinheim, Deerfield, Beach, Florida: Verlag Chemie, 1983. 419 p.
32. Jonsson B., Jonsson N. Migratory Atlantic salmon as vectors for the transfer of energy and nutrients between freshwater and marine environments // Freshwater Biology. 2003. V. 48. P. 21–27.
33. Menden-Deuer S., Lessard E.J. Carbon to volume relationships for dinoflagellates, diatoms, and other protist plankton // Limnol. Oceanogr. 2000. V. 45. № 3. P. 569–579.
34. Rogachev K.A., Carmack E.C., Foreman M.G.G. Bowhead whales feed on plankton concentrated by estuarine and tidal currents in Academy Bay, Sea of Okhotsk // Continental Shelf Research. 2008. V. 28. P. 1811–1826.
35. Reilly S., Hedley S., Borberg J. et al. Biomass and energy transfer to baleen whales in the South Atlantic sector of the Southern Ocean // Deep-Sea Research. Part II. 2004. V. 51. P. 1397–1409. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2004.06.008>
36. Shpak O.V., Mescherky I.G., Glazov D.M. et al. Structure and Assessment of Beluga Whale, *Delphinapterus leucas*, Populations in the Russian Far East // Marine Fisheries Review. 2020. V. 81. No. 3–4. P. 72–86.
37. Solovyev B.A., Shpak O.V., Glazov D.M. et al. Summer distribution of beluga whales (*Delphinapterus leucas*) in the Sea of Okhotsk // Russian Journal of Theriology. 2015. V. 14. No. 2. P. 201–215.
38. Swaney D.P., Giordani G. Proceedings of the LOICZ Workshop on biogeochemical budget methodology and applications, Providence, Rhode Island, November 9–10, 2007. LOICZ Research & Studies No. 37. Helmholtz-Zentrum Geesthacht, 2011. 195 p.
39. Zhang J., Tishchenko P.Ya., Jiang Z.J. et al. Diverse nature of the seasonally coastal eutrophication dominated by oceanic nutrients: An eco-system based analysis characterized by salmon migration and aquaculture // Marine Pollution Bulletin. 2023. V. 193. 115150.

DISTRIBUTIONS AND FLUXES OF NUTRIENTS IN THE BAYS OF THE SHANTAR ARCHIPELAGO

P. Ya. Tishchenko*, P. P. Tishchenko, A. A. Ryumina, M. G. Shvetsova

Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, 690041 Russia

**e-mail: tpavel@poi.dvo.ru*

The results of measurements of nutrients (silicates, inorganic and organic forms of nitrogen and phosphorus) content obtained in the Shantar Archipelago (ShA) water area in July 2016 and September 2022 are presented. It was found that photosynthesis results in the preferential removal of inorganic forms of nitrogen and phosphorus from surface waters. River runoff leads to enrichment of the bays in the ShA area with silicon and dissolved organic carbon. It was demonstrated the important role of spawning salmon in the enrichment of Academy Bay by total phosphorus and total nitrogen as well. It was estimated that migration of the juvenile salmon from ShA area to the open part of the Sea of Okhotsk is significant transport of the total phosphorus and total nitrogen. Application of the LOICZ model to the ShA area showed that the main source of different forms of nitrogen and phosphorus is the near-bottom waters of the Sea of Okhotsk (about 80–90% from total nutrients runoff to the bays). The model is based on ideas about estuarine water circulation, which maintains stable long-term content of nutrients in the bays of the ShA, which are comparatively geographically isolated from the Sea of Okhotsk. An assumption was made that salt marshes along the coastline of the ShA could be an important source of nutrients, and production of organic matter. The main sink of nutrients is outflow upper layer of the bays into the open sea.

Keywords: nutrients, fluxes, Shantar archipelago, Sea of Okhotsk, salmon, LOICZ model

УДК 574.523

ЗООПЛАНКТОН МОРЯ ЛАПТЕВЫХ: ПРОЯВЛЯЕТСЯ ЛИ “ЭФФЕКТ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО СКЛОНА” В РАСПРЕДЕЛЕНИИ, АКТИВНОСТИ ПИТАНИЯ И ВЫЕДАНИИ ФИТОПЛАНКТОНА

© 2025 г. А. В. Дриц*, А. Ф. Пастернак, Е. Г. Арашкевич,
А. А. Недоспасов, Д. Д. Осипова, М. В. Флинт

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

*e-mail: adrits@mail.ru

Поступила в редакцию 16.01.2025 г.

После доработки 25.01.2025 г.

Принята к публикации 04.02.2025 г.

Состав и распределение мезопланктона и его роль в выедании фитопланктона в области континентального склона моря Лаптевых и прилежащих районах внешнего шельфа и глубоководного бассейна исследованы в августе–сентябре 2018 г. в 72-м рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш” на двух квазимеридиональных разрезах. Суммарная биомасса зоопланктона в единицах сухого веса в столбе воды от поверхности до дна увеличивалась с глубиной от 3–5 г·м⁻² на шельфе до 9–17 г·м⁻² над склоном и 12–17 г·м⁻² в глубоководных районах. На шельфе доля *Calanus glacialis* в суммарной биомассе составляла 80%, а в области склона – 45%. В глубоководном районе она снижалась до 32% при увеличении доли *C. hyperboreus* до 39%. Вопреки современным представлениям, пика суммарной биомассы зоопланктона в области континентального склона не выявлено. Сроки освобождения разных районов ото льда были значимыми для развития популяции *C. glacialis* и практически не влияли на *C. hyperboreus* и *Metridia longa*. Суточные рационы при питании фитопланктоном не обеспечивали энергетических затрат на дыхание. Суточное выедание зоопланктоном биомассы фитопланктона размерной фракции > 3 мкм составляло 0.4–2% на шельфе, 7–10% – над склоном и 1.5–6% – в глубоководном районе.

Ключевые слова: море Лаптевых, зоопланктон, распределение, демография, питание, ледовый режим

DOI: 10.31857/S0030157425030061, EDN: GWEXHX

ВВЕДЕНИЕ

Область перехода между шельфовыми экосистемами и экосистемами глубокого моря в области континентального склона – один из важнейших экотонів в Мировом океане. Специфические свойства среды в области склона, процессы взаимодействия между экосистемами шельфа и прилежащего глубоководного бассейна часто играют важнейшую роль в создании биологической продукции и регулировании потоков вещества. Эти районы, как правило, характеризуются увеличением биомассы планктона, повышенной продуктивностью и интенсификацией трофических взаимодействий на базовых трофических уровнях пелагической экосистемы [9, 12, 17, 27, 43]. Анализ явлений и процессов в пелагической зоне континентального склона и оценка их интенсив-

ности важны повсеместно в океане, поскольку они дают существенный вклад в формирование широтной зональности экосистем и регулируют взаимодействия между экосистемами шельфа и глубокого моря. В Арктике проблема взаимодействий в системе “шельф – глубоководный бассейн” имеет особое значение для оценки влияния процессов на протяженном и широком шельфе, находящимся под воздействием огромного континентального стока, на Центральный Арктический бассейн. Несмотря на существующее представление о поясе повышенной концентрации фито- и зоопланктона в области континентального склона арктических морей, надежные данные для моря Лаптевых на этот счет до настоящего времени отсутствуют.

Море Лаптевых – одно из крупнейших эпиконтинентальных морей в мире площадью око-

ло 500 000 км² со средней глубиной около 50 м [36]. Оно играет существенную роль в ключевых для Арктики процессах взаимодействия суши и океана. Находящийся под мощнейшим влиянием пресноводного стока, годовой объем которого составляет 680 км³ [70], шельф моря Лаптевых является областью трансформации этого стока и переноса вещества в системе шельф — континентальный склон — глубоководные районы Арктического бассейна. Экосистема моря Лаптевых интенсивно исследовалась в последние десятилетия [2, 4, 6, 9, 13, 25, 39, 40, 41, 60, 65]. Большой вклад в изучение этого моря внесли российско-германская программа “Система моря Лаптевых”, начавшаяся в начале 1990-х гг. [8], и многолетняя программа ИО РАН “Экосистемы морей Сибирской Арктики” [10, 11]. Проводимые в рамках этих программ исследования были в основном сосредоточены в эстуариях рек Лены и Хатанги и в области прилежащего к ним шельфа [1, 13, 48, 52, 55].

Имеющиеся данные о сообществах зоопланктона в области континентального склона, прилегающих районов внешнего шельфа и глубоководного бассейна моря Лаптевых крайне немногочисленны. По материалам, собранным в западной и восточной частях моря в августе—сентябре 1993 г., была дана детальная характеристика состава и распределения зоопланктона на разрезах шельф — континентальный склон — бассейн Нансена [41]. По этим данным, увеличение суммарной биомассы зоопланктона в столбе воды вдоль разрезов связано с увеличением глубины, при этом заметной концентрации зоопланктона в районе склона не было обнаружено. Повышение биомассы зоопланктона в слое 0–200 м в области континентального склона по сравнению с шельфом в северо-западной части моря Лаптевых также не проявилось в августе—сентябре 2015 г. [1, 3]. Эти результаты не укладываются в представления о характерном для Арктики выраженном увеличении биомассы зоопланктона в области склона. Следует, однако, отметить, что летом 1993 г. область континентального склона и глубоководный район были полностью покрыты льдом, а в 2015 г. биомасса зоопланктона оценивалась только в слое 0–100 и 0–200 м. Эти обстоятельства могли повлиять на характер распределения биомассы зоопланктона в первом случае (например, из-за задержки сезонного развития популяции массовых видов) и на оценки суммарной биомассы в столбе воды — во втором.

Таким образом, остается открытым вопрос о том, проявляется ли в море Лаптевых, применительно к зоопланктону, феномен обогащения области континентального склона.

Задачей настоящей работы было исследование структурно-функциональных характеристик сообщества зоопланктона на внешнем шельфе, в области континентального склона и прилежащих глубоководных районов моря Лаптевых. Кроме того, учитывая, что исследования проводились в условиях низкой ледовитости [10], мы попытались проследить реакцию популяций массовых видов зоопланктона на раннее освобождение акватории моря Лаптевых ото льда. В рамках основной задачи были проанализированы следующие параметры планктонных сообществ:

1. Состав, обилие и распределение зоопланктона на квазимеридиональных разрезах, охватывающих внешний шельф моря Лаптевых, область континентального склона и прилежащие глубоководные районы котловины Нансена.

2. Возрастная структура популяций доминирующих видов в биотопах, различающихся сроками освобождения ото льда.

3. Активность питания массовых видов и их роль в выедании фитопланктона.

Полученные результаты позволяют проследить влияние гидрофизических процессов в области континентального склона моря Лаптевых на структуру и обилие зоопланктонного сообщества, а также сформировать представление о возможном отклике зоопланктона на сокращение ледового покрова в связи с текущими изменениями климата.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Материал был собран в 72-м рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш”, проведенном в рамках программы “Экосистемы морей Сибирской Арктики” в августе—сентябре 2018 г. В море Лаптевых в период с 25.08 по 02.09 было выполнено два квазимеридиональных разреза по ~125°45.0' в. д. (“Восточный”) и ~116°05.0' в. д. (“Западный”), пересекающих внешний шельф, область континентального стока и прилежащие глубоководные районы Арктического бассейна (рис. 1). Глубины в районе работ варьировали от 63–180 м на внешнем шельфе до 3000 м в глубоководных районах. Область континентального склона мы выделяли между изобатами 200 и 1500 м. Нижняя граница склона была определена по углу наклона рельефа дна < 1°25' [17].

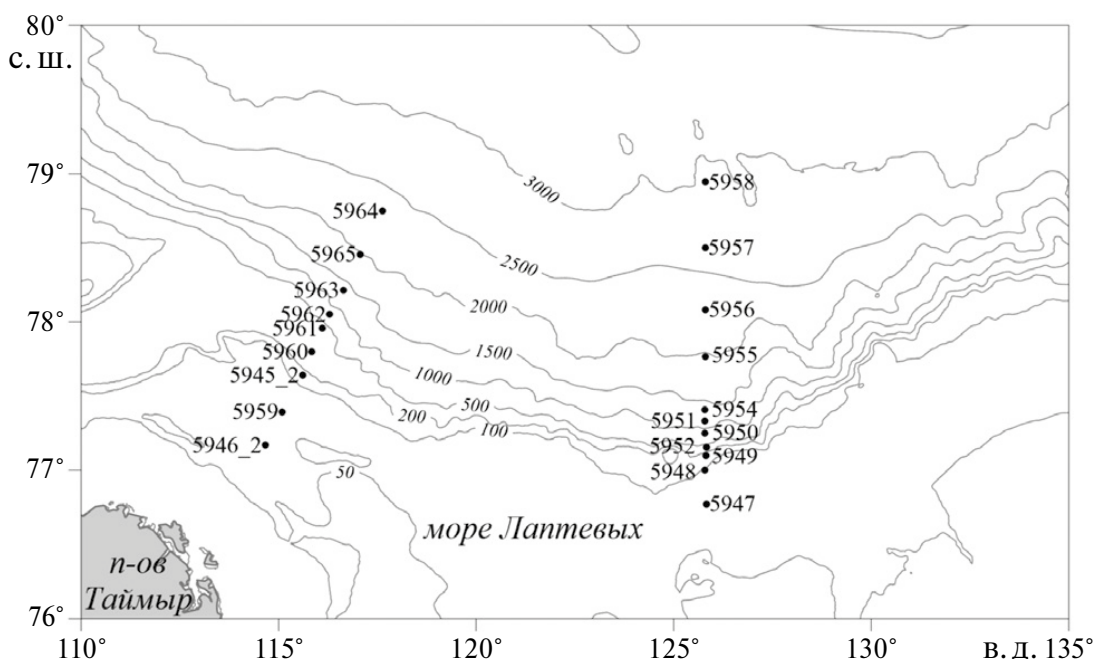


Рис. 1. Положение станций на разрезах “Западный” и “Восточный” в августе–сентябре 2018 г. в море Лаптевых.

Сопутствующие данные по температуре и солености были получены при вертикальном CTD-зондировании комплексом SeaBird 911plus на всех станциях. Ледовая обстановка в районе исследования за июль–сентябрь проанализирована по спутниковым данным (<http://siows.solab.rshu.ru/>).

Сбор зоопланктона. Зоопланктон для определения видового состава и численности на станциях с глубиной менее 100 м собирали с помощью вертикальных ловов сетью Джеди (диаметр входного – отверстия 37 см, ячея фильтрующего конуса – 180 мкм), а на станциях с большими глубинами – многосетевым планктонным пробоотборником Multinet (диаметр входного отверстия – 50 см, ячея фильтрующего конуса – 180 мкм). На станциях с глубиной менее 100 м облавливали 3 слоя: верхний перемешанный слой, слой пикноклина и слой ниже пикноклина. На станциях с большими глубинами помимо 5 слоев, обловленных Multinet, пробы дополнительно отбирали сетью Джеди с горизонтов 0–10 и 10–50 м. Даты и время проведения работ, горизонты облова, концентрация хлорофилла-а (Chl-*a*) и первичная продукция в верхнем перемешанном слое приведены в табл. 1.

Пробы зоопланктона фиксировали 4%-ным нейтральным формалином. Таксономический, размерный и возрастной состав зоопланктона был определен при обработке проб по традиционной методике под бинокляром при увеличении

×40. Копеподитные стадии близкородственных видов *Calanus finmarchicus* и *C. glacialis* различали по морфологическим признакам и длине просомы [44]. Индивидуальный сухой вес животных определяли по [34], содержание углерода в теле массовых видов копепод (W_C , мкг $C \cdot экз^{-1}$) рассчитывали по уравнению $W_C = 6.983PL^{3.222}$, где PL – длина просомы, мм [14]. Расчет биомассы зоопланктона проводили без учета желетелых организмов (гребневики и медузы) и представителей макропланктона (декапод и эвфаузиид).

Питание зоопланктона. Интенсивность потребления автотрофного фитопланктона массовыми видами зоопланктона оценивали флуоресцентным методом по содержанию фитопигментов (хлорофилла-а и феопигментов) в кишечнике (G) и времени переваривания пищи (T) [49]. Зоопланктон для анализов собирали сетью Джеди, облавливая слой от дна до поверхности на станциях с глубинами менее 100 м или верхний перемешанный слой при больших глубинах. Детально методика отбора зоопланктеров и измерений G описана в [5]. Для массовых видов были использованы литературные данные по времени переваривания пищи [52], приведенные к средней для слоя поимки животных температуре ($2^\circ C$) с учетом $Q_{10} = 2.2$ [38].

Суточное потребление автотрофного фитопланктона в единицах Chl-*a* (I_{Chl-a} , нг Chl $\cdot экз^{-1} \times сут^{-1}$) рассчитывали как $I = (G_1 t_1 + G_2 t_2) / T$,

Таблица 1. Характеристики станций разрезов “Восточный” и “Западный”. Chl-*a* – концентрация хлорофилла-*a* размерной фракции фитопланктона более 3 мкм в слое фотосинтеза ($\text{мг} \cdot \text{м}^{-2}$). ПП – интегральная первичная продукция размерной фракции фитопланктона более 3 мкм ($\text{мг С} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$)

Разрез	Станция	Дата	Время	Глубина, м	Слои отбора, м	Chl- <i>a</i>	ПП*
“Восточный”	5947	26.08	7:40	73	10–0, 50–10, 68–50	14.1	41
	5948	26.08	11:37	98	10–0, 40–10, 95–40	9.4	
	5949	26.08	15:00	500	10–0, 50–10, 100–50, 450–100, 470–450	4.7	25
	5952	27.08	15:45	810	20–0, 50–20, 100–50, 500–100, 780–500	5.0	19
	5950	27.08	1:50	1000	10–0, 50–10, 100–50, 500–100, 980–500	4.7	26
	5954	28.08	12:05	1560	10–0, 50–10, 100–50, 500–100, 1500–500	3.4	20
	5956	29.08	9:15	2400	10–0, 50–10, 100–50, 500–100, 1000–500, 2350–1000	2.5	14
	5958	29.08	23:40	3000	10–0, 50–10, 100–50, 500–100, 1000–500, 2900–1000	3.7	21
	5946-2	31.08	08:43	64	10–0, 40–10, 58–40	5.4	45
	5945-2	31.08	14:30	183	10–0, 50–10, 100–150, 150–100, 175–150	4.6	–
“Западный”	5960	31.08	17:40	356	10–0, 50–10, 100–50, 450–100, 470–450	7.2	59
	5961	01.09	21:35	780	20–0, 50–20, 100–50, 500–100, 750–500	6.8	60
	5962	01.09	0:30	1120	10–0, 50–10, 100–50, 500–100, 1000–500	5.0	63
	5963	01.09	10:00	1480	10–0, 50–10, 100–50, 500–100, 1440–500	2.9	–
	5965	02.09	11:30	2010	10–0, 50–10, 100–50, 500–100, 1000–500, 1940–500	4.8	–
	5964	02.09	04:50	2470	10–0, 50–10, 100–50, 500–100, 1000–500, 2450–1000	3.0	11

* Данные предоставлены А.Б. Демидовым.

где G_1 и G_2 – количество фитопигментов в кишечнике зоопланктона в дневное и ночное время соответственно ($\text{нг Chl} \cdot \text{экз}^{-1}$), t_1 и t_2 – продолжительность светлого и темного времени суток соответственно (ч). Для пересчета суточного потребления пищи в единицы углерода (I_C , $\text{мкг С} \cdot \text{экз}^{-1} \cdot \text{сут}^{-1}$) были использованы данные по биомассе автотрофных водорослей в единицах органического углерода (И.Н. Суханова, лич-

ное сообщение) и концентрации хлорофилла-*a* (А.Б. Демидов, личное сообщение). На основании этих данных было получено соотношение 48 ± 27 ($n = 8$) для разреза “Восточный” и 43 ± 14 ($n = 8$) для разреза “Западный”.

Суммарное потребление биомассы автотрофного фитопланктона популяциями исследованных видов мезозoopланктона ($E_{\text{Chl-}a}$, $\text{мг Chl} \cdot \text{м}^{-2} \times \text{сут}^{-1}$) рассчитывали по формуле

$$E_{Chl-a} = \sum_{i=1}^n I_i N_i,$$

где I_i – суточное потребление Chl-*a* для i вида, N_i – численность i вида в слое ($\text{экз} \cdot \text{м}^{-2}$), n – число видов. Выведение биомассы и продукции фитопланктона оценивали для размерной фракции более 3 мкм, поскольку эффективность потребления копеподами клеток пикофитопланктона существенно снижается [35].

РЕЗУЛЬТАТЫ

Характеристика района работ. Согласно спутниковым данным (<http://siows.solab.rshu.ru/>) таяние льда в 2018 г. в районе разреза “Восточный” началось в середине июня в области шельфа; в первой декаде июля ото льда освободились районы шельфа и склона как западного, так и восточного разрезов, а к началу августа и глубоководные районы (рис. 2). Пробы зоопланктона были собраны примерно через 50–75 дней после нача-

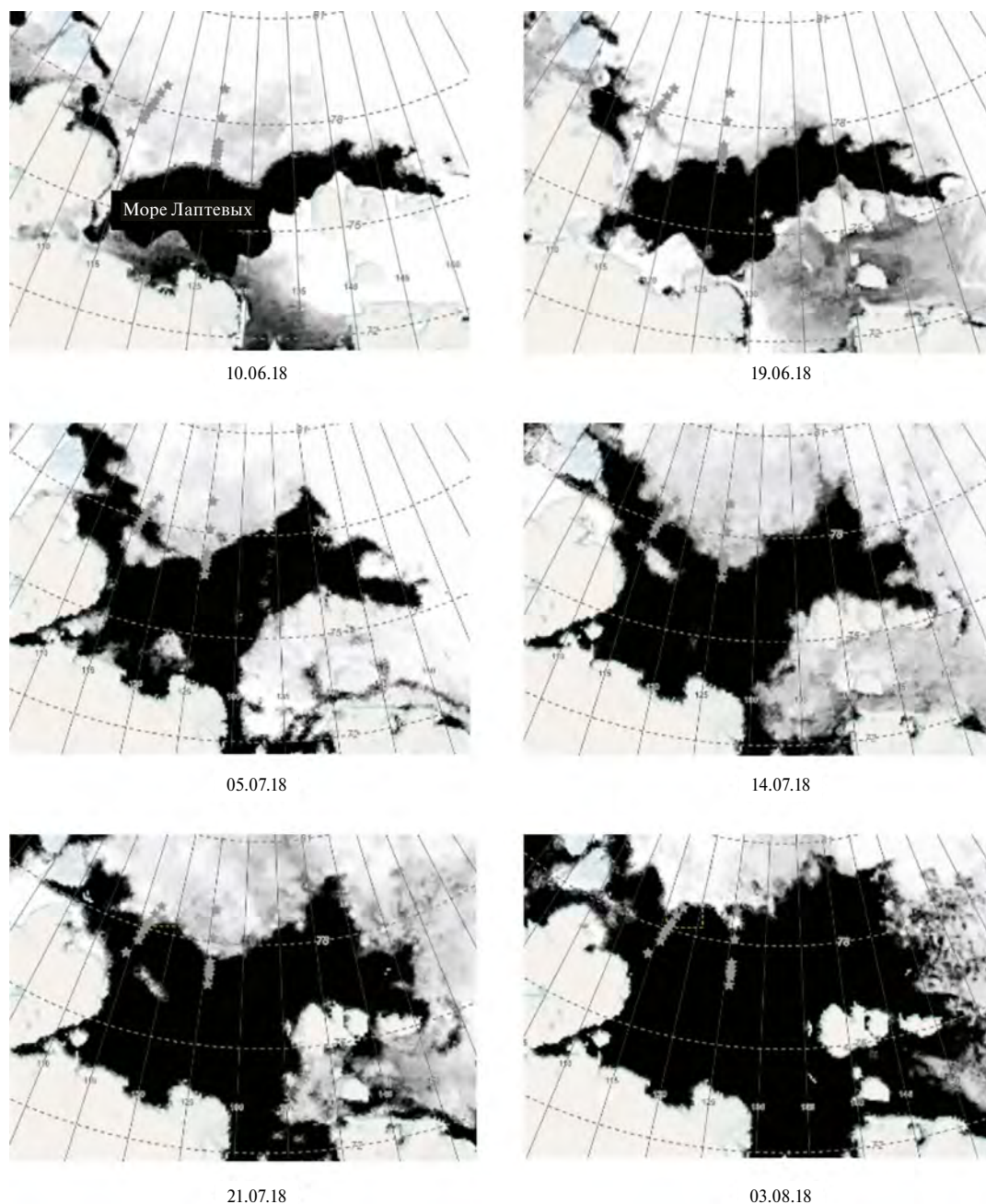


Рис. 2. Спутниковые карты, иллюстрирующие динамику схода сезонного льда в море Лаптевых летом 2018 г., по данным <https://seaice.uni-bremen.de>. ★ – положение станций.

ла схода льда на шельфе и в области склона и через 30 дней — в глубоководных районах.

Распределение температуры и солености на разрезах представлено на рис. 3.

На разрезе “Восточный” верхний 10–20-метровый квазиоднородный слой (ВКС) занимали поверхностные арктические воды с соленостью 31–32 епс. Влияния материкового стока на разрезе практически не наблюдалось, распреснение на 2 епс связано, скорее, с таянием льда. Температура верхнего квазиоднородного слоя понижалась от 4.5°C в южной части разреза до 2.5°C в северной. Ниже располагался выраженный термо-халопикноклин толщиной до нескольких метров. Под

пикноклином в холодном промежуточном слое (ХПС) температура воды достигала минимальных значений от –1.4 до –1.8°C. В области склона и глубокого моря ниже 80 м протяженный по вертикали слой (до 1000 м) занимали теплые воды атлантического происхождения, распространяющиеся на восток вдоль материкового склона [58]. Температура в слое 150–300 м превышала 1.5°C. Ниже ядра фрамовской ветви атлантических вод (Fram Strait Branch Water) при плавном понижении температуры до ~0.4°C соленость практически не изменялась, составляя 34.89 епс. На глубине 800–1000 м наблюдался рост солености до 34.91 епс, что, вероятно, связано

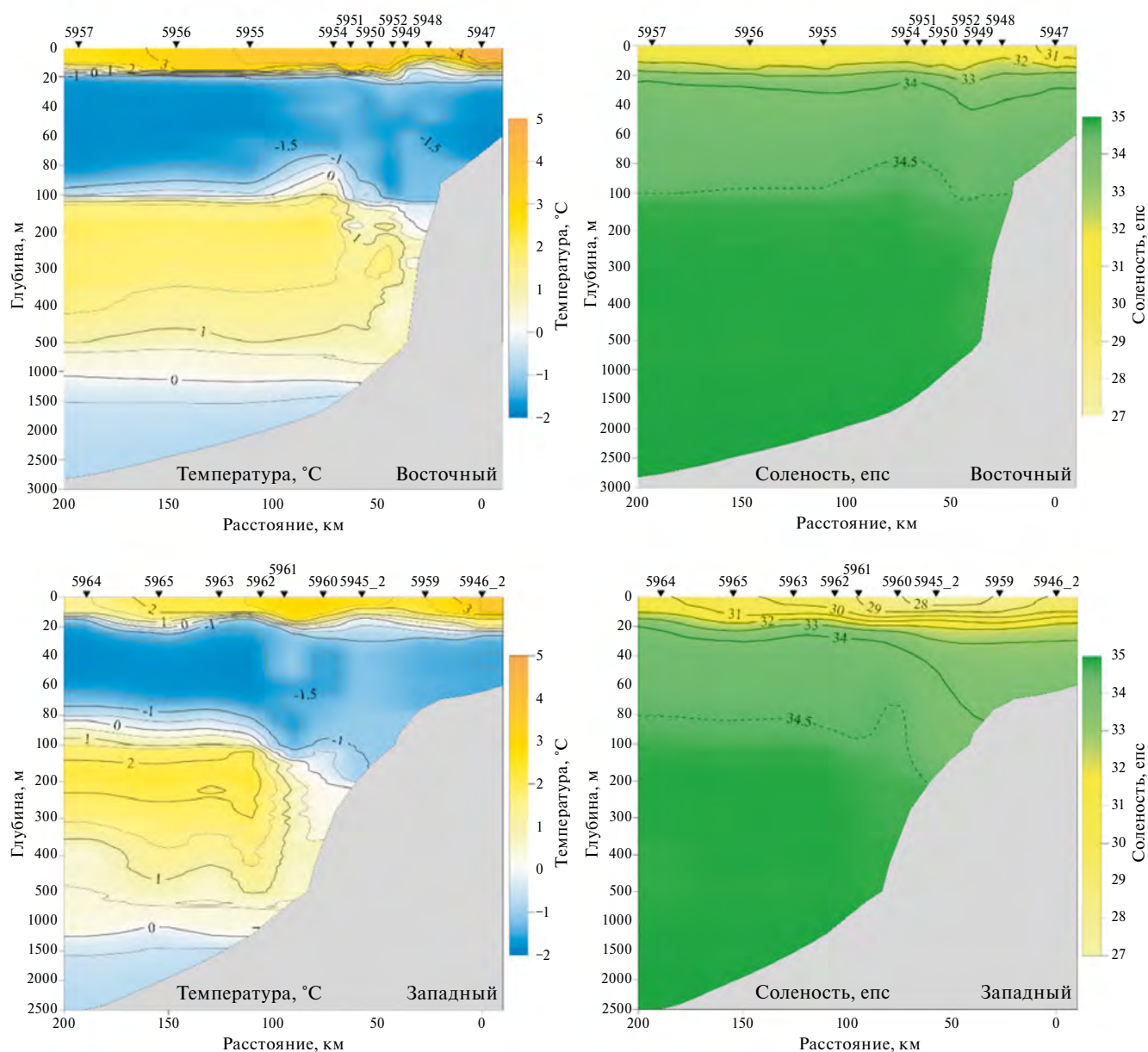


Рис. 3. Распределение температуры и солености на разрезах.

с ядром второй ветви распространения атлантических вод — баренцевоморской (Barents Sea Branch Water). T, S -анализ подтвердил соответствие гидрофизических характеристик двух ветвей атлантических вод характеристикам, ранее описанным в литературе (например, [21]). Глубже 1000 м до дна температура плавно понижалась до -0.8°C .

Сложная динамическая картина в области склона отразилась на последовательном подъеме изолиний в слое 30–100 м над глубиной 1560 м и “сглаживании” холодного промежуточного слоя (ст. 5954). Выше по склону на ст. 5949 происходит опускание изопикн и расширение термо-пикноклина. Вероятнее всего такая картина — проявление расположенной между станциями 5954 и 5948 фронтальной зоны, ассоциированной с контурным течением, топографически привязанным к континентальному склону.

Термохалинная структура на разрезе “Западный” схожа с наблюдаемой на разрезе “Восточный” (см. рис. 3). Наибольшие отличия отмечены в верхнем квазиоднородном слое, который был более холодным (увеличение температуры с севера на юг в диапазоне $1.5\text{--}3.5^{\circ}\text{C}$) и менее соленым. Практически на всем протяжении разреза вплоть до нижней части склона (ст. 5965) соленость на поверхности не превышала 30 епс, что, вероятно, связано с влиянием речного стока. Минимальные значения солености (менее 28 епс) наблюдались в струе шириной около 30 км над верхней частью склона между станциями 5959 и 5961. Понижение солености в этой части разреза может определяться поступлением поверхностных опресненных вод из Карского моря и их распространении вдоль берега в восточном направлении [54]. По данным [10], соленость поверхностного слоя в южной части пролива Вилькицкого, измеренная в ходе этой экспедиции, была ниже 22 епс. Отсутствие столь выраженного опреснения на разрезе “Восточный” может быть связано с тем, что эти воды распространяются южнее акватории, где выполнялся разрез.

Как и на разрезе “Восточный”, под ВКС располагался ХПС. В верхней части склона (станции 5960–5959) во фронтальной зоне контурного течения наблюдалось заглубление изогалин к берегу и их “упирание” в дно, что привело к расширению пикноклина и оттеснению ХПС в мористом направлении. Так же как на разрезе “Восточный”, наблюдался подъем изолиний с мористой стороны склоновой фронтальной зо-

ны. Температура в ядре атлантических вод, занимающих толщу под ХПС, была несколько выше и достигала 2.3°C .

Состав и распределение зоопланктона. Суммарная биомасса зоопланктона в единицах сухого веса в слое 0—дно на разрезе “Восточный” увеличивалась с увеличением глубины от 3–5 г сухого веса $\cdot \text{м}^{-2}$ на шельфе до 12–17 г сухого веса $\cdot \text{м}^{-2}$ на глубоководных станциях (рис. 4).

Минимальные значения средней для столба воды биомассы (4–7 мг сухого веса $\cdot \text{м}^{-3}$) были отмечены в глубоководной области, максимальные (43–55 мг сухого веса $\cdot \text{м}^{-3}$) — на шельфе (станции 5947, 5948). В слое 0—дно/100 м диапазон изменений был значительно меньше: от 2 до 6.4 г сухого веса $\cdot \text{м}^{-2}$; высокие величины были получены как на шельфе (5.4 г сухого веса $\cdot \text{м}^{-2}$), так и в области континентального склона (6.4 г сухого веса $\cdot \text{м}^{-2}$) и глубоководном районе (5.7 г сухого веса $\cdot \text{м}^{-2}$). Основу биомассы повсеместно составляли популяции копепоид рода *Calanus* и *Metridia longa* (в среднем 82% суммарной биомассы). На шельфе и в области склона доминировал *Calanus glacialis* (80 и 45% суммарной биомассы соответственно). В глубоководном районе вклад этого вида снижался до 32% при увеличении роли *C. hyperboreus* до 39%. На станциях с глубиной более 500 м 15% биомассы формировала *M. longa*. *C. finmarchicus* встречался в небольшом количестве на всех станциях, его вклад не превышал 2% суммарной биомассы.

Распределение биомассы зоопланктона на разрезе “Западный” носило сходный характер (см. рис. 4). В слое 0—дно низкие величины отмечены на шельфе (в среднем около 3 г сухого веса $\cdot \text{м}^{-2}$). В области континентального склона и глубоководной части разреза биомасса увеличивалась до 9–18 и 14 г сухого веса $\cdot \text{м}^{-2}$ соответственно. Минимальные значения средней для столба воды биомассы были связаны с глубоководной областью, максимальные — с шельфом. В слое 0–100 м (0—дно для шельфа) самые низкие величины (2–3 г сухого веса $\cdot \text{м}^{-2}$) были приурочены к шельфу, в области склона биомасса составляла 2–8 г сухого веса $\cdot \text{м}^{-2}$, в глубоководном районе — 4–5 г сухого веса $\cdot \text{м}^{-2}$. Состав доминирующих видов в целом был сходен с описанным для разреза “Восточный”. Основное различие связано с увеличением доли *Calanus finmarchicus*, чей вклад изменялся от 13% на шельфе до 19–23% в более глубоководных частях разреза, в среднем составляя 18% суммарной биомассы.

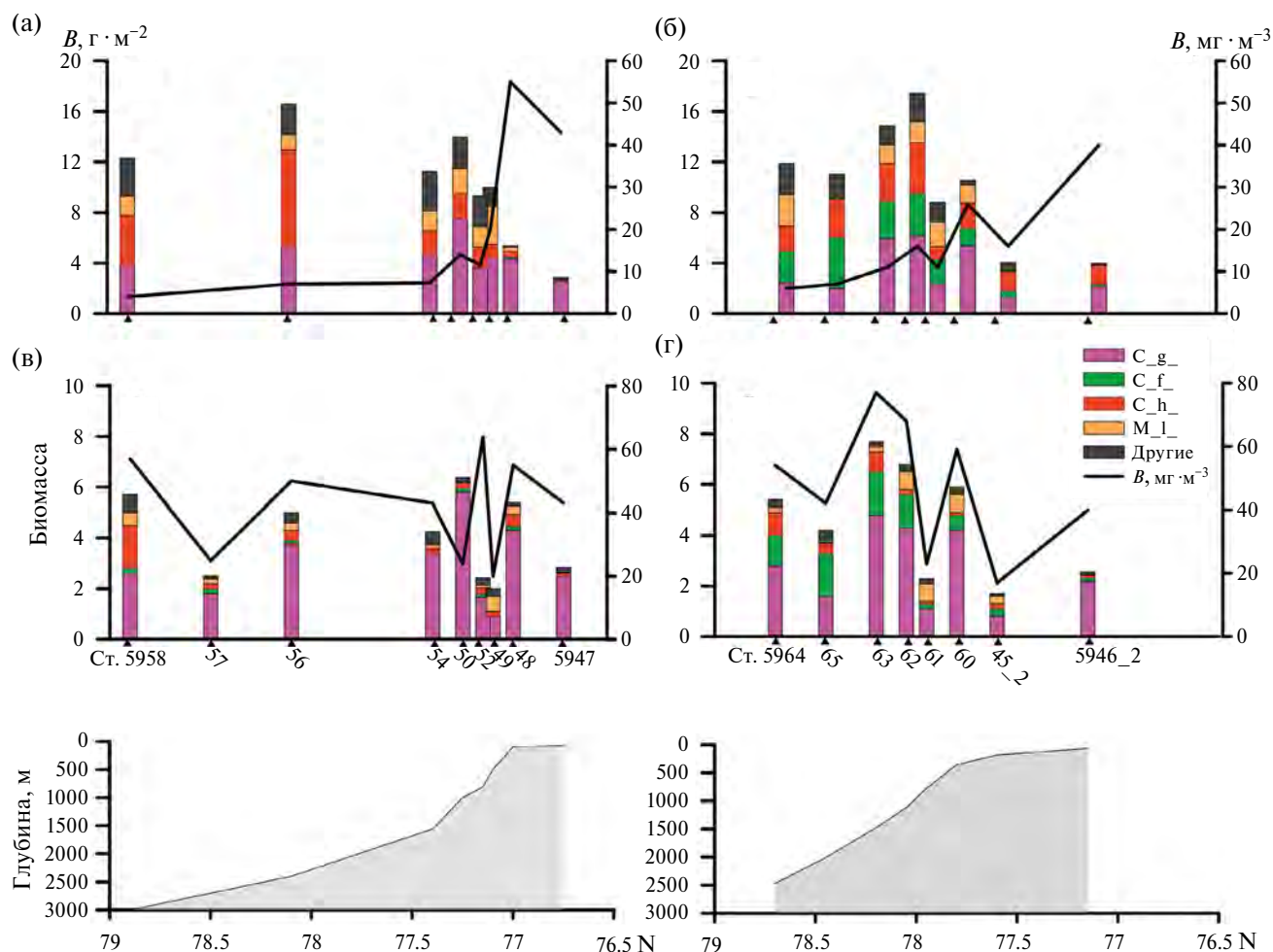


Рис. 4. Состав и распределение биомассы зоопланктона. Разрез “Восточный”: (а) — слой 0—дно, (в) — слой 0—100 м (дно); разрез “Западный”: (б) — слой 0—дно, (г) — слой 0—100 м (дно). Столбцы — биомасса в столбе воды (B , мг сухого веса $\cdot$ м $^{-2}$). $C. g.$ — *Calanus glacialis*, $C. f.$ — *C. finmarchicus*, $C. h.$ — *C. hyperboreus*, $M. l.$ — *Metridia longa*. Линия — средняя биомасса в слое (B , мг сухого веса $\cdot$ м $^{-3}$). Внизу — профиль дна.

Характер вертикального распределения зоопланктона был сходен на двух разрезах и в деталях показан на рис. 5.

На самых южных шельфовых станциях большая часть биомассы зоопланктона была сосредоточена в нижнем слое. На остальных станциях максимальные величины были зафиксированы в верхнем 50-метровом слое. На самых глубоководных станциях в верхнем 10-метровом слое они достигали рекордных для исследованного района величин: 120–180 мг $\cdot$ м $^{-3}$. На станциях, выполненных в темное (ст. 5956, 5958, 5960 и 5961) и светлое время суток (ст. 5948–5954 и 5962–5965), характер вертикального распределения зоопланктона не отличался.

Распределение и возрастная структура популяций массовых видов копепоид. *Calanus glacialis*. Максимальная численность популяции *C. glacialis*

(123 экз $\cdot$ м $^{-3}$) была отмечена на шельфе разреза “Восточный”, где 50% численности популяции составляли младшие копепоидитные стадии (рис. 6).

В области континентального склона и в глубоководной части разреза численность *C. glacialis* снижалась до 17 и 2 экз $\cdot$ м $^{-3}$ соответственно. В популяции этих районов доминировали CV (70%) и самки (24%). На шельфе и над склоном основная часть популяции была сосредоточена в слое 10–50 м, при этом около 20% популяции населяла либо придонные слои, либо слои глубже 100 м. На глубоководных станциях около трети популяции, состоящая из CV, обитала в поверхностном слое, и примерно такая же часть (35 и 32%), но представленная в основном самками, населяла слои 100–50 и 500–100 м соответственно (рис. 7).

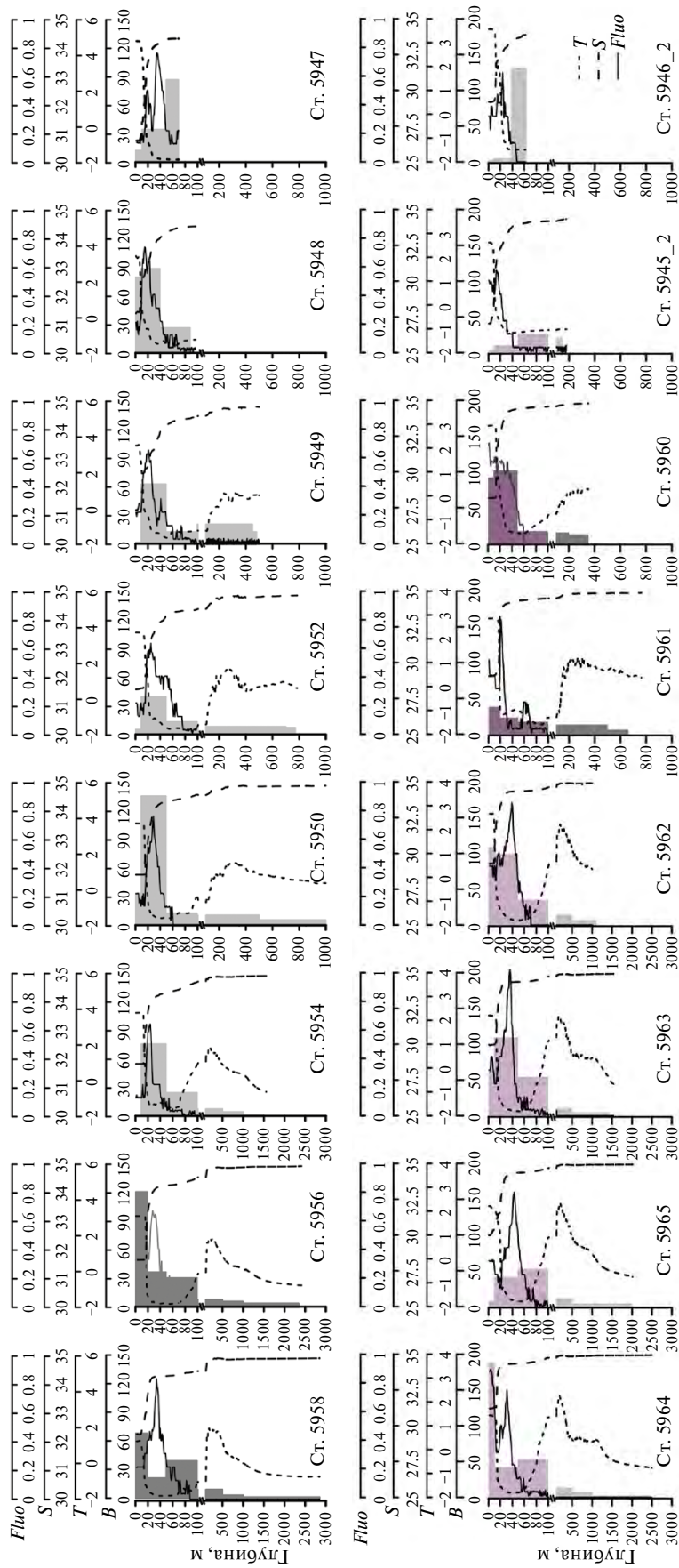


Рис. 5. Вертикальное распределение биомассы зоопланктона (B , мг сухого веса $\cdot$ м $^{-3}$) и вертикальные профили температуры (T , °C), солености (S , епс) и флуоресценции ($Fluo$) на разрезах. Светлая заливка — распределение в дневное время, темная — в ночное.

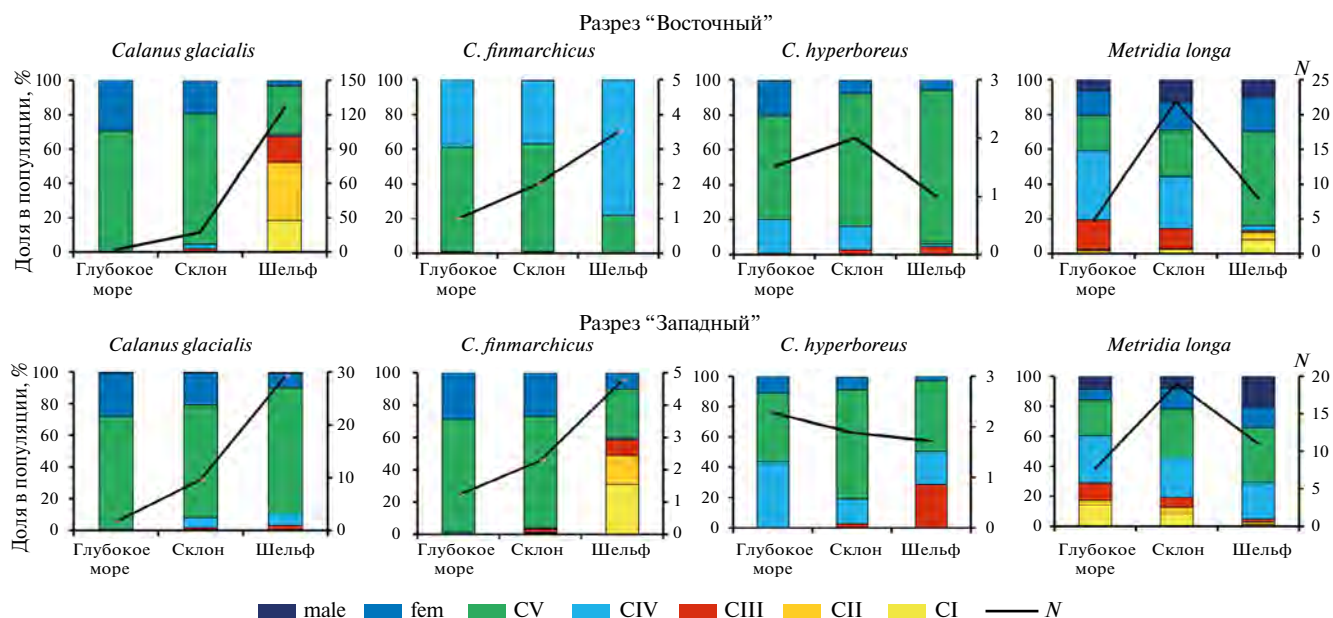


Рис. 6. Возрастная структура (% численности каждой копеподитной стадии от численности всей популяции) и численность популяций (N , экз·м⁻³) массовых видов зоопланктона в разных биотопах на разрезах.

На разрезе “Западный” также происходило уменьшение численности *C. glacialis* с увеличением глубины от 30 экз·м⁻³ на шельфе, до 10 экз·м⁻³ в области склона и 2 экз·м⁻³ в глубоководной части разреза (см. рис. 6). На всех станциях этого разреза основу популяции составляли CV (74%) и самки (19%). Характер вертикального распределения популяции *C. glacialis*, в общих чертах, был сходен с описанным для разреза “Восточный” (рис. 8).

***Calanus finmarchicus*.** Численность *C. finmarchicus* на разрезе “Восточный” не превышала 3 экз·м⁻³, с максимумом в области континентального склона (см. рис. 6). На всех станциях этот вид был представлен исключительно CV и самками. На шельфе почти 80% популяции составляли самки, над склоном и в глубоководной части разреза доминировали CV, составляющие около 60%. Основная часть популяции обитала в слоях под пикноклином, при этом над склоном и в глубоководном районе от 40 до 50% общей численности было сосредоточено в слое 500–100 м (см. рис. 7).

На разрезе “Западный” численность *C. finmarchicus* снижалась с юга на север с 5 экз·м⁻³ на мелководных станциях до 1–2 экз·м⁻³ на станциях в области склона и в глубоководной части разреза (см. рис. 6). Возрастная структура популяции *C. finmarchicus* над склоном и глубоководных станциях была аналогична структуре на разрезе “Восточный” (см. рис. 6). На шельфе, в отличие

от разреза “Восточный”, около 50% популяции составляли младшие (CI–CII) копеподитные стадии. Вертикальное распределение этого вида было таким же, как и на разрезе “Восточный” (см. рис. 8).

***Calanus hyperboreus*.** Численность *C. hyperboreus* во районе работ изменялась от 1 до 2.3 экз·м⁻³ с тенденцией к увеличению по мере удаления от шельфа (см. рис. 6). Возрастная структура популяции над склоном и в глубоководной части, в целом, слабо различалась на двух разрезах и характеризовалась доминированием старших (CIV, CV) возрастных стадий с относительно невысокой (10–14%) долей самок (см. рис. 6). На шельфе разреза “Восточный” в небольшом количестве (5%) присутствовали CIII, на разрезе “Западный” их доля составляла 30%.

На шельфе на обоих разрезах основная часть популяции обитала в слоях под пикноклином, в области склона более 70% популяции населяли слои глубже 100 м, а около 50% — слои глубже 500 м (см. рис. 7, 8). На глубоководных станциях от 40 до 50% популяции были сосредоточены ниже 1000 м.

***Metridia longa*.** Этот вид в заметном количестве встречался лишь на станциях с глубиной более 90 м. Численность *M. longa* на разрезе “Восточный” изменялась от 2 до 22 экз·м⁻³, с максимумом в области континентального склона (см. рис. 6). На шельфе более 80% популяции составляли CV, самки и самцы, доля младших возрастных

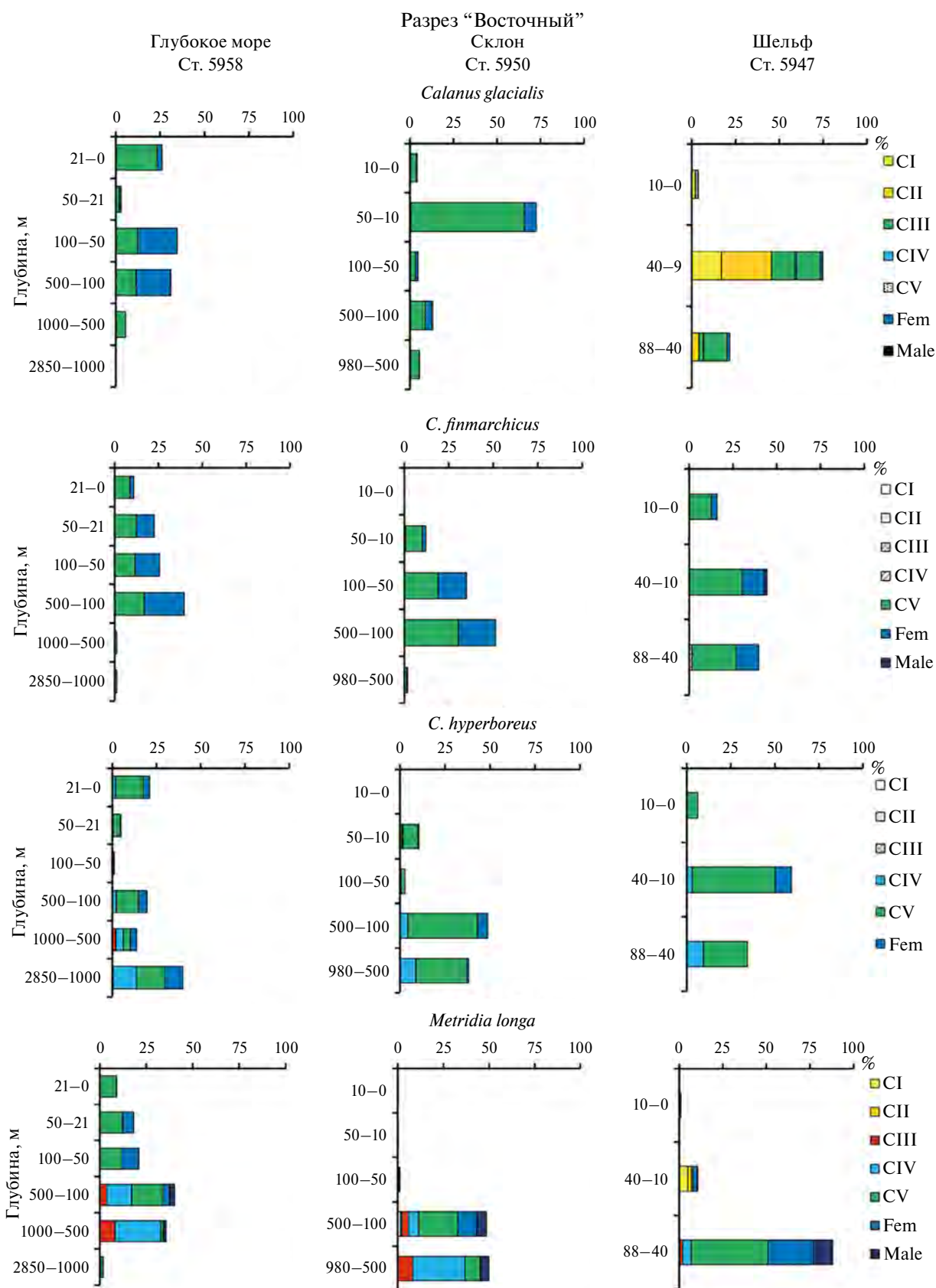


Рис. 7. Вертикальное распределение разных возрастных стадий массовых видов зоопланктона (% от численности всей популяции) на разрезе “Восточный”.

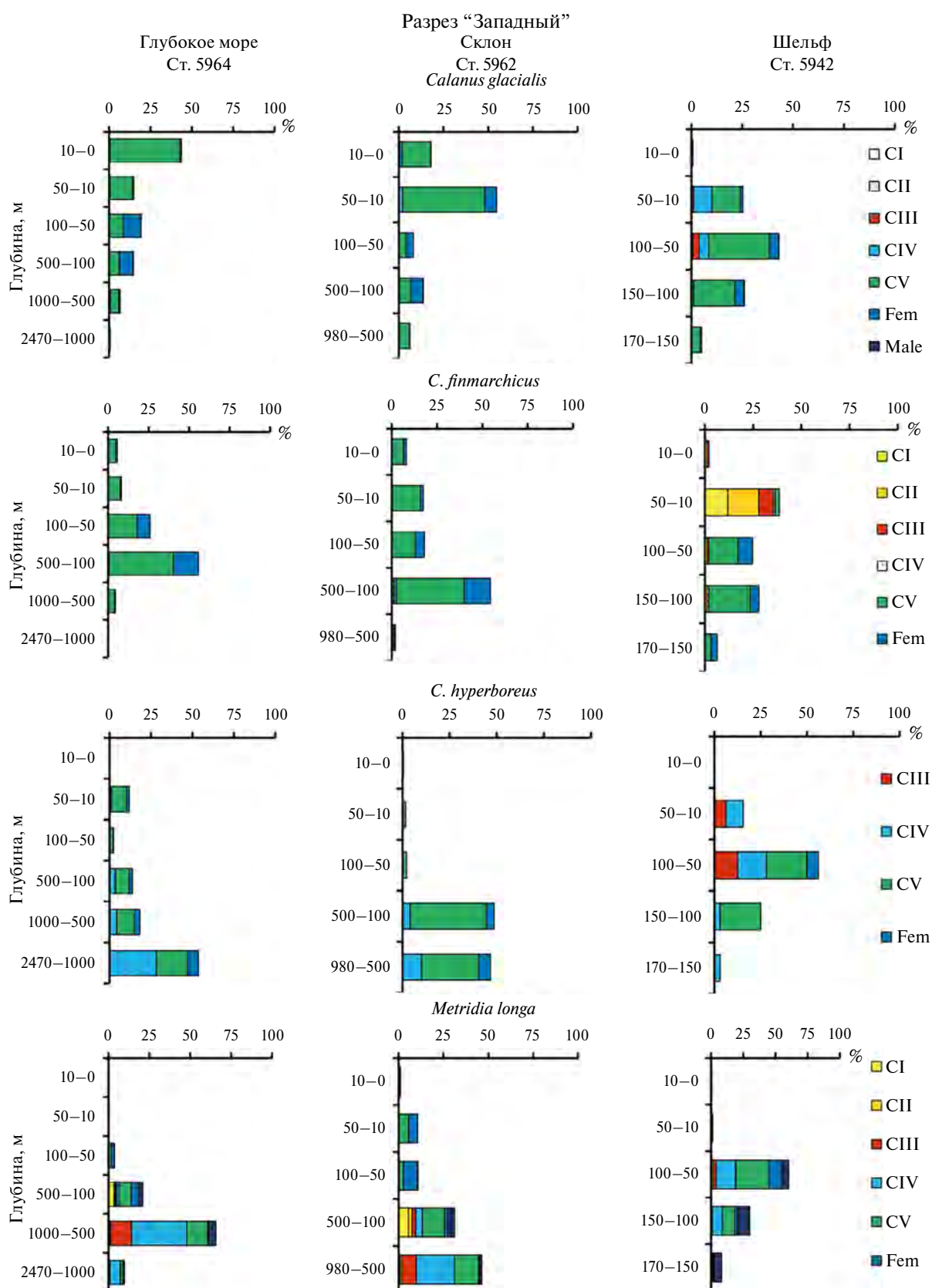


Рис. 8. Вертикальное распределение разных возрастных стадий массовых видов зоопланктона (% от численности всей популяции) на разрезе “Западный”.

стадий была 8%. В области склона и в глубоководной части доминировали CIV и CV, а доля CI и CII, вместе взятых, не превышала 1% (см. рис. 6). На шельфе и в области склона вся популяция *M. longa* была сосредоточена в нижних слоях, в глубоководном районе на ночной станции (ст. 5958) 20% популяции, преимущественно CV и самки, были встречены в верхнем (100 м) слое (см. рис. 7).

На разрезе “Западный” максимальная численность *Metridia longa* ($20 \text{ экз} \cdot \text{м}^{-3}$) была отмечена также над склоном, минимальная ($8 \text{ экз} \cdot \text{м}^{-3}$) — в глубоководной части (см. рис. 6). В популяции доминировали старшие возрастные стадии, включая самок и самцов, младшие стадии состав-

ляли около 15% в районе склона и глубоководной части и 2% — на шельфе (см. рис. 8).

На шельфе популяция обитала в слоях под пикноклином, в области склона более 70% популяции населяла слои глубже 100 м, а около 50% — глубже 500 м (см. рис. 8). На глубоководных станциях 10% популяции была сосредоточена ниже 1000 м.

Питание массовых видов зоопланктона. Содержание растительных пигментов в кишечнике исследованных видов копепод в дневное и ночное время в большинстве случаев достоверно не различалось (U-тест Манна–Уитни, $p > 0.1$, табл. 2). Только у *Metridia longa* в глубоководной части разреза “Восточный” значение *G* было достовер-

Таблица 2. Содержание растительных пигментов в кишечнике ($\text{нг} \cdot \text{экз}^{-1}$) массовых видов зоопланктона днем и ночью. Приведены средние значения $\pm SD$ и число повторности в скобках. нд — нет данных

Вид / стадия	Разрез “Восточный”					Разрез “Западный”					
	Шельф	Склон		Глубокое море		Шельф		Склон		Глубокое море	
	День	День	Ночь	День	Ночь	День	Ночь	День	Ночь	День	Ночь
<i>Calanus glacialis</i> Fem	2.0 ± 1.4 (7)	4.2 ± 2.4 (12)	2.7 ± 0.3 (3)	1.9 ± 0.8 (13)	2.9 ± 1.4 (6)	1.8 ± 0.8 (9)	1.6 ± 1.4 (4)	4.1 ± 4.3 (9)	2.7 ± 0.3 (3)	2.9 ± 1.6 (5)	0.8 ± 0.3 (3)
CV	2.6 ± 1.6 (6)	5.0 ± 1.3 (11)	4.0 ± 0.3 (3)	2.0 ± 0.9 (18)	2.4 ± 0.8 (6)	1.7 ± 1.1 (11)	2.1 ± 1.6 (33)	2.4 ± 1.1 (16)	2.2 ± 1.2 (9)	2.7 ± 0.9 (17)	2.0 ± 0.4 (6)
CIV	0.4 ± 0.0 (2)	0.9 ± 0.4 (7)	0.9 ± 0.5 (2)	0.3 ± 0.1 (2)	нд	0.7 ± 0.5 (9)	0.3 ± 0.1 (2)	0.9 ± 0.5 (6)	0.7 ± 0.2 (2)	нд	нд
CIII	0.7 ± 0.3 (6)	0.3 ± 0.0 (2)	0.3 ± 0.0 (2)	нд	нд	нд	нд	нд	нд	нд	нд
CII	0.5 ± 0.1 (3)	нд	нд	нд	нд	нд	нд	нд	нд	нд	нд
<i>C. hyperboreus</i> Fem	2.2 ± 1.1 (2)	5.1 ± 4.9 (2)	нд	15.5 ± 6.4 (8)	10.9 ± 0.4 (3)	нд	нд	нд	нд	5.1 ± 3.5 (7)	3.1
CV	7.6 ± 6.1 (3)	4.7 ± 2.2 (8)	нд	6.6 ± 4.3 (13)	4.5 ± 1.7 (8)	нд	нд	нд	нд	7.2 ± 2.2 (9)	5.9 ± 4.4 (4)
<i>C. finmarchicus</i> Fem	нд	нд	нд	нд	нд	нд	нд	нд	нд	0.5 ± 0.1 (3)	0.4 ± 0.3 (3)
CV	нд	нд	нд	нд	нд	нд	нд	нд	нд	0.4 ± 0.1 (3)	0.5 ± 0.2 (3)
<i>Metridia longa</i> Fem	нд	1.5 ± 0.4 (3)	1.5 ± 0.4 (3)	1.5 ± 0.5* (4)	3.1 ± 0.5 (8)	1.1 ± 0.5 (7)	0.9 ± 0.3 (3)	1.5 ± 0.4 (2)	1.5 ± 0.4 (3)	нд	2.1 ± 1.1 (7)
CV	нд	0.8 ± 0.1 (2)	0.7 ± 0.1 (2)	0.6 ± 0.3 (6)	2.2 ± 0.1 (2)	0.9 ± 0.7 (4)	0.4 ± 0.1 (3)	0.9 ± 0.4 (3)	0.7 ± 0.1 (2)	нд	1.4 ± 0.2 (6)
<i>Oithona similis</i> CIV–CVI	0.03 ± ± 0.0 (3)	0.05 ± ± 0.01 (5)	0.06 ± ± 0.02 (3)	нд	0.09 ± ± 0.00 (3)	0.03 ± ± 0.0 (3)	0.03 ± ± 0.01(3)	нд	0.04 ± ± 0.03 (6)	0.05 ± ± 0.02 (6)	нд

* Различия достоверны, $p < 0.05$.

но выше в темное время суток (U-тест Манна–Уитни, $p < 0.05$).

Удельный суточный рацион большинства крупных копепод не превышал 0.6% углерода тела, составляя 2–3% у младших копеподитных стадий *Calanus glacialis* на шельфе и 0.8–2.2% у CV этого вида (табл. 3). Для сравнения – в исследованном районе удельный суточный рацион мелких копепод *Oithona similis* изменялся от 3 до 18%.

Суммарное потребление автотрофного фитопланктона массовыми видами зоопланктона на разрезе “Восточный” на большинстве станций изменялось от 0.11 до 0.18 мг $\text{Chl} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$ (рис. 9). Максимальная величина E_{Chl} (0.46 мг $\text{Chl} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$) была получена в области континентального склона над глубинами 1000 м (ст. 5950). Суточное выедание биомассы размерной фракции фитопланктона > 3 мкм составляло 1–2% на шельфе, 2–10% над склоном и 4–6% в глубоководной части разреза. Более 70% суммарного потребления фитопланктона обеспечивала популяция *Calanus glacialis*, и только на самой северной станции заметно увеличивалась роль *Calanus hyperboreus*, чей вклад составлял 60% (см. рис. 9).

Доля новосинтезированного органического углерода, ежесуточно потребляемая зоопланктоном, составляла 16% на шельфе, 28–85% в области в области континентального склона и 35–50% в глубоководной части разреза (см. рис. 9).

На шельфе, в области континентального склона и в глубоководной части разреза “Западный” суммарное потребление автотрофного фитопланктона массовыми видами зоопланктона составляло менее 0.1, 0.05–0.2 и 0.07–0.15 мг $\text{Chl} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$ соответственно (см. рис. 9). Выедание биомассы фитопланктона заметно различалось на разных станциях, составляя 0.4–7.2% в сутки, с максимумом в области континентального склона над глубинами 1480 м (ст. 5963). Так же как и на разрезе “Восточный”, выедание фитопланктона определялось главным образом популяцией *Calanus glacialis*. В единицах органического углерода суммарное потребление массовых видов зоопланктона в разных районах изменялось от 3 мг $\text{C} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$ до 8 мг $\text{C} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$, составляя на шельфе и над склоном 3–13% первичной продукции, в глубоководном районе – около 50%.

Таблица 3. Суточное потребление автотрофного фитопланктона в единицах органического углерода (I_C , мкг $\text{C} \cdot \text{экз}^{-1} \cdot \text{сут}^{-1}$) и удельный суточный рацион (I_C / W_C , %) массовых видов копепод. W_C – содержание органического углерода в теле копепод (мкг $\text{C} \cdot \text{экз}^{-1}$); нд – нет данных

Вид / стадия	W_C	Разрез “Восточный”						Разрез “Западный”					
		Шельф		Склон		Глубоководный район		Шельф		Склон		Глубоководный район	
		I_C	I_C / W_C	I_C	I_C / W_C	I_C	I_C / W_C	I_C	I_C / W_C	I_C	I_C / W_C	I_C	I_C / W_C
<i>Calanus glacialis</i> Fem	320	1.2	0.4	2.1	0.7	1.4	0.4	0.9	0.3	1.8	0.6	0.6	0.2
CV	128	1.6	1.2	2.7	2.2	1.3	1.1	1.0	0.8	1.2	0.9	1.3	1.0
CIV	75	0.2	0.3	0.6	0.7	нд	нд	0.3	0.4	0.4	0.6	нд	нд
СIII	21	0.4	2.0	0.2	0.9	нд	нд	нд	нд	нд	нд	нд	нд
СII	10	0.3	3.1	нд	нд	нд	нд	нд	нд	нд	нд	нд	нд
<i>C. finmarchicus</i> Fem	105	нд	нд	нд	нд	нд	нд	нд	нд	нд	нд	0.3	0.2
CV	119	нд	нд	нд	нд	нд	нд	нд	нд	нд	нд	0.2	0.2
<i>C. hyperboreus</i> Fem	1506	4.7	0.3	2.9	0.2	7.9	0.5	нд	нд	нд	нд	2.3	0.2
CV	520	1.3	0.3	3.1	0.6	3.4	0.6	нд	нд	нд	нд	3.2	0.6
<i>Metridia longa</i> Fem	196	нд	нд	0.3	0.2	0.4	0.2	0.2	0.1	0.3	0.2	0.4	0.2
CV	48	нд	нд	0.5	1.0	0.2	0.4	0.1	0.2	0.2	0.3	0.3	0.6
<i>Oithona similis</i> CIV–CVI	0.3	0.01	3.3	0.02	6.0	0.05	18.4	0.01	3.0	0.01	3.8	0.01	5.0

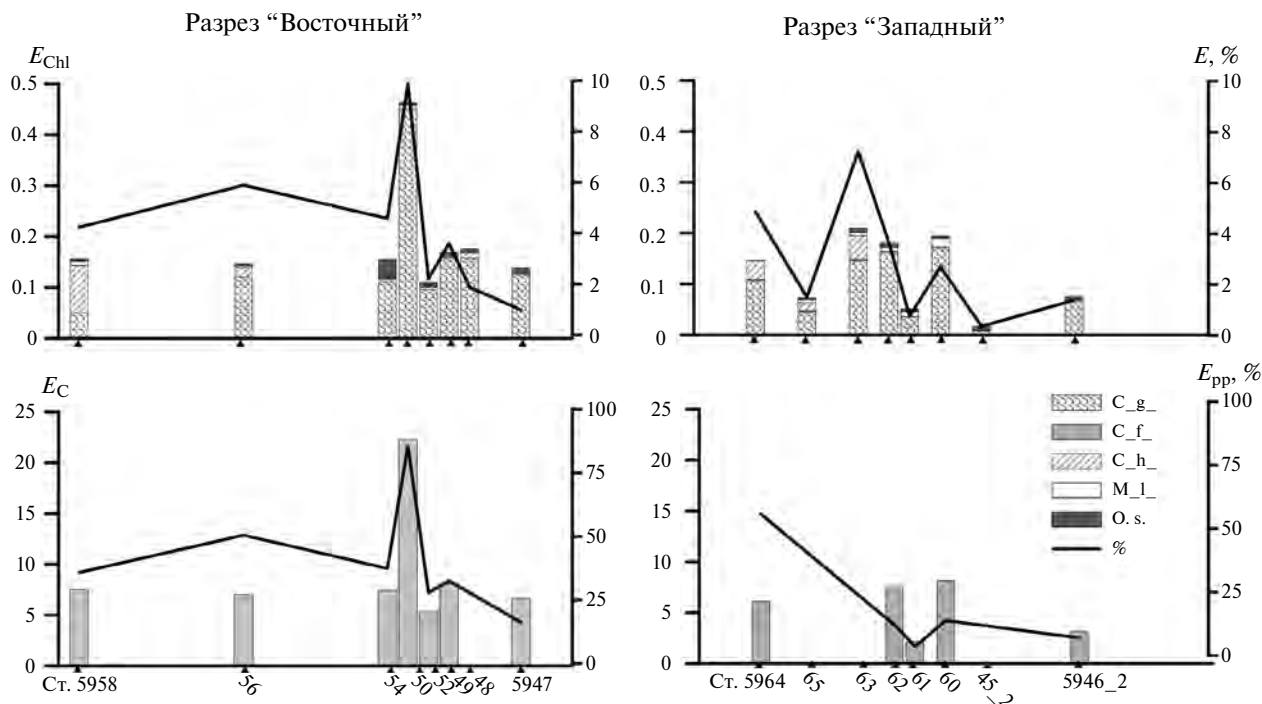


Рис. 9. Суммарное потребление фитопланктона в единицах Chl-*a* (E_{Chl} , $\text{мг} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$, верхняя панель, столбцы) и в единицах углерода (E_C , $\text{мг} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$, нижняя панель, столбцы) и суточное выедание биомассы (E , %, верхняя панель, линия) и продукции (E_{pp} , %, нижняя панель, линия) массовыми видами зоопланктона. C. g. — *Calanus glacialis*, C. f. — *C. finmarchicus*, C. h. — *C. hyperboreus*, M. l. — *Metridia longa*, O. s. — *Oithona similis*.

ОБСУЖДЕНИЕ

Биомасса и распределение зоопланктона. Одним из проявлений наблюдаемых в последние десятилетия климатических процессов и “атлантификации” восточно-евразийского бассейна Арктики является уменьшение ледовитости [57]. В настоящее время сезонная кромка льда в морях Сибирской Арктики часто отступает далеко за пределы склона в районы глубоководного бассейна, тогда как всего несколько десятилетий назад свободные ото льда воды в период максимального сокращения ледового покрытия были ограничены прибрежными районами [45, 63]. В связи с этим представляет интерес сравнение наших оценок биомассы зоопланктона с данными, полученными в сентябре 1993 г. [41], когда область континентального склона и глубоководного бассейна моря Лаптевых западнее 130° в. д. была закрыта льдом. Во время наших работ суммарная биомасса мезозоопланктона над склоном (12.1 ± 3.5 г сухого веса $\cdot \text{м}^{-2}$) и в глубоком бассейне (14.4 ± 2.0 г сухого веса $\cdot \text{м}^{-2}$) была более чем в 2 раза выше, чем в 1993 г. (5.1 ± 1.7 и 6.4 ± 0.8 г сухого веса $\cdot \text{м}^{-2}$). Эти результаты согласуются с представлением о том, что уменьшение ледово-

го покрова приводит к увеличению биомассы зоопланктона [22, 46, 50].

Согласно современной парадигме формирование области повышенной продуктивности и концентрации планктона в районе континентального склона арктических морей происходит за счет процессов, ассоциированных со склоновой фронтальной зоной [9, 12, 17, 27], адвекции планктона с атлантическими/тихоокеанскими водами [43, 62, 69] и локальных апвеллингов [26, 66]. Во время наших работ в области склона была обнаружена фронтальная зона, основой которой служило контурное склоновое течение в слое 0–100 м. Глубже 100 м наблюдалась адвекция вод атлантического происхождения, занимающих водную толщу от 100 до 1000 м. Однако сколько-нибудь заметного повышения общей биомассы зоопланктона в столбе воды над склоном обнаружено не было. На выполненных разрезах биомасса увеличивалась с глубиной. Биомасса в верхнем 100-метровом слое, где в основном был сосредоточен зоопланктон, практически не изменялась на разрезе “Восточный”, составляя 3.5 ± 1.7 , 4.3 ± 2.0 , 4.4 ± 1.7 г сухого веса $\cdot \text{м}^{-2}$ на шельфе, склоне, в глубоководном районе соответственно. На разрезе “Западный” средняя биомасса в слое

над склоном (5.6 ± 2.4 г сухого веса $\cdot$ м⁻²) была выше, чем на шельфе (2.1 ± 0.6 г сухого веса $\cdot$ м⁻²) и практически не отличалась от величин в глубоководной области (4.8 ± 0.8 г сухого веса $\cdot$ м⁻²).

В большинстве исследований распределения зоопланктона моря Лаптевых также не было обнаружено заметного повышения концентрации в области склона. Так, в работе [41] увеличение биомассы зоопланктона в столбе воды на четырех разрезах в разных районах моря Лаптевых в августе–сентябре 1993 г. напрямую зависело от глубины. В верхнем 50-метровом слое, где была сосредоточена основная масса зоопланктона, аккумуляции над склоном также не было обнаружено. В северо-западной части моря Лаптевых в 1995 г. биомасса зоопланктона на разрезе внешний шельф – континентальный склон – глубоководный район бассейна Нансена была практически одинакова во всех районах [43, рис. 4, разрез В]. Средняя биомасса, рассчитанная нами с учетом глубины обловленного слоя, уменьшалась от 29 мг сухого веса $\cdot$ м⁻³ на шельфе до 11 мг сухого веса $\cdot$ м⁻³ над склоном и 4 мг сухого веса $\cdot$ м⁻³ в глубоководном районе. В восточной части моря в сентябре 2015 г. максимум биомассы в верхнем 100-метровом слое был над глубинами около 2000 м [1]. В другой экспедиции, проведенной в тот же период в восточной части моря Лаптевых, биомасса зоопланктона на шельфе и в области склона практически не различалась [3]. В западной части моря максимальная величина биомассы в сентябре 2017 г. была найдена на внутреннем шельфе и на станции у кромки шельфа [52]. Следует отметить, что на этой станции двадцатью днями ранее биомасса была почти в 3 раза меньше, что дает представление о масштабах временной изменчивости в этих районах, что в первую очередь свойственно фронтальным областям. Судя по этим данным, повышенной концентрации зоопланктона в области континентального склона в море Лаптевых не наблюдалось.

В других морях Сибирской Арктики феномен концентрации зоопланктона в области континентального склона проявлялся в разной степени. В Карском море на границе с морем Лаптевых на разрезе внешний шельф – континентальный склон – глубоководный район бассейна Нансена, выполненном в августе–сентябре 1995 г., общая биомасса зоопланктона в столбе воды над склоном заметно возрастала [43, рис. 4, разрез А]. Однако средняя биомасса, рассчитанная нами с учетом глубины обловленного слоя, уменьшалась

от 53 на шельфе до 33 мг сухого веса $\cdot$ м⁻³ над склоном. Выраженный максимум биомассы зоопланктона в сентябре 2007 г. и 2011 г., приуроченный к фронтальной зоне над склоном желоба Св. Анны, описан в работе [12]. Наиболее отчетливо этот максимум проявился в слоях 0–50 м и 0–100 м, где биомасса зоопланктона над склоном в разы превышала величины, измеренные на шельфе и в глубоководных районах желоба. При этом следует отметить, что увеличение биомассы над склоном происходило главным образом за счет мелких ювенильных стадий крылоногих моллюсков *Limacina helicina*, чей вклад в суммарную биомассу зоопланктона составлял 50–90% в слое 0–50 м [12]. По-видимому, выраженные градиенты гидрофизических параметров в склоновой фронтальной зоне способствуют концентрации молоди этого вида, пик размножения которого в Арктике приходится на конец лета [28].

В Восточно-Сибирском море максимальная величина биомассы зоопланктона в сентябре 2015 г. (71 мг сухого веса $\cdot$ м⁻³) была отмечена на внешнем шельфе, “близко к бровке шельфа”, на глубинах около 150 м [24], что, по мнению авторов, согласуется с представлениями об обогащении зоопланктоном области евразийского континентального склона. На наш взгляд, это утверждение не совсем обосновано, поскольку, исходя из данных цитируемой работы [24], биомасса зоопланктона на бровке шельфа и непосредственно в области склона (глубины ≥ 200 м) была существенно ниже (38 и 22 мг сухого веса $\cdot$ м⁻³ соответственно).

Таким образом, только в одном из рассмотренных исследований выявлено достоверное повышение биомассы зоопланктона в районе склона [12]. Это говорит о том, что “эффект склона” в морях Сибирской Арктики проявляется далеко не всегда и может быть вызван не только гидрофизическими, но и биологическими причинами. Необходимо также иметь в виду короткопериодную изменчивость (от часов до нескольких суток) распределения и обилия зоопланктона (настоящая работа, [1]), которая может быть обусловлена, в том числе, формированием локальных вихрей в высокоградиентных зонах в области склона и пространственной флуктуацией самих градиентных зон [15, 56].

Распределение и возрастная структура популяций доминирующих видов. *Calanus glacialis*. Этот вид вносил основной вклад в биомассу зоопланктона и в значительной степени определял характер

распределения зоопланктона в исследованном районе, что ранее было показано для разных районов арктического бассейна [20, 29, 41, 59]. В море Лаптевых численность популяции этого вида в столбе воды была максимальной на внешнем шельфе и над склоном, резко снижаясь в глубоководной области [42]. По нашим данным, максимальная численность популяции в столбе воды ($\text{экз} \cdot \text{м}^{-2}$) была также отмечена в области континентального склона, но концентрация ($\text{экз} \cdot \text{м}^{-3}$) была наивысшей на внешнем шельфе (см. рис. 6). По всей вероятности, сходная закономерность была бы получена по данным [42] при расчете концентрации в столбе воды.

Обращают на себя внимание более высокая численность *Calanus glacialis* на шельфе разреза “Восточный”, что связано с высокой долей (> 50%) младших возрастных стадий (C1–CII) в популяции. На разрезе “Западный” популяция была представлена старшими возрастными стадиями (CV–CVI). Сходные различия возрастной структуры на шельфе восточной и западной части моря были описаны [41, 42]. Авторы объясняли это более ранним освобождением ото льда и благоприятными условиями питания *C. glacialis* в восточной части моря. При позднем освобождении ото льда шельфа западной части моря размножение задержалось, или его совсем не было, а популяция была представлена старшими возрастными стадиями.

Во время нашего исследования освобождение шельфа на западе произошло позже, и можно было бы предположить, что в этом районе размножения *Calanus glacialis* еще не было. Следует иметь в виду, что 2018 г. был одним из наиболее теплых в море Лаптевых с начала XXI в., когда большая часть акватории полностью освободилась ото льда к началу августа, а шельф и область склона западной части — в первых числах июля. В типичные годы освобождение ото льда происходило на 20–40 сут позже. Так, в 2017 г. западный шельф и область склона освободились в конце июля — начале августа [52], т. е. на 3–4 недели позже, чем в 2018 г. Несмотря на поздний сход льда, доля младших копеподитных стадий в конце августа 2017 г. превышала 30%, что говорит о прошедшем успешном размножении популяции. Сравнение двух лет позволяет предположить, что в нашем случае к началу сентября популяция *C. glacialis* уже развилась до старших стадий, способных перезимовать. Более ранняя стадия развития популяции на “восточном” шельфе может быть

связана с несовпадением времени размножения *C. glacialis* с периодом обилия корма [46, 61, 68].

Демографическая структура в глубоководной области на разрезе “Восточный” существенно отличается от таковой на шельфе. Эти результаты указывают на то, что в этом районе вынос *C. glacialis* из районов шельфа в глубоководную часть моря незначителен. Отметим, что возрастная структура популяции вида в глубоководной области двух разрезов практически одинакова. Причиной тому может служить адвекция с поверхностными арктическими водами с северо-запада на юго-восток [32]. В пользу этого предположения говорит то, что основная часть популяции над склоном и в глубоководных районах была сосредоточена в поверхностных слоях (см. рис. 7, 8).

C. finmarchicus. По традиционным представлениям, этот вид приносится в море Лаптевых водами атлантического происхождения, является экспатриантом и не размножается [37, 43]. Численность этого вида в тот же сезон (сентябрь) в 90-х годах прошлого века над склоном и в глубоководной области была значительно ниже, чем *C. glacialis* и не превышала $2000 \text{ экз} \cdot \text{м}^{-2}$ [32]. По данным этих авторов, популяция *C. finmarchicus*, представленная особями старших возрастных стадий, была в основном приурочена к верхнему 50-метровому слою. По сравнению с этими данными численность популяции в 2018 г. (в среднем $1800 \text{ экз} \cdot \text{м}^{-2}$) осталась на прежнем уровне, но максимальная концентрация отмечена глубже — в слое 500–100 м. Популяция, как и в работе [32], была составлена из CV и самок во всех исследованных районах, кроме шельфа разреза “Западный”, где младшие стадии (C1–CII) составляли около 50% общей численности. Похожая возрастная структура *C. finmarchicus* была отмечена неделей раньше в проливе Вилькицкого, где около 30% численности популяции составляли особи C1–CII (наши неопубликованные данные). Это дает основание предположить, что один из путей попадания *C. finmarchicus* в море Лаптевых — принос вида на лаптевский шельф из Карского моря через пролив Вилькицкого.

В отличие от шельфа адвекция *C. finmarchicus* в область склона и глубоководные районы моря Лаптевых, вероятно, происходит с водами атлантического происхождения, распространяющимися вдоль материкового склона на глубине от 100 до 1000 м. С этим предположением согласуется нахождение ядра популяции на глубине 500–100 м.

***C. hyperboreus*.** Популяция этого крупного калануса отличалась сравнительно невысокой численностью. Наши оценки суммарной численности популяции в столбе воды ($600\text{--}5500 \text{ экз} \cdot \text{м}^{-2}$) в области склона и глубоководных районах моря Лаптевых практически совпадают с величинами ($900\text{--}5000 \text{ экз} \cdot \text{м}^{-2}$), полученными в глубоководной области центрального арктического бассейна [31]. Распределение этого вида на разрезах характеризовалось заметным повышением вклада в суммарную биомассу зоопланктона в глубоководных районах. Сходные данные были получены в работе [41], согласно которым доля *C. hyperboreus* в биомассе зоопланктона возрастала с 4% на шельфе до 10% над склоном и 28% в глубоководных районах моря Лаптевых. В наших наблюдениях популяция характеризовалась доминированием зимующих стадий (CIV–CVI), что аналогично структуре, описанной для этого вида в море Лаптевых в сентябре 1993 г. [41]. Поскольку *C. hyperboreus* размножается в глубине с ноября по март [33], а максимум численности молоди в арктических морях приходится на май–июнь, популяция к концу августа, как правило, представлена опустившимися в глубокие слои зимующими стадиями [30]. В нашем случае большая часть популяции *C. hyperboreus* также была сосредоточена глубже 500 м.

***Metridia longa*.** В отличие от трех видов каланусов распределение численности этого вида характеризовалось выраженным максимумом над склоном на обоих разрезах, что согласуется с представлениями о характере распределения *Metridia longa* в евразийской части Северного Ледовитого океана [7, 43]. Вклад вида в общую биомассу зоопланктона в области склона достигал 14–20%, снижаясь в глубокой области до 8–10%, а на шельфе до < 2%. В популяции присутствовали все копеподитные стадии в разных пропорциях, что можно объяснить особенностями жизненного цикла вида: отсутствие диапаузы и растянутый период размножения [7, 18, 64]. Влияние сроков освобождения разных районов ото льда на демографию этого вида не прослеживалось. Младшие копеподитные стадии присутствовали в районе шельфа на разрезе “Восточный”, рано освободившемся ото льда, и в глубоководных районах разреза “Западный”, освободившихся ото льда на 1–2 месяца позже. Отсутствие влияния ледового режима на сезонное развитие популяции *M. longa* было также показано для восточной части Карского моря [5, 23].

Характер вертикального распределения *M. longa* с максимумом в глубоких слоях воды и суточными миграциями старших стадий согласуется с распределением, описанным в ряде работ [16, 19, 23].

Питание массовых видов зоопланктона и выедание фитопланктона. На фоне низкой концентрации хлорофилла-а ($0.2\text{--}0.45 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$) и высокой доли в нем пикофитопланктона (40–67%) [10] уровень потребления фитопланктона размерной группы > 3 мкм исследованными видами зоопланктона был невысоким и практически не различался в разных районах. Удельный суточный рацион *Calanus hyperboreus*, *C. finmarchicus* и *Metridia longa* был ниже энергетических затрат на метаболизм ($0.6\text{--}0.8\%$ углерода тела), рассчитанных по данным [14] при средней температуре поверхностного 50-метрового слоя (0°C). Удельный суточный рацион младших копеподитных стадий *C. glacialis* ($2.0\text{--}3.0\%$ углерода тела) с учетом усвояемости фитопланктона 0.6 [51] также не покрывал энергетических затрат на метаболизм ($1.6\text{--}1.9\%$ углерода тела). Недостаток энергии, получаемой с растительной пищей разными видами *Calanus* и *Metridia longa*, также отмечался для районов шельфа и континентального склона западной части моря Лаптевых в сентябре 2017 г. [52]. При этом, по данным этих авторов, популяция *C. glacialis* активно развивалась. Это послужило основанием предположить, что копеподы успешно использовали альтернативные источники питания [52]. Способность растительноядного зоопланктона активно потреблять простейших и частицы детрита при уменьшении концентрации фитопланктона была показана в ряде работ [47, 67]. По нашим оценкам, эти источники могут составлять до 70% суточного рациона в период с низкой биомассой фитопланктона [53]. В этом случае величина рациона исследованных видов, даже с учетом усвояемости, будет существенно выше затрат на обмен, что обеспечит копеподам возможность расти и накапливать резервные вещества.

Полученные в настоящем исследовании оценки выедания зоопланктоном биомассы и продукции фитопланктона в области шельфа и склона моря Лаптевых (1–8% и 3–85% соответственно) близки к величинам, полученным ранее в этих районах ($0.3\text{--}8\%$ и $3\text{--}80\%$) в 2017 г. [52]. Оценки выедания (4–6% биомассы и 35–50% первичной продукции), полученные впервые для глубоководного района, укладываются в диапазон величин для шельфа и континентального склона.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Вопреки существующему представлению о повышенной биомассе зоопланктона над континентальным склоном Арктических морей, полученные данные по морю Лаптевых, проанализированные вместе с литературными данными, не выявили существенного увеличения биомассы в этой области. Численность доминирующих видов зоопланктона по-разному изменялась при продвижении от шельфа в глубокое море: у *Calanus glacialis* и *C. finmarchicus* она была выше на шельфе, у *C. hyperboreus* наблюдалась тенденция к повышению обилия в глубоководной области, *Metridia longa* была наиболее многочисленна над склоном. Анализ опубликованных данных по другим морям сибирской Арктики предполагает, что феномен концентрации зоопланктона в области континентального склона — явление отнюдь не повсеместное, так как является следствием специфики не только гидрофизических условий, но и жизненных циклов отдельных видов. Увеличение биомассы мезопланктона в области континентального склона и глубоководных районах моря Лаптевых по сравнению с 90-ми годами прошлого века согласуется с представлением о повышении обилия зоопланктона на фоне происходящего в Арктике раннего освобождения ото льда и сокращения ледовитости.

Сроки освобождения ото льда существенно влияли на сезонное развитие популяции *Calanus glacialis* и практически не влияли на популяции *C. hyperboreus* (многолетний жизненный цикл с размножением на глубине) и *Metridia longa* (растянутый период размножения). Считаемый аллохтонным в море Лаптевых вид *C. finmarchicus* может заноситься на шельф с водами Карского моря через пролив Вилькицкого, а на склон и в глубоководные районы — с атлантическими водами с северо-запада.

Величина суточных рационов за счет питания фитопланктоном была невысокой во всех рассматриваемых биотопах и не обеспечивала энергетических трат на дыхание. Однако, если учитывать альтернативные источники питания, которые по нашим предшествующим данным могут составлять 70% рациона, получаемой энергии может хватать не только на метаболизм, но и на рост и аккумуляцию резервов для диапаузы. Межгодовые различия во времени освобождения акватории ото льда практически не отразились на интенсивности питания зоопланктона и роли в выедании фитопланктона.

Благодарности. Авторы благодарят экипаж НИС “Академик Мстислав Келдыш”. Мы выражаем искреннюю признательность А.Б. Демидову и И.Н. Сухановой за предоставленные материалы.

Финансирование работы. Данная работа финансировалась за счет средств Федеральной научно-технической целевой программы: государственное задание FMWE-2024-0021. Экспедиционные исследования проведены при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования РФ (целевое финансирование на проведение морских экспедиционных исследований): государственное задание № 075-00697025-00 от 26.12.2024.

Соблюдение этических стандартов. В данной работе отсутствуют исследования человека или позвоночных животных.

Конфликт интересов. Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арашкевич Е.Г., Дриц А.В., Пастернак А.Ф. и др. Распределение и питание растительного зоопланктона в море Лаптевых // Океанология. 2018. Т. 58. № 3. С. 404–419. DOI: 10.7868/S0030157418030061.
2. Ветров А.А., Романкевич Е.А., Беляев Н.А. Хлорофилл, первичная продукция, потоки и баланс органического углерода в море Лаптевых // Геохимия. 2008. Т. 10. С. 1122–1130.
3. Горбатенко К.М., Кияшко С.И. Состав зоопланктона и трофический статус гидробионтов моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря // Океанология. 2019. Т. 59. № 6. С. 987–997.
4. Демидов А.Б., Шеберстов С.В., Гагарин В.И. Сезонная изменчивость и оценка годовой величины первичной продукции фитопланктона в море Лаптевых по данным сканера modis-aqua // Исследование Земли из космоса. 2019. Т. 6. С. 48–65. <https://doi.org/10.31857/S0205-96142019648-65>
5. Дриц А.В., Арашкевич Е.Г., Никишина А.Б. и др. Питание массовых видов мезозоопланктона и их роль в выедании фитопланктона в Енисейском эстуарии в осенний сезон // Океанология. 2015. Т. 55. № 4. С. 632–642. DOI: 10.7868/S0030157415040048.
6. Дружкова Е.И., Макаревич П.Р. Исследования фитопланктона моря Лаптевых: история и современность // Труды КНЦ РАН. 2013. Т. 1. № 14. С. 71–79.
7. Кособокова К.Н. Зоопланктон Арктического бассейна. Структура сообществ, экология, закономерности распределения. М.: ГЕОС, 2012. 272 с.
8. Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история разви-

- тия / Ред. Х. Кассенс, А.П. Лисицын, Й. Тиде и др. М.: МГУ, 2009. 605 с.
9. Суханова И.Н., Флинт М.Ф., Дружкова Е.И. и др. Фитопланктон северо-западной части Карского моря // *Океанология*. 2015. Т. 55. № 4. С. 605–619.
10. Флинт М.В., Анисимов И.М., Арашкевич Е.Г. и др. Экосистемы Карского моря и моря Лаптевых. Материалы экспедиционных исследований 2016 и 2018 гг. М.: Издатель Ерохова И.М., 2021. 368 с.
11. Флинт М.В., Арашкевич Е.Г., Артемьев В.А. и др. Экосистемы морей Сибирской Арктики. Материалы экспедиционных исследований 2015 и 2017 гг. М.: АПР, 2018. 232 с.
12. Флинт М.В., Поярков С.Г., Тимонин А.Г. и др. Структура мезопланктонного сообщества в области континентального склона желоба Святой Анны (Карское море) // *Океанология*. 2015. Т. 55. № 4. С. 643–655.
DOI: 10.7868/S0030157415040061.
13. Abramova E., Tuschling K. A 12-year study of the seasonal and interannual dynamics of mesozooplankton in the Laptev Sea: Significance of salinity regime and life cycle patterns // *Glob. Planet. Change*. 2005. V. 48. P. 141–164.
14. Arashkevich E.G., Drits A.V., Pasternak A.F. et al. Relationship between respiration rate and body weight in Arctic copepods at subzero temperature // *Oceanology*. 2024. V. 64. No. 2. P. 267–277.
DOI: 10.1134/S0001437024020024.
15. Atadzhanova O.A., Zimin A.V., Svergun E.I. et al. Submesoscale eddy structures and frontal dynamics in the Barents Sea // *Physic. Oceanogr. [e-journal]*. 2018. V. 25. No. 3. P. 220–228.
DOI: 10.22449/1573-160X-2018-3-220-228.
16. Ashjian C.J., Campbell R.G., Welch H.E. et al. Annual cycle in abundance, distribution, and size in relation to hydrography of important copepod species in the western Arctic Ocean // *Deep-Sea Res. I*. 2003. V. 50. P. 1235–1261.
DOI: 10.1016/S0967-0637(03)00129-8.
17. Bluhm B.A., Janout M.A., Danielson S.L. et al. The Pan-Arctic continental slope: Sharp gradients of physical processes affect pelagic and benthic ecosystems // *Front. Mar. Sci*. 2020. V. 7:544386.
DOI: 10.3389/fmars.2020.544386.
18. Conover R.J., Huntley M. Copepods in ice-covered seas – Distribution, adaptations to seasonally limited food, metabolism, growth patterns and life cycle strategies in polar seas // *J. Mar. Sys*. 1991. V. 2. P. 1–41.
DOI: 10.1016/0924-7963(91)90011-I.
19. Daase M., Eiane K., Aksnes D.L. et al. Vertical distribution of *Calanus* spp. and *Metridia longa* at four Arctic locations // *Mar. Biol. Res*. 2008. V. 4. P. 193–207.
DOI: 10.1080/17451000801907948.
20. Diel S. On the life history of dominant copepod species (*Calanus finmarchicus*, *C. glacialis*, *C. hyperboreus*, *Metridia longa*) in the Fram Strait // *Ber. Polarforsch. (Bremerhaven)*. 1991. V. 88. P. 1–113.
21. Dmitrenko I., Kirillov S., Ivanov V. Seasonal modification of the Arctic Ocean intermediate water layer off the eastern Laptev Sea continental shelf break // *J. Geophys. Res*. 2009. V. 114.
DOI: 10.1029/2008JC005229.
22. Drits A., Pasternak A., Arashkevich E. et al. Timing of ice retreat determines summer state of zooplankton community in the Ob Estuary (the Kara Sea, Siberian Arctic) // *Diversity*. 2023. V. 15. No. 674.
<https://doi.org/10.3390/d15050674>
23. Drits A.V., Pasternak A.F., Arashkevich E.G. et al. Zooplankton of the Eastern Kara Sea: Response to a short ice-free period // *Oceanology*. 2023. V. 63. S. 1. P. S174–S187.
DOI: 10.1134/S0001437023070020 6.
24. Ershova E.A., Kosobokova K.N. Cross-shelf structure and distribution of mesozooplankton communities in the East-Siberian Sea and the adjacent Arctic Ocean // *Pol. Biol*. 2019. V. 42. No. 7. P. 1353–1367.
<https://doi.org/10.1007/s00300-0-019-02523-2>
25. Fahl K., Cremer H., Erlenkeuser H. et al. Sources and pathways of organic carbon in the modern Laptev Sea (Arctic Ocean): implications from biological, geochemical and geological data // *Polarforschung*. 1999. V. 69. P. 193–205.
26. Falk-Petersen S., Pavlov V., Berge J. et al. At the rainbow's end: high productivity fueled by winter upwelling along an Arctic shelf // *Pol. Biol*. 2015. V. 38. P. 5–11.
DOI: 10.1007/s00300-014-1482-1.
27. Flint M.V., Sukhanova I.A., Kopylov A.I. et al. Plankton distribution associated with frontal zones in the vicinity of the Pribilof Islands // *Deep-Sea Res. II*. 2002. V. 49. No. 26. P. 6069–6093.
28. Gannefors C., Böer M., Kattner G. et al. The Arctic sea butterfly *Limacina helicina*: lipids and life strategy // *Mar. Biol*. 2005. V. 147. P. 169–177.
29. Hirche H.J. Distribution of dominant calanoid copepod species in the Greenland Sea during late fall // *Pol. Biol*. 1991. V. 11. P. 351–362.
30. Hirche H.J. Life cycle of the copepod *Calanus hyperboreus* in the Greenland Sea // *Mar. Biol*. 1997. V. 128. P. 607–618.
31. Hirche H.J., Ershova E.A., Kosobokova K.N. et al. From fringe to basin: unravelling the survival strategies of *Calanus hyperboreus* and *C. glacialis* in the Arctic Ocean // *Mar. Ecol. Prog. Ser*. 2024. V. 745. P. 41–57.
<https://doi.org/10.3354/meps14665>
32. Hirche H.J., Kosobokova K.N. Distribution of *Calanus finmarchicus* in the northern North Atlantic and Arctic Ocean – expatriation and potential colonization // *Deep-Sea Res. Part II*. 2007. V. 54. P. 2729–2747.
33. Hirche H.J., Niehoff B. Reproduction of the Arctic copepod *Calanus hyperboreus* in the Greenland Sea: Field and laboratory observations // *Pol. Biol*. 1996. V. 16. P. 209–219.
34. Hop H., Wold A., Vihtakari M. et al. Zooplankton in Kongsfjorden (1996–2016) in relation to climate

- change // The Ecosystem of Kongsfjorden, Svalbard. Adv. Pol. Ecol. V. 2 / Eds. H. Hop, C. Wiencke. 2019. https://doi.org/10.1007/978-3-319-46425-1_7
35. Huskin I., Anadón R., Álvarez-Marqués F. et al. Ingestion, faecal pellet and egg production rates of *Calanus helgolandicus* feeding coccolithophorid versus non-coccolithophorid diets // J. Exp. Mar. Biol. Ecol. 2000. V. 248. No. 2. P. 239–254. [https://doi.org/10.1016/S0022-0981\(00\)00167-2](https://doi.org/10.1016/S0022-0981(00)00167-2)
 36. Jakobsen M., Grantz A., Kristoffersen Y. et al. “The Arctic ocean: Boundary conditions and background information”, in The organic carbon cycle in the Arctic ocean. Eds. R. Stein, R.W. MacDonald (Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 2004), pp. 1–32.
 37. Jaschnov W.A. 1970. Distribution of *Calanus* species in the seas of the Northern Hemisphere // Intern.Rev. Hydrobiologie. V. 55. P. 197–212.
 38. Irigoien X. Gut clearance rate constant, temperature and initial gut contents: a review // J. Plank. Res. 1998. V. 20. No. 5. P. 997–1003. DOI: 10.1093/plankt/20.5.997.
 39. Kassens H., Dmitrenko I.A., Rachold V. et al. Russian and German scientists explore the Arctic’s Laptev Sea and its climate system // EOS, Trans., Am. Geophys. Union. 1998. V. 79. P. 317–323.
 40. Kassens H., Volkmann-Lark K. Russian-German co-operation. Laptev-Sea System: Expedition TRANS-DRIFT XV, March 15 – April 28, 2009. Cruise report. 2010. <https://oceanrep.geomar.de/id/eprint/28438/1/FB-TRANSDRIFT-XV>
 41. Kosobokova R.N., Hanssen H., Hirche H.-J. et al. Composition and distribution of zooplankton in the Laptev Sea and adjacent Nansen Basin during summer, 1993 // Pol. Biol. 1998. V. 19. P. 63–76.
 42. Kosobokova K.N., Hirche H.-J. Reproduction of *Calanus glacialis* in the Laptev Sea, Arctic Ocean // Pol. Biol. 2001. V. 24. P. 33–43.
 43. Kosobokova K.N., Hirche H.-J. Biomass of zooplankton in the eastern Arctic Ocean – A baseline study // Prog. Oceanogr. 2009. V. 82. P. 265–280.
 44. Kwasniewski S., Hop H., Falk-Petersen S. et al. Distribution of *Calanus* species in Kongsfjorden, a glacial fjord in Svalbard // J. Plank. Res. 2003. V. 25. P. 1–20. DOI: 10.1093/plankt/25.1.1.
 45. Kwok R., Markus T., Kurtz N.T. et al. Surface height and sea ice freeboard of the Arctic Ocean from ICESat-2: Characteristics and early results // J. Geophys. Res. Oceans. 2019. V. 124. P. 6942–6959.
 46. Leu E., Søreide J.E., Hessen D.O. et al. Consequences of changing sea-ice cover for primary and secondary producers in the European Arctic shelf seas: timing, quantity, and quality // Prog. Oceanogr. 2011. V. 90. P. 18–32. DOI: 10.1016/j.pocean.2011.02.004.
 47. Levinsen H., Turner J.T., Nielsen T.G. et al. On the trophic coupling between protists and copepods in arctic marine ecosystems // Mar. Ecol. Prog. Ser. 2000. V. 204. P. 65–77. DOI: 10.3354/meps204065.
 48. Lischka S., Knickmeier K., Hagen W. Mesozooplankton assemblages in the shallow Arctic Laptev Sea // Pol. Biol. 2001. V. 24. P. 186–199.
 49. Mackas D.L., Bohrer R.N. Fluorescence analysis of zooplankton gut contents and investigation of diel feeding patterns // J. Exp. Mar. Biol. Ecol. 1976. V. 25. P. 77–85.
 50. Matsuno K., Yamaguchi A., Hirawake T. et al. Year-to-year changes of the mesozooplankton community in the Chukchi Sea during summers of 1991, 1992 and 2007, 2008 // Pol. Biol. 2011. V. 34. P. 1349–1360.
 51. Mauchline J. The Biology of Calanoid Copepods; Academic Press: San Diego, CA, USA, 1998.
 52. Pasternak A., Drits A., Arashkevich E. et al. Differential impact of the Khatanga and Lena (Laptev Sea) runoff on the distribution and grazing of zooplankton // Front. Mar. Sci. 2022. V. 9. 881383. DOI: 10.3389/fmars.2022.881383.
 53. Pasternak A., Drits A., Arashkevich E. et al. Zooplankton of the Kara Sea in early spring: abundance, demography, feeding and reproduction of dominant copepods *Calanus* spp. and *Metridia longa* in relation to ice retreat // Cont. Shelf Res. (in press).
 54. Pavlov V.K., Timokhov L.A., Baskakov G.A. et al. Hydrometeorological regime of the Kara, Laptev, and East-Siberian seas / Technical Memorandum, APL-UW TM 1-96. St. Seattle, WA: Applied Physics Laboratory, University of Washington, 1996.
 55. Peters J., Tuschling K., Brandt A. Zooplankton in the Arctic Laptev Sea – Feeding ecology as indicated by fatty acid composition // J. Plank. Res. 2004. V. 26. P. 227–234. DOI: 10.1093/plankt/fbh017.
 56. Pnyushkov A.V., Polyakov I.V., Padman L. et al. Structure and dynamics of mesoscale eddies over the Laptev Sea continental slope in the Arctic Ocean // Ocean Sci. 2018. V. 14. P. 1329–1347. <https://doi.org/10.5194/os-14-1329-2018>
 57. Polyakov I.V., Pnyushkov A.V., Alkire M.B. et al. Greater role for Atlantic inflows on sea-ice loss in the Eurasian Basin of the Arctic Ocean // Science. 2017. V. 356. P. 285–291. DOI: 10.1126/science.aai8204.
 58. Rudels B. Arctic Ocean circulation, processes and water masses: A description of observations and ideas with focus on the period prior to the International Polar Year 2007–2009 // Prog. Oceanogr. 2015. V. 132. P. 22–67. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2013.11.006>
 59. Smith S.L. Copepods in Fram Strait in summer: distribution, feeding and metabolism // J. mar. Res. 1988. V. 46. P. 145–181.
 60. Sorokin Yu.I., Sorokin P.Yu. Plankton and primary production in the Lena river estuary and in the south-

- eastern Laptev Sea // Estuarine, Coastal and Shelf Science. 1996. V. 43. P. 399–418.
61. Søreide J.E., Falk-Petersen S., Hegseth E.N. et al. Seasonal feeding strategies of *Calanus* in the high-Arctic Svalbard region // Deep-Sea Res. II. 2008. V. 55. P. 2225–2244.
DOI: 10.1016/j.dsr2.2008.05.024.
 62. Springer A.M., McRoy C.P., Flint M.V. The Bering Sea Green Belt: shelf-edge processes and ecosystem production // Fish. Oceanogr. 1996. V. 5. P. 205–223.
 63. Stroeve J.C., Kattsov V., Barrett A.P. et al. Trends in Arctic sea ice extent from CMIP5, CMIP3 and observations // Geophys. Res. Lett. 2012. V. 39: L16502.
DOI: 10.1029/2012GL052676.
 64. Tande K.S., Grønvik S. Ecological investigations on the zooplankton community of Balsfjorden, northern Norway: sex ratio and gonad maturation cycle in the copepod *Metridia longa* (Lubbock) // J. Exp. Mar. Biol. Ecol. 1983. V. 71. P. 43–54.
[https://doi.org/ 10.1016/0022-0981\(83\)90103-X](https://doi.org/10.1016/0022-0981(83)90103-X)
 65. Timofeev S.P. The Laptev Sea zooplankton: a Review (1996) // Ber. Polarforsch. 1998. V. 287. P. 80–99.
 66. Tremblay T.E., Raimbault P., Garcia N. et al. Impact of river discharge, upwelling and vertical mixing on the nutrient loading and productivity of the Canadian Beaufort shelf // Biogeoscience. 2014. V. 11. P. 4853–4868.
 67. van der Jagt H., Wiedmann I., Hildebrandt N. et al. Aggregate feeding by the copepods *Calanus* and *Pseudocalanus* controls carbon flux attenuation in the Arctic shelf sea during the productive period // Front. Mar. Sci. 2020. V. 7.
DOI: 10.3389/fmars.2020.543124.
 68. Varpe Ø. Fitness and phenology: annual routines and zooplankton adaptations to seasonal cycles // J. Plankt. Res. 2012. V. 34. P. 267–276.
[https://doi.org/ 10.1093/plankt/fbr108](https://doi.org/10.1093/plankt/fbr108)
 69. Wassmann P., Carmack E., Kosobokova K.N. et al. The contiguous domains of Arctic Ocean advection: trails of life and death // Prog. Oceanogr. 2015. V. 139. P. 42–65.
DOI: 10.1016/j.pocean.2015.06.011.
 70. Williams W.J., Carmack E.C. The ‘interior’ shelves of the Arctic Ocean: Physical oceanographic setting, climatology and effects of sea-ice retreat on cross-shelf exchange // Progr. Oceanogr. 2015. V. 139. P. 24–31.
DOI: 10.1016/j.pocean.

ZOOPLANKTON OF THE LAPTEV SEA: IS THE “EFFECT OF THE CONTINENTAL SLOPE” MANIFESTED IN THE DISTRIBUTION, FEEDING ACTIVITY AND GRAZING IMPACT ON PHYTOPLANKTON?

A. V. Drits*, A. F. Pasternak, E. G. Arashkevich, A. A. Nedospasov,
D. D. Osipova, M. V. Flint

Shirshov Institute of Oceanology Russian Academy of Science, Moscow, Russia

*e-mail: adrits@mail.ru

Mesozooplankton composition, distribution, and grazing in the areas of the continental slope, outer shelf and deep basin of the Laptev Sea were studied. Data were obtained in August–September 2018 during the cruise # 72 of the RV Akademik Mstislav Keldysh at two quasi-meridional sections. Zooplankton biomass (DW) in the 0–bottom layer increased with depth from 3–5 g·m⁻² on the shelf to 9–17 g·m⁻² above the slope and 12–17 g·m⁻² in deep-water areas. Over the shelf and slope, the share of *Calanus glacialis* in the total biomass was 80% and 45%, and it decreased to 32% in the deep-water area while *C. hyperboreus* increased to 39%. Contrary to the present concept of an of increased plankton concentration “belt” over the continental slope, no increase in the total zooplankton biomass was found in this area. Difference in the timing of the seasonal ice retreat was significant for the development of the *C. glacialis* and had virtually no effect on the population dynamics of *C. hyperboreus* and *Metridia longa*. Daily rations through herbivory did not cover metabolic expenditures. Daily zooplankton grazing impact on phytoplankton of the size fraction > 3 µm was 0.4–2% of phytoplankton biomass on the shelf, 7–10% above the slope, and 1.5–6% in the deep-water area.

Keywords: Laptev sea, zooplankton, distribution, demography, grazing, ice regime

УДК 591.148:574.583(262.5)

БИОЛЮМИНЕСЦЕНЦИЯ ПЛАНКТОННЫХ СООБЩЕСТВ ЮЖНОГО ОКЕАНА: АТЛАНТИЧЕСКИЙ СЕКТОР

© 2025 г. А. В. Мельник*, Л. А. Мельник, С. А. Пионтковский

Институт биологии южных морей им. А. О. Ковалевского РАН (ФИЦ ИнБЮМ), Севастополь, Россия

*e-mail: melnikalexsand@gmail.com

Дата поступления 17.05.2024 г.

Дата доработки 21.10.2024 г.

Принята к публикации 18.12.2024 г.

Вертикальные батифотометрические зондирования биолюминесцентного потенциала зондом “Salpa MA+” были выполнены в январе–феврале 2022 г. на 37 станциях в фотическом слое в Антарктическом проливе, проливе Брансфилд и северо-западной части моря Уэдделла во время 87-й Антарктической экспедиции НИС “Академик Мстислав Келдыш”. Зондирования сопровождались измерениями температуры, электропроводности, фотосинтетически активной радиации и сбором планктонных проб с их последующей обработкой. Идентифицировано 7 биолюминесцентных видов планктона: *Pelagobia longicirrata* Greeff, 1879, *Protoperidinium depressum* (J.W. Bailey) Balech, 1974, *Protoperidinium antarcticum* (Schimper ex Karsten) Balech, 1974, *Metridia gerlachei* Giesbrecht, 1902, *Oithona similis* Claus, 1866, *Euphausia superba* Dana, 1850 и *Salpa thompsoni* Foxton, 1961. Комплексные исследования показали, что пространственная структура поля биолюминесцентного потенциала (его вертикальная и горизонтальная составляющие) формируется двумя главными факторами: таксономической структурой планктонного сообщества и термохалинной структурой биотопа. Виды и таксономические группы, доминирующие в формировании биолюминесцентного потенциала, существенно различались во всех трех районах исследований. Характеристики термохалинной структуры в них были также существенно различны.

Ключевые слова: биолюминесценция, фитопланктон, мезозоопланктон, макрозоопланктон, пролив Брансфилд, Антарктический пролив, море Уэдделла, атлантический сектор Антарктики

DOI: 10.31857/S0030157425030073, EDN: GWFCVT

ВВЕДЕНИЕ

Механически стимулированная биолюминесценция планктона широко используется для экспресс-оценки структуры и функционального состояния морских планктонных сообществ [2, 35, 42]. Феномен представляет собой электромагнитное излучение в видимой области спектра, которое обеспечивается биохимическими реакциями [24]. Наиболее многочисленны исследования поля биолюминесценции (ПБ) фотического слоя для оценки разномасштабной пространственно-временной изменчивости пелагических экосистем. Многократные вертикальные зондирования ПБ позволяют получить его статистически надежные характеристики [4, 12].

Вместе с тем интерпретация биолюминесцентного потенциала (БП) планктона достаточно сложна, поскольку кинетические параметры ферментативной хемилюминесцентной реакции

зависят от биотических и абиотических характеристик среды [13] и таксономического состава биолюминесцентных. В измерительной камере батифотометра их суммарный сигнал формирует величину БП сообщества. Известны светящиеся фитопланктонные водоросли, радиоларии, грибы и многоклеточные животные широкого таксономического и размерного диапазона — от полипов, медуз и гребневиков до кальмаров, ракообразных и рыб [5].

В исследованиях ФИЦ ИнБЮМ РАН способность к свечению обнаружена у 364 видов фитопланктона и 164 видов зоопланктона, причем у 137 видов светоизлучение было обнаружено впервые [12]. Общее количество известных биолюминесцирующих видов планктона Мирового океана заметно больше [36]. Кроме планктона светятся и бактерии в морских водах разных широт — от тропических до полярных. В открытом

океане на 1 л морской воды в среднем приходится до 1000 клеток светящихся бактерий [3]. Они присутствуют на глубинах от нескольких метров до километров.

Основными продуцентами механически стимулированной биолюминесценции в Атлантическом секторе Южного океана являются организмы фитопланктона, мезозoopланктона и макрозоопланктона. Самыми крупными из них являются *Euphasia superba* и *Salpa thompsoni*. Антарктический криль (*E. superba*), относящийся к планктонным видам ракообразных семейства *Euphausiidae* Dana, 1852, — важная часть планктонного сообщества и ключевой объект трофической сети вод Антарктики [1]. В последние десятилетия в Антарктической части Атлантики наблюдаются значимые изменения, связываемые с глобальным потеплением климата. Наиболее заметным является значительное сокращение площади ледяного покрова и доли старого морского льда [38].

С середины XX в. значительное потепление верхних слоев отмечено к западу от Антарктического полуострова. С 1955 г. температура повысилась более чем на 1°C [29]. Этот процесс существенно влияет на планктонные сообщества и структуру пищевой цепи. В частности, в связи с перестройкой термохалинной структуры вод постепенное вытеснение диатомовых водорослей мелкоклеточными криптофитовыми [28, 30, 31] может увеличивать доминирование сальпы *Salpa thompsoni* — массового вида Южного океана. В районах скоплений биомасса организмов достигает 10 г/м³ и более [10]. За счет высокой трофической активности и плодовитости сальпы становятся серьезными конкурентами антарктическому крилю [11, 14, 18, 27, 37]. Эти многолетние изменения необходимо отслеживать, поскольку антарктический криль является промысловым видом, распределение международных квот на вылов которого требует мониторинга состояния этого ресурса. Воды Антарктического полуострова, Южных Оркнейских островов и большей части моря Уэдделла были объявлены Комиссией по сохранению морских живых ресурсов Антарктики (АНТКОМ) морскими охраняемыми районами (MPAs). Существуют и те, статус которых в настоящее время разрабатывается или обсуждается [39, 40]. Пелагическая экосистема Антарктики в настоящее время находится в состоянии трансформации, поэтому регулярные исследования региона важны для мониторинга ключевых характеристик структуры пелагических со-

обществ и их изменчивости [7, 25]. Целью наших исследований было выявить взаимосвязь интенсивности БП и пространственного распределения планктонного сообщества в исследуемом регионе в летний астральный период.

МЕТОДЫ

Биолюминесценция планктона. Вертикальные зондирования БП в слое 0–200 м были выполнены на 37 станциях 87-го рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш” в январе–феврале 2022 г. в Атлантическом секторе Южного океана. Все зондирования выполнялись с 8:00 до 23:00, что соответствовало светлому времени суток в регионе.

В координатном пространстве станции были выполнены на трех разрезах поперек пролива Брансфилд: один продольный разрез в Антарктическом проливе и два разреза в море Уэдделла (рис. 1). Опускаемый с постоянной скоростью батифотометр создает стандартный уровень механического возбуждения биолюминесцентных, что позволяет корректно оценивать характеристики ПБ планктонного сообщества. Для его оценки использовался новый гидробиологический зонд “*Salpa MA+*” (рис. 2), предназначенный для измерений БП планктона в продуктивном слое Мирового океана (0–250 м) в режиме вертикального зондирования со скоростью до 1.2 м/с. Одновременно с БП датчики зонда позволяют измерять температуру, электропроводность и гидростатическое давление по четырем измерительным каналам (табл. 1). Первичная поверка и калибровка были проведены НПП “Аквастандарт” в соответствии с ГОСТом.

Параметры механически стимулированной биолюминесценции организмов определяются выбранным методом возбуждения и спектральной чувствительностью фотоприемного устройства. Перевод организмов в активное состояние, при котором они испускают световую энергию, проводится методом флотации в измерительной камере, которая состоит из восьми лопастных импеллеров. Для уменьшения влияния солнечного света четыре ряда зачерненных импеллеров, состоящие из двух групп рядов, взаимно перпендикулярных углов атаки образуют подвижную светоловушку, что обеспечивает при минимальном сопротивлении набегающему потоку водной среды ослабление световой энергии в $2 \cdot 10^7$ раз.

Биолюминесцентный потенциал — это усредненный по времени измерения и отнесенный к единице просмотренного объема лучистый

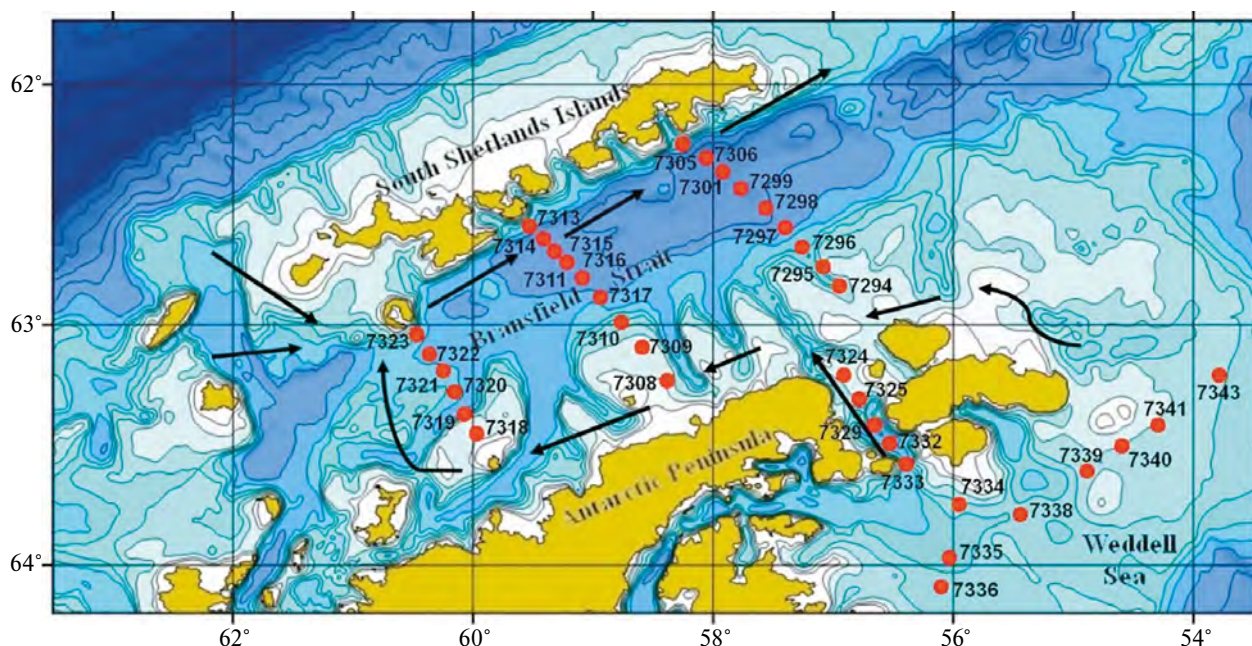


Рис. 1. Карта станций. Красные точки – станции, черные стрелки – схема течений.

поток, излучаемый планктонными организмами, находящимися в объеме, в котором обеспечивается возбуждение их световой энергии [13]:

$$B(p) = \int_0^t B(t') dt',$$

где $B(p)$ – биолуминесцентный потенциал 1-метрового слоя; t – время нахождения батифотометра в этом слое; $B(t)$ – интенсивность высвечивания единичного биолуминесцента в темновой камере батифотометра.

Биологический отбор проб. Пробы фитопланктона были взяты на станциях с использованием средней сети Апштейна (сетка – 38 мкм; диаметр устья – 0.36 м). Пробы отбирались в диапазоне от 0 до 50 м, на отдельных станциях образцы были отобраны с горизонтов 50–160 м [25].

Пробы мезозoopланктона отбирались на станциях с помощью многоразовой планктонной сети MultiNet (площадь входного отверстия – 0.25 м²), оснащенной пятью конусами с размером ячеи 150 мкм [32]. Вертикальные буксировки осуществлялись с 500 до 300 м, 300–200, 200–100, 100–50 и 50–0 м. На мелководных станциях отбор проб проводился с помощью вертикальных буксировочных ловов планктонной сетью WP-2 с размером ячеи 150 мкм [43] с глубины 200 м до поверхности или от дна до поверхности. Образцы хранились в пластиковых емкостях объемом 100 мл в 4%-ном растворе формалина для последующего анализа в лаборатории.



Рис. 2. Внешний вид погружного модуля комплекса “Сальпа-МА+”.

Таблица 1. Измерительные каналы комплекса “Сальпа-МА+”

Канал	Диапазон измерений	Минимальное значение	Диапазон погрешности, %
БиOLUMиНесценция	$10^{-13} - 10^{-8} \text{ Вт}/(\text{см}^2 \cdot \text{л}^{-1})$	0.01	± 10
Температура	$-2 - +35^\circ\text{C}$	0.02	± 0.1
Давление	0 – 20 МПа	0.05	± 0.03
Соленость	0.2 – 40.0‰	0.002	± 0.005

Образцы макрозоопланктона и ихтиопланктона были получены на станциях с использованием сети Бонго (сеть – 505 мкм, диаметр устья – 0.6 м) путем выполнения косых ловов с глубины 200 м до поверхности, с помощью пелагической двойной квадратной микронектоновой сети (DSN) (сетка – 505 мкм, площадь входа – 1.0 м^2), оснащенной крыловидным заглубителем весом 24 кг (Hydrobios, Altenholz, Германия), а также путем выполнения косых буксировок с 600 м до поверхности со средней скоростью 1.5 узла [23]. Сети DNS и Бонго были оснащены счетчиком расхода воды (Hydrobios, Altenholz, Германия) [25].

Методы и результаты измерений характеристик термохалинной структуры вод и скоростей течений в экспедиции 87-го рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш” подробно излагались ранее [20].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Величины средних и максимальных амплитуд биOLUMиНесценции, температуры поверхности океана (ТПО) и солености свидетельствуют о значительной неоднородности их пространственного распределения на станциях разрезов во всех трех регионах исследований (табл. 2). Например, из сравнения изменчивости максимального уровня БП вдоль разрезов очевидно, что величины могут изменяться на порядок и более. При этом температура варьируется от $+2.05$ до -0.54°C . Пространственную неоднородность термохалинной структуры в эвфотическом слое формировали различные водные массы и геострофические течения различных скоростей и направленности [20]. Для более конкретного анализа экологических ситуаций их целесообразно рассмотреть по регионам.

Пролив Брансфилд. В силу своего обособленного положения пролив характеризуется сложной термохалинной структурой вод [21, 22, 32]. Ширина течения пролива Брансфилд равна приблизительно 10 км. Оно заглубляется примерно

до 400 м, ядро расположено над изобатой 750 м. Скорости течения достигают 50 см/с. Схема течений в проливе Брансфилд показана на рис. 1 [8].

Наиболее низкая ТПО 0.06°C отмечалась в прибрежной юго-восточной части пролива, куда поступали холодные воды моря Уэдделла. В северной части адвекция теплых вод южной периферии антарктического циркумполярного течения (АЦТ) повышала ТПО до 2.05°C . В центральной части пролива взаимодействие вод южной периферии АЦТ, моря Уэдделла и шельфовых вод Антарктического полуострова формировало высокоградиентную зону, в которой ТПО изменялась от 1.32 до 1.76°C .

Максимальная соленость в поверхностном слое (до 34.2 PSU), характерная для вод моря Уэдделла, отмечалась в юго-восточной части пролива. Соленость от 34.18 до 33.9 PSU наблюдалась в водах южной периферии АЦТ: в центральной части пролива и на акватории, примыкающей к Южным Шетландским островам. Наиболее низкие значения – до 33.8 PSU на западе пролива соответствовали теплым водам, поступающим из моря Беллинсгаузена.

БиOLUMиНесценция на восточном разрезе. Самый высокий уровень биOLUMиНесценции достигал $2213.51 \cdot 10^{-12} \text{ Вт} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{л}^{-1}$ на ст. 7305 (рис. 3а). Слой повышенного БП регистрировался на глубине 161 м при однопиковой вертикальной структуре биOLUMиНесценции и величинах ТПО и солености, равных 1.84°C и 33.9 PSU соответственно. На следующей станции 7306 максимальный уровень биOLUMиНесценции составлял $1318 \cdot 10^{-12} \text{ Вт} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{л}^{-1}$ и располагался в приповерхностном слое (32 м), где ТПО и соленость составляли 1.35°C и 34.02 PSU. Средний уровень БП по всей глубине зондирования равнялся $911.5 \cdot 10^{-12} \text{ Вт} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{л}^{-1}$. На последующих станциях – 7301, 7299, 7298, 7297, 7296, 7295, 7294, расположенных южнее по разрезу, максимальный уровень биOLUMиНесценции не превышал $501.63 \cdot 10^{-12} \text{ Вт} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{л}^{-1}$. Структура распределе-

Таблица 2. Значения биолюминесценции, температуры и солености

Район	Станция	Максимум биолюм. 10^{-12} Вт·см $^{-2}$ ·л $^{-1}$	Глубина (м) максимума биолюм.	Биолюм. среднее 10^{-12} Вт·см $^{-2}$ ·л $^{-1}$	Темпера- тура, °С	Соленость PSU
Пролив Брансфилд	7305	2213.51	161	1415.66	1.84	33.9
	7306	1318	32	911.5	1.35	34.02
	7301	501.63	190	214.55	1.42	34.19
	7299	481.2	193	209.51	1.43	34.1
	7298	500.02	109	213.33	1.24	34.14
	7297	466.22	170	198.45	0.61	34.2
	7296	413.25	183	166.93	0.29	34.2
	7295	399.12	105	144.23	0.13	34.2
	7294	367.85	106	125.22	0.06	34.2
	7313	1714.3	166	549.57	2.05	33.8
	7314	1591.4	176	396.3	1.9	33.8
	7315	1514.89	179	318.74	1.76	33.85
	7311	1346.8	198	366.3	1.88	33.9
	7316	1158.67	113	320.72	1.32	34.11
	7317	1112	179	247.81	1.38	34.1
	7310	1097	111	201.59	0.68	34.18
	7309	554.93	128	117.44	0.08	34.19
	7308	418.99	152	107.45	0.07	34.19
	7323	1114.61	173	602.32	1.64	33.8
	7322	614.46	110	244.55	1.61	33.9
	7321	402.22	191	129.99	0.92	34.04
	7320	399.53	163	117.66	0.68	34.17
	7319	348.99	193	114.44	0.94	34.1
	7318	289.59	97	96.69	0.58	34.08
Антарктический пролив	7324	907.91	38	722.1	−0.08	34.53
	7325	276.12	90	84.23	−0.16	34.52
	7329	299.13	74	73.15	−0.54	34.44
	7332	988.14	110	811.55	−0.34	34.43
	7333	301.55	105	111.14	−0.46	34.39
Море Уэдделла	7336	2479.46	189	1879.11	−0.11	33.71
	7335	2011.55	154	944.25	−0.6	34.34
	7334	316.17	125	188.24	−0.47	34.31
	7338	2516.55	150	2114.66	−0.39	34.18
	7339	2111.55	164	1759.13	−0.38	34.25
	7340	1944.22	180	1447.26	−0.39	34.43
	7341	1100.44	744.12	168	0.61	34.42
	7343	1867.99	947.51	170	0.91	34.33

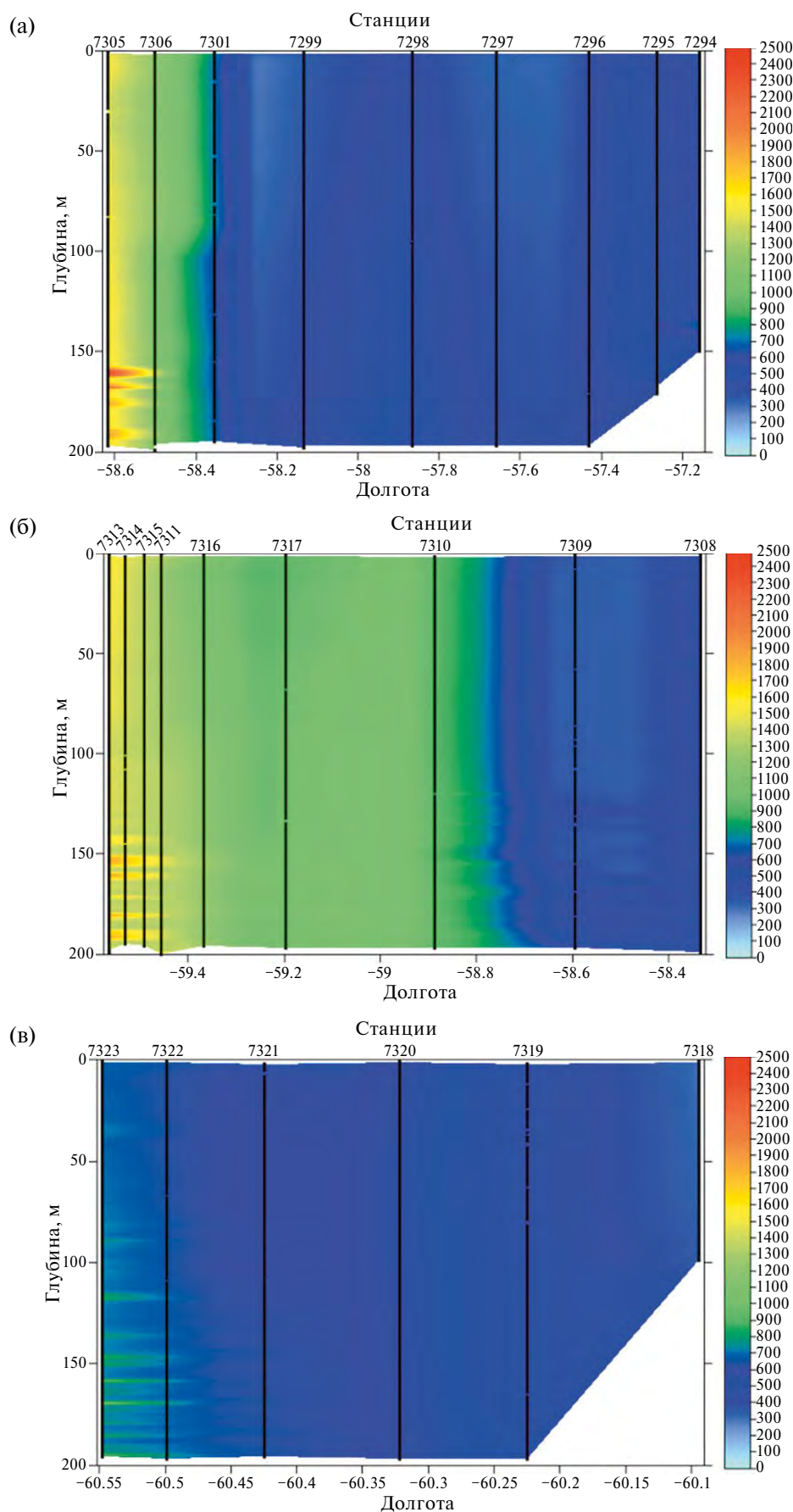


Рис. 3. Биолюминесценция в проливе Брансфилд. Восточный разрез (а), центральный разрез (б), западный разрез (в).

ния биолюминесценции во всем слое была равномерной без явно выявленных пиков, средний уровень находился в диапазоне от $125.22 \cdot 10^{-12}$ до $214.55 \cdot 10^{-12}$ Вт·см⁻²·л⁻¹. Минимальное значение ТПО, зарегистрированное на станции 7294, составляло -0.06°C . В зоне распространения поверхностных вод из моря Уэдделла уровень солености был равен 34.2 PSU.

Биолюминесценция на центральном разрезе. Максимальный уровень биолюминесценции был зарегистрирован на ст. 7313, где он достигал $1714.3 \cdot 10^{-12}$ Вт·см⁻²·л⁻¹ на горизонте 166 м (рис. 36). Как и на предыдущем разрезе, вертикальная структура биолюминесценции была однопиковая, ТПО и соленость составляли 2.05°C и 33.8 PSU соответственно. На других 6-ти станциях этого разреза (7314, 7315, 7311, 7316, 7317, 7310) средний уровень биолюминесценции варьировался в диапазоне от $396.3 \cdot 10^{-12}$ до 318.74×10^{-12} Вт·см⁻²·л⁻¹, при этом регистрировались многочисленные пики в ее вертикальном распределении. Центральные станции разреза обнаружили высокоградиентную зону, где ТПО изменялась от 1.32 до 1.76°C . Самый низкий средний уровень БП на всей исследуемой акватории был зарегистрирован на станциях 7309 и 7308, где он составлял $117.44 \cdot 10^{-12}$ и $107.45 \cdot 10^{-12}$ Вт·см⁻²·л⁻¹ соответственно. При этом на станции 7308 был отмечен самый холодный слой с температурой -0.07°C .

Биолюминесценция на западном разрезе. На данном разрезе количество станций было наименьшим в связи с его географическим положением. Максимальная интенсивность биолюминесценции была зарегистрирована на станции 7323, расположенной вблизи острова Десепшен, где она составляла $1114.61 \cdot 10^{-12}$ Вт·см⁻²·л⁻¹ на глубине 173 м (рис. 3в). При этом в вертикальном распределении БП регистрировались многочисленные пики, что отличало эту станцию от других с максимальными величинами БП в регионе. Пики располагались в слое от 80 до 190 м. Такая структура свойственна регионам с большим скоплением светящихся гидробионтов. ТПО и соленость на станции составляли 1.64°C и 33.8 PSU соответственно. На следующей станции 7322 БП был вдвое меньше и составлял 614.46×10^{-12} Вт·см⁻²·л⁻¹.

На центральных станциях разреза средний уровень БП находился в диапазоне от 117.66×10^{-12} до $129.99 \cdot 10^{-12}$ Вт·см⁻²·л⁻¹, а его вертикальное распределение не демонстрировало явно

выявленных пиков. При этом ТПО значительно понизилась до 0.68°C . На южных станциях разреза биолюминесценция была слабой, опускаясь до $96.69 \cdot 10^{-12}$ Вт·см⁻²·л⁻¹.

Основной вклад в формирование ПБ в проливе Брансфилд вносили *Salpa thompsoni* среднего размера 30–50 мм. Большое скопление особей среднего размера (20–40 мм) наблюдалось на западном разрезе, при тралении сетью DSN. Количество в лове не превышало 400 особей. Органы свечения сальпы похожи на таковые у пиромомы (*Pyrosoma*) и представляют собой скопления клеток на брюшной стороне в области кишечника, содержащих симбиотические светящиеся бактерии. Благодаря высокой трофической активности и плодовитости этого вида, его биомасса может постепенно увеличиваться. Сальпы являются серьезными конкурентами антарктического криля и могут поглощать большую часть его кормовой базы [11, 27, 37].

В районе Ю. Шетландских островов были зарегистрированы светящиеся виды мезозоопланктона, представленные мелкими веслоногими ракообразными *Oithona similis* и более крупными *Metridia gerlachei* [25]. Биолюминесценция в виде голубого свечения, производимая *Metridia spp.*, впервые была отмечена при описании этого вида более 150 лет назад [15]. Как передняя, так и задняя части тела *Metridia spp.* биолюминесцентны, что в конечном итоге приводит к яркой вспышке, которая затухает в течение нескольких секунд, но может активироваться повторно. Биолюминесцентные вспышки, производимые *Metridia spp.*, могут быть вызваны движением воды и, возможно, ответом на присутствие хищников [41]. *O. similis* – веслоногий рачок подотряда *Cyclopoida*, самки имеют размер 0.73–0.96 мм, а самцы – 0.59–0.70 мм. Этот вид встречается в арктических, умеренных и южных морях. Несмотря на сравнительно малые размеры *O. Similis*, в силу своей многочисленности, особи играют важную роль в питании других массовых копепоид, эвфаузиид, личинок рыб. Установлено, что в холодные годы, когда калянус развивается позднее и в меньших количествах, именно взрослые и копепоидитные особи ойтоны составляют основу биомассы зоопланктона и являются важнейшим передаточным звеном, связывающим фитопланктон с более высокими трофическими уровнями [9].

Биолюминесценция в Антарктическом проливе. Антарктический пролив, соединяющий мо-

ре Уэдделла с проливом Брансфилд, расположен между северо-восточной оконечностью Антарктического полуострова и архипелагом островов, самым крупным из которых является о. Жуэнвиль. Отмечено, что мезомасштабные вихри в Антарктическом проливе могут образовываться не только над подводными горами, но и над желобом пролива [6]. Богатая биогенами и фитопланктоном вода моря Уэдделла распространяется вдоль континентального склона Антарктического полуострова [26], а вода пролива Брансфилд — преимущественно в южном направлении вдоль склона у восточной границы пролива и вдоль гряды островов, в том числе самого крупного — о. Жуэнвиль [17].

Продольный разрез из пяти станций был ориентирован приблизительно вдоль оси Антарктического пролива (ст. 7324, 7325, 7329, 7332, 7333) (рис. 4). Максимум БП достигал $907.91 \times 10^{-12} \text{ Вт} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{л}^{-1}$ на глубине 38 м (ст. 7324), и аналогично высокий показатель БП — $988.14 \times 10^{-12} \text{ Вт} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{л}^{-1}$ был отмечен на ст. 7332, но располагался глубже — на 110 м. Вертикальное распределение биолюминесценции не имело выраженных пиков, а ее интенсивность была минимальной при сравнении всех станций разреза. При этом средний уровень биолюминесценции варьировался в диапазоне от $73.15 \cdot 10^{-12}$ до $111.14 \times 10^{-12} \text{ Вт} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{л}^{-1}$ (ст. 7325, 7329, 7333).

Анализ гидрологических данных показал существенное различие водных масс в северной и южной частях пролива. Вода, поступающая в северную шельфовую часть Антарктического

пролива из пролива Брансфилд (ст. 7324, 7325), отличалась более высокой температурой с наибольшими значениями, равными 0.08°C , и имела повышенную соленость — 34.53 PSU.

В Антарктическом проливе была зарегистрирована сравнительно высокая плотность антарктического криля. Криль излучает свет, производимый биолюминесцентными фотофорами, которые расположены в различных частях тела криля: одна пара — на стебельках глаз, другая пара — на бедрах второго и седьмого торакопод и отдельные органы — на четырех сегментах плеона. Эти органы периодически излучают желто-зеленый свет в течение 2–3 с. Эвфаузииды (яйца криля, науплии, калиптопис и фурцилии) были наиболее многочисленны у Южных Оркнейских островов и в Антарктическом проливе (79–85% от общей численности и 75–97% от общей биомассы мезозоопланктона) [25]. Там же было зарегистрировано значительное количество копепод *Metridia gerlachei*.

Биолюминесценция в море Уэдделла. Для моря Уэдделла характерна антарктическая гидрологическая структура вод с разделением на антарктические поверхностные, глубинные и придонные. В зимнее время подо льдом температура составляет от -1.8 до -1.9°C , а соленость равна 34.4–34.6 PSU. В летние месяцы для поверхностных слоев почти повсеместно характерна температура $\sim 1.5^\circ\text{C}$ и соленость от 33.5 PSU на севере и в центральной зоне до 34.5 PSU близ побережья. Отдельно можно выделить шельфовые воды, которые схожи с Антарктической поверхностной

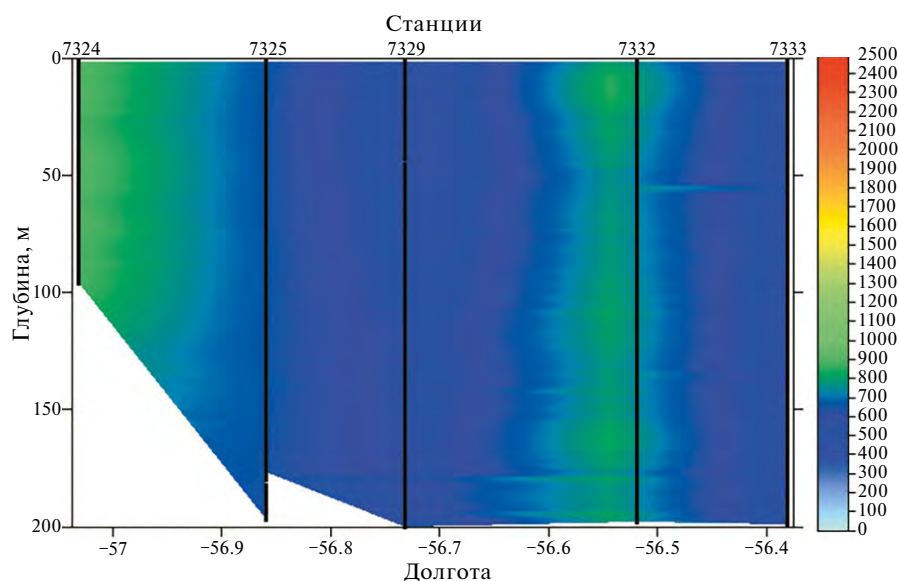


Рис. 4. Биолюминесценция в Антарктическом проливе.

водой (АПВ), но являются более холодными и самыми плотными. АПВ занимает поверхностный слой в несколько сотен метров, из которых 50–100 м прогреваются в летнее время. Под слоем прогретой воды на поверхности ниже располагается холодный подповерхностный слой зимнего выхолаживания. В западной части бассейна Пауэлла он более глубокий из-за выноса холодных вод южной части моря Уэдделла циклоническим круговоротом. Слой опресненной воды образуется за счет таяния большого количества льда, который выносится из южной части моря Уэдделла.

Опреснение льдом может понижать уровень солености до 33.6 PSU.

В акватории моря Уэдделла было выполнено две серии зондирований. Первый разрез в южной части моря состоял из трех станций, на которых вертикальное распределение БП заметно различалось (рис. 5а).

Для самой южной станции 7336 характерны хорошо выраженные пики на глубинах 50, 136, 145 и 189 м, где величины БП достигали $2479.46 \times 10^{-12} \text{ Вт} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{л}^{-1}$. На станции 7335 слой повышенного БП ($2011.55 \cdot 10^{-12} \text{ Вт} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{л}^{-1}$) распо-

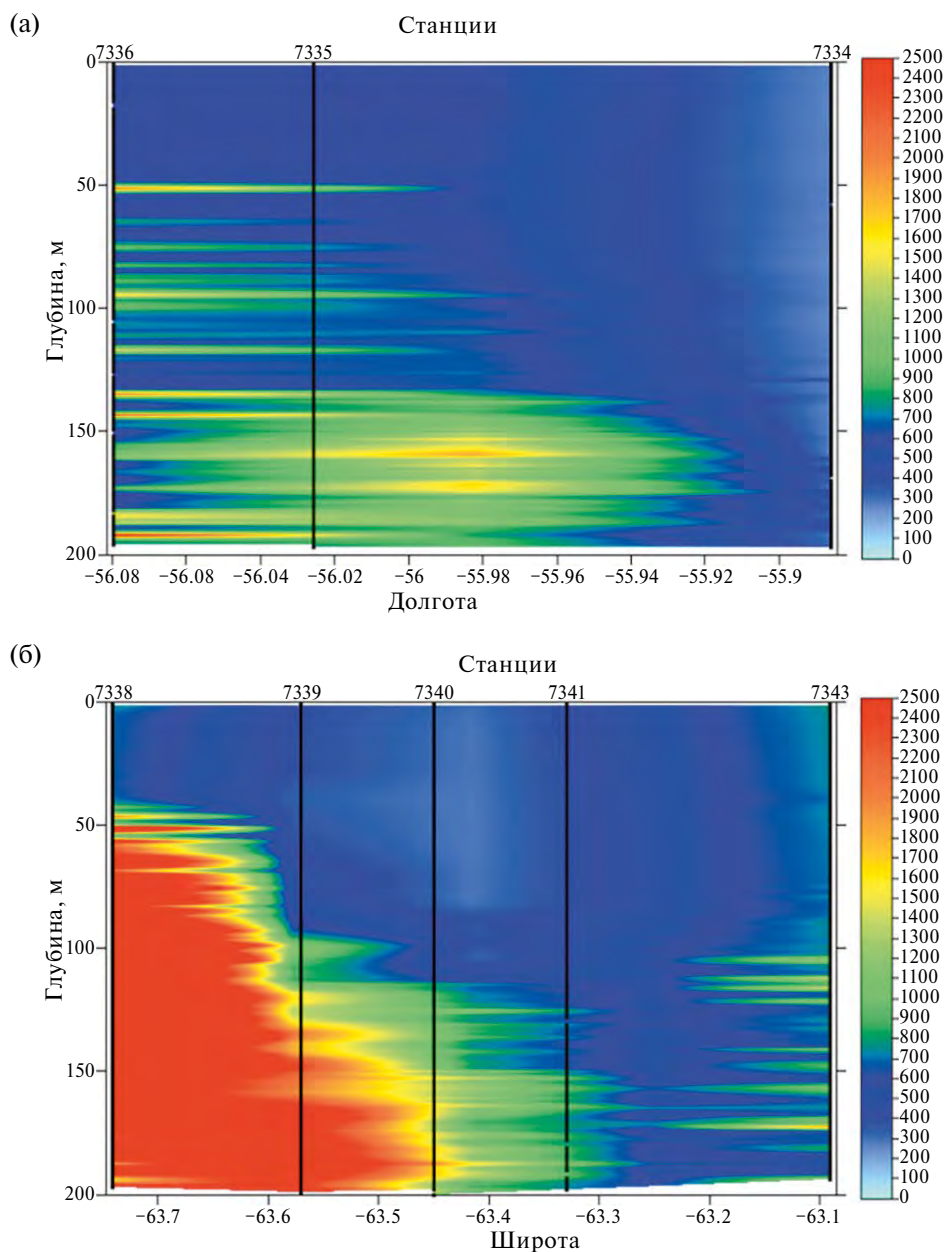


Рис. 5. БиOLUMИНЕСЦЕНЦИЯ в море Уэдделла, южный разрез (а), разрез на шельфе (б).

лагался глубже 130 м, а его распределение по глубине было относительно равномерным, без выраженных пиков. Здесь же отмечена самая низкая ТПО, равная 0.6°C при солёности 34.34 PSU, а самый низкий средний уровень биолюминесцентного сигнала ($87.84 \cdot 10^{-12} \text{ Вт} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{л}^{-1}$) был отмечен на следующей станции (7334). Из биолюминесцентных видов массовыми были *Pelagobia longicirrata* и многощетинковые черви (полихеты) *P. longicirrata* при сравнительно небольшом количестве копепоид *Metridia gerlachei* и *Oithona spp.*

В шельфовой зоне моря Уэдделла было выполнено пять комплексных станций, расположенных с запада на восток. В этом регионе зарегистрированы максимальные показатели интенсивности биолюминесценции по всей исследуемой акватории. Максимальный ее уровень был отмечен на ст. 7338, где он достигал $2516.55 \times 10^{-12} \text{ Вт} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{л}^{-1}$ на глубине 150 м (рис. 5б). Слой повышенного уровня БП располагался на глубине от 50 м (где температура и солёность составляли 0.39°C и 34.18 PSU) до 200 м. На последующих станциях 7339 и 7340 средний уровень биолюминесценции был значительно ниже и варьировался в диапазоне от $1759.13 \cdot 10^{-12}$ до $1447.26 \times 10^{-12} \text{ Вт} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{л}^{-1}$. Максимальные значения регистрировались ниже 120 м, с отдельными пиками в 100-метровом слое. Самый низкий уровень биолюминесцентного сигнала по всей исследуе-

мой акватории был зарегистрирован на станции 7341, он составлял $1100.44 \cdot 10^{-12} \text{ Вт} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{л}^{-1}$. На станции 7343 вертикальное распределение БП было многопиковым, с максимальным значением ($1867.99 \cdot 10^{-12} \text{ Вт} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{л}^{-1}$) на глубине 170 м. На этой же станции был зарегистрирован самый тёплый поверхностный слой с температурой 0.91°C .

Основная роль в формировании ПБ в этом регионе принадлежала фитопланктону — *Protoperdinium depressum* и *Protoperdinium antarctica*. Эти особи выглядят бесцветными или от желтого до коричневого цвета. Клетки могут активно передвигаться в водной толще, используя жгутики. По предыдущим данным, эти виды были обнаружены на глубинах ниже 50 м [25], что соответствует характеру вертикального распределения биолюминесценции на станциях данного разреза.

Описанные особенности пространственного распределения БП, температуры и солёности можно представить в виде графика функции (рис. 6). Она показывает наличие двух групп экологических ситуаций в исследованном регионе Антарктики, при которых повышенные величины потенциала приходится на определенную термохалинную структуру вод. При этом очевидно расположение максимума диаграммы в зоне наименьших значений солёности и температуры. Такая ситуация соответствует максимуму ракообразных.

В формировании мозаичного пространственного распределения БП и его таксономической составляющей в исследованных регионах значительная роль принадлежит мезомасштабным циклоническим и антициклоническим вихрям, которые могут оказывать противоположный эффект на пространственное распределение биомассы [16]. Эксперименты с дрейфтерами показали, что в проливе Брансфилд дрейфтеры удерживаются вихрями (т.е. циркулируют внутри) до 70 дней [45]. Такой длительный временной период отражается на динамике численности фитопланктона, сальпы, криля и копепоид. Схема сезонного расположения мезомасштабных вихрей пролива Брансфилд по данным многолетних измерений с борта судна уже разработана [44]. Дальнейшая оценка взаимосвязи кинетической энергии вихревого поля, характеристик пространственной неоднородности БП и биомассы различных компонентов сообщества по материалам экспедиции позволит понять ее более детально. Наличие таких связей было показано на-

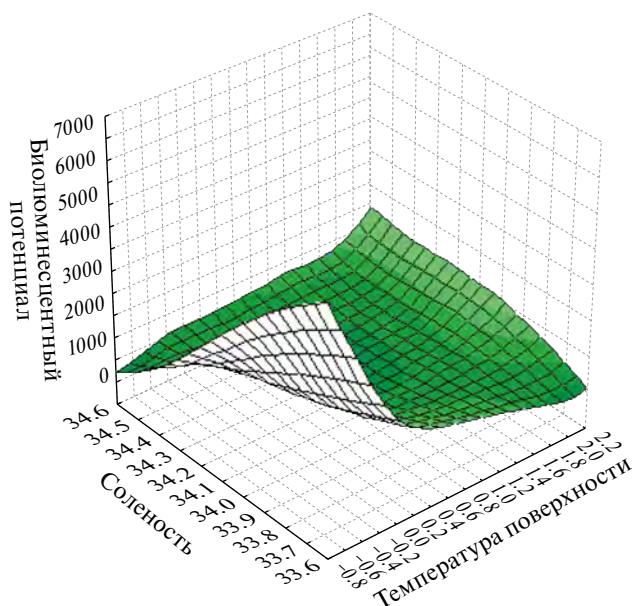


Рис. 6. Пространственное распределение биолюминесцентного потенциала в поле температуры и солёности по всем 37 станциям 87-й Антарктической экспедиции НИС «Академик Мстислав Келдыш».

ми на примере сетей станций тропической зоны Мирового океана [34].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В последние десятилетия воды у берегов Антарктического полуострова и прилегающего региона претерпели значительную трансформацию из-за изменения климата. Текущие изменения климата приводят к значительным колебаниям атмосферных явлений и гидрофизических условий, которые влияют на состав и структуру водных масс, процессы осадконакопления и продолжительность безледного периода. Это приводит к каскадным структурным и функциональным изменениям в морской экосистеме Антарктики, влияющим на продолжительность периода цветения фитопланктона, количество, распределение и соотношение биогенных элементов, а также воздействующим на структуру и продуктивность экосистемы Антарктики в целом [14]. С середины XX в. в Южном океане наблюдается значительное потепление: температура его верхних слоев к западу от Антарктического полуострова с 1955 г. повысилась более чем на 1°C [29]. Деградация ледяного покрова влечет за собой изменения гидрофизических условий, продолжительности производственного периода, а также структуры и распределения сообществ планктона.

В результате проведенных биологических исследований было идентифицировано семь биолюминесцентных видов гидробионтов: *Pelagobia longicirrata* Greeff, 1879, *Protoperidinium depressum* (J.W. Bailey) Balech, 1974, *Protoperidinium antarcticum* (Schimper ex Karsten) Balech, 1974, *Protoperidinium antarcticum* (Schimper ex Karsten) Balech, 1974, *Metridia gerlachei* Giesbrecht, 1902, *Oithona similis* Claus, 1866, *Euphausia superba* Dana, 1850, *Salpa thompsoni* Foxton, 1961 [25]. Выявленный видовой состав считается типичным для атлантического сектора Антарктики [18], хотя ни один из этих видов не был обнаружен повсеместно. Распределение различных таксономических групп светящихся организмов имело мозаичный характер.

В проливе Брансфилд максимумы биолюминесцентного потенциала (в районе архипелага Ю. Шетландских о-вов) формируются сальпами (*S. Thompsoni*), быстрый рост численности которых обеспечивается эффективным бесполом размножением в свободных ото льда весенних водах [10]. Этому способствует пищевое поведение с энергосберегающим реактивным движением

и оптимально адаптированным репродуктивным циклом [19, 33]. В отличие от антарктического криля развитие сальп не зависит от ледяного покрова, влияющего на доступность фитопланктона, предопределяющего динамику численности личинок и молоди криля [10]. Значительному вкладу сальп в БП также способствовал благоприятный температурный режим воды 2022 г. с потеплением до 2°C у Южных Оркнейских островов. Низкие температуры и высокая соленость, по-видимому, негативно влияют на развитие сальп, поэтому они не встречаются в южных регионах пролива Брансфилд.

В Антарктическом проливе изменчивость БП формировалась пространственным распределением антарктического криля *E. superba*. Его скопления были сформированы организмами, занесенными из моря Уэдделла. Значительную роль в БП вносили и копеподы — *Metridia gerlachei*.

В море Уэдделла пространственная структура поля БП была наиболее неоднородной из всех исследованных районов. В южной части моря биолюминесценция была сравнительно высокой и распределялась по всей глубине с хорошо выраженными пиками, а вблизи Антарктического пролива она отсутствовала по всей глубине зондирования. На этом разрезе светящийся зоопланктон был представлен всеядными *Pelagobia longicirrata*, копеподами *Metridia gerlachei* и *Oithona spp.* низкой численности. Абсолютный максимум БП (по всем районам) был зарегистрирован на шельфе моря Уэдделла, где он формировался фитопланктоном: колониями *Protoperidinium depressum* и *Protoperidinium antarctica*.

Исследования, выполненные в ходе 87-го научного рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш” в Атлантическом секторе Южного океана, достоверно подтвердили, что одной из основных черт, присущих вертикальной структуре антарктических ПБ, является их стратификация, формируемая двумя главными факторами: таксономической структурой планктонного сообщества и термохалинной структурой биотопа. В последние десятилетия в Антарктической части Атлантики наблюдаются значительные перемены, связываемые с изменениями климата, которые оказывают существенное влияние на планктонные сообщества, структуру пищевой цепи и доминирующих в них видов. Было выявлено резкое увеличение численности сальп в исследуемом районе [25]. Виды и таксономические группы, доминирующие в формировании БП, существен-

но различались во всех трех районах исследований. Характеристики термохалинной структуры в них были также существенно различны. Любые зафиксированные показатели относятся только к анализируемому периоду времени, и необходимы дальнейшие исследования для выявления тенденций, действующих на более длительных временных масштабах.

Благодарности. Авторы выражают искреннюю благодарность экипажу и капитану НИС “Академик Мстислав Келдыш” за эффективную помощь при выполнении данного исследования, начальнику экспедиции, доктору физико-математических наук Морозову Евгению Георгиевичу, всем научным сотрудникам институтов РАН, принявших участие в данной экспедиции.

Источники финансирования. Данная работа финансировалась за счет средств бюджета института ФИЦ ИнБЮМ в рамках государственного задания по теме “Трансформация структуры и функций экосистем морской пелагиали в условиях антропогенного воздействия и изменения климата” (№ гос. регистрации 124030400057-4 (FNNZ-2024-0031)). Никаких дополнительных грантов на проведение или руководство данным конкретным исследованием получено не было.

Соблюдение этических стандартов. В данной работе отсутствуют исследования человека или животных.

Конфликт интересов. Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александров С.В., Архиповский С.Н., Семенова А.С. Зоопланктон в антарктической части Атлантики в январе–марте 2020 г. // Труды АтлантНИРО. 2021. Т. 5. № 2. С. 148–163.
2. Битюков Э.П., Василенко В.И., Токарев Ю.Н., Серикова И.М. Результаты и перспективы биолюминесцентных исследований в Черном море // Экология моря. 1996. Вып. 45. С. 19–25.
3. Гительзон И.И. Живой свет океана. М.: Наука, 1976. 120 с.
4. Гительзон И.И., Левин Л.А., Утюшев Р.Н. Биолюминесценция океана. СПб.: Гидрометеоздат, 1992. 283 с.
5. Лабас Ю.А., Гордеева А.В. Неразгаданная Дарвином биолюминесценция // Природа. 2003. № 2. С. 25–31.
6. Латушкин А.А., Пономарев В.И., Салюк П.А. и др. Распределение оптических и гидрологических характеристик в проливе Антарктика по данным измерений в январе 2022 года в 87-м рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш” // Морской гидрофизический журнал. 2023. Т. 39. № 1. С. 52–64.
7. Мельник Л.А., Мельник А.В., Машукова О.В., Мельников В.В. Использование метода вертикального зондирования для регистрации биолюминесценции в антарктическом секторе Атлантического океана // Морской биологический журнал. 2023. Т. 8. № 4. С. 64–73.
8. Морозов Е.Г. Течения в проливе Брансфилд // Доклады академии наук. 2007. Т. 415. № 6. С. 1–3.
9. Нестерова В.Н. Биомасса планктона на путях дрейфа личинок трески (справочный материал). Мурманск: Изд-во ПИПРО, 1990. 64 с.
10. Самышев Э.З. Сальпы в АЧА: состав, обилие, распределение // Бюлл. Укр. ант. центра. 2000. № 3. С. 237–240.
11. Сушин В.А., Жигалова Н.Н., Красовский И.В. и др. Планктонные сообщества антарктической части Атлантики // Биологические основы промыслового освоения открытых районов океана. М.: Наука, 1985. С. 29–39.
12. Токарев Ю.Н. Основы биофизической экологии водных организмов. Севастополь: ЭкоСи-Гидрофизика, 2006. 342 с.
13. Токарев Ю.Н., Евстигнеев П.В., Машукова О.В. Планктонные биолюминесцентные Мирового океана: видовое разнообразие, характеристики светового излучения в норме и при антропогенном воздействии. Симферополь: Н. Оріанда, 2016. 347 с.
14. Atkinson A., Hill S.L., Pakhomov E.A. et al. Krill (*Euphausia superba*) distribution contracts southward during rapid regional warming // Nat. Clim. Chang. 2019. V. 9. P. 142–147.
15. Boeck A. Oversigt over de ved Norges Kyster iagttagne Copepoder henhørende til Calanidernes, Cyclopidernes og Harpacticidernes Familier // Videnskabs-Selskabet. Christiania, 1864. P. 226–282.
16. Chen Z., Lui H., Zhu G. The effects of environmental variables on hotspots of Antarctic krill (*Euphausia superba*) in the Bransfield Strait during autumn // Polar Science. 2023. V. 43. 100948.
17. Collares L.L., Mauricio M.M., Rodrigo K. et al. Iceberg drift and ocean circulation in the northwestern Weddell Sea, Antarctica // Deep-Sea Res. II: Topical Studies in Oceanography. 2018. V. 149. P. 10–24.
18. Criales-Hernández M.I., Jerez-Guerrero M.J., Latandret-Solana S.A., Gómez-Sánchez M.D. Spatula distribution of meso and macro-zooplankton in the Bransfield Strait and around Elephant Island, Antarctic Peninsula, during the 2019–2020 austral summer // Polar Science. 2022. V. 32. 100821. P. 1–11.
19. Everett J., Baird M., Suthers I. Three-dimensional structure of a swarm of the salp *Thalia democratica* within a cold-core eddy off southeast Australia // J. Geophys. Res. 2011. V. 116. C12046. P. 1–14.

20. *Frey D.I., Krechik V.A., Morozov E.G. et al.* Water exchange between deep basins of the Bransfield Strait // *Water*. 2022. V. 14. 3193. P. 1–17.
21. *Garcia M.A., Lopez O., Sospedra J. et al.* Mesoscale variability in the Bransfield Strait region (Antarctica) during Austral summer // *Ann. Geophys.* 1994. V. 12. P. 856–867.
22. *Gordon A.L., Nowlin W.D.* The basin waters of the Bransfield Strait // *J. Phys. Oceanogr.* 1978. V. 8(2). P. 258–264.
23. *Harris R., Wiebe P., Lenz J. et al.* *Zooplankton Methodology*. Manual Academic Press: London, UK; San Diego, USA. 2000. 684 p.
24. *Harvey E.N.* A history of luminescence from the earliest times until 1900. *Memoirs of the American Philosophical Society*, Philadelphia, 1957. 692 p.
25. *Kasyan V.V., Bitiutskii D.G., Mishin A.V. et al.* Composition and distribution of plankton communities in the Atlantic sector of the Southern Ocean // *Diversity*. 2022. V. 14(11). 923. P. 1–31.
26. *Krek A.V., Krek E.V., Krechik V.A.* The circulation and mixing zone in the Antarctic Sound in February 2020 // *Antarctic Peninsula Region of the Southern Ocean* / Eds. E.G. Morozov et al. Cham: Springer, 2021. P. 83–99.
27. *Loeb V., Siegel V., Holm-Hansen O. et al.* Effect of sea-ice extent and krill or salp dominance on the Antarctic food web // *Nature*. 1997. № 37. P. 897–900.
28. *Mendes C.R., Tavano V.G., Leal M.C. et al.* Shifts in the dominance between diatoms and cryptophytes during three late summers in the Bransfield Strait (Antarctic Peninsula) // *Polar Biology*. 2013. V. 36(4). P. 537–547.
29. *Meredith M.P., King J.C.* Rapid climate change in the ocean west of the Antarctic Peninsula during the second half of the 20th century // *Geophys. Res. Lett.* 2005. V. 32. L19604. P. 1–5.
30. *Moline M.A., Claustre H., Frazer T.K. et al.* Alteration of the food web along the Antarctic Peninsula in response to a regional warming trend // *Global Change Biology*. 2004. № 10. P. 1973–1980.
31. *Montes-Hugo M., Doney S.C., Ducklow H.W. et al.* Recent change in phytoplankton communities associated with rapid regional climate change along the Western Antarctic peninsula // *Science*. 2009. V. 323. P. 1470–1473.
32. *Niiler P.P., Amos A.F., Hu J.H.* Water masses and 200 m relative geostrophic circulation in the western Bransfield Strait region // *Deep-Sea Res. II*. 1991. V. 38. P. 943–959.
33. *Pakhomov E.A., Dubischar C., Strass V. et al.* The tunicate *Salpa thompsoni* ecology in the Southern Ocean. I. Distribution, biomass, demography and feeding eco-physiology // *Mar. Biol.* 2006. V. 149. P. 609–623.
34. *Piontkovski S.A., Melnik A.V., Serikova I.M. et al.* Bioluminescent eddies of the World Ocean // *Luminescence*. 2023. V. 38(4). P. 505–512.
35. *Roberts J.M.* *Cold-Water Corals and Ecosystems*. Springer, Berlin, 2006. 1242 p.
36. *Santhanam R.* *Bioluminescent marine plankton*. Bentham Books, Bentham Science Publishers, 2022. 262 p.
37. *Siegel V., Loeb V.* Recruitment of Antarctic krill *Euphausia superba* and possible causes for its variability // *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 1995. № 123(1–3). P. 45–56.
38. *Stammerjohn S.E., Martinson D.G., Smith R.C. et al.* Trends in Antarctic Annual Sea Ice Retreat and Advance and Their Relation to El Niño-Southern Oscillation and Southern Annular Mode Variability // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113. C03S90. P. 1–20.
39. *Sylvester Z.T., Brooks C.M.* Protecting Antarctica through co-production of actionable science: Lessons from the CCAMLR marine protected area process // *Mar. Policy*. 2020. V. 111. P. 103720.
40. *Teschke K., Brtnik P., Hain S. et al.* Planning marine protected areas under the CCAMLR regime – The case of the Weddell Sea (Antarctica) // *Mar. Policy*. 2021. V. 124. 104370. P. 1–10.
41. *Tessler M., Gaffney J.P., Jason M.C.* Luciferin production and luciferase transcription in the bioluminescent copepod *Metridia lucens* // *Peer J*. 2018. V. 6(8). P. 1–14.
42. *Tokarev Y.N., Bityukov E.P., Williams R. et al.* The bioluminescence field as an indicator of the spatial structure and physiological state of the planktonic community at the Mediterranean Sea basin // *The Eastern Mediterranean as a Laboratory Basin for the Assessment of Contrasting Ecosystems*. The Netherlands: NATO Science Series, 1999. 407 p.
43. *Tranter D.J.* Reviews on zooplankton sampling methods // *Zooplankton Sampling* / Eds. Tranter D.J. UNESCO. Paris: France, 1968. P. 126–144.
44. *Veny M., Aguar-González B., Guerrero-Díaz A., Rodríguez-Santana Á.* Seasonal circulation and volume transport of the Bransfield Current // *Progress in Oceanography*. 2022. V. 204(3). P. 102795.
45. *Zhou M., Niiler P.P., Hu J.-H.* Surface currents in the Bransfield and Gerlache Straits, Antarctica // *Deep-Sea Res. I*. 49(2). P. 267–280.

BIOLUMINESCENCE AND PLANKTON COMMUNITIES IN THE ATLANTIC SECTOR OF THE SOUTHERN OCEAN

A. V. Melnik*, L. A. Melnik, S. A. Piontkovsky

A.O. Kovalevsky Institute of Biology of the Southern Seas of RAS (IBSS), Russia

**e-mail: melnikalexsand@gmail.com*

Vertical bathyphotometric casts of the bioluminescent potential by the Salpa MA+ probe was carried out from January through February 2022 at 37 stations in the photic layer in the Bransfield Strait, the Antarctic Strait and the northwestern part of the Weddell Sea during the 87th Antarctic Expedition of the research vessel “Academician Mstislav Keldysh”. Vertical casts were accompanied by measurements of temperature, electrical conductivity, photosynthetically active radiation and collection of plankton samples with their subsequent processing. 7 bioluminescent plankton species have been identified, namely: *Pelagobia longicirrata* Greeff, 1879, *Protoperidinium depressum* (J.W. Bailey) Balech, 1974, *Protoperidinium antharcticum*, *Metridia gerlachei* Giesbrecht, 1902, *Oithona similis* Claus, 1866, *Euphausia superba* Dana, 1850 and *Salpa thompsoni* Foxton, 1961. Comprehensive studies have shown that the spatial structure of the bioluminescent potential field (its vertical and horizontal components) is formed by two main factors: the taxonomic structure of the plankton community and the thermohaline structure of the biotope. The species and taxonomic groups dominating the formation of bioluminescent potential differed significantly in all three research areas. The characteristics of the thermohaline structure in them were significantly different as well.

Keywords: bioluminescence, phytoplankton, mesozooplankton, macrozooplankton, Bransfield Strait, Antarctic Strait, Weddell Sea, Atlantic sector of Antarctica

УДК 550.74: 550.47

ОЦЕНКА ПОСТАВКИ КАРБОНАТНОГО УГЛЕРОДА МОЛЛЮСКАМИ В ПРИБРЕЖНУЮ ЗОНУ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО СЕКТОРА ЧЕРНОГО МОРЯ В 2008–2023 ГГ.

© 2025 г. Г. А. Колычкина^{1, *}, И. В. Любимов^{1, 2}, В. Ю. Федулов¹,
Н. А. Данилова^{1, 3}, Н. А. Беляев¹

¹Институт океанологии имени П. П. Шишова РАН, Москва, Россия

²Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего образования “Московская государственная академия ветеринарной медицины и биотехнологии – МВА им. К. И. Скрябина

³Department of Biology, University of Padova, Padova, Italy

*e-mail: kolyuchkina.ga@ocean.ru

Поступила в редакцию 13.10.2024 г.

После доработки 03.11.2024 г.

Принята к публикации 22.11.2024 г.

Выполнена количественная оценка масс карбонатного углерода, поступающего в донные осадки северо-восточного шельфа и склона Черного моря в результате жизнедеятельности бентосных моллюсков. Наиболее эффективные глубины образования карбонатного вещества моллюсками: 10–15 м и 60–70 м. Глубже 80 м вклад этого источника в поставку биогенного карбоната в осадки резко падает. Выявлена пространственная и временная неоднородность распределения биомасс и поставки карбонатного углерода моллюскам и в пределах одного и того же пояса глубин. Наибольшие колебания величин поставки отмечаются в наиболее продуктивной по карбонатам зоне: глубины от 10 до 30 м.

Ключевые слова: цикл углерода, неорганический углерод, моллюски, шельф, материковый склон, Черное море

DOI: 10.31857/S0030157425030085, EDN: GWFOFS

ВВЕДЕНИЕ

Одним из важнейших вопросов цикла углерода, который вносит наибольшую неопределенность в балансовые расчеты и модели биогеохимического круговорота углерода и биофильных элементов в океане, является оценка масс органического и неорганического углерода, захораниваемых на шельфе, континентальном склоне, в области его подножия и на ложе океана [25]. Основные сложности связаны с многофакторностью процессов и их взаимодействий при оценке синтеза, потоков и обмена карбонатным веществом между всеми основными резервуарами Земли. Наиболее подробно изучены процессы осаждения карбонатов и их распределение на дне, а скорости и масштабы суммарного биосинтеза карбонатов, роли планктона и бентоса в геохимии карбонатов определены плохо [22, 40]. Основные модели карбонатного цикла строятся для открытых вод Мирового океана, тогда как шельфовые

области остаются малоисследованными. Однако на прибрежную и шельфовую (неритическую) среду, составляющую всего 7% от площади Мирового океана, приходится более половины глобального накопления карбоната [37]. Это связано с тем, что именно в этих районах находятся наиболее продуктивные сообщества карбонатообразующих организмов бентоса (кораллов, моллюсков и др.) и планктона (кокколитофорид, фораминифер и др.), что обусловлено интенсивным поступлением биогенов с терригенным стоком [42].

Несмотря на ведущую роль тропических областей в синтезе и захоронении карбонатов, шельф умеренных широт также играет существенную роль в этом процессе и в поставке карбонатов в глубинные области океанов [50]. Как и многие шельфы, шельф Черного моря населен бентосными сообществами с доминированием моллюсков [11, 14, 16]. В северо-восточном секторе моря эти организмы населяют пояс глубин от уреза воды

до 100–120 м [16]. На широком участке шельфа (от Керченского пролива до п-ова Абрау) этот пояс достигает в ширину десятков километров, на узком (от п-ова Абрау до Адлера) – 5–7 км. Работы, посвященные оценкам объемов ежегодного поступления биогенного карбоната в результате отмирания моллюсков в прибрежной области Черного моря, немногочисленны и касаются прежде всего роли моллюсков в образовании биогенного песка в районе Анапской пересыпи, преимущественно в поставки карбонатов на пляжи [13, 19, 20]. Часть раковинного материала, поставляемого моллюсками, захоранивается в осадках, а часть (из прибрежных областей) выносится на мелководья и пляжи, истирается и становится источником карбонатного песка [20]. В этом районе около 11% песка представлено биогенными карбонатами (переработанными морем остатками раковин моллюсков) [20]. Работ, касающихся оценок поступления биогенного карбоната из бентосного источника в донные осадки других районов российского сектора Черного моря, нам найти не удалось. Наиболее близкой к исследуемой теме является оценка продуктивности двустворчатых моллюсков [9, 27 и др.]. Однако все эти исследования имеют цель оценить состояние сообществ и продукции кормового бентоса, но не поставку бентосным сообществом карбонатов в осадки, – которая не предполагает площадных расчетов поставки карбонатов моллюсками. Кроме того, в начале XX в. численность и биомасса моллюсков северо-востока Черного моря подвергались многократным ежегодным колебаниям [21], что определяет актуальность привлечения современных данных для выполнения расчетов.

Таким образом, доступные литературные источники не позволяют оценить вклад моллюсков северо-восточной части Черного моря в поставку карбонатного углерода в осадки. А интегральные оценки потоков карбонатного углерода из бентосных сообществ необходимо проводить на основании долговременных измерений обилия бентоса, поскольку экосистемы прибрежных шельфовых районов находятся под сильным антропогенным прессом и оказываются наиболее подверженными последствиям изменения климата, эвтрофикации, загрязнения и вселения новых чужеродных видов. Поэтому целью настоящей работы была оценка поставки моллюсками карбонатного углерода в донные осадки на северо-восточном побережье Черного моря с выделением наиболее эффективных районов

и глубины образования карбонатного вещества моллюсками и оценкой изменчивости величин поставок.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Физико-географическое описание района исследований. Район исследования ограничен координатами 44–45° с. ш. и 36.6–39° в. д. и представляет собой участок шельфа и самую верхнюю часть склона от Бугазской косы до пос. Макопсе. Южнее п-ова Абрау ширина шельфа не превышает 7–8 км. На этом участке шельфа в наиболее мелководной зоне (до 10–25 м) располагаются выходы мергелевых скал, прерывающиеся в районах впадения устьев рек рыхлыми осадками [1, 11]. Бровка шельфа располагается здесь на глубинах от 60–70 м в районе Голубой бухты до 130 м в районе п-ова Абрау [5, 38]. Большинство рек в этой части шельфа не имеют естественных отстойников и несут воды непосредственно в море. Прибрежные районы здесь находятся под влиянием Основного Черноморского Течения (ОЧТ), направленного с юго-востока на северо-запад, и его производных – прибрежных антициклонических вихрей [10]. В районе м. Идокопас происходит отрыв ОЧТ от берега, а между ним и берегом образуется антициклонический вихрь [10]. Таким образом, районы севернее и южнее этого мыса оказываются в принципиально разных гидрологических условиях: зоне струйного ОЧТ на юге и периодически возникающих и исчезающих антициклонических вихрей и отхода ОЧТ на севере от него [10]. Севернее Анапы располагается относительно широкий шельф (до 30–50 км шириной). Этот район отличается отсутствием постоянных наземных водотоков. Здесь присутствует обширное песчаное аккумулятивное тело – Анапская пересыпь [19, 20]. В этом районе из-за значительной ширины шельфа ОЧТ, проходящее над континентальным склоном, отходит от берега [6]. Донные осадки в исследованном районе до глубин 15–20 м сложены песками разной крупности, а глубже располагается зона аккумуляции алевроитового и алевропелитового материала [1]. Глубины 25–70 м – зоны обширных ракушечников разного происхождения [11, 38]. В склоновой области доля ракушечного материала резко падает [38].

Отбор проб. Для оценки ежегодной поставки карбонатного углерода моллюсками рыхлых грунтов были использованы материалы Базы данных Лаборатории экологии прибрежных

донных сообществ Института Океанологии им. П.П. Ширшова РАН за 2008–2023 гг. по биомассе макрозообентоса (всего 230 станций по 3–4 пробы на станцию). Пробы собраны на глубинах 10–70 м в пяти районах черноморского побережья Краснодарского края (заповедник Утриш, г. Геленджик, бух. Инал, пос. Дивноморское, пос. Шепси), а также на глубинах 80–200 м в двух районах: заповедник Утриш и близ г. Геленджик, с помощью дночерпателя Океан-0.1 (рис. 1). На шельфе (глубины 10–70 м) пробы бентоса отбирали в трех повторностях на станцию. На крутых участках материкового склона (глубины 80–200 м) из-за сильного наклона дна отбирали по одному дночерпателю на станцию [38]. Промывку проб бентоса для всех регионов вели через сито с диаметром ячеек 0.5 мм, материал фиксировали формалином, разведенным морской водой до концентрации формальдегида 4%.

Обработка проб макрозообентоса и анализ данных. В пробах определяли видовой состав и биомассу макрозообентоса. Рассчитывали суммарную биомассу на станцию (B , г/м²). Для идентификации использовали ключи определителя фауны Черного моря [23], а также списки чужеродных видов бентоса [31]. Проверку валидности видовых названий (на октябрь 2024 г.) осуществляли согласно международной базе данных WoRMS [52].

Оценка поставки карбонатного углерода моллюсками. Оценка проводили на основании разработанной авторами модели [32]: проводили

оценку биомасс моллюсков в каждой точке, а затем расчет возможной поставки карбонатного углерода отдельными видами (г·м⁻²·год⁻¹) на основании данных об их биомассе, содержании карбонатного углерода в их раковинах и известной наибольшей продолжительности жизни, а затем суммировали полученные расчетные величины поставки на станцию. Расчет проводили на основании трех сценариев [32]: 1) особи вида проживают наибольшую продолжительность жизни; 2) особи вида проживают половину наибольшей продолжительности жизни; 3) особи вида гибнут одновременно за один год. Продолжительность жизни видов определялась на основании литературных данных. Погрешность определения поставки карбонатного углерода в донные осадки моллюсками на основании модели относительно реальных данных по динамике сообществ не превышало 26% [32]. Содержание раковинного материала в общем весе моллюсков определяли на основании литературных данных и собственных измерений (табл. 1 по [32] с дополнениями).

Для площадных расчетов поставки карбонатного углерода (т/год) моллюсками были использованы контуры донных биоценозов, выделенных при участии авторов настоящего исследования и приведенных в Экологическом Атласе [16] и уточненных в работе [38] для биоценозов зоны гипоксии. Расчет проводили, усредняя точечные данные по поставке $S_{\text{карб}}$ на площадь дна в пределах сообщества. Границы районов определяли на основании различий структу-

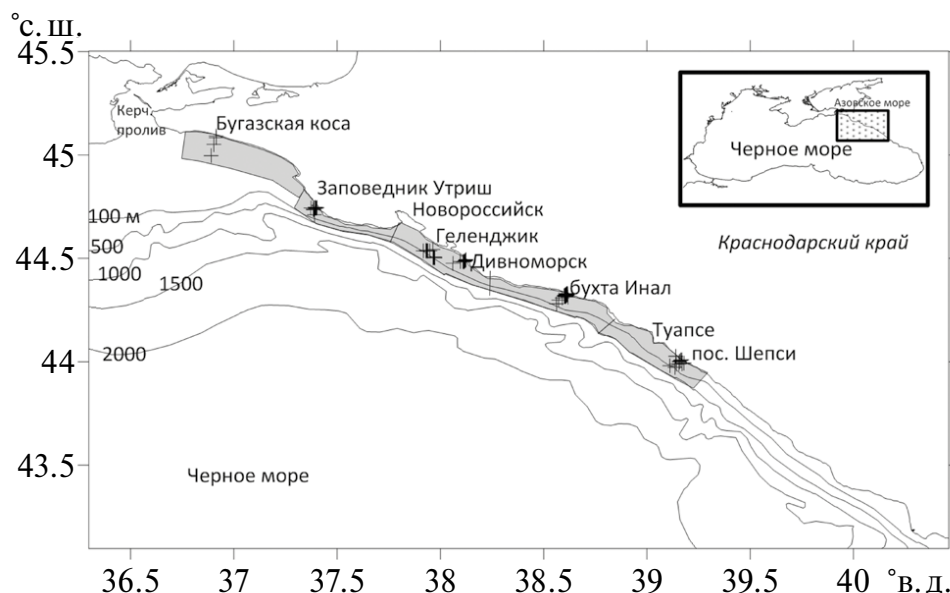


Рис. 1. Карта-схема точек отбора проб. Полигоны для площадных оценок обозначены серой заливкой.

Таблица 1. Продолжительность жизни, содержание раковинного материала в сырой биомассе, содержание карбонатного углерода и оценка поставки карбонатного материала в донные осадки на 100 г массы моллюсков в год для разных видов Азово-Черноморского региона при разных сценариях смертности

Номер сценария				I			II			III			Лит. ист.
Вид	N, лет	W _{карб/общ} , %	C _{карб} , %	M, г	M _{карб} , г	C _{карб} , %	M, г	M _{карб} , г	C _{карб} , %	M, г	M _{карб} , г	C _{карб} , %	
Bivalvia													
<i>Abra alba</i>	2	37	11.3	50	19	2.1	100	37	4.2	100	37	4.2	[41]
<i>Anadara kagoshimensis</i>	14	65	11.4	7	5	0.5	14	9	1.1	100	65	7.4	[18]
<i>Chamelea gallina</i>	14	81*	11.4	7	6	0.7	14	12	1.3	100	81	9.2	
<i>Donax semistriatus</i>	9	79	11.5	11	9	1.0	22	18	2.0	100	79	9.1	[2]
<i>Gouldia minima</i>	3	61	10.1	33	20	2.1	67	41	4.1	100	61	6.2	[35]
<i>Lucinella divaricata</i>	3	69	11.6	33	23	2.7	67	46	5.3	100	69	8.0	[8]
<i>Modiolula phaseolina</i>	2	61	11.7	50	31	3.6	100	61	7.1	100	61	7.1	[49]
<i>Mytilaster lineatus</i>	19	37	10.9	5	2	0.2	11	4	0.4	100	37	4.0	[8]
<i>Mytilus galloprovincialis</i>	4	65	11.3	25	16	1.8	50	33	3.7	100	67	7.3	[27]
<i>Parvicardium exiguum</i>	8	61	11.3	13	8	0.9	25	15	1.7	100	61	6.9	[8]
<i>Parvicardium simile</i>	1	83	10.8	100	83	9.0	100	83	17.9	100	67	9.0	[41]
<i>Pitar rudis</i>	1	48	11	100	48	5.2	100	48	5.2	100	48	5.2	[41]
<i>Spisula subtruncata</i>	4	68	11.3	25	17	1.9	50	34	3.8	100	68	7.7	[15]
	3	75	11.3	33	25	2.8	67	50	5.7	100	73	8.5	[36]
Gastropoda													
<i>Rapana venosa</i>	14	67	11.7	7	5	0.6	14	10	1.1	100	67	7.8	[30, 48]
<i>Tritia reticulata</i>	6	60	11.3	17	10	1.1	33	20	2.3	100	60	6.8	[4]

Примечание: N — продолжительность жизни (лет), $W_{\text{карб/общ}}$ — доля массы раковины от индивидуальной биомассы взрослых, M — элиминированная биомасса, $M_{\text{карб}}$ — поставка карбоната от умерших моллюсков, * — моллюски с глубины 40 м.

ры донных осадков, геоморфологических и гидрографических границ. Так, границу между сообществами района Керченско-Таманского шельфа и п-ова Абрау проводили по северной границе полуострова, где к северу шельф становится более пологим. Сходным образом выделена граница между полигоном п-ова Абрау и районом г. Новороссийска, г. Геленджика и пос. Дивноморское. Район п-ова Абрау характеризуется чрезвычайно большими углами наклона дна и подводными мысами. А более южная область — наиболее узким шельфом и мелководным расположением его бровки. Его южная граница проведена по м. Идокопас на основании принципиально отличающихся севернее и южнее его гидрологических режимов [10]. Границу между

полигоном бухты Инал и пос. Шепси проводили по пос. Ольгинка, расположенном на мысу, равноудаленном от обоих разрезов. В таблицах и на рисунках районы обозначали краткими названиями (район Бугазской косы — *Бугаз*; район заповедника Утриш и открытая акватория п-ова Абрау — *Утриш*; район Голубой (Рыбачьей) бухты, г. Геленджик и пос. Дивноморское — *Геленджик*; район бух. Инал — *Инал*; район пос. Шепси — *Шепси*). Расчет площади дна проводили в программе Surfer 16.3.408 (64-bit) Golden Software, LLC и QGIS 3.14.0-Pi Free Software Foundation, Inc. Значения площадей (км^2) приведены в табл. 2. Общая площадь для Черного моря составляла 1707 км^2 . Данные приведены в виде средних значений со стандартными отклонениями.

Таблица 2. Площадь дна выделенных полигонов (км²), для которых выполнена оценка поставки карбонатного углерода

Район	Зоны глубин, м					
	10–20	20–30	30–50	50–80	80–125	125–160
Сообщества [16, 38]	<i>Ch. gallina</i> – <i>D. semistriatus</i> – <i>L. divaricata</i>	<i>Ch. gallina</i> – <i>G. minima</i> – <i>P. rudis</i>	<i>P. simile</i>	<i>M. phaseolina</i>	<i>M. palmata</i>	Nematoda-Oligochaeta
Бугаз	124 (10–17 м)	250 (17–25 м)	–	–	–	–
Утриш	–	16.5	79.5	206	56	25
Геленджик	42	34	127	76	24	12
Инал	44	65	116	73	–	–
Шепси	54	48	92	143	–	–
Суммарно	264	413.5	414.5	498	80	37

Примечание. В районе “Бугаз” в скобках указан диапазон глубин, использованный для подсчета площади.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Пространственное распределение поставки карбонатного углерода на открытом шельфе и склоне северо-востока Черного моря. Максимальные биомассы макрозообентоса (до 859 г/м²) были зафиксированы в прибрежной зоне (10–15 м) бухты Инал в 2020 г. за счет двустворчатого моллюска *Chamelea gallina* (Linnaeus, 1758). На

глубине 60 м наблюдался еще один максимум (до 828 г/м² в пос. Шепси) за счет *Modiolula phaseolina* (R. A. Philippi, 1844). Глубже 80 м значения биомассы падали до 0.1 г/м² и менее. Вклад моллюсков в сообщества кромки шельфа и склона был чрезвычайно низким, взрослых особей отмечено не было.

Наибольшее количество карбонатного углерода поставляли моллюски прибрежной зоны (10–

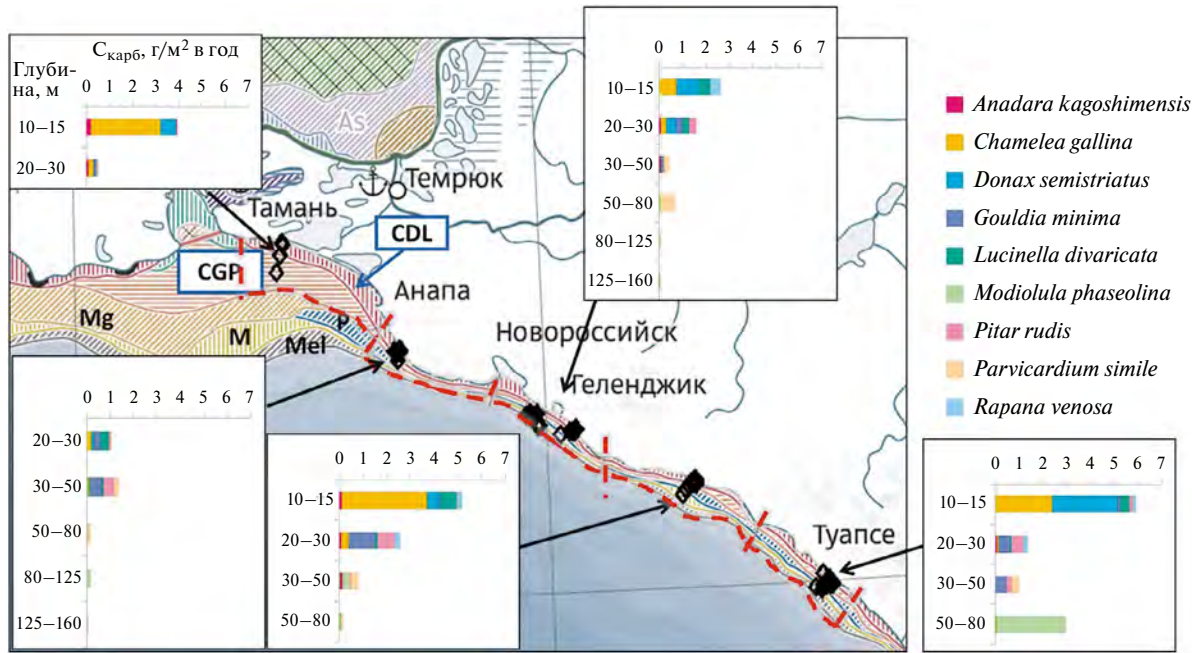


Рис. 2. Расчетные массы поставки карбонатного углерода разными видами моллюсков на полигонах в 2008–2023 гг., вычисленные на основании сценария 2 (вкладки), наложенные на карту-схему распределения макрозообентосных сообществ, приведенную в Экологическом атласе [16]. CDL – биоценоз *Chamelea gallina* – *Donax semistriatus* – *Lucinella divaricata*, CGP – *Ch. gallina* – *Gouldia minima* – *Pitar rudis*, Mg – *Mytilus galloprovincialis*, M – *Modiolula phaseolina*, Mel – обедненный глубоководный биоценоз с доминированием полихет *Melinna* aff. *palmata*.

40 м) — в среднем до 20 г/м² в год (рис. 2). Второй локальный максимум был отмечен на глубине 70 м и лишь в зоне массового развития *M. phaseolina* (фазеолинового ила) в районе пос. Шепси.

Согласно оценкам, выполненным на основании разных сценариев [32], в прибрежную зону (10–20 м глубины) в 2008–2022 гг. было поставлено неорганического углерода от 1.36 до 20.00 г·м⁻²·год⁻¹ (табл. 3). В этой зоне основной вклад в поставку был обеспечен двумя короткоживущими видами *Bivalvia*: *Donax semistriatus* Poli (1795) и *Lucinella divaricata* (Linnaeus, 1758), и одним долгоживущим — *Ch. gallina* (см. рис. 2). Поставка $S_{\text{карб}}$ на глубинах 20–30 м была меньше, ее обеспечивали короткоживущие двустворчатые моллюски *L. divaricata* и *Gouldia minima* (Montagu, 1803). На 30–50 м глубинах значения поставки карбонатов падали на порядок по сравнению с более мелководной зоной, здесь основным поставщиком $S_{\text{карб}}$ был короткоживущий вид *Parvicardium simile* (Milaschewitsch, 1909). В зоне фазеолинового ила (50–80 м), где были выявлены

высокие значения биомасс моллюсков, достижение уровня поставки, сравнимого с прибрежной зоной, возможно лишь при сценарии, подразумевающим “одномоментную” (за год) гибель моллюсков из-за доминирования там долгоживущего вида *M. phaseolina*. Глубже 80 м масса поставляемого моллюсками $S_{\text{карб}}$ не превышала 1 г·м⁻²·год⁻¹, а на глубинах 125–160 м — 0.01 г·м⁻²·год⁻¹. Здесь поставку обеспечивали *M. phaseolina* и *Abra alba* (W. Wood, 1802), однако взрослых особей указанных видов здесь отмечено не было.

Одни и те же глубины в разных районах шельфа отличались по уровню поставки карбонатного углерода в донные осадки (см. рис. 2). Так, в районе Бугазской косы и бух. Инал основную роль в поставке $S_{\text{карб}}$ на глубине 10–15 м играла *Ch. gallina*, а в пос. Дивноморское и бух. Инал — *D. semistriatus*. *Lucinella divaricata* вносила существенный вклад лишь в пос. Дивноморское и бух. Инал. На глубинах 20–30 м комплекс видов, обеспечивающих поставку карбонатов, был уникален для каждого из рассмотренных районов:

Таблица 3. Усредненная суммарная поставка карбонатного углерода моллюсками ($\pm$ станд. отклон.) (г·м⁻²·год⁻¹) на полигонах в 2008–2023 гг., вычисленная на основании разных сценариев

Район	Номер сценария	Диапазон глубин, м					
		10–20	20–30	30–50	50–80	80–125	125–160
Сообщество [16, 38]		<i>Ch. gallina</i> – <i>D. semistriatus</i> – <i>L. divaricata</i>	<i>Ch. gallina</i> – <i>G. minima</i> – <i>P. rudis</i>	<i>P. simile</i>	<i>M. phaseolina</i>	<i>M. palmata</i>	Nematoda – Oligochaeta
Бугаз	1	2.00 ± 0.38	0.25 ± 0.05				
	2	3.99 ± 0.76	0.48 ± 0.09	—	—	—	—
	3	16.28 ± 7.02	1.90 ± 0.46				
Утриш	1		0.54 ± 0.44	0.89 ± 0.78	0.11 ± 0.08	0.07 ± 0.04	0.0002
	2	—	1.08 ± 0.88	1.54 ± 1.60	0.13 ± 0.09	0.14 ± 0.10	0.0003
	3		2.13 ± 1.68	2.52 ± 2.80	0.35 ± 0.38	1.11 ± 1.11	0.0028
Геленджик	1	1.36 ± 0.91	0.85 ± 0.78	0.29 ± 0.16	0.65 ± 0.68	0.01 ± 0.03	0.00001 ± ± 0.00004
	2	2.7 ± 1.81	1.7 ± 1.56	0.41 ± 0.19	0.67 ± 0.70	0.02 ± 0.04	0.00001 ± ± 0.00005
	3	8.67 ± 7.85	3.67 ± 3.81	1.03 ± 0.58	0.75 ± 0.82	0.02 ± 0.05	0.00002 ± ± 0.00008
Инал	1	2.62 ± 2.30	1.34 ± 1.73	0.55 ± 0.16	0.13		
	2	5.23 ± 4.59	2.66 ± 3.46	0.80 ± 0.06	0.16	—	—
	3	20.00 ± 19.31	6.95 ± 7.99	3.93 ± 2.75	0.41		
Шепси	1	3.02 ± 1.97	0.73 ± 0.69	0.63 ± 0.12	1.50 ± 0.47		
	2	6.04 ± 3.95	1.45 ± 1.39	0.99 ± 0.62	2.97 ± 0.9	—	—
	3	16.91 ± 17.25	4.10 ± 3.04	1.47 ± 1.28	27.64 ± 7.85		

в Бугазе преобладали *G. minima* и *Ch. gallina*, в бух. Инал и пос. Шепси — *G. minima* и *Pitar rudis* (Poli, 1795), а в пос. Дивноморское и заповеднике Утриш — *L. divaricata*, *G. minima*, *D. semistriatus* и *P. rudis*. С глубины 40–50 м ведущий комплекс видов и источник поставки карбонатного углерода сменялся на *P. simile* и *G. minima*, причем в районе заповедника Утриш смена происходила на 50 м. На 50–80 м основным поставщиком карбонатного углерода из бентосного источника в районе заповедника Утриш, г. Геленджик и бух. Инал был короткоживущий двустворчатый моллюск *P. simile*. В районе пос. Шепси на этих глубинах было найдено множество живых *M. phaseolina* с рекордными для этих глубин в современный период биомассами и поставки $S_{\text{карб}}$. Этот же вид обеспечивал значениями поставки $S_{\text{карб}}$ в донные осадки в районе заповедника Утриш до глубин 135 м, в отличие от Геленджика, где на тех же глубинах ее обеспечивали в основном короткоживущие *A. alba*.

Кроме пространственного фактора, на поставку $S_{\text{карб}}$ моллюсками в донные осадки оказывал влияние и временной. Так, в 2008–2022 гг. в бух.

Инал колебания массы поставки $S_{\text{карб}}$ моллюсками достигали двух порядков величин (рис. 3).

Наиболее высокие значения были отмечены в 2019–2021 гг. На 10–15 м по биомассе доминировали двустворчатые моллюски — долгоживущий вид *Ch. gallina* и короткоживущие *L. divaricata* и *D. semistriatus*. Вклад последних двух видов в поставку $S_{\text{карб}}$ возрастал в годы минимальных биомасс макрозообентоса и, соответственно, минимальных поставок. На глубинах 20–30 м поставку обеспечивали два вида: *G. minima* и *P. rudis*. До 2015 г. включительно был высок вклад хищного брюхоногого моллюска *R. venosa*.

Площадные оценки поставки раковинного материала и карбонатного углерода. Впервые для северо-восточного побережья Черного моря были приблизительно рассчитаны массы поставляемого моллюсками рыхлых грунтов карбонатного углерода (табл. 4). Поставка карбонатного углерода моллюсками для изученного 230 км участка открытого побережья (без учета глубин более 25 м на Керченско-Таманском шельфе) на площади 1707 км² суммарно может достигать от 3381 т/год

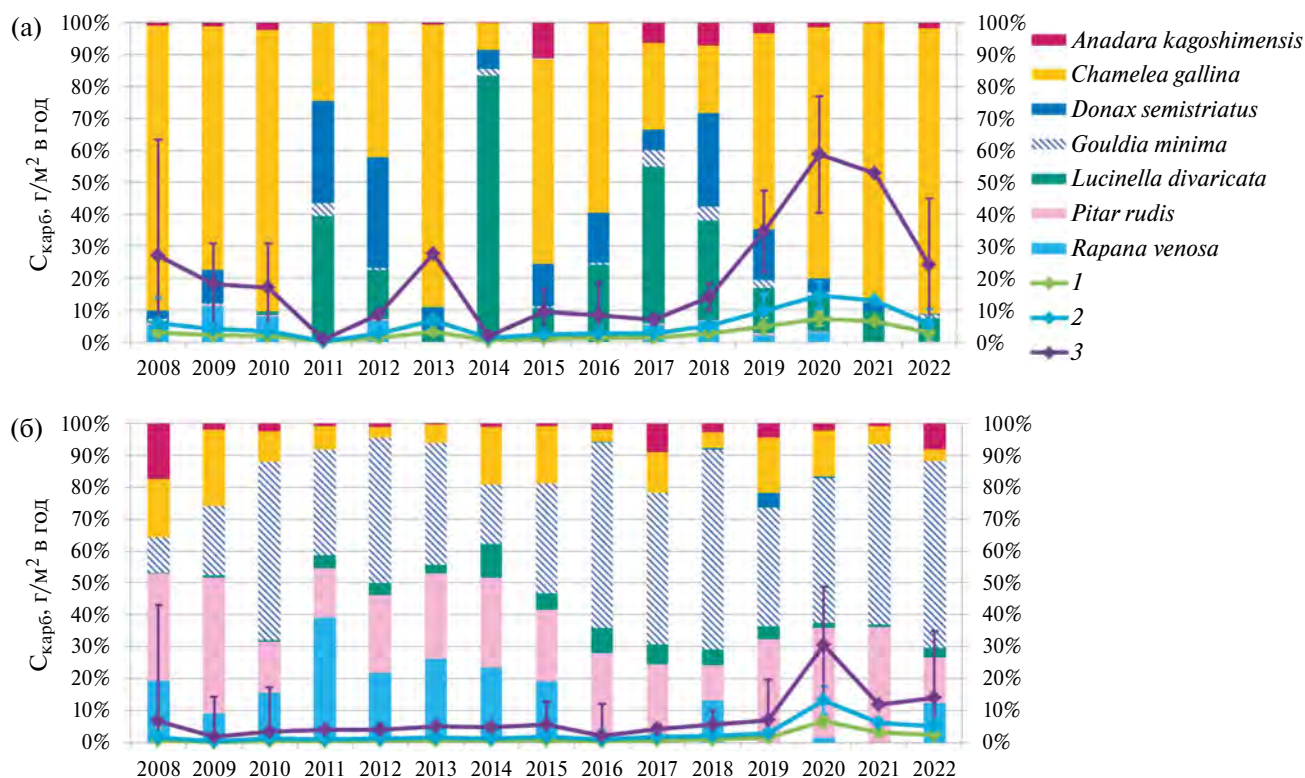


Рис. 3. Усредненная суммарная поставка карбонатного углерода моллюсками ($\pm$ станд. отклон.) ($\text{г} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$) в бух. Инал на глубинах 10–15 м (а) и 2–30 м (б) в 2008–2022 гг., вычисленная на основании разных сценариев (1 — сценарий 1, 2 — сценарий 2, 3 — сценарий 3).

Таблица 4. Усредненная поставка карбонатного углерода моллюсками на полигонах (т/год)

Район	Номер сценария	Диапазон глубин, м						
		10–20 (10–17*)	20–30 (17–25*)	30–50	50–80	80–125	125–160	
Сообщество [16, 38]		<i>Ch. gallina</i> – <i>D. semistriatus</i> – <i>L. divaricata</i>	<i>Ch. gallina</i> – <i>G. minima</i> – <i>P. rudis</i>	<i>P. simile</i>	<i>M. phaseolina</i>	<i>M. phaseolina</i> – Polychaeta	Nematoda– Oligochaeta	Суммарно
Бугаз	1	248 ± 47	63 ± 13					311
	2	495 ± 94	120 ± 23	—	—	—	—	615
	3	2019 ± 870	475 ± 115					2494
Утриш	1		9 ± 7	71 ± 62	23 ± 16	4 ± 2	0.005 ± 0.005	106
	2	—	18 ± 15	122 ± 127	27 ± 19	8 ± 6	0.0075 ± ± 0.0075	175
	3		35 ± 28	200 ± 223	72 ± 78	62 ± 62	0.07 ± 0.07	370
Геленджик	1	57 ± 38	29 ± 27	37 ± 20	49 ± 52	0.2 ± 0.7	0.0001 ± ± 0.0005	172
	2	113 ± 76	58 ± 53	52 ± 24	51 ± 53	0.5 ± 1	0.0001 ± ± 0.0006	275
	3	364 ± 330	125 ± 130	131 ± 74	57 ± 62	0.5 ± 1.2	0.0002 ± ± 0.001	677
Инал	1	115 ± 101	87 ± 112	64 ± 19	9 ± 9			276
	2	230 ± 202	173 ± 225	93 ± 7	12 ± 12	—	—	508
	3	880 ± 850	452 ± 519	456 ± 319	30 ± 30			1818
Шепси	1	163 ± 106	35 ± 33	58 ± 11	215 ± 67			471
	2	326 ± 213	70 ± 67	91 ± 57	425 ± 129	—	—	912
	3	913 ± 932	197 ± 146	135 ± 118	3953 ± 1123			5198
Всего	1	604 ± 297	231 ± 206	229 ± 137	2312 ± 145	4.2 ± 3	0.3934 ± ± 0.782	3381
	2	1201 ± 591	449 ± 407	358 ± 235	2530 ± 212	8.3 ± 6.6	0.4069 ± ± 0.8067	4548
	3	4356 ± 3001	1323 ± 1074	922 ± 743	6128 ± 1293	62.6 ± 63.4	0.9996 ± ± 1.9297	12 793

* Диапазон глубин, использованный для подсчета площади в районе Бугазской косы.

(расчет на основании сценария 1) до 12 793 т/год (сценарий 3).

ОБСУЖДЕНИЕ

Наиболее эффективные районы и глубины образования Скарб моллюсками в северо-восточном секторе Черного моря. На северо-восточном шельфе и склоне Черного моря было выделено две зоны рыхлых грунтов, контрастных по скорости поставки моллюсками карбонатного углерода: с доминированием моллюсков и практически без них. Первая занимала глубины от 7–10 м (по на-

шим данным) и от 3 м в районе Анапской пере-сыпи (по [19]) и до бровки шельфа (60–130 м в зависимости от района и рельефа дна) (наст. исслед., [7, 26]). Глубже, в среднем от 80 м и до границы оксидной зоны (около 160 м [38]) на материковом склоне, доминировали другие группы донных макроскопических беспозвоночных, не синтезирующих карбонаты [38].

Наибольшей поставкой моллюсками карбонатного углерода отличались глубины 10–15 и 50–80 м, соответствующие сообществам *Chamelea gallina* – *Donax semistriatus* – *Lucinella divaricata* и *Modiolula phaseolina* [16]. Это связано

с образованием двустворчатыми моллюсками *Ch. gallina* и *M. phaseolina* высокоплотных поселений в этих районах. Основными факторами, обеспечивающими образование таких скоплений в этих диапазонах глубин, является гранулометрический состав донных осадков и специфический температурный режим в каждой из зон [17]. Так, низкое содержание илистых фракций в прибрежной зоне открытого побережья и высокие летние температуры позволяют теплолюбивому псаммофильному виду *Ch. gallina* занимать пояс глубин от 7 до 15 м и образовывать в нем высокоплотные скопления [17]. В районе заповедника Утриш (п-ов Абрау) сообщества этого вида опускаются на большие глубины (до 30 м) вместе с поясом слабозаиленных песков [39]. Это связано с большими уклонами дна и меньшим уровнем речного стока на этом участке побережья по сравнению с более южными районами [17, 39]. Основным фактором формирования скопления *M. phaseolina* является температурный режим [17], поскольку этот вид по происхождению является северо-атлантическим и предпочитает температуры не более 9°C [8]. В Черном море такие температуры на протяжении всего года свойственны глубинам 50 м и более. А нижнюю границу высокоплотных скоплений этого вида определяет кислородный режим [38]. Таким образом, зона наи-

большого обилия *M. phaseolina* и, соответственно, наибольших расчетных поставок этим видом $S_{\text{карб}}$ в донные осадки — глубины 60–70 м.

Наименьшими значениями поставки $S_{\text{карб}}$ моллюсками на шельфе отличались глубины 30–50 м, где еще в XX в. располагались высокопродуктивные мидиевые илы и устричные банки [14]. В XXI в. мидиевые илы на северо-восточном побережье Черного моря встречались лишь в отдельных районах — близ Керченского пролива и г. Адлер [29], а устричные банки прекратили свое существование [24]. В исследованных районах мидиевые илы отмечены не были. Двустворчатый моллюск *Mytilus galloprovincialis* в пробах был отмечен лишь в виде единичных ювенильных экземпляров. Таким образом, сниженный по сравнению с более и менее глубокими горизонтами уровень поставки $S_{\text{карб}}$ моллюсками в донные осадки связан здесь с отсутствием в последние 20–25 лет пояса мидиевого ила.

Обращает на себя внимание пространственная неоднородность поставки $S_{\text{карб}}$ моллюсками одного биоценоза в разных районах (см. рис. 2, табл. 5). В большинстве районов наибольший уровень поставки был приурочен к глубинам 10–15 м. Однако состав видов, поставляющих $S_{\text{карб}}$ в донные осадки, различался: для Геленджикского района и района Шепси роль короткожи-

Таблица 5. Поставка карбонатного углерода разными видами двустворчатых моллюсков морей умеренного пояса

Вид	Район	Площадь района, км ²	Поставка $S_{\text{карб}}$, г/м ² в год	Суммарная поставка на площадь дна, тыс. т	Лит. ист.
<i>Cerastoderma edule</i>	Прибрежные области Северного моря	1 300	6–18	7.8–23.4	[34]
<i>Macoma balthica</i>			1.6–2.6	2.4	[33]
<i>Magallana gigas</i>	Бискайский залив	—	16.1	—	[43]
<i>Arcuatula senhousia</i>	Лагуна, Адриатическое море	11.5	46.04	0.5 ¹	[45]
<i>Ruditapes philippinarum</i> ²	Лагуна, Адриатическое море	11.5	98	1.1 ¹	[44]
<i>Mytilus galloprovincialis</i> ²	Залив, Адриатическое море	32	1 600	51.2	[46]
<i>Cerastoderma glaucum</i>	Азовское море	39 000	30	1 800	[13]
<i>Chamelea gallina</i>	Черное море	281 ³	0.04–14.9	0.011–4.2	Наст. иссл. сценарий 2
<i>Donax semistriatus</i>		281 ³	0.02–6.3	0.006–1.8	
<i>Gouldia minima</i>		397 ⁴	0.006–6.8	0.002–2.7	
<i>Pitar rudis</i>		397 ⁴	0.001–7.3	0.0002–2.9	
<i>Modiolula phaseolina</i>		143 ⁵	2.3–3.4	0.3–0.5	

Примечания. ¹ — расчет не приведен в исходной работе и выполнен авторами настоящего исследования; ² — объект марикультуры; ³ — площадь рассчитана для глубин 10–15 м всех районов и 20–30 м для заповедника Утриш; ⁴ — площадь рассчитана для глубин 20–30 м всех районов, кроме заповедника Утриш; ⁵ — использована площадь только района Шепси.

вущего *D. semistriatus* была выше роли основного доминанта сообществ — *Ch. gallina*, а для района Бугаза и бух. Инал абсолютным доминантом поставки была *Ch. gallina*. Такая пространственная неоднородность сообществ одного пояса является характерной чертой сообществ прибрежной зоны, где состав донных осадков и гидрологические условия наиболее динамичны [17]. Для глубин 50–80 м характерна другая картина — сообщества в разных районах располагались на разных глубинах: зона фазеолинового ила в пос. Шепси располагалась на глубине 60–70 м, тогда как в районе Голубой бухты — на 50 м (см. рис. 2). Обилие основного доминанта биоценоза *M. phaseolina* существенно различалось, достигая абсолютного максимума в районе пос. Шепси. Возможно, это связано с разной глубиной залегания бровки шельфа (около 60 м в районе Голубой бухты и около 100 м в районе пос. Шепси), разделяющей зоны с разными условиями осадконакопления. Поскольку условия осадконакопления являются ключевыми для донных биоценозов, определяющими состав и обилие сообществ, этот фактор представляется основным для объяснения мозаичности распределения сообществ глубин 50–120 м [3]. В свою очередь, состав сообществ определяет и уровень поставки $C_{\text{карб}}$ в донные осадки моллюсками.

Другим объяснением различий в уровне поставки карбонатного углерода моллюсками в пределах одного биоценоза является временной фактор. Шельф Черного моря — чрезвычайно динамичная система, изменения в которой происходят непрерывно и постоянно. И самые существенные перестройки наблюдаются в наиболее продуктивной по карбонатам прибрежной зоне глубин (см. рис. 3). Здесь из-за колебаний биомассы основного доминанта *Ch. gallina* в 2008–2022 гг. уровень поставки $C_{\text{карб}}$ в донные осадки в разные годы отличался на порядки. При этом в годы наименьших поставок этим крупноразмерным и долгоживущим видом лидирующие позиции занимали мелкоразмерные короткоживущие *L. divaricata*, имеющие существенно меньший межгодовой размах поставки $C_{\text{карб}}$. Таким образом, в Черном море колебания поставки носят регулярный и возможно даже циклический характер [15] и связаны с соотношением в таксоценозе Mollusca долгоживущих и короткоживущих доминантов.

Оценка поставки карбонатного углерода моллюсками северо-восточного шельфа в масштабах Азово-Черноморского региона. Исследованный

в настоящей работе участок составляет около 1.6% площади всего шельфа Черного моря. Однако закономерности, выявленные здесь, могут быть распространены и на другие районы этого водоема, поскольку описанные здесь биоценозы являются обычными для черноморского шельфа [11, 14, 16, 38]. Как и в других участках шельфа, здесь в самой прибрежной части расположено сообщество *Ch. gallina* — *D. semistriatus* — *L. divaricata*, сменяющееся на глубине около 20–30 м сообществом *Ch. gallina* — *G. minima* — *P. rudis*. На глубинах 50–70 м располагается фазеолиновый ил, а глубже — обедненный биоценоз кромки шельфа и склона. Основным отличием современных донных биоценозов северо-восточного участка от других районов шельфа Черного моря является практически полное отсутствие здесь пояса мидиевого ила с высокими биомассами моллюсков. Именно эта зона считалась наиболее продуктивной [14] и являлась основным источником биогенного карбоната в XX в. [28]. Основные площади мидиевых илов в настоящее время сосредоточены в зоне Прикерченского мелководья и северо-западной части Черного моря, где биомасса *M. galloprovincialis* в 2010–2013 гг. достигала 220–250 г/м² [47, 51]. По нашим расчетам на основании приведенных выше значений, это сообщество только за счет мидий может поставлять в донные осадки от 3.8–4.3 г·м^{–2} $C_{\text{карб}}$ в год (сценарий 2) до 15.8–7.3 г·м^{–2} $C_{\text{карб}}$ в год (сценарий 3). Такие массы поставляемого $C_{\text{карб}}$ превышают показатели для сходного диапазона глубин 30–50 м на северо-восточном шельфе в полтора раза (см. табл. 3).

Площадные оценки поставки карбонатного углерода моллюсками. Площадные оценки, выполненные в настоящей работе, являются приблизительными. Возможные неточности наших оценок масс поставки карбонатного углерода моллюсками в осадки связаны прежде всего с неточностью определения границ сообществ в Экологическом атласе [16], на основании которого делались площадные оценки. Вторым источником погрешности является предлагаемый в работе подход, основанный на предположении о проживании моллюсками определенной продолжительности от максимально возможного срока их жизни. Ошибка, возникающая при этом, не превышает 26% [32]. Кроме того, погрешность в оценку поставки карбонатов в донные осадки могут вносить неточные знания продолжительности жизни некоторых наиболее мелкоразмерных и малоисследованных видов (*Gouldia*

minima, *Lucinella divaricata*, *Pitar rudis*), их реальной средней продолжительности жизни и среднего уровня смертности отдельных возрастных групп. И наконец, пространственная неоднородность сообществ является одним из главных источников ошибок. Рассчитывая массы поставляемого карбонатного углерода на площадь по точечным съемкам, мы делаем предположение, что распределение сообществ равномерно по площади. Проверка гипотезы о равномерности распределения сообществ в пределах разных масштабов пространства требует подробнейших съемок, что является чрезвычайно сложной и трудозатратной задачей, не решенной до сих пор для изучаемого участка побережья. В связи с вышеизложенным, подход, предполагающий обобщения и усреднения на площадь результатов точечных съемок, на сегодняшний день является единственно возможным подходом для проведения площадных оценок поставок биогенного карбоната донными сообществами Черного моря. Чтобы проверить сходимость наших оценок с оценками, выполненными на основании других методов, мы выполнили расчет суммарного объема карбонатного углерода, теоретически поставляемого моллюсками на всем шельфе Черного моря. Если принять за среднее значения для северо-восточного шельфа (по сценарию 2, наст. иссл.) $2 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$, а площадь шельфа всего моря за 112 тыс. км² [12], то общий объем поставляемого моллюсками карбонатного углерода составит 224 тыс. т в год. Литературные оценки общей ежегодной продукции зообентоса Черного моря составляют около 15 млн т возд. сух. биомассы [9]. Если принять допущения этой работы, что вклад доминирующих видов составляет 60–95% и основными доминантами являются двустворчатые моллюски, причем наибольшая роль у мидии, то можно приблизительно рассчитать ежегодную поставку карбонатного углерода. Она составит, согласно сценарию 2, около 255 тыс. т в год. По порядку величин результаты оказываются сходным с нашими оценками, а отличия составляют 17%.

Насколько эти величины сравнимы с показателями, вычисленными для других шельфовых районов Мирового океана?

В окраинных морях умеренного пояса интенсивность поставки биогенного $S_{\text{карб}}$ двустворчатыми моллюсками *Cerastoderma edule* (L., 1758), *Magallana gigas* (Thunberg, 1793) и *Macoma balthica* (L., 1758) [33, 34, 43] в донные осадки были сход-

ны с нашими оценками для разных видов шельфа Черного моря (см. табл. 5). Почти на порядок выше была поставка карбонатного углерода дикими видами моллюсков средиземноморских лагун (*Arcuatula senhousia* (Benson, 1842) [45]. И наиболее высокие поставки давали виды, искусственно выращиваемые в условиях марикультуры (*Ruditapes philippinarum* Adams & Reeve, 1850 и *Mytilus galloprovincialis*).

В наиболее продуктивном российском морском водоеме — Азовском море, годовая продукция моллюсков (преимущественно за счет *Cerastoderma glaucum*) (Bruguère, 1789) на площади 39 тыс. км² на 2005 г. достигала 32.8 млн т, а суммарная поставка ими карбонатного углерода в море — около 1.8 млн т [13]. Эти значения вполне сопоставимы с продукцией искусственно разводимых видов в средиземноморских лагунах (*R. philippinarum*) [44] и на порядок превышают поставку биогенного карбоната моллюсками на всем черноморском шельфе, который больше Азова по площади в 2.7 раз.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На северо-восточном шельфе Черного моря было выделено две контрастных по стратегии аккумуляции углерода зоны: с доминированием моллюсков (глубины 0–80 м) и с доминированием организмов, не обладающих кальцинированным скелетом и не обеспечивающих поставку неорганического углерода в осадки (80–160 м). В прибрежной зоне выделено две подзоны наиболее эффективного образования биогенного карбоната моллюсками рыхлых грунтов: прибрежная (глубины 10–15 м) и более глубоководная — нижняя зона шельфа (50–80 м). Настоящие результаты расчета поставки карбонатного материала моллюсками являются чрезвычайно приблизительными, поскольку очень сильно зависят от времени и района. Наибольшие колебания величин поставки отмечаются в наиболее продуктивной по карбонатам зоне: глубины от 10 до 30 м. Поставка карбоната из бентосного источника на северо-восточном шельфе Черного моря превышает поставку из планктонного источника.

Благодарности. Авторы чрезвычайно признательны всем коллегам, принимавшим участие в организации и непосредственно в отборе проб 2008–2023 гг.: С.Б. Куклеву, А.Г. Зацепину, У.В. Симаковой, А.Б. Басину, М.И. Симакову, В.А. Тимофееву, В.Л. Семину, А.А. Веденину, В.Н. Кокареву, В.А. Свасян, экипажу МНИС

“Ашамба”, Т.А. Алексеевой за выполнение анализов гранулометрического состава донных осадков, а также В.О. Мокиевскому и Д.В. Кондарь за плодотворное обсуждение результатов работы.

Источники финансирования. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-27-00181, <https://rscf.ru/project/23-27-00181/>.

Конфликт интересов. Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Айбулатов Н.А., Говберг М.И., Новиков З.Т. и др. Геоморфологические и литологические особенности строения шельфа северо-восточной части Черного моря в связи с исследованием процессов современного осадконакопления // Континентальные и островные шельфы. М.: Наука, 1981. С. 108–137.
2. Болтачева Н.А., Мазлумян С.А. Линейный рост и продолжительность жизни моллюска *Chamelea gallina* (Bivalvia: Veneridae) в Черном море // Экология моря. 2001. Т. 55. С. 50–52.
3. Бондарев И.П., Ломакин И.Э. Переходная зона между шельфом и континентальным склоном северной части Черного моря: ландшафтный подход // Геология и полезные ископаемые мирового океана. 2010. № 3. С. 57–64.
4. Виноградова З.А. Материалы по биологии моллюсков Черного моря // Тр. Карадаг. биол. ст. 1950. Вып. 9. С. 100–159.
5. Дмитриевский Н.Н., Ананьев Р.А., Колочкина Г.А. и др. Современное картографирование рельефа морского дна на примере северо-восточной части Черного моря // Океанология. 2022. Т. 62. № 2. С. 309–314.
6. Журбас В.М., Зацепин А.Г., Григорьева Ю.В. и др. Циркуляция вод и характеристики разномасштабных течений в верхнем слое Черного моря по дрифтерным данным // Океанология. 2004. Т. 44. № 1. С. 34–48.
7. Загорская А.С. Макрозообентос рыхлых грунтов северо-восточной части Черного моря (Джубга–Кудепста) // Известия высших учебных заведений. Северо-Кавказский регион. Естественные науки. 2014. Т. 181. № 3. С. 64–71.
8. Заика В.Е., Валовая Н.А., Повчун А.С. и др. Митилиды Черного моря. Киев: Наукова думка, 1990. 205 с.
9. Заика В.Е., Макарова Н.П. Продукция зообентоса Черного моря // Экология моря. 1990. Т. 34. С. 82–87.
10. Зацепин А.Г., Баранов В.И., Кондрашов А.А. и др. Субмезомасштабные вихри на кавказском шельфе Черного моря и порождающие их механизмы // Океанология. 2011. Т. 51. № 4. С. 592–605.
11. Зернов С.А. К вопросу об изучении жизни Черного моря // Записки Импер. Акад. наук. 1913. Т. 32. № 1. 309 с.
12. Иванов В.А., Белокопытов В.Н. Океанография Черного моря. Севастополь: Морской гидрофизический институт, 2011. 212 с.
13. Ивлиева О.В., Фроленко Л.Н. Биогенное карбонатакопление Азовского моря во второй половине XX века // Известия высших учебных заведений. Северо-Кавказский регион. Естественные науки. 2009. № 4. С. 96–99.
14. Киселева М.И. Бентос рыхлых грунтов Черного моря. Киев: Наукова Думка, 1981. 168 с.
15. Колочкина Г.А., Любимов И.В., Данилова Н.А. Динамика поселений двустворчатых моллюсков – доминантов рыхлых грунтов Северного Кавказа в начале XXI в. // Морской биологический журнал. 2025. Т. [в печати]. С. 1–29.
16. Колочкина Г.А., Семин В.Л. Макрозообентос // Экологический Атлас. Черное и Азовское моря / Под ред. А.М. Шишкина. ПАО “НК “Роснефть”, ООО “Арктический Научный Центр”, Фонд “НИР”, 2019. С. 157–176.
17. Колочкина Г.А., Семин В.Л., Григоренко К.С. и др. Роль абиотических факторов в вертикальном распределении макрозообентоса северо-восточного побережья Черного моря // Зоологический журнал. 2020. Т. 99. № 7. С. 784–800.
18. Колочкина Г.А., Симакова У.В., Дунка Е. и др. Продолжительность жизни *Anadara kagoshimensis* (Bivalvia) в Азово-Черноморском регионе // Труды IX Международной научно-практической конференции “Морские исследования и образование” (MARESEDU-2020). Т.1. М.: ПолиПРЕСС, 2020. С. 245–248.
19. Косьян А.Р., Кучерук Н.В., Флинт М.В. Роль раковинных моллюсков в балансе осадков Анапской пересыпи // Океанология. 2012. Т. 52. № 1. С. 78–78.
20. Косьян Р.Д., Косьян А.Р., Крыленко В.В. и др. Состав и распределение осадков Анапской пересыпи // Океанология. 2020. Т. 60. № 2. С. 302–314.
21. Кучерук Н.В., Басин А.Б., Котов А.В. и др. Макрозообентос рыхлых грунтов северокавказского побережья Черного моря: многолетняя динамика сообществ // Комплексные исследования северо-восточной части Черного моря. М.: Наука, 2002. С. 289–297.
22. Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.
23. Определитель фауны Черного и Азовского морей: в 3 т. / Ред. Ф.Д. Мордухай-Болтовская. Киев: Наукова думка, 1968–1972. 1312 с.
24. Переладов М.В. Современное состояние популяции Черноморской устрицы // Труды ВНИРО. 2005. Т. 144. С. 254–274.
25. Романкевич Е.А., Ветров А.А. Углерод в Мировом океане. М.: ГЕОС, 2021. 352 с.

26. Селифонова Ж.П., Часовников В.К. Экологическое состояние зообентоса прикавказской зоны Черного моря (район Джубга–Хоста) // Системы контроля окружающей среды. 2017. Т. 10. № 30. С. 119–128.
27. Стадниченко С.В. Продукционные характеристики двустворчатого моллюска *Mytilaster lineatus* Черного моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон. 2003. Т. 9. С. 241–249.
28. Страхов Н.М. Проблемы современного и древнего осадочного процесса. М.: Наука, 2008. 495 с.
29. Фроленко Л.Н., Живоглядова Л.А., Ковалев Е.А. Результаты исследований зообентоса северо-восточной части Черного моря по данным 2016–2017 гг. // Водные биоресурсы и среда обитания. 2019. Т. 2. № 4. С. 85–97.
30. Чухчин В.Д. Рост рапаны (*Rapana bezoar* L.) в Севастопольской бухте // Тр. Севастоп. биол. ст. 1961. Т. 14. С. 169–177.
31. Шаловенков Н.Н. Распределение чужеродных видов зообентоса на шельфе Черного моря // Российский журнал биологических инвазий. 2021. Т. 14. № 4. С. 157–177.
32. Belyaev N.A., Lyubimov I.V., Fedulov V.Yu. et al. Supply of inorganic carbon by mollusks to bottom sediments of the north-eastern shelf of the Black Sea // Oceanology. 2024. V. 7. P. 1–23. [в печати]
33. Beukema J. Calcimass and carbonate production by molluscs on the tidal flats in the Dutch Wadden Sea: I. The tellinid bivalve *Macoma balthica* // Netherlands Journal of Sea Research. 1980. V. 14. № 3–4. P. 323–338.
34. Beukema J. Calcimass and carbonate production by molluscs on the tidal flats in the Dutch Wadden Sea: II The edible cockle, *Cerastoderma edule* // Netherlands Journal of Sea Research. 1982. V. 15. № 3–4. P. 391–405.
35. Deval M. Growth and reproduction of the wedge clam (*Donax trunculus*) in the Sea of Marmara, Turkey // J. Appl. Ichth. 2009. V. 25. № 5. P. 551–558.
36. Deval M.P., Göktürk D. Population structure and dynamics of the cut trough shell *Spisula subtruncata* (da Costa) in the Sea of Marmara, Turkey // Fisheries Research. 2008. V. 89. № 3. P. 241–247.
37. Iglesias Rodriguez M.D., Armstrong R., Feely R. et al. Progress made in study of ocean's calcium carbonate budget // Eos, Transactions American Geophysical Union. 2002. V. 83. № 34. P. 365–375.
38. Kolyuchkina G.A., Syomin V.L., Simakova U.V. et al. Benthic community structure near the margin of the oxic zone: A case study on the Black Sea // Journal of marine systems. 2022. V. 227. P. 103691.
39. Kolyuchkina G.A., Syomin V.L., Simakova U.V. et al. Presentability of the Utrish Nature reserve's benthic communities for the North Caucasian Black Sea Coast // Nature Conservation Research. Заповедная наука. 2018. V. 3. № 4. P. 1–16.
40. Krumbein W.E., Schellnhuber H.J. Geophysiology of carbonates as a function of Bioplanets // Facets of Modern Biogeochemistry (Festschrift for E.T. Degens). 1990. P. 5–22.
41. Lastra M., Sanchez A., Mora J. Population dynamics and secondary production of *Parvicardium exiguum* (Gmelin, 1790) in Santander Bay (N of Spain) // Journal of molluscan studies. 1993. V. 59. № 1. P. 73–81.
42. Legge O., Johnson M., Hicks N. et al. Carbon on the northwest European shelf: Contemporary budget and future influences // Frontiers in Marine Science. 2020. V. 7. P. 143.
43. Lejart M., Clavier J., Chauvaud L. et al. Respiration and calcification of *Crassostrea gigas*: contribution of an intertidal invasive species to coastal ecosystem CO₂ fluxes // Estuaries and Coasts. 2012. V. 35. № 2. P. 622–632.
44. Mistri M., Munari C. Clam farming generates CO₂: a study case in the Marinetta lagoon (Italy) // Marine pollution bulletin. 2012. V. 64. № 10. P. 2261–2264.
45. Mistri M., Munari C. The invasive bag mussel *Arcuatula senhousia* is a CO₂ generator in near-shore coastal ecosystems // Journal of experimental marine biology and ecology. 2013. V. 440. P. 164–168.
46. Munari C., Rossetti E., Mistri M. Shell formation in cultivated bivalves cannot be part of carbon trading systems: a study case with *Mytilus galloprovincialis* // Marine environmental research. 2013. V. 92. P. 264–267.
47. Revkov N.K., Boltachova N.A. Structure of the macrozoobenthos assemblages in the central part of the northwestern Black Sea shelf (Zernov's Phyllophora field) at the beginning of the 21 st century // Ecologica Montenegrina. 2021. V. 39. P. 92–108.
48. Şahin C., Emiral H., Okumus I. et al. The Benthic Exotic Species of the Black Sea: Blood Cockle (*Anadara inaequalis*, Bruguiere, 1789: Bivalve) and Rapa Whelk (*Rapana thomasiana*, Crosse, 1861: Mollusc) // J. of animal and veterinary advances. 2009. V. 8. № 2. P. 240–245.
49. Sardá R., Pinedo S., Martin D. Seasonal dynamics of macroinfaunal key species inhabiting shallow soft-bottoms in the Bay of Blanes (NW Mediterranean) // Acta Oecologica. 1999. V. 20. № 4. P. 315–326.
50. Thomas H., Bozec Y., de Baar H.J. et al. The carbon budget of the North Sea // Biogeosciences. 2005. V. 2. № 1. P. 87–96.
51. Vasquez M., Agnesi S., Al Hamdani Z. et al. Method for classifying EUSeaMap according to the new version of EUNIS, HELCOM HUB and the Mediterranean habitat types, 2021.
52. WoRMS Editorial Board (2024). World Register of Marine Species. Available from <https://www.marine-species.org> at VLIZ / Editor, WoRMS Editorial Board (2024).

ASSESSMENT OF INORGANIC CARBON INPUT BY MOLLUSKS TO THE COASTAL ZONE OF THE NORTH-EASTERN SECTOR OF THE BLACK SEA IN 2008–2023

G. A. Kolyuchkina^{a, *}, I. V. Lyubimov^{a, b}, V. Yu. Fedulov^a, N. A. Danilova^{a, c}, N. A. Belyaev^a

^a*Shirshov Institute of Oceanology Russian Academy of Sciences, Russia, Moscow*

^b*Federal State Budgetary Educational Institution of Higher Education “Moscow State Academy of Veterinary Medicine and Biotechnology – MVA named after K.I. Skryabin”*

^c*Department of Biology, University of Padova, Padova, Italy*

**e-mail: kolyuchkina.ga@ocean.ru*

The masses of inorganic carbon entering the bottom sediments of the northeastern shelf and slope of the Black Sea as a result of the activity of benthic mollusks have been quantitatively assessed. The most effective depths of carbonate matter formation by mollusks are 10–15 m and 60–70 m. Below 80 m, the contribution of this source to the supply of biogenic carbonate to sediments decreases sharply. Spatial and temporal heterogeneity of biomass distribution and inorganic carbon input by mollusks within the same depth belt was revealed. The greatest fluctuations of the input values were observed in the most carbonate productive zone: depths from 10 to 30 m.

Keywords: carbon cycle, inorganic carbon, mollusks, shelf, Black Sea

УДК 551.2.03

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ВУЛКАНА ГАУССБЕРГ В ПРЕДЕЛАХ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ АНТАРКТИЧЕСКОГО КОНТИНЕНТА (ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ)

© 2025 г. А. А. Баранов^{1, *}, Н. М. Сущевская^{2, **}, Л. И. Лобковский³

¹Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

²Институт геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского РАН, Москва, Россия

³Институт океанологии им. П. П. Шишова РАН, г. Москва, Россия

*e-mail: aabaranov@gmail.com

**e-mail: nadsus@gmail.com

Поступила в редакцию 10.03.2024 г.

После доработки 08.04.2024 г.

Принята к публикации 22.11.2024 г.

На побережье Восточной Антарктиды в районе 89° в. д. был обнаружен вулкан Гауссберг с редкими лампроитовыми лавами плейстоценового возраста. Для объяснения происхождения этого редкого вулканизма нами были рассчитаны распределения аномалий температуры и скоростей мантийных течений для южного полярного региона. Численные расчеты показывают, что вертикальные течения горячего вещества плюма Кергелен ближе к поверхности Земли выполаживаются и далее горячее вещество этого плюма переносится субгоризонтальными течениями в верхней мантии на юго-восток к краю литосферы Восточной Антарктиды. Этот процесс может вызывать подплавление края континентальной литосферы. Расплавленное вещество поднимается на поверхность и извергается в предполагаемой нами вулканической провинции Гауссберг. На основе детального анализа подледного рельефа в данном районе можно предполагать существование и других подледных вулканов.

Ключевые слова: Восточная Антарктида, вулкан Гауссберг, лампроиты, мантийные плюмы, SMEAN 2, Гондвана, Кергелен

DOI: 10.31857/S0030157425030098, **EDN:** GWIWBG

ВВЕДЕНИЕ

За последние десятилетия были предприняты значительные усилия для понимания природы, динамики и эволюции вулканических систем. Долгое время вулканизм в Антарктике был малоизвестен в силу удаленности и малой изученности этого региона. Но за последние годы в Западной Антарктиде была обнаружена одна из крупнейших вулканических провинций на Земле, насчитывающая более 100 новых вулканов в основном подледных [30, 49].

В то же время для Восточной Антарктиды в настоящее время обнаружен единственный вулкан Гауссберг, расположенный на восточном побережье Земли Принцессы Елизаветы (Земля Вильгельма II) (координаты 66°47' ю. ш., 89°18' в. д.). Он сформирован в ходе подледного извержения

и представляет собой конус высотой примерно 370 м над ледовой поверхностью [46]. Вулкан Гауссберг — это относительно молодая вулканическая постройка (плейстоцен), сложенная ультращелочными породами (лампроитами) и представляющая собой уникальный (и на сегодняшний день единственный) выявленный геологический объект подобного типа, возникший на сформированной в течение длительной эволюции континентальной литосфере восточной Антарктиды [46, 48, 50]. Главным вопросом на сегодняшний день остается причина появления вулкана на стабильной континентальной окраине древней Восточной Антарктиды около 50 тыс. лет тому назад. Возникновение вулкана Гауссберг связывается либо с его образованием в ходе развития тектонической деформации Восточно-

антарктической плиты, либо с воздействием мантийного плюма [5, 40]. Последняя гипотеза активно развивается в ряде работ [12, 13, 29, 39] и связывается с магматической деятельностью плюма Кергелен, влияние которого испытывали около 130 млн лет на себе Индия, Антарктида и Австралия. Позднее (около 110 млн лет назад) в пределах восточной части Индийского океана началось формирование плато Кергелен. В настоящее время Восточная Антарктида отделена от южной части плато Кергелен глубоководной впадиной Принцессы Елизаветы [8].

По данным работы [5], вулкан Гауссберг приурочен к одной из структур рифта Гауссберг, который имеет протяженность более 500 км от берега вглубь материка. Предполагаемый рифт Гауссберг, вероятно, был заложен одновременно с грабеном Ламберта, расположенным западнее Гауссберга, и является частью рифтовой системы Ламберта [6, 7]. Эта рифтовая структура достаточно хорошо выражена в подледном рельефе, глубина дна в ней составляет 500–1000 м ниже уровня моря, а аномалии в свободном воздухе достигают –40 мГал [2].

Целью данного исследования является установление возможности происхождения магматизма в пределах окраины восточной Антарктиды при участии плюма Кергелен на основании глобальной геодинамической модели Земли для современной эпохи. Для этого была разработана и построена геодинамическая модель распространения горячего вещества от плюма Кергелен и проведен петрохимический анализ возникновения щелочного магматизма в пределах восточной окраины Антарктиды.

УНИКАЛЬНОСТЬ УЛЬТРАЩЕЛОЧНЫХ МАГМ ВУЛКАНА ГАУССБЕРГ И ХАРАКТЕР МАНТИЙНОГО ИСТОЧНИКА

Слагающие верхнюю часть вулкана лампроиты являются редкими ультращелочными магнезиальными породами, характеризующимися низкими значениями CaO , Al_2O_3 и Na_2O , повышенной магнезиальностью и высокими отношениями $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ и $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ [27, 34]. Важной особенностью состава лав вулкана Гауссберг является то, что образцы пиллоу-лав, отобранные в разных точках вулкана и принадлежащие разным лавовым потокам, имеют близкий химический состав, варьирующий в узких пределах, и представляют собой высококалиевые (11–12 мас.% K_2O), экстремально обогащенные редкими элементами породы [13].

Широкое разнообразие ультракалиевых магнезиальных магм не находит однозначного ответа на их происхождение. Их образование чаще всего связывается с низкими степенями плавления обогащенной мантии в широком интервале давлений и различной степенью обогащения мантии. Существуют различные предположения о природе источников формирования ультракалиевых магм, а именно: в ходе плавления субконтинентальной литосферной мантии (SCLM) [15, 21, 22, 42, 53] либо мантии в переходной мантийной зоне [35, 40]. При этом источник может существенно обогащаться метасоматизирующими флюидами или расплавами, проникающими из глубинной астеносферной мантии [36, 51] либо из субдукционной зоны [23]. Изучение лампроитов провинции Ксиаогун привело к выводу, что последние происходят из флогопит-содержащего гранатового источника нижней континентальной мантии [47]. Это соответствует экспериментальным исследованиям, показывающим, что лампроитовые (оливин-лейцититовые) магмы могут быть производными высококалиевых оливин-пироксенитовых расплавов, которые могли образоваться в результате частичного плавления флогопит-содержащих гарцбургитов или лерцолитов в относительно восстановительных условиях в присутствии водосодержащего флюида [25, 26, 31].

Изучение геохимических особенностей лав вулкана Гауссберг показывает, что их источник — это древняя континентальная мантия [13]. Мантийный источник имел высокое U/Pb -отношение на ранней стадии эволюции, а на более поздней стадии пониженные значения U/Pb , которые типичны для толеитовых расплавов океана (MORB) [13]. Магмы вулкана Гауссберг отличаются низкими значениями $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (около 17.5) и повышенными значениями отношений $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (от 15.614 до 15.653 и от 38.310 до 38.546 соответственно) при данном значении отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Высокие значения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (около 0.71) и пониженные $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (до 0.5120) соответствуют составу, близкому к модельному источнику LOMU-типа. Низкие значения ϵNd (–19) отражают состав континентального корового материала нижнепротерозойского или архейского возраста [13]. Учитывая важную роль флюида в формировании лампроитовых магм, можно полагать, что формирование мантийного источника происходило за счет взаимодействия

древнего сублитосферного обогащенного континентального мантийного вещества и современного плюма.

Таким образом, сформированная мантия этого района восточной Антарктиды помимо сугубо перидотитовой мантии могла содержать фрагменты обогащенной мантии, образованной либо в ранние этапы ее эволюции, либо при воздействии мантийного плюма.

УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ

Важным фактором при изучении лампроитовых магм вулкана Гауссберг явилось определение главных параметров кристаллизации первичных расплавов. Кристаллизация расплава с формированием ассоциации оливин + лейцит + клинопироксен происходила при давлении ниже 2 ГПа и температурах 1070–1180°C, соответствующих присутствию воды в магматической системе [11]. Повышенные содержания Ni в ликвидусных оливинах Гауссберга отражают высокие концентрации никеля в источнике, который представлял собой континентальную литосферу Гондваны, сформированную на ранних этапах ее становления. При этом она была существенно гетерогенна и включала в себя как перидотитовую мантию, так и фрагменты водосодержащих пироксенитов. Экспериментальное плавление пироксенитов с присутствием амфибола показало, что равно-

весные расплавы при 15 кбар и в температурном интервале 1175–1225°C могут образовывать расплавы, близкие по составам к лампроитам Гауссберга [27]. Кристаллизующиеся ликвидусные оливины – достаточно магнезиальные (Fo_{89-90}), что близко к оливинам лампроитов Гауссберга [11]. На рис. 1 приведены составы расплавов, полученных в ходе экспериментального плавления пироксенита (включающего клинопироксен, флогопит, К-ричтерит) при давлении 15 кбар [26], а также показаны составы лампроитов Гауссберга и составы расплавов, близких к первичным расплавам, из которых кристаллизовалось 8% магнезиального оливина (Fo_{89}). Данные экспериментов показывают, что при плавлении выбранного подобного пироксенита получают составы первичных расплавов, близкие к полученным нами расплавам (ср. лампроит + около 8% оливина). Подобные эксперименты подчеркивают возможность выплавления высоко К-магнезиальных Si-расплавов на небольших глубинах (45–50 км) в температурном интервале 1170–1220°C, при этом начальная глубина плавления могла располагаться значительно глубже. Отличия по содержанию железа в экспериментах и породах, вероятно, обусловлены его потерей в ходе эксперимента. Формирование подобного мантийного источника изученных лампроитов вулкана Гауссберг происходило за счет вещества, аналогичного древнему палеопротерозойскому субстрату

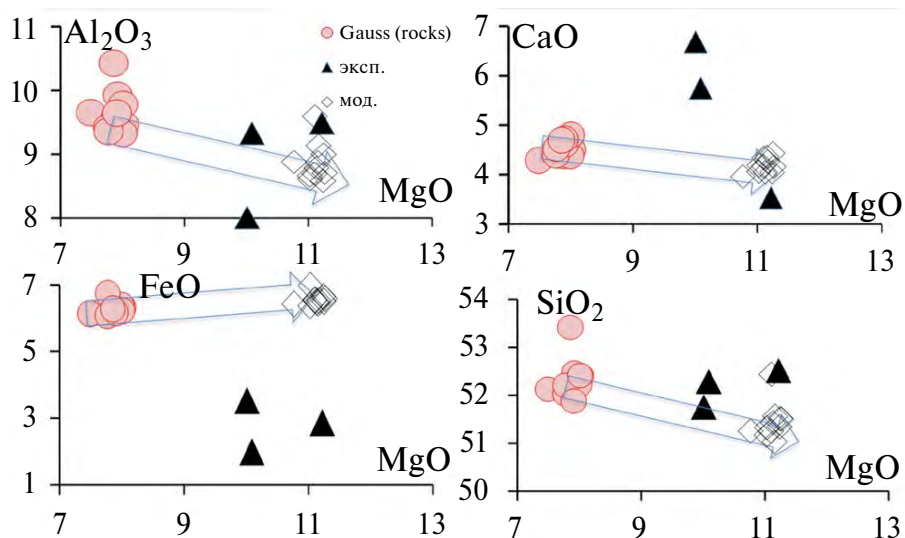


Рис. 1. Характеристические особенности составов пород вулкана Гауссберг (Gauss) по сравнению с расплавами (эксп.), полученными в ходе экспериментального плавления пироксенита (включающего клинопироксен, флогопит, К-ричтерит) при давлении 15 кбар [26]. Стрелкой показано положение составов расплавов (мод.), близких к первичным расплавам лампроитов Гауссберга, из которых при кристаллизации около 8% магнезиального оливина (Fo_{89}) могли получиться составы излившихся лампроитов.

нижней коры — верхней мантии, в сочетании с современным плюмовым веществом. Условия для такого смещения и плавления могли возникнуть в результате подъема и растекания плюма под литосферой Восточной Антарктиды.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Восточная Антарктида представляет собой древний континентальный блок, входивший в Гондвану и ранее в Родинию, и включает в себя несколько архейских кратонов [1]. Ранее считалось, что Восточная Антарктида является стабильным континентальным блоком, в отличие от Западной Антарктиды. Однако в последнее время было обнаружено большое количество осадочных бассейнов с утоненной корой особенно в Австрало-Антарктическом блоке Восточной Антарктиды [16–18]. При этом степень растяжения коры и магматического андерплейтинга в основном существенно ниже, чем для Западной Антарктиды. Ни в одном из известных сейсмических разрезов скорости в нижней коре не достигли 7.0 км/с, тогда как в Западной Антарктиде во всех полученных сейсмических профилях скорости в нижней коре превышают 7.0 км/с, что свидетельствует об обширном внедрении мантийного вещества в кору [19].

В подтверждение существования областей рифтогенеза в Восточной Антарктиде также свидетельствуют выявленные подледные узкие щелевидные впадины коренного ложа с глубинами до 3500 м, заполненные льдом [5]. Наличие таких впадин, не имеющих аналогов на других континентах, может быть объяснено позднекайнозойским рифтогенезом уже после оледенения Антарктиды [2]. Формирование рифтов Антарктиды началось с растяжения и распада суперконтинента Гондвана. По краям Гондваны действовали тянущие силы от окружающей суперконтинент зоны субдукции, тогда как под самим суперконтинентом происходило внедрение мантийных плюмов [10, 41]. Головки плюмов при подходе к континентальной литосфере растекались под ней, вызывая растяжение литосферы. Плюмы под этой частью Гондваны около 180 млн лет назад формировали магматические провинции Кару в Южной Африке, Мод и Дюфек в Антарктиде, а позднее (около 130 млн лет) в районе рифта Ламберта магматизм развивался под воздействием Кергелен плюма [12, 13, 45]. Во многом тектономагматические процессы в Западной Антарктиде определялись близостью обрамляющей ее

зоны субдукции, при отступании которой возникал эффект растяжения тихоокеанской окраины Гондваны. В настоящее время от этой субдукции остался лишь небольшой фрагмент у окончания Антарктического полуострова. Вместе с тем процессы рифтогенеза и магматизма Восточной Антарктиды, находящейся на значительном расстоянии от этой палеосубдукции, в большей степени определялись мантийными плюмами, возникшими под Гондваной. Восточная часть Антарктической плиты с Восточной Антарктидой в центре окружена полукольцом срединно-океанических хребтов, где поднимаются горячие верхнемантийные потоки. Имеются и горячие точки с нижнемантийным веществом, например плато Кергелен. В центре Восточной Антарктиды примерно под горами Гамбурцева сформировался нисходящий мантийный поток, и для подкоровой мантии характерны отрицательные температурные аномалии [3]. При этом термальная континентальная литосфера Восточной Антарктиды имеет мощность в 200–300 км.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

Теоретической основой современной глобальной геодинамики является моделирование мантийной конвекции для реальной Земли, что предполагает решение уравнения Стокса в трехмерном варианте на основе поля температур современной Земли, полученного из сейсмической томографии, отражающей внутреннее строение мантии. Для расчета трехмерной мантийной конвекции осуществляется перевод вариаций сейсмических скоростей в геосреде в температурное поле. Это делается в два этапа. Сначала вариации сейсмических скоростей в мантии Δv_s пересчитываются в вариации плотности вещества по соотношению: $\Delta \rho / \rho = \text{scaling} \cdot \Delta v_s / v_s$. Скейлинг-фактор зависит от глубины, химического состава среды и других факторов. Часто принимают скейлинг-фактор ступенчато зависящим от глубины, например, согласно [37], значения скейлинга распределяются следующим образом: 0.05 — для литосферы в пределах глубин 0–100 км; 0.1 — для верхней мантии в интервале глубин 100–660 км; 0.2 — для нижней мантии в интервале 660–2500 км; 0.1 — для слоя D'' в интервале глубин 2500–2900 км. Для расчетов в данной работе мы использовали это распределение скейлинг-фактора по глубине.

Полученные вариации плотности переводятся в вариации температур в мантии по формуле

теплового расширения: $\Delta T = -(1/\alpha)(\Delta\rho/\rho)$. При этом коэффициент теплового расширения α меняется с глубиной по зависимости $\alpha = (3 - 4.44(1 - r)) \cdot 10^{-5}$, где r — безразмерный радиус Земли от $3 \cdot 10^{-5}$ на поверхности Земли до $1 \cdot 10^{-5}$ на дне мантии [9]. Далее к вариациям температуры необходимо добавить адиабатическую и среднюю наадиабатическую температуру, получая, таким образом, полную температуру в мантии Земли [44].

Для нахождения поля температуры использовалась модель сейсмической томографии SMEAN 2, которая содержит вариации сейсмических скоростей в мантии [33]. Мантийные течения моделируются в приближении Буссинеска в трехмерной сферической геометрии. Мантия нагревается от ядра и изнутри за счет распада радиоактивных элементов. Для расчетов мы используем модель зависимости вязкости мантийного вещества от температуры по закону Аррениуса [20]:

$$\eta T = \exp(2E / (T + T_{bot}) - 2E / (T_{ref} + T_{bot})),$$

где T — безразмерная наадиабатическая температура, $T_{ref} = 0.5$, $T_{bot} = 1$ (температура на дне мантии), $E = \ln 10^{4.5} = 10.36$, что примерно соответствует энергии активации влажного оливина. Скачок вязкости на границе между верхней и нижней мантией принят равным 30. Приведенный закон вязкости описывает вариации вязкости как по глубине, так и по латерали в несколько порядков. У поверхности за счет малой температуры возникает слабая океаническая литосфера, тогда как континенты представляют собой высоковязкие области до глубины 200–300 км (за счет пониженной температуры). Уравнение Стокса решается методом конечных элементов с помощью алгоритма Узавы [32, 43], что позволяет получить решение даже тогда, когда вязкость вещества меняется на много порядков.

Число Рэлея в нашей модели равно $Ra = 1.2 \cdot 10^8$. Учитываются фазовые переходы вещества мантии на глубинах 410 и 660 км [4]. Скачок плотности на границе 410 км $\delta\rho_{410}/\rho_0 = 0.07$, наклон кривой фазового равновесия $\gamma_{410} = 1.6$ МПа/К, на границе 660 км $\delta\rho_{660}/\rho_0 = 0.09$, а $\gamma_{660} = -1.3$ МПа/К [24]. При этих значениях параметров число Рэлея составляет $Ra_{ph410} = \delta\rho_{410} = gD^3/(\chi\rho V_0) \approx 1.4 \cdot 10^8$, а $Ra_{ph660} = \delta\rho_{660} gD^3/(\chi\rho V_0) \approx 1.8 \cdot 10^8$.

Для численного моделирования мы использовали модифицированную программу CitcomS [52]. В программу был добавлен код, осу-

ществляющий сборку данных из модели сейсмической томографии SMEAN 2. На основе полной температуры с помощью виртуальной машины VMware рассчитывается трехмерная глобальная модель конвекции, отвечающая внутреннему строению современной Земли [3, 14]. Расчеты уравнения переноса импульса для скоростей течений производились на сетке $170 \times 170 \times 59$ узлов по углам и глубине соответственно, с равномерным шагом по глубине в 50 км, сетка по углам неравномерная и состоит из 12 сферических сегментов без сингулярностей в полярных областях [14]. На входе считываются 58 файлов, содержащих вариации сейсмических скоростей в Земле, разложенных по сферическим гармоникам, и вариации скоростей переводятся в вариации температуры в каждой точке сетки. Таким образом, формируется начальное поле температуры. Далее к нему добавляется средняя адиабата и средняя потенциальная температура (наадиабата). Затем решается уравнение переноса импульса (уравнение Стокса) для скоростей течений в естественных переменных скорость—давление конечно-элементным методом с помощью алгоритма Узавы.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

На рис. 2 приведено поле вариаций температуры, пересчитанных из вариаций сейсмических скоростей в модели SMEAN 2 в сечении мантии Земли на глубине 100 км. Здесь и далее для численного моделирования мантийной конвекции мы используем рассчитанные вариации температуры, поскольку добавление адиабаты и средней наадиабатической температуры в мантии Земли скрывает вариации температуры, вызывающие мантийную конвекцию. Под большей частью континентов находятся области пониженной температуры. Исключения составляют Восточная Африка и район Красного моря, расположенные над Африканским суперплюмом, часть Центральной Азии и часть Восточной Азии, окраинные моря, а также Западная Антарктика. Перепад температуры между Западной и Восточной Антарктидой достигает 100° и более. На глубине 100 км плато Кергелен имеет повышенную температуру только в своей северной части.

На рис. 3 показаны аномалии температуры и скорости течений в мантии на глубине 400 км. На рис. 4 показаны вариации температуры и течения в мантии в сферическом меридиональном

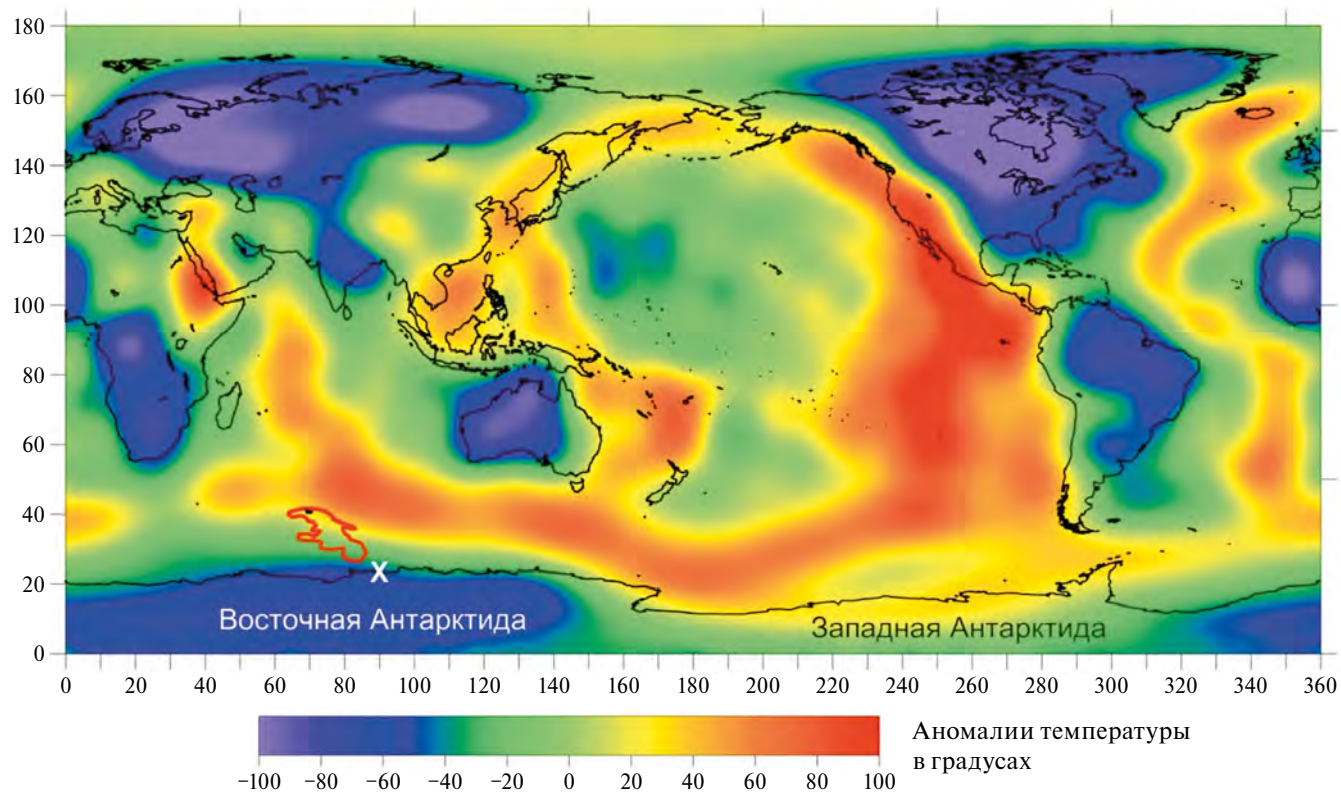


Рис. 2. Распределение аномалий температуры в мантии на глубине 100 км. Черной линией показаны контуры континентов. Красными контурами показано подводное плато Кергелен, символом X обозначен вулкан Гауссберг.

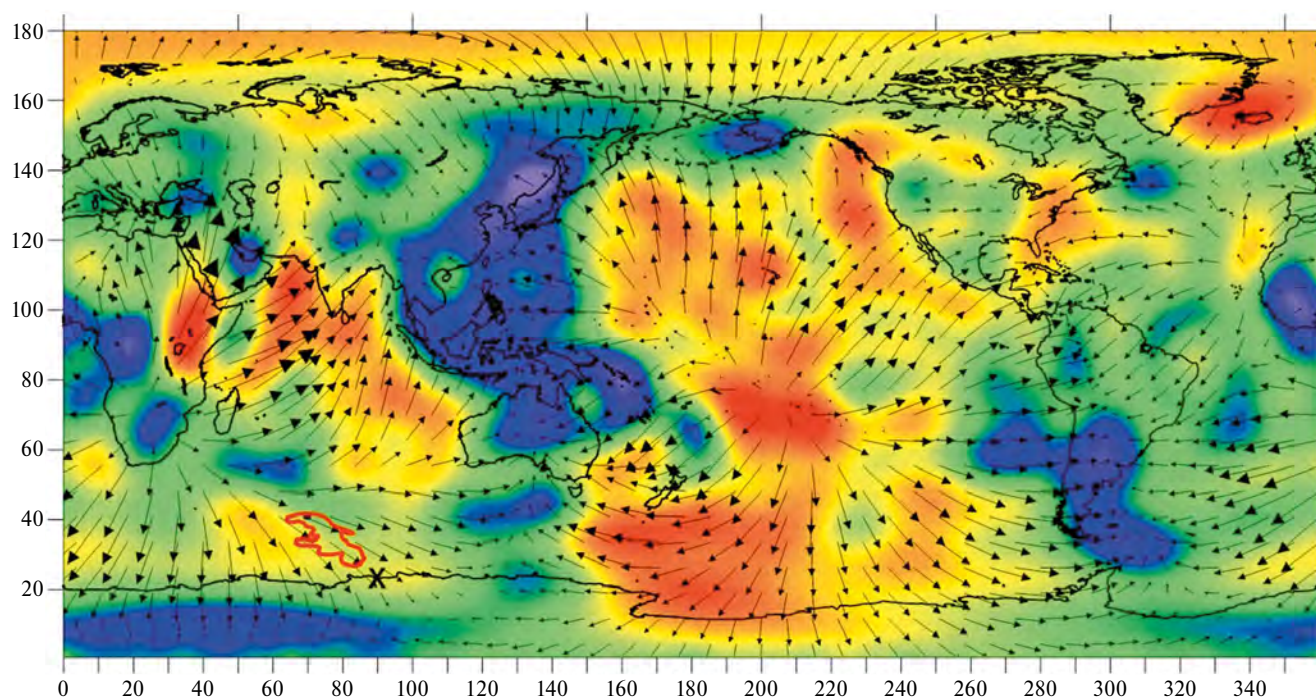


Рис. 3. Аномалии мантийной температуры на глубине 400 км. Черной линией показаны контуры континентов. Красными контурами показано подводное плато Кергелен, символом X обозначен вулкан Гауссберг. Черными стрелками показаны скорости мантийных течений в этом сечении.

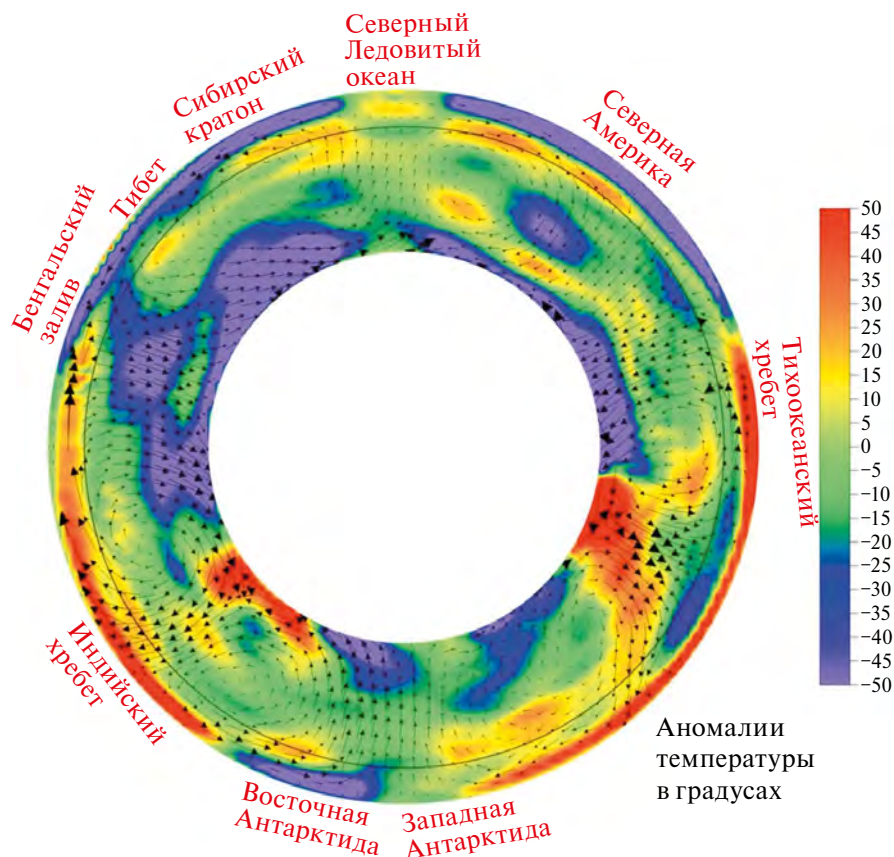


Рис. 4. Распределение аномалий температуры и скоростей в мантии в сечении Земли по 89° и 269° в. д.

сечении Земли через 89° и 269° в. д. Для Западной Антарктиды литосфера представлена положительными температурными аномалиями. Горячее вещество под нее заносится за счет субгоризонтальных мантийных течений со стороны южной части Тихого океана. Для Восточной Антарктиды происходит аналогичный перенос горячего вещества под край континента с подплавлением и размытием края термальной континентальной литосферы (см. рис. 3, 4). Кроме того, под этой частью Восточной Антарктиды имеется обширная горячая область на глубинах 300–400 км и глубже (см. рис. 3). Горячее вещество подплавляет континентальную литосферу Восточной Антарктиды, существенно гетерогенную и включающую в себя как перидотитовую мантию, так и фрагменты водосодержащих пироксенитов, вызывая лампроитовый вулканизм. Вулканизм в плейстоцене проявился у края континента, так как далее вглубь континента лед утолщается и может подавлять подледный вулканизм или скрывать его проявления.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В настоящей работе с помощью мгновенной современной геодинамической модели Земли объясняется механизм лампроитового вулканизма для прибрежной части Земли Принцессы Елизаветы в Восточной Антарктиде. Верхнемантийная структура течений южного полярного региона следующая. Антарктида окружена срединно-океаническими хребтами, где поднимаются горячие верхнемантийные потоки (см. рис. 2–4). Параллельно в горячих точках поднимается нижнемантийное вещество. Субгоризонтальные течения в верхней мантии переносят горячее вещество из хребтов и горячих точек на юг [38]. Вещество в верхней мантии движется субгоризонтально от района южной Африки, где в нижней мантии находится большая область горячего всплывающего вещества, к Антарктиде, где оно погружается глубоко в мантию под ее центральной частью, замыкая, таким образом, сферическую ячейку (см. рис. 3). При этом субгоризонтальные мантийные течения переносят разогретое вещество из нижнемантийного плю-

ма Кергелен и срединно-океанического хребта под край Восточной Антарктиды, вызывая подплавление края континентальной литосферы. Затем расплавленное вещество поднимается на поверхность и извергается в вулканической провинции Гауссберг.

Аналогичная горячая область под южной частью Тихого океана порождает другую структуру течений: горячее вещество поднимается в южной части Тихого океана и, двигаясь в верхней мантии субгоризонтально, достигает области под Западной Антарктидой и далее погружается в мантию под центральной частью Восточной Антарктиды (см. рис. 3, 4). Мы проанализировали карту подледного рельефа BEDMAP 2 [28] и выявили в районе повышенного теплового потока около вулкана Гауссберг отдельные подледные вершины вдоль побережья, расположенные на подледной равнине, лежащей ниже уровня моря, которые, как мы предполагаем, являются вулканами, аналогичными по происхождению Гауссбергу (рис. 5). Следует отметить, что ранее в работе [5] уже предполагалось наличие вулканов в этой области. Однако в этой работе не был приведен механизм, объясняющий образование лампрои-

тового вулканизма в данном районе на окраине Восточной Антарктиды.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании разработанной численной модели предложен оригинальный механизм проявления вулканической деятельности в настоящее время в прибрежных районах Земли принцессы Елизаветы в восточной части Антарктического континента. Формирование специфического обогащенного мантийного источника лампроитов вулкана Гауссберг происходило за счет вещества, аналогичного древнему палеопротерозойскому субстрату нижней коры – верхней мантии, в сочетании с современным плюмовым веществом. Причина лампроитового вулканизма заключается в плавлении вещества литосферы Восточной Антарктиды. Условия для такого плавления могли возникнуть в результате подплавления края литосферы Восточной Антарктиды за счет переноса горячего вещества из плюма Кергелен конвективными потоками к краю литосферы Восточной Антарктиды. Это объясняет недавнюю активность вулкана Гауссберг и возможное наличие целой подледной вулканической

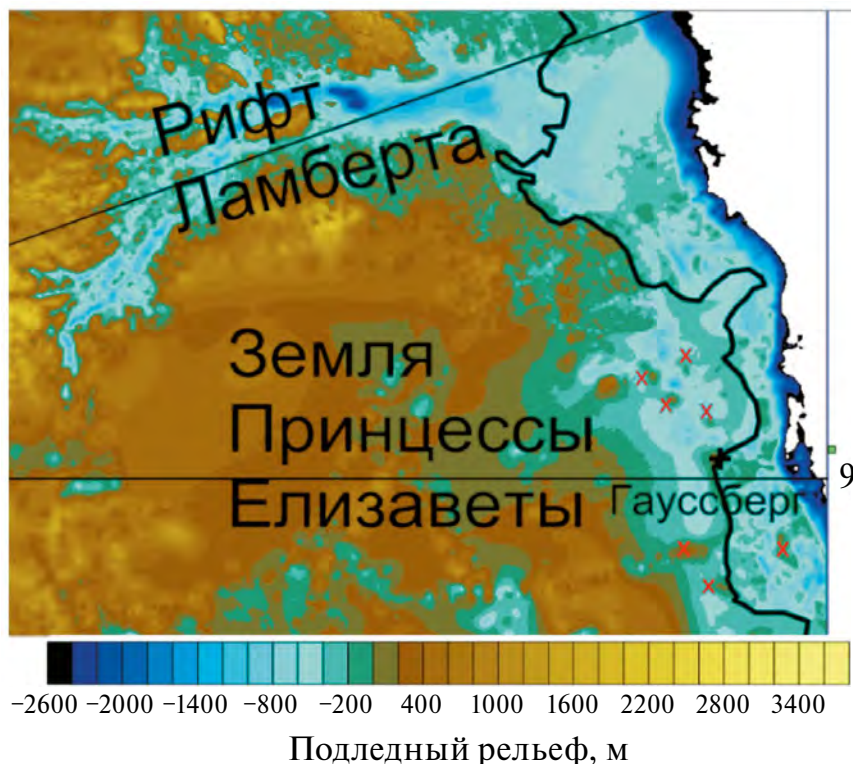


Рис. 5. Карта подледного рельефа на основе модели BEDMAP 2 [28]. Красными символами X показаны возможные подледные вулканы. Черным крестиком показан вулкан Гауссберг.

провинции в районе 89° в. д в прибрежных районах Восточной Антарктиды. В связи с этим нами предполагается существование подледной вулканической провинции в районе вулкана Гауссберг.

Представленная геодинамическая модель мантийных течений требует дальнейших уточнений. В частности, в нашей модели не учтены жесткие плиты на поверхности, а также вариации химического состава в мантии. Необходимо использование более детальной региональной сейсмической томографии и более точные расчеты структуры течений в верхней мантии Земли под южным полярным регионом.

Источник финансирования. Работа выполнена частично в рамках госзадания Института геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, частично в рамках госзадания Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН № FMWE-2024-0018 и частично в рамках госзадания Института физики Земли РАН.

Благодарности. Авторы благодарят рецензента за детальный отзыв и глубокий анализ статьи.

Конфликт интересов. Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баранов А., Бобров А. Строение и свойства коры архейских кратонов южных материков: сходства и различия // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 5. С. 636–652.
2. Баранов А.А., Лобковский Л.И. Глубочайшие впадины на суше в Антарктиде как результат кайнозойской активизации рифтогенеза // Докл. РАН. Науки о Земле. 2024. Т. 514. № 1. С. 50–55.
3. Баранов А.А., Лобковский Л.И., Бобров А.М. Глобальная геодинамическая модель современной Земли и ее приложение для Антарктиды // Докл. РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 512. № 1. С. 100–105.
4. Бобров А.М., Баранов А.А. Модель мантийной конвекции с неньютоновской реологией и фазовыми переходами: структура течений и поля напряжений // Физика Земли. 2016. Т. 52. № 1. С. 133–148.
5. Голынский А.В., Голынский Д.А. Рифтовые системы в тектонической структуре Восточной Антарктиды // Научные результаты российских геолого-геофизических исследований в Антарктике. 2009. Вып. 2. С. 132–162.
6. Голынский Д.А., Голынский А.В. Рифтовые системы Восточной Антарктиды — ключ к пониманию распада Гондваны // Региональная геология и металлогения. 2012. № 52. С. 58–72.
7. Лейченко Г.Л., Гусева Ю.Б. Строение и история развития земной коры осадочного бассейна моря Дейвиса, Восточная Антарктика // Научные результаты геолого-геофизических исследований в Антарктике / Г.Л. Лейченко, А.А. Лайба (ред.). 2006. Вып. 1. С. 101–115.
8. Лейченко Г.Л., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Агранов Г.Д. Формирование и эволюция микроконтинентов плато Кергелен, южная часть Индийского океана // Геотектоника. 2018. № 5. С. 3–21.
9. Лобковский Л.И., Баранов А.А., Бобров А.М., Чуваев А.В. Глобальная геодинамическая модель современной Земли и ее приложение для Арктического региона // Докл. РАН. Науки о Земле. 2024. Т. 514. № 2. С. 293–299.
10. Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М.: Научный Мир, 2004. 610 с.
11. Мигдисова Н.А., Суцевская Н.М., Портнягин М.В. и др. Особенности состава породообразующих минералов лампроитовых лав вулкана Гауссберг, Восточная Антарктида // Геохимия. 2023. Т. 68. № 9. С. 897–925.
12. Суцевская Н.М., Беляцкий Б.В., Дубинин Е.П., Левченко О.В. Эволюция плюма Кергелен и его влияние на магматизм континентальных и океанических областей восточной Антарктиды // Геохимия. 2017. № 9. С. 782–799.
13. Суцевская Н.М., Мигдисова Н.А., Антонов А.В. и др. Геохимические особенности лампроитовых лав четвертичного вулкана Гауссберг (Восточная Антарктида) — результат влияния мантийного плюма Кергелен // Геохимия. 2014. № 12. С. 1079–1098.
14. Чуваев А.В., Баранов А.А., Бобров А.М. Численное моделирование конвекции в мантии Земли с использованием облачных технологий // Вычислительные технологии. 2020. Т. 25. № 2. С. 103–117.
15. Avanzinelli R., Elliott T., Tommasin, S., Conticelli S. Constraints on the genesis of potassium-rich Italian volcanic rocks from U/Th disequilibrium // J. Petrol. 2008. V. 49. P. 195–223.
16. Baranov A., Morelli A. The Moho depth map of the Antarctica region // Tectonophysics. 2013. V. 609. P. 299–313.
17. Baranov A., Morelli A. The structure of sedimentary basins of Antarctica and a new three-layer sediment model // Tectonophysics. 2023. V. 846. 229662.
18. Baranov A., Tenzer R., Bagherbandi M. Combined Gravimetric-Seismic Crustal Model for Antarctica // Surveys in Geophysics. 2018. V. 39. P. 23–56.
19. Baranov A., Tenzer R., Morelli A. Updated Antarctic Crustal Model // Gondwana Research. 2021. V. 89. P. 1–18.
20. Bobrov A.M., Baranov A.A. Thermochemical Mantle Convection with Drifting Deformable Continents: Main Features of Supercontinent Cycle // Pure and Applied Geophysics. 2019. V. 176. № 8. P. 3545–3565.

21. *Chen Y., Zhang Y., Graham D. et al.* Geochemistry of Cenozoic basalts and mantle xenoliths in Northeast China // *Lithos.* 2007. V. 96. P. 108–126.
22. *Chu Z.Y., Harvey J., Liu C.Z. et al.* Source of highly potassic basalts in northeast China: evidence from Re–Os, Sr–Nd–Hf isotopes and PGE geochemistry // *Chem. Geol.* 2013. V. 357. P. 52–66.
23. *Elburg M., Foden J.* Sources for magmatism in central Sulawesi: geochemical and Sr–Nd–Pb isotopic constraints // *Chem. Geol.* 1999. V. 156. P. 67–93.
24. *Fei Y., Orman J.V., Li J. et al.* Experimentally determined postspinel transformation boundary in Mg_2SiO_4 using MgO as an internal pressure standard and its geophysical implications // *J. Geophys. Res.* 2004. V. 109. B02305.
25. *Foley S.F.* An experimental study of olivine lamproite: First results from the diamond stability field // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1993. V. 57. P. 483–489.
26. *Foley S.F., Ezad I.S., van der Laan S.R., Pertermann M.* Melting of hydrous pyroxenites with alkali amphiboles in the continental mantle: 1. Melting relations and major element compositions of melts // *Geosci. Front.* 2022. V. 13. № 4. P. 101–380.
27. *Foley S.F., Venturelli G., Green D.H., Toscani L.* The ultrapotassic Rocks: Characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models // *Earth Science Reviews.* 1987. V. 24. P. 81–134.
28. *Fretwell P., Pritchard H.D., Vaughan D.G. et al.* Bedmap2: Improved ice bed, surface and thickness datasets for Antarctica // *Cryosphere.* 2013. V. 7. P. 375–393.
29. *Frey F.A., Weis D., Yang H.J. et al.* Temporal geochemical trends in Kerguelen Archipelago basalts: evidence for decreasing magma supply from the Kerguelen Plume // *Chemical Geology.* 2000. V. 164. P. 61–80.
30. *Geyer A., Di Roberto A., Smellie J.L. et al.* Volcanism in Antarctica: An assessment of the present state of research and future directions // *Jour. Volcanology and Geother. Res.* 2023. V. 444. 107941.
31. *Gupta A.K.* The system forsterite–diopside–akermanite–leucite and its significance in the origin of potassium-rich mafic and ultramafic rocks // *American Mineralogist.* 1972. V. 57. P. 1242–1259.
32. *Hughes T.J.R.* The Finite Element Method: Linear Static and Dynamic Finite Element Analysis. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, 1987. P. 1–80.
33. *Jackson M., Konter J., Becker T.* Primordial helium entrained by the hottest mantle plumes // *Nature.* 2017. V. 542. P. 340–343.
34. *Jaques A.L., Lewis J.D., Smith C.B. et al.* The diamond-bearing ultrapotassic (lamproitic) rocks of the West Kimberly region, Western Australia // *Kimberlites I: Kimberlites and Related Rocks / Kornprobst J. (ed.). Amsterdam: Elsevier,* 1984. P. 225–254.
35. *Kiritani T., Kimura J.I., Ohtani E. et al.* Transition zone origin of potassic basalts from Wudalianchi volcano, northeast China // *Lithos.* 2013. V. 156–159. P. 1–12.
36. *McKenzie D.* Some remarks on the movement of small melt fractions in the mantle // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1989. V. 95. P. 53–72.
37. *Megnin C., Romanowicz B.* The shear velocity structure of the mantle from the inversion of body, surface, and higher modes waveforms // *Geophys. J. Int.* 2000. V. 143. P. 709–728.
38. *Morgan W.J., Phipps-Morgan J.* Plate velocities in the hotspot reference frame // *Geological Society of America Special Papers.* 2007. V. 430. P. 65–78.
39. *Morlighem M., Rignot E., Binder T. et al.* Deep glacial troughs and stabilizing ridges unveiled beneath the margins of the Antarctic ice sheet // *Nat. Geosci.* 2020. V. 13. P. 132–137.
40. *Murphy D.T., Collerson K.D., Kamber B.S.* Lamproites from Gaussberg, Antarctica: Possible Transition Zone Melts of Archaean Subducted Sediments // *Jour. of Petrology.* 2002. V. 43. № 6. P. 981–1001.
41. *Nikishin A.M., Ziegler P.A., Abbott D., Brunet M.F., Cloetingh S.* Permo-Triassic intraplate magmatism and rifting in Eurasia: implications for mantle plumes and mantle dynamics // *Tectonophysics.* 2002. V. 351. P. 3–39.
42. *Prelevic D., Foley S.F., Romer R., Conticelli S.* Mediterranean tertiary lamproites derived from multiple source components in postcollisional geodynamics // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2008. V. 72. P. 2125–2156.
43. *Ramage A., Wathen A.J.* Iterative solution techniques for the Stokes and Navier-Stokes equations // *Int. J. Numer. Methods. Fluids.* 1994. V. 19. P. 67–83.
44. *Schubert G., Turcotte D.L., Olson P.* Mantle Convection in the Earth and Planets. New York: Cambridge Univ. Press, 2001. 940 p.
45. *Segev A.* Flood basalts, continental breakup and the dispersal of Gondwana: evidence for periodic migration of upwelling mantle flows (plumes) // *From continental extension to collision: Africa-Europe interaction, the Dead Sea Rift and analogue natural laboratories / Cloetingh S.A.P.L., Ben-Avraham Z. (eds). European Geosciences Union, Stephan Mueller Special Publication Series.* 2002. V. 2. P. 171–191.
46. *Sheraton J.W., Cundari A.* Leucitites from Gaussberg, Antarctica // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1980. V. 71. P. 417–427.
47. *Sun Y., Ying J., Zhou X. et al.* Geochemistry of ultrapotassic volcanic rocks in Xiaogulihe NE China: Implications for the role of ancient subducted sediments // *Lithos.* 2014. V. 208–209. P. 53–66.
48. *Tingey R.J., McDougall I., Gleadow J.W.* The age and mode of formation of Gaussberg, Antarctica // *Journal of the Geological Society of Australia.* 1983. V. 30. P. 241–246.
49. *van Wyk de Vries M., Bingham R., Hein A.* A new volcanic province: an inventory of subglacial volcanoes in

- West Antarctica // Geological Society Special Publications. 2018. V. 461(1). P. 231.
50. *Vyalov O.S., Sobolev V.S.* Gaussberg, Antarctica // Internat. Geol. Review. 1959. № 1(7). P. 30–40.
51. *Zhang M., Suddaby P., O'Reilly S.Y. et al.* Nature of the lithospheric mantle beneath the eastern part of the Central Asian fold belt: mantle xenoliths evidence // Tectonophysics. 2000. V. 328. P. 131–156.
52. *Zhong S., Zuber M.T., Moresi L.N., Gurnis M.* Role of temperature-dependent viscosity and surface plates in spherical shell models of mantle convection // Jour. Geophys. Res.: Solid Earth. 2000. V. 105. № B5. P. 11063–11082.
53. *Zou H., Reid M.R., Liu Y. et al.* Constraints on the origin of historic potassic basalts from northeast China by U/Th disequilibrium data // Chem. Geol. 2003. V. 200. P. 189–201.

ORIGIN OF GAUSSBERG VOLCANO WITHIN THE CONTINENTAL MARGIN OF THE ANTARCTIC CONTINENT (PETROGEOCHEMICAL FEATURES AND GEODYNAMIC MODEL)

A. A. Baranov^{a, *}, N. M. Sushchevskaya^{b, **}, L. I. Lobkovsky^c

^a*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^b*Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^c*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

*e-mail: aabaranol@gmail.com

**e-mail: nadsus@gmail.com

On the coast of East Antarctica, in the area of 89 degrees east longitude, the Gaussberg volcano was discovered with rare lamproite lavas of Pleistocene age. To explain the origin of this rare volcanism, we calculated the distributions of temperature anomalies and mantle flow velocities for the South Polar Region. Numerical calculations show that the vertical flows of the hot material of the Kerguelen plume flatten closer to the Earth's surface and then the hot material of this plume is transported by subhorizontal currents in the upper mantle to the southeast to the edge of the lithosphere of East Antarctica. This process can cause melting of the edge of the continental lithosphere. The molten material rises to the surface and erupts in our proposed volcanic province of Gaussberg. Based on a detailed analysis of the subglacial relief in this area, it can be assumed that there are other subglacial volcanoes.

Keywords: East Antarctica, Gaussberg volcano, lamproites, mantle plumes, SMEAN 2, Gondwana, Kerguelen

УДК 550.389

АНОМАЛЬНОЕ МАГНИТНОЕ ПОЛЕ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ТРОГА КИНГ, СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ АТЛАНТИКА

© 2025 г. А. Н. Иваненко, А. М. Городницкий, Н. А. Пальшин*,
И. А. Веклич, В. Л. Любинецкий

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

**e-mail: palshin@ocean.ru*

Поступила в редакцию 19.07.2024 г.

После доработки 24.09.2024 г.

Принята к публикации 22.11.2024 г.

Приводятся результаты геомагнитных исследований юго-восточной части трога Кинг и центрального сегмента Азоро-Бискайского поднятия, выполнявшихся в северо-восточной части Атлантики в 2023 г. в 55-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов”. Это первые систематические измерения магнитного поля, позволившие построить карту аномального магнитного поля района исследований. Выделены интенсивные магнитные аномалии на хребтах, ограничивающих трог Кинг, а также линейные аномалии на его бортах и в юго-восточной части полигона в центральном сегменте Азоро-Бискайского поднятия. Спектральный анализ и трансформации аномального магнитного поля свидетельствуют о существовании в пределах полигона глубинных аномалий. Интенсивные глубинные аномалии имеют вулканическое происхождение и были образованы в другую геомагнитную эпоху, чем глубокие части и борта трога Кинг. Результаты исследований подтверждают гипотезу о сложном двух- или многостадийном образовании геологических структур на полигоне Трог Кинг, за исключением его юго-восточной части, относящейся к Азоро-Бискайской возвышенности.

Ключевые слова: аномальное магнитное поле, северо-восточная Атлантика, трог Кинг, Азоро-Бискайская возвышенность, природа магнитных аномалий

DOI: 10.31857/S0030157425030106, **EDN:** GWJSSQ

ВВЕДЕНИЕ

Трог Кинг и прилегающие к нему трог Пик и Фрин, а также обрамляющие их хребты являются примечательным мезоструктурным кластером на востоке северной Атлантики. Кластер граничит с крупным приосевым хребтом САХ на северо-западе и Азорско-Бискайским поднятием на юго-востоке [15, 19, 26].

Трог Кинг имеет юго-восточное простирание и длину около 450 км, включает в себя несколько эшелонированных впадин с субпараллельными цепочками подводных гор различной морфологии на флангах. Этот район давно привлекал внимание ученых и изучался ранее геофизическими методами [12, 13, 16, 23]. Неоднократно выполнялось драгирование, в том числе геологическое опробование с помощью подводных обитаемых аппаратов “Мир” во время 19-го рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш” [2, 3, 5, 8, 14, 17].

Существуют две основные гипотезы происхождения трога Кинг. Согласно первой гипотезе

эта структура образовалась в результате подъема глубинного мантийного плюма около 32 млн лет назад. Этот процесс сопровождался интенсивным магматизмом вдоль юго-восточной границы трога, при этом осевая зона хребта понизилась на 2–4 км [15, 23]. Другие концепции указывают на принадлежность трога Кинг к древней внутриплитной границе сдвигового типа [16, 27]. Предпринимаются попытки объединить эти две гипотезы. В рамках этого подхода рассматривается двухстадийное формирование трога Кинг, когда образование и начальное развитие происходили на новообразованной океанической коре 62–58 млн лет назад, после чего трог двигался вместе с плитой в восточном направлении, а приблизительно 32 млн лет назад начался второй этап развития трога Кинг, сопровождавшийся активной интрузивной и вулканической деятельностью вдоль его южного борта [2]. Одним из доказательств этого является наличие полного разреза океанических пород, соответствующих

возрасту наиболее древней магнитной аномалии (58 млн лет), в восточной части трога.

Результаты геохимического изучения пород ранней стадии развития трога Кинг показали заметное сходство их состава с составом базальтов срединно-океанических хребтов (MORB), тогда как вулканические породы, генерированные во время второго этапа формирования трога Кинг, сопоставимы с щелочными вулканитами Азорского архипелага, что позволяет предполагать связь магматизма трога Кинг с Азорским плюмом. Анализ состава базальтов и долеритов свидетельствует о том, что существование реликтового блока Иберийской континентальной плиты в данном районе могло быть причиной появления рифтовой трещины, отклонившейся от главного рифта САХ и развившейся далее в виде трога Кинг при участии все возрастающей активности Азорского мантийного плюма [6].

Большая часть геолого-геофизических исследований трога Кинг была выполнена более 30 лет назад, а происхождение и строение этого мезоструктурного кластера по-прежнему является

предметом дискуссий. В частности, для построения достоверной модели трога Кинг и прилегающих структур не хватало современных батиметрических и геомагнитных данных.

В 2023 г. была организован и проведен 55-й рейс НИС “Академик Николай Страхов” в юго-восточной части трога Кинг и центральном сегменте Азоро-Бискайского поднятия (полигон “Трог Кинг”). Были собраны данные о рельефе, осадочном чехле и магнитном поле. Каменный материал был отобран драгированием. По результатам рейса в пределах полигона было выделено шесть морфоструктурных провинций. Полученные в рейсе данные подтвердили предположения о том, что формирование удлиненного сводового поднятия между 33 и 20 млн лет назад предшествовало формированию трогов Кинг, Пик и Фрин в результате опускания осевой части поднятия, сопровождавшегося интенсивным внутриплитным вулканизмом, интенсивность которого возрастала с юго-востока на северо-запад [26]. Положение полигона трог Кинг и основных геологических структур приведены на рис. 1. Распо-

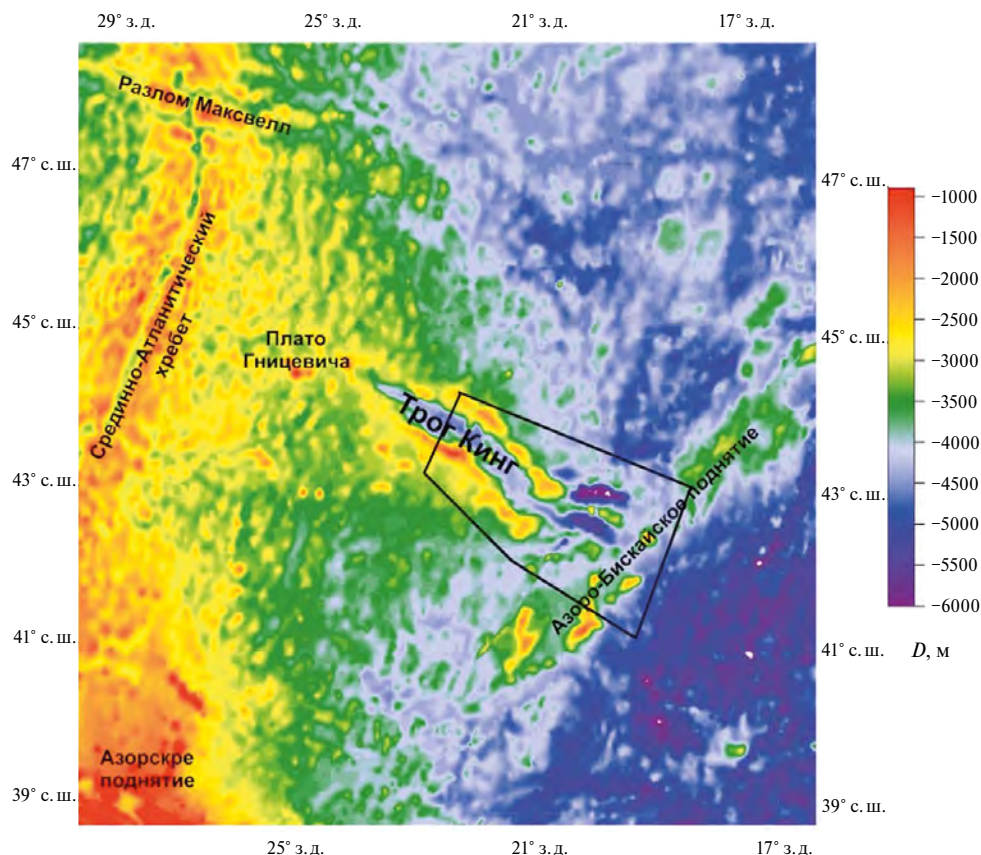


Рис. 1. Батиметрическая карта восточного фланга Срединно-Атлантического хребта [21]. Глубина океана — D , м. Показаны основные структурные элементы и положение района исследований в 55-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” (полигон “Трог Кинг”).

ложенное к юго-востоку Азоро-Бискайское поднятие, по имеющимся геолого-геофизическим данным, в отличие от трога Кинг, образовано одновременно с формированием соответствующей литосферы [29].

Задачей данной работы является описание геомагнитных данных, полученных в рейсе, их анализ и интерпретация, в целях расширения представлений о происхождении трога Кин.

МЕТОДИКА И ДАННЫЕ

В 2023 г. в 55-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” были начаты комплексные геолого-геофизические исследования для получения новых данных о геодинамических условиях, магматических, тектонических и гидротермальных процессах при формировании крупных внутриплитных структур на океанической литосфере на примере структурного кластера, образованного трогом Кинг, Азоро-Бискайским поднятием и плато Гницевича, расположенными на восточном фланге Срединно-Атлантического хребта (см. рис. 1). Важно отметить, что весь структурный кластер от плато Гницевича на северо-западе до Азоро-Бискайского поднятия на юго-востоке,

характеризуется отсутствием современной сейсмичности.

Экспедиционные исследования включали высокочастотное акустическое профилирование, магнитную съемку и многолучевое эхолотирование, а также станционные работы, в ходе которых производилось опробование дна драгированием. Батиметрические измерения выполнялись одновременно с помощью профилографа EdgeTech 3300 и многолучевого эхолота SeaBat 7150. Профилограф Parasound DS Sub-Bottom P-35 использовался для получения данных об осадках [26]. Исследования 2023 г. выполнялись в юго-восточной части структурного кластера “Трог Кинг”: в 2024 г. планируется продолжить исследования в северо-западной его части. Батиметрическая карта полигона и маршрут судна приведены на рис. 2.

Одновременно с промером выполнялись геомагнитные измерения с применением современной технологии морских геомагнитных измерений, разработанной в ИО РАН. Первичная обработка геомагнитных данных велась с помощью программного пакета MATROS-IV [4]. В 55-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” для измерений магнитного поля использовался

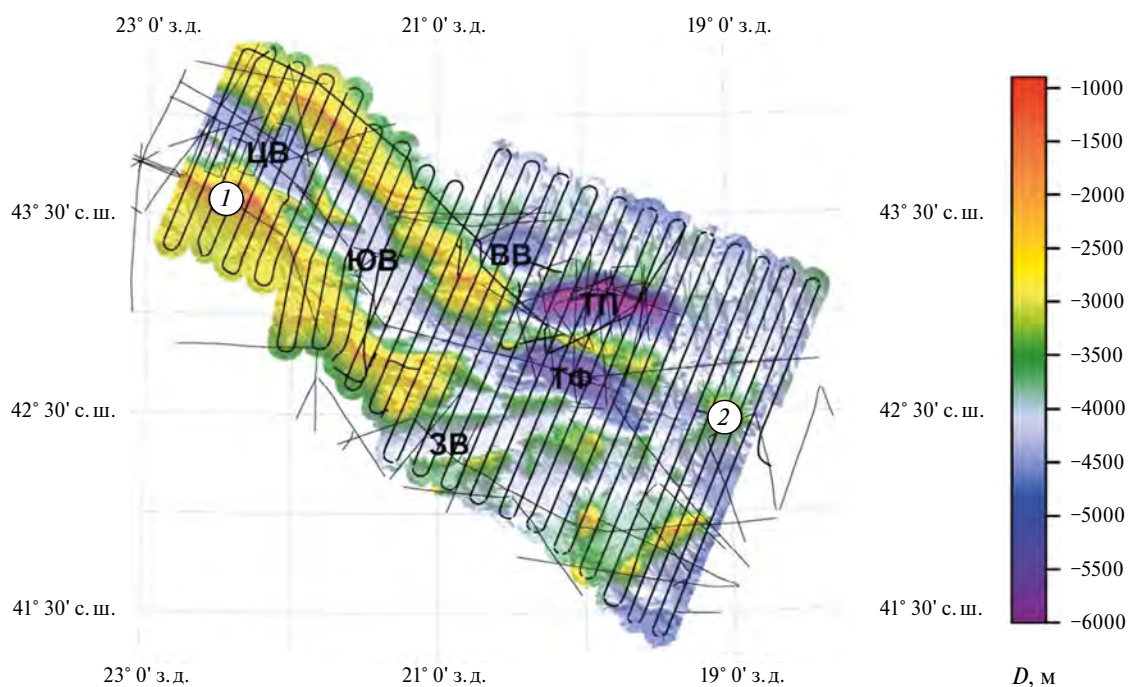


Рис. 2. Батиметрическая карта на полигоне “Трог Кинг” (глубина D , м) и маршрут НИС “Академик Николай Страхов” в 55-м рейсе (черные линии). Тонкими черными линиями показаны положения архивных измерений магнитного поля. Основные структурные элементы: ЦВ — центральная впадина, ЮВ — южная впадина, ВВ — восточная впадина, ЗВ — западная возвышенность, ТП — трог Пик, ТФ — трог Фрин, 1 — гора Антиальтаир, 2 — гора Григория Зимы [26].

магнитометр G822 (Geometrics). Длина забортовой части буксировочного кабеля составляла 250 м от кормы судна. Магнитная съемка выполнялась по системе параллельных галсов (профилей) вкрест простирания изучаемых структур с межпрофильным расстоянием 5 миль на скорости 10 узлов (см. рис. 2).

Для построения карт аномального магнитного поля, помимо данных, полученных в рейсе, были привлечены дополнительные архивные данные [22] и данные из отчета 33-го рейса НИС “Discovery” [13] (см. рис. 2, табл. 1).

Таблица 1. Источники геомагнитных данных

Источник	Полигон “Трог Кинг”	Качество данных
55-й рейс НИС “Академик Николай Страхов”	7525 км	Хорошее
Архив NGDC	6724 км	Среднее, плохое
33-й рейс НИС “Discovery”	830 км	Среднее

На обзорной карте полигона (см. рис. 2) хорошо видно, что данные, полученные в 55-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” по сети регулярных галсов, внесли существенный вклад в геомагнитную изученность трога Кинг (см. табл. 1), что позволяет решать широкий класс структурных геологических задач.

АНОМАЛЬНОЕ МАГНИТНОЕ ПОЛЕ И ЛИНЕЙНЫЕ АНОМАЛИИ

По результатам обработки геомагнитных данных были составлены сводная карта графиков аномального магнитного поля (рис. 3) и карта аномального магнитного поля на основе скомпиллированного грида (рис. 4). На карту вынесены известные [24] и выделенные по новым данным линейные аномалии. Среднеквадратичная ошибка съемки, оцененная по 704 точкам пересечения, составила 2.7 нТл, а максимальная невязка — всего 5.3 нТл, что является очень хорошим результатом для открытых океанских акваторий.

Основные структурные элементы см. на рис. 4. Римскими цифрами обозначены морфоструктурные провинции: I — фланговых структур САХ;

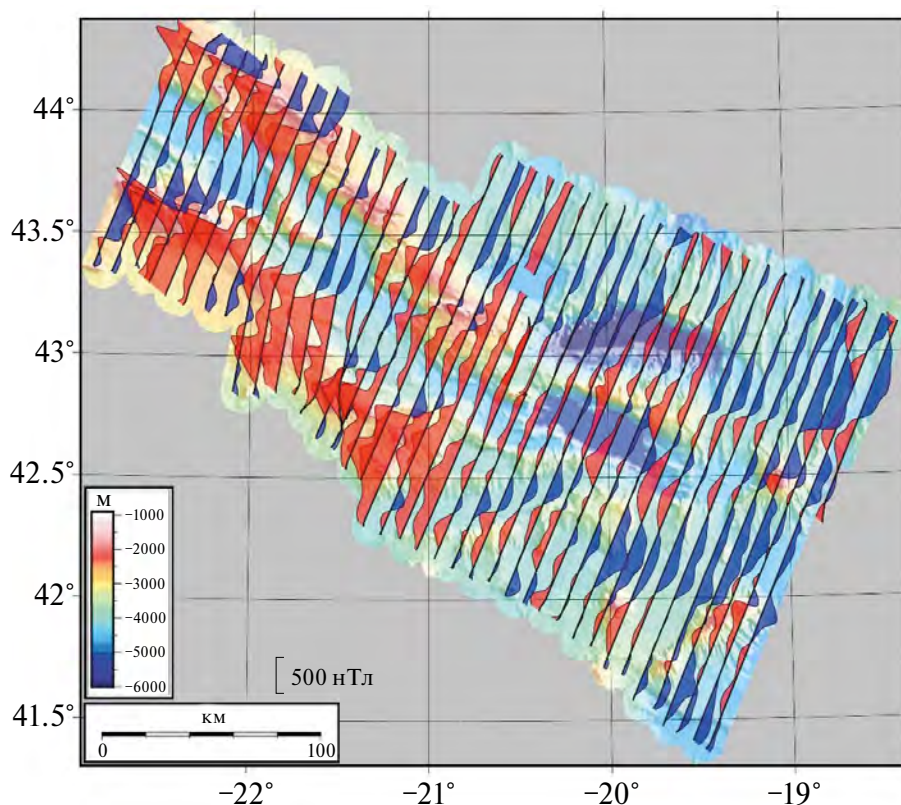


Рис. 3. Карта графиков аномального магнитного поля, T_a , нТл, наложенная на батиметрическую карту (глубина в метрах) [26].

II – юго-восточная; III – центрального сегмента Азоро-Бискайского поднятия; IV – юго-восточных впадин; V – юго-восточного окончания трога Кинг; VI – центральной части трога Кинг [26].

Магнитные аномалии на полигоне трог Кинг крайне неоднородны по амплитуде и простиранию. Они представлены двумя типами аномалий: 1) интенсивными (до 1200 нТл) изолированными знакопеременными аномалиями, приуроченными к отдельным хребтам и подводным горам; 2) линейными среднеамплитудными (до 400 нТл) аномалиями обеих знаков (см. рис. 3 и 4).

Три впадины трога Кинг (ЦВ, ЮВ и ЗВ на рис. 4) характеризуются отрицательными значениями аномального магнитного поля, тогда как более глубокие восточная впадина трога Кинг и трог Фрин и Пит (ВВ, ТФ и ТП на рис. 2 и 4) характеризуются знакопеременными аномалиями. Наиболее интенсивные положительные аномалии приурочены к северо-восточному борту Центральной впадины трога Кинг, юго-западным бортам Центральной и Южной впадин трога Кинг (ЦВ, ЮВ на рис. 2 и 4), где расположена гора Антиальтаир (1 на рис. 2 и 4). При этом ос-

новная часть интенсивных аномалий магнитного поля располагается в центральной части трога Кинг и юго-восточных впадин (морфоструктурные провинции VI и IV на рис. 4).

Характер и простирание аномалий магнитного поля в его юго-восточной части полигона меняется (морфоструктурные провинции II и IV), в частности уменьшается амплитуда аномалий. На юго-восточном краю полигона в центральном сегменте Азоро-Бискайской возвышенности (морфоструктурная провинция III) выделяется несколько подводных гор, в том числе подводная гора Георгия Зимы (2 на рис. 2 и 4), которым соответствуют отчетливые характерные дипольные аномалии средней интенсивности.

Ранее на бортах трогов Кинг, Фрин и Пик были выделены линейные аномалии 21, 24 и 25 [24], которые имеют возраст 45.4, 53.3 и 56.6 млн лет соответственно. Линейные магнитные аномалии характеризуют океанскую литосферу, сформированную в процессе спрединга, и дают возможность оценки ее возраста. К юго-востоку от полигона были выделены линейные аномалии 31 и 33 (см. рис. 4).

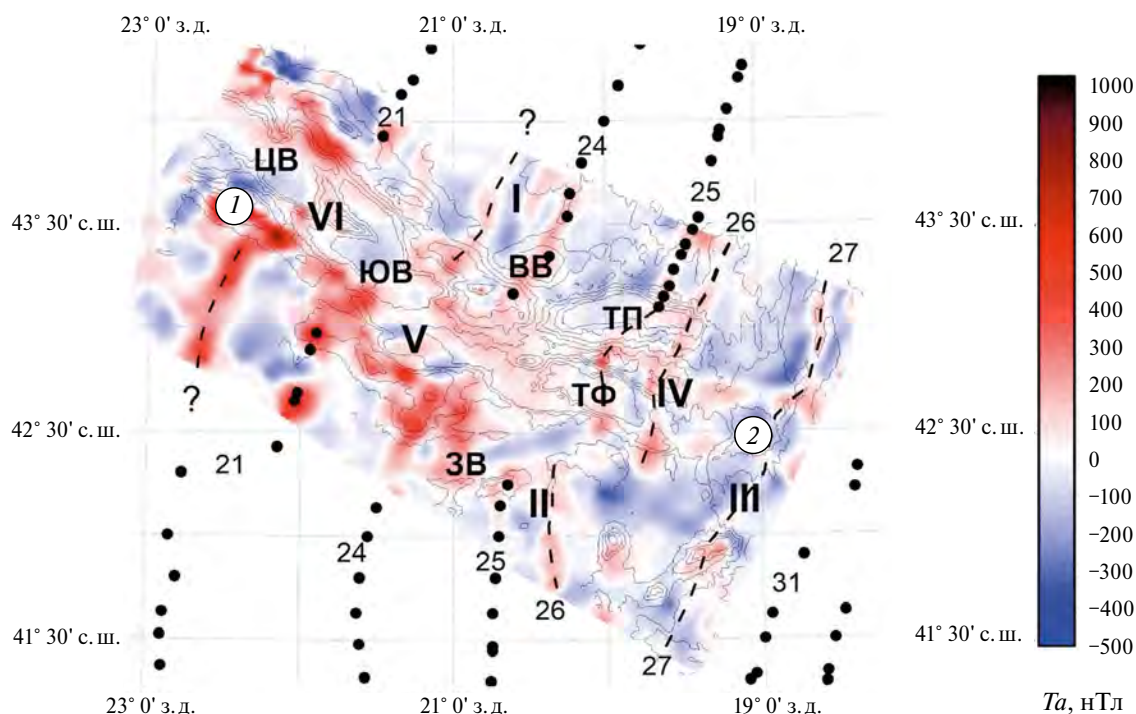


Рис. 4. Аномальное магнитное поле T_a , нТл, и линейные магнитные аномалии на полигоне “Трог Кинг”. Черные кружки – данные из каталога [24], пунктирные линии – линейные аномалии, выделенные по данным рейса (см. также текст). Цифры – номера магнитных аномалий. Показаны изолинии глубины для выделения основных структур. Основные структурные элементы см. на рис. 2. Римскими цифрами обозначены морфоструктурные провинции: I – фланговых структур САХ; II – юго-восточная; III – центрального сегмента Азоро-Бискайского поднятия; IV – юго-восточных впадин; V – юго-восточного окончания “Трога Кинг”; VI – центральной части трога Кинг [26].

На основе новых данных, полученных в рейсе, удалось проследить ряд линейных аномалий в дополнение к уже известным. Часть выделенных линейных аномалий с ними совпадает, тогда как другая часть прослеживается с некоторым сдвигом, и их идентификация затруднена (см. рис. 4). В юго-западной части полигона выделение линейных аномалий затруднено из-за отсутствия широтных галсов, а их идентификация не всегда возможна.

Линейные аномалии достаточно уверенно выделяются на бортах впадин и в юго-восточной части полигона. В Центральной, Южной и Западной впадинах трога Кинг (ЦВ, ЮВ, ЗВ на рис. 2 и 4) линейные аномалии отсутствуют. При этом линейные аномалии пересекают Восточную впадину трога Кинг, трог Пик и, возможно, трог Фрин (ВВ, ТП, ТФ на рис. 2 и 4), что свидетельствует о различиях в истории образования и строения этих частей полигона: морфоструктурных провинций центральной части трога Кинг и юго-восточных впадин (VI и IV на рис. 4).

Исходя из прослеженных по новым данным линейным аномалиям, можно предполагать смещение осей аномалий 25 на бортах цепочки трогов, достигающее 50 км (по данным Майлса и Кидда оно составляет 45 км [18]). Смещение по осям аномалии 24 несколько меньше — порядка 25 км и практически полностью отсутствует для аномалии 21, если принять общепринятую идентификацию аномалий для Северной Атлантики [24]. Следует отметить, что отсутствие достаточного объема геомагнитных данных на южном борту цепочки впадин, не позволяет уверенно утверждать о величине сдвига линейных аномалий. На юго-восточном краю полигона в морфоструктурной провинции центрального сегмента Азоро-Бискайского поднятия (III на рис. 4) выделена 27 аномалия, протягивающаяся через весь полигон, осложненная в середине подводной горой Георгия Зимы (2 на рис. 4).

ПРИРОДА МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ

Основные аномалии магнитного поля, приуроченные к вулканическим хребтам, ограничивающим впадины трога Кинг, отчетливо коррелируют с положительными формами рельефа и настолько интенсивны, что вулканическая природа их источников не вызывает сомнения (см. рис. 3 и 4). Для глубоких впадин характерны узкие отрицательные аномалии, практически полностью совпадающие в плане с их положением

(см. рис. 3 и 4), что свидетельствует об образовании хребтов и впадин в различные геомагнитные эпохи.

Наблюдаемое ослабление намагниченности океанической коры и отсутствие линейных аномалий в Центральной, Южной и Западной впадинах трога Кинг (ЦВ, ЮВ и ЗВ на рис. 4), возможно, связано с тектонической активизацией и/или гидротермальной переработкой пород, слагающих магнитоактивный слой. Ранее похожая ситуация отмечалась нами в северной глубинной части разлома Чарли-Гиббс [25].

Важной характеристикой магнитных аномалий является глубина магнитных источников. Для оценки были применен хорошо известный спектральный метод, например [28]. Следует отметить, что для этого метода характерна неоднозначность, связанная с неучтенными представлениями о характере источников аномалий (формы, размеры) и, соответственно, положения их центров (верхних и/или нижних кромок). Кроме того, полученные оценки являются усредненными для всего полигона. По результатам спектрального анализа было установлено наличие двух горизонтов, к которым приурочены источники аномалий (рис. 5).

Первый горизонт имеет мощность около 4 км, а его верхняя кромка залегает на глубине примерно равной средней глубине на полигоне. Он соответствует, по всей видимости, базальтам, слагающим вулканические постройки, а также слою 2 океанской коры. Именно они являются основными источниками магнитных аномалий.

Второй слой мощностью около 15 км частично перекрывает низы первого и залегает в диапазоне глубин от 7 до 22 км (от 2 до 17 км ниже средней глубины дна на полигоне). Столь большая глубина залегания этого слоя свидетельствует о том, что его природа может быть связана с интрузиями габброидов или процессами серпентинизации перидотитов. Природа столь глубоких источников магнитных аномалий до сих остается дискуссионной.

Эффективным инструментом для анализа природы магнитных аномалий и качественной оценки их глубинности являются трансформации поля. Так, аномалии магнитуды магнитного поля ближе к истинному горизонтальному положению магнитного источника и их легче интерпретировать, чем само измеренное аномальное магнитное поле. Хотя традиционные магнитные преобразования приведения к полюсу, псевдо-

гравитационное поле и аналитический сигнал также обладают этими свойствами, магнитуа магнитного поля имеет несколько дополнительных преимуществ: для ее расчета необходимо только разложение ΔT_a на ΔX_a , ΔY_a , ΔZ_a , которое не требует знания направления намагниченности источников и не зависит от него [10, 11]. Аналитическое продолжение вверх является устойчивым и позволяет подавить высокочастотные помехи, т. е. подчеркнуть вклад глубинных источников и выделить участки, на которых они присутствуют. На рис. 6 приведены результаты расчета магнитуды аномального магнитного поля на уровне моря и на высоте 15 км. Высота пересчета 15 км выбрана не случайно — как следует из рис. 5, спектр АМП на уровне моря представлен ломаной, состоящей из двух прямолинейных участков, соответствующих двум разноглубинным ансамблям источников. При последовательном пересчете поля вверх с шагом 1 км нами установлено, что начиная с высоты пересчета 14–15 км в спектре поля остается только один прямолинейный сегмент от глубинных источников.

Как на уровне моря, так и на уровне 15 км в распределении магнитуды аномального магнитного поля выделяются те же аномалии, что в аномальном магнитном поле, но положение их максимумов не смещено и полностью совпадает с батиметрией вулканических хребтов. На рис. 6б отчетливо выделяются несколько глубинных аномалий. Аномалия *A* расположена на северо-восточном борту Центрального бассейна трого Кинг. На юго-западном борту Центрального и Южного бассейнов трого Кинг и дальше на юго-восток выделяются три наиболее интенсивных аномалии B_1 , B_2 и B_3 , которые формируют вытянутую зону юго-восточного простираия. Аномальные зоны B_1 и B_2 имеют также продолжения в перпендикулярном юго-западном направлении. Все эти аномалии расположены в двух морфоструктурных провинциях центральной части трого Кинг и его юго-восточного окончания (V и VI на рис. 6б), которые, по геомагнитным данным, имеют близкое строение. Именно в этих двух ранее выделенных морфоструктурных провинциях [26] расположены наиболее интенсивные аномалии, а также основные глубинные аномалии. Обращает на себя внимание отсутствие глубинных аномалий в морфоструктурном сегменте юго-восточных впадин (IV на рис. 6б). Также отсутствуют глубинные аномалии во всех впадинах трого Кинг, а также трогох Фрин и Пик.

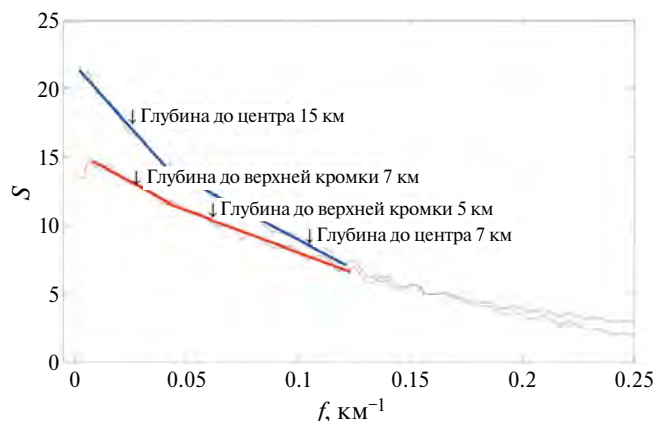


Рис. 5. Оценка глубин от поверхности океана до источников магнитных аномалий на полигоне по радиально осредненному спектру аномалий (красная линия) и по радиально осредненному и нормированному на частоту спектру аномалий (синяя линия). S — спектр мощности магнитных аномалий, f — пространственная частота.

Менее интенсивные аномальные зоны C_1 и C_2 расположены в юго-восточной части полигона. На рис. 6б видно, что они формируют дугообразную структуру, ограничивающую с юго-востока трого Фрин и Пик, которые характеризуются слабо аномальным магнитным полем. Эти аномалии расположены в различных морфоструктурных провинциях и, по нашему мнению, приурочены к шовной зоне между трогом Кинг и Азоро-Бискайским поднятием.

Также был рассчитан горизонтальный градиент аномального магнитного поля на уровне океана и на высоте 15 км. Горизонтальный градиент подчеркивает границы источников: такое представление результатов дополняет рассмотренное выше распределение магнитуды магнитного поля. Результаты расчетов горизонтального магнитного поля на уровне океана приведены на рис. 7а, а на высоте 15 км — на рис. 7б. На карте горизонтального градиента на уровне моря выделяются как границы источников линейных аномалий на флангах трого Кинг и в центральном сегменте Азоро-Бискайского поднятия (морфоструктурные провинции I и II), так и границы интенсивных аномалий на бортах впадин в морфоструктурных провинциях V и VI. Градиент аномального магнитного поля, пересчитанный на высоту 15 км (рис. 7б), оконтуривает выделенные ранее по пересчитанной на высоту 15 км магнитуде магнитного поля глубинные аномалии *A*, *B* и *C*, тогда как линейные аномалии при пересчете в верхнее полупространство затухают.

На всех трансформациях уверенно выделяется основной глубинный источник аномального магнитного поля в исследуемой области — подводная гора Антиальтаир и прилегающая часть юго-восточного борта трогов Кинг и Фрин (аномалии B_1 , B_2 и B_3). Северо-восточный борт пред-

ставлен одной менее интенсивной глубинной аномалией на противоположном от подводной горы Антиальтаир борту трогов Нижний Кинг (аномалия A).

Для центральной части полигона: Восточный бассейн трогов Кинг, трогов Фрин и Пик и при-

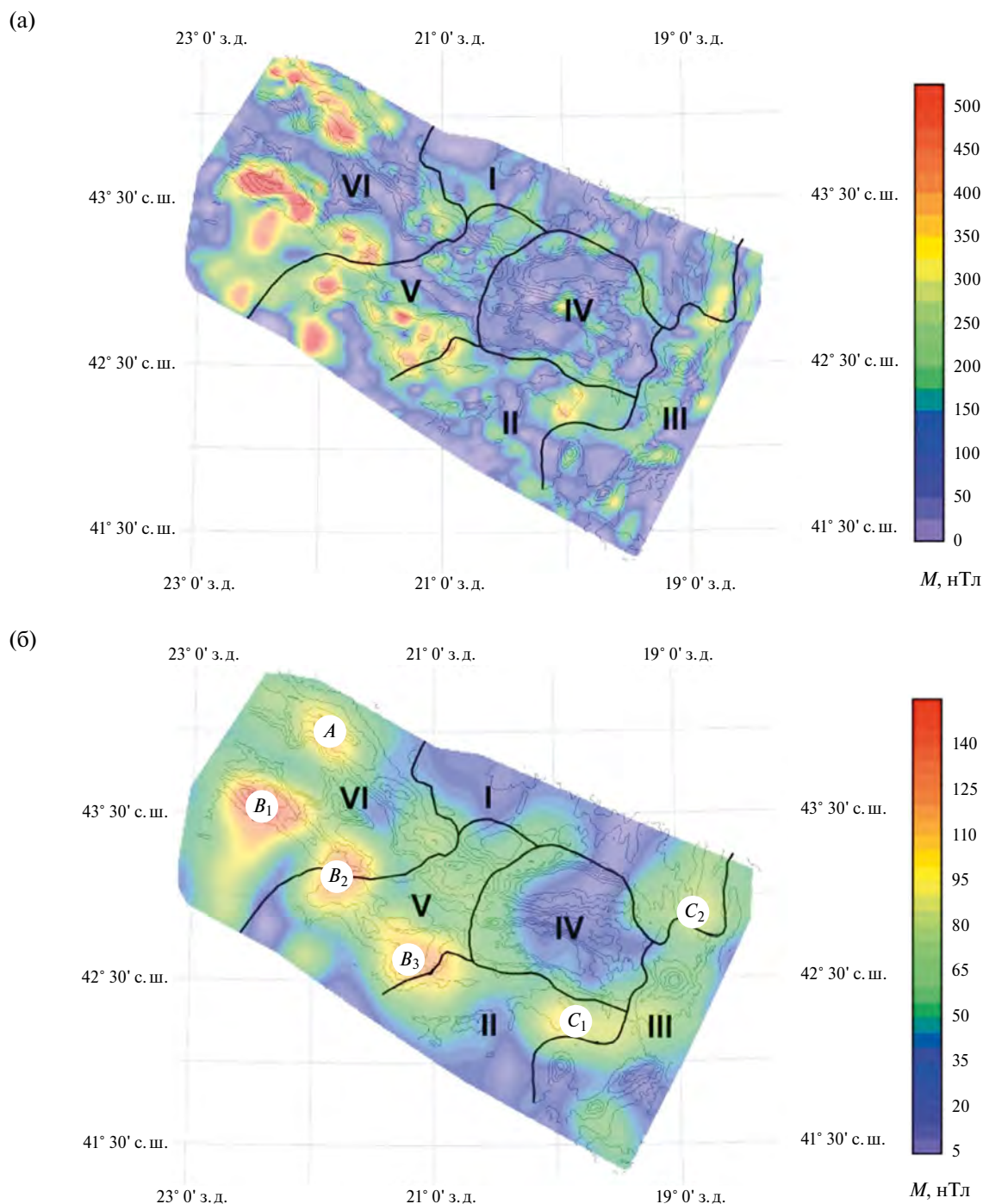


Рис. 6. Магнитуда аномального магнитного поля M , нТл, на уровне моря (а) и на высоте 15 км (б). Показаны изолинии глубины дна для выделения основных структур. Условные обозначения: A , B и C — выделенные глубинные аномалии (см. текст). Римскими цифрами обозначены морфоструктурные провинции (см. рис. 4), черные линии — границы между провинциями [26].

мыкающие к ним хребты, характерно отсутствие выраженных глубинных аномалий магнитного поля. Можно предположить, что в этой части полигона более молодые наложенные вулканические процессы были менее интенсивными или вовсе отсутствовали, поскольку сохранились ли-

нейные аномалии (см. рис. 4), образовавшиеся вместе с литосферой.

Представляет интерес отчетливо выделяющаяся дугообразная глубинная аномальная зона, объединяющая две аномалии C_1 и C_2 (см. рис. 7б, 8б) и имеющая простирание, отличное от остальных

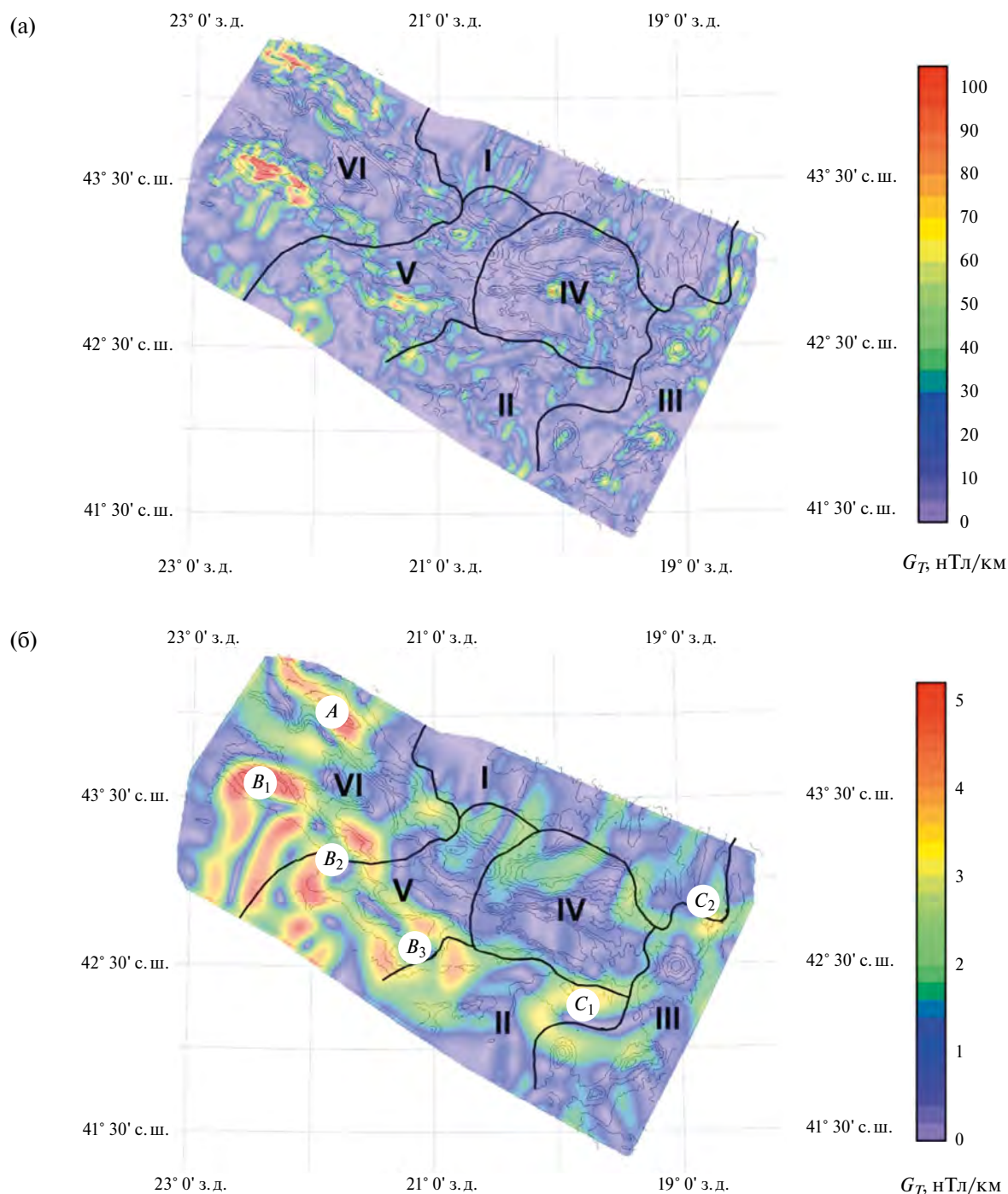


Рис. 7. Горизонтальный градиент аномального магнитного поля G_T , нТл/км, на уровне моря (а) и на высоте 15 км (б). Показаны изолинии глубины дна для выделения основных структур. Условные обозначения: A , B и C – выделенные глубинные аномалии. Римскими цифрами обозначены морфоструктурные провинции (см. рис. 4), черные линии – границы между провинциями [26].

глубинных аномалий, что может свидетельствовать об особенностях ее формирования. По всей видимости, эта аномалия ограничивает структурный кластер трога Кинг от расположенного юго-восточнее Азоро-Бискайского поднятия. В середине этой аномальной зоны расположена подводная гора Георгия Зимы, которой соответ-

ствует отчетливая дипольная аномалия средней интенсивности, свидетельствующая о ее вулканическом происхождении.

Представляется полезным сравнить аномалии магнитного поля и их трансформанты с аномалиями в редукции Буге, полученными по спутниковым данным [7] и остаточными гравитационны-

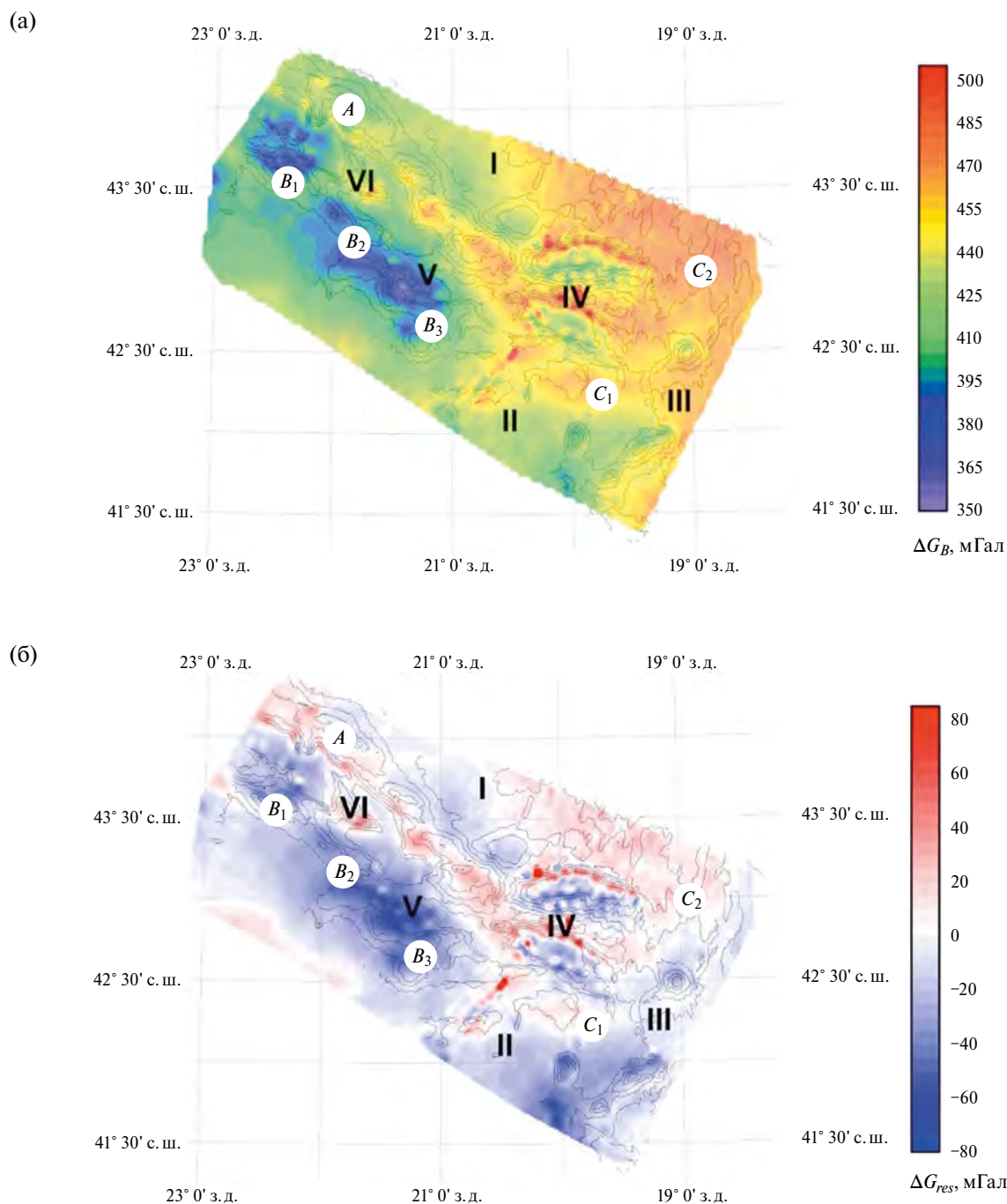


Рис. 8. Аномалии силы тяжести в редукции Буге, ΔG_B , мГал (а), и остаточные аномалии силы тяжести ΔG_{res} , мГал (б). Показаны изолинии глубины дна для выделения основных структур. Условные обозначения: *A*, *B* и *C* – выделенные глубинные аномалии магнитного поля. Римскими цифрами обозначены морфоструктурные провинции (см. рис. 4) [26].

ми аномалиями (рис. 8). Остаточные аномалии были получены из аномалий Буге вычитанием билинейного тренда, вычисленного в пределах полигона. Такое представление гравитационных аномалий позволяет подчеркнуть локальные аномалии на фоне регионального тренда.

Как видно на рис. 8а, в пределах полигона имеется региональное возрастание аномалии силы тяжести в редукции Буге с запада на восток, а также ряд локальных аномалий. Для понимания строения трога Кинг наибольший интерес представляют локальные аномалии, которые отчетливо прослеживаются на карте остаточных аномалий (рис. 8б). Наиболее интенсивные отрицательные аномалии, свидетельствующие о разуплотнении пород, в целом совпадают с юго-западным бортом впадин трога Кинг, приблизительно соответствуя выделенным в магнитном поле глубинным аномалиям B_1 , B_2 и B_3 . В отличие от положительных аномалий магнитного поля отрицательные гравитационные аномалии захватывают не только хребет с горой Альтаир, но сами впадины трога Кинг. Амплитуда отрицательных остаточных аномалий достигает 60–80 мГал. Менее интенсивная положительная остаточная гравитационная аномалия характеризует хребет, ограничивающий впадины трога Кинг с северо-востока. Амплитуда этих положительных остаточных аномалий достигает 30–40 мГал. Слабо отрицательными остаточными аномалиями характеризуются также трог Фрин и Пик, а ограничивающие их хребты — слабо положительными. Глубинные магнитные аномалии A , C_1 и C_2 отражения в гравитационных аномалиях не имеют. По всей видимости, за исключением юго-западного хребта, ограничивающего впадины трога Кинг, природа, а возможно, и глубина источников магнитных и гравитационных аномалий различна.

Частичное совпадение наиболее интенсивных магнитных аномалий с наиболее интенсивными гравитационными аномалиями (B_1 , B_2 и B_3 на рис. 6б и 8б) позволяет предполагать вклад серпентинитов, которые имеют низкую плотность и могут иметь высокие значения остаточной намагниченности [1, 9, 20], однако других экспериментальных подтверждений этой гипотезы нет.

ВЫВОДЫ

1. В 55-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” были впервые проведены систематические измерения магнитного поля юго-восточной части структурного кластера Трог Кинг на поли-

гоне по системе субмеридиональных профилей. Получены новые данные о структуре аномального магнитного поля.

2. Построена карта аномального магнитного поля и выделены линейные геохронологические аномалии в дополнение к уже известным, однако недостаточный объем геомагнитных данных на юго-западном борту трога Кинг не позволяет уверенно ответить на вопрос о наличии палеоразлома сдвигового типа.

3. Выявлены интенсивные магнитные аномалии вулканической природы на хребтах, ограничивающих Центральный и Южный бассейны трога Кинг, в центральной и юго-восточной части полигона интенсивность аномалий уменьшается.

4. Изменение характера и простиражения магнитных аномалий в пределах полигона подтверждают отличия в происхождении и строении трога Кинг, трогов Фрин и Пик и центрального сегмента Азоро-Бискайской возвышенности, а также могут свидетельствовать об уменьшении интенсивности наложенных вулканических процессов в направлении с северо-запада на юго-восток.

5. Глубинные аномалии магнитного поля на юго-западном хребте частично коррелируют с понижением поля силы тяжести в редукции Буге, что может косвенно указывать на наличие серпентинитов в нижних слоях коры, однако прямых свидетельств этой гипотезы нет.

6. Результаты анализа аномального магнитного поля свидетельствуют о сложном двух- или многостадийном образовании геологических структур трога Кинг.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках Государственного задания FMWE-2024-0019.

Благодарности. Авторы благодарят участников и организаторов 55-го рейса НИС “Академик Николай Страхов” за помощь в проведении магнитометрических съемок.

Конфликт интересов. Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Городницкий А.М., Шишкина Н.А.* Обобщенная петромагнитная модель океанской литосферы // Природа магнитных аномалий и строение океанической коры. М.: Изд-во ВНИРО, 1996. С. 243–252.
2. *Добрецов И.Л., Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. и др.* Разрез океанической коры трога Кинг (Центральная Атлантика) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 8. С. 141–146.

3. Лисицын А.П., Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Харин Г.С. Магматические и метаморфические породы трога Кинг и хребта Палмер // *Океанология*. 1996. Т. 36. № 3. С. 431–443.
4. Пальшин Н.А. и др. Геомагнитные исследования в Северной Атлантике // *Океанология*. 2023. Т. 63. № 5. С. 796–812.
DOI: 10.31857/S0030157423050131, EDN: PWDMT0.
5. Силантьев С.А., Карпенко С.Ф., Беляцкий Б.В. Эволюция мантийного субстрата САХ, 14–16° с. ш. и 33°40' с. ш.: временные и вещественные ограничения процессов аккреции океанической литосферы по данным исследования Sm-Nd изотопной системы // *Российский журнал наук о Земле*. 2000. Т. 2. № 3. RJE00042.
6. Чернышева Е.А., Кузьмин М.И., Харин Г.С., Медведев А.Я. Вариации состава спрединговых базальтов трога Кинг (Центральная Атлантика) и их возможные причины // *Докл. РАН*. 2013. Т. 448. № 4. С. 446–451.
DOI: 10.7868/S0869565213040191.
7. Bonvalot S., Briais A., Kuhn M. et al. World Gravity Map WGM2012. Bureau Gravimétrique International. 2012.
<https://doi.org/10.18168/bgi.23>
8. Cann J.R. Petrology of basement rocks from Palmer Ridge, NE Atlantic // *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* 1971. V. 268. P. 605–617.
<https://doi.org/10.1098/rsta.1971.0015>
9. Gee J.S., Kent D.V. Source of oceanic magnetic anomalies and the geomagnetic polarity reversals // *Treatise on Geophysics, Geomagnetism* / M. Kono (Ed.). Amsterdam: Elsevier, 2007. V. 5. P. 455–508.
10. Gerovska D., Stavrev P. Magnetic data analysis at low latitudes using magnitude transforms // *Geophysical Prospecting*. 2006. V. 54. P. 89–98.
11. Gerovska D., Araújo-Bravo M.J. Calculation of magnitude magnetic transforms with high centrality and low dependence on the magnetization vector direction // *Geophysics*. 2006. V. 71(5). P. I21–I30.
DOI: 10.1190/1.2335516.
12. Jones M.T. Bathymetric and magnetic traverses in the area of Rockall bank and King's Trough // R.R.S. "DISCOVERY", cruise 33, April–May 1970, National Institute of Oceanography. 1972. P. 1–21 (Unpublished Manuscript).
13. Jones M.T. Bathymetric and magnetic traverses across the North Atlantic // N.C. Marcel Bayard, Cantat II Ocean Survey Cruise, National Institute of Oceanography Data Report Geophysics. 1973. P. 2–24 (Unpublished Manuscript).
14. Kidd R.B., Searle R.C., Ramsay A.T.S. et al. The geology and formation of King's Trough, northeast Atlantic Ocean // *Marine Geology*. 1982. V. 48. Iss. 1–2. P. 1–30.
[https://doi.org/10.1016/0025-3227\(82\)90127-X](https://doi.org/10.1016/0025-3227(82)90127-X)
15. Kidd R.B., Ramsay A.T.S. The geology and formation of the King's Trough complex in the light of deep sea drilling project site 608 drilling // *Init. Repts DSDP*. 1987. V. 94. P. 1245–1261.
16. Macchiavelli C., Vergés J., Schettino A. et al. A new southern North Atlantic Isochron map: Insights into the drift of the Iberian plate since the late Cretaceous // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2017. V. 122. P. 9603–9626.
<https://doi.org/10.1002/2017JB014769>
17. Origin and Geodynamic Evolution of King's Trough: the Grand Canyon of the North Atlantic. Research Vessel METEOR Cruise No. M168 / A. Dürkefalden, J. Geldmacher, F. Hauff, R. Werner (Eds.). Inst. Geol. Univ. Hamburg, Leitstelle Deutsche Forschungsschiffe, 2020. 139 p.
18. Miles P.R., Kidd R.B. Correlation of seafloor spreading magnetic anomalies across King's Trough, Northeast Atlantic Ocean // *Init. Repts. DSDP*. 1985. V. 94. P. 1149–1156.
19. Miles P.R., Kidd R.B. The geology and formation of the King's Trough complex in the light of deep sea drilling project site 608 drilling // *Init. Repts DSDP*. 1987. V. 94. P. 1245–1261.
20. Nazarova K.A. Serpentinized peridotites as a possible source for oceanic magnetic anomalies // *Mar. Geophys. Res.* 1994. V. 16. P. 455–462.
21. NOAA National Centers for Environmental Information, ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model, 2009.
<https://www.ncei.noaa.gov/products/etopo-global-relief-model>
22. NOAA National Geophysical Data Center (NGDC). <https://www.ncei.noaa.gov/maps/trackline-geophysics/>
23. Searle R.C., Whitmarsh R.B. The structure of King's Trough, Northeast Atlantic, from bathymetric, seismic and gravity studies // *Geophysical Journal International*. 1978. V. 53(2). P. 259–287.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1978.tb03742.x>
24. Seton M., Whittaker J., Wessel P. et al. Community infrastructure and repository for marine magnetic identifications // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2014. V. 5(4). P. 1629–1641.
DOI: 10.1002/2013GC005176.
25. Skolotnev S.G., Sanfilippo A., Peyve A.A. et al. Seafloor spreading and tectonics at the Charlie Gibbs transform system (52–53°N, Mid Atlantic Ridge): Preliminary results from RV A.N. Strakhov expedition S50 // *Ofioliti*. 2021. V. 46(1). P. 83–101.
DOI: 10.4454/ofioliti.v46i1.539.
26. Skolotnev S.G., Peyve A.A., Dobrolyubova K.O. et al. Structure of the Ocean Floor in the Junction Area of King's Trough and the Azores–Biscay Rise (North Atlantic) // *Dokl. Earth Sc.* 2024. V. 516. P. 913–919.
<https://doi.org/10.1134/S1028334X24601275>
27. Srivastava S.P., Roest W.R. King's Trough: reactivated pseudo-fault of a propagating rift // *Geophys. J. Int.* 1992. № 108. P. 143–150.

28. Tanaka A., Okubo Y., Matsubayashi O. Curie point depth based on spectrum analysis of the magnetic anomaly data in East and Southeast Asia // *Tectonophysics*. 1999. V. 306. P. 461–470.
29. Whitmarsh R.B., Ginzburg A., Searle R.C. The structure and origin of the Azores–Biscay Rise, North-east Atlantic Ocean // *Geophysical Journal International*. 1982. V. 70(1). P. 79–107.

MAGNETIC ANOMALIES OF THE SOUTHEASTERN PART OF THE KING TROUGH, NORTHEASTERN ATLANTIC

A. N. Ivanenko, A. M. Gorodnitskiy, N. A. Palshin*,

I. A. Veklich, V. L. Lyubinetskiy

Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia

**e-mail: palshin@ocean.ru*

The results of geomagnetic studies of the southeastern part of the King Trough and the central segment of the Azores-Biscay Rise, carried out in the Northeast Atlantic in 2023 on the 55th cruise of the RV “*Akademik Nikolai Strakhov*” are presented. These are the first systematic measurements of the magnetic field, which made it possible to construct a map of the magnetic anomaly of the study area. Intense magnetic anomalies were identified on the ridges bounding the King Trough, as well as linear anomalies on its flanks and in the southeastern part of the study area in the central segment of the Azores-Biscay rise. Spectral analysis and transformations of the magnetic anomaly indicate the existence of deep anomalies within the polygon. The intense deep anomalies are of volcanic origin and were formed in a different geomagnetic epoch than the deep parts and flanks of the King Trough. The results confirm the hypothesis of a complex two- or multi-stage formation of geological structures at the King Trough, with the exception of its southeastern part, which belongs to the Azores-Biscay Rise.

Keywords: magnetic anomaly, northeastern Atlantic, King Trough, Azores-Biscay Rise, source of magnetic anomalies

УДК 553.98

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ ТАНЗАНИИ

© 2025 г. А. Забанбарк*, Л. И. Лобковский**

*Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Москва, Россия***e-mail: azaban@ocean.ru****e-mail: llobkovsky@ocean.ru*

Поступила в редакцию 28.05.2024 г.

После доработки 24.06.2024 г.

Принята к публикации 03.10.2024 г.

На континентальной окраине Танзании выделяются два крупных осадочных бассейна — Танзанийский и Ровума. В пределах Танзанийского бассейна выделяются с севера на юг вдоль прибрежной полосы следующие 6 суббассейнов: Танга, Пемба—Занзибар, Латам, Руфиджи, Мафия и Мандава. Большая часть Танзании располагается на Восточно-Африканском плоскогорье. Осадочный чехол бассейна представлен фанерозойскими отложениями мощностью от 7–10 км на архейском фундаменте. Бассейн Ровума состоит из двух блоков: Мтвара и Линди. Бассейн характеризуется как пассивная континентальная окраина со сложной тектонической историей, он является основным газоносным бассейном страны. Формирование газовых скоплений на юго-восточной континентальной окраине Африки связано с распространением комплекса Кару, датированным пермско-триасовым возрастом. Анализ более 25 открытых газовых месторождений на континентальной окраине Танзании приводит к заключению, что все открытые газовые месторождения в лицензионных блоках тяготеют преимущественно к западной стороне блоков. Крупные скопления газа отмечаются в глубоководных районах на склоне. Более того, открытия крупных газовых месторождений сделаны на юге Танзании. По мере продвижения на север количество и запасы открытых газовых месторождений уменьшаются, а на севере скопления газа не найдены, зато отмечаются скопления нефти.

Ключевые слова: континентальная окраина, склон, глубоководный район, нефть, газ, бассейн, месторождение, тектоника

DOI: 10.31857/S0030157425030111, **EDN:** GWYGJJ

Открытие глубоководных газовых месторождений в Индийском океане превратили Восточно-Африканскую окраину в одно из мест на планете, где активно ведут поисково-разведочные работы на нефть и газ. Одной из бурно развивающихся стран на Восточно-Африканской континентальной окраине, перспективных с точки зрения углеводородных скоплений, является Танзания.

Танзания занимает площадь в 945 067 км², имеет береговую линию протяженностью 1424 км. Осадочные бассейны, расположенные как на суше, так и в прибрежной части Индийского океана на востоке Танзании, занимают площадь 543 000 км². На континентальной окраине Танзании выделяются два крупных осадочных бассейна — Танзанийский и Ровума (рис. 1).

Большая часть Танзании располагается на Восточно-Африканском плоскогорье. Стратиграфический разрез побережья Танзании представлен на основании геофизических данных и по данным небольшого числа пробуренных разведочных скважин и некоторых глубоких стратиграфических скважин. Осадочный чехол бассейна представлен фанерозойскими отложениями мощностью от 7–10 км (рис. 2). Самые древние докембрийские породы в Танзанийском бассейне относятся к архею [31]. Отложения Кару, датированные пермью и триасом и нижней юрой, представлены терригенными образованиями из песчаников, глинистых сланцев [1]. Более поздние отложения “постКару” представлены полностью морскими образованиями, характеризующимися несогласиями с граничащими осадками. В разре-

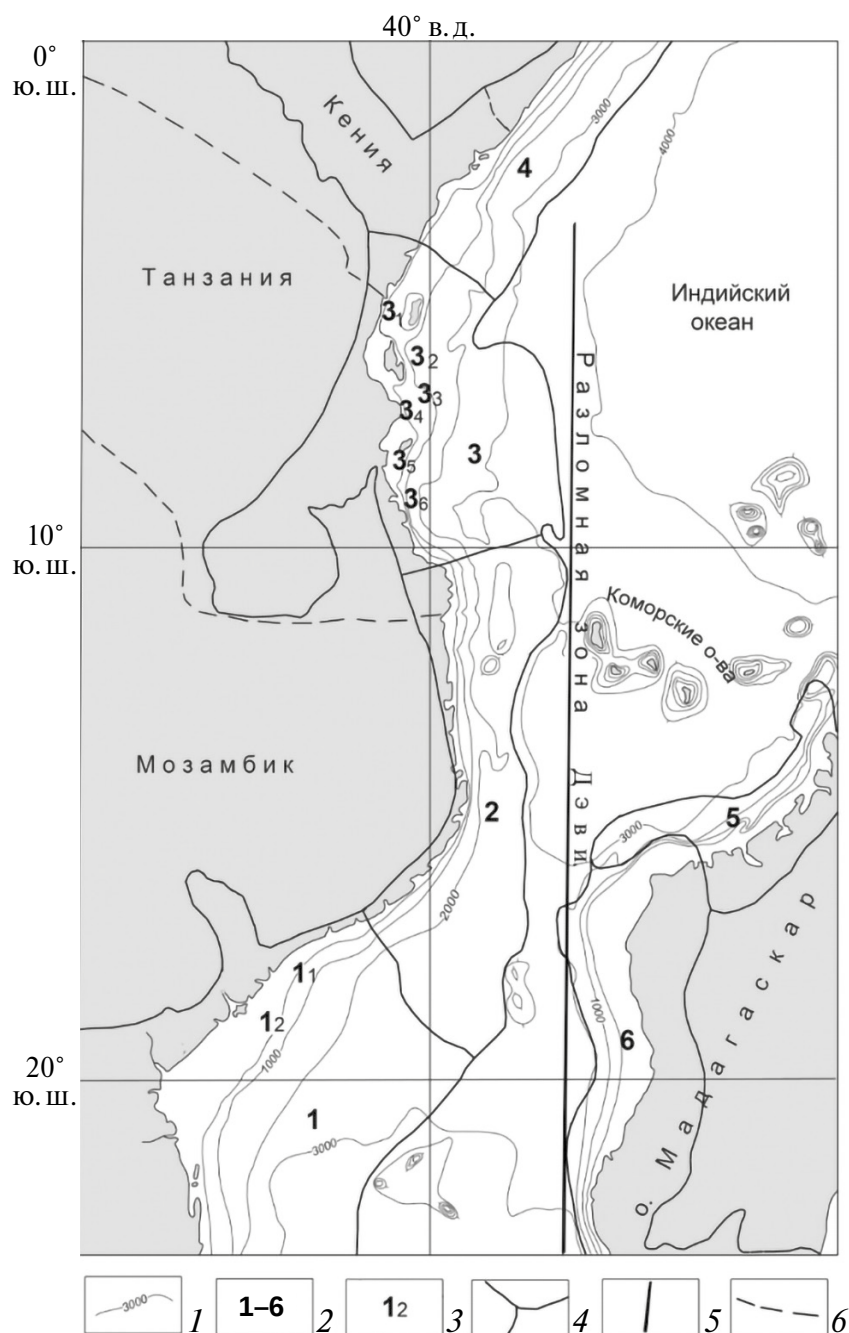


Рис. 1. Схематическая карта размещения осадочных бассейнов и суббассейнов на континентальной окраине Юго-Восточной Африки (с использованием материалов [5, 9–10, 12, 31]): 1 – изобаты; 2 – осадочные бассейны на континентальной окраине: 1 – Мозамбикский; 2 – Ровума; 3 – Танзанийский, 4 – Ламу, 5 – Маджунга, 6 – Морондава; 3 – суббассейны на континентальной окраине: 1₁ – Ангош, 1₂ – Замбези, 3₁ – Танга, 3₂ – Пемба–Занзибар, 3₃ – Лагам, 3₄ – Руфиджи, 3₅ – Мафия, 3₆ – Мандава; 4 – граница бассейнов; 5 – разломная зона; 6 – граница государств.

зе установлено семь крупных несогласий: в основаниях плиоцена, миоцена, среднего эоцена, палеоцена, верхнего мела и средней юры (см. рис. 2). Несогласия образовались в процессе распада суперконтинента Гондваны, с которым связана тектоника Танзанийского бассейна, как и осталь-

ных бассейнов на Восточно-Африканской окраине, в позднепалеозойское и раннемезозойское время. Тектоническое строение этих осадочных бассейнов во многом определялось развитием Восточно-Африканской рифтовой системы. Геологическое развитие Танзанийского бассейна

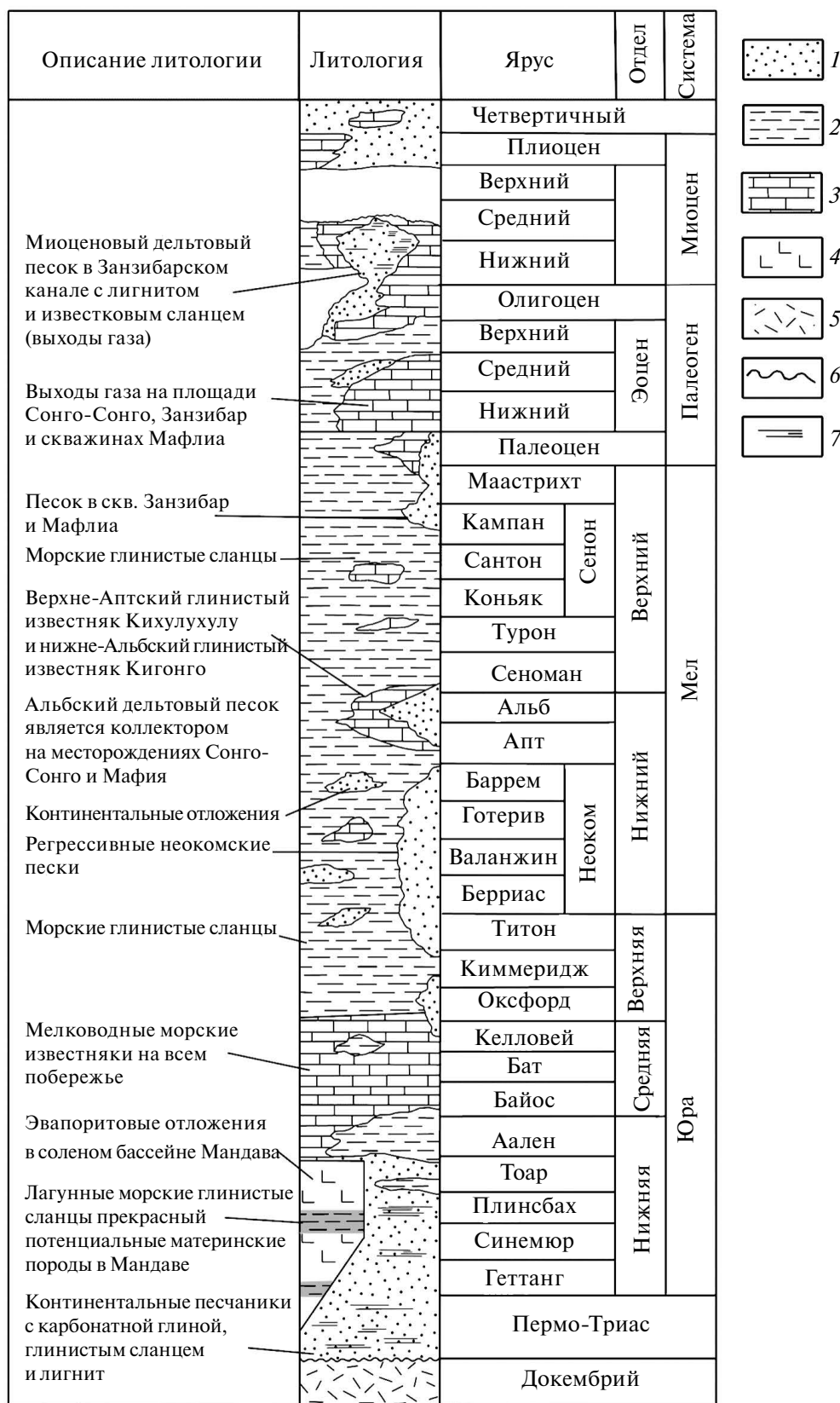


Рис. 2. Схематический сводный стратиграфический разрез континентальной окраины Танзании (с использованием материалов [4, 10, 20]): 1 – песчаники; 2 – глинистые сланцы; 3 – известняк; 4 – соль; 5 – докембрийский фундамент; 6 – несогласия; 7 – известковые сланцы и лигнит.

проходило в три этапа [29]. Первый дорифтовый этап эволюции начался в пермско-триасовое время внутри континентальной системы Кару с накоплением осадков от речных, озерных, дельтовых до лагунных морских глинистых сланцев. Второй основной этап был инициирован распадом Гондванского суперматерика, проходившим в средней юре-раннем мелу. В результате рифтогенеза от Восточной Африки в южном направлении отделился остров Мадагаскар и образовалась пассивная континентальная окраина вдоль восточного побережья Африки и западного побережья Мадагаскара. Этот процесс включал образование серии крупных структур грабенов и полуграбенов. Начавшееся осадконакопление в средней юре продолжалось до палеогена. В это время отлагались морские обломочные, карбонатные и галогенные породы [4]. Третий этап — это пострифтовая фаза развития пассивной континентальной окраины с озерными и морскими органически обогащенными породами возрастом от триаса до средней юры и палеогена.

Фанерозойский разрез Танзанийской континентальной окраины содержит целый ряд отложений, которые могут быть материнскими. От перми до триаса они представлены речными и озерными образованиями, обогащенными керогеном ТI и ТIII, содержащими от 1 до 6.7% органического углерода. От триаса до нижней юры содержание общего органического углерода составляет 1.23–7.16%. В ранней и средней юре содержание ТI–ТIII керогена в материнских породах достигает до 8.7% органического углерода. В меловых и палеогеновых отложениях содержание ТII и ТIII керогена составляет 7.4% общего органического углерода [4, 11]. В разрезе от перми до миоцена широко распространены коллекторы. Пермско-триасовые песчаники группы Кару и юрские песчаники или известняки рассматриваются как потенциальные коллекторы. Меловые и юрские песчаники представляют собой региональные коллекторы, в то время как миоцен-палеогеновые дельтовые песчаники или известняки являются локально доказанными коллекторами. Меловые глинистые и сланцевые отложения представлены как региональные флюидоупоры, а юрские эвапориты, если они присутствуют, могут быть локальными покрышками. Дельтовая проградация осадков рек Ровума и Руфиджи началась в олигоцене и продолжается по сей день. В этих дельтах в настоящее время открыты крупные газовые месторождения.

В пределах *Танзанийского бассейна* выделяются с севера на юг вдоль прибрежной полосы следующие 6 суббассейнов: Танга, Пемба–Занзибар, Ла-там, Руфиджи, Мафия и Мандава.

Суббассейн Танга — это прибрежный суббассейн, который расположен на северо-востоке Танзании, охватывает морскую часть у побережья региона Танга площадью 26 808 км² (см. рис. 1). Развитие суббассейна Танга явилось результатом нескольких тектонических событий, кульминацией которых стал распад суперконтинента Гондвана. Эти тектонические события привели к расчленению суббассейна на несколько структурных элементов, включая четвертичные разломы и грабены [3]. Осадочный чехол суббассейна Танга состоит из мезозойских и кайнозойских отложений мощностью около 7 км. Образовавшиеся глубокие грабены заполнялись мощными плейстоценовыми и голоценовыми осадками, которые отлагались, когда скорость тектонических событий превышала скорость повышения уровня моря [12]. Отложения низменных участков образованы селевыми турбидитными потоками. Обломочные отложения имеют свойства нефтяных коллекторов, особенно там, где присутствуют черные сланцы Кару, которые могут выступать в качестве потенциальных флюидоупоров. Несмотря на ряд проведенных исследований, включая 2D-сейсмику, бурение скважины Рас Машуиси Норс 1, расположенной вблизи самого южного края суббассейна, прошедшей от четвертичных осадков до отложений позднего мела, разрез морского суббассейна Танга, в целом, еще слабо изучен, а его нефтяной потенциал недостаточно подтвержден.

Прибрежный суббассейн *Пемба–Занзибар* расположен в северной части континентальной окраины Танзании, занимает площадь в 14 062 км² (см. рис. 1). На севере граничит с Кенией, на юге протягивается до города Дар-эс-Салам. Суббассейн целиком находится в акватории Индийского океана. В пределах суббассейна находится ряд островов, самые крупные из них — Пемба и Занзибар. Острова сложены осадками мезозойского и кайнозойского возрастов, которые покоятся на возвышенных частях фундамента. Общая мощность осадочного чехла — порядка 5–7 км. Территория суббассейна Пемба–Занзибар исследовалась с перерывами с 1952 г. За это время были выполнены гравитационная и аэромагнитная съемки, сейсмика отраженных и преломленных волн, пробурены скважины на акватории вблизи суши и на островах: Машуиси-1, Тан Сан-1, Занзибар-1

и Мафлиа-1 [20, 21]. Признаки нефти встречаются на поверхности островов Пемба и Занзибар. Тем не менее все скважины были заброшены и запечатаны, поскольку нужных результатов не было достигнуто. Однако признаки нефти и газа были отмечены в каждой из них, что помогло подтвердить перспективы нефтегазоносности этого суббассейна. Дальнейшие работы по исследованию площади Пемба—Занзибар показали, что на этой территории развиты хорошие потенциальные коллекторы в триасе, средней юре, нижнем мелу, палеоцене, эоцене и олигоцене. Большинство коллекторов представлены песчаниками, хотя встречаются известняки в средней юре и эоцене. Все коллекторы перекрываются преимущественно толщей аргиллитов и сланцами, которые могут служить хорошими флюидоупорами. В суббассейне Пемба—Занзибар материнскими породами могут быть отложения средней юры, верхнего мела, палеогена и миоцена. Основными считаются глинистые сланцы средней юры, верхнего мела и эоцена. Самыми зрелыми из материнских пород считаются юрские глинистые сланцы, которые распространены в центральных и восточных частях этой площади. В настоящее время особое внимание привлекает антиклинальная структура, пересекающая акваториальную часть этих двух островов, протягивающаяся с севера на юг острова Пемба, и далее продолжается по северной части острова Занзибар [21]. С этой структурой связывают потенциальные скопления нефти на острове Пемба. Хотя необходимы новые сейсмические исследования для ее подтверждения.

Суббассейн *Латам* расположен между суббассейнами Руфиджи на юге и Пемба—Занзибар на севере (см. рис. 1). Остров Латам входит в состав архипелага Занзибар, занимает площадь в 3 км², находится на шельфе. Суббассейн достигает в морской части глубины 1250 м. Расположен в 90 км к северу от острова Сонго-Сонго. После открытий ряда месторождений, в первую очередь, газового месторождения Сонго-Сонго на одноименном острове в 1974 г., а также месторождений в акватории Индийского океана, остров Латам привлек к себе внимание нефтяников. В 2010 г. на острове провели 3D-сейсмику на шельфе и в 2011 г. пробурили первую разведочную скважину. Исследования после этого были прерваны.

Суббассейн *Руфиджи* — самый недооцененный и недостаточно исследованный суббассейн на континентальной окраине Танзании. Находится между суббассейнами Латам на севере и Мафия на юге. Простирается с востока на запад на при-

мерно 200 км, занимая площадь в 16 тыс. км², расположен как на суше, так и на акватории Индийского океана (см. рис. 1). Суббассейн представлен осадочной толщей в 10 км возрастом от перми до плиоцена [10, 18, 20].

На осадконакопление в этом суббассейне, подобно прибрежным бассейнам Восточно-Африканской континентальной окраины, повлияли тектонические события, начавшиеся в пермско-триасовое время, в период рифтогенеза, распада суперматерика Гондваны и в пострифтовый период. Суббассейн Руфиджи стал объектом углеводородных исследований с 1950 г. Разведкой суббассейна занималось множество зарубежных компаний, однако, результаты анализов данных исследований были неубедительными для масштабных поисково-разведочных работ. И только в 1974 г. на акватории суббассейна Руфиджи на острове Сонго-Сонго было открыто газовое месторождение Сонго-Сонго с запасами в 308 млрд м³. Позже, в 1980 г. в этом же суббассейне были пробурены скважины Вингайонго-1, Кисангири-1, Руанруке-1 и Лукулиро-1, но они оказались сухими. Надлежащих исследований в этих скважинах не было. В настоящее время открыто в этом суббассейне несколько газовых месторождений (Сонго-Сонго, Киливани Северное-1, Фанджове Северный-1, Вингайонго и др.) (табл. 1), с залежами в неокомских песчаных коллекторах, где продуктивная толща достигает 60 м и более [28]. Залежи на открытых месторождениях многопластовые. На месторождении Сонго-Сонго добыча газа началась в 2004 г. Газ добывается из песчаников нижнего мела на глубине 1830 м, общая глубина скважины 4306.3 м, что соответствует верхнеюрским сланцам. Вероятно, материнские породы являются отложениями ранней юры, имеющими морское происхождение. Перспективы углеводородных открытий в суббассейне Руфиджи достаточно хорошие, на что, в частности, указывают выразительные газовые сипы, обнаруженные на поверхности о. Сонго-Сонго и в других местах.

Глубоководный суббассейн *Мафия* расположен целиком в Индийском океане, протягивается от залива Мнази Бей на юге и до города Дар-эс-Салам на севере (см. рис. 1). Суббассейн занимает площадь в 75 тыс. км², граничит на севере с о. Мафия, на юге — с бассейном Ровума, а на востоке — с разломом Дэви. Глубина воды в суббассейне от 500 м до 3300 м в юго-восточной части. В пределах суббассейна имеется целый ряд островов, самый большой из них — одноименный о. Ма-

Таблица 1. Характеристика некоторых месторождений газа Танзании

Месторождение	Год открытия	Глубина моря, м	Возраст продукт. горизонта	Характер флюида	Запасы газа, млрд·м ³
Сонго-Сонго	1974	20	Н. мел	Газ / конд.	30.8
Мнази Бей	1981	—	Миоцен	Газ	187
Шева	2010	1315	В. мел	То же	
Пвеза	2010	1400	В. мел	»	47.6–126
Нгизи	2013	1356	То же	»	
Папа	2012	2186	»	»	14–56
Зафарани	2012	2400–2582	Н. мел	»	588–1700
Мзиа	2012	1620–1800	В. мел	»	131.6–168
Джодари	2012	—	То же	»	95.6–112
Шаза	2011	952	Третич.	»	—
Мкизи	2013	1301	То же	»	17
Тоашуи	2014	—	Н. мел	»	28
Киливани Сев.	2007	—	То же	»	14–56
Мсимбати	2005	—	Миоцен	»	—
Фанджове Сев.	2011	—	Н. мел	»	5.6
Мронге	2014	2500	Н. мел – Третич.	»	56–84
Джиджилиани	2014	2500	В. мел	»	33.6
Лавани	2012	2400–2580	Палеог. – Мел	»	840
Пири	2014	2360	Н. мел	»	56–84
Тангавизи	2013	2300	Третич.	»	112
Мдалазини	2015	2296	Мел	»	50.4
Мкуранга	2007	—	В. мел	»	—
Ниуни	2004	—	В. юра	Нефть / газ	—
Фанджове	2008	—	Н. мел	Газ	5.6
Нтория	2012	—	Мел	То же	—
Нгхл	—	—	—	»	—
Лика Вост.	1996	Берег	Юра	Нефть	—

фия, площадью в 435 км². Следующим значимым островом с точки зрения углеводородных скоплений является о. Ниуни. Суббассейн Мафия был исследован высокоразрешающей сейсмической съемкой в 1976 г. Осадочная толща по данным сейсмоки около 10 км, состоит из фанерозойских отложений. Развивался суббассейн между Танзанийской континентальной окраиной и зоной разлома Дэви. Структура суббассейна представлена преобладающими рельефными линеamentами, простирающимися по направлению север–

юг, которые соответствуют зонам разломов Дэви и Сиа Гап [6]. Вдоль разломных зон происходили инверсионные движения, с которыми связаны антиклинальные структуры и замыкание складок с крупными разломными линеamentами, что обеспечило множество потенциальных ловушек для углеводородов. Для изучения разреза осадочного чехла суббассейна были использованы сейсмические данные, данные прибрежных скважин, а также данные скважин проекта глубоководного бурения (DSDP) 241 и 242, хотя они расположены

в акватории Кении и Мозамбика в 400 и 500 км от суббассейна соответственно. После изучения всех этих данных стало возможно привязать напрямую все 7 несогласий в стратиграфическом разрезе, которые были упомянуты в сводном разрезе континентальной окраины Танзании (см. рис. 2). Отложения “постКару” представлены полностью морскими осадками, несогласия в разрезе образованы при распаде суперматерика Гондвана. В разрезе выделяется четыре формации потенциальных материнских пород: глинистые сланцы среднеэоценовые, верхнемеловые (маастрихт–кампан), среднеюрские, нижнеюрские (моложе формации Кару). Помимо названных формаций потенциальными материнскими породами могут быть нижнемеловые глинистые сланцы. Источником газа потенциально является сам каменный уголь, залегающий в отложениях Кару. Коллекторами в этом суббассейне являются нижнемеловые и олигоценовые мелководные морские и дельтовые песчаники. Кроме того, палеогеновые признаки нефти и газа обнаружены в скважинах прибрежных зон в турбидитовых песчаниках с пористостью до 28%. Потенциальными коллекторами могут быть также глубоководные нижнемеловые морские песчаники, среднеюрские известняки и песчаники формации Кару. На всей пассивной окраине Танзании отмечается преобладание глинистых сланцев и глинистых песков в качестве флюидоупоров. В Танзании, в основном, встречаются залежи многопластовые, разного типа: условно драпированные антиклинали, опрокинутые складки, стратиграфические, усеченные залежи в эродированных полуграбенах, стратиграфически выклинивающиеся залежи на окраинах суббассейна, тектонически экранированные и другие типы.

Прямые углеводородные индикаторы, такие как flat-spots, hot-spots и bright-spots [30], отчетливо показывают на сейсмических профилях горизонтальные отражатели на флангах драпированной антиклинали, контакт с флюидом, газогидратные залежи и т. д.

Остров Ниуни расположен в 30 км от берега и в 18 км северо-северо-восточнее газового месторождения Сонго-Сонго. Там пробурена скважина Ниуни-1 до глубины 3895 м, достигшая верхнеюрских отложений. Скважина установила наличие нефти и газа в отложениях верхней юры, подтверждая перспективность этого региона. В результате флуоресцентного анализа нефти и 3000 м разреза осадков неокома и верхней

юры было установлено, что нефть мигрировала из верхнеюрских материнских пород [30]. В целом суббассейн Мафия является высокоперспективным, но недостаточно исследованным суббассейном.

Суббассейн Мандава расположен в 250 км южнее Дар-эс-Салам, занимает площадь около 15 тыс. км², большая часть которой лежит на суше и только 6811 км² в пределах акватории (см. рис. 1). Этот суббассейн на севере соседствует с суббассейном Руфиджи, на юге – с бассейном Ровума, на западе граничит с обнаженным поднятием фундамента Масаси, а на востоке – с прибрежной акваторией Индийского океана. Общая мощность осадочного выполнения суббассейна Мандава около 5–7 км, однако, кровли фундамента достигли только 5 скважин: Мвио-1, Лика-1, Мита-1, Кизимбани-1 и Мандава-7 [28]. Кристаллические, метаморфические и изверженные породы докембрийского фундамента с несогласием перекрываются породами перми и триаса, образуя мощную толщу, состоящую из песчаников, речных и озерных образований, а также соляных отложений. Последние перекрываются несогласными осадочными отложениями верхнего триаса – нижней юры, состоящими из лагунных морских глинистых сланцев и эвапоритовых отложений. История тектонического развития суббассейна Мандава, как и всех бассейнов и суббассейнов Танзании, тесно связана с тектонической эволюцией самой Танзании. Тектоническая активность нижней юры привела к образованию ряда разломов и к галокинезу с образованием эвапоритовых отложений – галита и ангидрита. Эвапоритовая седиментация отмечена в морском краевом суббассейне в формациях Нондва и Мбио. Это событие в нижней юре сопровождалось трансгрессией и завершается накоплением соли в горизонте формации Михамбиа. В аптское время отмечается тектоническое событие, приводящее к активизации движения соли с образованием крупных разломов в надсолевых отложениях. Осадконакопление в соленосном суббассейне прекратилось в средне-меловое время (рис. 3). Известны различные соляные структуры аллохтонного и автохтонного происхождения, такие как соляные купола, солевые диапиры и др. [15]. Нижележащие осадки несогласно перекрываются морскими образованиями верхнего мела-палеогена, которые представлены песчаниками, сланцами и известняками. Выше с несогласием залегают неогеновые песчаники и сланцы. Далее

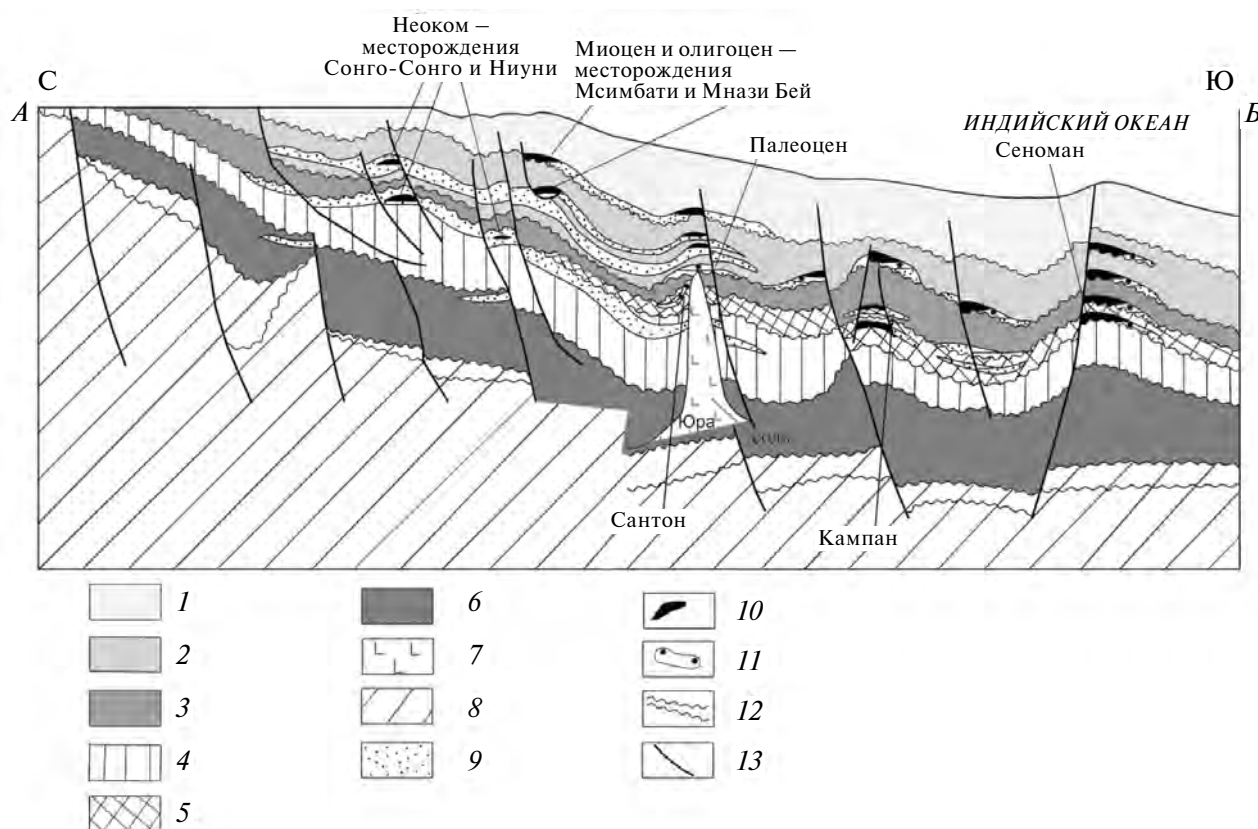


Рис. 3. Схематический профильный разрез А–Б от дельты Ровума на севере до юга Танзании, Мнази Бей. Профиль на рис. 4 [4]. Возраст отложений: 1 – неоген, 2 – палеоген, 3 – маастрихт–кампа, 4 – сантон–сеноман, 5 – нижний мел, 6 – юра; другие обозначения: 7 – соль, 8 – фундамент – триас, 9 – коллектор, 10 – газовые открытия и перспективные отложения, 11 – перспективные нефтяные отложения, 12 – несогласия, 13 – разломы.

с несогласием идут песчаники, известняки и конгломераты четвертичного времени.

Территория суббассейна Мандава была сда-на в концессии зарубежным компаниям Великобритании, Канады, Италии и другим еще в 1952 г. В результате площадь суббассейна была покрыта 500 гравиметрическими станциями, проведены 953 км сейсмических работ и пробурено множество скважин, оценивающих углеводородный потенциал и определяющих мощность осадочного выполнения суббассейна. Отмечено наличие перспективных материнских пород юрско-мелового возраста. Природные резервуары-коллекторы приурочены к песчаникам перми и позднеюрским карбонатам, а также рифогенным образованиям от нижнего мела до миоцена. Основные флюидоупоры связаны с мезозойскими и кайнозойскими преимущественно глинистыми сланцами. Суббассейн Мандава один из высокоперспективных на нефть и газ регион, но недостаточно исследованный.

Бассейн Ровума расположен на юго-востоке Танзании, является частью расширенного

Восточно-Африканского пограничного бассейна, который включает в себе также части прибрежных равнин и океанских континентальных окраин Мозамбика и Кении. Та часть бассейна, которая находится на территории Танзании, занимает площадь в 18 тыс. км². Бассейн Ровума состоит из двух блоков: Мтвара и Линди [2], общей площадью 6079 км². Около 80% площади бассейна находится на суше и 20% – в пределах акватории. Бассейн развивался как пассивная континентальная окраина со сложной тектонической историей. В результате образования Восточно-Африканской рифтовой системы в триасе бассейн был подвергнут рифтогенезу и испытал инверсии в период от раннеюрского до мелового времени [14, 16, 19, 31]. Фундамент впадины сложен кристаллическими и метаморфическими породами докембрийского возраста. Осадочное заполнение представлено терригенными отложениями Кару, морскими и лагунными юрскими образованиями, морскими и дельтовыми породами мелового и кайнозойского возрастов общей мощностью около 10 км в центральной

части бассейна. К западу мощность уменьшается, нижний мел залегает непосредственно на кровле фундамента и представлен конгломератами и кварц-полевошпатовыми песчаниками. Верхний мел представлен глубоководными отложениями: мергелями, аргиллитами и значительным количеством гипсов [8, 17], что указывает на то, что в верхнемеловое время бассейн погружался медленно. Быстрая скорость погружения осадков происходила в олигоцене и миоцене, что связано с Восточно-Африканским рифтогенезом, происходившем в этот период. Миоценовые осадки очень мощные. В целом кайнозойский период представлен сланцами и песчаниками. Отложения четвертичного периода, наоборот, имеют небольшую мощность. Бассейн характеризуется сложной структурой, обусловленной несколькими фазами рифтогенеза и различными направлениями растяжения. Эволюция осадочного бассейна Ровума тесно связано с развитием бассейна Танзании [16, 28].

В бассейне Ровума развиты озерные и морские органически обогащенные материнские породы, возрастом от триаса до средней юры и кайнозоя [7], с мезозойскими песчаными коллекторами, кайнозойскими дельтовыми песчаниками или известняками, пермско-триасовыми песчаниками группы Кару и юрскими известняками. Меловые глинистые и сланцевые отложения представлены как региональные флюидоупоры, а юрские эвапориты, если они присутствуют, могут быть прекрасными покрышками. Нужно отметить, что бассейн Ровума является основным газоносным бассейном, как в Танзании, так и в Мозамбике.

Танзания исследовалась на нефть и газ с перерывами более 70 лет разными зарубежными компаниями. Первые исследования в области нефти и газа в Танзании начались в 1950 г. компанией Бритиш Петролеум (БП). В 1956 г. БП пробурила 6 скважин, затем в 1958 г. пробурила скважину Мандава-7 глубиной 4001 м в суббассейне Мандава и скважину Мвио-1, определившие материнские породы. Отмечалось наличие прекрасных материнских пород, коллекторов и флюидоупоров на протяжении всего стратиграфического разреза, но не было открыто коммерчески значимых скоплений углеводородов. Многие другие зарубежные компании также исследовали континентальную окраину Танзании, однако, существенных результатов не добивались. И только после открытия газового месторождения Сонго-Сонго в 1974 г., а через 8 лет — газового месторождения

Мнази Бей на юге Танзании, и, наконец, в 2008 г. газового месторождения Киливани Северное-1 в 2 км от газового месторождения Сонго-Сонго, активность поисково-разведочных работ в регионе приняла масштабный характер. Более 50 поисково-разведочных скважин были пробурены для изучения геологического строения Танзании и получения информации об углеводородном потенциале осадочного разреза. Сейсмической съемкой 2D покрыто около 131 тыс. км², из них 38 тыс. км² на суше и 93 тыс. км² на акватории. Проведена 3D-сейсмическая съемка на акватории площадью в 37 тыс. км². Пробурено около 100 скважин, из которых 45 скважин глубоких. Гравиметрическими и аэромагнитными работами покрыта почти вся территория на суше и в океане. Значительные газовые месторождения были открыты на юге страны в бассейне Ровума, потенциальные запасы газа в Танзанийской части бассейна оценены в 4.48 трлн м³. Извлекаемые запасы газа в Танзании на сегодня оценены более 2 трлн м³ на суше и в прилегающей акватории. Средняя годовая добыча газа по стране на сегодняшний день порядка 1.1 млрд м³ из трех месторождений: Сонго-Сонго, Мнази Бей и Киливани Северное-1.

В основном газ используется в стране для выработки электроэнергии, в промышленных целях, в быту и для машин. Имеются планы по экспорту газа в соседние страны, а также принято решение построения газоперерабатывающего завода. Целью проекта по переработке газа является получение сжиженного газа и экспорт электроэнергии. От залива Мнази Бей и месторождения Сонго-Сонго до города Дар-эс-Салам протянут газопровод длиной в 542 км, который снабжает газом преимущественно сам город и его окрестности. Современный газопровод очень ограничен в пропускной способности, поэтому создание новой инфраструктуры — газопровода близ о. Ниуни до берега, — создаст крупный газовый ХАБ, поскольку ожидаются новые открытия глубоководных газовых месторождений [13, 24, 25].

Анализ более 25 открытых месторождений на континентальной окраине Танзании приводит к заключению, что все открытые месторождения в лицензионных блоках тяготеют преимущественно к западной стороне блоков. Вероятнее всего это граница распространения комплекса Кару. На территории Танзании имеется 7 блоков и только в блоках 1—4 на юге страны открыты месторождения газа (рис. 4, табл. 1). В север-

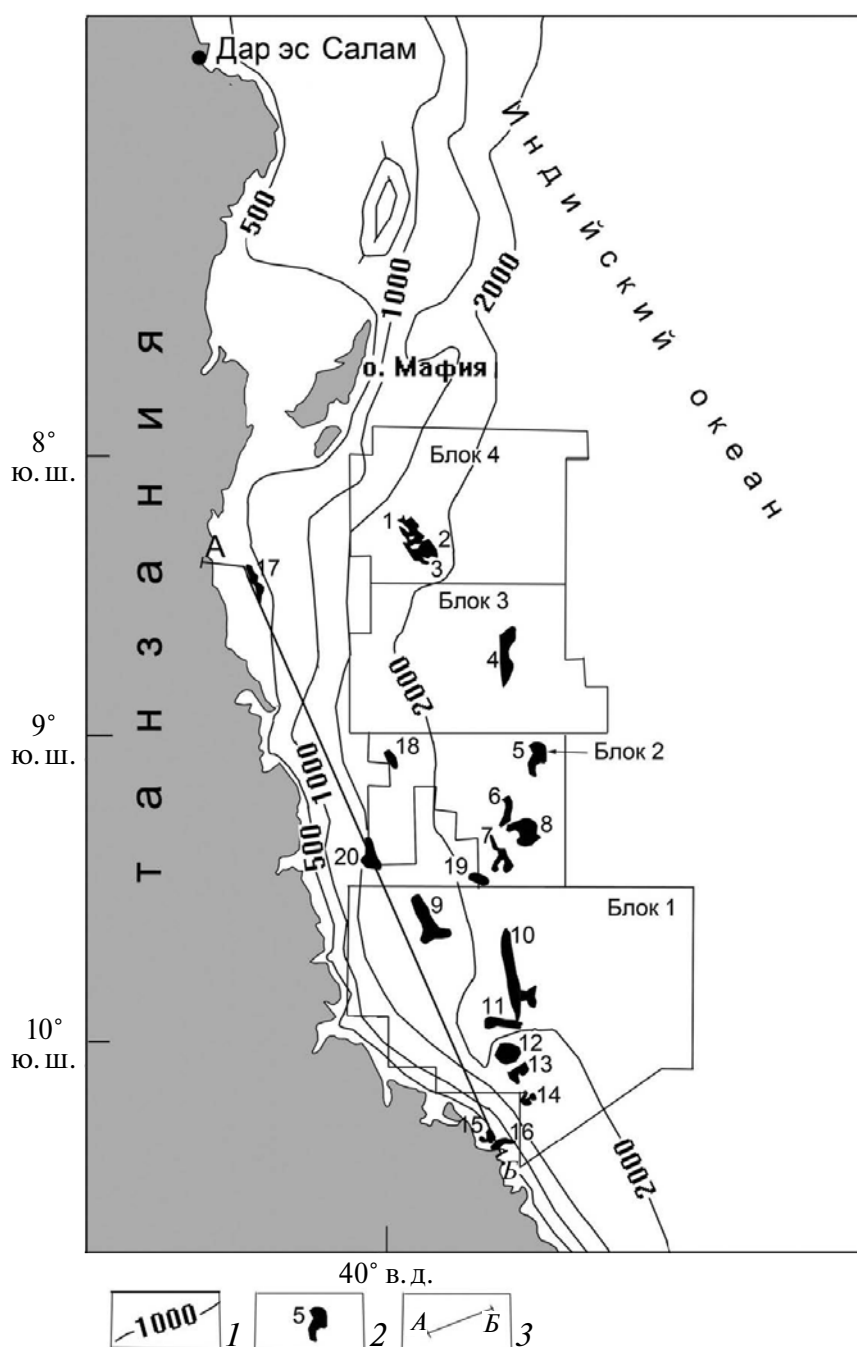


Рис. 4. Схематическая карта нефтегазоносности Танзании с использованием материалов [13, 22–24, 27]: 1 — изобаты; 2 — газовые месторождения; 3 — профильный разрез А–В. Цифры на карте: 1 — Шева; 2 — Нгизи; 3 — Пвеза; 4 — Папа; 5 — Мронге; 6 — Зафарани; 7 — Лавани; 8 — Тангавизи; 9 — Таашуи; 10 — Мзия; 11 — Мкизи; 12 — Джордари Северное; 13 — Джордари; 14 — Шаза; 15 — Мнази Бей; 18 — Мсимбати; 17 — Сонго-Сонго; 18 — Джилджелиани; 19 — Пири; 20 — Ниуни.

ных блоках 5–7 бурение пока не дало никаких положительных результатов для активизации поисково-разведочных работ. В соседней стране Мозамбике крупные скопления газа отмечаются в глубоководных районах. Подобная картина наблюдается в Танзании на склоне, в глубоководной

части континентальной окраины. Так, на месторождении Зафарани при глубине воды 2400–2582 м запасы газа оцениваются до 588–1.7 трлн м³, на месторождении Лавани при глубине воды 2402–2588 м — запасы газа 840 млрд м³ (таблица) [26]. Более того, открытия крупных

газовых месторождений сделаны на юге Танзании. По мере продвижения к северу количество и запасы открытых газовых месторождений уменьшаются, а на севере скопления газа не найдены, зато отмечаются небольшие скопления нефти.

Формирование газовых скоплений на юго-восточной континентальной окраине Африки связано с распространением комплекса Кару, датированным пермско-триасовым возрастом, содержащим толщи каменного угля в своем разрезе [1]. Особенности размещения угольных пластов и запасов угля в них далеко не однозначны. Многие месторождения угля не содержат даже полную последовательность осадочного разреза Кару. Полный стратиграфический разрез отложений Кару отмечен только в бассейне Кару, расположенном на северо-востоке ЮАР, который занимает 5-е место в мире по запасам каменного угля [1]. Тренд залегания угольных пластов в направлении запад-восток-северо-восток характерен не только для бассейна Кару в ЮАР, но четко прослеживается по всей территории юго-восточной континентальной окраины Африки [1]. Нужно отметить, что в этом же направлении идет не только сокращение отложений Кару, но также, что очень важно, сокращаются запасы угля в этом разрезе и его влияние на образование залежей газа в соседних бассейнах. Далее к северу отложения Кару уже редуцируются вместе с запасами угля [1]. Отсюда и отсутствие газовых скоплений на севере Танзании.

Перспективы газоносности Танзанийской континентальной окраины действительно велики, а в будущем этот вывод, возможно, окажется справедлив и в отношении нефтеносности, поскольку в северо-восточных глубоководных частях окраины, на склонах, в пробуренных скважинах обнаружены нефтяные сипы и небольшие скопления нефти. Вся глубоководная часть Танзанийской окраины, в последнее время поделена на лицензионные участки, и те несколько месторождений, что уже открыты на склоне, подтверждают его перспективность (см. табл. 1). Учитывая относительно слабую изученность акватории Танзании, развернутые широкомасштабные исследовательские и поисково-разведочные работы на нефть и газ, по нашему мнению, откроют еще больше запасов углеводородов на континентальном склоне на юго-востоке страны, где область распространения отложений Кару еще не редуцирована. В соседней стране Мозамбике круп-

ные скопления газа также отмечаются преимущественно в глубоководных районах Индийского океана.

Поэтому с большой долей уверенности можно предположить, что в обозримом будущем Танзания станет еще одной газонефтяной страной на западном побережье Индийского океана.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Забанбарк А., Конюхов А.И., Лобковский Л.И. Формирование газовых скоплений на Восточно-Африканской континентальной окраине // *Океанология*. 2023. Т. 63. № 3. С. 475–481.
2. APT to begin seismic work in Ruvuma PSA, Tanzania // *Oil and Gas J.* 2020. V. 118. P. 7.
3. Benatus N., Mvile B., Kiswaka E. et al. Cretaceous-Quaternary seismic stratigraphy of the—Tanga offshore basin in Tanzania and its petroleum potential // *J. Petro. Exploration and Produc. Technology*. 2022. № 12. P. 279–298.
4. Brownfield M.E. Assessment of undiscovered hydrocarbon resources of the Tanzania coastal province, east Africa. Digital data series 69-GG, U.S. Department of the Interior. U.S. Geological Survey, Reston, Virginia. 2016. 15 p.
5. Catuneanu O., Wopfner H., Eriksson P.G. et al. The Karoo basins of South-Central Africa // *J. African Earth Sciences*. 2005. № 43. P. 211–253.
6. Cope M. Tanzania's Mafia deepwater basin // *Oil and Gas J.* 2000. V. 98. № 33. P. 40–49.
7. Davidson I., Steel I. Geology and hydrocarbon potential of the East African continental margin: a review // *Petroleum Geoscience*. 2018. V. 24. Iss. 1. P. 57–91.
8. Francis M., Milne G., Kornphil K. et al. Petroleum systems of the deepwater Mozambique basin // *Energy, Technology, Sustain. First break*. 2017. V. 35. № 6. P. 59–64.
9. Mahanjane E., Franke D., Lutz R. et al. Maturity and petroleum systems modelling in the offshore Zambezi Delta depression and Angoche basin, northern Mozambique // *J. petroleum geology*. 2014. V. 37. № 4. P. 329–348.
10. Mbede E. The sedimentary basins in Tanzania // *J. Africa Earth Sciences*. 1991. № 13. P. 291–297.
11. Mussa F., Flores D., Rebeiro J. et al. Characterization of organic matter from a stratigraphic sequence intercepted by the Nemo-IX well, Mozambique: Potential for hydrocarbon generation // *Energy exploration and exploitation*. 2018. V. 36. № 5. P. 1157–1171.
12. Mvile B., Kiswaka E., Osinowo O. et al. Geophysical analysis of the Tanga basin, Northern coastal Tanzania, based on gravity, aeromagnetic and 2D seismic data implication for petroleum prospectivity // *J. Sedimentary environments*. 2023. № 8. P. 139–152.

13. Mzia DST supports potential Hub offshore Tanzania // Oil and Gas J. 2014. V. 112. P. 8–12.
14. *Nagata M.* Tanzania wildcats to evaluate Jurassic Mandawa salt basin // Oil and Gas J. 1996. V. 94. № 41. P. 109–114.
15. *Nhabanga O., Ringose P.* Use of rock-physics analysis of well logs to determine compaction history of Cretaceous shales in the Rovuma basin, offshore Mozambique // Geophysical prospecting. 2021. V. 69. № 1. P. 1–13.
16. Overview of the petroleum sector in Mozambique. AAPG prospect and property. London, 2019. 31 p.
17. Partners make high impact find offshore Tanzania // Oil and Gas J. 2014. V. 112. P. 10.
18. *Sabuni R., Mtelega C., Kagya M.* Geologic review of hydrocarbon potential of the Rufiji basin, Tanzania // J. Sedimentary Environments. 2022. № 7. P. 337–349.
19. *Salman G., Abdula I.* Development of the Mozambique and Rovuma basins, offshore Mozambique // Sedimentary Geology. 1995. V. 96. P. 7–41.
20. *San Som P.* Hybrid turbidite-conturite systems of the Tanzanian margin // Petroleum Geoscience. V. 24. Iss. 3. P. 258–276.
21. *Stagna M., Masselli V., Gruju D. et al.* Slope canyon-channel systems, Northern Tanzania, record the tectonic history of Pemba and Zanzibar Islands. VI EAGE Eastern Petroleum Geoscience Forum. 2022. P. 1–5.
22. Satoil makes another gas discovery off Tanzania // Oil and Gas J. 2014. V. 112. P. 10.
23. Satoil Exxon Mobil hit more gas on Block 2 // Oil and Gas J. 2013. V. 111. P. 9.
24. Satoil eighth discovery off Tanzania // Oil and Gas J. 2015. V. 113. P. 12.
25. *Smith Ch.* Product pipeline completions lead planned construction lower Africa // Oil and Gas J. 2014. V. 112. № 2. P. 99–100.
26. Tanzania deepwater wildcat penetrates gas reservoirs // Oil and Gas J. 2012. V. 110. P. 22.
27. Tanzania approves gas development license // Oil and Gas J. 2011. V. 109. P. 12.
28. *Vucinic M.* Jurassic evaporates and diapirism along the southern Tanzanian continental margin: implications for petroleum exploration. Thesis submitted for D. Ph. School of Natural Sciences. Department of Geology, Dublin University. 2020.
29. *Wen Z., Wang Z., Song C. et al.* Structural architecture differences and petroleum exploration of passive continental margin basins in east Africa // Petroleum exploration development. 2015. V. 42(5). P. 733–744.
30. World's remote basins afford many exploration opportunities. Mafia basin of Tanzania // Oil and Gas J. 2005. V. 103. № 20. P. 44.
31. *Zhang G., Wen Z., Wang Z. et al.* Passive continental margin basin evolution and giant gas discoveries in offshore East Africa // Poster. AAPG International Conference and Exhibition. Istanbul, Turkey. 2014, September 14–17.

GEOLOGICAL STRUCTURE AND PROSPECTS OF OIL AND GAS BEARING AT THE CONTINENTAL MARGIN OF TANZANIA

A. Zabanbark*, L. I. Lobkovsky**

Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia

*e-mail: azaban@ocean.ru

**e-mail: llobkovsky@ocean.ru

On the continental margin of Tanzania two big sedimentary basins – Tanzanian and Rovuma are distinguishing. Within the Tanzanian basin the following six subbasins from north to south along the littoral are distinguishing: Tanga, Pemba-Zanzibar, Latam, Rufidji, Mafia and Mandava. The big part of Tanzania is situated on the East African plateau. Sedimentary cover of the basin is presented by Phanerozoic deposits of 7–10 km thickness on the Archean basement. The Rovuma basin consists by two blocks Mrvara and Linde. The basin is characterized as a passive continental margin with a complex tectonic history. Rovuma basin is the principal gas bearing basin in the country. The formation of gas accumulations on the southeastern continental margin of Africa is associated with the spread of the Karoo complex, dated to the Permian-Triassic age. Analysis of more than 25 discoveries gas fields on the Tanzanian continental margin results to conclusion that all discovered gas fields gravitate mainly to the western side of the blocks. Large gas accumulation is marked in the deepwater areas, on the slope. Moreover, large gas discoveries have been made in the south of Tanzania. As far as advancement forward to the north the quantity and reserves of gas fields reduced. At the north of Tanzania gas accumulations have not been found, but oil accumulations have been noted.

Keywords: continental margin, slope, deepwater, oil, gas, basin, field, tectonics

УДК 550.47, 552.14, 550.42, 579, 574.5

АПРОБАЦИЯ СИСТЕМЫ МОНИТОРИНГА КЛИМАТА НА ОСНОВЕ ЗАЯКОРЕННЫХ ПЛАТФОРМ, ОБСЕРВАТОРИЙ И СУДОВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ В 96-М РЕЙСЕ НИС “АКАДЕМИК МСТИСЛАВ КЕЛДЫШ”

© 2025 г. М. Д. Кравчишина^{1, *}, А. А. Клювиткин¹, А. Н. Новигатский¹,
А. В. Гавриков¹, Д. А. Пестунов², Ю. А. Штабкин³, В. В. Иванов⁴,
А. С. Щука¹, А. К. Амбросимов¹, Н. В. Политова¹, И. М. Анисимов¹,
Б. В. Баранов¹, Е. А. Новичкова¹, Н. В. Козина¹, А. Г. Матуль¹, С. К. Гулев¹

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

²Институт оптики атмосферы им. В. Е. Зуева СО РАН, Томск, Россия

³Институт физики атмосферы им. А. М. Обухова РАН, Москва, Россия

⁴Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова, Москва, Россия

*e-mail: kravchishina@ocean.ru

Поступила в редакцию 26.12.2024 г.

После доработки 27.12.2024 г.

Принята к публикации 26.01.2025 г.

В десятой многодисциплинарной экспедиции по Программе геосистемных исследований Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН “Европейская Арктика: геологическая летопись изменений среды и климата” в Баренцево и Карское моря в июле–августе 2024 г. получены новые данные об атлантификации и эмиссии метана на Западно-Арктическом шельфе Евразии. Исследования направлены на развитие национальной системы мониторинга климатических изменений и климатически активных веществ на основе использования заякоренных автономных платформ, обсерваторий, а также судовых наблюдений.

Ключевые слова: седиментация, климат, потоки вещества, климатически активные вещества, метан, палеоокеанология, национальная система мониторинга, Арктика

DOI: 10.31857/S0030157425030129, EDN: GXEULH

96-й рейс научно-исследовательского судна “Академик Мстислав Келдыш” (25.07–31.08.2024) стал десятой экспедицией по программе Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН (ИО РАН) “Европейская Арктика: геологическая летопись изменений среды и климата”. Фундаментальная задача экспедиций, инициированных академиком А.П. Лисицыным в 2015 г., – исследование осадкообразования в Европейском секторе Арктики, что позволит понять изменения климата в северном полушарии за последние 15–20 тыс. лет и изучить наблюдаемые сегодня климатические перемены в Северном Ледовитом океане и Европе. Обоснование ведущей роли океана в изменениях климата Земли на десятичном масштабе времени [5] дает возможность прогноза глобального и регионального климата

в ближайшем будущем на основе исследования внутренней изменчивости океана в зависимости от синоптической и мезомасштабной динамики вод. Следовательно, для прогноза климатических изменений в Арктике необходима организация долговременного мониторинга термодинамических и биогеохимических характеристик океана [1], в первую очередь, в Европейской Арктике – ключевом регионе климатической системы северного полушария [7], включая северную часть Баренцева моря – горячую точку глобального потепления [8]. Моря Европейской Арктики имеют непосредственную связь с Северной Атлантикой и Арктическим (Полярным) бассейном, где взаимодействуют воды атлантического и арктического происхождения. Процессы водообмена в этом регионе определяют климат и условия окружаю-

шей среды не только в “арктическом средиземноморье”, но и в западной части Евразии.

Многодисциплинарное исследование системы “донные осадки—водная толща—приводный слой атмосферы” было главной задачей экспедиции и имело три направления работ: 1) апробация методики работы заякоренной автономной гидрометеорологической платформы (метеобуй) “Sea—Air—Wave Station” (SAWS), разработанной в ИО РАН [10]; 2) три постановки модернизированных автоматических глубоководных седиментационных обсерваторий (АГОС), разработанных в ИО РАН; 3) судовые наблюдения — 183 комплексные станции и 5377 морских миль непрерывных наблюдений по маршруту судна (рис. 1). В работах участвовали 67 специалистов, аспирантов и студентов из ИО РАН, Института физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Института оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, Института геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, ФИЦ “Институт биологии южных морей им. А.О. Ковалевского РАН”, Геологиче-

ского института РАН, Географического факультета Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова и Всероссийского научно-исследовательского института рыбного хозяйства и океанографии.

Исследования проводились в северной части Баренцева моря от 76°42' с.ш. вплоть до 82°09' с.ш. на южной периферии котловины Нансена, на шельфе Северного Шпицбергена, в Карском и Печорском морях. Для изучения климатически активных веществ (парниковые газы, атмосферный аэрозоль и черный углерод) на борту судна непрерывно работали аэрозольная станция и газоаналитический комплекс. Работы на разрезах, пересекающих краевые шельфовые желоба-троги Франц-Виктория, Квитойя, Святой Анны и Воронина, а также северный континентальный склон и Восточно-Баренцевоморскую впадину выполнялись для изучения сезонных особенностей распространения и характеристик воды атлантического происхождения (АВ), ее взаимодействия с арктической водой и транс-

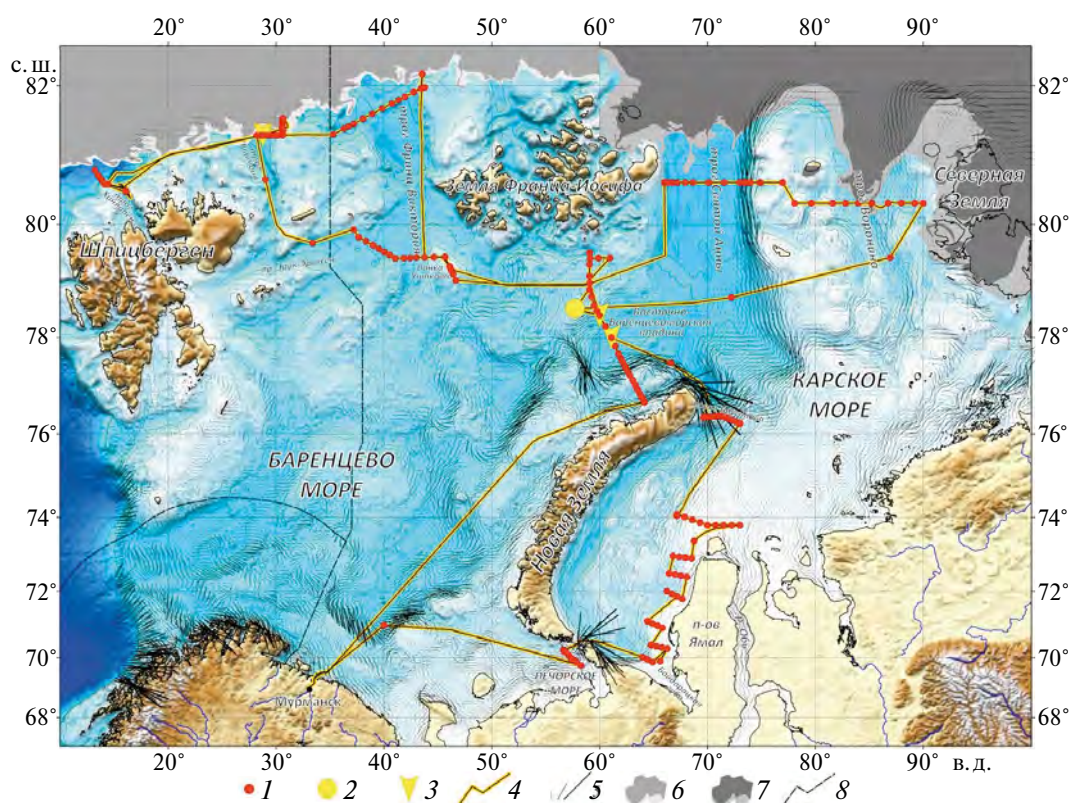


Рис. 1. Карта маршрута экспедиции и океанологических станций в июле–августе 2024 г.: 1 — комплексные станции, 2 — SAWS, 3 — АГОС, 4 — маршрут судна, 5 — векторы течений (длина вектора отражает скорость течения), 6 — ледяной покров 05 августа, 7 — ледяной покров 15 августа, 8 — границы Российской и Норвежской экономических зон и рыбоохранной зоны вокруг Шпицбергена. Векторы течений построены по [6] на основе реанализа, <http://bulletin.mercator-ocean.fr/en/PSY4#3/75.50/-51.33>. Ледяной покров показан по данным Норвежского метеорологического института, <https://cryo.met.no>. Батиметрическая основа по GEBCO, <https://www.gebco.net>.

формацию по пути распространения в восточном направлении. Температура фрамовской ветви АВ была на $\sim 2^\circ\text{C}$ выше летней среднеклиматической и соответствовала таковой для позднеосеннего сезона [6]. Проводится изучение влияния АВ на процессы седиментации и климатические события переходного периода от позднего плейстоцена к голоцену на севере Баренцева и Карского морей по данным анализа новых разрезов отложений, полученных в ключевых точках краевых шельфовых желобов-трогов.

Проведено испытание SAWS в северо-восточной части Баренцева моря в точке с координатами $78^\circ 32.8'$ с. ш. и $57^\circ 41.0'$ в. д. и глубиной постановки 164 м. SAWS проработала в автоматическом режиме мониторинга метеорологических и гидрологических параметров среды, а также концентраций метана и диоксида углерода в воздухе в течение 19 сут до запланированного подъема. Апробированная в рейсе конфигурация SAWS станет основой для развития системы подобных платформ в субполярной Северной Атлантике и морях России на втором этапе (2025–2030) реализации Важнейшего инновационного проекта государственного значения (ВИП ГЗ) “Единая национальная система мониторинга климатически активных веществ” [3].

Выполнены постановки АГОС на период от 3.4 до 19 сут, на севере Баренцева моря для изучения сезонных потоков осадочного вещества и условий среды под влиянием фрамовской ветви АВ с помощью седиментационных ловушек, измерителей течений и регистраторов параметров водной толщи (температуры, солености, мутности и др.). АГОС, установленные в Восточно-Баренцевоморской впадине, позволили изучить условия седиментации под влиянием глубинного теплого течения желоба Святой Анны, поступающего из Полярного бассейна; АГОС в трог Квитойя — под влиянием подповерхностной АВ, поступающей на северо-западный шельф Баренцева моря. Годовые постановки АГОС станут важным компонентом национальной системы мониторинга на втором этапе реализации ВИП ГЗ.

Учитывая высокий нефтегазовый потенциал региона, шельф может быть источником естественной эмиссии метана в атмосферу. При этом холодные воды арктических морей являются мощным поглотителем диоксида углерода из атмосферы. Установлена положительная связь между концентрацией метана в приводном воздухе и температурным профилем воздушной мас-

сы, что позволило выявить поступление насыщенного метаном относительно теплого воздуха с материка. На банке Ушакова, в трог Хинлопен (шельф Северного Шпицбергена), Печорском море и Приамальской части Южно-Карского шельфа исследовались районы разгрузки метаносодержащих флюидов.

Изучен район холодных метановых сипов на $80^\circ 30'$ с. ш. на глубинах ~ 500 м в трог Хинлопен. С помощью видеомодуля [4] установлены бактериальные маты на поверхности дна, а в водной толще наблюдались “газовые факелы” до ~ 100 м высотой. Однако на границе вода—воздух признаки эмиссии метана не фиксировались. Повышение концентрации метана (более 2020 ppb) в приводном слое атмосферы региона связаны с поступлением воздушных масс со стороны Скандинавии.

Следствием деградации субаквальной мерзлоты и струйной дегазации углеводородов над нефтегазовыми залежами стали многочисленные бугры пучения (пинго-подобные формы рельефа) в Печорском море [2] — наименее изученные проявления дегазации в рельефе морей. Колонками вскрыты газонасыщенные осадки с тонкими шлирами льда бугра пучения диаметром 160–170 м.

На Приамальском шельфе на $71^\circ 51'$ с. ш. впервые обнаружено поле холодных метановых сипов на глубине ~ 50 м с бактериальными матами на поверхности осадка. Потоки метана на границе вода—воздух превышали $200 \text{ мкг } \text{CH}_4 \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{ч}^{-1}$, что указывает на локальную эмиссию метана в атмосферу. Концентрация метана в приводном воздухе Приамальского шельфа на высоте 19 м над урезом воды достигала 2257 ppb. Причиной эмиссии являются малые глубины шельфа и деградация субаквальных многолетнемерзлых пород [9], начавшаяся ~ 19 тыс. лет назад и, вероятно, активизировавшаяся в настоящее время — в период беспрецедентной скорости глобального потепления.

Благодарности. Авторы благодарят капитана Ю.Н. Горбача и экипаж судна и всех членов экспедиции за помощь и активное участие в проведении исследований.

Источники финансирования. Рейс поддержан Минобрнауки РФ. Работа выполнена по госзаданию в рамках темы НИР № FMWE-2024-0020. Отдельные исследования поддержаны Российским научным фондом, гранты № 20-17-00157-П, <https://rscf.ru/project/20-17-00157/> (изучение раз-

грузки метаносодержащих флюидов); 23-77-30001, <https://rscf.ru/project/23-77-30001/> (работы с помощью заякоренных автоматических платформ и обсерваторий); 24-17-00044, <https://rscf.ru/project/24-17-00044/> (изучение изменений палеосреды).

Конфликт интересов. Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гulev C.K. Глобальные изменения климата и Мировой океан // Проблемы прогнозирования. 2023. № 6. С. 25–36.
2. Мельников В.П., Спесивцев В.И., Куликов В.Н. О струйной дегазации углеводородов как источнике новообразований льда на шельфе Печорского моря // Итоги фундаментальных исследований криосферы Земли / Е.С. Мельников (отв. ред.). Новосибирск: Наука. Сибирское Предприятие РАН, 1997. С. 259–269.
3. Решетников М.Г. Климатическая политика в России: Наука, технологии, экономика // Проблемы прогнозирования. 2023. № 6. С. 6–10.
4. Римский-Корсаков Н.А., Флинт М.В., Поярко С.Г. и др. Развитие технологии комплексных инструментальных подводных наблюдений применительно к экосистемам Российской Арктики // Океанология. 2019. Т. 59. № 4. С. 679–683.
5. Gulev S., Latif M. The origins of a climate oscillation // Nature. 2015. V. 521. P. 428–430.
6. Ivanov V.V., Tuzov F.K. Formation of dense water dome over the Central Bank under conditions of reduced ice cover in the Barents Sea // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. 2021. 103590. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2021.103590>
7. Koppers A.A.P., Coggon R. eds. Exploring Earth by Scientific Ocean Drilling: 2050 Science Framework. 2020. 124 p. <https://doi.org/10.6075/J0W66J9H>
8. Lind S., Ingvaldsen R.B., Furevik T. Arctic warming hotspot in the northern Barents Sea linked to declining sea-ice import // Nature Climate Change. 2018. V. 8. № 7. P. 634–639.
9. Semenov P., Portnov A., Krylov A. et al. Geochemical evidence for seabed fluid flow linked to the subsea permafrost outer border in the South Kara Sea // Geochemistry. Chemie Der Erde. 2020. V. 80. № 3. DOI: 10.1016/j.chemer.2019.04.005.
10. Sharmar V.D., Tereschenkov V.P., Gavrikov A.V. et al. Moored meteorological buoy as part of national greenhouse monitoring system in the Barents Sea // Oceanology. 2025. V. 65. № 1. P. 161–166.

APPROBATION OF A CLIMATE MONITORING SYSTEM BASED ON MOORED PLATFORMS, OBSERVATORIES AND SHIPBOARD STUDIES IN THE 96TH CRUISE OF THE RESEARCH VESSEL “AKADEMIK MSTISLAV KELDYSH”

M. D. Kravchishina^{a, *}, A. A. Klyuvitkin^a, A. N. Novigatsky^a, A. V. Gavrikov^a,
D. A. Pestunov^b, Yu. A. Shtabkin^c, V. V. Ivanov^d, A. S. Schuka^a, A. K. Ambrosimov^a,
N. V. Politova^a, I. M. Anisimov^a, B. V. Baranov^a, E. A. Novichkova^a, N. V. Kozina^a,
A. G. Matul^a, S. K. Gulev^a

^aShirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

^bV. E. Zuev Institute of Atmospheric Optics, Russian Academy of Science, Siberian Branch, Tomsk, Russia

^cA. M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

^dLomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

*e-mail: kravchishina@ocean.ru

In the tenth multidisciplinary expedition under the geosystems research program of the Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences “European Arctic: Geological Record of Environmental and Climate Change” to the Barents and Kara seas in July–August 2024, new data on atlantification and methane emission were obtained on the Eurasian Western Arctic Shelf. The research is aimed at developing a National system for monitoring climate change and climate-active substances based on the use of moored autonomous platforms, observatories, and vessel based observations.

Keywords: sedimentation, biogeochemistry, climate, climate-active substances, methane, climatostratigraphy, paleoceanography, Arctic

УДК 551.465

ИСТОЧНИКИ РАДИАЦИОННОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ В АРКТИКЕ В 2024 ГОДУ (97-Й РЕЙС НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО СУДНА “АКАДЕМИК МСТИСЛАВ КЕЛДЫШ”)

© 2025 г. Н. А. Римский-Корсаков^{1, *}, Н. Я. Книвель^{2, **}, О. Е. Кикнадзе²,
А. А. Пронин¹, А. В. Мишин¹, А. А. Недоспасов¹

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

²Национальный исследовательский центр “Курчатовский Институт”, Москва, Россия

*e-mail: nrk@ocean.ru

**e-mail: Knivel_NY@nrcki.ru

Поступила в редакцию 23.01.2025 г.

После доработки 24.01.2025 г.

Принята к публикации 04.02.2025 г.

В информации сообщается об организации, проведении и основных результатах, полученных в экспедиции 97-го рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш” в Карское море 01.09–06.10.2024. Цель экспедиции — исследование состояния подводных захоронений радиоактивных отходов и экологии в заливах Новой Земли и в Новоземельской впадине. Для проведения исследований, наряду с традиционными океанографическими приборами, использовались подводные буксируемые и телеуправляемые аппараты, оборудованные видео, гидролокационной и гамма-спектрометрической аппаратурой. Работы велись с борта НИС, а на мелководье — с судового катера. Выполнялся отбор проб бентоса и донного грунта, а также гидрологические измерения. Впервые подтверждены захоронения ряда объектов, а также детализирована информация об известных объектах методом стереограмметрической съемки.

Ключевые слова: Карское море, заливы, радиоактивные отходы, экология, бентос, гидролокация, многолучевое картирование, видеосъемка, гамма-спектрометрия, подводный аппарат

DOI: 10.31857/S0030157425030136, EDN: GXGLBA

Освоение Арктики является стратегическим приоритетом социально-экономического развития Российской Федерации. Здесь ведется разведка и разработка месторождений углеводородов шельфа, развивается инфраструктура Северного морского пути, прокладываются подводные трансокеанские кабели и магистральные трубопроводы, создаются рубежи обороны от внешних угроз, планируется морской рыбный промысел, который последует за климатическими изменениями региональных экосистем. Эти обстоятельства определяют необходимость обеспечения радиационной безопасности арктических акваторий РФ от угроз, связанных с захоронениями в Арктике радиоактивных отходов (РАО), образовавшихся в результате эксплуатации кораблей и судов атомного военно-морского и ледокольного флотов. Советский Союз, а позднее Российская Федерация в 1957–1993 гг. осуществляли сброс

РАО в Арктических морях [1, 5]. Хозяйственная деятельность в Арктике, создание объектов инфраструктуры, в том числе оборонной, требует контроля затопленных ядерных и радиационных опасных объектов (ЯРОО) и РАО. Необходима современная подробная инвентаризация состояния ЯРОО, затопленных в Арктике, Карском море и на Новой Земле.

В этой связи Институтом океанологии им. П.П. Ширшова РАН и Национальным исследовательским центром (НИЦ) “Курчатовский институт” была организована и проведена очередная экспедиция на НИС “Академик Мстислав Келдыш” (97-й рейс) в Карское море с привлечением ведущих организаций, специализирующихся в области подводных исследований и подводно-технических работ, а именно: Центр подводных исследований Русского географического общества, Центр по проведению

спасательных операций особого риска “ЛИДЕР” МЧС России и Северо-западный региональный поисково-спасательный отряд МЧС России.

Экспедиция началась 1 сентября 2024 г. в Мурманске и завершилась там же 6 октября 2024 г. Руководителем экспедиции был заместитель начальника управления НИЦ “Курчатовский институт” Н.Я. Книвель, судном командовал капитан дальнего плавания Ю.Н. Горбач. Экспедиция выполнялась в рамках мероприятий Государственной программы “Научно-технологическое развитие Российской Федерации” по реабилитации Арктических морей от затопленных в них ЯРОО, а также в продолжение комплексных исследований экосистем Российской Арктики, которые ИО РАН проводил, начиная с 2007 г., под руководством академика М.В. Флинта [2].

Главная цель экспедиции состояла в исследовании состояния РАО в Карском море в заливах Новой Земли и в Новоземельской впадине, включая, в том числе, стереограмметрическую видеосъемку АПЛ “К-27”, а также исследования захоронения РАО “ТРО-8” в заливе Течений. Для этого планировалось картирование и детальные исследования объектов РАО и дна прилегающих акваторий с использованием фото-, видео- и гидролокационных средств, а также аппаратуры радиационного контроля, размещенных на буксируемых (БНПА) и телеуправляемых (ТНПА) необитаемых подводных аппаратах [4]. Маршрут экспедиции показан на рис. 1.



Рис. 1. Маршрут экспедиции 97-го рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш”.

На первом этапе экспедиция выполнила комплексные исследования захоронений радиоактивных отходов в заливе Степового, в том числе АПЛ “К-27”, которая считается потенциально наиболее опасным ядерным объектом, затопленным в Карском море. В этой связи выполнена подводная стереограмметрическая видеосъемка корпуса АПЛ, позволяющая создать 3D-модель лодки, которая будет использована при подготовке проекта дальнейшего обращения с этим объектом. При этом впервые было выполнено геофизическое зондирование дна, прилегающего к месту затопления АПЛ и к участку берега залива, запланированному для установки берегового блока подводной станции постоянного радиационного мониторинга. Для оперативной диагностики радиационной обстановки на АПЛ был размещен высокоразрешающий гамма-спектрометр, позволивший получить уникальные результаты по анализу изотопного состава смеси техногенных и естественных радионуклидов. С использованием ТНПА “Гном” были идентифицированы контейнеры, впервые обнаруженные экспедицией в 2021 г. по соседству с АПЛ. Исследования состояния окружающей среды включали наблюдения зоопланктона, бентоса, донного грунта и придонной воды, а также гидрологии района.

На втором этапе работ экспедиция провела комплексные исследования состояния окружающей среды и подводных объектов на полигоне “Впадина-Юг” в Новоземельской впадине, где с 1967 по 1991 г. были сформированы крупнейшие захоронения РАО, насчитывающие 12 судов, около 5 тыс. контейнеров с твердыми радиоактивными отходами (ТРО) и конструкционные элементы ядерных энергетических установок без упаковки [3, 5]. На полигоне “Впадина-Юг” (рисунок) была выполнена сплошная гидролокационная съемка общей площадью более 200 км² с использованием гидролокатора бокового обзора “Мезоскан-Т”. В результате картировано обширное скопление техногенных объектов (контейнеров и крупногабаритных элементов), которые были затоплены с борта дрейфующего судна, маршрут которого соответствует направлению маршрута (но не месту) сброса ТРО, указанному в архивных источниках. В процессе съемки были подтверждены места затопления танкера “Горынь” и двух частей танкера “ТНТ-15”. Таким образом, к 2024 г. на полигоне “Впадина-Юг” обнаружены и идентифицированы 3 судна из 6, затопленных, по архивным данным, в этом районе.

На третьем этапе работ экспедиция провела исследования состояния окружающей среды и подводных объектов в районе захоронения РАО “ТРО-8” западнее залива Течений, вблизи ледника Розе на глубине 30–40 м, где, по архивным данным [5], затоплены 194 контейнера с ТРО и баржа “Лихтер-4” с двумя корпусами ядерных реакторов АПЛ “К-22” с выгруженным топливом. Достоверные навигационные данные этого района Карского моря ограничены изобатой 100 м, поэтому все исследования велись с судового катера и с катера, оборудованного многолучевым эхолотом (МЛЭ). С судового катера велась видеосъемка объектов, выявленных по результатам многолучевого эхолотирования и гидролокации, а также синхронные измерения радиоактивности с помощью подводных гамма-спектрометров РЭМ, установленных на ТНПА “ГНОМ” и “Ровбилдер-600”.

Мутность воды в районе поисков, обусловленная наличием сильного волнового наката на скальной гряде, перегораживающей вход в бухту, а также током с ледника Розе, мешала вести эффективный поиск. Гидрометеорологические условия во время работ были неблагоприятными. Отсутствие навигационных карт, сильный туман, волнение и наличие плавающих обломков ледника мешали работе. Тем не менее с использованием высокоразрешающего МЛЭ и ТНПА получены гидрографические материалы, а также видеоизображения места затопления “Лихтера-4”. Останки судна, в течение 36 лет подвергавшегося ледовому воздействию айсбергов и торосов, лежат на глубине 31 м, сильно присыпанные терригенными осадками. На акустическом портрете объекта различимы острые фрагменты бортов. На кадрах видеосъемки наблюдаются метровые поднятия, соответствующие кессонам с корпусами ядерных реакторов. Инструментальные и лабораторные измерения донного грунта не выявили радиоактивного загрязнения.

Далее судно перешло в залив Благополучия для выполнения запланированных там работ на захоронении РАО “ТРО-7”. В период пребывания экспедиции в заливе Благополучия, погода не была благоприятной, ветер достигал 31 м/с, судно укрывалось в узкой северной части залива под высоким берегом. В соответствии с планом работ были исследованы новые цели известного комплексного захоронения РАО – проведены целенаправленные видеонаблюдения и измерения радиоактивного фона подводных объектов

и окружающей их природной среды с использованием ТНПА “ГНОМ” и РБ-600, оборудованных гамма-спектрометрами. Также в заливе Благополучия традиционно были выполнены основные океанологические наблюдения окружающей природной среды в продолжение многолетних исследований этого, ставшего уже тестовым, района обитания арктической подводной флоры и фауны.

По возвращении в залив Течений там были продолжены плановые работы по изучению подводных объектов и окружающей среды района захоронений ТРО.

На заключительном этапе работ в Баренцевом море была проведена гидролокационная съемка в районе захоронения взрывчатых веществ вблизи о. Колгуев на площади 20 км² в целях подтверждения архивных данных о затоплении здесь баржи типа “Никель” с грузом ТРО и исследования радиоактивного фона вблизи этого объекта. Однако в местах, указанных в архивных источниках, затопленное судно обнаружено не было. Радиоактивный фон не превышен.

Успешное выполнение программы экспедиции 97-го рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш” позволило получить новые данные о радиационной обстановке в акватории Карского моря, где присутствуют массовые захоронения РАО. Полученные данные будут использованы для прогнозирования возможных чрезвычайных ситуаций в районах нахождения затопленных радиоактивных объектов и выработки мер по предупреждению экологических бедствий. Результаты работы будут занесены в Реестр ППОО РФ.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках государственного задания ИО РАН (темы FMWE-2024-0024, а также FMWE-2024-0016, FMWE-2024-0021, FMWE-2024-0022, FMWE-2024-0026), контракта ИО РАН с НИЦ “Курчатовский институт” от 20.05.2024 № 105-3-24-44-22 и государственного контракта ИО РАН с ФГКУ ЦСООР “ЛИДЕР” от 26.03.2024 № 101-24. Аналитические исследования выполнены при поддержке РНФ (проект № 23-17-00156).

Благодарности. Участники экспедиции выражают глубокую признательность академику М.В. Флинту, старшему научному сотруднику ИО РАН С.Г. Пояркову и зам. гл. инженера НИЦ “Курчатовский институт” М.В. Шевлягину за помощь и содействие в организации экспедиции.

Конфликт интересов. Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Амиев Г.Н., Беликов А.Д., Петров О.И.* Материалы по захоронению РАО в морях, радиоэкологической обстановке в местах базирования кораблей ВМФ и в морских районах захоронения РАО. М.: Медицинская служба ВМФ, 1998.
2. *Казеннов А.Ю., Нерсесов Б.А., Римский-Корсаков Н.А.* Экспедиционные исследования экологии морей Российской Арктики. М.: ФБГНУ “Аналитический центр” Минобрнауки России, 2018. 307 с.
3. *Римский-Корсаков Н.А., Книвель Н.Я., Флинт М.В. и др.* Технологии и результаты исследований объектов, представляющих экологическую угрозу, в Новоземельской впадине // *Океанологические исследования*. 2024. Т. 52. № 3. С. 133–148.
4. *Римский-Корсаков Н.А., Флинт М.В., Поярко С.Г. и др.* Развитие технологии комплексных инструментальных подводных наблюдений применительно к экосистемам Российской Арктики // *Океанология*. 2019. Т. 59. № 4. С. 679–683.
5. *Сивинцев Ю.В., Вакуловский С.М., Васильев А.П. и др.* Радиоэкологические последствия затопления радиоактивных отходов в морях, омывающих Россию. Монография (“Белая книга-2000”). М.: ИздАТ, 2005.

SOURCES OF RADIOACTIVE POLLUTION IN THE ARCTIC IN 2024 (97TH CRUISE OF THE RV “AKADEMIK MSTISLAV KELDYSH”)

N. A. Rimsky-Korsakov^{a, *}, N. Y. Knivel^{b, **}, O. E. Kiknadze^b, A. A. Pronin^a,
A. V. Mishin^a, A. A. Nedospasov^a

^a*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Science, Moscow, Russia*

^b*Kurchatov National Research Center, Moscow, Russia*

^{*}*e-mail: nrk@ocean.ru*

^{**}*e-mail: Knivel_NY@nrcki.ru*

The information reports on the organization, conduct and main results obtained during expedition 97th of the RV “Akademik Mstislav Keldysh” to the Kara Sea on 01.09–06.10.2024. The purpose of the expedition is to study the state of underwater radioactive waste burials and ecology in the bays of Novaya Zemlya and the Novaya Zemlya Depression. In addition to traditional oceanographic instruments, underwater towed and remote-operated vehicles equipped with video, sonar and gamma-ray spectrometry equipment were used to conduct research. The work was carried out on board the RV, and in shallow water from a ship's boat. Benthos and bottom sediment samples were taken, as well as hydrological measurements. For the first time, burials of a number of objects have been confirmed, as well as detailed information about known objects using stereo imaging was obtained.

Keywords: Kara Sea, bays, radioactive waste, ecology, benthos, sonar, multi beam mapping, videography, gamma spectrometry, underwater vehicle

УДК 597.2/.5

ИССЛЕДОВАНИЯ СОВРЕМЕННОГО СОСТОЯНИЯ РЫБНОГО СООБЩЕСТВА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАРЕНЦЕВА И ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КАРСКОГО МОРЕЙ ЛЕТОМ 2024 Г.

© 2025 г. П. Р. Макаревич*, О. В. Карамушко,
Е. В. Смирнова, Е. В. Расхожева

Мурманский морской биологический институт РАН, Мурманск, Россия

**e-mail: makarevich@mmbi.info*

Дата поступления 24.11.2024 г.

После доработки 27.11.2024 г.

Принята к публикации 18.12.2024 г.

В ходе морских экспедиционных исследований на НИС “Дальние Зеленцы” летом 2024 г. была проведена оценка современного состояния рыбной части сообществ восточной части Баренцева и западной части Карского морей, включая воды, омывающие архипелаг Новая Земля. На северо-востоке Карского моря выполнена уникальная ихтиологическая съемка по координатной сетке, повторяющей исследования 1930–1935 гг. Получены новые данные о видовом составе, численности, биомассе, распределении и состоянии ихтиофауны этих районов.

Ключевые слова: рыбные сообщества, Баренцево море, Карское море

DOI: 10.31857/S0030157425030142, **EDN:** GXMKMN

Климатические флуктуации в Арктике влекут за собой серьезные перестройки в морских экосистемах, непосредственно влияя на структуру и функционирование формирующих их сообществ. Последствия климатических сдвигов оказывают воздействие и на популяционные параметры рыбных сообществ, одни из ключевых показателей продуктивности морских водоемов. Наиболее выраженные изменения в рыбном сообществе арктических морей могут затронуть таксономический состав, популяционную структуру видов, границы ареалов, миграционные процессы, показатели численности и биомассы.

Целью данной работы являлся анализ пространственных и временных изменений в рыбном сообществе северо-западной части Карского моря в период 1930–2024 гг. Результаты проведенных исследований дают возможность оценить, в какой степени и как изменилась структура ихтиофауны под влиянием крупномасштабных последствий климатических флуктуаций, наблюдаемых в последние десятилетия. Одной из задач экспедиционных работ являлось получение информации о современном состоянии ихтиофауны ранее никогда не исследовавшихся районов Баренцева и Карского морей.

Экспедиция Мурманского морского биологического института РАН на НИС “Дальние Зеленцы” была проведена в период с 4 августа по 15 сентября 2024 г. в рамках выполнения научно-исследовательских работ по темам НИР ММБИ РАН в соответствии с государственным заданием на 2024 г. Район экспедиционных работ охватывал воды северо-западной части Карского моря и районы вдоль западного и восточного побережья архипелага Новая Земля (рис. 1). На северо-востоке Карского моря выполнена уникальная ихтиологическая съемка по координатной сетке, повторяющей исследования 1930–1935 гг.

Программа экспедиционных работ включала сбор информации о видовом составе, численности, биомассе, распределении и биологическом состоянии рыб. Донные траления были выполнены с помощью конвенционного донного трала на 68 станциях. На каждой станции выполнялся полный биологический анализ (ПБА) пойманных видов рыб, который включал измерение длины и массы тела, определение пола и стадии зрелости гонад, степени наполнения желудочно-кишечного тракта, качественный анализ питания, сбор отолигов для определения возраста.

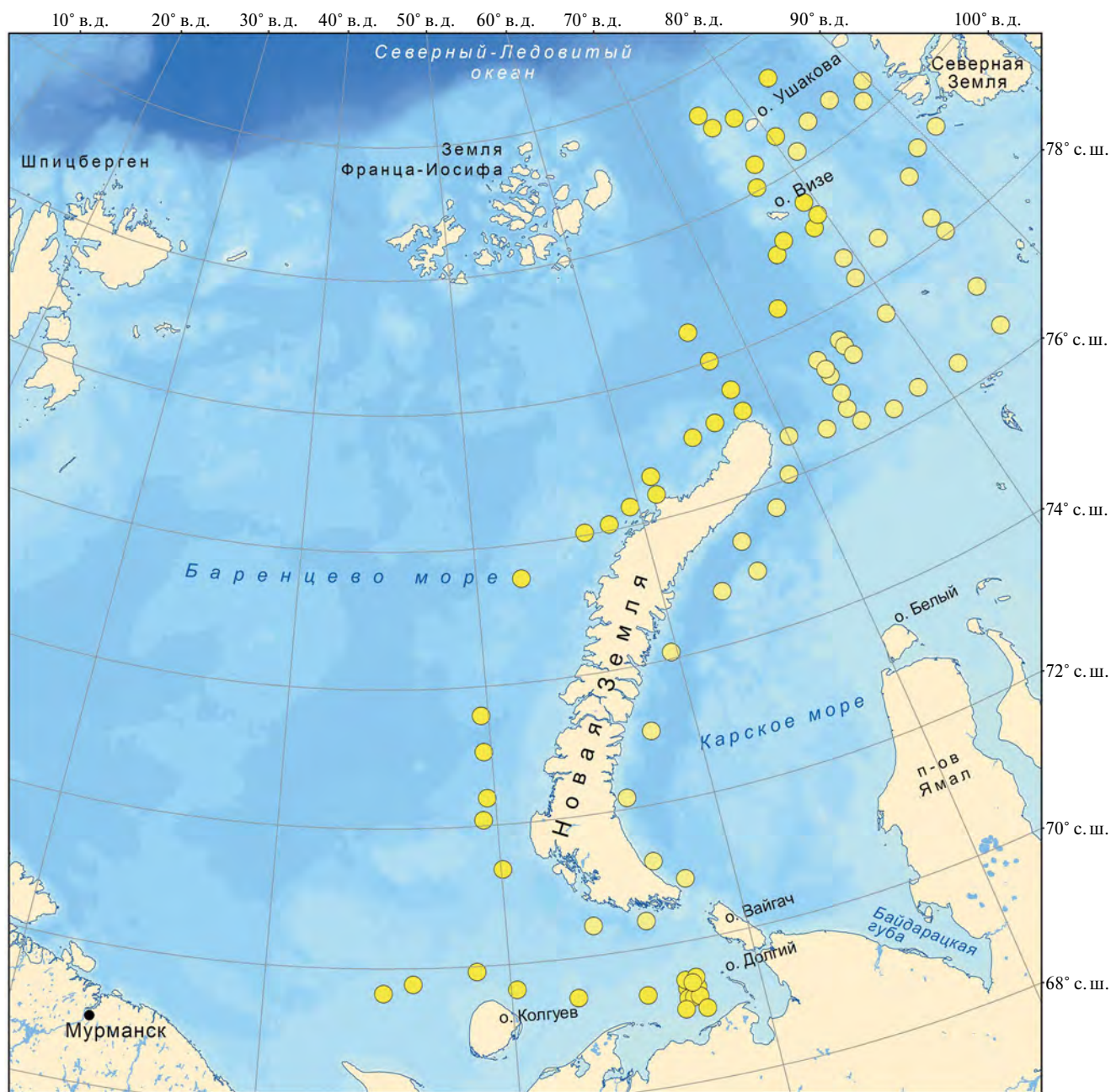


Рис. 1. Карта-схема района работ и расположение станций ихтиологических тралений в рейсе на НИС “Дальние Зеленцы” 4 августа — 15 сентября 2024 г.

В приловах донного трала проведено исследование видового разнообразия мегабентоса. В целях изучения термохалинных характеристик водной толщи на каждой станции осуществлялось СТД-профилирование.

По предварительным результатам, в таксономическом отношении в сборах представлены семейства рыб, характерные для холодноводных районов Арктики. Всего в период исследований в северо-западной части Карского

моря в 1930–1935 гг. встречалось 18 видов рыб, относящихся к 14 родам, 8 семействам и 4 отрядам, а в 2024 г. в этом же районе обнаружено 16 видов, относящихся к 12 родам, 7 семействам и 5 отрядам. По характеру географического ареала в прошлые годы и в 2024 г. наблюдалось равное количество преимущественно арктических и арктическо-бореальных видов. Видовой состав уловов в разные годы варьировал незначительно, но наблюдались заметные различия в сте-

пени доминирования отдельных видов. Так, в 1930 и 1935 гг. наиболее многочисленным видом был атлантический двурогий ицел *Icelus bicornis* (Reinhardt, 1840), а в 1931 и 2024 гг. — сайка *Boreogadus saida* (Lepechin, 1774).

Сравнительный анализ результатов экспедиционных работ 2024 г. и материалов ихтиологических съемок, проведенных в 30-х годах прошлого столетия, показал, что видовой состав рыб, их общее количество, а также перечень семейств характерных для холодноводных районов Арктики оказались очень близки. Ихтиофауна северной части Карского моря за последние 90 лет практически не изменилась.

В ходе экспедиционных работ в 2024 г. новых видов, характерных для северных районов умеренной зоны Мирового океана в 2024 г. не обнаружено, что указывает на отсутствие в данной области процессов бореализации, наблюдаемых в некоторых районах Арктики [1, 2].

Благодарности. Авторы выражают благодарность экипажу судна и всем участникам экспедиции за помощь и активное участие в исследованиях.

Источники финансирования. Данная работа финансировалась за счет средств бюджета Мурманского морского биологического института РАН. Никаких дополнительных грантов на проведение или руководство данным конкретным исследованием получено не было.

Соблюдение этических стандартов. В данной работе отсутствуют опыты с человеком и животными.

Конфликт интересов. Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Fossheim M., Primicerio R., Johannessen E. et al. Recent warming leads to a rapid borealization of fish communities in the Arctic // *Nature Climate Change*. 2015. V. 5. P. 673–677.
DOI: 10.1038/nclimate2647.
2. Frainer A., Primicerio R., Kortsch S. et al. Climate-driven changes in functional biogeography of Arctic marine fish communities // *PNAS*. 2017. V. 114. № 46. P. 12202–12207.
DOI: 10.1073/pnas.1706080114.

RESEARCH OF THE CURRENT STATE OF THE FISH COMMUNITY OF THE EASTERN BARENTS AND WESTERN KARA SEAS IN SUMMER 2024

P. R. Makarevich*, O. V. Karamushko,
E. V. Smirnova, E. V. Raskhozheva

Murmansk Marine Biological Institute, Russian Academy of Sciences, Murmansk, Russia

**e-mail: makarevich@mmbi.info*

During marine expedition at RV “Dalniye Zelentsy” in the summer of 2024, an assessment of the current state of the fishing communities of the eastern part of the Barents and western parts of the Kara Seas was carried out. In the north-east of the Kara Sea, a unique ichthyological survey was carried out using a coordinate grid repeating the research of 1930–1935. Ichthyological trawling has also been carried out in the Barents and the Kara Sea along of the Novaya Zemlya archipelago. As a result of the research, new data have been obtained on the species composition, abundance, biomass, distribution and condition of the ichthyofauna of these areas.

Keywords: fish assemblages, Barents Sea, Kara Sea