

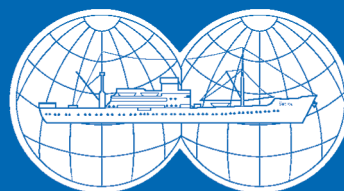
ISSN 0030-1574

Том 65, Номер 2

Март - Апрель 2025



ОКЕАНОЛОГИЯ



НАУКА

— 1727 —

Российская академия наук

ОКЕАНОЛОГИЯ

Том 65 № 2 2025 Март-Апрель

Основан в 1961 г.
Выходит 6 раз в год

*Журнал издается под руководством
Отделения наук о Земле РАН*

Главный редактор
Флинт М.В.

Редакционная коллегия:

Азовский А.И., Дубинин А.В., Дубинин Е.П., Галкин С.В.,
Глуховец Д.И., Гулев С.К., Завьялов П.О., Зацепин А.Г.
(заместитель главного редактора), Кравчишина М.Д.,
Левашов Д.Е., Лобковский Л.И., Матуль А.Г., Михеев В.Н.,
Немировская И.А., Островский А.Г., Погосян С.И.,
Политова Н.В. (ответственный секретарь), Резник Г.М.,
Римский-Корсаков Н.А., Савенко В.С., Филюшкин Б.Н.,
Шевченко В.П. (заместитель главного редактора),
Черкашов Г.А., Яковлев Н.Г.

Редакционный совет:

Бондур В.Г., Витледж Т.Е. (США), Добролюбов С.А.,
Долгих Г.И., Матишов Г.Г., Нигматулин Р.И.,
Павлов Д.С.

Адрес редакции: 117997, Москва, Нахимовский пр., 36
Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, тел. 8.499.124-63-81
E-mail: varhipk@ocean.ru

Москва
ФГБУ «Издательство «Наука»

СОДЕРЖАНИЕ

Том 65, номер 2, 2025

Физика моря

Измерение капиллярных колебаний
морской поверхности

В. В. Стерлядкин, К. В. Куликовский, А. А. Задерновский 201

Метеоцунами 1 октября 2018 г. на южных Курильских островах

Г. В. Шевченко, А. В. Лоскутов, А. А. Шишкин 212

Химия моря

Содержание фтора в поверхностных водах Мирового океана

А. В. Савенко, В. С. Савенко 223

Сезонная изменчивость растворенного органического углерода
в северо-восточной части Черного моря

А. В. Костылева, С. А. Мошаров, Д. И. Мигали 229

Газогеохимические особенности донных осадков зоны линейной депрессии
Западно-Карской ступени

*В. С. Севастьянов, В. Ю. Федулова, Е. А. Мороз, Е. А. Краснова,
С. Г. Наймушин, Н. В. Душенко, С. А. Воропаев, А. А. Долгонос* 243

Оценка загрязнения ртутью прибрежных вод Уссурийского и Амурского заливов
с использованием водорослей

Е. Н. Чернова, С. И. Коженкова, С. Г. Юрченко 253

Современное состояние экосистемы анхиалинового меромиктического озера Могильное
(остров Кильдин, Баренцево море)

*Н. М. Кокрятская, Г. Н. Лосюк, Е. С. Колпакова, А. В. Вельямидова,
Е. Д. Краснова, Д. А. Воронов, К. В. Титова, Е. А. Вахрамеева, Р. А. Алиев* 264

Морская биология

Изменения сообществ юго-западной части Карского моря
в результате вселения краба-стригуна *Chionoecetes opilio*

Е. В. Руднева, А. И. Азовский, А. А. Удалов, А. К. Залота, М. В. Чикина 280

Индивидуальная история встреч самцов белухи (*Delphinapterus leucas*)
в репродуктивном и нагульном скоплениях Белого моря

В. В. Краснова, А. Д. Чернецкий, Е. М. Панова 291

Морская геология

Волновые формы рельефа дна Печорского моря в проливе
между полуостровом Канин и островом Колгуев

Н. Н. Дмитриевский, Н. В. Либина, Е. А. Сухих 305

Седиментологический эффект ното цунами (01.01.2024 г.) в условиях
ледяного покрова на побережье Японского моря

*Н. Г. Разжигаева, Д. Г. Тюняткин, Л. А. Ганзей, Т. А. Гребенникова,
Е. Д. Иванова, Ю. Р. Путинцев, Ю. Ю. Жабыко, Д. Р. Шпачук, Е. И. Стасюк*

313

Структурный парагенез сдвиговой зоны внутриплитной деформации
в Центрально-Индийской котловине

О. В. Левченко, А. В. Тевелев, Ю. Г. Маринова, И. А. Веклич

327

Строение земной коры и тектоническая эволюция
Центрально-Бенгальской котловины

*В. К. Илларионов, О. Ю. Ганжа, Д. А. Ильинский,
К. А. Рогинский, Л. Д. Флейфель, А. Ю. Борисова*

337

Информация

Экосистемы морей сибирской Арктики-2024 (95-й рейс научно-исследовательского
судна “Академик Мстислав Келдыш” в Карское море)

*М. В. Флинт, А. А. Полухин, С. Г. Поярков,
Н. А. Римский-Корсаков, А. Ю. Мирошников*

348

Экологическое состояние и динамика вод в области Восточно-Камчатского течения
в рейсе № 68 НИС “Академик Опарин”

*В. Б. Лобанов, А. Ф. Сергеев, П. Ю. Семкин, Н. Б. Лукьянова, И. Ф. Алексеев,
В. А. Горячев, С. Г. Сагалаев, С. П. Захарков, Н. А. Липинская, А. О. Холмогоров,
К. Р. Байгубеков, Ю. А. Барабаничиков, Д. С. Калюжный, А. С. Кузнецова, П. Г. Кушнир,
Д. С. Максеев, Е. А. Мещерякова, Н. А. Онищенко, И. Е. Осипов, А. А. Петрова,
И. А. Прушковская, В. В. Разживин, А. И. Разумов, Д. Д. Соколов, О. А. Уланова,
Ю. В. Федорец, М. С. Федоров, М. Г. Швецова, Е. М. Шкирникова*

352

Геологические исследования трога Кинг в 55-м и 57-м рейсах
судна “Академик Николай Страхов”

*С. Г. Сколотнев, А. А. Пейве, К. О. Добролюбова, С. Ю. Соколов,
А. Н. Иваненко, В. А. Боголюбский, И. А. Веклич, И. С. Патица,
В. Н. Добролюбов, А. П. Денисова, Н. П. Чамов, Д. М. Илюхина,
В. Л. Любинецкий, А. А. Ткачева, В. В. Фомина, С. А. Докашенко*

356

Contents

Vol. 65, No. 2, 2025

Marine Physics

- Measurement of Capillary Oscillations of the Sea Surface
V. V. Sterlyadkin, K. V. Kulikovskiy, A. A. Zadernovskiy 201
- Meteotsunami on October 1, 2018 in the Area of South Kuril Islands
G. V. Shevchenko, A. V. Loskutov, A. A. Shishkin 212
-

Marine Chemistry

- Fluorine Content in the Surface Waters of the World Ocean
A. V. Savenko, V. S. Savenko 223
- Seasonal Variability of Dissolved Organic Carbon in the North-Eastern Black Sea
A. V. Kostyleva, S. A. Mosharov, D. I. Migali 229
- Gas-Geochemical Features of Bottom Sediments in the Linear Depression Zone of the West Kara Stage
V. S. Sevastyanov, V. Yu. Fedulova, E. A. Moroz, E. A. Krasnova, S. G. Naimushin, N. V. Dushenko, S. A. Voropaev, A. A. Dolgonosov 243
- Assessment of Mercury Pollution of Coastal Waters in Ussuri Bay and Amur Bay using Macroalgae
E. N. Chernova, S. I. Kozhenkova, S. G. Yurchenko 253
- Current State of Ecosystem of Anchialine Meromictic Mogilnoye Lake (Kildin Island, Barents Sea)
N. M. Kokryatskaya, G. N. Losyuk, E. S. Kolpakova, A. V. Velyamidova, E. D. Krasnova, D. A. Voronov, K. V. Titova, E. A. Vakhrameeva, R. A. Aliev 264
-

Marine Biology

- Changes in the Communities in the Southwestern Kara Sea as a Result of the Snow Crab (*Chionoecetes opilio*) Invasion
E. V. Rudneva, A. I. Azovsky, A. A. Udalov, A. K. Zalota, M. V. Chikina 280
- Individual Occurrence of Male Beluga Whales *Delphinapterus leucas* in Reproductive and Feeding Aggregations in the White Sea
V. V. Krasnova, A. D. Chernetsky, E. M. Panova 291
-

Marine Geology

- Wave Forms of the Pechora Sea Bottom Relief in the Strait Between the Kanin Peninsula and Kolguyev Island
N. N. Dmitrevskiy, N. V. Libina, E. A. Sukhikh 305
- Sedimentological Effect of Noto Tsunami in the Conditions of Ice Cover on the Coast of the Japan Sea
N. G. Razjigaeva, D. G. Tyunyatkin, L. A. Ganzey, T. A. Grebennikova, E. D. Ivanova, Yu. P. Putintsev, Yu. Yu. Zhabyko, D. R. Shpachuk, E. I. Stasyuk 313

Structural Paragenesis of a Shear Zone Within the Intraplate Deformation
of the Central Indian Ocean Basin

O. V. Levchenko, A. V. Tevelev, Y. G. Marinova, I. A. Veklich

327

Structure of the Earth's Crust and Tectonic Evolution of the Central Bengal Basin

*V. K. Illarionov, O. Y. Ganzha, D. A. Ilyinsky,
K. A. Roginskiy, L. D. Fleifel, A. Y. Borisova*

337

Information

Ecosystems of the Siberian Arctic Seas-2024

(Cruise 95 of the R/V "Akademik Mstislav Keldysh" in the Kara Sea)

*M. V. Flint, A. F. Polukhin, S. G. Poyarkov,
N. A. Rimsky-Korsakov, A. Yu. Miroshnikov*

348

Assesment of Ecological State and Dynamics of Waters of the East Kamchatka Current Area
and Other Locations of the Far Eastern Seas in the Cruise No. 68 of R/V "Akademik Oparin"

*V. B. Lobanov, A. F. Sergeev, P. Yu. Semkin, N. B. Lukyanova, I. F. Alekseev, V. A. Goryachev,
S. G. Sagalaev, S. P. Zakharkov, N. A. Lipinskaya, A. O. Kholmogorov, K. R. Baigubekov,
Yu. A. Barabanshchikov, D. S. Kalyuzhniy, A. S. Kuznetsova, P. G. Kushnir, D. S. Makseev,
E. A. Meshcheryakova, N. A. Onishchenko, I. E. Osipov, A. A. Petrova, I. A. Prushkovskaya,
V. V. Razzhivin, A. I. Razumov, D. D. Sokolov, O. A. Ulanova, Yu. V. Fedorets, M. S. Fedorov,
M. G. Shvetsova, E. M. Shkirnikova*

352

Geological Investigation of the King's Trough during
the 55-th and 57-th Expeditions of the R/V "Akademik Nikolaj Strakhov"

*S. G. Skolotnev, A. A. Peyve, K. O. Dobrolyubova, S. Yu. Sokolov, A. N. Ivanenko,
V. A. Bogolyubskii, I. A. Veklich, I. S. Patina, V. N. Dobrolyubov, A. P. Denisova, N. P. Chamov,
D. M. Ilyukhina, V. L. Lyubinetskii, A. A. Tkacheva, V. V. Fomina, S. A. Dokashenko*

356

УДК 551.46.086

ИЗМЕРЕНИЕ КАПИЛЛЯРНЫХ КОЛЕБАНИЙ МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ

© 2025 г. В. В. Стерлядкин*, К. В. Куликовский, А. А. Задерновский

*МИРЭА – Российский технологический университет***e-mail: sterlyadkin@mail.ru*

Поступила в редакцию 27.08.2024

После доработки 19.09.2024

Принята к публикации 22.11.2024

Капиллярные волны на морской поверхности оказывают существенное влияние на рассеяние как оптического, так и микроволнового излучения. Хотя амплитуда капиллярных волн составляет доли миллиметра, уклоны, сформированные на капиллярных волнах, нередко превышают 30° , что приводит к сильному изменению эффективного коэффициента отражения, поглощения, сечения обратного рассеяния. Капиллярные волны подробно изучаются в бассейнах, однако в натуральных морских условиях их измерять не удавалось. В настоящей работе предложен дистанционный метод измерения уклонов, амплитуды, направления волнового вектора, структуры капиллярных волн в натуральных условиях. Метод основан на регистрации видеокамерой искажения лазерных лучей, падающих сверху вниз на морскую поверхность. Авторам удалось решить обратную задачу вычисления всех параметров капиллярной волны по форме капиллярной гребенки на видеокдрах. Чувствительность метода по измерению амплитуды волн составляет 30 мкм при расстоянии до поверхности свыше 4 м.

Ключевые слова: лазерный волнограф, капиллярные волны, натурные измерения капиллярных волн, профиль поверхности, уклоны морской поверхности, дистанционные измерения волнения

DOI: 10.31857/S0030157425020018, **EDN:** DXRYMK

1. ВВЕДЕНИЕ

Капиллярные колебания возникают на границах раздела двух сред при условии, что поверхностное натяжение играет основную роль при возмущении поверхности раздела. Самые известные примеры – это колебания на поверхности воды при появлении ветра или колебания свободной капли воды, падающей из капельницы или дождевого облака. Особенностью капиллярных колебаний является их весьма малая амплитуда, которая составляет десятые доли миллиметра для ветровых капиллярных волн или сотые доли миллиметра для падающих капель. Несмотря на малую амплитуду капиллярных колебаний, их роль во многих физических процессах нередко весьма велика. Примером может служить рассеяние микроволн или оптического излучения на морской поверхности. Известно, что радиолокационный сигнал резко возрастает именно при появлении капиллярных волн [1, 4, 8, 10, 11, 17]. Капиллярные шероховатости оказывают существенное влияние на коэффициент отражения морской поверхности как в оптическом, так и в микро-

волновом диапазоне, что важно учитывать при решении задач дистанционного зондирования Земли из космоса [2, 3, 7]. Капиллярные колебания неплохо изучены в лабораторных условиях [2, 3, 9, 12, 13]. Однако дистанционные измерения субмиллиметровых деформаций в натуральных морских условиях с расстояния 4–8 м – непростая задача, которую пока решить не удавалось. В представленной работе рассмотрен дистанционный оптический метод определения параметров капиллярных колебаний морской поверхности. Метод основан на сканировании морской поверхности лазерным лучом по заданной траектории и регистрации рассеянного в морской воде излучения на видеокамеру. За один период сканирования лазерный луч можно останавливать в заданных точках, создавая отдельные “лучи”, или равномерно перемещать по морской поверхности, создавая световую “занавеску”. Верхняя граница лучей или занавески соответствует границе раздела, и если частота сканирования совпадает с частотой видеокамеры, то обновление изображения и морского профиля происходит

с частотой работы видеокамеры [5–7, 16]. Внимание настоящего исследования обращено к искажениям формы лазерных лучей, регистрируемых видеокамерой. Показана связь этих искажений с уклонами морской поверхности в точках, через которые проходит изображение луча. При появлении капиллярных волн на морской поверхности изображение луча превращается в высокочастотную гребенку. Показано, что по ориентации этой гребенки можно определять направление и величину волнового вектора капиллярной волны, вычислять ее амплитуду в различных точках.

По своей чувствительности, объему и детальности метод измерения капиллярных волн на морской поверхности перекликается с методом измерения микронных капиллярных колебаний свободно падающих дождевых капель [14].

2. МЕТОДИКА ЛАЗЕРНОГО СКАНИРОВАНИЯ МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Схема лазерного сканирования морской поверхности представлена на рис. 1а. Непрерывное лазерное излучение ($\lambda = 445$ нм, $P = 2.5$ Вт) с помощью сканатора 1 направляется на морскую поверхность сверху вниз по заданной траектории развертки, а рассеянное излучение регистрирует-

ся на видеокамеру 2 (рис. 1б). Лазерный луч в воздухе рассеивается слабо, но на морской поверхности и в воде происходит значительное рассеяние, что позволяет регистрировать изображение лучей на видеокамеру. Толщина лазерного луча составляет около 1.0 мм, поэтому после преломления луч в воде распространяется почти по прямой линии. Если бы морская поверхность была гладкой, то мы увидели бы изображение прямолинейного преломленного луча. В случае взволнованной поверхности изображение прямых лучей проходит к видеокамере через неровную поверхность моря, поэтому изображение лучей на рис. 1б имеет вид изогнутой линии, петель, отдельных точек. Верхняя освещенная точка на каждом луче или верхняя линия соответствует границе раздела. На рис. 1б развертка проводится по двум ортогональным отрезкам с остановками в дискретных точках и непрерывным сканированием на коротких ортогональных отрезках в начале координат. Регистрируя верхние точки на многообразии лучей или на границе линии развертки, мы получаем возвышения морской поверхности в этих точках.

Сканатор разворачивает лазерный луч вдоль поверхности по некоторому закону $X(t)$, $Y(t)$ с частотой повторения, равной частоте видеосъемки, поэтому на каждом кадре регистрируется новый

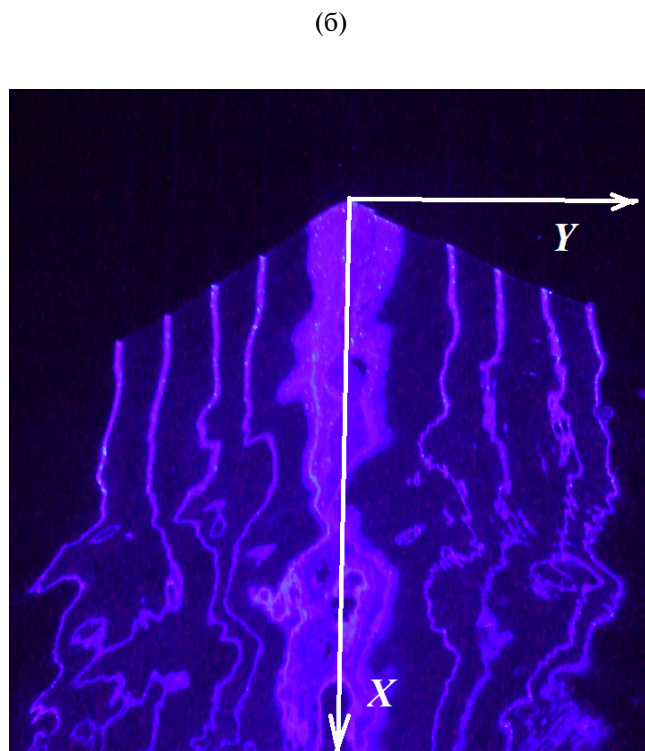
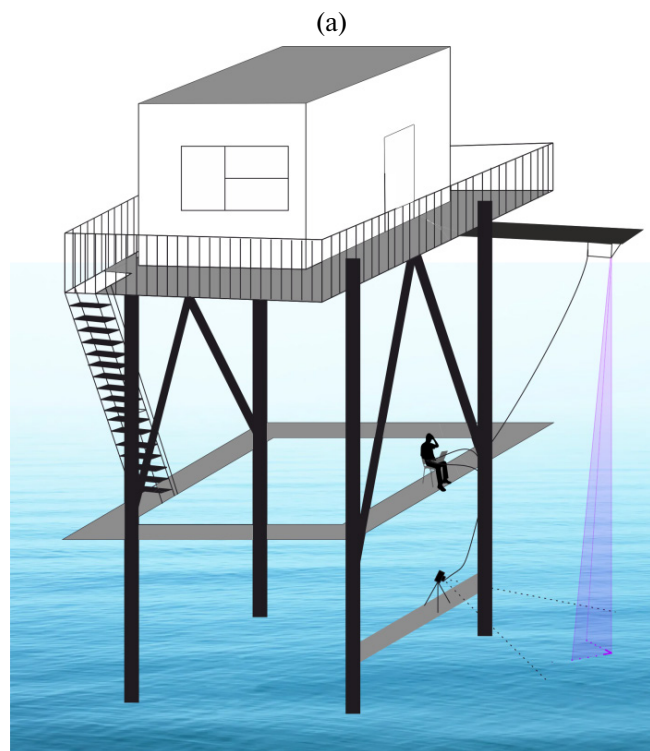


Рис. 1. Схема измерений лазерным волнографом (а): 1 — сканатор освещает отдельные точки морской поверхности и разворачивает лазерный луч на ортогональных участках в центре; 2 — видеокамера регистрирует рассеянное изображение; б — отдельный видеокادر. Верхний край изображения соответствует границе раздела “вода — воздух”.

профиль волнения вдоль линии развертки, рис. 1б). Если начало развертки лазерного луча синхронизируется с началом записи изображения на матрицу видеокамеры, то на каждом кадре известен момент засветки каждой точки развертки относительно начальной точки траектории. Из-за этого каждая точка траектории освещается и регистрируется на матрицу видеокамеры немного в различные моменты времени. Однако можно скорректировать профиль волны и привести его к единому моменту времени. Это можно выполнить за счет учета скорости смещения каждой точки поверхности по вертикали, которое можно получить, сравнивая профили на двух последовательных кадрах. Зная задержку при освещении каждой точки траектории и скорость ее вертикального движения, можно ввести коррекцию и сформировать “мгновенный” профиль поверхности, приведенный к началу развертки луча. Подробно методика измерения мгновенных профилей морской поверхности описана в работе [16]. В последующих экспериментах точность регистрации возвышений составляла 0.3–0.4 мм с частотой обновления, равной частоте работы видеокамеры (30 или 60 Гц). Метод позволяет измерять распределение двумерных уклонов для треугольников различного масштаба, выбранных на трех точках траектории, получать частотные $S(\omega)$ и пространственные $S(k)$ спектры возвышений.

Однако информация о параметрах морской поверхности заключена не только в положении верхней границы изображения, но и в форме лучей, изображения которых преломляются на взволнованной морской поверхности и регистрируются видеокамерой. Далее мы рассмотрим возможность интерпретации формы лазерных лучей с целью дистанционных измерений параметров капиллярных волн в натуральных условиях.

3. ИНФОРМАЦИЯ, ЗАКЛЮЧЕННАЯ В ФОРМЕ ЛАЗЕРНЫХ ЛИНИЙ (ЛАЗЕРНЫХ “ХВОСТОВ”)

В работе [14] сформулирована задача определения уклонов ξ_x, ξ_y и формы морской поверхности $Z(x, y, t)$ по отклонению лазерных линий от прямолинейного изображения, которое формируется при гладкой морской поверхности. (Напомним, что уклоны связаны с углами наклона φ_x, φ_y нормали к морской поверхности соотношениями $\xi_x = \text{tg}(\varphi_x)$, $\xi_y = \text{tg}(\varphi_y)$.) Смещение лазерного луча относительно невозмущенного положения зависит от уклона поверхности в точке,

через которую луч идет в видеокамеру. При наличии нескольких лучей можно получить информацию об уклонах в области, лежащей напротив лучей. Лучи реагируют на самые малые искажения поверхности, поэтому регистрируют все виды волн, в том числе капиллярные. На рис. 2 представлены кадры, на которых зарегистрированы высокочастотные искажения формы лазерных лучей, обусловленные капиллярными колебаниями. На кадре рис. 2б, полученном в дневное время, видно, что перпендикуляр к капиллярной решетке задает направление волнового вектора $\mathbf{k}$ капиллярной волны. В настоящее время обратная задача восстановления двумерной формы морской поверхности в общем случае не решена. В исследовании [14] проведен численный анализ упрощенных моделей поверхности. Показано, что смещение луча по оси Y от неискаженной прямой слабо реагирует на уклоны ξ_x нормали к морской поверхности в точке преломления, если нормаль наклонена в плоскости XZ , в которой расположен преломленный луч и видеокамера. При этом смещение луча весьма чувствительно к уклонам ξ_y нормали в ортогональном направлении. В общем случае информации, заключенной в одиночном видеокадре, недостаточно для определения двумерных уклонов и формы поверхности, так как число уравнений на единицу меньше, чем число неизвестных. В принципе, обратная задача замыкается и становится возможной регистрация двумерных уклонов в точках пересечения лучей при использовании двух ортогонально расположенных видеокамер. Но такая методика резко усложняет как сам процесс измерений, так и процесс обработки двойных кадров, поэтому на данном этапе исследований не использовалась.

Однако оказалось, что капиллярные колебания морской поверхности в натуральных условиях можно измерять даже по отдельным кадрам. (Для капиллярных волн обратную задачу можно дополнить одним уравнением и однозначно ее решить.) Далее мы покажем, что по рис. 2 можно определить длину капиллярных волн, оценить направление волнового вектора $\mathbf{k}$ и амплитуду сформированных волн. Эти возможности представляют особый интерес, поскольку именно капиллярные колебания оказывают большое влияние на рассеяние оптического излучения и микроволн на взволнованной морской поверхности. Для более глубокого анализа свойств капиллярных искажений и перехода к решению обратной задачи вычисления параметров волн были проведены лабораторные исследования.

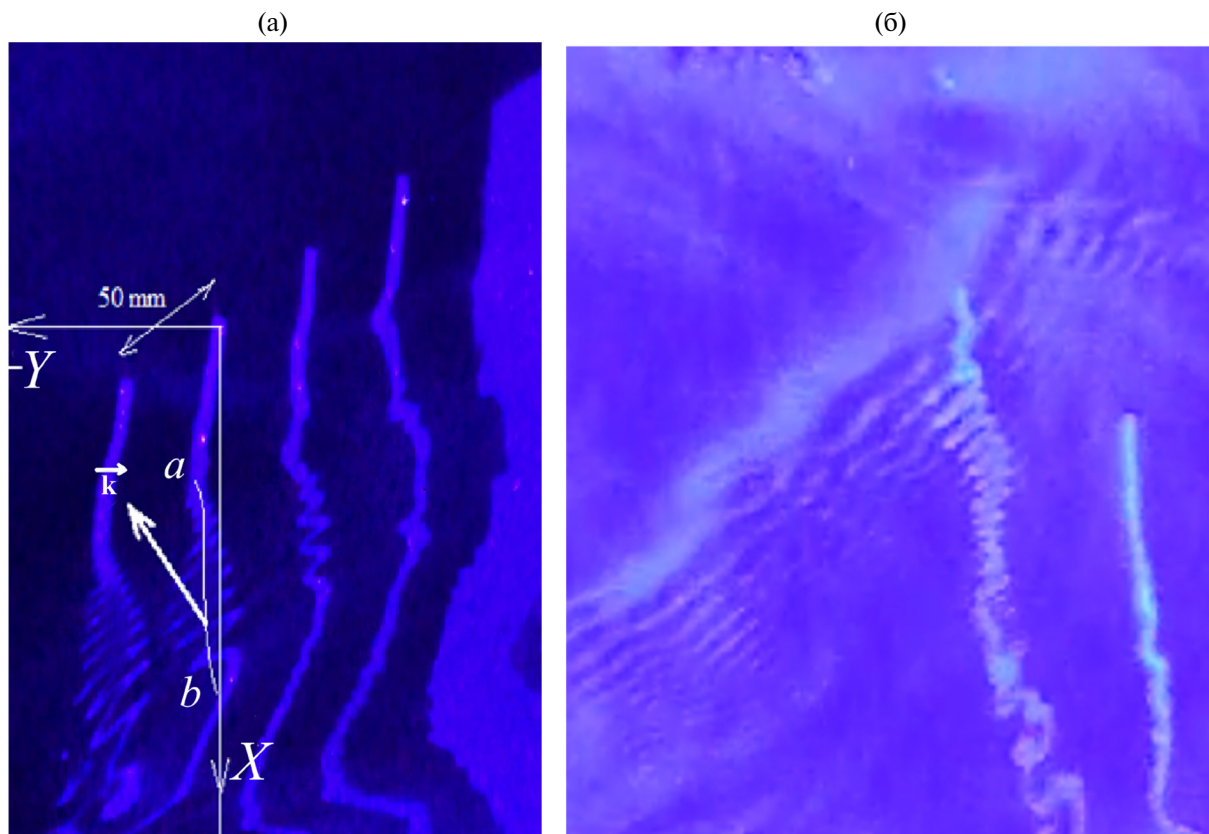


Рис. 2. Искажение лазерных лучей капиллярными волнами: *a* — ночные измерения. Отрезки имеют масштаб 50 мм. Почти вертикальная ось *X* задает неискаженную линию лазерного луча, капиллярная волна формирует короткопериодные отклонения от плавной линии *ab*, которая обусловлена гравитационной волной; *b* — дневные измерения капиллярных волн.

4. ЛАБОРАТОРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СВЯЗИ ПАРАМЕТРОВ КАПИЛЛЯРНЫХ КОЛЕБАНИЙ С ФОРМОЙ ЛАЗЕРНЫХ ЛИНИЙ

Проверка возможностей определения параметров капиллярных колебаний по искажению прямой линии проводилась в лабораторном эксперименте. Капиллярные колебания заданной амплитуды и частоты возбуждались на поверхности аквариума с помощью горизонтального гидрофильного стержня, соединенного с диффузором динамика (рис. 3). Динамик позволял задавать частоту и амплитуду искусственной решетки капиллярных волн. Белая вертикальная нить, натянутая грузиком, располагалась у задней стенки аквариума. Сдвоенное изображение нити обусловлено ее отражением от задней стеклянной стенки. На рис. 3а и 3б снизу заметно искаженное изображение нижней грани аквариума. Видеокадры на рис. 3 выполнены при частоте колебаний 29 Гц, одинаковой амплитуде колебаний, но при разной ориентации волнового вектора $\mathbf{k}$ относительно оси камеры (оси *X*): на рис. 3 углы θ между вектором $\mathbf{k}$ и осью *X* составляют 20, 40 и 55° соответственно.

Чем сильнее отклоняется волновой вектор от направления на видеокамеру, тем больше искажается изображение нити. При этом по форме капиллярного искажения можно определять направление волнового вектора $\mathbf{k}$. Методика определения вектора $\mathbf{k}$ показана на рис. 3б и 3в и заключается в построении треугольника *ABC* на трех вершинах изображения нити. Покажем, что вектор $\mathbf{k}$ перпендикулярен медиане *BD*. Действительно, точки *A* и *C* отличаются по фазе на 2π и располагаются на расстоянии λ . Точка *D* находится на середине отрезка *AC* и по фазе отстает от точки *A* на π . В точке *B* отклонение максимально и имеет противоположный по отношению к точке *A* знак. Следовательно, в точке *B* фаза также на π отличается от фазы в точке *A*. Таким образом, точки *D* и *B* имеют одинаковую фазу и располагаются на фазовой линии капиллярной волны. Волновой вектор $\mathbf{k}$ перпендикулярен фазовой линии *BD*, т.е. перпендикулярен медиане треугольника *ABC*. Данный вывод относится не только к искажениям формы вертикальных линий, но справедлив для изображений любых прямых, которые проходят через взволнованную поверхность.

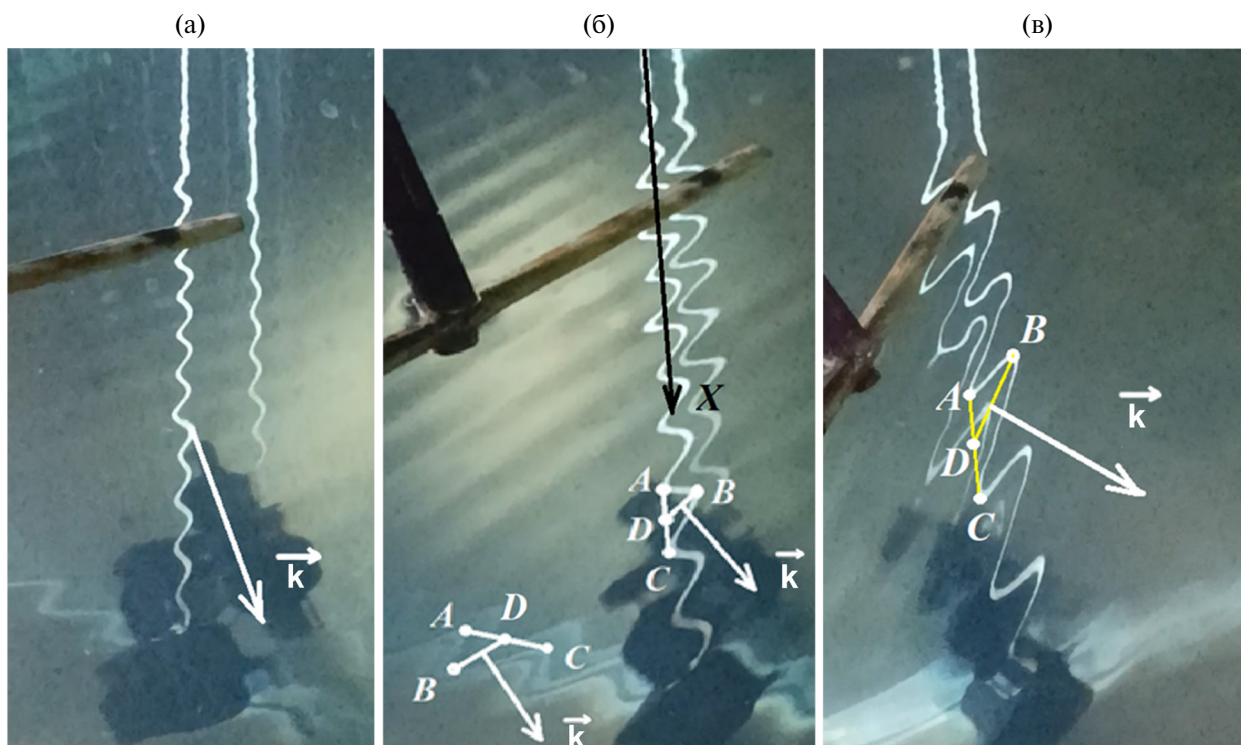


Рис. 3. Изображение прямой белой нити, прошедшей через капиллярную волну на поверхности, зависит от угла между волновым вектором $\mathbf{k}$ и осью видеокамеры X : $a - \theta = 20^\circ$; $b - \theta = 40^\circ$; $v - \theta = 55^\circ$. Внизу видно изображение светлой нижней грани аквариума.

Подтверждением этого утверждения может служить фотография на рис. 3б. На этом фото видны искажения как вертикальной прямой нити, так и прямой горизонтально расположенной нижней грани аквариума. И в этом случае медиана BD треугольника ABC задает фазовую линию, перпендикулярную волновому вектору $\mathbf{k}$. Очевидно, что с учетом калибровки изображения можно вычислить (x, y) координаты всех точек A, B, C, D , направление медианы BD и волнового вектора $\mathbf{k}$ и вычислить длину волны из соотношения $\lambda = AC / \cos(\theta)$. По амплитуде y отклонения изображения нити от оси X можно определить максимальные уклоны капиллярной волны, следовательно, оценить ее амплитуду. Для оценки уклонов поверхности по капиллярным искажениям прямой линии необходимо привлечь расчеты, к описанию которых мы переходим в следующем разделе.

5. УРАВНЕНИЯ, СВЯЗЫВАЮЩИЕ УКЛОНЫ ПОВЕРХНОСТИ РАЗДЕЛА С КАПИЛЛЯРНЫМИ ИСКАЖЕНИЯМИ ПРЯМОЙ ЛИНИИ

Очевидно, что форма прямой лазерной линии, которая сформирована внутри морской поверхности, при регистрации видеокамерой зависит от возвышений и уклонов морской поверхности

в точках, через которую выходит изображение. При этом работают законы геометрической оптики. В общем виде задача восстановления параметров морской поверхности по форме искаженной линии (лазерному хвосту) сформулирована в работе [15], где показано, что однозначного решения получить не удастся из-за того, что число неизвестных на единицу больше, чем количество уравнений. Однако при интерпретации капиллярных волн можно получить третье уравнение и корректное решение. Ниже мы кратко сформулируем общую постановку задачи и обсудим возможности упрощения при анализе капиллярных волн. Затем полученные результаты применим к анализу капиллярных волн, полученных в лабораторных условиях (см. рис. 3), и капиллярных волн на морской поверхности (см. рис. 2а).

Геометрия натуральных измерений лазерных линий представлена на рис. 4. Сканирующее устройство 1 направляет лазерный луч 2 вертикально вниз на взволнованную морскую поверхность. Лазерный луч (или вертикальная нить), войдя в воду, за счет рассеяния формирует светящуюся линию, уходящую в глубину. Рассмотрим одну из светящихся точек C с координатами $C = (0, 0, z_c)$ на лазерном луче. Рассеянный луч CA преломляется в точке $A = (x, y, z)$ на морской поверхности

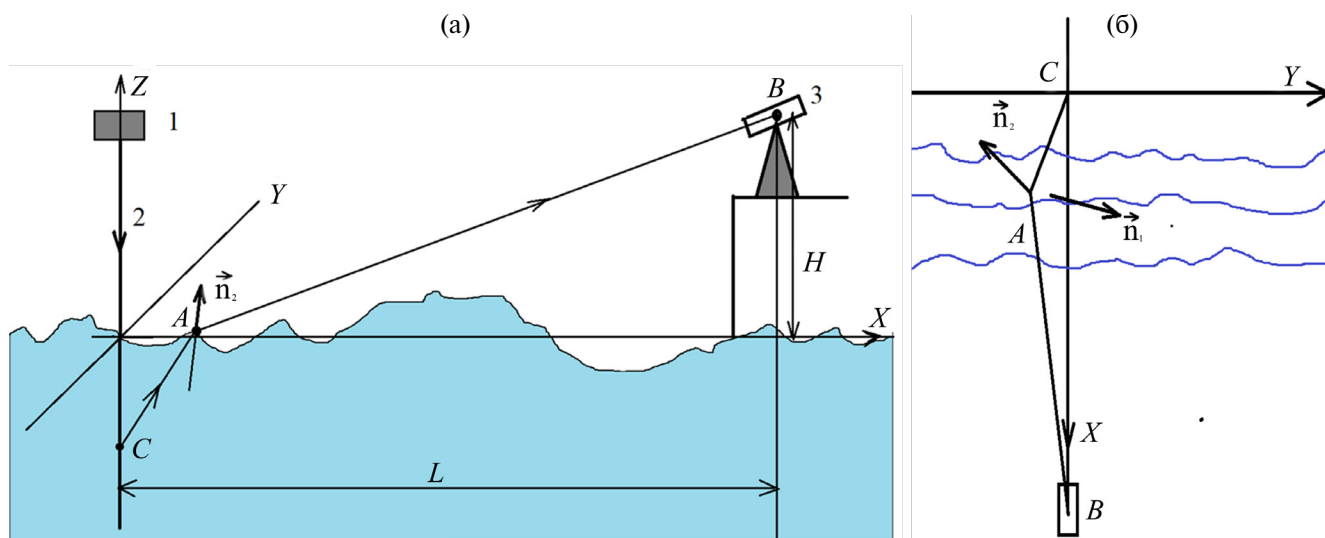


Рис. 4. Ход лучей через взволнованную морскую поверхность: *а* — вид сбоку, проекции лучей на плоскость xz ; *б* — вид сверху, разрез xy . Вектор $\mathbf{n}_1$, перпендикулярен плоскости падения, проходящей через три точки A , B , C ; единичный вектор $\mathbf{n}_2$ — нормаль к морской поверхности в точке A .

и попадает в точку $B = (L, 0, H)$ — объектив видеокамеры 3. Масштаб натурных измерений характеризуется величинами $L = 2800$ мм, $H = 2600$ мм. В лабораторных измерениях $L = 480$ мм, $H = 130$ мм.

Законы геометрической оптики связывают координаты точек A , B , C с уклонами поверхности в точке преломления.

1. Точки A , B и C лежат в плоскости падения/преломления. По известным трем точкам можно найти единичный вектор $\mathbf{n}_1$, перпендикулярный этой плоскости. Уклоны ξ_x , ξ_y морской поверхности в точке преломления A задают единичный вектор нормали $\mathbf{n}_2$ к поверхности раздела, который должен лежать в плоскости падения ABC . Отсюда получаем первое уравнение для решения поставленной задачи, которое требует ортогональности векторов $\mathbf{n}_1$ и $\mathbf{n}_2$ или равенства нулю их скалярного произведения:

$$(\mathbf{n}_1, \mathbf{n}_2) = 0. \quad (1)$$

2. Закон преломления Снелля дает второе уравнение:

$$n \sin(\alpha) = \sin(\beta), \quad (2)$$

где n — показатель преломления воды, α — угол падения луча CA на поверхность; β — угол преломления. Очевидно, что синусы этих углов можно найти из векторных произведений:

$$\sin(\alpha) = \frac{|\mathbf{CA} \times \mathbf{n}_2|}{|\mathbf{CA}|}, \quad \sin(\beta) = \frac{|\mathbf{AB} \times \mathbf{n}_2|}{|\mathbf{AB}|}.$$

Проведем анализ этих уравнений, следуя работе [15]. В них используются координаты трех точек $A = (x, y, z)$, $B = (L, 0, H)$ и $C = (0, 0, z_c)$,

а также два уклона ξ_x и ξ_y — тангенсы углов наклона нормали $\mathbf{n}_2$ морской поверхности в точке преломления A в плоскостях xz и yz соответственно; L — расстояние от начала координат до проекции точки B на плоскость $z = 0$; H — высота видеокамеры над поверхностью раздела (над средним уровнем моря или уровнем воды в аквариуме). Известными и фиксированными являются три координаты точки $B = (L, 0, H)$, две координаты точки $C = (0, 0, z_c)$ и одна координата точки $A = (x, y, 0)$. (В первом приближении будем считать, что z -координата точки A равна нулю.) Итого, переменными становятся пять величин: x , y , z_c , ξ_x и ξ_y . При интерпретации калиброванных видеоизображений лазерных линий известными являются координаты x , y каждой точки этой линии. При этом неизвестны три параметра: глубина светящейся точки на лазерном луче z_c , а также уклоны ξ_x и ξ_y в точке A преломления луча. По этой причине в общем случае двух скалярных уравнений недостаточно для определения трех неизвестных переменных.

Однако при интерпретации капиллярных волн мы наблюдаем высокочастотные искажения лазерной линии на фоне относительно плавных искажений, вызванных гравитационными волнами. Поэтому по методике, описанной в предыдущем разделе, нам удастся определить направление θ и величину волнового вектора $\mathbf{k}$. В приближении гармонической капиллярной волны в точках максимального отклонения лазерной линии от невозмущенной уклоны поверхности также максимальны по обеим координатам:

$$\xi_x^{\max} = A \cdot k_x = A \cdot k \cdot \cos(\theta), \quad \xi_y^{\max} = A \cdot k_y = A \cdot k \cdot \sin(\theta),$$

где A — амплитуду капиллярной волны, θ — угол между волновым вектором и осью X . Данный факт позволяет получить третье уравнение, связывающее уклоны между собой:

$$\frac{\xi_y}{\xi_x} = \operatorname{tg}(\theta). \quad (3)$$

Заметим, что данное соотношение справедливо не только в точках максимальных уклонов, но в любой точке капиллярной волны.

Таким образом, задача восстановления параметров капиллярных волн замыкается, и для поиска трех неизвестных — z_c , ξ_x , ξ_y — мы имеем три уравнения.

6. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ ЛАБОРАТОРНЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

При лабораторных измерениях (см. рис. 4), расстояние от оси расположения нити до видеокамеры составляло $L = 460$ мм, высота видеокамеры над поверхностью $H = 130$ мм, координата x в точке наблюдения A варьировалась в интервале 180 ± 20 мм. Расчеты зависимости уклонов ξ_y от y — смещения луча от неискаженного положения, основанные на использовании уравнений (1)–(3), представлены на рис. 5 для трех значений координаты x : 180, 200 и 160 мм. Угол θ между волновым вектором $\mathbf{k}$ и осью X составляет 45° , что соответствует рис. 3б. Заметим, что изменение координаты x слабо влияет на данную зависимость. Важно отметить еще одну особенность капиллярных искажений. Отклонение от невозмущенной

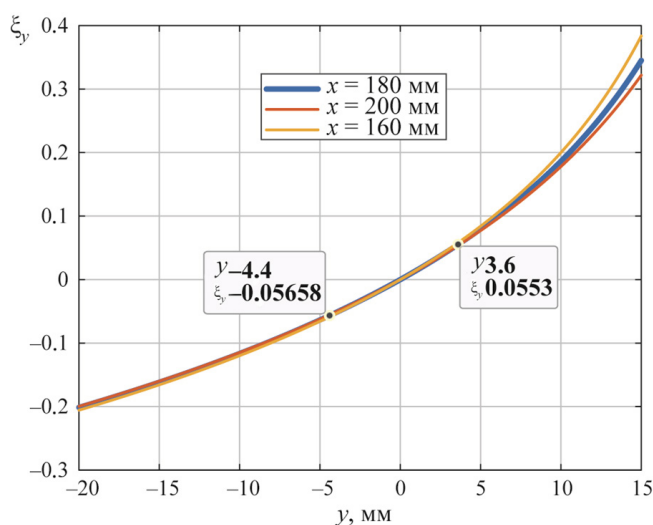


Рис. 5. Зависимость уклонов ξ_y от отклонения y луча от невозмущенной линии при координате x , указанной в легенде. Угол θ между волновым вектором $\mathbf{k}$ и осью X составляет 45° .

линии вправо и влево при изменении знака уклонов неодинаково. При отрицательных значениях уклона смещение y по модулю больше, чем при таком же ξ_y по величине и положительном уклоне. Так, на графике при $\xi_y = -0.056 \pm 0.0005$ смещение составляет $y = -4.4$ мм, а при таком же положительном уклоне $\xi_y = 0.056 \pm 0.0005$ смещение $y = 3.6$ мм. Данная особенность в асимметрии капиллярных искажений явно заметна при натуральных измерениях на рис. 2а.

Перейдем к интерпретации видеоизображения рис. 3б. Максимальное смещение y от невозмущенной линии $Y = 0$ в области измерений на рис. 3б оказалось $y = -4.5 \pm 0.5$ мм, а полный размах капиллярной волны с учетом отклонений в обе стороны составил 8 ± 0.5 мм. Из графика получаем, что это соответствует $\xi_y = 0.056 \pm 0.0012$. Учитывая, что при $\theta = 45^\circ$ уклоны $\xi_x = \xi_y$, получаем максимальный полный уклон капиллярной

$$\text{волны } \xi_{\max} = \sqrt{\xi_x^2 + \xi_y^2} = 0.078 \pm 0.016.$$

Для проверки корректности решения обратной задачи по определению уклонов на основе формы лазерных лучей были проведены прямые измерения уклонов на поверхности аквариума. Для этого лазерный луч направлялся вертикально вниз на поверхность, по которой распространялась капиллярная волна, и регистрировалась амплитуда d отклонения луча на дне аквариума. Схема измерений и один видеокادر представлены на рис. 6. Для нахождения максимального уклона нужно учесть связь между углами падения α и преломления β :

$$\sin(\delta_{\max}) = n \sin(\beta_{\max}) \quad (4)$$

и соотношение между углом $\gamma_{\max}$ (отклонением луча от вертикального направления) и длиной отрезка d на дне аквариума:

$$\operatorname{tg}(\gamma_{\max}) = \operatorname{tg}(\delta_{\max} - \beta_{\max}) = \frac{d}{2H}. \quad (5)$$

В приведенном примере $d = 14 \pm 1$ мм, $H = 410 \pm 2$ мм, и из соотношений (4) и (5) получаем $\gamma_{\max} = 1.0 \pm 0.08^\circ$; $\delta_{\max} = 4.0 \pm 0.3^\circ$. (Отметим, что для показателя преломления воды $n = 4/3$ и малых наклонов поверхности $\leq 17^\circ$ угол отклонения луча от вертикали γ с точностью 2% можно оценить формулой $\gamma = \alpha/4$.) Полученное в эксперименте значение максимального уклона волны составляет $\xi_{\max} = \operatorname{tg}(\alpha_{\max}) = 0.07 \pm 0.005$, что в пределах погрешности измерений согласуется со значением, полученным по форме изображения нити. Таким образом, прямое измерение уклонов в пределах погрешности сравниваемых методов

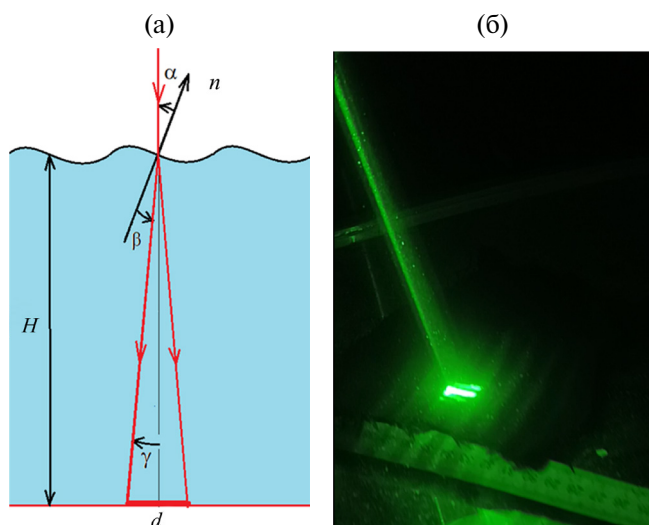


Рис. 6. Схема измерения максимальных уклонов по отклонению луча на дне аквариума (а); видеокадр измерений, на дне расположена линейка и черная ткань (б).

подтвердило методику определения уклонов капиллярных волн по искажениям вертикальной линии.

Очевидный интерес при дистанционных измерениях параметров капиллярных волн представляют не только уклоны, но и амплитуда волны. Ее нетрудно оценить из предположения, что форму волны можно аппроксимировать синусоидой.

В этом случае амплитуда связана с максимальным уклоном соотношением $A = \xi_{\max} \lambda / 2\pi$. Для приведенного примера лабораторных измерений длина волны $\lambda = 12 \pm 1$ мм, а амплитуда составила $A = 0.12 \pm 0.012$ мм.

Следует отметить, что зависимость $\xi_y(y)$ уклона от отклонения y луча от невозмущенной линии может быть рассчитана для произвольного угла θ , который определяется по ориентации капиллярной гребенки на видеокадре. Следовательно, по форме капиллярных возмущений вертикальной линии или лазерного луча можно определить всю информацию о капиллярном возмущении поверхности. В следующем разделе мы рассмотрим применение предложенной методики к интерпретации капиллярных волн на морской поверхности.

7. ИЗМЕРЕНИЕ КАПИЛЛЯРНЫХ КОЛЕБАНИЙ МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ В НАТУРНЫХ УСЛОВИЯХ

Основная цель настоящей работы — определение параметров капиллярных волн при натурных исследованиях морской поверхности. Для этого на рис. 7 представлен оцифрованный видеокадр, показанный на рис. 2а, в котором проведена калибровка изображения. По аналогии

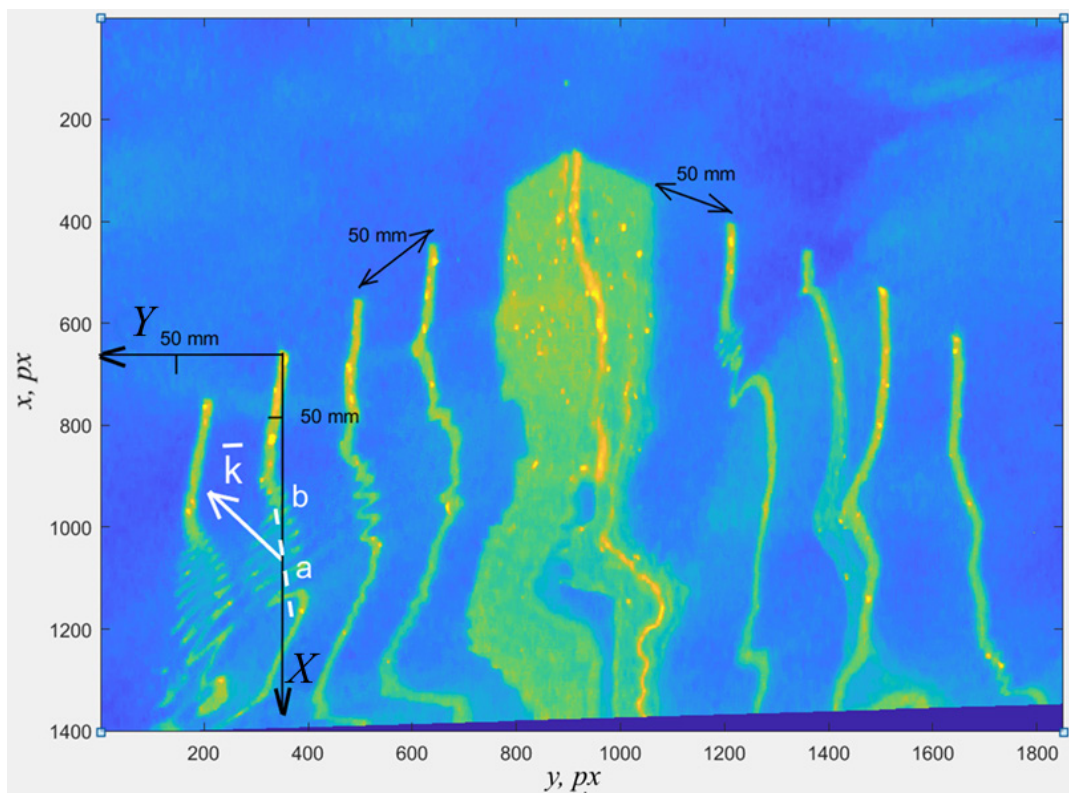


Рис. 7. Оцифрованный видеокадр (оси координат X , Y — в пикселях, px), показанный на рис. 2а, на котором учтена калибровка изображения. Волновой вектор k капиллярной волны повернут относительно оси X на угол $\theta = -140^\circ$.

с методикой обработки лабораторных измерений по трем экстремумам на капиллярной гребенке можно определить длину капиллярных волн и направление волнового вектора $\mathbf{k}$. Угол θ отклонения вектора $\mathbf{k}$ от оси X в точке a составил $\theta = -140^\circ$, и волновой вектор можно представить в виде $\mathbf{k} = \mathbf{i} \cdot k \cdot \cos(\theta) + \mathbf{j} \cdot k \cdot \sin(\theta)$. С учетом калибровки вблизи точки b длина капиллярной волны составляет $\lambda_b = 13 \pm 1$ мм, а вблизи точки a длина волны $\lambda_a = 4.5 \pm 0.5$ мм, т.е. уменьшается почти в три раза.

Максимальные уклоны капиллярной волны можно рассчитать по амплитуде отклонения лазерного луча от средней траектории луча ab , которая определяется гравитационной частью волнения. Из рис. 7 получаем, что вблизи точки b координата $x_b = 170 \pm 10$ мм, а капиллярное отклонение от линии ab составляет $y_b = -15 \pm 2$ мм при отрицательном уклоне и $y_b = 9 \pm 2$ мм при положительном уклоне. Для точки a координата $x_a = 120 \pm 8$ мм, отрицательное отклонение $y_a = -3 \pm 1$ мм. Поскольку направление волнового вектора известно, решение уравнений (1)–(3) позволяет найти зависимость максимального уклона волны $\xi_y(y)$ от отклонения y луча от невозмущенной линии. На рис. 8 такие зависимости рассчитаны для координаты $x = 170$ мм и различной ориентации волнового вектора относительно оси наблюдений.

Из рис. 8 следует, что при $\theta = -140^\circ$ (что эквивалентно $\theta = 180 - 140 = 40^\circ$) преломление луча из точки с координатами $x = 170$ мм,

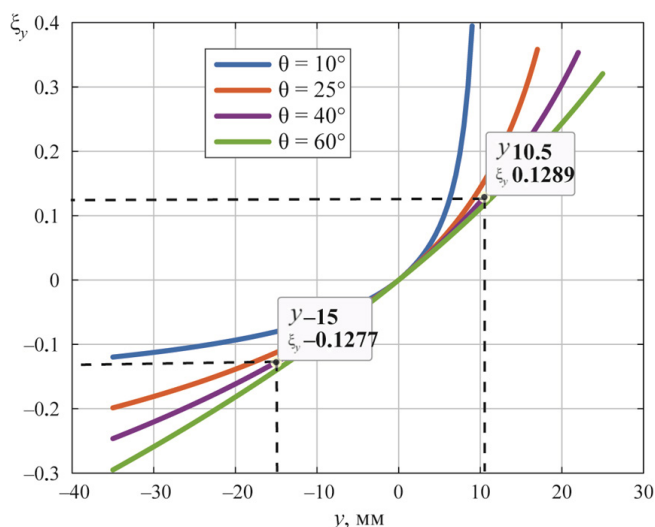


Рис. 8. Зависимость уклона ξ_y нормали к поверхности от смещения луча по оси y при координате $x = 170$ мм и различной ориентации волнового вектора относительно оси X . Пунктиром показано, что одинаковые по величине, но противоположные по знаку уклоны поверхности приводят к различному смещению по оси y , т.е. к асимметрии капиллярной решетке.

$y = -15 \pm 2$ мм соответствует уклону $\xi_{y, \max} = 0.128 \pm 0.015$ или полному максимальному уклону $\xi_{y, \max} / \sin(\theta) = 0.20 \pm 0.02$. Угол наклона нормали при этом составляет $\gamma_{\max} = 11.3 \pm 0.5^\circ$. Для определения амплитуды капиллярной волны предположим, что ее форму можно аппроксимировать синусоидой. Для синусоиды максимальные уклоны по оси y можно определить по формуле $\xi_{\max} = \text{tg}(\gamma_y) = A_b(2\pi/\lambda)$, из которой получаем, что амплитуда капиллярной волны в точке b составляет $A_b = 0.41 \pm 0.06$ мм. Аналогичная оценка для точки a дает амплитуду $A_b = 30 \pm 10$ мкм. Приведенные оценки показывают высокую чувствительность предложенного метода. С расстояния 4–6 м удастся измерять возвышения капиллярных волн амплитудой всего 30 мкм.

Следует отметить, что капиллярная гребенка возникает не на горизонтальной морской поверхности, а на относительно плавных гравитационных уклонах. Для определения капиллярного уклона $\xi_{y, \max}$ нужно определить капиллярные отклонения $y_{\max}$ от среднего гравитационного отклонения лазерного луча, которое на рис. 7 мы оценили пунктирной линией ab . Учесть гравитационное искажение и вычислить гравитационное искажение формы луча в произвольном случае не просто — мы отмечали низкую точность таких оценок. Намного надежнее и точнее при вычисленном направлении волнового вектора измерить суммарный размах гребенки по оси y , который слабо зависит от не слишком значительных уклонов гравитационных волн. Для реализации этого подхода на рис. 9 представлены графи-

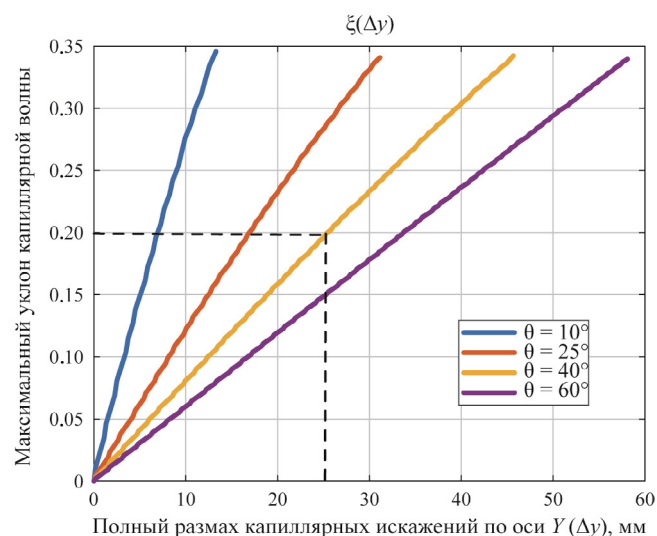


Рис. 9. Зависимость максимального уклона капиллярной волны $\xi_{\max}$ от суммарной амплитуды капиллярной гребенки при координате $x = 170$ мм. Угол θ отклонения волнового вектора от оси X представлен в легенде. Пунктир соответствует рассмотренному примеру.

ки зависимостей максимального уклона $\xi_{\max}$ капиллярной волны от суммарной амплитуды капиллярной гребенки Δy при различных углах θ отклонения волнового вектора от оси X . На графике видно, что при $\theta = 40^\circ$ (что эквивалентно $\theta = -140^\circ$) и суммарной амплитуде гребенки $\Delta y = 25 \pm 2$ мм (показано пунктиром) максимальный уклон в капиллярной волне $\xi_{\max} = 0.2 \pm 0.013$. Это значение согласуется с результатами, полученными выше для оценки уклонов по отклонению капиллярных линий в одну из сторон относительно линии невозмущенного луча. Однако методика измерений максимальных уклонов и амплитуды волны по суммарной амплитуде капиллярной гребенки проще и точнее.

Таким образом, метод анализа формы лазерных лучей при заданных технических параметрах волнографа позволяет регистрировать полные характеристики капиллярных колебаний морской поверхности амплитудой всего 30 мкм. Отметим, что такие измерения проводятся на дистанции 4–6 м.

8. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе рассмотрен оригинальный дистанционный оптический метод, который позволяет проводить измерения структуры и параметров капиллярных колебаний на морской поверхности. Метод основан на сканировании морской поверхности лазерным лучом с остановками в заданных точках и регистрации рассеянного в морской воде излучения на видеокамеру. Внимание настоящего исследования обращено к искажениям формы лазерных лучей, регистрируемых видеокамерой. При появлении капиллярных волн на морской поверхности изображение луча превращается в высокочастотную гребенку. Показано, что по ориентации этой гребенки можно определять направление и величину волнового вектора капиллярной волны, вычислять ее амплитуду в различных точках. Приведены уравнения, позволяющие для капиллярных волн однозначно решить обратную задачу определения параметров волны по видеокадрам с искажениями лазерной линии. Справедливость решения подтверждена лабораторными измерениями, проведенными в большом аквариуме. Оказалось, что искажения лазерных линий сильно зависят от ориентации волнового вектора относительно оси измерений. Получены зависимости максимального уклона капиллярной волны от суммарной амплитуды зарегистрированной капиллярной гребенки. Метод был применен к натурным из-

мерениям на морской платформе. Показана возможность регистрации капиллярных колебаний амплитудой до 30 мкм с расстояния выше 4 м. Достоинством предложенного метода является его дистанционный характер, регистрация уклонов и формы волны не в одной точке, а на значительном участке морской поверхности, возможность измерений как в ночное, так и в дневное время.

Финансирование работы. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-17-00189 (<https://rscf.ru/project/23-17-00189/>).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Басс Ф.Г., Брауде С.Я., Калмыков А.И. и др. Методы радиолокационных исследований морского волнения (радиоокеанография) // Успехи физических наук. 1975. Т. 116. С. 741–743. <https://doi.org/10.3367/UFNr.0116.197508j.0741>
2. Ермаков С.А., Рувинский К.Д., Салашин С.Г., Фрейдман Г.И. Экспериментальное исследование генерации капиллярно-гравитационной ряби сильно-нелинейными волнами на поверхности глубокой жидкости // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1986. Т. 22. № 10. С. 1072–1080.
3. Ермаков С.А., Сергеевская И.А., Щегольков Ю.Б. Лабораторные исследования кривизны гравитационно-капиллярных волн конечной амплитуды // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 1997. Т. 33. № 3. С. 394–401.
4. Садовский И.Н., Сазонов Д.С. Экспериментальные исследования эффективной излучательной способности взволнованной морской поверхности // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2023. Т. 20. № 6. С. 234–246. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2023-20-6-234-246>
5. Стерлядкин В.В. Сканирующий лазерный волнограф с регистрацией “мгновенной” формы поверхности. Патент РФ № 2749727. 16.10.2020.
6. Стерлядкин В.В., Куликовский К.В. Измерение капиллярных волн лазерным волнографом // Российский технолог. журн. 2022. Т. 10. № 5. С. 100–110. <https://www.rti-mirea.ru/jour/article/view/571/415>
7. Стерлядкин В.В., Сазонов Д.С., Кузьмин А.В., Шарков Е.А. Наземные радиометрические измерения эффективной излучательной способности морской поверхности без абсолютной калибровки // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2018. Т. 15. № 2. С. 29–41. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2018-15-2-29-41>
8. Donelan M.A., Pierson W.J. Jr. Radar scattering and equilibrium ranges in wind-generated waves with application to scatterometry // J. Geophysical Research. 1987. V. 92. Iss. C5. P. 4971–5029. <https://doi.org/10.1029/JC092iC05p04971>

9. *Ebuchi N., Kawamura H., Toba Y.* Fine structure of laboratory wind-wave surfaces studied using an optical method // *Boundary-Layer Meteorology*. 1987. V. 39. P. 133–151.
10. *Ermakov S.A., Makarov E.V., Sergievskaya I.A.* Radar scattering on gravity-capillary waves: Laboratory investigation // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2007. V. 43. P. 243–249.
<https://doi.org/10.1134/S0001433807020119>
11. *Ermakov S.A., Sergievskaya I.A., Dobrokhoto V.A., Lazareva T.N.* Wave tank study of steep gravity-capillary waves and their role in Ka-band radar backscatter // *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*. 2022. V. 60. P. 1–12. Article 4202812.
<https://doi.org/10.1109/TGRS.2021.3086627>
12. *Fedorov A.V., Melville W., Rozenberg K.A.* An experimental and numerical study of parasitic capillary waves // *Physics of Fluids*. 1998. V. 10. P. 1315–1323.
<https://doi.org/10.1063/1.869657>
13. *Perlin M., Lin H., Ting C.-L.* On parasitic capillary waves generated by steep gravity waves: An experimental investigation with spatial and temporal measurements // *J. Fluid Mechanics*. 1993. V. 2. P. 417–445.
<https://doi.org/10.1017/S0022112093002605>
14. *Sterlyadkin V.V.* Some aspects of the scattering of light and microwaves on non-spherical raindrops // *Atmosphere*. 2020. V. 11. Iss. 5. Article 531.
<https://doi.org/10.3390/atmos11050531>
15. *Sterlyadkin V.V.* The problem of reconstructing the profile of the sea surface from the video image of laser beams // *Oceanology*. 2024. V. 64. № 3. P. 342–352.
16. *Sterlyadkin V.V., Kuzmin A.V., Sharkov E.A., Likhacheva M.V.* Scanning laser wave recorder with registration of “Instantaneous” sea surface profiles // *Atmospheric and Oceanic Technology*. 2021. V. 38. № 8. P. 1415–1424.
<https://doi.org/10.1175/JTECH-D-21-0036.1>
17. *Yurovsky Y.Y., Kudryavtsev V.N., Grodsky S.A., Chapron B.* Ka-band dual copolarized empirical model for the sea surface radar cross section // *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*. 2017. V. 55. № 3. P. 1629–1647.
<https://doi.org/10.1109/TGRS.2016.2628640>

MEASUREMENT OF CAPILLARY OSCILLATIONS OF THE SEA SURFACE

V. V. Sterlyadkin*, K. V. Kulikovskiy, A. A. Zadernovskiy

*e-mail: sterlyadkin@mail.ru

Capillary waves on the sea surface have a significant effect on the scattering of both optical and microwave radiation. Although the amplitude of capillary waves is fractions of a millimeter, the slopes formed on capillary waves often exceed 30° , which leads to a strong change in the effective reflection, absorption, and backscattering cross sections. Capillary waves are studied in detail in pools; however, in natural marine conditions, they could only be measured indirectly, usually by reflections or glare. In this paper, a remote method for measuring slopes, amplitudes, and direction of the wave vector of the capillary wave structure in natural conditions is proposed and applied. In the proposed method, distortions of laser beams falling from top to bottom on the sea surface are recorded on a video camera. The authors managed to solve the inverse problem of calculating all the parameters of a capillary wave based on the shape of a capillary comb in video frames. The sensitivity of the method for measuring the wave amplitude is $30\text{ }\mu\text{m}$ at a distance to the surface of over 4 m.

Keywords: laser wave recorder, capillary waves, in-kind measurements of capillary waves, surface profile, sea surface slopes, remote measurements of sea waves

УДК 551.466.6

МЕТЕОЦУНАМИ 1 ОКТЯБРЯ 2018 г. НА ЮЖНЫХ КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВАХ

© 2025 г. Г. В. Шевченко^{1, 2, *}, А. В. Лоскутов^{1, 3}, А. А. Шишкин¹

¹Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск

²Сахалинский филиал ГНЦ РФ Всероссийского института рыбного хозяйства и океанографии,
г. Южно-Сахалинск

³Сахалинский государственный университет, г. Южно-Сахалинск

*e-mail: shevchenko_zhora@mail.ru

Поступила в редакцию 31.07.2024 г.

После доработки 06.08.2024 г.

Принята к публикации 22.11.2024 г.

В результате постановки в бухтах островов Шикотан и Кунашир автономных регистраторов придонного гидростатического давления получены записи самого значительного метеоцунами в Дальневосточном регионе России (размах колебаний составлял 1.9 м в бухте Димитрова, что является наибольшим инструментально зарегистрированным показателем). Это событие было вызвано быстро движущимся (вместе с циклоном) в северо-восточном направлении атмосферным фронтом, скачок давления в котором составил 7 гПа. Интенсивные колебания в бухтах южных Курильских островов продолжались в течение нескольких часов преимущественно на резонансных частотах, они представляли опасность, сравнимую с умеренными сейсмическими цунами. Численное моделирование показало, что движение атмосферных фронтов со скоростями 90–120 км/ч вдоль побережья Малой Курильской гряды вызывает заметный отклик как на тихоокеанском шельфе, так и в Южно-Курильском проливе, который усиливается в бухтах за счет резонансных эффектов.

Ключевые слова: метеоцунами, бухта, резонанс, регистратор гидростатического давления, атмосферный фронт, циклон, численное моделирование

DOI: 10.31857/S0030157425020023, EDN: DXWWAG

1. ВВЕДЕНИЕ

Под термином “метеоцунами” обычно понимают интенсивные длинноволновые колебания, имеющие периоды, близкие к волнам цунами (основной диапазон от 5 до 40 мин), и сходный характер проявления, обусловленный преимущественно одинаковым процессом возбуждения резонансных колебаний в заливах и бухтах [9]. Главное различие кроется в механизме возбуждения волновых процессов: обычные цунами обусловлены сейсмическими причинами (в большинстве случаев это подводные землетрясения), в то время как метеоцунами генерируются атмосферными возмущениями — быстро движущимися фронтами, шквалами, внутренними гравитационными волнами в атмосфере и т. д.

На побережье Курильских островов длинноволновые процессы метеорологической природы находятся в тени волн сейсмического происхождения, так как прилегающий к ним материковый склон является одной из самых сейсмоактивных

зон в мире. К тому же опасные цунами нередко приходят и при сильных удаленных землетрясениях, происходящих прежде всего у берегов Японии и Чили [10]. Однако регулярные наблюдения за колебаниями уровня океана, осуществляемые на сети телеметрических регистраторов Службы предупреждения о цунами (СПЦ), позволили выявить тот факт, что метеоцунами регулярно происходят на побережье Дальневосточного региона и в некоторых случаях представляют серьезную опасность [2, 5]. Это относится и к Курильской основной гряде, где до настоящего времени наиболее опасное метеоцунами, случившееся 21 марта 2010 г., имело высоту 90 см (от подошвы до гребня). Оно было зафиксировано в порту г. Северо-Курильск, о. Парамушир, телеметрическим регистратором СПЦ [5]. Характер волнового процесса в этом случае был весьма необычным, так как чаще всего наиболее опасные проявления метеоцунами происходят в бухтах с выраженными резонансными свойствами, которыми

не отличаются залив Спокойный или Второй Курильский пролив с портами на берегу.

До начала регулярных наблюдений на сети датчиков СПЦ упоминания об опасных колебаниях уровня моря, обусловленных прохождением атмосферных возмущений, были немногочисленны. Одно из них приведено в монографии [7], когда 8 мая 1991 г. резкое усиление сейш в бухтах Крабовая, Отрадная и Малокурильская было зафиксировано при прохождении грозового фронта. Второе относилось к генерации выраженного цуга краевых волн на океанском шельфе о. Шикотан, зафиксированного тремя донными станциями в сентябре 1989 г. [4].

В целом, метеоцунами гораздо чаще фиксируются в бухтах этого острова на южном фланге Курильской гряды, береговая линия которого имеет сложный характер с большим количеством бухт. В некоторых из этих бухт сотрудниками Института морской геологии и геофизики ДВО РАН в течение многих лет проводятся инструментальные наблюдения волновых процессов, ориентированные на регистрацию волн цунами [11, 14, 15]. Эти наблюдения осуществляются с помощью постановки регистраторов придонного гидростатиче-

ского давления, чаще всего в Малокурильской, Крабовой, Отрадной со стороны Южно-Курильского пролива и бухтах Церковной и Димитрова на океанском берегу острова. В ходе этих исследований была получена запись весьма интересного события, наблюдавшегося 1 октября 2018 г. Анализ этого явления и вызвавших его метеоусловий стал целью данной работы.

2. МАТЕРИАЛЫ НАБЛЮДЕНИЙ И МЕТОДЫ АНАЛИЗА

Исходными данными для настоящей работы послужили записи придонного гидростатического давления, пересчитанные в колебания уровня моря, которые были получены в результате постановки автономных регистраторов волнения и уровня АРВ К-14 (производство СКТБ “ЭлПА”, г. Углич) в бухтах Малокурильская, Отрадная и Димитрова на о. Шикотан, а также в порту г. Южно-Курильска на о. Кунашир (рис. 1).

Кроме того, использовались аналогичные записи в портах Кусиро и Ханасаки на тихоокеанском побережье о. Хоккайдо, Япония. Для устранения приливной компоненты методом наименьших квадратов по месячной серии определялись

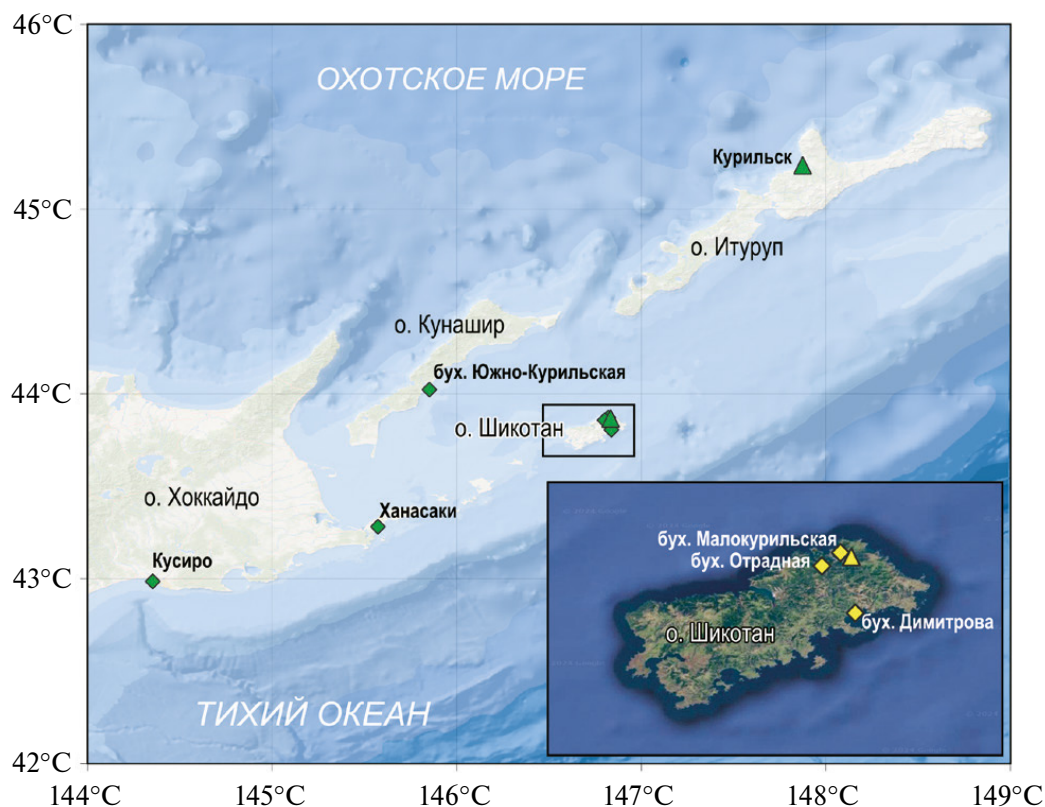


Рис. 1. Общая карта района наблюдения метеоцунами на южных Курильских островах. Зелеными ромбами показано положение измерителей придонного гидростатического давления, треугольниками — приземного атмосферного давления. На врезке детально показано (желтым цветом) положение приборов на о. Шикотан.

гармонические постоянные амплитуды и фазы 8 главных приливных волн: 4 суточного (Q1, O1, P1, K1) и 4 полусуточного диапазона (N2, M2, S2, K2). Вычисленные параметры использовались для фильтрации приливной компоненты из исходных записей колебаний уровня моря.

Для общей характеристики метеорологических условий использовались карты пространственного распределения приземного атмосферного давления в северо-западной части Тихого океана, свободно предоставляемые на сайте [13]. Эти карты, имеющие дискретность по времени 6 часов, позволили качественно оценить метеорологические условия, складывающиеся в районе южных Курильских островов в первую неделю октября 2018 г.

С помощью регистратора придонного давления была получена запись вариаций приземного атмосферного давления в рабочем помещении гидрофизической обсерватории ИМГиГ на о. Шикотан, когда прибор был включен для тестирования.

Использовались также данные измерений атмосферных процессов тремя автоматическими метеостанциями Сахалинского управления Росгидромета, установленными на береговых метеостанциях Южно-Курильск, Малокурильское и Курильск. В Южно-Курильске станция была отключена для профилактических работ, ее включили только 8 октября. На ГМС Малокурильское не работал наиболее важный для анализа изучаемого явления регистратор приземного атмосферного давления, поэтому для работы были отобраны только ряды вариаций температуры атмосферного воздуха, скорости и направления ветра. И только на станции Курильск имелась запись давления, а также скорости и направления ветра, температуры атмосферного воздуха.

Основным методом исследования был спектрально-временной анализ (СВАН), специально разработанный в сейсмологии для волновых процессов, быстро меняющихся во времени [3]. Эта методика предусматривает преобразование Фурье изучаемого отрезка записи по заранее выбранному набору частот, сглаживание в частотной области и обратное преобразование, что позволяет определить значения спектральных амплитуд для различных частот и моментов времени (по сути, это один из первых вариантов wavelet-анализа). Данный подход получил широкое распространение при исследовании волн цунами и метеоцунами [1].

Для проведения численного эксперимента по воспроизведению движения атмосферного фронта и генерации им метеоцунами была использо-

вана модифицированная реализация численной модели, предложенной в [16]. В этой реализации была заложена возможность ускорения расчетов на графическом ускорителе [12], а также использования текстурной памяти графического процессора для поворота и интерполяции расчетных полей. Движущееся атмосферное поле в численной схеме задавалось в виде переменного градиента давления, входящего в уравнение движения.

3. АНАЛИЗ МАТЕРИАЛОВ ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ

На рис. 2 приведены суточные отрезки записи колебаний уровня моря (из исходных значений был вычтен предвычисленный прилив) на станциях Кусиро, Ханасаки, а также в бухтах Южно-Курильская, Отрадная, Малокурильская и Димитрова за 1 октября 2018 г. и их спектрально-временные диаграммы.

Первое проявление отмечено на станции Кусиро, максимальная волна здесь зафиксирована примерно на полтора часа раньше, чем в порту Ханасаки. Определить момент вступления метеоцунами достаточно сложно. Наиболее вероятно, его можно отнести к 0:41 UTC, когда изменился характер колебаний, интенсивность высокочастотных составляющих снизилась, и в записях стали доминировать вариации с периодом около получаса. Максимальная волна (+53 см относительно нулевого среднего уровня) зафиксирована существенно позднее, в 1:27, последовавший минимум (–17 см) – в 1:44. Таким образом, высота волны от гребня до подошвы составила 70 см. Сравнительно низкочастотные колебания с преобладающим периодом около получаса, которые ассоциируются с метеоцунами, наблюдались в течение около 8 ч, после чего характер волнового процесса вновь резко изменился и вернулся к обычному состоянию, когда основную роль в формировании волнового поля играли высокочастотные компоненты. Это отчетливо видно на СВАН-диаграмме, где полоса спектральных максимумов резко сместилась с 0.03 цикл/мин на 0.2 цикл/мин.

Характер колебаний в порту Ханасаки сходен с рассмотренным выше на станции Кусиро, в особенности на начальном отрезке записи (слабое короткое вступление, мощная волна и затем затухающие продолжительные колебания). Максимальная волна на этой станции (+78 см) была зафиксирована в 2:59, примерно на полтора часа позднее, чем в Кусиро. Расстояние между станциями составляет около 110 км, таким

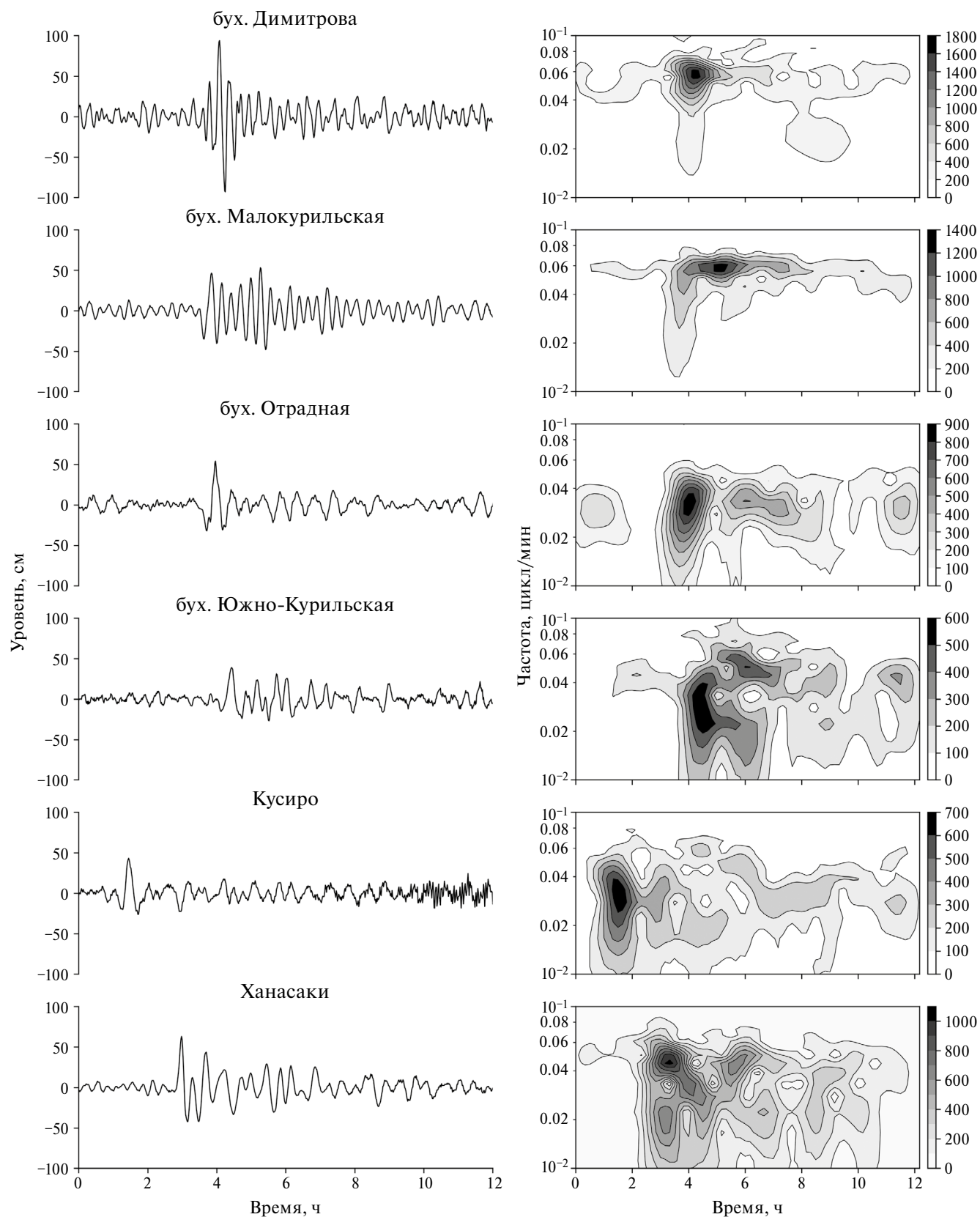


Рис. 2. Суточные отрезки записи колебаний уровня моря (вычтен прилив), содержащие метеоцунами 01.10.2018 г., и их сравнительные спектры мощности ($\text{см}^2 \cdot \text{мин}$).

образом, скорость перемещения атмосферного возмущения, которое вызвало аномальные колебания, была около 75 км/ч. Характер колебаний изменился примерно часом ранее, а отрицательное отклонение в 3:10 равнялось –31.5 см, таким образом, высота волны от гребня до подошвы составила 109.5 см. Как показывает СВАН-диаграмма (рис. 2), основная энергия метеоцунами была сосредоточена в диапазоне частот от 0.05 до 0.06 цикл/мин. Можно сказать, что основной максимум соответствовал периоду около 18 мин, что, вероятно, отвечает резонансной моде бухты. Заметный вклад давала также составляющая с периодом около 35 мин. Амплитуда колебаний убывала немного медленнее, чем на станции Кусиро; продолжительность явления была примерно такой же – около 8 ч.

Еще один регистратор на океанском побережье находился в бухте Димитрова на о. Шикотан (расстояние от станции Ханасаки около 115 км). Здесь характер волнового процесса был несколько иным, более привычным для бухт с системой устойчивых резонансных колебаний, когда вместо мощной одиночной волны наблюдается цуг волн с максимальной амплитудой в центре группы. Максимум (96.5 см) отмечен в 4:05, минимум (–91.5 см) – в 4:15. Таким образом, высота волны от гребня до подошвы составила 188 см. Это было самое значительное проявление метеоцунами на побережье Курильской гряды и даже всего Дальнего Востока России. Оно соответствует параметрам цунами умеренной интенсивности (к таким относятся цунами с высотой волны менее 2 м). Такая волна может представлять реальную опасность для находящихся вблизи берега судов и объектов береговой инфраструктуры. Правда, наблюдалась она на тихоокеанском побережье острова, где в настоящее время нет постоянно проживающего населения.

На СВАН-диаграмме на начальном отрезке записи выделяется широкое пятно, указывающее на проявление метеоцунами в диапазоне частот от 0.04 до 0.08 цикл/мин с примерно одинаковой интенсивностью (максимальная спектральная амплитуда около 40 см), а затем прослеживается узкая полоса на частоте около 0.06 цикл/мин (около 16 мин), что обусловлено резонансными свойствами бухты. Наиболее вероятный период проявления данного события охватывал период с 3:00 до 12:00, что на час больше, чем на японских станциях. Это можно объяснить более выраженными резонансными свойствами бухты Димитрова, что обычно приводит к увеличению продолжительности колебаний.

Обратимся теперь к записям, полученным на побережье Южно-Курильского пролива. В бухтах Отрадная и Южно-Курильская характер вариаций уровня моря был сходным и в целом близким к наблюдавшимся на побережье о. Хоккайдо (мощная волна и затухающие колебания). Наиболее существенным отличием волнового процесса в первой из них было то, что начинался он с выраженной отрицательной фазы (минимум равен –34 см в 3:43), а за ним уже последовал мощный положительный максимум 57 см в 3:58 (чуть раньше, чем в бухте Димитрова). На о. Кунашир после относительно слабых колебаний отмечен выраженный положительный максимум 51 см в 4:26, что почти на полчаса позже, чем в бухте Отрадная. Причина такого сдвига во времени для близко расположенных станций неясна. Минимум был зафиксирован в 4:44 и составил 16 см. Медленно затухающие колебания наблюдались в данных бухтах около 11 ч.

На СВАН-диаграмме волнового процесса в бухте Отрадная выявлен широкий максимум на начальном отрезке. Примерно одинаковая интенсивность была в диапазоне частот от 0.02 до 0.05 цикл/мин, затем спектральные максимумы были сконцентрированы в более узкой полосе от 0.03 до 0.04 цикл/мин. В бухте Южно-Курильская спектральный состав сигнала был наиболее сложным и проявлялся в широкой полосе частот от 0.02 до 0.08 цикл/мин, что характерно для бассейнов с относительно слабыми частотно-избирательными свойствами.

Малокурильская бухта, напротив, хорошо известна своими резонансными свойствами [7, 8]. Для таких бассейнов, в которых нулевая мода с периодом около 19 мин присутствует в записях практически постоянно, определить момент начала и окончания события (как цунами, так и метеоцунами) всегда очень сложно. Отметим, что, как и в расположенной на незначительном удалении бухте Отрадная, здесь значимые колебания начинались с отрицательной фазы (–51.2 см в 3:38, на несколько минут раньше, чем в соседнем бассейне), а максимум 34.6 см наблюдался в 3:51, высота волны от подошвы до гребня составила 85.8 см. Этой волной начиналась группа из 7 колебаний, среди которых третье было наименьшим (50 см), а шестое наибольшим (максимум составлял 41.4 см в 5:16, минимум –61.2 см в 5:26, высота волны 102.6 см). С метеоцунами ассоциируется еще 4 группы волн, амплитуды которых плавно снижались. Последняя группа наблюдалась в период с 18:30 до 22:20 UTC, максимальная высота в ней составила 34 см, что тоже

не считается малой величиной. Основная энергия колебаний сконцентрирована в узкой полосе частот от 0.05 до 0.07 цикл/мин, и только в самом начале первого волнового пакета низкочастотная граница значимых спектральных амплитуд достигает 0.04 цикл/мин.

Обратимся теперь к имеющимся метеорологическим данным. На рис. 3 представлены карты приземного атмосферного давления за 0 и 6 часов UTC, взятые с сайта открытого доступа [13]. Глубокий циклон с давлением в центре 973 гПа находился у юго-восточного берега о. Хоккайдо, как раз там, где расположен г. Куширо. С ним были сопряжены два фронта, теплый и холодный. Через 6 часов центр циклона находился уже с океанской стороны о. Уруп, пройдя расстояние около 600 км, т.е. скорость движения атмосферного возмущения и связанных с ним фронтов составила около 100 км/ч.

На рис. 4 представлены графики вариаций приземного атмосферного давления, измеренные в помещении гидрофизической обсерватории (не была приведена к уровню моря) и при помощи цифровой метеостанции на ГМС Курильск. На о. Шикотан падение давления при прохождении циклона было лишь на несколько гПа более значительным, чем на о. Итуруп, хотя последний,

вероятно, был более удален от центра циклона. Однако изменение давления при прохождении фронта было существенно более резким — значения параметра в течение 10 минут упали на 7 гПа и затем в течение такого же времени вернулись к прежнему уровню. На станции Курильск также наблюдался аналогичный эффект, однако в менее резкой форме: за примерно такое же время давление упало на 3 гПа и так же вернулось к прежнему состоянию. Интервал времени между минимумами давления составил ровно 1 ч, расстояние между станциями по прямой — около 130 км, а если измерять вдоль траектории движения циклона, то около 115 км. Вероятно, оценка скорости движения атмосферного возмущения около 115 км/ч является более надежной, чем можно получить из анализа карт приземного атмосферного давления.

В момент прохождения центра циклона на обеих станциях резко менялось направление зональной составляющей ветра — с восточного на западный, при том что меридиональная компонента все время была ориентирована на юг. Максимальные скорости ветра на о. Шикотан были зафиксированы при прохождении скачка атмосферного давления: западная составляющая скорости достигала 18.4 м/с (среднее за минуту),

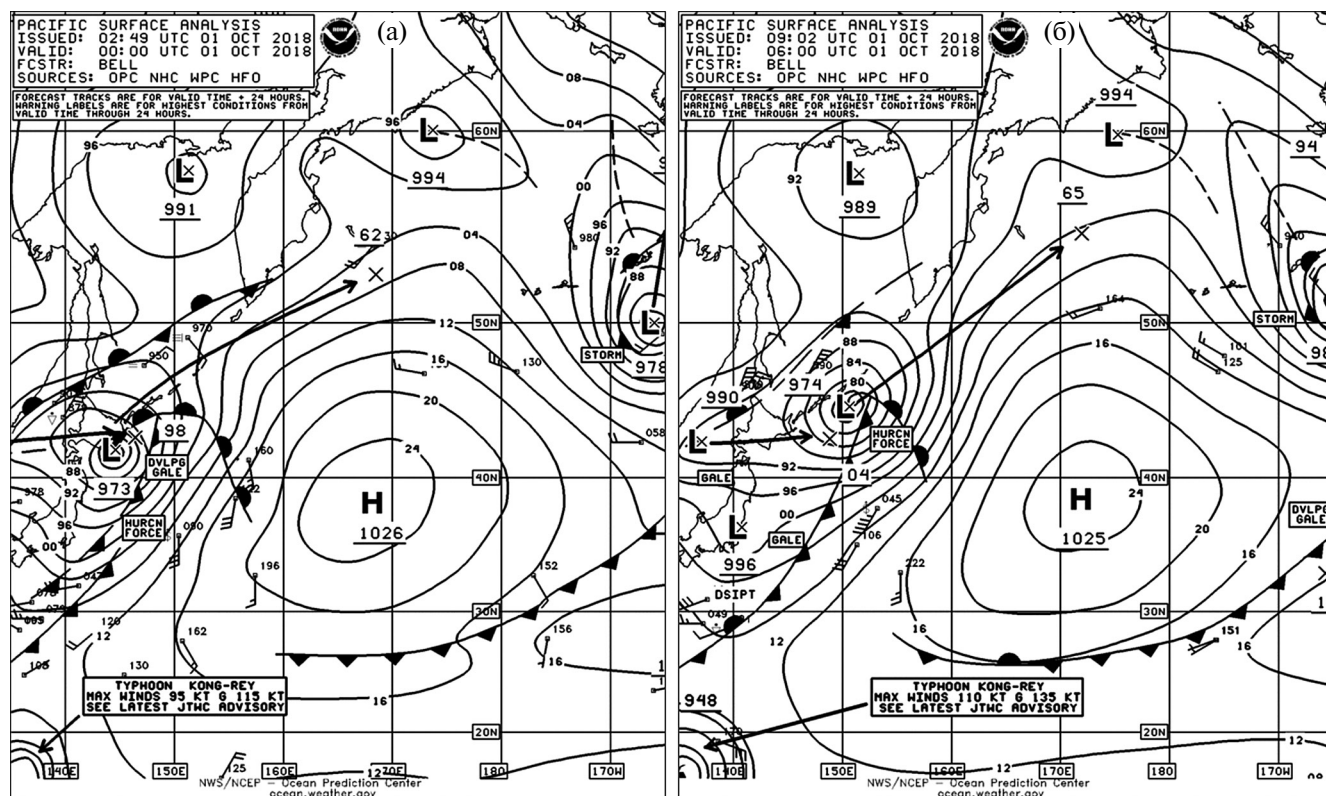


Рис. 3. Пространственное распределение приземного атмосферного давления в северо-западной части Тихого океана 1 октября 2018 г. в 0 ч UTC (а) и в 6 ч (б).

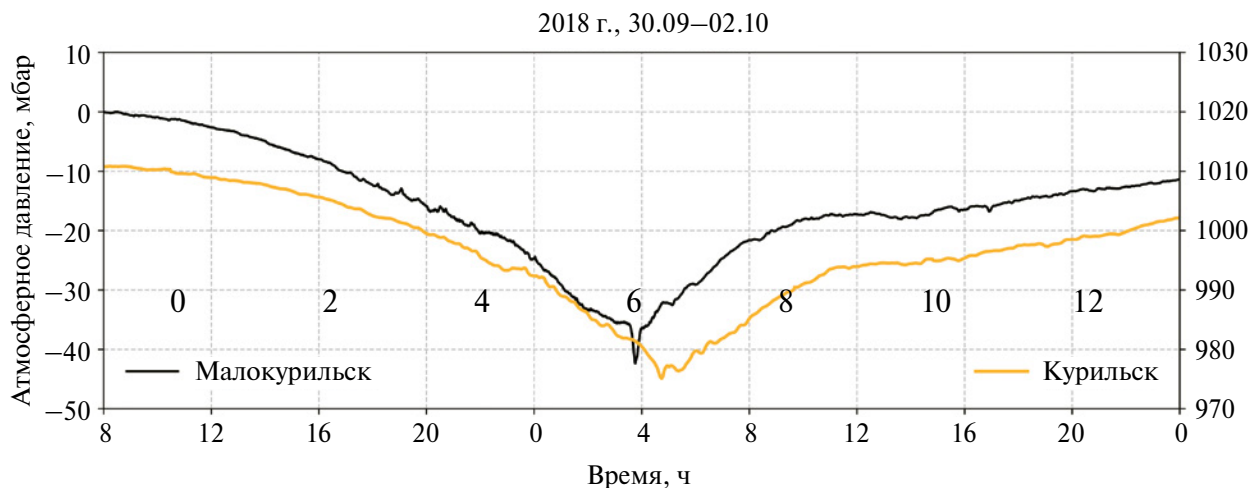


Рис. 4. Записи вариаций приземного атмосферного давления в с. Малокурильское и г. Курильске за 30.09–1.10.2018 г.

южная — 13.4 м/с, порывы — до 40 м/с. При прохождении переднего фронта циклона температура атмосферного воздуха повысилась, а затем плавно снижалась в течение нескольких суток.

4. МОДЕЛИРОВАНИЕ ГЕНЕРАЦИИ МЕТЕОЦУНАМИ

Для выявления характера распространения метеоцунами в курильских проливах и на шельфе было проведено численное моделирование генерации длинных волн движущимся полем атмосферного давления, с продольным профилем, соответствующим записи вариаций давления в с. Малокурильское. Для этой цели было принято, что атмосферное поле имеет вид монохроматической волны, продольный профиль которой был получен разверткой записи колебаний в пространственный цуг с учетом постоянной скорости перемещения фронта. При этом проводилась низкочастотная фильтрация, чтобы убрать связанное с прохождением циклона сравнительно плавное падение приземного атмосферного давления и оставить резкий фронтовой перепад (рис. 5). Расчетная область представляет собой равномерную прямоугольную сетку с размерами $n_x = 1438$, $n_y = 1199$ в пределах от 145° в.д. до 149° в.д. и 41° с.ш. до 46° с.ш. в географических координатах с пространственным шагом $15''$. Данные для построения расчетной сетки были взяты из специализированной базы данных “Батиметрия” для Охотского моря [6]. Исходя из условий стабильности численной схемы, расчетный шаг по времени был выбран равным $dt = 250$ мс (миллисекунд). Расчет строился таким образом, что все дискретные отрезки времени были кратными величине dt , что позволя-

ет избежать лишней интерполяции при выводе и промежуточных расчетах. Физическое время моделирования выбиралось равным времени прохождения всего профиля давления над пунктом измерений в с. Малокурильское с 30 сентября 2018 г. 0 ч 0 мин по 2 октября 2018 г. 0 ч 0 мин и составило таким образом 48 ч.

На рис. 5 также представлена картина распространения метеоцунами в районе южных Курильских островов параллельно с картой задаваемого в рамках моделирования поля приповерхностного атмосферного давления. Рисунок наглядно показывает, как резкий фронт давления генерирует длинные волны, распространяющиеся вдоль Южно-Курильского пролива. Видно, что момент прохождения фронта над о. Шикотан, даже в такой упрощенной конфигурации, достаточно хорошо совпал с фактической записью давления.

В первом приближении рассматривался волновой отклик на проходящий плоский и ограниченный по ширине фронт, выраженный в резком падении приземного атмосферного давления на фоне сравнительно слабых случайных вариаций. Модельные записи показывают отчетливую реакцию в виде значимых непродолжительных колебаний на фоне длинноволнового шума, вызванного вариациями давления. Аналогичный отклик как со стороны Тихого океана, так и Южно-Курильского пролива наблюдался при движении атмосферного возмущения со скоростями от 90 до 120 км/ч, что согласуется со скоростями длинных волн вблизи о. Шикотан и с его океанской стороны, и со стороны Южно-Курильского пролива, и направлениями, близкими к ориентации береговой линии Малой Курильской гряды.

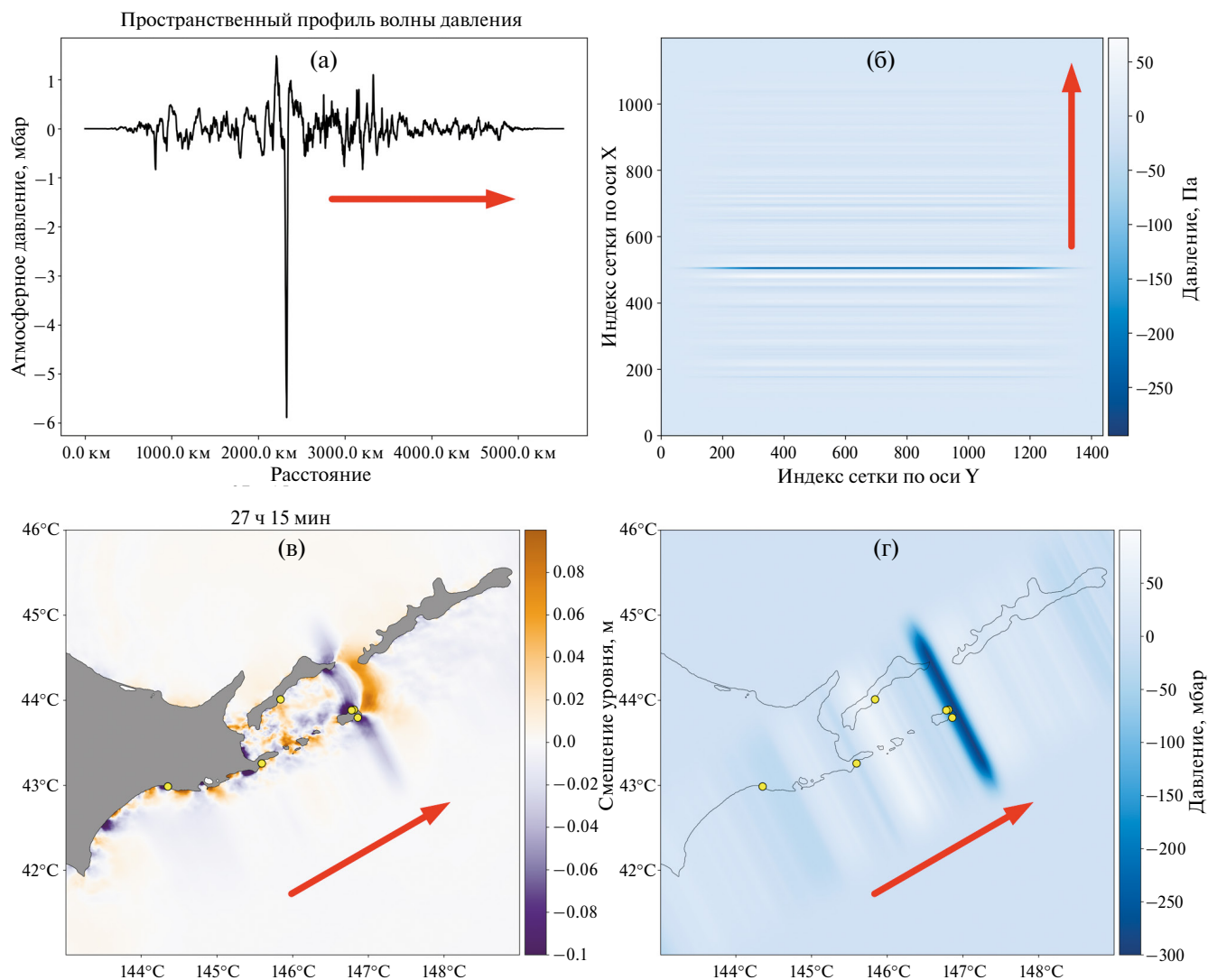


Рис. 5. Модельное представление поля давления: *а* — исходный пространственный профиль вариаций давления; *б* — полученное двухмерное поле давления; *в* — пространственная картина модельной волны метеоцунами в момент пересечения фронта падения давления о. Шикотан (*г*). Стрелкой показано направление распространения волны давления.

Чтобы выяснить, являются ли измеренные колебания при метеоцунами в акваториях бухт следствием волны, приходящей с шельфа, было проведено детальное моделирование в бухте Малокурильская. Для этого была использована оцифрованная с морских навигационных карт батиметрия с выходным массивом рельефа размерностью $n_x = 82$, $n_y = 100$ и пространственным шагом сетки около 1". Для стабильности численной схемы расчетный шаг по времени был выбран равным $dt = 150$ мс. Физическое время моделирования выбиралось равным времени действия внешнего волнового поля, задаваемого колебаниями уровня на границе расчетной области. Для Малокурильской бухты оно составило 48 ч. На рис. 6 показаны модельные записи, по-

лученные в ходе вычислительных экспериментов. На втором графике для сравнения показаны волнограммы на входе (черная линия) и в месте постановки регистратора (серая линия) внутри бухты Малокурильская. На этом графике видно, как небольшое начальное внешнее воздействие возбуждает собственные колебания бухты, что и подтверждает резонансный отклик при метеоцунами.

На рис. 7 отдельно показаны модельные записи в с. Малокурильское. На графике отображена первая половина суток, содержащая метеоцунами. Справа на рисунке показаны спектры мощности, рассчитанные по 22-часовым отрезкам, содержащим начальные волны и слабозатухающие остаточные моды в бухте.

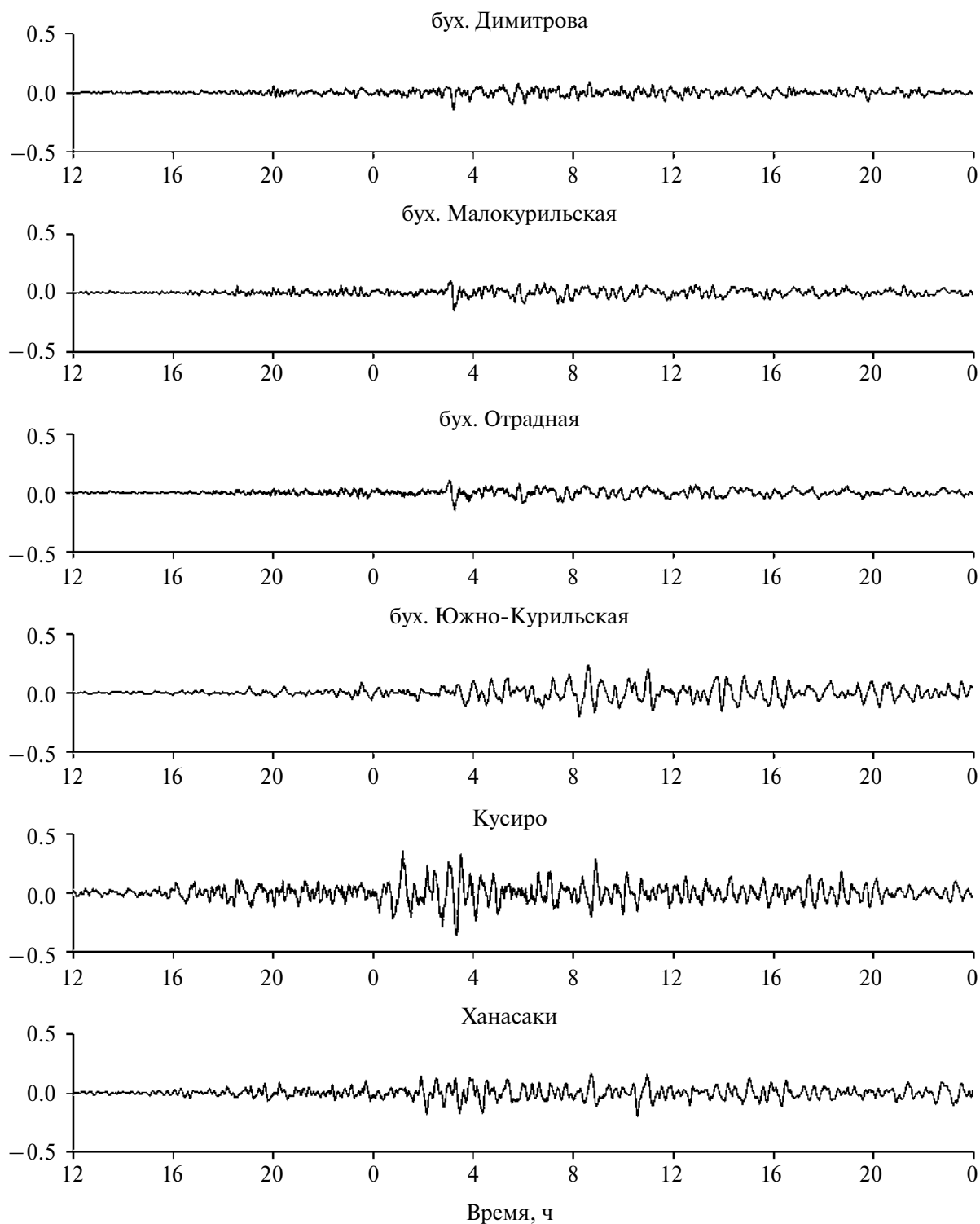


Рис. 6. Модельные записи в открытом море в непосредственной близости от соответствующих пунктов наблюдения метеоунами.

Как видно из рис. 7, в широком диапазоне частот происходит возрастание энергии колебаний почти на порядок, с гораздо большим усилением на периоде фундаментальной моды (около 19 мин). Это демонстрирует характер отклика в бух-

тах при прохождении возмущений атмосферного давления, когда при сравнительно широкополосном сигнале на входе внутри бухты наблюдается значимый отклик на частотах резонансных колебаний.

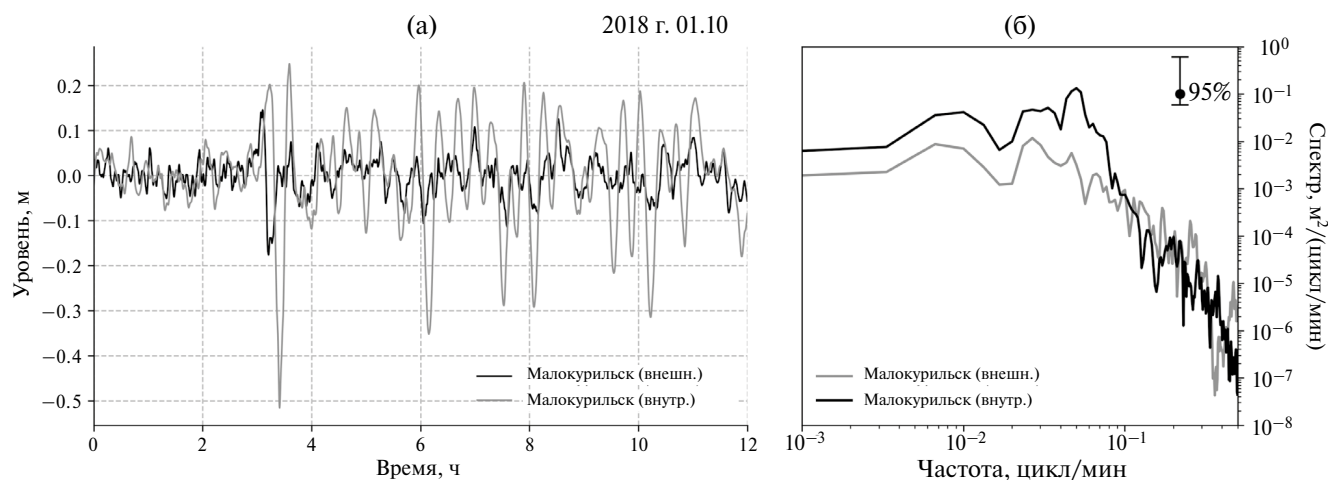


Рис. 7. Сравнительный график модельных волнограмм на входе и внутри бух. Малокурильская: а – записи; б – спектры мощности.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенного анализа показано, что в районе южных Курильских островов могут формироваться метеоцунами значительной интенсивности, чему ранее не придавалось должного значения. Так, 1 октября 2018 г. в бухтах о. Шикотан было зафиксировано наиболее значительное метеоцунами на побережье Дальнего Востока России. В бухте Димитрова с тихоокеанской стороны острова высота волны от подошвы до гребня составила 188 см, что в два раза выше зарегистрированного ранее максимума 21.03.2010 г. в порту Северо-Курильска. Это сопоставимо с проявлениями цунами умеренной интенсивности. Такие волны могут представлять серьезную опасность для объектов береговой инфраструктуры и находящихся в бухтах судов. Наибольшая высота волн была отмечена в бухтах с выраженными резонансными свойствами. Помимо упомянутой бухты Димитрова, это бухта Малокурильская (высота волны 102 см). В бассейнах с менее яркими частотно-избирательными свойствами (Отрадная, Южно-Курильская) высоты волн были несколько меньшими, но также значительными, 91 и 80 см соответственно. Мощные колебания были зафиксированы и на океанском побережье о. Хоккайдо, Япония. В порту Ханасаки на северо-восточной оконечности острова высота данного метеоцунами также превышала 1 м, что позволяет отнести данное событие к представлявшим существенную угрозу. Насколько нам известно, оно также было самым опасным событием на тихоокеанском побережье этого острова.

Метеоцунами было вызвано движением хорошо выраженного фронта, сформировавшегося на фоне глубокого циклона. Оба атмосфер-

ных возмущения двигались вдоль Курильской островной гряды на северо-восток со скоростью около 115 км/ч. Как показало численное моделирование, движение атмосферного фронта с подобными скоростями способно вызвать заметный отклик и на тихоокеанском шельфе Малой Курильской гряды, и со стороны Южно-Курильского пролива. Формирование длинноволновых колебаний вблизи горловин бухт с хорошо выраженными резонансными свойствами, к которым относятся бухты Малокурильская и Димитрова, приводят к эффективному возбуждению в них длинноволновых колебаний. Такие явления представляют угрозу для объектов портовой инфраструктуры и находящихся в бухтах судов, сравнимую с цунами умеренной интенсивности.

Финансирование работы. Данная работа финансировалась за счет средств бюджета ИМГиГ ДВО РАН (Тема № FWWM-2024-0002). Никаких дополнительных грантов на проведение или руководство настоящим исследованием получено не было.

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ефимов В.В., Куликов Е.А., Рабинович А.Б., Файн И.В. Волны в пограничных областях океана. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 280 с.
2. Ковалев П.Д., Шевченко Г.В., Ковалев Д.П., Шишкин А.А. Метеоцунами на Сахалине и Южных Курильских островах // Вестник ДВО. 2017. № 1. С. 79–87.
3. Ландер А.В., Левшин Л.П., Писаренко В.Ф., Погребинский Г.А. О спектрально-временном анализе колебаний // Вычислительные и статистические

- методы интерпретации сейсмических данных // Вычислительная сейсмология. 1973. Вып. 6. С. 15–23.
4. Литвин Е.Н., Показеев К.В., Тупоршин В.Н., Шевченко Г.В. Метеоцунами на шельфе острова Шикотан // Морской гидрофизический журнал. 2000. № 1. С. 38–49.
 5. Макаренко Е.В., Ивельская Т.Н. Метеоцунами в портах Сахалинской области по данным наблюдений телеметрической сети Службы предупреждения о цунами // Мореходство и морские науки—2011: избранные доклады III Сахалинской региональной морской научно-технической конференции (15–16 февраля 2011 г.). Южно-Сахалинск: СахГУ, 2011. С. 205–210.
 6. Минервин И.Г., Храмушин В.Н. Цифровые батиметрические массивы (Охотское море). СахГУ № 2010620626 от 22 октября 2010 г. Заявка № 2010620418, дата поступления 18 августа 2010 г.
 7. Рабинович А.Б. Длинные гравитационные волны в океане: захват, резонанс, излучение. Л.: Гидрометеоздат, 1993. 240 с.
 8. Рабинович А.Б., Левянт А.С. Влияние сейшевых колебаний на формирование спектра длинных волн у побережья Южных Курил // Океанология. 1992. Т. 32. № 1. С. 29–38.
 9. Рабинович А.Б., Шенич Я. Метеорологические цунами: что это такое? // Природа. 2016. № 1. С. 12–26.
 10. Шевченко Г.В., Ивельская Т.Н., Кайстренко В.М. Цунами 5 ноября 1952 г. в Северо-Курильске и его эхо в последующие 70 лет // Природа. 2022. № 4. С. 12–26.
 11. Шевченко Г.В., Лоскутов А.В., Шишкин А.А., Ивельская Т.Н. Особенности проявления Чилийских цунами 01.04.2014 г. и 16.09.2015 г. на тихоокеанском побережье России // Океанология. 2017. Т. 57. № 6. С. 1–11.
 12. Lastra M., Mantas J.M., Ureña C. et al. Simulation of shallow-water systems using graphics processing units // Mathematics and Computers in Simulations. 2009. V. 80. Iss. 3. P. 598–618. <https://doi.org/10.1016/j.matcom.2009.09.012>
 13. Service records retention system // NOAA National Centers for Environmental Information. URL: <https://www.ncei.noaa.gov/data/service-records-retention-system/> (дата обращения: 24.01.2024).
 14. Shevchenko G., Ivelskaya T., Loskutov A., Shishkin A. The 2009 Samoan and 2010 Chilean tsunamis recorded on the Pacific coast of Russia // Pure and Applied Geophysics. 2013. V. 170. P. 1511–1527.
 15. Shevchenko G., Shishkin A., Bogdanov G., Loskutov A. Tsunami measurements in bays of Shikotan Island // Pure Appl. Geophys. 2011. V. 168. P. 2011–2021.
 16. Yamazaki Y., Cheung K.F., Kowalik Z. Depth-integrated, non-hydrostatic model with grid nesting for tsunami generation, propagation, and run-up // International Journal for Numerical Methods in Fluids. 2011. V. 67. Iss. 5. P. 2081–2107.

METEOTSUNAMI ON OCTOBER 1, 2018 IN THE AREA OF SOUTH KURIL ISLANDS

G. V. Shevchenko^{a, b, *}, A. V. Loskutov^{a, c}, A. A. Shishkin^a

^a Institute of Marine Geology and Geophysics FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk,

^b Sakhalin Branch of the SSC Russian Federal Institute of Fisheries and Oceanography, Yuzhno-Sakhalinsk

^c Sakhalin State University, Yuzhno-Sakhalinsk

*e-mail: shevchenko_zhora@mail.ru

As a result of the installation of autonomous bottom hydrostatic pressure recorders in the bays of the Shikotan and Kunashir Islands, records of the most significant meteorological tsunami in the Far Eastern region of Russia were obtained (the oscillation range is 1.9 m in Dimitrov Bay, which is the largest instrumentally recorded height). This event was caused by an atmospheric front moving rapidly (along with the cyclone) in a northeasterly direction, with a pressure jump of 7 hPa. Intense fluctuations in the bays of the southern Kuril Islands continued for several hours mainly at resonant frequencies, they posed a danger comparable to moderate seismic tsunamis. Numerical modeling has shown that the movement of atmospheric fronts with speeds of 90–120 km/h along the coast of the Lesser Kuril Ridge causes a noticeable response both on the Pacific shelf and in the South Kuril Strait, which is amplified in the bays due to resonant effects.

Keywords: meteotsunami, bay, resonance, hydrostatic pressure recorder, atmospheric front, cyclone, numerical modeling

УДК 550.42

СОДЕРЖАНИЕ ФТОРА В ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОДАХ МИРОВОГО ОКЕАНА

© 2025 г. А. В. Савенко^{1, *}, В. С. Савенко²

¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва, Россия

²Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия

*e-mail: Alla_Savenko@rambler.ru

Поступила в редакцию 08.11.2024 г.

После доработки 09.11.2024 г.

Принята к публикации 22.11.2024 г.

Определены концентрации фтора и значения массового отношения F/Cl в 40 пробах поверхностных вод Индийского и Атлантического океанов, Красного и Средиземного морей. Установлен слабый тренд возрастания отношения F/Cl при увеличении хлорности (солёности), по абсолютной величине незначительно превышающий погрешность измерений. Сделано предположение о влиянии на содержание фтора и отношение F/Cl в поверхностных горизонтах водной толщи поступления атмосферных аэрозолей и осаждения карбоната кальция.

Ключевые слова: морская вода, фториды, массовое отношение F/Cl, прямая потенциометрия

DOI: 10.31857/S0030157425020034, **EDN:** DXXMEX

1. ВВЕДЕНИЕ

Фтор, присутствующий в природных водах в форме фторидов, относится к компонентам основного солевого состава морской воды, концентрация которых по определению превышает 1 мг/л. Первые достоверные сведения о содержании фтора в морской воде были получены в 1933 г. Т. Томпсоном и Г. Тейлором [19], работавшими достаточно чувствительный и точный спектрофотометрический циркон-ализариновый метод. Этот метод и его модификации (лантан- и церий-ализариновые методы) в последующие 35 лет стали основным способом получения информации о содержании фтора в водах Мирового океана [8, 10, 13–15 и др.]. Была установлена хорошая согласованность результатов определения фтора в морской воде методами спектрофотометрии и намного более трудоемкой фотонной активации [22, 23]. В 1969 г. Т.Б. Вернер [20] впервые применил фторидный ионоселективный электрод для определения содержания фторид-ионов в морской воде, после чего ионометрия стала вторым чувствительным и точным массовым методом определения фтора в водах океанов и морей [1, 6, 21, 23 и др.].

Важной особенностью ионометрии является чувствительность исключительно по отношению к истинно растворенным формам компонентов.

Это позволило связать обнаруженные с помощью спектрофотометрических измерений аномально высокие концентрации фтора в глубинных водах некоторых районов Северной Атлантики [10, 17] с присутствием взвешенных, точно не идентифицированных форм фтора, которые непосредственно не влияют на показания ионоселективного электрода [9]. Тем не менее имеющиеся данные [7, 11, 13, 18, 19] позволяют считать географические различия содержания фтора в морских солях достоверным фактом. Однако если существование аномалий массового отношения F/Cl в прибрежных акваториях не вызывает сомнений, то небольшие различия этого показателя в водах открытого океана нуждаются в подтверждении на более обширном материале и выявлении их вероятных причин. В связи с этим целью настоящей работы стало определение концентрации фтора и отношения F/Cl в морской воде из разных районов Мирового океана с рассмотрением возможных причин возникновения пространственных различий.

2. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Материалом для настоящего исследования послужили пробы морской воды, отобранные пластиковой емкостью из поверхностного слоя в декабре 2015 г. — январе 2016 г. студенткой кафедры

океанологии географического факультета МГУ А.М. Титовой (Чушняковой) во время 31-го рейса НИС “Академик Николай Страхов” по маршруту Индийский океан – Красное море – Средиземное море – Атлантический океан (рис. 1, табл. 1). До проведения анализов пробы хранились в герметично закрывающихся полипропиленовых флаконах.

В лабораторных условиях в пробах морской воды было определено суммарное содержание хлоридов и бромидов (хлорность) методом объемного титрования с азотнокислым серебром [3] и содержание растворенных фторидов изложенным ниже методом прямой потенциометрии. Измерительная электрохимическая цепь состояла из фторидного ионоселективного электрода с мембраной из кристаллического LaF_3 и хлор-серебряного электрода сравнения в 35‰ морской воде без бромидов. В морской воде с солесностью S электродвижущая сила E_S такой цепи связана с активностью $a_{\text{F}^-}(S)$, общей концентрацией $[\text{F}^-]_S$ и общим коэффициентом активности $\gamma_{\text{F}^-}(S)$ ионов фтора уравнением Нернста:

$$E_S = E^0 - \vartheta \lg a_{\text{F}^-}(S) = E^0 - \vartheta \lg \left([\text{F}^-]_S \gamma_{\text{F}^-}(S) \right), \quad (1)$$

где $E^0 = \text{const}$ – электродвижущая сила измерительной цепи при $a_{\text{F}^-} = 1$, ϑ – угловой коэффициент, равный 58.2 мВ при 20°C (для мембранных электродов угловой коэффициент может быть меньше теоретического значения [4]).

Для нахождения концентрации фтора по (1) необходимо определить неизвестные величины, к которым относятся E^0 , ϑ и $\gamma_{\text{F}^-}(S)$. Представим $\gamma_{\text{F}^-}(S)$ как произведение общего коэффициента активности ионов фтора в нормальной морской воде $\gamma_{\text{F}^-}(\text{NSW})$ и поправочного коэффициента $k_{\text{F}^-}(S)$, учитывающего отличие $\gamma_{\text{F}^-}(S)$ от $\gamma_{\text{F}^-}(\text{NSW})$ при солесности S :

$$\gamma_{\text{F}^-}(S) = \gamma_{\text{F}^-}(\text{NSW}) k_{\text{F}^-}(S). \quad (2)$$

Поправочный коэффициент $k_{\text{F}^-}(S)$ является функцией солесности и, очевидно, равен 1 при солесности нормальной морской воды 35‰.

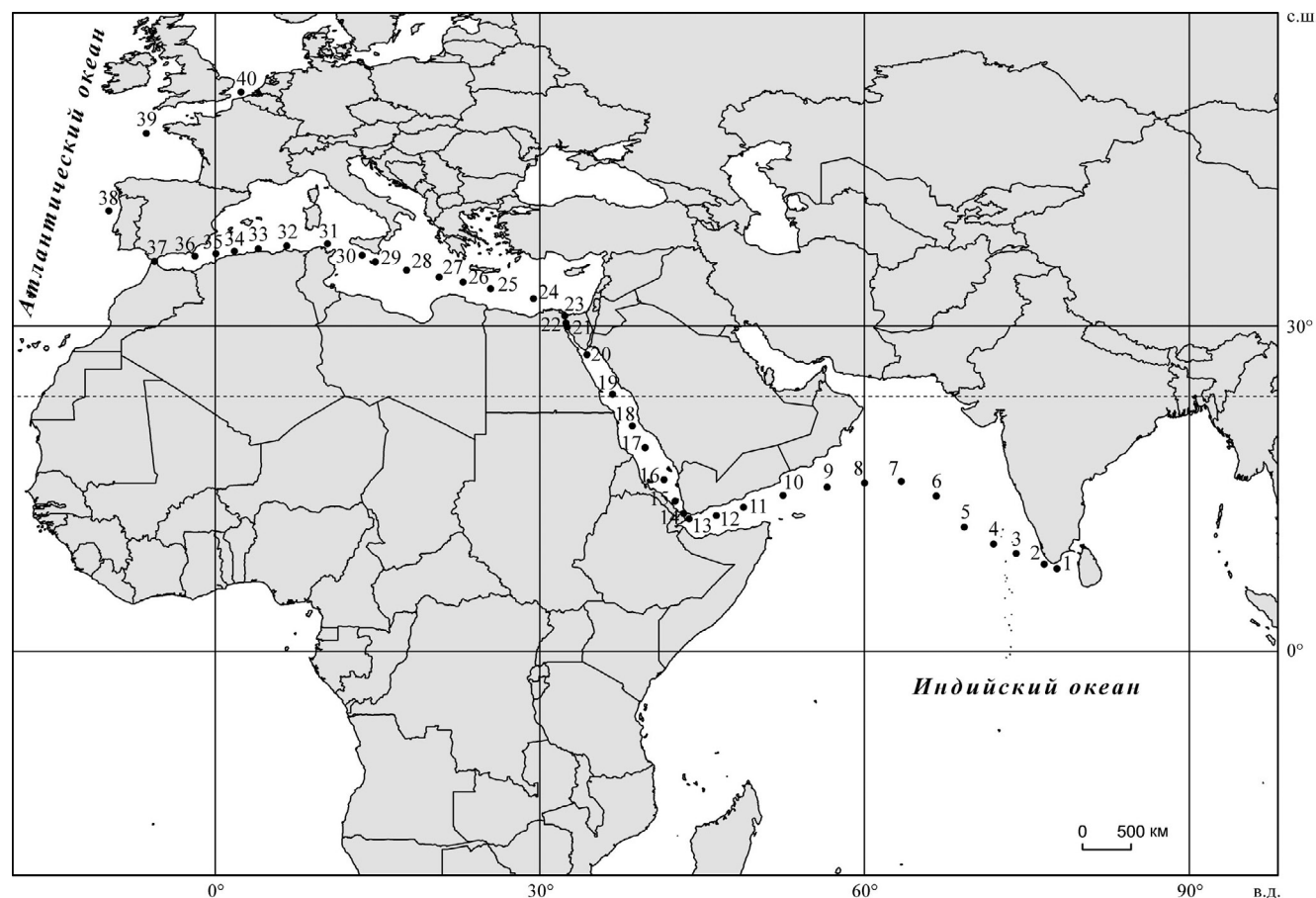


Рис. 1. Расположение станций отбора проб поверхностных вод для анализа содержания фтора и хлорности во время 31-го рейса НИС “Академик Николай Страхов”.

Таблица 1. Содержание фтора, хлорность и массовое отношение F/Cl в поверхностных водах разных районов Мирового океана

№ станции	Координаты		Дата пробоотбора	Концентрация, мг/л		Массовое отношение F/Cl $\times 10^5$
	с.ш.	в.д.		F	Cl	
1	7.6381	77.7735	16.12.2015	1.35	20190	6.70
2	8.0629	76.6252	16.12.2015	1.38	20480	6.72
3	9.0540	74.0307	17.12.2015	1.40	20760	6.77
4	9.9009	71.9309	17.12.2015	1.44	21040	6.85
5	11.4684	69.2306	18.12.2015	1.43	20900	6.83
6	14.3470	66.6338	19.12.2015	1.43	20850	6.84
7	15.7192	63.4217	20.12.2015	1.43	20950	6.84
8	15.5652	60.0158	21.12.2015	1.40	20620	6.79
9	15.1854	56.5396	22.12.2015	1.42	20750	6.83
10	14.4244	52.4878	23.12.2015	1.37	20370	6.71
11	13.3038	48.8169	24.12.2015	1.35	20230	6.67
12	12.5360	46.3364	24.12.2015	1.40	20720	6.74
13	12.2517	43.8179	25.12.2015	1.37	20340	6.72
14	12.7395	43.3149	25.12.2015	1.37	20320	6.72
15	13.8749	42.5084	25.12.2015	1.39	20600	6.76
16	15.8469	41.4750	26.12.2015	1.44	20980	6.85
17	16.7552	40.9411	26.12.2015	1.42	20900	6.80
18	20.7979	38.5521	27.12.2015	1.54	22070	6.96
19	23.7477	36.7398	28.12.2015	1.54	22240	6.93
20	27.3821	34.3682	29.12.2015	1.56	22320	6.97
21	29.9251	32.5398	30.12.2015	1.66	23910	6.96
22	30.2962	32.4399	31.12.2015	1.65	23990	6.89
23	30.9728	32.3127	31.12.2015	1.68	24210	6.92
24	32.5724	29.4411	02.01.2016	1.54	22200	6.94
25	33.4571	25.4476	03.01.2016	1.49	21660	6.90
26	34.0720	22.9256	03.01.2016	1.52	21950	6.91
27	34.5295	20.7181	04.01.2016	1.52	21920	6.95
28	35.1954	17.7207	05.01.2016	1.49	21580	6.91
29	35.9471	14.8258	06.01.2016	1.47	21320	6.89
30	36.5592	13.5962	07.01.2016	1.45	21090	6.86
31	37.6285	10.4010	08.01.2016	1.45	21120	6.86
32	37.4325	6.6158	09.01.2016	1.42	20890	6.77
33	37.1677	3.9973	09.01.2016	1.45	21010	6.88
34	36.9336	1.8069	10.01.2016	1.39	20680	6.72
35	36.6894	0.0876	10.01.2016	1.39	20640	6.73
36	36.4726	-1.8690	11.01.2016	1.48	21380	6.91
37	35.9689	-5.6022	12.01.2016	1.38	20580	6.72
38	40.6680	-9.8173	13.01.2016	1.33	19890	6.67
39	47.8025	-6.3460	15.01.2016	1.31	19780	6.63
40	51.6192	2.3872	17.01.2016	1.31	19780	6.65

Подстановка (2) в (1) дает

$$E_S = A - \vartheta \lg [F^-]_S - \vartheta \lg k_{F^-(S)}, \quad (3)$$

где $A = E^0 - \vartheta \lg \gamma_{F^-(NSW)} = const$. Калибровка измерительной цепи по стандартным растворам, имеющим состав нормальной морской воды и содержащим разные количества фтора

$$E_S = A - \vartheta \lg [F^-]_{NSW}, \quad (4)$$

позволяет определить A и ϑ как параметры уравнения (4). По другой калибровке с использованием стандартных растворов морской воды разной солености, но с концентрацией фтора, равной таковой в нормальной морской воде, можно получить зависимость $\lg k_{F^-(S)}$ от величины солености

$$\frac{E_S - E_{NSW}}{\vartheta} = -\lg k_{F^-(S)}, \quad (5)$$

которая показала линейную связь между $\lg k_{F^-(S)}$ и разностью солености пробы и нормальной морской воды:

$$\lg k_{F^-(S)} = \lambda(S - S_{NSW}). \quad (6)$$

Из (3) и (6) следует итоговое уравнение для расчета концентрации фтора (моль/л) в морской воде с соленостью S :

$$\lg [F^-]_S = \frac{A - E_S}{\vartheta} - \lambda(S - 35). \quad (7)$$

Относительная погрешность определений хлорности и содержания фторидов составила 3%.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Результаты измерений приведены в табл. 1. Для всех изученных проб массовое отношение F/Cl изменяется в диапазоне $(6.63-6.97) \times 10^{-5}$ при средней величине $(6.82 \pm 0.10) \times 10^{-5}$, которая хорошо согласуется с имеющимися наиболее представительными оценками (табл. 2). Наряду

с этим обнаружена синхронность изменения отношения F/Cl и хлорности (рис. 2). При относительно небольшом диапазоне абсолютных значений указанных параметров связь между ними можно считать закономерной: в интервале хлорности от 19.8 до 22.0 г/л прослеживается линейная зависимость

$$F/Cl \approx [6.6 + 0.15(Cl - 19.6)] \times 10^{-5}, \quad (8)$$

которая при $Cl > 22.0$ г/л выполаживается и асимптотически приближается к отношению $F/Cl = 6.9 \times 10^{-5}$ (рис. 3).

Причина существования зависимости (8) не ясна, в связи с чем необходимо дополнительное подтверждение ее пространственно-временной устойчивости, поскольку наблюдаемые вариации отношения F/Cl лишь незначительно превышают погрешность измерений (3%, или 0.20×10^{-5}). Тем не менее можно предположить, что данная связь обусловлена поступлением из атмосферы в поверхностные горизонты водной толщи терригенных или вулканических аэрозолей, которые в результате выщелачивания становятся источником дополнительных количеств растворимых фторидов. Поскольку в водорастворимых фракциях почв засушливых территорий массовое отношение F/Cl в сотни–тысячи раз превышает таковое в морской воде [5], вполне вероятно, что это свойственно и терригенным аэрозолям аридных территорий. Однако такое объяснение корреляции отношения F/Cl и хлорности морской воды может быть верным только в том случае, если интенсивность поступления терригенных аэрозолей пропорциональна интенсивности испарения, т.е. степени аридности климата исследуемых акваторий. Справедливость этого положения не очевидна и нуждается в доказательствах.

Несколько проще объяснить выполаживание зависимости (8) в области высоких значений хлорности. Скорее всего, это является следствием соосаждения фтора с биогенным или хемогенным

Таблица 2. Величины массового отношения F/Cl в водах Мирового океана

Акватория, число проб (n)	$F/Cl \times 10^5$	Ссылка
Северная Атлантика, $n = 63$, в том числе:	6.97	[19]
открытый океан	6.85	
прибрежные воды	7.18	
Северная и Южная Атлантика, Тихий и Индийский океаны, $n = 300$	6.7 ± 0.1	[10, 17]
Северная Атлантика, $n = 200$	6.9 ± 0.1	[9]
Северная Атлантика, Тихий океан, Карибское море, $n = 224$	6.75 ± 0.03	[21]
Северная Атлантика, $n = 116$	6.69 ± 0.14	[12]

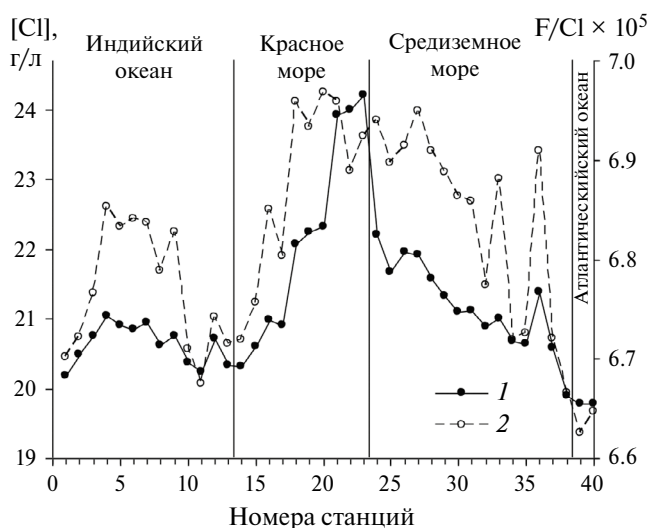


Рис. 2. Изменчивость хлорности (1) и массового отношения F/Cl (2) в поверхностных водах разных районов Мирового океана.

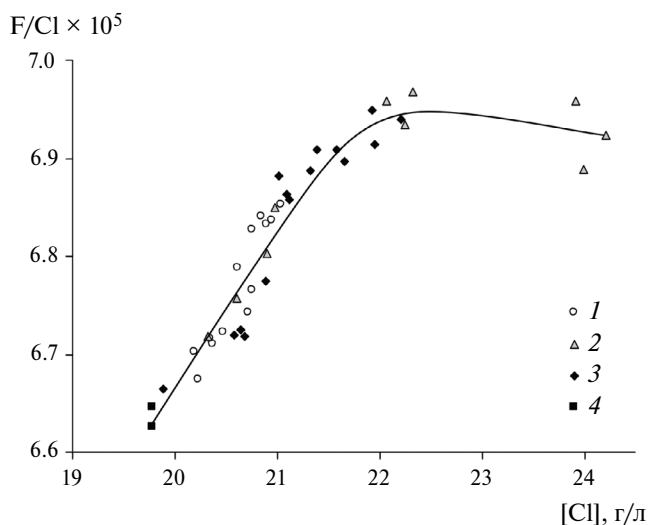


Рис. 3. Зависимость массового отношения F/Cl от хлорности в поверхностных водах разных районов Мирового океана: 1 – Индийский океан, 2 – Красное море, 3 – Средиземное море, 4 – Атлантический океан.

$CaCO_3$, который, по данным многочисленных исследований [2 и др.], составляет значительную долю автохтонного взвешенного вещества поверхностной морской воды. Соосаждение должно приводить к удалению растворенного фтора и, следовательно, к уменьшению отношения F/Cl , которое компенсирует возрастание последнего в области более низких значений хлорности. Ранее Т. Томпсон и Г. Тейлор [19] уже связывали пониженное отношение F/Cl в водах Средиземного моря с соосаждением фтора с карбонатом кальция, а С. Охе и Й. Китано [16] получили экспериментальные доказательства реальной значимости этого процесса для геохимии фтора в океане.

4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В поверхностных водах Индийского и Атлантического океанов, Красного и Средиземного морей содержание фтора синхронно увеличивается с ростом хлорности (солёности) и находится в диапазоне 1.31–1.68 мг/л при хлорности 19.78–24.21 г/л.

Значения массового отношения F/Cl изменяются в целом пропорционально хлорности и находятся в диапазоне $(6.63–6.97) \times 10^{-5}$ при средней величине $(6.82 \pm 0.10) \times 10^{-5}$, хорошо согласующейся с наиболее представительными оценками этого параметра для вод Мирового океана.

Финансирование работы. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 24-17-00088 (<https://rscf.ru/project/24-17-00088/>).

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Косов А.Е., Волостных Б.В., Новиков П.Д. Фтор в водах Атлантического океана // *Океанология*. 1982. Т. 22. № 1. С. 43–47.
2. Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.
3. Лурье Ю.Ю. Унифицированные методы анализа вод. М.: Химия, 1971. 375 с.
4. Никольский Б.П., Матерова Е.А. Ионоселективные электроды. Л.: Химия, 1980. 240 с.
5. Савенко А.В., Савенко В.С. О водорастворимом фторе почв // *Агрохимия*. 2019. № 3. С. 61–64.
6. Савенко В.С., Северов Д.Н., Фазлуллин С.М. Фтор в водах Черного моря // *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География*. 1987. № 2. С. 87–93.
7. Abu-Hilal A.H. Fluoride distribution in the Jordan Gulf of Aqaba (Red Sea) // *Sci. Total Environ.* 1986. V. 49. P. 227–234.
8. Bowers J.M. North Atlantic fluoride profiles // *Deep-Sea Res.* 1971. V. 18. № 2. P. 237–241.
9. Brewer P.G., Spencer D.W., Wilkiss P.E. Anomalous fluoride concentrations in the North Atlantic // *Deep-Sea Res.* 1970. V. 17. № 1. P. 1–7.
10. Greenhalgh R., Riley J.P. Occurrence of abnormally high fluoride concentration at depth in the oceans // *Nature*. 1963. V. 197. № 4865. P. 371–372.
11. Jaber A.M.Y., Kamal M.R. Major and trace elements in the seawater of the Jordanian coast of the Gulf of Aqaba // *Arabian J. Sci. and Eng.* 1985. V. 10. № 3. P. 281–289.
12. Jones M.M., Warner T.B. Fluoride in seawater north and east of Iceland // *J. Geophys. Res.* 1975. V. 80. № 18. P. 2695.

13. *Kester D.R.* Fluoride chlorinity ratio of sea water between the Grand Banks and the Mid-Atlantic Ridge // *Deep-Sea Res.* 1971. V. 18. № 11. P. 1123–1126.
14. *Kitano Y., Furukawa Y.* Distribution of fluoride in waters of Tokyo Bay // *J. Oceanogr. Soc. Japan.* 1972. V. 28. № 3. P. 121–125.
15. *Kletch R.A., Richards F.A.* Spectrophotometric determination of fluoride in seawater // *Analyt. Chem.* 1970. V. 42. № 12. P. 1435–1436.
16. *Ohde S., Kitano Y.* Incorporation of fluoride into Ca–Mg carbonate // *J. Geochem.* 1980. V. 14. № 6. P. 321–324.
17. *Riley J.P.* The occurrence of anomalously high fluoride concentrations in the North Atlantic // *Deep-Sea Res.* 1965. V. 12. № 2. P. 219–220.
18. *Sen Gupta R., Naik S., Singbal S.Y.S.* A study of fluoride, calcium and magnesium in the Northern Indian Ocean // *Marine Chem.* 1978. V. 6. № 2. P. 125–141.
19. *Thompson T.G., Taylor H.J.* Determination and occurrence of fluorides in sea water // *Ind. Eng. Chem., Anal. ed.* 1933. V. 5. № 2. P. 87–89.
20. *Warner T.B.* Fluoride in seawater: Measurement with lanthanum fluoride electrode // *Science.* 1969. V. 165. № 3889. P. 178–180.
21. *Warner T.B.* Normal fluoride content of seawater // *Deep-Sea Res.* 1971. V. 18. № 12. P. 1255–1263.
22. *Wilkniss P.K., Linnenbom V.J.* The determination of fluorine in seawater by photon activation analysis // *Limnol. and Oceanogr.* 1968. V. 13. № 3. P. 530–533.
23. *Windom H.L.* Fluoride concentration in coastal and estuarine waters // *Limnol. and Oceanogr.* 1971. V. 16. № 5. P. 806–810.

FLUORINE CONTENT IN THE SURFACE WATERS OF THE WORLD OCEAN

A. V. Savenko^{a,*}, V. S. Savenko^b

^a *M.V. Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, Moscow, Russia*

^b *M.V. Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia*

*e-mail: Alla_Savenko@rambler.ru

Fluorine concentrations and F/Cl mass ratio values were determined in 40 samples of surface waters of the Indian and Atlantic oceans, and of the Red and Mediterranean seas. A weak trend of increasing F/Cl ratio with chlorine (salinity) increase was established, which in absolute value slightly exceeds the measurement error. An assumption was made about the influence of atmospheric aerosols influx and calcium carbonate precipitation on the fluorine content and F/Cl ratio in the surface horizons of the water column.

Keywords: seawater, fluoride, F/Cl mass ratio, direct potentiometry

УДК 551.464.38

СЕЗОННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ РАСТВОРЕННОГО ОРГАНИЧЕСКОГО УГЛЕРОДА В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ

© 2025 г. А. В. Костылева*, С. А. Мошаров, Д. И. Мигали

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

*e-mail: ventis-ire@yandex.ru

Поступила в редакцию 03.09.2024 г.

После доработки 20.10.2024 г.

Принята к публикации 22.11.2024 г.

В работе рассматривается сезонная и пространственная изменчивость растворенного органического углерода (РОУ), хлорофилла *a* (хл “а”), доли феофитина *a* в сумме хлорофилл *a* и феофитин *a* (фео “а”), а также кажущегося потребления кислорода (АОУ) на пятикильном разрезе напротив Голубой бухты на станциях с глубинами 10, 25, 50, 100 и 500 м (г. Геленджик, северо-восточная часть Черного моря). Отбор проб проводился в 2012 году, с апреля по ноябрь включительно, с частотой 1–2 раза в месяц. Статистический анализ средневзвешенных концентраций РОУ и Chl “а”, рассчитанных по всему массиву данных, продемонстрировал взаимосвязь между сезонной динамикой РОУ и хл “а”. Коэффициент корреляции по Спирмену составил $R = 0.59$ при $n = 49$. Анализ сезонной динамики средневзвешенных концентраций РОУ и Chl “а” на отдельных станциях показал максимально высокую взаимосвязь между параметрами на станции с глубиной 50 м ($R = 0.85$, $n = 10$), достаточно удаленной как от материкового стока, так и от влияния основного черноморского течения. Существенной связи между временной динамикой РОУ и фео “а” обнаружено не было. Принимая, что концентрация хл “а” является косвенной характеристикой обилия активного автотрофного фитопланктона, а фео “а” — показателем физиологического состояния микроводорослей, можно предположить, что биомасса автотрофного фитопланктона в большей степени оказывает влияние на динамику РОУ, чем его физиологическое состояние (активность).

Ключевые слова: Черное море, сезонная динамика, растворенный органический углерод, хлорофилл *a*, доля феофитина *a*

DOI: 10.31857/S0030157425020044, **EDN:** DYAGQP

1. ВВЕДЕНИЕ

Еще в 1909 г. Август Пюттер, обобщая все многочисленные на тот момент сведения об органическом веществе, сделал предположение, что клетки фитопланктона — источник пополнения запасов растворенного органического углерода (РОУ), служащего питанием для водных организмов (подробное описание гипотезы представлено в [12]). С середины прошлого века по настоящее время было проведено немало лабораторных экспериментов, подтверждающих существенный вклад экскреции фитопланктона в запасы РОУ [19, 20, 26, 30, 32, 40].

Исследования структуры сообщества микрорифов сопряжены с трудностями количественного и качественного учета водорослей, требующего больших затрат времени и хороших знаний таксономии. Поэтому с середины прошлого века широкое распространение получило применение

косвенных методов оценки развития фитопланктона [10]. Один из самых простых способов количественной оценки биомассы фитопланктона — это измерение концентрации хлорофилла *a* (хл “а”). Он входит в состав большинства фотосинтезирующих водорослей. Таким образом, его концентрацию можно расценивать как интегральную характеристику биомассы фитопланктона. Быстрота и простота определения хл “а” делает этот параметр широко используемым.

Прямая зависимость между биомассой одноклеточных водорослей и РОУ, неоднократно обнаруживаемая в лабораторных экспериментах, в полевых условиях большей частью была неочевидна [5, 16, 22, 27, 28]. Исключение составляли эстуарии крупных рек, богатых фитопланктоном и органическим веществом [15, 21]. В основном же, как в районах речного выноса, так и в открытом море, зависимость между РОУ и хл “а” была

не очевидна, в то время как зависимость между взвешенным органическим веществом и хл “а” была прямой [5, 27, 31].

Отсутствие зависимости между РОУ и хл “а” обычно связывается со стремительным поглощением гетеротрофными бактериями лабильных фракций РОУ, а также с тем, что процессы потребления и выделения органического вещества протекают одновременно, и разная интенсивность этих процессов приводит к отсутствию видимой взаимосвязи [16]. Полулабильные компоненты РОУ, которые аккумулируются в эвфотической зоне, имеют скорость оборота более медленную, чем скорость изменения биологических параметров, таких как хл “а”, первичная продукция или бактериальная биомасса. Таким образом, сезонная изменчивость РОУ, по мнению некоторых исследователей, не находила отражения в сезонной изменчивости биологических параметров [16].

Если концентрация хл “а” может служить показательной характеристикой развития фотосинтезирующего фитопланктона, то доля феофитина *a* в общей сумме хлорофилла и феофитина (фео “а”) может дать характеристику состояния альгоценоза с точки зрения деструкционных процессов. Согласно [8], увеличение доли фео “а” до 40–65% в сумме пигментов свидетельствует об угнетенном состоянии фитопланктона при его пониженной физиологической активности и низком продукционном потенциале. При доле фео “а” более 65% большинство клеток водорослей уже не обладают необходимым для фотосинтеза потенциалом и отмирают. В работе [7] установлена высокая ($R = -0.71$) отрицательная линейная зависимость между первичной продукцией и долей фео “а”, что позволяет рассматривать низкую долю этого пигмента в качестве сигнала о высоком продукционном потенциале сообщества фитопланктона.

Кажущееся потребление кислорода (apparent oxygen utilization, AOU) представляют собой результирующую продукционных и деструкционных процессов [35]. Таким образом, отрицательные величины AOU, демонстрирующие преобладание продукционных процессов над деструкционными, косвенным образом могут служить показателем физиологической активности микрофитов.

Сезонная динамика РОУ в Черном море очень слабо освещена в литературе. Нам известны две работы [17, 36], выполненные в рамках одного проекта, в которых описываются сезонные изменения концентраций РОУ в районе впадения реки Дунай, а также рассматривается влияние речных вод на прибрежную акваторию. В работе [17]

показана высокая временная изменчивость концентрации РОУ в поверхностных водах, в отличие от глубинных вод. Согласно авторам, концентрация РОУ увеличивалась с 210 μM в апреле до 220–230 μM в мае, а летом достигала почти 300 μM . Сведения о временной и пространственной изменчивости РОУ необходимы для оценки экологического и биогеохимического состояния морской среды. РОУ выполняет важную трофическую функцию, являясь основой “микробной петли”. Немаловажное свойство РОУ – это способность выступать в роли комплексообразователя. Большая часть микроэлементов (Fe, Cu, Zn и т. д.) присутствует в природных водах в виде комплексов с органическими лигандами [41]. Из этого вытекает транспортная роль РОУ, которая определяется переносом микроэлементов в водной среде. Не стоит забывать, что количественное преобладание органического вещества над кислородом приводит к условиям кислорододефицита в природных акваториях. Поэтому изучение временной и пространственной динамики органического вещества в различных районах является важным аспектом экологического мониторинга Черного моря.

В данной работе продемонстрированы сезонная динамика РОУ, хл “а”, фео “а”, а также AOU в северо-восточной части Черного моря и связь РОУ с исследуемыми параметрами. Цель настоящей работы – выяснить, какой фактор в большей степени может влиять на содержание РОУ: биомасса (в единицах хл “а”) или физиологическая активность фитопланктона (величина фео “а”).

2. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Район исследования. Исследования проводились в северо-восточной части Черного моря на траверзе Голубой бухты в районе Геленджика. Отбор проб морской воды осуществлялся с борта МНИС “Ашамба” 4 апреля, 25 апреля, 10 мая, 28 мая, 22 июня, 11 июля, 26 июля, 27 августа, 28 сентября, 2 ноября и 26 ноября 2012 г. Пятимильный разрез включал в себя станции на глубинах 10, 25, 50, 80–200 и 500 м (ст. 1, 2, 3, 4 и 5 соответственно). На ст. 1 отбор проб проводился только с поверхности, на ст. 2 – на горизонтах 0, 10 и 25 м; на ст. 3 – на горизонтах 0, 10, 25, 50 м. На ст. 4 и 5 пробы отбирались с горизонтов 0, 10, 25, 50 м. Расстояние между станциями – 0.5–1 морская миля (рис. 1).

В числе определяемых параметров были: РОУ, хл “а”, рассчитанный с учетом доли фео “а”, кислород и AOU.

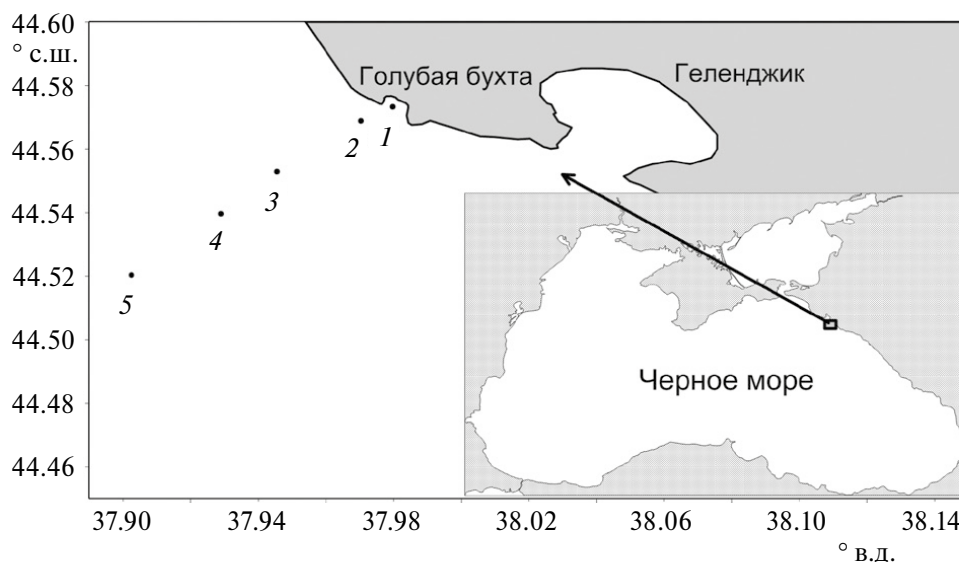


Рис. 1. Станции отбора проб на шельфе и континентальном склоне в районе Голубой бухты, г. Геленджик, 2012 г.

Сезонная динамика рассматриваемых параметров была нарушена наводнением, которое происходило 6–7 июля. Из-за сильных дождей местная малая река Ашамба вышла из берегов [4]. За двое суток выпала пятимесячная норма осадков. Согласно данным метеостанции г. Геленджика, количество осадков составило 326 мм. Рекой было вынесено значительное количество биогенных элементов. Согласно полученным нами данным, во время отбора проб, проведенного 11 июля, концентрация фосфатов в поверхностном слое на ст. 1 составила 35.66 μM . Концентрации нитратов и кремния составляли 50.69 μM и 49.84 μM соответственно. Однако влияние речного выноса на прибрежную экосистему было кратковременным, и на момент последующего выхода судна в море, состоявшегося 26 июля, экстремальных концентраций биогенных элементов обнаружено не было.

Отбор проб, определение гидрохимических параметров и хл “а”. Отбор проб проводили пробоотборным комплексом SBE55 ECO с пятилитровыми батометрами Нискина. Измерение температуры, электропроводности и давления производили при помощи CTD-зонда SBE19. Содержание растворенного кислорода определяли согласно [27]. Расчет величин AOU подробно описан в [6]. Концентрацию хл “а” в морской воде определяли экстрактным флуориметрическим методом [29] с использованием флуориметра МЕГА-25 (МГУ им. М.В. Ломоносова). Пробы воды (0.5 л) были отфильтрованы через стекловолоконистые фильтры Whatman GF/F при разрежении не более 0.3 атм. Фильтры подсушивали и помещали в 90% водный раствор ацетона для

экстракции хл “а”. Пробы выдерживали в темноте 24 часа при температуре 4°C. Флуоресценцию экстрактов определяли до и после подкисления 1М HCl для коррекции концентрации хл “а” с учетом фео “а”. Расчет концентрации хл “а” и фео “а” по данным флуоресценции проводили согласно стандартной методике [13]. Доля фео “а” в общей сумме хл “а” и фео “а” определялась как $[\text{фео “а”}]/(\text{хл “а”} + \text{фео “а”}) \times 100\%$. Флуориметр был откалиброван с использованием аутентичного хлорофиллового стандарта производства Sigma Chemical Co (США).

Определение РОУ. Растворенный органический углерод определялся методом высокотемпературного каталитического окисления [38] на анализаторе углерода Vario TOC Cube (Elementar, Германия), оборудованном автосамплером и системой очистки воздуха от влаги и углекислого газа. Рутинные измерения и построение калибровочной кривой проводились согласно руководству пользователя, предоставленного производителем. Стандартные растворы для калибровочных кривых готовились с использованием аутентичных реактивов фирмы Elementar — фталата калия ($\text{C}_8\text{H}_5\text{KO}_4$) и карбоната натрия (Na_2CO_3). Пробы на растворенный органический углерод отбирались в стеклянную посуду. Чтобы отделить растворенную часть органического вещества от взвешенной, пробы фильтровали посредством стекловолоконистых фильтров Whatman GF/F. Фильтры были предварительно прокалены в муфельной печи при температуре 450°C на протяжении 6 ч. Полученный фильтрат переливался в стеклянные емкости и подкислялся концентрированной соляной кислотой до

$pH \leq 2$ (на 100 мл пробы — 1 мл концентрированной соляной кислоты). Непосредственно перед анализом профильтрованные пробы продувались аргоном для удаления неорганического углерода (в течение 10 мин каждая проба).

В подавляющем большинстве случаев, определяя концентрацию РОУ, аналитики анализируют пробы как NPOC (nonpurgeable organic carbon — органический углерод, который остается в пробе после подкисления и продувки). Поскольку щелочность черноморской воды существенно выше океанической и в значительной степени изменяется с глубиной, нужно доподлинно знать, перешел ли весь неорганический углерод в форму двуокси углерода. Для этого был выбран режим анализатора ТИС/ТС, при котором РОУ определяется как разница между количеством всего углерода в пробе и его неорганической частью. Часть пробы объемом 800 мкл отбирается автосамплером из виалы (сосуда для автосамплера) в шприц-дозатор, откуда одна аликвота объемом 400 мл дозируется в барботер (асидификатор), а другая, такого же объема, — непосредственно в реактор. В барботер также предварительно впрыскивается 2 мл 0.8% соляной кислоты. Полученная смесь продувается освобожденным от влаги и CO_2 воздухом (газом-носителем). Выделившийся углекислый газ (при условии, что предварительная внешняя асидификация и продувка аргоном были не вполне эффективны), поступает в ИК-детектор в токе синтетического газа-носителя, где фиксируется количество выделенного в процессе реакции CO_2 . Исходя из этой величины, интегрируется пик растворенного неорганического углерода. Если подготовка проб выполнена тщательно, то концентрация растворенного неорганического углерода равна нулю.

Вторая часть аликвоты, поступившая непосредственно в реактор, сжигается при температуре $850^\circ C$ на платиновом катализаторе в токе газа-носителя. Газ-носитель переносит продукты сжигания в блок разделения, где происходят процессы связывания галогенов, отделение воды и осушка измеряемого газа. Далее очищенный от влаги и галогенов газ поступает в ИК-детектор, на основе чего интегрируется пик общего углерода. Концентрация органического углерода определяется как разница между концентрациями общего углерода и неорганического углерода:

$$OC = TC - IC, \quad (1)$$

где OC — органический углерод (organic carbon); TC — общий углерод (total carbon); IC — неорганический углерод (inorganic carbon).

Все данные были получены в четырех параллелях для каждой пробы РОУ для исключения случайных артефактов.

Статистические расчеты проводили с использованием программы Statistica 12 (StatSoft Inc., США). Ранговая корреляция Спирмена была применена для изучения взаимосвязей между переменными, если массив данных состоял из $n \leq 55$. При $n > 55$ рассчитывалась корреляция Пирсона.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ

3.1. Температура

Динамика распределения температуры показана на примере ст. 3 (рис. 2а) и подробно описана в работе [6]. В целом тенденция сезонных изменений рассматриваемых параметров была схожа на всех станциях. Поэтому в качестве графического примера авторы решили продемонстрировать сезонную изменчивость на ст. 3, достаточно удаленной как от берега, так и от влияния Основного черноморского течения (ОЧТ). Верхний квазиоднородный слой (ВКС), определяемый по градиенту плотности [6], начал формироваться в конце апреля и, с некоторыми колебаниями, увеличивался по толщине вплоть до ноября. Минимальная толщина ВКС (3–4 м) наблюдалась 10 мая, максимальная (35 м) — в середине ноября. Толщина термоклина в 2012 г. в среднем составляла около 11 м. Термоклин появился вместе с ВКС в конце апреля и просуществовал весь период наблюдений. Минимальная температура в верхних 50 м за период наблюдений составила $6.75^\circ C$ (10 мая, ст. 5, горизонт 50 м), максимальная — $27.23^\circ C$ (26 июля, ст. 5, поверхность).

3.2. Растворенный органический углерод и хлорофил а

В течение года концентрации РОУ в верхнем 50-метровом слое варьировала от 165 до $347 \mu M$ (рис. 2б). Концентрация хл “а” за весь период исследования изменялась в пределах от 0.01 до 1.39 мкг/л (рис. 2в). Максимальные концентрации РОУ и хл “а” были отмечены в начале апреля и конце июня. Четвертого апреля содержание РОУ было самым высоким за весь период исследования и достигло величины $347 \mu M$ на горизонте 10 м на ст. 5. Концентрация хл “а” также достигла своей максимальной отметки и на горизонте 10 м на ст. 3 составила 1.39 мкг/л. При этом обилие фитопланктона, согласно данным по хл “а”, увеличивалось по мере приближения к берегу, а содержание РОУ, напротив, увеличивалось на отдаленных от берега станциях. Исключение

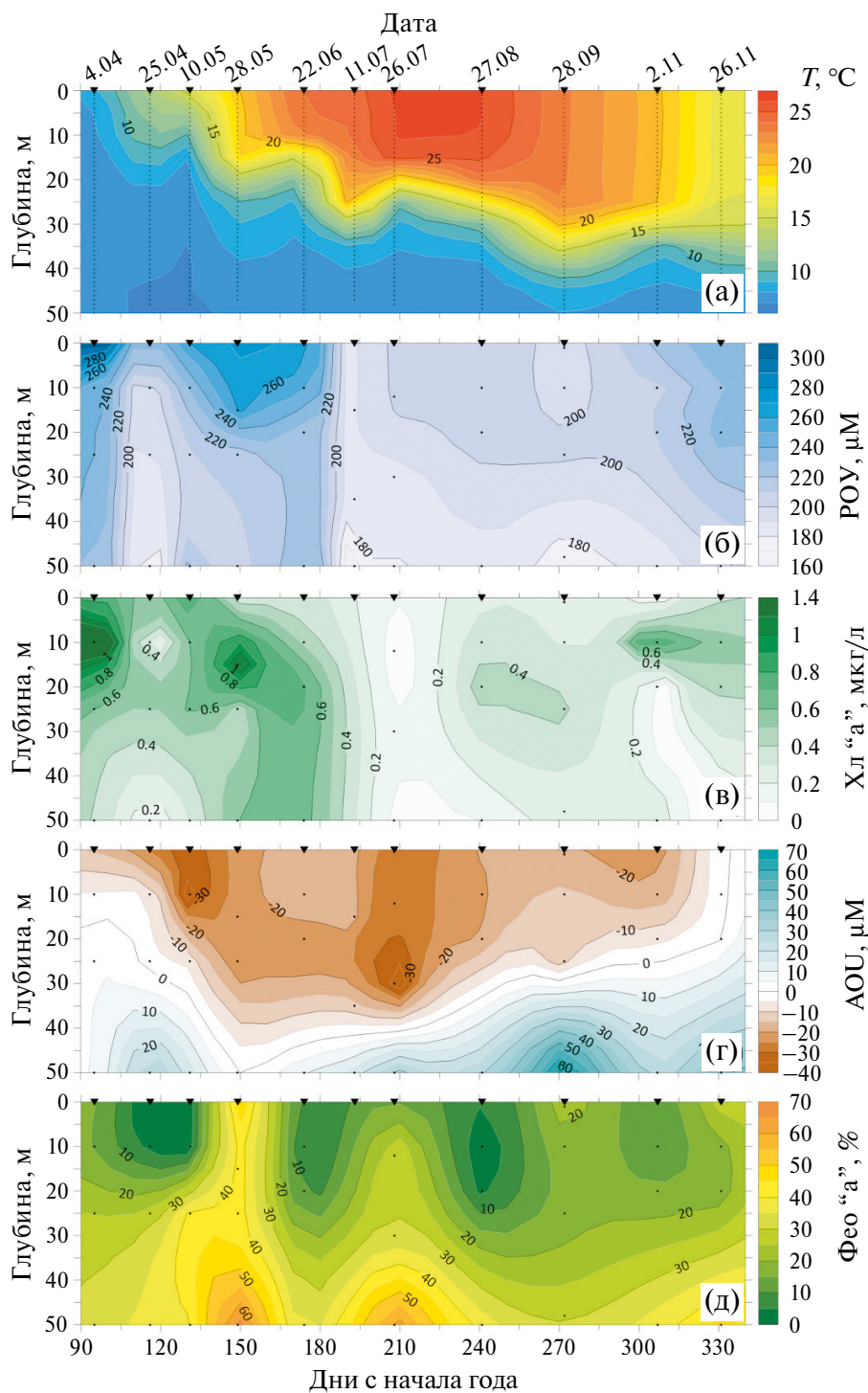


Рис. 2. Сезонная изменчивость: а – температуры морской воды (Т); б – РОУ; в – хл “а”; г – АОУ; д – фео “а” на ст. 3.

составила ст. 1, где концентрация РОУ на поверхности составила 314 μM . Во время следующего однодневного рейса, состоявшегося 25 апреля, наблюдался спад цветения по сравнению с предыдущим, и максимальное содержание хл “а” на разрезе не превышало 0.6 мкг/кг, а минимум составил 0.01 мкг/л. Концентрация РОУ в это же время изменялась от 177 до 234 μM .

Увеличение содержания РОУ и хл “а” происходило в период формирования термоклина с начала мая по конец июня, и рост содержания РОУ немного отставал по времени от увеличения концентраций хл “а”. Максимальная концентрация хл “а” за этот период была отмечена 28 мая (до 1.20 мкг/л), а максимальное содержание РОУ – 22 июня (до 283 μM). Уменьшение величин

РОУ и хл “а” последовало сразу после наводнения, происшедшего 6 июля. Содержание РОУ 11 июля не было выше $217 \mu\text{M}$, а на ст. 3 в придонном слое концентрация РОУ достигла своих минимальных величин за исследуемый период в 50-метровом слое и составила $165 \mu\text{M}$. Однако, несмотря на значительный объем материкового выноса, после наводнения не последовало вспышки “цветения”. Во время отбора проб, состоявшегося 26 июля, содержание хл “а” в верхних 50 м на ст. 3, 4, 5 не поднималось выше 0.1 мкг/л . Только на более близких к берегу станциях (т.е. тех, которые наибольшее время были подвержены аномально мощному для этого сезона речному выносу) были обнаружены высокие значения хл “а”.

В поверхностном слое (рис. 3) на ст. 1 концентрация хл “а” составила 0.50 мкг/л , а в придонном слое на ст. 2 — 0.92 мкг/л . Постепенное увеличение концентраций РОУ и хл “а” было отмечено с конца сентября по конец ноября. В осенний период максимальное содержание РОУ было обнаружено 26 ноября в поверхностном слое на ст. 2 ($244 \mu\text{M}$), а максимальная величина хл “а” — 2 ноября на горизонте 20 м на ст. 5 (0.76 мкг/л). Та-

ким образом, сезонная динамика как РОУ, так и хл “а” носила “волнообразный” характер, заключающийся в чередовании периодов с низким и высоким содержанием хл “а” и растворенного органического вещества.

Необходимо отметить отсутствие взаимосвязи между распределениями РОУ и хл “а” по вертикали в водном столбе (рис. 4). Чаще всего максимальные концентрации РОУ обнаруживаются на поверхности, в то время как максимумы хл “а” большей частью привязаны к глубинам 10–25 м.

Самые высокие концентрации РОУ и хл “а” от весны и до конца лета наблюдались на прибрежных станциях (ст. 1 и 2). При этом такая же тенденция сохранилась для РОУ и в осенний период, что, по-видимому, может быть связано со значительной долей растворенного органического вещества, продуцируемой макрофитами. Концентрации хл “а”, напротив, возросли на удаленных от берега ст. 4 и 5 в течение осеннего сезона. Это может быть объяснено осенним перемешиванием водных масс, что приводит к подъему вод, богатых биогенными элементами, которые в свою очередь стимулируют развитие одноклеточных водорослей.

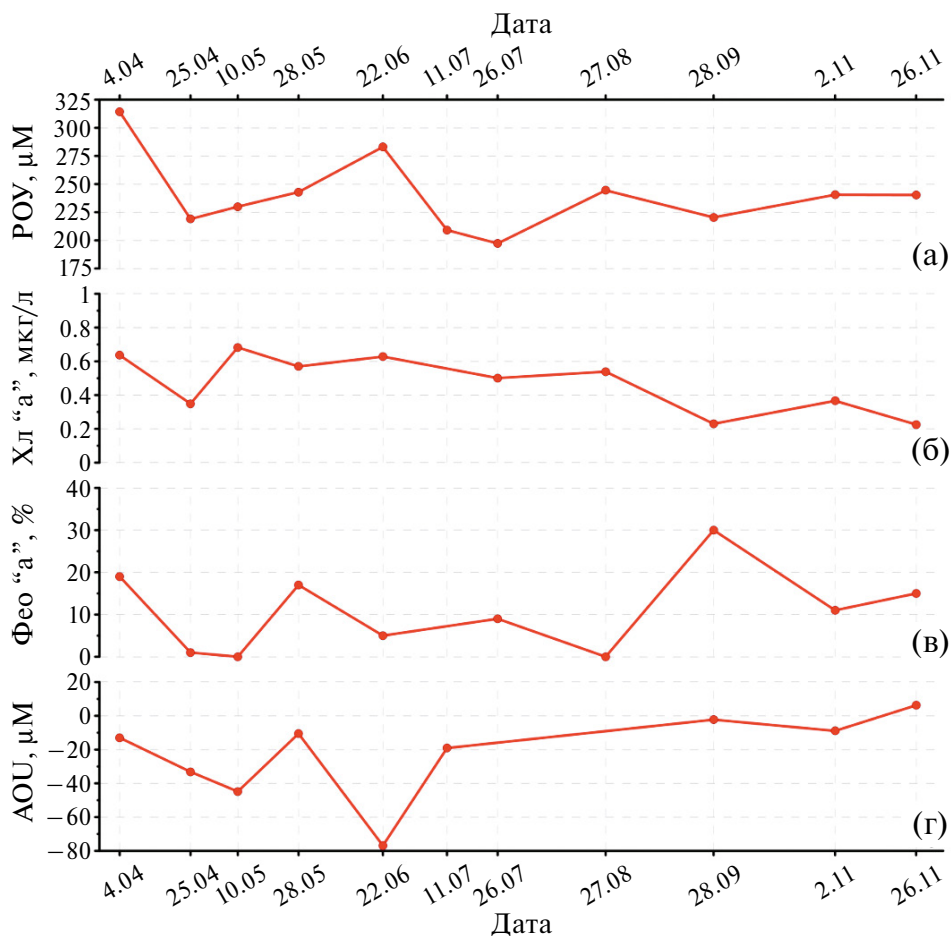


Рис. 3. Сезонная динамика: а – РОУ; б – хл “а”; в – фео “а”; г – АОУ (ст. 1, поверхность).

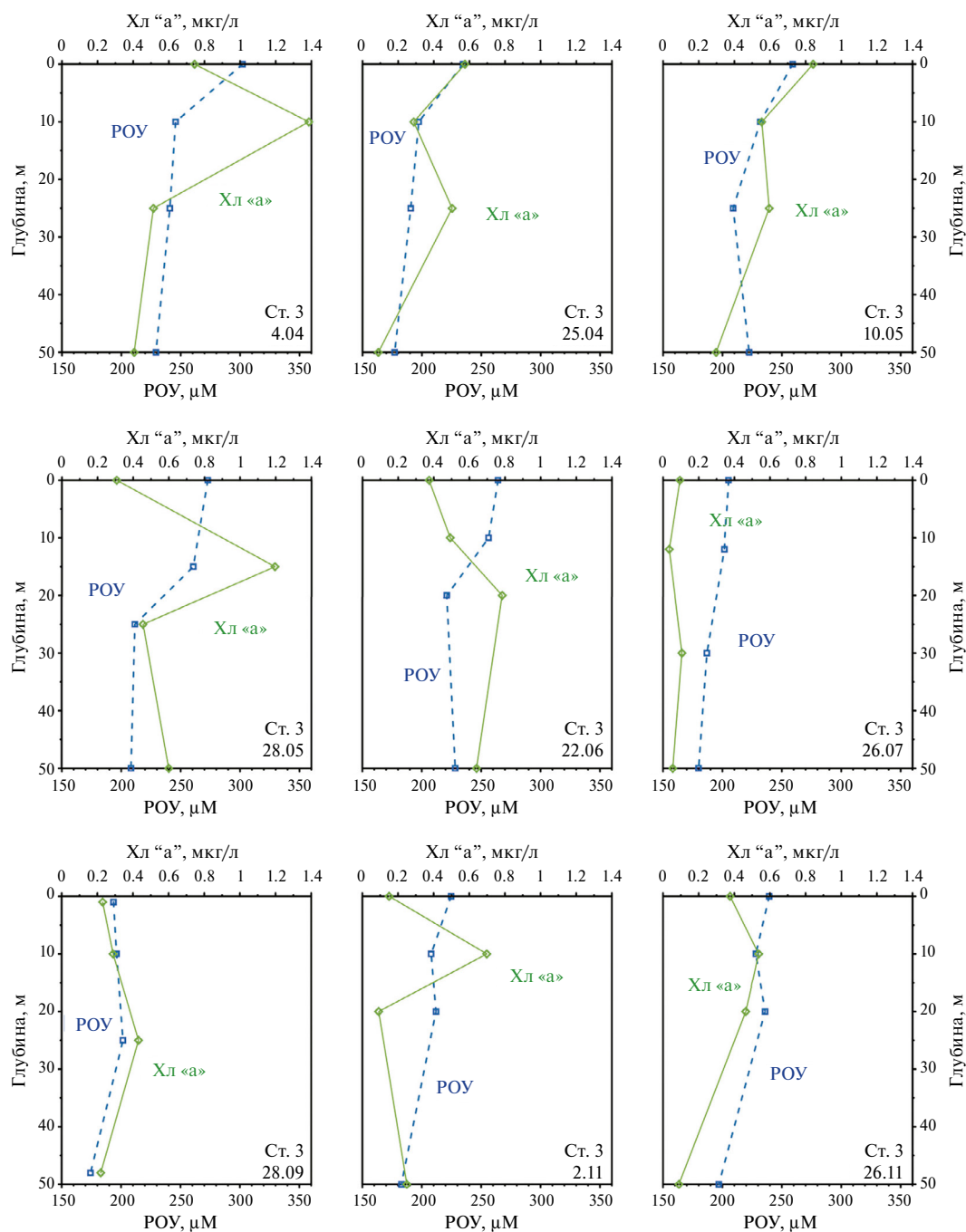


Рис. 4. Вертикальное распределение PO_4 и хл «а» на ст. 3.

3.3. Кислород и кажущееся потребление кислорода (AOU)

Подробное описание временного и пространственного распределения кислорода и AOU представлено в работе [6]. В течение года величины кислорода и AOU варьировали в верхнем 50-метровом слое соответственно от 240 μM до 351 μM и от (–76.9) до 69.6 μM соответственно (рис. 2г). Сезонная динамика кислорода и AOU имела несхожие тренды, поскольку определяющим фактором сезонной динамики кислорода в большей сте-

пени выступала температура, нежели продукционно-деструкционные процессы. Согласно распределению AOU, слой, в котором преобладают продукционные процессы над деструкционными, располагается в верхних 0–30 м. Заглубление этого слоя в весенне-летний период происходит по мере формирования термоклина. Осенью в период разрушения термоклина и сокращения светового дня вклад продукционных процессов в величину AOU снижается. В конце ноября в верхнем 20 м слое среднее значение AOU составило около 0 μM .

Больше всего кислорода в течение года наблюдалось на самой близкой к берегу ст. 1. На этой же станции были отмечены минимальные величины АОУ.

3.4. Доля феофитина а в общей сумме хлорофилла а и феофитина а

За представленный период исследования в верхнем 50-метровом слое доля фео “а” изменялась от 0 до 69% (рис. 2д). Доля фео “а” закономерно увеличивалась с глубиной (все максимумы были зафиксированы на горизонте 50 м). Среднее значение доли фео “а” по всему массиву данных в верхнем 50-метровом слое составило 20.5%, что в целом свидетельствует о высоком продукционном потенциале фитопланктона исследуемой акватории на протяжении всего периода представленных натурных наблюдений. В большинстве случаев доля фео “а” росла по мере удаления от берега. Минимальная доля фео “а” наблюдалась в приповерхностных горизонтах (0 и 10 м) и прибрежных станциях (ст. 1 и 2 соответственно).

Сезонная динамика доли фео “а” носила волнообразный характер. Весной относительно высокая доля фео “а” наблюдалась 4 апреля и 28 мая (до 69% при средних значениях 25.5% и 28.4% соответственно). Снижение доли фео “а” наблюдалась весной 25 апреля и 10 мая (до 0% при средних значениях 12.4% и 18.3% соответственно). Летом более высокая доля фео “а” была отмечена 26 июля (до 64% при среднем значении 31.6%). Более низкая доля фео “а” была характерна 22 июня и 27 августа (до 0% при средних значениях 12.5% и 9.5% соответственно). Осенью более высокие значения фео “а” были отмечены 28 сентября и 26 ноября (до 49% при средних значениях 24.6% и 23.3% соответственно). Более низкая доля фео “а” наблюдалась 2 ноября (до 3% при средних значениях 16.5%). Максимальная доля фео “а”, наблюдавшаяся за весь период исследования (69%), была отмечена 28 мая (ст. 3, горизонт 50 м). Для доли фео “а”, так же, как и для АОУ, было характерно заглубление низких величин вместе с формированием термоклина.

4. ОБСУЖДЕНИЕ

4.1. Особенности сезонной изменчивости растворенного органического углерода, хлорофилла а, АОУ и доли феофитина

Как отмечалось ранее, 4 апреля были зафиксированы самые высокие концентрации РОУ и хл “а”. При этом в начале апреля полностью отсутствует стратификация в верхних 50 м. Форми-

рование ВКС и термоклина происходит в период с конца апреля по июнь. Таким образом, наличие стратификации не является обязательным условием развития черноморского фитопланктона в весенний период. Умеренно высокая величина АОУ и доли фео “а” в купе с максимальными концентрациями РОУ и хл “а” позволяют сделать предположение, что 4 апреля был зафиксирован этап деградации “цветения”, при котором развитие лидирующего комплекса в сообществе фитопланктона переходит из стационарной фазы в фазу угасания. В различных работах отмечалось, что чаще всего максимальное количество растворенного органического вещества выделяется одноклеточными водорослями при стационарной и терминальной фазах роста [12, 20].

Когда отмирание старых клеток начинает превосходить образование новых, синтез кислорода сокращается, а количество взвешенного и растворенного органического углерода еще по-прежнему велико. В таком случае может наблюдаться рост АОУ, поскольку деструкция органического вещества начинает протекать более интенсивно, чем его продукция. Также, исходя из данных АОУ и доли фео “а”, 25 апреля можно предположить начало нового периода развития сообщества фитопланктона, который, по данным РОУ и хл “а”, мог продлиться до конца июня. Низкие величины РОУ, хл “а”, АОУ и доли фео “а” могут свидетельствовать об экспоненциальной фазе развития доминирующей группы в сообществе фитопланктона. Экспоненциальная фаза роста характеризуется быстрым увеличением биомассы и малым количеством выделяемого в процессе фотосинтеза растворенного органического вещества. В такой период количество новых образующихся клеток значительно превышает количество отмирающих, а значит, выделившийся кислород в меньшей степени расходуется на окисление органического вещества. По мере увеличения биомассы увеличивается количество как взвешенного, так и растворенного органического вещества. Взвешенное вещество накапливается за счет живых и не успевших осесть мертвых клеток, растворенное — как за счет прижизненного естественного выделения органического вещества клетками фитопланктона, так и в результате лизиса мертвых клеток. Большее количество растворенного и взвешенного органического вещества расходует большее количество кислорода на свое окисление. Постепенное увеличение АОУ с июля по ноябрь указывает на расходование кислорода в течение осеннего периода. Потребление кислорода может происходить в результате разложения

полулабильного органического вещества, синтезированного в весенне-летний период фотосинтетической активности [23].

Как отмечалось ранее, больше всего хл “а”, и особенно РОУ, наблюдалось на ближних к берегу станциях (ст. 1 и 2), что может быть обусловлено влиянием материкового стока, богатого биогенными элементами, способствующими развитию фитопланктона. Также на концентрации РОУ значительное влияние может оказывать продукция макрофитобентосных сообществ.

Согласно проведенным исследованиям [11], в изучаемом районе максимальная глубина распространения макрофитов составляет 23–25 м. Посмертное разложение макрофитов приносит в морскую воду прибрежной зоны значительное количество органического вещества. В целом, выделяемое многоклеточными водорослями органическое вещество может составлять от 50 до 200% их годовой продукции. Поэтому влияние макрофитов на химизм прибрежных вод может оказаться выше, чем влияние фитопланктонных сообществ на химизм вод открытого моря [12].

Также причиной увеличения содержания РОУ на прибрежных станциях может служить обилие бактериопланктона. По данным И.В. Мошаровой и А.Ф. Сажина (2007), работавших на этом же полигоне в 2005 г., наибольшие значения численности биомассы бактерий практически всегда отмечаются на прибрежных станциях, и по мере удаления от берега наблюдается снижение содержания бактериопланктона. Несмотря на то, что большая часть этих бактерий относится к гетеротрофным формам, их положительный вклад во фракцию РОУ может быть весьма значительным, поскольку существенная часть бактериопланктона проходит при фильтрации через GF/F-фильтры, а значит, операционно расценивается как растворенное вещество.

4.2. Связь растворенного органического углерода и хлорофилла а

В подавляющем большинстве случаев РОУ и хл “а” имели несхожее вертикальное распределение в водном столбе (рис. 4). Чаще всего максимальные концентрации РОУ обнаруживались на поверхности, в то время как максимумы хл “а” большей частью были привязаны к горизонтам 10–25 м, т.е. к слою максимального скопления фитопланктона. Во-первых, необходимо отметить, что пробы с поверхности отбирались пластиковым ведром, поэтому не исключено влияние поверхностного микрослоя на концентрацию

РОУ. Концентрация органического углерода в поверхностной пленке толщиной 3.0 мм может достигать 3×10^5 мг/л [2]. Во-вторых, максимальная интенсивность фотосинтеза чаще всего наблюдается на глубине 5–7 м от поверхности [1, 37]. Согласно [37], именно на этой глубине расположен слой оптимальной освещенности. Выше этого слоя фотосинтез фитопланктона угнетается избыточной освещенностью, ниже — недостатком света. Благоприятные световые условия способствуют интенсивному протеканию фотосинтеза. Таким образом, даже небольшая часть биомассы водорослей, обитающая в слое оптимальной освещенности, может продуцировать количество органического вещества, соизмеримое с синтезируемым в термокLINE, где обычно сосредоточена основная часть биомассы фитопланктона.

Еще одна причина расхождения в вертикальных распределениях РОУ и хл “а” кроется непосредственно в физической природе экскретируемого фитопланктоном органического вещества. Полисахариды являются важнейшим компонентом внеклеточных выделений водорослей [12]. Ввиду своего большого молекулярного веса, полисахариды большей частью составляют коллоидную фракцию РОУ. Особая роль в выделении полисахаридов в окружающую среду принадлежит диатомовым водорослям благодаря их способности экскретировать значительные количества полисахаридов на протяжении всех фаз их развития. В результате коагуляции полисахаридов образуются прозрачные экзополлимерные частицы (transparent exopolymer particles, ТЕР) [33]. ТЕР являются наиболее распространенными гелеобразными частицами, в изобилии находящимися в океанах [34]. Большое их количество и клейкость усиливают связывание твердых, неклеяких частиц и таким образом увеличивают скорость их седиментации [24, 39]. Из-за высокого содержания органического углерода в ТЕР такие тонущие скопления способствуют экспорту углерода в глубинные слои и играют значительную роль в его биогеохимическом цикле. Однако результаты исследований позволяют говорить о том, что ТЕР, образующиеся в слое скопления одноклеточных водорослей, способны всплывать на поверхность, и более того, увлекать за собой прикрепленные к ним твердые частицы [14, 25]. Проведенные лабораторные эксперименты [14] показали, что свободные от твердых частиц ТЕР всплывают и аккумулируются в поверхностном слое колонны-отстойника со средней скоростью 1.6×10^{-4} см/с. Измеренная плотность ТЕР варьирует от 0.70 до 0.84 г/см³. Также

экспериментальным путем было установлено, что ТЕР способны транспортировать в поверхностный слой латексные сферы диаметром 45.6 и 1.82 $\mu\text{м}$ и плотностью 1.05 г/см^3 . Благодаря этим свойствам ТЕР поверхностный микрослой ими так сильно обогащен [42]. Плотность и относительные пропорции ТЕР, твердых частиц и промежуточной воды внутри скоплений определяют скорость их всплытия или погружения. Большое по сравнению с твердыми частицами количество ТЕР замедляет погружение скоплений, продлевая их время существования на поверхности океана. Таким образом, значительная часть органического вещества, синтезируемого фитопланктонными сообществами, представляет собой неоднородную массу, распространяющуюся в той или иной степени по всему водному столбу. При этом ее свободная поверхностно-активная составляющая будет стремиться к поверхности.

Разные тенденции вертикального распределения РОУ и хл “а” приводят к отсутствию су-

щественной статистической взаимосвязи между этими параметрами как таковыми. Коэффициент корреляции, рассчитанный по Пирсену, между концентрациями РОУ и хл “а” во всем массиве данных составил $R = 0.44$ при $n = 155$ (“умеренная” корреляция ($R = 0.3\text{--}0.5$) по шкале Чеддока) [18]. Тем не менее, несмотря на различия в вертикальном распределении, тренды сезонной динамики у РОУ и хл “а” были весьма схожи (рис. 2б, в). Ранее отмечалось, что органическое вещество, являющееся продуктом жизнедеятельности фитопланктона, способно как оседать, так и подниматься к поверхности. Поэтому логично было сравнить между собой динамику средневзвешенных величин РОУ и хл “а” в водном столбе. При построении распределения по времени средневзвешенных концентраций РОУ и хл “а” наблюдалась прямая зависимость (табл. 1–2, рис. 5). Статистический анализ средневзвешенных концентраций всего массива данных показал значимую взаимосвязь между динамикой РОУ

Таблица 1. Коэффициенты корреляции между средневзвешенными в столбе воды концентрациями РОУ и отдельными измеряемыми параметрами за весь период исследования по всему массиву данных

Пара переменных	Объем выборки n	Коэффициент корреляции по Спирмену R	p -критерий
РОУ и хл “а”	49	0.59	< 0.0001
РОУ и фео “а”	49	–0.17	0.2338
РОУ и АОУ	53	–0.10	0.4688

Таблица 2. Коэффициенты корреляции между средневзвешенными в столбе воды концентрациями РОУ и отдельными измеряемыми параметрами за весь период исследования на отдельных станциях

№ станции	Пара переменных	Объем выборки n	Коэффициент корреляции по Спирмену R	p -критерий
1	РОУ и хл “а”	10	0.53	0.1160
	РОУ и фео “а”	10	0.12	0.7507
	РОУ и АОУ	9	–0.02	0.9661
2	РОУ и хл “а”	10	0.53	0.1173
	РОУ и фео “а”	10	–0.26	0.4671
	РОУ и АОУ	11	0.20	0.5554
3	РОУ и хл “а”	10	0.85	0.0016
	РОУ и фео “а”	10	0.33	0.3466
	РОУ и АОУ	11	–0.15	0.6500
4	РОУ и хл “а”	9	0.62	0.0769
	РОУ и фео “а”	9	0.15	0.7001
	РОУ и АОУ	11	0.39	0.2345
5	РОУ и хл “а”	10	0.53	0.1173
	РОУ и фео “а”	10	0.28	0.4250
	РОУ и АОУ	11	–0.15	0.6696

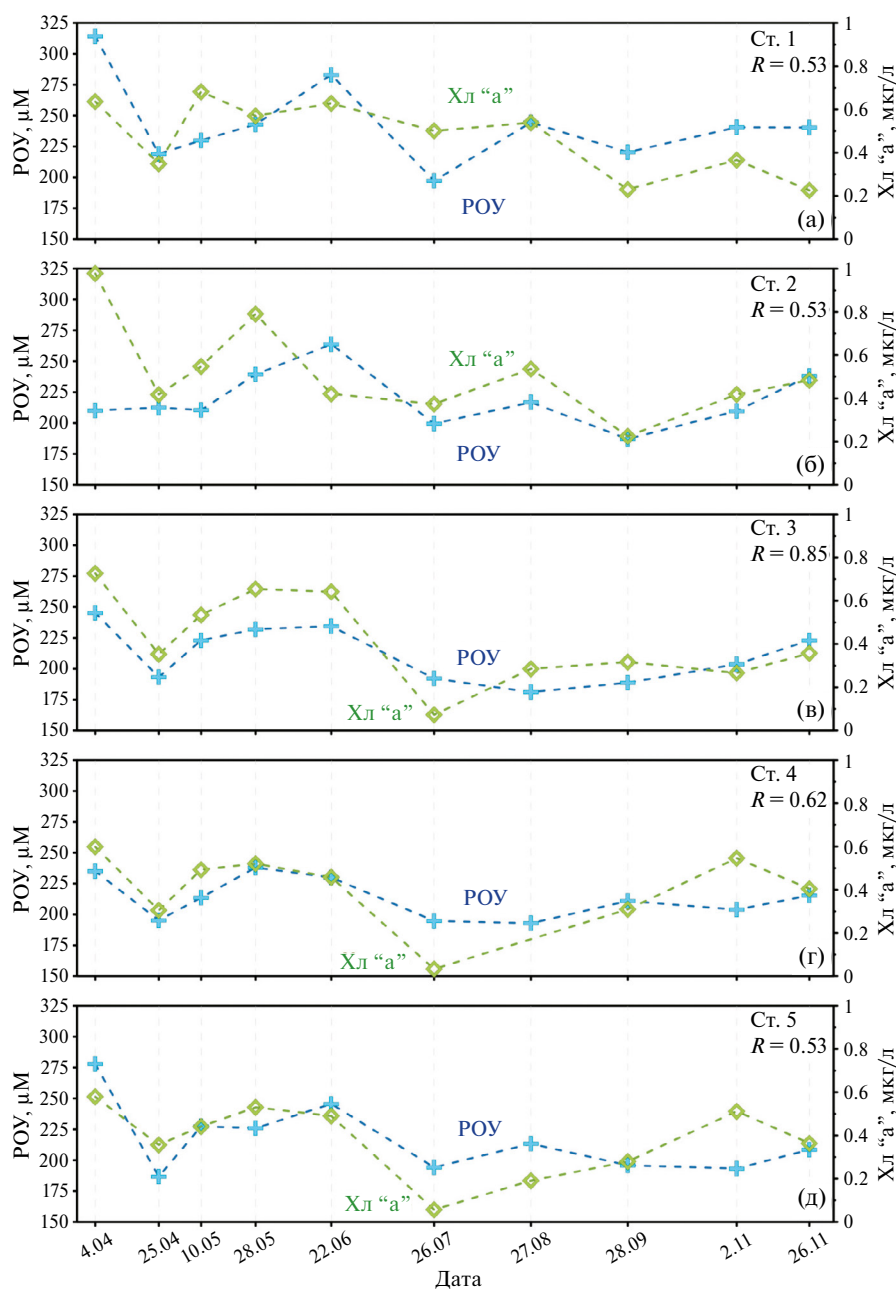


Рис. 5. Сезонная динамика средневзвешенных концентраций РОУ и хл “а” в верхнем 50-метровом слое по станциям: а – Ст. 1; б – Ст. 2; в – Ст. 3; г – Ст. 4; д – Ст. 5.

и хл “а”. Коэффициент корреляции, рассчитанный по Спирмену, составил $R = 0.59$ при $n = 49$ (“заметная” корреляция ($R = 0.5–0.7$) по шкале Чеддока) [18] (табл. 1). Также был проведен анализ сезонной динамики средневзвешенных концентраций РОУ и хл “а” на отдельных станциях (табл. 2, рис. 4). Из рис. 5 и табл. 1 видно, что более сильные зависимости характерны для отдаленных от берега ст. 3, 4. Более слабая взаимосвязь между средневзвешенными в столбе воды величинами хл “а” и РОУ была получена на ст. 1, 2, 5. Ст. 2 находится примерно в 1 км от берега

за пределами бухты. По данным ADCP, для этой глубины характерно наличие разнонаправленных течений в верхнем и нижнем слое [3]. Подобный гидрологический режим может служить причиной ослабленной связи между хл “а” и РОУ. Также невысокая зависимость между хл “а” и РОУ, наблюдавшаяся на ст. 1 и 2, может быть связана с продукцией многоклеточных водорослей и влиянием берега, значительно уменьшающим вклад экскреции фитопланктона в пул РОУ. Ст. 3 находится в акватории с самым спокойным гидрологическим режимом [3]. По мере удаления

от берега на ст. 4 и 5 увеличивается влияние основного черноморского течения, что может служить причиной ослабления связи между РОУ и хл “а”.

Отдельно следует отметить, что существенной связи между временной динамикой РОУ и АОУ, а также РОУ и фео “а” обнаружено не было.

Поскольку хл “а” служит интегральной характеристикой биомассы микроводорослей, можно предположить, что сезонная изменчивость РОУ в большей степени зависит от биомассы автотрофного фитопланктона, чем от его физиологической активности (фео “а”, АОУ), и зависимость эта слабеет в результате влияния гидрологического фактора и вклада иных источников в пул РОУ.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате анализа массива данных, собранных в течение восьми месяцев в одном и том же районе, было показано, что существует прямая зависимость между содержанием растворенного органического углерода и концентрацией хлорофилла *a*, что может свидетельствовать о том, что сезонная изменчивость растворенного органического углерода напрямую зависит от биомассы автотрофного фитопланктона. Пространственная и временная изменчивость РОУ не связана с такими показателями, как АОУ и доля фео “а” (потенциальная активность фитопланктона).

Финансирование работы. Работа выполнена в рамках государственного задания ИО РАН № FMWE-2024-0016 “Разномасштабные гидрофизические процессы в Мировом океане и его пограничных слоях: их исследование методами оперативной океанографии, судовых наблюдений, дистанционного зондирования, теоретического, численного и лабораторного моделирования”.

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. Ведерников В.И., Демидов А.Б. Вертикальное распределение первичной продукции и хлорофилла в различные сезоны в глубоководных районах Черного моря // *Океанология*. 1997. Т. 37. № 3. С. 414–423.
2. Емельянов Е.М. Барьерные зоны в океане. Осадки и рудообразование, геоэкология. Калининград: Янтарный сказ, 1998. 416 с.
3. Зацепин А.Г., Пиотух В.Б., Корж А.О. и др. Изменчивость поля течений в прибрежной зоне Черного моря по измерениям донной станции ADCP // *Океанология*. 2012. Т. 52. № 5. С. 629–642.
4. Зацепин, А.Г., Островский А.Г., Кременецкий В.В. и др. О природе короткопериодных колебаний основного черноморского пикноклина, субмезомасштабных вихрях и реакции морской среды на катастрофический ливень 2012 г. // *Океанология*. 2013. Т. 49. № 6. С. 717–732.
5. Кобак К.И. Биотические компоненты углеродного цикла. Л.: Гидрометеиздат, 1988. 248 с.
6. Костылева А.В., Мошаров С.А., Подымов О.И. Исследования сезонной динамики кислорода, кажущегося потребления кислорода и хлорофилла *a* в северо-восточной части Черного моря в 2012 году // *Океанология*. 2022. Т. 62. № 5. С. 715–725.
7. Мошаров С.А., Демидов А.Б., Симакова У.В. Особенности процессов первичного продуцирования в Карском море в конце вегетационного периода // *Океанология*. 2016. Т. 56. № 1. С. 90–100.
8. Мошаров С.А., Сергеева В.М. Оценка функционального состояния морского фитопланктона по флуоресцентным показателям и соотношению концентраций феофитина и хлорофилла *a* // *Вопросы современной альгологии*. 2018. № 1. С. 10–16.
9. Мошарова И.В., Сажин А.Ф. Бактериопланктон северо-восточной части Черного моря в летний и осенний периоды 2005 г. // *Океанология*. 2007. Т. 47. № 5. С. 720–728.
10. Сиделев С.И., Бабаназарова О.В. Анализ связей пигментных и структурных характеристик фитопланктона высокоэвтрофного озера // *Журн. Сиб. фед. Ун-та. Биология*. 2008. Т. 1. № 2. С. 162–177.
11. Симакова У.В. Влияние рельефа дна на сообщества цистозиры Северокавказского побережья Черного моря // *Океанология*. Т. 49. № 5. 2009. С. 672–680.
12. Хайлов К.М. Экологический метаболизм в море. Киев: Наукова Думка, 1971. 252 с.
13. Arar E.J., Collins G.B. U.S. Environmental Protection Agency method 445.0 In Vitro Determination of Chlorophyll *a* and Pheophytin *a* in Marine and Freshwater Algae by Fluorescence, revision 1.2 // *Cincinnati, Ohio, U.S. Environmental Protection Agency, National Exposure Research Laboratory, Office of Research and Development*. 1997. P. 1–22.
14. Azetsu-Scott K., Passow U. Ascending marine particles significance of transparent exopolymer particles (TEP) in the upper ocean // *Limnology and Oceanography*. 2004. V. 49. P. 741–748.
15. Cadee G.C. Particulate and dissolved organic carbon and chlorophyll *a* in the Zaire River, estuary and plume // *Neth.s J. of Sea Research*. 1984. V. 17. P. 426–440.
16. Carlson C.A., Ducklow H.W. Dissolved organic carbon in the upper ocean of the central equatorial Pacific Ocean, 1992: Daily and finescale vertical

- variations // *Deep-Sea Research II*. 1995. V. 42. № 23. P. 639–656.
17. *Cauwet G., Hansell D.A., Carlson C.A. et al.* DOM in the coastal zone // *Biogeochemistry of Marine Dissolved Organic Matter*. San Diego: Academic Press. 2002. P. 579–609.
18. *Chaddock R.E.* Principles and Methods of Statistics, 1st ed. Boston: Houghton Mifflin Company, 1925.
19. *Chen W., Wangersky P.J.* High-temperature combustion analysis of dissolved organic carbon produced in phytoplankton cultures // *Marine Chemistry*. 1993. V. 41. P. 167–171.
20. *Chen W., Wangersky P.J.* Production of dissolved organic carbon in phytoplankton cultures as measured by high-temperature catalytic oxidation and ultraviolet photo-oxidation methods // *J. of Plankton Research*. 1996. V. 18. № 7. P. 1201–1211.
21. *Dagg M.J., Bianchi T., McKee B. et al.* Fates of dissolved and particulate materials from the Mississippi river immediately after discharge into the northern Gulf of Mexico, USA, during a period of low wind stress // *Continental Shelf Research*. 2008. V. 28. P. 1443–1450.
22. *Doval M.D., Perez F.F., Berdalet E.* Dissolved and particulate organic carbon and nitrogen in the North-western Mediterranean // *Deep-Sea Research I*. 1999. V. 46. P. 511–527.
23. *Ducklow H.W., Hansell D.A., Morgan J.A.* Dissolved organic carbon and nitrogen in the Western Black Sea // *Marine Chemistry*. 2007. V. 105. P. 140–150.
24. *Engel A.* Distribution of transparent exopolymer particles (TEP) in the northeast Atlantic Ocean and their potential significance for aggregation processes // *Deep Sea Research I*. 2004. V. 51. P. 83–92.
25. *Engel A., Schartau M.* Influence of transparent exopolymer particles (TEP) on sinking velocity of *Nitzschia closterium* aggregates // *Marine Ecology Progress Series*. 1999. V. 182. P. 69–76.
26. *Fogg G.E., Boalch G.T.* Extracellular products in pure cultures of a brown alga // *Nature*. 1958. V. 181. № 4611. P. 789–790.
27. *Grasshoff K., Kremling K., Ehrhardt M.* Methods of seawater analysis, 3rd ed. New York: Wiley-VCH, 1999.
28. *Happ G., Gosselink J.G., Day J.W. Jr.* The Seasonal Distribution of Organic Carbon in a Louisiana Estuary // *Estuarine and Coastal Marine Science*. 1977. V. 5. P. 695–705.
29. *Holm-Hansen O., Riemann B.* Chlorophyll-a determination: Improvements in methodology // *Oikos*. 1978. V. 30. P. 438–447.
30. *Jones R.F.* Extracellular Mucilage of the Red Alga *Porphyridium cruentum* // *J. of Cell. and Comp. Physiol*. 1962. V. 60. P. 61–64.
31. *Legendre L., Michaud J.* Chlorophyll a to estimate the particulate organic carbon available as food to large zooplankton in the euphotic zone of oceans // *J. of Plankton Research*. 1999. V. 21. № 11. P. 2067–2083.
32. *Mykkestad S.M., Holm-Hansen O., Varum K.M. et al.* Rate of release of extracellular amino acids and carbohydrates from the marine diatom *Chaetoceros affinis* // *J. of Plankton Research*. 1989. V. 11. P. 763–773.
33. *Passow U.* Formation of transparent exopolymer particles, TEP, from dissolved precursor material // *Marine Ecology Progress Series*. 2000. V. 192. P. 1–11.
34. *Passow U.* Transparent exopolymer particles (TEP) in aquatic environments // *Progress in Oceanography*. 2002. V. 55. P. 287–333.
35. *Redfield A.C., Ketchum B.H., Richards F.A.* The influence of organisms on the composition of seawater. New York: Intersc., 1963. V. 2. P. 26–77.
36. *Saliot A., Derieux S., Sadouni N. et al.* Winter and Spring Characterization of Particulate and Dissolved Organic Matter in the Danube–Black Sea Mixing Zone // *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 2002. № 54. P. 355–367.
37. *Sorokin Y.I.* The Black Sea: Ecology and Oceanography. Leiden: Backhuys Publishers, 2002.
38. *Sugimura Y., Suzuki Y.* A high temperature catalytic oxidation method for non-volatile dissolved organic carbon in seawater by direct injection of a liquid sample // *Marine Chemistry*. 1988. V. 24. P. 105–131.
39. *Thornton D.C.O.* Diatom aggregation in the sea: mechanisms and ecological implications // *European J. of Phycology*. 2002. V. 37. P. 149–161.
40. *Whitton B.A.* Extracellular Products of Blue-Green Algae // *J. gen. Microbiol*. 1963. V. 40. P. 1–11.
41. *White W.M.* Geochemistry. Chichester: Wiley-Blackwell, 2013.
42. *Wurl O., Holmes M.* The gelatinous nature of the sea-surface microlayer // *Marine Chemistry*. 2008. Vol. 110. P. 89–97.

SEASONAL VARIABILITY OF DISSOLVED ORGANIC CARBON IN THE NORTH-EASTERN BLACK SEA

A. V. Kostyleva^{a, *}, S. A. Mosharov^a, D. I. Migali^a

^a *Shirshov Institute of Oceanology, Moscow, Russia*

^{*} *e-mail: ventis-ire@yandex*

The paper examines and discusses the seasonal and spatial variability of dissolved organic carbon (DOC), apparent oxygen utilization (AOU), chlorophyll-a (Chl "a"), and the proportion of pheophytin in the sum of chlorophyll-a and pheophytin-a (Pheo "a") along a 5-mile transect opposite Golubaya Bay at stations with depths of 10, 25, 50, 100 and 500 m (Gelendzhik, northeastern Black Sea). Sampling was carried out in 2012 from April to November inclusive with a frequency of 1–2 times per month. Statistical analysis of the weight-average concentrations of DOC and Chl "a" calculated for the entire data set demonstrated a relationship between the seasonal dynamics of DOC and Chl "a". The Spearman correlation coefficient was $R = 0.59$ with $n = 49$. Analysis of the seasonal dynamics of the weight-average concentrations of DOC and Chl "a" at individual stations showed the highest relationship between the parameters at the station with a depth of 50 m ($R = 0.85$, $n = 10$), sufficiently remote from both the continental runoff and the influence of the Rim Current. No significant relationship was found between the temporal dynamics of DOC and Pheo "a". Considering that the concentration of Chl "a" is an indirect characteristic of the abundance of active autotrophic phytoplankton, and Pheo "a" is an indicator of the physiological state of microalgae, it can be assumed that the biomass of autotrophic phytoplankton has a greater impact on the dynamics of DOC than its physiological state (activity).

Keywords: Black Sea, seasonal dynamics, dissolved organic carbon, chlorophyll-a, proportion of pheophytin-a

УДК 550.42

ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДОННЫХ ОСАДКОВ ЗОНЫ ЛИНЕЙНОЙ ДЕПРЕССИИ ЗАПАДНО-КАРСКОЙ СТУПЕНИ

© 2025 г. В. С. Севастьянов^{1, *}, В. Ю. Федулова¹, Е. А. Мороз², Е. А. Краснова^{1, 3},
С. Г. Наймушин¹, Н. В. Душенко¹, С. А. Воропаев¹, А. А. Долгонос¹

¹ Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия

² Геологический институт РАН, Москва, Россия

³ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

* e-mail: vsev@geokhi.ru

Поступила в редакцию 08.04.2024 г.

После доработки 28.05.2024 г.

Принята к печати 22.11.2024 г.

В ходе 89-го рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш” в 2022 г. были отобраны колонки осадков на станциях 7441 и 7444, расположенных в юго-западной части Карского моря. Станция 7444 находилась на крупной субмеридиональной депрессии, под днищем которой были обнаружены газонасыщенные осадочные толщи. На расстоянии 68 км от станции 7444 находилась фоновая станция 7441. Для осадков фоновой станции 7441 соотношение углеводородных газов $C_1/(C_2 + C_3) < 100$ свидетельствовало об их термогенной природе. В осадке на ст. 7441 формирование газовой компоненты в осадке происходило за счет дегградации органического вещества (ОВ) и притока термогенных газов, а в осадке ст. 7444 происходил приток биогенного газа, по-видимому, из многолетнемерзлых пород. При этом средняя концентрация CH_4 в осадке ст. 7444 превышала среднюю концентрацию в осадке колонки 7441 в 700 раз, а средние концентрации CO_2 в осадках ст. 7444 и 7441 были сопоставимы. В слое 541–622 см осадка ст. 7444 концентрации CH_4 и CO_2 достигали максимальной величины. О биогенной природе газа в осадке ст. 7444 свидетельствовали низкие значения изотопного состава углерода CH_4 (средняя величина $\delta^{13}C(CH_4) = -99.7\text{‰}$) и высокое отношение $C_1/(C_2 + C_3) \sim 10^2 - 10^4$ в глубоких слоях осадка.

Ключевые слова: Карское море, осадки, органическое вещество, углеводородные газы, изотопный состав углерода

DOI: 10.31857/S0030157425020053, EDN: DYBEXS

1. ВВЕДЕНИЕ

В морских осадках Арктики захоронено большое количество углерода, которое составляет 10^{15} г [19]. Континентальный шельф играет значительную роль в глобальном цикле углерода, так как большая часть (80%) органического углерода захоронена на шельфе, который составляет 7.6% площади Мирового океана [11]. Диагенез органического вещества (ОВ) приводит к эмиссии метана и CO_2 из морских осадков в водную толщу, а затем в атмосферу, что может вызывать глобальное потепление климата. При этом парниковый эффект от метана в 28 раз сильнее, чем от CO_2 [17]. Повышение температуры вызывает таяние вечной мерзлоты и разложение газогидратов. Температура в Арктике повышается в 4 раза быстрее, чем в среднем по планете [24]. Предполагается, что газогидраты начнут активно разрушаться при повышении температуры придонной

воды на 2 градуса [13]. Освободившиеся газы по разломам мигрируют к поверхности дна, приводя к повышению концентрации углеводородных газов в осадке. Эмиссия природного газа со дна на шельфе арктических морей и выделение газовых пузырей зарегистрированы во многих регионах Арктики [1, 2, 4, 9]. Сейсмоакустические исследования акватории Карского моря выявили наличие газа в структуре осадочного чехла и водной толще [7]. Оказалось, что аномалии типа “яркое пятно” (индикатор скопления газа) на сейсмоакустической записи часто расположены над разломными зонами [4].

В работах [15, 16] было показано, что на шельфе Кореи в бассейне Уллеунг и на шельфе Чукотского моря в морских осадках вблизи области сипов содержится большое количество метана биогенного и термогенного происхождения. Известен ряд работ [12, 18, 21, 22], в которых

изучалось распределение газов в донных осадках на шельфе в области сиповых полей. Исследования морских осадков вблизи полуострова Ямал в южной части Карского моря показали, что в результате деградации многолетнемерзлых пород происходит миграция флюида и насыщение осадков метаном [23, 25].

Целью исследования было выявление геохимических особенностей в донных осадках в области субмеридиональной депрессии в юго-западной части Карского моря. Данные по распределению газов в осадочном чехле рифтогенной структуры Новоземельской впадины отсутствуют. Поэтому полученные результаты улучшат наше понимание процессов, происходящих при миграции газов через осадочную толщу к поверхности, позволят лучше понять углеродный цикл в Арктических морях и предвидеть будущие климатические изменения.

2. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

2.1. Район исследования. Геохимические особенности осадочного чехла

В ходе 41 рейса НИС “Академик Николай Страхов” в 2019 г. были проведены исследования на полигоне, находящемся в юго-западной части Карского моря и представляющем собой крупную субмеридиональную депрессию со сложно построенным рельефом дна и бортов (рис. 1а). Съёмка поверхности дна проводилась многолучевым эхолотным комплексом Reson Seabat 8111 с частотой сигнала 100 кГц. Сейсмопрофилирование верхней части осадочного разреза прово-

дилось на непараметрическом профилографе Edgetech 3300 с модулируемой частотой сигнала 2–12 кГц. По данным высокочастотного профилирования в днище долины на северном участке были обнаружены признаки газонасыщенности осадочных толщ — так называемая газовая “труба”. В ходе 89 рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш” в 2022 г. (рис. 1б) в центральной части осадочного тела в днище палеодолины на глубине моря 225 м на станции 7444 была отобрана колонка осадков. На расстоянии 68 км от ст. 7444 находилась фоновая (станция сравнения) ст. 7441 (глубина моря 110 м), расположенная на Западно-Карской ступени вне зоны разломов и линейных депрессий.

Анализ геоморфологии исследуемого участка позволяет установить основные этапы развития рельефа полигона в позднечетвертичное время. К началу четвертичного периода исследуемая территория представляла собой эрозионно-денудационную равнину, существенно переработанную в эпохи мессинской регрессии [8]. В период ранневалдайского оледенения полигон полностью находился под покровом льда, который перекрывал возможные выходы газа на поверхность по имеющимся ослабленным зонам в днище грабена. При деградации ледника в пределах грабенообразной долины и в южной части полигона функционировали потоки подледниковых каналов, производившие существенную эрозионную переработку-размыв и перенос приповерхностных отложений, быстрое углубление долины. В средневалдайское (каргинское время) исследуемая депрессия была затоплена морем,

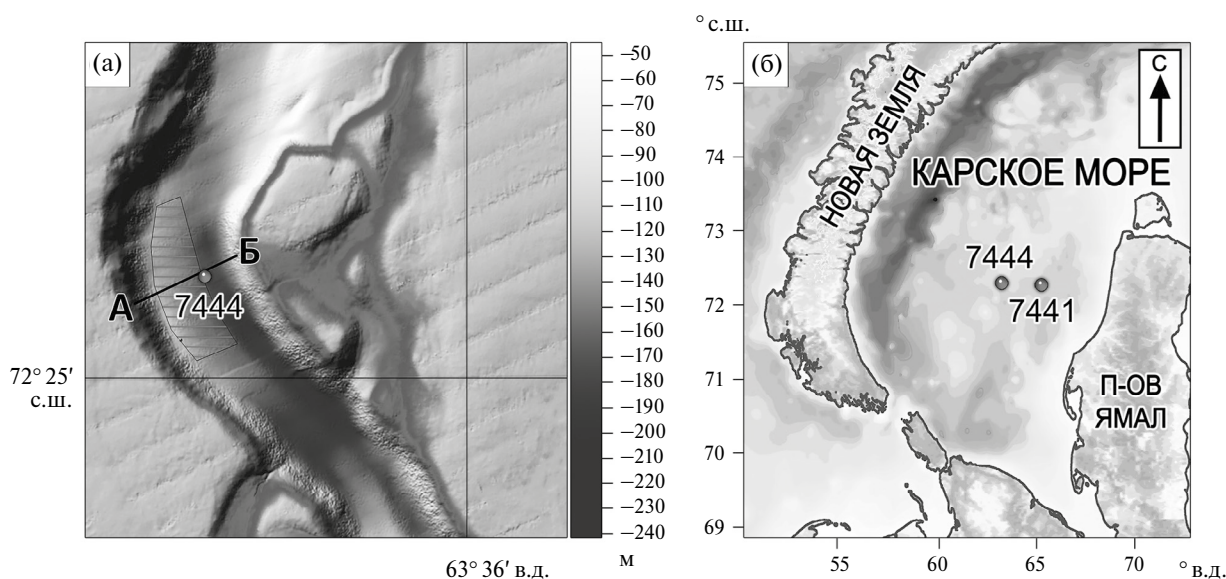


Рис. 1. Рельеф полигона (а) и карта расположения станций пробоотбора (б) в районе ст. 7444. Штриховкой показана проекция газового фронта на поверхность дна. А–Б — линия акустического профилирования (см. рис. 2).

а отступление ледника, представлявшего собой естественный барьер на поверхности современного дна, способствовало активизации процессов дегазации. Также, итоговое снятие ледниковой нагрузки в интервале 13–11 тыс. лет назад, по-видимому, стимулировало малоамплитудные гляциоизостатические движения по существующим дизъюнктивам.

2.2. Методы исследования

Осадки отбирали с помощью мультикорера (МК – Mini Muc K/MT 410, KUM, Германия) и гравитационной трубы большого диаметра (ТБД). МК использовали для отбора осадков из верхних горизонтов до 20–30 см. Колонки осадков ст. 7444 (длина колонки 626 см) и ст. 7441 (длина колонки 308 см) представляли собой алевро-пелитовые илы темно-серого цвета.

2.3. Газовый анализ

Влажные морские осадки (300 мл) помещали в бутылки (0.5 л) с насыщенным раствором NaCl, создавали в них гелиевый пузырь объемом 10 мл, в который извлекали находящиеся в осадке газы. Бутылки помещали в ультразвуковую ванну на 20 мин, затем в сушильный шкаф, нагретый до температуры 50–60°C, на 12 часов. Гелиевый пузырь с извлеченными газами с помощью шприца переносили в герметичный пенициллиновый флакон объемом 20 мл, предварительно заполненный насыщенным раствором NaCl. Концентрацию газов измеряли при помощи газового хроматографа “КристалЛюкс-4000М” (Россия) с капиллярными колонками HP-Plot Q (30 м × 0.53 мм × 40 мкм) и ZB-5 (30 м × 0.53 мм × 5 мкм). Поток газа-носителя гелия марки 6.0 составлял 10 мл/мин, температура термостата 120°C. Для анализа углеводородных газов в качестве детектора использовали пламенно-ионизационный детектор (ПИД) и для анализа серосодержащих газов – пламенно-фотометрический (ПФД). В результате были выделены углеводородные газы (CH₄, C₂H₄, C₂H₆, C₃H₆, C₃H₈, C₄H₈, n-C₄H₁₀), CO₂, CH₃SCN₃.

Изотопный состав углерода ($\delta^{13}\text{C}$) метана и углекислоты измерялся на кафедре геологии и геохимии горючих ископаемых МГУ им. М.В. Ломоносова на масс-спектрометре изотопных отношений Delta V Advantage (Finnigan, Германия), соединенном с газовым хроматографом Trace GC Ultra и приставкой Isolink с окислительным реактором. Проба газа объемом 0.1 мл закалывалась в газовый хроматограф. Разделение компонентов газа осуществлялось в капиллярной колонке CP-PoraPLOT (27.5 м × 0.32 мм × 10 мкм) в пото-

ке газа-носителя гелия при температуре 40°C. Далее проба попадала в окислительный реактор (никелевая трубка, заполненная медной и никелевой проволокой, периодически регенерируемая в потоке кислорода), нагретый до 1029°C, где компоненты газа окислялись до углекислого газа. Через интерфейс ConFlo IV проба поступала в ионный источник масс-спектрометра. Изотопный состав углерода выражается в‰ относительно VPDB. Воспроизводимость результатов анализа, включая полный цикл пробоподготовки образцов, не выходит в среднем за пределы $\pm 0.2\text{‰}$.

2.4. Анализ органического вещества

Деление ОВ, выделенного из осадка, на фракции проводили по методике, разработанной в лаборатории геохимии углерода ГЕОХИ РАН им. В.И. Вернадского [6]. Осадки высушивали при температуре 50°C, перетирали в шаровой мельнице (тонкость помола ≈ 60 мкм), затем проводили экстракцию ОВ из осадков в аппарате Сокслета смесью бензола и метанола (9:1 об.) в течение 36 часов. В экстрагированный образец ОВ добавляли n-пентан в 50-кратном избытке для отделения асфальтенов. Затем проводили последовательное разделение фракций ОВ по возрастающей полярности методом жидкостно-адсорбционной хроматографии на силикагеле АСКГ с размером зерен 0.2–0.5 мм. Выделяли неполярную гексановую (Г) фракцию, три фракции возрастающей полярности – гексан-бензольную (ГБ), бензольную (Б) и бензол-метанольную (БМ), а также асфальтены (А). Содержание экстрагированного ОВ в осадке приводится в единицах мг/г сухого осадка.

Изотопный состав углерода экстрагированного ОВ измеряли с помощью элементного анализатора Flash EA 1112 (Thermo Scientific, Германия), соединенного с масс-спектрометром изотопных отношений Delta Plus XP (Thermo Fisher Scientific, Германия). Температура окислительного реактора составляла 1020°C, восстановительного реактора – 650°C. Оценка правильности измерений осуществлялась по международному стандарту масла NBS22 ($\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}} = -29.7\text{‰}$). Стандартное отклонение анализа составляло $\pm 0.2\text{‰}$. Полученные значения изотопного состава углерода приведены в виде величины $\delta^{13}\text{C}$ относительно международного стандарта VPDB.

РЕЗУЛЬТАТЫ

На сейсмоакустическом разрезе в районе ст. 7444 на глубине около 18 м от поверхности дна была обнаружена хорошо выраженная

акустическая аномалия (типа “яркое пятно”, или т. н. газовая “труба”), за которой происходило затухание сигнала, фиксирующего кровлю газового фронта (рис. 2). Дно долины осложнено валами и ложбинами. Наиболее крупной формой на дне долины является вал, тянущийся более чем на 8 км вдоль депрессии, представляющий собой мелководный контуритовый дрефт. Ширина газового фронта по разрезу вблизи ст. 7444 составляет около 580 м, что говорит о внедрении газа в осадки, слагающие большую часть площади дна трога. Площадь кровли газового фронта оценивается приблизительно в 0.8 км^2 . Выявленная по сейсмоакустическим данным площадная газовая аномалия имеет связь с палеорельефом и геологическим строением. В неоген-четвертичное время палеозойские и мезозойские рифтогенные структуры Карского шельфа испытали неотектонические движения [5] отрицательного знака, которые привели к интенсивному погружению отдельных форм.

Вертикальное распределение концентрации некоторых газов и изотопный состав углерода CH_4 и CO_2 для осадков ст. 7441 и 7444 приведены в табл. 1.

Из рис. 3 видно, что концентрация CH_4 возрастала с увеличением глубины осадка ст. 7444 от 1.2 мкг/л в поверхностных слоях до максимального значения 1.1×10^4 мкг/л на горизон-

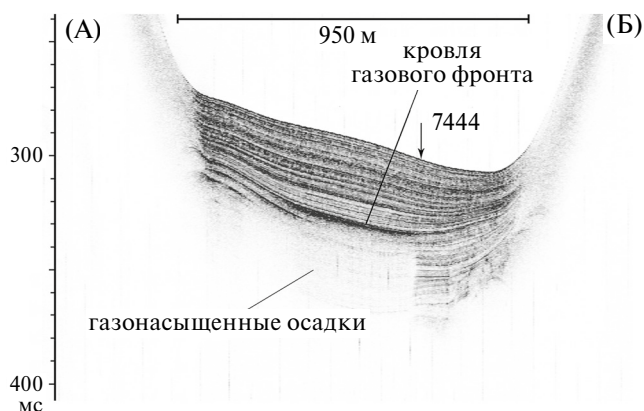


Рис. 2. Профиль высокочастотного акустического профилирования (2–12 кГц) по линии А–В (см. рис. 1) с выраженной аномалией типа “яркое пятно”, фиксирующей кровлю газового фронта.

те 543 см. Концентрация CH_4 с увеличением глубины осадка на фоновой ст. 7441 возрастала ~ в 4 раза (рис. 3). При этом средняя концентрация CH_4 в осадке ст. 7444 превышала среднюю концентрацию в осадке ст. 7441 в 700 раз. Напротив, средние концентрации CO_2 в осадках ст. 7444 и 7441 были сопоставимы. Коэффициент детерминации R^2 между концентрациями CH_4 и CO_2 для осадков ст. 7441 и 7444 составлял 0.36 и 0.84 соответственно. Непредельные углеводородные газы C_2H_4 и C_3H_6 в осадке ст. 7441 отсутствовали, а средняя концентрация CH_3SCH_3 по колонке

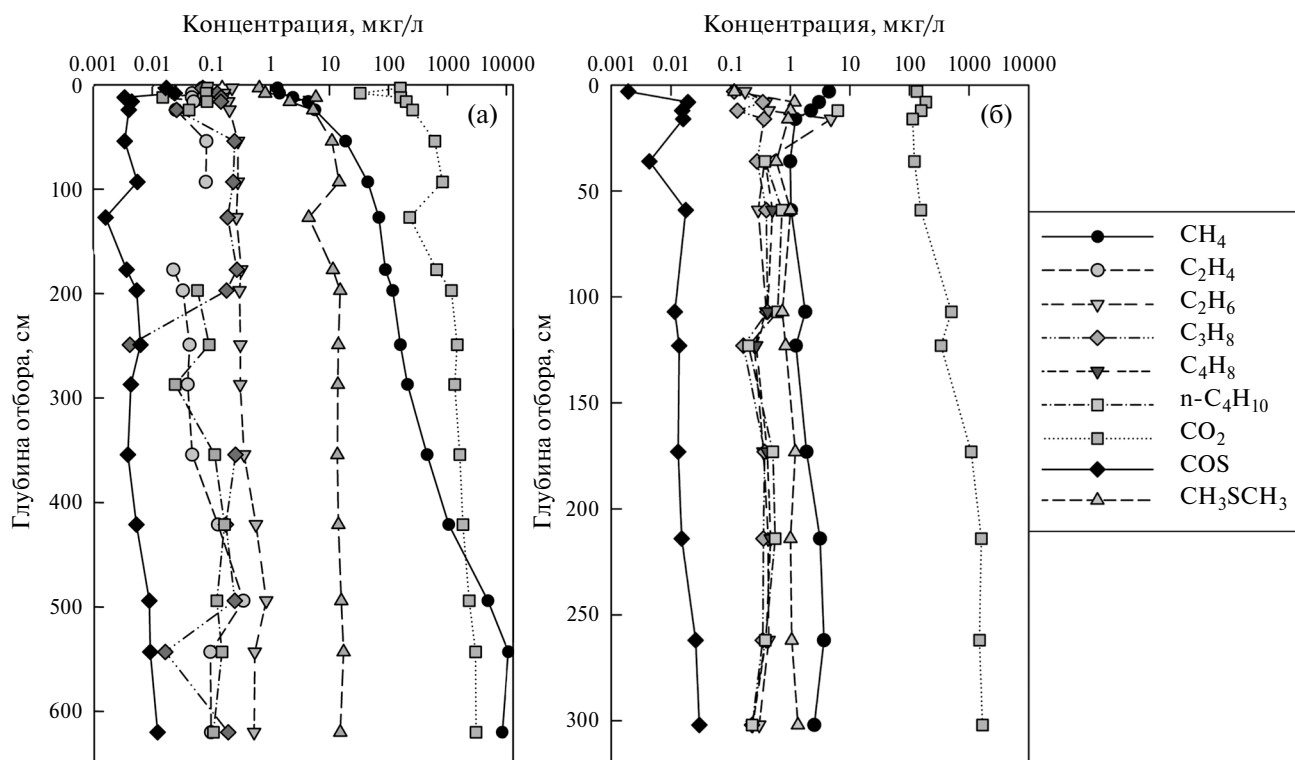


Рис. 3. Вертикальное распределение газов в осадках ст. 7444 (а) и 7441 (б).

осадка ст. 7441 была в 10 раз меньше концентрации в осадке ст. 7444. В осадке ст. 7444 изотопный состав углерода $\delta^{13}\text{C}(\text{CH}_4)$ изменялся от -96‰ на горизонте 618–622 см до -101‰ на горизонте 125–129 см, значение $\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2)$ на горизонте 541–545 см составляло -24.9‰ , при этом среднее значение по колонке (19 горизонтов) было -17.5‰ (табл. 1).

Вертикальное распределение количества экстрагированного ОВ в осадках ст. 7441 и 7444 представлено на рис. 4. Содержание экстрагированного ОВ в осадке ст. 7444 уменьшалось в 5 раз при увеличении глубины осадка и на горизонте 40 см достигало постоянного уровня, совпадающего с количеством ОВ в осадке колонки ст. 7441.

Таблица 1. Вертикальное распределение концентрации и $\delta^{13}\text{C}$ для некоторых газов осадков ст. 7441 и 7444

Горизонт, см	Концентрация, мкг/л				C ₁ /(C ₂ + C ₃)	δ ¹³ C _{CH4} (‰)	δ ¹³ C _{CO2} (‰)
	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	CO ₂			
Станция 7441							
0–6	4.47	0.18	0.11	134	15.4	—*	—
6–10	3.04	0.39	0.35	190	4.12	—	—
10–14	2.23	0.43	0.13	158	3.96	—	—
14–18	1.21	4.82	0.36	113	0.23	—	—
10–14	1.36	0.28	0.71	97.7	1.38	—	—
34–38	1.00	0.37	0.28	121	1.54	—	—
57–61	1.03	0.29	0.40	155	1.50	—	—
105–109	1.79	0.40	0.41	506	2.21	—	—
121–125	1.25	0.25	0.16	340	3.01	—	—
171–175	1.88	0.35	0.37	1090	2.58	—	—
212–216	3.16	0.43	0.35	1610	4.05	—	—
260–264	3.67	0.44	0.35	1500	4.70	—	—
300–304	2.53	0.30	0.23	1690	4.76	—	—
Станция 7444							
0–6	1.30	0.22	0.07	158	4.43	—	–18.5
6–10	1.43	0.16	0.13	33.1	4.92	—	–21.0
10–14	2.40	0.16	0.15	161	7.97	—	–14.7
14–18	4.36	0.19	0.14	199	12.9	—	–16.7
22–26	5.66	0.20	0.03	256	24.8	—	–15.8
14–18	2.46	0.20	0.18	200	6.43	—	–15.4
22–26	4.29	0.18	0.13	259	13.7	—	–15.7
52–56	18.7	0.28	0.25	608	35.4	—	–16.6
91–95	44.6	0.28	0.23	818	86.9	—	–15.9
125–129	68.6	0.26	0.19	228	151	–100.6	–16.6
175–179	88.3	0.32	0.27	651	150	–99.8	–16.2
195–199	118	0.30	0.18	1160	245	–100.9	–16.9
247–251	159	0.31	0.00	1450	507	–101.9	–19.3
285–289	209	0.31	0.00	1320	681	–97.4	–17.6
352–356	450	0.36	0.26	1610	736	–99.4	–17.7
419–423	1040	0.57	0.18	1820	1410	–99.7	–17.8
492–496	4820	0.85	0.25	2320	4390	–99.6	–18.7
541–545	10700	0.54	0.02	2970	19200	–97.4	–24.9
618–622	8440	0.53	0.19	3030	11700	–96.0	–17.3

Примечание. * — для данных горизонтов измерение не проводилось.

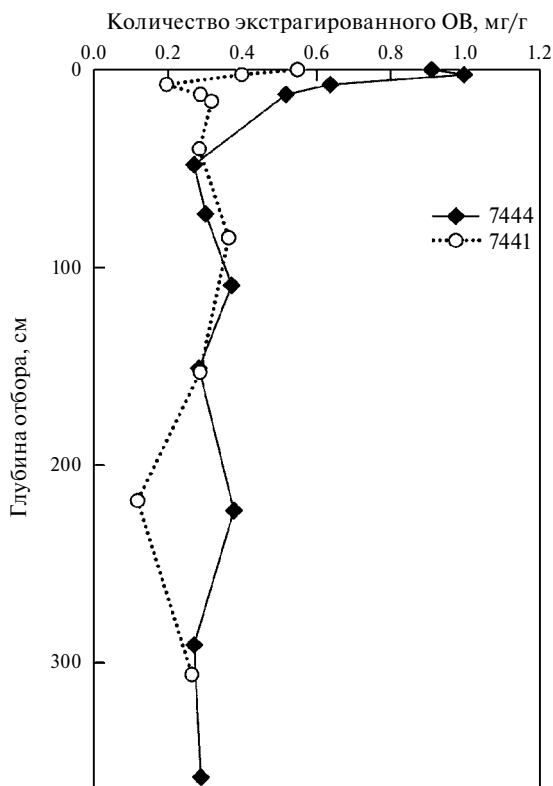


Рис. 4. Вертикальное распределение экстрагированного ОВ в осадках ст. 7441 и 7444.

Изменение изотопного состава углерода экстрагированного ОВ с глубиной осадка ст. 7441 и 7444 представлено на рис. 5. Видно, что величина $\delta^{13}\text{C}$ в толще осадка уменьшается (рис. 5). При этом на глубине 300 см $\delta^{13}\text{C}$ ОВ в осадке ст. 7444 на ~1‰ больше, чем в осадке ст. 7441.

Вертикальное распределение содержания и величин $\delta^{13}\text{C}$ фракций ОВ в осадках ст. 7441 и 7444 представлено в табл. 2, из которой видно, что с увеличением глубины осадка ст. 7441 содержание А фракции уменьшается в результате диагенеза ОВ. При этом содержания БМ и Б фрак-

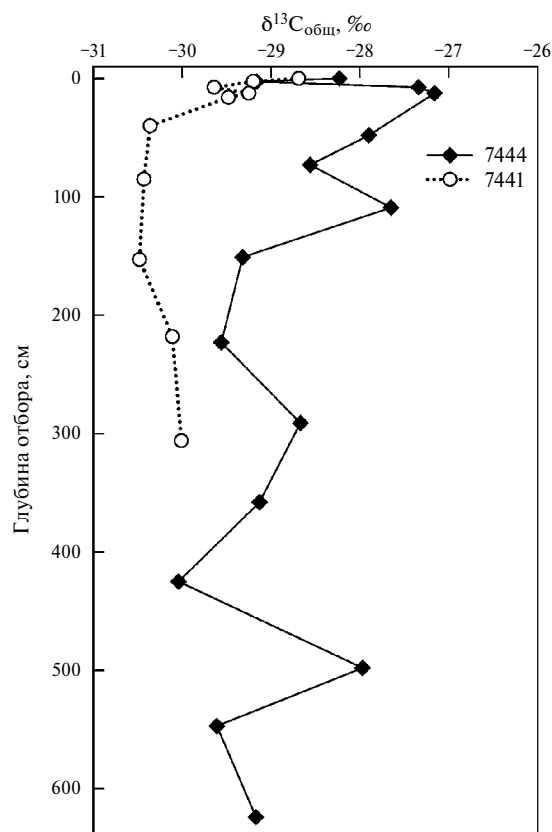


Рис. 5. Изменение изотопного состава углерода экстрагированного ОВ с глубиной осадка ст. 7441 и 7444.

ций практически не изменялись, а содержания Г и ГБ фракций возрастали в результате деградации А фракции. С увеличением глубины осадка колонки 7444 содержания А и БМ фракций уменьшались незначительно, а содержания Г и ГБ фракций возрастали примерно в 2 раза.

Основной закономерностью изотопно-фракционных характеристик (ИФХ) ОВ является сдвиг в сторону низких значений $\delta^{13}\text{C}$ с увеличением глубины осадка (рис. 6).

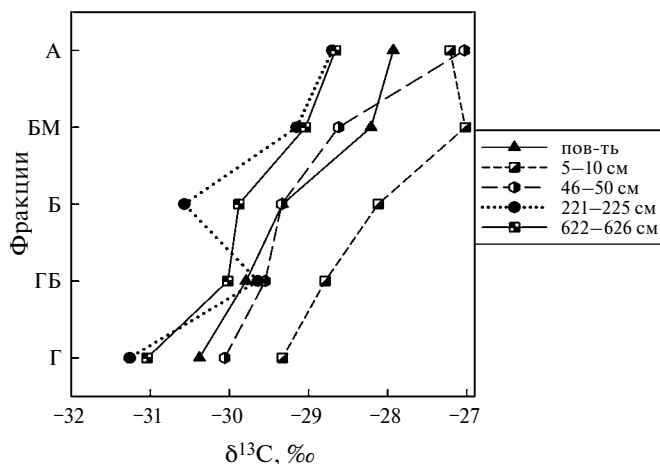
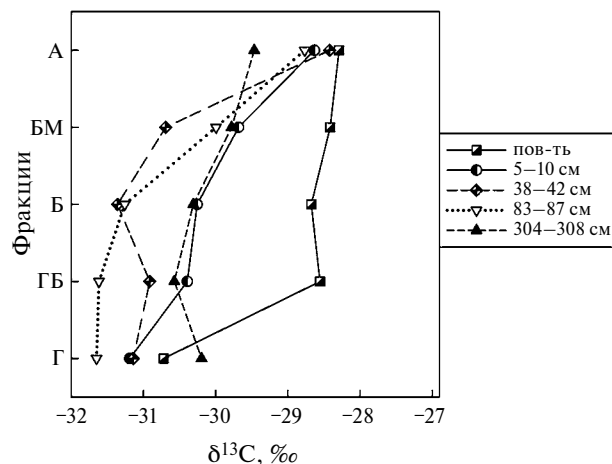


Рис. 6. Изменение формы изотопно-фракционных кривых некоторых горизонтов с глубиной осадка ст. 7441 (а) и 7444 (б).

Таблица 2. Вертикальное распределение концентрации и $\delta^{13}\text{C}$ фракций ОВ в осадках ст. 7441 и 7444

Горизонт, см	$\delta^{13}\text{C}_{\text{общ}},$ ‰	Фракции									
		Г		ГБ		Б		БМ		А	
		$\delta^{13}\text{C}, \text{‰}$	мас. %	$\delta^{13}\text{C}, \text{‰}$	мас. %	$\delta^{13}\text{C}, \text{‰}$	мас. %	$\delta^{13}\text{C}, \text{‰}$	мас. %	$\delta^{13}\text{C}, \text{‰}$	мас. %
Станция 7441											
Пов-ть	−28.7	−30.7	7.8	−28.6	3.4	−28.7	8.3	−28.4	36.8	−28.3	43.7
0–5	−29.2	−31.2	7.1	−31.1	5.9	−30.3	6.8	−28.6	45.6	−28.5	34.6
5–10	−29.6	−31.2	7.5	−30.4	7.6	−30.3	8.6	−29.7	46.3	−28.6	30.0
10–15	−29.3	−30.7	14.6	−31.8	10.8	−31.1	8.1	−28.0	45.4	−28.2	21.1
14–18	−29.5	−31.3	9.2	−31.1	7.5	−28.7	11.7	−28.8	33.1	−29.1	38.5
38–42	−30.4	−31.1	20.6	−30.9	8.6	−31.4	7.8	−30.7	36.7	−28.4	26.3
83–87	−30.4	−31.7	25.2	−31.6	10.6	−31.3	6.6	−30.0	34.6	−28.8	23.0
151–155	−30.5	−31.6	19.2	−31.6	16.5	−31.5	7.2	−31.2	36.0	−27.0	21.1
216–220	−30.1	−30.7	23.9	−31.5	10.8	−31.7	9.2	−28.9	44.9	−30.1	11.2
304–308	−30.0	−30.2	21.3	−30.6	16.9	−30.3	7.2	−29.8	37.8	−29.5	16.8
Станция 7444											
Пов-ть	−28.2	−30.4	5.8	−29.8	3.8	−29.3	4.4	−28.2	38.6	−27.9	47.4
0–5	−29.2	−30.9	3.5	−30.7	2.2	−30.0	2.9	−29.0	49.8	−28.6	41.6
5–10	−27.3	−29.3	5.6	−28.8	5.2	−28.1	5.2	−27.0	39.6	−27.2	44.4
10–15	−27.2	−29.0	4.4	−29.7	3.9	−28.4	5.2	−26.8	44.1	−26.7	42.4
46–50	−27.9	−30.1	7.1	−29.6	1.0	−29.3	4.4	−28.6	43.1	−27.0	44.4
71–75	−28.6	−30.5	9.8	−30.1	8.2	−30.0	6.1	−27.7	38.2	−28.0	37.7
107–111	−27.7	−29.8	9.2	−29.5	7.1	−28.9	7.5	−27.4	33.8	−26.9	42.4
149–153	−29.3	−30.3	10.5	−30.1	13.0	−28.9	5.5	−28.9	39.0	−28.8	32.0
221–225	−29.6	−31.3	16.8	−29.6	18.1	−30.6	9.4	−29.2	30.2	−28.7	25.5
289–293	−28.7	−30.4	20.1	−30.4	6.6	−27.8	5.3	−27.9	36.4	−27.8	31.6
356–360	−29.1	−30.0	11.8	−29.6	9.0	−30.1	5.0	−29.0	33.5	−28.8	40.7
423–427	−30.0	−31.3	10.6	−31.8	11.8	−30.6	8.6	−29.4	30.8	−29.5	38.0
496–500	−28.0	−30.2	10.8	−29.9	10.2	−29.5	4.8	−28.0	35.5	−26.9	38.7
545–549	−29.6	−31.6	11.1	−30.3	6.4	−29.5	8.0	−29.6	28.7	−29.0	45.8
622–626	−29.2	−31.0	12.4	−30.0	6.2	−29.9	6.7	−29.0	34.9	−28.7	39.8

4. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

По данным детальной многолучевой батиметрической съемки депрессия в районе нахождения ст. 7444 имеет вид грабенообразной долины с признаками существенной флювиальной переработки. По данным высокочастотного профилирования осадочный чехол в днище долины сверху вниз сложен стратифицированными, хорошо акустически проницаемыми осадками, слагающими тело дрифта [3]. По сейсмоакустическим данным был зафиксирован подъем газа в тонкослоистые осадки на рубеже плейстоцена и голоцена в результате разрушения толщ многолетнемерзлых пород в условиях постгляциальной

трансгрессии. Вертикальная миграция УВ газов в осадке подтверждается их распределением по глубине осадка (рис. 3).

Углеводородные газы, образованные в результате микробного восстановления CO_2 , в основном состоят из метана (C_1) и следовых газов этана (C_2) и пропана (C_3) с соотношением $\text{C}_1 / (\text{C}_2 + \text{C}_3) > 1000$ [16], поскольку в этом случае образуется значительно больше метана, чем этана и пропана. Термогенные газы, наоборот, в основном, обогащены C_2 и C_3 , и соблюдается отношение $\text{C}_1 / (\text{C}_2 + \text{C}_3) < 100$ [26]. Для слоев осадка ст. 7444 глубже 125 см отношение $\text{C}_1 / (\text{C}_2 + \text{C}_3)$ достигает 10^2 – 10^4 (табл. 1), что свидетельствует

о биогенной природе УВ газов в этих осадках. Однако, в поверхностных горизонтах ст. 7444 отношение $C_1 / (C_2 + C_3)$ становится меньше 100 в результате микробного окисления CH_4 . Для осадка ст. 7441 соотношение $C_1 / (C_2 + C_3) < 100$ свидетельствует о термогенной природе УВ газов. Также из классификации по типу генезиса [20], следует, что УВ газы осадка ст. 7444 имеют микробиологическую природу. Средняя величина $\delta^{13}C(CH_4)$ для ст. 7444 составляла -99.7‰ . Следует отметить повышенную концентрацию CH_3SCH_3 в осадке ст. 7444, которая в 10 раз превышает концентрацию CH_3SCH_3 в осадке ст. 7441 (рис. 3). Обычно повышенная концентрация диметилсульфида связана с бактериальным расщеплением соединений, входящих в состав водорослей и цианобактерий [14]. О накоплении бактериальной массы в осадке ст. 7444 свидетельствуют повышенная концентрация экстрагированного ОВ (рис. 4) и повышенные величины $\delta^{13}C(ОВ)$ (рис. 5). Неравномерное вертикальное изменение величины $\delta^{13}C$ ОВ в осадке ст. 7444 связано с изменением молекулярного состава ОВ по глубине осадка (табл. 2). Высокий коэффициент корреляции $R^2 = 0.84$ между содержанием CH_4 и CO_2 свидетельствует о миграции газов из общего источника, газовой “трубы”.

В основном, ОВ в морских осадках деградирует за счет восстановления сульфатов: $2CH_2O + SO_4^{2-} \rightarrow 2HCO_3^- + H_2S$. При этом метаногенез происходит при ферментации ацетата выше сульфатно-метановой переходной зоны (SMTZ) и восстановлении CO_2 ниже SMTZ. Вблизи SMTZ происходит анаэробное окисление метана $CH_4 + SO_4^{2-} \rightarrow HCO_3^- + HS^- + H_2O$. По-видимому, для осадка ст. 7441 до максимальной глубины пробоотбора (308 см) SMTZ не достигается и основной реакцией разложения ОВ является реакция при участии SO_4^{2-} . Для осадка ст. 7444 в слое 541–622 см концентрация CH_4 достигает максимальной величины. При этом в данном слое величина $\delta^{13}C(CH_4)$ имеет максимальное значение, а $\delta^{13}C(CO_2)$ минимальное (табл. 1), как это обычно происходит в области SMTZ. Аналогичные закономерности в SMTZ были получены для морских осадков Чукотского и Японского морей [15, 16].

Обычно при диагенезе ОВ в морском осадке происходит разрушение А фракции, образованной гетероциклическими УВ, и формирование Г и ГБ фракций (увеличение концентрации) [10]. Для осадка ст. 7441 коэффициент корреляции между содержанием Г, ГБ фракциями и А фракцией составлял $R^2 = 0.72$ и 0.61 соответствен-

но. Содержание А фракции в осадке ст. 7444 (табл. 2) практически не менялось с глубиной горизонта, а содержание Г и ГБ фракций возрастало. Это означает, что газовый состав в осадке ст. 7444 в основном формировался за счет подтока газа из газовой “трубы”, а не за счет разрушения А фракции. Следует отметить, что содержания ОВ в осадках ст. 7441 и 7444 ниже горизонта 40 см практически совпадают (рис. 4), а содержание CH_4 оставалось постоянным по всей глубине осадка ст. 7441.

Известно, что для ИФХ ОВ в морском осадке существует зависимость $\delta^{13}C(A) > \delta^{13}C(БМ) > \delta^{13}C(Б) > \delta^{13}C(ГБ) > \delta^{13}C(Г)$, которая была описана академиком Э.М. Галимовым [10]. Было обнаружено, что для фиксированного горизонта осадков ст. 7441 и 7444 соблюдается правило: $[\delta^{13}C(A) > \delta^{13}C(БМ) > \delta^{13}C(Б) > \delta^{13}C(ГБ) > \delta^{13}C(Г)]_{7444} > [\delta^{13}C(A) > \delta^{13}C(БМ) > \delta^{13}C(Б) > \delta^{13}C(ГБ) > \delta^{13}C(Г)]_{7441}$. Это означает, что ОВ в осадке ст. 7441 является более преобразованным. Характерный вид ИФХ ОВ обеих станций связан с особенностями диагенетического преобразования ОВ в осадке.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные данные свидетельствуют, что ст. 7444 расположена на дне долины, представляющей крупную субмеридиональную депрессию в юго-западной части Карского моря. Формирование слоистой толщи осадков можно отнести к экзогенным палеогеографическим процессам. Осадочные толщи насыщены УВ газами и CO_2 , предположительно связанными с деградацией многолетнемерзлых пород. Миграция газов приводит к их скоплению в зоне разрывных нарушений и формированию вертикальных газовых “труб”. О биогенном происхождении УВ газов в осадке ст. 7444 свидетельствовали низкие значения $\delta^{13}C(CH_4)$ от -101‰ до -96‰ и высокое отношение углеводородных газов $C_1 / (C_2 + C_3) > 10000$ в слое 541–622 см осадка ст. 7444. В этой области концентрация CH_4 достигала максимального значения 1.1×10^4 мкг/л. Для осадка фоновой ст. 7441 было получено соотношение $C_1 / (C_2 + C_3) < 100$, указывающее на термогенную природу УВ газов. Основные закономерности поведения УВ газов в осадках связаны с источниками поступления газов в осадки ст. 7444 и 7441.

Благодарности. Авторы благодарят руководителя экспедиции М.Д. Кравчишину, а также экипаж НИС “Академик Мстислав Келдыш”

за помощь при проведении исследований.

Финансирование работы. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (РНФ) № 23-27-00296.

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ананьев Р.А., Дмитриевский Н.Н., Росляков А.Г. и др.* Использование комплексных акустических методов для мониторинга процессов эмиссии газов на шельфе арктических морей // *Океанология*. 2022. Т. 62. № 1. С. 151–157.
2. *Баранов Б.В., Лобковский Л.И., Дозорова К.А. и др.* Система разломов, контролирующая метановые сипы на шельфе моря Лаптевых // *Докл. РАН*. 2019. Т. 486. № 3. С. 354–358.
3. *Баранов Б.В., Амбросимов А.К., Мороз Е.А. и др.* Позднечетвертичные контуритовые дрифты на шельфе Карского моря // *Докл. РАН. Науки о Земле*. 2023. Т. 511. № 2. С. 102–108.
4. *Бондур В.Г., Кузнецова Т.В.* Выявление газовых сипов в акваториях арктических морей с использованием данных дистанционного зондирования // *Исследование Земли из космоса*. 2015. № 4. С. 30–43.
5. *Верба М.Л.* Современное билатеральное растяжение земной коры в Баренцево-Карском регионе и его роль при оценке перспектив нефтегазоносности // *Нефтегазовая геология. Теория и практика*. 2007. Т. 2. С. 1–37.
6. *Галимов Э.М., Кодина Л.А.* Исследование органического вещества и газов в донных толщах дна Мирового океана. М.: Наука, 1982. 228 с.
7. *Денисова А.П., Мороз Е.А., Сухих Е.А. и др.* Признаки глубинной дегазации в верхней части осадочного чехла шельфа и водной толще Карского моря // *Геология морей и океанов: Материалы XXIV Международной научной конференции (Школы) по морской геологии*. М.: ИО РАН, 2021. Т. IV. С. 235–239.
8. *Мусатов Е.Е.* Палеодолины Баренцево-Карского шельфа // *Геоморфология*. 1998. № 2. С. 90–95.
9. *Соколов С.Ю., Мороз Е.А., Агранов Г.Д. и др.* Проявления дегазации в верхней части осадочного разреза Печорского моря и ее связь с тектоникой // *Докл. РАН. Науки о Земле*. 2021. Т. 499. № 2. С. 91–96.
10. *Galimov E.M.* Isotope organic geochemistry // *Org. Geochem.* 2006. V. 37. № 10. P. 1200–1262. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2006.04.009>
11. *Hedges J.I., Keil R.G.* Sedimentary organic matter preservation: an assessment and speculative synthesis // *Mar. Chem.* 1995. V. 49. P. 81–115. [https://doi.org/10.1016/0304-4203\(95\)00008-f](https://doi.org/10.1016/0304-4203(95)00008-f)
12. *Hilligsoe K.M., Jensen J.B., Ferdelman T.G. et al.* Methane fluxes in marine sediments quantified through core analyses and seismo-acoustic mapping (Bornholm Basin, Baltic Sea) // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2018. V. 239. P. 255–274. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2018.07.040>
13. *Hong W.L., Torres M.E., Carroll J. et al.* Seepage from an Arctic shallow marine gas hydrate reservoir is insensitive to momentary ocean warming // *Nature Commun.* 2017. 8:15745. <https://doi.org/10.1038/ncomms15745>
14. *Keller M.D., Bellows W.K., Guillard R.R.* Dimethyl sulfide production in marine phytoplankton // In: *Saltzman E.S., Cooper W.J. (Eds.). Biogenic sulfur in the environment*. Washington, D.C.: American Chemical Society, 1989. P. 167–182.
15. *Kim J.H., Torres M.E., Choi J. et al.* Inferences on gas transport based on molecular and isotopic signatures of gases at acoustic chimneys and background sites in the Ulleung Basin // *Org. Geochem.* 2012. V. 43. P. 26–38. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2011.11.004>
16. *Kim J.H., Hachikubo A., Kida M. et al.* Upwarding gas source and postgenetic processes in the shallow sediments from the ARAON Mounds, Chukchi Sea // *J. Nat. Gas Sci. Eng.* 2020. V. 76. 103223. <https://doi.org/10.1016/j.jngse.2020.103223>
17. *Mau S., Romer M., Torres M.E. et al.* Widespread methane seepage along the continental margin off Svalbard-from Bjornoya to Kongsfjorden // *Sci. Rep.* 2017. 7:42997. <https://doi.org/10.1038/srep42997>
18. *Mazumdar A., João H.M., Peketi A. et al.* Geochemical and geological constraints on the composition of marine sediment pore fluid: Possible link to gas hydrate deposits // *Mar. Pet. Geol.* 2012. V. 38. P. 35–52. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2012.07.004>
19. *McGuire A.D., Anderson L.G., Christensen T.R. et al.* Sensitivity of the carbon cycle in the Arctic to climate change // *Ecol. Monogr.* 2009. V. 79. P. 523–555. <https://doi.org/10.1890/08-2025.1>
20. *Milkov A.V., Etiope G.* Revised genetic diagrams for natural gases based on a global dataset of > 20.000 samples // *Org. Geochem.* 2018. V. 125. P. 109–120. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2018.09.002>
21. *Niemann H., Elvert M., Hovland M. et al.* Methane emission and consumption at a North Sea gas seep (Tommeliten area) // *Biogeosciences*. 2005. V. 2 P. 335–351. <https://doi.org/10.5194/bg-2-335-2005>
22. *Pohlman J.W., Riedel M., Bauer J.E. et al.* Anaerobic methane oxidation in low-organic content methane seep sediments // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2013. V. 108. P. 184–201. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2013.01.022>
23. *Portnov A., J. Smith A.J., Mienert J. et al.* Offshore permafrost decay and massive seabed methane escape in water depths > 20m at the South Kara Sea shelf // *Geophys. Res. Lett.* 2013. V. 40. P. 3962–3967. <https://doi.org/10.1002/grl.50735>

24. *Rantanen M., Karpechko A.Y., Lipponen A. et al.* The Arctic has warmed nearly four times faster than the globe since 1979 // *Commun Earth Environ.* 2022. V. 3.
<https://doi.org/10.1038/s43247-022-00498-3>
25. *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.* 2020. V. 80. P. 1–9.
<https://doi.org/10.1016/j.chemer.2019.04.005>
26. *Whiticar M.J.* Carbon and hydrogen isotope systematics of bacterial formation and oxidation of methane // *Chem. Geol.* 1999. V. 161. P. 291–314.
[https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)0009-3](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)0009-3)

GAS-GEOCHEMICAL FEATURES OF BOTTOM SEDIMENTS IN THE LINEAR DEPRESSION ZONE OF THE WEST KARA STAGE

**V. S. Sevastyanov^{a, *}, V. Yu. Fedulova^a, E. A. Moroz^b, E. A. Krasnova^c,
S. G. Naimushin^a, N. V. Dushenko^a, S. A. Voropaev^a, A. A. Dolgonosov^a**

^a *Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^b *Geological Institute of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^c *Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia.*

* e-mail: vsev@geokhi.ru

During the 89th cruise of the R/V “Akademik Mstislav Keldysh” in 2022, sediment columns were sampled at stations 7441 and 7444 located in the southwestern part of the Kara Sea. Station 7444 was located on a large submeridional depression, under the bottom of which gas-saturated sedimentary strata were detected. Background station 7441 was located at a distance of 68 km from station 7444. For the sediments of the background station 7441, the ratio of hydrocarbon gases $C_1/C_{2+} < 100$ indicated their thermogenic nature. In the sediment at station 7441, the formation of the gas component in the sediment was due to degradation of OM and inflow of thermogenic gases, while in the sediment of station 7444 there was an inflow of biogenic gas, apparently, from permafrost. The average concentration of CH_4 in the sediment of station 7444 exceeded the average concentration in the sediment of column 7441 by 700 times, and the average concentrations of CO_2 in the sediment of stations 7444 and 7441 were comparable. A sulfate-methane transition zone (SMTZ) was detected at the 541–545 cm horizon of the sediment of station 7444, where sulfate concentration decreased to minimum values, CH_4 and CO_2 concentrations reached maximum values. The sulfur isotopic composition of $\delta^{34}S$ in this region was +20.8‰. The biogenic nature of gas in the sediment of station 7444 was evidenced by low values of the carbon isotopic composition of CH_4 (mean value $\delta^{13}C(CH_4) = -99.7‰$), and high $C_1/C_{2+} > 10000$ ratio near the SMTZ.

Keywords: Kara Sea, sediments, organic matter, hydrocarbon gases, carbon isotope composition

УДК: 550.47:504.054

ОЦЕНКА ЗАГРЯЗНЕНИЯ РТУТЬЮ ПРИБРЕЖНЫХ ВОД УССУРИЙСКОГО И АМУРСКОГО ЗАЛИВОВ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ВОДОРΟΣЛЕЙ

© 2025 г. Е. Н. Чернова^{1, 2, *}, С. И. Коженкова¹, С. Г. Юрченко¹¹ Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, Россия² Дальневосточный федеральный университет, Владивосток, Россия

*e-mail: elena@tigdvo.ru

Поступила в редакцию 14.08.2024 г.

После доработки 30.09.2024 г.

Принята к публикации 22.11.2024 г.

Определены концентрации ртути в талломах массовых видов водорослей *Ulva lactuca*, *Ulva linza*, *Sargassum miyabei*, *Sargassum pallidum*, *Stephanocystis crassipes* и *Costaria costata* из северо-западной части Японского моря в июне–июле 2017–2022 гг. Макрофиты в среднем содержат низкие концентрации ртути, не превышающие предельно допустимые концентрации (ПДК) для промысловых водорослей (500 нг/г в пересчете на сух. массу) и соответствующие третьим квартилям общемировых выборок для зеленых и бурых водорослей (170 и 105 нг/г соответственно). Прибрежные морские воды вокруг г. Владивостока не загрязнены ртутью, за исключением локальных участков на западном побережье Уссурийского залива Японского моря. Максимальная концентрация ртути — 1071 нг/г сухой массы — выявлена в зеленой водоросли *Ulva lactuca* на участке, примыкающем к рекультивированному полигону ТБО “Горностай”, где ранее в водорослях отмечали повышенное содержание Cu, Pb, Fe, Zn. Рассчитаны пороговые величины фоновых концентраций Hg как медиана плюс двойная медиана отклонений от медианы. Они составили для *U. lactuca* 34 нг/г сух. массы, *U. linza* — 36, *S. miyabei* — 43, *S. pallidum* — 38, *S. crassipes* — 115 и *C. costata* (пластина без ризоидов) — 83 нг/г. Показана зависимость концентрации ртути от возраста таллома.

Ключевые слова: ртуть, зеленые водоросли, бурые водоросли, экологический мониторинг, загрязнение, Японское море

DOI: 10.31857/S0030157425020063, **EDN:** DYEOSD

1. ВВЕДЕНИЕ

Ртуть — высокотоксичный химический элемент группы тяжелых металлов первого класса опасности, избыточное поступление которого в окружающую среду приводит к негативным экологическим последствиям. Ее распространение в осадочных породах по А.П. Виноградову очень низко и составляет $4 \times 10^{-5}\%$ [12]. Ртуть образует металлоорганические соединения, которые накапливаются по пищевым цепям в верхних трофических уровнях [37, 42].

Бурые и зеленые водоросли-макрофиты давно используются в качестве организмов-биоиндикаторов тяжелых металлов в морской среде [5, 6, 11, 17, 26, 34, 35, 46 и др.], в том числе ртути [16, 20, 32, 49]. Однако ртуть обсуждается реже, чем другие металлы, так как для ее определения необходима пробоподготовка для предотвращения ее улетучивания — замораживание образцов или невы-

сокая температура сушки ($\leq 40^\circ\text{C}$). В водорослях Японского моря ртуть изучали в основном с целью установления качества водорослевого сырья [2].

В донных отложениях (ДО) северо-западной части Японского моря ртуть в высоких концентрациях найдена в Уссурийском, Амурском заливах и прол. Босфор Восточный [7, 13, 15, 19, 21], что свидетельствует о наличии источников ее поступления в пределах данных акваторий. В частности, загрязненные ртутью и другими элементами ДО (выше целевых показателей (target value) Голландских листов (Нидерланды) [50]) локализованы в радиусе 1–5 км от рекультивированного в 2011 г. полигона ТБО г. Владивостока на западном побережье Уссурийского залива. В Амурском заливе такие ДО обнаружены вдоль наиболее промышленно освоенного побережья, занятого г. Владивостоком. Умеренно загрязненные ртутью осадки (выше природного

фона) отмечены в вершинах Амурского и Уссурийского заливов — эстуарных зонах рек [15]. Загрязненные ДО являются источником вторичного загрязнения морской среды в течение многих десятилетий. Например, как отмечал Чакли с коллегами [35], даже через 30 лет после закрытия мощного источника загрязнения морской среды металлами — медной шахты в Англии, концентрации металлов в донных отложениях и гидробионтах вблизи шахты оставались повышенными. Наши наблюдения за концентрациями тяжелых металлов в бух. Рудная Дальнегорского района Приморского края, испытывающей воздействие от разработки полиметаллического месторождения, также свидетельствуют о долговременном загрязнении свинцом и цинком грунтов и водорослей [30, 46].

Учитывая наличие загрязнения ртутью донных осадков вокруг г. Владивостока в Амурском и Уссурийском заливах, определение концентрации Hg в массовых видах гидробионтов — индикаторов состояния природной среды является актуальным. Цель работы — определить пороговые величины природного фонового диапазона концентраций ртути в зеленых и бурых водорослях — индикаторах загрязнения металлами морской среды, и оценить степень загрязнения ртутью прибрежных вод Амурского и Уссурийского заливов.

2. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Бурые водоросли *Costaria costata*, *Sargassum miyabei*, *S. pallidum*, *Stephanocystis crassipes* и зеленые водоросли *Ulva lactuca*, *U. linza* были собраны вручную в июне — июле 2017–2018 и 2020–2022 гг. на литорали или верхней сублиторали (до глубины 1 м) с 35 станций, расположенных в заливах Славянка, Амурский, Уссурийский и Восток в пределах зал. Петра Великого Японского моря. В 2020 г. пробы отбирали также легководолазным способом с глубины 1.5–2.0 м на 7 станциях. В пределах заливов второго порядка расстояние между станциями соответствует расстояниям между мысами разных бухт и варьирует от 0.3 до 14 км, в среднем — 2–3 км. Выбор станций определялся наличием или отсутствием регулярных источников загрязнения, возможностью работы в литоральной зоне, наличием видов-индикаторов. Произрастававшие виды отбирали с каменисто-валунного грунта с площади около 20–40 м² в количестве 4–13 экземпляров бурых водорослей (каждый экземпляр представлял отдельную пробу) и 20 или более экземпляров зеленых водорослей (из них формировали 5 проб с сырой массой

не менее 2.5 г). Большая площадь станции невозможна в связи с узкой приливно-отливной зоной и мозаичным распределением видов. Для оценки загрязнения ртутью прибрежных вод вдоль побережья п-ова Муравьева-Амурского в Амурском заливе пробы собирали с 6 станций, в Уссурийском заливе — с 14 станций (рис. 1).

Водоросли тщательно промывали морской водой с места сбора, помещали в пластиковые пакеты и транспортировали в лабораторию. Дальнейшие действия заключались в очистке водорослей от эпифитов, кратковременном (3 с) ополаскивании дистиллированной водой, подсушивании между листами фильтровальной бумаги, сушке на воздухе при температуре 20–25°C, при необходимости — в сушильном шкафу с обдувом при температуре не выше 40°C, упаковке в бумажные пакеты. Часть талломов многолетних видов фукусовых водорослей — *S. miyabei*, *S. pallidum* и *S. crassipes* с нескольких станций делили на фрагменты: от многолетнего “стволика” с “подошвой” отсекали однолетние ветви с рецептакулами и пузырями, а также “почки” — зачатки ветвей. Ламинариевую водоросль *C. costata* разрезали на две части — пластину и стволик с ризоидами. Каждую пробу (целый таллом или его фрагмент) измельчали вручную в яшмовой ступке, затем на высокоскоростной роторной мельнице Pulverizette 14, хранили в пакетах из кальки при комнатной температуре. Перед анализом пакеты с измельченными образцами выдерживали четыре часа в сушильном шкафу с обдувом при температуре 30°C, и один час — в эксикаторе.

Концентрацию ртути в водорослях определяли в Центре ландшафтно-экологической диагностики и ГИС-технологии ТИГ ДВО РАН методом атомно-абсорбционной спектроскопии на ртутном анализаторе с пиролитической приставкой “ПИРО-915” путем перевода ртути, находящейся в анализируемой пробе, в атомарное состояние методом термического разложения из суховоздушной навески ≈ 0.1 г. В качестве стандарта с известной концентрацией элемента использовали стандартный образец почвы чернозема типичного СЧТ-3 (НИИПФ ИГУ, г. Иркутск, НПО “Тайфун”, г. Обнинск) (табл. 1). Результаты определения ртути для каждой пробы водорослей выражены в нг/г сух. массы в виде средних значений (из 3–7 измерений). Затем определяли среднее значение содержания ртути и его стандартное отклонение для 4–5 проб одного вида с одной станции. Достоверность различий между содержанием ртути в представителях одного вида на разных станциях или глубинах либо

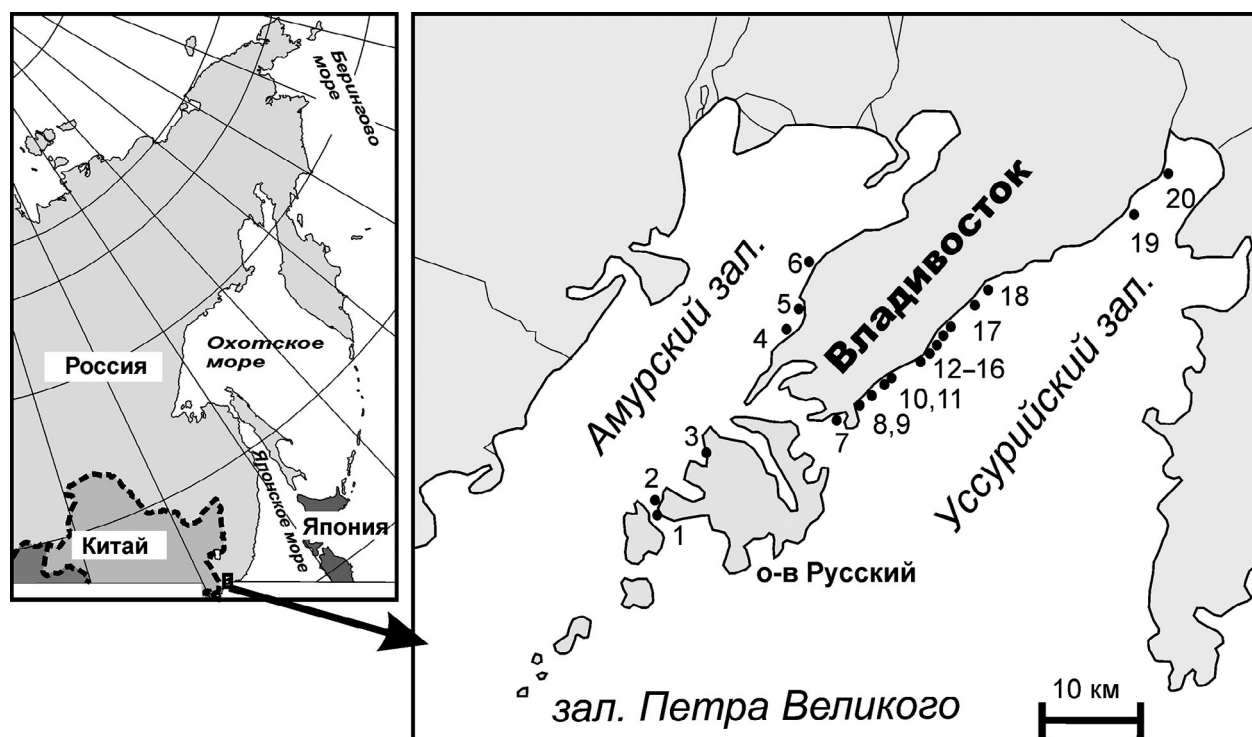


Рис. 1. Карта-схема отбора проб в Амурском и Уссурийском заливах: 1 – о. Попова, прол. Старка; 2 – о. Русский, м. Рогозина; 3 – о. Русский, м. Кошелева; 4 – бух. Кирпичного завода, м. Лагерный; 5 – станция между мысами Фирсова и Грозный; 6 – 400 м к югу от мыса Красный; 7 – б. Патрокл; 8 – бух. Соболев; 9 – бух. Сухопутная; 10 – бух. Промежуточная, юг; 11 – бух. Промежуточная, север; 12 – пос. Рыбачий; 13 – полигон ТБО “Горностай”; 14 – 400 м к северу от полигона ТБО “Горностай”; 15 – бух. Стекланная; 16 – бух. Десантная, юг; 17 – центр отдыха “Жемчужина”; 18 – бух. Лазурная, мыс Зеленый; 19 – мыс Муравьиный; 20 – мыс Черепахи.

Таблица 1. Результаты определения ртути в стандартном образце почвы чернозема типичного СЧТ-3

№	Hg, нг/г
Паспорт	420 ± 60
1	416 ± 2
2	406 ± 5
3	411 ± 4
4	422 ± 3

в отдельных фрагментах талломов определяли с помощью непараметрического критерия Манна–Уитни пакета PAST 4.02.

Пороговую величину фоновой концентрации ртути в водорослях определяли как медиана плюс двойная медиана абсолютных отклонений от медианы содержаний Hg [14, 43] после проверки выборки на принадлежность нормальному (логнормальному) распределению и исключению из нее экстремальных значений [27, 28]. Если в выборке имелись содержания ртути в одном виде водорослей с одной станции за несколько лет, то для расчета фоновой концентрации такие данные усредняли.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ

Рассчитанные величины медианы и пороговых значений фоновых концентраций ($C_{\text{порог}}$) представлены в табл. 2. В зеленых водорослях пороговые значения фоновых концентраций ртути в среднем меньше, чем в бурых: $U. lactuca = U. linza = S. pallidum \leq S. miyabei < C. costata$ (пластина) $\leq S. crassipes$.

Талломы *S. crassipes* содержали более высокие концентрации Hg, чем саргассумы (ст. 7, 15, 16) (рис. 2, 3). Концентрация ртути в пластинах *C. costata* сопоставима с содержанием в *S. crassipes*. В слоевищах саргассумов (*Sargassum*) значения Hg в среднем выше (ст. 1, 7, 17, 18, 20) либо сопоставимы (ст. 5, 8) с таковыми в ульвах (*Ulva*). Экстремально высокая концентрация ртути – 1070 ± 440 нг/г выявлена в зеленой водоросли *U. lactuca* на ст. 14 (табл. 4), расположенной вблизи полигона ТБО у западного побережья Уссурийского залива, и в ризоидах бурой водоросли *C. costata* на ст. 15 – 8560 ± 2650 нг/г (табл. 3).

Концентрация ртути в отдельных фрагментах водорослей представлена в таблице 3. По сравнению с целыми талломами фукусовых водорослей

Таблица 2. Диапазон, медиана и пороговые величины фоновой концентрации ртути (Медиана + 2МАО) в массовых видах водорослей из зал. Петра Великого, Японское море, нг/г сух. массы

Вид водоросли	<i>N</i>	Диапазон (макс)*	Медиана + 2МАО (<i>C</i> _{порог})
<i>U. lactuca</i>	31	5.8–81.5	22.9 + 10.2 (34.1)
<i>U. linza</i>	11	7.5–102 (1070)	18.9 ± 17.4 (36.3)
<i>S. pallidum</i>	12	22.1–44.0 (116)	32.7 + 5.6 (38.3)
<i>S. miyabei</i>	21	15.1–82.1 (199)	27.7 + 15.2 (42.9)
<i>S. crassipes</i>	12	23.4–110 (116–216)	67.7 + 47.2 (115)
<i>C. costata</i> (пластина)	10	20.7–80.3 (99–180)	46.1 + 36.8 (82.9)
Бурые водоросли [43]	169	(5080 ± 1070)	70 (105)**
Зеленые водоросли [43]	143	(8000)	100 (170)**
ПДК [8]	—	—	500

Примечание. МАО – медиана абсолютных отклонений от медианы; *N* – величина выборки; * (макс) – в скобках экстремальные концентрации, не вошедшие в расчет пороговых величин фоновой концентрации ртути; ** – медиана, в скобках Q3 – величина третьего квартиля.

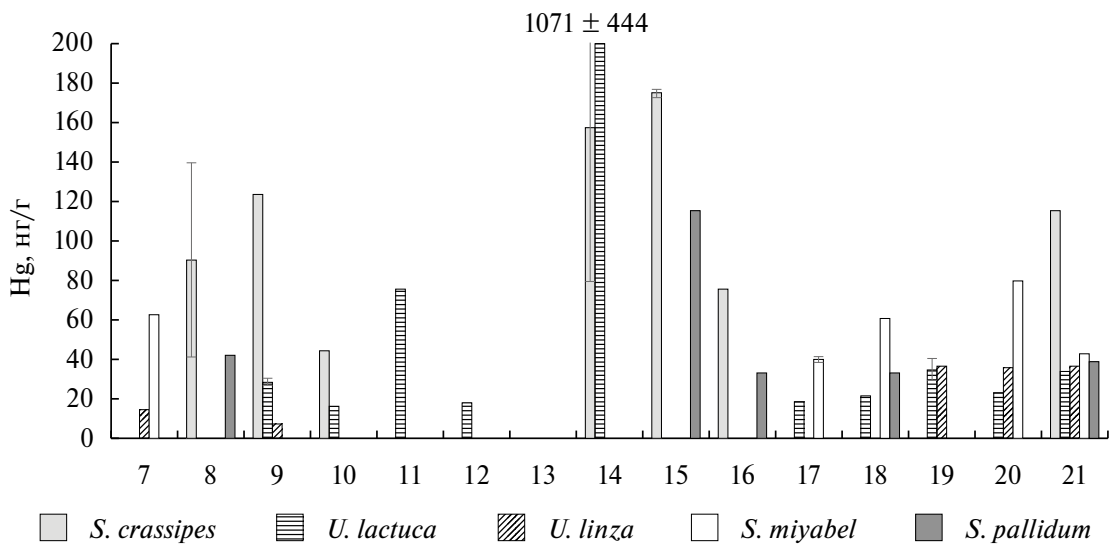


Рис. 2. Содержание ртути (нг/г сух. массы) в водорослях Уссурийского залива в 2017 г. Станции с юга на север, как на рис. 1. 21 – *C*_{порог}.

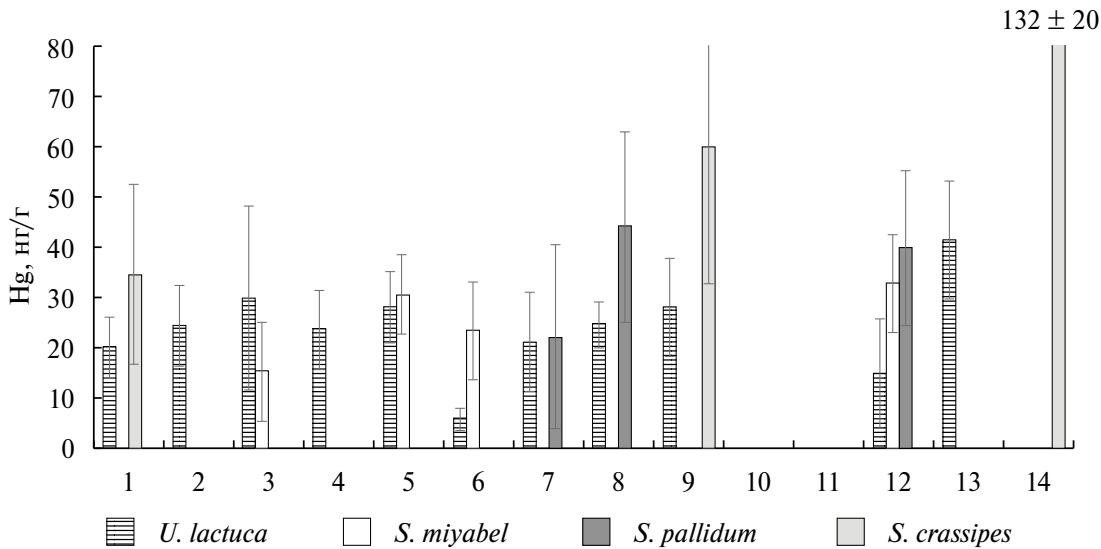


Рис. 3. Содержание ртути (нг/г сух. массы) в водорослях Амурского и Уссурийского заливов в 2020 г. Станции с юга на север, как на рис. 1.

Таблица 3. Концентрация ртути (нг/г) в целых талломах бурых водорослей и их фрагментах

Вид водоросли	Таллом/фрагмент	Станция					
		1	8	9	12	14	15
<i>S. crassipes</i>	Целиком	—	—	63.4 ± 27.2	—	132 ± 16	—
	Ветви	—	—	48.3 ± 8.2	—	85 ± 18*	—
	“Почки”	—	—	24.9 ± 6.2*	—	—	—
<i>S. pallidum</i>	Целиком	—	—	—	38.2 ± 0.1	—	—
	Ветви	45.3 ± 19.9	50.4 ± 5.0	—	39.8 ± 15.4	—	—
	“Почки”	23.5 ± 5.1*	15.1 ± 10.5*	—	24.5 ± 14.7	—	—
<i>S. miyabei</i>	Целиком	—	—	—	31.7 ± 7.8/ 40.3 ± 4.8	—	—
	Ветви	—	—	—	21.9 ± 7.4/ 28.7 ± 3.1*	—	—
<i>C. costata</i>	Пластина	—	—	80.3 ± 15.9*	—	131 ± 91*	179 ± 107*
	Ризоиды и стволик	—	—	1800 ± 550	—	2220 ± 1670	8560 ± 2650

Примечание. * — различия между молодыми и старыми частями растений достоверны при $p \leq 0.05$, число проб с каждой станции $n = 3-10$; значения через “/” на ст. 12 за разные годы — 2020 и 2021 гг.

S. crassipes, *S. miyabei*, *S. pallidum*, содержание Hg в однолетних ветвях и “почках” было меньше: для саргассумов различия недостоверны, для стефаноцистиса (*Stephanocystis*) достоверны. В ламинариевой однолетней водоросли *C. costata* концентрации Hg в ризоидах были на порядок величин выше, чем в пластине.

На ст. 2 и 5 в пределах Амурского залива *U. lactuca* и *S. miyabei* были собраны как на литорали, так и на глубине 1.5–2 м: соответственно 24 ± 8 и 20 ± 6 нг/г в ульве салатной со ст. 2; 37 ± 8 и 30 ± 8 нг/г в саргассуме Миябе со ст. 5; 28 ± 7 и 11 ± 4 нг/г в ульве салатной со ст. 5 (в последнем случае различия достоверны, $p \leq 0.05$, $n = 5$).

4. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Растворенные в воде элементы накапливаются на поверхности живых организмов с помощью физико-химической адсорбции и внутриклеточно — в ходе ростовых и обменных процессов в тканях гидробионтов. Первым способом накапливаются практически любые растворенные в воде элементы, в том числе токсичные, пропорционально их содержанию в среде, вторым способом — биологически важные элементы и их химические аналоги, избирательно, в зависимости от видовых особенностей [18, 47]. Ртуть всегда присутствовала в компонентах окружающей среды, в том числе водорослях, в некотором количестве. Ее минимальные концентрации в водорослях (бурых, красных, зеленых) находятся в диапазоне 27–50 нг/г, согласно обзору Д. Сан-

чес-Квиллес с коллегами [44], изучивших выборку из 962 проб по литературным источникам. Медианные концентрации Hg и значения третьего квартиля (Q3) для зеленых водорослей составляют 100 и 170 нг/г, для бурых — 70 и 105 нг/г, соответственно (табл. 2). Максимальные концентрации Hg отмечались в талломах красной водоросли *Corallina granifeta* (10500 нг/г сух. массы), зеленой водоросли *Ulva lactuca* (8000 нг/г) и бурой водоросли *Cystoseira barbata* (5080 нг/г) из Средиземного моря (Shiber, Washburn, 1978; Guven et al., 1992 — цит. по [44]).

Концентрация ртути в водорослях из залива Петра Великого Японского моря (табл. 2, рис. 2) в основном не превышала величину Q3 общемировой выборки [44]. В макрофитах из Уссурийского и Амурского заливов содержание Hg изменялось в диапазоне 5–216 нг/г сух. массы и только на ст. 14 в *U. lactuca* превысило 1000 нг/г (рис. 2). Эта станция расположена в западной части Уссурийского залива и граничит с полигоном ТБО г. Владивостока, использование которого осуществлялось в течение нескольких десятилетий и прекратилось в 2011 г. после его рекультивации.

Концентрационные особенности накопления металлов представителями разных систематических групп известны давно [6, 18, 24]. В водорослях они вызваны: удельной поверхностью таллома; биохимическим составом — количеством и качеством полисахаридов и других органических соединений, связывающих металлы в прочные комплексы (металлотioneины, фитохелатины) или нерастворимые соединения;

специфической и пока малоизученной видовой избирательностью к накоплению определенных элементов. В фоновых условиях зал. Петра Великого исследуемые нами виды по способности накапливать ртуть можно разделить на две группы: 1) зеленые водоросли рода *Ulva* и бурые рода *Sargassum* с относительно низкими концентрирующими способностями (медиана 19–33 нг/г); 2) бурые водоросли родов *Costaria* и *Stephanocystis* с более высокими содержаниями Hg (медиана 46–68 нг/г). В то же время, именно ульва накапливает одни из самых высоких концентраций Hg в условиях загрязненной среды (1070 нг/г – ст. 14 (данная работа), 8000 нг/г – Средиземное море [44]). Базальные части (ризоиды и стволик) костарии накапливают значительно более высокие концентрации ртути, чем пластина (табл. 3), однако для объяснения этого факта нужны дополнительные исследования по содержанию металлов разными частями талломов.

Растения, собранные в диапазоне глубин 0.2–2.0 м из фоновых районов по содержанию ртути и других металлов в водорослях – ст. 2 и 5 [39], содержали в основном сопоставимые концентрации ртути. Различия содержаний ртути на разных глубинах в ульве со станции 5 достоверны, но в фоновом районе они могут быть результатом воздействия других, более критических факторов среды [29]. Например, разной степень освещения растений на литорали и в сублиторали. Оптимальное для представителей конкретного вида освещение вызывает снижение содержания металлов в растении за счет увеличения скорости роста таллома и “разбавления в биомассе” поступающего из воды элемента [47].

Водоросли поглощают металлы всей поверхностью таллома, но их разные по возрасту части, особенно у многолетних видов, отличаются по содержанию элементов [6, 9]. На уровне целого растения также показано, что водоросли (в частности, фукусы) старших возрастов содержат более высокие концентрации металлов, чем молодые, в связи с большей долей старых тканей. А.Н. Камнев [9] связывает это с нарушением оттока ассимилятов и замедлением метаболических процессов в старых тканях. Испанские ученые [38] в ходе работы по стандартизации программ мониторинга рекомендовали для получения адекватных результатов по содержанию металлов в макрофитах-индикаторах загрязнения металлами водной среды использовать одновозрастные части растений, например однолетние ветви. В дальневосточных морях России, как и в целом по миру, в целях мониторинга загрязнения тяжелыми ме-

таллами долгое время использовали целые талломы водорослей [10, 24–27 и др.]. Среди прочих условий, такой подход в 1970–2000 гг. был связан с преимуществом данных для долговременных оценок, а также с низкой чувствительностью аналитических приборов, в связи с чем велся поиск биоиндикаторов с более высокими концентрациями металлов. Выявленные нами повышенные концентрации ртути в более старых фрагментах талломов многолетних саргассумов и стефаноцистиса из Японского моря согласуются с наблюдениями других исследователей. Это устанавливает необходимость учитывать возраст растений и анализируемых частей в биомониторинге тяжелых металлов, в том числе ртути.

Использование водорослей в пищу и в качестве сырья для получения биологически активных веществ, полисахаридов-сорбентов, стабилизаторов влаги в продуктах [1, 4, 23] определяет важность гигиенического нормирования токсичных веществ и контроль за их содержанием. В большинстве государственных законодательств нормированы концентрации Cd, Pb, As и Hg в продуктах питания [8]. В водорослях концентрация ртути не должна превышать 100 нг/г сырой [8] или 500 нг/г сух. массы. Согласно результатам нашего исследования, водоросли из Амурского и Уссурийского заливов в районе г. Владивостока содержат низкие концентрации этого токсичного элемента и их можно использовать как сырье для получения биологически активных веществ или в пищу.

Санитарно-гигиенические нормативы содержания токсичных веществ в организмах, продуктах, используемых в пищу, разработаны для их безопасного употребления человеком, однако для оценки загрязнения водной среды они не подходят, так как не отвечают на вопрос о безопасности этих нормативных содержаний для самих живых организмов и не учитывают видовые и региональные особенности накопления. Для ответа на вопрос о качестве среды с помощью химического состава водорослей необходимо изучить весь возможный диапазон концентраций ртути в водорослях в природных условиях данной акватории и выделить диапазон фоновых, природных или нетоксичных значений. С точки зрения экологического закона толерантности Шелфорда – зону оптимума.

Задача определения фоновых концентраций металлов в организмах-индикаторах состоит в определении максимальной величины из регионального фонового диапазона. В качестве предельной величины фоновой концентрации ранее

использовали среднее значение плюс-минус стандартное отклонение [6], при этом статистические данные должны быть распределены по нормальному закону. Однако полученные в ходе полевых исследований выборки концентраций металлов в компонентах среды, в том числе биоиндикаторах, не всегда ему соответствуют [14, 28, 43]. По программе мониторинга морской среды Mussel Watch в качестве пороговой величины оптимального диапазона концентраций металлов принят восемьдесят пятый процентиль выборки [33]. В последние годы для определения фонового диапазона концентраций металлов в среде или организмах при любом типе распределения данных [14, 27, 28, 43] рассчитывают величину медианы концентраций плюс-минус двойная медиана абсолютных отклонений от этой медианы (Медиана $\pm 2\text{MAO}$). Рассчитанные данным методом пороговые величины содержания ртути в водорослях ($C_{\text{порог}}$) родов *Ulva* и *Sargassum* (34 и 43 нг/г) из Японского моря ниже, чем у *Costaria* и *Stephanocystis* (83 и 115 нг/г) (табл. 2).

С учетом пороговых концентраций была проведена оценка загрязнения ртутью прибрежных вод Амурского и Уссурийского заливов, берега которых занимает г. Владивосток (рис. 2, 3). Повышенные уровни содержания Hg в макрофитах Амурского и Уссурийского заливов, относительно $C_{\text{порог}}$ (рис. 2, 3, табл. 2) на 9 станциях из 20, свидетельствуют о локальном загрязнении этим элементом отдельных участков литоральной зоны вокруг г. Владивостока как в 2017 г., так и в 2020 г.

Самые высокие содержания ртути наблюдались в *U. lactuca* и *S. crassipes*, отобранных на станции 14 в Уссурийском заливе (рис. 2, 3). Это свидетельствует о поступлении Hg в морскую среду с дренажными водами от полигонов ТБО — уже рекультивированного “старого”, действовавшего с 1967 по 2011 г., а также, вероятно, и “нового”, размещенного на 1.6 км севернее, за пределами береговой черты. В этом же районе неоднократно обнаруживались повышенные концентрации и других элементов в макрофитах — Cu, Pb, Fe, Zn [25, 27, 39]. Донные осадки (ДО) этого участка загрязнены ртутью и квалифицируются как “загрязненные”, в соответствии с критериями Канадских нормативов содержания вредных веществ в ДО [15]. Концентрации Hg в осадках ряда станций Амурского и Уссурийского заливов находятся выше эффективного порогового уровня TEL (threshold effect level), при котором негативные биологические эффекты наблюдаются редко, но ниже возможного эффективного уровня PEL (probable effect level), при котором негативные

биологические эффекты наблюдаются часто [41]. В России нормативы содержания вредных веществ в ДО до настоящего времени не разработаны. Соединения тяжелых металлов, поступая в морскую среду с дренажным стоком полигона ТБО, в основном перемещаются на север благодаря переносу течениями [22] и проявляются их повышенными содержаниями в макрофитах вплоть до южного мыса бух. Десантной (ст. 16), расположенной на расстоянии 1.5 км от “тела” рекультивированного полигона [39]. Однако ртуть, вероятно, в связи с более низкими концентрациями в среде, чем Cu и Zn, проявляется повышенными концентрациями в водорослях до бух. Стеклобанной (1.2 км от “тела” полигона, ст. 15) (рис. 2).

Повышенные содержания ртути относительно $C_{\text{порог}}$ в водорослях со станций 9 и 11 (рис. 1), вероятно, связаны с другими локальными источниками загрязнения. Так, в бух. Сухопутную (ст. 9) поступали не перехваченные очистными сооружениями коммунальные стоки от микрорайона “Бухта Тихая”. В бух. Промежуточную (ст. 10, 11) впадает ручей, дренирующий золоотвал ТЭЦ-2 (рекультивированный после 2017 г.). Воды этого ручья вливаются в поток морских вод, направленный на север, поэтому, вероятно, в улье с северного мыса бух. Промежуточной (ст. 11) содержание Hg выше, чем с южного (ст. 10) (рис. 2). На побережье вершины Уссурийского залива (ст. 20) ведется масштабное строительство; водоросли из этого района, кроме повышенных концентраций ртути, характеризуются высоким содержанием железа и марганца — индикаторов наличия и мощности терригенного стока [39]. Донные отложения из этих районов имеют статус “умеренно загрязненные” — ртуть в них содержится в концентрациях выше природного фона [15].

Наличие данных по содержанию Hg в нескольких видах-индикаторах с одного места сбора, часть которых не превышает пороговые, а другая часть превышает, как, например, на станциях 9, 18, 20 (рис. 2) дает основание поразмышлять над возможностью корректно интерпретировать полученные данные. Вероятно, важную роль в этом вопросе играет продолжительность жизни макрофитов: зеленые рода *Ulva* вегетируют в течение трех месяцев, имеют на протяжении года несколько генераций, тогда как бурые могут быть как однолетними (*C. costata*), так и многолетними (*S. crassipes*, *S. miyabei*, *S. pallidum*). Отсутствие повышенной концентрации Hg у зеленых, но присутствие у бурых дает основание предполагать

действие источника загрязнения в более ранний период, чем последние 2–3 месяца. Полисахариды клеточной стенки водорослей служат долговременным депо металлов [45], поэтому поллютанты аккумулируются и с разной скоростью выводятся из талломов в течение всей жизни [36, 51]. Экспериментально установлено, что для накопления металлов живыми водорослями на два порядка величин из загрязненной среды достаточно 1.5–5 сут. [36, 40, 51]. Часть из них впоследствии подвергается десорбции с поверхности талломов в связи с установлением нового равновесия между содержанием элементов в среде и организмах, однако это занимает более длительный период [36]. Ртуть с высокой скоростью как аккумулируется (в течение первых 48 ч) бурыми и зелеными водорослями, так и выводится в среду на 90–100% (за 7 сут.) [51].

Сравнительная оценка данных по содержанию ртути в водорослях в июле 2017, 2020–2022 гг. (табл. 4) в районе пос. Рыбачий (ст. 12) показала их стабильные сходные концентрации в короткоживущей ульве в рамках фоновых значений и более низкие концентрации в саргассуме в 2021 г. Станция у пос. Рыбачий подвергается воздействию дренажных вод полигона ТБО только при условии их переноса вдольбереговым течением, сформированным северными ветрами, нехарактерными для лета [38]. Изменения содержания металлов в организмах в фоновом диапазоне, даже если они имеют статистически достоверные отличия, могут быть не связаны с изменениями их концентраций в среде. Как было отмечено выше, колебания содержания металлов в талломах водорослей могут быть связаны с другими факторами среды, лимитирующими рост и развитие организмов: концентрациями биогенных элементов в воде, усиливающих рост биомассы

и вызывающих “разбавление” концентраций металлов в тканях; светового режима и режима осушения и др. [29, 47, 48].

В бухтах к северу от полигона ТБО, с более высоким уровнем загрязнения тяжелыми металлами компонентов среды (ст. 14–15), содержание Hg в водорослях из года в год более контрастно (табл. 4). В год с интенсивным разбавлением морской среды поверхностным стоком (178 мм атмосферных осадков выпали в течение июля 2022 г., перед отбором проб) содержание Hg в растениях минимально. Экспериментально показано, что уменьшение солёности морской среды, имеющее место при увеличении поверхностного стока, способствует увеличению накопления металлов макрофитами [36]. Кроме того, на примере речных вод показано [31], что на участках с ощутимой антропогенной нагрузкой увеличение расхода воды ведет к разбавлению антропогенной составляющей и уменьшению контрастности антропогенной аномалии.

Высокий уровень содержания ртути в ульве со ст. 14 (табл. 4) наблюдался в июле 2017 г. и также сопровождался выпадением большого количества осадков за месяц (215 мм). В этом случае ливневые дожди прошли накануне отбора водорослей, при пониженном уровне осадков в предшествующий месяц [39]. Вероятно, за сухой и теплый период в почвах водосборного бассейна накопились продукты разложения, в том числе содержащие металлы, которые вымылись из полигона атмосферными осадками, поступили в морскую среду непосредственно перед отбором проб и были накоплены в талломах водорослей.

Таким образом, объем поверхностного стока и режим его поступления в морскую среду, связанный с количеством атмосферных выпадений, изменением солёности морских вод в районах

Таблица 4. Межгодовые изменения концентрации Hg (нг/г) в водорослях на станциях 12, 14 и 15 в Уссурийском заливе

Вид	Месяц	2017	2020	2021	2022
Ст. 12 – пос. Рыбачий					
<i>U. lactuca</i>	VII	17.5 ± 0.1	14.8 ± 10.9	16.8 ± 3.7	19.1 ± 3.9
<i>S. miyabei</i>	VII	32.7	31.7 ± 7.8	18.7 ± 2.1*	28.7 ± 3.1
Ст. 14–400 м к северу от полигона ТБО					
<i>U. lactuca</i>	VII	1070 ± 440	—	199 ± 46	102 ± 11*
Ст. 15 – бух. Стекланная					
<i>U. lactuca</i>	VII	—	—	91.8 ± 9.0	58.4 ± 9.1*
Сумма осадков, мм**	VII	215	30	24	178

Примечание. “—” — нет данных; * — различия между содержанием Hg в данном году и предыдущем достоверны при $p \leq 0.05$; ** — количество атмосферных осадков, выпавших в районе работ за месяц до отбора проб [3].

с ощутимой антропогенной нагрузкой, оказывают влияние на распределение ртути в компонентах прибрежной экосистемы, в частности, в водорослях. В связи с этим информация о количестве атмосферных осадков и режиме их поступления в районе работ перед исследованием, а также о солености, существенно облегчает интерпретацию данных по содержанию металлов в биоиндикаторах.

5. ВЫВОДЫ

Рассчитаны фоновые диапазоны концентраций Hg в зеленых (*Ulva sp.*) и бурых водорослях (*Sargassum sp.*, *Stephanocystis crassipes*, *Costaria costata*) северо-западной части Японского моря. Наиболее высокие пороговые величины фоновых концентраций ртути наблюдаются у *S. crassipes* и *C. costata*. У *Ulva sp.* и *Sargassum sp.* аккумуляционная способность по отношению к Hg ниже, в связи с чем более низки $C_{\text{порог}}$.

Концентрации Hg в макрофитах Амурского и Уссурийского заливов в целом не превышали Q3 общемировых выборок для бурых и зеленых водорослей, что позволяет считать большинство станций не загрязненными ртутью. Наиболее высокие и превышающие $C_{\text{порог}}$ и Q3 концентрации ртути в водорослях-индикаторах наблюдались у западного побережья Уссурийского залива в районе полигонов ТБО г. Владивостока. Другие локальные участки загрязнения (C_{Hg} в водорослях $> C_{\text{порог}}$) выявлены также в Уссурийском заливе — в бухтах Сухопутная, Промежуточная, Муравьиная. Источниками их загрязнения являются, очевидно, коммунально-бытовые сточные воды, дренажные воды золоотвала, масштабные строительные работы.

Для работ по биомониторингу загрязнения прибрежных вод металлами рекомендуется включать в состав биоиндикаторов как долгоживущие, так и короткоживущие виды. С их помощью можно определить период интенсивного поступления поллютанта в морскую среду в течение времени их вегетации. Для биомониторинга следует выбирать однолетние части слоевищ водорослей. Старые участки талломов многолетних видов желательно исключать из анализа.

Финансирование работы. Данная работа финансировалась за счет средств бюджета Федерального Государственного бюджетного учреждения науки “Тихоокеанский институт географии” Дальневосточного отделения Российской академии наук (государственное задание Минобрнауки РФ № 122020900188-3), а также бюджета

Дальневосточного федерального университета. Никаких дополнительных грантов на проведение или руководство данным конкретным исследованием получено не было.

Благодарности. Авторы благодарят коллег инженеров-аналитиков А.М. Плотникову и А.А. Струкова за участие в подготовке и анализе проб.

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

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аминина Н.М. Сравнительная характеристика бурых водорослей прибрежной зоны Дальнего Востока // Известия ТИНРО. 2015. Т. 182. С. 258–268.
2. Аминина Н.М., Вишневская Т.И., Гурулева О.Н. и др. Состав и возможности использования бурых водорослей дальневосточных морей // Вестник ДВО РАН. 2007. № 6. С. 123–130.
3. Архив погоды во Владивостоке. [https://gp5.ru/Архив_погоды_во_Владивостоке,_им._В.К._Арсеньева_\(аэропорт\),_METAR](https://gp5.ru/Архив_погоды_во_Владивостоке,_им._В.К._Арсеньева_(аэропорт),_METAR)
4. Боголицын К.Г., Каплицын П.А., Кашина Е.М. и др. Особенности минерального состава бурых водорослей Белого и Баренцева морей // Химия растительного сырья. 2014. № 1. С. 243–250.
5. Боголицын К.Г., Малко, А.В., Иванченко Н.Л. Оценка содержания свинца и ртути в водах Белого и Баренцева морей // Химия. 2013. № 4. С. 119–124.
6. Бурдин К.С., Золотухина Е.Ю. Тяжелые металлы в водных растениях (аккумуляция и токсичность). М.: Диалог МГУ, 1998. 202 с.
7. Ващенко М.А., Жадан П.М., Альмяшова Т.Н. и др. Оценка уровня загрязнения донных осадков Амурского залива (Японское море) и их потенциальной токсичности // Биология моря. 2010. Т. 36. № 5. С. 354–361.
8. Единые санитарно-эпидемиологические и гигиенические требования к товарам, подлежащим санитарно-эпидемиологическому надзору (контролю). Решение Комиссии таможенного союза от 28 мая 2010 г. № 299. http://www.eurasiancommission.org/ru/act/texnreg/depsanmer/sanmeri/Pages/P2_299.aspx/
9. Камнев А.Н. Структура и функции бурых водорослей. М.: Изд-во МГУ, 1989. 200 с.
10. Коженкова С.И., Христофорова Н.К., Чернова Е.Н. Долговременный мониторинг загрязнения морских вод Северного Приморья тяжелыми металлами с помощью бурых водорослей // Экология. 2000. № 3. С. 233–237.

11. Коженкова С.И., Чернова Е.Н., Шулькин В.М. Микроэлементный состав зеленой водоросли *Ulva fenestrata* из залива Петра Великого Японского моря // Биология моря. 2006. Т. 32. № 5. С. 346–352.
12. Краткий справочник по геохимии. М.: Недра, 1977. 184 с.
13. Лосев О.В. Содержание тяжелых металлов и нефтепродуктов в донных отложениях залива Углого (залив Петра Великого, Японское море) // Вестник ДВО РАН. 2020. № 5. С. 104–115.
14. Лукашев Д.В. Метод расчета фоновых концентраций тяжелых металлов в мягких тканях двусторчатых моллюсков для оценки загрязнения р. Днепр // Биология внутренних вод. 2007. № 4. С. 97–106.
15. Мощенко А.В., Белан Т.А., Борисов Б.М. и др. Современное загрязнение донных отложений и экологическое состояние макрозообентоса в прибрежной зоне Владивостока (залив Петра Великого Японского моря) // Известия ТИНРО. 2019. Т. 196. С. 155–181.
16. Мурадов С.В. Воздействие тяжелых металлов на водоросли-макрофиты Авачинской губы // Фундаментальные исследования. 2014. № 9. С. 1998–2002.
17. Облучинская Е.Д., Алешина Е.Г., Матишов Д.Г. Сравнительная оценка загрязнения металлами губ и заливов Мурмана по индексу MPI (Metal Pollution Index) // Доклады Академии наук. 2013. Т. 448. № 5. С. 588–591.
18. Патин С.А. Морозов Н.П. Микроэлементы в морских организмах и экосистемах. М.: Легкая и пищевая промышленность, 1981. 152 с.
19. Петухов В.И., Петрова Е.А., Лосев О.В. Тяжелые металлы и нефтепродукты в водах залива Угловой (Амурский залив, Японское море) в теплый и холодный периоды года // Вестник ДВО РАН. 2019. № 1. С. 85–93.
20. Подкорытова А.В., Вафина Л.Х. Химический состав бурых водорослей Черного моря // Труды ВНИРО. 2013. Т. 150. С. 100–107.
21. Поляков Д.М., Марьяш А.А., Можеровский А.В. Накопление тяжелых металлов осадками Амурского залива (Японское море) под влиянием биохимических факторов // Водные ресурсы. 2019. Т. 46. № 2. С. 172–177.
22. Симоконов М.В. Загрязнение донных отложений Уссурийского залива металлами и металлоидами // Уссурийский залив: современное состояние, ресурсы и перспективы природопользования. Владивосток: Изд-во ДВГУ, 2009. С. 35–38.
23. Титлянов Э.А., Титлянова Т.В. Морские растения стран Азиатско-тихоокеанского региона, их использование и культивирование. Владивосток: Дальнаука, 2012. 377 с.
24. Христофорова Н.К. Биоиндикация и мониторинг загрязнения морских вод тяжелыми металлами. Л.: Наука, 1989. 192 с.
25. Христофорова Н.К., Кобзарь А.Д., Григоров Р.А. Уссурийский залив: загрязнение прибрежных вод тяжелыми металлами и его оценка с использованием бурых водорослей // Вестник ДВО РАН. 2020. № 3. С. 116–125.
26. Чернова Е.Н. Биогеохимический фон и особенности накопления металлов фукусомыми водорослями в прибрежных водах Японского, Охотского и Белого морей // Биология моря. 2016. Т. 42. № 1. С. 60–68.
27. Чернова Е.Н., Коженкова С.И. Пространственная оценка загрязнения залива Петра Великого (Японское море) металлами с помощью бурой водоросли *Sargassum miyabei* // Океанология. 2020. Т. 60. № 1. С. 49–56.
28. Чернова Е.Н. Определение фоновых концентраций металлов в бурой водоросли *Sargassum pallidum* из северо-западной части Японского моря // Биология моря. 2012. Т. 38. № 3. С. 249–256.
29. Чернова Е.Н. Принцип лимитирующих факторов применительно к накоплению металлов водорослями // Биота и среда природных территорий. 2023. Т. 11. № 1. С. 73–83.
30. Шулькин В.М., Коженкова С.И., Чернова Е.Н. и др. Металлы в различных компонентах прибрежно-морских экосистем Сихотэ-Алинского биосферного района // Геоэкология. 2003. № 4. С. 318–327.
31. Шулькин В.М., Богданова Н.Н., Киселев В.И. Металлы в речных водах Приморского края // Геохимия. 2007. № 1. С. 79–88.
32. Akcali I., Kucuksezgin F. A biomonitoring study: Heavy metals in macroalgae from eastern Aegean coastal areas // Marine Pollution Bulletin. 2011. V. 62. P. 637–645.
33. Cantillo A.Y. Comparison of results of Mussel Watch Programs of the United States and France with worldwide Mussel Watch studies // Marine Pollution Bulletin. 1998. V. 36. P. 712–717.
34. Chakraborty S., Bhattacharya T., Singh G. et al. Benthic macroalgae as biological indicators of heavy metal pollution in the marine environments: A biomonitoring approach for pollution assessment // Ecotoxicology and Environmental safety. 2014. V. 1001. P. 61–68.
35. Chalkley R., Child F., Al-Thaqafi K. et al. Macroalgae as spatial and temporal bioindicators of coastal metal pollution following remediation and diversion of acid mine drainage // Ecotoxicology and Environmental Safety. 2019, V. 132, P. 1–10.
36. Costa M., Henriques B., Pinto J. et al. Influence of salinity and rare earth elements on simultaneous removal of Cd, Cr, Cu, Hg, Ni and Pb from contaminated waters by living macroalgae // Environmental Pollution. 2020. V. 266. N115374.
37. Di Benedetto A.P.M., Kehrig H.A., Pestana I.A. From past use to present effects: total mercury in crustaceans

- and fish in the inner estuary of Paraíba do Sul River, Southeast Brazil // *Bulletin of Environmental Contamination and Toxicology*. 2021. V. 107. P. 124–130.
38. *García-Seoane R., Fernández J.A., Villares R. et al.* Use of macroalgae to biomonitor pollutants in coastal waters: Optimization of the methodology // *Ecological Indicators*. 2018. V. 84. P. 710–726.
 39. *Kozhenkova S.I., Khristoforova N.K., Chernova E.N. et al.* Long-term biomonitoring of heavy metal pollution of Ussuri Bay, Sea of Japan // *Russian Journal of Marine Biology*. 2021. V. 47 4. P. 256–264.
 40. *Kumar K.S., Ganesan K., Subba Rao P.V.* Phycoremediation of heavy metals by the three-color forms of *Kappaphycus alvarezii* // *Journal of Hazardous Materials*. 2007. V. 143. P. 590–592.
 41. *Long E.R., MacDonald D.D., Smith S.L. et al.* Incidence of adverse biological effects with ranges of chemical concentrations in marine and estuarine sediments // *Environmental Management*. 1995. V. 19. P. 81–97.
 42. *Murillo-Cisneros D.A., O'Hara T.M., Elorriaga-Verplancken F.R. et al.* Trophic structure and biomagnification of total mercury in ray species within a benthic food web // *Archives of Environmental Contamination and Toxicology*. 2019. V. 773. P. 321–329.
 43. *Reinmann C., Filzmoser P., Garrett R.G.* Background and threshold: Critical comparison of methods of determination // *Sci. Total Environ.* 2005. V. 346. P. 1–16.
 44. *Sanchez-Quiles D., Marba N., Tovar-Sanchez A.* Trace metal accumulation in marine macrophytes: Hotspots of coastal contamination worldwide // *Science of the Total Environment*. 2017. V. 576. P. 520–527.
 45. *Sawidis T., Brown M.T., Zachariadis G. et al.* Trace metal concentration in marine macroalgae from different biotopes in the Aegean Sea // *Environment international*. 2001. V. 27. P. 43–47.
 46. *Shul'kin V.M., Chernova E.N., Khristoforova N.K. et al.* Effect of mining activities on the chemistry of aquatic ecosystem components // *Water Resources*. 2015. V. 42. P. 843–853.
 47. *Sunda W.G., Huntsman S.A.* Processes regulating cellular metal accumulation and physiological effects: Phytoplankton as model system // *The Science of the Total Environment*. 1998. V. 219. P. 165–181.
 48. *Tropin I.V., Bourdine K.S.* Periodic changes in metal content *Fucus distichus* thalli under polar day // *J. of the Appl. Phycology*. 1997. V. 9. P. 269–276.
 49. *Wallenstein C., Neto A., Alvaro N. et al.* Algae based biotopes of the Azores (Portugal): Spatial and seasonal variation // *Aquatic Ecology*. 2008. V. 42. P. 547–559.
 50. *Warmer H., Dokkum R.* Water pollution control in the Netherlands // *Policy and practice* 2001. 2002. RIZA report 2002.009.
 51. *Wang W.X., Dei R.C.H.* Kinetic measurements of metal accumulation in two marine macroalgae // *Marine Biology*. 1999. V. 135. P. 11–23.

ASSESSMENT OF MERCURY POLLUTION OF COASTAL WATERS IN USSURI BAY AND AMUR BAY USING MACROALGAE

E. N. Chernova^{a, b, *}, S. I. Kozhenkova^a, S. G. Yurchenko^a

^a Pacific Geographical Institute, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia

^b Far East Federal University, Vladivostok, Russia

*e-mail: elena@tigdvo.ru

Mercury concentrations were determined in common macroalgae *Ulva lactuca*, *Ulva linza*, *Sargassum miyabei*, *Sargassum pallidum*, *Stephanocystis crassipes* and *Costaria costata* from the northwestern part of the Sea of Japan in June – July 2017–2022. On average, biomonitors contain low mercury concentrations that do not exceed the MPC for commercial algae (500 ng/g in terms of dry weight) and corresponding to the third quartiles of global samples for green and brown algae (170 and 105 ng/g, respectively). Coastal waters around Vladivostok City are not contaminated with mercury, except for local areas on the western coast of the Ussuri Bay. Maximum Hg concentration – 1071 ng/g of dry weight – was found in the green algae *Ulva lactuca* growing near the reclaimed landfill “Gornostay”, where the increased content of Cu, Pb, Fe, Zn in the algae was already noted earlier. Threshold values of Hg concentrations were calculated as the median plus double median of deviations from the median. They are 34 ng/g of dry weight for *U. lactuca*, 36 for *U. linza*, 43 for *S. miyabei*, 38 for *S. pallidum*, 115 for *S. crassipes* and 83 ng/g for *C. costata* (blade without rhizoids). The influence of thalli ages on mercury concentration in macroalgae is considered.

Keywords: mercury, green algae, brown algae, environmental monitoring, pollution, Sea of Japan

УДК 550.47

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ЭКОСИСТЕМЫ АНХИАЛИНОВОГО МЕРОМИКТИЧЕСКОГО ОЗЕРА МОГИЛЬНОЕ (ОСТРОВ КИЛЬДИН, БАРЕНЦЕВО МОРЕ)

© 2025 г. Н. М. Кокрятская¹, Г. Н. Лосюк¹, Е. С. Колпакова¹, А. В. Вельямидова¹,
Е. Д. Краснова², Д. А. Воронов³, К. В. Титова¹, Е. А. Вахрамеева¹, Р. А. Алиев⁴

¹ Федеральный исследовательский центр комплексного изучения Арктики
им. акад. Н.П. Лаверова УрО РАН, Архангельск, Россия

² Биологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

³ Институт проблем передачи информации РАН, Москва, Россия

⁴ Национальный исследовательский центр “Курчатовский институт”, Москва, Россия

e-mail: nkokr@yandex.ru

Дата поступления 17.06.2024 г.

После доработки 10.09.2024 г.

Принята к публикации 22.11.2024 г.

Озеро Могильное — представитель малоизученных меромиктических морских водоемов за полярным кругом, имеющих подземную связь с морем. В настоящей работе рассмотрены некоторые аспекты его экологического состояния с использованием данных о распределении в донных осадках соединений серы как маркера интенсивности анаэробных процессов в водоеме, редокс-зависимых хлорфенольных соединений, а также хлорорганических соединений из группы стойких органических загрязнителей (в том числе в почвах водосборной территории озера). Подтверждено прогрессирование сероводородного заражения озерных вод, наблюдаемое на протяжении XX века, которое выражается в увеличении его концентраций в минималимнионе (210 мг/л) и подъеме границы его распространения. В донных осадках уровень содержания соединений восстановленной серы и особенности их распределения сопоставимы с таковыми в осадках морских водоемов с эвксинной аноксией. Показано, что присутствие хлорорганических соединений (включая устойчивые) в озерных осадках и почвах водосбора может быть связано не только с переносом воздушными и водными потоками, но и с антропогенным/техногенным воздействием на водоем в XX веке.

Ключевые слова: Водная экосистема, анхиалиновое озеро, меромиктическое озеро, сероводород, восстановленная сера, хлорорганические соединения

DOI: 10.31857/S0030157425020073, **EDN:** DYQTBS

1. ВВЕДЕНИЕ

Озеро Могильное — реликтовый меромиктический водоем, расположенный на заполярном острове Кильдин в Баренцевом море. Это бывший морской залив, отделенный от моря каменной перемычкой около 1000–1500 лет назад. Уникальность озера заключается в том, что его связь с морем осуществляется не переливом морской воды через отделяющий порог, а ее фильтрацией сквозь каменную дамбу во время прилива, а при отливе — в обратном направлении. Оз. Могильное на сегодняшний день единственное известное анхиалиновое озеро в Арктическом регионе России [16]. Кроме того, это одно из немногочисленных за Полярным кругом меромиктических озер, при этом одно из самых известных в России.

Начиная с XIX века изучение озера проводилось как отдельными исследователями, так и в рамках комплексных научных экспедиций, результаты которых обобщены в трех монографиях [7, 9, 23].

Остров Кильдин был местным центром традиционной для данного региона хозяйственной деятельности многие сотни лет [9, 21, 38]. С 30-х гг. XX века остров приобрел статус территории военно-стратегического назначения с соответствующей инфраструктурой. В XXI веке после консервации военных объектов Кильдин — это пустынный безлюдный остров, и вокруг оз. Могильного не ведется какая-либо деятельность. Тем не менее на его водосборной территории до сих пор остаются брошенные и полуразрушенные постройки, остатки военной техники, скопления

бытового и строительного мусора. В 1980 г. решением Мурманского областного Совета депутатов трудящихся оз. Могильное было объявлено областным памятником природы, а в 1985 г. оно получило статус памятника природы федерального значения.

Меромиктическая структура озера обусловлена сосуществованием здесь морских вод, фильтрующихся сквозь каменную перемычку, и пресной воды, поступающей с атмосферными осадками, грунтовыми водами и талыми водами с территории водосбора [7]. Четко выраженный пикноклин не разрушается даже в зимний период, когда верхний слой (подо льдом) сильно охлаждается. В структуре озера выделяется несколько слоев. Верхний опресненный слой населен солоноватоводной и пресноводной фауной и флорой; ниже — слой морской воды с морской биотой, а еще ниже — анаэробный монимолимнион с сероводородом (эвксинная аноксия), который образуется в результате деятельности бактерий сульфатредукторов [6, 22]. На границе кислородной и сульфидной зон есть прослойка воды розового цвета, который обусловлен присутствием аноксигенных фототрофных бактерий [1, 6, 12, 19, 23, 31], утилизирующих сероводород в процессе жизнедеятельности и таким образом защищающих от него обитателей вышележащих вод.

Изоляция водоемов от моря нередко приводит к эволюционным изменениям гидробионтов. Так появился самый знаменитый эндемик озера — кильдинская треска, подвид атлантической трески, занесенный в Красную книгу РФ с присвоением 1-й категории статуса редкости.

Водосборная территория озера на западе и северо-западе ограничена береговой линией о. Кильдин, на востоке и северо-востоке — гористой центральной частью острова. По данным [9], площадь водосборной территории составляет 3.30 км², что примерно в 23.5 раза больше площади водного зеркала озера [23].

Начиная с 70-х гг. XX века практически все исследователи отмечали изменения в экосистеме водоема, проявлявшиеся в осолонении поверхностных вод, подъеме границы распространения сероводорода и росте его концентраций в придонных слоях. В конце 1990-х гг. это подтвердили и связали с антропогенным влиянием [23]. Однако, последующие наблюдения [1, 10, 41, 42] показали, что граница распространения сероводорода продолжает подниматься, тогда как всякая хозяйственная деятельность в той части острова, где находится озеро, прекращена, и его окрестности безлюдны.

В 2018–2019 гг. в рамках проекта Российского географического общества “Колыбельная трескового озера. Документация экосистемы озера Могильного (о. Кильдин, Баренцево море)” были проведены четыре экспедиционных выезда, результаты которых отражены, например, в работе [42]. Эти исследования показали, что изменения затронули все слои озера. В верхнем слое соленость увеличилась до 5–10 епс по сравнению с 2000-ми гг. (3–4 епс [23, 42]), а его толщина уменьшилась на 1 м. Повышение солености повлекло за собой изменение состава планктона — с пресноводного на солоноватоводный. В среднем соленом слое, который сообщается с морем через фильтрующую каменистую дамбу, соленость не изменилась. Граница аэробной и анаэробной зон поднялась на 1 м по сравнению с началом XXI века, и теперь сероводородная зона занимает уже половину глубины озера (она располагалась между 7.9 и 8.5 м), а концентрация сероводорода в придонном слое возросла до рекордных (для этого водоема) 210 мг/л. Подъем границы сероводорода вытеснил донных животных с тех глубин, где они обитали прежде, а несколько видов исчезли вовсе. Изменилась и доминирующая форма аноксигенных фототрофных бактерий, придающих цвет “розовому слою”, — в настоящее время это коричнево-окрашенные зеленые серные бактерии, а не пурпурные серные бактерии, которые доминировали в начале XX века. [6, 19]. Отмечено, что популяция кильдинской трески пока не пострадала.

Несмотря на длительную историю изучения озера, проблеме его химического загрязнения, в т. ч. соединениями из списка стойких органических загрязнителей (СОЗ), впервые было уделено внимание лишь в комплексных исследованиях 1997–2000 гг. [23]. Актуальность таких исследований обусловлена, в первую очередь, особыми свойствами этих соединений (высокой биологической активностью и многоплановым долгосрочным токсичным воздействием, устойчивостью к деградации, способностью к аккумуляции в объектах окружающей среды и жировых тканях живых организмов) и их способностью к глобальному распространению [25]. В ходе этих исследований были определены близкие к глобальному фоновому уровню количества различных загрязняющих веществ (полициклических ароматических углеводородов, хлорорганических пестицидов, полихлорбифенилов) в воде, донных осадках и тканях кильдинской трески, а также обозначены пути их распространения в озерной экосистеме [23].

В ходе экспедиционных работ в 2019 г. в разных частях акватории оз. Могильного, кроме проб воды, были отобраны керны донных осадков, а на водосборной территории — образцы почвенного покрова, что позволило получить более полное представление об экологическом состоянии озера в настоящее время.

2. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Оз. Могильное находится в юго-восточной оконечности о. Кильдин (рис. 1), который отделен от побережья длинным узким Кильдинским проливом (Кильдинской салмой), а озеро от моря — природной перемычкой из гальки, валунов и песка (конечно-моренного образования [7, 20]) шириной 60–70 м и высотой 3.7–5.4 м. Длина и ширина озера составляют 562 и 275 м соответственно; площадь — 2.52 км². Средняя глубина озера — около 7 м (максимальная 16 м). В отличие от пролива, который никогда не замерзает, озеро покрыто льдом с ноября до июня [9]. Водообмена с морем достаточно, чтобы вызывать приливные колебания с амплитудой в несколько сантиметров, в то время как в Баренцевом море приливные колебания составляют несколько метров [7].

Карта-схема области настоящего исследования, карта расположения станций отбора проб

и батиметрическая карта оз. Могильного приведены на рис. 1.

Пробы воды и донных отложений отобраны на двух участках акватории озера: в анаэробной зоне — ст. 1 (69.318483° с.ш.; 34.350133° в.д.; глубина 16 м) и ст. 2 (69.319383° с.ш.; 34.35000° в.д.; глубина 10 м), аэробной — ст. 3 (69.320717° с.ш.; 34.345083° в.д.; глубина 7.8 м). По направлению от края утеса северного берега острова (69.33253° с.ш.; 34.39715° в.д.) до юго-восточного берега озера (69.31772° с.ш.; 34.35526° в.д.) отобрано шесть образцов почв (на ст. 1 отобрано два образца почвы), представленных дерниной, покрытой травянистой и кустарничковой растительностью (рис. 1).

Отбор проб воды с разных горизонтов проводили погружным насосом Whale Premium Submersible Pump GP1352 (США) с калиброванным тросом и силиконовой трубкой или горизонтальным поликарбонатным батометром (США) объемом 5 л. Основные гидрохимические характеристики определяли с помощью погружных зондов и в пробах воды, отобранных с разной глубины, портативным измерителем качества воды WaterLiner с соответствующими электродами. Для отбора донных осадков (ДО) использовали дночерпатель Экмана—Берджа и ударную прямооточную грунтовую трубку Aquatic Research Instruments (США) с внутренним

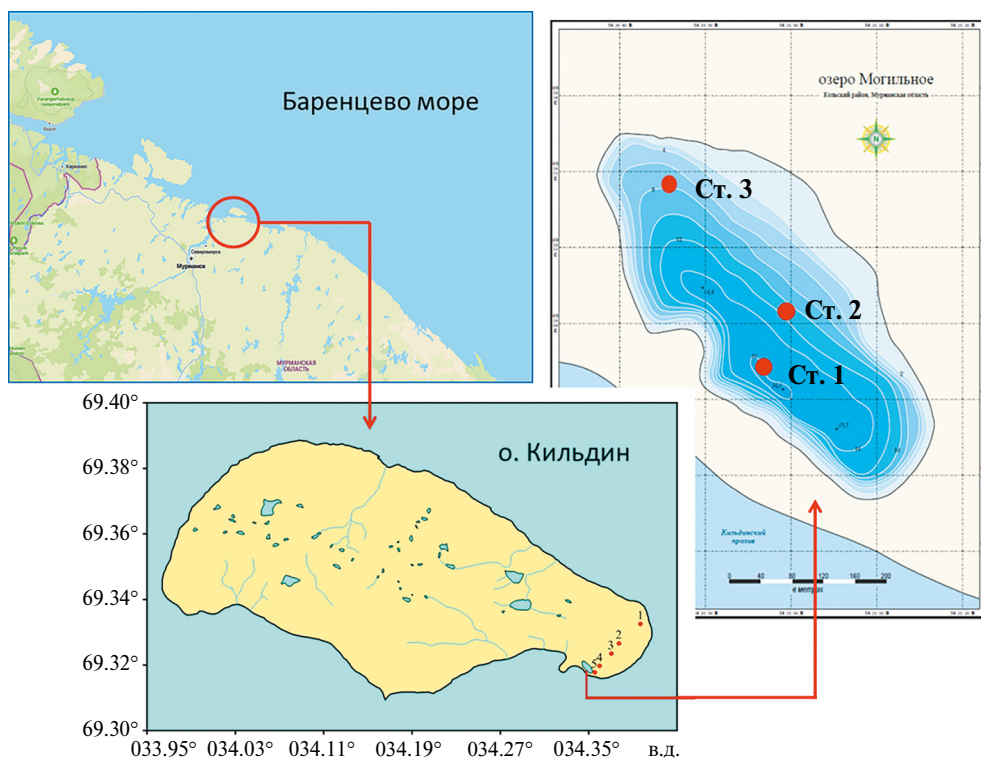


Рис. 1. Карта-схема области исследования и расположения станций отбора проб воды и ДО оз. Могильного и проб почв на его водосборной территории.

диаметром 50 мм, длиной 60 см. Длина кернов от 18 до 23 см. Дискретность разбора кернов для гранулометрии и химических анализов — 5 см; для определения скорости осадконакопления — 1 см. Пробы ДО сразу после отбора помещали в полиэтиленовые пакеты, из которых отжимали воздух для предотвращения окисления осадков. Глубина отбора почв на водосборной территории озера составляла от 7 до 29 см.

Определение сероводорода проводили фотометрическим и йодометрическим методами после его фиксации при отборе ацетатом цинка/кадмия [17]. Определение проводили в 2018 г. в стационарной лаборатории в г. Архангельске с использованием спектрофотометра Unico 1201 (США), в июне 2019 г. — в условиях полевой лаборатории на фотометре “Эксперт-003” (Россия). Определение концентраций растворенного железа проводили в отфильтрованных при отборе через фильтр 0.45 мкм пробах воды фотометрическим методом с использованием феррозина [14].

Ионный состав воды (сульфатов, хлоридов, натрия, калия, магния, кальция) определяли на жидкостном хроматографе Shimadzu LC-20 Prominence с кондуктометрическим детектором [44]. Погрешность определения составляла от 15 до 20%.

Определение массовой доли общего ($C_{\text{общ}}$) и органического ($C_{\text{орг}}$) углерода и азота ($N_{\text{орг}}$) в ДО проводили на анализаторе элементного состава Euro Vector EA3000 (Италия). Диапазон измерения каждого элемента составил от 0.01 до 100 мас. %. Среднее квадратичное отклонение измерений было для С — 0.3; для N — 0.1 мас. %.

Гранулометрический состав ДО озера определяли, как описано в [45]. Расчет содержания фракций проводили на сухую навеску образца. Относительная погрешность измерения для всех гранулометрических фракций составляла от 19 до 29 мас. %.

Для определения скорости осадконакопления в аликвотах полученных проб ДО гамма-спектрометрическим методом была измерена активность ^{210}Pb и ^{137}Cs [27]. Использовался гамма-спектрометр с полупроводниковым германиевым детектором GEM—C20P4 с входным карбоновым окном [27].

Анализ ДО на содержание окисленных и восстановленных форм серы проводили по методике, разработанной в лаборатории геохимии Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва [3]. Определение реакционноспособных форм двух- и трехвалентного железа проводили после извлечения их из осадка 3.5 Н серной кислотой [24] с титриметрическим окончанием:

Fe(III) — йодометрическим, Fe(II) — бихроматным. При применении этого метода в раствор переходит железо карбонатов, гидроксидов, гидротроилита и частично силикатов. Содержание сульфидного железа рассчитывали по данным для сульфидной серы исходя из брутто-формулы FeS ; пиритное железо — по содержанию пиритной серы. Содержание реакционноспособного железа ($\text{Fe}_{\text{реакт}}$) получали в результате сложения вышеперечисленных форм. Все концентрации рассчитывали на сухой осадок.

Пробы воды для определения хлорфенольных соединений (ХФС) помещали в стеклянные герметично закрывающиеся емкости; определение проводили в стационарной лаборатории в г. Архангельске. Анализ проб воды на содержание индивидуальных ХФС выполняли с использованием газового хроматографа с электронно-захватным детектором (“Кристалл 5000.1”, СКБ “Хроматэк”; Россия) [36].

Извлечение хлорорганических соединений (ХОС) из воздушно-сухих проб почв и ДО проводили методом ускоренной жидкостной проточной экстракции горячей смесью гексан/ацетон (в соотношении 3:1) при температурах ниже точки кипения [15]. Полученный экстракт обрабатывали 0.2 Н раствором гидроксида натрия (NaOH) для разделения кислых (большинство ХФС, включая пентахлорфенол (ПХФ)) и нейтральных соединений (гексахлорбензол (ГХБ), пентахлорбензол (ПeХБ), пентахлоранизол (ПХА)). Выделенную таким образом органическую фазу, содержащую соединения нейтрального характера, очищали от сопутствующих органических примесей многократной обработкой концентрированной серной кислотой, как описано в [36], с последующей идентификацией и количественным определением методом газовой хроматографии. Определение концентраций ХФС (кроме ПХА) проводили в соответствии со стандартом ISO 14154:2005 методом газовой хроматографии. Общее содержание ХФС определяли суммированием их концентраций в легко- и трудноэкстрагируемых фракциях. Для извлечения фракции легкоэкстрагируемых соединений щелочной раствор кислых соединений реэкстрагировали гексаном. Остаток анализируемого образца после экстракции обрабатывали 10 М раствором NaOH , дополнительно выделяя фракцию трудноэкстрагируемых соединений. Выделенные из каждой фракции соединения дериватизировали уксусным ангидридом в слабощелочной среде. Полученные ацетильные производные далее анализировали методом газовой хроматографии. Нижний предел обнаружения индивидуальных

ХОС — 0.0001 мкг/дм^3 . Все концентрации даны в расчете на воздушно-сухую пробу.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

В период исследований 2018–2019 гг. вертикальная структура вод оз. Могильного соответствовала меромиктическому водоему: миксолимнион состоял из пресного/солончатого слоя и аэробного слоя морской воды, затем расположен хемоклин, визуальнo маркируемый слоем розовой воды, ниже — анаэробный мониомлимнион с солеными сероводородными водами. В период исследований глубина “пресного” миксолимниона составляла 2.0–2.5 м, а его соленость варьировала в диапазоне 5.3–10.7 епс, т.е. его воды должны быть отнесены уже не к пресным, а к солончатым (рис. 2). Глубже 2 м соленость в озере в оба года исследований была практически постоянной, составляя 20 епс на галоклине и увеличиваясь до 29.9 епс ко дну. Однако важно отметить, что по всему профилю, в том числе возле дна, соленость ниже, чем в море (32.5 епс). Данный факт был отмечен еще В.И. Гуревичем и Р.Я. Цеебом в 1975 г. [7] и позволил им выдвинуть гипотезу, что в озеро через дамбу поступает не вода из Баренцева моря, а ее смесь с озерной водой.

Исследования 2019 г. по определению концентраций некоторых основных ионов озерной воды подтвердили заметное влияние моря на солевой состав воды оз. Могильного — доминирующими ионами были хлорид и натрий. На содержание ионов оказывает влияние возможное изменение солевого состава воды в теле дамбы, а также разбавление соленой воды в верхних слоях озера поверхностным пресным стоком.

Предположение, что в теле дамбы происходит смешение вод, нашло подтверждение в июле 2019 г., когда во время прилива была измерена соленость воды, втекающей в озеро из дамбы и в озере на той же глубине на расстоянии 0.5–0.7 м от струи высачивания. Обнаружено, что в струе высачивания соленость воды существенно ниже (от 15.4 до 19 епс), чем в море (32.5 епс). Следовательно, в озеро втекает не морская вода, а смесь морской и озерной воды. Результаты этих исследований, дополненные нашими данными, косвенно подтверждают ранее высказанную гипотезу [7] о существовании в теле дамбы воды с иными характеристиками, чем в море и в озере.

Как было отмечено выше, определение концентрации сероводорода проводили в 2018–2019 гг. параллельно с фиксированием основных гидрохимических параметров водной толщи озера в его наиболее глубокой части. Полученные данные частично приведены в табл. 1 и обобщены на рис. 2. В озерной воде сероводород появлялся в небольшом количестве примерно на 1 м выше окислительно-восстановительной границы, и по направлению ко дну его концентрация постепенно возрастала, достигая максимальных значений в придонной воде. В 2019 г. измерения проводили практически сразу после отбора в условиях полевой лаборатории. При этом аналитические процедуры осуществлялись с учетом всех тонкостей отбора и анализа воды с большим содержанием сероводорода [17], что позволило максимально сократить его потери. В результате была зарегистрирована наиболее высокая на сегодняшний день концентрация сероводорода в мониомлимнионе озера — 210 мг/л.

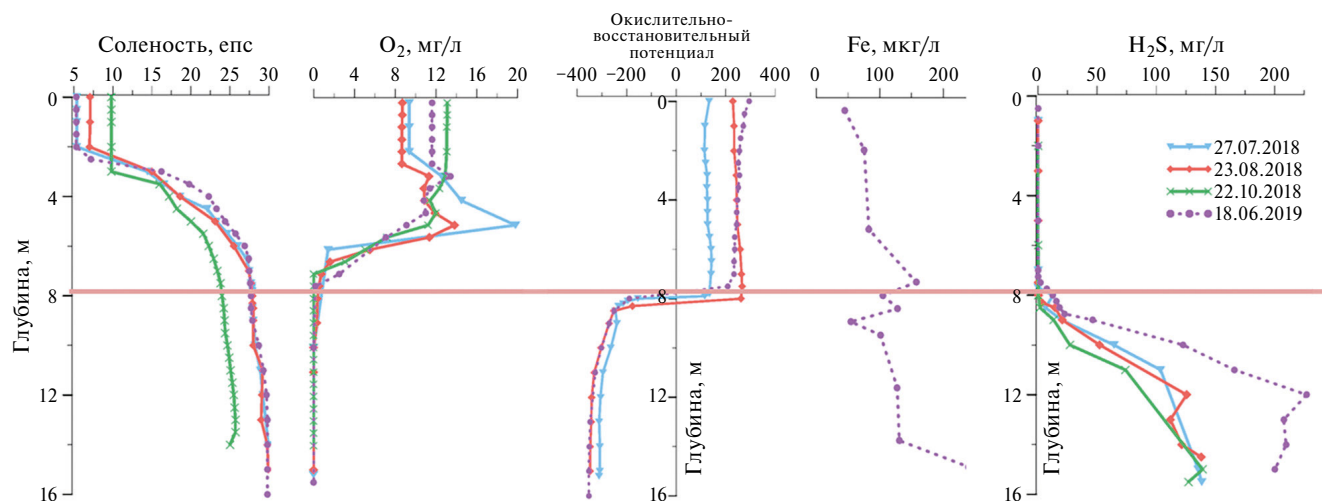


Рис. 2. Вертикальные профили физико-химических параметров воды в оз. Могильном: соленость, окислительно-восстановительный потенциал, концентрации растворенного кислорода, растворенного железа и сероводорода. Горизонтальной линией показано положение хемоклина в период отбора проб.

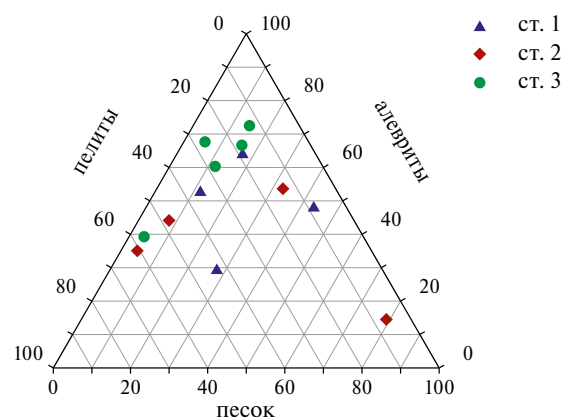
Таблица 1. Содержание сероводорода в оз. Могильном, мг/л

Горизонт, м	Дата отбора проб				
	22.07.2018	27.07.2018	22.08.2018	22.10.2018	06.06.2019
0.50					н. о.
1.00	0.01	0.01	0.01		
2.00				0.01	0.01
3.00			0.01		
5.00			н. о.		н. о.
6.00				0.02	
7.00	0.01	0.01			0.06
7.25					0.03
7.50			0.05		2.18
7.70	0.18	0.21			
7.75					7.32
7.90	1.03				
8.00		12.9	0.69	0.10	12.0
8.25					15.6
8.30			3.09		
8.50		6.24	14.4	1.64	18.4
8.75					22.3
9.00	15.2	20.1	20.6	13.3	46.3
10.00		64.1	52.2	27.0	123
11.00	85.9	104		73.9	166
12.00			126		227
13.00	115		112		208
14.00	141		122		210
14.50			138		
15.00		136		139	200
15.50		138		127	

Примечание. “н. о.” – не обнаружено.

Колонки ДО были отобраны на трех станциях в разных частях акватории озера (рис. 1), причем, если станции 1 и 2 расположены в зоне, где присутствие слоя анаэробных сероводородных вод фиксируется, по крайней мере, с начала XX века, то ст. 3 находится на менее глубоком участке акватории без аноксии.

По данным гранулометрического анализа (рис. 3), осадки всех трех станций близки по вещественному составу и характеризуются как алевро-пелитовые илы. Их поверхностный слой

**Рис. 3.** Трехкомпонентная диаграмма гранулометрического состава ДО оз. Могильного.

темно-серого цвета имеет жидкую хлопьевидную консистенцию и содержит большое количество растительных остатков, что было отмечено и ранее [10]. По мере погружения осадок заметно уплотнялся, а его влажность уменьшалась от 81.8–93.6% в верхних горизонтах до 33.2–35.6% в нижних слоях, где все более значимую роль играют грубодисперсные фракции. Наиболее ярко эти изменения в составе отложений выражены для ст. 1 и 2, где на долю “песков” в самом нижнем горизонте приходится 42.6 и 78.5% соответственно.

В осадках ст. 1 определили скорость седиментации по ^{210}Pb , используя модель постоянной первоначальной концентрации. При расчете скорости седиментации исключали поверхностный горизонт, так как он обычно является перемешанным. За равновесное значение активности ^{210}Pb принимали среднюю величину для осадка глубже 9 см. Скорость седиментации составила 0.52 мм в год. Содержание техногенного ^{137}Cs имеет выраженный максимум на глубине ~ 3 см (рис. 4). Если исходить из рассчитанной по ^{210}Pb скорости седиментации, положение максимума приходится на ~ 1965 г., т.е. примерно соответствует пику глобальных выпадений после ядерных испытаний (1963 г.). Таким образом, оба радиоизотопных маркера (^{210}Pb и ^{137}Cs) дают хорошо согласующуюся картину. Если исходить из такой скорости осадконакопления, возраст верхнего 15-сантиметрового слоя донных осадков озера может составлять около 290 лет, но надо учитывать, что донные отложения с течением времени заметно уплотняются, и, кроме того, в прошлом скорость седиментации могла быть иной.

Содержание CaCO_3 в осадках (получено расчетным путем на основании данных по неорганическому углероду) изменялось от 0.04 до 4.21%, при среднем значении 1.57%. Эти данные

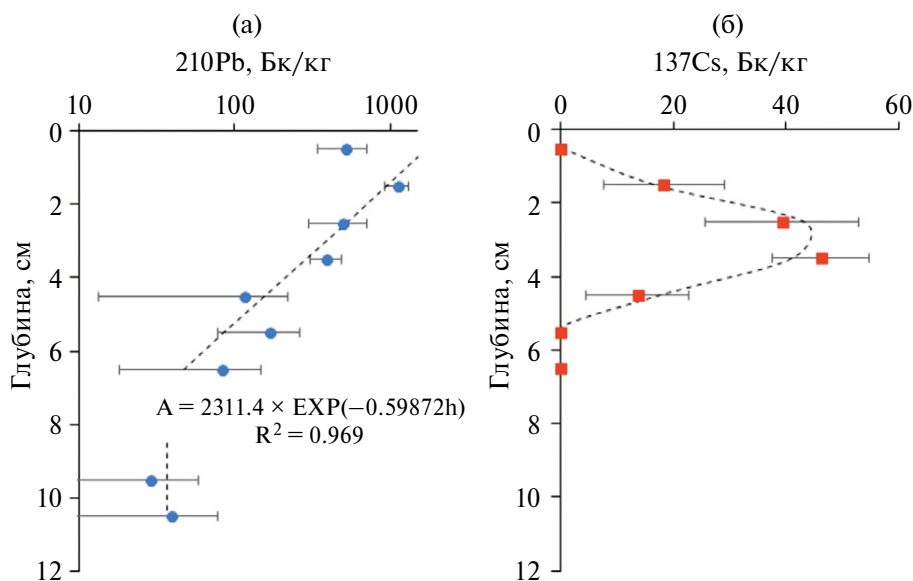


Рис. 4. Вертикальное распределение активностей ^{210}Pb (а) и ^{137}Cs (б) в ДО ст. 1 оз. Могильного.

неплохо совпадают с интервалом концентраций CaCO_3 для алевроито-пелитовых илов, приведенным в работе Емельянова [10], — от 1.75 до 4.17%. Максимальное значение показателя (4.21%) определено в верхнем слое осадков ст. 3. Однако, мы не смогли обнаружить здесь ни целых раковин моллюсков, ни их мелких обломков, которые ранее на этом же участке находили наши коллеги [10].

Содержание органического вещества (ОВ), оцененное по количеству органического углерода, в осадках всех трех станций соизмеримо: оно изменялось от 7.26–11.3% в илистых поверхностных горизонтах до 1.80–2.44% в нижних более песчаных слоях (при среднем содержании 5.23%). Органическая составляющая преобладала в общем содержании углерода во всех типах ДО — на ее долю приходилось от 84.5 до практически 100% (в среднем 95%) от $\text{C}_{\text{общ}}$. Та же закономерность отмечена и для азота, в общем содержании которого доля $\text{N}_{\text{орг}}$ составляла в среднем 90.7% или в абсолютных концентрациях 0.50% (от 0.13 до 1.10%). В распределении $\text{C}_{\text{орг}}$ и $\text{N}_{\text{орг}}$ отмечено тяготение к пелитовой фракции, особенно к наиболее тонкой ее фракции: установлена взаимосвязь между ними с высоким коэффициентом корреляции, для обоих показателей равным 0.85 (при $n = 13$). Величина отношения $\text{C}_{\text{орг}}/\text{N}_{\text{орг}}$ во всех исследованных ДО варьировала в узком интервале — от 9.0 до 10.9, что позволяет говорить о смешанном характере органического вещества и его достаточной однородности в изученных осадках.

Известно, что железо, а именно его активная в процессах диагенеза (реакционноспособная) часть, играет важную роль в биогеохимических

процессах серного цикла [2, 11, 24]. Сероводород, генерируемый бактериями в ходе сульфатредукции, при взаимодействии с железом образует сульфиды, которые вносят вклад в общее содержание восстановленной серы в ДО. Содержание $\text{Fe}_{\text{реакц}}$ на трех станциях было соизмеримо и составляло в среднем 1.53%, варьируя от 0.70 до 3.50%. Эти значения совпадают с диапазоном изменения валового содержания железа (1.46–4.07%, в среднем 2.71% [10]) в верхнем слое ДО, отобранных примерно на тех же участках акватории оз. Могильного, что и наши пробы. Наиболее высокие значения показателя отмечены в поверхностном слое ДО — в среднем 2.22% (1.52–3.50%). В толще осадка количество $\text{Fe}_{\text{реакц}}$ уменьшалось и становилось сопоставимым для всех трех колонок (рис. 5), составляя в среднем 0.81% (0.70–0.95%). На всех трех станциях в поверхностных осадках доминировала более окисленная форма элемента: ст. 1—58.1%, ст. 2—60.2%, ст. 3—87.8% от $\text{Fe}_{\text{реакц}}$. По мере погружения в осадок, расходясь в ходе диагенеза, количество Fe(III) уменьшалось и стабилизировалось в нижних слоях: уменьшался как интервал содержаний (0.18–0.23%), так и его доля в составе $\text{Fe}_{\text{реакц}}$ (25.3–32.2% от $\text{Fe}_{\text{реакц}}$). В нижних слоях всех трех колонок преобладало двухвалентное железо, в составе которого доля железа, не связанного с серой, в 1.5–2 раза превышала количество его сульфидных форм.

Как было отмечено выше, в поверхностном слое ДО всех трех колонок преобладало Fe(III) (рис 5). И если на ст. 3 в ДО, отобранных в кислородной зоне, это вполне закономерно, то над осадками станций 1 и 2 располагается слой

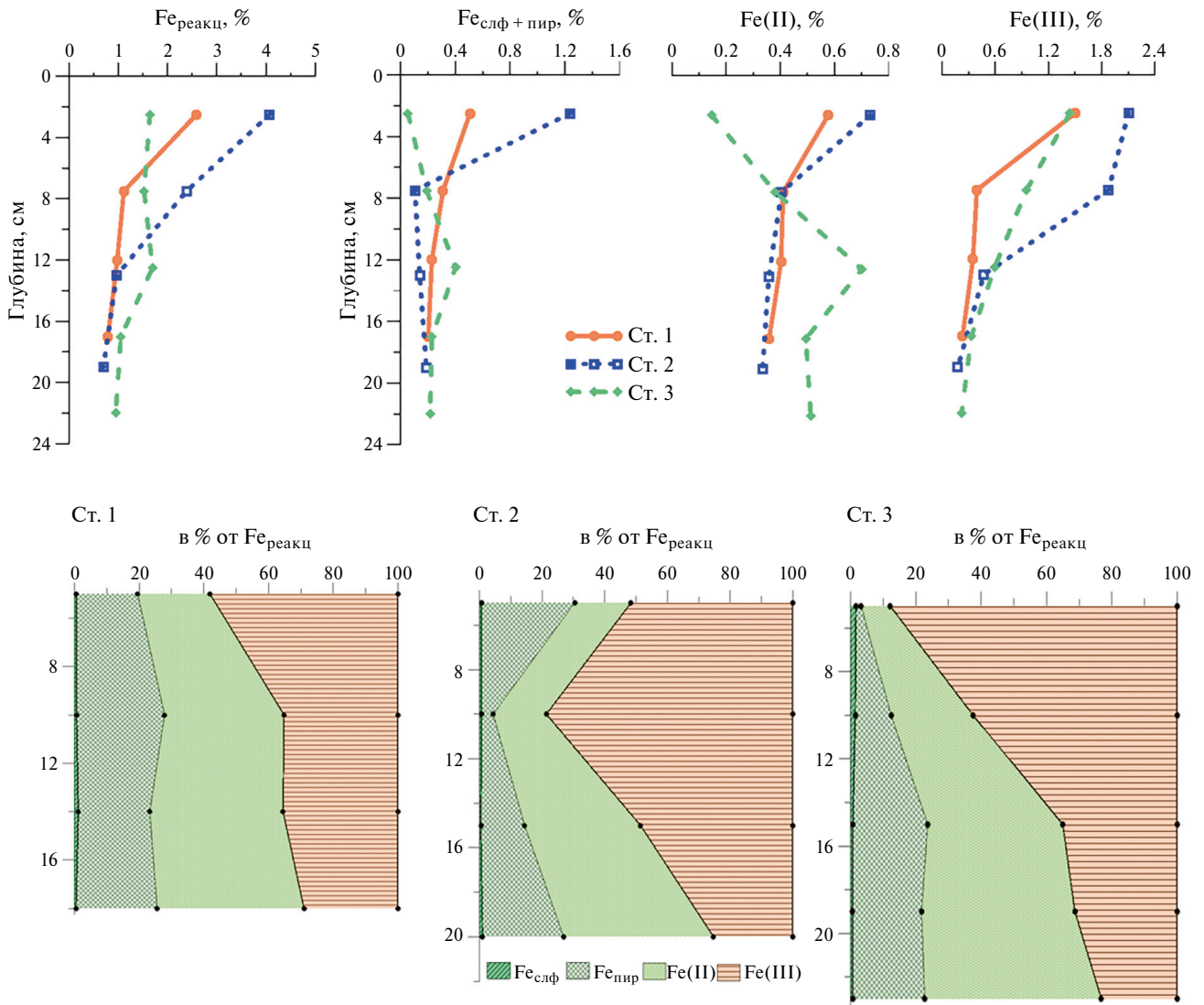


Рис. 5. Распределение реакционноспособного железа, составляющих его форм, и их доля в составе $Fe_{реакц}$ в ДО оз. Могильного.

анаэробной сероводородной воды. Присутствие $Fe(III)$ в анаэробном осадке, скорее всего, связано с процессами трансформации подвижных форм $Fe_{реакц}$ в ходе седиментации. В опресненном слое озерной воды содержание растворенного железа (рис. 2) сопоставимо с таковым во впадающем в озеро ручье (45.1 и 47.3 мкг/л соответственно), что отражает его поступление в озеро с водосборной территории в составе органоминерального комплекса гуминовых веществ. При смешении с солеными кислородными водами коллоидная часть растворенного ОВ и оксигидроксиды железа коагулируют, и в составе взвеси малорастворимые соединения $Fe(III)$ осаждаются на дно. В редокс-зоне хемоклина и далее в анаэробных водах монимолимниона начинаются процессы восстановления $Fe(III)$ с образованием соединений, растворимых лучше, что приводит к увеличению

концентрации растворенного железа в придонных водах (рис. 2). Однако, поскольку глубина водоема небольшая, соединения $Fe(III)$ быстро достигают дна и аккумулируются в верхнем слое ДО. Подобное явление было отмечено нами ранее в поверхностных ДО оз. Трехцветное (Кандакшский залив Белого моря), с максимальной глубиной 7.5 м и высоким содержанием сероводорода в соленых водах монимолимниона [17, 18].

Общее содержание серы ($S_{общ}$) в исследованных ДО варьировало от 0.424 до 3.133%. Доля сульфатов была максимальной только в верхнем наиболее обводненном слое отложений (54–78% от $S_{общ}$). По мере погружения в осадок их количество уменьшалось в среднем до 0.174% (0.103–0.402% или 24–28% от $S_{общ}$). Как известно, в неизменной иловой воде содержание сульфатов определяется общей соленостью вод.

В пересчете на влагу количество серы сульфатов в верхнем слое ДО составляло в среднем 0.144% (от 0.098 до 0.180%), что превышает их содержание в морской воде (0.09% S в воде с соленостью 35 епс) и в придонной озерной воде с соленостью 29.9 епс (0.08% S). Причиной данного несоответствия является то, что в ДО сульфаты находятся не только в растворе иловых вод, но и в твердой фазе осадков, где они, по всей вероятности, входят в состав аутигенных глинистых минералов, например основных сульфатов алюминия [2] (по применяемой нами методике [3] определяется их суммарное количество). Однако следует отметить, что решение этого вопроса в каждом конкретном случае требует специальных исследований; для этого необходимо, помимо определения общего содержания сульфатов, проведение параллельного анализа иловых вод.

Известно, что сероводород, образующийся в ДО в результате деятельности сульфатредуцирующих бактерий, трансформируется в ряд различных по устойчивости соединений восстановленной серы, а именно: кислоторастворимые моносulfиды серы (S^{2-} , преимущественно ги-

дротроилит), пирит ($S_{\text{пир}}$), элементарную серу (S^0) и серу, связанную с органическим веществом ($S_{\text{орг}}$) [2]. Содержание общей восстановленной серы (ΣS_{H_2S}), представляющей собой сумму этих четырех основных форм в ДО, в осадках оз. Могильного изменялось от 0.252 до 1.650%, при среднем содержании 0.500%. Ее максимальное количество приурочено к поверхностным слоям ДО, обогащенным ОВ. По мере погружения в их толщу ΣS_{H_2S} или уменьшалась (на ст. 1 и 2), или оставалась практически неизменной (на ст. 3) (рис. 6).

Содержание сульфидной серы изменялось в широком интервале значений – от 0.002 до 0.017%, в среднем 0.008%. Распределение ее по вертикали всех трех колонок идентично: при максимально высоком содержании в верхних слоях ДО (0.009–0.017%) ее концентрация уменьшается в 3–4 раза на нижних горизонтах колонок (рис. 6). Накопление моносulfидов железа в поверхностных слоях ДО связано, скорее всего, с тем, что их образование происходит не только в осадках; оно начинается еще в менимолитоне при взаимодействии Fe(II) с сероводородом. Содержание S^{2-} практически не влияет на

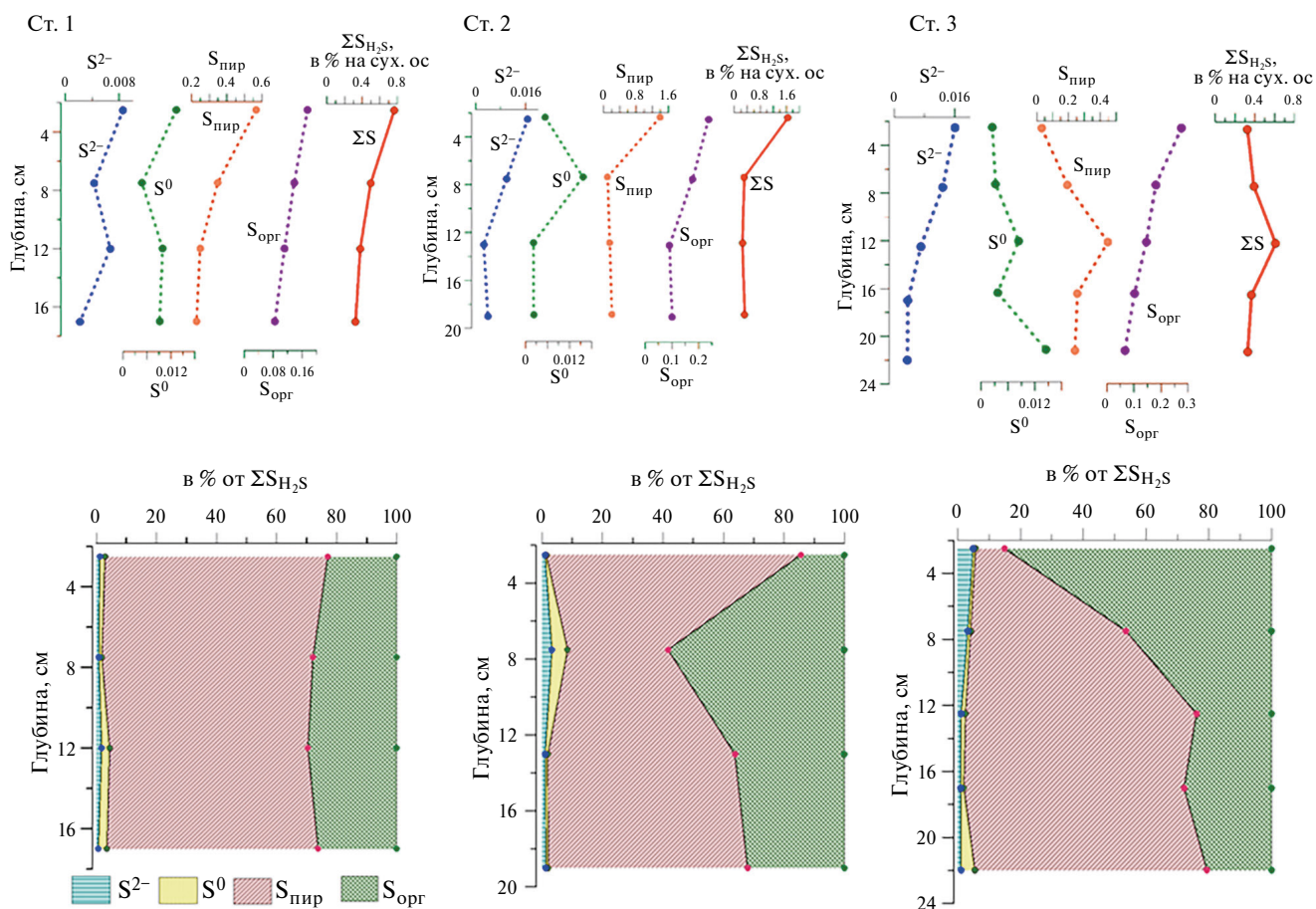


Рис. 6. Распределение соединений восстановленной серы, их суммы и соотношение форм в составе ΣS_{H_2S} в ДО оз. Могильного. Содержания различных форм серы на верхних графиках приведены в % на сухое вещество.

величину ΣS_{H_2S} — ее доля не превышает в среднем 1.72% (максимально 4.94%) от ΣS_{H_2S} .

Количество элементной серы также практически не влияло на уровень накопления восстановленной серы в ДО — ее доля не превышала в среднем 1.82% от ΣS_{H_2S} (максимально 5.15%). Она обнаруживается во всей исследованной толще озерных осадков, начиная с их поверхности в количестве от 0.002 до 0.016% (в среднем 0.007%). Закономерностей в ее распределении по колонкам не выявлено.

Содержание $S_{орг}$ изменялось в интервале от 0.067 до 0.276%, при среднем значении 0.145% (или 34% от ΣS_{H_2S}). Наибольшие значения отмечены в осадках поверхностных горизонтов, особенно на ст. 3, глубже они уменьшаются (рис. 6). На связь $S_{орг}$ с органическим веществом ($C_{орг}$) указывает высокий коэффициент корреляции между этими показателями ($r = 0.84$ при $n = 13$). Однако надо учитывать, что вследствие небольшой глубины водоема в состав $S_{орг}$ входит не только диагенетическая органическая сера, но и сера, присутствующая в составе ОВ живых организмов, например, серосодержащих аминокислот.

Для подавляющего большинства проб в составе ΣS_{H_2S} преобладающей формой была пиритная, что косвенно свидетельствует об активном протекании в ДО оз. Могильного процесса бактериальной сульфатредукции. Количество $S_{пир}$ практически полностью определяет изменение и накопление ΣS_{H_2S} , коэффициент корреляции между ними $r = 0.99$ ($n = 13$). Можно отметить различие в распределении показателя по вертикали колонок, отобранных на разных участках акватории озера. Так, в осадках станций 1 и 2 (из анаэробной зоны) ее содержание было максимальным в поверхностных горизонтах — 0.56 и 1.39% (74.1 и 84.3% от ΣS_{H_2S}) соответственно. Хотя количество $S_{пир}$ по мере погружения в осадок уменьшается, однако она доминирует вплоть

до нижних горизонтов — 70.3 и 66.0% от ΣS_{H_2S} соответственно. В осадках ст. 3 количество $S_{пир}$, напротив, увеличивается от минимальных значений на поверхности до доминирования в толще отложений (73.9% от ΣS_{H_2S}) (рис. 6).

Как отмечено выше, величина ΣS_{H_2S} , характеризующая накопление соединений восстановленной серы в ДО, изменялась в широком интервале значений (от 0.25 до 1.65%), составляя в среднем 0.50%. Представляет интерес сравнить ее с данными для поверхностного слоя ДО водоемов с нормальным кислородным режимом и с сероводородным заражением придонных вод при сопоставимых содержаниях ОВ (табл. 2). Из таблицы видно, что между оз. Могильным и водоемами с постоянным или периодически возникающим сероводородным заражением придонных вод нет принципиальных различий в накоплении восстановленной серы в ДО. Таким образом, полученные данные по величине ΣS_{H_2S} в ДО оз. Могильного можно оценить как достаточно высокие, что, в свою очередь, в совокупности с доминированием в ее составе $S_{пир}$ свидетельствует об активно протекающем процессе бактериальной сульфатредукции. Высокую интенсивность данного процесса подтверждают данные микробиологических исследований: так, по данным [23], максимальная скорость сульфатредукции отмечалась в верхнем слое ДО, и затем она плавно снижалась от 272 мкгS/дм³ в сутки на поверхности до 124 мкгS/дм³ в сутки на глубине 20–25 см.

Высокий уровень ΣS_{H_2S} в ДО оз. Могильного может быть следствием обеспеченности микробного сообщества органическим веществом. Однако, коэффициент корреляции между ΣS_{H_2S} и $C_{орг}$ невысокий ($r = 0.66$, $n = 13$), хотя и значимый. Скорее всего, это отражает смешанный характер поступающего в осадки органического вещества: при значительных количествах

Таблица 2. Содержание восстановленной серы и $C_{орг}$ в поверхностных ДО различных водоемов

Место отбора проб	$C_{орг}$, %	ΣS_{H_2S} , %
Черное море, сероводородная зона [26]	0.92–5.85	0.29–2.46
Черное море, кислородная зона [26]	0.8–1.8	н. о. — 1.38
Балтийское море, Готландская впадина [4]	1.77–3.84	0.46–1.68
Азовское море [2]	0.33–1.19	0.44–1.05
Белое море [13]	0.21–2.37	0.02–0.71
оз. Трехцветное, Кандалакшский залив Белого моря [18]	2.78–5.06	0.22–1.47
оз. Могильное, Баренцево море, сероводородная зона	2.17–11.3	0.25–1.65
оз. Могильное, Баренцево море, кислородная зона	1.80–8.19	0.32–0.61

Примечание. “н. о.” — не обнаружено.

(5.73–11.3% $C_{орг}$) ОВ в ДО, судя по величине отношения C/N (9–11), оно значительно разбавлено терригенной органикой, поступающей с водосбора. Несмотря на высокую продуктивность микроорганизмов в хемоклине [6], это лабильное ОВ, вероятно, в значительной мере расходуется в анаэробных процессах мнимолиминации, где, по данным [22], интенсивность сульфатредукции достигает 434 мкгS/дм³ в сутки, а метаногенеза – 655 нл/л в сутки.

Для оценки экологического состояния озера представляет интерес изучить его возможное химическое загрязнение. В своей работе мы рассмотрели распределение в компонентах озерной экосистемы индивидуальных ХОС, в том числе относящихся к хлорорганическим загрязнителям (пента- и гексахлорбензолы, пентахлорфенол, пентахлоранизол), – высокотоксичных соединений, устойчивых к деградации и способных к аккумуляции в объектах окружающей среды и жировых тканях живых организмов [25]. Известно, что водоемы представляют собой природные аккумулирующие системы, а ДО накапливают информацию о потоках техногенных элементов и загрязняющих веществ в биосфере и служат их ценными “архивами” [8]. При определенных условиях, приводящих к изменению гидродинамической обстановки, состава и свойств воды и прочих факторов, ДО могут стать источником

вторичного загрязнения водоема. Условия холодного климата северных территорий могут затруднять деградацию и способствовать накоплению токсичных устойчивых соединений в компонентах экосистем и тем самым усиливать их негативное влияние на живые организмы и окружающую среду в целом [28, 39].

К настоящему времени достоверно установлено [30, 32–34], что далеко не всегда обнаруживаемые в компонентах экосистем ХОС являются следствием техногенного воздействия на природную среду. Как известно, они могут образовываться и естественным путем – в результате хлорирования ОВ при взаимодействии с хлорид-ионами, а также в процессах ферментативного продуцирования [33]. К таким соединениям относятся ионогенные ХФС, которые отличаются по липофильности, токсичности, сорбционной способности на органическом веществе, биодоступности и подвижности в природных средах [35, 39]. Группа этих соединений включает хлорированные фенолы (ХФ) и их производные, образующиеся в анаэробных и аэробных условиях окружающей среды.

Результаты определения содержания индивидуальных ХОС в ДО исследованного озера и в почвах его водосборной территории представлены в табл. 3. Из данных таблицы видно, что определяемые хлорорганические загрязнители обнаружены

Таблица 3. Содержание ХОС в ДО оз. Могильного и в почвах его водосборной территории

Станция/место отбора		Горизонт, см	$C_{орг}$, %	ПХФ, нг/г	ГХБ, нг/г	ПеХБ, нг/г	ПХА, нг/г	ХФС*, мкг/г
Ст. 1		0–5	8.40	7.2	39.4	2.2	1.1	1.24
		5–10	3.44	61.5	192	16.0	н. о.	3.25
		10–15	2.18	89.7	75.8	8.2	н. о.	1.75
Ст. 2		0–5	11.30	31.6	36.0	3.6	0.1	2.96
		5–10	9.42	29.4	120	7.1	н. о.	1.37
Ст. 3		0–5	7.26	57.3	347	39.6	0.1	1.96
		5–10	8.19	3.0	48.1	5.2	0.8	1.44
		10–15	5.73	21.3	30.8	2.7	0.1	1.14
		15–25	2.00	47.9	35.6	2.5	н. о.	0.93
Пробы почв	1	≈ 0–10	33.94	79.6	174	12.5	0.1	1.44
	2		3.27	42.4	79.1	8.5	н. о.	0.51
	3		13.08	31.5	35.4	2.9	н. о.	0.42
	4		11.29	43.9	57.3	5.6	0.1	1.29
	5		44.26	24.2	57.3	6.5	0.1	0.67
	6		31.34	8.8	20.3	2.2	н. о.	1.00

Примечание: “н. о.” – не обнаружено; * – суммарная концентрация следующих ХФС: 2-ХФ; 3-ХФ; 4-ХФ; 2,4-ДХФ; 2,6-ДХФ; 2,3,4-ТХФ; 2,4,6-ТХФ; 2,3,4,5-ТеХФ; 2,3,4,6-ТеХФ; 2,3,5,6-ТеХФ; ПХФ.

во всех пробах ДО, независимо от расположения станций. Наиболее высокие суммарные концентрации соединений, относящихся к СОЗ (ПХФ, ГХБ, ПеХБ и ПХА), были определены преимущественно в тонкозернистых, богатых органическим веществом поверхностных слоях ДО. Можно отметить мозаичность в распределении СОЗ между станциями: в ДО ст. 1 и 2 они концентрировались в нижних слоях, тогда как на ст. 3 наибольшее их содержание приурочено к поверхностному слою, что возможно связано с особенностями седиментации и составом ДО.

Выявленные загрязнители в порядке убывания их концентраций можно расположить следующим образом: ГХБ > ПХФ > ПеХБ > ПХА. Уровни содержания ГХБ (от 30.8 до 347 нг/г) были на 1–2 порядка выше по сравнению с количествами ПеХБ (от 2.2 до 39.6 нг/г). Количество ПХФ было на том же уровне или ниже – от 3.0 до 89.7 нг/г. Согласно, например, норвежским стандартам качества окружающей среды [40], выявленные концентрации определяемых СОЗ варьируют от “низких” до “высоких” (для ГХБ и ПеХБ) и до “очень высоких” (в случае ПХФ).

Кроме ПХФ и ПХА в воде и ДО были обнаружены другие ХФС, при этом их компонентный состав и в воде, и в осадках весьма скудный. Так, в озерной воде были идентифицированы следующие соединения: 2,4-дихлорфенол (2,4-ДХФ); 2,6-дихлорфенол (2,6-ДХФ); 2,4,6-трихлорфенол (2,4,6-ТХФ) и 2,3,5,6-тетрахлорфенол (2,3,5,6-ТеХФ). Концентрации перечисленных хлорфенолов варьировали в диапазоне от 0.38 до 2.95 мкг/дм³. Наиболее высокое содержание ХФС обнаружено в придонном слое, свидетельствуя о накоплении здесь этих соединений.

В донных осадках содержание ХФС варьировало от 0.93 до 3.25 мкг/г, с наибольшими значениями в слое 5–10 см ст. 1 (табл. 3). Среди хлорированных фенолов были идентифицированы (рис. 7): 2-, 3- и 4-ХФ; 2,4- и 2,6-ДХФ; 2,4,6- и 2,3,4-ТХФ; тетрахлорфенолы и ПХФ. При рассмотрении компонентного состава выделяется профиль соединений (4-ХФ, 2,4-ДХФ, 2,4,6-ТХФ, 2,3,4,6-ТеХФ и ПХФ), которые обычно образуются при сжигании/горении [29]. Данный профиль обнаружен практически во всех исследованных осадках. Суммарные концентрации этих соединений варьировали от 0.22 до 1.15 мкг/г, при этом во всех исследованных осадках в общем содержании хлорфенолов на их долю приходилось более 60%. Данный факт предполагает преимущественное поступление в озеро ХФС от техногенных источников, а вклад процессов естественного образо-

вания – невысокий. Действительно, среди природных хлорфенольных метаболитов [34] были обнаружены только 2-ХФ и 2,6-ДХФ, содержание которых в осадках не превышало в среднем 10% от общего содержания ХФ. Однако, как видно из рис. 7, в осадках ст. 3 (аэробная зона акватории) наблюдалась несколько иная картина. Природные ХФС, доля которых минимальна в поверхностных слоях осадка, преобладали в самом нижнем слое отложений, составляя 45–47% от ХФС, тогда как доля соединений “профиля горения” [29] не превышала 13%. Скорее всего, это объясняется тем, что при низком техногенном прессинге в нормально аэрируемых водах постоянно происходит продуцирование и биохимическое преобразование ХОС фитопланктоном.

В ДО в высоких концентрациях (до 0.49 мкг/г) были обнаружены еще и тетрахлорфенолы (2,3,4,6-, 2,3,5,6- и 2,3,4,5-ТеХФ). Эти соединения по физико-химическим свойствам относятся к токсичным ХФС с высокой липофильностью и имеют антропогенное/техногенное происхождение [39, 43]. Наибольший вклад этих соединений в ХФС выявлен в первых десяти сантиметрах ДО ст. 1 (25–29%) и особенно ст. 2 (48–52%), где эти соединения могли аккумулироваться.

Сложившиеся в экосистеме озера специфические условия (наличие устойчивой плотностной стратификации с разделением водной толщи на разные по свойствам слои) в совокупности с низкой температурой на протяжении большей части года, по всей вероятности, обусловили недостаточную эффективность процессов биodeградации хлорорганических соединений в воде и ДО и способствовали их накоплению и сохранению.

Формирование “современных” уровней содержания ХОС, в первую очередь токсичных СОЗ, в осадках оз. Могильного является результатом аддитивного воздействия источников различной природы и локализации. Считается, что в настоящее время основными их действующими источниками являются процессы сжигания/горения различного вида органического сырья и отходов (бытовых и промышленных отходов, биомассы, всех видов топлива), а также отходы производства и потребления от прошлой хозяйственной деятельности [25]. Свой вклад, несомненно, привносит масштабный перенос с воздушными и водными массами от указанных источников на территориях в низких/умеренных широтах и близлежащих регионах. Но в то же время присутствие этих соединений в озерных осадках может быть обусловлено еще и поступлением от локальных источников.

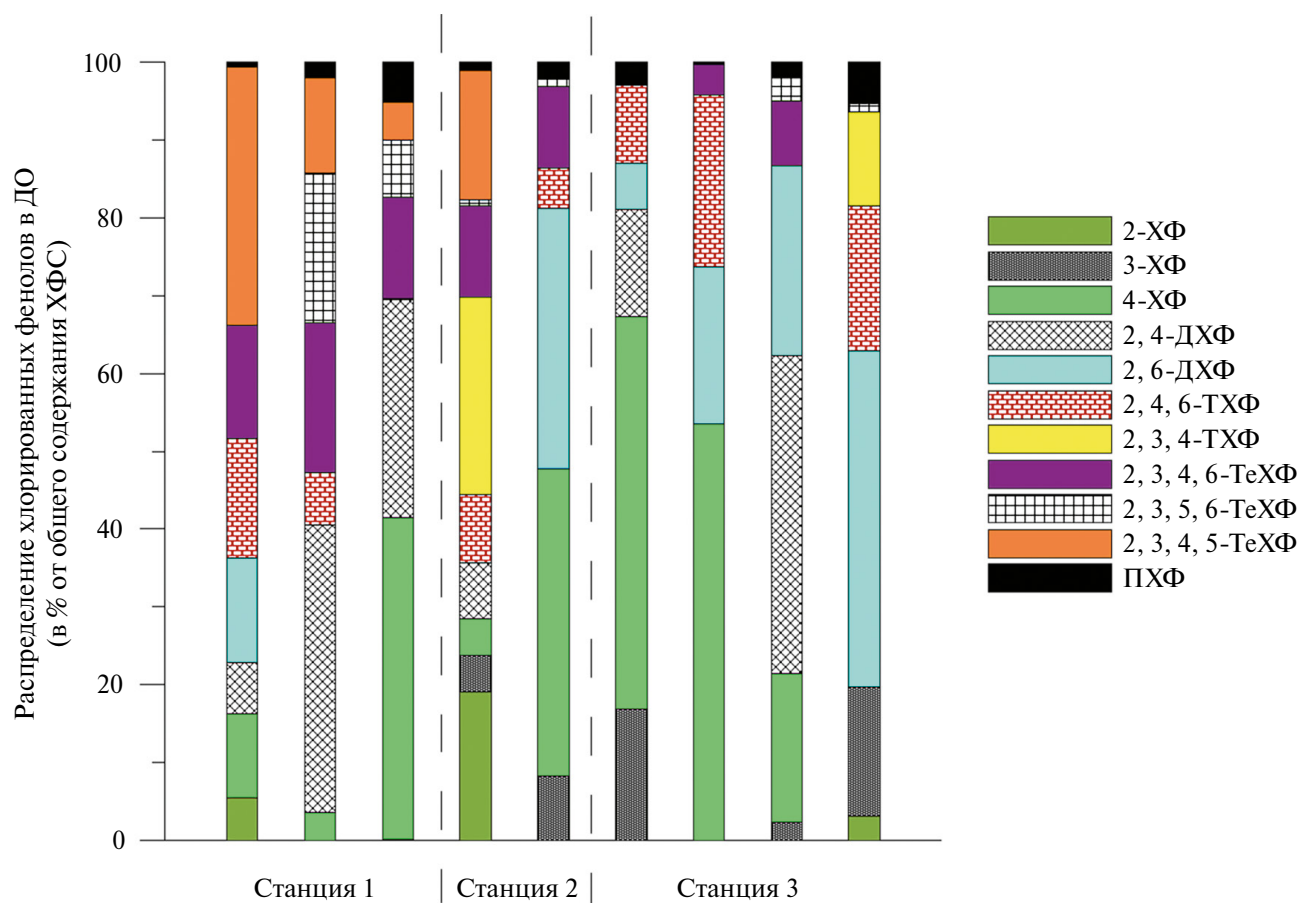


Рис. 7. Компонентный состав хлорированных фенолов в ДО (в % от общего содержания ХФС). Слева направо — горизонты от поверхности вглубь осадка. Распределение хлорфенолов в ДО (в % от общего содержания ХФС). ХФ — хлорфенол; ДХФ — дихлорфенол; ТХФ — трихлорфенол; ТеХФ — тетрахлорфенол; ПХФ — пентахлорфенол.

Так, в ходе комплексных исследований, ранее проведенных сотрудниками ПИНРО [23], были определены потенциальные источники загрязнения экосистемы озера Могильного, как локальные, так и глобального масштаба. Установленные концентрации загрязняющих веществ в воде и ДО (в т. ч. соединений из группы СОЗ) оказались довольно низкими, что, вероятнее всего, являлось следствием “крупномасштабного атмосферного переноса из промышленных районов” и выпадения на поверхность воды и водосборную площадь озера. Дальнейшие исследования показали, что до сих пор на о. Кильдин, в том числе и на водосборной площади оз. Могильного, имеются разрушенные постройки, остатки старой металлической аэродромной полосы, техники, ржавого металлолома, резины и прочего. С Баренцева моря на побережье острова приносят обрывки рыболовных сетей, пластика и прочего морского мусора. Известно, что микро- и наночастицы пластмассы, в которые постепенно превращается пластиковый мусор, вследствие высокой площади поверхности и пористости могут эффективно

адсорбировать различные загрязнители (включая СОЗ), тем самым способствуя их широкому распространению в окружающей среде [37]. В районе расположения о. Кильдин развито судоходство, и, учитывая связь оз. Могильного с морем, дополнительным источником его загрязнения могут быть еще и сбросы с транспортных и рыбопромышленных судов, военных кораблей [5].

Для подтверждения вышесказанного на прилегающей к озеру территории были отобраны и проанализированы на содержание индивидуальных ХОС образцы почв (табл. 3). Суммарное содержание соединений, относящихся к СОЗ (ПХФ, ГХБ, ПеХБ и ПХА), в исследованных почвах, богатых органическим веществом ($C_{орг}$ до 44.8%), достигало высоких значений — от 31.3 до 266 нг/г (табл. 3). При этом основное загрязнение почв приходилось на ГХБ и ПХФ, а концентрации ПеХБ и ПХА были на 1–2 порядка ниже. Компонентный состав ХФС представлен преимущественно высокохлорированными фенолами антропогенного происхождения, а именно — 2,3,4,6-, 2,3,5,6-ТеХФ и 2,4,6-ТХФ. Вклад

природных метаболитов (2-ХФ и 2,6-ДХФ) составлял в общем содержании хлорированных фенолов не более 20%. Как и в ДО, в почвах хлорированные фенолы были определены преимущественно (78%) в трудноэкстрагируемой фракции, в малодоступном для биodeградации состоянии, что предполагает затруднение протекания миграционных и деструкционных процессов и их сохранение в почвах.

4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании данных по содержанию основных ионов в воде оз. Могильного сделано предположение о существовании в теле отделяющей его от моря фильтрационной дамбы воды с иными характеристиками, чем в море и озере.

Полученные в условиях полевой лаборатории в 2019 г. максимально высокие на сегодняшний день концентрации сероводорода (210 мг/л) свидетельствуют о его накоплении в анаэробных придонных водах. В совокупности с данными комплексных исследований, выполненных в ходе экспедиционных работ на оз. Могильном в 2018–2019 гг., накопление сероводорода в мономимлионе подтверждает, что выявленные ранее негативные тенденции прогрессируют в его экосистеме. Усиление застойных явлений может быть следствием как естественных причин, например уменьшения проницаемости каменной дамбы, через которую в озеро во время приливов фильтруется морская вода, так и результатом антропогенного/техногенного прессинга на водоем (несмотря на его природоохранный статус) в XX веке.

Подтверждением высокой интенсивности процессов анаэробной деструкции органического вещества является накопление в донных осадках значительных количеств соединений восстановленной серы, преимущественно в составе пирита. Уровень их суммарного содержания сопоставим или всего лишь несколько ниже по сравнению с таковыми в морских акваториях с постоянным присутствием сероводорода (например, в Черном море).

Показано, что компонентный состав хлорорганических соединений (прежде всего из списка стойких органических загрязнителей) наряду с выявленными уровнями их содержания в донных осадках оз. Могильного, вероятнее всего, обусловлены поступлением этих соединений от локальных антропогенных/техногенных источников, а также атмосферным переносом из низких/умеренных широт и близлежащих регионов.

Найденный профиль индивидуальных хлорфенольных соединений (ПХФ, 2,3,4,6-ТсХФ, 2,4,6-ТХФ, 2,4-ДХФ, 4-ХФ) указывает на доминирование среди их источников процессов сжигания/горения различного вида органического сырья и материалов. Вместе с тем, в озерных осадках установлено присутствие хлорфенольных метаболитов (низкохлорированных фенолов), образование которых связано с естественными (энзиматическими) процессами, хотя доля их в составе ХФС значительно ниже по сравнению с соединениями техногенного происхождения.

Особенности формирования состава и уровней содержания индивидуальных ХОС обусловлены низкой интенсивностью процессов их деградации. Сложившиеся в экосистеме озера специфические условия — разделение водной толщи на разные по свойствам слои, в совокупности с низкими температурами на протяжении большей части года, тормозят процессы восстановления дехлорирования ХОС, что приводит к накоплению их в осадках.

Финансирование работы. Работа выполнена за счет средств государственного задания Федерального исследовательского центра комплексного изучения Арктики им. акад. Н.П. Лаверова Уральского отделения Российской академии наук. Никаких дополнительных грантов на проведение или руководство данным конкретным исследованием получено не было.

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беленкова В.В., Саввичев А.С. Микробиологические исследования на озере Могильном // Природа. 2021. № 3. С. 50–60.
2. Волков И.И. Геохимия серы в осадках океана М.: Наука. 1984. 272 с.
3. Волков И.И., Жабина Н.Н. Методы определения различных соединений серы в морских осадках // Химический анализ морских осадков. М.: Наука. 1980. С. 5–27.
4. Геохимия осадочного процесса в Балтийском море. М.: Наука, 1986. 231 с.
5. Горбачева Е.А. Токсикологические исследования донных отложений прибрежных районов Баренцева моря // Научные труды Дальрыбвтуза. 2017. Т. 41. С. 11–15.
6. Горленко В.М., Вайнштейн М.Б., Качалкин В.И. Микробиологические процессы. Реликтовое озеро Могильное. Л.: Наука, 1975. С. 188–197.
7. Гуревич В.И., Цеев Р.Я. Реликтовое озеро Могильное. Л.: Наука, 1975. 298 с.

8. *Дауэальтер В.А.* Геоэкология донных отложений озер. Мурманск: Изд-во Мурманского гос. техн. ун-та, 2012. 242 с.
9. *Дерюгин К.М.* Реликтовое озеро Могильное (остров Кильдин в Баренцевом море) // Труды Петергофского естественно-научного института. 1925. № 2. 111 с.
10. *Емельянов Е.М., Кравцов В.А., Тарасов Г.А.* Основные черты состава донных осадков анаэробного озера Могильного // Океанология. 2010. Т. 50. № 3. С. 440–457.
11. *Иванов В.М.* Распространение и геохимическая деятельность бактерий в осадках океана. Океанология. Химия океана. Т. 2. Геохимия донных осадков. М: Наука, 1979. 544 с.
12. *Исаченко Б.Л.* Исследования над бактериями Северного Ледовитого океана // Труды Мурманской научной промысловой экспедиции 1906 г. Петроград, 1914. 297 с.
13. *Кокрятская Н.М., Волков И.И.* Восстановленная сера в донных осадках Белого моря. Система Белого моря. Т. IV. Процессы осадкообразования, геология, история. М.: Научный мир. 2017. С. 700–711.
14. *Кононец М.Ю., Пахомова С.В., Розанов А.Г. и др.* Определение растворенных форм железа в морской воде с помощью феррозина // Журнал аналитической химии. 2002. Т. 57. № 7. С. 704–708.
15. *Клюев Н.А., Шелепчиков А.А., Сойфер В.С. и др.* Метод проточного экстрагирования из твердых веществ // Журнал аналитической химии. 2003. Т. 58. № 7. С. 707–708.
16. *Краснова Е.Д.* Экология меромиктических озер России. Прибрежные морские водоемы // Водные ресурсы. 2021. Т. 48. № 3. С. 322–333.
17. *Лосюк Г.Н., Кокрятская Н.М., Краснова Е.Д.* Сероводородное заражение прибрежных озер на разных стадиях изоляции от Белого моря // Океанология. 2021. Т. 61. № 3. С. 401–412.
18. *Лосюк Г.Н., Кокрятская Н.М., Вахрамеева Е.А. и др.* Соединения восстановленной серы в донных осадках водоемов на разных стадиях отделения от Кандалакшского залива Белого моря (меромиктическое озеро Трехцветное) // Океанология. 2023. № 5. С. 784–795.
<https://doi.org/10.31857/S0030157423050076>
19. *Лунина О.Н., Горленко В.М., Попова О.А. и др.* Сезонные изменения структуры сообщества аноксигенных фототрофных бактерий реликтового озера Могильное (о. Кильдин, Баренцево море) // Микробиология. 2005. Т. 74. № 5. С. 677–686.
20. *Митяев М.В., Корсун С.А., Стрелков П.П. и др.* Древние береговые линии Восточного Кильдина // Доклады Академии наук. 2008. Т. 423. № 4. С. 546–550.
21. Остров Кильдин. Век XVIII. URL: <http://kildin.ru/Vek18.html> (дата обращения 20.09.2023).
22. *Пименов Н.В., Русанов И.И., Байрамов И.Т. и др.* Микробиологические процессы в воде и осадках. Реликтовое озеро Могильное. Мурманск: Полярный научно-исследовательский институт морского рыбного хозяйства и океанографии им. Н.М. Книповича. 2002. С. 56–70.
23. Реликтовое озеро Могильное (исследования 1997–2000 гг.). Мурманск: Полярный научно-исследовательский институт морского рыбного хозяйства и океанографии им. Н.М. Книповича. 2002. 164 с.
24. *Соколов В.С.* Определение реакционноспособных форм железа и марганца в морских осадках // Химический анализ морских осадков. М.: Наука. 1980. С. 28–42.
25. Стокгольмская конвенция о стойких органических загрязнителях с поправками, внесенными в 2019 году. Текст и приложения // UNEP Chemicals. 2020. 95 с. URL: <http://www.pops.int/TheConvention/Overview/TextoftheConvention/tabid/2232/Default.aspx>. Accessed 15 September 2021/ (дата обращения 20.10.2023).
26. Химия морей и океанов. М: Наука, 1995. 415 с.
27. *Aliiev R.A., Bobrov V.A., Kalmykov S.N. et al.* Natural and artificial radionuclides as a tool for sedimentation studies in the Arctic region // J. Radioanal. Nucl. Chem. 2007. V. 274. № 2. P. 315–321.
28. AMAP Assessment 2009 – Persistent Organic Pollutants (POPs) in the Arctic. Science of the Total Environment Special Issue. Elsevier. 2010. V. 408. P. 2851–3051.
29. *Briois C., Gullett B., Ryan S. et al.* Temperature and concentration effects on the dioxin and furan formation from a mixture of chlorophenols over fly ash // Organohalogen Compounds. 2006. V. 68. P. 850–856.
30. *Field J.A., Sierra-Alvarez R.* Biodegradability of chlorinated aromatic compounds // Science dossier. Euro Chlor. 2007. P. 15–33.
31. *Gorlenko V., Vainshtein M., Kachakkin V.* Microbiological Characteristic of Lake Mogil'noe // Archiv fur Hydrobiologie. 1978. V. 81. № 4. P. 475–492.
32. *Gribble G.W.* Natural Organohalogenes. Science Dossier // Euro Chlor. 2004.
33. *Gribble G.W.* Naturally occurring organohalogen compounds – A comprehensive update. Wien, New York: Springer. 2010. 613 p.
34. *Gribble G.W.* A recent survey of naturally occurring organohalogen compounds // Environmental Chemistry. 2015. V. 12. № 4. P. 396–405.
35. *Ingrid J., Gaitan I.J., Medina S.C. et al.* Evaluation of toxicity and degradation of a chlorophenol mixture by the laccase produced by *Trametes pubescens* // Biore-source Technology. 2011. № 102. P. 3632–3635.
36. *Kokryatskaya N.M., Kolpakova E.S., Titova K.V., Velyamidova A.V.* Sulfur and chlorine compounds in water bodies of the Pymvashor subarctic hydrothermal system // Environmental Science and Pollution Research. 2023. V. 30. Is. 10. P. 27328–27339.
<https://doi.org/10.1007/s11356-022-24141-y>
37. *Kundu A., Basu S.* Microplastics and nanoplastics in aquatic environment: challenges and threats to aquatic

- organisms // Assessing the Effects of Emerging Plastics on the Environment and Public Health. IGI Global. 2022. P. 71–89.
38. *Lajus D.L., Lajus J.A., Dmitrieva Z.V. et al.* The use of historical catch data to trace the influence of climate on fish populations: examples from the White and Barents Sea fisheries in 17th–18th centuries // *ICES Journal of Marine Science*. 2005. V. 62. P. 1426–1435. <https://doi.org/10.1016/j.icesjms.2005.02>
 39. *Lyytikäinen M.* Transport, bioavailability and effects of Ky-5 and CCA wood preservative components in aquatic environment. University of Joensuu. 2004.
 40. Quality Standards for water, sediment and biota. M-608. Revised 2020.10.30. The Norwegian Environment Agency (In Norwegian).
 41. *Strelkov P., Shunatova N., Fokin M. et al.* Marine Lake Mogilnoe (Kildin Island, the Barents Sea): One hundred years of solitude // *Polar Biology*. 2014. V. 37. P. 297–310. <https://doi.org/10.1007/s00300-013-1431-4>
 42. *Strelkov P., Stogov I., Krasnova E. et al.* Rapid unpredicted changes in the stratification of marine lake Mogilnoe (Kildin island, the Barents Sea) through the early 21st century // *Polar Research*. 2019. V. 38. P. 3394. <https://doi.org/10.33265/polar.v38.3394>
 43. *Suntio L.R., Shiu W.Y., Mackay D.* A review of the nature and properties of chemicals present in pulp mill effluents // *Chemosphere*. 1988. V. 17. № 7. P. 1249–1290.
 44. *Titova K.V., Kokryatskaya N.M., Popov S.S. et al.* Hydrochemical characteristics of lakes of different types on the Bolshoi Solovetskii Island // *Water Resources*. 2024. V. 51. № 1. P. 61–71. <https://doi.org/10.1134/S0097807823700641>
 45. *Vakhrameyeva E.A., Kokryatskaya N.M.* The composition and organic matter of bottom sediments and soil in the drainage basin Varvarinskoe Lake (Bolshoy Solovetsky Island) // *Water resources*. 2023. V. 50. Suppl. 3. P. S338–S340. <https://doi.org/10.1134/S0097807823700550>

CURRENT STATE OF ECOSYSTEM OF ANCHIALINE MEROMICTIC MOGILNOYE LAKE (KILDIN ISLAND, BARENTS SEA)

**N. M. Kokryatskaya^a, G. N. Losyuk^a, E. S. Kolpakova^a, A. V. Velyamidova^a,
E. D. Krasnova^b, D. A. Voronov^c, K. V. Titova^a, E. A. Vakhrameeva^a, R. A. Aliev^d**

^a *N. Laverov Federal Center for Integrated Arctic Research of the Ural Branch
of the Russian Academy of Sciences, Arkhangelsk, Russia*

^b *Faculty of Biology. Moscow State University M.V. Lomonosov, Moscow, Russia*

^c *Institute for Information Transmission Problems RAS, Moscow, Russia*

^d *National Research Center Kurchatov Institute, Moscow, Russia*

e-mail: nkokr@yandex.ru

Mogilnoe Lake is a representative of little-studied meromictic water reservoir beyond the Arctic Circle, which has an underground connection with the Barents Sea. This paper presents some aspects of the ecological state of the lake using data on the distribution of sulfur compounds (as a marker of the intensity of anaerobic processes in water reservoir), redox-dependent chlorophenolic compounds, and organochlorine compounds from the group of persistent organic pollutants in bottom sediments and soils of the lake's catchment area. The progression of hydrogen sulfide contamination of lake waters observed throughout the 20th century has been confirmed: an increase in hydrogen sulfide concentrations in the monimolimnion (210 mg/l) and an increase in the boundary of its distribution are observed. The content of reduced sulfur compounds and the features of their distribution in sediments of Mogilnoe Lake are comparable to those in bottom sediments of marine water bodies with euxinic anoxia. It has been shown that the presence of organochlorine compounds (including persistent organic pollutants) in bottom sediments and soils of catchment area of the lake can be associated not only with transfer by air and water flows, but also as a result of anthropogenic/technogenic impact on the lake in the 20th century.

Keywords: Aquatic ecosystem, anchialine lake, meromictic lake, hydrogen sulfide, reduced sulfur, organochlorine compounds

УДК 574.58

ИЗМЕНЕНИЯ СООБЩЕСТВ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КАРСКОГО МОРЯ В РЕЗУЛЬТАТЕ ВСЕЛЕНИЯ КРАБА-СТРИГУНА *CHIONOECETES OPILIO*

© 2025 г. Е. В. Руднева¹, А. И. Азовский^{1,2}, А. А. Удалов¹,
А. К. Залота¹, М. В. Чикина^{1,*}

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

² Биологический факультет Московского государственного университета
им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

*e-mail: chikina@ocean.ru

Поступила в редакцию 02.10.2024 г.

После доработки 28.10.2024 г.

Принята к публикации 22.11.2024 г.

До недавнего времени Карское море представляло собой относительно стабильную экосистему, не подверженную влиянию чужеродных видов, однако в начале XXI века на арктическом шельфе произошла инвазия краба-стригуна *Chionoecetes opilio*. Краб имеет широкий спектр питания, включающий, в частности, офиур, моллюсков, полихет и ракообразных. Нами приведены результаты исследования донных сообществ юго-западной части Карского моря на материале 2014 и 2019 гг. (до и после массового появления краба-стригуна). За период 2014–2019 гг. в структуре донных сообществ произошли значительные преобразования, при этом абиотические параметры среды (придонная температура, соленость, характер грунта) практически не изменились. Наибольшие изменения затронули мегафауну. Снизились общая численность и биомасса мегабентоса, упало обилие доминирующих видов, увеличилась выравненность видовой структуры. Наиболее пострадали массовые виды бентоса, которые являются основными пищевыми объектами краба-стригуна.

Ключевые слова: *Chionoecetes opilio*, бентосные сообщества, Карское море

DOI: 10.31857/S0030157425020089, **EDN:** DYUCQL

1. ВВЕДЕНИЕ

Донные сообщества Карского моря оставались относительно стабильными на протяжении XX века [7, 19, 20, 21, 25, 27]. Дальнейшие исследования, проведенные в 2007–2013 гг., также не выявили существенных изменений [3, 6, 14, 36]. В частности, было показано, что современные границы донных сообществ практически совпадают с картиной распределения фауны Карского моря, основанной на материалах съемок 30–40-х гг. XX века [12], что свидетельствует об относительном постоянстве в распределении донной фауны. Все это позволило рассматривать донные сообщества как относительно консервативную компоненту экосистемы Карского моря, неизменную на протяжении десятилетий [23].

Однако с начала 1990-х гг. в Арктическом бассейне отмечается потепление [18] и наблюдается сокращение площади льда [2]. Кроме того, в начале XXI века в экосистему Карского моря вселился краб-стригун *Chionoecetes opilio* [39]. Хотя

исторически считается, что в связи с ограниченностью доступа и суровыми условиями окружающей среды, которые препятствуют расселению, выживанию, росту и размножению многих видов, Арктика является регионом низкого риска для биологических инвазий [33, 37], тем не менее климатические изменения и антропогенное воздействие способствуют появлению в Арктике видов-вселенцев [29, 32, 34, 38]. Одной из возможных причин вселения краба-стригуна в Карское море в 2014 г. является более раннее таяние льдов, которое позволяет личинкам краба с длительной пелагической стадией (несколько месяцев) выживать и успешно оседать [10, 39]. С 2018 г. регистрируются значительные изменения видовой разнообразия, количественных характеристик и структуры донной фауны, которые подробно описаны для залива Благополучия (Новая Земля, Карское море) [9, 35]. В рамках настоящей работы было изучено современное состояние и проанализированы изменения в донных сообществах

юго-западной части Карского моря на материале, собранном в 2014 и в 2019 гг. (до и после массового появления краба-стригуна).

2. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

2.1. Сбор и обработка материала

Работы были выполнены в юго-западной части Карского моря (рис. 1) в ходе 128-го рейса НИС “Профессор Штокман” (2014 г.) и 76-го рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш” (2019 г.).

Для сбора донной мега- и макрофауны использовали трал Сигсби со стальной рамой шириной 1.5 м. Забортные работы проводили на дрейфе судна или при скорости 0.4–0.6 узла. Длина треков составляла 0.25–0.5 морских миль (550–900 м). Полученную пробу промывали на системе стальных сит с ячейей 10 мм и 1 мм. Первичную фиксацию проводили 6% нейтрализованным формалином с последующим переводом в 70% этиловый спирт. Для анализа данные пересчитаны на 500 м длины трека. На всех станциях были измерены основные гидрологические параметры (соленость, температура придонной воды). Профилирование водной толщи от поверхности до дна проводили с помощью CTD зонда SBE911 Plus. Абиотические параметры (придонные температура, соленость, характер грунта) на исследуемых станциях приведены в таблице 1.

2.2. Статистический анализ

Анализируя структуру сообществ, мы не включали в анализ обилие краба-стригуна, рассматривая его в данном случае как фактор, воздействующий на экосистему. Все крабы из тралового улова были посчитаны и измерены, определен их пол и возраст. Данные по численности и биомассе бентоса и численности краба-стригуна пересчитаны на 500 м прохода трала. В качестве меры обилия использовали относительную интенсивность метаболизма (R_i – respiration rate):

$$R_i = A_i B_i^{0.75} N_i^{0.25} / \sum A_i B_i^{0.75} N_i^{0.25}, \quad (1)$$

Таблица 1. Характеристики станций

Год исследования	Станция	№ станции	Широта, N	Долгота, E	Температура, °C	Соленость	Глубина, м
2014	1	128–05	72° 24' N	65° 28' E	–1.07	34.46	109–107
2014	2	128–07	73° 20' N	65° 39' E	–1.20	34.09	63
2014	3	128–08	74° 00' N	65° 12' E	–0.31	34.33	174–173
2019	1	6259	72° 24' N	65° 31' E	–0.30	34.29	92–101
2019	2	6258	73° 20' N	65° 40' E	–0.12	34.19	59–66
2019	3	6257	74° 01' N	65° 06' E	–0.39	34.37	155–165

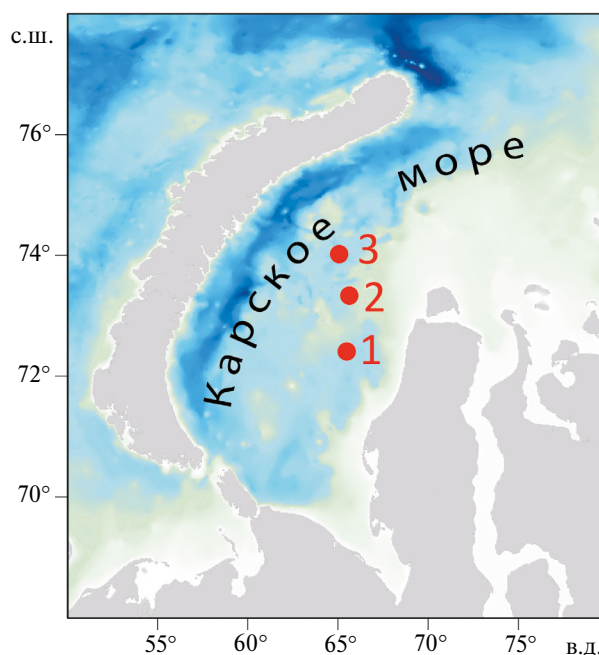


Рис. 1. Карта станций, выполненных в юго-западной части Карского моря в 2014 г. и повторенных в 2019 г.

где A_i – специфичный для таксона коэффициент удельной интенсивности метаболизма, B_i – биомасса i -го таксона и N_i – его численность. Данный показатель дает более взвешенные оценки роли отдельных видов в сообществе по сравнению с численностью (преувеличивающей вклад мелких, но многочисленных организмов) или с биомассой (преувеличивающей вклад крупных организмов) [8, 13, 14].

Для оценки сходства между станциями использовали индекс Брэя–Кертиса [16], на основании полученных матриц сходства проводили ординацию станций методом неметрического многомерного шкалирования (nMDS). Для оценки видового богатства использовали число видов на станции S , ожидаемое число видов на 300 особей $ES(300)$ [28], индекс выровненности Пielу J' [31], а также построение кривых накопления видов с увеличением числа особей, полученных методом разрежения [24].

Статистический анализ был выполнен при помощи пакетов программ PRIMER v.7.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ

3.1. Основные характеристики макро- и мегабентоса

Всего за два года исследований на шести траловых станциях было встречено 210 таксонов, из которых 166 определены до уровня вида или рода, остальные — до таксона более высокого ранга. Наиболее разнообразными группами по числу видов оказались полихеты (61 вид), ракообразные (39 видов) и двусторчатые моллюски (22 вида). В среднем, число видов на станцию в 2014 г. составило — 82 ± 6.2 , а в 2019 — 66 ± 3.7 . Численность организмов в 2014 г. на всех станциях была существенно выше, чем в 2019, при этом наиболее высокие значения были зарегистрированы на ст. 2 (табл. 2), что связано с присутствием огромного количества офиур *Ophiocten sericeum* на этой станции (28469 экз.). В 2019 г. и биомасса, и численность бентоса снизились в разной степени в зависимости от станции (табл. 2).

При этом если в 2014 г. на первой станции не было встречено ни одного краба, то в 2019 г. здесь была обнаружена его молодь, а также самцы всех размерных групп и самки без кладки. На второй станции в 2014 г. были обнаружены самки и самцы, у которых ширина карапакса (ШК) в среднем составила 16–18 мм, а также недавно осевшая молодь (ШК 5 мм), в то время как в 2019 г. в трал попали самки с икрой на плеоподах (ШК 40 мм), самцы (ШК 17 мм) и молодь (ШК 9 мм). На третьей станции в 2014 г. присутствовал один самец (ШК 16 мм) и недавно осевшая молодь (ШК 5 мм), в 2019 г. здесь были пойманы только крупные самки с икрой на плеоподах (ШК 57 мм) (табл. 2).

Таблица 2. Основные характеристики макро- и мегабентоса на исследуемых станциях юго-западной части Карского моря. Данные по численности и биомассе бентоса и численности краба-стригуна пересчитаны на 500 м прохода трала

Станция/год	Число видов	Численность, экз.	Биомасса, г	Индекс Пиелу J'	ES (300)	Численность <i>Ch. opilio</i> , экз.	Средняя ширина карапакса (ШК) <i>Ch. opilio</i> , мм
1/2014	89	1691	181.12	0.6782	54	—	—
2/2014	74	28993	236.21	0.0340	5	28	9.9 ± 5.6
3/2014	84	4501	693.03	0.1873	20	15	5.9 ± 3.2
1/2019	61	387	177.41	0.824	57	45	26.9 ± 19.6
2/2019	70	843	42.91	0.6997	49	19	27.2 ± 14.1
3/2019	67	2223	133.27	0.6315	37	4	56.8 ± 1.7

Несмотря на то, что среднее число видов на станцию снизилось с 82 до 66, на всех станциях выросло ожидаемое число видов на 300 особей (табл. 2) как следствие снижения доли немногих доминирующих видов, что особенно заметно на второй и третьей станциях. На первой станции доминирование отдельных видов изначально было не столь выраженным. Сходным образом в 2019 г. вырос индекс Пиелу (J'), т.е. видовая структура стала более выравненной.

Для каждой станции были построены кривые накопления видов (рис. 2), которые отражают полноту выявления видового богатства. Все кривые далеки от выхода на плато, т.е. полное богатство фауны не было выявлено.

В области малых выборок (до 100–300 особей) кривые накопления для станций 2019 г. растут быстрее, т.е. такие выборки более репрезентативны

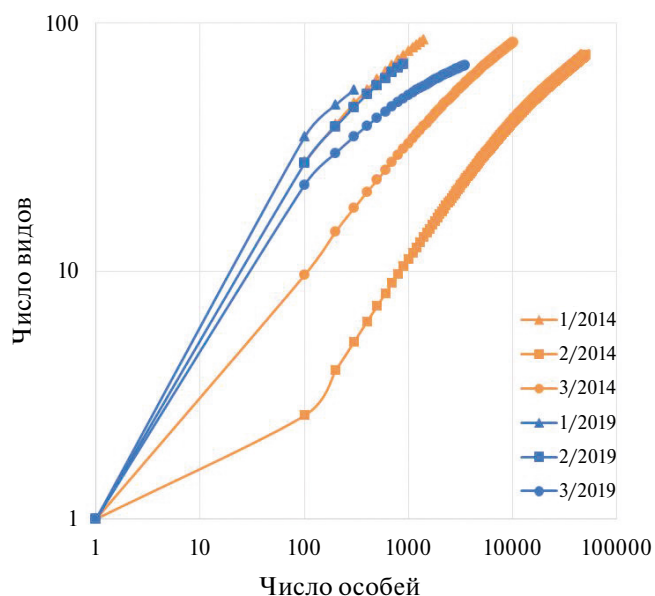


Рис. 2. Кривые накопления видов на исследуемых станциях.

и позволяют выявить больше видов, чем в 2014 г., когда из-за наличия выраженных доминантов, для выявления второстепенных видов, требовался больший объем материала. Исключение представляет станция 1, для которой обе кривые лежат достаточно близко друг от друга. Население на этой станции изначально было более богатым и отличалось высокой выровненностью видовой структуры по сравнению с остальными. Станции 2 и 3 в 2014 г. были значительно менее выровненными по структуре — их кривые лежат ниже. При этом кривые накопления, построенные по данным 2019 г., начинают “загибаться” (темпы прироста числа найденных видов падают), что может говорить о вероятном снижении числа второстепенных видов. Однако, поскольку ни одна кривая полноценно не выходит на плато, уверенно судить о полноте выявления разнообразия наш материал не позволяет.

3.2. Структура сообществ макро- и мегабентоса в 2014 и в 2019 гг.

На диаграмме nMDS-ординации (рис. 3) видно, что смещение всех станций съемки 2019 г. произошло в сходных направлениях, что указывает на наличие общих тенденций в изменении видо-

вой структуры сообществ. Однако в целом станции каждой из съемок лежат разобщенно друг от друга. Попарное сходство (индекс Брея–Кёртиса) между станциями 2014 г. равно $31 \pm 16\%$, между станциями 2019 г. — $41 \pm 11\%$, а между повторными станциями разных лет — $15 \pm 1\%$. Невысокие величины сходства свидетельствуют о высокой пространственной гетерогенности донного населения этого района. Это, наряду с небольшим числом станций, не позволило оценить различия между годами как статистически достоверные (тест ANOSIM: $R = 0.89$; $p = 0.1$).

Анализ на уровне основных таксономических групп показал, что все они ведут себя по-разному (рис. 4). Наиболее сильно изменения затронули такие группы, как иглокожие и ракообразные, для двустворчатых моллюсков и в особенности полихет изменения разнонаправлены на разных станциях и менее очевидны.

Анализ изменения доли макротаксонов в суммарной интенсивности метаболизма показал, что сообщество на первой станции действительно исходно отличалось от других более равномерной представленностью разных макротаксонов и изменилось слабее (рис. 5). Здесь снизилась доля двустворчатых моллюсков и ракообразных,

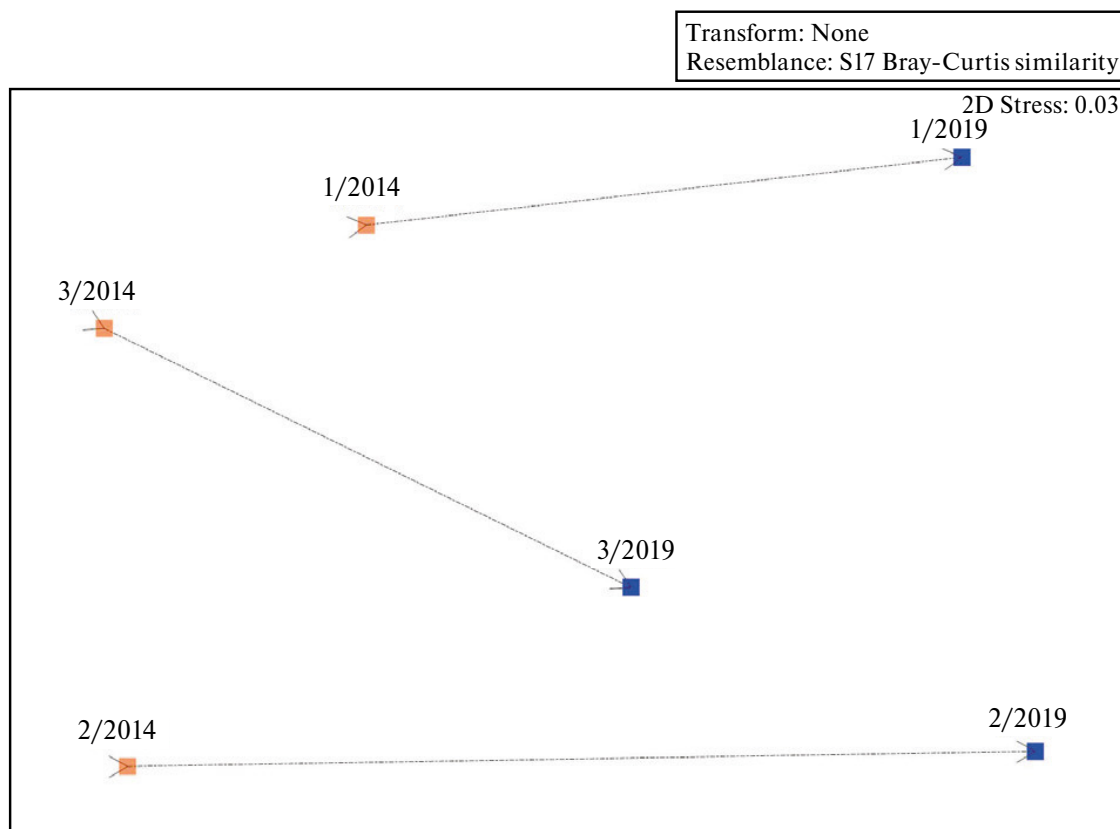


Рис. 3. nMDS-ординация станций по видовой структуре на основе данных об относительной интенсивности метаболизма R_p . Станции 2014 г. выделены оранжевым цветом, 2019 г. — синим.

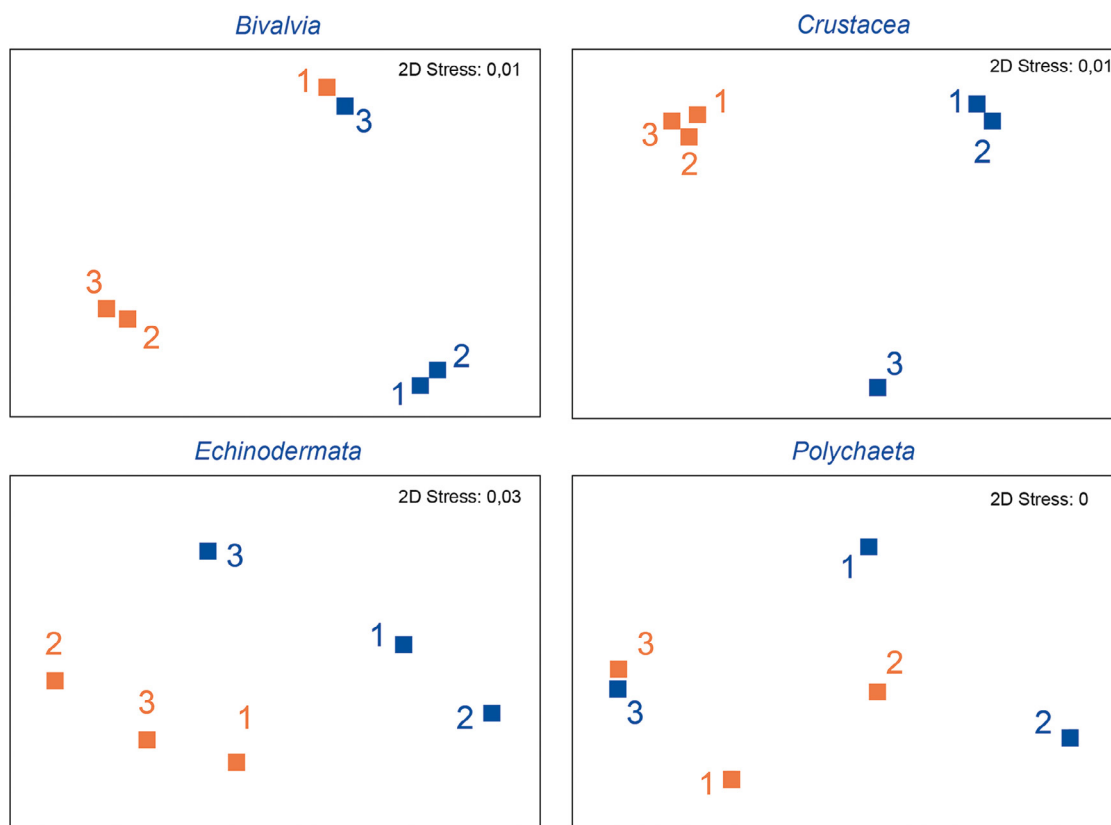


Рис. 4. nMDS-ординация станций по данным об относительной интенсивности метаболизма R_i для основных таксономических групп. Станции 2014 г. выделены оранжевым цветом, 2019 г. — синим.

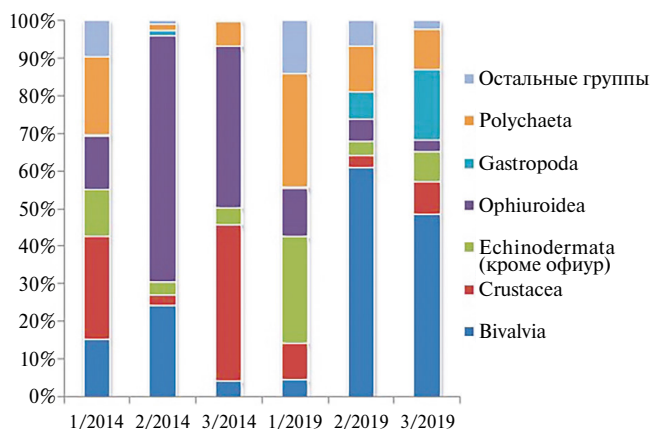


Рис. 5. Доля основных таксономических групп в суммарной интенсивности метаболизма R_i .

в то время как увеличилась доля полихет и иглокожих (без офиур). Как показал дальнейший анализ на уровне видов (рис. 6), доля иглокожих на первой станции увеличилась в 2019 г. за счет обнаружения морских лилий *Heliopecten sp.*, что, скорее, обусловлено мозаичностью распределения данных животных. На второй и третьей станции зарегистрированы схожие изменения: значительно снизилась доля офиур, увеличилась доля двусторчатых моллюсков и полихет. Кроме того,

на третьей станции заметно значительное снижение доли ракообразных.

Анализ на видовом уровне показал, что обилие массовых видов до и после вселения краба также заметно отличается (рис. 6). В 2019 г. практически полностью исчезла изопода *Saduria sabini*, ранее входившая в число доминантов. Офиура *Ophiocten sericeum*, бывшая на второй станции абсолютным доминантом, в 2019 г. здесь полностью исчезла, на третьей станции ее биомасса снизилась в 20 раз (табл. 3). Аналогична судьба и другой офиуры — *Ophiopleura borealis*: в 2019 г. не было найдено ни одного экземпляра этого вида. В то же время обилие не столь массовой *Ophiacantha bidentata* в 2019 г. заметно выросло на первой станции, численность и биомасса полихеты *Nothria hyperborea* также увеличились (рис. 6, табл. 3). Для ряда двусторчатых моллюсков также отмечены значительные изменения. В 2019 г. практически не встречался *Similipecten greenlandicus*, при этом выросло как абсолютное, так и относительное обилие *Astarte crenata* — крупных инфаунных моллюсков с толстой раковиной. В то же время отмечено разнонаправленное изменение численности *Yoldiella lenticula*: на первой станции она практически исчезла, в то время

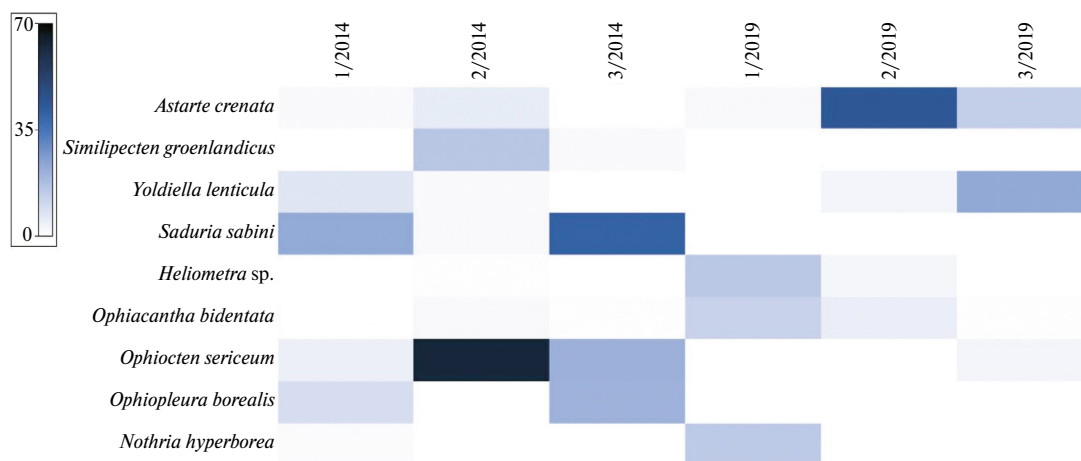


Рис. 6. Состав руководящих видов донной фауны (Shade Plot Analysis). Представлены виды, чей вклад в суммарную интенсивность метаболизма составляет больше 10%.

Таблица 3. Изменения численности и биомассы доминирующих видов на исследуемых станциях. Представлены виды, чей вклад в суммарную интенсивность метаболизма составляет больше 10% либо в 2014 г., либо в 2019 г., либо в оба года, данные пересчитаны на 500 м прохода траля

Станции	Доминирующие виды	2014 г.		2019 г.	
		N, экз.	B, г	N, экз.	B, г
1	<i>Saduria sabini</i>	39	16.78	0	0
	<i>Ophiacantha bidentata</i>	3	1.13	66	24.4
	<i>Ophiopleura borealis</i>	9	63.08	0	0
	<i>Yoldiella lenticula</i>	246	3.06	9	0.03
	<i>Heliometra sp.</i>	0	0	6	70.83
	<i>Nothria hyperborea</i>	11	0.45	29	4.68
2	<i>Ophiocten sericeum</i>	28469	125.61	0	0
	<i>Ophiacantha bidentata</i>	35	11.23	22	4.11
	<i>Astarte crenata</i>	18	11.29	12	18.76
	<i>Similipecten greenlandicus</i>	85	27.88	3	0.02
	<i>Yoldiella lenticula</i>	122	1.25	67	0.25
3	<i>Saduria sabini</i>	93	98.51	0	0
	<i>Ophiocten sericeum</i>	3899	93.14	205	4.31
	<i>Ophiopleura borealis</i>	51	382.5	0	0
	<i>Astarte crenata</i>	3	0.25	12	19.44
	<i>Yoldiella lenticula</i>	33	0.36	575	10.5

как на третьей численность этого двустворчатого моллюска выросла с 33 до 575 экз. (табл. 3). Таким образом, негативный эффект наиболее выражен для некоторых наиболее массовых представителей эпифауны.

4. ОБСУЖДЕНИЕ

Наши данные (рис. 7) свидетельствуют о радикальных изменениях, произошедших в период 2014–2019 гг. в донных сообществах, кото-

рые оставались устойчиво стабильными и весьма разнообразными последние 80 лет [6]. В первую очередь значительно снизилась общая биомасса и численность макробентоса. Кроме того, в 2019 г. снизилось среднее число видов на станцию. В то же время ожидаемое число видов для выборки в 300 особей выросло, поскольку на двух станциях заметно выросло выравнивание видового состава, т.е. упала доля немногих доминирующих видов, что также подтверждает динамика индекса выравнивания Пielу. Это произошло



Рис. 7. Фотографии тралового улова на станциях, выполненных в юго-западной части Карского моря в 2014 г. и повторенных в 2019 г. Изображена промытая проба на сите 10 мм.

за счет практически полного исчезновения массовых ранее офиур, являвшихся руководящими формами в исследуемых сообществах [12]. Заметим, что рост выравненности из-за снижения степени монодоминирования среди жертв — обычное следствие пресса безвыборочного хищника [4]. Помимо офиур исчезли и крупные изоподы *S. sabini*, также снизилось количество тонкостенных эпибентосных двустворок.

Фактор, затрудняющий анализ межгодовых различий на таком малом объеме выбор-

ки, — выраженная гетерогенность биотопа [1]. В качестве примера можно привести станцию 1, различия на которой во многом связаны с особенностями рельефа и грунта. Появление здесь морских лилий и увеличение численности офиуры *Ophiacantha bidentata* скорее всего обусловлено тем, что в 2019 г. трал был взят на небольшом подводном поднятии, тогда как в пробе 2014 г. присутствовало много мелких двустворчатых моллюсков *Yoldiella lenticula* и офиур *Ophiopleura borealis*, что свидетельствует скорее о ровном дне

или небольшом понижении. Причем здесь имеет значение не глубина как таковая, которая была сходной, а уклон дна — в 2019 г. глубина изменилась на 10 м на протяжении траления, в 2014 г. разница была порядка 2 м. Необходимо также отметить, что массовое развитие *Yoldiella lenticula* на станции 3 может быть связано как с естественной динамикой данного вида, так и с тем, что крупные декаподы могут косвенно изменять среду обитания, выедавая эпифауну и оставляя свободный субстрат для заселения [15]. Схожее явление — исчезновение одних видов двустворчатых моллюсков и рост численности других после появления крабов — было недавно описано для залива Благополучия [35]. Однако точно судить о динамике двустворчатых моллюсков на основании траловых проб затруднительно, для достоверного количественного учета необходим отбор этих организмов дночерпателями. Как показали одновременные исследования донной фауны залива Благополучия разными орудиями лова, разные размерные группы по-разному реагируют на появление в экосистеме краба-стригуна. Основные изменения коснулись сообществ мегабентоса (траловые уловы и видеонаблюдения), в то время как изменения в сообществах макробентоса (учитываемого при помощи дночерпательных проб) были не столь очевидны [35], хотя предварительные данные на уровне крупных таксонов показали, что в макробентосе наблюдались значительные изменения: уменьшилась биомасса данной размерной группы, изменилась структура сообщества [9].

Тем не менее сравнительный анализ всех трех станций позволяет говорить об изменениях в донной фауне, которые не могут быть объяснены микропространственной неоднородностью — в первую очередь это исчезновение *O. sericeum* и *S. sabini*. Поскольку абиотические параметры среды оставались относительно постоянными в течение периода наблюдения, то, скорее всего, фактор, приведший к этим изменениям, — вселившийся *Ch. opilio*. Если в 2014 г. все встреченные особи *Ch. opilio* были ювенильными, то в 2019 г. в улове отмечены как ювенильные экземпляры, так и самки с икрой на плеоподах, а также крупные половозрелые самцы, т.е. за период наблюдения в исследуемом регионе сформировалась готовая к размножению популяция краба-стригуна. Сравнение наших результатов с данными, полученными в других районах Карского и Баренцева морей [5, 11, 26, 30, 35], показывает, что после появления краба-стригуна события в донных сообществах часто разворачиваются по сходному сценарию. Через 3–5 лет после появления молодежи

формируется достаточно многочисленная популяция, включающая половозрелых самок и самцов. Рост средних размеров и биомассы крабов сопровождается снижением обилия остальной мега- и макрофауны. В первую очередь выедание крабом затрагивает мелких офиур, крупных изопод и амфипод, снижается также количество тонкостенных эпибентосных двустворчатых моллюсков и некоторых полихет (преимущественно седентарных или малоподвижных), что хорошо соотносится с данными о предпочитаемых пищевых объектах краба-стригуна [17, 22]. По мере исчезновения офиур и ракообразных, крабы переходят на преимущественное питание двустворчатыми моллюсками и полихетами [11, 26].

Таким образом, сформировавшаяся популяция краба-стригуна может оказаться фактором, негативно и чрезвычайно сильно воздействующим на донные экосистемы Карского моря. Следовательно, необходим дальнейший мониторинг этих экосистем для оценки интенсивности и обратимости произошедших изменений.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

За период 2014–2019 гг. в структуре донных сообществ юго-западной части Карского моря выявлены значительные изменения. Снизились общая численность и биомасса макробентоса, упало обилие доминирующих видов, увеличилась выравненность видовой структуры. Из сообщества практически полностью исчезли ранее массовые виды эпибентоса, такие как изопода *Saduria sabini*, офиуры *Ophiocten sericeum* и *Ophiopleura borealis*, гребешок *Similipecten greenlandicus*, в то же время выросло обилие крупных инфаунных моллюсков с толстой раковиной (*Astarte crenata*). Вероятнее всего, наблюдаемые изменения связаны с появлением краба-стригуна *Chionoecetes opilio*, наиболее пострадали массовые виды бентоса, которые являются его основными пищевыми объектами.

Благодарности. Материал для исследования собран в рамках программы “Экосистемы морей Сибирской Арктики”. Авторы выражают признательность академику М.В. Флинту за организацию экспедиций и экипажам НИС “Профессор Штокман” и НИС “Академик Мстислав Келдыш” за высокопрофессиональную работу, а также благодарят С.А. Шуку (ИО РАН) за предоставление данных CTD-зонда.

Финансирование работы. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-27-00028 (<https://rscf.ru/project/23-27-00028/>).

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

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Азовский А.И. Анализ многолетних рядов биологических данных: методологические проблемы и возможные подходы // Журнал общей биологии. 2018. Т. 79. № 5. С. 329–341. <https://doi.org/10.1134/S0044459618050032>
2. Алексеев Г.В., Иванов Н.Е., Пнюшков А.В., Балакин А.А. Изменения климата в морской Арктике в начале XXI века // Проблемы Арктики и Антарктики. 2010. № 3. С. 22–34.
3. Галкин С.В., Веденин А.А., Минин К.В. и др. Макробентос южной части желоба Святой Анны и прилегающих районов Карского моря // Океанология. 2015. Т. 55. № 4. С. 677–677. <https://doi.org/10.7868/S0030157415040097>
4. Джиллер П. Структура сообществ и экологическая ниша // М.: Мир. 1988. 184 с.
5. Захаров Д.В., Манушин И.Е., Йоргенсен Л.Л., Стрелкова Н.А. Влияние камчатского краба и краба-стригуна опилио на сообщества мегабентоса Баренцева моря // Морской биологический журнал. 2024. Т. 9. № 1. С. 32–50.
6. Козловский В.В., Чикина М.В., Кучерук Н.В., Басин А.Б. Структура сообществ макрозообентоса юго-западной части Карского моря // Океанология. 2011. Т. 51. № 6. С. 1072–1072.
7. Кучерук Н.В., Мокиевский В.О., Денисов Н.Е. Макробентос прибрежных мелководий юго-западной части Карского моря // Океанология. 1998. Т. 38. № 1. С. 92–101.
8. Кучерук Н.В., Савилова Т.А. Количественная и экологическая характеристика донной фауны шельфа и верхнего склона района североперуанского апвеллинга // Бюл. МОИП. Отд. биол. 1985. Т. 90. № 6. С. 70–79.
9. Лепихина П.П., Басин А.Б., Кондарь Д.В. и др. Изменение количественных характеристик макро- и мейобентоса в заливе Благополучия с 2013 по 2020 гг. (Новая Земля, Карское море) // Океанология. 2022. Т. 62. № 2. С. 235–244. <https://doi.org/10.31857/S0030157422020113>
10. Липухин Э.В., Залота А.К., Мишин А.В., Симакова У.В. Происхождение личинок краба-стригуна *Chionoecetes opilio* в Карском море // Океанология. 2024. Т. 64 № 2. С. 320–331. <https://doi.org/10.31857/S0030157424020084>
11. Соколов, К.М., Павлов, В.А., Стрелкова, Н.А. и др. Краб-стригун опилио *Chionoecetes opilio* в Баренцевом и Карском морях // Мурманск: Изд-во ПИНРО. 2016. 242 с.
12. Филатова З.А., Зенкевич Л.А. Количественное распределение донной фауны Карского моря // Тр. Всесоюз. гидробиол. общества. 1957. Т. 8. С. 3–67.
13. Azovsky A.I., Naumov A.D., Savchenko O.N. Long-Term Dynamics of Subarctic Intertidal Macrofauna: Common Trends and the Role of Local Environment // Estuaries and Coasts. 2023. V. 46, № 3. P. 740–756. <https://doi.org/10.1007/s12237-023-01177-y>
14. Azovsky A.I., Kokarev V.N. Stable but fragile: Long-term dynamics of arctic benthic macrofauna in Baydaratskaya Bay (the Kara Sea) // Polar Biology. 2019. V. 42. P. 1307–1322. <https://doi.org/10.1007/s00300-019-02519-y>
15. Boudreau S.A., Worm B. Ecological role of large benthic decapods in marine ecosystems: A review // Marine Ecology Progress Series. 2012. V. 469. P. 195–213. <http://www.jstor.org/stable/24876191>
16. Bray J.R., Curtis J.T. An ordination of the upland forest communities of southern Wisconsin // Ecological monographs. 1957. V. 27. № 4. P. 326–349.
17. Burukovsky R.N., Syomin V.L., Zalota A.K. et al. Food Spectra of Snow Crabs (*Chionoecetes opilio* (O. Fabricius, 1788) (Decapoda, Oregoniidae), Non-Indigenous Species of the Kara Sea // Oceanology. 2022. V. 61. № 6. P. 964–975. <https://doi.org/10.1134/S0001437021060205>
18. Deb J.C., Bailey S.A. Arctic marine ecosystems face increasing climate stress // Environmental Reviews. 2023. V. 31. № 3. P. 403–451. <https://doi.org/10.1139/er-2022-0101>
19. Denisenko N.V., Rachor E., Denisenko S.G. Benthic fauna of the southern Kara Sea. Siberian river run off in the Kara Sea/Eds. Stain R. et al Amsterdam: Elsevier Science BV, 2003. P. 213–236.
20. Denisenko S.G., Sandler H., Denisenko N.V., Rachor E. Current state of zoobenthos in two estuarine bays of the Barents and Kara Seas // ICES Journal of Marine Science. 1999. V. 56. № Supplement. P. S187–S193. <https://doi.org/10.1006/jmsc.1999.0633>
21. Deubel H., Engel M., Fetzner I. et al. The southern Kara Sea ecosystem: phytoplankton, zooplankton and benthos communities influenced by river run-off // Proc. Mar. Sci. 2003. V. 6. P. 237–265. [https://doi.org/10.1016/S1568-2692\(03\)80040-2](https://doi.org/10.1016/S1568-2692(03)80040-2)
22. Divine L.M., Bluhm B.A., Mueter F.J., Iken K. Diet analysis of Alaska Arctic snow crabs (*Chionoecetes opilio*) using stomach contents and $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ stable isotopes // Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography. 2017. V. 135. P. 124–136. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2015.11.009>
23. Gerasimova A.V., Filippova N.A., Lisitsyna K.N. et al. Current state of macrobenthos in the southwestern Kara Sea // Continental Shelf Research. 2021. V. 224. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2021.104452>
24. Gotelli N.J., Colwell R.K. Quantifying biodiversity: Procedures and pitfalls in the measurement and compar-

- ison of species richness // Ecology letters. 2001. V. 4. № 4. P. 379–391.
<https://doi.org/10.1046/j.1461-0248.2001.00230.x>
25. Jørgensen L.L., Pearson T.H., Anisimova N.A. et al. Environmental influences on benthic fauna associations of the Kara Sea (Arctic Russia) // Polar Biology. 1999. V. 22. P. 395–416.
<https://doi.org/10.1007/s003000050435>
26. Kiselev A.D., Zalota A.K. Changes in the Diet of an Invasive Predatory Crab, *Chionoecetes opilio*, in the Degrading Benthic Community of an Arctic Fjord // Biology. 2024. V. 13. № 10. P. 781.
<https://doi.org/10.3390/biology13100781>
27. Kiyko O.A., Pogrebov V.B. Long-term benthic population changes (1920–1930s–present) in the Barents and Kara Seas // Marine pollution bulletin. 1997. V. 35. № 7–12. P. 322–332.
[https://doi.org/10.1016/S0025-326X\(97\)00113-6](https://doi.org/10.1016/S0025-326X(97)00113-6)
28. McCune B., Grace J., Urban D.J. Analysis of ecological communities: Gleneden Beach // Oregon: MJM Software Design. 2002.
29. Miller A.W., Ruiz G.M. Arctic shipping and marine invaders // Nature Climate Change. 2014. V. 4. № 6. P. 413–416.
<https://doi.org/10.1038/nclimate2244>
30. Oug E., Sundet J.H., Cochrane, S.K.J. Structural and functional changes of soft-bottom ecosystem in northern fjords invaded by the red king crab (*Paralithodes camtschaticus*) // Journal of Marine Systems. 2018. V. 180. P. 255–264.
<https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2017.07.005>
31. Pielou E.C. The measurement of diversity in different types of biological collections // Journal of theoretical biology. 1966. V. 13. P. 131–144.
32. Ricciardi A., Blackburn T.M., Carlton J.T. et al. Invasion Science: A Horizon Scan of Emerging Challenges and Opportunities // Trends Ecol Evol. 2017. Jun. V. 32. № 6. P. 464–474.
<https://doi.org/10.1016/j.tree.2017.03.007>
33. Ruiz G.M., Hewitt C. Latitudinal Patterns of Biological Invasions in Marine Ecosystems: A Polar Perspective // Smithsonian at the Poles: Contributions to International Polar Year Science edited by Krupnik, Igor, Lang, Michael A., and Miller, Scott E. 2009. P. 347–358.
34. Spiridonov V.A., Zalota A.K. Understanding and forecasting dispersal of non-indigenous marine decapods (Crustacea: Decapoda) in East European and North Asian waters // Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom. 2017. V. 97, № 3. P. 591–611.
<https://doi.org/10.1017/S0025315417000169>
35. Udalov A.A., Anisimov I.M., Basin A.B. et al. Changes in benthic communities in Blagopoluchiya Bay (Novaya Zemlya, Kara Sea): The influence of the snow crab // Biological Invasions. 2024. P. 1–19.
<https://doi.org/10.1007/s10530-024-03388-1>
36. Vedenin A.A., Galkin S.V., Kozlovskiy V.V. Macrobenthos of the Ob Bay and adjacent Kara Sea shelf // Polar Biology. 2015. V. 38. № 6. C. 829–844.
<https://doi.org/10.1007/s00300-014-1642-3>
37. Vermeij G.J., Roopnarine P.D. The coming Arctic invasion // Science. 2008. V. 321. № 5890. P. 780–781.
<https://doi.org/10.1126/science.11608>
38. Ware C., Berge J., Jelmert A. et al. Biological introduction risks from shipping in a warming Arctic // Journal of Applied Ecology. 2015. V. 53. № 2. P. 340–349.
<https://doi.org/10.1111/1365-2664.12566>
39. Zalota A.K., Spiridonov V.A., Vedenin A.A. Development of snow crab *Chionoecetes opilio* (Crustacea: Decapoda: Oregonidae) invasion in the Kara Sea // Polar Biology. 2018. V. 41. № 10. P. 1983–1994.
<https://doi.org/10.1007/s00300-018-2337-y>

CHANGES IN THE COMMUNITIES IN THE SOUTHWESTERN KARA SEA AS A RESULT OF THE SNOW CRAB (*CHIONOECETES OPILIO*) INVASION

E. V. Rudneva^a, A. I. Azovsky^{a, b}, A. A. Udalov^a, A. K. Zalota^a, M. V. Chikina^{a, *}

^a Shirshov Institute of Oceanology of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

^b Department of General Ecology and Hydrobiology, Faculty of Biology,
Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

*e-mail: chikina@ocean.ru

Until recently, the Kara Sea was a relatively stable ecosystem unaffected by alien species, but in the early 21st century the Arctic shelf was invaded by the snow crab *Chionoecetes opilio*. This predator has a wide dietary range and can feed on echinoderms, especially ophiurans, molluscs, polychaetes and crustaceans. This article reports data on the study of benthic communities of the southwestern Kara Sea, based on the materials collected in 2014 and 2019 (before and after the mass appearance of the snow crab). The period of 2014–2019 was marked by significant changes in the structure of benthic communities, while abiotic parameters (near-bottom temperature, salinity and sediment characteristics) remained almost constant at the investigated stations. The most significant changes affected the megafauna. The total abundance and biomass of the megabenthos decreased, the abundance of dominant species also reduced, and the species structure became more even. Most likely, the observed transformation of the benthic communities is related to the establishment of the snow crab, the most affected were dominant benthic species, which are the main prey items of this crab.

Keywords: *Chionoecetes opilio*, benthic communities, Kara Sea

УДК 551.465

ИНДИВИДУАЛЬНАЯ ИСТОРИЯ ВСТРЕЧ САМЦОВ БЕЛУХИ (*DELPHINAPTERUS LEUCAS*) В РЕПРОДУКТИВНОМ И НАГУЛЬНОМ СКОПЛЕНИЯХ БЕЛОГО МОРЯ

© 2025 г. В. В. Краснова*, А. Д. Чернецкий, Е. М. Панова

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

* e-mail: vera.krasnova@mail.ru

Поступила в редакцию 27.03.2024 г.

После доработки 25.07.2024 г.

Принята к публикации 22.11.2024 г.

Белухи, будучи высокосоциальными стадными китообразными, зачастую образуют сезонные скопления, различающиеся по половозрастному составу и функции. До настоящего времени исследования социальной структуры белух Белого моря (Россия) были ограничены общими описаниями летних скоплений и особенностями взаимодействий самок и детенышей, тогда как данные о самцовой части популяции практически не представлены. В настоящей работе на основе визуальных наблюдений и данных фотоидентификации проанализирована встречаемость индивидуально идентифицированных самцов беломорской белухи в двух скоплениях разного типа: репродуктивном у мыса Белужий, о. Соловецкий, Онежский залив (июнь–август с 1995 г. по 2022 г.) и нагульном в устье р. Варзуга, Кандалакшский залив, южное побережье Кольского п-ова (сентябрь–октябрь 2023 г.). Обнаружено, что идентифицированные самцы могут не только повторно возвращаться к летним местам размножения, как и самки, но и проявлять привязанность к одним и тем же местам нагула. В обоих скоплениях среди идентифицированных самцов не было обнаружено устойчивых ассоциаций, а их объединения, по-видимому, носили кооперативный характер.

Ключевые слова: китообразные, белуха *Delphinapterus leucas*, Белое море, нагульное и репродуктивное скопления, самцы, фотоидентификация, индивидуальный состав, сезонная и межгодовая динамика посещения, поведение

DOI: 10.31857/S0030157425020094, EDN: DYUOCR

1. ВВЕДЕНИЕ

Большинство китообразных, особенно зубатые киты, — стадные животные со сложной социальной организацией и множественными вариациями особенностей образа жизни [30, 52]. Они образуют группы, которые могут значительно различаться по количеству особей, половозрастному составу и стабильности, но обычно их члены координируют свое поведение друг с другом [30, 44]. Важным компонентом социальности и экологии зубатых китов является половая сегрегация — стремление животных обособиться с особями своего пола вне периода размножения [33, 47, 52]. Проявления половой сегрегации у китообразных представлены обширными вариациями как социальных, так и пространственных паттернов в зависимости от возраста, пола и репродуктивной стадии животных [47]. Так, неразмножающиеся молодые самцы кашалотов *Physeter macrocephalus* для

достижения конкурентоспособных размеров питаются в высоких широтах вдаль от самок, которые круглый год живут в тропических водах [60]. В отличие от кашалотов, самцы афалин *Tursiops spp.* для повышения шансов и успешности спаривания образуют долговременные объединения, состоящие обычно из 2–4 особей, — так называемые альянсы [48, 63]. Состав и устойчивость таких альянсов могут отличаться внутри и между популяциями, живущими в разных экологических условиях [61, 63]. Более того, иногда самцы вообще не образуют стабильных союзов, например афалины, обитающие в заливе Мори-Ферт (Северное море, Шотландия) [62]. В то же время другие мелкие дельфины, например дельфин Гектора *Cephalorhynchus hectori*, по-видимому, в основном демонстрируют случайные и краткосрочные связи между особями [26]. И наконец, у резидентных косаток *Orcinus orca* и гринд *Globicephala melas* самки и самцы всю жизнь проводят вместе, образуя

иерархически структурированные матрилинейные общества [23, 32].

Белухи *Delphinapterus leucas* — высокосоциальные стадные зубатые китообразные, широко распространенные в арктических и субарктических водах [9, 40, 50, 57]. Являясь активно мигрирующими животными, они совершают сезонные перемещения между летними и зимними районами обитания [9, 34, 40]. У белух наблюдаются сообщества со значительными вариациями группирования: от диад мать—детеныш до многочисленных стад смешанного полового и возрастного состава [50]. Обнаружено, что в больших сообществах белухи динамично переходят из одной группы в другую, подобно многим дельфинам [30, 61], тем самым развивая долгосрочные отношения как между родственными, так и неродственными особями, а также проявляют привязанность к местам рождения (натальную филопатрию) независимо от половой принадлежности [50]. Внутри этих сообществ белухи зачастую образуют сезонные группировки, разделенные по полу и/или возрасту [9, 29, 36, 42, 50, 56]. Например, известно, что самцы чаще встречаются в более глубоководных районах, среди льдов и, как правило, дальше от берега, чем самки [36, 42].

В Белом море белухи обитают круглогодично, и на основе комплексных исследований в настоящее время их относят к отдельной резидентной популяции [7, 9, 14, 16]. Предполагается, что распространение белух в Белом море определяется ледовыми и кормовыми условиями [9]. В безледовый период распределение животных в море неравномерно. Отдельные особи и небольшие группы встречаются повсеместно, однако основная часть популяции, придерживаясь постоянных прибрежных акваторий заливов, образует устойчивые концентрации — летние репродуктивные скопления (РС) [6, 20]. Считается, что такие скопления ежегодно формируются для спаривания, рождения и выращивания детенышей, обучения молодых животных и формирования иерархических отношений [3, 6, 12]. Предположительно, в Белом море существует восемь летних РС белух: четыре в Онежском заливе и по два в Двинском и Мезенском заливах [20]. С наступлением осени численность животных в прибрежной части моря заметно снижается [9, 15, 19]. Регулярно отмечаются небольшие группы белух и их подходы к устьям рек вслед за рыбой, например в северо-западной части моря (Кандалакшский залив, Терский берег) [9, 14, 15, 51]. В ледовый период белухи перемещаются из заливов в центральную часть моря [8]. Хотя

значительное их количество можно наблюдать среди льдов и в самих заливах, зачастую вблизи районов летних РС [8].

До настоящего времени исследования социальной структуры беломорских белух в основном были сфокусированы на общих описаниях летних РС [1, 2, 6] и взаимодействиях самок и детенышей [4, 10, 12, 22] как наиболее доступных и удобных объектов для изучения, тогда как информация о структуре самцовой части популяции крайне ограничена [14, 17, 22, 51]. В этой работе на основе многолетних рядов визуальных наблюдений и результатов фотоидентификации белух мы представили особенности встречаемости самцов беломорской белухи в репродуктивном (Онежский залив, о. Соловецкий, м. Белужий) и нагульном (южное побережье Кольского п-ова, Кандалакшский залив, устье р. Варзуга) скоплениях на основе историй наблюдений индивидуально идентифицированных особей.

2. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

2.1. Район и объект исследований

Соловецкое репродуктивное скопление белух (65°04.47' N, 35°30.75' E). Формируется ежегодно во второй половине мая после отрыва припайного льда. На акватории у м. Белужий выделяются четыре идущих вдоль берега участка (рис. 1), где практически ежедневно собираются и контактируют друг с другом белухи численностью до нескольких десятков особей [11].

По данным фотоидентификации была выявлена сезонная ротация индивидуального состава белух у м. Белужий, и общая численность животных, посетивших скопление за лето, может составлять около 200 особей [22]. Соловецкое РС преимущественно состоит из самок с детенышами разного возраста и, вероятно, небольшого количества половозрелых самцов [5, 11]. Наряду с активными социальными взаимодействиями, у белух основным типом поведения является спокойное плавание, отдых/сон [5, 6, 11]. Отличительной чертой соловецкого РС является отсутствие у животных поведения.

Варзугинское нагульное скопление белух (66°16'N, 36°56'E). В настоящее время сведения о нагульном скоплении белух в устье р. Варзуги (рис. 1) достаточно скудны. Считается, что появление белух на акватории устья в осенний период обусловлено нерестовой миграцией атлантического лосося (семги) *Salmo salar* [14, 15], который массово заходит в реку с конца сентября по ноябрь включительно [18]. Ширина реки

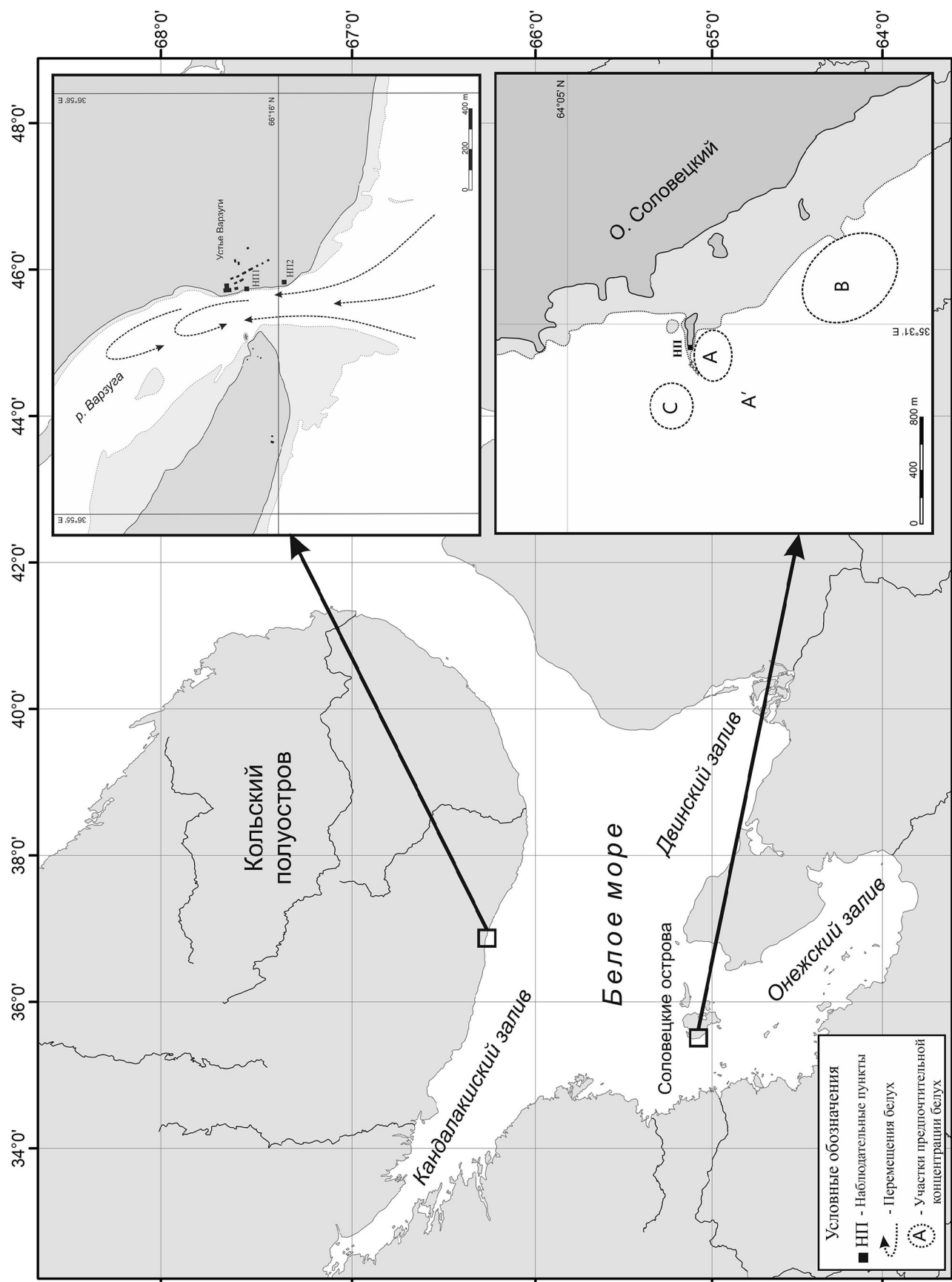


Рис. 1. Район исследований: варзугинское нагульное и соловецкое репродуктивное скопления белух.

в устье составляет около 200 м, в 4 км вверх по течению она расширяется до 1 км, а глубина достигает 3–8 м. Скопление представлено самцами [16, 55], однако редкие заходы самок в устье не исключаются [51]. По данным первых полевых исследований, в сентябре 2019 г. в устье р. Варзуги максимальная численность одновременно наблюдаемых белух не превышала 20 особей [17]. Оценка численности, основанная на подсчете количества типов предполагаемых индивидуально-специфичных акустических сигналов [51], позволила идентифицировать на акватории до 41 бе-

лухи за сутки, а за весь период наблюдений (с 1 по 25 сентября 2019 г.) — не менее 121 особи [17].

2.2. Сбор и анализ данных

Визуальные наблюдения. Визуальные наблюдения в соловецком РС проводились ежегодно в летний период (июнь–август) с 1995 по 2022 гг. с вышки, установленной на границе литорали перед центральным участком скопления, с платформой для наблюдателя высотой 5 м, и в общей сложности составили 1107 дней (более 3000 ч) (табл. 1). В варзугинском скоплении

Таблица 1. Количество визуальных наблюдений и съемочных дней по годам, объем фотокаталога и половозрастной состав идентифицированных белух (1995–2022 гг.)

Год	Визуальные наблюдения (кол-во дн.)	Фотоидентификация (кол-во съемочных дн.)	Максимальное количество одновременно наблюдаемых особей по визуальным данным	Количество фотоидентифицированных особей	Пол фотоидентифицированных особей			
					половозрелые			неполовозрелые
					самки	самцы	пол не определен	
1995	22	не проводилась	74	—	—	—	—	—
1996	46	не проводилась	70	—	—	—	—	—
1997	52	не проводилась	80	—	—	—	—	—
1998	46	не проводилась	76	—	—	—	—	—
1999	47	не проводилась	75	—	—	—	—	—
2000	55	не проводилась	95	—	—	—	—	—
2001	48	не проводилась	74	—	—	—	—	—
2002	70	не проводилась	81	—	—	—	—	—
2003	44	не проводилась	80	—	—	—	—	—
2004	41	не проводилась	77	—	—	—	—	—
2005	51	не проводилась	91	—	—	—	—	—
2006	44	не проводилась	93	—	—	—	—	—
2007	49	36	81	87	42	4	41	—
2008	42	28	63	65	40	6	15	4
2009	40	40	67	82	47	6	25	4
2010	52	52	80	82	41	3	28	10
2011	44	33	76	52	28	3	11	10
2012	42	38	59	111	30	3	25	53
2013	39	37	68	123	37	6	38	42
2014	37	29	77	66	34	3	10	19
2015	43	12	73	28*	16	1	6	5
2016	29	18	61	51	27	2	13	9
2017	29	11	97	35*	20	2	8	5
2018	20	20	65	17*	14	2	—	1
2019	22	13	47	55	30	1	10	14
2021	23	19	72	52	31	2	7	12
2022	30	25	68	122	27	8	79	8

Примечание. В связи с эпидемиологической обстановкой в 2020 г. исследования в соловецком РС не проводились. * — каталог находится в доработке.

наблюдения велись с берега осенью 2023 г. с 28 сентября по 10 октября (63 ч 45 мин).

Использовались методы сканирования и сплошного протоколирования. Каждое сканирование проводили через 15 мин, при однообразном поведении животных — через 20–30 мин. В журнале наблюдений отмечали общую численность, количество и возрастной состав наблюдаемых животных, их поведение и перемещения на исследуемой акватории. Белухи могли наблюдаться одиночными или в группах. В последнем случае за группу принимали особей, вовлеченных в одинаковую деятельность, с дистанцией от одного до двух корпусов тела хотя бы до одного члена объединения. Сплошное протоколирование применяли для непрерывной регистрации поведенческой активности белух и учитывали несколько типов поведения (табл. 2, рис. 2). Количественный анализ групп белух и типов их поведения не являлся задачей этого исследования.

По возможности в ходе визуальных наблюдений определялся пол особей. Взрослые самцы обычно крупнее самок, с более развитыми боковыми гребнями и изогнутыми краями грудных

плавников ([56, 59] и собств. наблюдения), при половом и социо-половом поведении часто демонстрируют область своих гениталий, переворачиваясь на спину. Признаком самки является наблюдение ее в сопровождении детеныша, особенно при перемещениях с одного участка акватории на другой. Таким образом, пол животных мог быть установлен достоверно (демонстрация гениталий у самцов и наличие детеныша у самок), или предположительно (поведение, физическая конституция), или не определен вовсе.

Фотоидентификация. Фотоидентификация — это неинвазивный метод исследования, основанный на фотосъемке животных и выделении среди них особей с индивидуальными внешними отличиями (маркерами), по которым эти особи могут быть вновь идентифицированы при повторных обнаружениях.

Для идентификации белух фотографировали с берега или наблюдательной вышки, используя цифровые камеры Nikon (D80, D90, D850) с телеобъективами Nikkor 80–400 mm и Sigma 150–600 mm. Полученные снимки обрабатывали визуально с помощью программ Adobe

Таблица 2. Типы поведения белух

Тип поведения	Описание	Состав
Отдых, сон	Лежание на поверхности воды. Животные практически неподвижны. Если передвигаются, то очень медленно, с выставленной на поверхность воды спиной, с еле заметными движениями хвостового плавника, без или с неглубокими занырями	Одиночные или группа животных из двух и более особей
Перемещения	Направленное движение в линейном или почти линейном направлении, проходящее через определенную акваторию, обычно с относительно высокой скоростью	Одиночные или группа животных из двух и более особей
Социо-половое	Группа преимущественно самцов, интенсивно взаимодействующих друг с другом, для которой характерны элементы: сексуальная S-образная поза у животных, трение друг о друга, парное боковое и перекрестное плавание, преследования, подбрасывания, приталивания, “показы—выставления” грудных и хвостового плавников, прыжки, кусание друг друга, эрекция и демонстрация пениса, возвратно-поступательные движения, интромиссия [38, 39]. Бодание, во время которого две или более особи упираются друг в друга головами. Зачастую в таком поведении участвуют от 4 до 7 белух, формируя структуру в виде “звездочки” [3]	Группа животных из двух и более особей
Половое	Группа активно взаимодействующих половозрелых самцов и самок демонстрирует те же элементы, что и при социо-половом поведении, исключая бодание	Группа животных из двух и более особей
Охотничье	Преследование добычи, о чем свидетельствуют ускоренное целенаправленное плавание, выпадения и/или целенаправленное ныряние в определенном месте, или рыба, выпрыгивающая из воды рядом. При захвате добычи белуха совершает характерный (в виде запятой) бросок на рыбу, сопровождающийся разворотом. Зачастую о броске белухи за рыбой можно судить только по формированию на поверхности воды кругового буруна	Одиночные особи

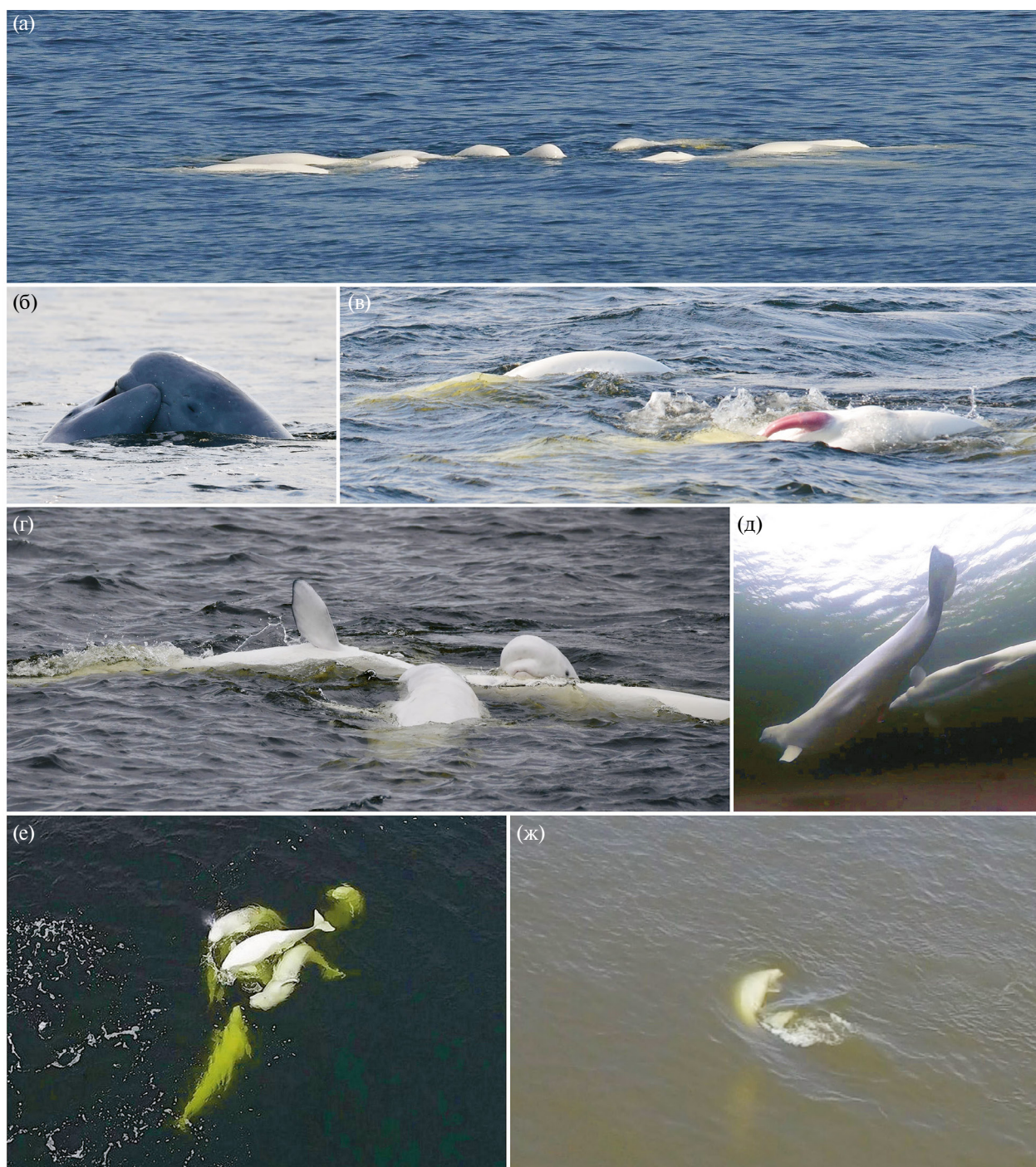


Рис. 2. Типы поведения белух: *a* — отдых, сон (фото Н. Багирова); социо-половое поведение: *б* — кусания друг друга (фото А.Д. Чернецкого); *в* — эрекция и демонстрация пениса (фото А.Д. Чернецкого); *г* — бодание, формирование “звездочки” из четырех самок (фото А.Д. Чернецкого); *д* — преследование самцами друг друга (фото В.Ю. Кузьмина); *е* — половое поведение (фото Р.А. Беликова); *ж* — охотничье поведение, заключительный этап — бросок на рыбу (фото Р.А. Беликова).

Photoshop, ACDSee и FastStone Image Viewer. На снимках выделяли животных с уникальными маркерами — дефектами на теле в виде различных шрамов, царапин, выбоин на спинном гребне или поражениями, являющимися результатом проявлений кожных заболеваний [13, 45, 49].

В идеале фотографии каждой белухи включали по три сегмента с обеих сторон: передняя, средняя и задняя части туловища. Последним этапом было формирование каталога, включающего особей с индивидуальными маркерами на боковых сторонах с уникальным идентификационным

номером, у которых по возможности был определен пол и возраст. Каталог ежегодно пополняется особями, не встречавшимися ранее, а также дополняется информацией о повторных встречах уже идентифицированных белух.

Для описания особенностей встречаемости самцов в соловецком РС использовались снимки фотоархива Лаборатории морских млекопитающих ИО РАН (1996–2022 гг.) и фотокаталог, работа над которым была начата в 2007 г. и продолжается по настоящее время (табл. 1) [22]. Успешность фотоидентификации и объем каталога зависели от погодных условий в летнем сезоне, количества и опыта фотографов. Из каталога были отобраны достоверно подтвержденные и предположительные самцы. В результате объединения данных фотокаталога и фотоархива, а также визуальных наблюдений для каждого самца была составлена индивидуальная история, а именно: дата и время первой и последующих встреч в скоплении, поведенческая активность, при возможности идентификация “соседей” в группе, повторные межгодовые встречи. Дополнительно уделялось внимание природе происхождения кожных маркеров [13, 45, 49]. Среди них наибольший интерес для нас представляли параллельные шрамы в виде “гребенки”, предположительно оставленные зубами самцов во время социо-полового поведения [35].

В варзугинском скоплении белух фотографировали ежедневно во время визуальных наблюдений. Было получено 700 снимков, по результатам анализа которых составлен каталог.

Для оценки перемещений самцов на акватории Белого моря вручную сравнивались каталоги белух соловецкого и варзугинского скоплений.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ

Соловецкое репродуктивное скопление. Из каталога было отобрано 29 самцов. Большинство из них были встречены в скоплении лишь в течение одного лета, и только семь особей были зарегистрированы неоднократно, от двух до девяти лет (табл. 3). Более того, по данным визуальных наблюдений, самцы № 13 и № 62 впервые были встречены летом 2006 г.; самец № 20 находился у мыса Белужий ежегодно начиная с 1996 г. по 2008 г. включительно, т.е. в течение 13 лет. Наряду с ежегодным посещением повторные встречи идентифицированных самцов в скоплении могли быть с перерывами от одного года до нескольких лет (табл. 3).

Идентифицированные самцы обычно наблюдались в скоплении с конца июня по первую де-

каду августа включительно (табл. 3). Чаще всего они встречались в июле (75% дней от общего числа дней регистрации самцов, $n = 124$ дня). В августе количество дней с наблюдением этих самцов в скоплении значительно снижается (17%, $n = 28$). Количество встреч за сезон варьировало у разных особей от 1 (35%, $n = 18$), 2 (17%, $n = 9$) и до 12 дней (2%, $n = 1$), составляя в среднем 3.2 ± 2.6 дня ($n = 52$). Идентифицированные самцы повторно наблюдались обычно не ежедневно, а с перерывами от одного до нескольких дней, иногда через месяц (например, № 204 в 2010 г. и № 11 в 2011 г.) (табл. 3).

Идентифицированные самцы всегда отмечались в группах, которые обычно состояли из 2–6 особей, максимум 10 животных. В день удавалось индивидуально идентифицировать 2–4 самца, и их состав ежедневно менялся (табл. 3). Доля времени (количество дней), когда два идентифицированных самца наблюдались в скоплении одновременно, составляла не более 20% от общего количества дней, когда был отмечен хотя бы один из них.

Для самцов соловецкого РС наиболее типичным было социо-половое поведение (табл. 2, рис. 2б–д), во время которого они зачастую объединялись с неполовозрелыми животными, образуя многочисленные группы до 20 и более особей. Однако обычно активному поведению самцов предшествует отдых/сон, когда группы из исключительно взрослых крупных особей обособленным и плотным объединением продолжительное (до 53 мин) спокойно лежат на воде (табл. 2, рис. 2а). Более того, нахождение самцов в скоплении не всегда сопровождалось социо-половым или половым поведением (табл. 2); зачастую они могли спокойно плавать в группе с самками и детенышами. Половое поведение, когда самцы преследуют и активно взаимодействуют с самкой (табл. 2, рис. 2е), наблюдалось реже, но регулярно каждое лето. В течение дня самцы могли периодически совершать перемещения на большой скорости плотной группой с одного участка скопления на другой. Охотничье поведение у соловецких самцов не наблюдалось ни разу.

Среди маркеров у самцов в большинстве случаев были одиночные шрамы или царапины различной конфигурации ($n = 11$), параллельные шрамы в виде “гребенки” ($n = 9$), выбоины на спинном гребне ($n = 4$) или их сочетание ($n = 4$). Только в одном случае самец имел маркер в виде гиперпигментированного пятна. Ни в одном случае не было поражений предположительно инфекционного характера.

Таблица 3. Сроки социо-полового и полового поведения белух в соловецком РС; встречи идентифицированных самцов в скоплении по данным фотоидентификации (2007–2022 гг.)

Год	Сроки социо-полового и полового поведения	Индивидуальная динамика посещения самцами РС
2007	29.06–4.07, 9–12.07, 19.07, 23–25.07, 29.07–5.08	№ 11 – 4.07, 17.07, 19.07, 30.07; № 13 – 17.07; № 20 – 15.07, 29.07, 5.08; № 62 – 30.07
2008	11.07, 14.07, 15.07, 17.07, 19.07, 20.07, 22.07, 25.07, 1.08	№ 11 – 10.07, 11.07; № 20 – 10.07, 12.07, 14.07, 19.07, 21.07, 22.07; № 100 – 14.07, 15.07, 17.07, 20.07; № 102 – 14.07; № 112 – 18.07, 19.07, 21.07, 23.07, 24.07; № 117 – 17.07, 20.07, 22.07, 30.07–1.08
2009	28.06, 30.06, 8–9.07, 12–7.07, 30.07–1.08	№ 11 – 25.06–27.06, 30.06; № 13 – 11.07, 22.07; № 137 – 22.07, 1.08; № 156 – 8.07; № 157 – 8.07; № 169 – 22.07
2010	18.06, 22.06, 30.06, 1–2.07, 5–17.07, 24.07, 26.07, 27–28.07	№ 11 – 18.06, 22.06, 25.06, 12.07, 24.07, 26.07, 4–6.08, 8.08; № 62 – 12.07, 13.07, 15.07, 17.07, 29.07, 10.08; № 204 – 18.06, 19.06, 2.07, 1.08
2011	30.06–12.07, 24.07, 2–8.08	№ 11 – 1.07, 4.07, 2.08, 10.08; № 245 – 30.06, 5.07, 19.07; № 246 – 30.06
2012	Конец июня – 03.07, 24.07–6.08	№ 11 – 23.07, 28.07; № 13 – 30.06, 23.07; № 156 – 1.08
2013	4.07, 9.07, 13–15.07, 17.07, 30.07–3.08	№ 13 – 2.07, 6.07; № 390 – 14.07, 21.07, 22.07, 26.07, 1.08, 4.08; № 402 – 15.07, 17–19.07; № 411 – 18.07, 5.08; № 416 – 2.07, 8.07; 21.07, 29.07; № 429 – 3.07, 4.07, 8–10.07, 14.07, 18.07, 30.07, 1.08, 3.08, 5.08, 6.08
2014	30.06–15.07, 25.07–05.08	№ 13 – 30.06; № 62 – 30.06, 7.07, 8.07, 13.07, 14.07; № 429 – 13.07
2015	3–9.07, 18–25.07	№ 456 – 9.07
2016	9–18.07, 1–3.08	№ 13 – 11.07, 18.07, 26.07, 3.08; № 62 – 17.07, 18.07, 29.07
2017	7.07–10.07, 12. –? .07, 15–16.07, 29.07	№ 13 – 12.07; № 457 – 10.07
2018	15.07–18.07, 19.07?, 22.07, 26.07, 30–31.07	№ 13 – 2.08; № 62 – 15.07
2019	До 19 июля включительно, 23.07, 26.07, 8–9.08	№ 13 – 23.07
2021	17–19.07, 27.07–01.08	№ 62 – 29.07; № 458 – 10.07, 27.07
2022	12.07, 13.07, 15.07–18.07, 26.07, 27.07, 30.07, 31.07	№ 62 – 19.07, 31.07; № 456 – 20.07; № 459 – 13.07, 16.07, 19.07, 21.07, 24.07, 27.07, 30.07, 31.07, 3–5.08; № 460 – 19.07, 27.07, 5.08; № 461 – 21.07, 24.07, 26.07, 27.07; № 462 – 26–28.07, 31.07, 1.08, 5.08; № 463 – 16.07, 26.07, 28.07, 31.07, 4.08; № 464 – 12.07, 13.07, 24.07, 25.07, 28.07, 2.0

Варзугинское нагульное скопление. Белухи численностью от 3 до 8, в среднем 4.2 ± 2.7 особей наблюдались на акватории устья практически ежедневно. Они были представлены исключительно взрослыми белыми животными без детенышей.

За период исследований была идентифицирована 21 особь, которые были встречены от 1 до 5 дней; ни одна из них не была отмечена в устье ежедневно. Динамика встреч идентифицированных белух варьировала: они могли наблюдаться только один день (9 особей, 43%), несколько дней подряд (5 особей, 24%) либо с перерывом в несколько дней (7 особей, 33%) (рис. 3). Четких устойчивых групп белух, предпочитающих вместе приходить и держаться на акватории, выявить не удалось.

Посещение белухами устья во многом зависело от приливного цикла. Первые одиночные животные появлялись на отливе, и чем ниже была вода, тем их больше собиралось на акватории. Единственное наблюдаемое поведение у варзугинских белух было охотничье (рис. 2ж). Животные обычно держались поодиночке и разрозненно. Охота, похожая на групповую, наблюдалась только однажды: две белухи, ритмично следуя друг за другом на расстоянии 5–6 м, совершали совместные развороты и броски в воде, загоняя и вылавливая рыбу.

Все белухи, вошедшие в каталог, имели единичные царапины и шрамы механического характера, а также повреждения разной формы и размеров на спинном гребне. Шрамы, похожие на “гребенку”, были обнаружены только у одного животного. Две белухи имели повреждения, полученные в результате спутникового мечения, проведенного здесь в 2010–2011 гг. [14] (рис. 4).



Рис. 4. Белухи с повреждениями после спутникового мечения (а) и остатками крепления метки (б).

У одной из них сохранились глубокие шрамы в передней части тела, образовавшиеся после потери метки (рис. 4а). У второй белухи с двух сторон висело крепление, с которым животное плавают уже более 10 лет (рис. 4б).

При сравнении соловецкого и варзугинского каталогов не было обнаружено ни одного совпадения.

4. ОБСУЖДЕНИЕ

Данные, основанные на индивидуальной идентификации, позволили впервые описать некоторые особенности встречаемости самцов белухи в двух разных сезонных скоплениях Белого моря.

Соловецкое репродуктивное скопление белух. Известно, что самки, в отличие от самцов,

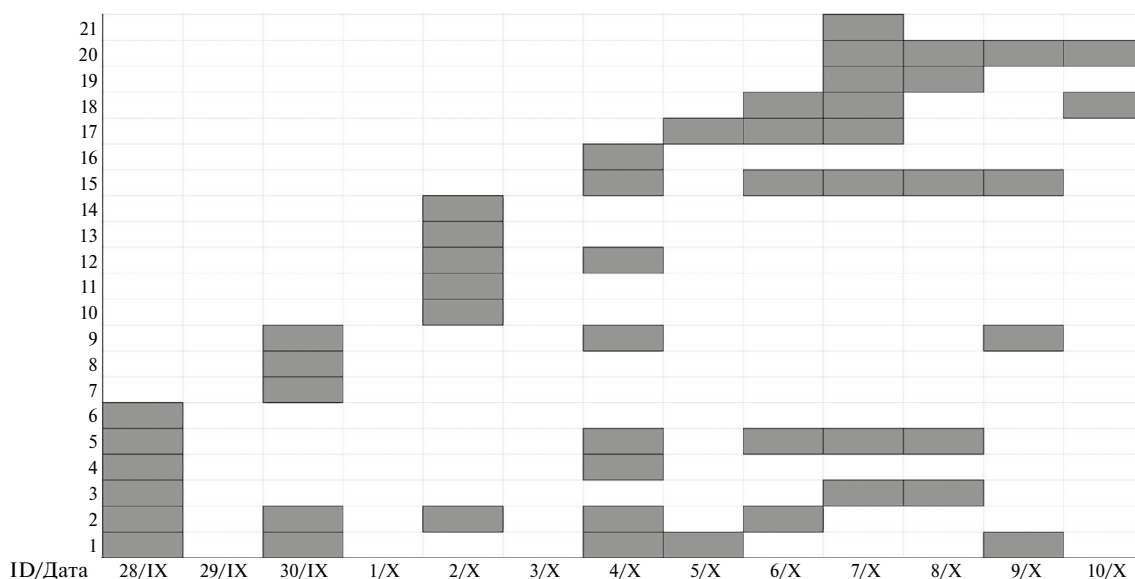


Рис. 3. Динамика посещения идентифицированными белухами устья р. Варзуга с 28.09.2023 г. по 10.10.2023 г.

в безледовый период занимают защищенные прибрежные мелководья в заливах и бухтах для ухода за детенышами и линьки, проявляя устойчивую филопатрию к выбранным местам [28, 31, 42, 47, 56]. Соловецкое РС белух, по-видимому, является таким же сообществом, состоящим преимущественно из самок с детенышами разного возраста [6, 11]. Согласно данным фотопознания, сравнительно постоянным остается и их индивидуальный состав [21, 22]. По результатам этого исследования выраженной половой сегрегации в соловецком РС не обнаружено: известные самцы ($n = 29$) и идентифицированные самки [22] были сфотографированы рядом на центральном участке скопления. Вероятно, небольшое число самцов может встречаться в соловецком РС практически все лето (в наибольшем количестве – в июле), регулярно покидая акваторию и возвращаясь вновь (табл. 3). Похожие паттерны посещения самцами скоплений самок с детенышами наблюдали и в других популяциях белух [40, 56, 58]. Так, в заливе Каннингем на северо-востоке Канады группы крупных взрослых самцов тоже регулярно появлялись в эстуарии на протяжении всего лета, пока существовало скопление [56]. В резидентной популяции белух залива Кука (Аляска, США) хотя и не было обнаружено доказательств существования половой сегрегации в местах летних скоплений, исследователи не исключают, что большие смешанные группы содержат внутри себя более однородные подгруппы самцов, что может быть свидетельством разделения по полу в более мелком масштабе [46].

Регистрация социо-полового и полового поведения в соловецком РС убедительно свидетельствует о том, что посещение самцами скопления направлено не только на формирование иерархических отношений, но и на размножение [3, 6, 7]. Действительно, хотя основным временем спаривания у белух считается конец зимы – весна во время миграций [27], известны случаи, когда половое поведение наблюдалось в летний период [9, 43, 45, 46]. Наличие на теле соловецких белух большого числа специфичных шрамов в виде “гребенки” также служат косвенным подтверждением участия этих животных в социо-половой и половой активности. Вероятно, в скоплении могут находиться самки, которые, несмотря на присутствие детенышей, готовы к спариванию. Самцы в соловецком РС встречались в основном небольшими группами (≤ 10 особей) [22], что согласуется с наблюдениями в других популяциях [50, 56]. По данным наших исследований,

индивидуальный состав самцов в скоплении был непостоянным и динамично менялся; не было обнаружено ни одной устойчивой группы, аналогичной самцовым альянсам у афалин [48, 63], не только в разных летних сезонах, но даже в течение одного лета. Возможно, такая флюидная организация самцовых групп является отражением крайне подвижной структуры сообществ белух в целом и соловецкого РС в частности [22, 50].

В основном идентифицированные самцы наблюдались на акватории у м. Белужий однократно, в течение только одного летнего сезона; количество самцов с повторными межсезонными встречами незначительно. Не исключено, что такой результат мог быть обусловлен погрешностями идентификации, вызванными непродолжительным периодом сохранности кожных маркеров [13, 41] или появлением новых дефектов кожи. Тем не менее на основе обнаруженных повторных, а в ряде случаев многолетних встреч идентифицированных самцов на акватории у м. Белужий, можно говорить о проявлении у некоторых из них, как и у самок, тенденции возвращаться к месту летнего скопления [25, 50]. В то же время не исключено, что в течение лета самцы могут свободно перемещаться по Онежскому заливу, переходя из одного летнего скопления в другое [22]. Так, при сравнении фотокаталогов соловецкого и мягостровского (Онежский залив, о-в Мягостров) репродуктивных скоплений было обнаружено, что самец № 390 летом 2013 г. посещал оба скопления: с 1.07 по 5.07 – мягостровское и с 14.07 по 6.08 – соловецкое [22]. К похожим выводам пришли исследователи белух в восточной части Гудзонова залива (Канада), где самцы наряду с самками не проявляют строгой привязанности только к одному месту летования [24, 29].

Варзугинское нагульное скопление. Предыдущие и собственные наблюдения в устье р. Варзуги взрослых крупных белух без детенышей [14, 17, 51], результаты генетического анализа [16], а также регистрация исключительно охотничьего поведения, сопровождающегося сериями эхолокационных импульсов [Беликов Р.А., Панова Е.М. неопубл. данные], позволили нам придерживаться мнения, что на акватории устья осенью в период хода семги существует регулярное нагульное скопление, образованное самцами, что является примером сезонной половой сегрегации, характерной для белух [36, 42]. Действительно, будучи крупнее самок, взрослые самцы имеют более высокие энергетические потребности, что приводит к половым различиям в рационе питания

и, следовательно, к различному использованию мест обитания [37, 42, 46, 54]. Зачастую взрослые самцы едят рыбу большего размера, чем взрослые самки [53].

Общее число белух, посетивших устье за время работ в 2023 г., составило около 20 особей, что заметно ниже аналогичных показателей 2019 г., когда на акватории единовременно наблюдали до 15–20 самцов, а их общая численность, по оценке, составила более 120 животных [17]. Вероятнее всего, в 2023 г. полевые работы охватили начальный этап формирования нагульного скопления, когда численность заходящих в устье белух была еще невысока. Среди идентифицированных самцов стабильных групп не было обнаружено, хотя, по-видимому, они могут кооперироваться при охоте на рыбу.

Есть основания предполагать, что в разные годы устье р. Варзуги могут посещать одни и те же особи. Так, в 2023 г. в устье наблюдались две из восьми белух, помеченных спутниковыми метками здесь же более десяти лет назад [14]. Таким образом, наряду с тенденцией возвращаться к летним местообитаниям, самцы белух могут проявлять привязанность к одним и тем же местам нагула.

Финансирование работы. Данная работа финансировалась Российским научным фондом, проект 23-24-00181.

Соблюдение этических стандартов. В данной работе отсутствуют экспериментальные исследования человека и животных.

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеева Я.И., Белькович В.М., Панова Е.М. Этолого-акустическая характеристика скопления белух в районе островов Мягостров, Гольий Сосновец, Роганка (Онежский залив, Белое море) // Известия РАН. Серия биологическая. 2013. № 3. С. 1–11.
2. Андрианов В.В., Белькович В.М., Лукин Л.Р. Распределение белухи (*Delphinapterus leucas*) в Онежском заливе Белого моря в летний период // Океанология. 2009. Т. 49. № 1. С. 79–89.
3. Беликов Р.А., Баранов В.С., Белькович В.М. Половое и иерархическое поведение белух (*Delphinapterus leucas*) в репродуктивном скоплении // Морские млекопитающие Голарктики. Сборник научных трудов по материалам III Международной конференции, Коктебель, Крым, Украина, 11–17 октября 2004 г. М.: КМК, 2004. С. 52–55.
4. Белонович О.Я., Белькович В.М. Динамика формирования и состав групп подростковых особей белух (*Delphinapterus leucas*) Соловецкого стада в период репродуктивного скопления // Морские млекопитающие Голарктики. Сборник научных трудов по материалам III Международной конференции, Коктебель, Крым, Украина, 11–17 октября 2004 г. М.: КМК, 2004. С. 56–59.
5. Белькович В.М., Кириллова О.И. Исследование биологии беломорских белух (*Delphinapterus leucas*) в период репродуктивного скопления // Зоологический журнал. 2000. Т. 79. № 1. С. 89–96.
6. Белькович В.М., Чернецкий А.Д., Кириллова О.И. Биология белух (*Delphinapterus leucas*) южной части Белого моря // Морские млекопитающие (результаты исследований, проведенных в 1995–1998 гг.). М.: Кэтран; НИП “Море”, 2002. С. 53–78.
7. Белькович В.М. Белуха европейского Севера: новейшие исследования // Рыбное хозяйство. 2004. № 2. С. 32–34.
8. Глазов Д.М., Назаренко Е.А., Черноок В.И. и др. Оценка численности и особенности распределения белух (*Delphinapterus leucas*) в Белом море в марте 2010 г. // Морские млекопитающие Голарктики. Сборник научных трудов по материалам VI Международной конференции, Калининград, 11–15 октября 2010 г. Калининград: Капрос, 2010. С. 140–145.
9. Клейнберг С.Е., Яблоков А.В., Белькович В.М., Тарасевич М.Н. Белуха. Опыт монографического исследования вида. М.: Наука, 1964. 456 с.
10. Краснова В.В., Белькович В.М., Чернецкий А.Д. Формирование поведения детенышей беломорской белухи (*Delphinapterus leucas*) в ранние периоды постнатального онтогенеза // Биология моря. 2009. Т. 35. № 1. С. 41–47.
11. Краснова В.В., Чернецкий А.Д., Кириллова О.И., Белькович В.М. Динамика численности, возрастного и полового состава белухи (*Delphinapterus leucas*) соловецкого репродуктивного скопления (Онежский залив, Белое море) // Биология моря. 2012. Т. 38. С. 203–209.
12. Краснова В.В., Чернецкий А.Д., Желудкова А.И., Белькович В.М. Родительское поведение белух (*Delphinapterus leucas*) в естественных условиях // Известия РАН. Серия биологическая. 2014. № 4. С. 365–373.
13. Краснова В.В., Чернецкий А.Д., Русскова О.В. Кожные дефекты у белухи *Delphinapterus leucas* (Pallas, 1776) из соловецкого скопления (Белое море) по результатам фотоидентификации // Биология моря. 2015. Т. 41. № 5. С. 349–360.
14. Кузнецова Д.М., Глазов Д.М., Шнак О.В., Рожнов В.В. Зимнее распределение и перемещения белух (*Delphinapterus leucas*) в Белом море по данным спутникового мечения // Зоол. журн. 2016. Т. 95. № 1. С. 104–107.
15. Матишов Г.Г., Огнетов Г.И. Белуха *Delphinapterus leucas* арктических морей России: биология, экология, охрана и использование ресурсов. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2006. 295 с.

16. Мещерский И.Г., Чернецкий А.Д., Краснова В.В. и др. Митохондриальные линии белух (*Delphinapterus leucas*) Российской Арктики // Известия РАН. Серия биологическая. 2018. № 2. С. 165–172.
17. Панова Е.М., Агафонов А.В. Использование предполагаемых идентификационных “контактных сигналов” белух *Delphinapterus leucas* для мониторинга их сезонных локальных скоплений: пилотное исследование // Океанология (в печати). Уточнить данные
18. Потуткин А.Г., Веселов А.Е., Зубченко А.В., Калюжнин С.М. Анадромная миграция варзугского стада атлантического лосося (*Salmo salar* L.) в Белом море // Экология. Экспериментальная генетика и физиология. Труды Карельского научного центра РАН. Петрозаводск, 2007. Вып. 11. С. 100–108.
19. Соловьев Б.А., Глазов Д.М., Черноок В.И. и др. Распределение и численность белухи (*Delphinapterus leucas*) в Белом море и южной части Баренцева моря по итогам авиаучета в августе 2011 г. // Морские млекопитающие Голарктики. Сборник научных трудов по материалам VII Международной конференции, Суздаль, 24–28 сентября 2012 г. Т. 2. М.: Совет по морским млекопитающим, 2012. С. 264–269.
20. Чернецкий А.Д., Белькович В.М., Краснова В.В. Новые данные о структуре популяции белухи в Белом море // Морские млекопитающие Голарктики. Тез. докл. II Международной конференции. Байкал, Россия, 10–15 сентября 2002 г. М.: КМК, 2002. С. 279–282.
21. Чернецкий А.Д., Краснова В.В., Белькович В.М. Изучение структуры Соловецкого репродуктивного скопления белух (*Delphinapterus leucas*) в Белом море методом фотоидентификации // Океанология. 2011. Т. 51. № 2. С. 286–292.
22. Чернецкий А.Д., Краснова В.В. Структура репродуктивного скопления белухи *Delphinapterus leucas* (Pallas, 1776) у острова Соловецкий (Белое море) по результатам фотоидентификации 2007–2013 гг. // Биология моря. 2018. Т. 44. № 5. С. 337–346.
23. Amos B., Schlotterer C., Tautz D. Social structure of pilot whales revealed by analytical DNA profiling // Science. 1993. V. 260. № 5108. P. 670–672.
24. Bailleul F., Lesage V., Power M. et al. Differences in diving and movement patterns of two groups of beluga whales in a changing Arctic environment reveal discrete populations // Endangered Species Res. 2012. V. 17. P. 27–41.
<https://doi.org/10.3354/esr00420>.
25. Bonnell T.R., Michaud R., Dupuch A. et al. Extracting spatial networks from capture–recapture data reveals individual site fidelity patterns within a marine mammal’s spatial range // Ecology and Evolution. 2022. V. 12. P.: e8616.
<https://doi.org/10.1002/ece3.8616>
26. Brüger S. Association patterns in three populations of Hector’s dolphin, *Cephalorhynchus hectori* // Canadian Journal of Zoology. 1999. V. 77. P. 13–18.
27. Brody P.F. The white whale *Delphinapterus leucas* (Pallas, 1779) // S.H. Ridgway & R. Harrison (eds.): Handbook of marine mammals. Vol. 4. River dolphins and the larger toothed whales. London: Academic Press, 1989. P. 119–144.
28. Caron L.M.J., Smith T.G. Philopatry and site tenacity of belugas, *Delphinapterus leucas*, hunted by the Inuit at the Nastapoka estuary, eastern Hudson Bay // Can. B. Fish. Aquat. Sci. 1990. V. 224. P. 69–79.
29. Colbeck G.J., Duchesne P., Postma L.D. et al. Groups of related belugas (*Delphinapterus leucas*) travel together during their seasonal migrations in and around Hudson Bay // Proc R Soc B. 2013. 280. 20122552.
<https://doi.org/10.1098/rspb.2012.2552>
30. Connor R.C. Group living in whales and dolphins // Cetacean societies: Field studies of dolphins and whales (eds. J Mann, RC Connor, PL Tyack, H Whitehead), Chicago, IL: University of Chicago Press. 2000. P. 199–218.
31. Finley K.J. The estuarine habit of the beluga or white whale, *Delphinapterus leucas* // Cetus. 1982. V. 4. P. 4–5.
32. Ford J.K.B. Killer whales. In: Perrin W.F., Würsig B. and Thewissen J.G.M., eds. The encyclopedia of marine mammals. New York, NY: Academic Press, 2008. P. 650–657.
33. Galezo A.A., Krzyszczyk E., Mann J. Sexual segregation in Indo-Pacific bottlenose dolphins is driven by female avoidance of males // Behav. Ecol. 2018. V. 29. P. 377–386. doi:10.1093/beheco/arx177
34. Gitta J.J., Richard P., Lowry L.F. et al. Satellite telemetry reveals population specific winter ranges of beluga whales in the Bering Sea // Marine Mammal Science. 2017. 33. P. 236–250.
<https://doi.org/10.1111/mms.12357>
35. Ham J.R., Lilley M.K., Hill H.M. Conspecific scarring on wild belugas (*Delphinapterus leucas*) in Cunningham Inlet // Behaviour. 2021. V. 158. N8–9. P. 1–21.
<https://doi.org/10.1163/1568539X-bja10086>
36. Hauser D.D.W., Laidre K.L., Suydam R.S., Richard P.R. Population-specific home ranges and migration timing of Pacific Arctic beluga whales (*Delphinapterus leucas*) // Polar Biol. 2014. V. 37. P. 1171–1183.
<https://doi.org/10.1007/s00300-014-1510-1>
37. Hauser D.D.W., Laidre K.L., Stern H.L. et al. Habitat selection by two beluga whale populations in the Chukchi and Beaufort seas. PLoS ONE. 2017. V. 12: e0172755.
<https://doi.org/10.1371/journal.pone.0172755>
38. Hill H.M., Dietrich S., Yeater D. et al. Developing a catalog of socio-sexual behaviors of beluga whales (*Delphinapterus leucas*) in the Care of Humans // Animal Behavior and Cognition. 2015. V. 2. № 2. P. 105–123.
39. Hill H.M., Lilley M.K., Ham J.R., Robeck T. A Review of beluga (*Delphinapterus leucas*) sexual behavior and

- reproductive physiology leading to conception // *Theriogenology* Wild. 2024. V. 4.
<https://doi.org/10.1016/j.therwi.2024.100071>
40. Hobbs R.C., Reeves R.R., Prewitt J.S. et al. Global Review of the Conservation Status of Monodontid Stocks // *Marine Fisheries Review*. 2019. V. 81. № 3–4. P. 1–53.
 41. Kaplan C.C., McGuire T.L., Bles M.K., Raborn S.W. Longevity and causes of marks seen on Cook Inlet Beluga Whales. Chapter 1 // Photo-identification of beluga whales in Upper Cook Inlet, Alaska: Mark analysis, mark-resight estimates, and color analysis from photographs taken in 2008. Report prepared by LGL Alaska Research Associates, Inc., Anchorage, AK, for National Fish and Wildlife Foundation, Chevron, and ConocoPhillips Alaska, Inc. 2009.
 42. Loseto L.L., Richard P., Stern G.A. et al. Segregation of Beaufort Sea beluga whales during the open-water season // *Can. J. Zool.* 2006. V. 84. P. 1743–1751.
<https://doi.org/10.1139/z06-160>
 43. Lydersen C., Langenberger K., Kovacs K.M. An observation of white whale (*Delphinapterus leucas*) mating behaviour in the wild // *Polar Research*. 2023. V. 42. 8875.
<http://dx.doi.org/10.33265/polar.v42.8875>
 44. Mann J., Connor R.C., Barre L.M., Heithaus M.R. Female reproductive success in bottlenose dolphins (*Tursiops* sp.): Life history, habitat, provisioning, and group-size effects // *Behav. Ecol.* 2000. V. 11. P. 210–219.
<https://doi.org/10.1093/beheco/11.2.210>
 45. McGuire T.L., Amber D.S., McClung J.R. et al. Reproductive natural history of endangered Cook Inlet Beluga whales: Insights from a long-term photo-identification study // *Polar Biology*. 2020. V. 43. P. 1851–1871.
<https://doi.org/10.1007/s00300-020-02750-y>
 46. McGuire T.L., Himes Boor G.K., McClung J.R. et al. Distribution and habitat use by endangered Cook Inlet beluga whales: Patterns observed during a photoidentification study, 2005–2017 // *Aquatic Conserv: Mar Freshw Ecosyst*. 2020. V. 30. P. 2402–2427.
<https://doi.org/10.1002/aqc>
 47. Michaud R. Sociality and ecology of the odontocetes // *Sexual Segregation in Vertebrates: Ecology of the Two Sexes* / Eds. Ruckstuhl K.E., Neuhaus P. New York: Cambridge University Press, 2005. P. 303–326.
 48. Möller L.M. Sociogenetic structure, kin associations and bonding in delphinids // *Molecular Ecology*. 2012. V. 21. P. 745–764.
 49. Net R.L., Larrat S., Michaud R., Lair S. Pathological and epidemiological investigation of skin lesions in belugas (*Delphinapterus leucas*) from the St. Lawrence Estuary, Quebec, Canada // *Mar. Mam. Sci.* 2022. V. 38. P. 653–681.
<https://doi.org/10.1111/mms.12888>
 50. O’Corry-Crowe G., Suydam R., Quakenbush L. et al. Group structure and kinship in beluga whale societies // *Scientific Reports*. 2020. V. 10. Art. 11462.
<https://doi.org/10.1038/s41598-020-67314-w>
 51. Panova E., Agafonov A. Possible occurrence of contact calls in all-male groups of free-ranging beluga whales // *J. Zool.* 2023. V. 320. P. 29–41.
 52. Rendell L., Cantor M., Gero S. et al. Causes and consequences of female centrality in cetacean societies // *Phil. Trans. R. Soc. B*. 2019. V. 374. Art. 20180066. <http://dx.doi.org/10.1098/rstb.2018.0066>
 53. Seaman G.A., Lowry L.F., Frost K.J. Foods of belukha whales (*Delphinapterus leucas*) in western Alaska // *Cetology*. 1982. 44, 1–19.
 54. Shelden K.E.W., Goetz K.T., Hobbs R.C. et al. Beluga whale, *Delphinapterus leucas*, satellitetagging and health assessments in Cook Inlet, Alaska, 1999 to 2002 // U.S. Department of Commerce, NOAA Tech. Memo. NMFS-AFSC-369, 2018.
 55. Shpak O.V., Krasnova V.V., Meshchersky I.G. Annex 18: White Sea (Russia) beluga stock for the global review of Monodontids // Report of the NAMMCO Global Review of Monodontids. NAMMCO, Copenhagen, 2017. P. 163–173.
 56. Smith T.G., Hammill M.O., Martin A.R. Herd composition and behaviour of white whales (*Delphinapterus leucas*) in two Canadian Arctic estuaries // *Medd. Grønland, Bioscience*. 1994. V. 39. P. 175–184.
 57. Stewart B.E., Stewart R.E.A. *Delphinapterus leucas* // *Mammalian species*, American society of mammalogists. 1989. V. 336. P. 1–8.
 58. Turgeon J., Duchesne P., Colbeck G.J. et al. Spatio-temporal segregation among summer stocks of beluga (*Delphinapterus leucas*) despite nuclear gene flow: Implication for the endangered belugas in eastern Hudson Bay (Canada) // *Conservation Genetics*. 2012. V. 13. P. 419–433.
<https://doi.org/10.1007/s10592-011-0294-x>
 59. Werth A.J., Ford T.J. Jr. Abdominal fat pads act as control surfaces in lieu of dorsal fins in the beluga (*Delphinapterus*) // *Marine Mammal Science*. 2012. V. 28. P. 516–527.
<https://doi.org/10.1111/j.1748-7692.2012.00567.x>
 60. Whitehead H., Waters S., Lyrholm T. Social organization of female sperm whales and their offspring: Constant companions and casual acquaintances // *Behav Ecol Sociobiol*. 1991. V. 29. P. 385–389.
 61. Whitehead H., Connor R.C. Alliances 1. How large should alliances be? // *Animal Behaviour*. 2005. V. 69. P. 117–126.
 62. Wilson B., Thompson P., Hammond P. An examination of the social structure of a resident group of bottle-nosed dolphins (*Tursiops truncatus*) in the Moray Firth, N.E. Scotland // *European Research on Cetacean*, Proc. 7th Annu. Conf. Euro. Cet. Soc. (Evans, P.G.H., ed.), 1993. P. 54–56.
 63. Wiszniewski J., Brown C., Möller L.M. Complex patterns of male alliance formation in a dolphin social network // *J. of Mammalogy*. 2012. V. 93(1). P. 239–250.
<https://doi.org/10.1644/10-MAMM-A-366.1>

INDIVIDUAL OCCURRENCE OF MALE BELUGA WHALES *DELPHINAPTERUS LEUCAS* IN REPRODUCTIVE AND FEEDING AGGREGATIONS IN THE WHITE SEA

V. V. Krasnova^{a, *}, A. D. Chernetsky^a, E. M. Panova^a

^a Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

* e-mail: vera.krasnova@mail.ru

Being highly social gregarious cetaceans, beluga whales often form seasonal aggregations, differing in sex and age composition and function. Until now, studies of the social structure of belugas in the White Sea (Russia) have been limited to general descriptions of their summer aggregations and female–calf interactions while the data on males are lacking. In this study, we have analyzed the individual occurrence of identified male White Sea belugas in two different seasonal aggregations based on visual observations and photo-identification data: a summer reproductive gathering near Cape Beluzhiy, Solovetsky Island, Onega Bay (June – August from 1995 to 2022) and a feeding aggregation at of the Varzuga river mouth, Kandalaksha Bay, southern coast of the Kola Peninsula (September – October 2023). We have found that the identified males may not only return to summer reproductive areas (like females) but also show fidelity to the feeding grounds. We have not found stable associations among the identified males in both aggregations, and their formations were apparently cooperative.

Keywords: cetaceans, beluga (*Delphinapterus leucas*), the White Sea, feeding and reproductive gatherings, males, photoidentification, individual composition, seasonal and inter-annual individual occurrence, behavior

УДК 681.883

ВОЛНОВЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА ДНА ПЕЧОРСКОГО МОРЯ В ПРОЛИВЕ МЕЖДУ ПОЛУОСТРОВОМ КАНИН И ОСТРОВОМ КОЛГУЕВ

© 2025 г. Н. Н. Дмитриевский^{1, *}, Н. В. Либина^{1, **}, Е. А. Сухих²

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

² Геологический институт РАН, Москва, Россия

*e-mail: nnd2008@rambler.ru

**e-mail: lnatvit@mail.ru

Поступила в редакцию 06.06.2024 г.

После доработки 09.09.2024 г.

Принята к публикации 22.11.2024 г.

В экспедициях Института океанологии 38-го и 41-го рейса НИС “Академик Николай Страхов” РАН (2018–2019 гг.) в Печорском море между полуостровом Канин и островом Колгуев выявлено большое количество аккумулятивных песчаных форм донного рельефа и дана характеристика ряду их параметров. В 2022 г. (51-й рейс НИС “Академик Борис Петров”) изучение подобного рельефа было продолжено с целью уточнения района их развития, морфологии и динамики.

Ключевые слова: Арктика, Печорское море, геоморфология, рельеф, песчаные волны, придонные течения, батиметрия, приливо-отливные течения

DOI: 10.31857/S0030157425020104, **EDN:** DYWPED

1. ВВЕДЕНИЕ

В 2018–2019 гг. сотрудниками ИО РАН проводились экспедиционные исследования в морях Северного Ледовитого океана. При этом некоторые работы проходили в проливе между мысом Канин и о. Колгуев Печорского моря (рис. 1). На галсах, выполненных с использованием многолучевого эхолота, на отдельных участках морского дна были выявлены многочисленные аккумулятивные элементы рельефа различной морфологической выраженности, представленные валообразными пологими выступами дна средней величины (до 4–6 м высотой и шириной в основании 15–30 м), квалифицированные авторами как осадочные (по другой терминологии – песчаные) волны, созданными гидрофизическими процессами – придонными или приливо-отливными течениями [5].

В соответствии с цифровой картой распространения типов грунтов в Баренцевом море, приведенной в работе [6], а также согласно данным, полученным в экспедициях 2018–2019 гг., песчаные волны в исследуемой акватории сложены средне- и крупнозернистым, хорошо сортированным песком темно-желтого цвета кварц-полевошпатового состава с обломками алевролита красного цвета

размером до 5 мм с небольшим количеством двусторчатых раковин и других фракций.

Подобные формы рельефа широко распространены в различных морях Мирового океана на мелководном песчаном дне [4, 7, 9 и др.]. Обзор, охватывающий большое количество исследований по данной теме и их сравнительный анализ, представлен в работе [1]. Из него следует, что многие из “песчаных волн” (но не все) связаны с действием приливов и отливов, при этом они могут быть как симметричными, так и асимметричными в зависимости от действующих приливо-отливных течений. Размеры этих форм рельефа предположительно определяются амплитудой прилива, асимметрия особенно характерна для высоких скоростей приливо-отливных течений. Однако многие примеры показывают, что в различных приливных обстановках особенности строения определяются сложным соотношением проявления течений, приливов и отливов при наличии того или иного количества, состава и зернистости осадочного материала.

Нет единой классификации волновых форм рельефа [2, 3 и др.]. В различное время исследователи этих процессов предлагали варианты классификации, исходя из имеющихся у них

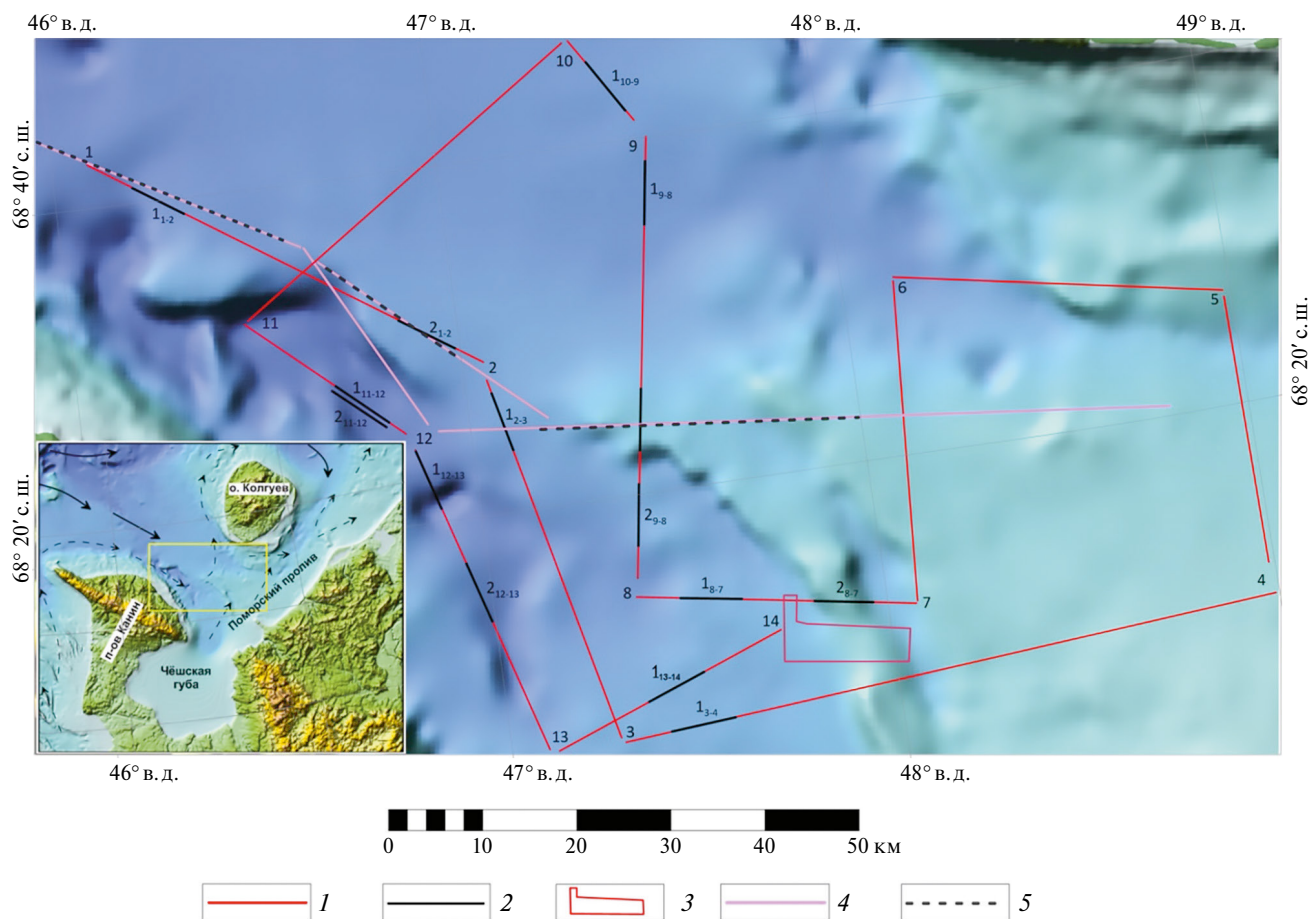


Рис. 1. Карта района исследований: 1 – галсы, выполненные в 2022 г.; 2 – выделенные участки на галсах; 3 – дополнительный исследовательский полигон; 4 – галсы, выполненные в 2018–2019 гг.; 5 – участки галсов 2018–2019 гг., на которых наблюдались волновые формы дна. На врезке отмечен прямоугольником общий район исследований и стрелками показаны направления течений: сплошные линии – атлантические воды – ответвление южной ветви Нордкапского течения; пунктирные – местные течения.

данных и условий для конкретного района исследований. Фактором классификации являлись геометрические параметры “волн”, размеры зерен, процессы волнообразования. В большинстве случаев основным критерием служили размеры волновых форм. При этом в большинстве работ выделяют основные формы – гряды и песчаные волны, рифели (по степени убывания размеров).

Волновые формы относительно стабильны в период квадратурного прилива, в период сизигийного прилива (при более высоких амплитудах) положение гребня меняется с последующими приливами и отливами. Разрыв на менее крутом склоне (вверх по нему) отмечается в течение доминирующего отлива. Это, вместе с увеличением отложения наносов на этом склоне, обуславливает продвижение гребня. При этом если мелкие рифельные формы реагируют на гидродинамический режим каждой фазы приливо-отливного цикла, то крупные песчаные волны длительное время сохраняют свою ориентировку.

Процессы, определяющие формирование и динамику песчаных волн, до сих пор не раскрыты в достаточной степени, что привело к проведению с 2004 г. периодических международных конференций MARID (Marine Sand Wave and River Dune Dynamics). На проводимой в 2023 г. MARID VII [8], не смотря на возрастающий объем работ по моделированию этих явлений, существенное внимание уделялось выявлению и картированию волновых форм рельефа дна. Актуальность таких исследований сохраняется.

В 51-м рейсе НИС “Академик Борис Петров” (2022 г.) экспедиционные работы в районе (рис. 1) были продолжены с целью расширения площади исследуемой акватории, определения области распространения волнообразных форм рельефа дна, уточнения пространственного положения и ориентации песчаных гряд и их связи с предполагаемыми придонными течениями. Схема галсов, выполненных в экспедиции 2022 г., приведена на рис. 1.

Гидрологический режим этой части Печорского моря определяется преимущественно прибрежными стоковыми Беломорским и Печорским течениями, в меньшей степени — Канинско-Печорским ответвлением Мурманского течения теплых и соленых вод атлантического происхождения. По данным измерений на меридиональном разрезе по 50° в. д. в Поморском проливе скорости поверхностных течений составляют около 4 см/с, а придонных — меньше 1 см/с [10].

2. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Одним из основных видов песчаных волн, изучавшихся в 51-м рейсе НИС “Академик Борис Петров” в 2022 г., являлись асимметричные песчаные волны, противоположные склоны которых имеют разную крутизну и соответственно длину. Характерной особенностью таких песчаных волн является, во многих случаях, корреляция между крутизной их склонов и вектором преобладающего направления придонных течений, складывающимся из стационарного придонного течения и равнодействующей приливного и отливного движения водных масс в придонной области. Вектор течений направлен вдоль пологого склона песчаной волны в сторону гребня.

НИС “Академик Борис Петров” был оборудован штатным судовым многолучевым эхолотом SeaBat T-50ER, использовавшимся по всему маршруту движения судна. Батиметрическая съемка выполнялась в непрерывном режиме при скорости движения судна около девяти узлов. Сбор, обработка данных и построение цифровых моделей рельефа выполнены в программном пакете PDS V4.4.3.1. Работы проводились на ряде региональных профилей, расположенных так, чтобы перекрыть район исследования в предыдущих экспедициях и, по возможности, оконтурить всю акваторию, где, предположительно, имели место интересующие нас аккумулятивные подводные формы рельефа. Подготовка данных для построения карт и разрезов осуществлялась в геоинформационной системе (ГИС) Global Mapper. Построение разрезов и итоговых карт выполнено в программе Surfer (Golden Software)

3. РЕЗУЛЬТАТЫ РАБОТ

В процессе проведения экспедиционных работ в 2022 г. было выполнено 13 региональных галсов общей протяженностью около 480 км и закартирован исследовательский полигон площадью порядка 20 км² (на рис. 1 галсы и полигон показаны красными линиями).

Практически на всех исследуемых профилях нами выделены различные типы аккумулятивных форм донного рельефа. По результатам проведенных работ на каждом из галсов определялась область распространения подобного рода волновых форм и выделялись несколько (обычно 2–3) фрагментов с наиболее характерными асимметричными песчаными волнами. Кроме того, в месте наиболее яркого проявления песчаных волн были выполнены дополнительные параллельные галсы на расстояниях друг от друга, обеспечивающих сплошное перекрытие дна. В результате была построена “мозаика” дна размерами порядка 2 × 12 км², позволившая уточнить форму, размеры и ориентацию подводных донных форм.

Наиболее характерные профили дна вдоль проведенных в экспедиции 2022 г. региональных галсов, а также выделенные фрагменты на галсах для дальнейшей детализации приведены на рис. 2. Из рисунка видно, что формы рельефа, которые могут быть интерпретированы как волновые, расположены главным образом в западной части исследуемого полигона. Восточнее меридиана 48° в.д. (правая часть галса 3–4, галсы 5–4 и 6–5) они практически отсутствуют. С большой долей вероятности это может быть объяснено наличием ярко выраженного поднятия дна, отделяющего исследуемую акваторию от входа в Поморский пролив, которое препятствует распространению формирующих песчаные волны придонных течений в восточном направлении.

На рис. 3 в качестве примеров приведены выделенные и указанные на рис. 2 фрагменты профилей дна вдоль некоторых галсов. Наряду с интересующими нас песчаными волнами, характерный вид которых представлен, например, на участках 2_{1–2}, 1_{2–3}, 3_{9–8}, 1_{10–9}, были выделены обширные поля сплошного развития специфических форм микрорельефа — песчаных рифелей высотой до 1 м при ширине основания около 50–60 м (участки 1_{1–2}, 1_{3–4}). Протяженность участков сплошного развития рифелей достигала 10 км. Полученные результаты показали, что зона распространения песчаных волн с восточной стороны полигона резко ограничивается линией уменьшения глубины акватории при входе в Поморский пролив, и позволяют предположить, что в придонной области Поморского пролива между п-вом Канин и о. Колгуев преобладает результирующее течение северо-западного направления.

Следует отметить, что выявление реальной формы регулярных протяженных песчаных волн при использовании обычных судовых

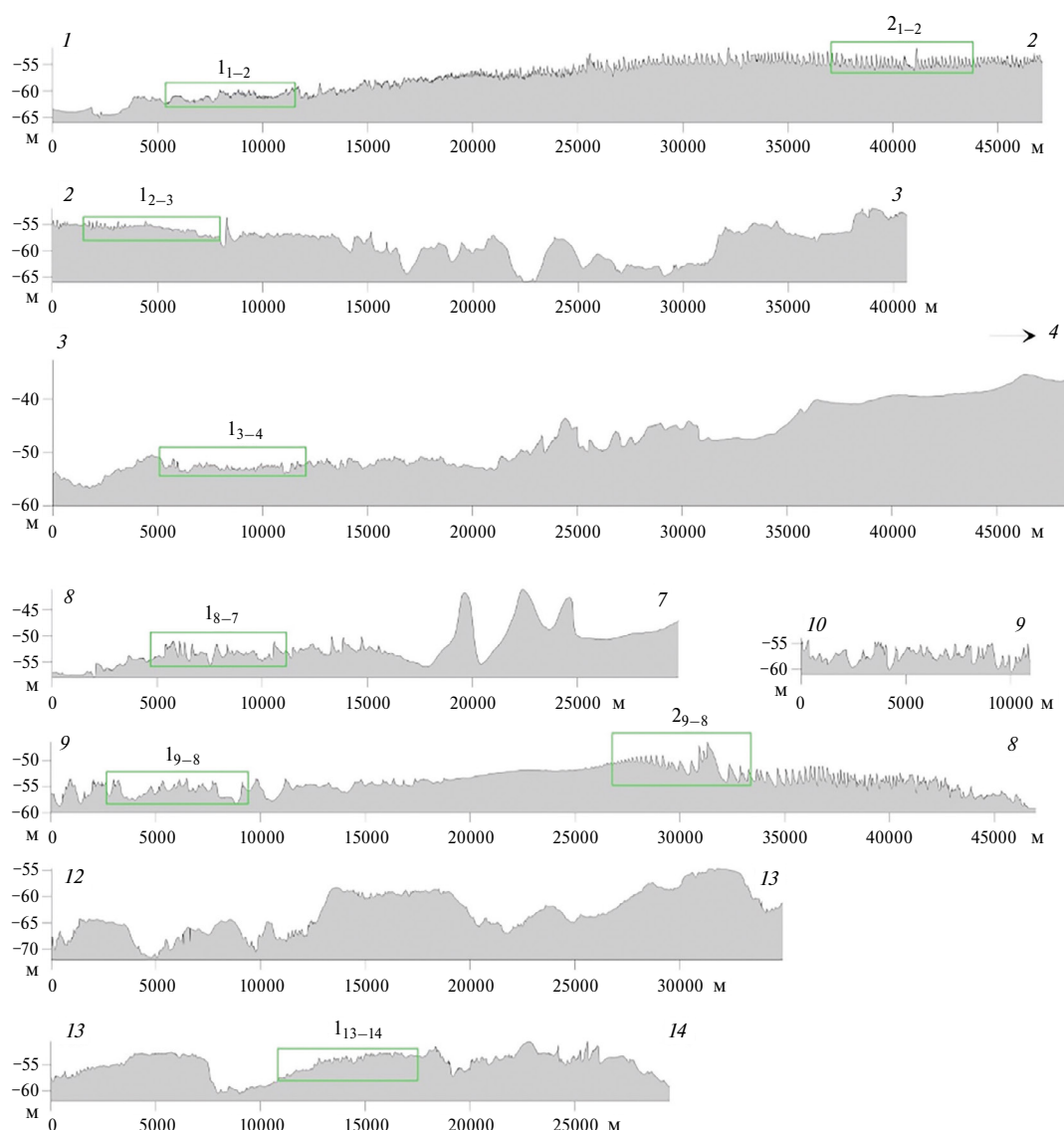


Рис. 2. Профили дна с проявлением волнообразных форм вдоль галсов (нумерация в соответствии с рис. 1, прямоугольниками показаны фрагменты детализации, приведенные на рис. 3).

однолучевых эхолотов возможно только при прохождении судна в направлении, перпендикулярном характерному направлению их простираения. Таким образом, не имея априорной информации о пространственной ориентации хребтов песчаных волн при прохождении судна, например вдоль фронта песчаных волн, мы не только не получаем информацию о форме песчаных волн, но и можем не заметить их наличия.

Ситуация существенно изменяется при использовании многолучевых эхолотных систем. Ширина полосы захвата многолучевого эхолота при одиночном проходе и глубинах исследуемой акватории порядка 60 м составляла в данном случае около 200 м, что много раз позволяло визуальнo оценить пространственную ориентацию волновых форм дна исходя из данных только одного

прохода судна и внести соответствующие коррективы в направления следующих галсов.

Методически более правильным при исследовании подобного рода форм дна является движение судна по сетке параллельных галсов, расположенных друг от друга на расстоянии, обеспечивающем сплошное перекрытие дна многолучевым эхолотом, и последующее построение “мозаики” исследуемого участка дна, что дает исчерпывающую информацию о форме и пространственной ориентации исследуемых песчаных волн. Однако такие работы требуют значительного расхода судового времени и могут быть рекомендованы только на ограниченных, представляющих особый интерес участках акватории. С учетом сказанного, на рис. 4 приведено мозаичное изображение дополнительного полигона,

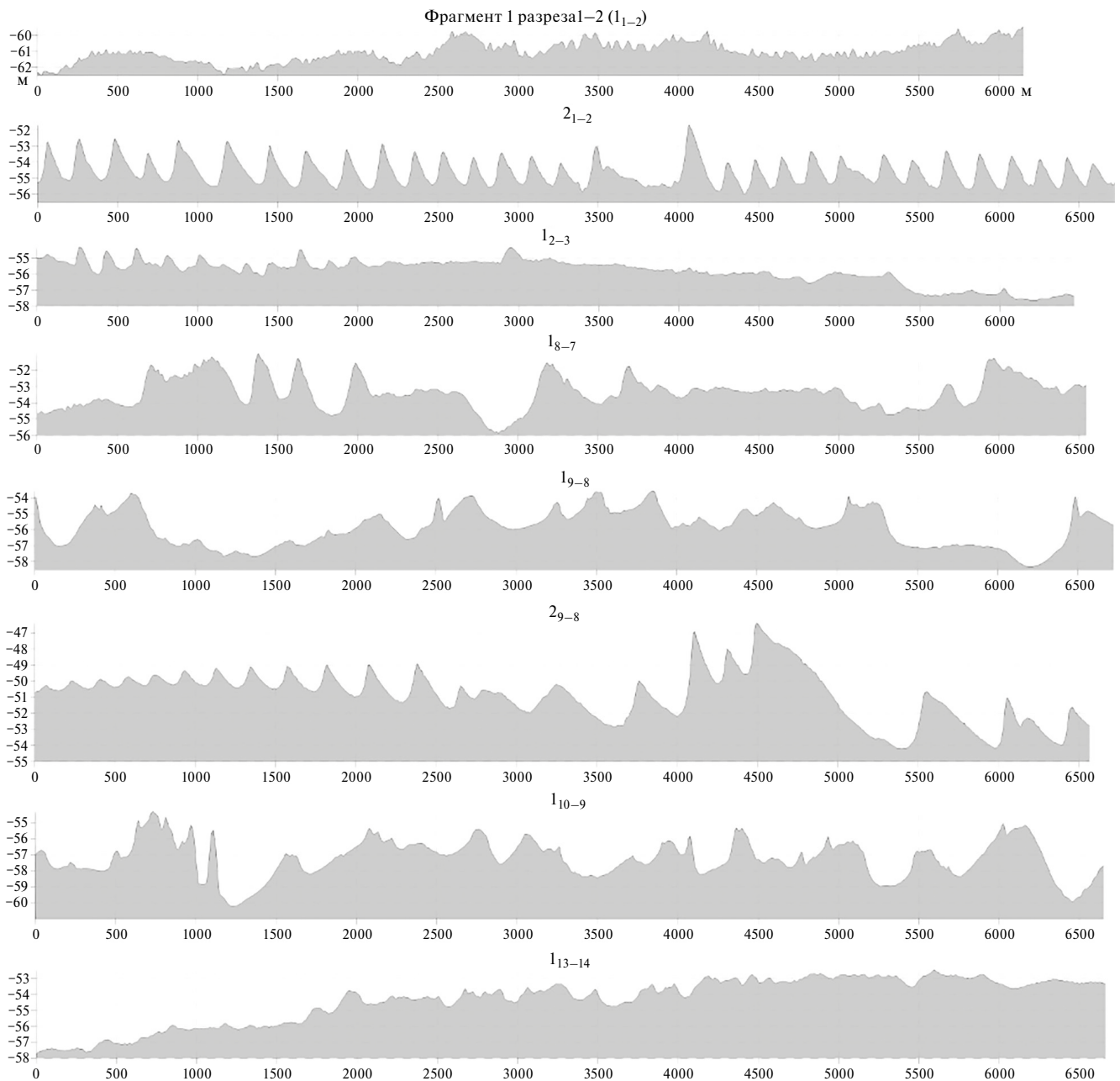


Рис. 3. Детализированные фрагменты профилей (нумерация в соответствии с рис. 2).

построенное по результатам 10 параллельных галсов судна, расположенных на расстоянии 200 м друг от друга. Район полигона (рис. 1) был выбран таким образом, что он западной стороной захватывал область активного распространения песчаных волн, а восточной выходил на границу резкого уменьшения глубины при входе в Поморский пролив.

Кроме того, на рисунке приведены изображения трех одиночных галсов судна, расположенных к северу и югу от полигона и позволяющих оценить направление распространения песчаных волн, используя данные только одного прохода судна.

Основным преимуществом построенного мозаичного изображения является тот факт, что, используя его данные, программным способом (без реального прохождения судна) могут быть построены профили дна вдоль любого желательного направления и таким образом оптимально оценены геометрические параметры исследуемых песчаных волн. На рис. 4 красными линиями обозначены три профиля дна, построенные по полученной цифровой модели рельефа дна в перпендикулярных к направлениям хребтов песчаных волн направлениях. Может быть оценена очевидная разница между разрезом П1 – П1а на рис. 5,

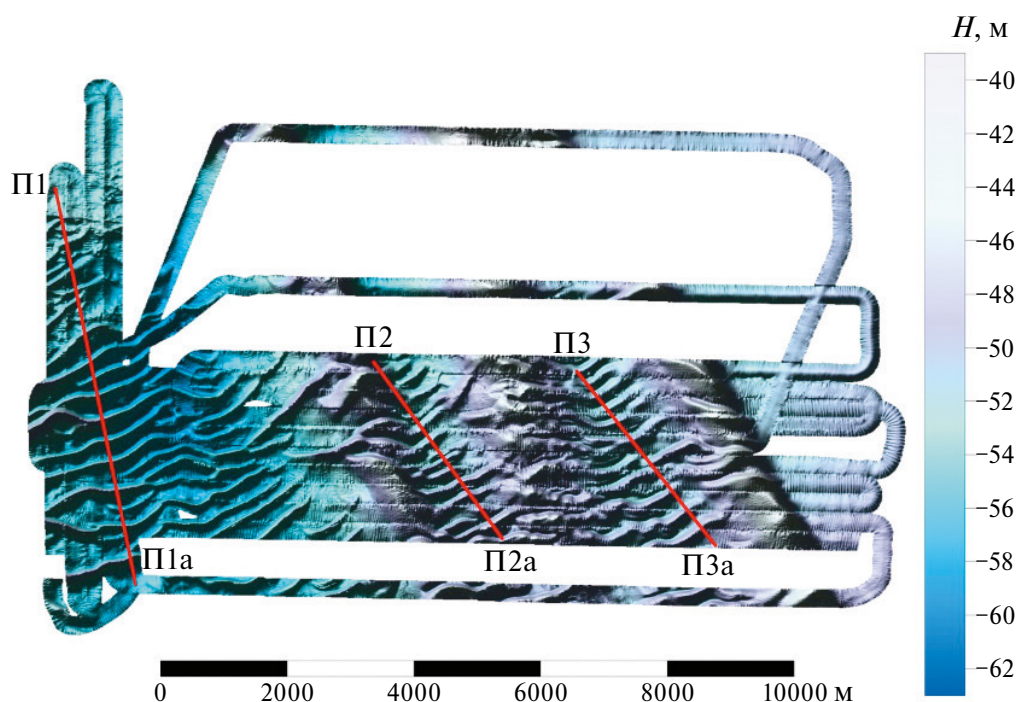


Рис. 4. Мозаичное изображение выделенного на рис. 2 дополнительного полигона.

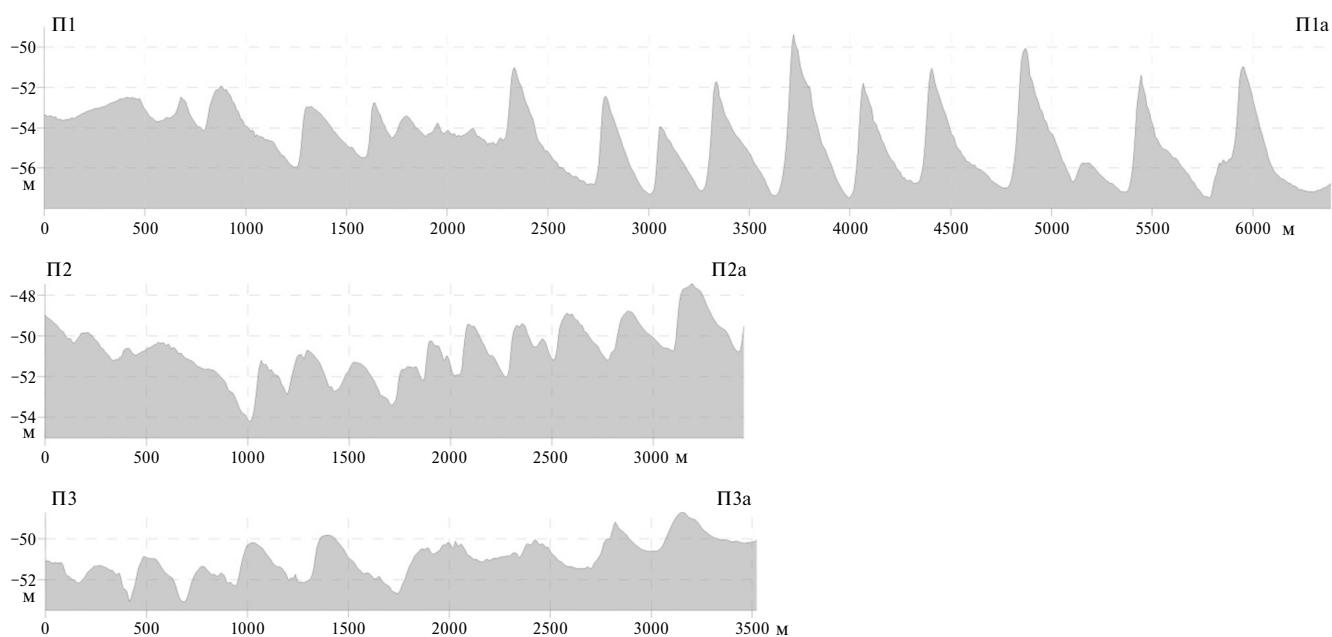


Рис. 5. Выделенные глубинные разрезы на дополнительном полигоне. Нумерация соответствует рис. 4.

расположенном перпендикулярно фронту песчаных волн и показывающем их реальную форму, и профилем l_{13-14} на рис. 2, частично проходящем через тот же район, но на котором форма песчаных волн практически не видна за счет неудачно выбранного первоначального направления.

На рис. 6 с некоторой степенью достоверности ооконтурен участок исследуемой акватории, на котором были обнаружены песчаные волны.

На рис. 6 нанесены экспериментально полученные направления гребней песчаных волн. В рамках гипотезы о том, что при образовании асимметричных аккумулятивных форм главную роль в их образовании играют стационарные придонные течения, и при этом направления гребней волн перпендикулярны преобладающему вектору течений, построена предполагаемая схема придонных стационарных течений

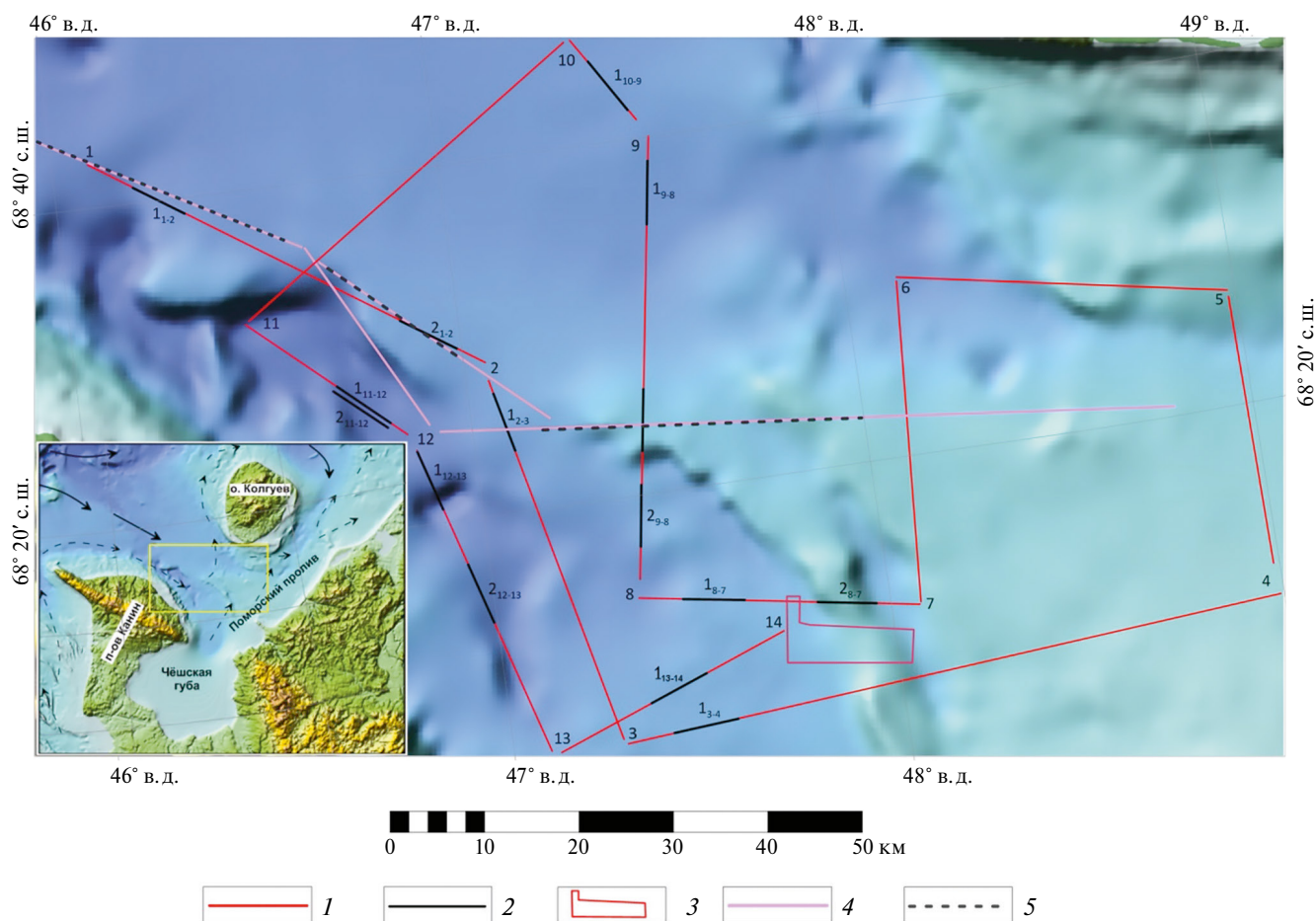


Рис. 6. Карта исследуемой акватории с предполагаемыми направлениями придонных течений: 1 – предполагаемые направления придонных течений; 2 – выявленные направления хребтов песчаных волн; 3 – граница участка асимметричных песчаных волн.

в глубоководной части пролива между п-вом Канин Нос и о. Колгуев.

4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В 51-м рейсе НИС “Академик Борис Петров” (2022 г.) в проливе между п-вом Канин и о. Колгуев было выполнено картирование морского дна в районе, где ранее в экспедициях 2018–2019 гг. было обнаружено поле осадочных песчаных волн, представляющих собой серии аккумулятивных образований разной морфологической выраженности. Типизация выделенных форм в задачи данной работы не входила. Обращая особое внимание на поля асимметричных осадочных волн, происхождение которых, по мнению многих исследователей, связано с наличием стационарных придонных течений, авторами проведена оценка пространственного положения данных форм на площади порядка 10 000 км². На основании оценки форм аккумулятивных образований и пространственной ориентации их осей (гребней) сделана попытка оценки преобладающих направ-

лений придонных течений в указанной акватории. При малом количестве первичных данных о скоростях придонных течений (средние, сезонные и др.) указанная информация представляет очевидный интерес.

Песчаные волны являются активными морфодинамическими элементами, которые как отражают, так и влияют на гидродинамические и седиментационные процессы в различных пространственно-временных масштабах. Для понимания динамики гребней песчаных волн целесообразна повторная съемка на полигоне, показанном на рис. 4.

В целом, полученная информация может оказаться полезной при оценке придонных процессов и возникающих при этом геолого-геоморфологических рисков, что окажется весьма актуальным при активизации научно-исследовательских и инженерно-прикладных работ вдоль трассы Северного морского пути.

Благодарности. Авторы выражают благодарность руководству экспедиции и экипажу НИС

“Академик Борис Петров” за помощь в проведении работ.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках темы государственного задания ИО РАН № FMWE-2024-0019.

Конфликт интересов Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Долотов Ю.С. Процессы рельефообразования и осадконакопления на приливных побережьях мирового океана. М.: Научный мир, 2010. 180 с.
2. Знаменская Н.С. Донные наносы и русловые процессы. Л.: Гидрометеиздат, 1976. 191 с.
3. Левченко О.В., Щербаков Ф.А. Приливно-отливные формы мезорельефа и структура донных осадков восточной части Белого моря (по данным высокоразрешающей сейсмоакустики) // Докл. РАН, серия геология. 2000. Т. 372. № 6. С. 796–800.
4. Лонгинов В.В. Очерки литодинамики океанов. М.: Наука, 1973. 243 с.
5. Никифоров С.Л., Ананьев Р.А., Дмитриевский Н.Н. и др. Осадочные волны юго-восточного шельфа Баренцева моря (п-ов Канин – Чешская губа) // Океанология. 2023. Т. 63. № 4. С. 585–591.
6. Новиков М.А. Применение цифровой модели донных отложений Баренцева моря для анализа загрязнения // Вестник КНЦ РАН. 2018. № 10. С. 204–208.
7. Путанс В.А. Осадочные волны: современное состояние знаний // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 2012. Т. 87. Вып.1. С. 25–37.
8. Marine and River Dune Dynamics – MARID VII, 3–5 April 2023, Rennes, France.
9. Viana A.R., Faugères J.C., Stow D.A.V. Bottom-current-controlled sand deposits – a review of modern shallow-to deep-water environments // Sedimentary Geology. 1998. V. 115. P. 53–80.
10. E.U. Copernicus Marine Service Information, Global Ocean Physics Reanalysis. URL: https://resources.marine.copernicus.eu/productdetail/GLOBAL_REANALYSIS_PHY_001_030 (дата обращения 15.07.2023).

WAVE FORMS OF THE PECHORA SEA BOTTOM RELIEF IN THE STRAIT BETWEEN THE KANIN PENINSULA AND KOLGUYEV ISLAND

N. N. Dmitrevsky^{a, *}, N. V. Libina^{a, **}, E. A. Sukhikh^b

^a Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

^b Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

*e-mail: nnd2008@rambler.ru

**e-mail: lnatvit@mail.ru

During the expeditions of the Institute of Oceanology of the 38th and 41st voyages of the RAS R/V “Akademik Nikolai Strakhov” (2018–2019) in the Pechora Sea between the Kanin Peninsula and Kolguyev Island. Kolguyev revealed a large number of accumulative sandy bottom landforms and characterized a number of their parameters. In 2022 (51st cruise of the R/V “Akademik Boris Petrov”), the study of such relief was continued in order to clarify the area of their development, morphology and dynamics.

Keywords: Arctic, Barents Sea, geomorphology, natural risks, sand waves, bottom currents, bathymetry, tidal currents

УДК 551.21

СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЙ ЭФФЕКТ НОТО ЦУНАМИ (01.01.2024 г.) В УСЛОВИЯХ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА НА ПОБЕРЕЖЬЕ ЯПОНСКОГО МОРЯ

© 2025 г. Н. Г. Разжигаева^{1, *}, Д. Г. Тюняткин¹, Л. А. Ганзей¹, Т. А. Гребенникова¹,
Е. Д. Иванова¹, Ю. Р. Путинцев¹, Ю. Ю. Жабыко², Д. Р. Шпачук^{1, 3}, Е. И. Стасюк³

¹ Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, Россия

² «Приморское УГМС», Владивосток, Россия

³ Дальневосточный региональный научно-исследовательский гидрометеорологический институт,
Владивосток, Россия

* e-mail: nadyar@tigdvo.ru

Поступила в редакцию 19.07.2024 г.

После доработки 30.07.2024 г.

Принята к публикации 22.11.2024 г.

Проведено обследование зоны затопления Ното цунами в бухте Преображения (Восточное Приморье) в конце января и апреле 2024 г. До цунами внутренняя часть бухты начала замерзать, образовался припай, а на акватории — дрейфующий лед. Несмотря на небольшую величину волны и высоту заплеска (20–60 см по результатам тахеометрической съемки), в бухте образовался протяженный покров илов на невзломанном припае и сильно консолидированном льде, а в краевой части — захватывавший берег (от 1.5 до 26 м). Общая протяженность покрова илов 325 м. По льду водотока цунами проникло до 680 м от устья, покров и пятна ила встречены до 250 м. Особенности распространения волны зафиксированы по положению стеблей наземной травы и валиков из зоостеры и обрывков водорослей. Изучены гранулометрический состав илов и биофоссилии (диатомеи и бентосные фораминиферы). Проанализированы изменения структуры осадков и соотношение экологических групп биофоссилий по профилям. Среди диатомей преобладают эпифиты. Бентосные фораминиферы представлены в основном агглютинирующими формами. Источником материала являлись литораль и сублитораль, где шла активная эрозия донных осадков водой, насыщенной льдинами. Обсуждается значение результатов для поиска палеоцунами.

Ключевые слова: заплеск цунами, осадконакопление, эрозия, цунамигенные илы, гранулометрический состав, диатомеи, бентосные фораминиферы, бухта Преображения, юг Дальнего Востока

DOI: 10.31857/S0030157425020112, EDN: DYXVLL

1. ВВЕДЕНИЕ

Цунами, подходящие к побережьям с наличием дрейфующих и паковых льдов, — довольно редкие события, их разрушительная сила при одинаковых величинах заплеска намного превышает воздействие обычных волн цунами на береговую зону, поэтому такие события в умеренных и северных широтах в морских бассейнах с мощным припаем и ледовыми покровами должны привлекать повышенное внимание [5, 6, 26]. В северо-западной части Тихого океана к таким историческим событиям относятся цунами 14.04.1923 г., ярко проявившееся в окрестностях г. Усть-Камчатка (Камчатка, высота заплеска 11 м в районе Усть-Камчатка и до 20 м в районе м. Шубертова) [9, 10, 15, 16, 29, 34], Токачи-Оки цунами

04.03.1952 г. на Восточном Хоккайдо и Тохoku цунами 11.03.2011 г., достигшее в периферийной зоне замерзших бухт Южных Курил [26]. Тохoku цунами, разрушившее ледяной покров в закрытых бухтах о. Шикотан, при незначительных заплесках (1.5–2 м) вызвало сильную эрозию и привело к формированию покровов специфических цунамигенных илов и заиленных песков на низменных заболоченных берегах [12, 31, 32]. Ното цунами, сильнейшее мелкофокусное цунами в Японии после Тохoku цунами [23], также проявилось на побережье Приморья, как цунами, во время которого на побережье и в ближней акватории были ледяные припаи и паковые льды.

Цунами 01.01.2024 г. было вызвано землетрясением (M_{JMA} 7.6; 7:10:22.5 UTC), эпицентр

которого находился на п-ове Ното (префектура Исикава), на глубине 16 км [23]. Землетрясение вызвало косейсмический подъем (до 2–4 м) в северо-западной части п-ова Ното, большое число (316) оползней [35], деформации земной коры на дне Японского моря (сейсмические сдвиги по активным разломам составили 3.2–3.5 м) и сильное цунами, проявившееся на всем западном побережье Японии [23]. Цунами могло быть усилено за счет крупного подводного оползня в заливе Тояма [35]. Высота заплеска составила 3–4 м (города Сузу и Ното), 1–2 м было в г. Тояма и 4–5 м в г. Наоэцу (Naoetsu) (префектура Ниигата); зона затопления достигала 300 м [35]. Цунами вызвало разрушения в префектуре Исикава, а также соседних областях префектур Тояма и Ниигата. Особенно большой ущерб был нанесен поселениям на п-ве Ното (города Сузу, Вадзима, Ното и Анамидзу). В результате землетрясения погибло более 240 человек, 2 человека погибло во время цунами [35]. По наблюдениям Приморского УГМС цунами достигло побережья Приморья в 18:14–19:44 по местному времени (8:14–9:44 UTC), колебания уровня моря были записаны мареографами на 6 постах “Приморского УГМС”. Осадочный покров цунами был сформирован только в закрытой бухте Преображения, где цунами взломало ледяной покров. По данным Центра наблюдения и предупреждения о цунами ФГБУ “Приморское УГМС”, высота волны здесь составила 63 см.

Цель данной работы — выявить особенности осадконакопления при прохождении цунами с небольшой высотой в закрытой акватории с ледяным покровом. Задачи включали измерение величины заплеска в разных частях бухты; выявление следов эрозии; анализ распределения осадков, их структуры; определение видового состава биофоссилий, что позволяет установить, с каких глубин выносился материал, включает ли микрофлору и микрофауну из открытой части моря.

2. РАЙОН РАБОТ

Бухта Преображения расположена в 670 км от эпицентра землетрясения п-ова Ното (Noto Peninsula earthquake). Эта акватория закрытого типа является частью более крупной открытой бухты Соколовская (рис. 1). Пролив довольно узкий (360 м), около входа в бухту расположен небольшой о. Орехова. Бухта разделена небольшими мысами с причалами на две части. В узком месте ее ширина уменьшается до 196 м. Во внутренней части бухты на северном борту есть искусственная дамба. Глубины на выходе из бухты дости-

гают 11–12 м, во внутренней части — до 5–6 м. На дне хорошо выражены два подводных каньона, направленных от устья водотока, от которого идут две ветви стока, огибающих два небольших аккумулятивных островка. Вдоль берегов развит обширная литораль шириной до 100 м, около устья ручья — до 300 м, на осушке около островков хорошо выражены подводные ложбины стока. Во внутренней части бухты берега сильно заболочены, пляжей нет. В вершине бухты вдоль ручья на низких отметках тянется до 500 м низинное ветвиновое болото с участками, занятыми осоковыми сообществами, далее уклоны повышаются, но долина также сильно заболочена вплоть до водораздела на абс. высоте 42 м. В нижнем течении водоток сильно меандрирует. В приустьевой части русло врезано в морские илы и напоминает эстуарий. На дне бухты в приустьевой зоне развиты густые заросли взморника морского (*Zostera marina*) — зостеры. В мористой части бухты на мелководье распространена водоросль ульва продырявленная (*Ulva fenestrata*). В открытой части — бух. Соколовская — есть морские огороды, выращивают ламинарию, морского гребешка. Ледяной покров на акватории бух. Преображения появляется в ноябре и держится до конца марта — начала апреля [8].

3. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Обследование зоны затопления проводилось 25–26 января и 11–12 апреля 2024 г. Во время экспедиций выполнена тахеометрическая съемка береговой зоны и мониторинговые обследования бухты Преображения с помощью беспилотного летательного аппарата (БПЛА) мультироторного типа (GeoScan 401). Тахеометрическая съемка выполнялась электронным тахеометром точного класса (South N3). В процессе съемки визуально по косвенным признакам (наличие водорослей, ила и др.) определялась граница зоны заплеска, по линии которой и располагались точки съемки (рис. 1). Съемка была проведена по обоим берегам верхней части бухты, включая устьевую часть водотока, впадающего в бухту Преображения. Применение БПЛА было обусловлено необходимостью получения общей пространственной информации о произошедшем явлении и его последствиях на изучаемой территории (рис. 1). В результате были получены изображения, послужившие растровой основой для наложения результатов тахеометрии. В процессе обработки данных, полученных с помощью полевых геодезических работ, были проведены картирование

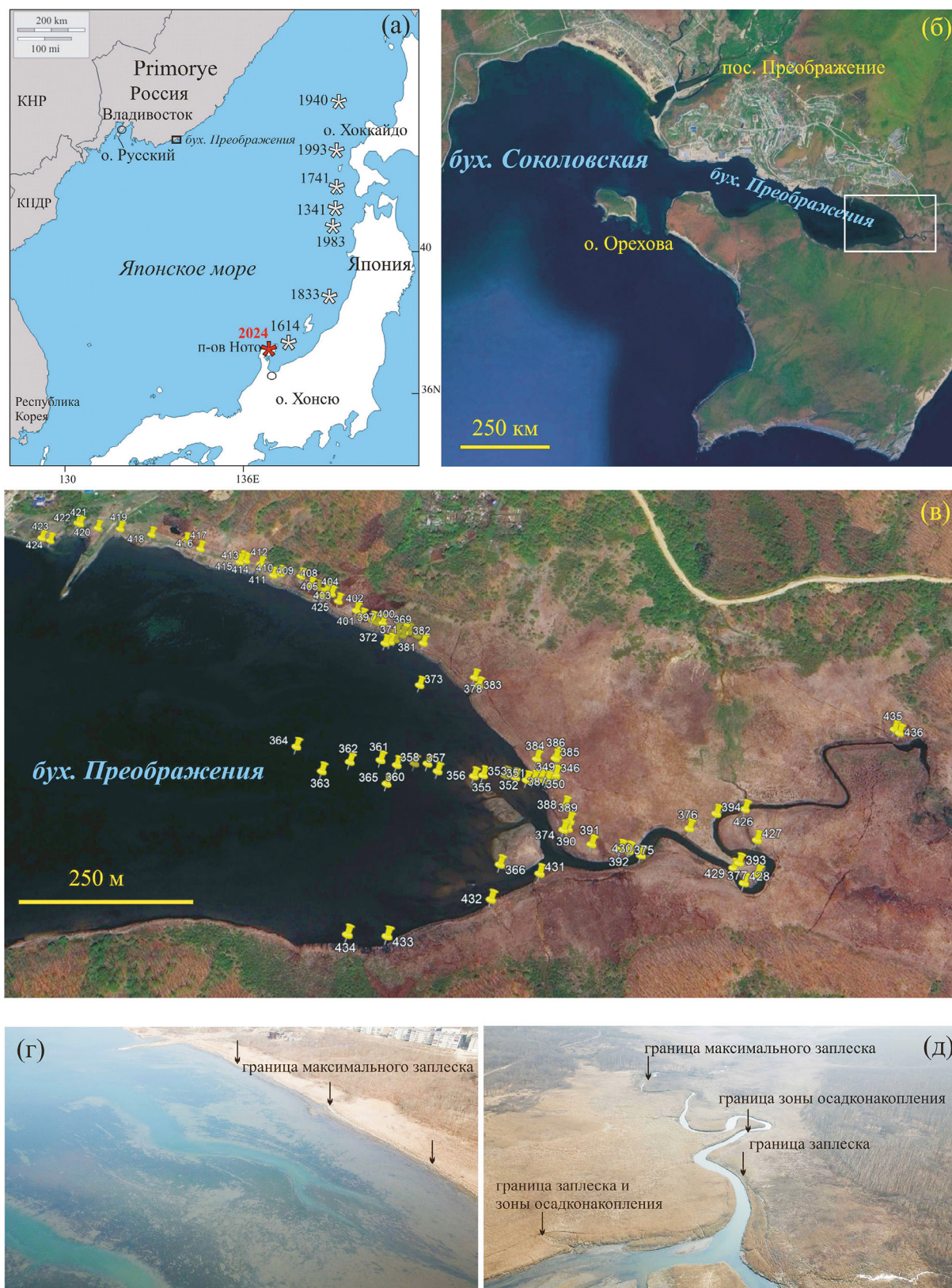


Рис. 1. Район исследований: *а* – положение района работ в Япономорском регионе с очагами исторических цунами; *б* – бухты Соколовская и Преображения с участком, на котором проводилось обследование зоны затопления Ното цунами; *в* – кутовая часть бухты Преображения с точками наблюдений (т. н.) – места отбора осадков и координаты границы заплеска; *г* – северный борт бухты и дно с линейными следами эрозии; *д* – зона затопления цунами по водо-току, стрелками показаны границы зоны осадконакопления и максимального заплеска.

зоны затопления с применением специализированного лицензионного геодезического программного обеспечения и определение координат максимальных отметок проникновения цунами за пределы зоны осадконакопления по всей территории проявления цунами. Таким образом была определена высота и глубина заплеска. Далее высота заплеска скорректирована на средний уровень моря с учетом приливо-отливных колебаний.

В январе пробы осадка отбирались в вершине бухты: 1) по профилю, пересекающему вкрест зону затопления цунами, включая припай с покровом осадков и льдинами и берег до уровня максимального заплеска; 2) в верхней части зоны затопления на северном борту; 3) по замерзшему руслу водотока до максимального распространения льдин, вынесенных цунами (рис. 1). В апреле работы проводились на побережье после того, как ледовый покров и припай растаяли. Более широко обследована зона затопления на северном и южном берегу кутовой части бухты и вдоль русла водотока с описанием распространения и отбором осадков в разных частях зоны заплеска. В январе отобрано 32, в апреле — 23 пробы цунамигенных осадков и 2 пробы ила с литорали. Выполнены гранулометрический анализ цунамигенных илов на седиентографе Analysette 22 (ЦКП ТИГ ДВО РАН). Анализ 2 проб песков сделан на ситах с шагом γ . Микропалеонтологические исследования включали диатомовый и фораминиферовый анализы, выполненные для проб, отобранных в январе. Фораминиферы определялись также в илах с верхней литорали. Анализы выполнялись по стандартным методикам. Определены концентрации створок диатомей и раковин бентосных фораминифер. Экологические предпочтения диатомей приведены согласно [14, 18, 27]. Для определения бентосных фораминифер использовались рабо-

ты [17, 22, 28, 37]. Также определен видовой состав моллюсков, водорослей и зоостеры.

4. РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Проявление цунами, величина заплеска. До цунами внутренняя часть акватории бухты (кутовая часть) наполовину была покрыта льдом, к востоку от дамбы была большая полынья, вероятно, образовавшаяся в отлив, наблюдался дрейфующий лед, в количестве 2 баллов, состоящий из темного ниласа, до 5 см толщиной, различной сплоченности. У берегов в восточной части бухты был развит припай из серо-белого льда (толщиной 15–30 см) (рис. 2а). Цунами вскрыло и раздробило лед (о чем свидетельствует космоснимок за 06.01.2024 г.), припай сохранился только в вершине бухты (около устья водотока и остался более широким по южному борту) (рис. 2б). Количество дрейфующего льда уменьшилось до 1 балла, в связи с частичным выносом льда на берег. В восточной части бухты наблюдался дрейфующий очень сплоченный лед, состоящий из темного ниласа и мелкобитого серо-белого льда (от 2 до 20 м), сплоченность которого составила 9–10 баллов, быстро превратившийся в припай.

По данным автоматического пункта цунами (АП) “Преображение” Центра наблюдения и предупреждения о цунами ФГБУ “Приморское УГМС”, высота волны цунами составила 0.63 м, размах колебаний уровня моря 0.42–0.34 м наблюдался в бухте около суток, далее пошел на спад.

В январе зона затопления (рис. 3а, б) хорошо маркировалась по обломкам льдин и покрову темно-серого ила с обилием зоостеры и единичными обрывками водоросли *Ulva fenestrata*. Встречались льдины с вмержшей зоостерой и вмержшим илом (мощность до 5–6 см), вынесенные с верхней сублиторали (мористого края осушки) (т. н. 20/365, 22/368) (рис. 3в, г). Размер льдин достигал 2–3 м.



Рис 2. Изменение ледовой обстановки: а — до (01.01.2024 г., 02:01 UTC) и б — после Ното цунами (6.01.2024 г., 02:01 UTC). Ледовая обстановка — по данным ДВ Центра ФНБУ “НИЦ Планета”.

Протяженность поля илов составила 325 м, большая часть лежала на припае. Вглубь суши волна проникла до 10–12 м, в кутовой части — до 23 м, а по льду реки распространилась до 680 м: льдины и осадок встречены на расстоянии 250 м от устья (рис. 3д, е), а зостера обнаружена на мосту и в 3 м выше по течению (рис. 3м). Суммарный горизонтальный заплеск цунами от кромки припая (обра-

зованного в том числе и за счет сплоченного льда) до максимального проникновения по реке был около 1 км. Вертикальный заплеск по данным тахеометрической съемки составил 20–60 см. В мористой части зоны заплеска на припае цунами-генный ил, принесенный в начале цунами, был покрыт слоем чистого льда, что свидетельствует о повторном затоплении припая на расстояние



Рис. 3. Зона затопления Ното цунами в бух. Преобразования (*а–е* — в январе, *жс–м* — в апреле 2024 г.): *а* — кутовая часть бухты, покров илов и льдины на припае; *б* — осадочный покров и перекрывающий лед в зоне затопления; *в* — перевернутая льдина с вмержшим осадком; *г* — на переднем плане льдина с обилием вмержшей зостеры; *д* — льдины, вынесенные цунами в устье водотока; *е* — зона затопления с льдинами и пятнами ила по руслу водотока; *жс* — зона затопления на северном борту бухты с покровом и пятнами ила, лежащая трава показывает направление прямого и обратного потоков; *з* — покров ила на траве около уреза; *и* — пятно ила на месте растаявшей льдины; *к* — следы водоворота, направленного против часовой стрелки; *д* — зона затопления на южном борту бухты; *м* — граница максимального заплеска около моста через водоток (т. н. 436).

до 270 м (рис. 3б). В апреле, после того, как ледовый покров растаял, зона затопления также хорошо выделялась (рис. 3ж–л). Валики из zostеры хорошо маркируют линию максимального заплеска. На южном борту есть участки берега, где количество валиков достигает 3–4, что показывает линии заплесков, возникшие при многократных колебаниях уровня воды в бухте. На бортах бухты горизонтальный заплеск был до 8–9 м. На северном борту по валику zostеры хорошо выделяются фестоны (5 × 10 м) и отдельные “языки” заплеска (до 10–12 м) вглубь суши. Зона проникновения воды в некоторых местах на 2–3 м дальше зоны осадконакопления, трава здесь покрыта тонкой пленкой ила.

По положению травы хорошо восстанавливаются направления прямого и обратного потока (рис. 3ж), по северному борту бухты за дамбой хорошо видны следы водоворотов (диаметром до 2–3 м) — трава направлена против часовой стрелки (рис. 3л). По периметру таких “кругов” залегает мат zostеры с участием *Ulva fenestrata*, в центре лежит покров ила. В центре бухты в приустьевой зоне водотока трава наклонена по направлению прямого потока. Выше по течению реки хорошо выделяются места, где шел и прямой, и обратный поток — стебли вейника направлены то вверх, то вниз относительно течения водотока. Такие участки показывают, что поток морской воды выходил за пределы замерзшего русла на поворотах.

Распределение осадков, следы эрозии. В январе на льду обнаружен сплошной покров осадков (рис. 3а), мощность, как правило, была 5–8 мм, максимальная (1–1.5 см) отмечена на припае в 210–280 м вглубь зоны затопления (у берега) (т. н. 5/350–11/356). В мористой части заплеска слой осадка был 3–5 мм и местами отмечена только пленка ила. На берегу в вершине бухты т. н. 1/347, 2/348 осадок, выпавший из воды, покрывал льдины (слой 5–8 мм) и был обнаружен на траве (пленка 3–4 мм). На отдельных льдинах обнаружен осадок (мощностью до 5–6 см), который был вмержшим в лед до цунами и перенесен с льдинами (рис. 3в). На льду реки слой ила (до 5–8 мм) встречен на расстоянии 250 м от устья, до большого меандра (рис. 1).

В апреле после таяния льда покров ила сохранился фрагментарно, на большей части зоны затопления сухой осадок лежал пятнами на траве или образовывал пленку на листьях (рис. 3ж, з). Зона осадконакопления протягивалась по периметру кутовой части бухты от дамбы на северном берегу до устья водотока и далее распространялась до 600 м на южном борту, доходя до участ-

ка берега, где близко подходит крутой склон. К западу от дамбы следы заплеска были только в небольшой карманной бухточке (т. н. 55/423, 56/424), где в 10–12 м от берега встречен мат из zostеры, а на контакте с осушкой на поверхности торфяника около уступа размыва (высотой 50 см) обнаружено два пятна песка (4 × 1.5 м, мощностью 3–5 см) с дресвой, щебнем и раковинами моллюсков. Встречены моллюски, обитающие в приливно-отливной зоне на песчаных осушках: субтропическо-низкобореальный *Ruditapes philippinarum*, *Protothaca euglypta*, *Musulista senhousia*, а также *Littorina* sp. Первые три вида теплолюбные, бухта Преображения находится около северной границы их распространения.

Мощность слоя ила в зоне затопления, как правило, составляла от 1–3 до 5 мм, максимальную толщину (до 1–1.5 см) осадок имел в пониженных участках болота (ложбинах стока) и в покрове вблизи дамбы. Местами встречались пятна ила, оставшиеся после таяния льдин и сохранившие проекцию их поверхности (рис. 3и). Возможно, мозаичность осадочного покрова на контакте литорали и берега также образовалась после таяния льдин. На островке в устье реки местоположение растаявших льдин фиксируется по скоплению zostеры.

При небольшой высоте волны взлом и дробление ледяного покрова многократно усилили эрозию донных осадков. На снимках с воздуха хорошо видно, что на дне выделяются полосы, лишенные водной растительности, направленные к вершине бухты. Скорее всего, эти борозды образовались при дроблении ледяного покрова и выносе льдин в вершину бухты на сплоченный лед и остатки припая.

Следы эрозии на суше встречались редко. На северном борту найдены небольшие углубления (50 × 100 см, глубиной до 20 см), ориентированные параллельно берегу, возможно, оставленные обратным потоком с льдинами. Местами поверхность зоны затопления сильно бугристая, что свидетельствует о высокой турбулентности потока.

Гранулометрический состав цунамигенных илов довольно однородный. Преобладает мелкий алеврит (46–77%), примесь пелитовых частиц составляет 19–36%, причем есть частицы < 1 мкм (до 4.6% на максимуме заплеска по северному борту), мелкого песка — как правило < 3% (рис. 4). Более высокая примесь песка (5–14%) отмечена в осадках на льдинах, в осадках, оставшихся после таяния льдин около устья, и в осадках южного борта, где идет подача склонового материала

и донные осадки включают большую примесь песчаных фракций. Кривые распределения имеют одну хорошо выраженную моду (25–36 мкм) и асимметричное “плечо” за счет существенной примеси пелитовых фракций (рис. 4а). За счет большого количества тонкозернистой примеси коэффициенты асимметрии положительные. В редких случаях состав бимодальный и полимодальный — на кривых, помимо основной, выделяются моды 3.5–4 мкм и 90–115 мкм (рис. 4б, в). Илы с бимодальными кривыми встречаются в покрове в мористой части заплеска (в 100–140 м от начала заплеска на припае (т. н. 14/359–16/361) и в зоне с максимальной толщиной покрова (т. н. 5/350, 9/354), где дольше стояла вода и больше примесь частиц < 5 мкм (до 24%). Ил с полимодальными кривыми распределения обнаружен на льдинах на берегу в приустьевой зоне (т. н. 2/347) и в покрове на южном борту (т. н. 58/432), где примеси относительно крупных фракций выше. Наиболее сортированный материал встречен у границы зоны осадконакопления на льду водотока (рис. 4г). На северном борту ближе к посел-

ку в осадках цунами встречается дресва (до 2 см) и уголь. Вмерзший до цунами в льдины ил отличается по гранулометрическому составу. Здесь отмечено наиболее высокое содержание пелита (до 54%), и особенно частиц < 5 мкм (40%), кривая распределения бимодальная, моды 20–30 и 2–3 мкм (т. н. 20/365). Осадок на осушке имеет такую же структуру, как и цунамигенные илы (рис. 4д, е). Такой же состав имеет и вмерзший в льдину осадок в т. н. 27/373, по-видимому, перенесенный с верхней сублиторали.

Распределение гранулометрических характеристик илов по профилю от кромки припая к берегу отличается (рис. 4) от закономерностей, обычно наблюдаемых для покровов цунамигенных отложений, где типично утоньшение размерности материала вглубь суши [20, 25], хотя такая закономерность не всегда ясно проявляется [19]. Ширина зоны затопления в бух. Преображения значительная, но здесь не было типичной дифференциации частиц. Мода и средний размер зерен осадка мало меняются по профилю, минимумы отмечены в 100, 140 м от начала заплеска (14/359,

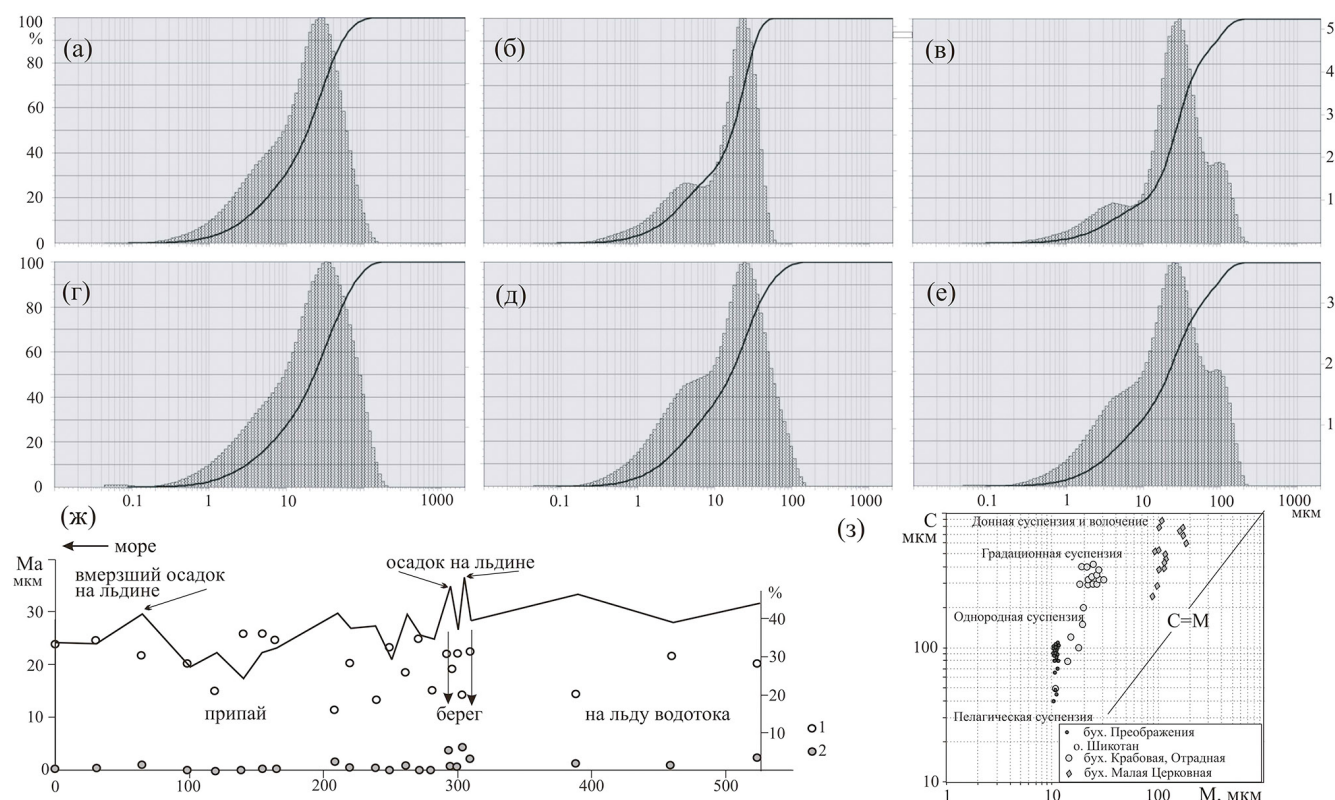


Рис. 4. Гранулометрические характеристики цунамигенных осадков в бух. Преображения: а–е — типичные гранулометрические кривые распределения и кумулятивные кривые; а–в цунамигенные илы, покров на припае и берегу бухты; г — цунамигенный ил на границе зоны осадконакопления на льду водотока; д–е — осадки литорали; ж — изменение среднего размера частиц (Ма), содержания фракций пелита и мелкого песка по профилю на припае (т. н. 364–350), зоне затопления на берегу (т. н. 349–346) и на льду водотока (т. н. 375–377). Содержания фракций: 1 — < 10 мкм, 2 — 100–250 мкм; з — диаграмма Пассега для цунамигенных илов бух. Преображения (Ното цунами, 2024 г.) и закрытых бухт о. Шикотан (Тохоку цунами, 2011 г.).

16/361), ближе к берегу (т.н. 3/348, 6/351, 7/252) крупность материала несколько возрастает. Более тонкий материал смывался с льдин и осаждался на поверхности припая, а более крупный с льдинами попал в зону максимального заплеска. Возможно, вода поступала и по трещинам среди сильно сплоченного льда вблизи берега и могла выносить более крупные частицы. Даже при транзите обломочного материала вместе с льдинами по замерзшему руслу водотока у границы зоны осадконакопления не отмечено утоньшение материала, наоборот примесь песка здесь несколько увеличена (3%). Сортировка материала меняется без закономерностей, что связано с высокой турбулентностью потока. На диаграмме Р. Пассега точки, отвечающие цунамигенным илам бух. Преображения, попадают в поле однородной суспензии (рис. 4з), в отличие от илов, образованных после прохождения Тохоку цунами в закрытых бухтах о. Шикотан, где была примесь более грубого материала, поступавшего с узких пляжей [12, 32].

Диатомовые водоросли. В осадках цунами обнаружено 205 таксонов диатомей, включающих 102 обитателя литоральной зоны моря, 13 пелагических и 91 вид пресноводных диатомей, поступающих в море с речным стоком (рис. 5). Створки сильно изломаны, что обычно характерно для сильных цунами с высокими заплесками [21]. Концентрация варьирует от 1.9 до 31.1×10^6 створок/г, максимальная зафиксирована в осадках, отобранных на льду водотока (пробы 29/375, 30/376), и в зоне максимального заплеска (32/378), минимальная – в линзе осадка, вмержшего в льдину, вынесенную с верхней сублиторали (20/365). Морские диатомеи представлены бентосными (до 97%) и планктонными видами (до 20%). По отношению к солености выделяются: морские (48 таксонов), солоноватоводно-морские (9), солоноватоводные (38), солоноватоводно-пресноводные (17). Большая часть видов малочисленны (< 2%) и только 11 видов более обильны. В осадках преобладают бентосные солоноватоводные виды (70–84%). Доминируют широко распространенные в поверхностных осадках прибрежной зоны залива Петра Великого (на глубинах до 22 м) эпифиты *Cocconeis scutellum* (до 59.6%), *C. scutellum* var. *parva* (до 22.3%). Субдоминантами (обычно < 10%) являются часто населяющие макрофиты морского побережья и соленые воды речных эстуариев *Gomphonema exiguum* var. *minutissimum*, *Gomphonemopsis exigua*, *Tryblionella punctata* [14, 18, 27]. Среди морских видов преобладают бентосный *Cocconeis costata* (до 8.6%), населяющий камни и пески на глубинах с 0.3–0.5 м

и обитающий до глубин 10 м [14]; планктонный *Paralia sulcata* (до 6%); часто населяющие камни и пески, макрофиты *Rhoicosphenia marina* (до 4%), *Ardissonea formosa*, *Amphora proteus*, *Navicula directa*, присутствует обрастатель льда *Pseudogomphonema kamtschaticum* (до 3% т. н. 5/350) [1, 14]. Встречаются фрагменты пелагических диатомей: северобореального *Coscinodiscus* aff. *oculus-iridis*, южнобореальных *C. asteromphalus*, *Thalassionema nitzschioides* и арктобореального *Thalassiosira gravida*. В составе солоноватоводно-пресноводных значительной численности достигают *Tabularia fasciculata* (до 8.1%), *T. tabulata* (до 4.7%), обитающие в приустьевой зоне. Пресноводные виды разнообразны, но встречаются в малых количествах, их суммарное содержание менее 20%. Наиболее часто встречаются озерно-реофильные *Staurosira venter*, *Staurosirella pinnata*, *Stauroforma exiguiformis*, виды родов *Navicula*, *Nitzschia*. Присутствуют озерно-болотные виды родов *Pinnularia*, *Eunotia*. В осадках, вмержших в лед (20/365; 27/373), в обилии встречена *Gomphonema exiguum* var. *minutissimum* (14.2%) и отмечено высокое содержание планктонного *Paralia sulcata* (до 15.4%). Здесь более часто встречаются фрагменты пелагических видов (*Coscinodiscus oculus-iridis*, *Thalassiosira eccentrica*, *T. gravida*, *Actinocyclus curvatulus*).

Можно выделить некоторые закономерности распределения видов в зоне затопления. На профиле в кутовой части бухты (т. н. 2/347–19/365) (рис. 5), в мористой части заплеска на припаяе, (11/356, 18/363, 17/362, 15/360) концентрация диатомей низкая (6.7–8.4 млн/г). Содержание морских видов 13.1–23.8%, доля пресноводных видов < 7%. В начале зоны заплеска (19/264) особенно высока доля эпифитов, доминантами являются *Cocconeis scutellum* (54.7%), *C. scutellum* var. *parva* (до 22.3%). В точках у берега (2/347, 3/348, 4/349, 5/350, 6/351, 7/352, 9/354, 10/355) концентрация диатомей выше (13.1–25.3 млн/г), особенно на участке, где стояла вода (т. н. 7/352) и на максимуме заплеска (32/378). Содержание морских видов снижается (10.1–14.5%), за исключением т. н. 3/348, где доминирует планктонный *Paralia sulcata* (14.3%). Содержание более мелких створок пресноводных диатомей увеличивается около границы зоны осадконакопления (до 16.5% т. н. 1/346–2/347).

На профиле на северном борту бухты (т. н. 22/368–26/372) также более высокая концентрация диатомей (19.2 млн/г) отмечена в осадке на максимальном заплеске (т. н. 22/368), в других пробах – 4–7 млн/г. Доля морских снижается в осадках вглубь суши от 15.4 до < 10%, солонова-

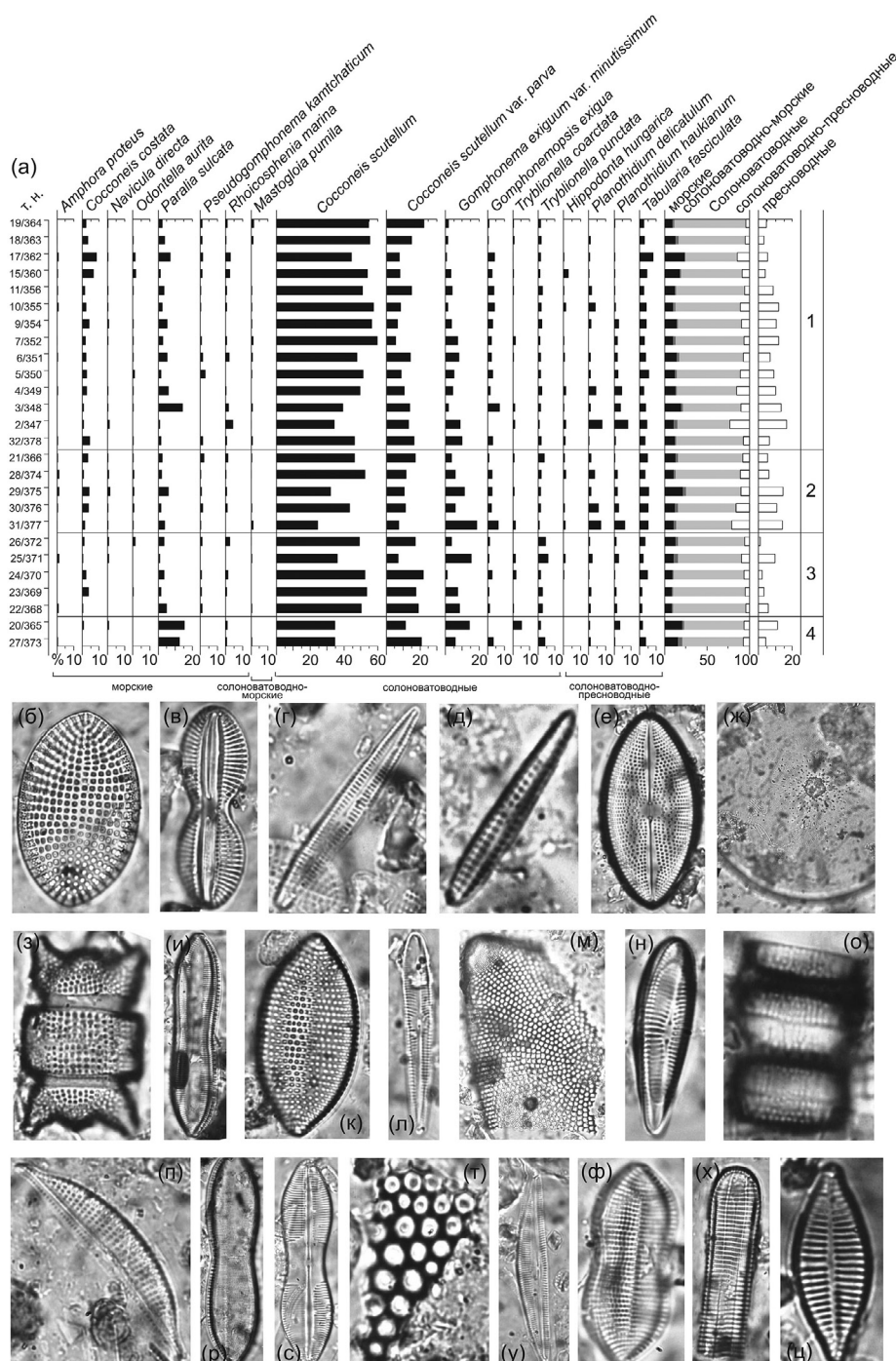


Рис. 5. Преобладающие виды диатомовых водорослей в осадках Ното цунами в бух. Преобразования: а – 1 – профиль вкост зоны затопления к берегу, 2 – профиль от приустьевой зоны по льду водотока, 3 – профиль на северном борту бухты, 4 – в осадках, перенесенных льдинами с литорали. Фото отдельных видов диатомей: б – *Cocconeis scutellum* Ehrenberg (27×18 мкм); в – *Diploneis interrupta* (Kützing) Cleve (42×18 мкм); г – *Gomphonemopsis exigua* (Kützing) Medlin (48×5.8 мкм); д – *Gomphonema exiguum* var. *minutissimum* Grunow (11×2 мкм); е – *Petroneis granulata* D.G. Mann (50×26 мкм); ж – *Hyalodiscus subtilis* Bailey (132×132 мкм); з – *Odontella aurita* (Lyngbye) Agardh (32×12 мкм); и – *Tryblionella acuminata* W. Smith (72×12 мкм); к – *Tryblionella punctata* W. Smith (40×20 мкм); л – *Pseudogomphonema kamtschaticum* (Grunow) Medlin (48×5.8 мкм); м – *Trigonium caelatum* (Janisch) Mann (118 мкм); н – *Rhoicosphenia marina* (Kützing) M. Schmidt (26×7.5 мкм); о – *Paralia sulcata* (Ehrenberg) Kützing (13×24 мкм, колония); п – *Halamphora coffeiformis* (Agardh) Levkov (42×14 мкм); р – *Tryblionella plana* (Smith) Pelletan (119×30 мкм); с – *Pinnularia quadratarea* var. *constricta* (Østrup) Heiden (45×14 мкм); т – *Coscinodiscus oculus-iris* (Ehrenberg) Ehrenberg (14×10 мкм, фрагмент); у – *Cymbella angusta* (Gregory) Gusliakov (49×9 мкм); ф – *Tryblionella coarctata* (Grunow) D.G. Mann (32×12 мкм); х – *Ardissonaea formosa* (Hantzsch) Grunow (50×13 мкм, фрагмент); ц – *Planolithidium delicatulum* (Kützing) Round & Bukhtiyarova (Kützing) Round & Bukhtiyarova (22×8 мкм).

товодно-пресноводных < 6%, пресноводных диатомей < 6%, практически отсутствуют болотные виды родов *Eunotia*, *Pinnularia*.

На профиле по льду реки (т. н. 21/366, 28/374, 29/375, 30/376, 31/377) выделены две зоны, отличающиеся составом доминирующих видов и соотношением групп диатомей. На припае в приустьевой зоне (т. н. 28/374 и 21/366) концентрация диатомей невысокая (6.4–10 млн/г). Содержание солоноватоводных видов до 76.3%. Доля морских не превышает 13%, участие солоноватоводно-морских до 1.7%, солоноватоводно-пресноводных видов < 8%, наиболее заметного содержания (до 3%) достигают *Tabularia fasciculata*, *Planothidium delicatulum*. Содержание пресноводных диатомей < 5.4%. В т. н. 29/375, 30/376, 31/377, удаленных от берега моря вглубь суши, концентрация диатомей повышается (20–31 млн/г). Содержание бентосных солоноватоводных диатомей ниже (63.7–68.3%). Наиболее высокое содержание морских видов отмечено в т. н. 29/375 (22%), чаще встречаются пелагические диатомеи. Отмечено более высокое участие солоноватоводно-морских диатомей (*Mastogloia pumila*, *Melosira moniliformis*, *Halamphora coffeiformis* — до 3%). Доля солоноватоводно-пресноводных увеличивается от 10 до 20.9% у границы зоны осадконакопления (т. н. 29/375, 31/377). Найдены эвригалинные *Tabularia fasciculata*, *Planothidium hauckianum*, *P. delicatulum* (по 6–7%), населяющие разные субстраты в прибойной зоне на глубинах с 3–5 м [14]. Содержание пресноводных диатомей в этих точках более высокое — 14.3%. Здесь же обнаружено наиболее высокое содержание планктонных видов (8.7%). Такое распределение групп диатомей и концентрации створок указывает на существование транзитной зоны (т. н. 21/366 и 28/374) и зоны

разгрузки более мелких створок (до 10–20 мкм) у излучины реки (т. н. 29/375, 30/376, 31/377).

Учитывая, что основная масса диатомей, обнаруженных в цунамигенных осадках, представлена видами-эпифитами, можно предположить, что волна цунами захватывала материал с глубины не более 5 м, т.е. со дна внутренней части бухты. До этой глубины на побережье Японского моря произрастает наибольшее число водных растений [13]. Источником пресноводных диатомей также являются морские осадки, в которые они поступают с речным стоком. В этом отличие от крупных цунами, вызывающих сильную эрозию континентальных разнофациальных толщ в зоне затопления [21] или проходящих через пресноводные водоемы, в которых захватывается вода и материал донных осадков.

Бентосные фораминиферы. В осадках обнаружено 18 видов бентосных фораминифер, относящихся к 15 родам; 6 видов являются секреторными (известковыми) формами, 12 — агглютинирующими (песчанистыми) (табл. 1). В образцах отмечаются многочисленные остатки водорослей, панцири мелких рачков, оболочки семян наземной растительности, иногда раковины остракод. Известковые раковины, в основном плохой сохранности, стенки раковин очень хрупкие, со следами разной степени растворения. Это может свидетельствовать об агрессивной среде по отношению к карбонатным компонентам осадка. Раковины агглютинирующих видов хорошо сохранились. Общая численность раковин варьирует от 1 до 409 экз/10 г, количество видов в отдельных пробах меняется от 1 до 11 (рис. 6).

Во всех комплексах доминируют представители агглютинирующих родов *Ammobaculites*,

Таблица 1. Виды бентосных фораминифер, найденных в цунамигенных илах бух. Преображения

Секреторные формы	Агглютинирующие формы
<i>Ammonia beccarii</i> (Linnaeus)	<i>Ammobaculites exiguus</i> Cushman & Brönnimann
<i>Criboelphidium etigoense</i> (Husezima et Maruhasi)	<i>Ammotium cassis</i> (Parker)
<i>Criboelphidium kusiroense</i> (Asano)	<i>Cribrostomoides jeffreysi</i> (Williamson)
<i>Cribrononion incertum</i> (Williamson)	<i>Cuneata arctica</i> (Brady)
<i>Elphidium excavatum</i> (Terquem)	<i>Eggerella advena</i> Cushman
<i>Retroelphidium subclavatum</i> (Gudina)	<i>Jadammina macrescens</i> (Brady)
	<i>Miliammina fusca</i> (Brady)
	<i>Reophax curtus</i> Cushman
	<i>Textularia torquata</i> Parker
	<i>Trochammina inflata</i> (Montagu)
	<i>Trochammina japonica</i> Ishiwada
	<i>Trochammina voluta</i> Saidova

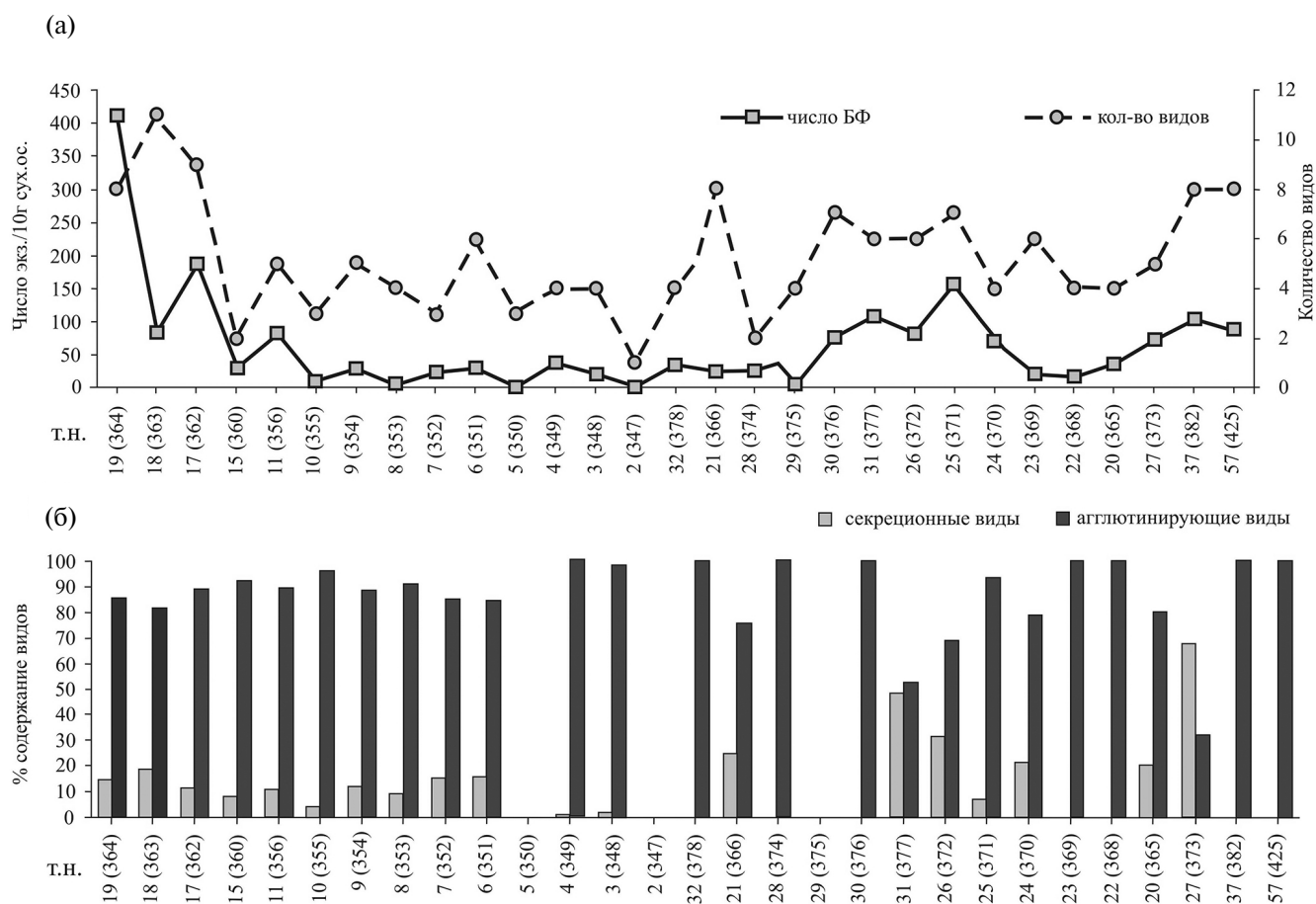


Рис. 6. Соотношение общего и относительного содержания видов бентосных фораминифер (а) и процентное соотношение секреторных и агглютинирующих форм (б) в цунамигенных илах и осадках осушки бух. Преображения

Trochammina, *Jadammina*, *Miliammina*. Большинство выделенных фораминифер относятся к мелководным формам, обитающим в прибрежной зоне в условиях незначительного опреснения [17, 30]. Такими являются *Jadammina macrescens*, *Ammobaculites exiguus*, обитающие при пониженной или неустойчивой солености; *Miliammina fusca*, *Ammotium cassis*, типичные для литорали и верхней сублиторали, и эвригалинный секреторный вид *Ammonia beccarii* [17, 30]. Наиболее обильными в осадках являются представители рода *Trochammina*, обитающие на глубинах от 0.5 до 30 м повсеместно, главным образом, в бореальных областях [2]. В осадках обнаружены также *Reophax curtus*, *Cuneata arctica*, *Eggerella advena*, характерные для более глубоких обстановок — литорали и внутреннего шельфа (глубина местообитания от 5 до 100 м). Глубины более 5 м есть и в восточной части бух. Преображения, в западной части глубины достигают 12 м.

Секреторные формы присутствуют, как правило, в небольших количествах, в некоторых образцах их нет. Большинство относятся к сублиторальным, шельфовым видам. Формы

Criboelphidium etigoense, *Criboelphidium kusiroense*, *Cribrononion incertum*, *Elphidium excavatum*, встречающиеся на глубинах от 0.5 до 72 м в зал. Петра Великого, могут обитать и на литорали. На двух т. н. (4/349, 21/366) обнаружены единичные экземпляры *Retroelphidium subclavatum*, шельфового вида, имеющего широкое распространение от 5 до 122 м.

Наиболее высокая численность и наибольшее разнообразие видов отмечены в мористой части зоны заплеска, здесь же встречено больше секреторных форм (до 27%) (рис. 4). У границы зоны осадконакопления на льду реки также несколько увеличивается численность раковин.

В целом, состав бентосных фораминифер в цунамигенных илах близок к ассоциации в осадках верхней части литорали в кутовой части бухты, но в осадках литорали нет секреторных форм. В илах, вмержших в льдины и вынесенных, вероятно, с верхней сублиторали, количество секреторных видов достигает 67%.

Цунамигенные илы: значение для идентификации палеоцунами. Изучение состава осадков современных цунами важно для понимания

особенностей осадконакопления и выделения цунамигенных фаций при поисках следов палеоцунами, изучение которых проводится для определения масштабов и частоты проявления этих событий в прошлом [20, 24]. Такие исследования необходимы для продления рядов сильных событий, оценки цунамиопасности побережья и возможных рисков. Очаги наиболее сильных цунами, достигающие берегов Приморья, расположены в восточной части Японского моря около Японских островов [36], поэтому реконструкции палеоцунами на побережье Приморья представляют большой интерес для межрегиональных корреляций сильных событий. На побережье Восточного Приморья, как правило, высокие заплески наблюдались при цунами, имевших очаги, расположенные около о. Хоккайдо [11]. Предполагается, что такую же локализацию имели и источники палеоцунами [3]. Заплески цунами от землетрясений с эпицентрами в юго-восточной части моря незначительные [7]. Следы цунами от южных источников обнаружены только на побережье бух. Триозерье — предположительно следы цунами 1026 г. [4], и на о. Русский в закрытой бухте Спокойная [33].

Обычно в закрытых бухтах Приморья вертикальные и горизонтальные заплески цунами ниже, чем на открытом побережье. В бух. Преображения во время цунами 1983 г. повышение уровня воды было на 1.2 м, в то время как в бух. Соколовской — на 3.0 м; в 1993 г. — до 1.5 м [11]. При небольших заплесках осадочные покровы обычно не образуются [20]. Главным фактором, который определил формирование покрова цунамигенных илов в кутовой части бух. Преображения, было наличие ледяного покрова и припая. Волны цунами взломали лед, что вызвало при высоте волны 63 см эрозию дна на мелководье, насыщение воды большим количеством льда и взвеси и образование протяженного покрова осадков. После таяния льда на акватории большая часть покрова цунамигенных илов исчезла. Обследование берега в апреле показало, что сохранилась узкая полоса с пятнами осадка, окаймляющая берег в кутовой части бухты (шириной до 8–10 м). По-видимому, поиск осадков палеоцунами в таких бухтах следует проводить на расстоянии первых десятков метров от уреза. В таких условиях можно найти следы цунами, имевшими невысокие заплески, и наиболее опасные для этих широт ледовые цунами. Одним из признаков прохождения цунами со льдом является плохая сохранность створок диатомей при небольших параметрах заплеска.

5. ВЫВОДЫ

Ното цунами, проявившееся в бух. Преображения как цунами со льдом, несмотря на небольшую величину волны, оставило протяженный покров ила от края припая к вершине бухты на 325 м (в том числе до 23 м по суше) и по замерзшему руслу водотока до 250 м. Граница максимального заплеска на льду водотока намного превышала зону осадконакопления (на 430 м). Разгрузка материала здесь произошла перед барьером на излучине водотока. Далее выносились только стебли zostеры. В кутовой части бухты линия максимального заплеска лишь на 2–3 м превышала зону с покровом илов.

В осадках преобладают мелкоалевритовые фракции и много пелита, структура мало меняется по простирацию, более тонкий материал осаждался на участке, где стояла вода в центральной части зоны затопления на припаяе, более крупный выносился с льдинами и попадал в удаленную часть зоны заплеска.

Гранулометрический состав и биофоссилии свидетельствуют, что основной источник осадка находился на литорали и сублиторали, где дно активно эродировалось льдинами. Возможно, поступление воды и взвешенного материала происходило по трещинам и в зоне сильно сплоченного ледяного покрова у границы невзломанного припая. Основная масса диатомей представлена эпифитами, которые населяли густые заросли zostеры, сильно пострадавшие при подходе волны. На наиболее удаленной части заплеска на льду водотока происходила дифференциация створок, наиболее мелкие выпали у границы зоны осадконакопления. Количество морских видов снижается по мере продвижения вглубь зоны затопления, пресноводных становится больше. Их источником также были донные илы, в которые они попадали с речным стоком. В составе бентосных фораминифер в мористой части заплеска больше секретионных видов, состав их в цунамигенных илах близок к составу вмерзшегося ила, перенесенного льдинами с верхней сублиторали. Наличие более глубоководных форм свидетельствует, что эрозия дна могла происходить и на глубинах более 5 м.

Несмотря на то, что большая часть покрова цунамигенных илов, залегающих на припаяе, исчезла весной и вряд ли будет сохранен маломощный слой ила в разрезах торфяников, изучение проявления и осадков Ното цунами на континентальном побережье имеет большое значение. Это пример цунами со льдом, опасность которого намного возрастает за счет большой эродирующей

способности волн. Ното цунами показало, что большой риск для замерзающих бухт Южного Восточного Приморья связан с цунами, происходящими в зимний период, в том числе и имеющих очаги в юго-восточной части Японского моря.

Благодарности. Авторы выражают благодарность А.А. Часову, принимавшему участие в исследованиях, и А.М. Лебедеву за определение раковин моллюсков.

Финансирование работы. Работа выполнена при финансовой поддержке в рамках темы государственного задания ТИГ ДВО РАН 125021302113-3.

Конфликт интересов. Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Данные по параметрам заплеска цунами могут быть предоставлены по запросу.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Веркулич С.З., Пушина З.В., Дорожкина М.В. и др. Характеристика природных условий формирования отложений интерстадиала (МИС 3) острова Кинг Джордж (западная Антарктика) на основе изучения ископаемых диатомовых комплексов // Проблемы Арктики и Антарктики. 2015. № 4. С. 109–119.
2. Вопросы биогеографии и экологии фораминифер / Отв. ред. чл.-кор. АН БССР А.В. Фурсенко. Новосибирск: Наука, 1973. 224 с.
3. Ганзей Л.А., Разжигаяева Н.Г., Нишимура Ю. и др. Проявление палеоцунами в позднем голоцене на побережье бухты Триозерье, Японское море // Успехи современного естествознания. 2016. № 8. С. 166–172.
4. Ганзей Л.А., Разжигаяева Н.Г., Нишимура Ю. и др. Осадки исторических и палеоцунами на побережье Восточного Приморья // Тихоокеанская геология. 2015. № 1. С. 79–95.
5. Гусяков В.К., Махинов А.Н. Масштабный природный катаклизм (оползень и цунами) 11 декабря 2018 года в Бурейском водохранилище // Геодинамика, геомеханика и геофизика. Материалы XIX Всероссийской конференции. Новосибирск: ИНГиГ СО РАН, 2019. С. 213–215.
6. Кайстренко В.М., Шевченко Г.В., Ивельская Т.Н. Проявление цунами Тохoku 11 марта 2011 года на Российском тихоокеанском побережье // Вопросы инженерной сейсмологии. 2011. Т. 38. № 1. С. 41–64.
7. Куркин А.А., Пелиновский Е.Н., Чой Б.Х., Ли Д.С. Сравнительная оценка цунамиопасности Япономорского побережья России на основе численного моделирования // Океанология. 2004. Т. 44. № 2. С. 179–188.
8. Лоция северо-западного берега Японского моря. 1984. 319 с.
9. Пинегина Т.К. Новые данные об Усть-Камчатском землетрясении 14 апреля 1923 г. по результатам палеосейсмологических исследований // Материалы XXVI ежегодной научной конференции, посвященной Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский, 2023. С. 100–103.
10. Пинегина Т.К., Кожурин А.И., Пономарева В.В. Оценка сейсмической и цунамиопасности для поселка Усть-Камчатск (Камчатка) по данным палеосейсмологических исследований // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012. № 1. Вып. 19. С. 138–159.
11. Полякова А.М. Цунами в Приморье 26 мая 1983 года и его последствия. Владивосток: ТОИ ДВНЦ СССР, 1988. 40 с.
12. Разжигаяева Н.Г., Ганзей Л.А., Гребенникова Т.А. и др. Осадки Тохoku цунами 11 марта 2011 года на Южных Курилах: состав и биофоссилии // Океанология. 2014. Т. 54. № 3. С. 406–418.
13. Растения и животные Японского моря: краткий атлас-определитель. Владивосток: ДВГУ, 2007. 488 с.
14. Рябушко Л.И. Диатомовые водоросли (Bacillariophyta) залива Восток Японского моря. Биота и среда заповедников Дальнего Востока // Biodiversity and Environment of Far East Reserves. 2014. № 2. С. 4–17.
15. Соловьев С.Л. Основные данные о цунами на Тихоокеанском побережье СССР, 1737–1976 гг. // Изучение цунами в открытом океане. М.: Наука, 1978. С. 61–128.
16. Соловьев С.Л., Ферчев М.Д. Сводка данных о цунами в СССР // Бюл. совета по сейсмологии. Проблема цунами. 1961. № 9. С. 23–55.
17. Фораминиферы дальневосточных морей СССР / А.В. Фурсенко, Т.С. Троицкая, Л.К. Левчук и др.; отв. ред. д-р г.-м. наук В.И. Гудина. Новосибирск: Наука, 1979. 398 с.
18. Цой И.Б., Моисеенко И.А. Кремнистые микроводоросли в поверхностных осадках залива Петра Великого и прилегающей части Японской котловины // Вестн. ДВО РАН. 2013. № 6. С. 180–188.
19. Chiba T., Nishimura Y. Tsunami deposits associated with the 1983 Nihonkai-Chubu earthquake tsunami in coastal forests near Happon Town, Akita Prefecture, Japan // Earth, Planets and Space. 2022. V. 74. P. 133.
20. Dawson A.G., Shi S. Tsunami deposits // Pure Appl. Geophys. 2000. V. 157. P. 875–897.
21. Dura T., Hemphill-Haley E. Diatoms in tsunami deposits // Geological Records of Tsunamis and Other Extreme Waves. Amsterdam: Elsevier, 2020. P. 291–322.
22. Foraminifera Database. <https://foraminifera.eu/> (дата обращения 03.07.2024 г.)
23. Fujii Y., Satake K. Slip distribution of the 2024 Noto Peninsula earthquake (M JMA 7.6) estimated from tsunami waveforms and GNSS data // Earth, Planets and Space. 2024. V. 76. P. 44.

24. Goto K., Ishizawa T., Ebina Y. et al. Ten years after the 2011 Tohoku-oki earthquake and tsunami: Geological and environmental effects and implications for disaster policy changes // *Earth Sci Rev.* 2021. V. 212. P. 103417.
25. Goto T., Satake K., Sugai T. et al. Historical tsunami and storm deposits during the last five centuries on the Sanriku coast // *Japan Marine Geology.* 2015. V. 367. P. 105–117.
26. Kaistrenko V., Razjigaeva N., Kharlamov A., Shishkin A. Manifestation of the 2011 Great Tohoku tsunami on the Kuril Island coast: Tsunami with Ice // *Pure and Applied Geoph.* 2013. V. 170. № 6–8. P. 1103–1114.
27. Krammer K., Lange-Bertalot H. *Bacillariophyceae. Teil 1. Naviculaceae.* Jena: VEB Gustav Fischer Verlag, 1986. 876 p.
28. Loeblich Jr. A.R., Tappan H. *Foraminiferal genera and their classification.* Van Nostrand Reinhold, New York, 1988. 869 p.
29. Minoura K., Gusiakov V., Kurbatov A. et al. Tsunami sedimentation associated with the 1923 Kamchatka earthquake // *Sedimentary Geology.* 1996. V. 106. № 1–2. P. 145–154.
30. Murray J.W. *Ecology and Applications of Benthic Foraminifera.* Cambridge: Cambridge University Press, 2006. 426 p.
31. Razjigaeva N.G., Ganzey L.A., Grebennikova T.A. et al. Coastal sedimentation associated with the Tohoku tsunami of 11 March 2011 in South Kuril Islands, NW Pacific Ocean // *Pure and Applied Geoph.* 2013. V. 170. № 6–8. P. 1081–1102.
32. Razjigaeva N.G., Ganzey L.A., Grebennikova T.A. et al. The Tohoku Tsunami of 11 March 2011: The Key Event to Understanding Tsunami Sedimentation on the Coasts of Closed Bays of the Lesser Kuril Islands // *Pure Applied Geoph.* 2014. V. 171. № 12. P. 3307–3328.
33. Razjigaeva N.G., Ganzey L.A., Grebennikova T.A. et al. Historical tsunami records on Russian Island, the Sea of Japan // *Pure and Applied Geophysics.* 2018. V. 175. № 4. P. 1507–1523.
34. Salaree A., Okal E.A. The “Tsunami Earthquake” of 13 April 1923 in Northern Kamchatka: Seismological and Hydrodynamic Investigations // *Pure and Applied Geoph.* 2018. V. 175. P. 1257–1285.
35. Suppasri A., Kitamura M., Alexander D. et al. The 2024 Noto Peninsula Earthquake: Preliminary observations and lessons to be learned // *International J. of Disaster Risk Reduction.* 2024. V. 110. P. 104611.
36. The historical tsunami database. National Geographical data center.
<http://www.ngdc.noaa.gov/hazard/tsu.shtml> (дата обращения 04.07.2024 г.).
37. The World Foraminifera Database.
<https://www.marinespecies.org/foraminifera/> (дата обращения 03.07.2024 г.).

SEDIMENTOLOGICAL EFFECT OF NOTO TSUNAMI IN THE CONDITIONS OF ICE COVER ON THE COAST OF THE JAPAN SEA

N. G. Razjigaeva^{a, *}, D. G. Tyunyatkin^a, L. A. Ganzey^a, T. A. Grebennikova^a,
E. D. Ivanova^a, Yu. P. Putintsev^a, Yu. Yu. Zhabyko^b, D. R. Shpachuk^{a, c},
E. I. Stasyuk^c

^a Pacific Geographical Institute FEB RAS, Vladivostok, Russia

^b “Primorskoe UGMS”, Vladivostok, Russia

^c Far East Regional Hydrometeorological Research Institute, Vladivostok, Russia

* e-mail: nadyar@tigdvo.ru

The Noto tsunami inundation zone was surveyed in the field in Preobrazheniye Bay (Eastern Primorye) in late January and April 2024. Before the tsunami, the inner part of the bay began to freeze, forming fast ice and drift ice. Despite the low wave height and run-up (20–60 cm according to the results of tacheometric survey), an extensive silt-pelitic mud sheet was formed in the bay on unbroken fast ice and strongly consolidated ice, and covered the shore in the head of the bay (from 1.5 to 26 m). The total length of the silt sheet was 325 m. The tsunami penetrated along the frozen stream up to 680 m from the mouth, and the mud sheet and patches were encountered up to 250 m. Features of wave propagation were recorded by the position of grass blades, *Zostera* rollers and algal scraps. The grain size composition of mud and biofossils (diatoms and benthic foraminifera) were studied. Changes in grain size and ecological groups of biofossils along the profiles were analyzed. Epi-phytes predominate among the diatoms. Benthic foraminifera are mainly represented by agglutinating forms. The source of the material was the littoral and sublittoral, where active erosion of bottom sediments by water saturated with ice floes took place. The implications of the results for paleotsunami searches are discussed.

Keywords: tsunami run-up, sedimentation, erosion, tsunami mud, grain size, diatoms, benthic foraminifera, Preobrazheniye Bay, southern Far East

УДК 550.83:551.242.24(267)

СТРУКТУРНЫЙ ПАРАГЕНЕЗ СДВИГОВОЙ ЗОНЫ ВНУТРИПЛИТНОЙ ДЕФОРМАЦИИ В ЦЕНТРАЛЬНО-ИНДИЙСКОЙ КОТЛОВИНЕ

© 2025 г. О. В. Левченко^{1,*}, А. В. Тевелев², Ю. Г. Маринова¹, И. А. Веклич¹¹ Институт океанологии им. П.П. Ширшова, РАН, Москва, Россия² Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

*e-mail: olevses@mail.ru

Поступила в редакцию 07.05.2024 г.

После доработки 28.05.2024 г.

Принята к публикации 22.11.2024 г.

Батиметрическая съемка с многолучевым эхолотом в 42-м рейсе НИС “Академик Борис Петров” и рейсе SO258/2 НИС “Зонне” подтвердила мозаично-блоковую структуру области внутриплитной деформации в Центральной котловине Индийского океана. Она состоит из множества изометричных деформированных тектонических блоков. От них своей морфологией резко отличается линейный блок на 0.2–0.6° ю.ш., который в плане имеет вид ветки. Он представляет собой систему разномасштабных структурных элементов (складок, разрывов), которые составляют структурный парагенез, сформированный в механической обстановке правосторонней транспрессии, и частично могут интерпретироваться в рамках модели Риделя.

Ключевые слова: Индийский океан, Центральная котловина, внутриплитная деформация, тектонический блок, транспрессия, взброс, складка

DOI: 10.31857/S0030157425020127, EDN: DZCGPN

1. ВВЕДЕНИЕ

Глубоководные котловины Мирового океана характеризуются обычно ровным субгоризонтальным дном, над поверхностью которого возвышаются редкие одиночные подводные горы. Такое строение обусловлено тектонической пассивностью интерьера океанических литосферных плит вдали от их границ, где расположены глубоководные котловины [4, 14]. Из этой общей картины выпадает Центральная котловина Индийского океана, в северной части которой отмечена необычно высокая тектоническая активность (рис. 1). Здесь находится область самой высокой океанической внутриплитной сейсмичности с магнитудой землетрясений до $M = 8$ [17]. О высокой молодой тектонической активности свидетельствует и аномально высокий тепловой поток с измеренными значениями в 2–4 раза выше фоновых для древней океанической литосферы мелового возраста [26, 34]. Непрерывное сейсмическое профилирование (НСП) выявило в этой области интенсивные складчато-разрывные деформации осадочного чехла и базальтового фундамента, которые образуют большие неровности дна [9, 34]. Ком-

плекс наблюдаемых уникальных тектонических структур, характеризующихся выразительными геофизическими аномалиями, делает область внутриплитной деформации индоокеанской литосферы (ВДИОЛ) в Центральной котловине одной из самых деформированных зон в Мировом океане.

Хотя ВДИОЛ изучается достаточно давно [1, 9, 10, 16, 18–20, 25, 27, 28, 30, 31, 34 и др.], ее строение пока детально не выявлено, а природа до сих пор остается дискуссионной. Во многом это объясняется тем, что основные натурные геолого-геофизические исследования ВДИОЛ были выполнены в конце прошлого века в рейсах научно-исследовательских судов, которые проводились здесь регулярно в 1970–1980-е гг., что подчеркивают ссылки в списке литературы. Основным методом в них было непрерывное сейсмическое профилирование (НСП) с достаточно мощным пневмоисточником, по данным которого и изучались внутриплитные деформации осадочного чехла мощностью несколько километров и подстилающего его базальтового фундамента в океанической коре спрединговой природы.

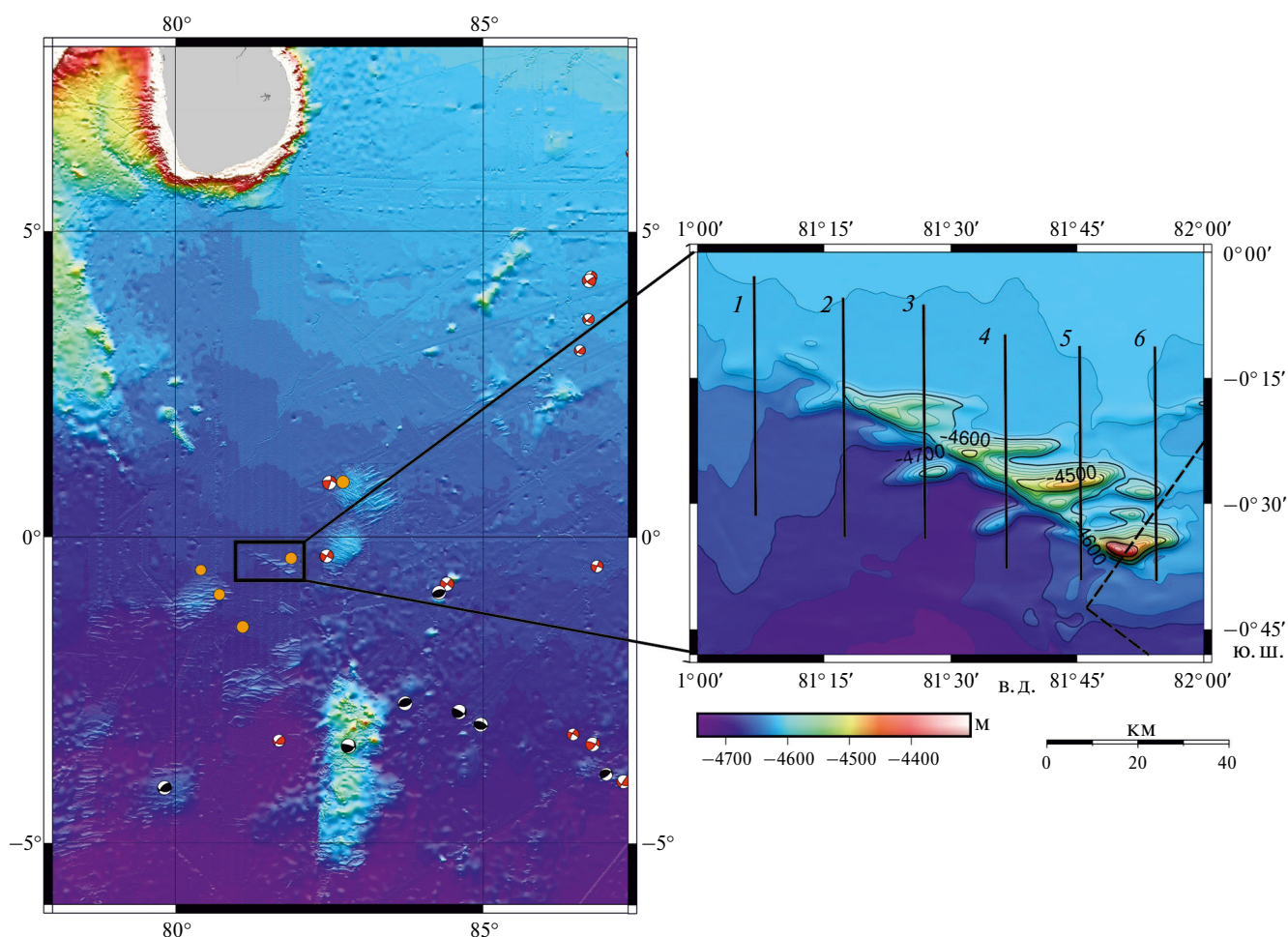


Рис. 1. Карта рельефа дна Центральной котловины Индийского океана с механизмами очагов землетрясений (черно-белые — надвиг, красно-белые — сдвиг, оранжевые — механизм не определен) по [33]. Во врезке — полигон “Ветка”. Черные сплошные линии — сейсмические профили рейса SO258/2 НИС “Зонне”, черный пунктир — профиль НСП 22 рейса НИС “Профессор Штокман”.

Это сейсмическое профилирование показало, что местами фундамент вместе с покрывающими осадками “выжат” вверх с образованием больших поднятий высотой до 1–2 км и размерами до 100–200 км, которые осложнены множеством разломов и складок амплитудой десятки-сотни метров [1, 10, 18–20, 25, 27, 28, 31, 34]. Глубоководное бурение установило, что эти разломы и складки имеют возраст около 8 млн лет, т.е. позднемiocеновый, что определяет время начала внутриплитной деформации индоокеанской литосферы [21]. Также предполагалось, что эта деформация частично началась раньше ~ 14–15 млн лет назад [28]. Геолого-геофизические данные в области ВДИОЛ, собранные к началу 90-х гг. прошлого века, результаты их обработки и интерпретации обобщены и проанализированы в монографии *Intraplate deformation in the Central Indian Ocean Basin* [27].

На основании редких профилей НСП и низкодетаельных спутниковых измерений поля

силы тяжести, ранее предположили, что из-за меридионального напряжения сжатия внутри Индо-Австралийской плиты в результате континентальной коллизии Индии с Евразией кора Центральной котловины подверглась короблению (buckling) с образованием серии протяженных сопряженных широтных гряд и впадин [34]. Подобная длинноволновая регулярная складчатость литосферы в области внутриплитной деформации в Центральной котловине была получена в упрощенных моделях этого процесса [16, 29]. Океаническая литосфера Центрально-Индийской котловины аппроксимировалась однородной тонкой эластичной пластиной, в которой в результате меридионального горизонтального сжатия образуются длиннопериодные складки — “хребты и трог” — субширотного простирания. Такие представления о гофрированной структуре литосферы области ВДИОЛ были обусловлены существовавшими тогда взглядами

о простом строении дна глубоководных котловин Мирового океана [4, 14], что было связано с их слабой изученностью и низкой детальностью региональных геофизических данных в конце прошлого столетия. Эти первые схематичные представления о тектонической структуре и латеральном распределении деформированных поднятий в области внутриплитной деформации в Центрально-Индийской котловине лежат в основе большинства последующих исследований [16, 18–20, 28 и др.] и сохраняются до настоящего времени [например, 25].

Однако первая же детальная геофизическая съемка в 31-м рейсе НИС “Дмитрий Менделеев” в 1984 г. внесла коррективы в эти представления. Было установлено, что исследованный сильно деформированный тектонический блок в районе 4° ю.ш. и 80° в.д. имеет изометричную форму ромба, ограниченного со всех сторон разломами двух генераций [5, 7, 31]. С запада и востока он ограничен древними меридиональными палеотрансформами — Индрани вдоль 79° в.д. и безымянным вдоль 80.5° в.д., а с севера и юга — сериями кулисных субширотных молодых позднемиоценовых разломов. Вместо гофрированной структуры области ВДИОЛ, создаваемой серией протяженных широтных поднятий и впадин, была предложена мозаично-блоковая структура области внутриплитной деформации, создаваемая хаотично распределенными изометричными деформированными тектоническими блоками [5, 7]. Вначале предположили, что и все другие деформированные тектонические блоки, на которых в то время не было площадной геофизической съемки, ограничены подобными разломами двух генераций. Физическое моделирование компрессионной деформации Индо-Австралийской плиты в процессе континентальной коллизии Индостана с Евразией показало, что именно таким образом плита деформируется при наличии в ее теле меридиональных ослабленных зон трансформных разломов [15]. Выполненная позже в 22-м рейсе НИС “Профессор Штокман” (1989 г.) геофизическая съемка на трех полигонах в Центральной котловине подтвердила изометричную форму индивидуальных деформированных поднятий и мозаичное распространение таких тектонических блоков [10, 27]. Одновременно эта съемка показала, что эти блоки отличаются друг от друга по морфологии и имеют очень индивидуальное тектоническое строение [1]. Стало понятно, что разработанная нами мозаично-блоковая структура намного сложнее, чем предполагалось, и для ее подробной расшифровки необходимы детальные

полигонные геофизические съемки на каждом деформированном тектоническом блоке в области ВДИОЛ. К сожалению, эти планы в то время не удалось осуществить, так как после 1990 г. рейсы Института океанологии в Индийский океан прекратились.

Возобновить эти исследования удалось частично только в 2017 г. при участии авторов статьи. Зимой, после длительного перерыва, геофизические исследования в Центральной котловине Индийского океана были выполнены в перегонном из Китая в Россию 42-м рейсе НИС “Академик Борис Петров” [11]. Тогда детальная геофизическая съемка была выполнена на двух полигонах. Позже, летом, комплексная геофизическая съемка была выполнена на большом участке ВДИОЛ в рейсе SO258/2 ИС “Зонне” в Центральной котловине Индийского океана [12]. Сплошной батиметрической съемкой с многолучевым эхолотом “мультибимом” было детально закартировано дно котловины в полосе от 6° с.ш. до 3.5° ю.ш. и от 81° до 84 в.д., где расположено несколько деформированных тектонических блоков. Новая детальная карта рельефа дна, построенная по результатам батиметрической съемки с многолучевым эхолотом, однозначно показала четко мозаичное распределение в Центральной котловине именно изометричных поднятий [8], а не рисовавшихся ранее протяженных широтных хребтов [16, 32, 34]. Однако эта первоначальная схема сопряженных широтных гряд и впадин до сих пор принимается многими исследователями, что делает актуальной нашу статью. В данной работе рассматриваются результаты съемки в рейсе SO258/2 на нетипичном линейном деформированном тектоническом блоке в районе 0.5° ю.ш. (рис. 1), который резко отличается морфологией и характером деформации от всех других изометричных тектонических блоков овально-ромбовидной формы.

2. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Непрерывная геофизическая съемка в рейсе SO258/2 НИС “Зонне”, включавшая многолучевую батиметрию, сейсмоакустическое профилирование, магнитометрию и гравиметрию, выполнялась по всему маршруту судна на скорости 10–13 узлов [12]. В полосе от 6° с.ш. до 3.5° ю.ш. и от 81° до 84° в.д. было выполнено восемь меридиональных профилей протяженностью по 600 миль в коридоре шириной около 140 км, два СЗ–ЮВ профиля (по 250 миль), два ЮЗ–СВ профиля (по 100 миль) и несколько коротких

связующих профилей. Шесть из восьми меридиональных профилей пересекли рассматриваемый нетипичный линейный тектонический блок ВДИОЛ (рис. 1).

Батиметрическая съемка дна в рейсе выполнялась судовым глубоководным многолучевым эхолотом Kongsberg EM122, оснащенным антенной размером 16×8 м, в которой осуществлялась фокусировка до 288 лучей. Продольная и поперечная ширина луча составляла 0.5° и 1.0° , угол обзора — 140° . Это обеспечило высокую плотность и разрешающую способность данных, большую ширину покрытия в полосе с шестью глубинами воды (до 30 км).

Сейсмоакустическая съемка проводилась судовым узколучевым параметрическим профилографом Atlas Parasound DS3 (P70). Он излучает акустические сигналы мощностью 70 кВт, что обеспечивает максимальную глубину проникновения до 200 м в слабоконсолидированных отложениях. В рейсе SO258/2 проникновение не превышало 100 м при частоте сигнала 4 кГц.

Для того, чтобы охарактеризовать строение всего осадочного разреза, использовались результаты непрерывного сейсмопрофилирования с пневмоисточниками, которые ранее были получены в этом районе в 22-м рейсе НИС “Профессор Штокман” [1, 10] и др. [19, 25, 27].

Данные многолучевого эхолота были обработаны в программе GenericMappingTools, визуализация проводилась в программах GlobalMapper 22, GoldenSoftwareSurfer 21. Сейсмоакустические данные обрабатывались в программном пакете RadExPro 2019, интерпретация — в KingdomSoftware 2017. Архивные данные НСП, зарегистрированные в аналоговом виде, интерпретировались в программе CorelDRAW. При переводе временных сейсмических разрезов в глубинные использовались значения скоростей звука в осадках, измеренные в скв. 717 ODP (Ocean Drilling Program) [22].

3. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Выполненное ранее в рейсах Института океанологии РАН непрерывное сейсмическое профилирование выявило строение осадочного чехла мощностью 2.5–3 км в исследованном районе Центральной котловины [1, 10, 27]. НСП с мощным пневмоисточником показало, что осадки и фундамент нарушены выразительными конформными складчато-разрывными нарушениями, характерными для всей области ВДИОЛ [27, 30]. На рис. 2 приведен фраг-

мент одного из профилей НСП, пересекающий рассматриваемый в статье линейный тектонический блок “Ветка”, который был выполнен с менее мощным пневмоисточником. На нем четко видны выделенные нами тектонические нарушения в верхнем слое осадочного чехла мощностью до 1 км. Так же четко проявляются: структурное несогласие “А”, маркирующее главную фазу внутриплитной деформации в позднем миоцене (~ 8 млн лет); раннеплиоценовое несогласие “АА” (4.0–3.5 млн лет) в подошве слабо деформированного позднеплиоцен–четвертичного комплекса, перекрывающего деформированный позднемиоценовый–раннеплиоценовый комплекс [1].

Изученный нетипичный для ВДИОЛ линейный тектонический блок (холмистая возвышенность с сильно расчлененным рельефом дна) в плане имеет вид лестницы или ветки (рис. 3а). Северный борт всей структуры приподнят на 70–80 м относительно южного вдоль узкой протяженной гряды ВЮВ (120°) простирания высотой более 100 м. К ней по всей длине примыкает серия коротких субширотных гряд, самые крупные из которых расположены примерно эквидистантно (7–10 км). Эти регулярные короткие гряды четко проявляются в северном блоке, где имеют ту же высоту более 100 м. В южном блоке сформирована собственная система гряд, практически независимая от северной системы. Эта новая карта кардинально отличается от прежней, на которой вместо серии небольших широтных складок показаны три большие широтные гряды [2, 27] и нет никаких признаков косого присдвигового хребта.

Максимальная глубина проникновения сигнала на сейсмических профилях не превышает 100 м (рис. 3б). В этом интервале глубин волновая картина на сейсмоакустическом разрезе достаточно однородная по латерали. При этом рефлекторы в придонной части разреза являются высокоамплитудными, глубже средне- и низкоамплитудными. Складчатая зона также покрыта осадочным чехлом, который выделяется на пологих крыльях складок. На более крутых крыльях и склонах небольших локальных морфоструктур видимая мощность слоистого слоя значительно сокращается.

Исследованный нетипичный линейный тектонический блок ВДИОЛ является в настоящее время сейсмически активным, ближайшие эпицентры землетрясений находятся в 20 км к СВ и 100 км к ЮЗ и имеют среднюю магнитуду 5 (рис. 1).

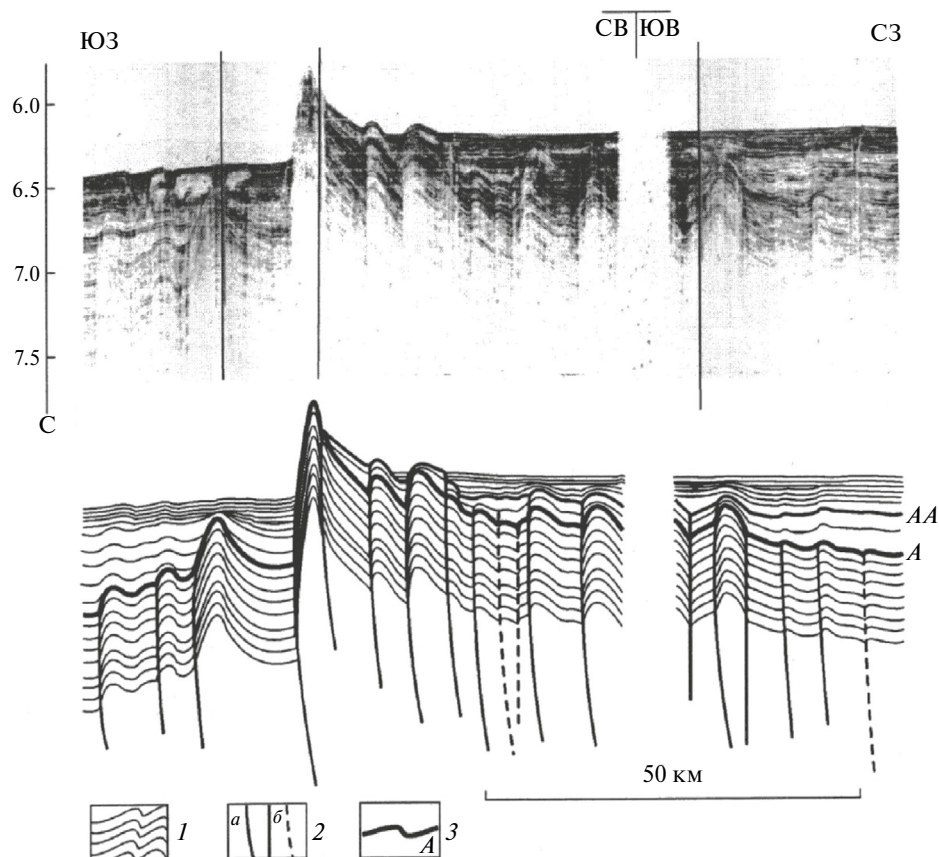


Рис. 2. Профиль НСП (исходный и проинтерпретированный) 22-го рейса НИС “Профессор Штокман”, положение показано на рис. 1 (врезка): 1 – позднемеловой–раннеплиоценовый комплекс; 2 – разрывные нарушения (*a* – основные, *b* – второстепенные); 3 – поверхность несогласия (*A* – позднемiocеновое, соответствующее основной фазе внутриплитной деформации, ~ 8 млн лет назад, *AA* – раннеплиоценовое).

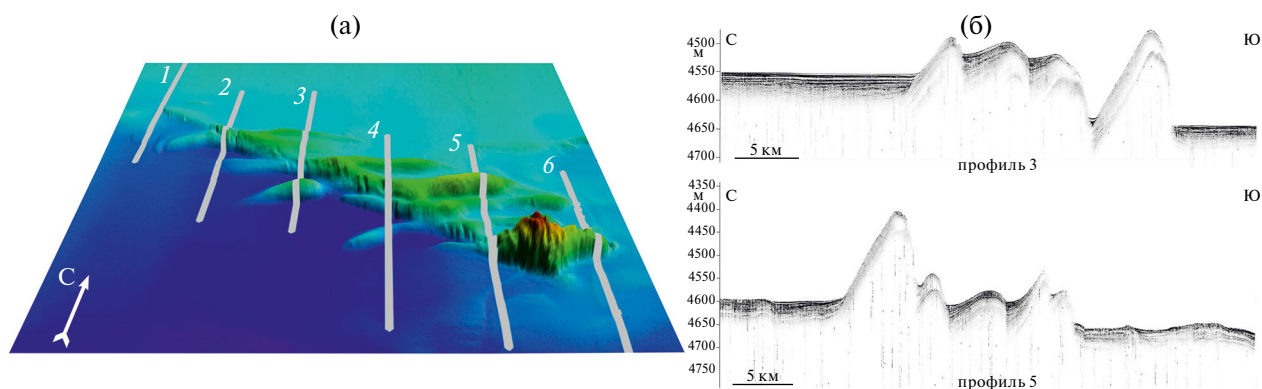


Рис. 3. Нетипичный линейный деформированный тектонический блок “Ветка”: *a* – 3D-изображение; *b* – сейсмические разрезы, пересекающие зону деформаций.

4. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЙ

Морфоструктурный анализ, выполненный на основе новых данных, позволил существенно уточнить тектонические схемы этого участка Центральной котловины, которые были ранее построены по профилям НСП [1, 10]. Видно, что часть из выделенных там тектонических структур, которые проявляются в рельефе дна, скорее

являются артефактами или имеют другие морфологию, простираение, параметры и, возможно, природу.

Изученный нетипичный для ВДИОЛ линейный тектонический блок представляет собой структурный парагенез [6, 13] разномасштабных структурных элементов (складок, разрывов). Как указывалось выше, определяющим структурным элементом блока является сложно построенная

сдвиговая зона, имеющая азимут простирания около 120° . Она расположена на гипсометрическом уступе, в котором северный блок поднят относительно южного на 70–80 м. С этим сдвигом сопряжены две правокулисные серии субширотных складок, одна из которых расположена в пределах северного крыла блока, а другая — в пределах южного крыла. Кроме того, структура осложнена несколькими короткими разрывами, косо расположенными к генеральному сдвигу. На первый взгляд, структурные элементы тектонического блока “Ветка” составляют стандартный структурный парагенез, сформированный в механической обстановке правостороннего простого сдвига, и легко могут интерпретироваться в рамках модели Риделя (рис. 4).

Зона генерального сдвига (У по классификации Риделя) имеет сложное строение. Она состоит из нескольких сближенных разрывов, расположенных правокулисно. На юго-востоке генеральный сдвиг резко заканчивается встречным изгибом, с которым сопряжена асимметричная антиклиналь. Антиклиналь изогнута: западная ее часть ориентирована вдоль генерального сдвига, а восточная — субширотно. Эта антиклиналь наиболее выражена в рельефе и имеет максимальное превышение относительно дна. С юго-востока

на северо-запад разрывы генерального сдвига дихотомизируют за счет ответвлений влево (на юг) под углом $5\text{--}15^\circ$, соответствуя, по всей видимости, синтетическим вторичным сдвигам Риделя (Р). На северо-западном окончании зоны, южнее генерального сдвига имеется короткий сдвиг, параллельный генеральному.

На рис. 5 приведена структурная 3D-модель изученного тектонического блока с сечением осадочного чехла вдоль сейсмического профиля 4.

Узкая зона генерального сдвига осложнена многочисленными отрывами (Т-разрывы по Риделю), ориентированными в северо-северо-западном направлении (азимут $335\text{--}355^\circ$), до строго меридионального, т.е. ортогонально структурам сжатия — складкам. В центральной части сдвиговой зоны отрывы часто расходятся, отражая продольное, субширотное растяжение, из-за чего образуются мелкие грабены, ограниченные с севера и юга сдвигами и формирующие своеобразные серии пулл-апартов (рис. 6).

Несмотря на кажущееся сходство строения северного и южного крыльев генерального сдвига, они все-таки устроены по-разному. В первую очередь бросается в глаза одинаковая (южная) вергентность складок в обоих крыльях, что не соответствует стандартной модели простого сдвига,

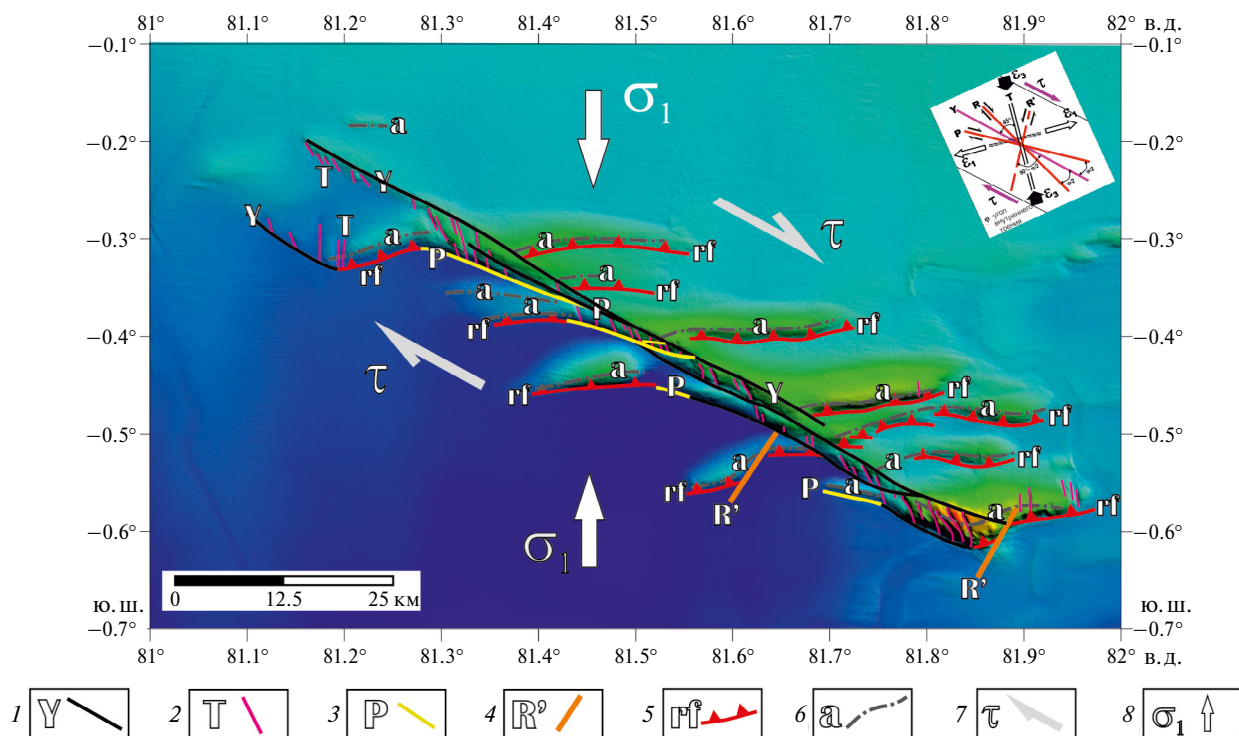


Рис. 4. Общая схема строения блока “Ветка”: 1 — генеральные сдвиги Риделя (Y); 2 — отрывы (T); 3 — вторичные (синтетические) сколы Риделя (P); 4 — сопряженные (антитетические) сколы Риделя (R’); 5 — взбросы (rf); 6 — оси антиклиналей (a); 7 — касательные напряжения (τ); 8 — нормальные напряжения сжатия (σ_1).

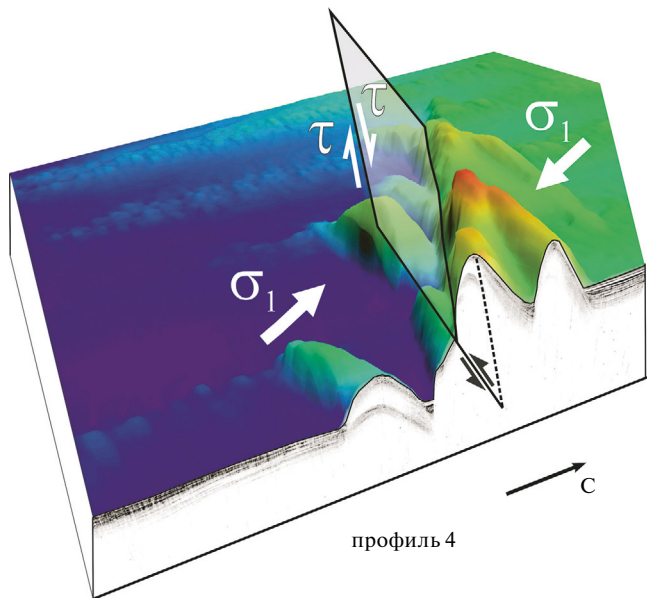


Рис. 5. Структурная 3D-модель блока “Ветка” с сечением вдоль профиля 4. Плоскостью отмечено примерное положение генеральной сдвиговой зоны. Условные обозначения см. на рис. 4, положение профиля см. рис. 1 и 3.

в которой вергентность в противоположных крыльях должна быть встречной.

В северном крыле генерального сдвига семь складок образуют правокулисную серию структур сжатия южной вергентности и непосредственно притерты к самому сдвигу. Складки имеют примерно одинаковую морфологию, они наклонные, резко асимметричные, с округлыми замками. Большая часть из них ограничена взбросами в южном крыле.

Складки в южном крыле не притерты к генеральному сдвигу, а формируются как компенсационные структуры на встречных изгибах Р-сколов, которые, в свою очередь, развиваются из дихотомизирующих разрывов генерального сдвига. Морфологически складки южного крыла во многом похожи на складки северного крыла (наклонные, резко асимметричные, с округлыми замками, ограничены с юга взбросами), но имеют меньшую выраженность и амплитуду. Кроме того, в юго-восточной части сдвиговой зоны присутствуют короткие антитетические (левые) сколы (R'), ориентированные почти ортогонально к генеральному сдвигу.

Проблемой для общей интерпретации является именно разное строение крыльев генерального сдвига и одинаковая вергентность складок в обоих крыльях. Наиболее вероятной причиной возникновения такой ситуации является разница в реологических свойствах пород, слагающих

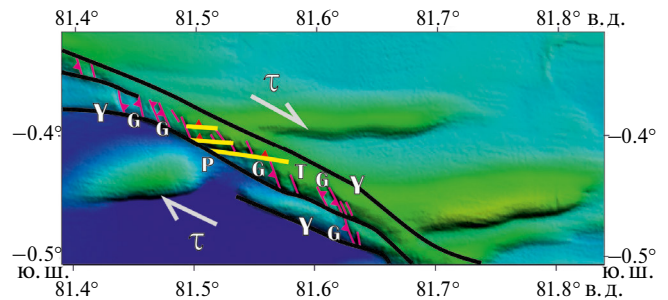


Рис. 6. Схема строения центральной части генеральной сдвиговой зоны. Грабены (пулл-апарты), ограниченные сбросами, обозначены G. Другие условные обозначения см. рис. 4.

крылья сдвиговой зоны. Ее северное крыло представляется более легким и, видимо, более мощным, а южное — более тяжелым и менее мощным. За счет этого разрывы, ограничивающие с юга кулисные складки в разных крыльях, имели разную кинематику. В пределах северного крыла они формировались как взбросы, а в пределах южного крыла — как поддвижки. Кроме того, при общем субмеридиональном сжатии южное крыло сдвиговой зоны, скорее всего, пододвинуто под северное, т.е. генеральный сдвиг не вертикален, а падает на северо-восток и представляет собой не просто сдвиг, а взбросо-сдвиг.

В осадочном чехле в пределах полигона “Ветка” на профилях были выделены три сейсмических комплекса (рис. 7). Сейсмокомплекс (далее — СК) 1 имеет высокоамплитудные протяженные отражения, образующие слоистую волновую картину. Он выделяется практически на всех профилях, особенно в понижениях рельефа дна, залегая местами со структурным несогласием (налеганием) на подстилающих отложениях. Мощность меняется от 0 до 6 м. В складчатой зоне полигона он выделяется весьма редко. Ниже следует СК2, для которого характерны высокоамплитудные слоистые прерывистые горизонтальные границы. Мощность меняется от первых метров в складчатых частях полигона до 35–40 м в пологих. Внутри СК2 выделяются высокоамплитудные отдельные горизонты, которые уверенно прослеживаются в пологих частях профиля и постепенно выклиниваются по мере приближения к складчатым блокам. Однако в целом именно для СК2 отмечается крайне неоднородная волновая картина по латерали. При этом местами для СК2 также характерно несогласие типа налегания в подошве. Далее следует СК3, подошву которого нельзя определить из-за недостаточной проникающей способности профилографа. Он выделяется повсеместно и представлен тонкослоистым

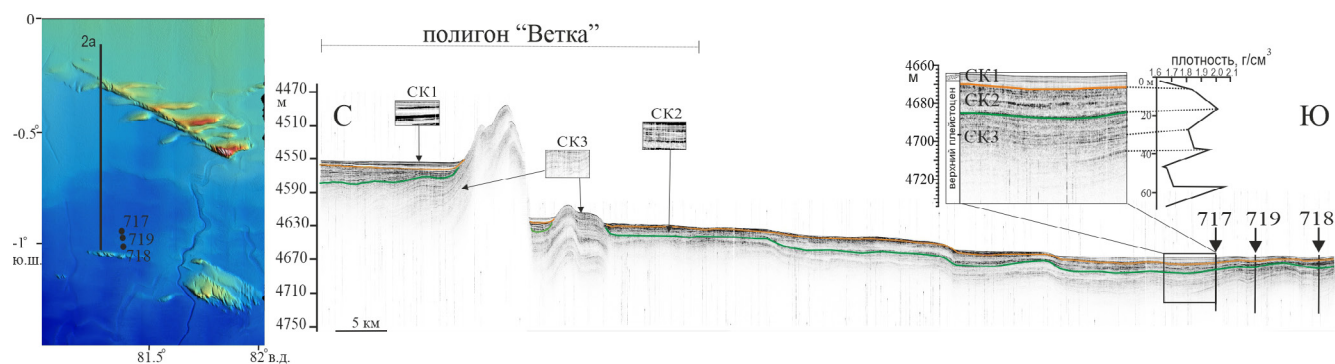


Рис. 7. Основные сейсмокомплексы в пределах полигона и в районе скважин океанического бурения ODP 717–719. Во врезке — корреляция разреза с кривой плотности осадка скв. 717, по [22]. Оранжевым показана граница СК1 и СК2; зеленым — граница СК2 и СК3.

чередованием низко- и среднеамплитудных рефлексоров. Видимые части разрезов складчатых зон также сложены СК3. Однако на некоторых участках в складках наблюдается чередование зон с разной степенью стратифицированности.

В 70 км южнее ODP тектонического блока “Ветка” пробурены скважины 717–719 программы океанического бурения [22] (рис. 7). Как уже было сказано ранее, комплексные геофизические работы в рейсе SO 258/2 НИС “Зонне” проводились по протяженным меридиональным галсам, часть которых пересекла блок “Ветка”. Скважины 717–719 наиболее близки к профилю 2, который, продолжаясь на юг, условно назван 2а. Разрезы скважин состоят в основном из алевроитовых турбидитов с тонкими прослоями известковых глин. Корреляция с данными скважины 717, а также анализ разрезов скважин 719 и 718 [22] позволили дать выделенным сейсмокомплексам условную литолого-стратиграфическую привязку. СК1 представляет собой прослаивание илов и пелагических глин голоцена — верхних частей верхнего плейстоцена. СК2 сложен слюдистыми алевроитовыми турбидитами с прослоями известковых глин верхнего плейстоцена. По данным скважины, осадки этой части разреза более грубозернистые, что повлияло на увеличение плотности и снижение пористости и, возможно, вызвало резкое изменение волновой картины. На сейсмических профилях, выполненных во время бурения, часть разреза, выделенная нами как СК2 и СК3, продолжается до 150 м [22]. Глубже залегает комплекс турбидитов, который обнажается в замках антиклинальных складок. Возраст этих турбидитов — также поздний плейстоцен [22]. Корреляция данных батиметрической и сейсмической съемки показала, что в складчатых зонах, в замках и на крыльях антиклинальных складок, выходят осадки видимой мощности первые десятки метров. Они имеют четкую акустическую стратификацию с протяженными парал-

лельными отражающими границами и сложены синдеформационными турбидитами СК3.

Следует отметить, что блок “Ветка” находится в области глобальной перестройки системы спрединга в Индийском океане в позднем мелу примерно 100 млн лет назад [23–25]. Она разделяет участки океанической коры Центральной котловины, образованной на спрединговом хребте разного простирания. Это отражает различное простирание линейных магнитных аномалий в этих участках — СВ–ЮЗ севернее в Бенгальском заливе и широтное — в котловине южнее экватора. Различные направления спрединга хорошо видны в ориентациях палеотрансформных разломов — СЗ–ЮВ и меридиональное простирание соответственно. Можно предположить, что блок “Ветка” находится в шовной зоне, разделяющей разновозрастные блоки литосферы. Подобные структуры могут образовываться при формировании нового спредингового хребта и его пропагетинге в пределы старой океанической литосферы [3].

Также следует отметить принципиальное отличие представленных в настоящей статье наших новых структурно-тектонических результатов от таковых, полученных ранее английскими исследователями по редкой сетке профилей НСП. В их статьях рассматриваются структурные аспекты области внутриплитной деформации ВДИОЛ, в том числе показаны широтные Риделевские сдвиги [19]. Они совпадают со взбросами, образовавшимися при реактивизации древних спрединговых разломов [18, 19]. Эти их идеи повторяются и в недавней статье М. Деса и М. Рамана [25], где приведен сейсмический профиль с интерпретацией, который пересекает наш линейный тектонический блок “Ветка”. Выделенные там взбросы также рассматриваются как образованные при реактивизации нормальных спрединговых сбросов со ссылкой [18]. Наш генеральный сдвиг СЗ–ЮВ простирания сюда не вписывается

(т.е. образовался в уже существовавшей спрединговой коре позже при реорганизации кинематики плит?). А широтное простираие наших правокулисных зон сжатия Риделя (антиклинали, взбросы) хотя и совпадает с выделенными ранее широтными взбросами (реактивизированные сбросы спредингового центра [18, 19]), но имеет другой генезис. И в целом тектоническая интерпретация нашего участка отличается и, по-видимому, более обоснована, так как у нас более плотная сетка регулярных профилей.

5. ВЫВОДЫ

Таким образом, проведенные исследования подтвердили, что реальное строение дна Индийского океана в районе ВДИОЛ не соответствует принятой ранее простой модели деформации однородной пластины с образованием крупных широтных поднятий и прогибов. Существовавшие на момент деформации неоднородности коры и литосферы, включая тектонические элементы, значительно повлияли на современную структуру области ВДИОЛ.

Выполненный структурный анализ показал, что субмеридиональное сжатие в этом регионе компенсировалось не столько формированием крупных субширотных зон сжатия, сколько образованием сопряженных локальных косых сдвиговых зон, в целом отвечающих механической обстановке чистого сдвига.

В пределах сдвиговых зон деформации реализовывались уже в обстановке транспрессии, т.е. сочетания простого и чистого сдвига. Такая ситуация привела к формированию своеобразных структурных парагенезов, в которых сочетаются кулисно расположенные участки сжатия и растяжения, осложненные сколами Риделя.

Полученные новые результаты подтвердили наши прежние предположения о широком развитии в области деформаций в Центральной котловине разрывных нарушений северо-восточного и северо-западного простираия с существенной сдвиговой составляющей и структурном парагенезе сопряженных разломов.

Благодарности. Авторы выражают благодарность начальнику рейса SO258/2 НИС “Зонне” В. Гейсслеру за полученные батиметрические данные многолучевого эхолота и сейсмические данные профилографа Парасаунд, а также экипажу и научному составу экспедиции за помощь в их получении.

Финансирование работы. Данная работа выполнена в рамках государственного задания (тема № FMWE-2024-0019).

Конфликт интересов. Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Вержбицкий В.Е., Левченко О.В.* Детальная структура области внутриплитных деформаций в Центральной котловине Индийского океана (результаты исследований на трех полигонах) // Геотектоника. 2002. № 6. С. 77–94.
2. *Евсюков Ю.Д.* Новые данные о строении возвышенностей в экваториальной части Центральной котловины Индийского океана // Докл. АН СССР. 1991. Т. 320. № 3. С. 677–681.
3. *Дубинин Е.П., Ушаков С.А.* Океанический рифтогенез. М.: ГЕОС, 2001. 293 с.
4. *Зоненшайн Л.П., Непрочнов Ю.П.* Геолого-геофизическая характеристика основных тектонических структур океана // Геофизика морского дна. Т. 1. М.: Наука, 1979. С. 409–434.
5. *Казьмин В.Г., Левченко О.В.* Современные деформации индоокеанской литосферы // Современная тектоническая активность Земли и сейсмичность. М.: Наука, 1987. С. 159–175.
6. *Кирмасов А.Б.* Основы структурного анализа. М.: Научный мир, 2011. 368 с.
7. *Левченко О.В.* Геологическое строение области внутриплитных деформаций в Центральной котловине Индийского океана. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ИОАН, 1986. 23 с.
8. *Левченко О.В., Веклич И.А.* Мозаика деформированных тектонических блоков в Центральной котловине Индийского океана // Докл. РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 505. № 1. С. 69–75.
9. *Левченко О.В., Мерклин Л.Р., Непрочнов Ю.П.* Складчатые структуры в Центральной котловине Индийского океана // Геотектоника. 1985. № 1. С. 15–23.
10. *Левченко О.В., Милановский В.Е.* Внутриплитные деформации в центре Индийского океана по данным детального тектонического картирования // Докл. РАН. 1999. Т. 365. № 6. С. 792–797.
11. *Левченко О.В., Шаповалов С.М.* Возвращение российских океанологов в Индийский океан: мультидисциплинарные исследования в 42-м рейсе научно-исследовательского судна “Академик Борис Петров” // Океанология. 2019. Т. 59. № 1. С. 181–183.
12. *Левченко О.В., Гейсслер В.* Геофизические исследования в восточной части Индийского океана в рейсе SO258/2 научно-исследовательского судна “Зонне” (Германия) // Океанология. 2019. Т. 59. № 3. С. 513–516.
13. *Тевелев А.В.* Структурная геология: учебник. 4-е изд., перераб. и доп. М.: ИНФРА-М, 2016. 339 с.
14. *Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001. 606 с.

15. Шменда А.И. Моделирование внутриплитовых деформаций в северо-восточной части Индийского океана // Геотектоника. 1989. № 3. С. 37–49.
16. Beekman F., Bull J.M., Cloetingh S., Scrutton R.A. Crustal fault reactivation facilitating lithospheric folding in the Central Indian Ocean // Geol. Soc. Spec. Pub. 1996. V. 99. P. 251–263.
17. Bergman E.A., Solomon S.C. Earthquake source mechanisms from body-waveform inversion and intraplate tectonics in the northern Indian Ocean // Phys. Earth Planet. Inter. 1985. № 40. P. 1–23.
18. Bull J.M., Scrutton R.A. Fault reactivation in the central Indian Ocean and the rheology of oceanic lithosphere // Nature. 1990. V. 344. P. 855–858.
19. Bull J.M., Scrutton R.A. Seismic reflection images of intraplate deformation, central Indian Ocean, and their tectonic significance // J. of the Geological Society. 1992. V. 149. P. 955–966.
<https://doi.org/10.1144/gsjgs.149.6.0955>.
20. Chamot-Rooke N., Jestin F., de Voogd B., Phedre working group. Intraplate shortening in the Central Indian Ocean determined from a 2100-km-long north-south deep seismic reflection profile // Geology. 1993. V. 21. P. 1043–1046.
21. Cochran J.R. Himalayan uplift, sea level and the record of the Bengal Fan sedimentation at the ODP Leg 116 Sites // Proc. ODP Sci. Results / Eds. J.R. Cochran, D.A.V. Stow et al. College Station, Texas, 1990. V. 116. P. 397–414.
22. Cochran J.R., Stow D.A.V. et al. Proc. ODP, Init. Repts. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1988. V. 116.
23. Desa M.A., Ramana M.V., Ramprasad T. Seafloor spreading magnetic anomalies south off Sri Lanka // Marine Geology. 2006. V. 229. P. 227–240.
<https://doi.org/10.1016/j.margeo.2006.03.006>.
24. Desa M.A., Ramana M.V. Middle Cretaceous geomagnetic field anomalies in the Eastern Indian Ocean and their implication to the tectonic evolution of the Bay of Bengal // Marine Geology. 2016. V. 382. № 1. P. 111–121.
<https://doi.org/10.1016/j.margeo.2016.10.002>.
25. Desa M.A., Ramana M.V. Integrated analysis of magnetic, gravity and multichannel seismic reflection data along a transect southeast of Sri Lanka, Bay of Bengal: New constraints // Marine Geology. 2021. V. 438. 106543.
<https://doi.org/10.1016/j.margeo.2021.106543>.
26. Geller C.A., Weissel J.K., Anderson R.N. Heat transfer and intraplate deformation in the central Indian Ocean // J. Geophys. Res. 1983. V. 88. P. 5560–5570.
27. Intraplate deformation in the Central Indian Ocean Basin / Eds. Neprochnov Yu.P., Gopala Rao D., Murthy K.S.R., Subrahmanyam C. Geological Society of India Memoir. Bangalore, 1998. V. 39. 250 p.
28. Krishna K.S., Bull J.M., Scrutton R.A. Evidence for multiphase folding of the central Indian Ocean lithosphere // Geology. 2001. V. 29. P. 715–718.
29. McAdoo D. C., Sandwell D.T. Folding of the oceanic lithosphere // J. Geophys. Res. 1985. V. 90. P. 8563–8569.
30. Murthy K.S.R., Neprochnov Yu.P., Levchenko O.V. et al. Some new observations on the intra-plate deformation in the Central Indian Basin (CIB) // Marine Geology. 1993. V. 114. P. 185–193.
31. Neprochnov Y.P., Levchenko O.V., Merklin L.R., Sedov V.V. The structure and tectonics of the intraplate deformation area in the Indian Ocean // 1988. Tectonophysics. V. 156. P. 89–106.
32. Stein C.A., Cloetingh S., Wortel R. SEASAT-derived gravity constraints on stress and deformation in the northeastern Indian Ocean // Geophys. Res. Lett. 1989. V. 16. P. 823–826.
33. U.S. Geological Survey, 2020, Earthquake Lists, Maps, and Statistics, accessed December 18, 2023 at.
<https://www.usgs.gov/natural-hazards/earthquake-hazards/lists-maps-and-statistics>
34. Weissel J.K., Anderson R.N., Geller C.A. Deformation of the Indo-Australian plate // Nature. 1980. V. 287. P. 284–291.

STRUCTURAL PARAGENESIS OF A SHEAR ZONE WITHIN THE INTRAPLATE DEFORMATION OF THE CENTRAL INDIAN OCEAN BASIN

O. V. Levchenko^{a, *}, A. V. Tevelev^b, Y. G. Marinova^a, I. A. Veklich^a

^a Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

^b Department of Geology, Moscow State University, Moscow, Russia

* e-mail: olevses@mail.ru

The mosaic-block structure of the intraplate deformation area in the Central Basin of the Indian Ocean is confirmed by multibeam bathymetry data collected in cruise 42 of RV *Akademik Boris Petrov* and cruise SO258 of RV *Sonne*. It consists of a set of isometric deformed tectonic blocks. The linear block at 0.2–0.6°S, which looks in plan like a stairs or branch, is sharply distinguished by its morphology. This block is a system of multi-scale structural elements (folds, flexures, breaks) that constitute a structural paragenesis formed in the mechanical environment of a right-sided simple shift, and can be interpreted within the framework of the Riedel model.

Keywords: Indian Ocean, Central Basin, intraplate deformation, tectonic block, transpression, uplift, fold

УДК 551.242.2

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЦЕНТРАЛЬНО-БЕНГАЛЬСКОЙ КОТЛОВИНЫ

© 2025 г. В. К. Илларионов^{1, *}, О. Ю. Ганжа², Д. А. Ильинский²,
К. А. Рогинский², Л. Д. Флейфель¹, А. Ю. Борисова³

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

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

³ Институт геологических и экологических наук, Тулуза, Франция

* e-mail: vkillar@mail.ru

Поступила в редакцию 03.06.2024 г.

После доработки 05.09.2024 г.

Принята к публикации 22.11.2024 г.

Проведен комплексный анализ геолого-геофизических данных, характеризующих строение Центрально-Бенгальской котловины (ЦБК) и обрамляющих ее структур. Впервые представлен суб-меридиональный разрез глубинного сейсмического зондирования, пересекающий ЦБК. Установлено, что консолидированная кора в ЦБК имеет сложное блоковое строение. Скоростные характеристики фундамента и градиентное двухслойное строение верхней мантии однозначно указывают на то, что котловина была заложена на континентальной, а не на океанической коре. Механизмом опускания фундамента ЦБК, амплитуда которого достигает 11 км, может служить уплотнение основных пород нижней части континентальной коры при ее контакте с разогретой верхней мантией и переходе габброидов в эклогиты, плотность которых (3.6 г/см^3) выше, чем у мантийных перидотитов (3.3 г/см^3). Сделан вывод, что ЦБК, Хребет 85° в.д. и Бенгальский сектор Восточно-Индийского хребта представляют собой реликтовые фрагменты дифференцированно погружившейся восточной части Индийского палеоматерика.

Ключевые слова: континентальная кора, дифференцированные тектонические движения, граница Мохо, скоростной разрез, изотопный состав Nd, базальты, Индийский океан

DOI: 10.31857/S0030157425020133, EDN: DZDSCC

1. ВВЕДЕНИЕ

Центрально-Бенгальская котловина, как следует из ее названия, расположена в центральной части Бенгальского залива. Долгое время о ее существовании можно было судить по контурам изопахит максимальных значений осадочной толщи на схематизированной карте мощности осадков Бенгальского залива, построенной Дж. Каррей с соавторами [17] (рис. 1, врезка). В 2016 г. нами была построена карта глубин акустического фундамента Бенгальского залива (БЗ), которая дала наиболее полное представление об особенностях его строения [4]. В качестве исходного материала для построений мы использовали массив цифровых данных мощности осадочного чехла в Индийском океане (National Geophysical Data Center, NGDC). При программировании компьютерного алгоритма поверхность дна БЗ условно принималась за ровную поверхность, поэтому параметры глубины фундамента определялись как функция

мощности осадочного чехла в каждой точке, внесенной в банк данных NGDC.

Однако оказалось, что из-за отсутствия в базе NGDC достаточного объема данных по западной части БЗ рельеф фундамента этого региона получил самые общие морфоструктурные очертания. Дополнительную информацию дал анализ опубликованных разрезов сейсмоакустического профилирования, а также карт мощности осадочного чехла, глубины кристаллического фундамента и поверхности границы Мохо [33]. На построенной таким образом карте видно, что основным тектоническим фактором, определяющим структурный план фундамента БЗ, являются три развивающихся депоцентра, с которыми связано образование соответствующих котловин (рис. 1). В Западной и Центрально-Бенгальской котловинах фундамент относительно поверхности воды опущен на глубину 11–12 км. В депоцентре котловины Джессор (Jessore depression) отмечается максимальная глубина залегания фундамента

более 20 км [16]. На горстовых блоках Хребта 85° в.д., разделяющего Западную котловину от двух других, кровля фундамента расположена на глубине 4–6 км, что свидетельствует о значительной вертикальной расчлененности фундамента БЗ.

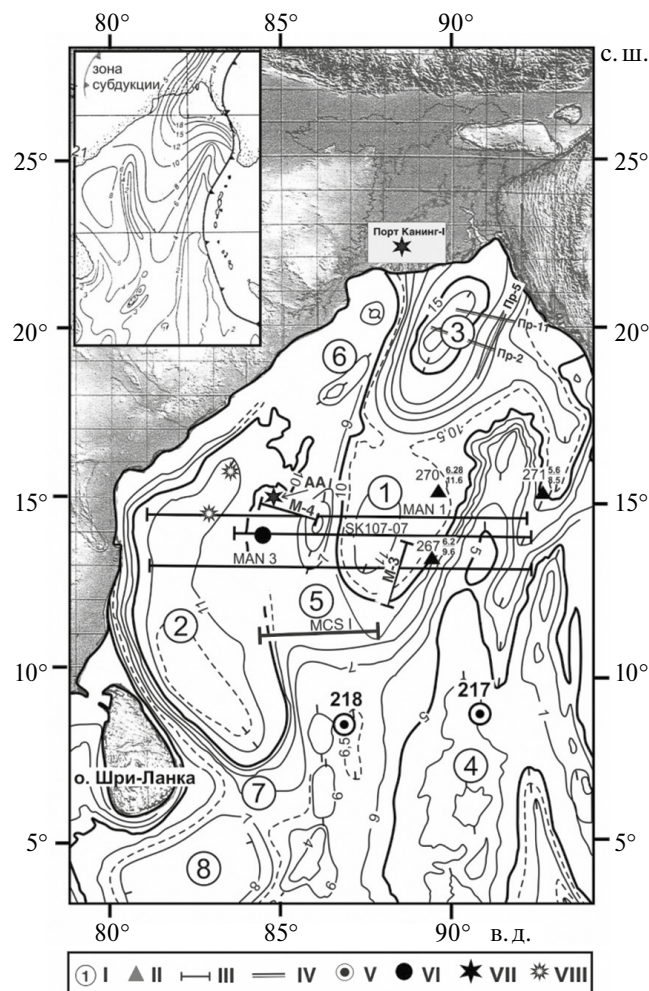


Рис. 1. Карта глубин акустического фундамента БЗ, изогипсы, км ([4] с доп.). На карте выделены основные структурно-тектонические таксоны фундамента БЗ и нанесена схема геолого-геофизической изученности его центральной части. I – структурно-тектонические таксоны первого порядка: 1 – Центрально-Бенгальская котловина, 2 – Хребт 85° в.д., 3 – Восточно-Индийский хребт, 4 – депрессия Джессор, 5 – Западная котловина, 6 – Восточно-Индийское плато, 7 – “структурный вал”, 8 – Южно-Шриланкийская котловина; II – сейсмо-акустические радиобуи, в числителе дана скорость сейсмических волн в фундаменте, в знаменателе – глубина залегания его кровли [29]; III – профили ОГТ: MAN1, MAN3 (MV Sagar Sandhani, [30]), SK 107–07 (ORV Sagar Kanya, [27]), MCS-I (ИС Хайяндичжи-9, R.V. Haiyangdizhi-9, 2019 [35]), профили ГСЗ М3, М4 (НИС “Мезень”, 2003); IV – профили ГСЗ 2, 5, 11 [36]; V – скважины глубоководного бурения проекта DSDP; VI – скважина проекта IODP-1444; VII – скважины промышленного бурения; VIII – эпицентры современных землетрясений [23].

Центрально-Бенгальская котловина расположена между бенгальским сектором Восточно-Индийского хребта и Хребтом 85° в.д. По морфологическим признакам она имеет полого-вогнутую форму с депоцентром, расположенным в центральной части. Она выполнена мощной толщей осадочных пород и, по существу, представляет собой классический седиментационный бассейн, который в дальнейшем мы будем называть Центрально-Бенгальский бассейн (ЦББ).

В отношении природы земной коры в Бенгальском заливе высказывались различные точки зрения. В 70-е гг. прошлого столетия после того, как были получены первые сведения о том, что в строении кристаллического фундамента БЗ участвуют породы со скоростями прохождения сейсмических волн 6.1–6.2 км/с, был сделан вывод о преимущественно континентальном типе коры [15, 29]. Однако с ростом популярности идей концепции плитовой тектоники получила развитие иная точка зрения. Дж. Пирс [31] одним из первых высказал идею о том, что в БЗ развита океаническая спрединговая кора раннемелового возраста, после чего этот постулат был подхвачен и стал кочевать из одной статьи в другую. А выделенный сейсмикой низкоскоростной комплекс консолидированной коры получил иную интерпретацию, согласно которой он стал считаться “третьим слоем океанической коры” [33].

Таким образом, согласно методологии, разработанной плитовой тектоникой, принято считать, что в БЗ развита океаническая (спрединговая) кора, возраст которой определяется по магнитометрическим данным и датируется разными исследователями в диапазоне от поздней юры до раннего мела. Однако вполне очевидно, что для подобных утверждений, базирующихся главным образом на теоретических идеологиях и опосредованных данных, нужны более веские геолого-геофизические доказательства.

В данной статье впервые представлены результаты исследования строения кристаллической коры и верхней мантии Центрально-Бенгальской котловины, полученные методом глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) в 2003 г. с борта НИС “Мезень”. Привлекались также данные, полученные методом отраженных волн, и материалы глубоководного бурения, находящиеся в свободном доступе. Комплексный геолого-геофизический анализ этих данных позволил расширить представление о строении консолидированной коры и верхней мантии и ответить на некоторые вопросы относительно геологического развития данного региона.

2. ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ЦЕНТРАЛЬНО- БЕНГАЛЬСКОГО БАССЕЙНА

Выдающейся особенностью строения дна Бенгальского залива (БЗ) является крупнейший в мире Бенгальский конус выноса. Ежегодно реками Ганг и Брахмапутра в БЗ выносятся более 1.0×10^9 т наносов [10]. Выносу такой гигантской массы осадочного материала в значительной мере способствуют эрозионно-денудационные процессы, которые активно развиваются на быстро растущих, особенно в плиоцене, Гималайских горах.

Однако, высокие темпы осадконакопления даже в условиях “лавинной седиментации” (термин введен академиком А.П. Лисицыным) будут иметь место только при прогибании фундамента. Высокие скорости погружения, отвечающие геосинклинальному режиму, зафиксированы в отло-

жениях плиоцена, мощность которых в скважине Порт-Каннинг-I составляет 3050 м (рис. 1).

Учитывая вышесказанное, следует подчеркнуть, что если фундамент в тектоническом отношении характеризуется стабильным положением, то осадочный материал в виде турбидитов будет транзитом выноситься за пределы БЗ и накапливаться в областях с более глубоким залеганием фундамента.

Ниже рассмотрим строение осадочного чехла на примере региональных широтных сейсмоакустических МОВ-ОГТ профилей MAN-1, SK107–07 и MAN-3 (рис. 2). На разрезах видно, что осадочный чехол характеризуется параллельно-слоистым залеганием слагающих его комплексов. Отсутствие признаков смятия в складки и крупных дизъюнктивных нарушений свидетельствует о его развитии преимущественно в спокойном тектоническом режиме.

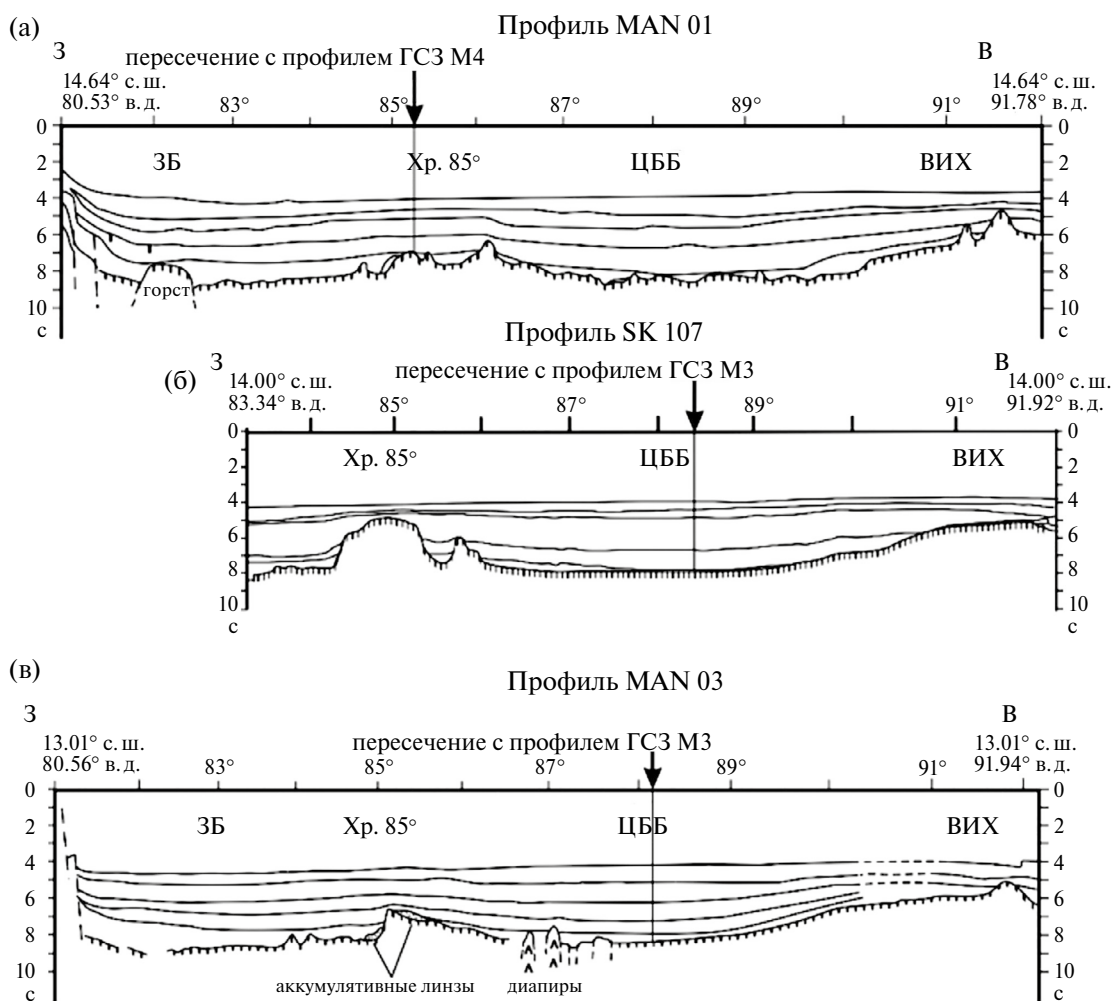


Рис. 2. Региональные широтные разрезы МОВ-ОГТ (а–в), характеризующие строение дна Бенгальского залива. На вертикальной шкале дано время двойного пробега отраженной волны. Положение профилей см. рис. 1. Условные обозначения: ЗБ – Западный бассейн; Хр.85° – Хребет 85° в.д.; ЦББ – Центрально-Бенгальский бассейн; ВИХ – Восточно-Индийский хребет; зубчатая линия – океанический фундамент, по [32].

В Центрально-Бенгальском бассейне (ЦББ), о котором, собственно, идет речь, наблюдается увеличение как общей мощности, так и мощности отдельных седиментационных комплексов от бортов бассейна к депоцентру. Такая закономерность свидетельствует о том, что осадконакопление шло конседиментационно. По данным работы [32], максимальная мощность осадков в ЦББ составляет 8.5 км, в то время как на ВИХ она уменьшается до 1.5 км, а на Хребте 85° в.д. — до 2.0–2.5 км. Следовательно, в ЦББ амплитуда компенсированного осадконакоплением прогибания относительно вершинных поверхностей хребтов составляет 6.5–7.5 км, а размах абсолютных нисходящих движений достигает 11.5 км, из которых 8.5 км были компенсированы осадками. Для гребневой части Хребта 85° в.д., расположенной на 500–800 м ниже вершинной поверхности ВИХ, амплитуда нисходящих движений составляет 4.0–4.5 км, из которых примерно 2.0–2.5 км были компенсированы осадками.

В строении осадочной толщи ЦББ было выделено восемь седиментационных комплексов, датируемых раннемеловым—четвертичным временным интервалом [25]. Согласно автору, осадочный чехол подстилается океанической спрединговой корой раннемелового возраста. Как отмечалось выше, осадочная толща на сейсмических разрезах представлена слоистой последовательностью, выдержанной по простиранию. Неизвестно, сохраняют ли отложения свой фациальный обмен во внутренних частях ЦББ, однако латеральное единство разрезов свидетельствует о сходстве или близости палеогеографических условий осадконакопления. Следовательно, согласно геохронологическому расчленению осадочного разреза, в начале мелового периода ЦББ представлял собой область эпиконтинентального осадконакопления.

Отмечая крупноамплитудный размах прогибания фундамента в БЗ, мы тем самым затрагиваем вопрос о механизме этого тектонического процесса, который получил широкое обсуждение на страницах научных публикаций. С позиции плитовой тектоники, которая априори признает существование в БЗ океанической спрединговой коры, основная причина ее прогибания объясняется осадочно-вулканогенной нагрузкой. Для обоснования другой причины океаническая кора в предлагаемых моделях наделяется различными геофизическими свойствами. Она может быть молодой или древней (или в сочетании молодой и древней), тонкой или аномально толстой (за счет андерплей-

тинга), холодной или горячей, пластичной или упругой и т.д. В одной из последних работ по теоретическим расчетам в котловине Джессор допускается амплитуда погружения океанического фундамента под нагрузкой, соответствующая 20 км толще осадочного слоя [18].

Однако, поскольку плотность мантийного вещества несравнимо больше плотности осадочных и эффузивных пород, величина вдавливания коры в мантию будет ничтожной и всегда меньше мощности осадочно-вулканогенной нагрузки. Поэтому “механизм вдавливания под нагрузкой” представляется нам весьма проблематичным.

Для ответа на поставленный вопрос обратимся к строению хорошо изученных Прикаспийской и Баренцевоморской котловин, заложенных на континентальной коре [1–3]. Их изучение показало, что амплитуда погружения фундамента не зависит от мощности осадочной нагрузки, а утонение консолидированной коры происходит без существенных растягивающих напряжений. В Прикаспийской впадине осадочная толща мощностью 20–22 км залегает на консолидированной коре, мощность которой сокращена до 14–16 км. В Баренцевоморском прогибе мощность осадков достигает 18–20 км, а консолидированная кора утонена до 12–16 км. По расчетам, погружение фундамента в прогибе сопровождалось умеренным растяжением, которое не превысило 3–5% и могло обеспечить 5–10% ее погружения. По мнению Артющкова, механизмом опускания может служить уплотнение основных пород нижней части континентальной коры при ее контакте с разогретой верхней мантией и переходе габброидов в эклогиты, плотность которых (3.6 г/см^3) выше, чем у мантийных перидотитов (3.3 г/см^3). Примером региона, где такой механизм работает, может служить глубоководная впадина Мексиканского залива, в строении литосферы которой установлено существование крупных масс тяжелого эклогита [28].

Таким образом, из приведенных примеров следует, что предложенный механизм, объясняющий крупноамплитудные компенсированные погружения фундамента, может “работать” только применительно к коре континентального типа. Мы полагаем, что аналогичный механизм погружения, принцип которого заключается в уплотнении пород нижней части континентальной коры, может быть также применен к Центрально-Бенгальскому бассейну, который, как будет показано ниже, был заложен на континентальной, а не на океанической коре.

3. ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ СТРУКТУР, ОБРАМЛЯЮЩИХ ЦЕНТРАЛЬНО-БЕНГАЛЬСКИЙ БАССЕЙН

С запада, востока и юга ЦББ обрамляют соответственно Хребет 85° в.д. и бенгальский сектор Восточно-Индийского хребта (ВИХ). К северу от ЦББ расположена котловина Джессор, которая представляет собой обособленно развивающийся депоцентр. На карте акустического фундамента Бенгальского залива видно, что Хребет 85° в.д. представляет собой отрог ВИХ (рис. 1). Структурное единство хребтов прослеживается также на карте гравиметрического поля (рис. 3). Оба хребта обрамляют ЦББ таким образом, что западный склон ВИХ является восточным склоном бассейна, а восточный склон Хребта 85° в.д. — западным. Таким образом, склоны хребтов и борта ЦББ образуют парагенетические морфоструктурные элементы, которые в процессе развития депоцентра и углубления бассейна развивались в едином тектоническом режиме.

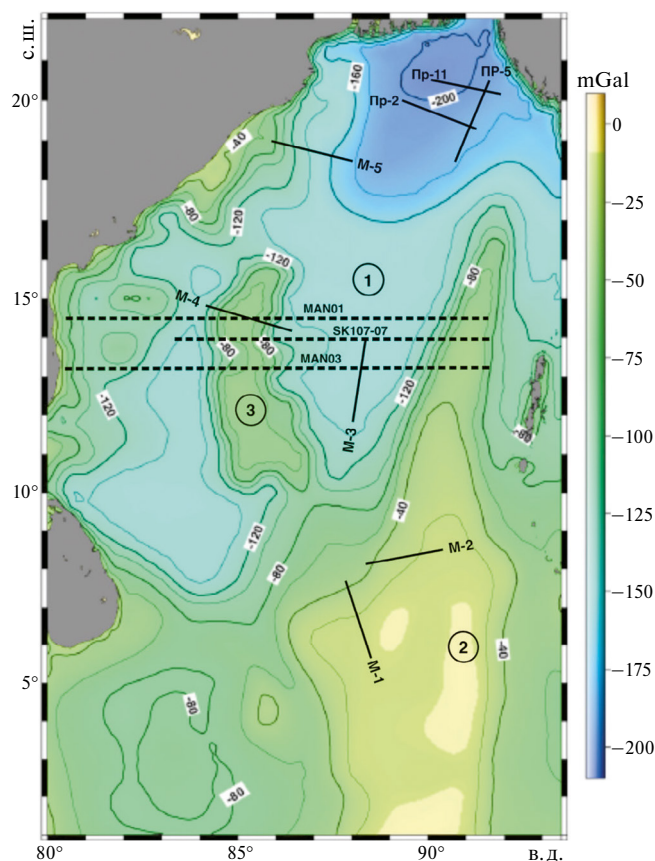


Рис. 3. Гравиметрическая карта БЗ в редукции Буге [по 33 (с доп.)]. Цифры в кружках: 1 — Центрально-Бенгальский бассейн, 2 — Восточно-Индийский хребет, 3 — хребет 85° в.д. Пунктирными линиями обозначены профили ОГТ; сплошными линиями даны профили ГСЗ: М-1, М-2, М-3, М-4, М-5 (НИС “Мезень”); профили ГСЗ: Пр-2, Пр-5, Пр-11 [36.]

Ниже рассмотрим особенности строения структур, обрамляющих ЦББ.

Бенгальский сектор ВИХ. Его изучение методом ГСЗ (профиль М-2, рис. 3) показало, что он сложен субконтинентальной корой мощностью около 20 км [5]. О геологическом строении бенгальского сектора ВИХ можно судить по результатам бурения скважины DSDP-217 (рис. 1). Скважина не достигла кристаллического фундамента, но, судя по скоростному разрезу М-2, он сложен породами, соответствующими верхней части континентальной коры. Скважина была остановлена в кампанских слоях, залегающих в интервале 480–663.5 м, представленных мелом, кремнистыми известняками и сланцами, песчанистыми доломитами и ракушечниковым мелом. В отложениях маастрихтского яруса (420–480 м) вскрыт мел с примесью ракушечников. Кампан-маастрихтские слои содержат также мелководную нанофлору и обильные хорошо сохранившиеся остатки наземных растений. Песчанистые доломиты и ракушечники, слагающие кампанский ярус, относятся к фации рифа. Наличие пеллециподовых ракушечников и доломитов указывает на то, что в кампанском веке, включая ранний маастрихт, в этом регионе существовала периодически осушавшаяся лагуна. В позднемаастрихтское время произошли опускания, и субаэральные условия осадконакопления сменились на морские. Перерыв между верхнеэоценовыми и нижнеолигоценовыми отложениями в возрастном диапазоне хорошо ассоциируется с региональным несогласием, которое широко распространено в отложениях Бенгальского залива. Оно свидетельствует о том, что хребет вновь выступал над поверхностью воды и развивался в субаэральных условиях. Окончательное опускание хребта началось в позднем олигоцене—миоцене. Амплитуда опускания хребта в районе скважины составила 3600 м, из которых около 600 м были компенсированы осадками [9].

Особенности строения Хребта 85° в.д. Результаты изучения Хребта 85° в.д. методом ГСЗ (профиль М-4, рис. 3) позволили выделить в его строении “редуцированную” континентальную кору, характеризующуюся сокращенной мощностью верхнего, среднего и нижнего слоя, общая мощность которых достигает 13 км [6]. Информацию о геологическом строении хребта дает скважина промышленного бурения АА, пробуренная на вершине хребта с отметкой глубины 3000 м [20]. Она расположена примерно в 15–20 км к северу от разреза М-4 (рис. 1). Скважина вскрыла плиоценовые и миоценовые отложения общей мощностью 2500 м. Ниже залегают плотные

известняки мощностью 50 м, которые относятся к олигоцену. Эоценовые и палеоценовые отложения отсутствуют, поэтому олигоцен с крупным стратиграфическим несогласием лежит на вулканогенных породах. Их возраст не установлен, но, согласно работе [22], фаза активной вулканической деятельности на хребте приходится на поздний мел (приблизительно от 85 до 80 млн лет назад), причем излияние базальтов происходило преимущественно в субаэральных условиях. Как уже упоминалось в предыдущих статьях [5, 6], сравнение по химическому и изотопному составу базальтов одного возраста, но являющихся сильно загрязненными континентальной корой, не корректно. Согласно изотопному составу Nd базальтов Индийского океана из работ многочисленных авторов [11, 12, 19, 21, 24], базальты являются сильно загрязненными или “загрязненными” континентальным материалом благодаря присутствию древних континентальных блоков либо континентальной коры под этими океаническими структурами. Термодинамические расчеты и изучение включений в фенокристаллах базальтов свидетельствуют о том, что коровая контаминация обычна для океанических базальтов [13, 14]. Такая коровая контаминация зарегистрирована в модельных возрастах, вычисленных по изотопному составу Nd базальтов, и предполагает контаминацию континентальным материалом возраста от 0.8 до 1.6 млрд лет [11, 12, 21], что подтверждает континентальную природу их коровых источников в Индийском океане. Наша интерпретация изотопного состава базальтов согласуется с геофизическими данными. Если учесть, что кровля континентальной коры на разрезе по профилю М-4 расположена на глубине около 7 км, то мощность перекрывающих эффузивов может достигать

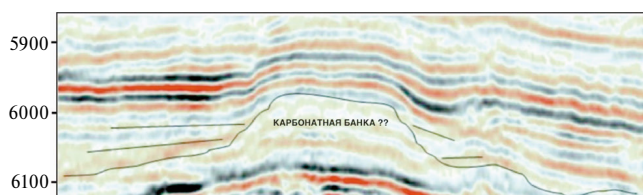


Рис. 4. Погребенная карбонатная банка на вершине Хребта 85° в.д. [20].

1.5 км. Мы допускаем, что низкоплотные гранитоидные породы (в совокупности с кислыми эффузивами), так же как на хребте Лакшми в Аравийском море, дают отрицательную гравиметрическую аномалию, которая, как было установлено, имеет континентальную природу [26].

В олигоцене Хребет 85° в.д. развивался преимущественно в субаэральных условиях, благоприятных для формирования карбонатных банок и биогермных построек (рис. 4–5). В это время над поверхностью воды могли выступать острова различных по генезису морфоструктурных форм в виде карбонатных банок, рифовых построек, денудированных конусов потухших вулканов и тектонически раздробленных горстовых блоков. Такая цепь островов, напоминающая дугу протяженного барьерного рифа, простиралась от Восточно-Индийского плато в южном направлении до о. Шри-Ланка и далее, огибая его, соединялась с хребтом Коморин. В миоцене в исследуемом регионе произошли значительные по площади дифференцированные опускания, охватившие Хребет 85° в.д., бенгальский сектор ВИХ и Центрально-Бенгальский бассейн. Окончательное погружение горстовых останцов, структурно связанных с южной частью Хребта 85° в.д., известных в литературе как “частично погруженные холмы” (partly buried hills), произошло значительно позже, около 2–3 млн лет назад в плейстоцене [5].

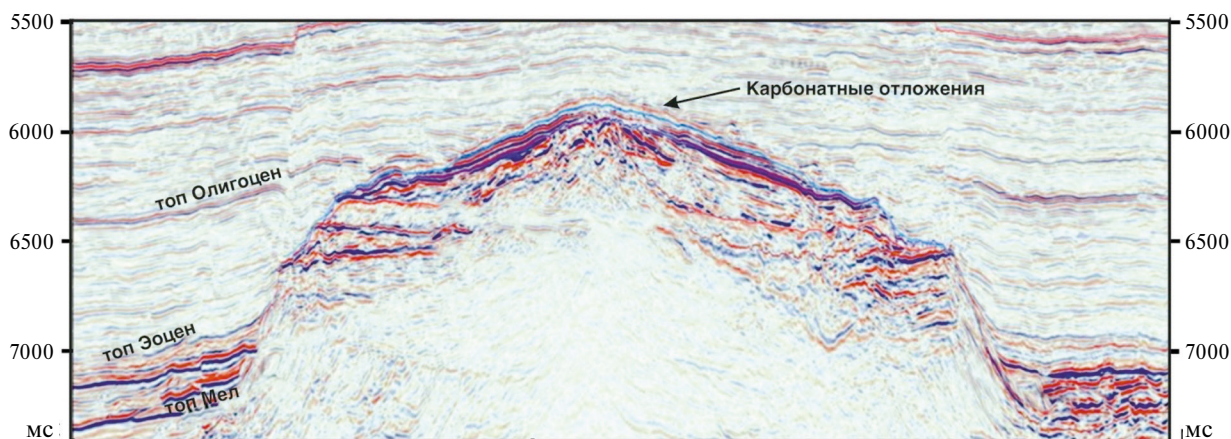


Рис. 5. Денудированная поверхность одного из горстовых блоков хребта 85° в.д., на котором сохранились фрагменты карбонатных отложений [20].

Особенности строения фундамента котловины Джессор. Котловина Джессор расположена к северу от Центрально-Бенгальской котловины. Она представляет собой самостоятельный развивающийся депоцентр. Фундамент котловины был изучен методом ГСЗ (рис. 1, 3) [36]. Результаты исследований по трем профилям ГСЗ показали, что фундамент в котловине сложен утоненной континентальной корой. На широтном профиле (Пр-11), который проходит вдоль подножья материкового склона, мощность континентальной коры достигает 20 км. На расположенном южнее профиле (Пр-2), который пересекает дно котловины Джессор, мощность коры сокращается до 10–13 км. Глубина залегания границы М закономерно увеличивается в сторону азиатского материка от 25–28 км на Пр-2 до 34 км на Пр-11. Таким образом, данные глубинной сейсмоки однозначно свидетельствуют о том, что котловина Джессор была заложена на континентальной коре. Однако следует заметить, что ряд исследователей решительно оспаривают эти результаты, полагая, что в данном регионе, согласно плейт-тектоническим построениям, должна быть развита древняя океаническая кора [37].

4. СТРОЕНИЕ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЦЕНТРАЛЬНО-БЕНГАЛЬСКОГО БАССЕЙНА ПО ДАННЫМ ГЛУБИННОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

В 2003 г. в Центрально-Бенгальском бассейне с борта НИС “Мезень” с помощью российских автономных донных сейсмических станций (АДСС) был отработан субширотный профиль ГСЗ М-3 (рис. 1, 3) [7]. На профиле протяженностью 180 км было расставлено десять ДС с интервалом 20 км. Станции были установлены на ровном дне с изменением глубины с юга на север от 3200 до 3000 м. Длина прострелки составила 250 км, что обеспечило вынос сейсмических возбуждений на 35 км за линию профиля с каждой стороны. Объем группового источника составлял 80 л, а производительность компрессора обеспечила интервал стрельбы 70 с, или приблизительно через 150 м при скорости судна 4 узла. Две ДС на позициях 5 и 8 были утеряны. Остальные 8 ДС зафиксировали преломленные и широкоугольные отраженные сейсмические волны до расстояния 80–200 км от положения станции [7]. Методология построения двумерной скоростной глубинной модели разреза по профилю ГСЗ М-3 была подробно изложена в нашей работе [5].

В южной части профиля в осадочной толще были зафиксированы преломленные волны на расстояниях от 7 до 12 км, в кристаллическом фундаменте — на расстояниях от 12 до 24 км, в нижней части коры — от 22 до 60 км и в верхней мантии (граница М1) — от 40 до 120 км. В первых вступлениях преломленные волны на границе М2 выявляются и прослеживаются от 140 до 200 км.

Отраженные волны в последующих вступлениях прослеживаются от фундамента на расстоянии 0–20 км от положения ДС, от кровли нижней коры (10–40 км), границы М1 (20–80 км) и границы М2 (150–200 км). Вдоль профиля в северном направлении в осадочном слое наблюдается увеличение первых вступлений преломленных волн до 30 км, в то время как дальность прослеживания преломленных волн от фундамента и нижней коры уменьшается.

Таким образом, в строении коры Центрально-Бенгальского бассейна выделяется два структурных этажа. Верхний представлен осадочно-вулканогенными породами. Как отмечалось выше, начало его формирования можно отнести к раннему мелу. Его мощность изменяется от 8 км в южной части разреза до 9 км в северной. Тонким прослоем, который выклинивается в сторону вершины Бенгальского залива, он разделяется на два примерно равных по мощности слоя. В целом, верхний этаж характеризуется спокойным параллельно-слоистым строением при отсутствии признаков складчатости и крупных разрывных тектонических нарушений.

Нижний структурный этаж представлен консолидированной корой мощностью 5–6 км, он имеет общий пологий наклон в сторону депоцентра ЦБК и четко выраженное блоковое строение. Кора характеризуется преобладанием сейсмических скоростей продольных волн в диапазоне 6.5–6.8 км/с, типичных для средней части континентальной коры. Верхний слой континентальной коры со скоростями продольных волн порядка 6.0 км/с на разрезе встречается фрагментарно на вершинах отдельных блоков. По скоростным характеристикам на разрезе в строении коры можно выделить четыре блока, протяженность которых с юга на север изменяется в следующих пределах: 30–70 км, 70–110 км, 110–175 км и 175–230 км. В строении двух блоков, расположенных в северной части разреза, присутствуют фрагменты всех слоев континентальной коры, в том числе коромантийного.

Блоковое строение коры также подчеркивается особенностями строения гравиметрического поля в свободном воздухе, которое характеризу-

ется высокочастотной кривой, не свойственной океанической коре (рис. 6а).

Другой особенностью волновых полей, наблюдаемых на разрезе, являются необычные для океанов интенсивные отраженные волны во вторых вступлениях. Они связаны со сложно построенной переходной зоной кора–мантия и с градиентной структурой верхней мантии. Наличие двойной границы Мохо М1 и М2 со скоростями 7.9–8.0 км/с и 8.4 км/с характерно для континентальной коры. Нижняя граница М2, по нашему мнению, отражает фазовый переход пород основного состава нижней части континентальной коры в эклогиты, которые характеризуются повышенной плотностью 3.6 г/см³ и более высокой скоростью около 8.4 км/с [8].

Таким образом, консолидированная кора характеризуется исключительно сложной скоростной блоковой структурой и градиентным строением верхней мантии. Практически полное отсутствие верхнего гранитогнейсового слоя можно объяснить денудационными процессами в период геологического развития региона

в аэральных и субаэральных условиях не позднее палеозойской эры.

5. ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИКИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ БЕНГАЛЬСКОГО ЗАЛИВА

В результате проведенных исследований были получены принципиально новые данные о строении коры и верхней мантии ЦББ. Таким образом, появилась возможность с учетом новых и полученных ранее данных [4–6] построить сводный геолого-геофизический разрез, пересекающий Хребет 85° в.д., ЦББ и бенгальский сектор ВИХ (рис. 7). Обобщенный анализ этих данных свидетельствует о том, что фундамент в центральной части Бенгальского залива сложен корой континентального типа, мощность и скоростные характеристики которой существенно изменяются по латерали. Вдоль профиля изменяется также структура верхней мантии. Выявленные неоднородности свидетельствуют о сложной тектономагматической эволюции дифференцированно

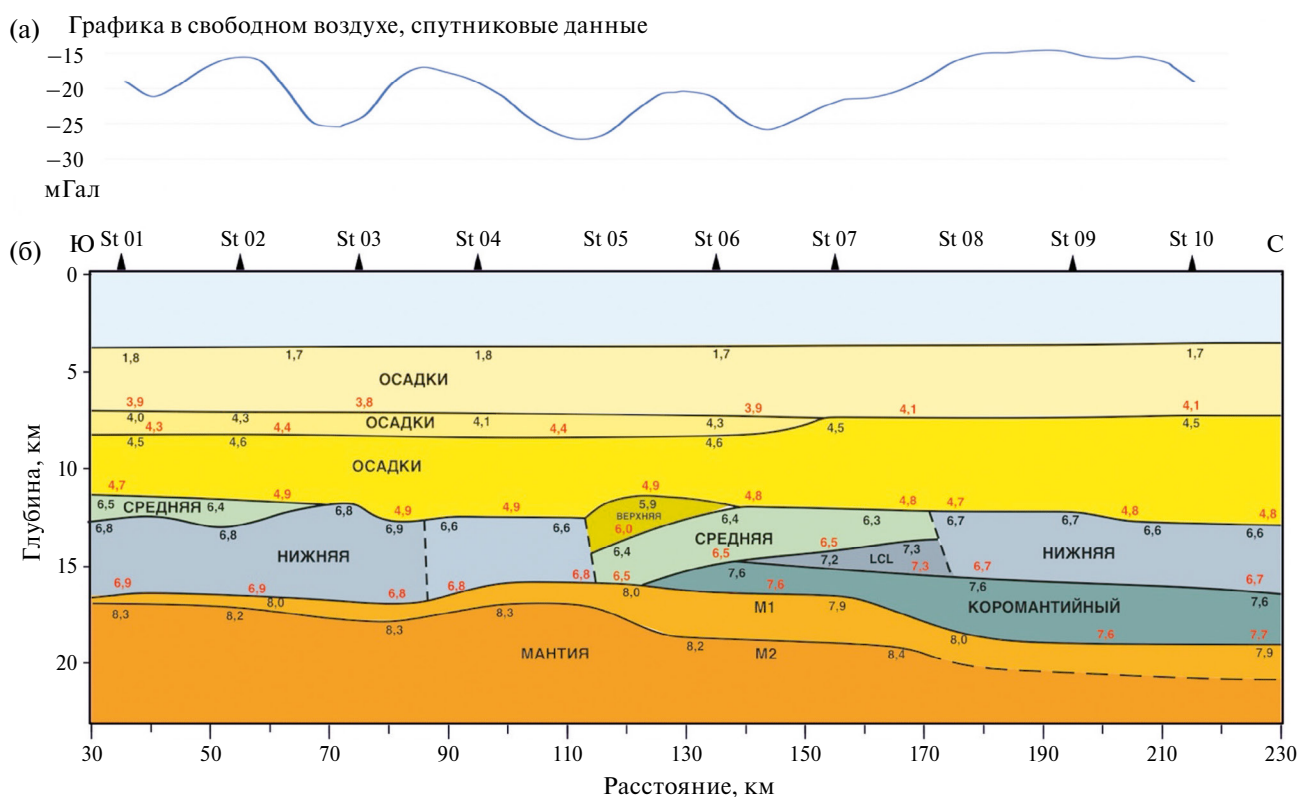


Рис. 6. а – График аномалии силы тяжести с редукцией в свободном воздухе [34]. Чередование максимумов и минимумов кривой хорошо коррелируются с блоковой структурой консолидированной коры; б – глубинная скоростная модель Центрально-Бенгальской котловины по профилю ГСЗ М-3. Положение профиля см. рис. 1. Сплошные линии – границы, построенные по преломляющим площадкам 1-Д скоростных колонок. Черные цифры – скорость на кровле слоя. Красные цифры – скорость на подошве слоя. Вертикальные штриховые линии – границы блоков, построенные по изменению скоростей на кровле и подошве слоя. Штриховая линия – предполагаемое продолжение границы М2. LCL – слой нижней коры с аномально высокой скоростью.

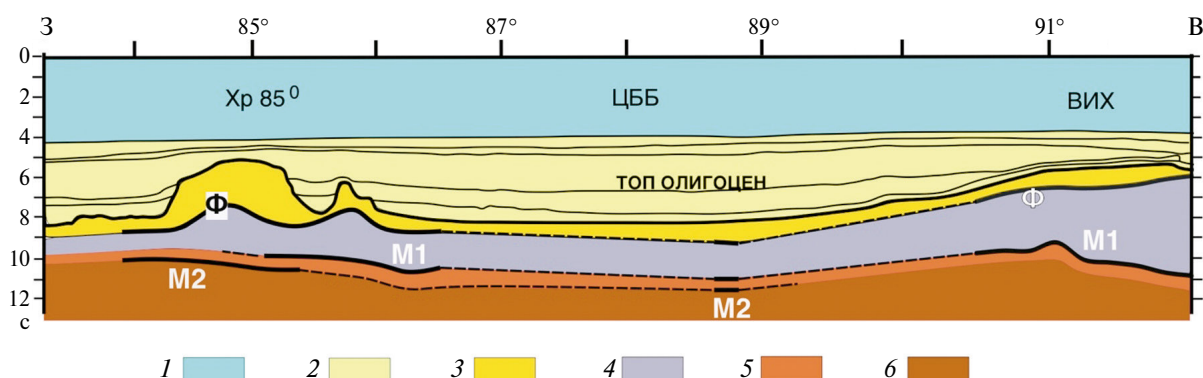


Рис. 7. Широтный геолого-геофизический разрез, построенный с учетом данных ГСЗ, мигрированных во временную область, и МОВ-ОГТ. В качестве опорного принят разрез по профилю SK 107–07: 1 – слой воды; 2 – осадочный слой; 3 – вулканогенно-осадочный слой; 4 – фундамент, сложенный континентальной корой; 5 – Мохо М1; 6 – Мохо М2.

погрузившейся восточной части Индийской палеоплатформы, реликтовыми фрагментами которой являются Хребет 85° в.д., ЦББ и бенгальский сектор ВБХ.

Ниже, в качестве нашей рабочей гипотезы, рассмотрим историю тектонического развития Бенгальского залива (БЗ).

1. С большой долей вероятности можно утверждать, что на месте БЗ существовала “древняя суша” – Бенгальское поднятие. Его деструкция была вызвана внедрением в кору плюма разогретой верхней мантии. В результате сложных тектономагматических процессов произошло преобразование континентальной коры в кору переходного типа и последующее ее погружение (механизм погружения был рассмотрен в статье).

2. В палеозое Бенгальское поднятие представляло собой область с высокогорным рельефом, откуда происходил снос валунно-галечных аллювиально-ледниковых отложений т. н. “гондванской серии”. В ходе длительной геологической эволюции горный рельеф не позже начала мела был сnivelирован, и практически полностью денудирован верхний гранитогнейсовый слой континентальной коры. Его фрагменты сохранились на Восточно-Индийском плато, он вскрыт бурением на горстовом блоке в западной части БЗ. По геофизическим данным он присутствует также в строении северной части Хребта 85° в.д. Поэтому не исключено, что локальные выходы низкоплотных кислых эффузивов и гранитогнейсовых пород дают отрицательную гравиметрическую аномалию типа “bull-eye shaped” [35], загадочная природа которой привлекает пристальное внимание многих исследователей.

3. Деструктивные рифтогенные процессы, которые произошли по периферии Бенгальского поднятия, привели к образованию системы горст-грабеновых структур, положивших начало

формированию восточной материковой окраины Индии и осадочных бассейнов Годавари-Кришна, Маханادي и др. Строение осадочной толщи свидетельствует о том, что в перми–триасе они развивались преимущественно в континентальных условиях. Морская фаза седиментогенеза наступила в юре – раннем мелу.

4. В меле–палеоцене в Индийском океане произошли обширные излияния базальтовых лав, так называемый “базальтовый потоп”. На Индийской платформе произошло образование трапповой провинций Декан и Раджмахал. Проявление магматизма установлено также в Бенгальском заливе.

5. Следующая фаза развития характеризуется проявлением дифференцированных тектонических движений, в результате которых были заложены основные структурные элементы фундамента БЗ. В конце олигоцена Хребет 85° в.д. и бенгальский сектор ВБХ испытали устойчивое опускание и были погребены под отложениями Бенгальского конуса выноса. Это было время, когда обширные площадные опускания охватили значительную часть БЗ.

6. Новейшая фаза тектонической активизации (поздний миоцен–плиоцен) завершила формирование современного структурного плана фундамента БЗ. Однако, судя по проявлению современной тектонической активности в западной части БЗ, окончательное формирование восточного материкового склона Индии еще не закончено.

6. ВЫВОДЫ

Изложенный в статье материал позволяет сделать следующие выводы.

1. Кристаллический фундамент в Центральном Бенгальском бассейне сложен континентальной, а не океанической корой.

2. Центральнo-Бенгальский бассейн и обрамляющие его горстовые структуры Хребт 85° в.д. и бенгальский сектор Восточно-Индийского хребта представляют собой погружившиеся реликтовые фрагменты восточной части Индийской палеоплатформы.

3. Окончательное погружение горстовых структур произошло в новейшую фазу тектонической активизации в миоцен-плейстоценовое время.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках госзадания Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН (тема FMWU-2022-0010) и госзадания Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН (тема № FMWE-2024-0026).

Благодарности. Авторы глубоко признательны И.Н. Пономаревой (ПГО “Южморгеология”, г. Геленджик) за предоставленную возможность ознакомиться с первичным геолого-геофизическим материалом из фондов предприятия. Авторы также выражают благодарность Н.И. Павленковой, Е.А. Долгинову и С.Н. Кашубину за ценные советы при обсуждении вопросов, затронутых в статье.

Конфликт интересов. Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Артюшков Е.В. Механизм образования глубоких впадин на континентах. Баренцевский прогиб // Докл. РАН. 2004. Т. 396. № 5. С. 644–649.
2. Артюшков Е.В., Егоркин А.В. Физический механизм образования сверхглубоких осадочных бассейнов. Прикаспийская впадина // Докл. РАН. 2005. Т. 400. № 4. С. 494–499.
3. Артюшков Е.В., Смирнов О.Е., Чехович П.А. Континентальная кора в западной части амеразийского бассейна. Механизм погружения // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 7. С. 885–901.
4. Илларионов В.К., Бойко А.Н., Удинцев Г.Б. Морфоструктура дна Бенгальского залива (Индийский океан), проблема его происхождения // Физика Земли. 2016. № 3. С. 50–67.
5. Илларионов В.К., Ганжа О.Ю., Ильинский Д.А. и др. Природа земной коры южной части Бенгальского залива и прилегающей части Центральной котловины (Индийский океан) // Геофизические процессы и биосфера. 2022. Т. 21. № 3. С. 75–97.
6. Илларионов В.К., Ганжа О.Ю., Ильинский Д.А. и др. Новые представления о строении и природе коры западной части Бенгальского залива по данным глубинной сейсмики // Океанология. 2024. Т. 64. № 3. С. 526–541.
7. Непрочнов Ю.П., Ганжа О.Ю., Ильин И.А. Методика обработки и интерпретации записей донных сейсмографов при глубинном сейсмическом зондировании в океане // Океанология. 2005. Т. 45. № 3. С. 458–467.
8. Павленкова Н.И. Структурные особенности литосферы континентов и океанов и их природа // Геофизический журнал. 2019. Т. 41. № 2. С. 3–57.
9. Рудич Е.М. Движущиеся материки и эволюция океанического ложа. М.: Недра, 1983. 272 с.
10. Bandyopadhyay S. Evolution of the Ganga Brahmaputra Delta: A Review // Geographical Review of India. 2007. V. 69. P. 235–268.
11. Borisova A.Y. Subalkaline series of the Afanasij Nikitin Seamount, Indian Ocean: Magma genesis and secondary alterations of basalts // Geochemistry International. 2001. V. 39. P. 123–135.
12. Borisova A.Y., Belyatsky B.V., Portnyagin M.V., Sushchevskaya N.M. Petrogenesis of Olivine-phyric Basalts from the Aphanasey Nikitin Rise: Evidence for Contamination by Cratonic Lower Continental Crust // J. of Petrology. 2001. V. 42. P. 277–319.
13. Borisova A.Y., Faure F., Deloule E. et al. Lead isotope signatures of Kerguelen plume-derived olivine-hosted melt inclusions: Constraints on the ocean island basalt petrogenesis // Lithos. 2014. V. 198. P. 153–171.
14. Borisova A.Y., Bohrsen W.A., Grégoire M. Origin of primitive ocean island basalts by crustal gabbro assimilation and multiple recharges of plume-derived melts // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2017. V. 18. P. 2701–2716.
15. Brune J.N., Singh D.D. Continent-like crustal thickness beneath the Bay Bengal sediments // Bull. Seismol. Soc. Am. 1986. V. 76. № 1. P. 191–203.
16. Curiale J.A., Covington G.H., Shamsuddin A.H.M. et al. Origin of petroleum in Bangladesh // AAPG Bulletin. 2002. V. 86. № 4. P. 625–652.
17. Curray J.R., Emmel F.J., More D.G., Raitt R.W. Structure, tectonics and geological history of the northeastern Indian Ocean // Ocean Basins and Margins. 1982. V. 6. P. 399–450.
18. Dubey C.P., Tiwari V.M. Lithospheric-mantle modification beneath the thick sedimentary fan of Bay of Bengal: Inference from the 3D gravity model // Tectonophysics. 2022. V. 826. P. 1–14.
19. Frey F.A., Weis D., Borisova A.Y., Xu G. Involvement of continental crust in the formation of the Cretaceous Kerguelen Plateau: New perspectives from ODP Leg 120 sites // J. of Petrology. 2002. V. 43. P. 1207–1239.
20. Gorain S., Sachdeva H. Mystery beneath the 85° E Ridge // 12th Biennial Int. Conf. Expo. SPG-India, Jaipur, 2017.
21. Gupta P., Rathore S.S., Raza S. et al. Isotopic and Geochemical Evidences from 85° E Ridge: Implications on Kerguelen Hotspot Linkage // 11th Biennial International Conference & Exposition. JAIPUR–2015.
22. Ismaiel M., Krishna K.S., Srinivas K. et al. Internal structure of the 85° E Ridge, Bay of Bengal: Evidence

- for multiphase volcanism // *Marine and Petroleum Geology*. 2017. V. 80. P. 254–264.
23. *Ismail M., Krishna K.* The 24 August 2021 Mw 5.1 Earthquake, 320 km northeast of Chennai, India: Brittle Rupture of a Fault Line // *Current Science*. 2021. V. 121. P. 1005–1006.
 24. *Kent R.W., Pringle M.S., Müller R.D. et al.* $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of the Rajmahal basalts, India, and their relationship to the Kerguelen Plateau // *Journal of Petrology*. 2002. V. 43. P. 1141–1153.
 25. *Krishna K.S., Ismail M., Srinivas K. et al.* Sediment pathways and emergence of Himalayan source material in the Bay of Bengal // *Current Science*. 2016. V. 110. P. 363–371.
 26. *Krishna K.S., Ismail M., Srinivas K.* Oceanic rocks beneath the landmass and continental rocks below the ocean – geological complexities in Indian waters // *Current Science*. 2020. V. 119. P. 896–898.
 27. *Laju M., Krishna K.S.* Dating of the 85° E Ridge (northeastern Indian Ocean) using marine magnetic anomalies // *Current Science*. 2021. V. 100. P. 1314–1322.
 28. *Mooney W.D., Kaban M.K.* The North American upper mantle: Density, composition, and evolution // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 2010. V. 115. P. 1–24.
 29. *Naini B.R., Leyden R.* Ganges Cone: A Wide-Angle Seismic Reflection and Refraction Study // *J. Geophys. Res.* 1973. V. 78. № 35. P. 8711–8720.
 30. *Pateria M.L., Rangaraju M.K., Raiverman V.* A Note on the Structure and Stratigraphy of Bay of Bengal Sediments // *Geological survey of India. Special publication*. 1992. № 29. P. 21–23.
 31. *Peirce J.W.* The northward motion of India since the late Cretaceous // *Geophys. J.R. Astron. Soc.* 1978. V. 52. P. 277–311.
 32. *Rao D.G., Krishna K.S., Sar D.* Crustal evolution and sedimentation history of the Bay of Bengal since the Cretaceous // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. № B8. P. 17747–17768.
 33. *Radhakrishna M., Subrahmanyam C., Damodharan T.* Thin oceanic crust below Bay of Bengal inferred from 3D-gravity interpretation // *Tectonophysics*. 2010. V. 493. P. 93–105.
 34. *Sandwell D.T.* New global marine gravity map/grid based on stacked ERS1, Geosat and Topex altimetry // *EOS Transactions, American Geophysical Union*. 1994. V. 75. № 16. P. 321.
 35. *Shang L., Hu G., Pan J. et al.* Hotspot volcanism along a leaky fracture zone contributes the formation of the 85° E Ridge at 11° N latitude, Bay of Bengal // *Tectonophysics*. 2022. V. 837. P. 1–14.
 36. *Sibuet J.-C., Klingelhoefer F., Huang Y.-P. et al.* Thinned continental crust intruded by volcanics beneath the northern Bay of Bengal // *Marine Petroleum Geology*. 2016. V. 77. P. 471–486.
 37. *Talwani M., Krishna K.S., Ismail M., Desa M.A.* Comment on a paper by Sibuet et al. entitled “Thinned continental crust intruded by volcanics beneath the northern Bay of Bengal” // *Marine and Petroleum Geology*. 2016. V. 88. P. 1123–1125.

STRUCTURE OF THE EARTH'S CRUST AND TECTONIC EVOLUTION OF THE CENTRAL BENGAL BASIN

V. K. Illarionov^a, O. Y. Ganzha^b, D.A. Ilyinsky^b, K.A. Roginskiy^b,
L.D. Fleifel^a, A.Y. Borisova^c

^a *Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^b *Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^c *Institute of Geological and Environmental Sciences in Toulouse, Toulouse, France*

*e-mail: vkillar@mail.ru

A comprehensive analysis of geological and geophysical data characterizing the structure of the Central Bengal Basin (CBB) and its framing structures was carried out. For the first time, a submeridional section of the deep seismic sounding crossing the CBB was presented. It is found that the consolidated crust in the CBB has a complex block structure. The velocity characteristics of the basement and the gradient two-layer structure of the upper mantle unambiguously indicate that the basin was formed on continental rather than oceanic crust. The mechanism of the CBB basement sinking, the amplitude of which reaches 11 km, may be the compaction of the basic rocks of the lower part of the continental crust at its contact with the heated upper mantle and the transition of gabbroid rocks into eclogites with density of (3.6 g/cm³) which is higher than that of mantle peridotites (3.3 g/cm³). We conclude that the CBB, the 85° E Ridge, and the Bengal sector of the East Indian Ridge are relict fragments of the differentially submerged eastern part of the Indian paleocontinent.

Keywords: continental crust, differentiated tectonic movements, Moho boundary, velocity section, Nd isotope composition, basalt, Indian ocean

УДК 551.465

ЭКОСИСТЕМЫ МОРЕЙ СИБИРСКОЙ АРКТИКИ-2024 (95-й РЕЙС НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО СУДНА “АКАДЕМИК МСТИСЛАВ КЕЛДЫШ” В КАРСКОЕ МОРЕ)

© 2025 г. М. В. Флинт^{1, *}, А. А. Полухин¹, С. Г. Поярков¹,
Н. А. Римский-Корсаков¹, А. Ю. Мирошников²

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

² Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Москва, Россия

*e-mail: m_flint@ocean.ru

Поступила в редакцию 25.10.2024 г.

После доработки 05.11.2024 г.

Принята к публикации 22.11.2024 г.

95-й рейс НИС “Академик Мстислав Келдыш” был организован Институтом океанологии РАН в рамках многолетней программы “Экосистемы морей Сибирской Арктики”. Рейс был направлен на исследование процессов в арктической экосистеме в период схода сезонного льда и проходил с 21 июня по 24 июля 2024 г. Гидрофизические, гидрохимические, биоокеанологические и геохимические исследования были проведены в центральной области Карского моря в широтном диапазоне от 74°30.0' до 80°22.5' с.ш., а также в восточной части Баренцева моря при разном состоянии ледового покрытия. В экспедиции участвовали 62 ученых из институтов РАН, МГУ, САФУ, МФТИ, ВНИРО.

Ключевые слова: Арктика, Карское и Баренцево моря, весенний сезон, сезонный лед, пелагическая и донная экосистемы, биологическая продуктивность, вид-вселенец, потоки CO₂, радиоактивное загрязнение

DOI: 10.31857/S0030157425020142, **EDN:** DZJRRE

95-й рейс НИС “Академик Мстислав Келдыш” – 16-я крупная мультидисциплинарная экспедиция, организованная Институтом океанологии РАН в рамках многолетней программы экспедиционных исследований “Экосистемы морей Сибирской Арктики” начиная с 2007 г. [2–5].

Экспедиция началась в порту Мурманск 21 июня и завершилась там же 24 июля 2024 г. Протяженность маршрута экспедиции составила 3578 миль (рис. 1). В экспедиции приняли участие 62 человека – ученые, аспиранты и студенты, представлявшие институты Российской академии наук (ИО РАН и его Южное и Северо-Западное отделения, ИГЕМ РАН, ИФА РАН, ИОА СО РАН), МГУ, САФУ, БФУ, МФТИ, ВНИРО Росрыболовства. Руководителем экспедиции был академик РАН М.В. Флинт, судном командовал капитан дальнего плавания Ю.Н. Горбач.

Основной целью экспедиционных исследований в период схода сезонного льда было получение новых данных, необходимых для прогноза

изменений морских арктических природных комплексов, их биологической продуктивности, роли в потоках вещества, в том числе климатически активных газов, под воздействием современных климатических трендов, проявляющихся в уменьшении ледовитости, для формирования адаптированных к современным условиям подходов к климатическому мониторингу арктических природных систем, стратегии природопользования и принципов адаптивной и экологически безущербной деятельности человека в арктическом регионе.

Начало календарного лета 2024 г. характеризовалось тяжелой ледовой обстановкой в Карском море, что повлияло на построение маршрута экспедиции. Значительная часть работы проходила в условиях моря, покрытого льдом, в отдельных районах ледовитость достигала 50–70%, и судно буквально “проталкивалось” от полыньи к полынье (рис. 1). Используя доступные для судовождения по ледовым условиям районы, судно пересекло практически весь широтный диапа-

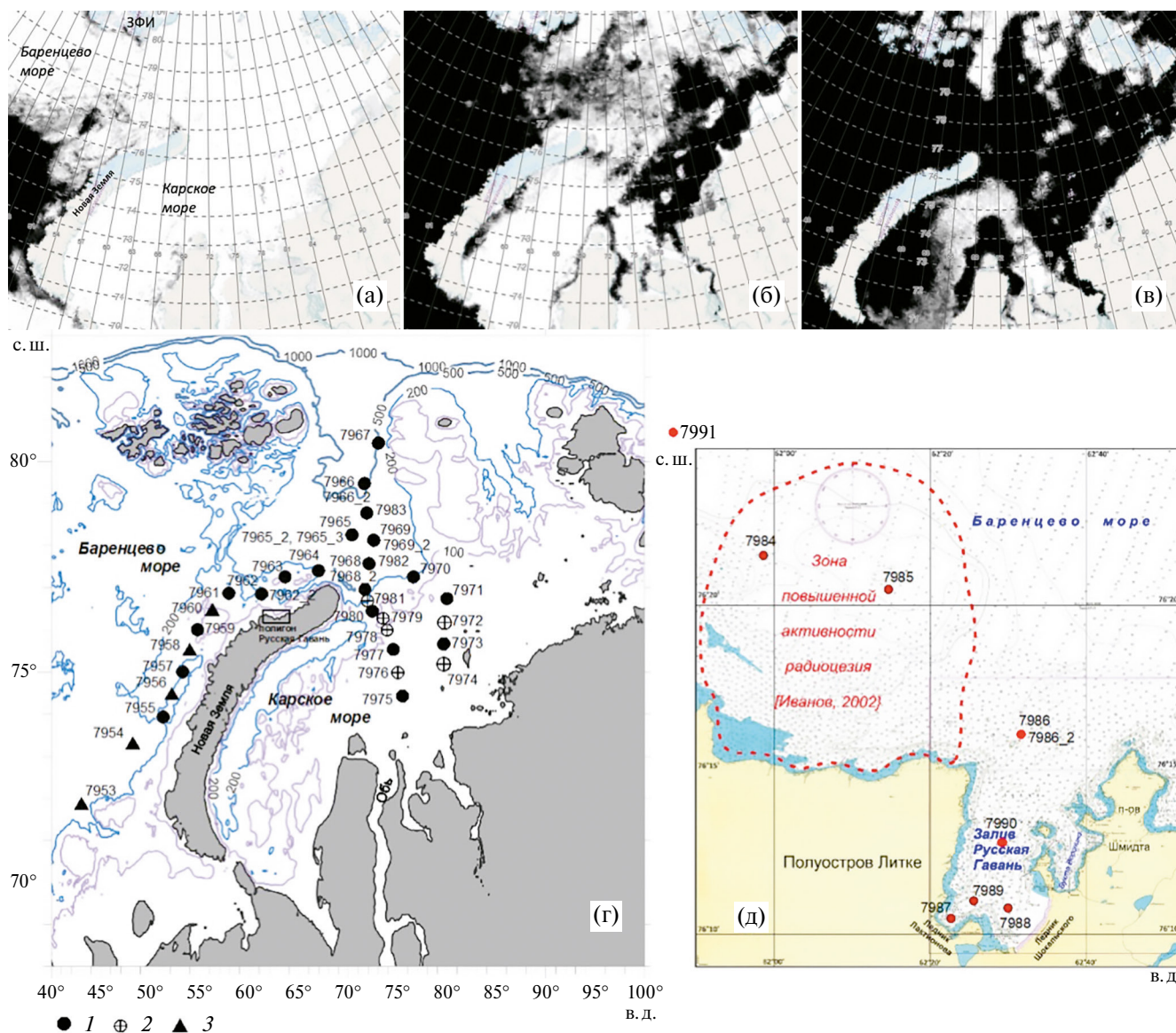


Рис. 1. Ледовое покрытие в районе исследований: *а* – в период максимального развития сезонного льда в конце апреля 2024 г., *б* – во время начала работ экспедиции в основном районе исследований 25 июня 2024 г., *в* – во время окончания работ 22 июля 2024 г. (по <http://siows.solab.rshu.ru>). *г* – Положение станций 95-го рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш”, *д* – положение станций на полигоне Русская Гавань (прямоугольник на рис. *г*), 1 – станции с полным комплексом, 2 – сокращенные станции, 3 – ихтиологические работы и отбор проб сетью “Манты”.

зон в 6 градусов, в котором лежит Карский бассейн. Маршрут экспедиции был построен так, чтобы охватить три крупных территориальных “блока” – северо-восточную часть Баренцева моря, прилежащую к Карскому морю, северную глубоководную часть Карского бассейна (желоб Святой Анны) и шельф Карского моря. В каждом из этих “блоков” исследования были проведены в районах, в разной степени освободившихся от сезонного льда и имеющих разную историю схода сезонного ледового покрытия, которая восстанавливалась по ежедневным ледовым картам (<http://siows.solab.rshu.ru>).

Получены оценки гидрофизических и гидрооптических свойств морской среды в период интенсивного таяния сезонного льда, установлены характерные для сезона уровень влияния теплых относительно соленых атлантических вод на северную и центральную части Карского моря и пути их распространения в исследованном регионе.

Получены данные о гидрохимической структуре вод в разных районах Карского бассейна в весенний сезон (растворенном кислороде, величине pH, общей щелочности, общем и неорганическом растворенном фосфоре, растворенном кремнии, общем азоте и его формах).

Установлены низкие концентрации биогенных элементов в верхнем перемешанном слое в период освобождения от сезонного льда (NO_3 в основном $< 0.2 \text{ мМ}$, лишь локально до $1.0\text{--}1.5 \text{ мМ}$), что указывает на слабую вертикальную конвекцию в предшествующий зимний сезон либо на их интенсивное потребление еще до начала схода сезонного льда.

Оценки обмена CO_2 между океаном и атмосферой, выполненные на основании измерений в 44 точках, показали, что вся исследованная акватория Баренцева и Карского морей в весенний сезон была областью стока углекислого газа из атмосферы. Средняя (медианная) интенсивность обмена CO_2 для изученной акватории Баренцева моря составила $2.6 \text{ ммоль м}^{-2} \text{ сут}^{-1}$, или $31 \text{ кгС км}^{-2} \text{ сут}^{-1}$, для акватории Карского моря — $1.3 \text{ ммоль м}^{-2} \text{ сут}^{-1}$, или $16 \text{ кгС км}^{-2} \text{ сут}^{-1}$.

Ранневесеннее состояние фитопланктона на большей части исследованной акватории характеризовалось массовым развитием мелкоклеточных видов *Phaeocystis pouchetii* и диатомеи *Chaetoceros socialis* и формированием высоких концентраций водорослей на глубинах ниже 30 м. Колонии *P. pouchetii* впервые были отмечены в северо-западной глубоководной части Карского моря, куда вид поступал с атлантической водой. Максимальная численность вида достигала $21 \times 10^6 \text{ кл/л}$. Вид исчезал из фитоценоза при солености $< 31 \text{ PSU}$. Численность пикофитопланктона изменялась от 0.2 до $4.9 \times 10^6 \text{ кл/л}$. В составе пикофитопланктона доминировали пикоэукариоты, численность цианобактерий не превышала 20–60 кл/мл.

Интегральные величины первичной продукции в период весенней фазы массового развития фитопланктона достигали $400\text{--}550 \text{ мгС/м}^2$ в день, в синтезе нового органического вещества доминировал микрофитопланктон ($> 20 \text{ мкм}$). В первой половине июля наблюдался переход от весенней фазы развития фитопланктона к более поздним стадиям, который характеризовался снижением продукции почти на порядок, формированием глубинного хлорофилльного максимума на горизонтах 30–75 м и доминированием мелкоразмерных фракций фитопланктона ($< 20 \text{ мкм}$).

Изменения биомассы мезопланктона в Карском море в широтном диапазоне $74^\circ 30.0'$ до $80^\circ 22.5'$ с.ш. при различных ледовых условиях были слабо выражены и составили от 2.5 до 5 мл/м^3 . Локальный максимум с биомассой в поверхностном слое 0–20 м был приурочен к области континентального склона в желобе Св. Анны. Впервые для весеннего сезона в Карском бассейне получены оценки роли зоопланктона в утилизации пер-

вичного органического вещества в районах, различающихся по режиму схода сезонного ледового покрытия. Зоопланктон ежедневно потреблял $< 5\%$ биомассы фитопланктона, и лишь в локальных скоплениях зоопланктона в области склона эта величина возрастала до 70%.

Основу численности ихтиопланктона ($> 85\%$) на исследованных акваториях повсеместно составляли ранние стадии развития сайки (*Boreogadus saida*), наибольшая численность которых — 4 экз/м^2 , отмечена на Обско-Енисейском взморье.

Для всего района исследований получены оценки обилия личинок краба-вселенца *Chionoecetes opilio*. Наибольшая численность — $100\text{--}900 \text{ экз/м}^2$, наблюдалась в приновоземельском районе Баренцева моря и на границе Баренцева и Карского морей в желобе Св. Анны, куда они приносятся течениями из Баренцева моря. В центральной части Карского моря численность личинок составляла $0.4\text{--}29 \text{ экз/м}^2$. Учет взрослого краба-стригуна методом видеонаблюдений показал, что наиболее высокие плотности приурочены к прилежащем к Новой Земле районам Баренцева моря ($2.7\text{--}4.3 \text{ экз/10 м}^2$) и к области континентального склона в желобе Св. Анны ($1.5\text{--}2.0 \text{ экз/10 м}^2$).

Выявлены аномально высокие концентрации взвешенного органического углерода, превышающие 300 мкг/л и связанные с активной весенней вегетацией фитопланктона. В отличие от данных, полученных в прошлые годы, повышение концентраций взвешенного органического вещества не сопровождалось увеличением его в растворенной форме. Средние концентрации РОУ были существенно ниже среднеголетних величин для Карского и Баренцева морей. На основании анализа биомаркеров показана активная седиментация “новой” взвеси биогенного происхождения на дно — при повторных наблюдениях с интервалом две недели зафиксировано обогащение верхнего слоя донных осадков биогенным ОВ при глубине 520 м.

На всем маршруте экспедиции проводились измерения концентраций CO_2 , изотопного состава и концентрации метана, O_3 и водяного пара в приводном слое атмосферы с помощью лазерного анализатора Picarro G2132-i и газоанализаторов ENVEA 0342e и ENVEA CO12e. Предварительные данные не выявили значительных региональных отклонений этих параметров. Концентрация CH_4 была на уровне 1.97 ppm , и лишь на мелководном шельфе Карского моря было локально зафиксировано увеличение 2.02 ppm .

Для оценки уровня радиоактивного загрязнения донных осадков, связанного с поступлением в море радиоактивности, аккумулированной в ледниках Новой Земли, способности осадков к самоочищению на многолетнем масштабе были отобраны колонки донных отложений у полуострова Литке и в заливе Русская Гавань в области разгрузки ледников Шокальского и Лактионова.

На исследованной акватории Баренцева и Карского морей получены оценки содержания микропластика и корабельной краски. Микропластик и частицы краски были обнаружены практически на всех станциях, их средние концентрации составили соответственно 0.162 шт./м³ и 0.206 шт./м³.

На всем маршруте экспедиции проведены учеты морских млекопитающих и птиц. Из учтенных видов 7 занесены в Красный список МСОП и 6 – в Красную книгу РФ.

Финансирование работы. Экспедиционные исследования проведены при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования РФ (целевое финансирование на проведение морских экспедиционных исследований), основные работы выполнены в рамках государственного задания № FMWE-2024–0021, часть исследований проведена по госзаданиям № FMWE-2024-0015, № FMWE-2024-0016, № FMWE-2024-0018, № FMWE-2024-0022, № FMWE-2024-0024, № FMWE-2023-0002,

№ FMMN-2024-0019, № FMMN-2024-0020, проектам РНФ № 21-77-20025, № 23-27-00061, № 23-24-00440.

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Иванов Г.И.* Методология и результаты экогеохимических исследований Баренцева моря // Репринт ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, 2002, 153 с.
2. *Флинт М.В., Поярков С.Г., Римский-Корсаков Н.А., Мирошников А.Ю.* Экосистемы морей сибирской Арктики-2021: Экосистема Карского моря в период схода сезонного льда (83-й рейс научно-исследовательского судна “Академик Мстислав Келдыш” // Океанология. 2022. Т. 62. № 1. С. 158–161.
3. *Флинт М.В., Поярков С.Г., Полухин А.А., Мирошников А.Ю.* Экосистемы морей сибирской Арктики-2022: Экосистема восточной части Карского моря, накопленные экологические риски (2-й этап 89-го рейса научно-исследовательского судна “Академик Мстислав Келдыш”) // Океанология. 2023. Т. 63. № 2. С. 328–331.
4. *Флинт М.В., Поярков С.Г., Римский-Корсаков Н.А. и др.* Экосистемы морей Сибирской Арктики-2023 (92-й рейс научно-исследовательского судна “Академик Мстислав Келдыш” в Карское море) // Океанология. 2024. Т. 64. № 3. С. 550–553.
5. Экосистемы Российской Арктики // Океанология. Спецвыпуск. 2017. Т. 57. № 1. С. 1–248.

ECOSYSTEMS OF THE SIBERIAN ARCTIC SEAS-2024 (CRUISE 95 OF THE R/V “AKADEMIK MSTISLAV KELDYSH” IN THE KARA SEA)

M. V. Flint^{a, *}, A. F. Polukhin^a, S. G. Poyarkov^a, N. A. Rimsky-Korsakov^a, A. Yu. Miroshnikov^b

^a Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

^b Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry,
Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

*e-mail: m_flint@ocean.ru

95^d cruise of R/V “Akademik Mstislav Keldysh” was organized by Shirshov Institute of Oceanology in a frame of long-term Program “Marine Ecosystems of Siberian Arctic”. The cruise was focused at evaluation of the processes in the Arctic ecosystem in the period of seasonal ice breacking and was held from 21 June to 24 July 2024. Coordinated hydrophysical, hydrochemical, biooceanological, geochemical research were carried out under different sea ice conditions in the central part of the Kara Sea in latitudinal range from 74°30.0' to 80°22.5' N, as well as in the eastern part of the Barents Sea. 62 scientists from the institutes of Russian Academy of Sciences, Moscow State University, North Arctic Federal University, Baltic Federal University, Moscow Institute of Physics and Technology, and VNIRO participated in the cruise.

Keywords: Arctic, Kara and Barents Sea, spring season, seasonal ice, pelagic and bottom ecosystems, biological productivity, alien species, CO₂ fluxes, radioactive pollution

УДК 551.465

ЭКОЛОГИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ И ДИНАМИКА ВОД В ОБЛАСТИ ВОСТОЧНО-КАМЧАТСКОГО ТЕЧЕНИЯ В РЕЙСЕ № 68 НИС “АКАДЕМИК ОПАРИН”

© 2025 г. В. Б. Лобанов^{1,*}, А. Ф. Сергеев¹, П. Ю. Семкин¹, Н. Б. Лукьянова¹,
И. Ф. Алексеев¹, В. А. Горячев¹, С. Г. Сагалаев¹, С. П. Захарков¹, Н. А. Липинская¹,
А. О. Холмогоров¹, К. Р. Байгубеков², Ю. А. Барабанщиков¹, Д. С. Калюжный^{1,3},
А. С. Кузнецова^{1,3}, П. Г. Кушнир¹, Д. С. Максеев¹, Е. А. Мещерякова⁴,
Н. А. Онищенко⁴, И. Е. Осипов³, А. А. Петрова⁵, И. А. Прушковская¹,
В. В. Разживин¹, А. И. Разумов³, Д. Д. Соколов^{1,3}, О. А. Уланова¹,
Ю. В. Федорец¹, М. С. Федоров^{1,6}, М. Г. Швецова¹, Е. М. Шкирникова¹

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

² Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

³ Дальневосточный федеральный университет, Владивосток, Россия

⁴ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

⁵ Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия

⁶ Дальневосточный государственный технический рыбохозяйственный университет “Дальрыбвтуз”,
Владивосток, Россия

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

Поступила в редакцию 19.06.2024 г.

После доработки 24.06.2024 г.

Принята к публикации 08.08.2024 г.

В рейсе № 68 НИС “Академик Опарин”, проходившем в августе–сентябре 2023 г., были продолжены начатые в 2022 г. работы к востоку от п-ова Камчатка для выяснения возможных факторов, обусловивших экологическую катастрофу сентября 2020 г., исследования структуры вод Восточно-Камчатского течения, особенностей формирующихся здесь вихрей синоптического масштаба, гидрохимических особенностей вод Камчатского залива, а также исследования газогеохимических процессов и оценка экологического состояния вод в местах разработки углеводородных ресурсов шельфа о. Сахалин, определение содержания радионуклидов в районах работ экспедиции, проведение оптических исследований и гидроакустических экспериментов.

Ключевые слова: Тихий океан, дальневосточные моря, Камчатский залив, Восточно-Камчатское течение, Охотское море, шельф о. Сахалин, синоптические вихри, гидрология, биогеохимия

DOI: 10.31857/S0030157425020156, EDN: DZMBJE

Основными задачами экспедиционного рейса № 68 НИС “Академик Опарин” (8.08–18.09.2023 г.), организованного Тихоокеанским океанологическим институтом им. В.И. Ильичева, являлись выполнение океанографической съемки района Восточно-Камчатского течения, включая вихревые структуры синоптического масштаба, комплексной съемки Камчатского залива, приустьевых участков рек Камчатка и Жупанова, съемки на северо-восточном шельфе о. Сахалин в районе интенсивных газовых выделений, отбор проб фитопланктона, регистрация океанологических, гидрооптических и газо-геохимических параме-

тров поверхностного слоя океана, отбор проб на радиоизотопы из поверхностного слоя вод вдоль всего маршрута судна, а также по вертикали на отдельных станциях, постановка и подъем донных автономных буйковых измерительных станций (АБС) на шельфе о. Сахалин, акустические исследования на протяженной трассе в Японском море.

В экспедиции участвовало 28 человек, из них 4 молодых ученых, 2 аспиранта и 9 студентов. Кроме сотрудников ТОИ ДВО РАН, в работах приняли участие представители ДВФУ, Дальрыбвтуза, МГУ, СПбГУ и ААНИИ.

Всего в экспедиции выполнена 241 станция с СТД-зондированием, из них 193 с отбором проб воды на стандартные гидрохимические параметры. Проведен значительный объем гидробиологических, гидрооптических, радиоэкологических, газогидрохимических и гидроакустических исследований. Поставлено 3 АБС на глубинах 67, 145 и 246 м. Две из них подняты для считывания информации через 30 суток и поставлены снова в тех же точках (рис. 1).

В качестве предварительных результатов экспедиции можно выделить следующие.

1. Выполнена детальная комплексная океанологическая съемка акватории Тихого океана, прилегающей к п-ову Камчатка, для изучения абиотических факторов среды, влияющих на состояние экосистем и динамику вредоносного цветения водорослей в прибрежных водах, и ана-

лиза возможных механизмов экологической катастрофы сентября 2020 г.

2. Подробная съемка района Восточно-Камчатского течения подтвердила присутствие устойчивых интенсивных вихревых образований синоптического масштаба, которые определяют перенос вод основного потока течения, а также интенсивный поперечный водообмен. Впервые показана двухслойная структура вихрей, соответствующая хетонам, когда над основным ядром циклона формируется антициклон, определяющий конвергенцию теплых вод в верхнем слое 0–100 м, и наоборот, в верхней части антициклона формируется циклон, обуславливая подъем вод и дивергенцию на поверхности в центре вихря с образованием пятна вод пониженной (на 2–5°C) температуры и повышенной солёности (рис. 1а).

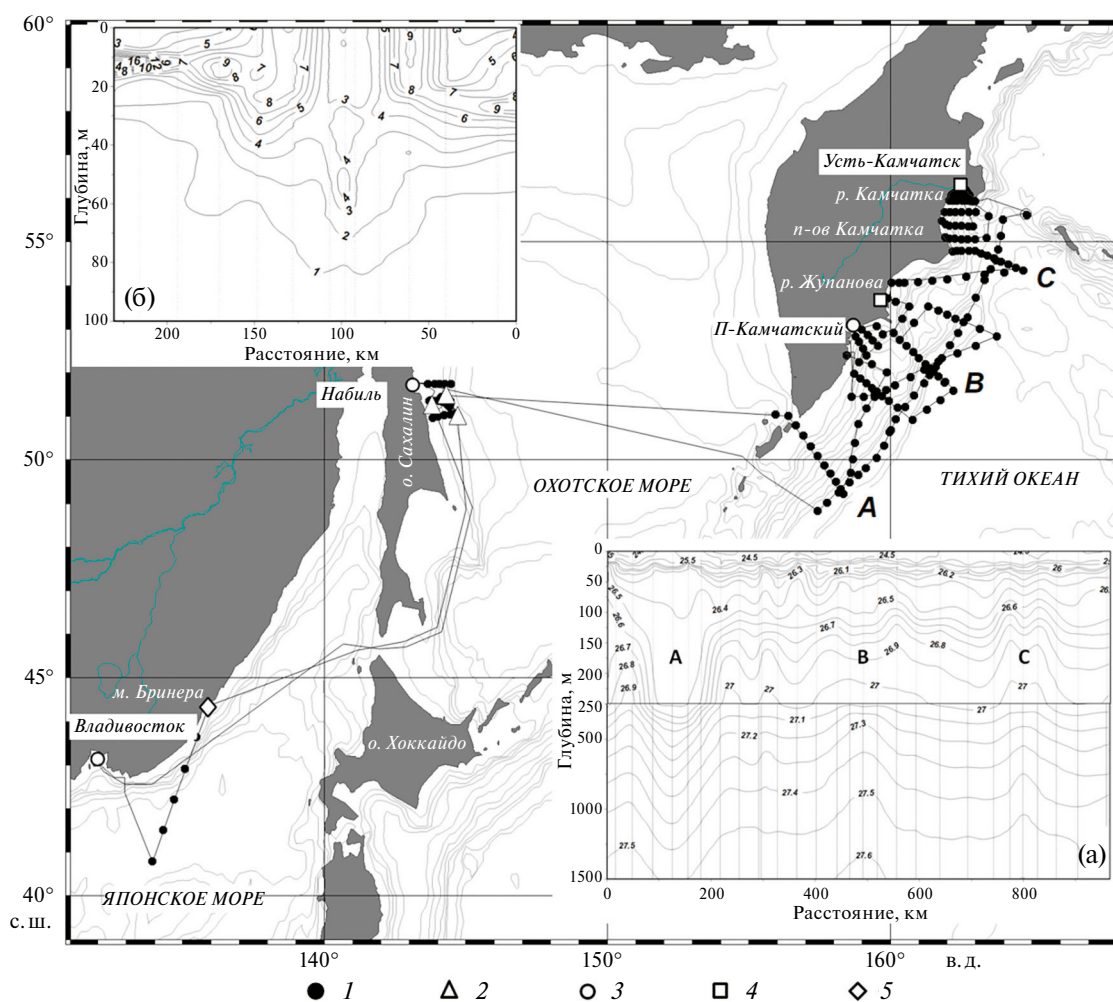


Рис. 1. Картограмма работ экспедиции ТОИ ДВО РАН на НИС «Академик Опарин» (рейс № 68) в августе–сентябре 2023 г.: 1 – положение океанографических станций; 2 – положение АБС; 3 – порты заходов и подходов; 4 – места лодочных работ; 5 – точка излучения акустических сигналов. На врезке (а) показано распределение условной удельной плотности (кг/м^3) на разрезе вдоль Камчатского желоба через антициклонический вихрь А и циклонические вихри В и С. На врезке (б) – распределение флуоресценции хлорофилла *a* (мг/л) на разрезе, перпендикулярном желобу через циклонический вихрь В.

3. Выявленные особенности в строении вихрей оказывают влияние на распределение планктона и продукционные характеристики. В отличие от других районов океана здесь в центральных частях циклонических вихрей содержание хлорофилла *a* низкое в результате конвергенции и даунвеллинга, а в антициклонах, наоборот, отмечается повышенное содержание хлорофилла *a* (рис. 1б).

4. На акватории Камчатского залива зарегистрированы аномально высокие концентрации фосфатов и, соответственно, низкое азот-фосфорное соотношение, что, вероятно, обусловлено влиянием стока р. Камчатки и повышенной активностью вулканов Ключевской группы в течение 2023 г. В то же время, в прибрежной зоне и бухтах, прилегающих к вулканам Кроноцкого и Авачинского заливов, азот-фосфорное соотношение сохраняется на высоком уровне. Это определяет различие видов фитопланктона на исследованных акваториях. Можно заключить, что вулканическая активность и особенности питания рек приводят к широкому видовому разнообразию планктона на прилегающих к Камчатке акваториях океана.

5. В составе фитопланктона Восточно-Камчатского течения было обнаружено 58 видов внутривидовых таксонов микроводорослей. По числу видов преобладал отдел диатомовых (39 видов, 67%), в небольшом количестве был отмечен отдел динофитовых микроводорослей (15 видов, 26%).

6. Отобраны пробы донных осадков в Камчатском заливе, дана оценка распределения отдельных видов бентосных фораминифер и их численности, связи с литологическим составом донных осадков, выполнен сравнительный анализ морфологического облика и химического состава раковин в разных фациальных обстановках.

7. Получены новые данные о структуре вод на шельфе о. Сахалин в период максимального летнего прогрева, которые свидетельствуют о развитии обширной области апвеллинга в прибрежной

полосе шириной 10–20 миль с перепадом температуры вод около 5–7°C. Перенос вод определяется Восточно-Сахалинским течением, положение шельфового фронта может значительно изменяться на протяжении суток за счет прилива.

8. Подтверждены интенсивные участки эмиссии газов на северо-восточном шельфе о. Сахалин с локальным максимумом растворенного метана 198 нМ/л. При этом метан распространяется на восток под нижней границей сезонного пикноклина (10 м). Здесь также обнаружены повышенные концентрации растворенного гелия 11.1 промилле, превышающие фоновые концентрации для Охотского моря в 2.5 раза.

9. Показано, что содержание радионуклидов трития и цезия в Японском и Охотском морях, а также прилегающей к п-ову Камчатка части Тихого океана в настоящее время близко к фоновым значениям. Это позволит оценить степень возможного загрязнения российских морей в результате слива вод с аварийной АЭС “Фукусима-1”.

10. Акустический эксперимент по излучению сложного сигнала с использованием эффекта “оползня” на шельфе показал устойчивый прием на расстоянии 511 км и расчет позиционирования объекта с погрешностью не хуже 50 м.

Финансирование работы. Экспедиция проводилась за счет средств, предоставленных Минобрнауки России. Исследования выполнялись в рамках госбюджетных тем ТОИ ДВО РАН № 2, 5, 6, 7, 10 и 11 (рег. №№ 120031890011-8, 121021500054-3, 121021700346-7, 121021700341-2, 119122090009-2, 12121500052-9), а также Комплексной межведомственной программы “Экологическая безопасность Камчатки: изучение и мониторинг опасных природных явлений и антропогенных воздействий” (рег. № 122012700198-9).

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

**ASSESSMENT OF ECOLOGICAL STATE AND DYNAMICS
OF WATERS OF THE EAST KAMCHATKA CURRENT AREA
AND OTHER LOCATIONS OF THE FAR EASTERN SEAS
IN THE CRUISE NO. 68 OF R/V “AKADEMIK OPARIN”**

**V. B. Lobanov^{a, *}, A. F. Sergeev^a, P. Yu. Semkin^a, N. B. Lukyanova^a, I. F. Alekseev^a,
V. A. Goryachev^a, S. G. Sagalaev^a, S. P. Zakharkov^a, N. A. Lipinskaya^a, A. O. Kholmogorov^a,
K. R. Baigubekov^b, Yu. A. Barabanshchikov^a, D. S. Kalyuzhnyi^{a, c}, A. S. Kuznetsova^{a, c},
P. G. Kushnir^a, D. S. Makseev^a, E. A. Meshcheryakova^d, N. A. Onishchenko^d, I. E. Osipov^c,
A. A. Petrova^c, I. A. Prushkovskaya^a, V. V. Razzhivin^a, A. I. Razumov^c, D. D. Sokolov^{a, c},
O. A. Ulanova^a, Yu. V. Fedorets^a, M. S. Fedorov^{a, f}, M. G. Shvetsova^a, E. M. Shkirnikova^a**

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

^b*Saint Petersburg State University, Saint Petersburg, Russia*

^c*Far Eastern Federal University, Vladivostok, Russia*

^d*M.V. Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*

^e*Arctic and Antarctic Research Institute, Saint Petersburg, Russia*

^f*Far Eastern State Technical Fishery University “Dalrybvtuz”, Vladivostok, Russia*

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

During the cruise No. 68 of the R/V “Akademik Oparin”, which was carried out from August 8 to September 18, 2023, research was continued in the area to the east of Kamchatka Peninsula to study the possible factors that caused the mass mortality of marine organisms in the Fall of 2020, study the structure of East Kamchatka Current, features of mesoscale eddies formed here, hydrochemical features of the Kamchatka Bay, as well as a research of gas-geochemical processes and assessment of environmental conditions in the area of oil and gas exploration on the shelf of Sakhalin Island, assessment of radionuclide content in the area of the cruise, marine optics research and hydro acoustic experiments.

Keywords: Pacific Ocean, Far Eastern Seas, Kamchatka Bay, East Kamchatka Current, Sea of Okhotsk, Sakhalin shelf, mesoscale eddies, hydrography, biogeochemistry

УДК 551.242

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ТРОГА КИНГ В 55-м и 57-м РЕЙСАХ СУДНА “АКАДЕМИК НИКОЛАЙ СТРАХОВ”

© 2025 г. С. Г. Сколотнев¹, А. А. Пейве¹*, К. О. Добролюбова¹, С. Ю. Соколов¹, А. Н. Иваненко², В. А. Боголюбский³, И. А. Веклич², И. С. Патица¹, В. Н. Добролюбов¹, А. П. Денисова¹, Н. П. Чамов¹, Д. М. Илюхина², В. Л. Любинецкий², А. А. Ткачева¹, В. В. Фомина¹, С. А. Докашенко¹

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

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

³ Геологический факультет Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

*e-mail: apeyve@yandex.ru

В работе приводятся сведения о геолого-геофизических исследованиях трога Кинг, расположенного на восточном фланге Срединно-Атлантического хребта в Северной Атлантике, в 55-м и 57-м рейсах НИС “Академик Николай Страхов” (2023 и 2024 гг.). Обсуждаются предварительные результаты экспедиций.

Ключевые слова: Северная Атлантика, океаническая кора, базальты, батиметрическая карта, аномальное магнитное поле, трог Кинг

DOI: 10.31857/S0030157425020162, EDN: DZUADA

В 2023 и в 2024 гг. Геологическим институтом РАН и Институтом океанологии им. П.П. Шишова РАН были проведены две комплексные геолого-геофизические экспедиции на НИС “Академик Николай Страхов” (55-й и 57-й рейсы) в районе трога Кинг — мало изученной мегаструктуры, расположенной в Северной Атлантике, по утвержденной Министерством науки и образования Российской Федерации экспедиционной программе.

Основная цель экспедиций — изучение тектоники, магматизма, гидротермального метаморфизма и седиментации в районе мезоструктурного кластера, образованного трогом Кинг, Азоро-Бискайским поднятием и плато Гнищевица на восточном фланге Срединно-Атлантического хребта.

Основные виды работ в ходе обеих экспедиций включали детальную батиметрическую съемку дна с помощью судового многолучевого глубоководного эхолота SeaBat 7150—12 кГц с сонарной модой записи акустических сигналов, сейсмоакустическое профилирование с помощью судового профилографа EdgeTech 3300 (частота 2—6 кГц) и параметрического акустического профилографа Parasound DS Sub-Bottom profiler P-35, а также измерения аномального магнитно-

го поля с помощью магнитометров Geometrics G882 и SeaPOS2. Сбор каменного материала выполнялся драгой.

Объем выполненных работ. Батиметрическое и акустическое профилирование на полигоне Кинг за время двух экспедиций выполнено на 7 галсах общей протяженностью 15219 км (рис.). По данным сплошной батиметрической съемки построена батиметрическая карта масштаба 1:100000 площадью 106339 км². Магнитное профилирование проведено на тех же галсах. На основе полученных материалов построена карта аномального магнитного поля. Выполнено 39 драгировок (рис.), из них 26 результативных, поднято около 1050 кг донно-каменного материала. На транзитных галсах проведено батиметрическое и акустическое профилирование протяженностью 4282 км и магнитное профилирование протяженностью 2490 км.

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ НАУЧНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

1. По результатам батиметрического картирования в пределах изученного мезоструктурного кластера Кинг выделено несколько морфоструктурных провинций, отличающихся друг от друга

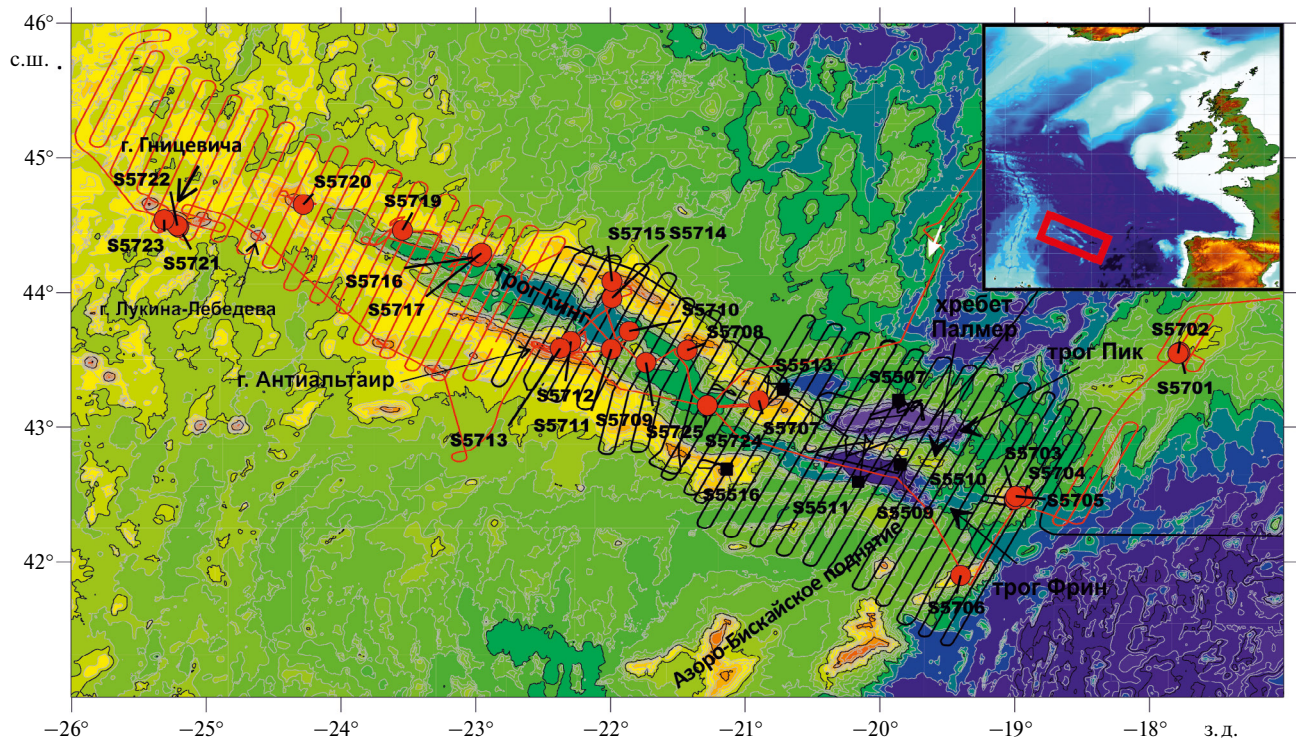


Рис. 1. Схема работ на полигоне Кинг сделана на основе карты GEBCO-19 (сайт <https://www.gebco.net>). Красные кружки — местоположение станций драгирования 57-го рейса НИС “Академик Николай Страхов”, черные квадраты — 55-го рейса этого судна. Возле них номера станций. Черные и красные линии — галсы батиметрической съемки, а также сейсмоакустического и магнитного профилирования соответственно в 55-м и 57-м рейсах. На врезке показано местоположение полигона Кинг.

по характеру рельефа. В целом в рельефе выделяется четыре основных геоморфологических уровня: днище трогов, образующих систему вытянутых впадин северо-западного простирания, надстраивающих друг друга по простиранию и параллельных друг другу; поверхность свода, рассеченного этими трогами; поверхность вулканических плоскогорий, нарастающих на своде; и вершины конусовидных вулканических построек, возвышающихся над плоскогорьями.

2. Фланговые зоны трога Кинг комплементарны: на противоположных бортах располагаются близкие по морфологии структуры, имеющие схожие геоморфологические уровни, что подчеркивает их образование в качестве единой структуры, впоследствии разделенной трогами.

3. По итогам сейсмоакустического профилирования установлено, что осадочный чехол района исследований сформирован на океаническом фундаменте, подверженном неотектоническим движениям и деформациям. Неоднородный и подвижный фундамент является субстратом, на котором накапливается слабо консолидированный осадочный чехол, формируемый фоновым осаднением пелагического материала и материалом, приносимым донными течениями. Установ-

лены признаки дрифтовых отложений. Быстрое накопление материала на склонах создает условия для схода оползней и формирования отложений обломочных потоков. Выявлены четыре основных типа сейсмofаций: а) пелагические комплексы; б) контуриты; в) отложения турбидных потоков; г) хаотические фации гравитационного генезиса.

4. В области гор Гнищевича обнаружены признаки звукорассеивающих объектов в водной толще с вертикальными амплитудами над вершинами не менее 200 м. Это может указывать на современную гидротермальную активность в данной структуре.

5. По результатам гидромагнитной съемки уточнено положение обнаруженных в пределах полигона магнитных аномалий. Выделены предполагаемые границы и простирания хронов C26n, C27n и оценен в соответствии с геохронологической шкалой возможный возраст несущей их коры соответственно 57.7 и 61 млн лет. Также отмечены потенциальные для идентификации линейные аномалии, для расшифровки которых требуются дополнительные геомагнитные данные к югу и северу от полигона. Прослежено предполагаемое простирание хрона C25n через трогов Пик и Фрин.

6. Установлено, что у аномалий более древних, чем Сбп, порождающий их магнитоактивный слой разрушается под трогом Кинг. При этом вдоль трога Кинг происходит разрыв и смещение некоторых номерных линейных аномалий. Смещение по хрону С25п превышает 50 км, западнее — в районе хрона С24п.2п смещение уменьшается до 25 км, а в районе хрона С21п оно не наблюдается. Более молодые аномалии, включая Сбп, пересекая зону, продолжающую трог Кинг, не разрушаются, не смещаются и не изменяют своего простираия.

7. В ходе рейсов опробованы следующие структуры: трог Пик и Фрин, вулканические постройки Азоро-Бискайского поднятия, борта трога Кинг, плоскогорье и вулканические постройки, сформировавшиеся на флангах трога Кинг, медианные хребты, вулканы плато Гнищевича. На северном борту трога Пик и в бортах трога Кинг обнажается спрединговая ассоциация пород: базальты, долериты, габброиды и тектониты по этим породам. Вторая, наиболее распространенная ассоциация пород представлена изменен-

ными базальтами, слагающими вулканические плоскогорья. Вместе с ними получены продукты разрушения вулканитов: брекчии, дресвяники, песчаники, аргиллиты. С поверхности плоскогорий и крупных вулканов поднято большое количество известняков, представляющих разновозрастный осадочный чехол, покрывающий склоны. Они отличаются по степени литифицированности, есть среди них необычные разности с примесью измененного пеплового и туфового материала.

Источники финансирования. Финансирование экспедиции проводилось за счет средств госзаданий № FMMG-2022-0003, FMMG-2023-0005, FMWE-2024-0019, FMMG-2023-0008 при частичной поддержке проекта РНФ № 24-17-00097.

Благодарности. Авторы благодарны капитану А.А. Ардашкину и экипажу НИС “Академик Николай Страхов” за всестороннюю помощь в выполнении научных задач экспедиций.

Конфликт интересов. Авторы настоящей статьи заявляют об отсутствии конфликта интересов.

GEOLOGICAL INVESTIGATION OF THE KING'S TROUGH DURING THE 55-TH AND 57-TH EXPEDITIONS OF THE R/V “AKADEMIK NIKOLAJ STRAKHOV”

S. G. Skolotnev^a, A. A. Peyve^{a, *}, K. O. Dobrolyubova^a, S. Yu. Sokolov^a, A. N. Ivanenko^b,
V. A. Bogolyubskii^c, I. A. Veklich^b, I. S. Patina^a, V. N. Dobrolyubov^a, A. P. Denisova^a,
N. P. Chamov^a, D. M. Ilyukhina^b, V. L. Lyubinetskii^b, A. A. Tkacheva^a,
V. V. Fomina^a, S. A. Dokashenko^a

^a Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia;

^b Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia;

^c Faculty of Geology, Lomonosov Moscow State University, Russia, Moscow;

*e-mail: apeyve@yandex.ru

We provide information on the geological and geophysical studies of the structure of the King's trough, located on the eastern flank of the Mid-Atlantic Ridge in the North Atlantic Ocean during the 55-th and 57-th expeditions of the R/V “Akademik Nikolaj Strakhov” in 2023 and 2024. Preliminary results of the expeditions are discussed.

Keywords: North Atlantic, oceanic crust, basalts, bathymetric map, anomalous magnetic field, King's trough

Свидетельство о регистрации средства массовой информации
№ 0110247 от 8 февраля 1993 г., выдано Федеральной службой по надзору в сфере связи,
информационных технологий и массовых коммуникаций (Роскомнадзор)

Подписано к печати	г. Дата выхода в свет	г. Формат 60 × 88 ¹ / ₈
	Усл. печ. л.	Уч.-изд. л.
Тираж	экз.	Зак. Цена свободная
Учредители: Российская академия наук, Отделение наук о Земле РАН, Институт океанологии им. П.П. Ширшова		

Издатель: Российская академия наук, 119991 Москва, Ленинский просп., 14
Исполнитель по контракту № 4У-ЕП-020-2-25 ФГБУ «Издательство «Наука»
121099, Москва, Шубинский пер., д. 6, стр. 1
Отпечатано в ФГБУ «Издательство «Наука»
121099, Москва, Шубинский пер., д. 6, стр. 1

Журналы РАН, выходящие в свет на русском языке

Автоматика и телемеханика	Лёд и Снег
Агрохимия	Лесоведение
Азия и Африка сегодня	Литология и полезные ископаемые
Акустический журнал	Мембраны и мембранные технологии
Астрономический вестник. Исследования Солнечной системы	Металлы
Астрономический журнал	Микология и фитопатология
Биологические мембраны	Микробиология
Биология внутренних вод	Микроэлектроника
Биология моря	Молекулярная биология
Биоорганическая химия	Нейрохимия
Биофизика	Неорганические материалы
Биохимия	Нефтехимия
Ботанический журнал	Новая и новейшая история
Вестник Дальневосточного отделения Российской академии наук	Общественные науки и современность
Вестник древней истории	Общество и экономика
Вестник Российской академии наук	Океанология
Вестник российской сельскохозяйственной науки	Онтогенез
Водные ресурсы	Палеонтологический журнал
Вопросы истории естествознания и техники	Паразитология
Вопросы ихтиологии	Петрология
Вопросы языкознания	Письма в Астрономический журнал
Вулканология и сейсмология	Письма в Журнал экспериментальной и теоретической физики
Высокомолекулярные соединения. Серия А	Поверхность. Рентгеновские, синхротронные и нейтронные исследования
Высокомолекулярные соединения. Серия Б	Почвоведение
Высокомолекулярные соединения. Серия С	Приборы и техника эксперимента
Генетика	Прикладная биохимия и микробиология
Геология рудных месторождений	Прикладная математика и механика
Геомагнетизм и аэрономия	Проблемы Дальнего Востока
Геоморфология и палеогеография	Проблемы машиностроения и надежности машин
Геотектоника	Проблемы передачи информации
Геохимия	Программирование
Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геоэкология	Психологический журнал
Государство и право	Радиационная биология. Радиоэкология
Дефектоскопия	Радиотехника и электроника
Дифференциальные уравнения	Радиохимия
Доклады Российской академии наук. Математика, информатика, процессы управления	Расплавы
Доклады Российской академии наук. Науки о жизни	Растительные ресурсы
Доклады Российской академии наук. Науки о Земле	Российская археология
Доклады Российской академии наук. Физика, технические науки	Российская история
Доклады Российской академии наук. Химия, науки о материалах	Российская сельскохозяйственная наука
Журнал аналитической химии	Российский физиологический журнал им. И.М. Сеченова
Журнал высшей нервной деятельности им. И.П. Павлова	Русская литература
Журнал вычислительной математики и математической физики	Русская речь
Журнал неорганической химии	Сенсорные системы
Журнал общей биологии	Славяноведение
Журнал общей химии	Современная Европа
Журнал органической химии	Социологические исследования
Журнал прикладной химии	Стратиграфия. Геологическая корреляция
Журнал физической химии	США & Канада: экономика, политика, культура
Журнал эволюционной биохимии и физиологии	Теоретические основы химической технологии
Журнал экспериментальной и теоретической физики	Теплофизика высоких температур
Записки Российского минералогического общества	Успехи современной биологии
Зоологический журнал	Успехи физиологических наук
Известия Российской академии наук. Механика жидкости и газа	Физика Земли
Известия Российской академии наук. Механика твердого тела	Физика и химия стекла
Известия Российской академии наук. Серия биологическая	Физика металлов и металловедение
Известия Российской академии наук. Серия географическая	Физика плазмы
Известия Российской академии наук. Серия литературы и языка	Физикохимия поверхности и защита материалов
Известия Российской академии наук. Серия физическая	Физиология растений
Известия Российской академии наук. Теория и системы управления	Физиология человека
Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана	Химическая физика
Известия Российской академии наук. Энергетика	Химия высоких энергий
Известия Русского географического общества	Химия твердого топлива
Исследование Земли из Космоса	Цитология
Кинетика и катализ	Человек
Коллоидный журнал	Экология
Координационная химия	Экономика и математические методы
Космические исследования	Электрохимия
Кристаллография	Энтомологическое обозрение
Латинская Америка	Этнографическое обозрение
	Ядерная физика