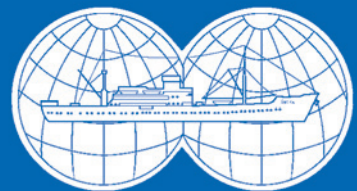




# ОКЕАНОЛОГИЯ



*Российская академия наук*

# ОКЕАНОЛОГИЯ

Том 65 № 1 2025 Январь-Февраль

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 1, 2025

---

## Физика моря

- Колебания десятилетнего масштаба средней температуры северного полушария  
в рамках современного глобального потепления  
*Н. В. Вакуленко, И. В. Серых, Д. М. Сонечкин* 5
- Тенденции изменений солености в Индийском океане и прилегающих акваториях  
Южного океана в 2005–2023 гг. в условиях усиления гидрологического цикла  
*И. Д. Ростов, Е. В. Дмитриева* 23
- Расчет угла цветности и первичных гидрооптических характеристик вод  
Черного и Азовского морей по данным спутниковых сканеров цвета  
*Е. Н. Корчемкина, Е. В. Маньковская* 38
- Сильнейшие цунами в Японском море по инструментальным наблюдениям  
*Е. С. Цуканова, А. Б. Рабинович, И. П. Медведев, А. Ю. Медведева* 46
- 

## Химия моря

- Происхождение пресного компонента в эстуариях рек Обь и Енисей и водах  
прилегающих зон Карского моря по изотопным ( $\delta D$ ,  $\delta^{18}O$ ) данным  
*С. А. Коссова, Е. О. Дубинина* 63
- Происхождение углеводов в голоценовых осадках  
Норвежско-Гренландского бассейна и Баренцева моря  
*И. А. Немировская, А. В. Медведева* 74
- 

## Морская биология

- Роль микроорганизмов и вирусов в вертикальном потоке вещества  
в Восточно-Сибирском море и море Лаптевых  
*А. И. Копылов, Е. А. Заботкина, А. В. Романенко, А. Ф. Сажин, М. В. Флинт* 91
- Пространственная и сезонная изменчивость вертикального распределения  
концентрации хлорофилла “А” в Южном океане по данным буев Био-Арго  
*Е. А. Кубрякова, Я. И. Бакуева, А. А. Кубряков* 102
- Состояние донных сообществ заливов архипелага Новая Земля (Карское море) в 2020 году  
*А. А. Удалов, А. Б. Басин, С. А. Шука, М. В. Чикина* 117
- Многолетние изменения видового состава и численности промысловых рыб  
в ихтиопланктоне восточной части залива Петра Великого (Японское море)  
*В. А. Шелехов, И. В. Енур, С. Ф. Соломатов, А. А. Баланов* 127
- Социальная организация белух *Delphinapterus leucas*, обитающих  
у Соловецких островов (Белое море, Россия), на основе данных фотоидентификации:  
выявление социальных кластеров  
*Е. М. Панова, В. В. Краснова, А. Д. Чернецкий* 145
-

## Морская геология

|                                                                                                                                                                                                                             |     |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Условия формирования мелководного контуритового дрефта в Карском море<br><i>С. В. Сломнюк, Б. В. Баранов, Е. А. Новичкова, Н. В. Козина, К. М. Смирнова,<br/>К. С. Якимова, А. Г. Матуль, Е. А. Мороз, М. Д. Кравчишина</i> | 156 |
| Оценка изменений объема песчаного пляжа во время шторма<br><i>И. О. Леонтьев</i>                                                                                                                                            | 169 |

---

## Приборы и методы исследований

|                                                                                                                                                                                                                                                                                                        |     |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Стационарный метеобуй в Баренцевом море как компонент национальной системы мониторинга климатически активных веществ<br><i>В. Д. Шармар, В. П. Терещенков, А. В. Гавриков, А. В. Сеницын,<br/>М. Д. Кравчишина, А. А. Ключиткин, А. Н. Новигатский,<br/>Н. Д. Тилинина, С. В. Писарев, С. К. Гулев</i> | 181 |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|

---

## Информация

|                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                         |     |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Исследования глубоководной пелагической ихтиофауны центрально-восточной Атлантики (67-й рейс исследовательского судна “Академик Иоффе”)<br><i>А. М. Орлов, С. Г. Кобылянский, Д. В. Большаков</i>                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                       | 187 |
| Исследования контуритовых осадочных волн и подводных гор в восточной Атлантике (66-й рейс НИС “Академик Иоффе”)<br><i>Е. В. Иванова, Д. Г. Борисов, Н. Н. Дмитриевский, А. Н. Иваненко,<br/>О. И. Кириллова, О. В. Левченко, Е. С. Чудиновских, Н. А. Шульга</i>                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                        | 190 |
| Оценка радиоэкологического состояния дальневосточных морей России в связи со сливом загрязненной воды на АЭС “Фукусима-1” (рейс № 71 НИС “Академик Опарин”)<br><i>В. Б. Лобанов, В. А. Горячев, А. Ф. Сергеев, Н. Б. Лукьянова, И. Ф. Алексеев,<br/>С. Г. Сагалаев, С. П. Захарков, Н. А. Бежин, Т. А. Гуленко, В. В. Калинин,<br/>А. С. Комолов, А. Э. Леусов, Э. А. Токарь, А. О. Холмогоров, В. В. Балабон,<br/>А. С. Кузнецова, С. П. Кукла, П. Г. Кушнир, М. А. Лебедева, А. А. Легкодимов,<br/>А. А. Мазур, Д. С. Максеев, И. А. Прушковская, В. В. Разживин, Д. А. Скоторенко,<br/>Е. Н. Соколова, А. М. Старцев, Л. Н. Сысоров, И. А. Хоменко, Е. И. Ярошук</i> | 193 |

---

# Contents

---

Vol. 65, No 1, 2025

---

## Marine Physics

- Decadal Oscillations of the Northern Hemisphere Average Temperature within Current Global Warming  
*N. V. Vakulenko, I. V. Serykh, D. M. Sonechkin* 5
- Trends of Changes in Salinity in the Indian Ocean and Adjacent Areas of the South Ocean in 2005–2023 in Conditions of Strengthening the Hydrological Cycle  
*I. D. Rostov, E. V. Dmitrieva* 23
- Calculation of Hue Angle and Inherent Optical Properties of Black Sea and Sea of Azov Water Based on Satellite Color Scanners Data  
*E. N. Korchemkina, E. V. Mankovskaya* 38
- Major Tsunamis in the Sea of Japan based on Instrumental Observations  
*E. S. Tsukanova, A. B. Rabinovich, I. P. Medvedev, A. Yu. Medvedeva* 46
- 

## Marine Chemistry

- Origin of Freshwater Component in Estuaries of the Ob and Yenisei rivers and Waters of Kara Sea Adjacent Zones based on Isotopic ( $\delta D$ ,  $\delta^{18}O$ ) Data  
*S. A. Kossova, E. O. Dubinina* 63
- Origin of Hydrocarbons in Holocene Sediments of the Nordik Seas and Barents Sea  
*I. A. Nemirovskaya, A. V. Medvedeva* 74
- 

## Marine Biology

- Role of Microorganisms and Viruses in the Vertical Flux in the East Siberian Sea and Laptev Sea  
*A. I. Kopylov, E. A. Zabolotkina, A. V. Romanenko, A. F. Sazhin, M. V. Flint* 91
- Spatial and Seasonal Variability of the Vertical Distribution of Chlorophyll a Concentration in the Southern Ocean from Bio-Argo Data  
*E. A. Kubryakova, Y. I. Bakueva, A. A. Kubryakov* 102
- State of the Benthic Communities in the Novaya Zemlya Archipelago Bays (Kara Sea) in 2020  
*A. A. Udalov, A. B. Basin, S. A. Schuka, M. V. Chikina* 117
- Long-term Changes in the Species Composition and Abundance of Commercial Fish in the Ichthyoplankton of the Eastern Part of Peter the Great Gulf (Sea of Japan)  
*V. A. Shelekhov, I. V. Epur, S. F. Solomatov, A. A. Balanov* 127
- Social Organization of Belugas *Delphinapterus leucas* Summering off the Solovetsky Islands (the White Sea, Russia) based on Photo-identification Data: Identifying Social Clusters  
*E. M. Panova, V. V. Krasnova, A. D. Chernetsky* 145
-

## Marine Geology

### The Shallow-Water Contourite Drift Formation in the Kara Sea

*S. V. Slomnyuk, B. V. Baranov, E. A. Novichkova, N. V. Kozina, K. M. Smirnova,  
K. S. Iakimova, A. G. Matul, E. A. Moroz, M. D. Kravchishina*

156

### Estimating of Changes in the Volume of Sandy Beach during a Storm

*I. O. Leont'yev*

169

---

## Instruments and research methods

### Moored Meteorological Buoy as Part of National Green-House Monitoring System in the Barents Sea

*V. D. Sharmar, V. P. Tereschenkov, A. V. Gavrikov, A. V. Sinitzin,  
M. D. Kravchishina, A. A. Klyuyitkin, A. N. Novigatsky,  
N. D. Tilinina, S. V. Pisarev, S. K. Gulev*

181

---

## Information

### Studies of Pelagic Ichthyofauna in the Central Eastern Atlantic (67<sup>th</sup> Cruise of RV "Akademik Ioffe")

*A. M. Orlov, S. G. Kobylansky, D. V. Bolshakov*

187

### Investigations of the Sediment Waves and Sea Mounts in the Eastern Atlantic (Cruise 66 of the RV "Akademik Ioffe")

*E. V. Ivanova, D. G. Borisov, N. N. Dmitrevskiy, A. N. Ivanenko,  
O. I. Kirillova, O. V. Levchenko, E. S. Chudinovskikh, N. A. Shulga*

190

### Assesment of Radioecological State of the Far Eastern Seas of Russia in Connection with a Polluted Water Discharge from Fukushima-1 NPP (Cruise No. 71 of RV "Akademik Oparin")

*V. B. Lobanov, V. A. Goryachev, A. F. Sergeev, N. B. Lukyanova, I. F. Alekseev,  
S. G. Sagalaev, S. P. Zakharkov, N. A. Bezhin, T. A. Gulenko, V. V. Kalinchuk,  
A. S. Komolov, A. E. Leusov, E. A. Tokar, A. O. Kholmogorov, V. V. Balabon,  
A. S. Kuznetsova, S. P. Kukla, P. G. Kushnir, M. A. Lebedeva, A. A. Legkodimov,  
A. A. Mazur, D. S. Makseev, I. A. Prushkovskaya, V. V. Razzhivin, D. A. Skotorenko,  
E. N. Sokolova, A. M. Startsev, L. N. Sysorov, I. A. Khomenko, E. I. Yaroshchuk*

193

---

УДК 551.465

## КОЛЕБАНИЯ ДЕСЯТИЛЕТНЕГО МАСШТАБА СРЕДНЕЙ ТЕМПЕРАТУРЫ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ В РАМКАХ СОВРЕМЕННОГО ГЛОБАЛЬНОГО ПОТЕПЛЕНИЯ

© 2025 г. Н. В. Вакуленко, И. В. Серых\*, Д. М. Сонечкин

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

*\*e-mail: iserykh@ocean.ru*

Поступила 11.03.2024 г.

После доработки 28.05.2024 г.

Принята к публикации 08.08.2024 г.

Рассмотрены средние температуры Северного полушария для приповерхностного воздуха, нижней тропосферы и верхнего слоя океана от 0 до 100 м. Оказалось, что все эти ряды сходны между собой в том, что они состоят из двух компонент: тренда потепления и наложенных на этот тренд колебаний примерно десятилетнего масштаба. Выдвинута гипотеза, что эта квазидесятилетняя изменчивость температуры связана с Эль-Ниньо – Южным колебанием. После удаления трендов из исследуемых рядов их автокорреляционные функции демонстрируют экспоненциальное убывание и последующие колебания в окрестности нуля при сдвигах ~ 5 лет и более, что теоретически позволяет прогнозировать их изменения с заблаговременностью 1–4 года. Анализ результатов эксперимента “Historical” для 58 моделей CMIP6 подтвердил сделанные выводы, а также показал, что на квазидесятилетнюю изменчивость средней температуры приповерхностного воздуха Северного полушария существенное влияние оказывают крупные извержения вулканов. Результаты эксперимента “piControl” для 50 моделей CMIP6 продемонстрировали возможность прогноза изменений средней температуры Северного полушария на несколько лет вперед на основе естественной межгодовой изменчивости климата, главной компонентой которой является Эль-Ниньо – Южное колебание.

**Ключевые слова:** температура, глобальное потепление, квазидесятилетние колебания, нижняя тропосфера, верхний слой океана, Эль-Ниньо – Южное колебание, модели CMIP6, извержения вулканов

**DOI:** 10.31857/S0030157425010015, **EDN:** DRLMLS

### ВВЕДЕНИЕ

Глобальное потепление климата, которое продолжается с последней четверти XX века до настоящего времени, не вызывает сомнений. Не прекращаются дебаты ученых-климатологов о причинах глобального потепления. Большинство из них являются сторонниками антропогенного влияния на климатические изменения [21]. Тем не менее, известны уже около десяти теорий изменения климата с объяснениями причин потепления [15]. Одна из них – это теория чередования ледниковых и межледниковых эпох Миланковича (1939 г.) в период плиоцена/плейстоцена, подтвержденная в середине 20-го столетия анализом палеоклиматических данных. По составленному календарю ледниковых и межледниковых циклов очевидно будущее окончание современного межледниковья и вступление планеты Земля в новый ледниковый период [3, 5]. Планетарные орбитальные циклы

можно использовать для прогнозирования квазидесятилетних колебаний. Феноменологическая модель показывает, что 60% потепления Земли с 1970 г. вызвано естественными циклами в Солнечной системе: действуют механизмы изменения гравитационных и магнитных сил планет, в частности, Юпитера и Сатурна, которые модулируют солнечную активность, влияющую на изменения климата [31, 32].

Проведенный обзор научных публикаций ведущих отечественных ученых-климатологов о существующих причинах современного глобального потепления позволил выделить три группы ученых по их выводам о влиянии природных и антропогенных факторов на изменение климата Земли [14]. Мнения ученых первой группы о преобладающем антропогенном факторе подробно изложены в шестом Докладе IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) [21]. Ученые

второй группы допускают сопоставимое влияние как природных, так и антропогенных факторов на изменение современного климата. К третьей группе ученых относятся те, кто считает воздействие человека несущественным по сравнению с внутренней климатической изменчивостью и внешними (космическими) факторами по отношению к климатической системе. По одной из этих гипотез, современное глобальное потепление в значительной мере вызвано циклическими долгопериодными космическими воздействиями на Землю, при этом термодинамическая инерционность океана создает предпосылки для запаздывания отклика климата на внешнее воздействие [13]. Важную роль в изменении климата Земли играют космические влияния планет-гигантов, орбитальные эксцентриситеты и периоды вращения которых могут продуцировать основные 10-, 20-, и 60-летние колебания в Солнечной системе [7].

В Арктике температура повышается в последние десятилетия быстрее, чем в других регионах Северного полушария. В недавнем обзоре [11] были сформулированы особенности изменения температуры и площади морских льдов в Арктике за последние десятилетия: так называемое арктическое усиление глобальных изменений климата в Арктике; наличие потепления в середине XX века в высоких широтах Северного полушария, когда температуры в Арктике были сравнимы с современными температурами (этот феномен является примером естественной изменчивости климата); нелинейная связь между изменениями приповерхностной температуры в Арктике и глобальной температурой, что указывает на независимую динамику арктической климатической системы. С помощью численных экспериментов с совместной моделью общей циркуляции атмосферы установлено, что причиной ускорения потепления приповерхностной температуры воздуха в Северном полушарии (примерно половина от величины наблюдаемого тренда) является внутренняя долгопериодная климатическая изменчивость в Северной Атлантике, влияющая на изменение климата в Арктике [10].

Примерно за полувековой период продолжающегося глобального потепления учеными выдвигаются все новые и новые гипотезы резкого изменения климата на планете с предупреждением о катастрофических последствиях для человечества. Например, приводятся строгие научные факты причин таяния арктических льдов и ледниковых щитов Гренландии и западной части Антарктиды в областях с наименьшей толщиной

земной коры. Это таяние происходит изнутри за счет геотермального тепла, поступающего из недр Земли (ядро планеты), а не извне (атмосфера) [1]. В этой же работе показано, что в 1998 г. в результате глобального энергетического скачка центра масс ядра Земли относительно центра масс мантии началось глобальное экспоненциальное увеличение катастрофических явлений, таких как землетрясения, цунами, извержения вулканов и увеличение температуры воздуха.

В современном глобальном потеплении квазидесятилетние колебания климата важны для жизни людей. При изучении короткопериодных колебаний климата необходимо учитывать изменения приходящей на Землю солнечной радиации, т.е. циклы Швабе, Хейла, Глейссберга. Хотя цикл солнечных пятен Швабе имеет малую энергию, в нелинейных динамических системах, таких как климатическая система, всегда есть реакция даже на малое внешнее возмущение. В инструментальных рядах глобальной температуры трех основных центров — NCDC, GISS и центра Хедли в Восточной Англии — обнаружены пики энергетического спектра на периодах 5, 8, 10, 15 лет и 22 года. Эти же пики обнаружены в рядах средних температур обоих полушарий, рассматриваемых по отдельности [4]. Картина вейвлетного преобразования показывает частотную модуляцию с периодом 90 лет (полупериод 180-летнего солнечного цикла) на вейвлетных масштабах 6–10 и 13–22 лет. Можно сделать вывод, что причиной вариаций климата в масштабе десятилетий является влияние Солнца [8]. Для исследования вклада Солнца в изменения климата были выбраны экваториальные регионы Тихого океана — Niño-3 и Niño-3.4 [25] — и показано, что в этих регионах наблюдаются выраженные пики частотного анализа временных рядов температуры на периоде ~12 лет. При исследовании отдельного региона Северного полушария (Южная Фенноскандия, 55–63° с.ш.) были обнаружены декадные и двухдекадные периодичности в температуре по семи реконструкциям средних температур за последние 225–300 лет [30]. Тем не менее, вопрос о том, являются ли эти колебания реакцией климата на солнечные циклы Швабе и Хейла или это проявления внутренней изменчивости, остается открытым.

В системе океан-атмосфера Атлантическая мультideкадная осцилляция (АМО) и Тихоокеанская декадная осцилляция (ТДО) являются проявлениями естественной климатической изменчивости. Крупномасштабное явление АМО приводит к существенному глобальному отклику

в атмосфере, который проявляется в нижней и средней тропосфере [16]. ТДО в большей степени связана с динамикой крупномасштабных круговоротов в Тихом океане, которые сказываются на аномалиях температуры поверхности океана, что приводит к атмосферным изменениям [9]. В недавней статье [29] представлены данные наблюдений о 10–15-летней периодичности океанической циркуляции в Атлантике, которая описывается как панатлантическое десятилетнее колебание климата – pan-Atlantic decadal oscillation. Несмотря на то, что АМО определяет максимальные изменения температуры поверхности океана в Северной Атлантике, квазидесятилетние колебания через изменения океанической и атмосферной циркуляции распространяются на весь Атлантический океан и за его пределы.

Из-за большой инерции океанической составляющей в системе океан-атмосфера возможна предсказуемость в десятилетнем масштабе различных метеорологических явлений. Так, в докладе IPCC указано, что естественная изменчивость климата может временно усилить или затмить антропогенное изменение климата в десятилетних масштабах времени [20]. В работе [22] исследованы глобальные средние приземные температуры с точки зрения таких долгопериодических изменений. Обнаружено два основных колебания: сильное колебание с периодом около 70 лет и амплитудой около 0.09 К и квазидвадцатилетнее колебание с амплитудой около 0.06 К. Эти долгопериодные колебания могут усилить или ослабить повышение температуры Северного полушария, если их фазы положительно или отрицательно дополняют основную долгосрочную тенденцию.

Прогнозирование климатической изменчивости в десятилетних масштабах затруднено из-за схожести временных масштабов развития глобального потепления и естественных колебаний, главным фактором которых являются океаны [23]. На прогнозирование в десятилетнем масштабе времени влияют изменения инерции климатической системы, внутренняя изменчивость квазидесятилетних колебаний и внешние воздействия, такие как солнечная активность, извержение вулканов и антропогенный фактор [27]. Десятилетнее прогнозирование является новым направлением в исследовании изменений климата. Модели CMIP5 и CMIP6 включают десятилетние прогнозы в качестве одного из экспериментов по моделированию изменений климата. При этом инициализация моделей имеет решающее значение как для учета внутренней

изменчивости климатической системы, так и для учета внешних воздействий [38].

Целью данной работы является исследование возможности прогноза изменений средней температуры Северного полушария на несколько лет вперед на основе естественной квазидесятилетней изменчивости климата.

## ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И ИХ ОБРАБОТКА

Для исследования изменений климата Северного полушария с середины 20-го века рассматриваются данные о приповерхностной температуре воздуха, средней температуре в нижней тропосфере и в верхнем 100-метровом слое океана. Временной ряд средней приповерхностной температуры воздуха за период инструментальных наблюдений предоставлен центром Хедли и Отделом климатических исследований Университета Восточной Англии (HadCRUT5) [28]. Временной ряд среднемесячной температуры нижней тропосферы с 1979 г. для Северного полушария (0°–82.5° с.ш.) (TLT) содержит данные системы дистанционного зондирования, полученные со спутников Национального управления океанографии и атмосферы (NOAA) [26]. Временной ряд вертикальных аномалий среднегодовых температур океана для слоя 0–100 м с 1955 г. до настоящего времени (WO100) взят из базы данных Мирового океана (WOD18) [24].

Из-за нестационарного характера изменений климата к перечисленным выше временным рядам некорректно применять традиционные средства анализа стационарных случайных процессов. Исходя из этого, исследуемые временные ряды были подвергнуты предварительному разделению на нестационарную (тренд) и осцилляторную компоненты [12]. В итоге для анализируемых временных рядов среднегодовой температуры получены тренды потепления за весь период исследования с 1955 (для TLT с 1979 г.) по 2023 гг. и выявлены квазидесятилетние колебания после удаления этих трендов и трехлетнего скользящего сглаживания.

Поскольку анализируемые ряды данных инструментальных измерений имеют продолжительность, в которую укладываются только ~7 периодов квазидесятилетнего колебания (~4 для TLT), были исследованы результаты эксперимента “Historical” шестого этапа Проекта взаимного сравнения совместных моделей (Coupled Model Intercomparison Project phase 6 – CMIP6) за период 1851–2014 гг. [17]. В этом эксперименте

присутствует форсинг от изменений концентрации парниковых газов в атмосфере, приходящей солнечной радиации и крупных извержений вулканов. Названия и результаты рассмотренных 58 моделей CMIP6 представлены в табл. 1. Следует обратить внимание, что некоторые организации представили в CMIP6 сразу несколько моделей, которые могут различаться как разрешением, так и другими параметрами. При этом разные модели одной и той же организации, например, модели

BCC-CSM2-MR и BCC-ESM1, могут демонстрировать существенно отличающиеся результаты. Дополнительно к эксперименту “Historical” были исследованы результаты эксперимента “piControl” для 50 моделей CMIP6. В эксперименте “piControl” нет изменений во внешнем воздействии (за исключением годового хода солнечной радиации), и при этом продолжительность получаемых в рамках этого эксперимента временных рядов составляет в основном 500 модельных лет.

**Таблица 1.** Тренды изменений средней температуры воздуха у поверхности Северного полушария по результатам эксперимента “Historical” для 58 моделей CMIP6 за 1851–2014 гг., средние абсолютные значения автокорреляционных функций этих изменений при сдвигах от 15 до 30 лет и результаты взаимного корреляционного анализа этих изменений с индексом Эль-Ниньо – Южного колебания (ONI)

| Название модели   | Линейный тренд (°C за 100 лет) | Квадратичный тренд (°C за 100 лет) <sup>2</sup> | Автокорреляции при сдвигах 15–30 лет |                      |                          | Макс. корреляция с ONI | Сдвиг при макс. корреляции с ONI (годы) |
|-------------------|--------------------------------|-------------------------------------------------|--------------------------------------|----------------------|--------------------------|------------------------|-----------------------------------------|
|                   |                                |                                                 | исходные данные                      | без линейного тренда | без квадратичного тренда |                        |                                         |
| ACCESS-CM2        | 0.27                           | 1.66                                            | 0.12                                 | 0.08                 | 0.22                     | 0.41                   | 0                                       |
| ACCESS-ESM1-5     | 0.41                           | 2.17                                            | 0.15                                 | 0.46                 | 0.14                     | 0.48                   | –1                                      |
| AWI-CM-1-1-MR     | 0.70                           | 1.70                                            | 0.48                                 | 0.16                 | 0.05                     | 0.42                   | –1                                      |
| AWI-ESM-1-1-LR    | 0.65                           | 1.96                                            | 0.29                                 | 0.17                 | 0.05                     | 0.65                   | –1                                      |
| BCC-CSM2-MR       | 0.47                           | 1.09                                            | 0.28                                 | 0.13                 | 0.09                     | 0.31                   | 0                                       |
| BCC-ESM1          | 0.02                           | 0.96                                            | 0.17                                 | 0.16                 | 0.16                     | 0.44                   | –1                                      |
| CAMS-CSM1-0       | 0.46                           | 0.94                                            | 0.29                                 | 0.09                 | 0.08                     | 0.48                   | 0                                       |
| CanESM5           | 0.74                           | 2.07                                            | 0.24                                 | 0.36                 | 0.09                     | 0.52                   | –1                                      |
| CanESM5-CanOE     | 0.74                           | 2.31                                            | 0.18                                 | 0.22                 | 0.14                     | 0.49                   | –1                                      |
| CAS-ESM2-0        | 0.19                           | 1.05                                            | 0.07                                 | 0.04                 | 0.05                     | 0.59                   | 0                                       |
| CESM2             | 0.44                           | 1.41                                            | 0.08                                 | 0.12                 | 0.05                     | 0.54                   | 0                                       |
| CESM2-FV2         | 0.30                           | 1.52                                            | 0.14                                 | 0.16                 | 0.05                     | 0.48                   | 0                                       |
| CESM2-WACCM       | 0.55                           | 1.45                                            | 0.11                                 | 0.12                 | 0.04                     | 0.49                   | 0                                       |
| CESM2-WACCM-FV2   | 0.37                           | 1.06                                            | 0.07                                 | 0.05                 | 0.16                     | 0.54                   | 0                                       |
| CIESM             | 0.79                           | 0.97                                            | 0.64                                 | 0.13                 | 0.11                     | 0.48                   | 0                                       |
| CMCC-CM2-SR5      | 0.88                           | 2.09                                            | 0.45                                 | 0.15                 | 0.05                     | 0.66                   | 0                                       |
| CMCC-ESM2         | 0.82                           | 1.85                                            | 0.33                                 | 0.20                 | 0.16                     | 0.60                   | 0                                       |
| CNRM-CM6-1        | 0.52                           | 3.26                                            | 0.21                                 | 0.47                 | 0.08                     | 0.41                   | –1                                      |
| CNRM-CM6-1-HR     | 0.67                           | 1.31                                            | 0.61                                 | 0.33                 | 0.05                     | 0.44                   | –1                                      |
| CNRM-ESM2-1       | 0.36                           | 2.91                                            | 0.17                                 | 0.49                 | 0.09                     | 0.42                   | –1                                      |
| E3SM-1-0          | 0.25                           | 2.28                                            | 0.08                                 | 0.33                 | 0.08                     | 0.25                   | 0                                       |
| E3SM-1-1          | 0.04                           | 2.32                                            | 0.08                                 | 0.10                 | 0.22                     | 0.22                   | –1                                      |
| E3SM-1-1-ECA      | 0.17                           | 2.35                                            | 0.11                                 | 0.31                 | 0.12                     | 0.33                   | 0                                       |
| EC-Earth3         | 0.25                           | 3.98                                            | 0.42                                 | 0.60                 | 0.11                     | 0.38                   | –1                                      |
| EC-Earth3-AerChem | –0.03                          | 2.45                                            | 0.19                                 | 0.17                 | 0.12                     | 0.27                   | 0                                       |
| EC-Earth3-Veg     | 1.18                           | 1.54                                            | 0.68                                 | 0.17                 | 0.11                     | 0.43                   | 0                                       |

Таблица 1. Окончание

| Название модели   | Линейный<br>тренд<br>(°C за 100 лет) | Квадратичный<br>тренд<br>(°C за 100 лет) <sup>2</sup> | Автокорреляции при сдвигах<br>15–30 лет |                              |                                    | Макс. корреля-<br>ция с ONI | Сдвиг при макс.<br>корреляции<br>с ONI (годы) |
|-------------------|--------------------------------------|-------------------------------------------------------|-----------------------------------------|------------------------------|------------------------------------|-----------------------------|-----------------------------------------------|
|                   |                                      |                                                       | исходные<br>данные                      | без ли-<br>нейного<br>тренда | без ква-<br>дратично-<br>го тренда |                             |                                               |
| FGOALS-f3-L       | 0.69                                 | 1.81                                                  | 0.30                                    | 0.34                         | 0.08                               | 0.43                        | 0                                             |
| FGOALS-g3         | 0.69                                 | 1.56                                                  | 0.50                                    | 0.13                         | 0.12                               | 0.39                        | 0                                             |
| FIO-ESM-2-0       | 0.78                                 | 2.10                                                  | 0.46                                    | 0.18                         | 0.12                               | 0.48                        | 0                                             |
| GFDL-CM4          | 0.32                                 | 1.74                                                  | 0.17                                    | 0.20                         | 0.11                               | 0.43                        | –1                                            |
| GFDL-ESM4         | 0.21                                 | 0.30                                                  | 0.12                                    | 0.10                         | 0.11                               | 0.51                        | –1                                            |
| GISS-E2-1-G       | 0.33                                 | 1.13                                                  | 0.07                                    | 0.07                         | 0.06                               | 0.60                        | –1                                            |
| GISS-E2-1-G-CC    | 0.46                                 | 1.93                                                  | 0.11                                    | 0.20                         | 0.08                               | 0.57                        | –1                                            |
| GISS-E2-1-H       | 0.58                                 | 1.59                                                  | 0.15                                    | 0.25                         | 0.14                               | 0.45                        | –1                                            |
| GISS-E2-2-H       | 0.46                                 | 1.66                                                  | 0.06                                    | 0.26                         | 0.07                               | 0.38                        | 0                                             |
| HadGEM3-GC31-LL   | 0.21                                 | 2.07                                                  | 0.16                                    | 0.22                         | 0.13                               | 0.40                        | –1                                            |
| HadGEM3-GC31-MM   | 0.27                                 | 1.95                                                  | 0.09                                    | 0.13                         | 0.10                               | 0.44                        | –1                                            |
| IITM-ESM          | 0.70                                 | 1.13                                                  | 0.58                                    | 0.13                         | 0.10                               | 0.26                        | –1                                            |
| INM-CM4-8         | 0.55                                 | 0.68                                                  | 0.52                                    | 0.07                         | 0.06                               | 0.28                        | –1                                            |
| INM-CM5-0         | 0.53                                 | 0.76                                                  | 0.42                                    | 0.08                         | 0.08                               | 0.39                        | 0                                             |
| IPSL-CM6A-LR      | 0.87                                 | 2.34                                                  | 0.53                                    | 0.27                         | 0.08                               | 0.55                        | –1                                            |
| KACE-1-0-G        | 0.77                                 | 2.16                                                  | 0.45                                    | 0.24                         | 0.35                               | 0.48                        | 0                                             |
| KIOST-ESM         | 0.80                                 | 2.03                                                  | 0.40                                    | 0.19                         | 0.05                               | 0.36                        | 0                                             |
| MCM-UA-1-0        | 0.76                                 | 1.74                                                  | 0.45                                    | 0.11                         | 0.09                               | 0.61                        | –1                                            |
| MIROC6            | 0.41                                 | 1.21                                                  | 0.16                                    | 0.12                         | 0.09                               | 0.63                        | –1                                            |
| MIROC-ES2L        | 0.34                                 | 1.25                                                  | 0.05                                    | 0.08                         | 0.10                               | 0.63                        | 0                                             |
| MPI-ESM-1-2-HAM   | 0.19                                 | 1.21                                                  | 0.19                                    | 0.11                         | 0.10                               | 0.23                        | 0                                             |
| MPI-ESM1-2-HR     | 0.65                                 | 0.88                                                  | 0.44                                    | 0.14                         | 0.15                               | 0.47                        | –1                                            |
| MPI-ESM1-2-LR     | 0.65                                 | 1.54                                                  | 0.36                                    | 0.11                         | 0.11                               | 0.45                        | –1                                            |
| MRI-ESM2-0        | 0.38                                 | 0.94                                                  | 0.10                                    | 0.15                         | 0.23                               | 0.41                        | 0                                             |
| NESM3             | 0.52                                 | 1.06                                                  | 0.14                                    | 0.14                         | 0.20                               | 0.40                        | 0                                             |
| NorCPM1           | 0.23                                 | 2.03                                                  | 0.17                                    | 0.20                         | 0.17                               | 0.51                        | –1                                            |
| NorESM2-LM        | 0.26                                 | 1.24                                                  | 0.10                                    | 0.11                         | 0.04                               | 0.54                        | 0                                             |
| NorESM2-MM        | 0.21                                 | 1.57                                                  | 0.13                                    | 0.08                         | 0.18                               | 0.83                        | –1                                            |
| SAM0-UNICON       | 0.33                                 | 1.19                                                  | 0.18                                    | 0.13                         | 0.18                               | 0.62                        | 0                                             |
| TaiESM1           | 0.03                                 | 1.67                                                  | 0.21                                    | 0.20                         | 0.22                               | 0.33                        | 0                                             |
| UKESM1-0-LL       | 0.02                                 | 2.03                                                  | 0.39                                    | 0.42                         | 0.09                               | 0.41                        | –1                                            |
| UKESM1-1-LL       | 0.53                                 | 1.52                                                  | 0.07                                    | 0.31                         | 0.15                               | 0.38                        | 0                                             |
| Среднее           | 0.46                                 | 1.67                                                  | 0.26                                    | 0.19                         | 0.11                               | 0.46                        | –                                             |
| Станд. отклонение | 0.26                                 | 0.65                                                  | 0.17                                    | 0.12                         | 0.06                               | 0.12                        | –                                             |

Методом быстрого преобразования Фурье с максимальным разрешением оценены энергетические спектры временных рядов среднегодовых значений средней температуры воздуха у поверхности (ТВП) Северного полушария в эксперименте “Historical” для 58 рассмотренных моделей CMIP6. Каждая запись наблюдений любой гидрологической величины, даже если эта величина непрерывно изменяется, имеет конечную длину и конечное временное разрешение. Такая запись может быть представлена не интегралом Фурье  $S(f)$ , где  $f$  является непрерывно изменяющейся частотой, а только конечным рядом коэффициентов Фурье  $S(f_n)$  (где  $f_n$  — из дискретной последовательности частот), соответствующих гармоникам, которые кратны общей длине записи. В результате действительная амплитуда гармоники Фурье, которая не кратна общей длине записи, может быть недооценена, если эта амплитуда незначительно отличается от амплитуд ближайших гармоник. Чтобы избежать этого, можно использовать многократное вычисление периодограмм для записей, которые остаются после последовательного сокращения начальной записи. Затем все такие периодограммы совмещаются и, в случае совпадения периодов, усредняются. Это увеличивает спектральное разрешение и, таким образом, позволяет точнее определять периоды пиков спектральной плотности, не кратные общей длине исходной записи. По-видимому, впервые этот прием был применен в [37].

При использовании такого подхода спектры мощности оцениваются не только для общей длины записи, но также для сокращенных записей исходного временного ряда с последующим совмещением всех полученных периодограмм. Спектры с максимальным разрешением средней ТВП Северного полушария построены путем последовательного сокращения длин этих временных рядов до половины (82 года) от их первоначальной длины (164 года), поскольку при этом получаются наиболее непрерывные оценки спектральной плотности для всех частот. Спектры оценивались сначала для ряда длиной  $N$ : (1, ...,  $N$ ); затем для 2-х рядов длины  $N-1$ : (1, ...,  $N-1$ ) и (2, ...,  $N$ ); затем для 3-х рядов длины  $N-2$ : (1, ...,  $N-2$ ), (2, ...,  $N-1$ ) и (3, ...,  $N$ ) и т.д. до  $N/2$  рядов длины  $N/2$ : (1, ...,  $N/2$ ), (2, ...,  $N/2 + 1$ ), ..., ( $N/2$ , ...,  $N$ ). Затем все полученные спектры объединялись в один путем упорядочивания по частотам и усреднения при совпадении частот [33].

Вейвлет-преобразования проводились с использованием вейвлета Морле с коэффициентом 6.2035 для соответствия с результатами

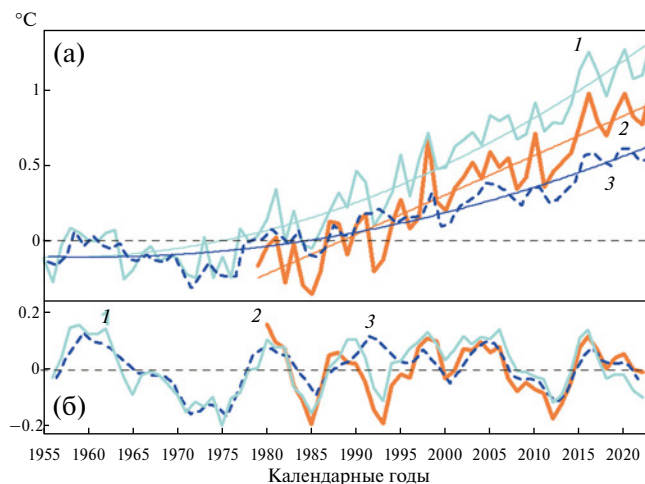
быстрого преобразования Фурье и шагом по частоте 1.1892 года, что является корнем 4-й степени из 2 [34].

В качестве индекса Эль-Ниньо — Южного колебания (ЭНЮК) использован Oceanic Niño Index (ONI), который вычисляется как средние аномалии температуры поверхности Тихого океана в районе Niño-3.4 (5° с.ш. — 5° ю.ш., 120°–170° з.д.).

## РЕЗУЛЬТАТЫ

Изменения аномалий средних температур Северного полушария для приповерхностного воздуха, нижней тропосферы и верхнего 100-метрового слоя океана за последние несколько десятков лет показаны на рис. 1а. Видно, что все эти три графика в общих чертах похожи друг на друга, и каждый из них состоит из двух компонент: компоненты общего тренда потепления и компоненты наложенного на этот тренд колебания температуры примерно десятилетнего масштаба. Эти компоненты легко отделяются друг от друга с помощью удаления тренда и применения трехлетнего скользящего среднего (рис. 1б).

Следует отметить, что аппроксимация рядов аномалий средних температур Северного полушария для приповерхностного воздуха и верхнего 100-метрового слоя океана полиномами 2-го порядка, а ряда для нижней тропосферы — полиномом 1-го порядка связана с меньшей продолжительностью ряда для нижней тропосферы



**Рис. 1.** а) Вариации аномалий среднегодовых значений температуры Северного полушария с компонентами общего тренда: 1 — для приповерхностного слоя воздуха за 1955–2023 гг. (квадратичный тренд), 2 — для нижней тропосферы за 1979–2023 гг. (линейный тренд), 3 — для верхнего 100-метрового слоя океана за 1955–2023 гг. (квадратичный тренд). б) То же самое после трехлетнего сглаживания и удаления трендов для всех трех рядов.

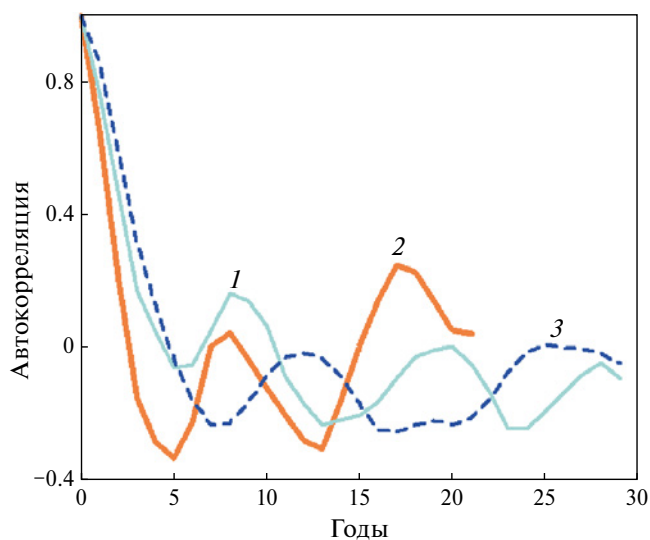
(с 1979 г.). На графиках 1 и 3 рис. 1а видно, что средняя температура Северного полушария не росла, а скорее даже понижалась с 1955 г. до середины 1970-х гг. Поэтому исследуемым рядам, захватывающим временной интервал до 1970-х гг., из-за начавшегося в середине 1970-х роста температуры лучше соответствует приближение параболы, чем прямой линией.

По графикам изменений аномалий средних температур Северного полушария для приповерхностного воздуха (рис. 1а, линия 1) и верхнего 100-метрового слоя океана (рис. 1а, линия 3), а также по графикам приближающих их полиномов 2-й степени видно, что температура приповерхностного воздуха Северного полушария росла в 1955–2023 гг. быстрее и с большим ускорением по сравнению с температурой верхнего 100-метрового слоя океана вследствие более высокой инерционности последнего. Длины рядов аномалий средних температур Северного полушария для приповерхностного воздуха и верхнего 100-метрового слоя океана имеют одинаковую длину (69 лет), отличающуюся от длины ряда для нижней тропосферы (45 лет). С учетом этого, по графикам рис. 1а можно заключить, что температура нижней тропосферы Северного полушария (рис. 1а, линия 2) росла за общий период 1979–2023 гг. примерно с такой же скоростью, как и температура приповерхностного воздуха, но быстрее по сравнению с температурой верхнего 100-метрового слоя океана.

На рис. 1б показаны ряды квазидесятилетних колебаний средних температур Северного полушария после удаления трендов и применения трехлетнего скользящего среднего. Графики для приповерхностного воздуха, нижней тропосферы и верхнего 100-метрового слоя океана различаются между собой, но в целом видно общее сходство между ними. Можно предположить, что межгодовые колебания этих рядов имеют отношение к ЭНЮК и связанной с ним так называемой Глобальной атмосферной осцилляцией (ГАО) [2]. Периодичность ГАО, в свою очередь, связана с откликом климатической системы на следующие квазипериодические внешние воздействия: Чандлеровское колебание полюсов Земли с периодом  $\sim 1.2$  года, квазиодиннадцатилетнюю цикличность солнечной активности и лунно-солнечную нутацию земной оси с периодом  $\sim 18.6$  года [33]. В свою очередь, западно-восточное распространение пространственной структуры ГАО приводит к чередованию событий Эль-Ниньо и Ла-Нинья, что позволяет предсказывать эти события с примерно годовой заблаговременностью [34].

Заблаговременное прогнозирование сильных событий Эль-Ниньо и Ла-Нинья, в свою очередь, позволяет давать прогноз на 1–4 года вперед для средней температуры Северного полушария. Так, например, локальные максимумы на графиках рис. 1б в 1987, 1998 и 2016 гг. можно связать с сильными событиями Эль-Ниньо 1986–1987, 1997–1998 и 2015–2016 гг., а локальные минимумы в 1976, 2000, 2011 и 2022 гг. — с сильными и продолжительными событиями Ла-Нинья 1973–1976, 1998–2000, 2010–2012 и 2020–2022 гг. Самый теплый за все время инструментальных наблюдений 2023 г. связан с начавшимся в данном году событием Эль-Ниньо. Таким образом, можно утверждать, что в период и примерно в течение 1 года после сильных событий Эль-Ниньо и Ла-Нинья наблюдаются соответственно положительные и отрицательные аномалии средней температуры Северного полушария. Исходя из этого, прогноз сильных событий Эль-Ниньо и Ла-Нинья с годовой заблаговременностью позволяет прогнозировать среднюю температуру Северного полушария на 1–4 года вперед, если учесть, что сильные события Эль-Ниньо обычно длятся около 1 года, а сильные события Ла-Нинья могут продолжаться от 1 года до 3 лет.

Приведенные на рис. 1б временные ряды квазидесятилетних колебаний средних температур Северного полушария характеризуются корреляционными функциями (рис. 2), которые имеют характер экспоненциального затухания



**Рис. 2.** Автокорреляционные функции по трехлетним скользящим среднегодовым значениям температуры Северного полушария после вычета тренда: 1 — для приповерхностного слоя воздуха за 1955–2023 гг., 2 — для нижней тропосферы за 1979–2023 гг., 3 — для верхнего 100-метрового слоя океана за 1955–2023 гг.

и последующих колебаний в окрестности нуля при сдвигах ~ 5 лет и более, что дает теоретическую возможность успешного прогнозирования их изменений с заблаговременностью менее 5 лет. Это подтверждает предыдущее заключение о возможности успешного прогноза средней температуры Северного полушария с заблаговременностью 1–4 года.

Интересной особенностью оказалось то, что автокорреляционная функция температуры нижней тропосферы Северного полушария (рис. 2, линия 2) спадает быстрее, чем автокорреляционная функция температуры приповерхностного воздуха (рис. 2, линия 1), которая, в свою очередь, спадает быстрее автокорреляционной функции средней температуры верхних 100 метров океана Северного полушария (рис. 2, линия 3). Вследствие этого, а также упомянутого выше заключения о том, что скорость потепления нижней тропосферы опережает скорость потепления верхнего слоя океана (рис. 1а), можно предположить, что современное потепление температуры приповерхностного слоя воздуха является результатом теплового взаимодействия приповерхностного слоя воздуха с вышележащим слоем нижней тропосферы и нижележащими слоями океана.

Дополнительно к тренду потепления и квазидесятилетним колебаниям, существенное воздействие на среднюю температуру Северного полушария оказывают крупные извержения вулканов [18, 19]. Так, на графиках рис. 1б видны существенные понижения температуры в течение нескольких лет после 1963, 1982 и 1991 гг., которые можно связать с извержениями вулканов Агунг (1963 г.), Эль-Чичон (1982 г.) и Пинатубо (1991 г.). К сожалению, в настоящее время нет возможности точно прогнозировать такие извержения, что приводит к неопределенности и в прогнозах температуры Северного полушария. При этом интересной особенностью является то, что ряд средних температур верхних 100 м океана (рис. 1б, линия 3) реагирует на извержения вулканов медленнее и слабее, чем ряды температуры атмосферы (рис. 1б, линии 1 и 2). Эту особенность можно связать с большой инерционностью океана, который смягчает понижение температуры атмосферы после извержений вулканов, постепенно отдавая накопленное за предыдущие годы тепло.

Для проверки заключений, полученных вследствие анализа данных наблюдений, исследованы результаты эксперимента “Historical” для 58 моделей общей циркуляции атмосферы и океана CMIP6 (табл. 1). Для каждой из 58 моделей кли-

матической Земной системы с помощью приближения полиномами 1-й и 2-й степени проведены оценки изменений средней температуры воздуха у поверхности Северного полушария за 1851–2014 гг. (табл. 1, столбцы 2 и 3). Временные ряды средней ТВП Северного полушария с помощью метода наименьших квадратов аппроксимировались полиномами 1-й и 2-й степени:  $y = ax + b$  и  $y = ax^2 + bx + c$ . Коэффициенты “ $a$ ” при члене старшего порядка этих полиномов соответственно характеризуют скорость (табл. 1, столбец 2) и ускорение (табл. 1, столбец 3) изменений средней ТВП Северного полушария за 1851–2014 гг.

Анализ результатов эксперимента “Historical” CMIP6 показал, что большинство из 58 рассмотренных моделей демонстрируют положительные и статистически значимо отличные от 0 с вероятностью >95% (величины большие +0.04°C за 100 лет) линейные тренды роста средней ТВП Северного полушария за 1851–2014 гг. (табл. 1, столбец 2). При этом все из рассмотренных 58 моделей CMIP6 имеют положительный коэффициент при члене 2-й степени квадратичного полинома, аппроксимирующего изменения средней ТВП Северного полушария за 1851–2014 гг. (табл. 1, столбец 3). Это означает, что ветви парабол, которыми проводилось приближение, направлены вверх у всех рассмотренных 58 моделей CMIP6.

Чтобы проверить то, что значения средней ТВП Северного полушария в начале исследуемого периода были меньше, чем в его конце, аномалии ТВП для каждой модели были усреднены за первые и последние 30 лет периода 1851–2014 гг. Оказалось, что у всех рассмотренных моделей средние аномалии ТВП за 1851–1880 гг. меньше средних аномалий ТВП за 1985–2014 гг. Исходя из всех вышеперечисленных результатов, можно заключить, что модели CMIP6 в целом демонстрируют ускоряющийся рост средней ТВП Северного полушария за исследуемый период. Это полностью соответствует форсингу от антропогенного увеличения концентрации парниковых газов в атмосфере, который присутствует в эксперименте “Historical” CMIP6.

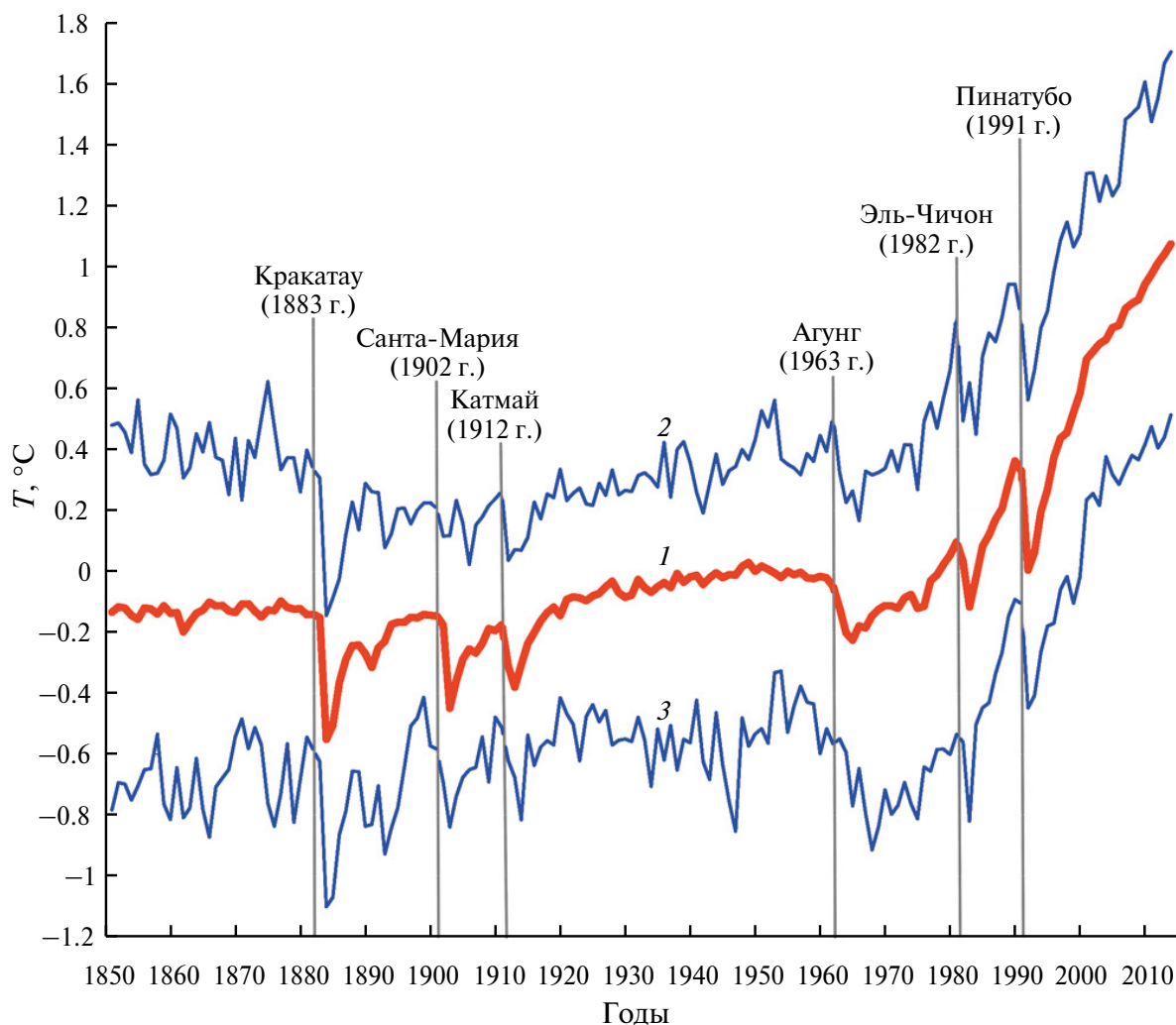
Данное заключение подтверждают графики средних, максимальных и минимальных значений аномалий годовых ТВП, усредненных по Северному полушарию, для ансамбля 58 моделей CMIP6 за 1851–2014 гг. (рис. 3, линии 1, 2 и 3 соответственно). На этих графиках видно, что средняя ТВП менялась на протяжении 1851–2014 гг. неравномерно. С начала исследуемого периода и до середины 1970-х годов средняя ТВП Северного полушария если и росла, то весьма

незначительно, но с середины 1970-х по 2014 гг. наблюдается ее быстрый рост. На фоне этих междекадных изменений (протяженностью более 10 лет) наблюдаются более короткопериодные (протяженностью менее 10 лет) понижения средней ТВП Северного полушария в 1880-х, 1900-х, 1910-х, 1960-х, 1980-х и 1990-х гг., которые соответственно связаны с извержениями вулканов Кракатау (1883 г.), Санта-Мария (1902 г.), Катмай (1912 г.), Агунг (1963 г.), Эль-Чичон (1982 г.) и Пинатубо (1991 г.) [18, 19].

Таким образом, на графике среднемодельных изменений средней ТВП Северного полушария за 1851–2014 гг. (рис. 3, линия 1) наблюдается влияние 2-х внешних сил (форсингов): положительный долгопериодный (несколько десятилетий) тренд от антропогенного увеличения концентрации парниковых газов в атмосфере и естественные короткопериодные (менее 10 лет) похоло-

дания от крупных извержений вулканов. Эти же особенности наблюдаются и на графиках максимальных и минимальных значений ТВП среди 58 моделей СМIP6 (рис. 3, линии 2 и 3). При этом межмодельный разброс составляет  $\sim 1^\circ\text{C}$  и сохраняется практически постоянным на протяжении всех 1851–2014 гг. эксперимента “Historical” СМIP6.

Квазидесятилетние колебания, связанные с ЭНЮК и другими модами естественной внутренней климатической изменчивости, оказались подавлены в ряду среднемодельных изменений средней ТВП Северного полушария (рис. 3, линия 1) из-за проведенного усреднения результатов 58 моделей СМIP6. Это произошло из-за того, что разные модели СМIP6 демонстрируют различную периодичность ЭНЮК [35]. Более того, в различных прогонах даже одной и той же модели фазы ЭНЮК могут не совпадать, что при



**Рис. 3.** Изменения за 1851–2014 гг. средних аномалий годовых температур воздуха у поверхности Северного полушария по результатам эксперимента “Historical” для 58 моделей СМIP6: 1 – средние, 2 – максимальные, 3 – минимальные значения.

усреднении достаточно большого числа таких временных рядов подавляет влияние естественной внутренней климатической изменчивости в итоговом среднем ряду.

Чтобы при усреднении снизить подавление квазидесятилетних колебаний, вызванных естественной внутренней климатической изменчивостью, автокорреляционные функции аномалий средней ТВП Северного полушария были сначала рассчитаны для каждой из 58 моделей СМIP6 в отдельности, взяты по модулю, а уже потом усреднены (рис. 4). При этом автокорреляционные функции сначала строились для исходных аномалий ТВП (рис. 4, линия 1), затем для аномалий с удаленным линейным трендом (рис. 4, линия 2), а затем для аномалий с удаленным квадратичным трендом (рис. 4, линия 3). Видно, что после предварительного удаления квадратичного тренда из рядов ТВП автокорреляционные функции спадают в окрестность нуля быстрее, чем без удаления. При этом из-за взятия по модулю автокорреляционных функций их экспоненциальное затухание заканчивается при сдвигах примерно в 15 лет, что превосходит 5 лет в случае с неабсолютными значениями (рис. 2).

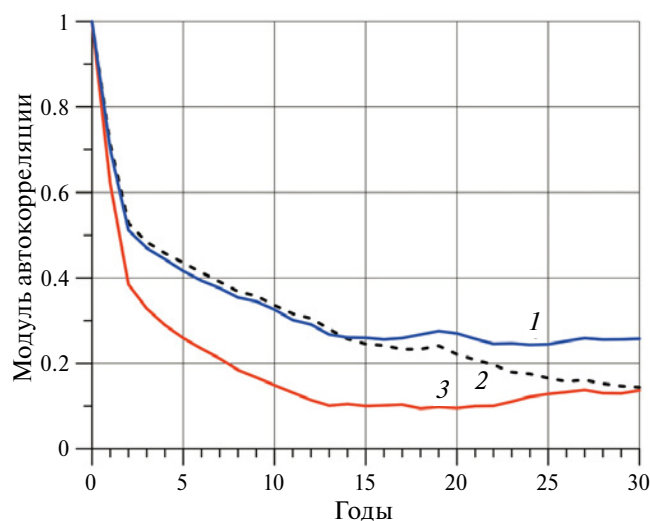
После спада абсолютные значения автокорреляционных функций продолжают оставаться близкими к нулю, что подтверждают средние значения автокорреляций при сдвигах 15–30 лет, подсчитанные для каждой модели по исходным рядам (табл. 1, столбец 4), а также по рядам с уда-

ленными линейными (табл. 1, столбец 5) и квадратичными (табл. 1, столбец 6) трендами. Перечисленные выше полученные по моделям СМIP6 результаты подтверждают экспоненциальное затухание автокорреляционных функций средней температуры Северного полушария и последующее их колебание в окрестности нуля при сдвигах ~ 5 лет и более.

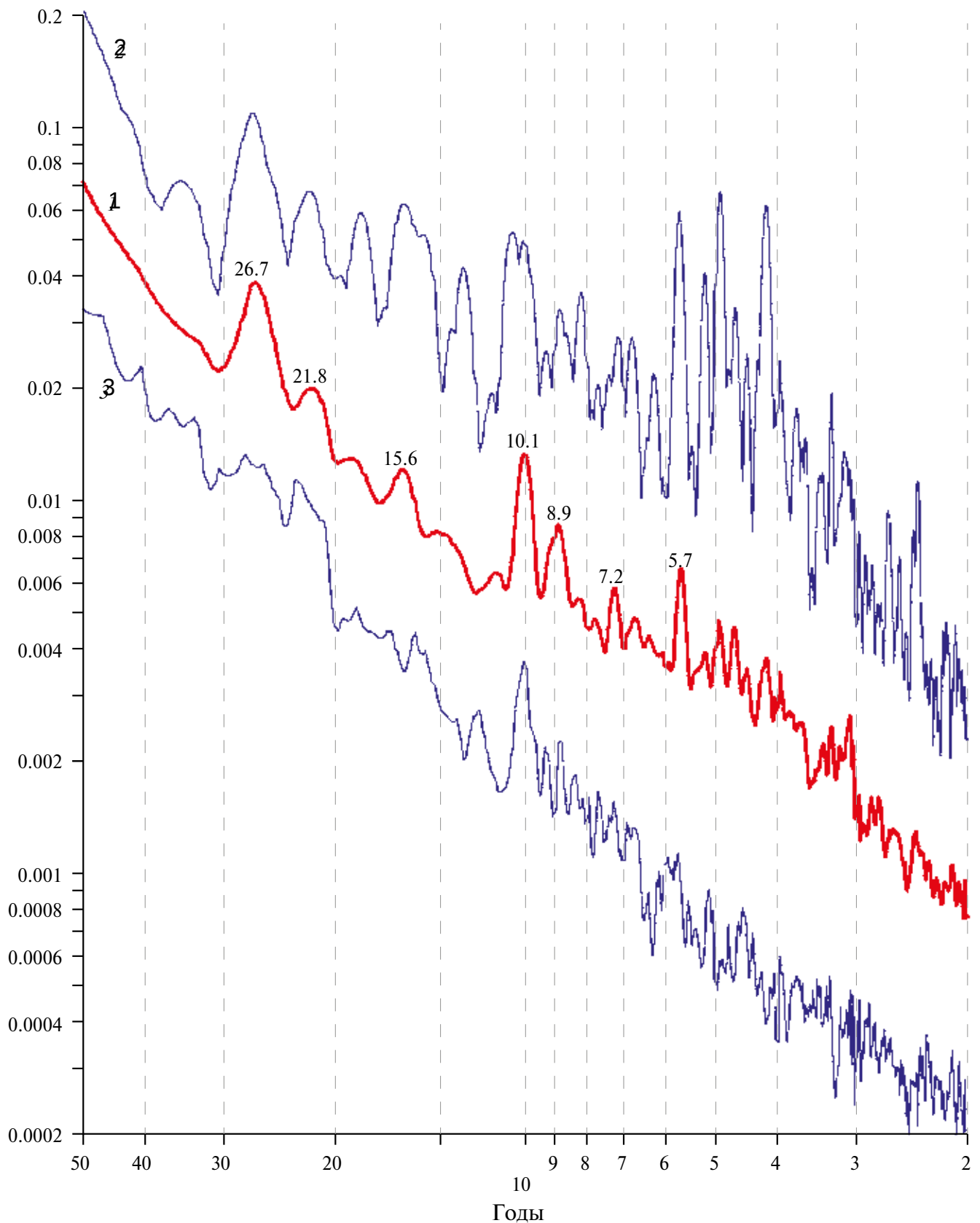
Чтобы исследовать периодичность квазидесятилетних колебаний, были проведены оценки энергетических спектров рядов, нормированных на их стандартные отклонения, средних аномалий годовых ТВП Северного полушария за 1851–2014 гг. для каждой из 58 моделей СМIP6 в отдельности. Для более точного определения периодов спектральных пиков спектры вычислялись с максимальным разрешением [33]. Затем все полученные спектры усреднялись (рис. 5, линия 1), а также определялись их максимальные и минимальные значения для 58 моделей СМIP6 (рис. 5, линии 2 и 3 соответственно).

На полученном среднем модельном спектре ТВП Северного полушария (рис. 5, линия 1) выделяются пики на следующих периодах: 5.7, 7.2, 8.9, 10.1, 15.6, 21.8 и 26.7 лет. Все эти спектральные пики на периодах от 5 до 30 лет можно отнести к проявлению квазидесятилетней изменчивости средней температуры Северного полушария. Пик на периоде 8.9 лет, по всей видимости, является супергармоникой 1:3 периода 26.7 лет, причины которого, возможно, связаны с такой модой климатической изменчивости, как Тихоокеанская декадная осцилляция, для которой характерны периоды 20–30 лет. Пик на периоде 21.8 лет, скорее всего, является проявлением 22-летнего цикла Хейла солнечной активности, а пик на периоде 7.2 года – его супергармоникой 1:3. Пик на периоде 5.7 лет можно отнести как к супергармонике 1:2 квазиодиннадцатилетнего цикла Швабе солнечной активности, так и к ЭНЮК, для которого характерны периоды от 2 до 7 лет. Пик на периоде 15.6 года, возможно, является проявлением квазипятнадцатилетней периодичности океанической циркуляции в Атлантике, влияющей также и на температуру в Арктике [6]. Есть основания предположить, что спектральный пик на периоде 10.1 года возник в результате того, что временные промежутки между перечисленными выше крупными извержениями вулканов в 1883, 1902, 1912, 1963, 1982 и 1991 гг. примерно составляют либо 10 лет, либо число, кратное 10.

Для проверки последнего предположения построена средняя для 58 моделей СМIP6 вейвлет-диаграмма временных рядов средних аномалий



**Рис. 4.** Средние для 58 моделей СМIP6 значения взятых по модулю коэффициентов автокорреляции со сдвигами от 0 до 30 лет средних аномалий годовых температур воздуха у поверхности Северного полушария по результатам эксперимента “Historical” за 1851–2014 гг.: 1 – исходные значения, 2 – с удалением линейного тренда, 3 – с удалением квадратичного тренда.



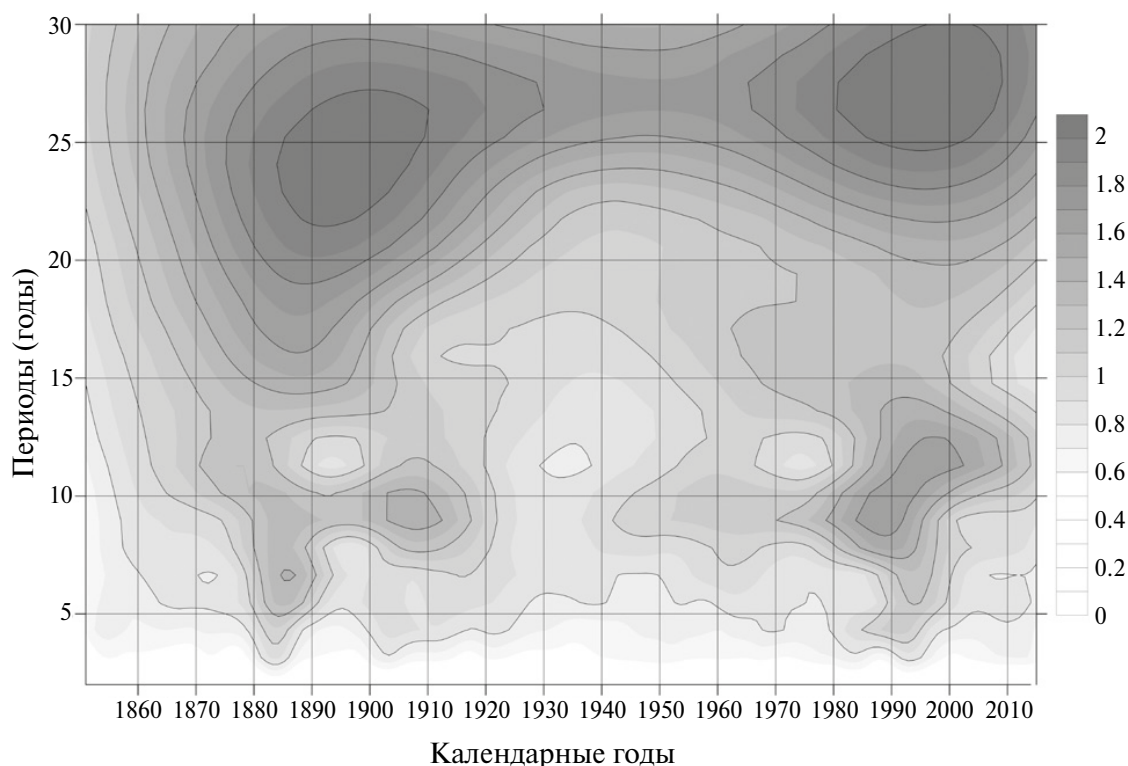
**Рис. 5.** Оценки энергетических спектров с максимальным разрешением нормированных временных рядов средних аномалий годовых температур воздуха у поверхности Северного полушария по результатам эксперимента “Historical” для 58 моделей CMIP6 за 1851–2014 гг.: 1 – средние, 2 – максимальные, 3 – минимальные значения.

годовых ТВП Северного полушария по результатам эксперимента “Historical” за 1851–2014 гг. (рис. 6). На этой среднемодельной вейвлет-диаграмме видно, что основные энергии колебаний на периодах, близких к 10 годам, сосредоточены примерно в 1880–1920 и 1960–2000 гг., когда и происходили перечисленные выше крупные извержения вулканов. Нужно отметить, что для построения среднемодельной вейвлет-диаграммы (рис. 6) сначала для каждой из 58 моделей СМIP6 выполнялось вейвлет-преобразование временно́го ряда средних аномалий годовых ТВП Северного полушария по результатам эксперимента “Historical” за 1851–2014 гг. с предварительно примененным фильтром Баттерворта высоких частот для удаления колебаний на периодах более 60 лет, а уже затем все эти полученные 58 вейвлет-преобразований усреднялись. Несмотря на это, в среднемодельной вейвлет-диаграмме (рис. 6) влияние мод естественной квазидесятилетней климатической изменчивости оказалось частично подавлено из-за упомянутого выше эффекта при усреднении модельных результатов с несовпадающими периодами и фазами колебаний.

Интересной особенностью, видной на среднемодельной вейвлет-диаграмме (рис. 6), является то, что наибольшие энергии колебаний на периодах 10–30 лет также наблюдаются в 1880–1920

и 1960–2000 гг., когда происходили крупные извержения вулканов. А наибольшие энергии колебаний на периодах  $\sim 3$ –10 лет наблюдаются в 1880-х и 1990-х гг., когда произошли наиболее мощные по оказанному эффекту на сокращение достигающей поверхности Земли солнечной радиации извержения вулканов Кракатау (1883 г.) и Пинатубо (1991 г.). На основании этого можно заключить, что крупнейшие извержения вулканов существенно влияют на квазидесятилетнюю изменчивость средней ТВП Северного полушария благодаря тому отрицательному радиационному воздействию, которое они оказывают на нелинейную динамическую климатическую систему.

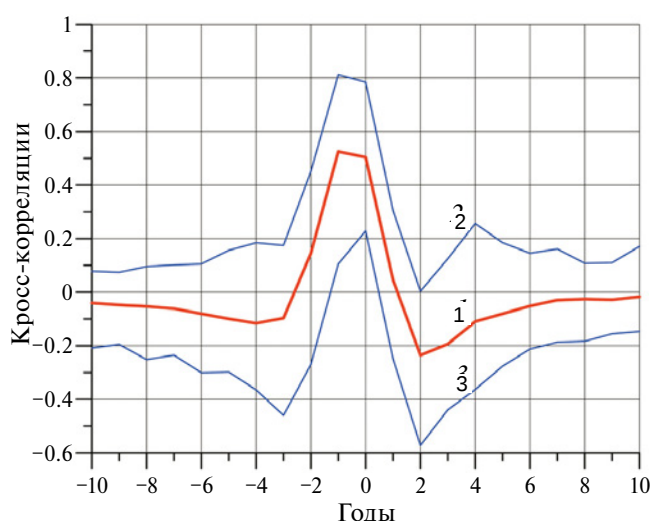
Дополнительно к перечисленным выше спектральным пикам на среднем спектре ТВП Северного полушария (рис. 5, линия 1) и в особенности на графике максимальных значений спектральной плотности для 58 моделей СМIP6 (рис. 5, линия 2) можно выделить пики на периодах примерно от 2 до 7 лет. По всей видимости, эти пики связаны с ЭНЮК, периодичность которого у разных моделей СМIP6 довольно существенно различается [35]. Чтобы проверить эту гипотезу, для каждой из исследуемых 58 моделей СМIP6 были вычислены взаимные корреляционные функции между среднегодовыми значениями индекса ЭНЮК ONI и средними аномалиями ТВП



**Рис. 6.** Средняя для 58 моделей СМIP6 вейвлет-диаграмма нормированных временных рядов средних аномалий годовых температур воздуха у поверхности Северного полушария по результатам эксперимента “Historical” за 1851–2014 гг.

Северного полушария. Найдены максимальные значения этих кросс-корреляционных функций (таблица 1, столбец 7) и сдвиги, при которых эти максимальные значения достигаются (таблица 1, столбец 8). Если сдвиг равняется  $-1$  году, — значит, изменения ONI опережают изменения средней ТВП Северного полушария примерно на 1 год, если сдвиг равняется 0, — значит, эти изменения ближе к квазисинхронным. Значения максимальных кросс-корреляций между ONI и средней ТВП Северного полушария оказались значимо отличными от 0 (с вероятностью  $>95\%$ ) для всех исследуемых 58 моделей CMIP6 (таблица 1, столбец 7). При этом для 28 из 58 рассмотренных моделей CMIP6 ONI опережает среднюю ТВП Северного полушария примерно на 1 год.

Таким образом, можно заключить, что события Эль-Ниньо и Ла-Нинья оказывают значимое опережающее воздействие на среднюю ТВП Северного полушария. Это заключение подтверждается графиками средней взаимной корреляционной функции между ONI и средней ТВП Северного полушария (рис. 7, линия 1), а также ее максимальными и минимальными значениями (рис. 7, линии 2 и 3 соответственно) по результатам эксперимента “piControl” для 50 моделей CMIP6 за указанное в табл. 2 число модельных лет (столбец 2). В табл. 2 также приведены результаты взаимного спектрального и корреляционного анализа между ONI и средней ТВП Северного полушария, которые демонстрируют опережение ONI. Результаты эксперимента “piControl” луч-



**Рис. 7.** Взаимные корреляционные функции годовых значений индекса ЭНЮК ONI и средних аномалий температуры воздуха у поверхности Северного полушария со сдвигами от  $-10$  до  $+10$  лет по результатам эксперимента “piControl” для 50 моделей CMIP6 за указанное в таблице 2 число модельных лет: 1 — среднее, 2 — максимальные, 3 — минимальные значения.

ше подходят для исследования внутренней естественной изменчивости климатической системы, к которой и относится ЭНЮК, поскольку в нем нет радиационного форсинга от изменений концентрации парниковых газов в атмосфере и крупных извержений вулканов. Благодаря этому нет необходимости в удалении трендов из анализируемых рядов, поскольку эти тренды весьма малы для большинства из рассмотренных 50 моделей эксперимента “piControl” (табл. 2, столбец 3).

**Таблица 2.** Продолжительность эксперимента “piControl” для 50 моделей CMIP6, значения линейных трендов изменений средней температуры воздуха у поверхности Северного полушария по результатам этого эксперимента и оценки ее связей с ONI на основе взаимного спектрального и корреляционного анализа

| Название модели | Число лет в эксперименте piControl | Линейный тренд ( $^{\circ}\text{C}$ за 100 лет) | Средняя когерентность для периодов 3–7 лет | Средние фазовые соотношения для периодов 3–7 лет ( $^{\circ}$ ) | Корреляции при сдвиге ONI на 1 год вперед. Полосовая фильтрация 3–30 лет | Корреляции без сдвига. Полосовая фильтрация 3–30 лет |
|-----------------|------------------------------------|-------------------------------------------------|--------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------|
| ACCESS-CM2      | 500                                | 0.04                                            | 0.74                                       | $-36.1$                                                         | 0.50                                                                     | 0.42                                                 |
| ACCESS-ESM1-5   | 900                                | 0.01                                            | 0.73                                       | $-26.2$                                                         | 0.57                                                                     | 0.48                                                 |
| AWI-CM-1-1-MR   | 500                                | $-0.01$                                         | 0.84                                       | $-32.8$                                                         | 0.50                                                                     | 0.49                                                 |
| BCC-CSM2-MR     | 600                                | 0.05                                            | 0.63                                       | $-22.0$                                                         | 0.37                                                                     | 0.33                                                 |
| BCC-ESM1        | 451                                | 0.02                                            | 0.60                                       | $-12.9$                                                         | 0.36                                                                     | 0.26                                                 |
| CAMS-CSM1-0     | 500                                | 0.03                                            | 0.83                                       | $-37.3$                                                         | 0.49                                                                     | 0.47                                                 |
| CanESM5         | 1000                               | $-0.01$                                         | 0.81                                       | $-32.8$                                                         | 0.66                                                                     | 0.53                                                 |
| CanESM5-CanOE   | 501                                | $-0.03$                                         | 0.80                                       | $-35.8$                                                         | 0.68                                                                     | 0.57                                                 |
| CAS-ESM2-0      | 550                                | 0.03                                            | 0.95                                       | $-28.5$                                                         | 0.68                                                                     | 0.78                                                 |
| CESM2           | 1200                               | 0.02                                            | 0.80                                       | $-26.5$                                                         | 0.59                                                                     | 0.61                                                 |
| CESM2-FV2       | 500                                | 0.02                                            | 0.72                                       | $-27.4$                                                         | 0.55                                                                     | 0.65                                                 |

Таблица 2. Окончание

| Название модели        | Число лет<br>в эксперименте<br>piControl | Линейный<br>тренд (°C<br>за 100 лет) | Средняя<br>когерент-<br>ность для<br>периодов<br>3–7 лет | Средние<br>фазовые со-<br>отношения<br>для периодов<br>3–7 лет (°) | Корреляции при<br>сдвиге ONI на<br>1 год вперед.<br>Полосовая филь-<br>трация 3–30 лет | Корреляции<br>без сдвига.<br>Полосовая<br>фильтрация<br>3–30 лет |
|------------------------|------------------------------------------|--------------------------------------|----------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------|
| CESM2-WACCM            | 499                                      | 0.02                                 | 0.82                                                     | –31.2                                                              | 0.64                                                                                   | 0.59                                                             |
| CESM2-WACCM-FV2        | 500                                      | 0.02                                 | 0.84                                                     | –20.8                                                              | 0.48                                                                                   | 0.66                                                             |
| CIESM                  | 500                                      | 0.02                                 | 0.82                                                     | –43.1                                                              | 0.59                                                                                   | 0.48                                                             |
| CMCC-CM2-SR5           | 500                                      | –0.01                                | 0.89                                                     | –31.6                                                              | 0.74                                                                                   | 0.70                                                             |
| CMCC-ESM2              | 500                                      | –0.09                                | 0.94                                                     | –34.1                                                              | 0.74                                                                                   | 0.72                                                             |
| CNRM-CM6-1             | 500                                      | 0.05                                 | 0.75                                                     | –41.4                                                              | 0.50                                                                                   | 0.38                                                             |
| CNRM-CM6-1-HR          | 300                                      | 0.13                                 | 0.78                                                     | –33.9                                                              | 0.51                                                                                   | 0.41                                                             |
| CNRM-ESM2-1            | 500                                      | –0.06                                | 0.76                                                     | –36.3                                                              | 0.45                                                                                   | 0.23                                                             |
| E3SM-1-0               | 500                                      | 0.00                                 | 0.73                                                     | –21.9                                                              | 0.43                                                                                   | 0.36                                                             |
| EC-Earth3              | 501                                      | –0.09                                | 0.68                                                     | –23.0                                                              | 0.42                                                                                   | 0.35                                                             |
| EC-Earth3-AerChem      | 311                                      | –0.11                                | 0.71                                                     | –20.2                                                              | 0.29                                                                                   | 0.37                                                             |
| EC-Earth3-Veg          | 500                                      | 0.05                                 | 0.74                                                     | –39.5                                                              | 0.43                                                                                   | 0.31                                                             |
| EC-Earth3-Veg-LR       | 501                                      | 0.02                                 | 0.65                                                     | –16.3                                                              | 0.30                                                                                   | 0.28                                                             |
| FGOALS-f3-L            | 561                                      | 0.03                                 | 0.77                                                     | –24.3                                                              | 0.28                                                                                   | 0.46                                                             |
| FGOALS-g3              | 700                                      | –0.02                                | 0.74                                                     | –20.6                                                              | 0.31                                                                                   | 0.37                                                             |
| FIO-ESM-2-0            | 575                                      | 0.01                                 | 0.76                                                     | –17.5                                                              | 0.51                                                                                   | 0.55                                                             |
| GFDL-CM4               | 500                                      | 0.03                                 | 0.82                                                     | –40.9                                                              | 0.60                                                                                   | 0.48                                                             |
| GFDL-ESM4              | 500                                      | 0.00                                 | 0.83                                                     | –28.6                                                              | 0.57                                                                                   | 0.57                                                             |
| GISS-E2-1-G            | 851                                      | 0.01                                 | 0.91                                                     | –39.3                                                              | 0.70                                                                                   | 0.62                                                             |
| GISS-E2-1-H            | 401                                      | –0.01                                | 0.84                                                     | –43.3                                                              | 0.64                                                                                   | 0.52                                                             |
| HadGEM3-GC31-LL        | 500                                      | 0.02                                 | 0.77                                                     | –26.1                                                              | 0.51                                                                                   | 0.52                                                             |
| HadGEM3-GC31-MM        | 500                                      | 0.09                                 | 0.82                                                     | –40.1                                                              | 0.56                                                                                   | 0.46                                                             |
| INM-CM4-8              | 531                                      | –0.05                                | 0.67                                                     | 0.1                                                                | 0.11                                                                                   | 0.24                                                             |
| INM-CM5-0              | 1201                                     | –0.01                                | 0.63                                                     | –8.0                                                               | 0.34                                                                                   | 0.40                                                             |
| IPSL-CM6A-LR           | 800                                      | –0.01                                | 0.85                                                     | –27.8                                                              | 0.54                                                                                   | 0.58                                                             |
| KIOST-ESM              | 500                                      | –0.08                                | 0.76                                                     | –25.8                                                              | 0.31                                                                                   | 0.34                                                             |
| MCM-UA-1-0             | 500                                      | 0.01                                 | 0.74                                                     | –16.8                                                              | 0.73                                                                                   | 0.73                                                             |
| MIROC6                 | 800                                      | 0.01                                 | 0.92                                                     | –42.3                                                              | 0.81                                                                                   | 0.68                                                             |
| MIROC-ES2L             | 500                                      | 0.00                                 | 0.93                                                     | –35.7                                                              | 0.70                                                                                   | 0.71                                                             |
| MPI-ESM-1-2-HAM        | 1000                                     | 0.00                                 | 0.75                                                     | –17.7                                                              | 0.44                                                                                   | 0.48                                                             |
| MPI-ESM1-2-HR          | 500                                      | –0.01                                | 0.72                                                     | –17.0                                                              | 0.48                                                                                   | 0.48                                                             |
| MPI-ESM1-2-LR          | 1000                                     | 0.01                                 | 0.82                                                     | –24.4                                                              | 0.58                                                                                   | 0.65                                                             |
| MRI-ESM2-0             | 701                                      | 0.01                                 | 0.71                                                     | –30.5                                                              | 0.49                                                                                   | 0.45                                                             |
| NESM3                  | 500                                      | –0.02                                | 0.71                                                     | –14.9                                                              | 0.42                                                                                   | 0.48                                                             |
| NorCPM1                | 500                                      | 0.02                                 | 0.75                                                     | –39.7                                                              | 0.59                                                                                   | 0.45                                                             |
| NorESM2-LM             | 501                                      | 0.02                                 | 0.81                                                     | –34.6                                                              | 0.68                                                                                   | 0.64                                                             |
| NorESM2-MM             | 500                                      | 0.00                                 | 0.86                                                     | –49.4                                                              | 0.74                                                                                   | 0.63                                                             |
| SAM0-UNICON            | 700                                      | –0.03                                | 0.82                                                     | –20.9                                                              | 0.63                                                                                   | 0.67                                                             |
| TaiESM1                | 500                                      | 0.01                                 | 0.81                                                     | –22.8                                                              | 0.49                                                                                   | 0.59                                                             |
| Среднее                |                                          | 0.00                                 | 0.78                                                     | –28.4                                                              | 0.52                                                                                   | 0.50                                                             |
| Стандартное отклонение |                                          | 0.04                                 | 0.08                                                     | 10.2                                                               | 0.15                                                                                   | 0.14                                                             |

Из результатов табл. 2 следует, что ONI опережает среднюю ТВП Северного полушария практически для всех рассмотренных 50 моделей CMIP6. Так, значения средних фазовых соотношений для периодов 3–7 лет, которые характерны для ЭНЮК, являются отрицательными для 49 из 50 моделей CMIP6 (табл. 2, столбец 5) и в среднем составляют  $-28.4^\circ$ , что соответствует опережению ONI средней ТВП Северного полушария примерно на 1 год. При этом средние для периодов 3–7 лет значения когерентности между ONI и средней ТВП Северного полушария достаточно высоки и в среднем составляют 0.78 (табл. 2, столбец 4).

Значения кросс-корреляций между ONI и средней ТВП Северного полушария рассмотренных 50 моделей CMIP6 при нулевом сдвиге составляют в среднем 0.50 (табл. 2, столбец 7), а при сдвиге ONI на 1 год вправо увеличиваются и становятся равными 0.52 (табл. 2, столбец 6). Причем, частично благодаря достаточно длинным анализируемым временным рядам эксперимента “piControl” (табл. 2, столбец 2), кросс-корреляции между ONI и средней ТВП Северного полушария являются статистически значимыми с вероятностью  $>95\%$  для всех исследуемых 50 моделей CMIP6. Это свидетельствует о лидировании ЭНЮК и его значимых связях с ТВП Северного полушария. Таким образом, результаты экспериментов “Historical” и “piControl” моделей CMIP6 подтверждают сделанное по анализу данных наблюдений заключение о возможности прогнозирования средней температуры Северного полушария на 1–4 года вперед на основе заблаговременного прогноза сильных событий Эль-Ниньо и Ла-Нинья.

## ДИСКУССИЯ

Полученные результаты показали, что события Эль-Ниньо, характеризующиеся преимущественно положительными аномалиями температуры поверхности на востоке и в центре экваториального Тихого океана, влияют на температуру всего Северного полушария. Можно предложить следующий физический механизм этого влияния. В период нагревания поверхности океана в регионе ЭНЮК за счет испарения в атмосферу также выбрасывается и водяной пар. Когда теплый и влажный воздух над тропиками Тихого океана поднимается в более высокие слои тропосферы, влага в воздухе конденсируется, выделяя дополнительное скрытое тепло, что приводит к увеличению прогрева воздуха. Теплый воздух прони-

кает в верхние слои тропической тропосферы, и в этих слоях он может свободно распространяться и легко распределять тепло, благодаря чему региональные температурные различия выравниваются во всем тропическом поясе. Таким образом, тепло над Тихим океаном от конвекции в регионе ЭНЮК распространяется по всем тропикам. Более того, затем это тепло благодаря ячейке Хэдли также распространяется за пределы тропиков и влияет на температуру атмосферы в средних широтах. Температура воздуха у поверхности континентов Северного полушария приходит в равновесие с более высокими температурами в верхних слоях тропосферы над ней, и, поскольку эта поверхность относительно сухая, она нагревается сразу без охлаждающего ее испарения.

В работе [36] опубликованы результаты модельных экспериментов, в ходе которых авторы повышали и понижали температуру поверхности океанов в тропиках и получили результаты, демонстрирующие, что температура воздуха над сушей варьируется сильнее, чем температура поверхности океана. При моделировании условий ЭНЮК, если температура поверхности тропиков Тихого океана увеличивалась или уменьшалась на  $1^\circ\text{C}$ , то глобальная температура суши повышалась или понижалась почти на  $1.5^\circ\text{C}$ . Таким образом, температура на континентах Северного полушария реагирует на ЭНЮК.

Именно тропические океаны обладают столь сильным влиянием на глобальную температуру из-за тропической конвекции – тенденции теплого воздуха и влаги подниматься высоко в тропосферу. Атмосферная конвекция в тропиках достигает высоты  $\sim 5\text{--}10$  км над океаном, унося тепло в средние и верхние слои тропосферы. Этому способствует выделение тепла из конденсирующейся влаги в тропическом воздухе. Более холодные океаны в умеренных и высоких широтах не способны испарять столько водяного пара и, следовательно, генерировать конвекцию, достигающую такой высоты.

Температура Северного полушария колеблется около среднего значения, которое увеличивается в результате глобального потепления. Вместе с этим, в настоящее время (2023–2024 гг.) в Тихом океане происходит событие Эль-Ниньо, которое, как ожидается, закончится летом 2024 года. Поскольку нынешнее Эль-Ниньо сочетается с фоновым потеплением, вызванным изменением климата, то можно ожидать, что температура Северного полушария в 2024 году потенциально превысит или будет на уровне рекордного значения 2023 года. Причем эти рекордные за все время

исторических наблюдений положительные аномалии температуры Северного полушария в 2023 и 2024 гг. можно было спрогнозировать заранее (в конце 2022 г.) благодаря заблаговременному прогнозу текущего события Эль-Ниньо на основе западно-восточного распространения пространственной структуры ГАО [34].

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследована динамика средних температур Северного полушария для нижней тропосферы, 2-метрового слоя воздуха и верхнего 100-метрового слоя океана. Найдено сходство между динамикой всех этих рядов в том, что они состоят из двух компонент: общего тренда потепления и колебания температур квазидесятилетнего масштаба.

Высказана гипотеза, что современное потепление температуры приповерхностного слоя воздуха, в силу его малой теплоемкости, не вызвано непосредственно нарушением радиационного баланса Земли как планеты за счет роста концентрации парниковых газов в атмосфере. Скорее оно является результатом теплового взаимодействия приповерхностного слоя воздуха с вышележащим слоем нижней тропосферы и нижележащими слоями океана. А уже эти слои непосредственно подвержены влиянию нарушения радиационного баланса Земли как планеты.

Особенности автокорреляционных функций квазидесятилетних колебаний температур Северного полушария оказались таковы, что их можно предсказывать с заблаговременностью 1–4 года. Это главный практический результат данной работы.

Выполненная оценка энергетического спектра с максимальным разрешением нормированных временных рядов средних аномалий годовых температур воздуха у поверхности Северного полушария по результатам эксперимента “Historical” для 58 моделей CMIP6 за 1851–2014 гг. выявила спектральные пики на следующих периодах: 5,7, 7,2, 8,9, 10,1, 15,6, 21,8 и 26,7 лет, которые можно отнести как к внутренней динамике климатической системы, так и к ее отклику на внешние воздействия.

Показано, что важным фактором в изменениях средней температуры Северного полушария, помимо глобального потепления и квазидесятилетней внутренней естественной изменчивости климатической системы, являются крупные извержения вулканов. Это добавляет существенную неопределенность в прогнозы изменений средней температуры Северного полушария. При этом результаты экспериментов “Historical”

и “piControl” для моделей CMIP6 продемонстрировали возможность прогноза изменений средней температуры Северного полушария на несколько лет вперед на основе естественной межгодовой климатической изменчивости, главной компонентой которой является Эль-Ниньо — Южное колебание.

**Источники финансирования.** И.В. Серых выполнил данное исследование в рамках государственного задания Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН по теме № FMWE-2024-0017 “Долгопериодная эволюция океанской циркуляции и потоков на границе океан-атмосфера и роль океана в формировании климата”. Вакуленко Н.В. выполнила данную работу в рамках государственного задания Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН по теме № FMWE-2024-0015 “Гидрофизические процессы, формирующие экологическое состояние внутренних и окраинных морей и прибрежной зоны океана”.

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

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арушанов М.Л. Причины изменения климата Земли как результат космического воздействия, развеивающее миф об антропогенном глобальном потеплении // German International J. Modern Sci. 2023. № 53. С. 4–14.  
<https://doi.org/10.5281/zenodo.7795979>
2. Бышев В.И., Нейман В.Г., Романов Ю.А. и др. О статистической значимости и климатической роли Глобальной атмосферной осцилляции // Океанология. 2016. Т. 56. № 2. С. 179–185.  
<https://doi.org/10.7868/S0030157416020039>
3. Вакуленко Н.В., Котляков В.М., Монин А.С., Сонечкин Д.М. Особенности календаря ледниковых циклов позднего плейстоцена // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2007. Т. 43. № 6. С. 773–782.
4. Вакуленко Н.В., Нигматулин Р.И., Сонечкин Д.М. К вопросу о глобальном изменении климата // Метеорология и гидрология. 2015. № 9. С. 89–97.
5. Вакуленко Н.В., Сонечкин Д.М. Свидетельство скорого окончания современного межледниковья // Докл. АН. 2013. Т. 452. № 1. С. 92–95.  
<https://doi.org/10.7868/S0869565213260198>
6. Володин Е.М. О механизме колебания климата в Арктике с периодом около 15 лет по данным модели климата ИВМ РАН // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2020. Т. 56. № 2. С. 139–149.  
<https://doi.org/10.31857/S0002351520020145>
7. Логинов В.Ф. Космические факторы климатических изменений // ГНУ “Институт природопользования НАН Беларуси”. Минск: 2020. 168 с.

8. Нигматулин Р.И., Вакуленко Н.В., Сонечкин Д.М. Глобальное потепление в реальности и в климатических моделях // Турбулентность, динамика атмосферы и климата. Труды междунар. конф. памяти А.М. Обухова. 13–16 мая 2013 / Ред. Голицын Г.С. и др., М.: ГЕОС, 2014. С. 255–263.
9. Полонский А.Б. Изменения климата: мифы и реальность // Министерство науки и высшего образования РФ РАН. Севастополь: Институт природно-технических систем, 2020. 229 с.  
<https://doi.org/10.33075/978-5-6044196-5-6>
10. Семенов В.А. Колебания современного климата, вызванные обратными связями в системе атмосфера – арктические льды – океан // Фундаментальная и прикладная климатология. 2015. Т. 1. С. 232–248.
11. Семенов В.А. Современные исследования климата Арктики: прогресс, смена концепций, актуальные задачи // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2021. Т. 57. № 1. С. 21–33.  
<https://doi.org/10.31857/S0002351521010119>
12. Сонечкин Д.М., Даценко Н.М., Иващенко Н.Н. Оценка тренда глобального потепления с помощью вейвлетного анализа // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 1997. Т. 33. № 2. С. 184–194.
13. Шерстюков Б.Г. Асинхронные связи колебаний климата атмосферы и океана с солнечной активностью // Геомагнетизм и аэрономия. 2022. Т. 62. № 5. С. 671–680.  
<https://doi.org/10.31857/S0016794022050121>
14. Шерстюков Б.Г. Глобальное потепление и его возможные причины // Гидрометеорология и экология. 2023. № 70. С. 7–37.  
<https://doi.org/10.33933/2713-3001-2023-70-7-37>
15. Bast J.L. Seven Theories of Climate Change // SPPI Reprint Series. Chicago: The Heartland Institute, 2010. 29 p.
16. Enfield D.B., Mestas-Nuñez A.M. Multiscale variabilities in global sea surface temperatures and their relationships with tropospheric // J. Climate. 1999. V. 12. P. 2719–2733.  
[https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1999\)012<2719:MVIGSS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1999)012<2719:MVIGSS>2.0.CO;2)
17. Eyring V., Bony S., Meehl G.A. et al. Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization // Geosci. Model Dev. 2016. V. 9. P. 1937–1958.  
<https://doi.org/10.5194/gmd-9-1937-2016>
18. Gregory J.M., Andrews T., Ceppi P. et al. How accurately can the climate sensitivity to CO<sub>2</sub> be estimated from historical climate change? // Clim. Dyn. 2020. V. 54. P. 129–157.  
<https://doi.org/10.1007/s00382-019-04991-y>
19. Gregory J.M., Andrews T., Good P. et al. Small global-mean cooling due to volcanic radiative forcing // Clim. Dyn. 2016. V. 47. P. 3979–3991.  
<https://doi.org/10.1007/s00382-016-3055-1>
20. Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Climate change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / T.F. Stocker, et al. (eds.). Cambridge Univ. Press. 2013. 1535 p.
21. Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Masson-Delmotte et al. (eds.) Cambridge Univ. Press. 2021. In press.  
<https://doi.org/10.1017/9781009157896>
22. Kalicinsky C., Koppmann R. Multi-decadal oscillations of surface temperatures and the impact on temperature increases. // Sci. Rep. 2022. V. 12. 19895.  
<https://doi.org/10.1038/s41598-022-24448-3>
23. Latif M. Chapter 25 – The Ocean's role in modeling and predicting decadal climate variations // International Geophysics. 2013. V. 103. P. 645–665.  
<https://doi.org/10.1016/B978-0-12-391851-2.00025-8>
24. Locarnini R.A., Mishonov A.V., Baranova O.K. et al. World Ocean Atlas 2018, V. 1: Temperature // A. Mishonov Technical Ed.; NOAA Atlas NESDIS81. 2018. 52 p.
25. Mazza D., Canuto E. Evidence of solar 11-year cycle from Sea Surface Temperature (SST) // Academia Letters. 2021. 3023.  
<https://doi.org/10.20935/AL3023>
26. Mears C.A., Wentz F.J. A satellite-derived lower tropospheric atmospheric temperature dataset using an optimized adjustment for diurnal effects // J. Clim. 2017. V. 30. № 19. P. 7695–7718.  
<https://doi.org/10.1175/jcli-d-16-0768.1>
27. Meehl G.A., Goddard L., Murphy J. Decadal prediction: Can it be skillful? // Bull. Am. Meteorol. Soc. 2009. V. 90. № 10. P. 1467–1485.  
<https://doi.org/10.1175/2009BAMS2778.1>
28. Morice C.P., Kennedy J.J., Rayner N.A. et al. An updated assessment of near-surface temperature change from 1850: the HadCRUT5 dataset // J. Geophys. Res.: Atmospheres. 2020.  
<https://doi.org/10.1029/2019JD032361>
29. Nnamchi H.C., Farneti R., Keenlyside N.S. et al. Pan-Atlantic decadal climate oscillation linked to ocean circulation // Commun. Earth Environ. 2023. V. 4(121).  
<https://doi.org/10.1038/s43247-023-00781-x>
30. Ogurtsov M. Decadal and bi-decadal periodicities in temperature of Southern Scandinavia: Manifestations of natural variability or climatic response to solar cycles? // Atmosphere. 2021. V. 12. P. 676.  
<https://doi.org/10.3390/atmos12060676>
31. Scafetta N. Empirical analysis of the solar contribution to global mean air surface temperature change // J. Atmos. Sol. Terr. Phys. 2009. V. 71. P. 1916–1923.  
<https://doi.org/10.1016/j.jastp.2009.07.007>
32. Scafetta N. Climate change and its causes: A discussion about some key issues // La Chimica e l'Industria 1. 2010. P. 70–75.

33. *Serykh I.V., Sonechkin D.M.* Nonchaotic and globally synchronized short-term climatic variations and their origin // *Theoretical and Applied Climatology*. 2019. V. 137. № 3–4. P. 2639–2656.  
<https://doi.org/10.1007/s00704-018-02761-0>
34. *Serykh I.V., Sonechkin D.M.* El Niño forecasting based on the global atmospheric oscillation // *Int. J. Climatol.* 2021. V. 41. P. 3781–3792.  
<https://doi.org/10.1002/joc.6488>
35. *Serykh I.V., Sonechkin D.M.* Global El Niño–Southern Oscillation Teleconnections in CMIP6 Models // *Atmosphere*. 2024. V. 15 № 4 (500). P. 500.  
<https://doi.org/10.3390/atmos15040500>
36. *Tyrrell N.L., Dommenges D., Frauen C. et al.* The influence of global sea surface temperature variability on the large-scale land surface temperature // *Clim. Dyn.* 2015. V. 44. P. 2159–2176.  
<https://doi.org/10.1007/s00382-014-2332-0>
37. *Welch P.D.* The use of Fast Fourier Transform for the estimation of power spectra: A method based on time averaging over short, modified periodograms // *IEEE Transactions on Audio and Electroacoustics*. 1967. AU-15 (2). P. 70–73.
38. *Zhou W., Li J., Yan Z.* Progress and future prospects of decadal prediction and data assimilation: A review // *Atmospheric and Oceanic Sci. Lett.* 2024. V. 17 (100441).  
<https://doi.org/10.1016/j.aossl.2023.100441>

## DECADAL OSCILLATIONS OF THE NORTHERN HEMISPHERE AVERAGE TEMPERATURE WITHIN CURRENT GLOBAL WARMING

**N. V. Vakulenko, I. V. Serykh\*, D. M. Sonechkin**

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

\*e-mail: [iserykh@ocean.ru](mailto:iserykh@ocean.ru)

The average temperatures of the Northern Hemisphere for surface air, the lower troposphere and the upper layer of the ocean from 0 to 100 meters are considered. It turned out that all these time-series are similar to each other in that they consist of two components: a warming trend and fluctuations on an approximately ten-year scale superimposed on this trend. It is hypothesized that this quasi-decadal temperature variability is associated with the El Niño–Southern Oscillation. After removing trends from the series under study, their autocorrelation functions demonstrate an exponential decrease and subsequent fluctuations near zero with shifts of approximately 5 years or more, which theoretically makes it possible to predict their changes with a lead-time of 1–4 years. An analysis of the results of the “Historical” experiment of 58 CMIP6 models confirmed the conclusions drawn and showed that the quasi-decadal variability of the average surface air temperature of the Northern Hemisphere is significantly influenced by large volcanic eruptions. Results from the “piControl” experiment of 50 CMIP6 models demonstrated the ability to predict changes in average Northern Hemisphere temperatures several years into the future based on natural interannual climate variability, the main component of which is the El Niño–Southern Oscillation.

**Keywords:** temperature, global warming, quasi-decadal oscillations, lower troposphere, upper ocean, El Niño–Southern Oscillation, CMIP6 models, volcanic eruptions

УДК 551.583.1: 551.46.06 (221)

## ТЕНДЕНЦИИ ИЗМЕНЕНИЙ СОЛЕННОСТИ В ИНДИЙСКОМ ОКЕАНЕ И ПРИЛЕГАЮЩИХ АКВАТОРИЯХ ЮЖНОГО ОКЕАНА В 2005–2023 гг. В УСЛОВИЯХ УСИЛЕНИЯ ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО ЦИКЛА

© 2025 г. И. Д. Ростов<sup>1</sup>, \*, Е. В. Дмитриева<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения  
Российской академии наук, Владивосток, Россия

\* e-mail: [rostov@poi.dvo.ru](mailto:rostov@poi.dvo.ru)

Поступила в редакцию 28.06.2024 г.

После доработки 02.10.2024 г.

Принята к публикации 03.10.2024 г.

С использованием данных климатических массивов Национального управления океанических и атмосферных исследований (NOAA) США, а также атмосферного реанализа осадков и испарения Европейского центра прогнозов погоды ERA5 определены тенденции и региональные особенности межгодовых изменения солёности и солёносодержания на акватории Индийского океана в период с 2005 по 2023 г. На приповерхностном горизонте 5 м большей части акватории выражены линейные тренды среднегодовой солёности с величинами от  $-0.44$  епс/10 лет до  $0.20$  епс/10 лет, а в среднем преобладают значимые тренды уменьшения солёности величиной  $0.01$  епс/10 лет. С глубиной схема горизонтального распределения трендов солёности существенно перестраивается, что находят свое отражение в характеристиках солёносодержания верхнего, промежуточного и глубинного слоев. В целом по региону солёносодержание верхнего 1000-метрового слоя увеличивалось на  $\sim 9$  кг/м<sup>2</sup> за 10 лет, т.е. примерно на  $0.03\%$ . Дан анализ статистической значимости тенденций и возможных причинно-следственных связей изменений поля солёности с крупномасштабными и региональными процессами в океане и атмосфере в условиях интенсификации гидрологического цикла.

**Ключевые слова:** Индийский океан, климатические изменения, солёность, солёносодержание, тренды, осадки, испарение, климатические индексы, крупномасштабные процессы, корреляционные связи, региональные особенности

DOI: 10.31857/S0030157425010026, EDN: DRKPYT

### ВВЕДЕНИЕ

Индийский океан играет ключевую роль в глобальных климатических процессах благодаря своему уникальному географическому положению и климатическим условиям [3, 22, 25, 26]. За десятилетие 2003–2015 гг. в толще вод Индийского океана произошло более 70% глобального прироста теплосодержания в слое вод 5–700 м, что подчеркивает его значимость в регулировании глобальной климатической изменчивости [3, 22]. Антропогенное воздействие и усиливающееся глобальное потепление океана сопровождаются быстрыми изменениями в атмосфере, криосфере и биосфере [16].

В таких условиях наблюдаются ускоренные изменения солёности морской поверхности (СМП) как на бассейновом, так и на региональном уровнях Мирового океана, обусловленные интенсификацией глобального водного (гидрологическо-

го) цикла [1, 5, 12, 13, 28]. С изменением климата круговорот воды усиливается, увеличивая общее испарение с поверхности суши и океана, что сопровождается увеличением осадков и стока с материков. Региональные изменения в солёности отражают реакцию на изменения температурных условий и гидрологического цикла, проявляясь через значительную пространственно-временную изменчивость [16], контрасты поля средней СМП, крупномасштабные аномалии и тренды солёности различной величины и знака как на поверхности, так и в толще вод океанов и морей [12, 28]. Их пространственно-временные характеристики определяются особенностями внутренней динамики океана и поверхностным воздействием. Эти вариации включают сезонные колебания, десятилетние и междесятилетние изменения, а также согласованные когерентные флуктуации солёности на различных глубинах от

поверхности и, по крайней мере, до 2000 м [12]. Они накладываются на монотонные тенденции в условиях меняющихся климатических режимов и фаз глобального потепления [12, 16].

Воды различных климатических зон Мирового океана подвержены процессам опреснения в условиях доминирования осадков, тогда как в регионах с преобладанием испарения над осадками отмечается увеличение солёности и солесодержания [9, 12, 28], что способствует усилению контраста пространственного распределения СМП. В пространственной структуре изменчивости величин разности испарения с подстилающей поверхности и атмосферных осадков ( $E-P$ ) преобладает увеличение количества осадков над сушей и испарения над океаном, однако данные различных исследований расходятся относительно знака долгосрочных изменений глобального среднего значения разности этих величин [16].

Существенное значение в формировании пресноводного баланса, крупномасштабных аномалий и временных трендов солёности Индийского океана имеют географическое положение, атмосферные процессы, взаимодействие океана и атмосферы, океанические течения и процессы перемешивания, а также материковый сток и ледовые явления в окрестных приполярных акваториях Южного океана. Большая часть Индийского океана находится в Южном полушарии (ЮП). Здесь формируется поясной океанический климат с различными широтными климатическими поясами и несколькими районами, характеризующимися различными режимами межгодовых и сезонных изменений солёности, а также заметными контрастами СМП между этими поясами [5, 10, 11, 15, 18, 22, 27].

Четыре основных процесса, регулирующих солёность в Индийском океане, включают [22]: суммарные потоки пресной воды в атмосферу и обратно ( $E-P$ ), приток пресной воды из крупных рек Бенгальского залива, поступление относительно пресных вод из Тихого океана через Индонезийский сквозной поток (ИСП — Indonesian Throughflow [14, 15]) и поступление более солёных вод из Красного моря и Персидского залива. В приповерхностной циркуляции Индийского океана северные районы подвержены сезонным изменениям течений, начиная примерно с  $10^\circ$  ю.ш., в то время как в остальной части бассейна преобладают устойчивые течения. Распространение вод ИСП на акватории океана в основном связано с Южным экваториальным течением. Эти факторы создают уникальный характер распределения солёности в Индийском

океане: сильный градиент от востока к западу в северной части и выраженные меридиональные градиенты между различными широтными поясами на юге [22].

Погодно-климатические условия Индийского океана значительно зависят от муссонного режима атмосферной циркуляции и взаимодействия барических образований, таких как перманентные или сезонные центры действия атмосферы [3, 22, 26]. Изменения в муссонных ветрах в северной части океана приводят к значительным изменениям в режиме осадков, испарения, солёности и поверхностной циркуляции с полугодовой периодичностью [20, 26]. Юго-западный, зимний муссон ЮП наблюдается с июня по сентябрь и соответствует сезону дождей в Индии с максимумом осадков в Бенгальском заливе, в то время как северо-восточный, летний муссон ЮП происходит с ноября по февраль с максимальными осадками в западной и центральной частях экваториальной зоны [20]. Влияние муссонов быстро ослабевает во внетропической зоне океана, где круглый год преобладают юго-восточные ветры.

Северная часть Индийского океана проявляет уникальную дипольную структуру поля солёности, разделяясь между более солёными водами Аравийского моря (АМ) и более пресным Бенгальским заливом (БЗ) [10]. Несмотря на схожее географическое положение и воздействие полугодовых муссонных ветров, характеристики солёности обоих бассейнов сильно различаются. В АМ преобладают условия с высоким испарением и низким количеством осадков, что делает его основным регионом оттока вод с высокой солёностью из Красного моря и Персидского залива [23]. В БЗ, напротив, наблюдается значительно больший уровень осадков, превышающий испарение, а также значительный вклад пресной воды из крупнейших рек мира. Ветровые режимы и океаническая динамика играют ключевую роль в формировании аномалий солёности в этом бассейне [11, 15].

В восточной части Индийского океана межгодовая изменчивость поля солёности в значительной степени находится под влиянием цикла Эль-Ниньо — Южного колебания (ЭНЮК) и зависит от ИСП [14, 15, 18]. Она также связана с зональными аномалиями ветра в тропической части Тихого океана, вызванными воздействием ЭНЮК через атмосферные межбассейновые телесвязи, а также через океанические экваториальные и прибрежные волноводы в Индонезийском архипелаге [14]. Исследования показывают, что

ветровые системы, колебания теплосодержания и влагообмен в атмосфере тропической зоны Индийского и Тихого океанов тесно взаимосвязаны на межгодовых временных масштабах [1, 3, 26]. Важные аспекты, связанные с ЭНЮК в этом регионе, включают реакцию конвективных процессов, режим осадков, экваториальные ветры и облачность, оказывающие влияние на аномалии температуры поверхности океана и поля солёности, а также на изменения в верхних слоях океана, включая западный перенос вод, распространение экваториальных планетарных волн, изменение термоклина и экваториальный апвеллинг [1, 15, 22, 26]. Важным аспектом внутренней межгодовой изменчивости климатических характеристик Индийского океана является дипольная мода Индийского океана (DIO), аналогичная изменениям ЭНЮК в тропической части Тихого океана, которая также влияет на осадки в этом регионе [22].

Южнее субтропической зоны располагаются умеренный и субантарктический климатические пояса, а также приполярные районы Южного океана, прилегающие к Антарктиде. В этих регионах преобладают определенные типы термохалинной структуры и режимы изменчивости солёности [3, 5]. На широтах примерно от 50° до 60° ю.ш. размещаются Субантарктическая и Полярная фронтальные зоны [22]. Они играют важную роль в вертикальном перемешивании и формировании характеристик водных масс южной части Индийского океана. В этих климатических поясах заметно влияние южной кольцевой моды на термические условия и гидрологический цикл [3, 6, 26], отражаемое в индексе антарктического колебания (ААО). В условиях современного глобального потепления индекс ААО увеличивается [3], что связано с усилением и смещением к полюсу циркумполярных западных ветров и увеличением количества жидких атмосферных осадков в районе 55–65° ю.ш. Эти изменения способствуют таянию снега и льда, что, в свою очередь, снижает альбедо поверхности и увеличивает поглощение солнечной радиации [19]. Эти атмосферные процессы оказывают значительное влияние на эволюцию характеристик морского льда в ЮП и ледяного щита Антарктиды [19], а также на динамику Антарктического циркумполярного течения [6]. Они играют важную роль в пресном балансе Индийского океана и его приполярных областей. Согласно результатам моделирования за период 1970–2005 гг., увеличение притока пресной воды в Южном океане составило около 16% [13].

В целом, изменения солёности в регионах в условиях современного потепления климата демонстрируют сложную картину. Важные детали этого процесса в масштабах Индийского океана изучены недостаточно, главным образом из-за ограниченного количества данных. В последние два десятилетия были сделаны значительные усилия в исследованиях океана, связанные с развертыванием дистанционных автономных наблюдательных систем и буев Арго. Одновременно получили широкое применение такие системы усвоения данных, как SODA и GODAS [21], что позволило значительно увеличить объем доступной информации. В период с 2005 по 2023 гг. количество профилей, полученных из наблюдательной сети буев ARGO в Индийском океане, значительно возросло, достигнув приблизительно 592 тысяч [30]. К 2006 г. поплавковая система Арго достигла полного покрытия Индийского океана [22]. В настоящей работе использовались только данные за период 2005–2023 гг.

Цель текущего исследования заключается в выявлении тенденций и пространственных особенностей межгодовых изменений солёности и солесодержания в верхнем 1000-метровом слое вод Индийского океана, а также их анализе в контексте возможных причинно-следственных связей с крупномасштабными и региональными процессами в океане и атмосфере в условиях усиления гидрологического цикла в период с 2005 по 2023 гг.

## ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

Использовались данные по солёности ( $S$ ), потокам соли на поверхности океана ( $F_s$ ) и скорости течений ( $U$  и  $V$  компоненты) системы усвоения океанографических наблюдений GODAS [21] в узлах сетки  $0.3 \times 1^\circ$  (<https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.godas.html>) с месячным разрешением за период 2005–2023 гг. (т. н. эпоха АРГО). Также были использованы среднемесячные данные по количеству осадков ( $P$ ) реанализа ERA5 на сетке  $0.25 \times 0.25^\circ$  ([http://apdrc.soest.hawaii.edu/erddap/griddap/hawaii\\_soest\\_d124\\_2bb9\\_c935.html](http://apdrc.soest.hawaii.edu/erddap/griddap/hawaii_soest_d124_2bb9_c935.html)) и испарению ( $E$ ) с подстилающей поверхности WHOI OAF flux version3 на сетке  $1 \times 1^\circ$  ([http://apdrc.soest.hawaii.edu/erddap/griddap/hawaii\\_soest\\_6b5a\\_df06\\_3eeb.html?page=1](http://apdrc.soest.hawaii.edu/erddap/griddap/hawaii_soest_6b5a_df06_3eeb.html?page=1)). По этим данным рассчитывалась величина разности  $E - P$  в узлах одноградусной сетки.

«Виртуальный поток соли» на поверхности океана ( $F_s$ ) [17] — это поток соли с единицы площади, который имеет такое же влияние на

соленость поверхности моря, как и поток пресной воды (<https://cfconventions.org/Data/cf-standard-names/docs/guidelines.html>).

Также были взяты данные реанализа полей давления и ряды климатических (циркуляционных) индексов с устоявшейся аббревиатурой: AAO, DMI, IPO, NINO 1.2, NINO 3, PTW, SOI, WHWP, WPWP и других климатических переменных за те же годы, рассматривавшихся ранее [3, 4]. Перечисленные данные были получены с сайтов NOAA <https://psl.noaa.gov/data/gridded/index.html> и <https://psl.noaa.gov/data/climateindices/list/>. По данным о величине атмосферного давления на уровне моря рассчитывались показатели выраженности Азиатской депрессии (AD) и региональных центров действия атмосферы в Индийском океане [3].

Проводился расчет статистик и разложение полей аномалий различных характеристик на главные компоненты (PC — временные коэффициенты первых мод ЭОФ) по единой методике [3, 4]. С учетом характера муссонов были выделены условно теплый, летний (ноябрь — март) и условно холодный, зимний (июнь — октябрь) сезоны (периоды) года ЮП. Аномалии солёности  $\Delta S$  и других климатических характеристик рассчитывались как отклонение от средней величины за период наблюдений. Также по данным GODAS на 31 горизонтах (с разрешением 10 м в верхнем 225-метровом слое, верхний горизонт — 5 м, а нижний — 950 м) в узлах регулярной сетки были рассчитаны среднемесячные, сезонные и среднегодовые величины солесодержания ( $Q_s$ ) и аномалий ( $\Delta Q_s$ ) в различных слоях: верхнем (5–205 м), промежуточном (205–460 м) и глубинном (460–950 м) согласно уравнению в работе [9, с. 3520], используя фиксированные горизонты GODAS.

Для анализа тенденций (линейных трендов) крупномасштабной пространственно-временной изменчивости солёности, солесодержания, виртуальных потоков соли, пресного баланса  $E-P$  и компонентов  $U$  и  $V$  скорости течений рассчитывались осредненные значения этих характеристик по нескольким широтным зонам океана — зональным (климатическим) полосам 20–6° с.ш., 6° с.ш. — 12° ю.ш., 12–28° ю.ш., 28–60° ю.ш. и 60–65° ю.ш., а также в отдельных секторах этих зон, лежащих к востоку и западу от меридиана 80.5° в.д. Кроме того, были рассмотрены тенденции изменений солёности на трех трансокеанских зональных, трех меридиональных разрезах (рис. 1а) и в четырех районах акватории (рис. 1д).

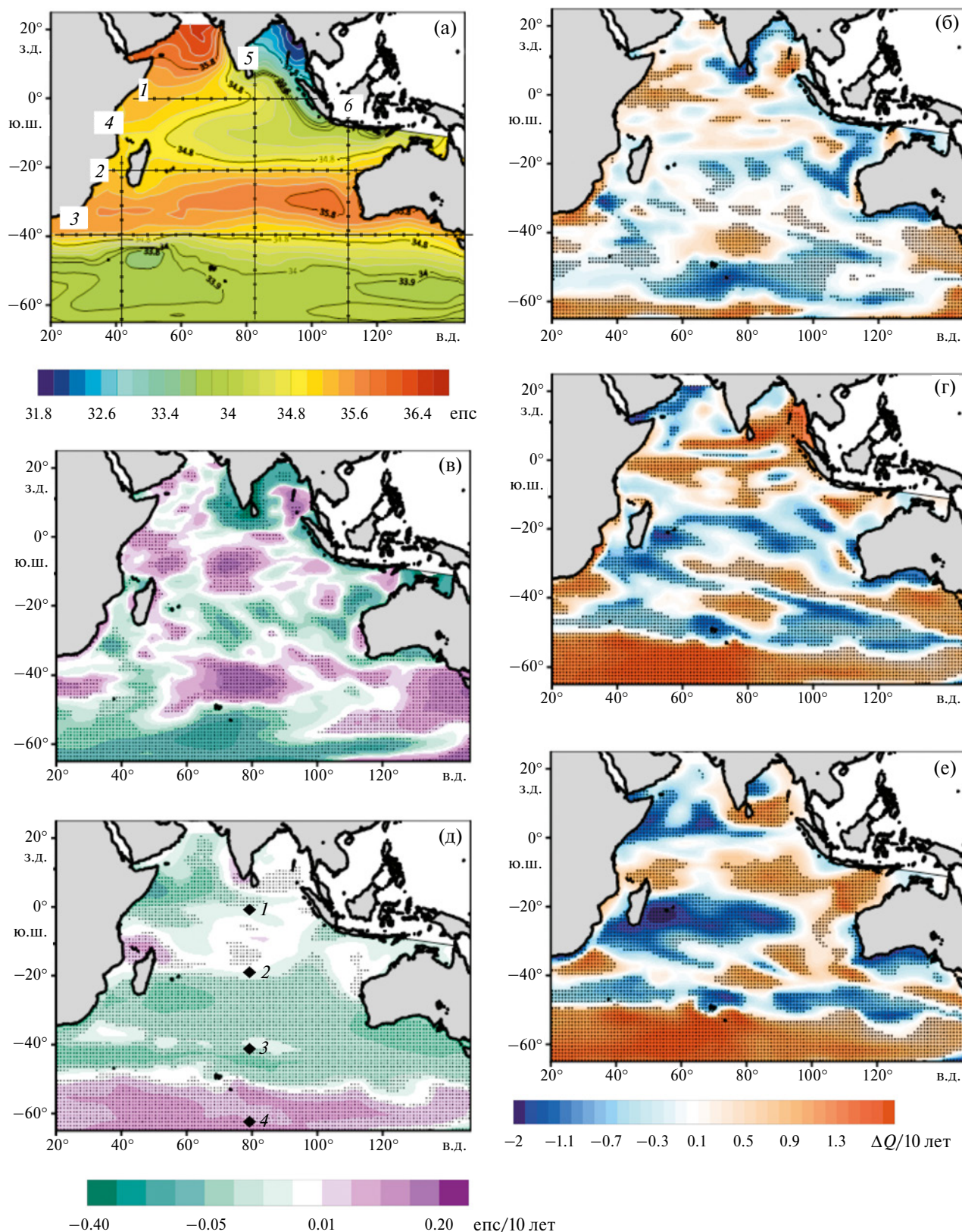
Величины трендов среднегодовых аномалий рассматриваемых параметров рассчитывались методом наименьших квадратов. Уровень значимости 95% для трендов временных рядов, коэффициентов корреляции и регрессии оценивался по  $T$  критерию Стьюдента с  $N-2$  степенями свободы, где  $N$  — длина ряда, в нашем случае равная 19. Ошибки расчета величин линейных трендов вычислялись как сумма квадратов разностей между значениями временного ряда и линейного тренда для всех членов ряда, деленная на количество степеней свободы. Средняя ошибка вычисления трендов рядов аномалий солёности для рядов с 95% уровнем значимости по всему району в слое до 1000 метров составила 0.0018 епс/год.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

### *Особенности пространственной и межгодовой изменчивости солёности*

Пространственное распределение среднегодовой солёности на глубине 5 метров (рис. 1а) согласуется с аналогичными распределениями, полученными из различных источников данных [11, 12 и др.]. В экваториальной зоне к северу от 20° ю.ш. наблюдаются два района с максимальными (северо-западная часть) и минимальными (на востоке и северо-востоке) значениями солёности, что обусловлено различиями в гидрологических условиях [10, 23]. Основные контрасты в солёности на востоке и западе связаны с повышенным испарением в Аравийском море и с избыточными осадками и речными стоками в Бенгальском заливе, а также влиянием ИСП в восточной части Индийского океана [10, 23]. В районе 20° ю.ш. располагается Южное Экваториальное (Пассатное) течение [22]. В южной половине океана, южнее 20° ю.ш., выделяются две области с высокими и низкими значениями солёности, разделенные субтропическим фронтом [22], которые простираются зонально. Основные изменения в солёности связаны с тропическими климатическими режимами, такими как ЭНЮК и диполь Индийского океана, и модулируются динамическими процессами [11]. Также в последние годы замечена тенденция к увеличению ИСП.

Схема распределения солёности (рис. 1а) демонстрирует более гладкую картину по сравнению с распределением ее трендов (рис. 1в), отражая роль процессов адвекции, перемешивания и гомогенизации поля солёности [28]. В различных районах акватории отмечаются статистически значимые линейные тренды (b) среднегодовой



**Рис. 1.** Среднегодовые величины солёности на глубине 5 м (а) и тренды среднегодовой солёности  $b(S)$  на горизонтах 5 м (в) и 950 м (д) за период 2005–2023 гг. Линейные тренды нормализованных аномалий солесодержания  $b(\Delta Q_s)$  в слоях 5–205 м (б), 205–460 м (г) и 460–950 м (е) за тот же период по данным GODAS. На рис. 1а показано расположение разрезов, а на рис. 1д – центров районов с характерными особенностями трендов  $S$  на различных горизонтах. Здесь и на других рисунках крестиками обозначены области, в которых оценки статистически значимы на уровне 95%.

солёности  $S$  на глубине 5 м, изменяющиеся от  $-0.44$  епс/10 лет (на южной оконечности полуострова Индостан) до  $0.20$  епс/10 лет. На юге от экватора выявлены отдельные районы с трендами разного направления, простирающиеся в широтных полосах шириной около  $20^\circ$ . Характеристики схемы распределения трендов среднегодовой солёности  $b(S)$  в южной половине океана (южнее  $20^\circ$  южной широты) схожи как для летних, так и зимних сезонов ЮП. В северной части океана эта схема изменяется в связи с изменениями режима осадков и пресного баланса в условиях муссонного климата.

Первая мода ЭОФ (главная компонента)  $PC1(S)$  поля флуктуаций аномалий среднегодовой солёности  $\Delta S$  на глубине 5 м объясняет 26% общей вариации солёности. Межгодовые колебания временных коэффициентов  $PC1(S)$  и средней солёности на всей акватории океана коррелируют с высоким коэффициентом  $R = 0.7$ , а пространственные схемы распределения трендов  $b(S)$  и главных компонент  $PC1(S)$  хорошо соотносятся между собой.

С увеличением глубины схема горизонтального распределения трендов солёности  $b(S)$  значительно изменяется. Уже на глубинах свыше 65 м у побережья полуострова Индостан и Бенгальского залива значимые тренды отсутствуют, а в протяженных районах акватории глубже 200 м наблюдается изменение знака тренда (рис. 1д). Эти особенности изменений трендов солёности с глубиной отражаются в характеристиках солесодержания верхнего, промежуточного и глубинного слоев (рис. 1б, г, е), где заметны зонально протяженные структурные образования с явными тенденциями к опреснению и осолонению, особенно в слое 205–950 м к югу от  $50^\circ$  ю.ш. В таблице 1 приведены количественные оценки выявленных трендов.

В целом по исследуемой акватории наблюдаются статистически значимые тренды уменьшения солёности на глубине 5 м со скоростью  $-0.01$  епс/10 лет. Максимальное снижение солёности отмечено на юге региона в широтном диапазоне  $60^\circ$ – $65^\circ$  ю.ш. (табл. 1, рис. 1в). В то же время, в верхнем, промежуточном и глубинном слоях (рис. 1д) этой зоны наблюдаются только значимые положительные изменения солёности. Общее снижение солесодержания в приповерхностном слое составило приблизительно 0.05%, в то время как солесодержание в толще вод от 5 до 950 м увеличилось примерно на  $9 \text{ кг/м}^2$  за последние 10 лет (с минимумом в 2008 г. и максимумом в 2014 г.), что эквивалентно приблизительно

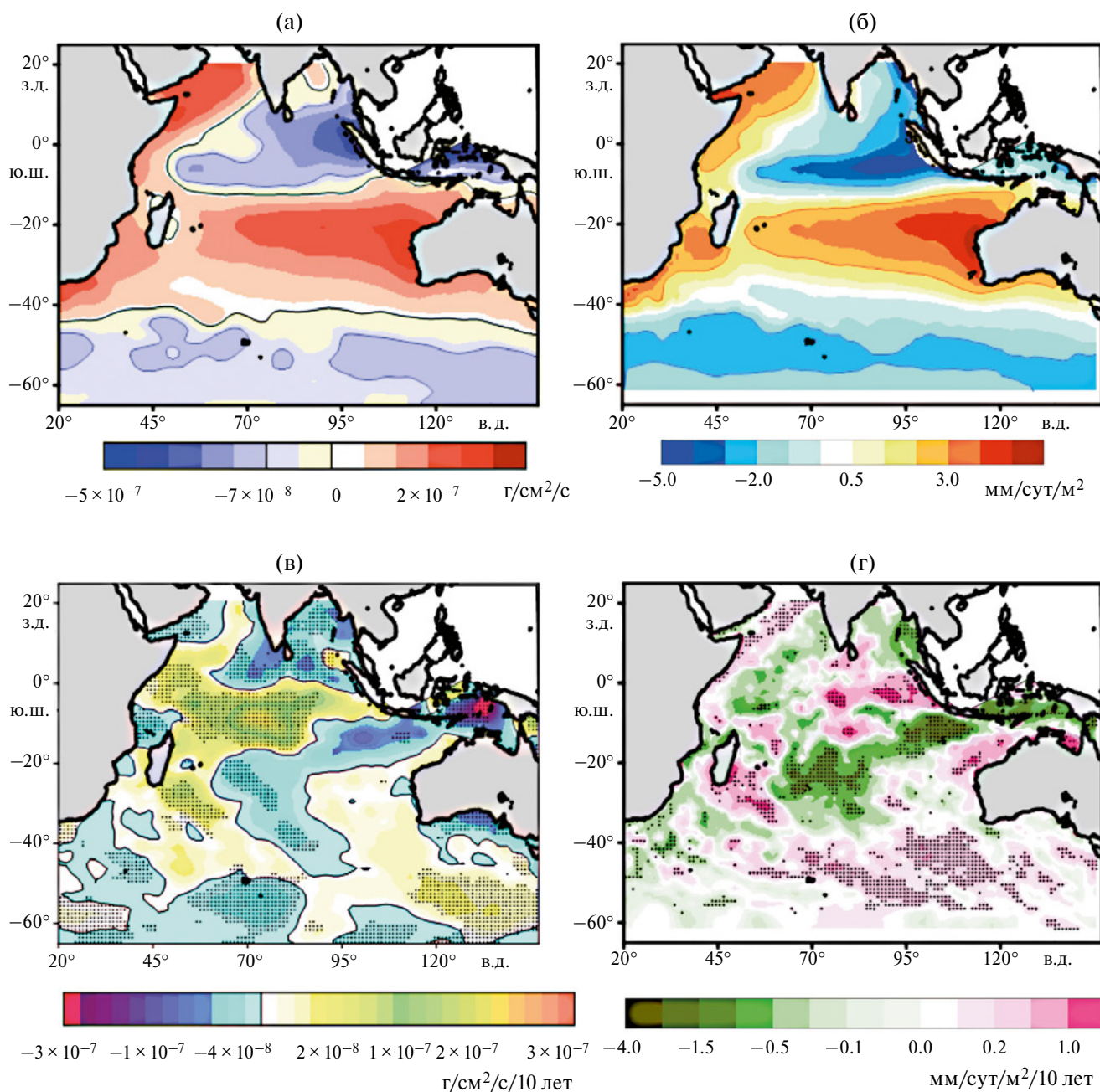
**Таблица 1.** Линейные тренды межгодовых изменений среднегодовых величин солёности ( $S$ ) на горизонте 5 м (епс за 10 лет), солесодержания ( $Q_s$ ,  $\text{кг/м}^2/10$  лет) в слоях 5–205 м ( $Q_{s1}$ ), 205–460 м ( $Q_{s2}$ ), 460–950 м ( $Q_{s3}$ ) и осадков  $P$  ( $\text{мм/сут/м}^2/10$  лет) в различных широтных зонах за 2005–2023 гг.

| Широтная зона                                   | $S$          | $Q_{s1}$     | $Q_{s2}$     | $Q_{s3}$     | $P$         |
|-------------------------------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|-------------|
| $20^\circ$ с.ш. – $6^\circ$ с.ш.                | –0.04        | –0.18        | –1.65        | –3.13        | 0.06        |
| $6^\circ$ с.ш. – $12^\circ$ ю.ш.                | –0.01        | –0.73        | <b>1.18</b>  | –0.07        | 0.03        |
| $12^\circ$ – $28^\circ$ ю.ш.                    | <b>–0.01</b> | <b>–1.60</b> | <b>–2.22</b> | –1.94        | 0.11        |
| $28^\circ$ – $60^\circ$ ю.ш.                    | 0.00         | –0.31        | <b>2.24</b>  | <b>3.01</b>  | –0.02       |
| $60^\circ$ – $65^\circ$ ю.ш.                    | <b>–0.05</b> | <b>3.96</b>  | <b>13.80</b> | <b>19.69</b> | <b>0.08</b> |
| Весь район<br>$20^\circ$ с.ш. – $65^\circ$ ю.ш. | <b>–0.01</b> | –0.15        | <b>2.23</b>  | <b>2.89</b>  | 0.02        |

Примечание. Во всех таблицах полужирным шрифтом выделены статистически значимые (95%) оценки.

0.03%. Наблюдается статистически значимый тренд увеличения осадков в широтном диапазоне  $60^\circ$ – $65^\circ$  ю.ш. (табл. 1), отражающий современные тенденции [5]. Коэффициент корреляции между изменениями солёности на глубине 5 м и осадками по всему региону составил  $-0.52$ , а в широтном диапазоне  $12^\circ$ – $28^\circ$  ю.ш. субтропиков равен  $-0.61$ . Также отмечается увеличение вклада процессов таяния шельфовых ледников в опреснение поверхности Южного океана и выноса морского льда в соседние регионы [16, 19]. За последние 4 десятилетия теплосодержание верхнего 1000-метрового слоя Индийского океана возросло примерно на 1%, с заметными колебаниями от района к району, причем наибольшая скорость потепления отмечается в западной части экваториальной зоны океана [3, 25]. В среднегодовой динамике солёности на приповерхностном горизонте и солесодержания в слое 5–205 м в Индийском океане наблюдаются колебания с периодичностью от 2 до 7 лет. В последние десятилетия в восточной тропической зоне отмечены изменения: сначала происходило опреснение верхнего слоя в 2010-х годах, затем последовал рост солёности в последующем десятилетии, связанный с воздействием Эль-Ниньо и ДИО на изменения переноса вод посредством ИСП и местных осадков [18].

Пространственно-временные характеристики межгодовой изменчивости солёности в значительной степени определяются внутренней динамикой океана и воздействием атмосферы. Распределение солёности и ее трендов в приповерхностном слое (рис. 1а, в) согласуется со схемами и тенденциями “виртуальных потоков соли”  $F_s$  (рис. 2а, в) и пресноводного баланса  $E-P$  (рис. 2б, г).



**Рис. 2.** Среднегодовые “виртуальные потоки соли”  $F_s$   $\text{г/см}^2/\text{с}$  на поверхности океана по данным GODAS (а) и разности величин испарение минус осадки  $E-P$  по данным ERA5 (б). Линейные тренды этих величин за теплый сезон ЮП –  $F_s$  (в)  $\text{г/см}^2/\text{с}/10 \text{ лет}$  и  $E-P$  (г)  $\text{мм/сут/м}^2/10 \text{ лет}$  в 2005–2023 гг.

Эти схемы демонстрируют зональное распределение параметров  $S$ ,  $F_s$  и  $E-P$ , соответствующее климатическим поясам и широтным тенденциям изменения испарения и осадков [24]. Положительные значения  $F_s$  и  $E-P$  соответствуют областям, где испарение  $E$  превышает осадки  $P$  и происходит вынос пресной воды из океана [22], что приводит к увеличению значений солёности  $S$ . Схемы распределения  $F_s$  и  $E-P$  построены на различных наборах данных, однако они демонстрируют схожие величины баланса тепла и соли,

что адекватно отражает режим увлажнения (осолонения) на поверхности океана. В зимний период ЮП наблюдаются некоторые расхождения схем к северу от экватора, хотя в теплые периоды схемы распределения данных величин более сходны. Как отмечалось ранее [8 и др.], по целому ряду причин количественная оценка изменений этих параметров в гидрологическом цикле сопряжена с существенной неопределенностью.

Корреляционные связи межгодовых изменений аномалий солёности приповерхностного

слоя были детально изучены в различных широтных полосах восточной и западной частей Индийского океана (рис. 3).

Исследования показывают, что изменения в трендах приповерхностной солёности в тропической зоне океана соответствуют результатам других исследований [11, 27], расширяя их понимание. В полосе широт от  $\sim 10^\circ$  ю.ш. –  $20^\circ$  с.ш. отмечаются контрастные тренды в ходе солёности западного и восточного секторов. Южнее этой полосы пространственные изменения трендов во всех широтных зонах более согласованы (рис. 3а). При этом в западном секторе этого района также наблюдаются согласованные тренды изменений солёности и потока  $F_s$ .

В северной части Индийского океана эти изменения в основном связаны с тропическими климатическими явлениями, такими как усиление циркуляции Уокера над Индо-Тихоокеанским регионом, события ЭНЮК и дипольной модой Индийского океана, которые влияют на атмосферную циркуляцию и пресный баланс [11]. Отрицательные тренды солёности приповерхностного слоя к югу от  $50^\circ$  ю.ш. (рис. 3а) могут быть обусловлены увеличением талых вод с антарктических шельфовых ледников, что происходит вследствие продолжающегося потепления [19]. Также увеличение осадков в этом регионе ( $\sim 0.01$  мм/сут/м<sup>2</sup>/10 лет) приводит к усилению пресноводного потока в верхние слои океана в прилегающих к Антарктиде акваториях, что делает эти регионы более пресными и холодными [16]. Повышение скорости Антарктическо-

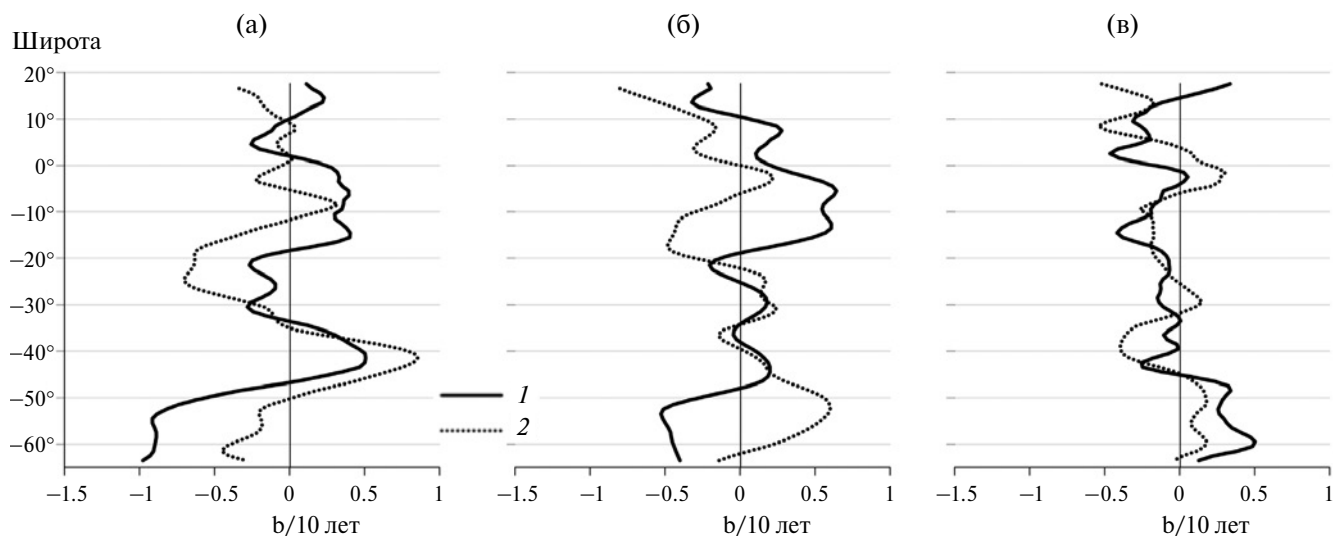
го циркулярного течения и объемов переноса опресненных вод из Атлантики также играют роль в формировании этих отрицательных трендов [6].

В теплый период Южного полушария, с ноября по февраль, когда действует северо-восточный муссон с максимальным количеством осадков в западной и центральной частях экваториальной зоны [20], наблюдаются значимые корреляционные связи между трендами изменений солёности (см. рис. 3а) в западном и восточном секторах акватории океана ( $R = 0.41$ ). В этот период также отмечаются наиболее значимые коэффициенты корреляции трендов  $b(S)$  с изменениями основных параметров пресноводного баланса на поверхности (рис. 3б) и динамикой вод (рис. 3в) в западном секторе акватории океана (табл. 2).

В холодный период юго-западного муссона ЮП, с максимальным количеством осадков в акватории Бенгальского залива, наблюдается некоторое ослабление корреляционных связей между трендами изменений солёности  $b(S)$  в западном и восточном секторах, а также усиление связей  $b(S)$  с колебаниями потока  $F_s$  в восточном секторе акватории (табл. 2).

#### *Межгодовая изменчивость вертикальной структуры солёности верхнего 1000-метрового слоя*

Характеристики вертикальной структуры поля солёности формируются и изменяются в результате сложного взаимодействия разномасштабных процессов на поверхности океана, вертикального



**Рис. 3.** Значения трендов  $b$  нормализованных величин аномалий среднегодовой солёности на горизонте 5 м (а), “виртуальных потоков солёности”  $F_s$  на поверхности океана (б) и модуля скорости течений на горизонте 5 м (в) в различных секторах акватории Индийского океана, расположенных к западу (1) и к востоку (2) от меридиана  $80.5^\circ$  в.д., в теплый период ЮП в 2005–2023 гг.

**Таблица 2.** Коэффициенты корреляции межгодовых изменений трендов солёности на горизонте 5 м, потоков соли  $F_s$ , а также  $U$ ,  $V$  компонентов и модуля скорости течений  $UV$  на горизонте 5 м в тёплый (т) и холодный (х) периоды года ЮП в 2005–2023 гг. в западном (R1) и восточном (R2) секторах акватории Индийского океана (19° с.ш. – 62° ю.ш., относительно 80.5° в.д. – рис. 3)

| Параметр    | Fs          |             | U            |       | V            |      | UV           |      |
|-------------|-------------|-------------|--------------|-------|--------------|------|--------------|------|
| Период года | т           | х           | т            | х     | т            | х    | т            | х    |
| R1          | <b>0.70</b> | <b>0.24</b> | <b>–0.37</b> | 0.17  | –0.10        | 0.20 | <b>–0.52</b> | 0.20 |
| R2          | 0.16        | <b>0.31</b> | 0.0          | –0.18 | <b>–0.23</b> | 0.07 | <b>–0.23</b> | 0.13 |

перемешивания и адвекции. На рисунке 4 представлены средние профили вертикального распределения солёности  $S(z)$ , трендов  $b(z)$  межгодовых изменений солёности на различных горизонтах в тёплые и холодные сезоны ЮП, а также коэффициенты регрессии колебаний солёности на глубине 5 м и на нижележащих горизонтах 1000-метрового слоя с месячными временными лагами в четырех различных районах акватории океана.

В стратификации  $S(z)$  верхнего 1000-метрового слоя исследуемых районов можно выделить характерные поверхностные, промежуточные и глубинные водные массы [2, 7]. Межгодовые колебания солёности прослеживаются на всех глубинах исследуемого слоя. В пределах верхнего 50–100-метрового слоя они изменяются от 0.21 епс (район 2) до 0.58 епс (район 3) и затухают с глубиной до 0.02–0.07 епс. В различном диапазоне глубин наблюдаются значимые корреляционные связи между изменениями солёности на различных горизонтах – когерентные колебания. В районах 1 и 2 они охватывают в основном верхний 50–80-метровый слой, а в районах 3 и 4 – фронтальных зонах южной части Индийского океана – распространяются значительно ниже деятельного слоя, за пределы непосредственно атмосферного влияния.

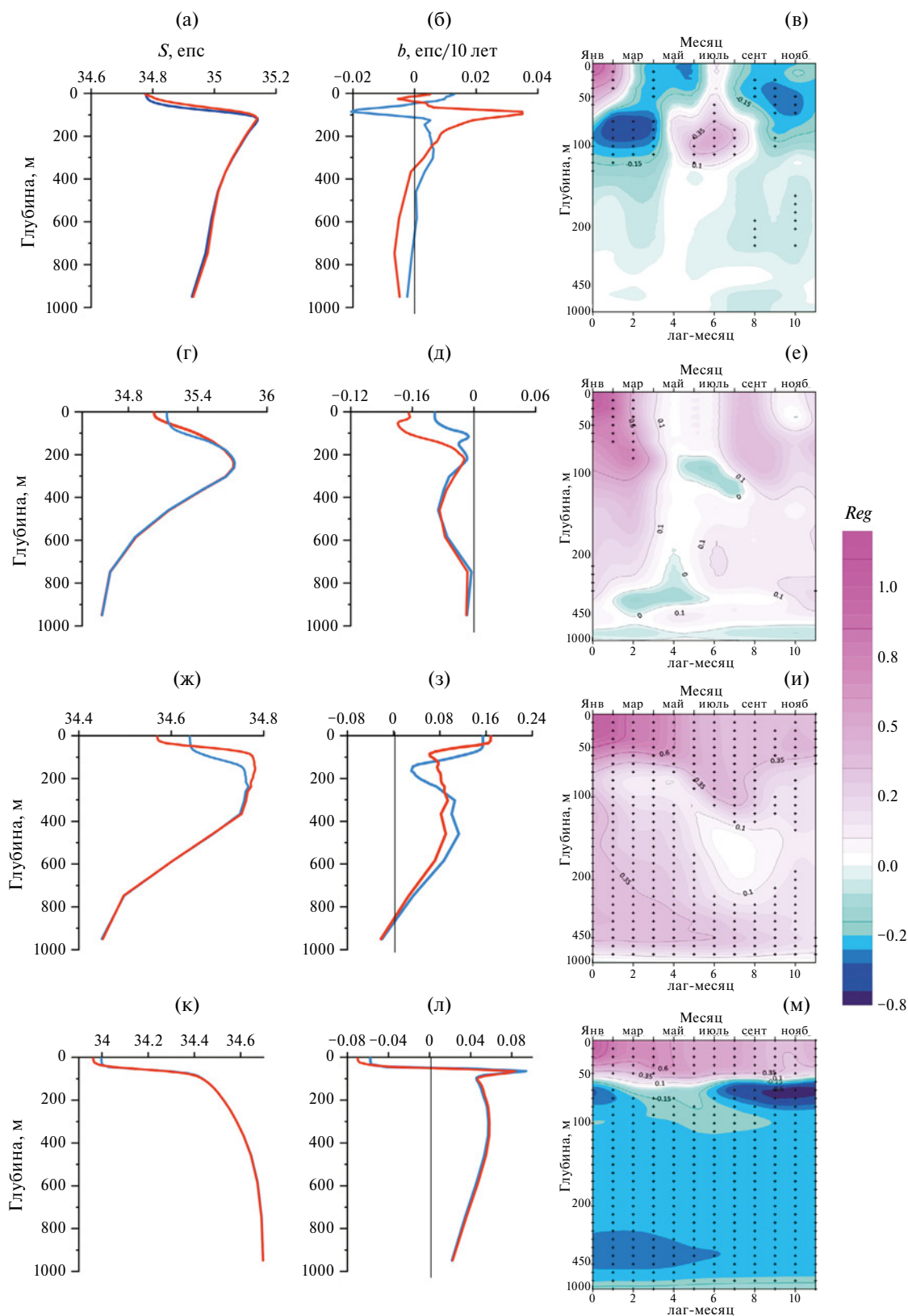
Кривые вертикального распределения трендов солёности  $b(z)$  на различных горизонтах (рис. 4б, д, з, л) отражают основные особенности вертикального распределения амплитуд колебаний солёности на соответствующих глубинах, что подтверждается оценками коэффициентов корреляции ( $R = 0.62 \div 0.98$ ). Во всех районах, за исключением второго (20° ю.ш.), знак тренда изменяется с увеличением глубины. В трех районах, расположенных южнее экваториальной зоны, тренды солёности на различных глубинах меняются квазисинхронно летом и зимой ЮП (рис. 4д, з, л). В районе экватора (район 1) эти изменения происходят в противофазе (рис. 4б) из-за влияния муссонов. Однако в этом районе тренды солёности на большей части глубин

статистически незначимы в оба сезона года. На юге, в районе 2 (20° ю.ш.), летом отрицательные тренды значимы на верхних 100 м в тёплый сезон ЮП и на глубинах 400–600 м в оба сезона. В районах 3 и 4, расположенных в южной части океана (рис. 1д), статистически значимые тренды солёности наблюдаются на глубинах почти во всем 1000-метровом слое как зимой, так и летом ЮП.

Рисунки 4в, е, и, м, построенные на основе лагового регрессионного анализа, отображают связь между колебаниями солёности на поверхностных и глубоких слоях в каждом районе внутри годового цикла изменчивости. Они иллюстрируют эволюцию с глубиной корреляционных связей аномалий солёности, формируемых под воздействием режима увлажнения (осолонения) на границе океан – атмосфера, поля ветра, горизонтальной и вертикальной циркуляции, а также других процессов, учитывая инерцию массообмена. Изменения солёности в глубоких слоях происходят с запаздыванием относительно изменений на поверхности, что зависит от масштаба и длительности атмосферных воздействий на поверхность [4].

Результаты регрессионного анализа указывают на значительные региональные различия в динамике этих процессов. В районе 1 экваториальной зоны наблюдаются значимые положительные и отрицательные связи вертикальных колебаний, преимущественно в верхних 120 м, с лагом 2–3 месяца, в зависимости от смены ветрового режима и условий увлажнения поверхности в периоды летнего и зимнего муссонов (рис. 4б). Эти вертикально когерентные колебания могут быть вызваны стоячими градиентно-вихревыми волнами, типа волн Россби [11, 14, 18].

Во втором районе положительные коэффициенты регрессии наблюдаются в верхних 500 метрах толщи вод, а статистически значимые отмечаются на глубине до 70 м с временным лагом в 2 месяца (рис. 4е). Этот район характеризуется высокой вихревой активностью, которая способствует усилению вертикальных и горизонтальных потоков соли в субтропиках южной части



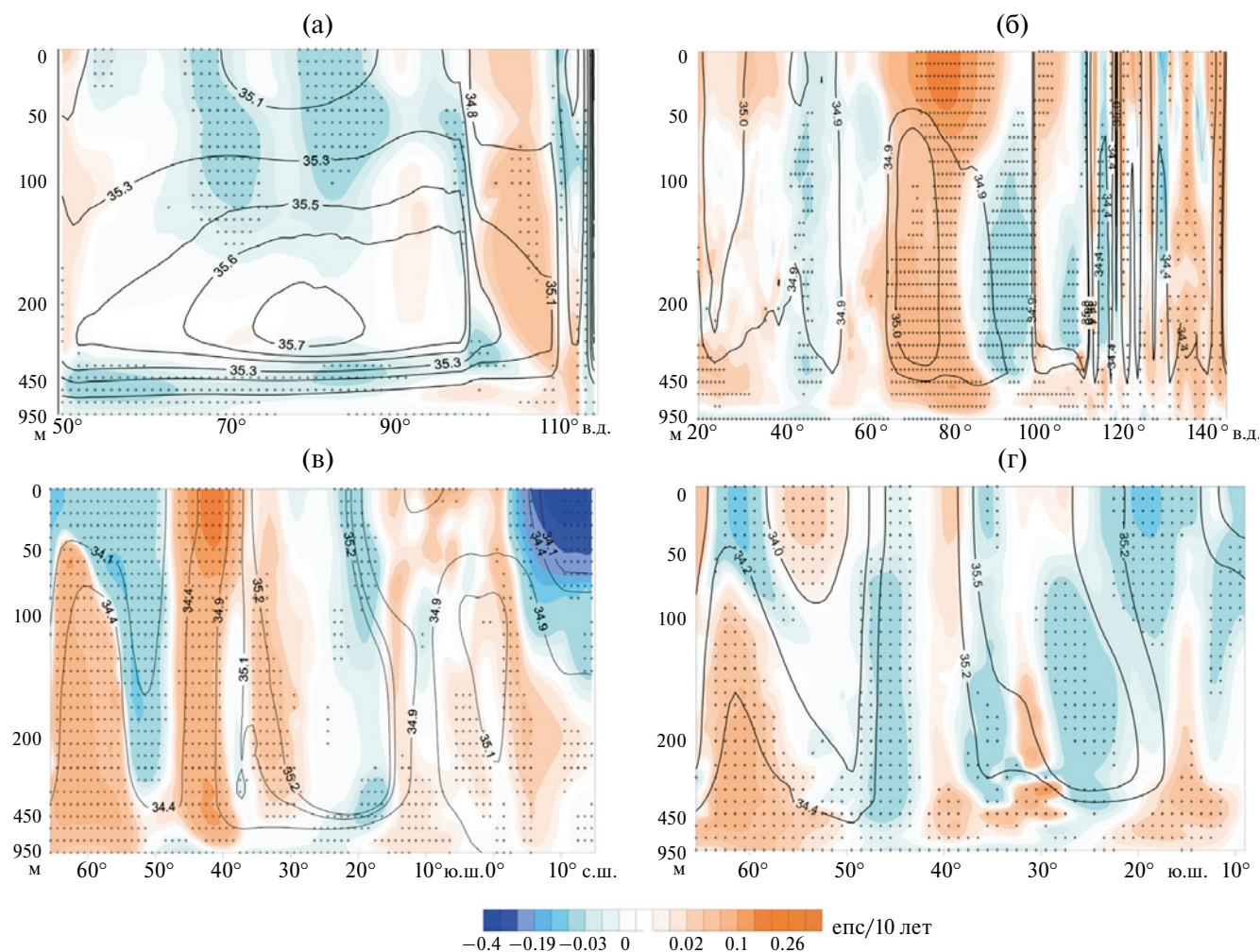
**Рис. 4.** Обобщенные кривые вертикального распределения солёности  $S$  (а, г, ж, к), тренда солёности  $b$  на различных горизонтах (б, д, з, л) и коэффициентов регрессии ( $Reg$ ) межгодовых колебаний среднемесячной солёности на горизонте 5 м и на 31 горизонтах 1000-метрового слоя с временными лагами в различных районах (в, е, и, м) за период 2005–2023 гг. Строки сверху вниз – районы: 1 – экватор; 2–20° ю.ш.; 3–42° ю.ш.; 4–61.5° ю.ш. согласно рис. 1д. Обозначения: сплошные красные кривые – тёплый период года ЮП, синие – холодный.

Индийского океана [22]. В третьем районе, расположенном в области фронта на  $42^\circ$  ю.ш., вертикально когерентные колебания наблюдаются на всей глубине водного столба с временным лагом до 12 месяцев (рис. 4и). Как было отмечено ранее [29], в районах умеренных широт области высокой корреляции простираются за пределы глубины прямого атмосферного влияния. Они могут быть связаны как с перемещениями субтропического фронта [22], так и с откликом на адвективные и других динамические факторы [29]. Действительно, в толще вод исследуемого района 3 увеличение солёности (рис. 4з) сопровождалось ростом температуры [3].

В четвертом районе связность флуктуаций солёности прослеживается на протяжении всего года во всем 1000-метровом слое, однако они характеризуются дипольной структурой (рис. 4м). Это может быть обусловлено различиями в тенденциях изменений солёности в тонком слое по-

верхностных вод Антарктики, где ярко выражено опреснение, и в более глубоких слоях циркулярных глубинных вод, где наблюдаются значительные тренды увеличения солёности (рис. 1б, г, е; 4л, м) и температуры воды [3].

Пространственные особенности вертикальной структуры толщи вод с различными характеристиками трендов опреснения и осолонения отображены на зональных и меридиональных разрезах, пересекающих акваторию региона (рис. 5). В плоскости этих разрезов наблюдаются статистически значимые тренды солёности различной величины и знака, отражающие основные особенности и изменчивость трехмерной пространственной структуры крупномасштабных аномалий поля солёности. На протяжении зонального разреза I, проходящего вдоль экватора (рис. 1а), практически во всем верхнем 500-метровом слое (рисунок не приводится) выявлены области статистически значимых положительных трендов



**Рис. 5.** Совмещенное вертикальное распределение среднегодовой солёности (сплошные линии) и трендов солёности (выделены цветом) на зональных разрезах II (а) по  $20^\circ$  ю.ш., III (б) по  $40^\circ$  ю.ш. и меридиональных разрезах V (в) по  $80.5^\circ$  в.д., VI (г) по  $110^\circ$  в.д. в период 2005–2023 гг. Расположение разрезов показано на рис. 1а.

среднегодовой солёности до 0.1 епс/10 лет, за исключением участка верхнего 100-метрового слоя восточнее 90° в.д., где отмечены незначительные отрицательные тренды. Эти воды с положительными трендами происходят из района Аравийского моря, представляя собой язык высокой солёности (35.3–35.9 епс) [7].

Большую часть толщи вод зонального разреза II вдоль 20° ю.ш. от 50° до 100° в.д. занимают слои с опреснением верхнего 150-метрового слоя и ниже 300 м (рис. 5а), что соответствует рисункам 1б–е и 4д. Отдельные участки со значимыми положительными трендами солёности расположены на западном и восточном участках периферии разреза на глубинах более 100–150 м. На зональном разрезе III вдоль 40° ю.ш. преобладают статистически значимые положительные тренды солёности на всей глубине до 1000 м. В восточной части разреза наблюдается значительное обострение горизонтальных градиентов солёности и высокая перемежаемость областей с различными знаками тренда (рис. 5б), что обусловлено сезонными циклами режима увлажнения, влиянием ЭНЮК, меридиональными градиентами солёности и изменчивостью меридиональной адвекции в этом районе. На меридиональном разрезе V, проходящем вдоль 80.5° в.д., хорошо выражены области интенсивного опреснения вод верхнего 50-метрового слоя юго-восточной части Бенгальского залива (рис. 1в, 5в) с трендами снижения солёности до –0.44 епс/10 лет. В районе субтропического фронта (40–45° ю.ш.) наблюдаются максимальные положительные тренды солёности на глубинах до 900 м, достигающие 0.15–0.20 епс/10 лет. К югу от 55° ю.ш. в области циркумполярных глубинных вод глубже 50 м также присутствуют слои с максимальными трендами 0.10–0.15 епс/10 лет. Аналогичные значимые положительные тренды также отмечены на меридиональном разрезе VI (рис. 5г; 1г, е). В других слоях толщи вод характеристики трендов солёности на этом разрезе значительно изменчивы, так же как и распределение трендов солёносодержания (рис. 1б, г, е).

Полученные результаты позволяют уточнить представления о трехмерной пространственной структуре трендов и текущих изменениях солёно-

сти в толще вод Индийского океана, а также оценить их количественные значения.

*Корреляционные связи межгодовых изменений характеристик поля солёности с крупномасштабными и региональными процессами в океане и атмосфере*

Для анализа возможных причинно-следственных связей выявленных тенденций современных межгодовых изменений солёности в Индийском океане был проведен взаимный корреляционный и регрессионный анализ. Исследование охватывало временные ряды среднегодовой солёности и солёносодержания отдельных слоев бассейна, коррелируя их с климатическими индексами и другими параметрами, отражающими как динамику океана и атмосферы, так и режим увлажнения в исследуемом районе. Показано, что среди рассматриваемых климатических индексов, таких как AAO, AD, DMI, IPO, PTW, SOI, NINO 1.2, NINO 3, WHWP и WPWP [3, 4], особенно выражены умеренные ( $R = |0.3–0.5|$ ) и заметные ( $R = |0.5–0.7|$ ) корреляционные связи изменений солёности со следующими характеристиками: индексы теплого тропического бассейна Тихого океана западного (WPWP) и восточного (WHWP) секторов ЭНЮК, восточных регионов ЭНЮК (NINO 3 и NINO 1.2), азиатской депрессии (AD), главные компоненты PC1 ЭОФ колебаний аномалий полей геопотенциала  $AT_{500}$  и величины пресного баланса ( $E-P$ ), а также дипольной моды внутренней изменчивости Индийского океана (DMI) (табл. 3).

Корреляционные взаимосвязи колебаний солёности с индексами ЭНЮК объясняются их воздействием на местные осадки через циркуляцию Уокера и модуляцию переноса вод ИСП через экваториальные и прибрежные волноводы в индонезийских морях [14]. Циркуляция Уокера представляет собой экваториальную зональную циркуляционную ячейку атмосферы, вызываемую глубокой атмосферной конвекцией над теплым бассейном Индо-Тихоокеанского региона. Нижняя ветвь циркуляции Уокера связана с восточными ветрами в Тихом океане и западными ветрами в Индийском океане, а интенсивность ЭНЮК, воздействующего на летний муссон

**Таблица 3.** Коэффициенты корреляции ( $R$ ) межгодовых колебаний среднегодовой солёности на горизонте 5 м с вариациями климатических индексов и других климатических переменных в 2005–2023 гг.

| Индекс | WPWP         | WHWP  | NINO 3       | NINO 1.2     | AD    | PC1( $AT_{500}$ ) | PC1 ( $E-P$ ) | DMI          |
|--------|--------------|-------|--------------|--------------|-------|-------------------|---------------|--------------|
| $R$    | <b>–0.62</b> | –0.38 | <b>–0.44</b> | <b>–0.57</b> | –0.36 | <b>–0.51</b>      | <b>0.52</b>   | <b>–0.48</b> |

Примечание. Ряды индексов DMI, NINO 3, WHWP и NINO 1.2 взяты с временным сдвигом (заблаговременностью) 8 месяцев [14].

и DMI, оказывает существенное влияние на составляющие крупномасштабного влагообмена в тропиках Индийского океана [1].

Результаты анализа также подтверждают важное влияние атмосферной циркуляции, о чем свидетельствует изменчивость поля геопотенциала и показатели пресного баланса (табл. 3). Например, изменения  $PC1(AT_{500})$ , характеризующие внешнее воздействие атмосферной циркуляции, демонстрируют тесные связи как с изменениями солёности, так и с климатическими индексами ЭНЮК ( $R = |0.7-0.9|$ ). Общая объяснённая дисперсия ( $R^2$ ) множественной регрессии изменчивости солёности приповерхностного слоя с использованием восьми климатических переменных (табл. 3) достигает 76%, что подтверждает адекватность регрессионной модели для объяснения наблюдаемых изменений солёности.

На основе выявленных закономерностей были построены и проанализированы карты парной регрессии, отражающие пространственные особенности корреляционных связей между параметрами крупномасштабной изменчивости океана и атмосферы и изменениями солёности верхнего слоя океана. Эти карты показывают зональные области с различными статистически значимыми коэффициентами регрессии, подчёркивая широкий охват влияния климатических факторов на солёность в Индийском океане.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В нашем исследовании мы рассмотрели изменения солёности на поверхности и на различных глубинах Индийского океана и их связь с климатическими процессами. В приповерхностном слое большей части акватории Индийского океана на глубине 5 м наблюдаются статистически значимые линейные тренды среднегодовой солёности, варьирующиеся от  $-0.44$  епс/10 лет до  $0.20$  епс/10 лет (среднее значение —  $-0.01$  епс/10 лет). Максимальные скорости опреснения отмечаются в северной части океана у побережья полуострова Индостан и Бенгальского залива, а также в широтной зоне  $60^\circ-65^\circ$  ю.ш., где наблюдается увеличение осадков и поступление талой воды с шельфовых ледников.

К югу от экватора выделяются отдельные районы с разнонаправленными трендами солёности, простирающимися на протяжении около  $20^\circ$  по широте, что соответствует общим схемам климатического зонирования и характеристикам пресного баланса на поверхности. В южной половине

океана (южнее  $20^\circ$  ю.ш.) особенности распределения трендов солёности сохраняются как в летний, так и в зимний сезоны ЮП. В северной части океана схема изменяется в зависимости от изменений режима осадков и пресного баланса в условиях муссонного климата. Коэффициент корреляции между изменениями среднегодовой солёности на глубине 5 м и осадками по всему региону составил  $-0.52$ .

С глубиной горизонтальное распределение трендов солёности существенно меняется, что отражается в характеристиках солёности верхнего, промежуточного и глубинного слоев. В этих слоях также преобладают зонально протяженные структуры, где выражены как тренды к опреснению, так и к осолонению толщи вод Индийского и сопредельных районов Южного океана. В целом, тренд солёности верхнего 200-метрового слоя является отрицательным, однако его величина статистически не значима. В изменчивости солёности промежуточного и глубинного слоев наблюдается противоположная тенденция, а для толщи 1000-метрового слоя отмечается общая тенденция осолонения примерно на  $0.03\%$ .

Межгодовые колебания солёности прослеживаются на всех исследуемых глубинах до 1000 м. В них наблюдаются значимые корреляционные связи между изменениями солёности на различных глубинах — как синфазные, так и противофазные колебания. В целом по региону статистически значимые корреляционные связи изменений солёности на поверхностном горизонте выражены относительно климатических характеристик, таких как индексы западного и восточного теплых тропических бассейнов, NINO 3 и NINO 1.2 восточных регионов Эль-Ниньо/Южная осцилляция, азиатская депрессия, главные компоненты PC1 ЭОФ колебаний аномалий поля геопотенциала на высоте 500 гПа и величины пресного баланса, а также дипольная мода внутренней изменчивости Индийского океана.

**Источники финансирования.** Работа выполнена в рамках госзадания Тихоокеанского океанологического института им. В.И. Ильичева ДВО РАН теме № 124022100079-4 “Исследование структуры и динамики вод Мирового океана в условиях современных климатических изменений”. Никаких дополнительных грантов на проведение или руководство данным конкретным исследованием получено не было.

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

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Вязилова Н.А.* Крупномасштабный влагообмен в тропиках Индийского и Тихого океанов в годы с явлением Эль-Ниньо — южное колебание // *Метеорология и гидрология*. 2008. № 2. С. 20–33.
2. *Кукса В.И.* Атлас промежуточных и поверхностных вод Мирового океана. М.: Гидрометеиздат, 1978. 83 с.
3. *Ростов И.Д., Дмитриева Е.В., Рудых Н.И.* Межгодовая изменчивость термических характеристик Индийского океана в условиях глобального потепления // *Морской гидрофизический журнал*. 2022. Т. 38. № 1. С. 53–72.
4. *Ростов И.Д., Дмитриева Е.В., Рудых Н.И.* Тенденции изменений температуры воды в тропической зоне Тихого океана в 1982–2021 гг. // *Океанология*. 2023. Т. 63. № 6. С. 1–16.
5. *Akhoudas C.H., Sallée J.B., Reverdin G. et al.* Isotopic evidence for an intensified hydrological cycle in the Indian sector of the Southern Ocean // *Nat. Commun.* 2023. V. 14. № 2763. <https://doi.org/10.1038/s41467-023-38425-5>
6. *Böning C.W., Disper A., Visbeck M. et al.* The response of the Antarctic circumpolar current to recent climate change // *Nat. Geosci.* 2008. V. 1. P. 864–869. <https://doi.org/10.1038/ngeo362>
7. *Carvalho Junior, O. de O.* Water masses at the surface of the Indian Ocean // *Europ. J. Envir. and Earth Sci.* 2023. V. 4. № 2. P. 11–21. <https://doi.org/10.24018/ejgeo.2023.4.2.389>
8. *Cheng L., Trenberth K.E., Gruber N. et al.* Improved estimates of changes in upper ocean salinity and the hydrological cycle // *J. Clim.* 2020. V. 33. P. 10357–10381. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-20-0366.1>
9. *Corbett C.M., Subrahmanyam B., Giese B.S.* A comparison of sea surface salinity in the equatorial Pacific Ocean during the 1997–1998, 2012–2013, and 2014–2015 ENSO events. // *Clim. Dyn.* 2017. V. 49. P. 3513–3526. <https://doi.org/10.1007/s00382-017-3527-y>
10. *D'Addezio J.M., Subrahmanyam B., Nyadjro E.S., Murty V.S.N.* Seasonal variability of salinity and salt transport in the Northern Indian Ocean // *J. Phys. Oceanogr.* 2015. V. 45. № 7. P. 1947–1966. <https://doi.org/10.1175/jpo-d-14-0210.1>
11. *Du Y., Zhang Y.* Satellite and Argo observed surface salinity variations in the tropical Indian Ocean and their association with the Indian Ocean dipole mode // *J. Clim.* 2015. V. 28. P. 695–713. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-14-00435.1>
12. *Durack P.J., Wijffels S.E.* Fifty-year trends in global ocean salinities and their relationship to broad-scale warming // *J. Clim.* 2010. V. 23. P. 4342–4362. <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3377.1>
13. *Helm K.P., Bindoff N.L., Church J.A.* Changes in the global hydrological-cycle inferred from ocean salinity // *Geophys. Res. Lett.* 2010. V. 37. L18701. <https://doi.org/10.1029/2010GL044222>
14. *Hu S., Sprintall J.* Interannual variability of the Indonesian throughflow: the salinity effect // *J. Geophys. Res.* 2016. V. 121. P. 2596–2615.
15. *Hu S., Zhang Y., Feng M. et al.* Interannual to decadal variability of upper-ocean salinity in the Southern Indian Ocean and the role of the Indonesian throughflow // *J. Clim.* 2019. V. 32. P. 6403–6421. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0056.1>
16. IPCC, 2021: Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / V. Masson-Delmotte [et al.] (eds.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 2391 p. <https://doi.org/10.1017/9781009157896>
17. *Josey S.A., Gulev S., Yu L.* Exchanges through the ocean surface. In: Siedler, G., Griffies, S., Gould, J. and Church, J. (eds.). *Ocean Circulation and Climate: A 21st Century Perspective*. 2nd Ed. (International Geophysics, 103). 2013. Oxford, GB. Academic Press, P. 115–140. <http://eprints.soton.ac.uk/id/eprint/358925>
18. *Li J., Li Y., Guo Y. et al.* Decadal variability of sea surface salinity in the Southeastern Indian Ocean: roles of local rainfall and the Indonesian throughflow // *Front. Mar. Sci.* 2023. V. 9. P. 1097634. <https://doi.org/10.3389/fmars.2022.1097634>
19. *Liu J., Zhu Z., Chen D.* Lowest Antarctic sea ice record broken for the second year in a row // *Ocean-Land-Atmos Res.* 2023. V. 2. P. 0007. <https://doi.org/10.34133/olar.0007>
20. *Nyadjro E.S., Subrahmanyam B., Shriver J.F.* Seasonal variability of salt transport during the Indian Ocean monsoons // *J. Geophys. Res.* 2011. V. 116. C08036. <https://doi.org/10.1029/2011JC006993>
21. *Penny S.G., Behringer D.W., Carton J.A. et al.* Hybrid global ocean data assimilation system at NCEP // *Monthly Weather Rev.* 2015. V. 143. № 11. P. 4660–4677. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-14-00376.1>
22. *Phillips H.E., Tandon A., Furue R. et al.* Progress in understanding of Indian Ocean circulation, variability, air–sea exchange, and impacts on biogeochemistry // *Ocean Sci.* 2021. V. 17. P. 1677–1751. <https://doi.org/10.5194/os-17-1677-2021>
23. *Rao R.R., Sivakumar R.* Seasonal variability of sea surface salinity and salt budget of the mixed layer of the north Indian Ocean // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108. Iss. C1. P. 9–1–9–14. <https://doi.org/10.1029/2001JC000907>
24. *Ren L., Arkin P., Smith T.M., Shen S.S.P.* Global precipitation trends in 1900–2005 from a reconstruction and

- coupled model simulations // *J. Geophys. Res.* 2013. V. 118. Iss. 4. P. 1679–1689.  
<https://doi.org/10.1002/jgrd.50212>
25. *Roxy M.K., Ritika K., Terray P., Masson S.* The curious case of Indian Ocean warming // *J. Clim.* 2014. V. 27. P. 8501–8509.  
<https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00471.1>
  26. *Schott F.A., Shang-Ping X., McCreary J.P.* Indian Ocean circulation and climate variability // *Rev. Geophys.* 2009. V. 47. P. 1–46.  
<https://doi.org/10.1029/2007RG000245>
  27. *Shee A., Sil S., Gangopadhyay A.* Recent changes in the upper oceanic water masses over the Indian Ocean using Argo data // *Sci. Rep.* 2023. V. 13. P. 20252.  
<https://doi.org/10.1038/s41598-023-47658-9>
  28. *Skliris N., Marsh R., Josey S.A. et al.* Salinity changes in the World Ocean since 1950 in relation to changing surface freshwater fluxes // *Clim. Dyn.* 2014. V. 42. P. 709–736.  
<https://doi.org/10.1007/s00382-014-2131-7>
  29. *Sokolov S., Rintoul S.R.* Subsurface structure of interannual temperature anomalies in the Australian sector of the Southern Ocean // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108. Iss. C9. P. 3285.  
<https://doi.org/10.1029/2002JC001494>
  30. *World Ocean Database* 2018. Eds. Boyer T.P. et al. NOAA Atlas. Techn. ed. Mishonov A.V., NESDIS87. 2018. 207 p.  
<https://www.ncei.noaa.gov/products/world-ocean-database>

## TRENDS OF CHANGES IN SALINITY IN THE INDIAN OCEAN AND ADJACENT AREAS OF THE SOUTH OCEAN IN 2005–2023 IN CONDITIONS OF STRENGTHENING THE HYDROLOGICAL CYCLE

I. D. Rostov<sup>a, \*</sup>, E. V. Dmitrieva<sup>a</sup>

<sup>a</sup> *V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute. Far Eastern Branch. Russian Academy of Sciences*

\*e-mail: [rostov@poi.dvo.ru](mailto:rostov@poi.dvo.ru)

Using climate data from the USA National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), as well as atmospheric reanalysis of precipitation and evaporation from the European Weather Forecast Center ERA5, trends and regional features of changes in salinity and salt content in the extratropical zone of the Indian Ocean were determined from 2005 to 2023. At the near-surface level 5 m in most of the water area, linear trends in the average annual salinity of both signs ranging from  $-0.44$  psu/10 years to  $0.20$  psu/10 years were expressed, and on average, significant trends in decreasing salinity with a value of  $0.01$  psu/10 years prevailed. With depth, the pattern of horizontal distribution of salinity trends changes significantly, which is reflected in the characteristics of the salt content of the upper, intermediate and deep layers. In the whole region, the salt content of the upper 1000-meter layer increased by  $\sim 5$  kg/m<sup>2</sup> over 10 years, i. e. by approximately  $0.03\%$ . An analysis is given of the statistical significance of trends and possible cause-and-effect relationships of changes in the salinity field with large-scale and regional processes in the ocean and atmosphere under conditions of intensification of the hydrological cycle.

**Keywords:** Indian Ocean, climate change, salinity, salt content, trends, precipitation, evaporation, climate indices, correlations, regional features

УДК 551.463.5

## РАСЧЕТ УГЛА ЦВЕТНОСТИ И ПЕРВИЧНЫХ ГИДРООПТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ВОД ЧЕРНОГО И АЗОВСКОГО МОРЕЙ ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВЫХ СКАНЕРОВ ЦВЕТА

© 2025 г. Е. Н. Корчемкина\*, Е. В. Маньковская

*Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия**\*e-mail: korchemkina@mhi-ras.ru*

Поступила 04.07.2024 г.

После доработки 11.09.2024 г.

Принята к публикации 03.10.2024 г.

В работе по спутниковым (MODIS, OLCI) и натурным измерениям коэффициента яркости за 2019–2023 гг. рассчитываются углы цветности вод Черного и Азовского морей. Коэффициент корреляции “спутникового” и “натурного” углов цветности составляет 0.92. Для района исследований предложено разделение спектров коэффициента яркости на подгруппы по величинам угла цветности. Проведено сопоставление показателей поглощения растворенным органическим веществом (включая поглощение детритом) и показателей рассеяния назад взвешенными частицами, рассчитанных по спутниковым данным тремя способами: по эмпирическим формулам для угла цветности, по полуаналитическому алгоритму для спектрального коэффициента яркости и по стандартному спутниковому алгоритму (модель GIOP). Эмпирическое соотношение лучше восстанавливает поглощение растворенным органическим веществом, чем стандартный спутниковый или полуаналитический алгоритмы, в то время как для восстановления рассеяния назад взвешенными частицами все три метода показывают аналогичные по качеству результаты.

**Ключевые слова:** угол цветности, коэффициент яркости моря, цвет моря, поглощение растворенным органическим веществом, рассеяние назад взвешенным веществом

**DOI:** 10.31857/S0030157425010034, **EDN:** DRHGLK

### ВВЕДЕНИЕ

Цвета природных вод Мирового океана заметно различаются в зависимости от состава вод и условий освещения. Основными компонентами (примесями) морской воды, влияющими на ее окраску, являются фитопланктон (его пигменты), взвешенные частицы минерального и органического происхождения и растворенные органические вещества (в основном, гуминовые кислоты). Содержание оптически активных компонентов в различных водоемах может изменяться значительно. Особенно часто это наблюдается в прибрежных водах, подверженных влиянию речного и антропогенного стока, а также в периоды интенсивного развития фитопланктонных организмов.

Видимый зрением человека цвет моря может быть выражен математически через цветовые координаты и угол цветности. Эти величины можно рассчитать непосредственно по спектральной форме коэффициента яркости (КЯ) толщи вод

и стандартным колориметрическим функциям трехкомпонентного зрения человека [17]. В свою очередь, спектр коэффициента яркости может быть получен с помощью контактных измерений или рассчитан по данным спутникового дистанционного зондирования. Большинство спутниковых сканеров цвета океана измеряют яркость восходящего излучения (Water Leaving Radiance) многоканальными спектрометрирами в ограниченном количестве (от 5 до 10) узких полос ( $\approx 10$  нм) видимого излучения. Это основной параметр дистанционного зондирования “цвета океана” [1].

В предыдущей статье [3] по натурным данным измерений спектров коэффициента яркости в 2019 и 2021 гг. были рассчитаны значения угла цветности для вод Черного моря. Также были получены эмпирические соотношения угла цветности с показателем поглощения растворенным органическим веществом и с показателем рассеяния назад частицами взвешенного вещества, поскольку в Черном и Азовском морях именно эти

две примеси оказывают доминирующее воздействие на оптические свойства вод [6].

В настоящей работе значения угла цветности рассчитываются по данным дистанционного зондирования коэффициента яркости моря. Для восстановления спектрального распределения коэффициента яркости по данным его измерений в отдельных спутниковых каналах используются ортогональные функции, полученные по данным контактных измерений КЯ в последние годы (2019, 2021, 2023) в водах Черного моря.

Цель работы – оценить качество расчета угла цветности по спутниковым данным и провести сопоставление показателей поглощения растворенным органическим веществом и показателей рассеяния назад взвешенными частицами, рассчитанных по спутниковым данным различными способами, а именно: по эмпирическим формулам для угла цветности из [3], по полуаналитическому алгоритму для спектрального КЯ [5], по модели GIOP по спутниковым данным [8, 19, 20].

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

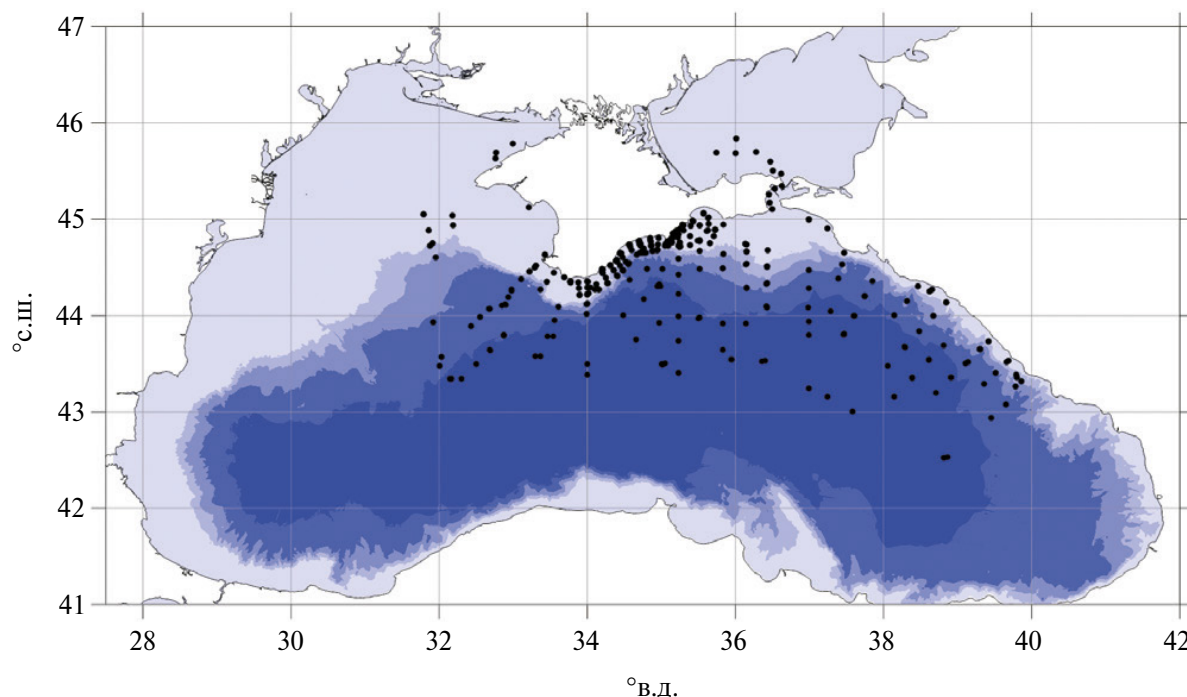
Натурные оптические данные были получены в шести рейсах НИС “Профессор Водяницкий” в северо-восточной части Черного моря в 2019–2023 гг. Положения станций без разделения по рейсам (многие станции повторяются) показаны на рис. 1. Количество данных и даты выполнения измерений приведены в табл. 1.

**Таблица 1.** Даты рейсов и количество измерений

| № рейса | Даты             | Число натурных измерений | Число спутниковых измерений MODIS | Число спутниковых измерений OLCI |
|---------|------------------|--------------------------|-----------------------------------|----------------------------------|
| 106     | 19.04–11.05.2019 | 101                      | 54                                | 20                               |
| 116     | 22.04–15.05.2021 | 85                       | 22                                | 38                               |
| 117     | 30.07–07.08.2021 | 19                       | 17                                | 16                               |
| 119     | 03.09–18.09.2021 | 18                       | 14                                | 14                               |
| 126     | 16.03–31.03.2023 | 9                        | 4                                 | 6                                |
| 127     | 14.06–06.07.2023 | 88                       | 50                                | 47                               |

Оптические измерения на каждой станции заключались в измерении коэффициента яркости моря в спектральном диапазоне 390–750 нм. Все измерения проводились в дневное время, в условиях отсутствия (или малой) облачности и волнения до 3-х баллов. Для измерений использовался спектрофотометр, разработанный в МГИ (Морской гидрофизический институт) РАН в Отделе оптики и биофизики моря. Прибор, процесс выполнения измерений и обработки данных подробно описаны в работах [4, 12].

Спутниковые данные оптических сканеров цвета моря MODIS/Aqua, MODIS/Terra,



**Рис. 1.** Схема расположения оптических станций, где проводились измерения во время рейсов НИС “Профессор Водяницкий” в 2019–2023 гг.

OLCI/Sentinel-3A, OLCI/Sentinel-3B уровня 2 получены с веб-сайта Ocean Color Web [14]. Спутниковые и натурные данные отбирались так, чтобы время совпадало в пределах 3-х часов, а координаты — с точностью до  $0.01^\circ$  для сканера MODIS и с точностью  $0.002^\circ$  для OLCI. Основными флагами для отбраковки данных считались STRAYLIGHT (засветка), ATMFAIL (несрабатывание алгоритма атмосферной коррекции) и HIGLINT (блик). Спектральный коэффициент яркости моря  $R_{rs}$  уровня 2 в 10-ти оптических каналах для MODIS (412, 443, 469, 488, 531, 547, 555, 645, 667 и 678 нм) и в 11-ти каналах для OLCI (400, 412.5, 442.5, 490, 510, 560, 620, 665, 673.75, 681.25, 708.75 нм) осреднялся по квадрату  $3 \times 3$  пикселя, затем умножался на  $\pi$  для получения безразмерных величин, соответствующих измерениям *in situ*. Количество станций показано в таблице 1.

Дискретность измерений спектрального КЯ *in situ* составляет 5 нм. По натурным измерениям КЯ (табл. 1) рассчитаны ортогональные функции, с помощью которых восстановлены спектры  $R_{rs}$  по данным MODIS и OLCI также с дискретностью 5 нм. По натурным и спутниковым данным о спектральном коэффициенте яркости моря рассчитаны углы цветности вод.

Угол цветности водоема — это параметр, используемый для описания цвета в системе цветопередачи CIE [17]. Для его расчета по спектру коэффициента яркости первоначально определяются координаты цветности  $x, y, z$  в колориметрической системе  $X, Y, Z$  по формулам

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

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

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

где  $\bar{x}(\lambda), \bar{y}(\lambda), \bar{z}(\lambda)$  — функции спектральной чувствительности человеческого глаза. Далее угол цветности  $\alpha$  (в градусах) определяется выражением

$$\alpha = (180/\pi) \arctg((y - y_w)/(x - x_w)) \bmod 2\pi,$$

где  $x_w = y_w = 1/3$  — координаты точки белого цвета на диаграмме цветности (рис. 2). Сине-зеленому и синему цветам соответствуют углы цветности, превышающие  $180^\circ$ .

Показатели поглощения растворенным органическим веществом (РОВ), включая поглощение детритом  $a_{org}(440)$ , и показатели рассеяния

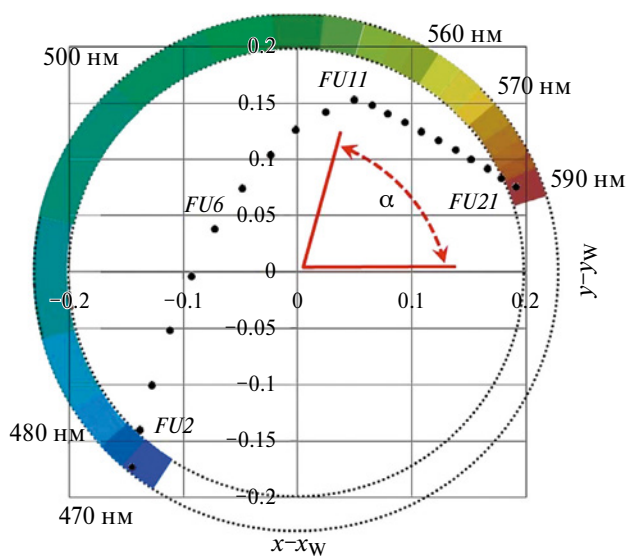


Рис. 2. Диаграмма цветности, показывающая соответствие угла цветности  $\alpha$  относительно точки белого  $(x_w, y_w)$  цветов шкалы FU (Фореля-Уле) [18, с. 25667].

назад взвешенными частицами  $b_{bp}(550)$  рассчитаны по спутниковым данным  $R_{rs}$  тремя способами:

(1) по эмпирическим формулам для угла цветности  $\alpha$  из [3]:

$$a_{org}(440) = -0.001\alpha + 0.243; \quad R = 0.70,$$

$$b_{bp}(550) = -2.8 \cdot 10^{-4}\alpha + 0.062; \quad R = 0.77,$$

(2) по полуаналитическому алгоритму для спектрального КЯ [5], в котором спектр коэффициента яркости имеет вид

$$R_{rs}(\lambda) = k \frac{b_{bw}(\lambda) + b_{bp}(550)(550/\lambda)^v}{a_w(\lambda) + C_{ph} a_{ph}^*(\lambda) + a_{org}(440)e^{-S(\lambda-440)}},$$

где  $k = 0.15$ ,  $b_{bw}(\lambda)$  — показатель рассеяния назад чистой водой [13],  $a_w(\lambda)$  — показатель поглощения чистой водой [16],  $a_{ph}^*(\lambda)$  — спектр удельного поглощения пигментами фитопланктона (нормированный на концентрацию хлорофилла-*a*) [10],  $v = 1$  — спектральный наклон рассеяния назад, зависящий от размера частиц [7],  $S = 0.018$  — спектральный наклон показателя поглощения света РОВ [9],  $b_{bp}(550)$  — показатель рассеяния назад взвешенными частицами на длине волны 550 нм,  $C_{ph}$  — концентрация пигментов фитопланктона и  $a_{org}(440)$  — показатель поглощения РОВ на длине волны 440 нм;

(3) по стандартному спутниковому алгоритму (модель GIOP [8, 19, 20]), т.е. величины представляют собой конечный спутниковый продукт (Level 3). Использованы величины  $adg\_443$  (показатель поглощения окрашенным растворенным и взвешенным веществом на длине волны 443 нм)

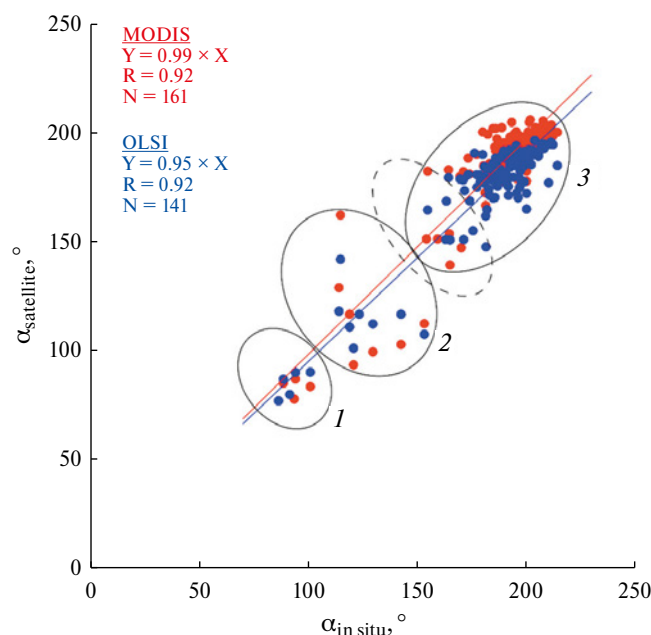
в качестве поглощения суммарной неживой органикой, а также  $bbp_{443}$  (показатель рассеяния назад частицами взвеси на длине волны 443 нм) и  $bbp_s$  (спектральный наклон  $bbp$ ) для расчета  $b_{bp}(550)$ .

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Ранее нами было отмечено, что спутниковые спектральные величины  $R_{rs}$  в среднем занижены по сравнению с натурными примерно на 20%, что приводит к последующей неверной оценке первичных гидрооптических характеристик (ПГХ) [2, 11]. Однако форма спектра при этом не искажается, а именно она в итоге определяет цветные характеристики вод.

Значения угла цветности, рассчитанные по натурным данным о КЯ ( $\alpha_{in situ}$ ) и рассчитанные по восстановленным по спутниковым данным MODIS и OLCI спектрам  $R_{rs}$  ( $\alpha_{satellite}$ ), очень хорошо согласуются (рис. 3), коэффициент корреляции  $R = 0.92$ . Обратим внимание, что здесь и далее в статье индексы “*in situ*” и “*satellite*” относятся к измерениям КЯ, а не самих показателей, к которым они относятся.

Представленные на рис. 3 результаты показывают, что можно использовать угол цветности для выделения спектров в подгруппы, которые различаются по своим оптическим свойствам и имеют

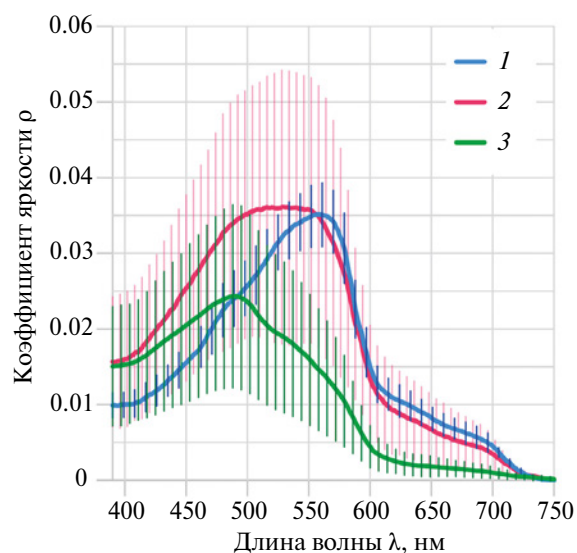


**Рис. 3.** Сравнение значений угла цветности, рассчитанных по данным натурных измерений КЯ ( $\alpha_{in situ}$ ) и по спутниковым данным  $R_{rs}$  ( $\alpha_{satellite}$ ); красные точки — данные MODIS/Aqua, MODIS/Terra, синие — OLCI/Sentinel-3A, OLCI/Sentinel-3B. Овалами и римскими цифрами обозначены подгруппы спектров КЯ (возможная промежуточная подгруппа обозначена штриховой линией). Прямые — линии регрессии.

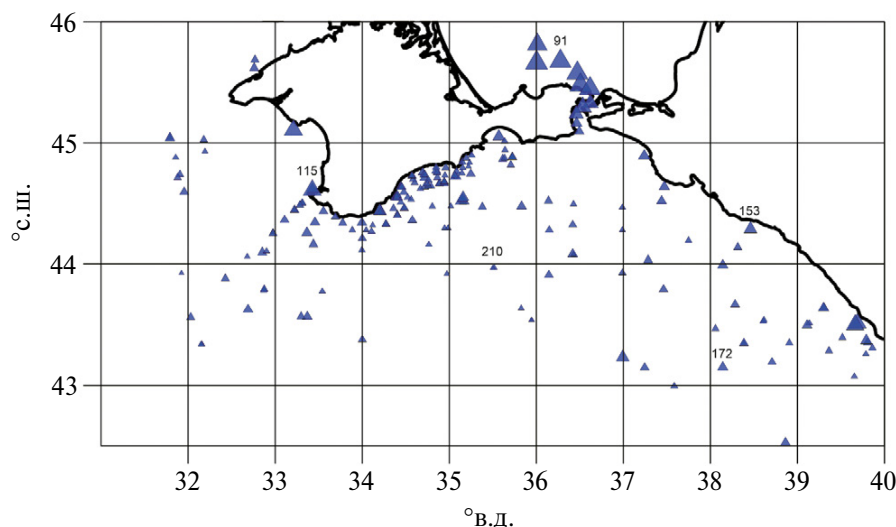
различный состав вод. На рисунке отмечены три такие подгруппы: I — со значениями  $\alpha < 100^\circ$ , II —  $100^\circ < \alpha < 155^\circ$  и III —  $\alpha > 155^\circ$ . Можно также выделить еще одну промежуточную подгруппу (штриховая линия) со значениями  $155^\circ < \alpha < 175...180^\circ$ . Воды указанных подгрупп различаются влиянием взвешенного вещества и неживого органического вещества (растворенная форма и детрит) на КЯ, от большего к меньшему. Соответственно отличаются формы спектров КЯ для выделенных подгрупп (рис. 4).

На пространственном распределении значений угла цветности (рис. 5) выделенным подгруппам соответствуют: воды Азовского моря с минимальными  $\alpha < 100^\circ$ , где максимально влияние РОВ и взвешенного вещества на оптические свойства морской воды; воды Керченского пролива и возле крупных городов (Евпатория, Севастополь, Ялта, Сочи, Туапсе) — с  $100^\circ < \alpha < 155^\circ$ ; остальная большая часть вод моря — с  $\alpha > 155^\circ$ , где влияние вышеуказанных примесей минимально, но локально выделяются зоны с повышенным содержанием РОВ или взвешенного вещества, которые соответствуют значениям  $155^\circ < \alpha < 180^\circ$ .

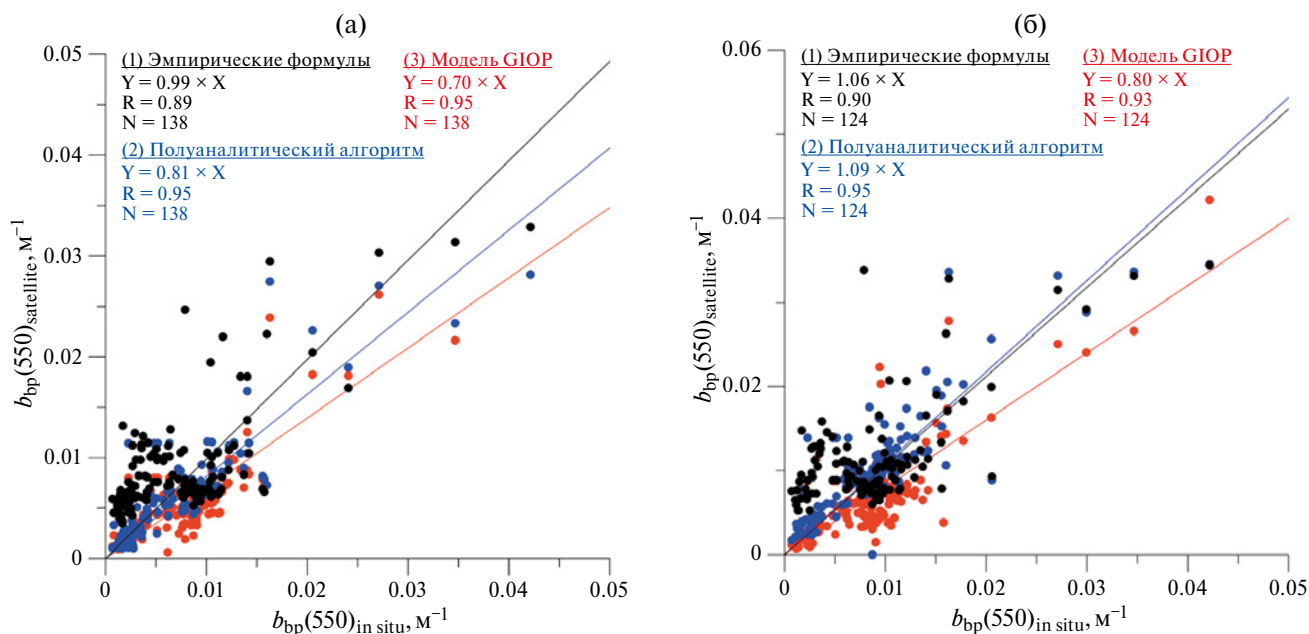
Результаты расчета показателей рассеяния назад взвешенными частицами  $b_{bp}(550)$  по спутниковым данным  $R_{rs}$  показаны на рис. 6. Красным цветом показаны значения, полученные стандартным спутниковым алгоритмом (3) для сканеров MODIS и OLCI. В обоих случаях алгоритм дает заниженные показатели  $b_{bp}(550)$ . Синий цвет соответствует значениям, полученным по полуаналитическому алгоритму для спектрального КЯ (2). Алгоритм хорошо восстанавливает



**Рис. 4.** Средние спектры КЯ и их среднеквадратические отклонения (показаны штриховкой) для трех подгрупп, выделенных по углу цветности вод.



**Рис. 5.** Распределение величин угла цветности. Размеры символов соответствуют диапазону углов от  $80^\circ$  до  $220^\circ$ , больший размер соответствует меньшему углу. Для примера обозначены некоторые величины углов цветности.

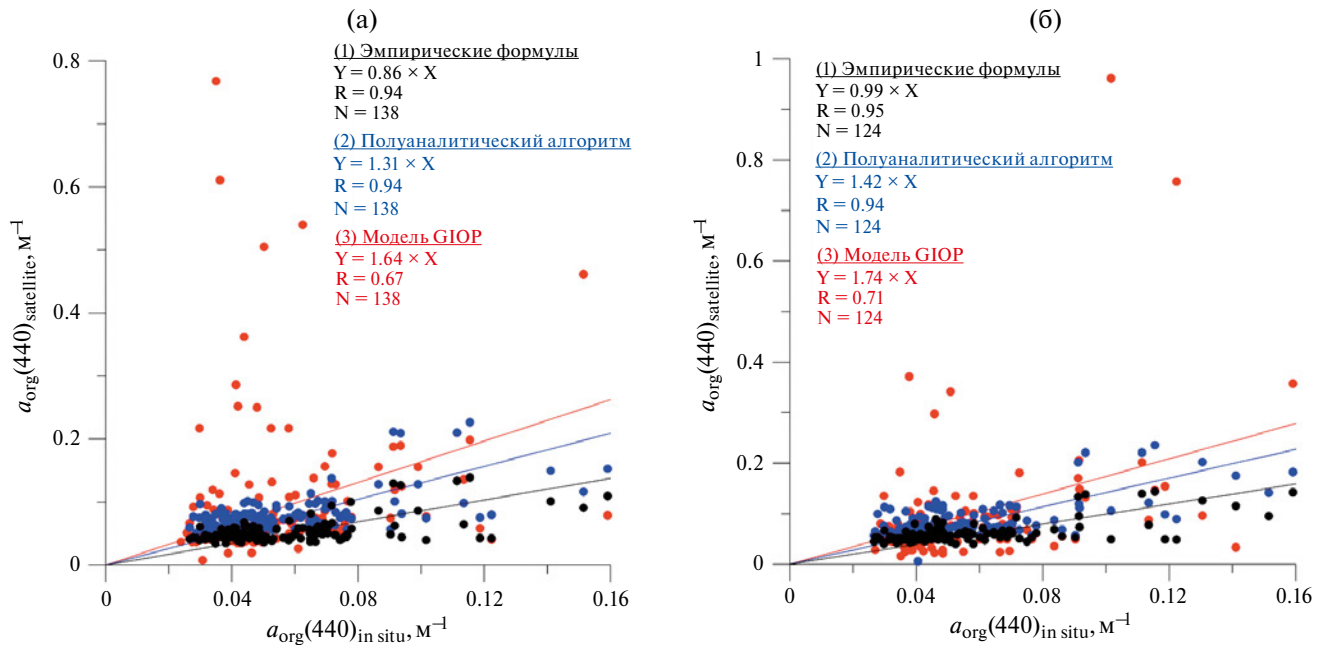


**Рис. 6.** Сравнение показателей рассеяния назад взвешенными частицами, рассчитанных по данным натурных измерений КЯ и по спутниковым данным  $R_{rs}$  тремя способами: а – по данным MODIS/Aqua, MODIS/Terra; б – по данным OLCI/Sentinel-3A, OLCI/Sentinel-3B.

показатели  $b_{bp}(550)$ : коэффициент корреляции  $R = 0.95$  как для MODIS, так и для OLCI. Расчет по  $R_{rs}$  сканера OLCI дает в среднем незначительно завышенные величины относительно расчета по  $R_{rs}$  сканера MODIS. Черным цветом отмечены показатели, рассчитанные по эмпирическим формулам для угла цветности (3). Коэффициенты корреляции  $R = 0.89$  для MODIS и  $R = 0.90$  для OLCI. Разброс значений больше, чем для других методов, однако в среднем эмпирические формулы практически не завышают и не занижают результаты, коэффициент в уравнении регрессии

близок к 1. Модель GIOP дает наименьший разброс, однако существенно занижает результаты. Тем не менее, для качественной оценки рассеяния назад ее использование в данном случае возможно.

Сопоставление поглощения POB, рассчитанного разными способами (рис. 7), показывает, в первую очередь, что расчет по модели GIOP (3) с использованием данных как MODIS, так и OLCI существенно завышает результаты. При этом отдельные выбросы появляются как для спектров КЯ, полученных в более мутных водах



**Рис. 7.** Сравнение показателей поглощения растворенным органическим веществом, рассчитанных по данным натурных измерений КЯ и по спутниковым данным  $R_{\text{rs}}$  тремя способами: *a* – по данным MODIS/Aqua, MODIS/Terra; *b* – по данным OLCI/Sentinel-3A, OLCI/Sentinel-3B.

(подгруппы I и II по углу цветности), так и для нормальных условий (подгруппа III). Возможной причиной этого может служить неверная оценка характеристик поглощения атмосферным аэрозолем при атмосферной коррекции, которая приводит к искажению значений в коротковолновой части спектра  $R_{\text{rs}}$ , определяющей полученное значение поглощения РОВ [15]. В целом большой разброс не позволяет рассматривать модель GIOP для оценки поглощения РОВ, в отличие от рассеяния назад взвешенным веществом, для которого она дает хорошие результаты. Эмпирические формулы и полуаналитический алгоритм дают приблизительно одинаковую корреляцию результатов с данными *in situ*, при этом полуаналитический алгоритм завышает оценку до 30 и 40%, а эмпирические формулы занижают незначительно или оценивают практически верно в случае OLCI.

Приведенная в нашей работе, по сути, модельная симуляция  $b_{\text{bp}}(550)$  и  $a_{\text{org}}(440)$  показывает продуктивность разделения спектров  $R_{\text{rs}}$  на подгруппы для вод, которые явно различаются по своим оптическим свойствам. Выделение подгрупп по углу цветности позволяет при переходе к данным Level 3 использовать подходящий для данного типа вод алгоритм или эмпирические соотношения. По нашему мнению, это помогло бы в дальнейшем развитию различных методов, основанных на классификации. Так, можно

определить подгруппы со значениями угла цветности, аномальными для данного водоема, как, например, показано в работе [21]. Появление повышенных значений РОВ (т.е. низких значений угла цветности) в районах, для которых это нехарактерно, может использоваться, например, как маркер несанкционированных сбросов сточных (льальных) вод и т. п.

Цвет воды, а значит, и угол цветности определяется формой спектра КЯ. Значительное изменение формы, как, например, при переходе от вод Черного моря к водам Азовского, приводит к нарушению корреляций между спектральными отношениями и ПГХ. На примере с поглощением РОВ видно, что, если для спектров  $R_{\text{rs}}$  с неправильной атмосферной коррекцией не использовать модель GIOP, можно значительно улучшить восстановление первичных гидрооптических характеристик. В то же время полуаналитический алгоритм (2), во-первых, позволяет дополнительно скорректировать спектры  $R_{\text{rs}}$  для устранения возможных искажений, а во-вторых, обладает возможностью автоматического выбора спектральных участков для расчета неизвестных параметров, в данном случае  $b_{\text{bp}}(550)$  и  $a_{\text{org}}(440)$ , в зависимости от того, в каком диапазоне они оказывают наибольшее влияние на КЯ.

Следует также отметить, что, хотя данные, на которых получены эмпирические формулы, не включали диапазон углов менее  $150^\circ$ , результаты

показывают их применимость и для спектров подгруппы I с углами цветности менее 100°.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной работе объединены различные подходы к исследованию цвета моря, существовавшие длительное время. Достаточно большой объем накопленных данных для Черного моря позволил получить и в дальнейшем использовать ортогональные функции для восстановления полного спектра КЯ по спутниковым измерениям в дискретных оптических каналах.

Угол цветности оказался той характеристикой, которая хорошо восстанавливается по спутниковым данным, не требуя внесения поправок. Несмотря на некоторую громоздкость вычислений, он представляет собой удобный параметр классификации спектров КЯ. Так, для района исследований в Черном и Азовском морях предложено разделение на три подгруппы спектров для вод, различающихся по своим оптическим свойствам, а, следовательно, и по составу примесей.

При сравнении эмпирических и полуаналитических методов восстановления ПГХ морской воды показано, что независимо от метода показатель рассеяния назад взвешенным веществом восстанавливается по спутниковым данным  $R_{rs}$  с хорошей точностью. Любой из приведенных методов можно использовать для качественной и, с некоторой поправкой, для количественной оценки рассеяния назад.

В случае расчета поглощения растворенным органическим веществом здесь большую роль играет качество спутниковых данных Level 2. Это позволяет подчеркнуть преимущество комплексного подхода, сочетающего ортогональные функции, рассчитанные на массиве длительных натурных наблюдений, и колориметрические расчеты, для которых не столь важны точные значения КЯ. Величины угла цветности сильно коррелируют с поглощением РОВ, поэтому использование полученных эмпирических соотношений в большинстве случаев оказывается предпочтительнее, чем другие рассмотренные методы, и дает хорошие результаты.

**Финансирование работы.** Работа выполнена в рамках государственного задания Морского гидрофизического института Российской академии наук по темам FNNN-2024–0012 “Оперативная океанология” и № FNNN-2024–0016 “Прибрежные исследования”, данные получены в 106, 110, 116, 117, 119, 126 и 127 рейсах НИС “Профессор Водяницкий” (Центр коллективно-

го пользования “НИС Профессор Водяницкий” Федерального государственного бюджетного учреждения науки Федерального исследовательского центра “Институт биологии южных морей имени А.О. Ковалевского Российской академии наук”).

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

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Копелевич О.В., Костяной А.Г. Использование биооптических параметров океана, определяемых по спутниковым данным, в качестве основных климатических переменных // *Фундаментальная и прикладная климатология*. 2018. Т. 3. С. 8–29. <https://doi.org/10.21513/2410-8758-2018-3-8-29>. EDN: YNFLOP
2. Корчемкина Е.Н. Влияние дополнительной коррекции на соответствие данных дистанционного измерения коэффициента яркости 2-го уровня данным *in situ* для вод Черного моря // *Труды XII Всероссийской конференции с международным участием “Современные проблемы оптики естественных вод”*. М.: Издательство “ИО РАН”, 2023. С. 124–129. <https://doi.org/10.29006/978-5-6051054-4-2-2023>
3. Корчемкина Е.Н., Маньковская Е.В. Спектральный коэффициент яркости, цветовые характеристики и относительная прозрачность вод Черного моря весной 2019 и 2021 годов: сравнительная изменчивость и эмпирические связи // *Морской гидрофизический журнал*. 2024. Т. 40. № 1. С. 5–20. EDN: HMPHDG
4. Ли М.Е., Мартынов О.В. Измеритель коэффициента яркости для подспутниковых измерений биооптических параметров вод // *Экологическая безопасность прибрежных и шельфовых вод и комплексное использование ресурсов шельфа*. 2000. № 1. С. 163–173. EDN: BELAJW
5. Ли М.Е., Шибанов Е.Б., Корчемкина Е.Н., Мартынов О.В. Определение концентрации примесей в морской воде по спектру яркости восходящего излучения // *Морской гидрофизический журнал*. 2015. № 6. С. 17–33. EDN: VHEWVT
6. Маньковский В.И., Соловьев М.В., Маньковская Е.В. Гидрооптические характеристики Черного моря. Справочник. Севастополь: МГИ НАН Украины. 2009. С. 40–41.
7. Оптика океана: В 2-х т. / Отв. ред. А.С. Монин. Москва: Наука, 1983. Т. 1. Физическая оптика океана. 371 с.; Т. 2. Прикладная оптика океана. 236 с.
8. Algorithm Descriptions. 2018. <https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/atbd> (дата обращения 26.06.2024)
9. Churilova T., Efimova T., Moiseeva N. et al. Annual variability in light absorption by particles and colored dissolved organic matter in coastal waters of Crimea

- (the Black Sea) // Proceedings of SPIE. Irkutsk: SPIE, 2017. V. 10466: 23rd International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics. 104664B.  
<https://doi.org/10.1117/12.2288339>
10. Churilova T., Suslin V., Krivenko O. et al. Light absorption by phytoplankton in the upper mixed layer of the Black Sea: Seasonality and parametrization // Frontiers in Marine Science. 2017. V. 4. 90.  
<https://doi.org/10.3389/fmars.2017.00090>
  11. Korchemkina E.N., Kalinskaya D.V. Algorithm of additional correction of Level 2 remote sensing reflectance data using modelling of the optical properties of the Black Sea waters // Remote Sensing. 2022. V. 14. № 4.  
<https://doi.org/10.3390/rs14040831>
  12. Lee M.E., Shybanov E.B., Korchemkina E.N., Martynov O.V. Retrieval of concentrations of seawater natural components from reflectance spectrum // Proceedings of SPIE 22nd International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics, Tomsk, Russia, 29 November 2016 (100352Y).  
<https://doi.org/10.1117/12.2247845>
  13. Morel A. Optical properties of pure water and pure sea water // Optical Aspects of Oceanography / Edited by N.G. Jerlov, E.S. Nielson. New York: Academic Press, 1974. P. 1–24.
  14. Ocean Color Web. <https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/> (дата обращения 26.06.2024)
  15. Shybanov E., Papkova A., Korchemkina E., Suslin V. Blue Color Indices as a Reference for Remote Sensing of Black Sea Water // Remote Sens. 2023. V. 15. 3658.  
<https://doi.org/10.3390/rs15143658>
  16. Smith R.C., Baker K.S. Optical properties of the clearest natural waters (200–800 nm) // Applied Optics. 1981. V. 20. Iss. 2. P. 177–184.  
<https://doi.org/10.1364/AO.20.000177>
  17. Smith T., Guild J. The C.I.E. colorimetric standards and their use // Transactions of the Optical Society. 1931. V. 33. Iss. 3. P. 73–134.  
<https://doi.org/10.1088/1475-4878/33/3/301>
  18. Van der Woerd H.J., Wernand M.R. True colour classification of natural waters with medium-spectral resolution satellites: SeaWiFS, MODIS, MERIS and OLCI // Sensors. 2015. V. 15. Iss. 10. P. 25663–25680.  
<https://doi.org/10.3390/s151025663>
  19. Werdell P.J., Franz B.A., Bailey S.W. et al. Generalized ocean color inversion model for retrieving marine inherent optical properties // Applied Optics. 2013. V. 52. Iss. 10. P. 2019–2037.  
<https://doi.org/10.1364/AO.52.002019>
  20. Werdell J., Mckinna L., Boss E. et al. An overview of approaches and challenges for retrieving marine inherent optical properties from ocean color remote sensing // Progress in Oceanography. 2018. V. 160. P. 186–212.  
<https://doi.org/10.1016/j.pocean.2018.01.001>
  21. Zhao Y., Shen Q., Wang Q. et al. Recognition of water colour anomaly by using Hue Angle and Sentinel 2 image // Remote Sensing. 2020. V. 12(4). 716.  
<https://doi.org/10.3390/rs12040716>

## CALCULATION OF HUE ANGLE AND INHERENT OPTICAL PROPERTIES OF BLACK SEA AND SEA OF AZOV WATER BASED ON SATELLITE COLOR SCANNERS DATA

**E. N. Korchemkina\*, E. V. Mankovskaya**

*Marine Hydrophysical Institute of RAS, Sevastopol, Russia*

\*e-mail: korchemkina@mhi-ras.ru

The study calculates the hue angles of the Black Sea and Sea of Azov water based on satellite and in situ measurements of the reflectance coefficient for 2019–2023. The correlation coefficient for the satellite and in situ hue angles is 0.92. Division of the reflectance spectra into subgroups according to the values of the hue angle is proposed for the study area. Satellite-derived values of absorption by dissolved organic matter (including detritus absorption) and backscattering by suspended particles have been compared in three ways: by empirical formulas for the hue angle, by a semianalytical algorithm for the spectral reflectance coefficient, and by the standard satellite algorithm (GIOP model). The empirical relationship is better at retrieving the absorption by dissolved organic matter than the standard satellite or semianalytical algorithms whereas for backscattering by suspended particles all three methods show similar quality of retrieving.

**Keywords:** hue angle, sea reflectance coefficient, ocean color, absorption by dissolved organic matter, backscattering by suspended particles

УДК 551.466

## СИЛЬНЕЙШИЕ ЦУНАМИ В ЯПОНСКОМ МОРЕ ПО ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫМ НАБЛЮДЕНИЯМ

© 2025 г. Е. С. Цуканова\*, А. Б. Рабинович, И. П. Медведев, А. Ю. Медведева

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

\*e-mail: tsukanovaelizaveta@gmail.com

Поступила в редакцию 24.05.2024 г.

После доработки 27.07.2024 г.

Принята к публикации 08.08.2024 г.

Японское море является зоной высокой сейсмической активности и в серьезной степени подвержено угрозе волн цунами. Сильные цунами, происходящие в этом регионе, нередко приводят к значительным разрушениям и человеческим жертвам. В данном исследовании описаны важнейшие события, наблюдавшиеся в Японском море в XX–XXI вв. В общей сложности рассмотрены восемь цунами событий, включая одно вулканического происхождения: 1940 ( $M_w$  7.5), 1964 ( $M_w$  7.5–7.7), 1971 ( $M_w$  7.3), 1983 ( $M_w$  7.7–7.8), 1993 ( $M_w$  7.7), 2007 ( $M_w$  6.2), 2011 ( $M_w$  9.0–9.1) и 2022 (вулканическое). Особое внимание в представленной статье уделено цунами 1983 г. и 1993 г. Для этих двух событий было выполнено численное моделирование цунами и проведено их сравнение с фактическими мареографными записями. Из рассмотренных восьми событий, для двух (Тохоку 2011 г. и Тонга 2022 г.) источники находились за пределами Японского моря, но они сгенерировали цунами непосредственно в акватории данного моря: (1) источник землетрясения Тохоку 2011 г. располагался в Тихом океане к востоку от Японии, но землетрясение привело к горизонтальной подвижке Японских островов, что, в свою очередь, возбудило цунами к западу от этих островов; (2) извержение вулкана Хунга–Тонга–Хунга–Хаапай в центральной части Тихого океана вызвало сильные атмосферные волны Лэмба, которые, достигнув Японского моря, сгенерировали в этом море волны цунами.

**Ключевые слова:** Японское море, цунами, землетрясение, извержение вулкана, метеоцунами, численное моделирование

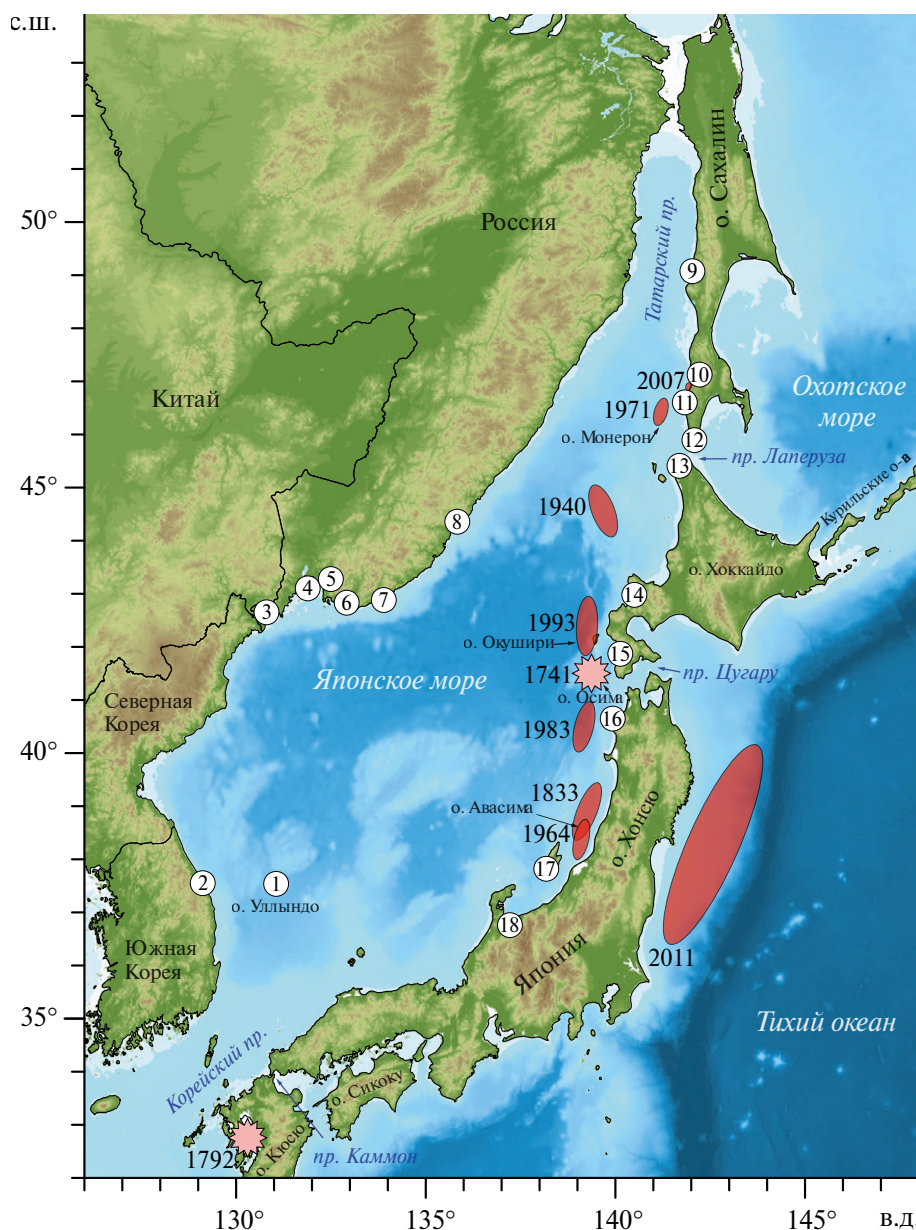
DOI: 10.31857/S0030157425010048, EDN: DQNGHN

### 1. ВВЕДЕНИЕ

Японское море — крупное окраинное море, входящее в бассейн Тихого океана, которое соединяется проливами Татарским и Лаперуза с Охотским морем, Цугару (Сангарским) и Каммон — с Тихим океаном и Корейским проливом — с Восточно-Китайским морем. Побережье Японского моря так же, как и другие берега Тихоокеанского бассейна, подвержено угрозе волн цунами. Трансокеанские цунами могут проникать в Японское море через проливы, однако при этом они сильно ослабляются и не представляют существенной опасности для япономорского побережья [7, 28]. Основная угроза для побережья Японского моря связана с сильными цунами, вызванными землетрясениями, происходящими в акватории данного моря. Такие события наблюдались в этом море неоднократно и приводили к серьезным разрушениям и человеческим жертвам. Региональные цунами являются основным предметом настоящего исследования.

За последние 100 лет в Японском море произошло четыре сильных землетрясения: в 1940 ( $M_w$  7.5), 1964 ( $M_w$  7.5–7.7), 1983 ( $M_w$  7.7–7.8) и 1993 гг. ( $M_w$  7.7) [33, 61]. Их очаговые зоны располагались вблизи западного побережья островов Хонсю и Хоккайдо (Япония) (рис. 1). В этом же районе находится небольшой вулканический остров Осима (рис. 1), на котором в 1741 г. извержение вулкана и оползень вызвали разрушительное цунами и многочисленные человеческие жертвы [24, 40, 72].

В каталоге Соловьева и Го [15] упоминается еще целый ряд значительных исторических цунамигенных землетрясений с очагами у побережья Японии: 701, 887, 1614, 1644, 1793, 1833 и 1872 гг. В 1927 г. в южной части о. Хонсю, недалеко от Киото, произошло катастрофическое землетрясение ( $M_w$  7.0), известное как “землетрясение Кита-Танго” (*Kita Tango earthquake*) [45]. Землетрясение привело к серьезным разрушениям и большому числу человеческих жертв



**Рис. 1.** Карта Японского моря с показанными очагами сильнейших землетрясений (красные овалы), цунамигенными извержениями вулканов (розовые многоугольники) и мареографными станциями (белые кружки), используемыми в настоящем исследовании; названия станций и их координаты указаны в табл. 1.

(~2.9 тыс. чел.) в префектуре Киото, но образовавшиеся волны цунами были сравнительно небольшими (высоты порядка 1.2–1.5 м) и не представляли серьезной опасности для побережья. Видимо, это связано с тем, что основная часть очага располагалась на суше.

В XXI в. произошло два трансокеанских цунами, которые наблюдались на всем побережье Тихого океана (и даже за его пределами), но для Японского моря обладали некоторыми свойствами регионального события:

(1) Тохоку мегацунами 2011 г., вызванное сильнейшим землетрясением ( $M_w \sim 9.1$ ) у северо-

восточного побережья о. Хонсю (рис. 1). Как показали результаты работы [60], горизонтальные подвижки континентального склона и смещение о. Хонсю привели к формированию волн цунами непосредственно в Японском море сразу после момента землетрясения;

(2) Тонга цунами 2022 г., вызванное извержением вулкана Хунга–Тонга–Хунга–Хаапай в южной части Тихого океана (см., например, [8, 26, 53, 54]). Было установлено, что данное извержение породило два типа волн цунами [41, 55, 85]: “океанские” волны, сформировавшиеся непосредственно в зоне источника, и “атмосферные”

Таблица 1. Список используемых станций

| №  | Станция         | Страна      | Широта<br>(° с.ш.) | Долгота<br>(° в.д.) |
|----|-----------------|-------------|--------------------|---------------------|
| 1  | Уллындо         | Южная Корея | 37.49              | 130.91              |
| 2  | Мукхо           | Южная Корея | 37.55              | 129.12              |
| 3  | Посъет          | Россия      | 42.65              | 130.80              |
| 4  | Владивосток     | Россия      | 43.10              | 131.93              |
| 5  | Большой Камень  | Россия      | 43.10              | 132.34              |
| 6  | Находка         | Россия      | 42.83              | 132.92              |
| 7  | Преображение    | Россия      | 42.88              | 133.89              |
| 8  | Рудная Пристань | Россия      | 44.36              | 135.83              |
| 9  | Углегорск       | Россия      | 49.07              | 142.03              |
| 10 | Холмск          | Россия      | 47.06              | 142.04              |
| 11 | Невельск        | Россия      | 46.66              | 141.85              |
| 12 | Мыс Крильон     | Россия      | 45.89              | 142.08              |
| 13 | Вакканай        | Япония      | 45.41              | 141.69              |
| 14 | Иванай          | Япония      | 42.98              | 140.50              |
| 15 | Эсаси           | Япония      | 41.87              | 140.13              |
| 16 | Фукаура         | Япония      | 40.65              | 139.93              |
| 17 | Садо            | Япония      | 38.32              | 138.52              |
| 18 | Тояма           | Япония      | 36.76              | 137.22              |

волны цунами («метеоцунами»), вызванные прохождением над поверхностью океана атмосферных волн Лэмба, образовавшихся при извержении. Как было показано в работе [83], в Японском море преимущественно наблюдались волны второго типа, т.е. сгенерированные в этом море, а не пришедшие извне.

Следует отметить еще два события, связанных с землетрясениями, которые произошли в северной части Японского моря (рис. 1) и вызвали цунами, зарегистрированные на побережьях о. Сахалин и о. Хоккайдо: Монеронское землетрясение 6 сентября 1971 г. ( $M_w$  7.3) [19, 20] и Невельское землетрясение 2 августа 2007 г. ( $M_w$  6.2) [9].

## 2. СЕЙСМИЧНОСТЬ РЕГИОНА

Большинство землетрясений в Японском море происходит вдоль Японо-Сахалинской островной дуги (о. Сахалин – Японские острова), наиболее сильные из них – у западного побережья островов Хоккайдо и Хонсю. Вдоль побережья России и Кореи происходят в основном глубоководные землетрясения с глубиной гипоцентра более 100 км. На рис. 2 показаны очаги землетрясений

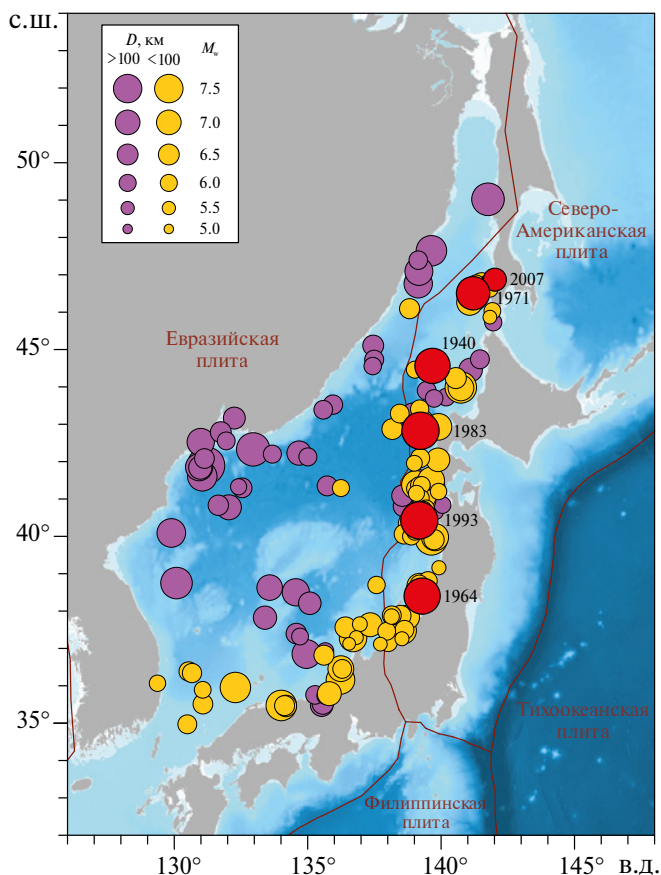


Рис. 2. Землетрясения в Японском море с 1904 по 2018 гг. по данным ISC-GEM с магнитудой  $M_w > 5$ ,  $D$  – глубина гипоцентра. Землетрясения 1940, 1964, 1971, 1983, 1993 и 2007 гг. отмечены красным.

с 1904 по 2018 гг. из каталога ISC-GEM<sup>1</sup>, распределенные по глубине гипоцентра. Землетрясения с глубиной гипоцентра более 50 км располагаются в центральной части акватории моря и у западного побережья, а мелкофокусные сгруппированы вблизи восточного побережья моря. В основном цунами генерируются землетрясениями с очагами, расположенными на глубинах менее 50 км, что объясняет, почему большинство цунами возникли именно в этой области.

В 1944 г. Ч. Гутенберг и Б. Рихтер [34] описали связь количества землетрясений с определенной магнитудой и их повторяемостью во времени в отдельном регионе (закон Гутенберга – Рихтера):

$$\log_{10} N_c = a - b M_w \quad (1)$$

где  $M_w$  – моментная магнитуда,  $N_c$  – частота землетрясений с магнитудой  $\geq M_w$  в год,  $a$  и  $b$  – эмпирические коэффициенты. Данные коэффициенты определяются параметрами пород, механизмом и глубиной гипоцентра землетрясения

<sup>1</sup> Global Instrumental Earthquake Catalogue [30].

в конкретном регионе. Величина  $T = 1/N_c$  определяет средний интервал (период) повторяемости землетрясений с магнитудой больше или равной  $M_w$  в рассматриваемом регионе.

Для оценки периода повторяемости потенциально цунамигенных землетрясений использовалось кумулятивное частотно-магнитудное распределение землетрясений с глубиной гипоцентра менее 50 км. Для моментной магнитуды  $M_w$  в Японском море параметры  $a$  и  $b$  были оценены как  $4.02 \pm 0.13$  и  $0.74 \pm 0.02$ , соответственно (рис. 3). Средний период повторяемости цунамигенных землетрясений с  $M_w \geq 7.0$  в Японском море составляет 14.6 лет, а с  $M_w \geq 7.5$  — около 34 лет.

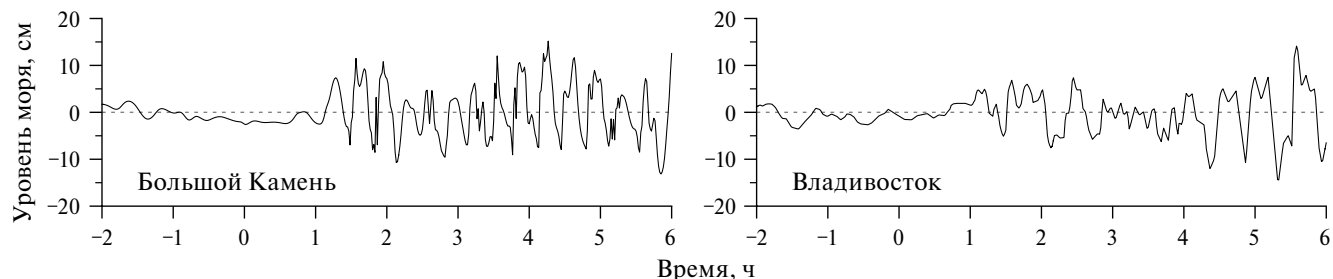
### 3. ИСТОРИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ

В этом разделе рассмотрен ряд исторических событий, вызвавших сильнейшие волны цунами в акватории Японского моря за инструментальный период наблюдений.

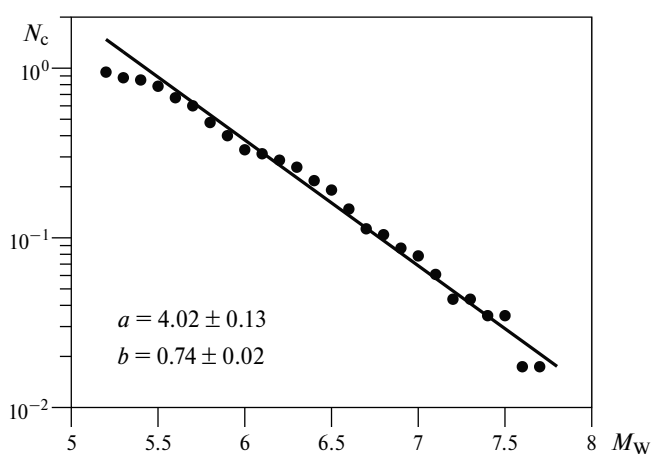
#### 3.1. Сейсмогенные цунами

##### *Тетюхинское цунами 1 августа 1940 г.*

1 августа 1940 г. в 15:08 UTC в Японском море произошло землетрясение с магнитудой  $M_w 7.5$  (1940 *Shakotan-oki earthquake*). Очаг землетрясения располагался северо-западнее полуострова Сякотан (о. Хоккайдо) (рис. 1) и имел взбросо-сдвиговый механизм с глубиной гипоцентра по разным данным от 15 км (ISC-GEM) до 30 км [4, 32]. Землетрясение вызвало сильное цунами: на побережье о. Хоккайдо 10 человек погибло и еще 24 были ранены [36, 61]. Данное событие явилось первым инструментально зарегистрированным цунами в акватории Японского моря. Заплески цунами, достигавшие опасной высоты, были зафиксированы во многих пунктах Японии, на побережьях Кореи и СССР. На о. Хоккайдо максимальные вертикальные заплески достигали 3 м (о. Рисири и порт Томамаэ), но в основном не превышали 2 м [4, 36].



**Рис. 4.** Мареограммы Тетюхинского цунами 1940 г. для пунктов Большой Камень и Владивосток, относительно среднего уровня моря. Время отсчитывается от момента землетрясения.



**Рис. 3.** Частотно-магнитудное распределение землетрясений с глубиной гипоцентра менее 50 км в Японском море по данным ISC-GEM с 1904 по 2018 гг.  $N_c$  — частота землетрясений в год;  $M_w$  — моментная магнитуда;  $a$ ,  $b$  — эмпирические коэффициенты в уравнении (1).

Одна из особенностей данного цунами заключается в том, что наблюдавшиеся высоты заплесков в дальней зоне были больше, чем в ближней. Так, согласно данным, полученным в результате обследования побережья и показаний очевидцев [4, 36, 47], наибольшие высоты заплесков наблюдались в Приморье: в Тетюхе (Рудная Пристань) до 3.5 м, в пос. Каменка — до 5 м. По данным записей, полученных на некоторых мареографах и по свидетельствам очевидцев, можно видеть, что волны цунами достигли западного побережья Японского моря менее, чем через час после землетрясения (рис. 4). По мнению очевидцев<sup>2</sup>, высота первой волны достигала 5 м, затем последовала серия волн с высотами до 3.5 м<sup>3</sup> [4]. В СССР данное цунами получило название “Тетюхинское”, так как именно в этом районе оно ощущалось сильнее всего [13, 17].

<sup>2</sup> Свидетелем цунами в бухте Тетюхе (Рудная) был геолог В.А. Ярмолук [13], с 1966 по 1986 г. заместитель министра геологии СССР [1].

<sup>3</sup> В [13] приводятся свидетельства очевидцев, что первая волна была 1.5–2 м, а вторая через 20–30 мин — 3.5 м.

*Ниигатское цунами 16 июня 1964 г.*

16 июня 1964 г. вблизи города Ниигата (западное побережье о. Хонсю, Япония) в 04:02 UTC произошло сильное землетрясение, магнитуда  $M_w$  которого по разным оценкам составляла от 7.5 до 7.7, глубина гипоцентра — около 15 км, механизм очага — взбросовый [21, 32, 35]. Землетрясение привело к сильным разрушениям на о. Хонсю: 3534 домов были полностью разрушены, еще более 11 тысяч сильно повреждены [50]. Землетрясение вызвало разжижение грунта («*liquefaction*») на обширной площади. Бор, вызванный волной цунами, распространился на несколько километров вверх по течению р. Синано (рис. 5а), где в результате сильных колебаний обрушился 307-метровый мост Шова (рис. 5б–в) [27].

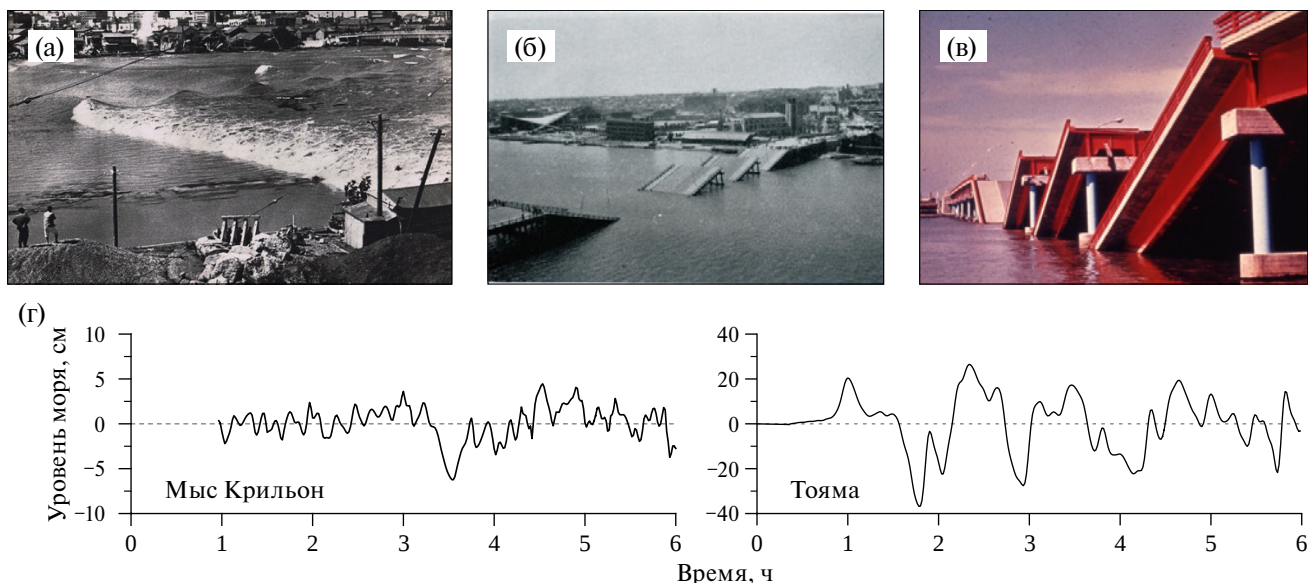
В момент землетрясения о. Авасима, находящийся в 8 км к северу от эпицентра, в результате косейсмических деформаций поднялся более чем на 2 м относительно уровня моря [21]. Образовавшиеся волны цунами уже через 15 мин после начала землетрясения обрушились на город Ниигата. На побережье вблизи очага землетрясения (префектура Ниигата, пункты Ивафуне и Фуя) высоты заплеска достигали 4–4.5 м [35], а на некоторых песчаных участках берега — 5.8 м [15, 44]. В отличие от цунами 1940 г., Ниигатское цунами на побережье Кореи, Приморья и на юго-западном побережье Сахалина проявилось слабо: визуально не наблюдалось и регистрировалось только мареографами (рис. 5г). Характерные высоты волн были меньше 0.3 м [16].

*Монеронское цунами 5 сентября 1971 г.*

Описываемые выше цунами 1940 и 1964 гг. были вызваны землетрясениями, очаги которых располагались вблизи побережья Японских островов, т.е. в основной сейсмоактивной зоне региона (рис. 2). Северная часть этого моря менее активна, но в ней также могут происходить достаточно сильные землетрясения. Так, 5 сентября 1971 г. в 18:35 UTC (6 сентября в 05:35 по сахалинскому времени) в Татарском проливе, северо-восточнее о. Монерон, произошло землетрясение с магнитудой  $M_w \sim 7.3$  и глубиной гипоцентра 15–20 км. Механизм очага также был взбросовый, но с малой сдвиговой компонентой [10].

Визуальные наблюдения показали, что первая волна пришла на побережье примерно в 19:00 UTC и была наибольшей: с высотой около 2 м [19, 20]. Мареографные записи Монеронского цунами были получены на о. Сахалин, в Приморье, на Курилах и в Японии. Максимальные высоты волн, 30–40 см, были зарегистрированы на станциях Невельск, Холмск и Вакканай, т.е. на трех ближайших к источнику станциях. Характерный период зарегистрированных колебаний составил 10–20 мин, их продолжительность — около суток. В Холмске цунами проявилось сильнее, чем в Невельске (рис. 6).

В течение последующих трех недель в этом же районе произошли еще 4 сильных афтершока с  $M_w > 6.2$ ; все они возбудили слабые цунами, наблюдавшиеся в Холмске (7–9 см) и Невельске (3–4 см).



**Рис. 5.** Последствия Ниигатского цунами 1964 г.: (а) бор цунами на р. Синано (фото из газеты Niigata Nippo); (б–в) разрушенный в результате землетрясения мост Шова (<https://tsunami-dl.jp/document/145>; <http://homepage2.nifty.com/yoshimi-y/niigata1.htm>); (г) мареограммы Ниигатского цунами для пунктов Мыс Крильон и Тояма, относительно среднего уровня моря. Время отсчитывается от момента землетрясения.

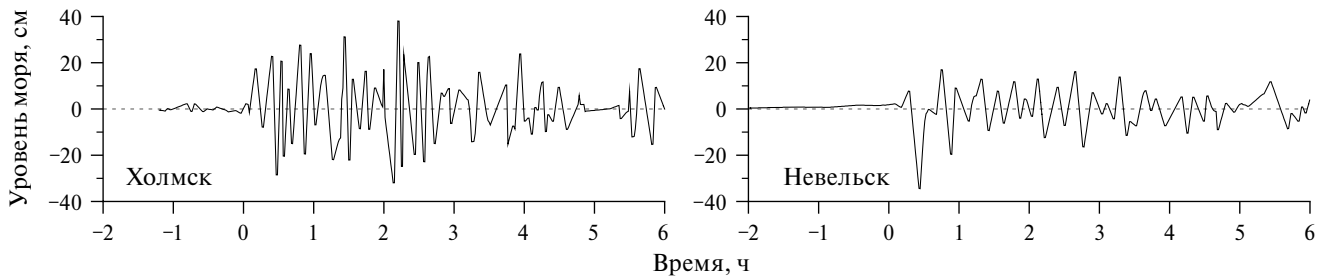


Рис. 6. Мареограммы Монеронского цунами 1971 г. для пунктов Холмск и Невельск, относительно среднего уровня моря. Время отсчитывается от момента землетрясения.

#### Япономорское цунами 26 мая 1983 г.

Одним из сильнейших цунами прошлого века в акватории Японского моря стало цунами, произошедшее 26 мая 1983 г. в 03:00 UTC в результате землетрясения с магнитудой  $M_w$  7.7–7.8 (1983 *Nihonkai Chubu-oki earthquake*). Эпицентр находился к юго-западу от префектуры Аомори, о. Хонсю (рис. 1); глубина гипоцентра составляла 14 км, механизм очага — взбросовый [70]. Разрыв затронул два отдельных разлома, более северный из которых имеет простирание ССЗ–ЮЮВ, а более южный — ЮЮЗ–ССВ; разрыв начался на южном разломе, а затем продолжился на северном после десятисекундной задержки.

Землетрясение вызвало сильное цунами, распространившееся по всей акватории Японского моря. В Японии от волн цунами погибло около 100 человек, еще трое — на побережье Южной Кореи [23]. Первая волна была зафиксирована в городе Фукаура примерно через 7 мин (по данным мареографа) после землетрясения. Максимальные высоты наблюдавшихся волн цунами вблизи источника были более 10 м [74], а на побережье Акиты (деревня Минехамы) был зафиксирован максимальный заплеск высотой более 14 м [74]. Цунами было разрушительным не только для о. Хонсю, но и для островов Хоккайдо и Окушири, где заплески достигали 7 м [23]. Значительные высоты волн наблюдались на побережье Южной Кореи (максимальная высота цунами на одном из островов превысила 5 м [23]) и в Приморье. В некоторых пунктах Приморского края (например, в бухте Лидовка) высота волны была около 7 м [11]. Время добега волн до всех пунктов Приморского края составило менее 1 ч (рис. 7г). В заливах Восток и Находка отмечался перепад уровня до 2.5 м; в закрытой бухте Золотой Рог (порт г. Владивосток) высота волн цунами была до 0.7 м, а в заливе Посыет перепад уровня достигал 1–1.5 м [3]. В открытых бухтах Уссурийского залива отмечался перепад уровня до 4 м; в бухте Тихой (Владивосток) наблюдались волны цунами

высотой 5 м [3, 11]; были разрушены лодочные гаражи, унесены в море моторные лодки, повреждены стоявшие в бухте суда, в том числе и военные (рис. 7а–в).

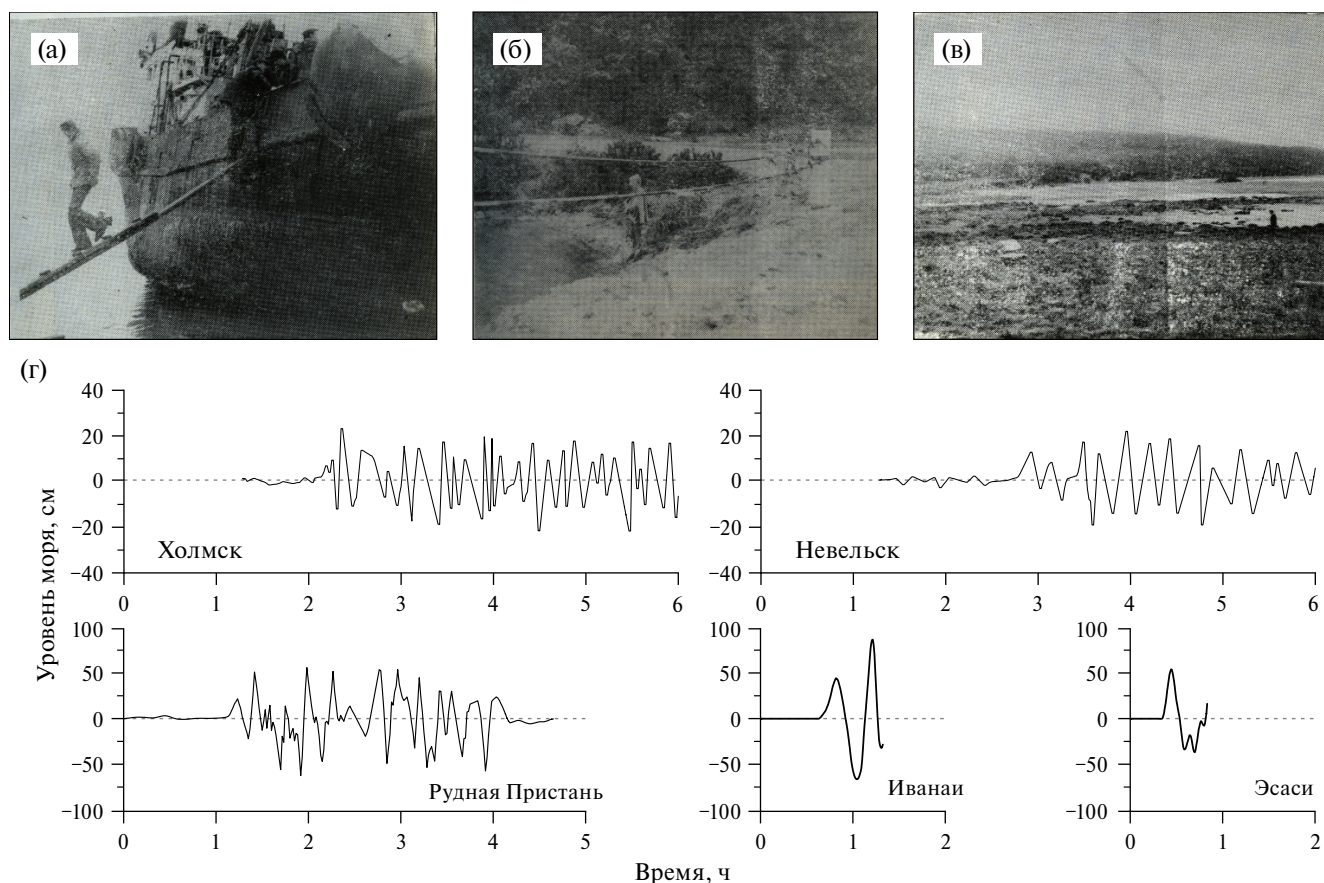
Во многом эта трагедия повлияла на отношение людей к явлению цунами, и через 10 лет (Окуширское цунами 12 июля 1993 г.) часть людей поспешно эвакуировалась после первых толчков, зафиксированных на о. Окушири.

#### Окуширское цунами 12 июля 1993 г.

Самое разрушительное сейсмическое цунами в акватории Японского моря было вызвано землетрясением с  $M_w$  7.7 (1993 *Hokkaido Nansei-oki earthquake*), произошедшим 12 июля 1993 г. в 13:17 UTC юго-западнее о. Хоккайдо, вблизи о. Окушири (рис. 1). Очаг землетрясения носил сложный характер с глубиной гипоцентра порядка 10 км [77]. Сложная структура очага в дальнейшем создала серьезные проблемы для ученых при построении численных моделей волн цунами, вызванных этим землетрясением (см., например, [61, 77, 80, 81]).

Землетрясение привело к образованию разрушительных волн цунами, которые менее чем через 5 мин после главного толчка обрушились на близлежащий о. Окушири (рис. 8г). Всего в результате землетрясения и цунами погибло или пропало без вести 230 человек, из которых 185 — на о. Окушири. Основной удар пришелся на южное и юго-западное побережье острова. Практически вдоль всего этого побережья высоты заплеска были около 16 м; в результате был полностью уничтожен поселок Аонае в южной части острова (рис. 8а–г). В небольшой долине Монаи (рис. 8б), в результате суперпозиции волн, обошедших небольшие о-ва Хира и Муэн на входе в долину, максимальный заплеск цунами составил 31.7 м [52, 75].

Серьезно пострадали западное и южное побережья о. Хоккайдо; максимальная высота заплеска на этих побережьях была свыше 10 м.



**Рис. 7.** Последствия Япономорского цунами 1983 г. на побережье Приморья: (а) б. Валентин: трап, лежащего на прибрежной каменной плите МРС, спущен прямо на берег (фото: [11]); (б) б. Лидовка: на леерах моста висит морская трава, оставленная приходящей волной цунами (фото: [11]); (в) б. Лидовка: в заболоченной низине видны разбросанные цунами железобетонные конструкции (фото: [11]); (г) мареограммы Япономорского цунами для пяти пунктов побережья России и Японии, относительно среднего уровня моря. Время отсчитывается от момента землетрясения.

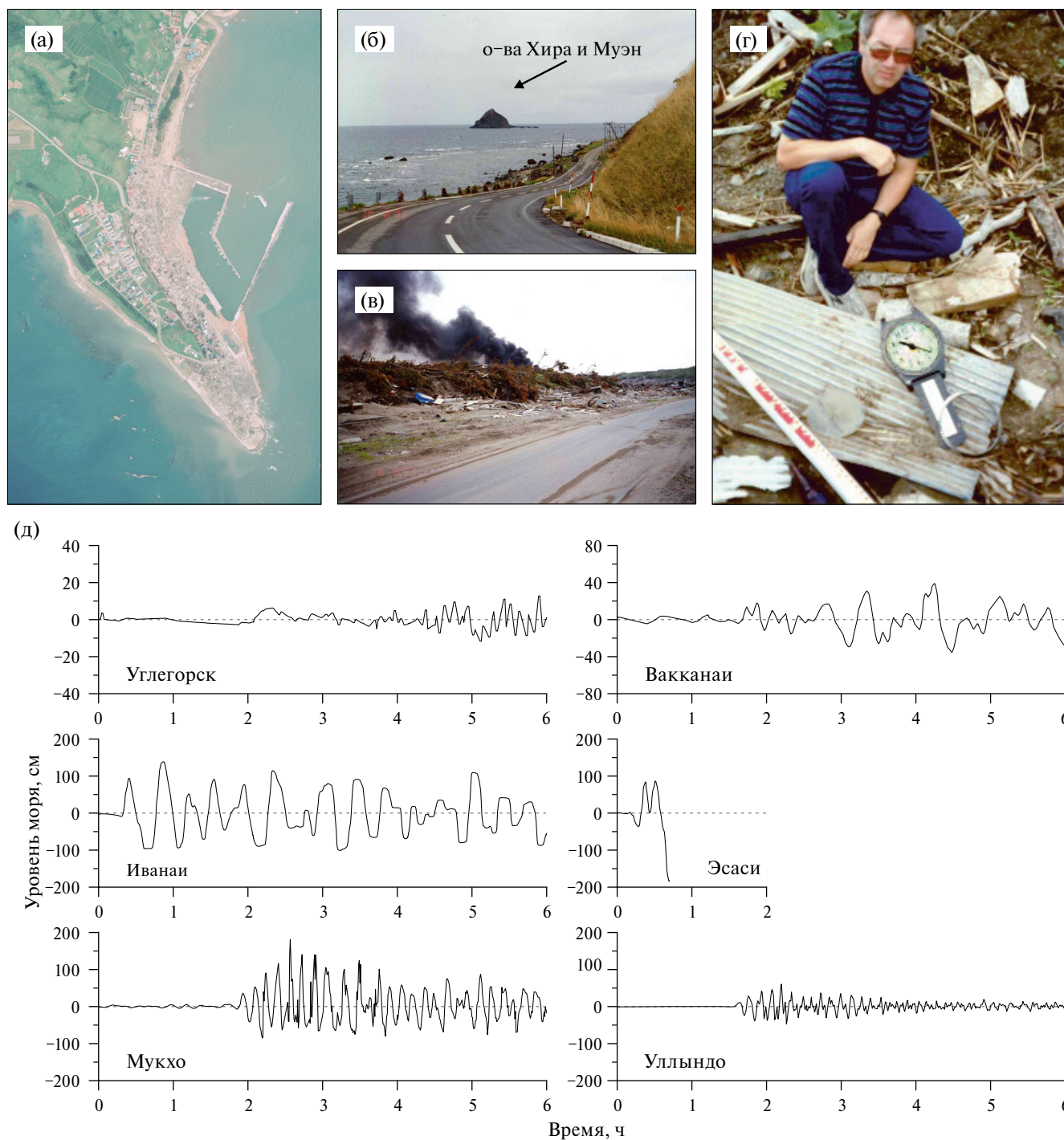
На западном берегу о. Хонсю максимальные высоты волн цунами были около 2 м. Общий ущерб в Японии от этого цунами составил 1.2 млрд долларов [73]. Окуширское цунами проявилось и на побережье Южной Кореи; волна дошла до побережья через 1.5–3 ч; максимальные высоты волн были зарегистрированы на станциях Мукхо (2.1 м), Сокчхо (1.3 м) и Пусан (1.0 м) [64].

По данным наблюдений на российском побережье, максимальная высота 4.3 м была зафиксирована в Глазковке (бухта Кит), в Рудной Пристани высота волны составила 3.8 м, в бухте Валентин — 4.0 м, в пос. Каменка — 2.8 м, в пос. Моряк-Рыболов — 2.0 м, в зал. Владимира — 1.2–2.0 м, в бухте Ольга максимальный заплеск достигал 1.2–2.0 м, а в Находке — 1.0 м [5]. Максимальная дальность заплеска, более 140 м, была зафиксирована в бухте Зеркальная [12]. На юге и севере Приморья наблюдавшиеся волны цунами были существенно меньше: от 0.6 м (б. Андреева) до 1.5 м (м. Де-Леврон) и от 0.5 м (пос. Светлая) до 1.3 м (бухта Пластун) [5]. Несколько мареограмм этого цунами

приведены на рис. 8д. Общий ущерб от Окуширского цунами для побережья России оценивался в 10 миллиардов рублей (в ценах 1993 г.) [5].

#### *Невельское цунами 2 августа 2007 г.*

2 августа 2007 г. в 02:37 UTC на юго-западном шельфе о. Сахалин, вблизи города Невельск произошло землетрясение с  $M_w$  6.2 (рис. 1) и глубиной очага ~10 км. Несмотря на относительно небольшую магнитуду, землетрясение вызвало серьезные разрушения в Невельске и Холмске и привело к гибели двух человек, еще 14 были ранены, общий ущерб оценивается в 8.5 млрд руб. [6]. Землетрясение вызвало значительное цунами в северной части Японского моря с максимальной высотой заплеска в районе поселков Заветы Ильича и Ловецкое — 3.2 м, а в районе Ясноморского — 2 м. Высоты волн цунами в Холмске по данным мареографа (рис. 9) составили 40–50 см [9]. На западном побережье о. Хоккайдо волны высотой 10–20 см были зарегистрированы на станциях Румои и Вакканай.



**Рис. 8.** Последствия Окуширского цунами 1993 г.: (а) разрушения в пос. Аонае на южном побережье о. Окушири (снимок The Geospatial Information Authority of Japan 14.07.1993); (б) южное побережье о. Окушири, о-ва Хира и Муэн (фото: А.Б. Рабинович, 1993); (в) разрушения на о. Окушири (фото: А.Б. Рабинович, 1993); (г) часы, найденные в долине Монаи на юго-западном побережье о. Окушири во время полевого обследования побережья острова: часы остановились через 5 мин после начала землетрясения, в момент прихода волны цунами (на фото А.Б. Рабинович, участвовавший в обследовании побережья острова; август 1993 г.); (д) мареограммы Окуширского цунами для шести пунктов побережья России, Японии и Южной Кореи, относительно среднего уровня моря. Время отсчитывается от момента землетрясения.

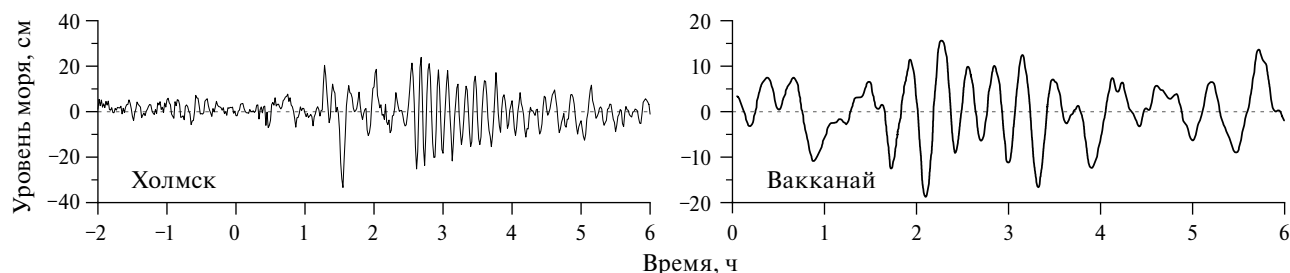


Рис. 9. Мареограммы Невельского цунами 2007 г. для пунктов Холмск и Вакканай, относительно среднего уровня моря. Время отсчитывается от момента землетрясения.

### Тохоку цунами 11 марта 2011 г.

11 марта 2011 г. в 05:46 UTC у северо-восточного побережья о. Хонсю, в районе региона Тохоку, произошло катастрофическое землетрясение с  $M_w$  9.0–9.1 (рис. 1), одно из сильнейших за всю историю инструментальных наблюдений. Землетрясение вызвало разрушительное цунами, которое обрушилось на близлежащее побережье о. Хонсю и распространилось по всему Тихому океану, выйдя даже за его пределы [66, 68, 79]. Данное событие стало известно под названиями “2011 Тохоку землетрясение и цунами” и “Великое восточно-японское землетрясение” (*Great East Japan Earthquake*). Максимальные высоты заплесков в регионе Тохоку достигли величины 42.1 м [59]. В настоящее время количество погибших и пропавших без вести вследствие цунами оценивается в 18428 человек (по данным [62], [https://www.ngdc.noaa.gov/hazard/tsu\\_db.shtml](https://www.ngdc.noaa.gov/hazard/tsu_db.shtml)). Несмотря на то, что землетрясение произошло в Тихом океане, оно вызвало цунами и в Японском море, не только за счет волн, прошедших через проливы, но непосредственно и из-за горизонтальных смещений о. Хонсю.

Данные GPS-анализа [84] показывают, что землетрясение Тохоку привело к смещению этого острова в восточном направлении более чем на 5 м. В результате практически сразу после момента главного толчка в Японском море были сгенерированы волны цунами, вызванные горизонтальной подвижкой. Их амплитуды были сравнительно невелики, максимальная высота этих колебаний, около 30 см, была зарегистрирована на станции Ното [60]. Примерно через час-полтора в Японское море через проливы Цугару и Лаперуза пришли волны цунами “извне” (рис. 10), не превышавшие 20 см на российском побережье.

### 3.2. Вулканогенные цунами

При оценке опасности цунами в Японском море следует уделять внимание не только сейсмическим, но и вулканическим источникам. Прогноз цунами в результате извержения вулканов представляет большую сложность, так как магнитуда таких событий значительно меньше, чем у цунамигенных землетрясений, а современная служба цунами оценивает опасность каждого

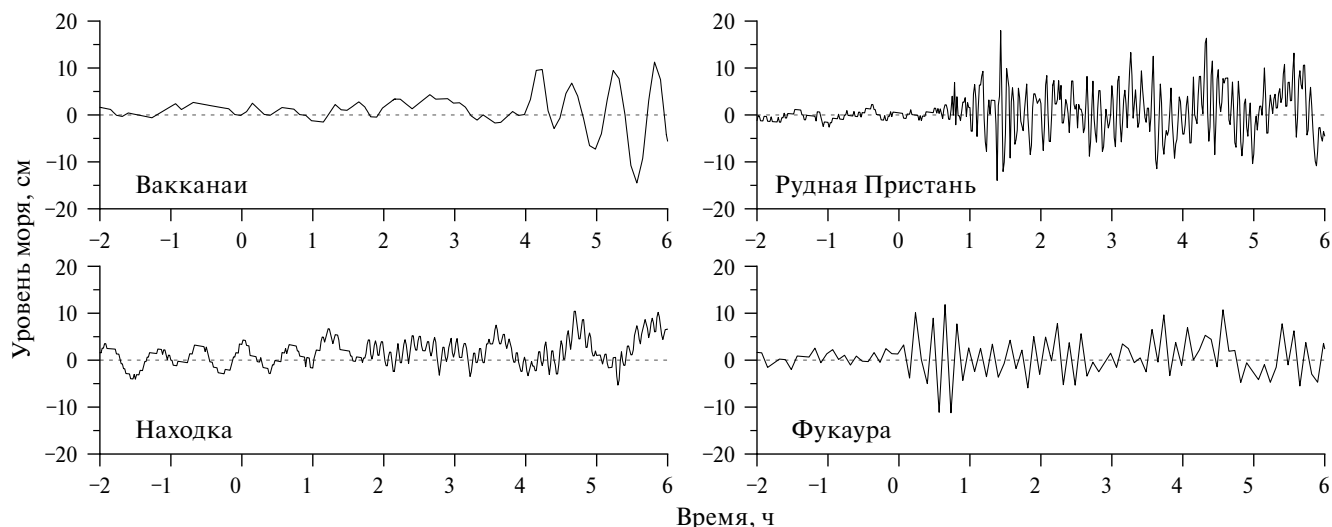


Рис. 10. Мареограммы Тохоку цунами 2011 г. для соответствующих пунктов побережья России и Японии, относительно среднего уровня моря. Время отсчитывается от момента землетрясения.

случая, основываясь прежде всего на магнитуде соответствующего события. Кроме того, образовавшиеся в результате вулканического взрыва волны цунами имеют сложный характер [65]. Даже большое количество близлежащих датчиков не всегда позволяет вовремя выявить возникновение подобных цунами. Примером является извержение подводного вулкана недалеко от Токио 9 октября 2023 г., когда тревога цунами не была объявлена, хотя, как выяснилось, волны цунами образовались и на близлежащих островах превысили 60 см [69].

В бассейне Японского моря находится несколько вулканов, проявлявших активность в голоцене. Примером является вулкан, расположенный на о. Уллындо, в 120 км от Корейского полуострова (рис. 1). Вулканологические и палеоисследования выявили как минимум пять исторических эпизодов извержения данного вулкана [51]. Вероятность извержения вулкана Уллындо нельзя исключать и в будущем.

Самые большие волны цунами в Японском море, вероятно, были вызваны извержением вулкана Осима-Осима в 1741 г., который до этого спал около 1500 лет. Остров располагается к юго-западу от о. Хоккайдо (рис. 1). Период активности вулкана продолжался с 1741 до 1790 гг. Наиболее сильное извержение произошло 18 августа 1741 г. и вызвало разрушительные волны цунами, приведшие к гибели около 1475 человек [49]. Заплески цунами на острове составили 15 м [38, 72], а по некоторым данным достигали даже 34 м<sup>4</sup> [72]. На побережье Корейского полуострова высоты волн были д 3–4 м [72].

#### *Извержение вулкана*

##### *Хунга-Тонга-Хунга-Хаапай 15 января 2022 г.*

15 января 2022 г. вблизи о-вов Тонга произошло извержение вулкана Хунга-Тонга-Хунга-Хаапай, которое вызвало волны цунами, затронувшие весь Мировой океан. Было установлено, что эти волны имели два основных механизма генерации [41, 55, 85]:

(1) волны, вызванные непосредственно вулканическим взрывом и приходящие из района источника со скоростью длинных океанских волн (~200–220 м/с);

(2) волны, образовавшиеся под воздействием атмосферных волн Лэмба, вызванных извержением (см., например, [26, 54]), распространявшихся со скоростью звука (~315 м/с) и создававших при

движении отклик уровня океана, имевший характер волн цунами (метеоцунами).

Результаты работ [8, 83] показывают, что на побережье Японского моря реализовались оба механизма возбуждения волн цунами, т.е. наблюдались как волны, пришедшие “извне”, так и волны, сформировавшиеся непосредственно в этом море в результате прямого атмосферного воздействия на поверхность моря. Максимальные волны цунами наблюдались на станциях Преображение (34 см), Мукхо (34 см) и Рудная Пристань (44 см).

#### 4. ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

Япономорское цунами 1983 г. и Окуширское цунами 1993 г. были самыми заметными событиями, произошедшими в Японском море с начала XX в. (табл. 2). В частности, землетрясение 12 июля 1993 г. вызвало аномально высокие волны цунами, которые на о. Окушири достигли отметки 31.7 м [52, 75]. Это цунами явилось одним из первых, для которого было проведено тщательное обследование береговой зоны для двух наиболее пострадавших районов: острова Окушири и юго-западного побережья Хоккайдо, — и получены детальные оценки наблюдавшихся заплесков волн цунами (рис. 8а–г). Данное событие стало своеобразным “эталоном” (“*benchmark*”), который используется для проверки качества различных существующих численных моделей расчета цунами [76]. При этом основное внимание в предыдущих работах было уделено Японским островам, в особенности о. Окушири и станциям Эсаси и Иванаи на о. Хоккайдо [73, 80, 81].

**Таблица 2.** Сильнейшие цунамигенные землетрясения в Японском море и соответствующие максимальные зарегистрированные высоты или наблюдаемые заплески. Указаны координаты эпицентра землетрясения. Высоты заплесков указаны по каталогу В.К. Гусякова [63]

| Дата       | $M_w$ | Широта<br>(° с.ш.) | Долгота<br>(° в.д.) | Максимальная<br>высота<br>заплеска, м |
|------------|-------|--------------------|---------------------|---------------------------------------|
| 01.08.1940 | 7.5   | 44.561             | 139.678             | 5.0                                   |
| 16.06.1964 | 7.7   | 38.399             | 139.290             | 5.8                                   |
| 05.09.1971 | 7.3   | 46.505             | 141.199             | 2.0                                   |
| 26.05.1983 | 7.8   | 40.462             | 139.102             | 14.9                                  |
| 12.07.1993 | 7.7   | 42.851             | 139.197             | 31.7                                  |
| 02.08.2007 | 6.2   | 46.83              | 141.75              | 3.2                                   |
| 11.03.2011 | 9.1   | 38.297             | 142.373             | 0.3*                                  |

\* В Японском море.

<sup>4</sup> Профессор Кензи Сатаке [72] отмечает, что данное значение основано на устных преданиях и является ненадежным.

Именно в связи с важностью цунами 1983 и 1993 гг. было проведено их численное моделирование. Для расчета распространения волн цунами использовалась численная гидродинамическая модель [31, 57, 67], схожая с моделью TUNAMI [46]. В модели реализуется конечно-разностная аппроксимация уравнений мелкой воды (без учета вертикального ускорения). При моделировании был использован цифровой массив батиметрии GEBCO 2014 с пространственным шагом 30".

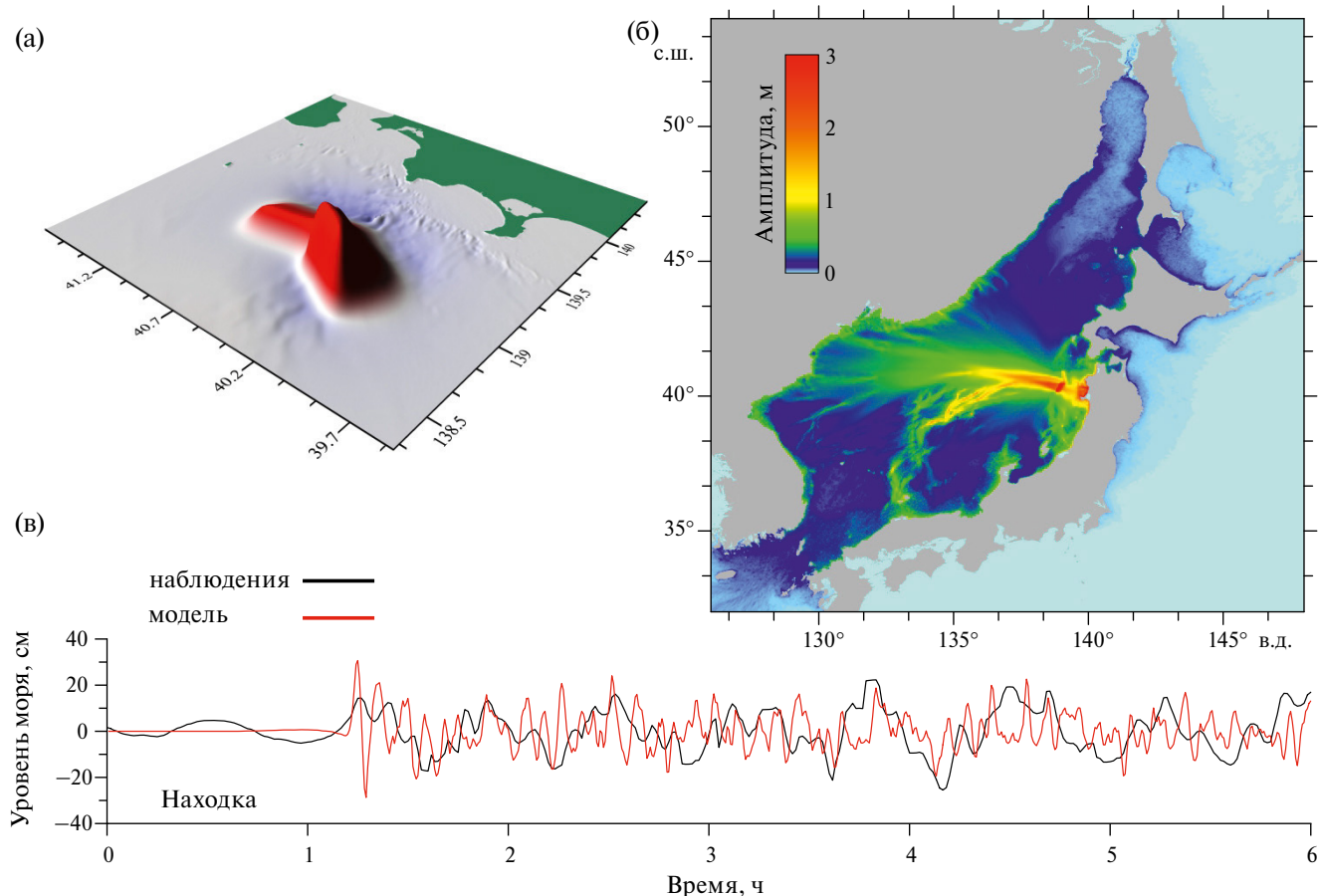
#### *Япономорское цунами 26 мая 1983 г.*

В качестве начальных условий использовалась модель источника, предложенная Аидой [24] (рис. 11а), состоящая из двух сегментов. Результаты расчетов показали, что основной поток энергии цунами был направлен на близлежащее побережье о. Хонсю и на Приморский край. Максимальная рассчитанная высота волн составила более 7 м (рис. 11б). Сравнение данных мареографов с результатами моделирования показыва-

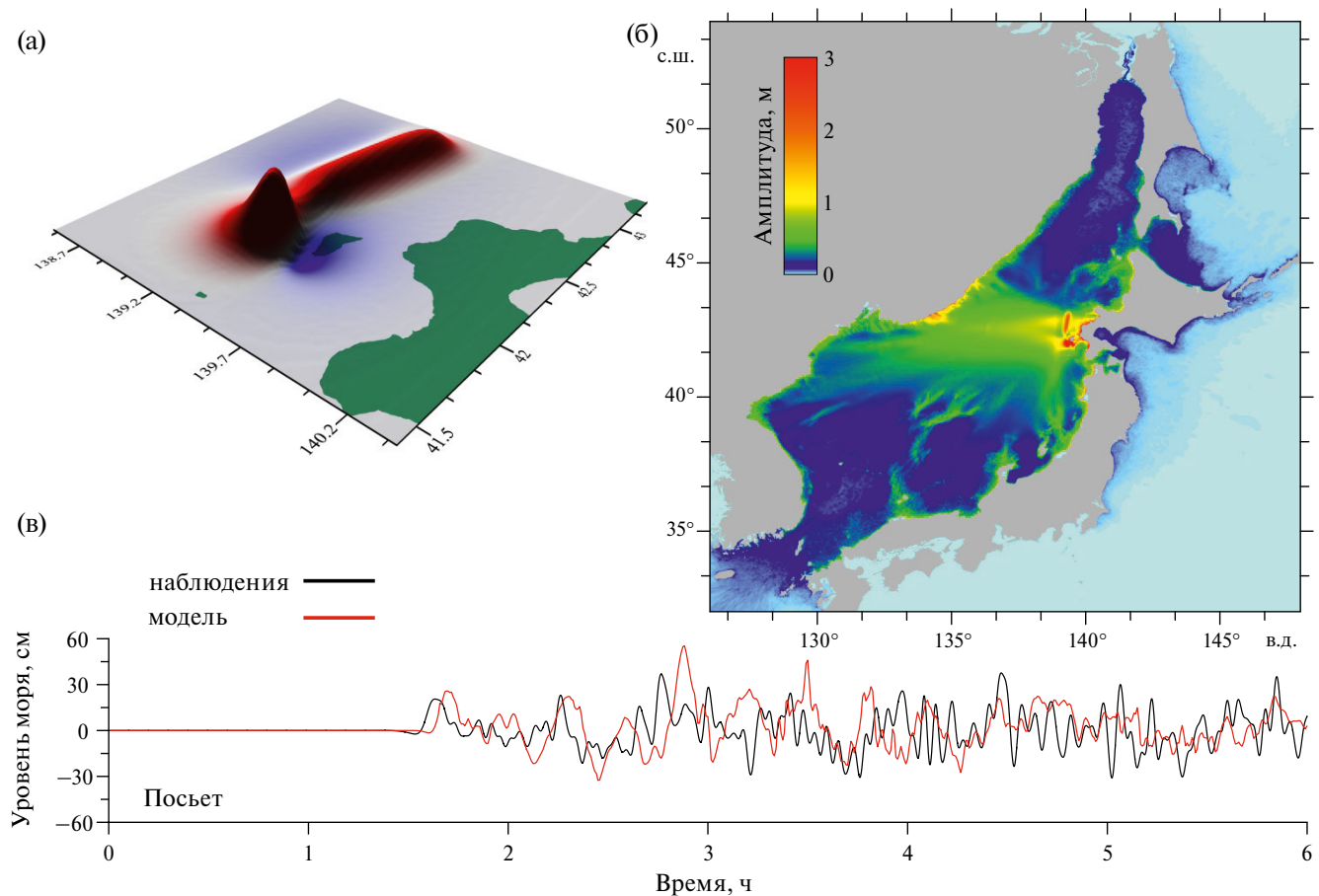
ет достаточно хорошее совпадение (рис. 11в), что говорит о соответствии модельного сейсмического источника реальному. В частности, модель верно воспроизводит наблюдавшиеся амплитуды волн цунами. Некоторое несоответствие периодов, видимо, объясняется отсутствием надежных данных о батиметрии в районе рассматриваемых пунктов.

#### *Окуширское цунами 12 июля 1993 г.*

Для численного моделирования Окуширского цунами использовалась модель сейсмического источника DCRC-17а, разработанная Такахаши и др. [77]. Необходимо отметить, что данный источник имеет сложный характер, который при моделировании воспроизводится тремя сегментами с различными параметрами (рис. 12а). По результатам моделирования видно, что, как и для землетрясения 1983 г., заметная часть энергии цунами 1993 г. распространялась в сторону Приморского края. В целом, направленность энергии этих двух цунами имеет сходный характер



**Рис. 11.** (а) Деформация дна для Япономорского землетрясения 1983 г. согласно модели И. Аида [24]; (б) карта максимальных амплитуд волн цунами по результатам моделирования; (в) сравнение результатов моделирования (красная линия) и записей мареографов (черная линия) на станции Находка, относительно среднего уровня моря. Время отсчитывается от момента землетрясения.



**Рис. 12.** (а) Деформация дна для Окуширского землетрясения 1993 г. согласно модели DCRC-17a [77]; (б) карта максимальных амплитуд волн цунами по результатам моделирования; (в) сравнение результатов моделирования (красная линия) и записей мареографов (черная линия) на станции Посыет, относительно среднего уровня моря. Время отсчитывается от момента землетрясения.

(рис. 11б и рис. 12б). На побережье России максимальная высота волн цунами составила ~6 м (рис. 12б). Было получено хорошее совпадение амплитуд и фаз зарегистрированных волн и результатов моделирования (рис. 12в). Помимо ближней зоны, высокие волны цунами были зафиксированы на побережьях Приморского края, а также региона Тюгоку (Япония), что, вероятно, связано с захватом волн возвышенностью Ямато.

## 5. ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Анализ наблюдавшихся волн цунами в Японском море показывает, что это явление представляет серьезную угрозу для прибрежных стран, в частности, для побережья России. За 120 лет (1904–2023 гг.) в Японском море были зарегистрированы шесть сильных цунами с высотами более 2 м. При этом на примере проанализированных событий можно сделать вывод, что цунами, сгенерированные землетрясениями в Японском море, сильнее, чем вызванные субдукционными

землетрясениями в Тихом океане с аналогичным сейсмическим моментом [22, 37, 71]. По мнению Хатори [37], это объясняется особенностями соответствующих сейсмогенерирующих разломов. Для Японского моря, по сравнению с Тихим океаном, характерен больший угол падения, а так как цунами преимущественно генерируется вертикальными смещениями дна, Японское море является более “эффективным” для образования цунами [48]. В работе [22] автор говорит об отличии в модуле сдвига: в Японском море преобладают землетрясения с меньшей глубиной гипоцентра (до 30 км), а значит, и с меньшим модулем сдвига, чем в Тихом океане. Для соответствующих сейсмических моментов величина смещения площадки разлома становится больше, что, согласно формуле:

$$M_0 = \mu \bar{D} S, \quad (2)$$

где  $M_0$  – сейсмический момент,  $\mu$  – модуль сдвига,  $\bar{D}$  – смещение площадки разлома,  $S$  – площадь разлома, приводит к увеличению вертикальных смещений.

На величину смещения площадки разлома также влияют пространственные параметры очага. В Японском море величина площадки в среднем в 1.5 раза больше, чем в Тихом океане, что обусловлено более вытянутой формой очага. Для этого региона соотношение длины площадки к ее ширине  $L/W = 3$ , в то время как в Тихом океане, в среднем,  $L/W = 2$  [71].

Одно из сильнейших исторических цунами в Японском море было вызвано землетрясением 7 декабря 1833 г. примерно в 14:00 UTC (1833 *Shonai-oki earthquake*). Очаг землетрясения располагался на северо-востоке от о. Садо. Магнитуда  $M_w$  была около 8.0 [25, 29, 39, 78]. В результате цунами погибло около 150 человек, а также было разрушено 475 домов в поселке Шонай [39]. В префектуре Ниигата высота волн была 9 м, также волны достигли и побережья о. Хоккайдо [15, 40]. По результатам исследований отложений цунами волны достигли и побережья Приморского края: на о. Русский высота заплеска превысила 1 м [2].

Определенную угрозу для акватории Японского моря представляют также и вулканические цунами. При этом волны цунами могут быть вызваны извержениями вулканов, расположенных как непосредственно в этом море (Уллындо, Осима), так и на близлежащих островах, примыкающих к этому морю. Так, в 1792 г. на юго-западном побережье о. Кюсю, на входе в Японское море, произошло извержение вулкана Ундзен-Маюяма (рис. 1); в результате извержения и сопутствующего оползня образовалась катастрофическая волна цунами: максимальная высота заплеска достигла 57 м, общее число жертв превысило 15 тыс. человек [43, 82]. Через Корейский пролив цунами зашло в Японское море и затронуло южную часть о. Хонсю.

Катастрофические извержения вулканов Осима-Осима (1741 г.) и Ундзен (1792 г.), так же как и недавние события в других районах Мирового океана (Анак-Кракатау — 2018 г. и Тонга — 2022 г.), показывают опасность, которую представляют подобные извержения и связанные с ними цунами.

Помимо вулканических, еще одним видом опасных несейсмических волн цунами являются метеоцунами [58]. В акватории Японского моря метеоцунами могут образовываться при прохождении тайфунов, атмосферных фронтов, шквальных ветров и других видов атмосферных возмущений. Так, тайфуны Майсак и Хайшен в сентябре 2020 г., кроме низкочастотного штормового нагона, вызвали также интенсивные высокочастот-

ные сейши (типа “метеоцунами»), наблюдавшиеся в отдельных портах Японского моря [14, 56]. Особую опасность представляет суперпозиция различных волновых процессов, в частности, совпадение пика штормового нагона, полной воды прилива и интенсивных высокочастотных флуктуаций уровня моря. На юго-западном побережье Японии регулярно наблюдаются катастрофические метеоцунами, известные под местным названием “абики» [42]. Высота этих волн в порту Нагасаки может достигать 5 м [58]. Возникновение этого явления обусловлено подходом к побережью Японии длинных волн, вызванных атмосферными процессами в Восточно-Китайском море и усиленных в результате резонанса Праудмена [58]. Значительное возрастание высот подходящих волн происходит на западном шельфе о. Кюсю (Япония), а их дальнейшее усиление — как при резонансном совпадении собственных частот колебаний бухт и частот барических возмущений («бухтовый» резонанс, см., например, [58]). Аналогичное явление, хотя и менее сильное, наблюдается в ряде портов российского побережья Японского моря, например, в порту Холмска, о. Сахалин [18].

**Благодарности.** Авторы благодарят Д.С. Выдрина, О.И. Яковенко, В.М. Кайстренко и В.К. Гусякова за ценные советы и полезную информацию о волнах цунами в Японском море, а также П.Д. Ковалева за предоставленные дополнительные данные наблюдений.

**Источники финансирования.** Работа выполнена в рамках Госзадания ИО РАН FMWE-2024-0018 и при поддержке гранта РНФ № 24-17-00313.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Виктор Андреевич Ярмолюк (к 90-летию со дня рождения) // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24. № 2. С. 111–112.
2. Ганзей Л.А., Разжигаева Н.Г., Гребенникова Т.А. и др. Проявление исторических цунами на о. Русский, Японское море // Успехи современного естествознания. 2016. № 5. С. 116–124.
3. Го Ч.Н., Иващенко А.И., Симонов К.В., Соловьев С.Л. Проявления Япономорского цунами 26 мая 1983 года на побережье СССР // Накат цунами на берег. Горький: ИПФ АН СССР, 1985. С. 171–180.
4. Го Ч.Н., Леонидова Н.И., Леонов Н.Н. Некоторые данные о цунами 1 августа 1940 г. в Японском море // Волны цунами. Южно-Сахалинск: СахКНИИ, 1972. С. 279–283.
5. Горбунова Г.В., Диденко Г.В., Дьяченко В.Д. и др. Обследование проявления цунами 12–13 июля 1993 года на побережье Приморского края //

- Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. Т. 8. С. 7–28.
6. Коновалов А.В., Нагорных Т.В., Сафонов Д.А., Ломтев В.Л. Невельские землетрясения 2 августа 2007 г. и сейсмическая обстановка на юго-западной окраине о. Сахалин // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 34. № 6. С. 57–73.
  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. Медведев И.П., Ивельская Т.Н., Рабинович А.Б. и др. Наблюдение волн цунами на тихоокеанском побережье России, возникших при извержении вулкана Хунга-Тонга-Хунга-Хаапай 15 января 2022 года // Океанология. 2024. Т. 64. № 2. С. 163–180.
  9. Невельское землетрясение и цунами 2 августа 2007 года, о.Сахалин / под ред. Б.В. Левина и И.Н. Тихонова. М.: Янус-К, 2009. 204 с.
  10. Нечаев Г.В., Шестаков Н.В. Актуальность использования ГНСС-технологий для целей раннего предупреждения о цунами в Японском море // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. 2017. С. 226–230.
  11. Полякова А.М. Цунами в Приморье 26 мая 1983 года и его последствия // Владивосток: ТОИ ДВНЦ, 1988. 40 с.
  12. Поплавский А.А., Поплавская Л.Н., Нагорных Т.В. и др. Сеймотектонические условия возникновения очагов цунами в северной части Японского моря и Окуширское цунамигенное землетрясение 12 июля 1993 года // Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией. 1997. Т. 8. С. 29–44.
  13. Святловский А.Е. Цунами. Разрушительные волны, возникающие при подводных землетрясениях в морях и океанах. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 55 с.
  14. Смирнова Д.А., Медведев И.П. Экстремальные колебания уровня Японского моря, вызванные прохождением тайфунов Майсак и Хайшен в сентябре 2020 г. // Океанология. 2023. Т. 63. № 5. С. 718–732.  
<https://doi.org/10.31857/S0030157423050179>
  15. Соловьев С.Л., Го Ч.Н. Каталог цунами на западном побережье Тихого океана. М.: Наука, 1974. 309 с.
  16. Соловьев С.Л., Милитеев А.Н. Проявление Ниигатского цунами 1964 г. на побережье СССР и некоторые данные об источнике // Проблема цунами. Вопросы образования и распространения морских разрушительных волн от землетрясений и их оперативный прогноз. М.: Наука, 1968. С. 213–231.
  17. Соловьев С.Л., Ферчев М.Д. Сводка данных о цунами в СССР // Бюлл. Совета сейсмологии АН СССР. 1961. № 9. С. 23–55.
  18. Шевченко Г.В., Ивельская Т.Н. Цунами и другие опасные морские явления в портах Дальневосточного региона России (по инструментальным измерениям). Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2013. 44 с.
  19. Щетников Н.А. Цунами, вызванное Монеронским землетрясением 1971 г. // Изучение цунами в открытом океане. М.: Наука, 1978. С. 137–144.
  20. Щетников Н.А. Цунами. М.: Наука, 1981. 88 с.
  21. Abe Ka. Re-examination of the fault model for the Niigata earthquake of 1964 // Journal of Physics of the Earth. 1975. V. 23. № 4. P. 349–366.  
<https://doi.org/10.4294/jpe1952.23.349>
  22. Abe Ka. Quantification of major earthquake tsunamis of the Japan Sea // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1985. V. 38. № 4. P. 214–223.  
[https://doi.org/10.1016/0031-9201\(85\)90069-X](https://doi.org/10.1016/0031-9201(85)90069-X)
  23. Abe Ku, Ishii H. Distribution of maximum water levels due to the Japan Sea tsunami on 26 May 1983 // Journal of the Oceanographical Society of Japan. 1987. V. 43. P. 169–182. <https://doi.org/10.1007/BF02109217>
  24. Aida I. A source model of the tsunami accompanying the 1983 Nihonkai-Chubu earthquake // Bulletin of the Earthquake Research Institute, Univ. Tokyo. 1984. V. 59. P. 93–104.
  25. Aida I. Numerical experiments related to the 1833 Shonai-oki earthquake tsunami / In: Hagiwara T. (ed.) Paleo Earthquakes Continued (Zoku-Kojishin). Tokyo, Univ. Tokyo Press, 1989. P. 204–214.
  26. Amores A., Monserrat S., Marcos M. et al. Numerical simulation of atmospheric Lamb waves generated by the 2022 Hunga-Tonga volcanic eruption // Geophysical Research Letters. 2022. V. 49(6). e2022GL098240.  
<https://doi.org/10.1029/2022GL098240>
  27. Bhattacharya S., Tokimatsu K., Goda K. et al. Collapse of Showa Bridge during 1964 Niigata earthquake: A quantitative reappraisal on the failure mechanisms // Soil Dynamics and Earthquake Engineering. 2014. V. 65. P. 55–71.  
<https://doi.org/10.1016/j.soildyn.2014.05.004>
  28. Chung J.Y., Go C.N., Kaistrenko V.M. Tsunami hazard estimation for eastern Korean coast // Tsunami '93, Proceedings of the IUGG/IOC International Tsunami Symposium, Wakayama, Japan, 23–27 August 1993. 1993. P. 409–422.
  29. Daicho A., Hagiwara T. The 1833 Shonai-oki earthquake: A new aspect of buried historical documents / Hagiwara T. (ed.) Paleo Earthquakes Continued (Zoku-Kojishin). Tokyo, Univ. Tokyo Press, 1989. P. 165–203.
  30. Di Giacomo D., Engdahl E.R., Storchak D.A. The ISC-GEM earthquake catalogue (1904–2014): Status after the extension project // Earth System Science Data. 2018. V. 10. № 4. P. 1877–1899.  
<https://doi.org/10.5194/essd-10-1877-2018>
  31. Fine I.V., Kulikov E.A., Cherniawsky J.Y. Japan's 2011 tsunami: Characteristics of wave propagation from

- observations and numerical modelling // *Pure and Applied Geophysics*. 2013. V. 170. P. 1295–1307.  
<https://doi.org/10.1007/s00024-012-0555-8>
32. *Fukao Y., Furumoto M.* Mechanism of large earthquakes along the eastern margin of the Japan Sea // *Tectonophysics*. 1975. V. 26. № 3–4. P. 247–266.  
[https://doi.org/10.1016/0040-1951\(75\)90093-1](https://doi.org/10.1016/0040-1951(75)90093-1)
  33. *Gusiakov V.K.* Global occurrence of large tsunamis and tsunami-like waves within the last 120 years (1900–2019) // *Pure and Applied Geophysics*. 2020. V. 177. № 3. P. 1261–1266.  
<https://doi.org/10.1007/s00024-020-02437-9>
  34. *Gutenberg B., Richter C.F.* Frequency of earthquakes in California // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 1944. V. 34. № 4. P. 185–188.
  35. *Hatori T.* On the tsunami which accompanied the Niigata earthquake of June 16, 1964. Source deformation, propagation and tsunami run-up // *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*. 1965. V. 43. P. 129–148.
  36. *Hatori T.* A study of the wave source of tsunami generated off West Hokkaido on Aug. 2, 1940 // *Bulletin of the Earthquake Research Institute, Univ. Tokyo*. 1969. V. 47. P. 1063–1072.
  37. *Hatori T.* The tsunami associated with an aftershock of the 1983 Nihonkai-Chubu earthquake, and the source mechanism of the main tsunami // *Bulletin of the Earthquake Research Institute, Univ. Tokyo*. 1984. V. 59. P. 105–113.
  38. *Hatori T.* Reexamination of wave behavior of the Hokkaido-Oshima (the Japan Sea) tsunami in 1741 – their comparison with the 1983 Nihonkai-Chubu tsunami // *Bulletin of the Earthquake Research Institute, Univ. Tokyo*. 1984. V. 59. P. 115–125.
  39. *Hatori T.* Magnitudes of the 1833 Yamagata-Oki Earthquake in the Japan Sea and its tsunami // *Zisin*. 1990. V. 43. P. 227–232.
  40. *Hatori T., Katayama M.* Tsunami behavior and source areas of historical tsunamis in the Japan Sea // *Bulletin of the Earthquake Research Institute, Univ. Toyo*. 1977. V. 52. P. 49–70.
  41. *Heidarzadeh M., Gusman A.R., Ishibe T. et al.* Estimating the eruption-induced water displacement source of the 15 January 2022 Tonga volcanic tsunami from tsunami spectra and numerical modelling // *Ocean Engineering*. 2022. V. 261. P. 112165.  
<https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2022.112165>
  42. *Hibiya T., Kajiura K.* Origin of the Abiki phenomenon (a kind of seiche) in Nagasaki Bay // *Journal of the Oceanographical Society of Japan*. 1982. V. 38. P. 172–182.  
<https://doi.org/10.1007/BF02110288>
  43. *Higaki D., Hirota K., Dang K. et al.* Landslides and countermeasures in western Japan: historical largest landslide in Unzen and earthquake-induced landslides in Aso, and rain-induced landslides in Hiroshima // In: *Progress in Landslide Research and Technology*. 2022. V. 1. № 2. Cham: Springer International Publishing, 2023. P. 287–307.  
[https://doi.org/10.1007/978-3-031-18471-0\\_22](https://doi.org/10.1007/978-3-031-18471-0_22)
  44. *Iida K.* Catalog of tsunamis in Japan and its neighboring countries // *Bulletin of Aichi Institute of Technology, Special Rep.* 1984. P. 1–52.
  45. *Imamura A.* On the Destructive Tango Earthquake of March 7, 1927 // *Bulletin of the Earthquake Research Institute, Tokyo Imperial University*. 1928. V. 4. P. 179–202.
  46. *Imamura F.* Review of tsunami simulation with a finite difference method // In: *Long-Wave Runup Models.* / Eds. Yeh H. et al. World Scientific Publ., Singapore, 1996. P. 25–42.
  47. *Kaistrenko V.M., Razjigaeva N.G., Ganzey L.A. et al.* The manifestation of tsunami of August 1, 1940 in the Kamenka settlement, Primorye (new data concerning the old tsunami) // *Geosystems of Transition Zones*. 2019. V. 3. № 4. P. 417–422.
  48. *Kajiura K.* Tsunami energy in relation to parameters of the earthquake fault model // *Bulletin of the Earthquake Research Institute, Univ. Tokyo*. 1981. V. 56. P. 415–440.
  49. *Katsui Y., Yamamoto M.* The 1741–1742 activity of Oshima-Ōshima Volcano, north Japan // *Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University*. 1981. V. 19. № 4. P. 527–536.
  50. *Kawasumi H.* General report on the Niigata Earthquake of 1964. Tokyo, Japan: Electrical Engineering College Press. 1968. 550 p.
  51. *Kim G.B., Cronin S.J., Yoon W.S., Sohn Y.K.* Post 19 ka BP eruptive history of Ulleung Island, Korea, inferred from an intra-caldera pyroclastic sequence // *Bulletin of Volcanology*. 2014. V. 76. P. 1–26.  
<https://doi.org/10.1007/s00445-014-0802-1>
  52. *Kim K.O., Kim D.C., Choi B.H. et al.* The role of diffraction effects in extreme run-up inundation at Okushiri Island due to 1993 tsunami // *Natural Hazards and Earth System Science*. 2015. V. 15. № 4. P. 747–755.
  53. *Kubota T., Saito T., Nishida K.* Global fast-traveling tsunamis driven by atmospheric Lamb waves on the 2022 Tonga eruption // *Science*. 2022. V. 377. P. 91–94.  
<https://doi.org/10.1126/science.abo4364>
  54. *Kulichkov S.N., Chunchuzov I.P., Popov O.E. et al.* Acoustic-gravity Lamb waves from the eruption of the Hunga-Tonga-Hunga-Hapai Volcano, its energy release and impact on aerosol concentrations and tsunami // *Pure and Applied Geophysics*. 2022. V. 179. P. 1533–1548.  
<https://doi.org/10.1007/s00024-022-03046-4>
  55. *Lynett P., McCann M., Zhou Z. et al.* Diverse tsunami-geneses triggered by the Hunga Tonga-Hunga Ha’apai eruption // *Nature*. 2022. V. 609(7928). P. 728–733.  
<https://doi.org/10.1038/s41586-022-05170-6>
  56. *Medvedev I.P., Rabinovich A.B., Šepić J.* Destructive coastal sea level oscillations generated by Typhoon

- Maysak in the Sea of Japan in September 2020 // Scientific Reports. 2022. V. 12. № 1. P. 1–12.  
<https://doi.org/10.1038/s41598-022-12189-2>
57. *Medvedeva A., Medvedev I., Fine I. et al.* Local and trans-oceanic tsunamis in the Bering and Chukchi seas based on numerical modeling // Pure and Applied Geophysics. 2023. V. 180. P. 1639–1659.  
<https://doi.org/10.1007/s00024-023-03251-9>
  58. *Monserat S., Vilibić I., Rabinovich A.B.* Meteotsunamis: atmospherically induced destructive ocean waves in the tsunami frequency band // Natural Hazards and Earth System Sciences. 2006. V. 6. № 6. P. 1035–1051.  
<https://doi.org/10.5194/nhess-6-1035-2006>
  59. *Mori N., Takahashi T., Yasuda T., Yanagisawa H.* Survey of 2011 Tohoku earthquake tsunami inundation and run-up // Geophysical Research Letters. 2011. V. 38. L00G14.  
<https://doi.org/10.1029/2011GL049210>
  60. *Murotani S., Iwai M., Satake K. et al.* Tsunami forerunner of the 2011 Tohoku Earthquake observed in the Sea of Japan // Pure and Applied Geophysics. 2015. V. 172. P. 683–697.  
<https://doi.org/10.1007/s00024-014-1006-5>
  61. *Murotani S., Satake K., Ishibe T., Harada T.* Reexamination of tsunami source models for the twentieth century earthquakes off Hokkaido and Tohoku along the eastern margin of the Sea of Japan // Earth, Planets and Space. 2022. V. 74. P. 52.  
<https://doi.org/10.1186/s40623-022-01607-4>
  62. National Geophysical Data Center / World Data Service: NCEI/WDS Global Historical Tsunami Database. NOAA National Centers for Environmental Information.  
<https://doi.org/10.7289/V5PN93H7>
  63. NTL/ICMMG SD RAS. 2024. Novosibirsk Tsunami Laboratory of the Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics of Siberian Division of Russian Academy of Sciences. Global Tsunami Database, 2100 BC to Present,  
<https://tsun.sccc.ru/nh/tsunami.php>
  64. *Oh I.S., Rabinovich A.B.* Manifestation of Hokkaido Southwest (Okushiri) tsunami, 12 July, 1993, at the coast of Korea // Science of Tsunami Hazards. 1994. V. 12. P. 93–116.
  65. *Paris R., Switzer A.D., Belousova M. et al.* Volcanic tsunami: A review of source mechanisms, past events and hazards in Southeast Asia (Indonesia, Philippines, Papua New Guinea) // Natural Hazards. 2014. V. 70. P. 447–470.  
<https://doi.org/10.1007/s11069-013-0822-8>
  66. *Rabinovich A.B., Candella R.N., Thomson R.E.* The open ocean energy decay of three recent trans-Pacific tsunamis // Geophysical Research Letters. 2013. V. 40. № 12. P. 3157–3162.  
<https://doi.org/10.1002/grl.50625>
  67. *Rabinovich A.B., Lobkovsky L.I., Fine I.V. et al.* Near-source observations and modeling of the Kuril Islands tsunamis of 15 November 2006 and 13 January 2007 // Advances in Geosciences. 2008. V. 14. P. 105–116.  
<https://doi.org/10.5194/adgeo-14-105-2008>
  68. *Saito T., Ito Y., Inazu D., Hino R.* Tsunami source of the 2011 Tohoku-Oki earthquake, Japan: Inversion analysis based on dispersive tsunami simulations // Geophysical Research Letters. 2011. V. 38. L00G19.  
<https://doi.org/10.1029/2011GL049089>
  69. *Sandanbata O., Satake K., Takemura S. et al.* Enigmatic tsunami waves amplified by repetitive source events near Sofugan volcano, Japan // Geophysical Research Letters. 2024. V. 51. № 2. P. e2023GL106949.  
<https://doi.org/10.1029/2023GL106949>
  70. *Satake K.* The mechanism of the 1983 Japan Sea earthquake as inferred from long-period surface waves and tsunamis // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1985. V. 37. № 4. P. 249–260.  
[https://doi.org/10.1016/0031-9201\(85\)90012-3](https://doi.org/10.1016/0031-9201(85)90012-3)
  71. *Satake K.* Re-examination of the 1940 Shakotan-oki earthquake and the fault parameters of the earthquakes along the eastern margin of the Japan Sea // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1986. V. 43. № 2. P. 137–147.  
[https://doi.org/10.1016/0031-9201\(86\)90081-6](https://doi.org/10.1016/0031-9201(86)90081-6)
  72. *Satake K.* Volcanic origin of the 1741 Oshima-Oshima tsunami in the Japan Sea // Earth, Planets and Space. 2007. V. 59. P. 381–390.  
<https://doi.org/10.1186/BF03352698>
  73. *Satake K., Tanioka Y.* Tsunami generation of the 1993 Hokkaido Nansei-Oki earthquake // Pure and Applied Geophysics. 1995. V. 144. P. 803–821.  
<https://doi.org/10.1007/BF00874395>
  74. *Shuto N.* Tsunami caused by the Japan Sea earthquake of 1983 // Disasters. 1983. V. 7. № 4. P. 255–258.  
<https://doi.org/10.1111/j.1467-7717.1983.tb00832.x>
  75. *Shuto N., Matsutomi H.* Field survey of the 1993 Hokkaido Nansei-Oki earthquake tsunami // Pure and Applied Geophysics. 1995. V. 144. P. 649–663.  
<https://doi.org/10.1007/BF00874388>
  76. *Synolakis C.E., Bernard E.N., Titov V.V. et al.* Standards, criteria, and procedures for NOAA evaluation of tsunami numerical models // NOAA Technical Memorandum OAR PMEL-135. 2007. P. 1–55.
  77. *Takahashi To, Takahashi Ta, Shuto N. et al.* Source models for the 1993 Hokkaido Nansei-Oki earthquake tsunami // Pure and Applied Geophysics. 1995. V. 144. P. 747–767.  
<https://doi.org/10.1007/BF00874393>
  78. *Takashimizu Y., Kawakami G., Urabe A.* Tsunamis caused by offshore active faults and their deposits // Earth Science Reviews. 2020. V. 211. P. 103380.  
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103380>
  79. *Tang L., Titov V.V., Bernard E.N. et al.* Direct energy estimation of the 2011 Japan tsunami using deep-ocean pressure measurements // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2012. V. 117. C08008.  
<https://doi.org/10.1029/2011JC007635>

80. Titov V.V., Synolakis C.E. Extreme inundation flows during the Hokkaido-Nansei-Oki tsunami // *Geophysical Research Letters*. 1997. V. 24. № 11. P. 1315–1318. <https://doi.org/10.1029/97GL01128>
81. Titov V.V., Synolakis C.E. Numerical modeling of tidal wave runup // *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*. 1998. V. 124. № 4. P. 157–171. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-950X\(1998\)124:4\(157\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-950X(1998)124:4(157))
82. Tsuji Y., Murakami Y. Inundation height of the 1792 Mayuyama landslide tsunami in the Shimabara Peninsula side // *Historical Earthquake*. 1997. № 13. P. 135–197.
83. Tsukanova E., Medvedev I. The observations of the 2022 Tonga-Hunga tsunami waves in the Sea of Japan // *Pure and Applied Geophysics*. 2022. V. 179. № 12. P. 4279–4299. <https://doi.org/10.1007/s00024-022-03191-w>
84. Wang R., Parolai S., Ge M. et al. The 2011  $M_w$  9.0 Tohoku earthquake: Comparison of GPS and strong-motion data // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2013. V. 103. № 2B. P. 1336–1347. <https://doi.org/10.1785/0120110264>
85. Zaytsev O., Rabinovich A.B., Thomson R.E. The 2022 Tonga tsunami on the Pacific and Atlantic coasts of the Americas // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2024. V. 129, e2024JC020926. <https://doi.org/10.1029/2024JC020926>

## MAJOR TSUNAMIS IN THE SEA OF JAPAN BASED ON INSTRUMENTAL OBSERVATIONS

E. S. Tsukanova\*, A. B. Rabinovich, I. P. Medvedev, A. Yu. Medvedeva

\*e-mail: tsukanovaelizaveta@gmail.com

The Sea of Japan is a seismically active zone that is under high risk from tsunami waves. The destructive tsunamis that occur in this region can cause severe damage and loss of life. An overview of the most important tsunami events observed in this region in 20–21 centuries is presented. Eight events in the Sea of Japan were selected for consideration, including one volcanogenic tsunami: 1940 ( $M_w$  7.5), 1964 ( $M_w$  7.5–7.7), 1971 ( $M_w$  7.3), 1983 ( $M_w$  7.7–7.8), 1993 ( $M_w$  7.7), 2007 ( $M_w$  6.2), 2011 ( $M_w$  9.0–9.1) and 2022 (volcanogenic). Particular attention was paid to the tsunamis of 1983 and 1993. Numerical simulations of the tsunami waves arising from these two events were compared to the corresponding waveforms derived from actual tide gauge records. Of the eight tsunami events examined, the 2011 Tohoku and 2022 Tonga events had external sources located outside of the Sea of Japan but generated tsunamis directly within the sea: (1) The 2011 Tohoku earthquake had its source area in the Pacific Ocean east of Japan, but caused a horizontal displacement of the Japanese islands, which, in turn, created tsunami waves westward from these islands; (2) The Hunga–Tonga–Hunga–Ha’apai volcanic eruption in the central Pacific produced strong atmospheric Lamb waves that induced tsunami waves upon arrival in the Sea of Japan.

**Keywords:** Sea of Japan, tsunami, earthquake, volcanic eruption, meteotsunami, numerical modelling

УДК 551.465

## ПРОИСХОЖДЕНИЕ ПРЕСНОГО КОМПОНЕНТА В ЭСТУАРИЯХ РЕК ОБЬ И ЕНИСЕЙ И ВОДАХ ПРИЛЕГАЮЩИХ ЗОН КАРСКОГО МОРЯ ПО ИЗОТОПНЫМ ( $\delta D$ , $\delta^{18}O$ ) ДАННЫМ

© 2025 г. С. А. Коссова<sup>а, \*</sup>, Е. О. Дубинина<sup>а</sup><sup>а</sup> Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии  
Российской академии наук, Москва, Россия

\* e-mail: sonch\_1@rambler.ru

Поступила 25.04.2024 г.

После доработки 03.06.2024 г.

Принята к публикации 03.10.2024 г.

Рассмотрены способы оценки изотопных параметров ( $\delta D$ ,  $\delta^{18}O$ ) пресного компонента в зоне перехода река-море на примере материалов, отобранных в конце июля 2016 г. вдоль двух меридиональных разрезов, протянувшихся от эстуариев рек Обь и Енисей до центра Карского моря. Изотопные параметры стока этих рек являются контрастными ( $\delta^{18}O = -15.0 \pm 0.3\text{‰}$ ,  $\delta D = -112.7 \pm 2.1\text{‰}$  для Оби и  $\delta^{18}O = -18.9 \pm 0.6\text{‰}$ ,  $\delta D = -142.2 \pm 4.3\text{‰}$  для Енисея). Установлено, что речные воды, находящиеся в пределах поверхностного слоя морской воды, не успевают гомогенизироваться. Например, в центральной части Енисейского разреза, пересекающего Обско-Енисейский плюм, доля вод Оби в пресном компоненте (ПК) составляет 60%. В пределах речных эстуариев ПК является гомогенным только в верхнем слое вод (менее 5 м), с глубиной вариации величин  $\delta^{18}O$ (ПК) достигают 16‰ для Обской губы и 12‰ для Енисейского залива, превышая годовой ход сезонных вариаций этой величины в речной воде. В придонном слое для эстуарных зон обеих рек наблюдается присутствие единого ПК с изотопно-легкими характеристиками региональных атмосферных осадков, который поставляется в зону эстуариев с водами Карского моря.

**Ключевые слова:** изотопы кислорода, водорода, речной сток, Карское море, пресный компонент**DOI:** 10.31857/S0030157425010051, **EDN:** DQEZDF

### ВВЕДЕНИЕ

Пресноводный сток с континентов является не только индикатором климатических изменений, распространения антропогенного загрязнения и отложения терригенного материала в зоне континентального шельфа [13, 23, 25, 30], но и влияет на биологические, геохимические и физические параметры вод арктических морей. Одним из них является Карское море – сильно опресненный морской бассейн [4, 8, 9], в который впадает две крупные сибирские реки – Обь и Енисей, поставляющие на арктический шельф примерно четверть от всего континентального стока в Восточной Арктике [15, 29]. В совокупности с остальными источниками пресных вод – атмосферными осадками или талыми водами морских или речных льдов, речной сток формирует так называемый общий пресный компонент (ПК) Карского моря. Главной особенностью ПК Карского моря является различие изотопных параметров двух основных источников речных

вод – Оби и Енисея. Это различие обусловлено тем, что изотопные параметры речного стока преимущественно наследуют информацию о вкладе атмосферных осадков и подземных вод в водный баланс реки [18, 31] по всей площади водосбора. Водосборы Оби и Енисея занимают большие площади, протяженные как в меридиональном, так и в широтном направлении, занимая разные климатические зоны, что приводит к разгрузке в один морской бассейн двух крупных рек с контрастными изотопными ( $\delta^{18}O$ ,  $\delta D$ ) характеристиками воды (рис. 1).

Работы, формирующие представление об изотопных параметрах речного стока в Карское море малочисленны и, главным образом, рассматривают изотопную систему кислорода, а оценки изотопного состава водорода практически не встречаются в литературе. В таблице 1 систематизированы основные данные об изотопных параметрах ( $\delta^{18}O$ ,  $\delta D$ ) вод Оби и Енисея, полученные как в зоне перехода река-море [1, 4, 8, 9], так



**Рис. 1.** Площади водосбора Оби (I) и Енисея (II), по данным ArcticGRO [16].

и в районах, расположенных непосредственно в речных эстуариях [11, 20]. Несмотря на то, что опубликованных данных по изотопному составу кислорода ( $\delta^{18}\text{O}$ ) существенно больше, они не всегда воспроизводятся в работах разных авторов. Полученные нами предварительные оценки изотопных параметров вод Оби и Енисея в зоне перехода река-море [4] также требуют уточнений, поскольку для вод Енисея было получено бимодальное распределение величин  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta\text{D}$ , которые для одной из станций оказались близки к водам

Оби (табл. 1). Возможность появления в Енисейском заливе вод Карского моря, опресненных стоком Оби, уже обсуждалась ранее [25, 26], но это наблюдение нуждается в подтверждении.

Отсутствие системной информации об изотопных параметрах речного стока в Карское море и противоречивость опубликованных данных определили задачи настоящей работы, которые состоят в проверке разных подходов к оценке изотопных параметров ( $\delta\text{D}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ) стока Оби и Енисея и установлении их усредненных значений, пригодных для модельных оценок. Специальное внимание нами уделено роли речных вод и других опреснителей в формировании изотопных характеристик ПК в зоне перехода река-море. Решение этих задач на примере Оби и Енисея дополняет существующие представления о распределении опресняющих компонентов в пределах Арктических акваторий.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Материал для исследований был собран в 66-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» (2016 г.) при помощи батометров Нискина океанографического зонда SBE911 с комплексом Rosette 32. Образцы опресненных морских вод

**Таблица 1.** Опубликованные оценки изотопных параметров вод Оби и Енисея

| Источник                  | Период отбора          | Метод оценки* | Число данных | $\delta\text{D}$ , ‰ | $\delta^{18}\text{O}$ , ‰ |
|---------------------------|------------------------|---------------|--------------|----------------------|---------------------------|
| Обь                       |                        |               |              |                      |                           |
| Bauch et al., 2005 [8]    | 2000 (август-сентябрь) | 1             | н/д          | —                    | –16.1                     |
|                           | 2001(август-сентябрь)  | 1             | н/д          | —                    | –15.7                     |
| Bauch et al., 2003 [9]    | 1999 (август-сентябрь) | 1             | 34           | —                    | –16.8                     |
| Брезгунов и др., 1980 [1] | 1976 (июль-август)     | 2             | 8            | —                    | –16.4                     |
|                           | 1977 (июль-август)     | 2             | 5            | —                    | –16.1                     |
|                           | 1977 (март)            | 2             | 11           | —                    | –14.6                     |
| Cooper et al., 2008 [11]  | 2003–2006              | 3             | 17           | —                    | –14.9                     |
| Дубинина и др., 2017 [4]  | 2014 (август-сентябрь) | 4             | 1            | –131.4               | –17.6                     |
| Енисей                    |                        |               |              |                      |                           |
| Bauch et al., 2005 [8]    | 2000 (август-сентябрь) | 1             | н/д          | —                    | –17.0                     |
|                           | 2001(август-сентябрь)  | 1             | н/д          | —                    | –17.0                     |
| Bauch et al., 2003 [9]    | 1999 (август-сентябрь) | 1             | 10           | —                    | –18.1                     |
| Cooper et al., 2008 [11]  | 2003–2006              | 3             | 17           | —                    | –18.4                     |
| Дубинина и др., 2017 [4]  | 2014 (август-сентябрь) | 4             | 2            | –134.4               | –17.7                     |
|                           |                        |               |              | –120.7               | –15.8                     |

\*1 – Линейная экстраполяция данных на  $S = 0$ ; 2 – усреднение результатов прямых измерений величин  $\delta^{18}\text{O}$  в образцах эстуарных вод с  $S < 1\text{‰}$ ; 3 – средневзвешенные значения величин  $\delta^{18}\text{O}$  в пресных водах на речных станциях; 4 – результаты прямых измерений величин  $\delta^{18}\text{O}$  в образцах эстуарных вод.

отобраны на станциях, расположенных вдоль двух меридиональных разрезов, протянувшихся от речных эстуариев к центру Карского моря. Длина Обского разреза составила 453 км, а Енисейского — 472 км (рис. 2). Изотопный анализ кислорода образцов был выполнен методом изотопного уравнивания в режиме CF-IRMS с применением масс-спектрометра DELTA V+ и опции GasBench II. Изотопный анализ водорода выполнен в режиме DI IRMS на масс-спектрометре DELTAplus (Thermo, Германия) после разложения микропроб воды на горячем хrome (H/Device). Все величины  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta\text{D}$  калиброваны в шкале «V-SMOW–V-SLAP» и определены с точностью  $\pm 0.05$  и  $\pm 0.3\text{‰}$  соответственно.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

Пространственное распределение изотопных ( $\delta\text{D}$  и  $\delta^{18}\text{O}$ ) данных и солёности вод Обского и Енисейского разрезов приведены на рис. 3. Наблюдаемое распределение солёности свидетельствует о том, что воды изученных разрезов опреснены относительно вод атлантического происхождения (для северной Атлантики  $S = 34.9$  е.п.с. по данным [3, 4]) на всех глубинах и по всей длине изученных разрезов. Как следовало ожидать, максимальное опреснение проявлено в поверхностном слое, где величины солёности достигают минимальных значений (5 е.п.с и менее). Простая оценка содержания пресного компонента ( $X_{\text{ПК}}$ ) в изученных образцах может быть получена по балансу солёности:

$$X_{\text{ПК}} = \frac{S_{\text{Atlantic}} - S_{\text{Sample}}}{S_{\text{Atlantic}}}, \quad (1),$$

где  $S_{\text{Atlantic}}$  — солёность вод атлантического происхождения, поступающих в Карское море из Баренцева (34.9 е.п.с., по данным [3, 4]);  $S_{\text{Sample}}$  — солёность образца. Оценки по уравнению (1) превышают 90% в зоне речных эстуариев и падают до 1% и менее в придонных водах центральной части изученных разрезов.

Изотопные параметры  $\delta\text{D}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  (рис. 3), являясь консервативными трассерами, распределены в пространстве аналогично солёности [12]. Максимальные значения величин  $\delta\text{D}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  на Обском меридиональном разрезе составили соответственно 0.0 и  $-2.1\text{‰}$  в водах придонного горизонта (175 м) на станции 5308, максимально удаленной от устья Обской губы. Солёность придонных вод на этой станции составляет 34.22 е.п.с. В Енисейском заливе максимальные значения величин  $\delta\text{D}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  тоже наблюдаются в придонных водах (60 м) на станции 5353, максимально удаленной

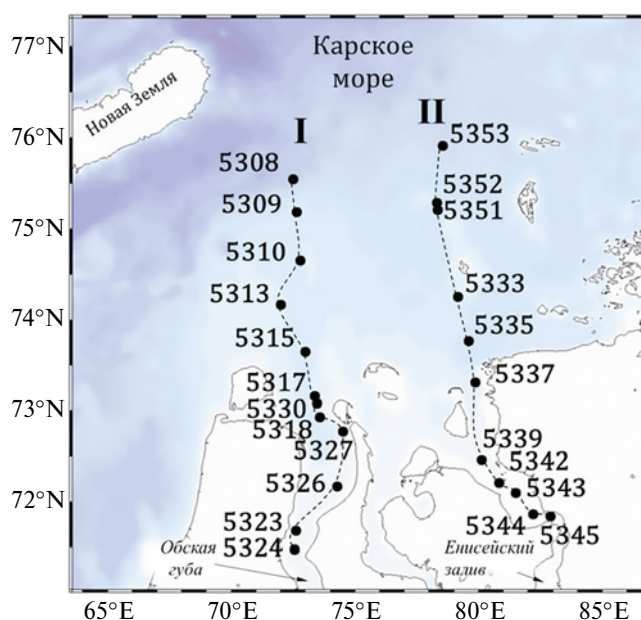


Рис. 2. Расположение изученных разрезов в акватории Карского моря (66-рейс НИС «Академик Мстислав Келдыш»). I — Обский разрез; II — Енисейский разрез.

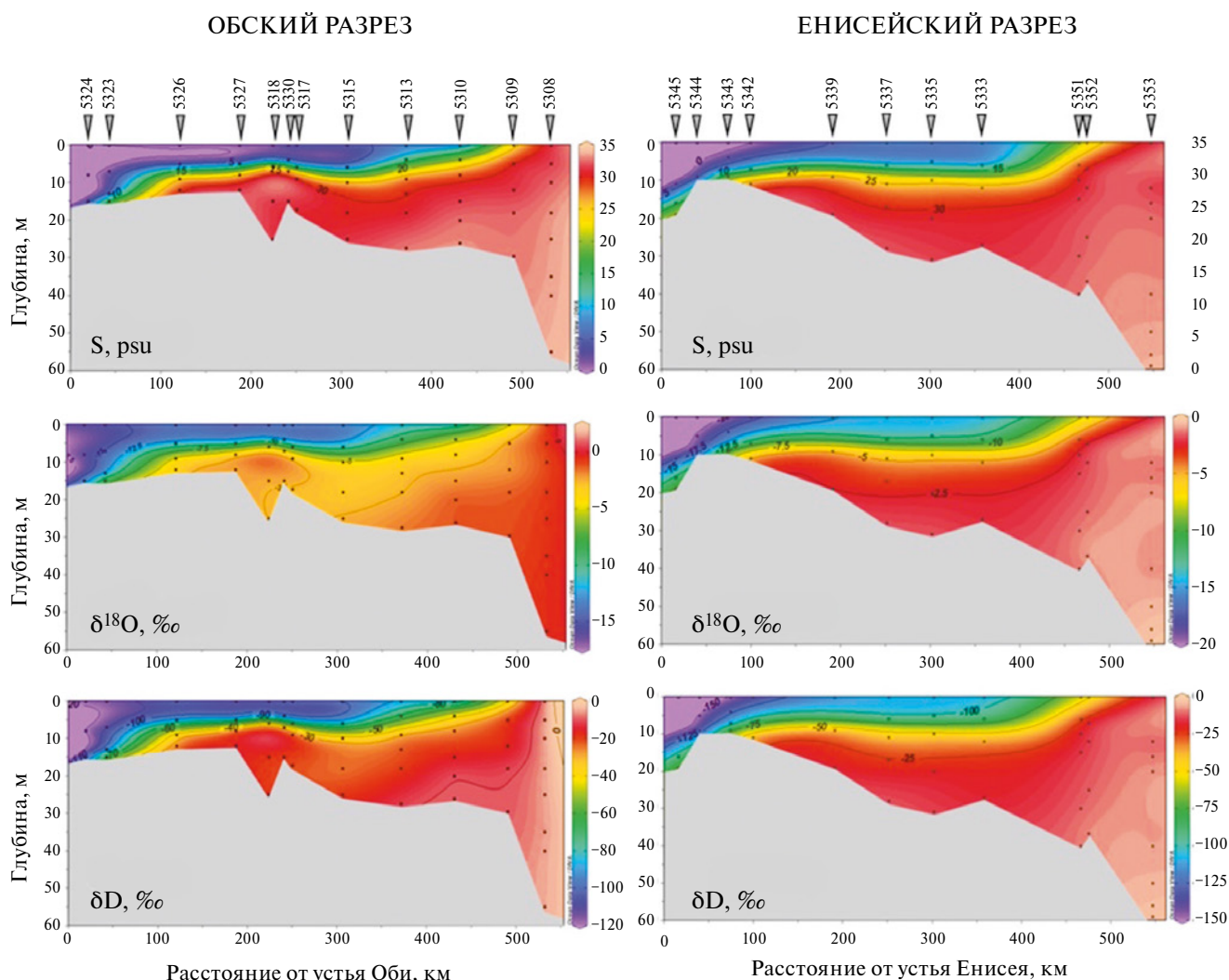
от речного устья и составляют  $-0.4$  и  $-3.3\text{‰}$  соответственно, при солёности 33.74 е.п.с.

Минимальные значения величин  $\delta\text{D}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  и солёности были получены для вод поверхностного слоя на станциях самых южных участков изученных разрезов. Станции 5323, 5324, 5326, 5327 находятся непосредственно в Обской губе, на отдельных станциях (ст. 5323, 5324) глубина моря не превышает 15 м, и диапазон наблюдаемых величин солёности составляет от 0.17 е.п.с. у поверхности до 31.10 е.п.с. в придонном слое толщи. Величины  $\delta\text{D}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  также изменяются с глубиной и наиболее низкие значения характерны для вод поверхностного слоя: величины  $\delta\text{D}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  (ст. 5323) составляют  $-115.1\text{‰}$  и  $-15.6\text{‰}$  соответственно. Станции 5342, 5343, 5344, 5345, расположенные в Енисейском заливе, также характеризуются минимальными значениями величин  $\delta\text{D}$  и  $\delta^{18}\text{O}$ , полученными для вод поверхности (ст. 5342), они составляют  $-148.1\text{‰}$  и  $-19.9\text{‰}$  соответственно. Наибольшая глубина в этом районе достигает 19 метров (ст. 5345), а диапазон солёности составляет от 0.44 до 31.97 е.п.с.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

### Оценка изотопных параметров речного стока

Из диаграмм, представленных на рис. 3 следует, что большая часть ПК сосредоточена в поверхностном слое вод, формируя так называемый



**Рис. 3.** Пространственное распределение солёности ( $S$ ) и изотопных параметров ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta\text{D}$ ) в водах Обского (А, Б, В) и Енисейского (Г, Д, Е) разрезов.

речной плум, регулярно наблюдаемый в Карском море [21, 26, 28]. Воды Оби и Енисея распространяются по поверхности моря, постепенно смешиваясь с нижележащими морскими водами. Это позволяет рассматривать воды Карского моря в зоне распространения речных плумов с позиции смешения атлантических вод, поступающих из Баренцева моря, с водами речного стока, главным образом, Оби и Енисея [4, 8, 29]. Двухкомпонентное смешение описывается линейным уравнением в координатах «изотопный состав-солёность», или  $\delta$ - $S$  [1, 8, 10]. Свободный член линейного уравнения будет близок к величинам  $\delta^{18}\text{O}$  или  $\delta\text{D}$  общего пресного компонента, который в зоне речного плума представлен преимущественно речной водой. Уравнения связи  $\delta$ - $S$  и их статистические характеристики, полученные для вод Обского и Енисейского разрезов, приведены в таблице 2. Величины свобод-

ного члена в этих уравнениях представлены как усредненные параметры речного стока в таблице 3. Несмотря на высокие коэффициенты корреляции, приведенные в табл. 2, на рис. 4 видно, что строгая линейная связь изотопных параметров с солёностью в водах изученных разрезов отсутствует. Распределение точек на диаграммах этого рисунка указывает на отклонение от модели простого двухкомпонентного смешения и больше напоминает полином третьей степени с перегибом в области солёности 10–25 е.п.с. Данная ситуация, вероятно, отражает формирование ПК за счет смешения речных вод Оби и Енисея, разных по своим изотопным параметрам. В качестве дополнительного фактора, можно отметить возможное влияние вклада талых вод морского или речного льда, которые могут сохраняться в поверхностном опресненном слое до конца июля [5, 9, 17, 24].

**Таблица 2.** Уравнения связи изотопных характеристик с соленостью для вод Обского и Енисейского разрезов

| Обский разрез (n = 61)                                     | R <sup>2</sup> |
|------------------------------------------------------------|----------------|
| $\delta^{18}\text{O} = 0.41(\pm 0.01) S - 14.77(\pm 0.16)$ | 0.99           |
| $\delta\text{D} = 3.09(\pm 0.04) S - 111.53(\pm 1.12)$     | 0.99           |
| Енисейский разрез (n = 53)                                 |                |
| $\delta^{18}\text{O} = 0.53(\pm 0.01) S - 18.64(\pm 0.53)$ | 0.98           |
| $\delta\text{D} = 3.98(\pm 0.09) S - 140.52(\pm 2.13)$     | 0.98           |

В области минимальной солености на диаграммах рис. 4 величины  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta\text{D}$  близки к величинам свободного члена в статистических уравнениях из табл. 2. Однако небольшой разброс данных в области минимальных соленостей, заметный на диаграммах рис. 4 показывает, что даже в зоне доминирования речного стока нельзя полностью исключать вклад в ПК других источников опреснения [2, 6]. По этой причине величины  $\delta\text{D}$  и  $\delta^{18}\text{O}$ , получаемые путем экстраполяции всех данных, полученных для разрезов или отдельных станций на нулевую соленость, можно использовать для оценки параметров речного стока, но с большой осторожностью. Наши оценки величин  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta\text{D}$  речного стока Оби и Енисея, полученные данным способом, приведены в табл. 3 (метод 1).

Кроме экстраполяции на нулевую соленость, можно использовать уравнение материального баланса, связывающего изотопные параметры и количественное соотношение пресных и соленых вод в каждом изучаемом образце [7, 9, 27]:

$$\delta_{\text{ПК}} = \delta^0 - \frac{\delta^0 - \delta_{\text{обр}}}{X_{\text{ПК}}}, \quad (2)$$

где  $X_{\text{ПК}}$  — доля пресного компонента в образце, рассчитанная по балансу солености (1),  $\delta_{\text{ПК}}$  — изотопный состав кислорода или водорода пресного компонента,  $\delta^0$  — изотопный состав кислорода или водорода исходной морской воды. В расчетах приняты его параметры, определенные для вод атлантического происхождения, циркулирующих в Баренцевом море  $\delta\text{D} = 1.56 \pm 0.40\text{‰}$ ;  $\delta^{18}\text{O} = 0.25 \pm 0.1\text{‰}$  [3, 4].

Применение уравнения (2) к слабо опресненным водам (при  $X_{\text{ПК}}$  менее 10%) приводит к высокой погрешности и получению нереальных оценок величин  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta\text{D}$  в пресном компоненте. Подобные образцы следует исключить из расчетов и провести анализ оставшихся данных, сгруппировав их по географическому или формальному (математическому) принципу. В первом случае мы полагаем, что в наиболее южных (эстуарных) частях разрезов вклад любых иных источников пресных вод, кроме вод конкретной реки, пренебрежимо мал. Изотопные параметры речных вод Оби и Енисея, полученные таким способом, приведены в табл. 3 (метод 2).

Критерием пригодности данных по формальному признаку служит отсутствие зависимости рассчитанных по уравнениям (1, 2) величин  $\delta\text{D}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  пресного компонента от его содержания в образце. На рис. 5 все рассчитанные величины  $\delta\text{D}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  ПК формируют две группы значений: к группе (I) относятся воды с содержанием ПК менее 60%, к группе (II) — воды, содержащие более 60% ПК. Видно, что воды первой группы имеют широкий диапазон вариаций величин  $\delta\text{D}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  ПК, а для второй характерны минимальные вариации величин  $\delta\text{D}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  ПК (рис. 5). Значительные вариации изотопных параметров ПК указывают

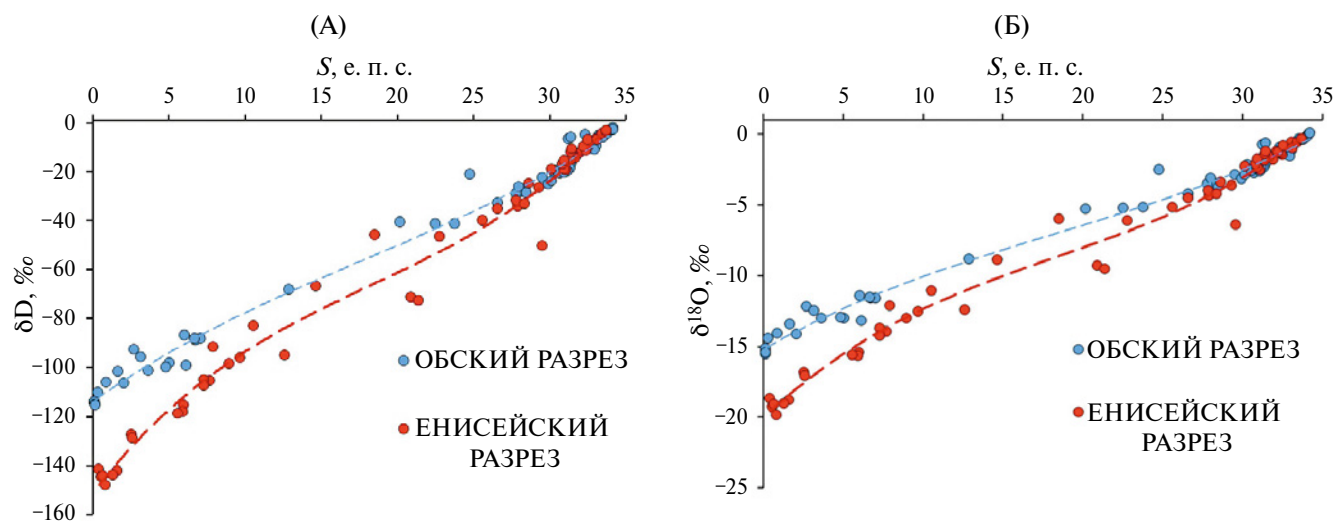
**Рис. 4.** Связь солености и изотопного состава водорода (А) и кислорода (Б) в водах изученных разрезов.

Таблица 3. Изотопные параметры речных вод, поступающих в Карское море

| №        | Метод оценки                                               | Параметр, ‰                               | Обь                                 |    | Енисей                              |    |
|----------|------------------------------------------------------------|-------------------------------------------|-------------------------------------|----|-------------------------------------|----|
|          |                                                            |                                           |                                     | n  |                                     | n  |
| 1        | Экстраполяция на $S = 0$ всех данных по разрезу            | $\delta^{18}\text{O}$<br>$\delta\text{D}$ | $-14.8 \pm 0.2$<br>$-111.5 \pm 1.1$ | 61 | $-18.6 \pm 0.5$<br>$-140.5 \pm 2.1$ | 53 |
| 2        | Расчет по (1, 2) с исключением по географическому признаку | $\delta^{18}\text{O}$<br>$\delta\text{D}$ | $-15.3 \pm 0.4$<br>$-114.7 \pm 1.6$ | 6  | $-19.5 \pm 0.7$<br>$-146.9 \pm 4.7$ | 7  |
| 3        | Расчет по (1, 2) с исключением по формальному признаку     | $\delta^{18}\text{O}$<br>$\delta\text{D}$ | $-14.8 \pm 0.7$<br>$-112.0 \pm 4.8$ | 19 | $-18.5 \pm 1.2$<br>$-139.2 \pm 9.2$ | 18 |
| Среднее: |                                                            | $\delta^{18}\text{O}$                     | $-15.0 \pm 0.3$                     |    | $-18.9 \pm 0.6$                     |    |
|          |                                                            | $\delta\text{D}$                          | $-112.7 \pm 2.1$                    |    | $-142.2 \pm 4.3$                    |    |

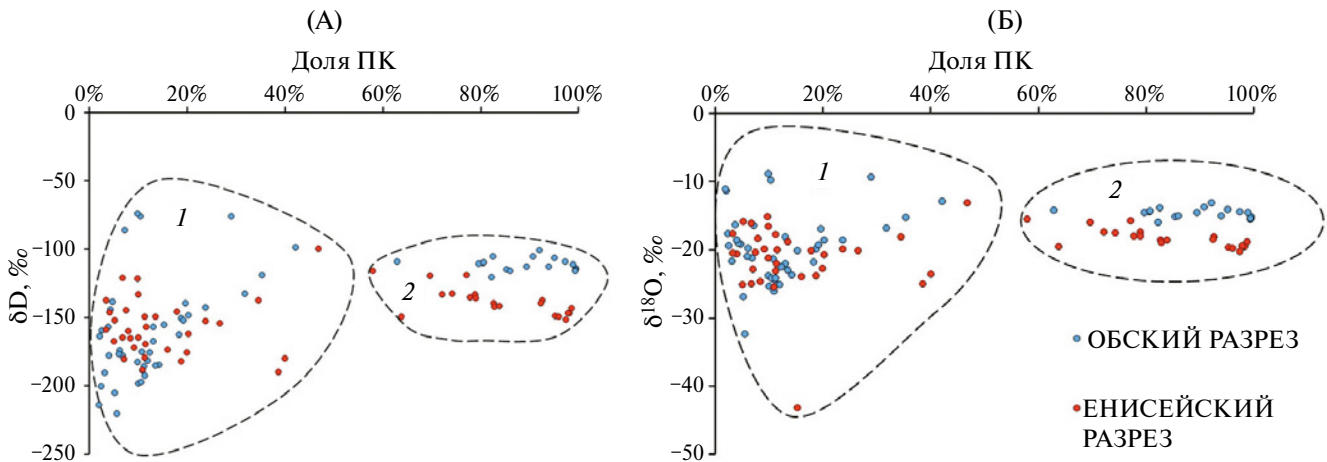


Рис. 5. Зависимость величин  $\delta\text{D}$  (А) и  $\delta^{18}\text{O}$  (Б) пресного компонента от его содержания в водах Обского и Енисейского разрезов. Пунктирные области – воды с содержанием ПК менее 60% (I) и более 60% (II).

на присутствие в нем пресных вод с разными изотопными характеристиками, которые проявляются на фоне отсутствия доминирования одного из источников ПК, в данном случае, речных вод. В образцах второй группы вариации изотопных параметров ПК минимальны, и это связано с превалированием речных вод над остальными источниками опреснения. Таким образом, мы можем принять, что точки второй группы представляют характеристики вод соответствующей реки: Обских для Обского, и Енисейских для Енисейского разрезов. Усредненные величины этих оценок  $\delta\text{D}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  ПК, приведены в табл. 3 (метод 3).

*Распределение речных вод  
в Обско-Енисейском плюме*

Средние оценки изотопных параметров речного стока Оби и Енисея на момент наблюдений (табл. 3) можно использовать как опорные величины  $\delta\text{D}$  и  $\delta^{18}\text{O}$ , позволяющие идентифицировать сток каждой из рек. Мы применили эти величины для оценки сохранности изотопно-

го сигнала вод Оби и Енисея в пределах единого речного плюма, формирующегося в Карском море за пределами эстуарных зон этих рек. Поступающий в Карское море речной сток распространяется, главным образом, в северном и северо-восточном направлении в виде плюмов, слабо перемешивающихся с нижележащими морскими водами [21, 28, 29]. В центральной части Карского моря происходит слияние плюмов Оби и Енисея в так называемый общий Обско-Енисейский речной плюм [21, 25, 28]. По некоторым оценкам считается, что в центральной части этого плюма доминируют воды реки Оби [26], хотя точных оценок содержания вод Оби и Енисея в общем плюме не имеется. Мы рассчитали вклад воды, поступающей из каждой реки, опираясь на допущение, что ПК в зоне Обско-Енисейского плюма состоит главным образом из вод Оби и Енисея. Расчет проведен для образцов, взятых в пределах поверхностного слоя (0–16 м), который частично представлен водами речного плюма [26]. Соленость этих вод не превышает 21 е.п.с., а доля

ПК достигает 60%. Результаты расчета показаны на рис. 6 в виде пространственного распределения в пределах плюма доли вод Оби в составе ПК (соответственно, картина распространения Енисейских вод будет обратной, поскольку допускался двухкомпонентный состав ПК).

Согласно расчету, доля вод Оби в составе ПК Обско-Енисейского плюма возрастает постепенно, достигая 60% на станциях 5333 и 5351, удаленных от начала Енисейского разреза более чем на 350 км. Таким образом, можно утверждать, что в пределах Енисейского разреза действительно наблюдается преобладание вод Оби над водами Енисея, а характер распределения Обских вод в пределах плюма показывает, что воды, выходящие из Обской губы, пересекают траекторию Енисейского плюма, накладываясь на него. При этом изотопные метки воды обеих рек остаются сохранными, указывая на гетерогенное состояние ПК в пределах единого плюма.

#### *Распределение изотопных характеристик ПК с глубиной*

Согласно полученным оценкам величин  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta\text{D}$  в пресном компоненте слабо опресненных вод обоих разрезов (область I на рис. 5), его изотопные параметры негомогенны, что позволяет предположить участие в процессах смешения вод Карского моря не только речных, но и других пресных вод. Наиболее отчетливо это проявляется при рассмотрении вод станций, расположенных в пределах эстуарных зон каждой из рек. На рис. 7 (а, б) приведены рассчитанные по уравнению (2) величины  $\delta^{18}\text{O}(\text{ПК})$  в зависимости от глубины отбора для Обской губы и Енисейского залива

(картина распределения величин  $\delta\text{D}(\text{ПК})$  выглядит аналогично). Для обеих рек наблюдается относительно гомогенное состояние ПК в пробах, отобранных из поверхностного слоя, которое, вероятно, обеспечивается перемешиванием речных вод течениями и ветровой нагрузкой. На глубинах более 5 м возникает существенный разброс величин  $\delta^{18}\text{O}(\text{ПК})$ , который нельзя объяснить погрешностями расчета, поскольку для всех этих образцов, в основном, характерна низкая соленость (от 0.17 до 6.72 е.п.с. в водах Обской губы и от 0.44 до 12.64 е.п.с. в Енисейском заливе).

В придонных горизонтах, особенно на выходе из эстуарной зоны, соленость повышается до 22.56–31.22 е. п.с в Обской губе и до 18.54–31.97 е.п.с. в Енисейском заливе. Поскольку и эти величины солености не способны привести к ошибочным оценкам изотопных параметров ПК, наблюдаемое глубинное распределение величин  $\delta^{18}\text{O}(\text{ПК})$  и  $\delta\text{D}(\text{ПК})$  не является артефактом и должно иметь объяснение.

Полученные оценки изотопных параметров ПК имеет смысл сравнить с интервалом сезонных вариаций речных вод. Для этого мы нанесли на рисунки 7а и 7б интервалы сезонных вариаций величины  $\delta^{18}\text{O}$  в водах Оби и Енисея из открытой базы проекта ArcticGRO [16]. Нами были использованы данные наблюдений, полученные за период одного года, предшествующего моменту отбора образцов, т.е. с сентября 2015 г. по август 2016 г. включительно. Полученные интервалы сезонных вариаций для речных вод описывают данные только для поверхностного слоя (рис. 7). Состав ПК на глубинах более 5 м явно неоднороден – величины  $\delta^{18}\text{O}(\text{ПК})$  имеют

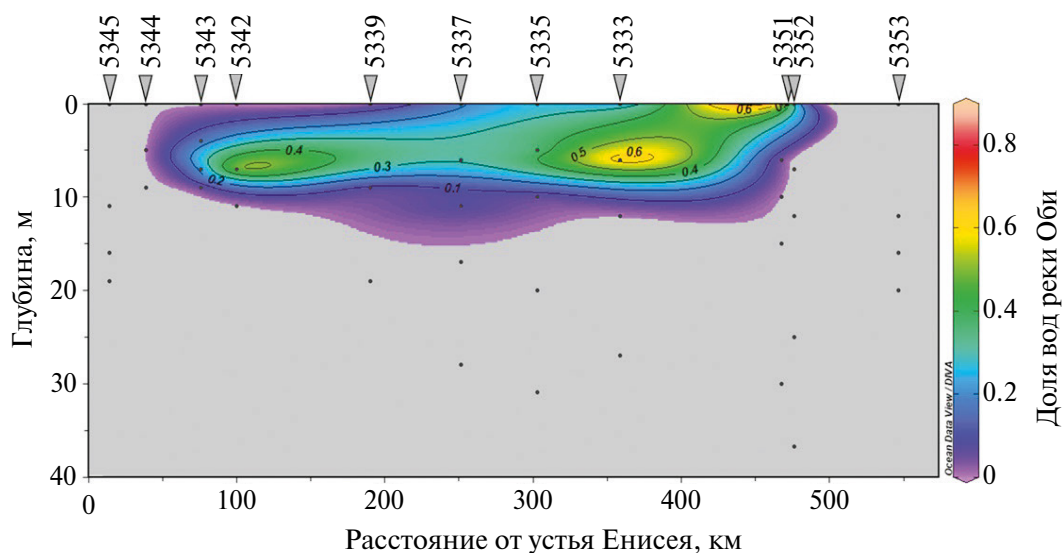
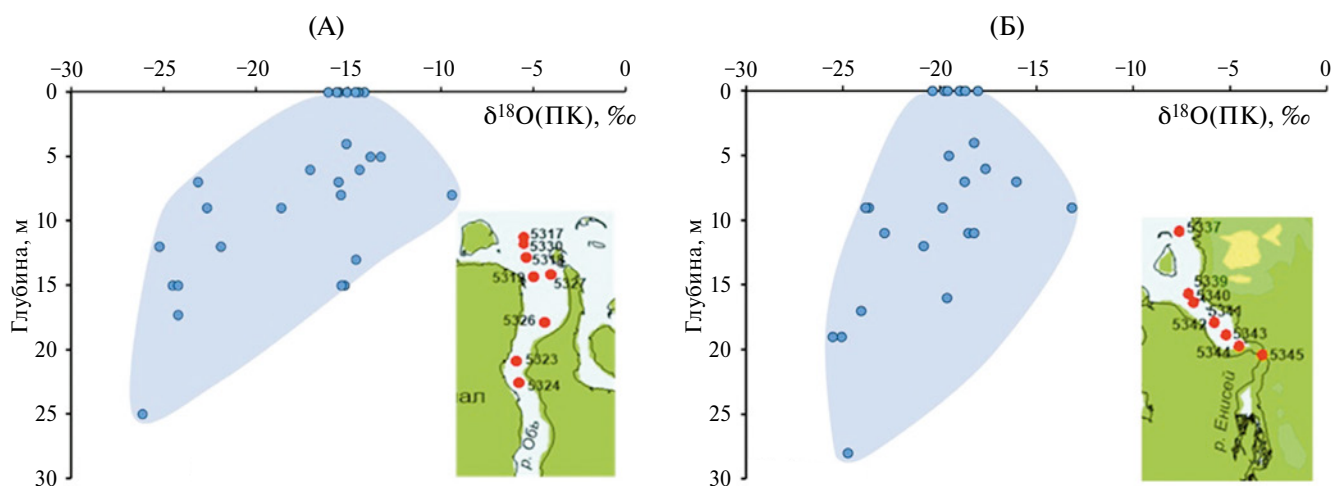


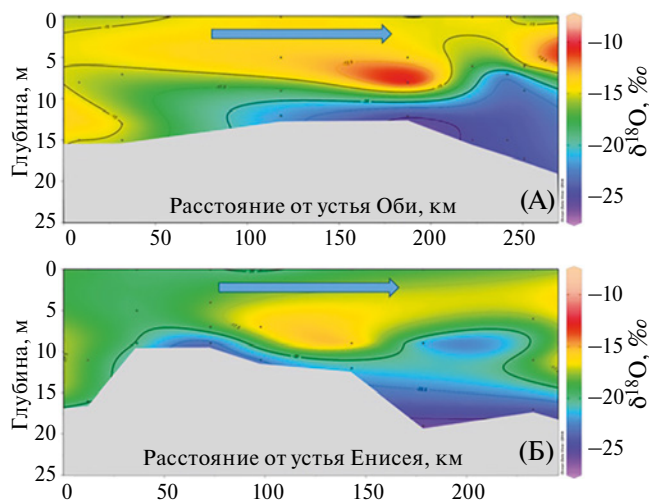
Рис. 6. Доля вод реки Оби в составе ПК Обско-Енисейского плюма в зоне его пересечения Енисейским разрезом.



**Рис. 7.** Распределение расчетных величин  $\delta^{18}\text{O}$  пресного компонента (ПК) в зависимости от глубины: (А) — Обская губа, (Б) — Енисейский залив. Пунктиром ограничен интервал вариаций величин  $\delta^{18}\text{O}$  речной воды на станциях наблюдения ArcticGRO [16] за период с сентября 2015 г. до августа 2016 г., который охватывает годовой интервал, предшествующий отбору проб. На картах показаны южные участки изученных разрезов, находящиеся в пределах Обской губы (А) и Енисейского залива (Б).

значительный разброс и показывают небольшую тенденцию к понижению с ростом глубины. Общий интервал величин  $\delta^{18}\text{O}$ (ПК) на глубинах более 5 м, как в Обской губе, так и в Енисейском заливе, существенно шире годового хода этого параметра в речной воде. Это означает, что пресный компонент, содержащийся в водах более глубоких горизонтов, очевидно, имеет не только речное происхождение.

Пространственное распределение величин  $\delta^{18}\text{O}$ (ПК) показывает (рис. 8), что изотопно-облегченный пресный компонент приурочен к придонному слою и поступает в Обскую губу и Енисейский залив со стороны Карского моря.



**Рис. 8.** Распределение величины  $\delta^{18}\text{O}$ (ПК) в водах Обской губы (А) и Енисейского залива (Б). Стрелками обозначено направление течения рек.

Величины  $\delta^{18}\text{O}$  около  $-20\ldots-25\text{‰}$  отвечают составу атмосферных осадков высоких широт, которые частично опресняют воды Карского моря [2], а также среднему составу атмосферного компонента в Арктике  $-23\text{‰}$  [14]. Более высокие величины  $\delta^{18}\text{O}$ (ПК), наблюдаемые на горизонтах около 10 м, могут быть результатом вклада талого льда, который обогащен изотопом  $^{18}\text{O}$  в равновесии с водой на величину около  $2\text{‰}$  [19, 22].

Пресный компонент преимущественно речного происхождения сохраняется, главным образом, в поверхностном слое воды эстуариев, наследуя спектр вариаций изотопных параметров речной воды предыдущих сезонов. Однако это не влияет на принципиальное соотношение изотопных характеристик стока двух рек: для поверхностных вод Оби характерны более высокие величины  $\delta^{18}\text{O}$  ( $\approx -15\text{‰}$ ), чем для Енисея ( $\approx -18\ldots-20\text{‰}$ ). Для Обской губы также характерно наличие водных линз с повышенными величинами  $\delta^{18}\text{O}$  пресного компонента, по-видимому, представленного талым речным льдом. Для вод Енисейского залива наличие водных прослоев с повышенными величинами  $\delta^{18}\text{O}$ (ПК) выражено слабее, и может быть связано не только с присутствием талых вод речного льда, но и с затоком в Енисейский залив вод, опресненных в Обской губе, что уже отмечалось ранее [25].

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты, представленные в данной работе, получены по материалам одного рейса, собранным во время одного летнего сезона.

Следовательно, за пределами обсуждения остаются сезонные вариации, что не входило в задачи настоящей работы. Мы постарались показать, что в столь сложном бассейне как Карское море, даже в зоне преобладания речного стока (например, непосредственно в зонах речных эстуариев) опреснение не всегда можно рассматривать как процесс двухкомпонентного смешения морской и речной воды. Об этом говорит также установленное нами негомогенное распределение речных вод в пределах Обско-Енисейского плюма. Например, в центральной части Енисейского разреза, пересекающего Обско-Енисейский плюм, ПК представлен смесью 60% вод Оби и 40% вод Енисея.

Сравнение полученных оценок  $\delta^{18}\text{O}(\text{ПК})$  с сезонными вариациями величин  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta\text{D}$  в речных водах показывает, что водную толщу реки в эстуарной зоне трудно считать гомогенной в отношении изотопных параметров ПК. Очень наглядно это демонстрирует пример вертикального распределения величин  $\delta^{18}\text{O}(\text{ПК})$  (и  $\delta\text{D}(\text{ПК})$ ), которые ведут себя аналогично) в пределах Енисейского залива и Обской губы. В эстуарных зонах в составе ПК логично было бы ожидать резкое преобладание вод соответствующей реки, но наши данные показывают, что это не так, и что в пределах эстуариев крупных рек можно обнаружить пресный компонент постороннего, не речного, происхождения, привнесенный со стороны моря. Как нам удалось показать, вся толща вод как в Обской губе, так и в Енисейском заливе оказывается гетерогенной по составу и происхождению пресного компонента. Его распределение и основные пути распространения в зоне перехода река-море на момент исследований (ко-

нец июля) можно представить формальной схемой, приведенной на рис. 9.

В поверхностном слое речного эстуария (менее 5–10 м) пресный компонент формируют преимущественно воды речного стока, возможно, с небольшим участием локальных атмосферных осадков и талого речного льда. Как было установлено, в верхних горизонтах вод как Обской губы, так и Енисейского залива, эти компоненты успевают гомогенизироваться, представляя некие единые характеристики «речного стока». Столь же гомогенным является и пресный компонент, содержащийся в водах, поступающих в зону обоих эстуариев со стороны Карского моря. Этот ПК имеет изотопно-легкие характеристики ( $\delta^{18}\text{O} \approx -22... -25\text{‰}$ ,  $\delta\text{D} \approx -160... -190\text{‰}$ ), сформированные за счет вклада атмосферных осадков высоких широт, а его гомогенность объясняется длительным временем пребывания данного типа ПК в составе вод Карского моря. Опресненные этим компонентом морские воды формируют придонный слой, который постепенно выклинивается по мере удаления от устья залива или губы. Воды, находящиеся между поверхностным и придонным слоями, являются гетерогенными в отношении изотопных характеристик ПК, по-видимому, из-за более интенсивного латерального перемешивания вод в эстуарии по сравнению со скоростью вертикального перемешивания. Разброс величин  $\delta^{18}\text{O}(\text{ПК})$  в промежуточном слое достигает 16‰ в Обской губе и около 12‰ в Енисейском заливе, что находится за пределами погрешности любых оценок для речных вод, включая учет сезонных вариаций. Столь сильные изменения, вероятно, связаны не только со смешением изотопно-легкого «карскоморского»

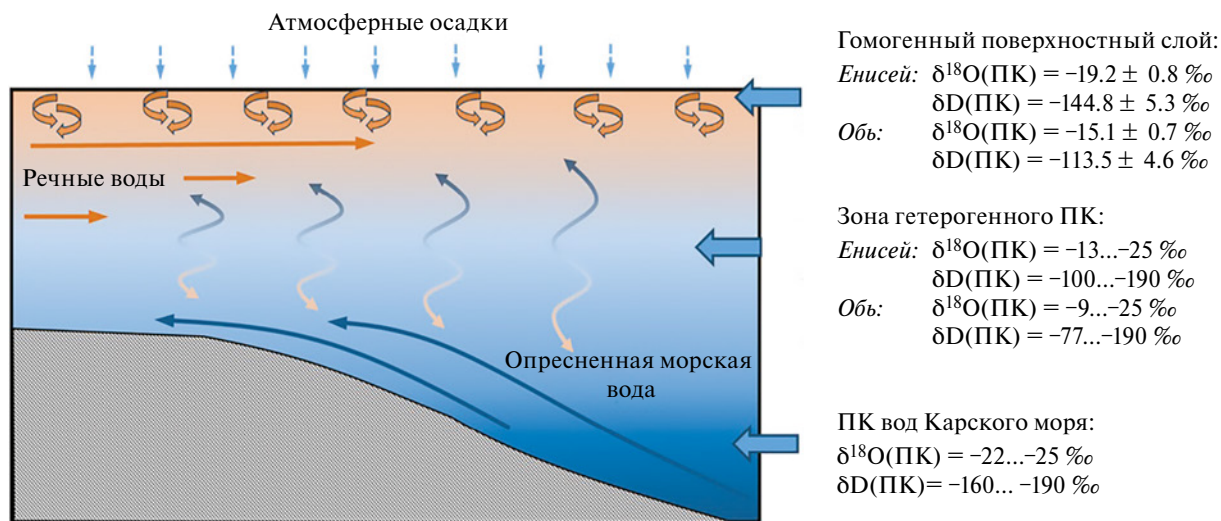


Рис. 9. Характеристика пресных компонентов в зоне перехода река-море на примере Обской губы и Енисейского залива в конце июля 2016 г.

ПК и речных вод, но и с присутствием дополнительных компонентов, например, талого речного льда в Обской губе или залива вод, опресненных в Обской губе в северную часть Енисейского залива.

**Благодарности.** Авторы глубоко признательны научному руководителю рейса академику РАН М.В. Флинту и благодарят за помощь в сборе образцов Г.И. Надъярных и команду гидрофизиков под руководством С.А. Шуки за предоставленные гидрофизические данные.

**Источники финансирования.** Работа выполнена в рамках государственного задания ИГЕМ РАН, тема ФММН-2024-0021 124022400138-5, изотопный анализ водорода и интерпретация полученных данных проведена при поддержке гранта РНФ № 23-17-00001.

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

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Брезгунов В.С., Дебольский В.К., Мордасов М.А. и др. Изучение условий формирования солёности вод в устьевых участках арктических морей с помощью природных стабильных изотопов кислорода // Водные ресурсы. 1980. № 2. С. 101–105.
2. Дубинина Е.О., Коссова С.А., Мирошников А.Ю. Источники и механизмы опреснения морских вод в заливах Цивольки и Седова (Новая Земля) по изотопным ( $\delta D$ ,  $\delta^{18}O$ ) данным // Океанология. 2019. Т. 59. № 6. С. 928–938.
3. Дубинина Е.О., Коссова С.А., Мирошников А.Ю. и др. Изотопная ( $\delta D$ ,  $\delta^{18}O$ ) систематика вод морей Арктического сектора России // Геохимия. 2017. № 11. С. 1041–1052.
4. Дубинина Е.О., Коссова С.А., Мирошников А.Ю. и др. Изотопные ( $\delta D$ ,  $\delta^{18}O$ ) параметры и источники опресненных вод Карского моря // Океанология. 2017. Т. 57. № 1. С. 38–48.
5. Дубинина Е.О., Мирошников А.Ю., Коссова С.А. и др. Модификация опресненных вод на шельфе моря Лаптевых: связь изотопных параметров и солёности // Геохимия. 2019. Т. 64. № 1. С. 3–19.
6. Коссова С.А., Дубинина Е.О., Мирошников А.Ю. и др. Применение дейтериевого эксцесса для идентификации источников опреснения в заливах архипелага Новая Земля // Доклады Академии Наук. 2019. Т. 487. № 2. С. 212–216.
7. Alkire M.B., Morison J., Andersen R. Variability in the meteoric water, sea-ice melt, and Pacific water contributions to the central Arctic Ocean, 2000–2014 // J. Geophys. Res. Oceans. 2015. V. 120. P. 1573–1598. <https://doi.org/10.1002/2014JC010023>
8. Bauch D., Erlenkeuser H., Andersen N. Water mass processes on Arctic shelves as revealed from  $\delta^{18}O$  of  $H_2O$  // Global and Planetary Change. 2005. V. 48. P. 165–174.
9. Bauch D., Erlenkeuser H., Stanovoy V. et al. Freshwater distribution and brine waters in the southern Kara Sea in summer 1999 as depicted by  $\delta^{18}O$  results // In: Stein R. et al. (Eds.) Siberian river run-off in the Kara sea. Elsevier Science, 2003. P. 73–90.
10. Brezgunov V.S., Debolskii V.K., Nechaev V.V et al. Characteristics of the formation and salinity upon mixing of sea and river waters in the Barentz and Kara Seas // Water Resources. 1983. V. 9. № 4. P. 335–344.
11. Cooper L.W., McClelland J.W., Holmes R.M. Flow-weighted values of runoff tracers ( $\delta^{18}O$ , DOC, Ba, alkalinity) from the six largest Arctic rivers // Geophysical Research Letters. 2008. V. 35. L18606. <https://doi.org/10.1029/2008GL035007>
12. Craig H., Gordon I.I. Deuterium and oxygen 18 variations in the ocean and the marine atmosphere // In: Tongiorgi E. (Ed.) Stable isotopes in oceanographic studies and Paleotemperatures. Spoleto, 1965.
13. Feng D., Gleason C.J., Lin P. et al. Recent changes to Arctic river discharge // Nature Communications. 2021. V. 12. P. 6917.
14. Frew R.D., Dennis P.F., Heywood K.J. et al. The oxygen isotope composition of water masses in the northern North Atlantic // Deep-sea Res. 2000. V. 47. P. 2265–2286.
15. Gordeev V.V., Martin J.M., Sidorov I.S. et al. A reassessment of the Eurasian river input of water, sediment, major elements, and nutrients to the Arctic Ocean // Am.J. Sci. 1996. V. 296. P. 664–691.
16. Holmes R.M., Coe M.T., Fiske G.J. et al. Climate Change Impacts on the Hydrology and Biogeochemistry of Arctic Rivers // In: Climatic Change and Global Warming of Inland Waters. John Wiley & Sons, 2012. <https://doi.org/10.1002/9781118470596.ch1>
17. Kazakova U., Polukhin A., Shabanov P. Origin and evolution of the surface desalinated layer of the Kara Sea during the ice-free period // Journal of Marine Systems. 2024. V. 243. P. 103950.
18. Kirchner J.W., Allen S.T. Seasonal partitioning of precipitation between streamflow and evapotranspiration, inferred from end-member splitting analysis // Hydrol. Earth Syst. Sci. 2020. V. 24. P. 17–39. <https://doi.org/10.5194/hess-24-17-2020>
19. Lehman M., Siegenthaler U. Equilibrium oxygen and hydrogen isotope fractionation between ice and water // Journal of Glaciology. 1991. V. 37. № 125. P. 23–26.
20. McClelland J.W., Tank S.E., Spencer R.G.M. et al. Arctic Great Rivers Observatory // Water Quality Dataset, Version 20231403. 2023. <https://www.arcticgreatrivers.org/data>
21. McClimans T.A., Johnson D.R., Krosshavn M. et al. Transport processes in the Kara Sea // J. Geophys. Res. 2000. V. 105. № C6. P. 14, 121–14, 139. <https://doi.org/10.1029/1999JC000012>

22. *Melling H., Moore R.* Modification of halocline source waters during freezing on the Beauford Sea shelf: Evidence from oxygen isotopes and dissolved nutrients // *Cont. Shelf Res.* 1995. V. 15. P. 89–113.
23. *Nummelin A., Ilicak M., Li C. et al.* Consequences of future increased Arctic runoff on Arctic Ocean stratification, circulation, and sea ice cover // *J. Geophys. Res. Oceans.* 2016. V. 9. P. 18642.
24. *Osadchiev A., Kuskova E., Ivanov V.* The roles of river discharge and sea ice melting in formation of freshened surface layers in the Kara, Laptev, and East Siberian seas // *Front. Mar. Sci.* 2024. V. 11. <https://doi.org/10.3389/fmars.2024.1348450>
25. *Osadchiev A.A., Assadulin En.E., Miroshnikov A. Yu. et al.* Bottom Sediments Reveal Inter-Annual Variability of Interaction between the Ob and Yenisei Plumes in the Kara Sea // *Sci. Rep.* 2019. V. 9. P. 18642.
26. *Osadchiev A.A., Izhitsky A.S., Zavialov P.O. et al.* Structure of the buoyant plume formed by Ob and Yenisei river discharge in the southern part of the Kara Sea during summer and autumn // *J. Geophys. Res. Oceans.* 2017. V. 122. P. 5916–5935.
27. *Ostlund H.G., Hut G.* Arctic Ocean Water Mass Balance From Isotope Data // *J. Geophys. Res.* 1984. V. 89. P. 6373–6381.
28. *Panteleev G., Proshutinsk A., Kulakov M. et al.* Investigation of the summer Kara Sea circulation employing a variational data assimilation technique // *J. Geophys. Res.* 2007. V. 112. C04S15. <https://doi.org/10.1029/2006JC003728>
29. *Pavlov V.K., Pfirman S.L.* Hydrographic structure and variability of the Kara Sea: Implications for pollutant distribution // *Deep-Sea Research.* 1995. V. 42. № 6. P. 1369–1390.
30. *Yamamoto-Kawai M., McLaughlin F.A., Carmack E.C. et al.* Surface freshening of the Canada Basin, 2003–2007: River runoff versus sea ice meltwater // *J. Geophys. Res.* 2009. V. 114. C00A05.
31. *Yang J., Dudley B.D., Montgomery K. et al.* Characterizing spatial and temporal variation in  $^{18}\text{O}$  and  $^2\text{H}$  content of New Zealand river water for better understanding of hydrologic processes // *Hydrol. Process.* 2020. <https://doi.org/10.1002/hyp.13962>

## ORIGIN OF FRESHWATER COMPONENT IN ESTUARIES OF THE OB AND YENISEI RIVERS AND WATERS OF KARA SEA ADJACENT ZONES BASED ON ISOTOPIC ( $\delta\text{D}$ , $\delta^{18}\text{O}$ ) DATA

**S. A. Kossova\*, E. O. Dubinina**

*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry,  
Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

\* e-mail: [sonch\\_1@rambler.ru](mailto:sonch_1@rambler.ru)

Methods of estimation the isotopic parameters ( $\delta\text{D}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ) of the freshwater component in the river-sea transition zone are considered in this work. This research is based on samples collected at the end of the summer season along two meridional sections laying from the estuaries of the Ob and Yenisei rivers to the center of the Kara Sea. The runoff of these rivers has contrasting isotopic parameters contrasting ( $\delta^{18}\text{O} = -15.0 \pm 0.3\text{‰}$ ,  $\delta\text{D} = -112.7 \pm 2.1\text{‰}$  for the Ob and  $\delta^{18}\text{O} = -18.9 \pm 0.6\text{‰}$ ,  $\delta\text{D} = -142.2 \pm 4.3\text{‰}$  for the Yenisei). It has been established that river waters located within the surface layer of sea water do not have time to homogenize: in the center of the Ob-Yenisei plume, the part of Ob waters is 60%. Within river estuaries, FC is homogeneous only in the upper layer of water (less than 5 m); with depth, variations in  $\delta^{18}\text{O}(\text{FC})$  values reach 16‰ for the Ob Bay and 12‰ for the Yenisei Bay, exceeding the annual course of seasonal variations of this value in river water. In the bottom layer for the estuarine zones of both rivers, the presence of a total FC with light isotopic characteristics corresponding to regional atmospheric precipitation is observed, that FC is supplied to the estuary zone with the waters of the Kara Sea.

**Key words:** oxygen and hydrogen isotopes, river runoff, the Kara Sea, fresh component

УДК 550.47:556.54

## ПРОИСХОЖДЕНИЕ УГЛЕВОДОРОДОВ В ГОЛОЦЕНОВЫХ ОСАДКАХ НОРВЕЖСКО-ГРЕНЛАНДСКОГО БАССЕЙНА И БАРЕНЦЕВА МОРЯ

© 2025 г. И. А. Немировская\*, А. В. Медведева

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

*\* e-mail: nemir@ocean.ru*

Поступила в редакцию 18.04.2024 г.

После доработки 10.06.2024 г.

Принята к публикации 03.10.2024 г.

Определены концентрации и состав углеводородов (алифатических – АУВ и полициклических ароматических углеводородов – ПАУ) в голоценовых осадках Норвежско-Гренландского бассейна и Баренцева моря (по материалам 84-го рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш”, лето 2021 г.). Установлен большой диапазон концентраций в поверхностных донных осадках:  $C_{орг}$  (0.25–2.71%), АУВ (7–182 мкг/г) и ПАУ (0–1918 нг/г). Распределение углеводородов определяют в основном процессы, происходящие в осадочной толще (изменение окислительно-восстановительного потенциала и флюидные потоки), в меньшей степени – литотип осадков. При этом в составе алканов наблюдается образование автохтонных гомологов, а в составе ПАУ – нафталинов.

**Ключевые слова:** алифатические и полициклические ароматические углеводороды, Норвежско-Гренландский бассейн, Баренцево море, донные осадки, флюидные потоки

**DOI:** 10.31857/S0030157425010068, **EDN:** DQAKHK

### ВВЕДЕНИЕ

Повсеместное распространение в водных объектах углеводородов (УВ), активное их участие в физико-химических и биохимических процессах, взаимодействие с водными организмами, а также поступление нефтяных УВ из различных источников приводит к сложностям в определении их происхождения [7, 17, 41–43]. Согласно данным дистанционного зондирования, полученным радиолокационными спутниками Sentinel-1A и Sentinel-1B, наличие нефтяных пленок на поверхности моря может указывать не только на антропогенный, но и на природный источник их поступления [8, 26].

При инвентаризации источников нефтяных УВ в Мировом океане был сделан вывод, что основная их доля (46% от суммы 1300 тыс. т) поступает в результате естественного высачивания на дне из подстилающей осадочной толщи [17]. Баренцево и Норвежское моря относятся к наиболее крупным нефтегазоносным бассейнам Арктики [3], на побережье которых, активно ведется хозяйственная деятельность [11, 20]. Здесь расположены урбанизированные территории, порты, нефтеперегрузочные терминалы и, соответствен-

но, концентрируются загрязняющие вещества, попадающие со стороны берега и образующиеся в самом море в результате хозяйственной деятельности человека [5, 18].

Для надежной оценки антропогенных УВ в морской среде необходимо установить места и масштабы природных нефтепроявлений в море, и оценить природный углеводородный фон, на который это загрязнение накладывается. Поэтому исследование УВ становится в настоящее время особенно актуальным и необходимым этапом в экологическом мониторинге морей Арктики для последующего геоэкологического контроля при геолого-разведочных работах и добыче полезных ископаемых [7, 12, 17, 18, 31]. Кроме того получение достоверных оценок характеристик УВ и их роли в углеродном балансе океана является одной из важных задач по созданию системы мониторинга климатических изменений [13].

Цель настоящего исследования – определить концентрации и состав УВ (алифатических – АУВ и полициклических ароматических углеводородов – ПАУ) в донных осадках Норвежско-Гренландского бассейна и Баренцева морей для установления их происхождения.

В августе 2021 г. в 84-м рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш” исследованиями были охвачены следующие районы [4, 10]: глубоководная часть Гренландской котловины, северная часть Восточно-Гренландского хребта, приразломная зона в районе соединения хребтов Мона и Книповича, Западная и Северо-Западная оконечности континентального шельфа Шпицбергена (хребет Вестнеса, бассейн Софии и трог Хинлопен), пролив Фрама, район желоба Орли с пересечением трога Эрик-Эриксона и центральная часть Баренцева моря (рис. 1).

### МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Пробы донных осадков отбирали дночерпателем “Океан-50”, а колонки ненарушенных осадков – с помощью мультикорера (Mini Muc K/MT 410, KUM, Германия), которые делили по слоям и замораживали до анализа в лаборатории. Мощность вскрытого слоя осадков варьировала от 1 см (дночерпатель) до 32 см (мультикорер). Пробы осадков сушили при 50°C, и из фракции осадка < 0.25 мм экстрагировали УВ ультразвуковым

методом метиленхлоридом (все используемые растворители имели квалификацию о. с. ч.).

Концентрацию АУВ определяли ИК-методом на спектрофотометре IRAffinity-1 фирмы Shimadzu, Япония; алканы – газохроматографическим методом на хроматографе Кристалл-Люкс 4000-М (Россия); концентрацию ПАУ – методом флуориметрии [15] на приборе “Trilogy” фирмы Turner (США), а их состав – методом высокоэффективной жидкостной хроматографии (ВЭЖХ) на приборе Shimadzu LC-20, Япония: колонка – “Envirosep PP”, при температуре термостата 40°C в градиентном режиме от 50% до 90% объемной доли ацетонитрила в воде, скорость потока элюента – 1 см<sup>3</sup>/мин. При этом использовали флуоресцентный детектор “RF-20A” с программируемыми длинами волн возбуждения и детектирования. Расчет проводили с помощью программного обеспечения “LC Solution”. Калибровали прибор при помощи индивидуальных ПАУ и их смесей производства фирмы “Supelco” (Merck, Германия). В результате были идентифицированы приоритетные полиарены,

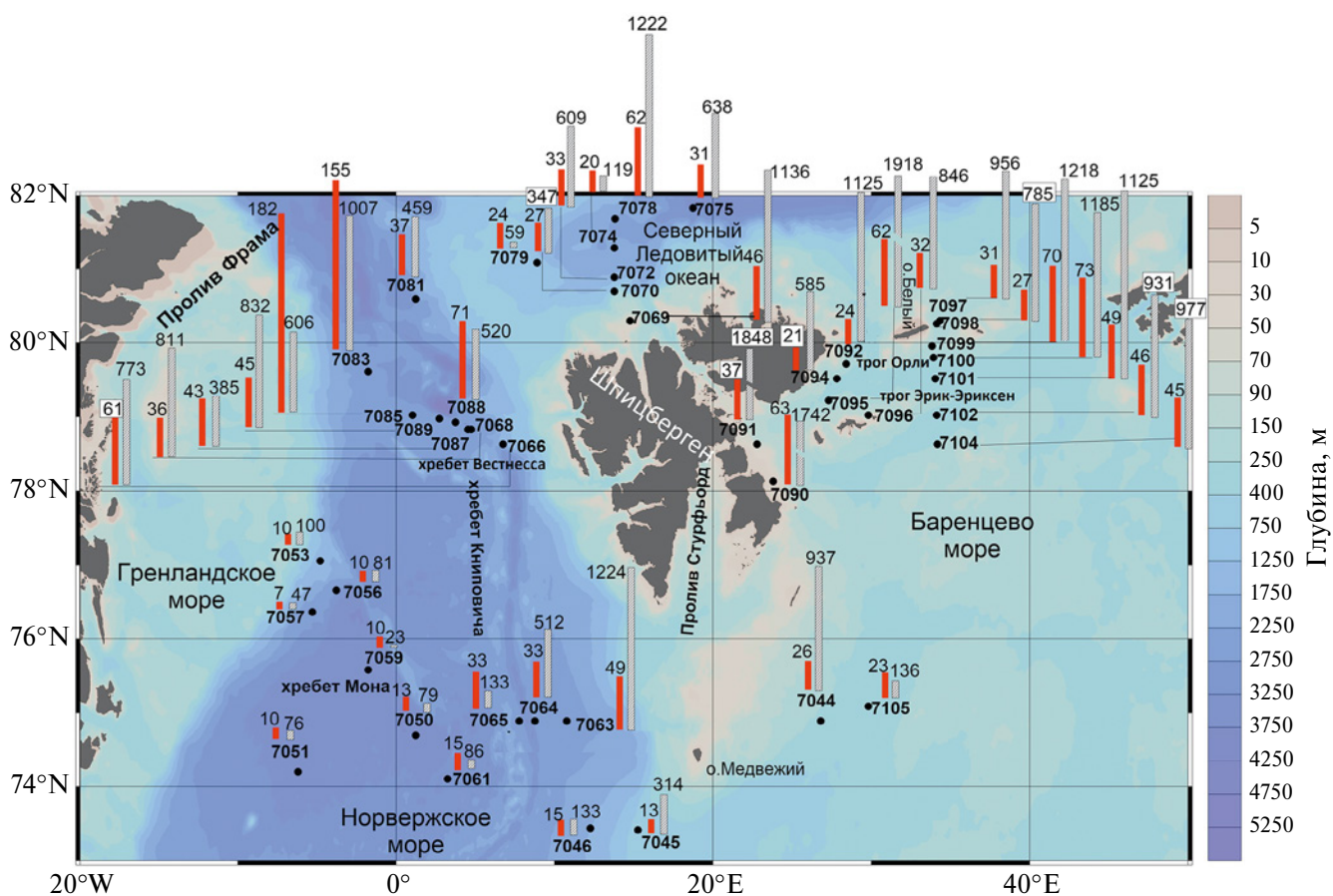


Рис. 1. Карта отбора проб и распределение АУВ (красные столбцы, мкг/г) и ПАУ (заштрихованные столбцы, нг/г) в поверхностном слое донных осадков в 84-м рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш”.

рекомендованные при изучении загрязненности морских объектов ЕРА (Environmental Pollution Agency) [30]: НАФ – нафталин, МеНАФ – 1-метилнафталин, 2-МеНАФ – 2-метилнафталин, АЦНФ – аценафтен, ФЛР – флуорен, ФЕН – фенантрен, АНТР – антрацен, ФЛТ – флуорантен, ПР – пирен, БаА – бенз(а)антрацен, ХР – хризен, БеП – бенз(е)пирен, БбФ – бенз(б)флуорантен, БкФ – бенз(к)флуорантен, БаП – бенз(а)пирен, ДБА – дибенз(а, h)антрацен, БПЛ – бенз(g, h, i)перилен, ИНД – индено[1,2,3-с, d]пирен, ПРЛ – перилен.

Органический углерод ( $C_{орг}$ ) в донных осадках определяли методом сухого сжигания на приборе ТОС–L (Shimadzu, Japan). Для пересчета концентраций УВ в концентрации  $C_{орг}$  использовали коэффициент 0.86 [7].

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

В поверхностных донных осадках содержание АУВ изменялось от 7 мкг/г – ст. 7067 на шельфе Гренландии до 182 мкг/г на ст. 7085 в проливе Фрама (рис. 1), а  $C_{орг}$  – от 0.25% на ст. 7053 (также на шельфе Гренландии) до 2.71% на ст. 7105 к востоку от о. Медвежий (табл. 1).

Концентрации  $C_{орг}$  и АУВ в осадках пролива Фрама также изменялись в широком диапазоне: 0.81–1.87% и 20–182 мкг/г соответственно (табл. 1). Если в среднем доля АУВ в составе  $C_{орг}$  всех изученных донных осадков составила 0.23%, то в проливе Фрама она возрастала на станциях 7083 и 7085 до 0.93%, что нетипично для фоновых районов Арктики, лежащих за пределами активной антропогенной деятельности [7]. Концентрации АУВ на станциях 7083 и 7085 были близкими (155 и 182 мкг/г). Тем не менее, содержание алканов (3.9 и 0.1 мкг/г), как и их состав сильно различались (рис. 2а). Действительно на ст. 7085 в составе алканов доминировал в низкомолекулярный

области гомолог  $n-C_{16}$ , имеющий микробальное происхождение [32, 34]. В результате отношение низкомолекулярных к высокомолекулярным алканам:  $L/N = \sum(C_{12-24})/\sum(C_{25-35})$  возрастало до 2.0 (табл. 2). Напротив, в осадках ст. 7083 преобладали высокомолекулярные нечетные терригенные гомологи, и значение  $L/N$  уменьшалось до 0.37. Величина CPI (отношение нечетных к четным гомологам при  $C > 25$ ) в осадках этих станций была наиболее высокой (4.10–6.37) по сравнению с другими изученными районами. Если на ст. 7083 содержание пристана и фитана практически равное ( $Pr/Pf = 0.99$ ), то на ст. 7085 доминировал фитан ( $Pr/Pf = 0.49$ ). Последнее, так же, как и другие маркеры указывают на разную природу алканов.

Разрез к западу от арх. Шпицберген проходил в зоне наиболее известного активного выхода метана со дна в Арктике [38, 39]. Максимальное содержание на этом разрезе  $C_{орг}$  (2.25%), АУВ (49 мкг/г) и ПАУ (1224 нг/г) приурочено к ст. 7063, расположенной в зоне конуса выноса фьорда (залив Хорсунн) на глубине 319 м. Поверхностный слой (0–1 см) осадка содержал обломки раковин двусторчатых моллюсков, значительное количество хемосимбиотрофного бентоса – полихет семейства *Siboglinidae* и их трубок. В подстилающей толще осадка (глубже 1 см) при переходе от окисленных к восстановленным слоям содержание АУВ неравномерно увеличивалось (рис. 3). Наиболее высокие их концентрации установлены на горизонте 10–11 см (82 мкг/г) и 15–16 см (81 мкг/г), но и в нижних слоях колонки (22–24 см) их содержание также оставалось довольно высоким (49–66 мкг/г), как и содержание  $C_{орг}$  (2.01–2.08%). В этих слоях рост концентраций АУВ происходил за счет деградации органического вещества, так как содержание  $C_{орг}$  уменьшалось.

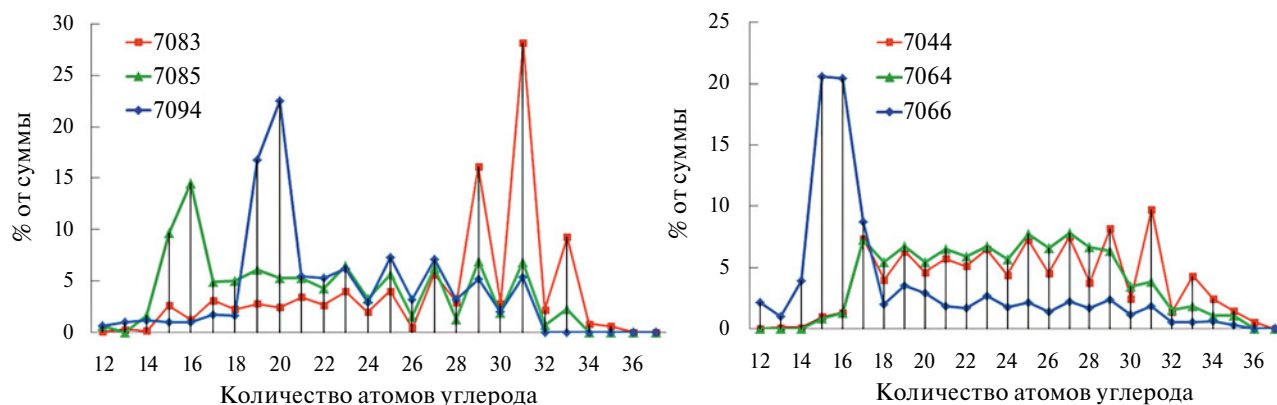


Рис. 2. Состав алканов в поверхностном слое донных осадков на отдельных станциях.

**Таблица 1.** Характеристика поверхностного слоя донных осадков Норвежского и Баренцева морей в разные годы исследования

| Район                            | n* | АУВ, мкг/г |         | ПАУ**, нг/г |           | C <sub>орг</sub> , % |         | Влажность, % |         |
|----------------------------------|----|------------|---------|-------------|-----------|----------------------|---------|--------------|---------|
|                                  |    | интервал   | среднее | интервал    | среднее   | интервал             | среднее | интервал     | среднее |
| август 2021 г.                   |    |            |         |             |           |                      |         |              |         |
| Все районы                       | 41 | 7–182      | 42      | 23–1918     | 663       | 0.25–2.41            | 1.56    | 36.8–82.4    | 58.2    |
| Южная часть                      | 12 | 7–61       | 20      | 23–1224     | 235       | 0.25–2.31            | 1.34    | 38.3–66.7    | 50.6    |
| Пролив Фрама                     | 13 | 20–182     | 50      | 59–1222     | 635       | 0.81–1.87            | 1.45    | 42.9–82.4    | 61.2    |
| Северо-восточная часть           | 16 | 24–73      | 48      | 136–1918    | 1119      | 1.46–2.41            | 1.85    | 48.1–73.6    | 61.8    |
| август–сентябрь 2016 г.          |    |            |         |             |           |                      |         |              |         |
| Все районы                       | 42 | 3–44       | 14      | Не опред.   | Не опред. | 0.07–2.59            | 1.08    | 20.1–69.7    | 45.6    |
| Штокманский полигон              | 7  | 9–27       | 15      | Не опред.   | Не опред. | 0.67–2.57            | 1.81    | 23.7–69.7    | 53.0    |
| Медвежинский желоб               | 10 | 6–44       | 17      | Не опред.   | Не опред. | 0.25–1.71            | 0.79    | 27.0–58.5    | 40.6    |
| Русская гавань                   | 7  | 4–22       | 11      | Не опред.   | Не опред. | 0.24–1.86            | 0.96    | 27.9–60.0    | 40.1    |
| Шпицберген – ЗФИ                 | 8  | 8–24       | 16      | Не опред.   | Не опред. | 0.70–1.47            | 1.21    | 33.2–68.5    | 55.5    |
| июль–август 2017 г.              |    |            |         |             |           |                      |         |              |         |
| Все районы                       | 48 | 3–57       | 12      | Не опред.   | Не опред. | 0.03–2.38            | 1.02    | 17.0–72.1    | 49.5    |
| Западная часть                   | 16 | 15–37      | 10      | Не опред.   | Не опред. | 0.30–1.69            | 0.65    | 30.4–60.7    | 49.6    |
| Шпицберген – ЗФИ                 | 14 | 4–37       | 13      | Не опред.   | Не опред. | 0.72–2.38            | 1.52    | 37.6–72.0    | 54.3    |
| Новая Земля                      | 5  | 6–57       | 19      | Не опред.   | Не опред. | 0.80–1.66            | 1.19    | 40.5–63.4    | 49.8    |
| Центральная часть                | 13 | 4.4–17.2   | 10.8    | Не опред.   | Не опред. | 0.03–1.94            | 0.93    | 17.0–63.4    | 49.1    |
| май–июнь 2019 г.                 |    |            |         |             |           |                      |         |              |         |
| Все районы                       | 49 | 6–64       | 25      | 24–9934     | 642       | 0.05–1.87            | 0.83    | 17.1–72.6    | 56.0    |
| Хребет Мона                      | 7  | 7–51       | 18      | 51–155      | 91        | 0.23–0.77            | 0.51    | 35.0–72.6    | 49.8    |
| Лофотенская котловина            | 4  | 6–28       | 17      | 78–286      | 182       | 0.49–0.69            | 0.58    | 65.2–72.6    | 68.5    |
| Хребет Книповича                 | 7  | 14–37      | 27      | 186–751     | 552       | 0.52–1.32            | 0.96    | 60.1–71.2    | 66.1    |
| Западный шельф Шпицбергена       | 6  | 15–35      | 27      | 186–9934    | 2920      | 0.58–1.66            | 0.88    | 35.3–71.2    | 54.1    |
| Желоб Квейтола                   | 5  | 7–59       | 23      | 24–660      | 170       | 0.47–0.80            | 0.63    | 34.1–61.0    | 47.2    |
| Меридиональный р-з по 27.5° в.д. | 6  | 28–53      | 40      | 183–867     | 472       | 1.31–1.87            | 1.70    | 50.0–76.2    | 64.3    |
| Меридиональный р-з по 33° в.д.   | 14 | 10–64      | 23      | 37–254      | 109       | 0.05–1.51            | 0.52    | 17.1–68.2    | 64.3    |
| июль–август 2020 г.              |    |            |         |             |           |                      |         |              |         |
| Все районы                       | 21 | 3–186      | 45      | 23–1697     | 311       | 0.30–1.56            | 0.92    | 22.2–72.9    | 58.6    |
| Хребет Мона                      | 7  | 3–27       | 14      | 42–65       | 50        | 0.30–0.51            | 0.44    | 38.5–61.5    | 49.9    |
| Стурфьорд                        | 4  | 36–186     | 90      | 23–830      | 235       | 0.69–1.36            | 1.12    | 22.2–66.2    | 46.3    |
| Восточный шельф Шпицбергена      | 5  | 17–86      | 52      | 57–1697     | 780       | 1.07–1.56            | 1.29    | 59.5–72.9    | 69.6    |
| Шельф ЗФИ***                     | 5  | 17–30      | 25      | 78–757      | 178       | 0.68–0.87            | 0.83    | 67.6–69.6    | 68.6    |

Примечание. \* n – Количество проб. \*\* Результаты получены флуоресцентным методом. \*\*\* ЗФИ – Земля Франца-Иосифа.

**Таблица 2.** Распределение основных маркеров в составе алканов донных отложений на отдельных станциях

| Гори-<br>зонт | АУВ,<br>мкг/г | Алканы,<br>мкг/г | Алканы,<br>% от<br>АУВ | L/H* | CPI  | $\frac{i-C_{19}}{i-C_{20}}$ | Raq  | Доминирующие пики                                                           |
|---------------|---------------|------------------|------------------------|------|------|-----------------------------|------|-----------------------------------------------------------------------------|
| Станция 7044  |               |                  |                        |      |      |                             |      |                                                                             |
| 0–1           | 26            | 0.1              | 0.56                   | 0.87 | 2.38 | 1.73                        | 0.43 | C <sub>17</sub> , C <sub>19</sub> , Нечет. C <sub>21</sub> –C <sub>31</sub> |
| Станция 7046  |               |                  |                        |      |      |                             |      |                                                                             |
| 0–1           | 15            | 0.1              | 0.53                   | 1.07 | 1.67 | 0.19                        | 0.39 | C <sub>19</sub> , C <sub>29</sub> , C <sub>31</sub>                         |
| 3–4           | 47            | 0.01             | 0.03                   | 0.87 | 2.74 | 0.32                        | 0.35 | C <sub>19</sub> , C <sub>21</sub> , C <sub>29</sub> , C <sub>31</sub>       |
| 12–14         | 25            | 0.05             | 0.19                   | 0.75 | 1.84 | 0.30                        | 0.34 | C <sub>19</sub> , C <sub>29</sub> , C <sub>31</sub>                         |
| 16–18         | 49            | 0.1              | 0.16                   | 0.57 | 4.47 | 0.06                        | 0.38 | Нечет. C <sub>23</sub> –C <sub>31</sub>                                     |
| Станция 7063  |               |                  |                        |      |      |                             |      |                                                                             |
| 0–1           | 49            | 0.2              | 0.43                   | 0.95 | 1.39 | 0.53                        | 0.53 | C <sub>19</sub> , C <sub>21</sub> , C <sub>23</sub> , C <sub>25</sub>       |
| 1–2           | 39            | 0.3              | 0.80                   | 1.18 | 1.37 | 0.46                        | 0.61 | C <sub>19</sub> , C <sub>21</sub> , C <sub>23</sub> , C <sub>25</sub>       |
| 6–7           | 42            | 0.1              | 0.16                   | 1.37 | 1.20 | 0.10                        | 0.60 | C <sub>19</sub> , C <sub>21</sub> , C <sub>23</sub> , C <sub>25</sub>       |
| 10–11         | 82            | 0.3              | 0.35                   | 1.34 | 1.20 | 0.46                        | 0.57 | C <sub>17</sub> , C <sub>19</sub> , C <sub>21</sub>                         |
| 14–15         | 71            | 0.3              | 0.40                   | 1.54 | 1.38 | 0.48                        | 0.59 | C <sub>17</sub> , C <sub>19</sub> , C <sub>21</sub>                         |
| 19–20         | 66            | 0.2              | 0.33                   | 1.52 | 1.37 | 0.34                        | 0.60 | C <sub>17</sub> , C <sub>19</sub> , C <sub>21</sub>                         |
| 23–24         | 49            | 0.6              | 1.28                   | 1.85 | 1.47 | 0.85                        | 0.57 | C <sub>17</sub> , C <sub>19</sub> , C <sub>21</sub>                         |
| Станция 7064  |               |                  |                        |      |      |                             |      |                                                                             |
| 0–1           | 33            | 0.3              | 0.85                   | 1.08 | 1.29 | 1.06                        | 0.59 | C <sub>17</sub> , C <sub>19</sub> , Нечет. C <sub>21</sub> –C <sub>29</sub> |
| Станция 7066  |               |                  |                        |      |      |                             |      |                                                                             |
| 0–1           | 61            | 0.1              | 0.20                   | 4.97 | 1.54 | 9.28                        | 0.54 | C <sub>15</sub> , C <sub>16</sub>                                           |
| Станция 7069  |               |                  |                        |      |      |                             |      |                                                                             |
| 0–1           | 49            | 0.4              | 0.84                   | 1.09 | 2.13 | 2.40                        | 0.45 | C <sub>19</sub> , C <sub>25</sub> –C <sub>31</sub>                          |
| 4–5           | 66            | 0.5              | 0.78                   | 1.01 | 2.23 | 0.89                        | 0.45 | C <sub>19</sub> , C <sub>25</sub> –C <sub>31</sub>                          |
| 10–11         | 76            | 0.4              | 0.47                   | 1.16 | 2.72 | 1.48                        | 0.43 | C <sub>19</sub> , C <sub>25</sub> –C <sub>31</sub>                          |
| Станция 7083  |               |                  |                        |      |      |                             |      |                                                                             |
| 0–1           | 155           | 3.9              | 2.50                   | 0.37 | 6.47 | 0.99                        | 0.15 | C <sub>29</sub> , C <sub>31</sub> , C <sub>33</sub>                         |
| Станция 7085  |               |                  |                        |      |      |                             |      |                                                                             |
| 0–1           | 182           | 0.1              | 0.06                   | 2.02 | 4.10 | 0.49                        | 0.47 | C <sub>15</sub> , C <sub>16</sub>                                           |
| Станция 7094  |               |                  |                        |      |      |                             |      |                                                                             |
| 0–1           | 21            | 0.2              | 0.75                   | 2.04 | 2.60 | 0.31                        | 0.56 | C <sub>19</sub> , C <sub>20</sub>                                           |
| 1–2           | 52            | 0.2              | 0.37                   | 1.29 | 2.78 | 0.85                        | 0.49 | C <sub>19</sub> , C <sub>20</sub> , Нечет. C <sub>25</sub> –C <sub>31</sub> |
| 7–8           | 87            | 0.1              | 0.10                   | 1.45 | 2.71 | 5.93                        | 0.43 | C <sub>18</sub> , C <sub>20</sub>                                           |
| 14–15         | 72            | 0.1              | 0.14                   | 1.76 | 2.93 | 2.90                        | 0.44 | C <sub>18</sub> , C <sub>20</sub>                                           |
| 19–20         | 47            | 0.4              | 0.87                   | 1.19 | 2.37 | 1.54                        | 0.50 | C <sub>19</sub> , Нечет. C <sub>23</sub> –C <sub>31</sub>                   |
| 31–32         | 42            | 0.1              | 0.36                   | 1.73 | 2.35 | 1.78                        | 0.80 | C <sub>19</sub> , Нечет. C <sub>23</sub> –C <sub>31</sub>                   |
| Станция 7102  |               |                  |                        |      |      |                             |      |                                                                             |
| 0–1           | 46            | 0.4              | 0.9                    | 1.39 | 2.05 | 1.44                        | 0.55 | C <sub>17</sub> , C <sub>19</sub> , Нечет. C <sub>23</sub> –C <sub>31</sub> |
| 1–2           | 48            | 0.2              | 0.4                    | 1.37 | 2.12 | 1.02                        | 0.54 | C <sub>17</sub> , C <sub>19</sub> , Нечет. C <sub>23</sub> –C <sub>31</sub> |
| 2–3           | 48            | 0.3              | 0.6                    | 1.24 | 2.20 | 1.47                        | 0.55 | C <sub>17</sub> , C <sub>19</sub> , Нечет. C <sub>23</sub> –C <sub>31</sub> |
| 3–4           | 47            | 0.2              | 0.5                    | 0.88 | 1.73 | 0.72                        | 0.44 | C <sub>17</sub> , C <sub>19</sub> , Нечет. C <sub>25</sub> –C <sub>31</sub> |

Таблица 2. Продолжение

| Гори-<br>зонт | АУВ,<br>мкг/г | Алканы,<br>мкг/г | Алканы,<br>% от<br>АУВ | L/H* | СРІ  | $\frac{i-C_{19}}{i-C_{20}}$ | Рaq  | Доминирующие пики                                                                             |
|---------------|---------------|------------------|------------------------|------|------|-----------------------------|------|-----------------------------------------------------------------------------------------------|
| 4–5           | 43            | 0.1              | 0.2                    | 1.29 | 2.03 | 1.36                        | 0.54 | C <sub>17</sub> , C <sub>20</sub> , Нечет. C <sub>25</sub> –C <sub>31</sub>                   |
| 5–6           | 36            | 0.2              | 0.7                    | 1.14 | 1.84 | 0.81                        | 0.57 | C <sub>17</sub> , C <sub>19</sub> , Нечет. C <sub>23</sub> –C <sub>31</sub>                   |
| 6–7           | 28            | 0.1              | 0.4                    | 3.39 | 2.79 | 0.77                        | 0.69 | C <sub>19</sub> , C <sub>20</sub>                                                             |
| 7–8           | 39            | 0.2              | 0.5                    | 1.45 | 1.94 | 0.28                        | 0.58 | C <sub>19</sub> , C <sub>20</sub> , Нечет. C <sub>25</sub> –C <sub>31</sub>                   |
| 8–9           | 39            | 0.2              | 0.5                    | 1.52 | 1.88 | 1.20                        | 0.62 | C <sub>19</sub> , C <sub>20</sub> , Нечет. C <sub>25</sub> –C <sub>31</sub>                   |
| 9–10          | 30            | 0.1              | 0.2                    | 1.51 | 1.79 | 1.11                        | 0.57 | C <sub>20</sub>                                                                               |
| 10–11         | 29            | 0.2              | 0.6                    | 1.66 | 2.42 | 0.82                        | 0.53 | C <sub>17</sub> , C <sub>19</sub>                                                             |
| 11–12         | 29            | 0.1              | 0.5                    | 1.46 | 2.21 | 1.33                        | 0.54 | C <sub>17</sub> , C <sub>19</sub>                                                             |
| 12–13         | 28            | 0.2              | 0.7                    | 1.58 | 2.09 | 0.67                        | 0.56 | C <sub>17</sub>                                                                               |
| 13–14         | 29            | 0.2              | 0.7                    | 1.41 | 2.09 | 2.74                        | 0.56 | C <sub>17</sub>                                                                               |
| 14–15         | 24            | 0.2              | 0.6                    | 1.15 | 2.08 | 4.34                        | 0.53 | C <sub>17</sub>                                                                               |
| 15–16         | 24            | 0.2              | 0.6                    | 1.30 | 2.05 | 4.03                        | 0.53 | C <sub>17</sub> , C <sub>19</sub>                                                             |
| 16–17         | 21            | 0.0              | 0.1                    | 1.32 | 1.85 | 2.26                        | 0.52 | C <sub>17</sub> , C <sub>19</sub>                                                             |
| 17–18         | 35            | 0.3              | 0.8                    | 1.20 | 1.92 | 4.79                        | 0.54 | C <sub>17</sub> , C <sub>19</sub>                                                             |
| 18–19         | 29            | 0.1              | 0.5                    | 1.25 | 2.09 | 1.75                        | 0.49 | C <sub>17</sub> , C <sub>19</sub> , Нечет. C <sub>25</sub> –C <sub>31</sub>                   |
| 19–20         | 29            | 0.2              | 0.6                    | 0.97 | 2.01 | 1.08                        | 0.45 | C <sub>17</sub> , C <sub>19</sub> , Нечет. C <sub>25</sub> –C <sub>31</sub>                   |
| 20–21         | 20            | 0.1              | 0.6                    | 1.25 | 2.31 | 1.88                        | 0.52 | C <sub>17</sub> , C <sub>19</sub> , Нечет. C <sub>25</sub> –C <sub>31</sub>                   |
| 21–22         | 19            | 0.2              | 0.9                    | 1.20 | 2.09 | 3.73                        | 0.52 | C <sub>17</sub> , C <sub>19</sub> , Нечет. C <sub>25</sub> –C <sub>31</sub>                   |
| 22–23         | 32            | 0.2              | 0.6                    | 1.04 | 2.01 | 0.89                        | 0.52 | C <sub>17</sub> , C <sub>19</sub> , Нечет. C <sub>25</sub> –C <sub>31</sub>                   |
| 23–24         | 25            | 0.1              | 0.6                    | 1.02 | 1.57 | 1.70                        | 0.57 | C <sub>17</sub> , C <sub>19</sub> , Нечет. C <sub>25</sub> –C <sub>31</sub>                   |
| 24–25         | 28            | 0.2              | 0.7                    | 1.00 | 1.88 | 1.39                        | 0.52 | Нечет. C <sub>23</sub> –C <sub>31</sub>                                                       |
| 25–26         | 23            | 0.2              | 0.8                    | 1.57 | 1.76 | 9.99                        | 0.52 | C <sub>15</sub>                                                                               |
| 26–27         | 31            | 0.1              | 0.5                    | 0.98 | 2.03 | 0.74                        | 0.48 | Нечет. C <sub>23</sub> –C <sub>31</sub>                                                       |
| 27–28         | 25            | 0.2              | 0.6                    | 1.07 | 2.36 | 3.20                        | 0.47 | C <sub>17</sub> , C <sub>19</sub> , Нечет. C <sub>25</sub> –C <sub>31</sub>                   |
| 28–29         | 27            | 0.2              | 0.7                    | 1.01 | 1.88 | 34.94                       | 0.48 | C <sub>17</sub> , C <sub>19</sub> , Нечет. C <sub>25</sub> –C <sub>31</sub>                   |
| 29–30         | 33            | 0.1              | 0.3                    | 1.03 | 2.01 | 0.63                        | 0.48 | C <sub>17</sub> , C <sub>19</sub> , Нечет. C <sub>25</sub> –C <sub>31</sub>                   |
| 30–31         | 22            | 0.2              | 0.8                    | 1.08 | 1.96 | 6.12                        | 0.49 | C <sub>17</sub> , C <sub>19</sub> , Нечет. C <sub>25</sub> –C <sub>31</sub>                   |
| Станция 7104  |               |                  |                        |      |      |                             |      |                                                                                               |
| 0–1           | 45            | 0.2              | 0.36                   | 1.44 | 2.00 | 0.21                        | 0.50 | C <sub>17</sub>                                                                               |
| Станция 7105  |               |                  |                        |      |      |                             |      |                                                                                               |
| 0–1           | 23            | 0.1              | 0.37                   | 0.71 | 2.13 | 2.05                        | 0.47 | C <sub>17</sub> , C <sub>19</sub> , Нечет. C <sub>25</sub> –C <sub>31</sub>                   |
| 1–2           | 28            | 0.1              | 0.35                   | 0.75 | 1.49 | 12.98                       | 0.53 | C <sub>17</sub> , C <sub>19</sub> , Нечет. C <sub>25</sub> –C <sub>31</sub>                   |
| 2–3           | 33            | 0.1              | 0.18                   | 0.76 | 2.07 | 0.30                        | 0.49 | C <sub>17</sub> , C <sub>19</sub> , Нечет. C <sub>25</sub> –C <sub>31</sub>                   |
| 3–4           | 25            | 0.2              | 0.76                   | 0.29 | 0.81 | 4.63                        | 0.31 | Нечет. C <sub>27</sub> –C <sub>31</sub>                                                       |
| 4–5           | 21            | 0.1              | 0.56                   | 1.13 | 2.27 | 1.12                        | 0.48 | C <sub>19</sub>                                                                               |
| 5–6           | 21            | 0.1              | 0.35                   | 0.60 | 3.39 | 1.02                        | 0.41 | Нечет. C <sub>25</sub> –C <sub>31</sub>                                                       |
| 6–7           | 17            | 0.1              | 0.37                   | 0.85 | 2.86 | 4.10                        | 0.42 | C <sub>15</sub> , C <sub>17</sub> , C <sub>19</sub> , Нечет. C <sub>25</sub> –C <sub>31</sub> |
| 7–8           | 19            | 0.1              | 0.37                   | 0.52 | 2.28 | 1.21                        | 0.33 | C <sub>19</sub> , Нечет. C <sub>25</sub> –C <sub>31</sub>                                     |
| 8–9           | 20            | 0.1              | 0.43                   | 0.54 | 2.71 | 4.34                        | 0.37 | C <sub>15</sub> , C <sub>17</sub> , C <sub>19</sub> , Нечет. C <sub>25</sub> –C <sub>31</sub> |
| 9–10          | 14            | 0.04             | 0.27                   | 0.68 | 3.54 | 3.46                        | 0.36 | C <sub>19</sub> , Нечет. C <sub>25</sub> –C <sub>31</sub>                                     |

Таблица 2. Окончание

| Горизонт | АУВ, мкг/г | Алканы, мкг/г | Алканы, % от АУВ | L/H* | CPI  | $\frac{i-C_{19}}{i-C_{20}}$ | Paq  | Доминирующие пики                                                           |
|----------|------------|---------------|------------------|------|------|-----------------------------|------|-----------------------------------------------------------------------------|
| 10–11    | 16         | 0.1           | 0.53             | 0.65 | 2.66 | 15.80                       | 0.39 | C <sub>19</sub> , Нечет. C <sub>25</sub> –C <sub>31</sub>                   |
| 11–12    | 16         | 0.1           | 0.58             | 0.57 | 2.86 | 1.34                        | 0.37 | C <sub>19</sub> , Нечет. C <sub>25</sub> –C <sub>31</sub>                   |
| 12–13    | 17         | 0.1           | 0.59             | 0.53 | 2.85 | 1.62                        | 0.37 | Нечет. C <sub>25</sub> –C <sub>31</sub>                                     |
| 13–14    | 17         | 0.1           | 0.53             | 0.59 | 3.85 | 3.23                        | 0.35 | Нечет. C <sub>25</sub> –C <sub>31</sub>                                     |
| 14–15    | 15         | 0.1           | 0.62             | 0.53 | 2.99 | 0.92                        | 0.37 | Нечет. C <sub>25</sub> –C <sub>31</sub>                                     |
| 15–16    | 19         | 0.1           | 0.38             | 0.92 | 1.96 | 0.71                        | 0.45 | C <sub>20</sub> , Нечет. C <sub>25</sub> –C <sub>31</sub>                   |
| 16–17    | 21         | 0.1           | 0.50             | 0.96 | 1.61 | 1.04                        | 0.51 | C <sub>15</sub> Нечет. C <sub>25</sub> –C <sub>31</sub>                     |
| 17–18    | 24         | 0.2           | 0.68             | 0.50 | 3.01 | 1.77                        | 0.38 | C <sub>17</sub> , Нечет. C <sub>25</sub> –C <sub>31</sub>                   |
| 18–19    | 19         | 0.1           | 0.67             | 2.25 | 1.92 | 0.13                        | 0.48 | C <sub>15</sub>                                                             |
| 19–20    | 20         | 0.1           | 0.31             | 0.60 | 2.33 | 2.90                        | 0.43 | C <sub>19</sub> , Нечет. C <sub>25</sub> –C <sub>31</sub>                   |
| 20–21    | 19         | 0.0           | 0.10             | 0.59 | 2.30 | 2.86                        | 0.39 | Нечет. C <sub>25</sub> –C <sub>31</sub>                                     |
| 21–22    | 14         | 0.1           | 0.41             | 0.62 | 3.13 | 0.01                        | 0.35 | C <sub>17</sub> , Нечет. C <sub>25</sub> –C <sub>31</sub>                   |
| 22–23    | 11         | 0.1           | 0.67             | 0.77 | 0.36 | 1.72                        | 0.52 | C <sub>15</sub> , Нечет. C <sub>25</sub> –C <sub>31</sub>                   |
| 23–24    | 13         | 0.2           | 1.27             | 6.34 | 3.40 | 5.33                        | 0.47 | C <sub>15</sub>                                                             |
| 24–25    | 14         | 0.1           | 0.50             | 0.61 | 3.02 | 24.42                       | 0.41 | C <sub>17</sub> , C <sub>19</sub> , Нечет. C <sub>25</sub> –C <sub>31</sub> |
| 26–27    | 14         | 0.01          | 0.05             | 1.15 | 3.54 | 2.90                        | 0.43 | C <sub>17</sub> , C <sub>19</sub> , Нечет. C <sub>25</sub> –C <sub>31</sub> |

\*  $(L/H - \sum(C_{12-24})/\sum(C_{25-35}))$ ; CPI –  $[(C_{25} + C_{27} + C_{29} + C_{31} + C_{33}) / (C_{24} + C_{26} + C_{28} + C_{30} + C_{32}) + (C_{25} + C_{27} + C_{29} + C_{31} + C_{33}) / (C_{26} + C_{28} + C_{30} + C_{32} + C_{34})] / 2$ ; Paq –  $(C_{23} + C_{25}) / (C_{23} + C_{25} + C_{29} + C_{31})$ .

Состав алканов указывал на интенсивные автохтонные процессы, происходящие в осадочной толще на ст. 7063 (рис. 4): отношение L/H возрастало с глубиной захоронения от 0.95 до 1.85 (табл. 2), достигая максимума на горизонте 23–24 см, так же как отношение пристан/фитан (0.85).

Иное распределение в толще осадка на ст. 7063 наблюдалось для ПАУ (рис. 3). Их концентрации резко уменьшались в поверхностных горизонтах (от 1224 нг/г до аналитического нуля), а в слое 7–8 см, возрастали, достигая 75 нг/г на гор. 10–11 см. В нижней части колонки (20–24 см) полиарены отсутствовали. При этом в составе ПАУ к гор. 10–11 см уменьшалось количество 2–4 кольчатых на фоне увеличения 5–6 кольчатых гомологов (рис. 5), и отношение  $\sum$ легких/ $\sum$ тяжелых уменьшалось с 1.6 до 1.0 (табл. 3).

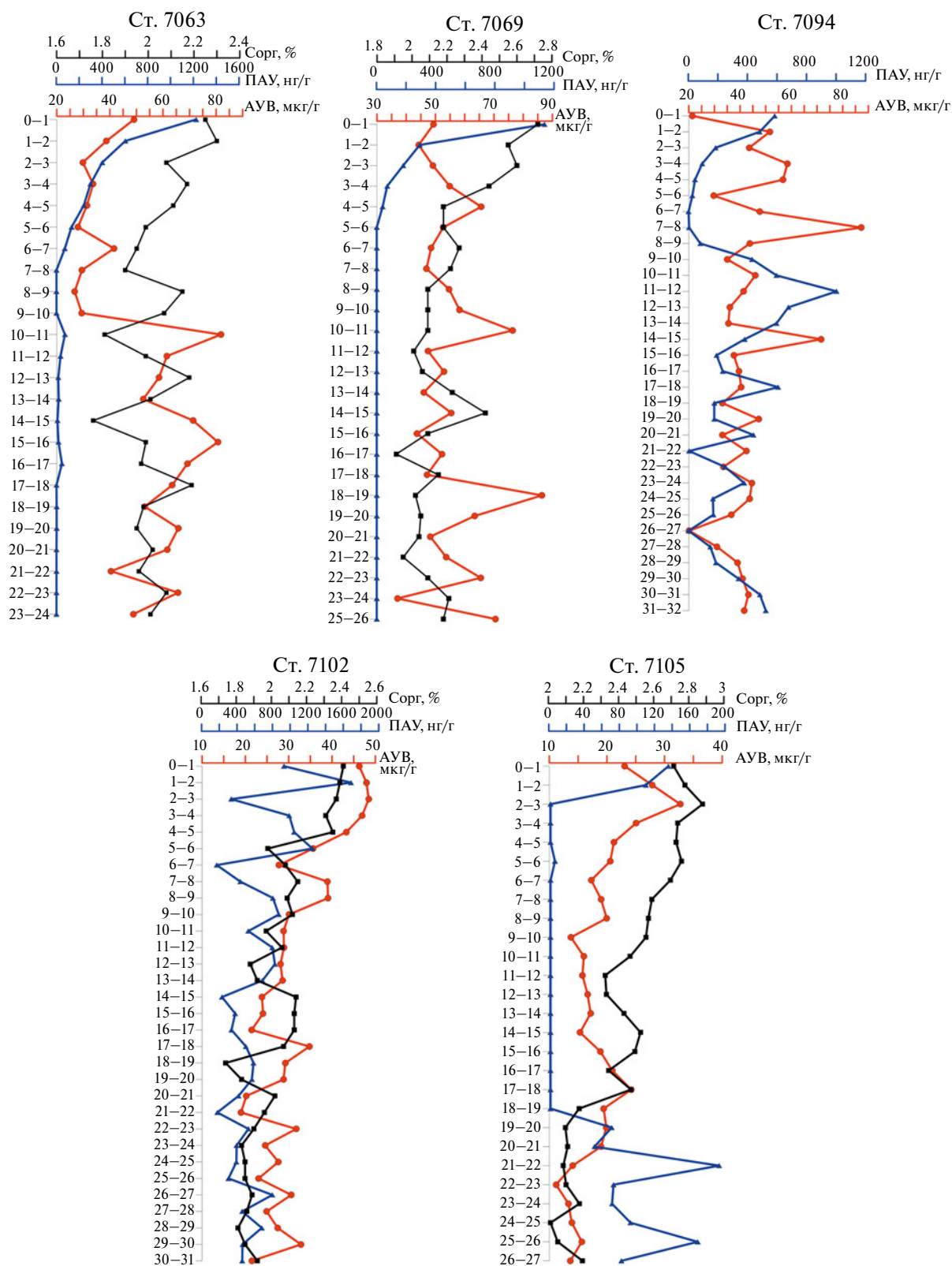
В поверхностном слое осадков на станциях 7068 и 7087, отобранных в покмарках Луми и Лунде, содержание АУВ было довольно низким, как в пересчете на сухую массу (36–43 мкг/г), так и в составе  $C_{орг}$  (0.19–0.26%). На поверхности и в толще осадков наблюдалось большое количество трубок полихет семейства *Siboglinidae*, а также каверн выхода углеводородных газов, количество которых возрастало с глубиной осадка.

В составе алканов преобладали низкомолекулярные гомологи, что определяется образованием их так же, как метана [4], в толще осадков.

Для поверхностных осадков бассейна Софии в Северном Ледовитом океане концентрации АУВ были еще ниже: 24–30 мкг/г (рис. 1). Тем не менее, в окисленном алевроито-пелитовом иле темно-коричневого цвета на ст. 7078 увеличивалось содержание как АУВ (62 мкг/г), так и ПАУ (1222 нг/г). Однако в составе  $C_{орг}$  доля АУВ в этом районе не превышала 0.39%.

Содержание УВ повышалось на севере Баренцева моря в трогах Орли и Эрик-Эриксен (рис. 1): для АУВ до 73 мкг/г (ст. 7100), а для ПАУ до 1125 нг/г (ст. 7101). В этом районе на акустических разрезах были выявлены многочисленные признаки неотектонической активности [6].

Наиболее высокое содержание ПАУ (1848–191 нг/г), на фоне сравнительно низких концентраций АУВ (21–63 мкг/г), приурочено к шельфу Шпицбергена (станции 7059, 7069, 7090, 7091, 7094, 7095). Эта аномалия была отмечена ранее [9, 18, 23–25, 28, 31]. В составе ПАУ доминировали нафталин и его гомологи, образующиеся в осадочной толще, так как их количество практически не изменялось с глубиной захоронения (рис. 5, ст. 7094).



**Рис. 3.** Изменение концентраций органических соединений в осадочной толще отдельных станций (местоположение станций приведено на рис. 1).

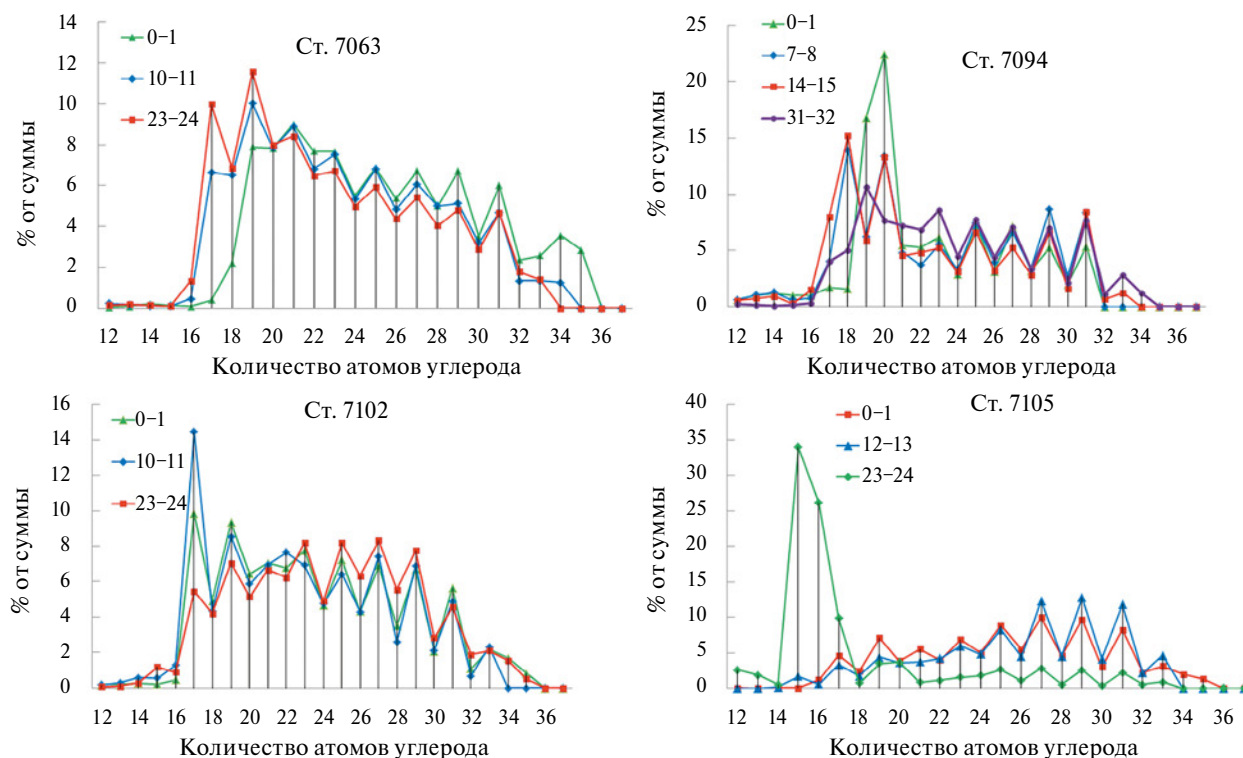


Рис. 4. Состав алканов в осадочной толще отдельных станций (местоположение станций приведено на рис. 1).

Необычное распределение УВ в толще осадков (колонка 31 см) установлено на ст. 7102, расположенной на севере Баренцева моря восточнее о. Белый при пересечении трога Эрик-Эриксен (рис. 1). Здесь в алевро-пелитовом биотурбированном иле содержание  $C_{орг}$  неравномерно уменьшалось с глубиной захоронения от 2.65 до 2.0%, в среднем 2.24%, так же как и АУВ — 22–47 мкг/г, в среднем 31 мкг/г (рис. 5). В составе алканов при переходе от окисленного к восстановленному осадку и изменение Eh от 175 (гор. 0–1 см) до –137 (горизонт 10–11 см) происходило образование автохтонного гомолога  $n-C_{17}$  (рис. 4), и отношение  $C_{17}/C_{25}$  (2.25) возрастало в 4.7 раз по сравнению с горизонтом 9–10 см.

Содержание ПАУ на ст. 7102 уменьшалось в 2 раза в толще осадка: от 931 до 459 нг/г. Тем не менее, их концентрация резко возрастала при переходе от поверхностного окисленного слоя к подстилающему восстановленному слою (1–2 см, до 1690 нг/г, рис. 5, табл. 3). В отличие от ст. 7063 нафталины здесь не относились к доминирующим гомологам (рис. 5). В составе ПАУ преобладал фенантрен, наиболее устойчивый и распространенный полиарен в донных осадках [7, 14, 18, 41].

Аномальное распределение концентраций ПАУ, которые увеличивались в нижних горизонтах колонки (рис. 3) и в составе которых доминировал 2-метилнафталин (рис. 5) — маркер

нефтяного генезиса [14, 16, 18] было установлено в осадках ст. 7105, расположенной в восточной части Медвежинского желоба [8]. Осадок на этой станции отличали довольно высокие концентрации  $C_{орг}$  как в поверхностном (2.71%) так и в нижнем (2.19%, 25–26 см) горизонтах (рис. 3). Напротив, содержание АУВ было довольно низким, и их величины неравномерно уменьшались от 23 мкг/г в поверхностном слое до 14 мкг/г в нижнем слое. Тем не менее, в составе алканов в нижних горизонтах колонки происходило образование автохтонных алканов (рис. 4) и отношение L/H (табл. 2) на горизонте 26–27 см было почти в 2 раза выше (1.21), чем на горизонте 24–25 см (0.61). Все это указывает на природное образование УВ в осадочной толще. Кроме того, в нижних горизонтах керна происходило образование ПАУ (рис. 3), в составе которых возрастала доля нафталинов (рис. 5).

Осадок на ст. 7044, расположенный в кратере на месте залпового выброса метана в результате диссоциации газогидратов в осадочной толще в послеледниковое время, содержал большое количество полихет и их трубок, а также сланцевого щебня и дресвы [10]. Подобные структуры весьма характерны для рельефа дна арктических морей и связаны с тем, что во время оледенений, метан из подземного резервуара концентрировался в массивных курганах под ледниковым щитом [19].

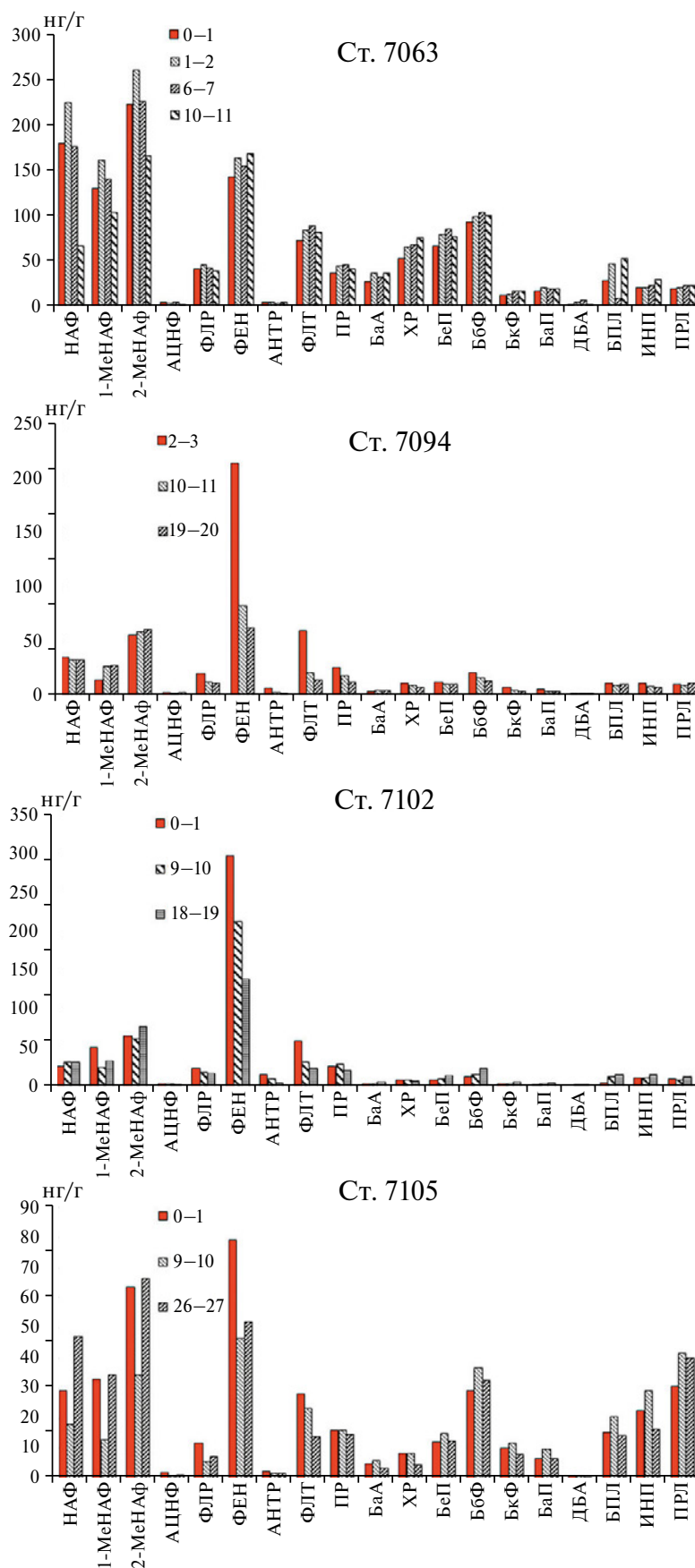


Рис. 5. Состав ПАУ в осадочной толще отдельных станций (местоположение станций приведено на рис. 1).

**Таблица 3.** Распределение маркеров в составе ПАУ (метод ВЭЖХ) донных отложений на некоторых станциях

| Горизонт     | АУВ,<br>мкг/г | ΣПАУ,<br>нг/г | ΣНаф /<br>ΣПАУ, % | ФЛТ/<br>ПР | ΣНаф /<br>ФЕН | (ПР + ФЛТ) /<br>(ФЕН + ХР) | ФЕН /<br>АНТР | Σ2–3 кол. /<br>Σ5–6 кол. | ФЛТ /<br>(ФЛТ + ПР) |
|--------------|---------------|---------------|-------------------|------------|---------------|----------------------------|---------------|--------------------------|---------------------|
| Станция 7044 |               |               |                   |            |               |                            |               |                          |                     |
| 0–1          | 26            | 681           | 30.8              | 1.7        | 1.7           | 0.4                        | 25.3          | 1.2                      | 0.6                 |
| Станция 7046 |               |               |                   |            |               |                            |               |                          |                     |
| 0–1          | 15            | 81            | 29.6              | 1.8        | 1.5           | 0.4                        | 25.8          | 1.1                      | 0.6                 |
| 2–3          | 78            | 90            | 44.1              | 2.2        | 2.4           | 0.3                        | 32.6          | 2.0                      | 0.7                 |
| 3–4          | 47            | 70            | 58.1              | 4.3        | 3.5           | 0.3                        | 39.3          | 3.9                      | 0.8                 |
| 16–18        | 49            | 466           | 52.5              | 0.9        | 7.3           | 0.4                        | 33.8          | 1.6                      | 0.5                 |
| Станция 7063 |               |               |                   |            |               |                            |               |                          |                     |
| 0–1          | 49            | 1170          | 45.7              | 2.0        | 3.7           | 0.6                        | 39.5          | 1.6                      | 0.7                 |
| 1–2          | 39            | 1400          | 46.3              | 1.9        | 3.9           | 0.6                        | 42.1          | 1.6                      | 0.7                 |
| 6–7          | 42            | 1270          | 42.9              | 2.0        | 3.5           | 0.6                        | 47.0          | 1.4                      | 0.7                 |
| 10–11        | 82            | 1100          | 30.5              | 2.0        | 2.0           | 0.5                        | 42.2          | 1.0                      | 0.7                 |
| Станция 7069 |               |               |                   |            |               |                            |               |                          |                     |
| 0–1          | 49            | 450           | 23.5              | 2.2        | 0.9           | 0.5                        | 36.1          | 1.2                      | 0.7                 |
| 1–2          | 44            | 517           | 29.0              | 2.6        | 1.4           | 0.5                        | 39.0          | 1.2                      | 0.7                 |
| 4–5          | 66            | 579           | 30.2              | 2.5        | 1.9           | 0.6                        | 44.6          | 1.0                      | 0.7                 |
| 10–11        | 76            | 513           | 27.5              | 2.6        | 1.8           | 0.6                        | 44.9          | 0.9                      | 0.7                 |
| Станция 7078 |               |               |                   |            |               |                            |               |                          |                     |
| 0–1          | 62            | 1222          | 35.2              | 2.0        | 1.8           | 0.4                        | 41.3          | 1.4                      | 0.7                 |
| Станция 7090 |               |               |                   |            |               |                            |               |                          |                     |
| 0–1          | 63            | 387           | 37.3              | 1.3        | 2.2           | 0.4                        | 31.8          | 1.4                      | 0.6                 |
| Станция 7091 |               |               |                   |            |               |                            |               |                          |                     |
| 0–1          | 148           | 626           | 37.6              | 1.1        | 2.5           | 0.4                        | 14.1          | 1.4                      | 0.5                 |
| Станция 7092 |               |               |                   |            |               |                            |               |                          |                     |
| 0–1          | 24            | 366           | 38.8              | 2.2        | 1.8           | 0.4                        | 24.5          | 2.0                      | 0.7                 |
| 2–3          | 44            | 520           | 19.8              | 2.3        | 0.5           | 0.4                        | 38.1          | 1.9                      | 0.7                 |
| 3–4          | 58            | 505           | 24.2              | 2.1        | 0.6           | 0.3                        | 40.8          | 2.5                      | 0.7                 |
| 6–7          | 48            | 603           | 25.1              | 1.6        | 0.6           | 0.3                        | 30.5          | 2.3                      | 0.6                 |
| Станция 7094 |               |               |                   |            |               |                            |               |                          |                     |
| 10–11        | 46            | 327           | 35.9              | 1.2        | 1.4           | 0.4                        | 34.3          | 1.9                      | 0.5                 |
| 11–12        | 41            | 353           | 31.8              | 1.2        | 1.0           | 0.3                        | 15.0          | 2.5                      | 0.5                 |
| 14–15        | 72            | 313           | 36.5              | 1.3        | 1.2           | 0.3                        | 19.6          | 2.9                      | 0.6                 |
| 19–20        | 47            | 294           | 40.9              | 1.1        | 1.9           | 0.4                        | 34.6          | 2.1                      | 0.5                 |
| Станция 7095 |               |               |                   |            |               |                            |               |                          |                     |
| 0–1          | 62            | 441           | 31.5              | 1.5        | 1.3           | 0.3                        | 21.6          | 1.6                      | 0.6                 |
| Станция 7099 |               |               |                   |            |               |                            |               |                          |                     |
| 0–1          | 70            | 400           | 30.9              | 1.5        | 1.2           | 0.4                        | 13.2          | 1.7                      | 0.6                 |
| Станция 7101 |               |               |                   |            |               |                            |               |                          |                     |
| 0–1          | 49            | 1125          | 32.7              | 1.2        | 1.2           | 0.3                        | 16.8          | 2.0                      | 0.5                 |

Таблица 3. Окончание

| Горизонт     | АУВ,<br>мкг/г | ΣПАУ,<br>нг/г | ΣНаф /<br>ΣПАУ, % | ФЛТ/<br>ПР | ΣНаф /<br>ФЕН | (ПР + ФЛТ) /<br>(ФЕН + ХР) | ФЕН /<br>АНТР | Σ2–3 кол. /<br>Σ5–6 кол. | ФЛТ /<br>(ФЛТ + ПР) |
|--------------|---------------|---------------|-------------------|------------|---------------|----------------------------|---------------|--------------------------|---------------------|
| Станция 7102 |               |               |                   |            |               |                            |               |                          |                     |
| 0–1          | 46            | 625           | 22.8              | 2.3        | 0.5           | 0.3                        | 19.4          | 3.4                      | 0.7                 |
| 6–7          | 28            | 804           | 20.6              | 1.6        | 0.4           | 0.3                        | 14.3          | 3.3                      | 0.6                 |
| 8–9          | 39            | 614           | 23.3              | 1.2        | 0.5           | 0.3                        | 16.0          | 2.8                      | 0.5                 |
| 9–10         | 30            | 502           | 23.6              | 1.1        | 0.6           | 0.3                        | 21.7          | 2.6                      | 0.5                 |
| 18–19        | 29            | 455           | 31.4              | 1.1        | 1.0           | 0.3                        | 31.6          | 2.0                      | 0.5                 |
| Станция 7104 |               |               |                   |            |               |                            |               |                          |                     |
| 0–1          | 45            | 710           | 32.7              | 1.8        | 1.1           | 0.2                        | 18.2          | 2.4                      | 0.6                 |
| Станция 7105 |               |               |                   |            |               |                            |               |                          |                     |
| 0–1          | 23            | 406           | 31.0              | 1.8        | 1.6           | 0.5                        | 31.8          | 1.2                      | 0.6                 |
| 1–2          | 28            | 335           | 22.0              | 1.9        | 1.8           | 0.8                        | 29.9          | 0.6                      | 0.7                 |
| 2–3          | 33            | 256           | 21.2              | 1.8        | 1.8           | 0.7                        | 30.5          | 0.6                      | 0.6                 |
| 3–4          | 25            | 317           | 19.2              | 1.7        | 1.6           | 0.8                        | 27.0          | 0.5                      | 0.6                 |
| 4–5          | 21            | 303           | 24.7              | 1.7        | 2.3           | 0.8                        | 23.0          | 0.6                      | 0.6                 |
| 5–6          | 21            | 316           | 16.7              | 1.8        | 1.3           | 0.8                        | 25.4          | 0.5                      | 0.6                 |
| 6–7          | 17            | 331           | 19.5              | 1.7        | 1.6           | 0.9                        | 23.5          | 0.5                      | 0.6                 |
| 7–8          | 19            | 375           | 19.2              | 1.7        | 1.1           | 0.7                        | 23.9          | 0.6                      | 0.6                 |
| 8–9          | 20            | 351           | 19.8              | 1.6        | 1.2           | 0.7                        | 21.9          | 0.6                      | 0.6                 |
| 9–10         | 14            | 342           | 19.3              | 1.5        | 1.4           | 0.7                        | 26.0          | 0.5                      | 0.6                 |
| 10–11        | 16            | 318           | 25.1              | 1.6        | 1.7           | 0.6                        | 26.3          | 0.8                      | 0.6                 |
| 11–12        | 16            | 344           | 21.2              | 1.6        | 1.3           | 0.7                        | 30.6          | 0.7                      | 0.6                 |
| 12–13        | 17            | 296           | 22.4              | 1.4        | 1.7           | 0.7                        | 24.8          | 0.6                      | 0.6                 |
| 13–14        | 17            | 287           | 19.4              | 1.4        | 1.3           | 0.7                        | 26.2          | 0.6                      | 0.6                 |
| 14–15        | 15            | 286           | 19.2              | 1.4        | 1.3           | 0.7                        | 30.3          | 0.6                      | 0.6                 |
| 15–16        | 19            | 299           | 18.5              | 1.5        | 1.5           | 0.8                        | 27.9          | 0.5                      | 0.6                 |
| 16–17        | 21            | 397           | 25.1              | 1.5        | 1.7           | 0.6                        | 24.8          | 0.8                      | 0.6                 |
| 17–18        | 24            | 437           | 27.2              | 1.9        | 1.2           | 0.4                        | 28.3          | 1.2                      | 0.6                 |
| 18–19        | 19            | 203           | 26.3              | 0.8        | 2.0           | 0.6                        | 24.2          | 0.7                      | 0.5                 |
| 19–20        | 20            | 240           | 29.3              | 0.9        | 2.2           | 0.6                        | 22.7          | 0.8                      | 0.5                 |
| 20–21        | 19            | 246           | 35.3              | 0.9        | 2.7           | 0.6                        | 21.4          | 1.0                      | 0.5                 |
| 21–22        | 14            | 294           | 36.2              | 1.0        | 2.8           | 0.6                        | 23.7          | 1.1                      | 0.5                 |
| 22–23        | 11            | 344           | 41.8              | 0.9        | 2.6           | 0.4                        | 27.9          | 1.6                      | 0.5                 |
| 23–24        | 13            | 323           | 36.0              | 0.9        | 2.2           | 0.5                        | 26.1          | 1.2                      | 0.5                 |
| 24–25        | 14            | 349           | 35.8              | 0.7        | 2.8           | 0.5                        | 26.5          | 1.1                      | 0.4                 |
| 25–26        | 16            | 377           | 39.5              | 0.8        | 2.3           | 0.4                        | 32.3          | 1.5                      | 0.5                 |
| 26–27        | 14            | 381           | 39.0              | 0.9        | 2.8           | 0.5                        | 27.6          | 1.2                      | 0.5                 |

При отступании оледенений метан резко высвобождался, образуя взрывные кратеры. Здесь поверхностный слой осадка (рис. 1) отличался довольно высокой концентрацией  $C_{\text{орг}}$  (2.65%), сравнительно низким содержанием АУВ (26 мкг/г) и повышенной концентрацией ПАУ (937 нг/г). Тем не менее, в составе алканов в низкомолекулярной области выделялись пики, характерные для фитопланктоногенного ОВ (рис. 2), и фитан доминировал над пристаном ( $i\text{-}C_{19}/i\text{-}C_{20} = 1.73$ , табл. 2), что может указывать на активные биогеохимические процессы в осадке [34].

Таким образом, для всего массива данных, полученных в 2021 г., наблюдалась зависимость ( $r = 0.52$ ,  $n = 41$ ) между влажностью осадков, которая изменялась в интервале 31.6–82.4% и  $C_{\text{орг}}$ . Известно, что пористость и влажность осадка, в определенной степени, обусловлены его гранулометрическим составом [2]. Осадки с высоким значением влажности (до 80% и более) образуются, как правило, тонкодисперсной взвесью с высокой долей биогенного вещества (например, фрагментами отмирающих планктонных организмов). Низкие значения влажности (менее 40%) характерны для крупнодисперсных донных осадков, сформированных литогенным материалом, поступающим в моря в результате эрозии береговой зоны и со склоновым стоком воды.

Между АУВ и влажностью ( $r = 0.24$ ) и  $C_{\text{орг}}$  и АУВ ( $r = 0.22$ ) эти связи были значительно слабее. Распределение УВ определяет не столько литотип донных осадков, а уровень первичной продукции в акватории, вклад терригенного ОВ, а также влияние бентосных макро- и микроорганизмов [21, 22]. Поэтому во многих исследованных районах отсутствовали связи в распределении  $C_{\text{орг}}$  и АУВ, АУВ и ПАУ. Разная природа образования АУВ (фитопланктон и нефтяное загрязнение) и ПАУ (процессы сжигания топлива, в меньшей степени нефтяное загрязнение) приводят к отсутствию связи в распределении этих углеводородных классов:  $r(\text{АУВ-ПАУ}) = -0.23$ .

В большинстве кернов происходит снижение концентраций  $C_{\text{орг}}$  в верхней части активной зоны (10–12 см) и незначительное изменение в нижних горизонтах. Эта закономерность соответствует общей тенденции изменения органического вещества в отложениях арктического шельфа [31] и довольно низкие величины СРІ в составе алканов ( $<3$ , табл. 2) в изученных акваториях указывают на увеличение поступления биогенных УВ. Их образование происходило непосредственно в осадочной толще, которая из-за большого количества неразложившихся органических соедине-

ний зачастую имела запах сероводорода (станции 7063, 7068, 7087, 7105).

В проливе Фрама столь большой диапазон концентраций обусловлен в значительной степени особенностями условий гидрологического режима [33, 36, 39]. Здесь взаимодействуют два основных течения: теплое Западно-Шпицбергенское и холодное Восточно-Гренландское. Благодаря этим течениям происходит обмен между арктическими и атлантическими водными массами [38]. В краевой зоне таяния морских льдов (Marginal Ice Zone, MIZ), согласно данным, полученным в 2021 г., увеличивается продуктивность фитопланктона до  $450\text{--}650 \text{ мгС} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$  [29]. Повышенные концентрации питательных веществ, хлорофилла “а”, высокий уровень продукции фитопланктона в поверхностных водах, а также высокие скорости вертикального потока вещества приводят к накоплению органических соединений в осадках на отдельных участках дна. Последнее приводит к мозаичности в распределении и составе органического вещества в поверхностном слое. Ранее считалось, что основной источник УВ в донных осадках пролива Фрама — фитопланктон (ледовые водоросли), а также биогеохимические процессы на границе вода–дно [22]. Вклад УВ наземного происхождения был минимальным. Однако наши исследования показали, что на ст. 7082 в осадках преобладали терригенные высокомолекулярные алканы. Поэтому значения СРІ были выше по сравнению с другими районами (табл. 2).

Изучение дифференциации молекулярного состава ПАУ при переносе через пролив Фрама позволило установить, что более летучие/легкие полиарены, которые образуются в выбросах в низких широтах, переносятся в атмосфере на большие расстояния. Напротив, высокомолекулярные ПАУ осаждаются преимущественно в прибрежных шельфовых акваториях в результате газообмена между атмосферой и водой [27, 41].

Хребет Вестнеса представляет собой дрейф, юго-восточная часть которого осложнена многочисленными выходами углеводородных газов [37, 40, 43]. При этом в толще осадков происходит миграция глубинных флюидов и образование не только метана, но и высокомолекулярных УВ. Поэтому на ст. 7063 в осадочной толще наблюдалась зависимость между распределением  $C_{\text{орг}}$  и влажностью осадков ( $r = 0.58$ ,  $n = 25$ ), и полностью отсутствовали связи между распределением АУВ и  $C_{\text{орг}}$  ( $r = -0.38$ ). Последнее, скорее всего, обусловлено наличием источника органических соединений генетически не связанного с взвесью

и седиментационными процессами. Это подтверждает распределение молекулярных маркеров в составе АУВ и ПАУ.

В зависимости от условий в нефтегазоносных горизонтах и геологических структурах под морским дном газово-жидкие потоки метана и других УВ из осадочных толщ могут активизироваться, временно прекращать свою активность, либо вообще исчезать, а затем появляться вновь [11, 35]. Этим можно объяснить разницу в концентрациях АУВ и ПАУ в разные годы исследования в одном и том же районе (табл. 1).

Происхождение УВ существенно различалось в зависимости от района исследования. Оказалось, что более устойчивые терригенные алканы доминировали в осадках лишь в отдельных районах. Поэтому столь низкими оказались величины С<sub>орг</sub> в составе алканов (табл. 2). Распределение районов разгрузки метана выявляет чрезвычайно широкий и разнообразный диапазон обстановок седиментации: ландшафтно-морфологических, геодинамических, и климатических [1]. Отсутствие связи между концентрациями С<sub>орг</sub> и АУВ, увеличение доли АУВ в составе С<sub>орг</sub> с глубиной захоронения осадка, а также распределение маркеров в составе алканов могут свидетельствовать в пользу глубинной природы АУВ [1, 9]. На локальный характер этих процессов указывает латеральная изменчивость концентраций АУВ в осадках.

На шельфе Шпицбергена уровни концентраций и состав полиаренов формируют эродированные угольные породы архипелага [25, 31]. Поэтому здесь установлены наиболее высокие концентрации ПАУ.

Глубинные процессы оказывают влияние на формирование современной морфоструктуры и рельефа трогов Эрик-Эриксен и Орли [6]. Общая картина размещения разгрузок выявляет чрезвычайно широкий и разнообразный диапазон обстановок их распространения — ландшафтно-морфологических, геодинамических и климатических. Последнее подтверждается аномально высокими значениями теплового потока, в частности, в трог Орли более 300 мВт/м<sup>2</sup>. Активность глубинных процессов отмечается в различных сегментах трогов из-за тектонической природы данных структур. Западная часть трога Орли является перспективной в плане обнаружения областей выходов метана, что подтвердил судовой эхолот, установивший профиль с нахождением факела [10]. Поэтому здесь в осадках были столь высокие концентрации УВ, особенно ПАУ. Уникальность отбора проб в этом районе состояла также

в том, что в недавнем прошлом трог севера Баренцева моря, были малодоступны для исследований из-за ледяного покрова и сложной ледовой ситуации в короткий летний сезон.

В заключение следует подчеркнуть, что изучение состава УВ и биогеохимических процессов в донных осадках в настоящее время становится неотъемлемой частью исследований для оценки последствий влияния на экосистемы меняющихся среды и климата в Арктике.

## ВЫВОДЫ

Источники УВ существенно различались для изученных акваторий Норвежско-Гренландского бассейна и Баренцева моря с разными условиями седиментации и потоками глубинных флюидов со дна. Поэтому установлены большие диапазоны изменения концентраций органических соединений в поверхностном слое осадков, которые составили для С<sub>орг</sub> 0.25–2.71%, АУВ — 7–182 мкг/г и ПАУ — 0–1918 нг/г.

Полученные корреляционные связи между влажностью осадков и содержанием С<sub>орг</sub> свидетельствуют о совместном содержании в них биогенной и литогенной составляющих. Отсутствие корреляционных зависимостей между содержанием С<sub>орг</sub> и концентрацией УВ, а также между концентрациями АУВ и ПАУ указывают на одновременное присутствие в осадках разных источников, которые формируют эти органические соединения.

В проливе Фрама столь большой диапазон концентраций обусловлен в значительной степени гидрологическими условиями акватории. В составе АУВ преобладали как микробиальные, так и терригенные алканы, а в составе ПАУ — высокомолекулярные гомологи.

Во многих исследованных голоценовых осадках поведение органических соединений обусловлено в основном микропросачиванием природных УВ (хребет Вестнеса, район желоба Орли, центральная часть Баренцева моря и др.). Состав алканов и состав ПАУ указывали на интенсивные глубинные флюидные потоки, происходящие в осадочной толще, которые в отдельных случаях (ст. 7105) могут приводить к образованию нефтяных пленок на поверхности моря, регистрирующихся из космоса с помощью радиолокационных спутников.

Состав специфических биомаркеров (например, ст. 7963) отражает латеральную и вертикальную изменчивость источников УВ в толще осадков. В акваториях покмарков и сипов

выявлено обогащение вскрытой осадочной толщи легкими алканами в составе АУВ и нафталинами в составе ПАУ.

**Благодарность.** Авторы благодарят М.Д. Кравчишину, А.А. Ключиткина — группу руководства 84-го рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш”, а также Д.Ф. Будько за организацию и отбор проб донных осадков.

**Источники финансирования.** Работа выполнена при финансовой поддержке Госзадания, тема № FMWE-2024-0020.

**Конфликт интересов.** У авторов данной работы отсутствует конфликт интересов.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Беленицкая Г.А.* Флюидное направление литологии: состояние, объекты, задачи // Ученые записки Казанского университета. 2011. Т. 153. № 4. С. 97–112.
2. *Гавшин В.М., Лапухов С.В., Сараев С.В.* Геохимия литогенеза в условиях сероводородного заражения (Черное море). Новосибирск: Наука, 1988. 194 с.
3. *Каминский В.Д., Супруненко О.И., Смирнов А.Н. и др.* Современное ресурсное состояние и перспективы освоения минерально-сырьевой базы шельфовой области российской Арктики // Разведка и охрана недр. 2016. № 9. С. 136–142.
4. *Кравчишина М.Д., Ключиткин А.А., Володин В.Д. и др.* Системные исследования осадкообразования в Европейской Арктике в 84-м рейсе научно-исследовательского судна “Академик Мстислав Келдыш” // Океанология. 2022. Т. 62. № 4. С. 660–663.
5. *Куришева А.В., Моргунова И.П., Петрова В.И. и др.* Углеводороды в литоральных осадках и маршевых почвах юго-западного побережья Баренцева моря // Геохимия. 2023. Т. 68. № 9. С. 964–981. <https://doi.org/10.31857/S0016752523090078>
6. *Мороз Е.А.* Новейшая тектоника северо-западной окраины баренцевоморского шельфа // Мониторинг. Наука и технологии. Науки о Земле. 2016. № 4 (29). С. 6–13.
7. *Немировская И.А.* Нефть в океане (загрязнение и природные потоки). М.: Научн. мир, 2013. 432 с.
8. *Немировская И.А., Иванов А.Ю.* Верификация данных дистанционного зондирования для определения природы углеводородов (на примере Баренцева моря) // ДАН. Науки о Земле. 2022. Т. 507. № 1. С. 104–109. <https://doi.org/10.31857/S2686739722601168>
9. *Немировская И.А., Храмова А.В.* Углеводороды в воде и в донных осадках Норвежско-Баренцевоморского бассейна // Геохимия. 2023 Т. 61 № 2. С. 173–186. <https://doi.org/10.31857/S0016752523020073>
10. *Новичкова Е.А., Матуль А.Г., Козина Н.В. и др.* Литологические и палеоокеанологические исследования Гренландской котловины и континентальной окраины Шпицбергена в 84-м рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш” в 2021 г. // Геология океанов и морей. М.: ИОРАН, 2022. Т. 4. С. 118–122.
11. *Патин С.А.* Нефть и экология континентального шельфа. М.: ВНИРО. 2017. Т. 1. 327 с.
12. *Петрова В.И., Батова Г.И., Куришева А.В. и др.* Углеводороды в донных осадках Штокмановской площади — распределение, генезис, временные тренды // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2015. Т. 10. № 3. URL: [http://www.ngtp.ru/rub/1/35\\_2015.pdf](http://www.ngtp.ru/rub/1/35_2015.pdf)
13. *Решетников М.Г.* Климатическая политика в России: Наука, технологии, экономика // Проблемы прогнозирования. 2023. № 6. С. 6–10.
14. *Ровинский Ф.Я., Теплицкая Т.А., Алексеева Т.А.* Фоновый мониторинг полициклических ароматических углеводородов. Л.: Гидрометеиздат, 1988. 224 с.
15. Справочники и руководства. МОК/ВМО. Париж: Юнеско, 1984. № 13. 34 с.
16. *Хаустов А.П., Редина М.М.* Геохимические маркеры на основе соотношений концентраций ПАУ в нефти и нефтезагрязненных объектах // Геохимия. 2017. № 1. С. 57–67.
17. AMAP. Assessment 2007: Chapter 4. Sources, Inputs and Concentrations of Petroleum Hydrocarbons, Polycyclic Aromatic Hydrocarbons, and other Contaminants Related to Oil and Gas Activities in the Arctic. Oslo, 2010. 87 p.
18. AMAP. Assessment 2016: Chemicals of Emerging Arctic Concern. Oslo, 2017. 353 p.
19. *Andreassen K., Hubbard A., Winsborrow M. et al.* Massive blow-out craters formed by hydrate-controlled methane expulsion from the Arctic seafloor // Science. 2017. V. 356 (6341).
20. *Bambulyak A., Frantzen B., Rautio R.* Oil transport from the Russian part of the Barents region. Status Report. The Norwegian Barents Secretariat and Akvaplan-niva: Norway, 2015. 105 p.
21. *Bianchi T.S., Schreiner K.M., Smith R.W. et al.* Redox effects on organic matter storage in coastal sediments during the Holocene: a biomarker/proxy perspective // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 2016. V. 44. P. 295–319.
22. *Birgel D., Stein R., Hefter J.* Aliphatic lipids in recent sediments of the Fram Strait/Yermak Plateau (Arctic Ocean): composition, sources and transport processes // Marine Chemistry. 2004. V. 88. № 3–4. P. 127–160.
23. *Boitsov S., Klungsøyr J., Jensen H.* Background concentrations of polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) in deep core sediments from the Norwegian Sea and the Barents Sea: a proposed update of the OSPAR commission background values for these sea areas // Chemosph. 2020. № 251. P. 1–12.

24. *Boitsov S., Klungsøyr J., Jensen H.* Background concentrations of polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) in deep core sediments from the Norwegian Sea and the Barents Sea: a proposed update of the OSPAR commission background values for these sea areas // *Chemosph.* 2020. № 251. P. 1–12.
25. *Dahle S., Savinov V., Klungsøyr J. et al.* Polyaromatic hydrocarbons (PAHs) in the Barents Sea sediments: small changes over the recent 10 years // *Mar. Biol. Res.* 2009. № 5. P. 101–108.
26. *Ivanov A.Y., Ivonin D.V., Terleeva N.V. et al.* Oil spills in the Barents Sea: the results of multiyear monitoring with synthetic aperture radar // *Mar. Pollut. Bull.* 2022. 179. 113677.  
<https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2022.113677>.
27. *Keyte I.J., Harrison R.M., Lammel G.* Chemical reactivity and long-range transport potential of polycyclic aromatic hydrocarbons – A review // *Chemical Society Reviews*, 2013. V. 42 (24), 9333–9391.  
<https://doi.org/10.1039/C3CS60147A>
28. *Koltovskaya E.V., Nemirovskaya I.A.* Concentration and composition of polycyclic aromatic hydrocarbons in bottom sediments of the Barents and Norwegian seas // *Oceanology*. 2023. V. 63. M. Suppl. 1. P. 144–155.
29. *Kudryavtseva E., Kravchishina M., Pautova L. et al.* Sea Ice as a Factor of Primary Production in the European Arctic: Phytoplankton Size Classes and Carbon Fluxes // *J. Mar. Sci. Eng.* 2023. V. 11. № 11. 2131.  
<https://doi.org/10.3390/jmse11112131>
30. Monitoring of hazardous substances in the White Sea and Pechora Sea: harmonisation with OSPAR's Co-ordinated Environmental Monitoring Programme (CEMP) Tromsø: Akvaplan-niva, 2011. 71p.
31. *Morgunova I.P., Petrova V.I., Litvinenko I.V. et al.* Hydrocarbon molecular markers in the Holocene bottom sediments of the Barents Sea as indicators of natural and anthropogenic impacts // *Mar. Poll. Bull.* 2019. V. 149. № 12. P. 110587.  
<https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2019.110587>
32. *Nishumura M., Baker E.W.* Possible origin of n-alkanes with remarkable even-to-odd predominance in recent marine sediments // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1986. V. 50. № 2. P. 299–305.
33. *Olli K., Wexels Riser, Wassmann C. et al.* Seasonal variation in vertical flux of biogenic matter in the marginal ice zone and the central Barents Sea // *Journal of Marine Systems*. 2002. V. 38. № 1–2. P. 189–204.
34. *Peters K.E., Walters C.C., Moldowan J.M.* The Biomarker Guide: Biomarkers and isotopes in petroleum systems and Earth history. V. 2. Cambridge: Cambridge University Press, 2005. 1155 p.
35. *Rise L., Bellec V.K., Chand S. et al.* Pockmarks in the southwestern Barents Sea and Finnmark fjords // *Norwegian Journal of Geology*. 2015. V. 94. P. 263–282.
36. *Rudels B., Meyer, R., Fahrbach E. et al.* Water mass distribution in Fram Strait and over the Yermak Plateau in summer 1997 // *Ann. Geophys.*, 2000. V. 18. № 6. P. 687–705.
37. *Schauer U., Fahrbach E., Osterhus S. et al.* Arctic warming through the Fram Strait: oceanic heat transport from 3 years of measurements // *J. Geophys. Res.* 2004. V. 109. C06026.  
<https://doi.org/10.1029/2003JC001823>
38. *Schneider A., Panieri G., Lepland A. et al.* Methane seepage at Vestnesa Ridge (NW Svalbard) since the Last Glacial Maximum // *Quat. Sci. Rev.* 2018. V. 193. P. 98–117.
39. *Sztybor K., Rasmussen T.L.* Diagenetic disturbances of marine sedimentary records from methane-influenced environments in the Fram Strait as indications of variation in seep intensity during the last 35 000 years // *International Journal of Quaternary research*. 2016. V. 46. № 2. P. 212–228.  
<https://doi.org/10.1111/bor.12202>
40. *Sztybor K., Rasmussen T.L.* Late glacial and deglacial palaeoceanographic changes at Vestnesa Ridge, Fram Strait: Methane seep versus non-seep environments // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2017. V. 476. P. 77–89.
41. *Zhang L., Ma Y., Vojta, S. et al.* Presence, sources and transport of polycyclic aromatic hydrocarbons in the Arctic Ocean // *Geophys. Res. Lett.* 2022. № 50. GL101496.  
<https://doi.org/10.1029/2022GL101496>
42. *Yunker M.B., Macdonald R.W., Ross P.S. et al.* Alkane and PAH provenance and potential bioavailability in coastal marine sediments subject to a gradient of anthropogenic sources in British Columbia, Canada // *Org. Geochem.* 2015. № 89–90. P. 80–116.
43. *Walczowski W., Piechura J., Osinski R. et al.* The West Spitsbergen Current volume and heat transport from synoptic observations in summer // *Deep-Sea Res. Part I*. 2005. V. 52. № 8. P. 1374–1391.

## ORIGIN OF HYDROCARBONS IN HOLOCENE SEDIMENTS OF THE NORDIK SEAS AND BARENTS SEA

**I. A. Nemirovskaya\*, A. V. Medvedeva**

*Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia*

*\* e-mail: nemir@ocean.ru*

The concentrations and composition of hydrocarbons (aliphatic – AHCs and polycyclic aromatic hydrocarbons – PAHs) were determined using molecular markers in Holocene sediments of the Nordik Seas and the Barents Sea (cruise 84 of the R/V *Akademik Mstislav Keldysh*, 2021). A wide range of concentrations in surface bottom sediments has been established:  $C_{org}$  (0.25–2.71%), AHCs (7–182  $\mu\text{g/g}$ ) and PAHs (0–1918  $\text{ng/g}$ ). The distribution of hydrocarbons is determined mainly by the processes occurring in the sedimentary strata (changes in Eh and fluid flows), and to a lesser extent by the lithotype of sediments. At the same time, the formation of autochthonous homologues is observed in the composition of alkanes, and in the composition of PAHs – naphthalenes.

**Key words:** aliphatic and polycyclic aromatic hydrocarbons, Nordik Seas, Barents Sea, bottom sediments, fluid flows

УДК 579:578 (268.5)

## РОЛЬ МИКРООРГАНИЗМОВ И ВИРУСОВ В ВЕРТИКАЛЬНОМ ПОТОКЕ ВЕЩЕСТВА В ВОСТОЧНО-СИБИРСКОМ МОРЕ И МОРЕ ЛАПТЕВЫХ

© 2025 г. А. И. Копылов<sup>1, 2, \*</sup>, Е. А. Заботкина<sup>1</sup>, А. В. Романенко<sup>1</sup>,  
А. Ф. Сажин<sup>2</sup>, М. В. Флинт<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт биологии внутренних вод им. И.Д. Папанина РАН, пос. Борок, Ярославская обл., Россия

<sup>2</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

\*e-mail: kopylov@ibiw.ru

Поступила 01.10.2024 г.

После доработки 01.10.2024 г.

Принята к публикации 03.10.2024 г.

Исследования вклада бактерий (BAC), гетеротрофных нанофлагеллят (HNF) и вирусов (VIR) в вертикальные потоки вещества на шельфе Восточно-Сибирского моря (ВСМ) и моря Лаптевых (МЛ) были выполнены с помощью седиментационных ловушек, размещенных на буйковых станциях на глубинах 18–55 м в течении 4–19 сут. Величина суммарного потока органического углерода ( $C_{\text{ОРГ}}$ ), заключенного в клетках BAC, HNF и частицах VIR, в ВСМ изменялась от 0.5 до 2.4 мг С м<sup>-2</sup> сут<sup>-1</sup> и составляла 1.1–4.9% общего потока  $C_{\text{ОРГ}}$ , в МЛ — от 0.7 до 5.2 мг С м<sup>-2</sup> сут<sup>-1</sup> и составляла 1.1–6.2% общего потока  $C_{\text{ОРГ}}$ . Максимальные величины потоков измерены вблизи дельты р. Лены и устьев рек Хатанги и Индигирки. Вклад BAC, HNF и VIR в суммарную биомассу микробного сообщества, прикрепленного к тонущим частицам, составил, в среднем для ВСМ и МЛ, соответственно,  $59 \pm 11\%$ ,  $28 \pm 8\%$ ,  $13 \pm 9\%$ .

**Ключевые слова:** Восточно-Сибирское море, море Лаптевых, вертикальные потоки осадочного вещества, бактерии, гетеротрофные нанофлагелляты, вирусы

**DOI:** 10.31857/S0030157425010078, **EDN:** DPOOKC

### ВВЕДЕНИЕ

Морские органические частицы (ОЧ), оседающие из поверхностной зоны фотосинтеза на дно, являются основным механизмом транспортировки питательных веществ в глубины океана и ключевым компонентом биологического углеродного насоса — важного компонента глобального цикла углерода [28]. Деградация погружающихся ОЧ морскими микроорганизмами является одним из основных факторов биологического насоса [10]. Оседающие на дно ОЧ — это одиночные и агрегированные клетки фитопланктона, мертвые организмы зоопланктона, фекальные пеллеты, детритные частицы, морской «снег» [12].

Живые микроорганизмы и вирусы являются неотъемлемой частью ОЧ [25, 35]. Тонущие ОЧ, из-за высокой концентрации питательных веществ, представляют собой очаги микробной активности, в которых обитают разнообразные микробные сообщества, играющие активную роль в преобразовании органического вещества

в океанах [18]. Эти микробные сообщества связывают поверхность и глубины океанов [26] и участвуют в биогеохимическом цикле посредством селективной реминерализации лабильного органического углерода [20].

В последние годы, в сибирских арктических морях количественно оценены вертикальные потоки осадочного вещества и вертикальные потоки органического углерода (ОУ), а также определены доли разных компонентов (фитопланктон, некрозоопланктон, фекальные пеллеты, домики аппендикулярий) в вертикальном потоке ОУ [1–3, 8, 9]. В Восточно-Сибирском море и море Лаптевых установлено существенное влияние пресноводного материкового стока на структурные особенности вертикального потока вещества в области речного плюма [2, 16].

Однако до настоящего времени количественная оценка участия микробных сообществ в вертикальных потоках органического вещества в сибирских арктических морях не анализировалась. В настоящем исследовании приведены первые

данные о численности и биомассе гетеротрофных микроорганизмов и вирусов, ассоциированных с взвешенными частицами в составе седиментационных ловушек, и о вкладе микробных сообществ в вертикальный поток ОУ на шельфе Восточно-Сибирского моря и на шельфе моря Лаптевых. Целью работы были: 1. Оценка вертикальных потоков бактерий, гетеротрофных наноплагеллят, вирусов и анализ влияния речного стока. 2. Сравнительный анализ роли микроорганизмов и вирусов в вертикальном потоке углерода с другими компонентами взвешенного вещества на шельфе в зоне распространения речных вод.

### МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Материал собран в комплексной экспедиции Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН в 69-м рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш” в морях сибирской Арктики в августе–сентябре 2017 г. Вертикальные потоки вещества на шельфе Восточно-Сибирского моря (ВСМ) измеряли на двух буйковых станциях, на шельфе моря Лаптевых (МЛ) на четырех буйковых станциях, оснащенных седиментационными ловушками (рис. 1).

На каждой станции исследовали два или три горизонта — в середине столба воды и на глуби-

не 6–10 м от дна. Для сбора осадочного вещества использовались малые цилиндрические ловушки МСЛ-110 (площадь сбора  $0.01 \text{ м}^2$ ) с одним пробосборником [6]. На каждом горизонте было установлено по четыре МСЛ-110. Осадочный материал собран в пробосборники — полиэтиленовые сосуды объемом 330 мл. Перед постановкой станций пробосборники ловушек заполнялись раствором  $\text{HgCl}_2$  1% в фильтрованной морской воде с соленостью, доведенной до 40‰. Подготовка ловушек и обработка проб проводились по стандартной методике [5]. Время экспозиции ловушек составило от 4–5 суток в ВСМ и 11–19 суток в МЛ.

Для определения концентрации взвеси в ловушках пробу фильтровали под вакуумом 400 мбар на мембранные ядерные фильтры ( $\varnothing 47 \text{ мм}$ ,  $\varnothing$  пор  $0.45 \text{ мкм}$ ). Концентрацию взвеси определяли взвешиванием фильтров с точностью до  $\pm 0.01 \text{ мг}$  [2]. Для определения содержания  $\text{C}_{\text{орг}}$  во взвеси (ВОУ) пробы фильтровали под вакуумом 200 мбар через прокаленные ( $t = 500^\circ\text{C}$ ) стекловолкнистые фильтры GF/F [2]. Концентрацию  $\text{C}_{\text{орг}}$  определяли методом высокотемпературного сжигания с регистрацией выделявшегося  $\text{CO}_2$  автоматическим кулонометрическим методом на анализаторе углерода АН 7529 [7].

Пробы из ловушек сразу после экспозиции фиксировали 25% глутаровым диальдегидом до

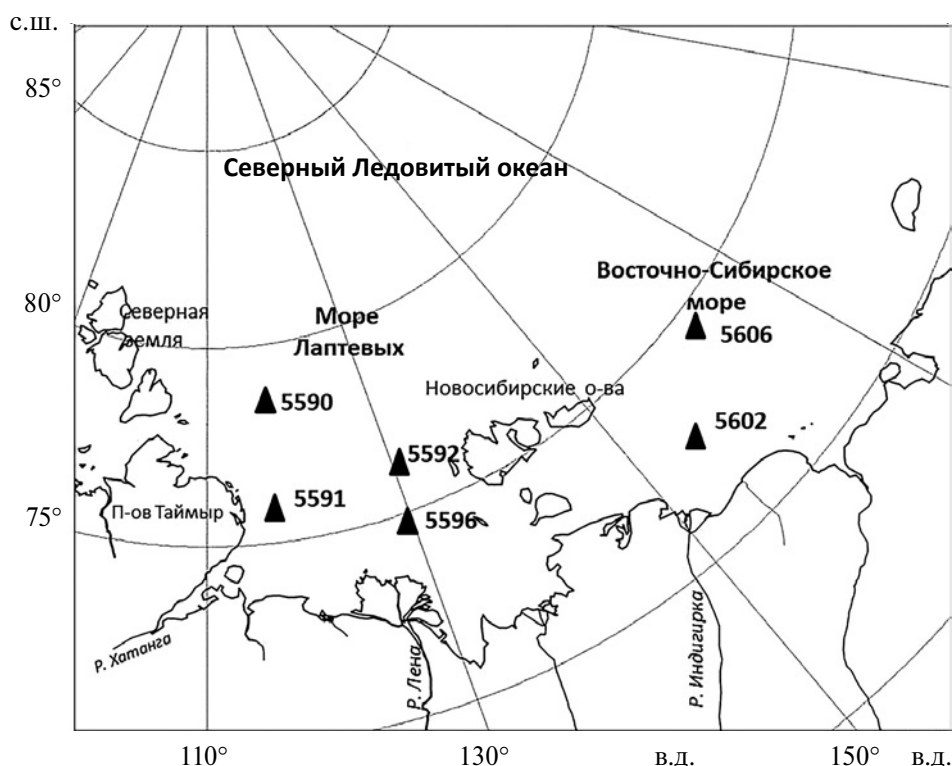


Рис. 1. Карта-схема расположения станций.

конечной концентрации в пробе 2%. Для определения общей численности микроорганизмов и вирусов, ассоциированных с частицами взвеси, в пробы предварительно добавляли пирофосфат натрия (0.001 М) и подвергали воздействию ультразвука [23, 36]. Численность и размеры гетеротрофных прокариот определяли методом эпифлуоресцентной микроскопии с использованием флуоресцентного красителя DAPI и черных ядерных фильтров с диаметром пор 0.17 мкм (ОИЯИ, Россия) [29]. Поскольку данный метод учета микроорганизмов не позволяет различать домены архей и бактерий, окрашенные DAPI бактериальные и архейные клетки в дальнейшем именовали бактериями (BAC). На каждом фильтре считали не менее 500 и измеряли не менее 150 клеток бактерий. Сырую биомассу бактерий вычисляли путем умножения их численности на средний объем клеток. Содержание углерода в бактериальных клетках ( $C$ , фг  $C$  кл<sup>-1</sup>) рассчитывали с использованием аллометрического уравнения:  $C = 120V^{0.72}$  [27]. Численность и размеры гетеротрофных нанофлагеллят (HNF) определяли с использованием флуорохрома примулин и черных ядерных фильтров с диаметром пор 0.17 мкм [15]. На каждом фильтре считали не менее 300 и измеряли не менее 100 клеток нанофлагеллят. Допускали, что содержание углерода в сырой биомассе HNF составляет 22% [14]. Препараты просматривали при увеличении  $\times 1000$  под эпифлуоресцентным микроскопом Olympus BX51 (Olympus, Japan).

Численность вирусов (VIR), количество зрелых фагов в инфицированных клетках ( $BS$ , вирусов/клетку) и частоту видимых инфицированных вирусами клеток бактерий ( $FVIC$ , % от численности бактерий) определяли с помощью метода электронной трансмиссионной микроскопии [23, 32]. Сеточки просматривали в электронном микроскопе JEM 1011 (Jeol, Япония) при увеличении  $\times 50000$ – $150000$ . Для каждой пробы готовили две сеточки. На каждом препарате учитывали не менее 800 вирусных частиц и не менее 800 клеток прокариот. Содержание углерода в 1 вирусной частице принимали равным 0.2 фг  $C$  [21]. Для расчета доли всех инфицированных клеток прокариот ( $FIC$ , % от численности бактерий) использовали уравнение:  $FIC = 7.1FVIC - 22.5FVIC^2$  [13]. Клетку прокариот считали инфицированной, если внутри нее находилось 4 и более зрелых фагов. Вирус индуцированную смертность бактерий ( $VMB$ , % суточной продукции), рассчитывали по формуле:  $VMB = (FIC + 0.6FIC^2) / (1 - 1.2FIC)$  [13]. Лабораторные исследования показали, что в про-

бах природной воды после добавления к ним  $HgCl_2$  (концентрация 1%) численность вирусов после хранения проб воды в течение 20 суток при температуре экспозиции 2–3°C снизилась по сравнению с начальной на 10–15%. Следовательно, результаты определения численности вирусов на частицах взвеси в нашей работе занижены.

Статистическая обработка полученных данных проводилась с использованием статистического пакета программ STATISTICA 10. Для корреляционного анализа использовали коэффициент ранговой корреляции Спирмена.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

Буйковые станции с седиментационными ловушками были расположены в районах, в разной степени подверженных влиянию речного стока. В Восточно-Сибирском море ст. 5602 находилась в зоне плюма р. Индигирки, ст. 5606 – вне области его распространения. В восточной части моря Лаптевых станции 5592 и 5596 были расположены в районе влияния стока р. Лены. В западной части моря Лаптевых станция 5591 находилась в зоне влияния стока р. Хатанги, тогда как ст. 5590 не испытывала влияние пресноводного плюма. На станциях 5602, 5591, 5596, находящихся под влиянием стоков рек Индигирки, Хатанги и Лены, соленость воды, в среднем для столба воды, была ниже, чем таковая на станциях 5606, 5590, 5592, расположенных вне зоны влияния материкового стока. В то же время, температура воды на этих станциях была существенно выше (табл. 1). Более подробные данные о вертикальном распределении температуры и солености воды на исследованных станциях в период экспозиции ловушек были опубликованы ранее [2, 16].

В период исследования численности микроорганизмов и вирусов в ВСМ, в среднем, были выше, чем в западной части МЛ, соответственно, в 1.8, 2.4 и 1.6 раза (табл. 2). Величины продукции бактерий и вирусов в ВСМ превышали таковые в МЛ, соответственно, в 4.6 и 4.8 раз (табл. 2).

В ВСМ и МЛ средние величины численности BAC на тонущих частицах (соответственно,  $32 \pm 13$  и  $86 \pm 47 \times 10^9$  кл  $m^{-2}$   $сут^{-1}$ ) были на два порядка ниже интегральных величин численности бактерий в слое воды над ловушками (соответственно,  $16.5 \pm 2.6$  и  $13.8 \pm 6.8 \times 10^{12}$  кл  $m^{-2}$   $сут^{-1}$ ) и составляли, соответственно,  $0.3 \pm 0.1\%$  (пределы: 0.2–0.3%) и  $5.6 \pm 3.2\%$  (пределы: 1.0–9.4%) интегральной суточной бактериальной продукции в слое воды над ловушками (соответственно,  $11.6 \pm 2.9$  и  $1.7 \pm 0.5 \times 10^{12}$  кл  $m^{-2}$   $сут^{-1}$ ). В ВСМ и МЛ средние величины численности HNF на тонущих

**Таблица 1.** Координаты и характеристика станций, горизонты и время экспозиции ловушек на буйковых станциях

| Станции                 | Координаты |           | Глубина, м | Температура, °С | Соленость, psu | Горизонты ловушек, м | Время экспозиции, сут |
|-------------------------|------------|-----------|------------|-----------------|----------------|----------------------|-----------------------|
|                         | с.ш.       | в.д.      |            |                 |                |                      |                       |
| Восточно-Сибирское море |            |           |            |                 |                |                      |                       |
| 5602                    | 73°13.9'   | 156°26.1' | 26         | 1.6±1.7*        | 29.0±4.0*      | 10, 18               | 5                     |
| 5606                    | 75°38.0'   | 161°59.9' | 47         | −0.8±1.5        | 31.0±.0.8      | 20, 35               | 4                     |
| Море Лаптевых           |            |           |            |                 |                |                      |                       |
| 5591                    | 75°24.7'   | 115°26.6' | 44         | 0.8±1.2         | 29.2±4.8       | 15, 30               | 17                    |
| 5590                    | 77°10.2'   | 114°40.0' | 65         | 0.2±0.8         | 32.3±0.6       | 20, 45, 55           | 19                    |
| 5596                    | 74°15.0'   | 130°29.7' | 25         | 2.2±1.4         | 26.0±4.2       | 10, 20               | 11                    |
| 5592                    | 75°48.5'   | 130°29.7' | 47         | 1.2±1.2         | 29.0±3.2       | 16, 25               | 11                    |

\* Средние ± SD для столба воды и за время экспозиции.

**Таблица 2.** Средние ± SD для столба воды величины численности (N) и продукции (P) бактерий (BAC), гетеротрофных наноплагеллят (HNF), вирусов (VIR) на буйковых станциях

| Станция                 | BAC                                        | HNF                                                           |                            | VIR                                         |                                                                |
|-------------------------|--------------------------------------------|---------------------------------------------------------------|----------------------------|---------------------------------------------|----------------------------------------------------------------|
|                         | N*,<br>10 <sup>3</sup> кл мл <sup>−1</sup> | P**,<br>10 <sup>3</sup> кл мл <sup>−1</sup> сут <sup>−1</sup> | N*,<br>кл мл <sup>−1</sup> | N*,<br>10 <sup>6</sup> вир мл <sup>−1</sup> | P**,<br>10 <sup>3</sup> вир мл <sup>−1</sup> сут <sup>−1</sup> |
| Восточно-Сибирское море |                                            |                                                               |                            |                                             |                                                                |
| 5602                    | 748 ± 227                                  | 446 ± 219                                                     | 456 ± 61                   | 10.3 ± 4.0                                  | 316 ± 229                                                      |
| 5606                    | 602 ± 166                                  | 459 ± 100                                                     | 316 ± 83                   | 6.8 ± 1.8                                   | 208 ± 84                                                       |
| Море Лаптевых           |                                            |                                                               |                            |                                             |                                                                |
| 5591                    | 353 ± 209                                  | 55 ± 41                                                       | 183 ± 65                   | 5.2 ± 1.8                                   | 55 ± 42                                                        |
| 5590                    | 385 ± 195                                  | 139 ± 58                                                      | 143 ± 38                   | 5.4 ± 0.6                                   | 55 ± 38                                                        |

Примечание: \* — средние за время экспозиции величины, \*\* — величины получены в конце экспозиции.

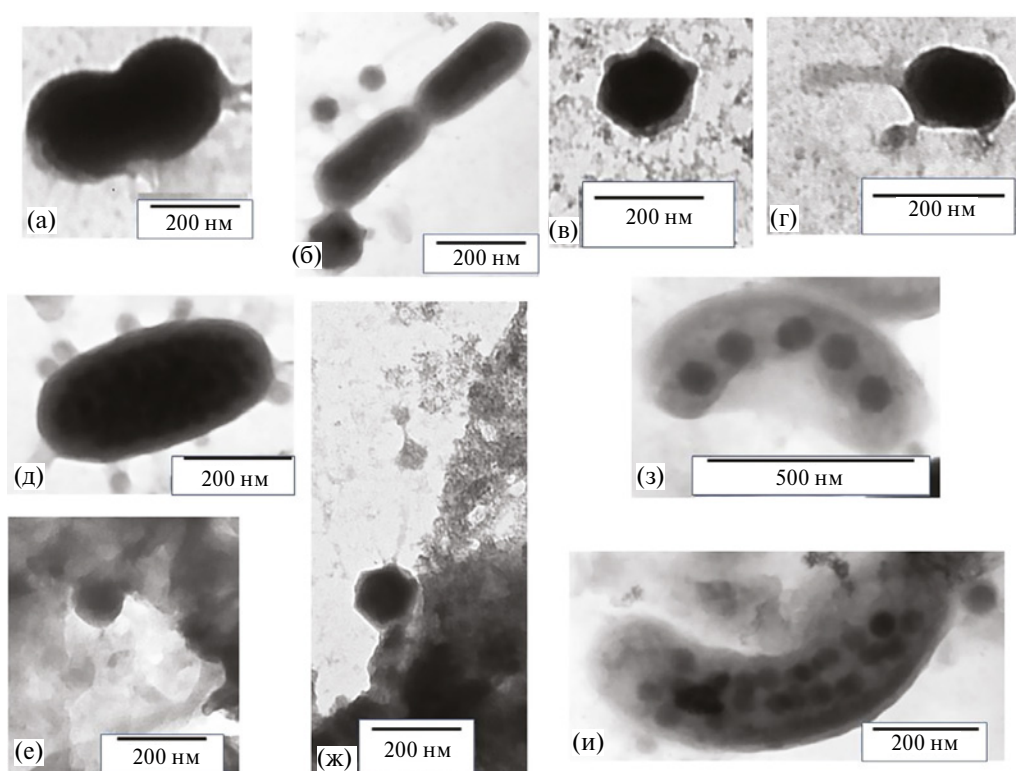
частицах в ВСМ ( $21 \pm 8 \times 10^6$  кл м<sup>−2</sup> сут<sup>−1</sup>) и в МЛ ( $46 \pm 28 \times 10^6$  кл м<sup>−2</sup> сут<sup>−1</sup>) составляли, соответственно,  $0.4 \pm 0.3\%$  и  $1.5 \pm 1.4\%$  интегральной численности HNF в слое воды над ловушками (соответственно,  $4.8 \pm 3.1$  и  $4.8 \pm 2.1 \times 10^9$  кл м<sup>−2</sup> сут<sup>−1</sup>). В ВСМ и МЛ средние величины численности VIR на тонущих частицах (соответственно,  $280 \pm 102$  и  $400 \pm 173 \times 10^9$  вирусов м<sup>−2</sup> сут<sup>−1</sup>) были также на два порядка ниже интегральных величин численности вирусов в слое воды над ловушками (соответственно,  $186 \pm 49$  и  $188 \pm 79 \times 10^{12}$  вирусов м<sup>−2</sup> сут<sup>−1</sup>) и составляли, соответственно,  $5.8 \pm 2.0\%$  (пределы: 3.5–9.0%) и  $14.3 \pm 6.2\%$  (пределы: 7.1–21.9%) интегральной суточной продукции вирусов в слое воды над ловушками (соответственно,  $5.6 \pm 1.5$  и  $2.8 \pm 0.7 \times 10^{12}$  вирусов м<sup>−2</sup> сут<sup>−1</sup>).

Среди внеклеточных вирусов, ассоциированных с тонущими частицами, присутствовали вирусы, прикрепленные к поверхности частиц; свободные вирусы, обитающие в порах крупных частиц; вирусы, прикрепленные к клеткам бактерий (рис. 2).

В МЛ плотность BAC и плотность HNF в общей массе осадочного вещества (соответственно,  $0.17 \pm 0.07 \times 10^9$  кл г<sup>−1</sup> и  $0.14 \pm 0.07 \times 10^6$  кл г<sup>−1</sup>) были выше таковых в ВСМ (соответственно,  $0.11 \pm 0.05 \times 10^9$  кл г<sup>−1</sup> и  $0.10 \pm 0.08 \times 10^6$  кл г<sup>−1</sup>). Плотность VIR в осадочном веществе в МЛ ( $1.0 \pm 0.7 \times 10^9$  вир г<sup>−1</sup>) была ниже, чем в ВСМ ( $1.7 \pm 1.6 \times 10^9$  вир г<sup>−1</sup>) (табл. 3).

Поток микроорганизмов и вирусов в ВСМ увеличивался с глубиной (табл. 2). Поток BAC и HNF, в среднем для столба воды, в исследованных участках шельфа были близки, а поток VIR вне зоны влияния р. Индигирки был в 2.7 раза выше, чем в зоне плюма реки (табл. 3).

В МЛ величины вертикальных потоков BAC и HNF, в среднем, были выше на станциях, расположенных вблизи устья р. Хатанги и дельты р. Лены, чем на более удаленных станциях, соответственно, в 2.0–2.4 раз и 1.6–1.9 раз (табл. 3). Значимые положительные корреляции обнаружены между OM и BAC ( $r = 0.92$ ;  $n = 13$ ,  $p < 0.05$ ) и между OM и HNF ( $r = 0.70$ ;  $n = 13$ ,  $p < 0.05$ ). Более слабая положительная



**Рис. 2.** Электронные микрофотографии делящихся бактерий (а, б), свободных вирусов (в, г), вирусов, прикрепленных к клеткам бактерий (д), вирусов, прикрепленных к поверхности детритных частиц (е, ж), вирусов внутри инфицированных клеток бактерий (з, и), в микробных сообществах, ассоциированных с тонущими частицами.

**Таблица 3.** Вертикальные потоки осадочного вещества (ОМ) и вертикальные потоки бактерий (ВАС), гетеротрофных нанофлагеллят (HNF), вирусов (VIR) и их плотность в веществе седиментационных ловушек, выраженная как численность микроорганизмов или вирусов в грамме осадочного вещества

| Станция                 | Глубина, м | ОМ*, $\text{г м}^{-2} \text{сут}^{-1}$ | ВАС, $10^9 \text{ кл м}^{-2} \text{сут}^{-1}$ | ВАС/ОМ, $10^9 \text{ кл г}^{-1}$ | HNF, $10^6 \text{ кл м}^{-2} \text{сут}^{-1}$ | HNF/ОМ, $10^6 \text{ кл г}^{-1}$ | VIR, $10^9 \text{ вир м}^{-2} \text{сут}^{-1}$ | VIR/ОМ, $10^9 \text{ вир г}^{-1}$ |
|-------------------------|------------|----------------------------------------|-----------------------------------------------|----------------------------------|-----------------------------------------------|----------------------------------|------------------------------------------------|-----------------------------------|
| Восточно-Сибирское море |            |                                        |                                               |                                  |                                               |                                  |                                                |                                   |
| 5602                    | 10         | 246                                    | 23                                            | 0.093                            | 10.0                                          | 0.041                            | 160                                            | 0.65                              |
|                         | 18         | 286                                    | 39                                            | 0.136                            | 33.3                                          | 0.117                            | 200                                            | 0.70                              |
| 5606                    | 20         | 80                                     | 15                                            | 0.186                            | 18.7                                          | 0.234                            | 360                                            | 4.5                               |
|                         | 35         | 538                                    | 49                                            | 0.04                             | 19.5                                          | 0.036                            | 400                                            | 0.7                               |
| Море Лаптевых           |            |                                        |                                               |                                  |                                               |                                  |                                                |                                   |
| 5596                    | 10         | 1042.7                                 | 180                                           | 0.172                            | 136.4                                         | 0.131                            | 280                                            | 0.27                              |
|                         | 20         | 1650.0                                 | 137                                           | 0.08                             | 121.2                                         | 0.074                            | 400                                            | 0.24                              |
| 5592                    | 15         | 618.4                                  | 79                                            | 0.127                            | 106.1                                         | 0.172                            | 620                                            | 1.00                              |
|                         | 25         | 198.2                                  | 49                                            | 0.248                            | 26.5                                          | 0.133                            | 420                                            | 2.12                              |
| 5591                    | 15         | 349.4                                  | 78                                            | 0.224                            | 83.3                                          | 0.238                            | 280                                            | 0.80                              |
|                         | 30         | 1607.6                                 | 169                                           | 0.105                            | 28.9                                          | 0.018                            | 480                                            | 0.30                              |
| 5590                    | 20         | 305.3                                  | 96                                            | 0.316                            | 78.9                                          | 0.258                            | 700                                            | 2.29                              |
|                         | 45         | 132.6                                  | 23                                            | 0.171                            | 21.9                                          | 0.165                            | 220                                            | 1.66                              |
|                         | 55         | 667.4                                  | 66                                            | 0.099                            | 17.6                                          | 0.026                            | 320                                            | 0.48                              |

\* Данные Дриц и др., 2019 [2]; Drits et al., 2021 [16].

корреляция наблюдалась между ОМ и VIR ( $r = 0.43$ ;  $n = 13$ ,  $p < 0.05$ )

В популяциях бактерий, ассоциированных с тонущими частицами, обнаружено значительное количество делящихся бактерий (рис. 2). Доля делящихся бактерий в их общей численности (BACd/BAC) в материалах ловушек уменьшалась с глубиной. Средняя величина численности делящихся бактерий (BACd) в МЛ была выше, чем в ВСМ, но BACd/BAC в МЛ была ниже таковой в ВСМ (табл. 4). В популяциях бактерий, ассоциированных с тонущими частицами, большое количество бактерий было инфицировано вирусами (рис. 2). Количество зрелых фагов в бактериальной клетке (BS) колебалось от 4 вир клетку<sup>-1</sup> до 45 вир клетку<sup>-1</sup>. Средние величины BS в ВСМ, в восточной части МЛ и западной части МЛ составили, соответственно,  $11 \pm 2$  вир клетку<sup>-1</sup>,  $10 \pm 2$  вир клетку<sup>-1</sup>,  $10 \pm 2$  вир клетку<sup>-1</sup>.

Доля видимых инфицированных бактерий в общей численности бактерий (VIC/BAC) и доля всех инфицированных бактерий в общей численности бактерий (IC/BAC) были, в среднем, немного ниже в участках шельфа, в большей степени подверженных влиянию стоков рек, тогда как потоки численности внутриклеточ-

ных вирусов (VIRB) в этих участках были выше (табл. 4). Средние величины VIC и IC в МЛ были выше таковых в ВСМ. В тоже время величины VIC/BAC и IC/BAC в МЛ и в ВСМ были близкими (табл. 4).

Величины среднего объема и содержания органического углерода в клетке бактерий, прикрепленных к тонущим частицам в водах участков шельфа, принимающих стоки разных рек, различались: район р. Индигирки —  $0.050 \pm 0.011$  мкм<sup>3</sup> и  $14 \pm 2$  фг С клетку<sup>-1</sup>, район р. Хатанги —  $0.068 \pm 0.014$  мкм<sup>3</sup> и  $17 \pm 2$  фг С клетку<sup>-1</sup>, район р. Лены —  $0.044 \pm 0.016$  мкм<sup>3</sup> и  $12 \pm 3$  фг С клетку<sup>-1</sup>. Средний объем клеток ГНФ в этих районах составил, соответственно,  $61 \pm 4$  мкм<sup>3</sup>,  $51 \pm 12$  мкм<sup>3</sup>,  $51 \pm 9$  мкм<sup>3</sup>. В исследованных районах Сибирского шельфа величина потока углерода бактерий (BACC) изменялась в пределах 0.3–3.3 (в среднем  $1.3 \pm 0.9$  мг С м<sup>-2</sup> сут<sup>-1</sup>) или 0.6–4.2% (в среднем  $1.6 \pm 1.0\%$ ) вертикального потока углерода (OC), величина потока углерода гетеротрофных нанофлагеллят (HNFC) изменялась в пределах 0.2–1.9 (в среднем  $0.7 \pm 0.5$  мг С м<sup>-2</sup> сут<sup>-1</sup>) или 0.3–2.5% (в среднем  $0.8 \pm 0.6\%$ ) OC, величина потока углерода вирусов (VIRC) изменялась в пределах 0.1–0.5 (в среднем  $0.3 \pm 0.1$  мг С м<sup>-2</sup> сут<sup>-1</sup>)

**Таблица 4.** Вертикальные потоки численности делящихся клеток бактерий (BACd), численности видимых инфицированных клеток бактерий (VIC), численности всех инфицированных клеток бактерий (IC), численности вирусов внутри клеток бактерий (VIRB)

| Станция                 | Глубина, м | BACd, 10 <sup>9</sup> кл мС <sup>-2</sup> сут <sup>-1</sup> | BACd/BAC, %   | VIC, 10 <sup>9</sup> кл м <sup>-2</sup> сут <sup>-1</sup> | VIC/BAC, %    | IC, 10 <sup>9</sup> кл м <sup>-2</sup> сут <sup>-1</sup> | IC/BAC, %      | VIRB, 10 <sup>9</sup> вир м <sup>-2</sup> сут <sup>-1</sup> |
|-------------------------|------------|-------------------------------------------------------------|---------------|-----------------------------------------------------------|---------------|----------------------------------------------------------|----------------|-------------------------------------------------------------|
| Восточно-Сибирское море |            |                                                             |               |                                                           |               |                                                          |                |                                                             |
| 5602                    | 10         | 1.2                                                         | 5.0           | 0.3                                                       | 1.2           | 1.9                                                      | 8.2            | 20                                                          |
|                         | 18         | 1.8                                                         | 4.5           | 0.7                                                       | 1.9           | 4.9                                                      | 12.7           | 40                                                          |
| 5606                    | 20         | 0.8                                                         | 5.7           | 0.4                                                       | 2.5           | 2.4                                                      | 16.3           | 33                                                          |
|                         | 35         | 0.8                                                         | 4.0           | 0.3                                                       | 1.5           | 2.2                                                      | 10.1           | 23                                                          |
| Средние $\pm$ SD        |            | $1.2 \pm 0.4$                                               | $4.8 \pm 0.6$ | $0.4 \pm 0.2$                                             | $1.8 \pm 0.5$ | $2.8 \pm 1.2$                                            | $11.8 \pm 3.0$ | $29 \pm 8$                                                  |
| Море Лаптевых           |            |                                                             |               |                                                           |               |                                                          |                |                                                             |
| 5596                    | 10         | 6.6                                                         | 3.7           | 2.2                                                       | 1.2           | 14.7                                                     | 8.2            | 132                                                         |
|                         | 20         | 3.6                                                         | 2.6           | 2.1                                                       | 1.5           | 13.9                                                     | 10.1           | 165                                                         |
| 5592                    | 15         | 3.1                                                         | 3.9           | 1.9                                                       | 2.5           | 12.8                                                     | 16.3           | 153                                                         |
|                         | 25         | 1.4                                                         | 2.9           | 1.1                                                       | 2.2           | 7.1                                                      | 14.5           | 75                                                          |
| 5591                    | 15         | 3.3                                                         | 4.2           | 1.6                                                       | 2.1           | 10.9                                                     | 13.9           | 86                                                          |
|                         | 30         | 5.1                                                         | 3.0           | 2.7                                                       | 1.6           | 19.4                                                     | 11.5           | 195                                                         |
| 5590                    | 20         | 4.3                                                         | 4.5           | 1.8                                                       | 1.9           | 12.2                                                     | 12.7           | 208                                                         |
|                         | 45         | 1.0                                                         | 4.6           | 0.3                                                       | 1.5           | 2.4                                                      | 10.1           | 17                                                          |
|                         | 55         | 3.3                                                         | 4.0           | 1.9                                                       | 2.8           | 12.0                                                     | 18.1           | 109                                                         |
| Средние $\pm$ SD        |            | $3.5 \pm 1.6$                                               | $3.7 \pm 0.7$ | $1.7 \pm 0.6$                                             | $1.9 \pm 0.5$ | $11.7 \pm 4.5$                                           | $12.8 \pm 3.0$ | $127 \pm 58$                                                |

или  $0.2\text{--}1.1\%$  (в среднем  $0.3 \pm 0.2\%$ ) ОС. Максимальные величины потоков углерода микроорганизмов обнаружены на станциях, расположенных вблизи устьев рек (табл. 5). Вклад ВАС в ОС в среднем для исследованных участков шельфа в ВСМ, в западной части МЛ, в восточной части МЛ составил, соответственно,  $1.9 \pm 1.4\%$ ,  $1.9 \pm 1.1\%$ ,  $1.1 \pm 0.3\%$ ; вклад HNF — соответственно,  $1.0 \pm 0.4\%$ ,  $1.3 \pm 1.1\%$ ,  $0.5 \pm 0.1\%$ ; вклад VIR — соответственно,  $0.6 \pm 0.4\%$ ,  $0.3 \pm 0.1\%$ ,  $0.2 \pm 0.09\%$ .

## ОБСУЖДЕНИЕ

Во время транспортировки на дно большинство органических частиц колонизируются микроорганизмами и одновременно разлагаются присоединенными к ним бактериями [11]. Результаты наших исследований показали, что гетеротрофные бактерии являются многочисленным и активным компонентом микробных сообществ, ассоциированных с оседающими на дно органическими частицами, составляя, в среднем, в ВСМ  $56.9 \pm 17.6\%$  и в МЛ  $59.0 \pm 5.7\%$  биомассы микробного сообщества. Плотность бактерий в осадочном веществе седиментационных ловушек на шельфе ВСМ и МЛ ( $0.04\text{--}0.32 \times 10^9$  кл  $\text{г}^{-1}$ ) оказалась соизмеримой с таковой, полученной в Балтийском море на глубинах 10–18 м ( $0.2\text{--}0.6 \times 10^9$  кл  $\text{г}^{-1}$ ) [19], и существенно ниже плотности бактерий в веществе ловушек в при-

брежных водах Атлантического океана в районе Нью-Йорка ( $8\text{--}85 \times 10^9$  кл  $\text{г}^{-1}$ ) [17].

Вклад бактерий в вертикальный поток углерода на шельфе сибирских арктических морей колебался от 0.6 до 4.2% суточного потока ОС. Немногочисленные количественные оценки бактериальной массы на тонущих частицах (рассчитанные по численности и объемам клеток бактерий) показали, что вклад бактерий в вертикальный поток органического углерода в глубоководных районах океана составлял от 1% до 4% [17, 34].

Ю. Шен с соавторами [31] полагают, что исследования, основанные только на подсчете бактериальных клеток, не полностью учитывают количество бактериального вещества, накапливаемого на тонущих частицах, и оценки, основанные только на численности интактных клеток, вероятно, показывают нижнюю границу фактического экспорта бактериального материала на дно. Используя специфические для бактерий маркеры (D-аминокислоты) в многолетней ловушке в Тихом океане (1200 м), авторы [31] определили, что органический углерод бактериального происхождения составлял от 4 до 19% от общего количества тонущего органического углерода, что примерно на порядок выше оценок, полученных при подсчете бактериальных клеток. Поскольку в нашей работе ловушки были установлены на значительно меньших глубинах и срок экспози-

**Таблица 5.** Вертикальный поток ( $\text{мг С м}^{-2} \text{сут}^{-1}$ ) бактерий (BACC), гетеротрофных нанофлагеллят (HNFC), вирусов (VIRC) и вклад этих компонентов в поток органического углерода (ОС,  $\text{мг С м}^{-2} \text{сут}^{-1}$ )

| Станция                 | Глубина, м | ОС    | BACC | BACC/ОС, % | HNFC | HNFC/ОС, % | VIRC | VIRC/ОС, % |
|-------------------------|------------|-------|------|------------|------|------------|------|------------|
| Восточно-Сибирское море |            |       |      |            |      |            |      |            |
| 5602                    | 10         | 49.0  | 0.30 | 0.6        | 0.15 | 0.3        | 0.08 | 0.2        |
|                         | 18         | 49.2  | 2.05 | 4.2        | 0.20 | 0.4        | 0.14 | 0.3        |
| 5606                    | 20         | 15.8  | 0.25 | 1.6        | 0.16 | 1.0        | 0.18 | 1.1        |
|                         | 35         | 33.4  | 0.33 | 1.0        | 0.24 | 0.7        | 0.20 | 0.6        |
| Море Лаптевых           |            |       |      |            |      |            |      |            |
| 5596                    | 10         | 105.3 | 2.44 | 2.3        | 1.89 | 1.8        | 0.15 | 0.2        |
|                         | 20         | 52.8  | 1.82 | 3.4        | 1.26 | 2.4        | 0.22 | 0.4        |
| 5592                    | 15         | 205.9 | 1.19 | 0.6        | 0.92 | 0.4        | 0.33 | 0.2        |
|                         | 25         | 77.9  | 0.83 | 1.1        | 0.50 | 0.6        | 0.20 | 0.3        |
| 5591                    | 15         | 83.2  | 0.93 | 1.1        | 0.35 | 0.4        | 0.15 | 0.2        |
|                         | 30         | 211.9 | 3.27 | 1.5        | 1.45 | 0.7        | 0.50 | 0.2        |
| 5590                    | 20         | 138.0 | 1.75 | 1.3        | 0.53 | 0.4        | 0.37 | 0.3        |
|                         | 45         | 62.8  | 0.43 | 0.7        | 0.18 | 0.3        | 0.11 | 0.1        |
|                         | 55         | 144.8 | 1.19 | 0.8        | 0.47 | 0.3        | 0.18 | 0.1        |

\* Данные Дриц и др., 2019 [2]; Drits et al., 2021 [16].

ции был небольшой, можно ожидать, что в нашем исследовании разница между количеством органического углерода только живых бактерий (УЖБ) и суммарным количеством УЖБ и «неживого» органического углерода бактериального происхождения, накопленного на тонущих частицах за время экспозиции (прижизненные выделения бактерий, органический углерод лизированных бактерий и неусвоенный простейшими в процессе питания), будет не столь значительной. В МЛ поступление на дно прикрепленных бактерий в количестве  $97 \pm 50 \times 10^9$  кл  $\text{м}^{-2} \text{сут}^{-1}$  увеличит численность бактериобентоса в верхнем 2-см слое донных осадков  $6 \pm 2 \times 10^{12}$  кл  $\text{м}^{-2}$  [23] лишь на 0.02%.

Гетеротрофные наноплагелляты могут быстро заселять тонущие частицы, где они активно потребляют бактерий и таким образом влияют на динамику прикрепленных микробных сообществ и, следовательно, на судьбу тонущих частиц [22]. В исследованных районах шельфа сибирских морей вклад гетеротрофных наноплагеллят в биомассу прикрепленных микробных сообществ составил, в среднем, в ВСМ  $23.7 \pm 8.9\%$  и в МЛ  $30.4 \pm 7.1\%$ . В восточной части северного района Тихого океана гетеротрофные наноплагелляты также были существенным компонентом микробного сообщества тонущих частиц и достигали 25% от общей биомассы микробного сообщества [33]. В МЛ поступающие на дно прикрепленные HNF в количестве  $69 \pm 44 \times 10^6$  кл  $\text{м}^{-2} \text{сут}^{-1}$  могло увеличить численность HNF в верхнем 2 см слое донных осадков ( $6 \pm 4 \times 10^9$  кл  $\text{м}^{-2} \text{сут}^{-1}$ ) на 0.1% [4].

Наши исследования обнаружили в составе тонущих частиц большое количество вирусных частиц, которые могли опускаться на дно не только как внеклеточные вирусы, но и как вирусы, находящиеся внутри инфицированных бактериальных клеток. Вклад всех вирусов в биомассу прикрепленных микробных сообществ составил, в среднем, в ВСМ  $19.4 \pm 9.6\%$  и в МЛ  $10.6 \pm 3.6\%$ . Отношение численности вирусов к численности бактерий в прикрепленных микробных сообществах ( $12.0 \pm 7.4$ ) было заметно выше, чем в окружающей воде  $3.4 \pm 1.2$  [23]. Доля бактерий, содержащих видимых зрелых фагов, в общей численности прикрепленных бактерий в исследованных водах варьировала в пределах 1.2–2.8%. Средние величины частоты видимых инфицированных бактерий в популяциях прикрепленных бактерий в ВСМ и МЛ (соответственно,  $1.8 \pm 0.4\%$  и  $1.9 \pm 0.5\%$ ) оказались заметно выше таковых в популяциях бактерий в окружающей водной среде (соответственно,

$1.1 \pm 0.$  и  $0.8 \pm 0.3\%$ ) [23, 24]. По нашим расчетам вирус-индуцированная смертность прикрепленных бактерий в ВСМ и МЛ изменялась в пределах 10–26% суточной продукции бактерий. В северо-восточной части Тихого океана, где от 0.7 до 3.7% общей численности бактерий в оседающих частицах содержали зрелых фагов и от 2 до 37% бактерий, ассоциированных с этими частицами, могли погибнуть в результате вирусного лизиса [30].

В период наших работ район исследований в ВСМ находился под масштабным влиянием речного стока р. Индигирки [2], а районы исследований в МЛ под влиянием речного стока рек Хатанги и Лены [16]. Влияние материкового стока проявилось, прежде всего, в увеличении потока органического углерода гетеротрофных микроорганизмов в этих районах. Согласно нашим данным, в ВСМ поток органического углерода гетеротрофных микроорганизмов на глубине 18 м в зоне речного плюма р. Индигирки ( $2.31 \text{ мг С м}^{-2} \text{сут}^{-1}$ ) был в 3.3 раз выше, чем за пределами его распространения на глубине 35 м ( $0.69 \text{ мг С м}^{-2} \text{сут}^{-1}$ ). В восточной части МЛ поток органического углерода микроорганизмов на глубине 20 м в зоне речного плюма р. Лены ( $3.17 \text{ мг С м}^{-2} \text{сут}^{-1}$ ) был в 2.2 раз выше, чем за его пределами на глубине 25 м ( $1.41 \text{ мг С м}^{-2} \text{сут}^{-1}$ ). В западной части МЛ поток органического углерода микроорганизмов на глубине 30 м в зоне речного плюма р. Хатанги ( $4.92 \text{ мг С м}^{-2} \text{сут}^{-1}$ ) был в 7.4 раз выше, чем за его пределами на глубине 45 м ( $0.66 \text{ мг С м}^{-2} \text{сут}^{-1}$ ).

В ВСМ суммарная доля гетеротрофных микроорганизмов и вирусов в потоке ОУ составила, в среднем,  $2.7 \pm 1.4\%$  (пределы 1.0–4.7%) и была выше доли фитопланктона (около 1% потока ОУ), но значительно ниже вклада фекальных пеллет (ФП) и некрозоопланктона (НЗ). В области распространения речного плюма р. Индигирки доминировали ФП (12–17% потока ОУ), на морском шельфе вне зоны влияния материкового стока доминировал некрозоопланктон (30–50% потока ОУ) [2]. В МЛ суммарная доля гетеротрофных микроорганизмов и вирусов в потоке ОУ, в среднем,  $2.4 \pm 1.6\%$  (пределы 1.1–6.0%) также была выше суммарной доли водорослей и раковинных инфузорий (в среднем,  $2.0 \pm 2.9\%$ ), но ниже вклада ФП (в среднем,  $5.3 \pm 3.2$ ) в поток ОУ [16].

Полученные результаты позволили впервые оценить численность бактерий, гетеротрофных наноплагеллят и вирусов в осадочном веществе и оценить их вклад в биоседimentацию

органического углерода на шельфе ВСМ и МЛ. В период исследования, величины суммарных вертикальных потоков углерода микроорганизмов и вирусов были невысокими. Максимальные величины потоков обнаружены вблизи дельты р. Лены и устьев рек Хатанги и Индигирки. Сообщества бактерий и вирусов, колонизирующие тонущие органические частицы, судя по высоким величинам частоты делящихся клеток и частоты инфицированных клеток бактерий, активно функционировали, тем самым играя существенную роль в процессах реминерализации. Кроме того, тонущие частицы выступают векторами распространения жизнеспособных микробных сообществ от поверхности до морских глубин и дна, тем самым влияя на структуру и функционирование глубоководных микробных сообществ.

**Источники финансирования.** Данная работа финансировалась за счет средств бюджета Института биологии внутренних вод им. И.Д. Папанина РАН (Государственное задание № 124032500012-6) и Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН (Государственное задание № FMWE-2024-0021). Никаких дополнительных грантов на проведение или руководство данным конкретным исследованием получено не было.

**Благодарности.** Авторы настоящей работы выражают благодарность сборщикам материала, отобравшим пробы в ходе 69 рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш», А.В. Дрицу, И.Н. Сухановой, Е.Г. Арашкевич, А.Ф. Пастернак, М.Д. Кравчишиной, В.А. Сергеевой. Авторы благодарны сотрудникам Центра электронной микроскопии ИБВВ РАН С.И. Метелеву, Г.В. Быкову, З.Л. Пановой за помощь в приготовлении препаратов для электронной микроскопии.

**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. Дриц А.В., Кравчишина М.Д., Пастернак А.Ф. и др. Роль зоопланктона в вертикальном потоке вещества в Карском море и море Лаптевых в осенний сезон // *Океанология*. 2017. Т. 57. № 6. С. 934–948. <https://doi.org/10.7868/S0030157417060089>
2. Дриц А.В., Пастернак А.Ф., Кравчишина М.Д. и др. Роль планктона в вертикальном потоке вещества на шельфе Восточно-Сибирского моря // *Океанология*. 2019. Т. 59. № 5. С. 746–754. <https://doi.org/10.31857/S0030-1574595746-754>
3. Дриц А.В., Кравчишина М.Д., Суханова И.Н. и др. Сезонная изменчивость потока осадочного вещества на шельфе северной части Карского моря // *Океанология*. 2021. Т. 61. № 6. С. 984–993. <https://doi.org/10.1134/S0001437021060217>
4. Косолапова Н.Г., Косолапов Д.Б., Копылов А.И., Романенко А.В. Гетеротрофные нанофлагелляты в пелагиали и донных отложениях восточной части моря Лаптевых // *Океанология*. 2019. Т. 59. № 6. С. 974–986. <https://doi.org/10.31857/S0030-1574596974-986>
5. Лисицын А.П., Новигатский А.Н., Клювиткин А.А. и др. Потоки рассеянного вещества в Белом море, седиментационные обсерватории, новые направления изучения осадочного вещества // *Система Белого моря*. Т. 3. М.: Научный мир, 2013. С. 201–291.
6. Лукашин В.Н., Клювиткин А.А., Лисицын А.П., Новигатский А.Н. Малая седиментационная ловушка МСЛ-110 // *Океанология*. 2011. Т. 51. № 4. С. 746–750.
7. Люцарев С.В., Сметанкин А.В. Определение углерода в водной взвеси // *Методы исследования органического вещества в океане*. М.: Наука, 1980. С. 46–50.
8. Пастернак А.Ф., Дриц А.В., Кравчишина М.Д., Флинт М.В. Вклад зоопланктона в вертикальный поток вещества в морях Сибирской Арктики // *Докл. РАН*. 2017. Т. 477. № 3. С. 380–383. <https://doi.org/10.7868/S086956521733026X>
9. Суханова И.Н., Флинт М.В. Сезонная динамика вертикальных потоков фитопланктона, тинтинид и стрекательных клеток кишечнорастворимых в Карском море // *Океанология*. 2022. Т. 62. № 6. С. 887–897. <https://doi.org/10.31857/S0030157422060120>
10. Alcolombri U., Peaudecent F.J., Fernandez V.I. et al. Sinking enhances the degradation of organic particles by marine bacteria // *Nature Geoscience*. 2021. V. 14. P. 775–780. <https://doi.org/10.1038/s41561-021-00817-x>
11. Azam F., Malfatti F. Microbial structuring of marine ecosystems // *Nat. Rev. Microbiol.* 2007. V. 5. P. 782–791. <https://doi.org/10.1038/nrmicro1747>
12. Baumas C., Bizic M. A focus on different types of organic matter particles and their significance in the open ocean carbon cycle // *Progress in Oceanography*. 2024. Vol. 224. P. e103233. <https://doi.org/10.1016/j.pocan.2024.103233>
13. Binder B. Reconsidering the relationship between viral-induced bacterial mortality and frequency of infected cells // *Aquat. Microb. Ecol.* 1999. V. 18. P. 207–215. <https://doi.org/10.3354/ame018207>
14. Børshheim K.Y., Bratbak G. Cell volume to carbon conversion factors for bacterivorous *Monas* sp. enriched from seawater // *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 1987. V. 36. P. 171–175. <https://doi.org/10.3354/meps036171>

15. Caron D.A. Technique for enumeration of heterotrophic and phototrophic nanoplankton, using epifluorescence microscopy and comparison with other procedures // *Appl. Environ. Microbiol.* 1983. V. 46. № 2. P. 491–498.  
<https://doi.org/10.1128/aem.46.2.491-498.1983>
16. Drits A.V., Pasternak A.F., Arashkevich E.G. et al. Influence of riverine discharge and timing of ice retreat on particle sedimentation patterns on the Laptev Sea shelf // *J. Geo. Res. Ocean.* 2021. V. 126. Art. e2021JC017462.  
<https://doi.org/10.1029/2021JC017462>
17. Ducklow H.W., Hill S.M., Gardner W.G. Bacterial growth and the decomposition of particulate organic carbon collected in sediment traps // *Continent. Shelf Res.* 1985. V. 4. N4. P. 445–464.  
[https://doi.org/10.1016/0278-4343\(85\)90004-4](https://doi.org/10.1016/0278-4343(85)90004-4)
18. Fontanez K.M., Eppley J.M., Samo T.J. et al. Microbial community structure and function on sinking particles in the North Pacific Subtropical Gyre // *Front Microbiol.* 2015. V. 6. Art. e469.  
<https://doi.org/10.3389/fmicb.2015.00469>
19. Iturriaga R. Bacterial activity related to sedimenting particulate matter // *Mar. Biol.* 1979. V. 55. P. 157–169.  
<https://doi.org/10.1007/BF00396814>
20. Jiao N., Hernal G.J., Hansell D.A. et al. Microbial production of recalcitrant dissolved organic matter: Long-term carbon storage in the global ocean // *Nat. Rev. Microbiol.* 2010. V. 8. P. 593–599.  
<https://doi.org/10.1038/nrmicro2386>
21. Jover L.F., Effler T.C., Buchan A. et al. The elemental composition of virus particles: implications for marine biogeochemical cycles // *Nat. Rev. Microbiol.* 2014. V. 12. P. 519–528.  
<https://doi.org/10.1038/nrmicro3289>
22. Kjørboe, T., Grossart, H.P., Ploug, H. et al. Particle-associated flagellates: swimming patterns, colonization rates and grazing on attached bacteria // *Aquat. Microb. Ecol.* 2004. V. 35. P. 141–152.  
<https://doi.org/10.3354/ame035141>
23. Kopylov A.I., Zobotkina E.A., Romanenko A.V. et al. Viruses in the water column and the sediment of the eastern part of the Laptev Sea // *Est. Coast. Shelf Sci.* 2020. V. 242. Art. e106836.  
<https://doi.org/10.1016/j.ecss.2020.106836>
24. Kopylov A.I., Zobotkina E.A., Kosolapov D.B. et al. Viruses and viral infection of heterotrophic prokaryotes in shelf waters of the western part of the East Siberian Sea // *J. Mar. Sys.* 2021. V. 218. Art. e103544.  
<https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2021.103544>
25. Luo E., Leu A.O., Eppley J.M. et al. Diversity and origins of bacterial and archaeal viruses on sinking particles reaching the abyssal ocean // *ISME J.* 2022. V. 16. P. 1668–1675.  
<https://doi.org/10.1038/s41396-022-01224-9>
26. Mestre M., Ruiz-Gonzalez C., Logares R. et al. Sinking particles promote vertical connectivity in the ocean microbiome // *Proc. Nat. Acad. Sci. USA.* 2018. V. 115. P. E6799–E6807.  
<https://doi.org/10.1073/pnas.1802470115>
27. Norland S. The relationship between biomass and volume of bacteria. In *Handbook of Methods in Aquatic Microbial Ecology*, ed. Kemp, P. F., Cole, J. J., Sherr, B. F., Sherr, E.B. Lewis Publ.: Boca Raton, 1993. P. 303–308.  
<https://doi.org/10.1201/9780203752746-36>
28. Passow U., Carlson C.A. The biological pump in a high CO<sub>2</sub> world // *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 2012. V. 470. P. 249–271.  
<https://doi.org/10.3354/meps09985>
29. Porter K.G., Feig Y.S. The use DAPI for identifying and counting of aquatic microflora // *Limnol. Oceanogr.* 1980. V. 25. № 5. P. 943–948.  
<https://doi.org/10.4319/lo.1980.25.5.0943>
30. Proctor L.M., Fuhrman J.A. Roles of viral infection in organic particles flux // *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 1991. V. 69. P. 133–142.
31. Shen Y., Guilderson T.P., Chavez F.P., McCarthy D. Important contribution of bacteria carbon and nitrogen to sinking particle export // *Geophys. Res. Lett.* 2023. V. 50. e11.  
<https://doi.org/10.1029/2022GL102485>
32. Suttle C.A. Enumeration and isolation of virus. In: Kemp P.F., Cole J.J., Sherr B.F., Sherr E.B. (Eds). *Handbook of Methods in Aquatic Microbial Ecology*. 1st Ed: Lewis Publisher: Boca Raton, 1993. 121–13 pp.
33. Taylor G.Y., Kari D.M., Pace M.L. Impact of bacteria and zooflagellates on the composition of sinking particles: an *in situ* experiment // *Mar. Ecol. Progr. Ser.* 1986. V. 29. № 2. P. 144–155.
34. Turley C., Mackie P. Biogeochemical significance of attached and free-living bacteria and the flux of particles in the NE Atlantic Ocean // *Mar. Ecol. Progr. Ser.* 1994. V. 115. P. 191–203.  
<https://doi.org/10.3354/meps115191>
35. Valencia B., Stukel M.R., Allen A.E. et al. Microbial communities with sinking particles across an environmental upwelling to the oligotrophic ocean // *Deep Sea Res. P.I. Oceanogr. Res. Pap.* 2022. V. 179. Art. e103668.  
<https://doi.org/10.1016/j.dsr.2021.103668>
36. Wrobel B., Filippini M., Piwowarczyk J. et al. Low virus to prokaryote ratios in the cold: benthic viruses and prokaryotes in a subpolar marine ecosystem (Hornsund, Svalbard) // *Int. Microbiol.* 2013. V. 16. P. 45–52.  
<https://doi.org/10.2436/20.1501.01.179>

## ROLE OF MICROORGANISMS AND VIRUSES IN THE VERTICAL FLUX IN THE EAST SIBERIAN SEA AND LAPTEV SEA

A. I. Kopylov<sup>a, b, \*</sup>, E. A. Zabotkina<sup>a</sup>, A. V. Romanenko<sup>a</sup>, A. F. Sazhin<sup>b</sup>, M. V. Flint<sup>b</sup>

<sup>a</sup> Papanin Institute for Biology of Inland Waters, Russian Academy of Sciences, Borok, Russia

<sup>b</sup> Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

\* e-mail: kopylov@ibiw.ru

The study of the contribution of bacteria (BAC), heterotrophic nanoflagellates (HNF) and viruses (VIR) to vertical matter fluxes on the shelves of the East Siberian Sea (ESS) and the Laptev Sea (LS) was carried out using sediment traps placed on buoy stations at depths of 18–55 m for 4–19 days. The value of the total organic carbon flux (TOC) contained in the cells of bacteria (BAC), heterotrophic nanoflagellates (HNF) and virus particles (VIR) in the ESS varied from 0.5 to 2.4 mg C m<sup>-2</sup> day<sup>-1</sup> and amounted to 1.1–4.9% of the total TOC flux, in the LS – from 0.7 to 5.2 mg C m<sup>-2</sup> day<sup>-1</sup> and amounted to 1.1–6.2% of the total TOC flux. The maximum values of flows were measured near the Lena River delta, the mouths of the Khatanga and Indigirka Rivers. The contribution of BAC, GNF and VIR to the total biomass of the microbial community attached to sinking particles was, on average, 59 ± 11%, and 28 ± 8%, 13 ± 9% for VSM and ML, respectively.

**Keywords:** East Siberian Sea, Laptev Sea, vertical fluxes of particulate matter, bacteria, heterotropic nanoflagellates, viruses

УДК 574.583

## ПРОСТРАНСТВЕННАЯ И СЕЗОННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ВЕРТИКАЛЬНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ КОНЦЕНТРАЦИИ ХЛОРОФИЛЛА “А” В ЮЖНОМ ОКЕАНЕ ПО ДАННЫМ БУЕВ БИО-АРГО

© 2025 г. Е. А. Кубрякова<sup>1, 2</sup>, Я. И. Бакуева<sup>1</sup>, А. А. Кубряков<sup>1, \*</sup>

<sup>1</sup> Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия

<sup>2</sup> Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

\* e-mail: arskubr@ya.ru

Поступила в редакцию 06.12.2023 г.

После доработки 25.03.2024 г.

Принята к публикации 18.04.2024 г.

На основе измерений 119 буев Био-Арго за 2010–2021 гг. проведено исследование особенностей пространственно-временной изменчивости вертикального распределения концентрации хлорофилла “а” ( $Chl$ ) в различных районах Южного океана, даны оценки положения глубины подповерхностного максимума и его сезонной изменчивости. В верхнем слое (0–50 м) в период антарктического лета высокие значения  $Chl$  сосредоточены в трех областях интенсивного выноса льда от берегов Антарктиды (море Уэдделла, море Амундсена и восточная часть Индоокеанского сектора) (январь–март). В слое 50–100 м максимумы наблюдаются в период антарктической весны (октябрь–декабрь) в зоне циклонического сдвига на южной периферии Антарктического Циркумполярного Течения. На основе полученных данных проводится обсуждение особенностей влияния различных физических факторов на наблюдаемую изменчивость.

**Ключевые слова:** Южный океан, Антарктика, концентрация хлорофилла “а”, буи Био-Арго, подповерхностный максимум  $Chl$ , прикромочные цветения, вынос льдов, апвеллинг, АЦТ

**DOI:** 10.31857/S0030157425010087, **EDN:** DPOJHQ

### ВВЕДЕНИЕ

Исследования биопродуктивности Антарктического региона имеют большую прикладную ценность, поскольку здесь сосредоточено огромное количество биологических ресурсов, представляющих собой значительный потенциал для развития отечественного рыболовства. Экосистема Южного океана характеризуется рядом уникальных особенностей, основными из которых являются большое количество главных биогенных элементов (нитратов, фосфатов) и относительно низкая биомасса фитопланктона [8, 20]. Причинами этого считается недостаток железа [12, 19], повышение концентрации которого приводит к резкому росту фитопланктона [10]; малый уровень освещенности в зимний период, частая облачность, наличие льда [13, 34] и процессы интенсивного ветрового воздействия, которые приводят к формированию глубокого перемешанного слоя [18, 29].

В Южном океане наблюдается значительная пространственная изменчивость распре-

ления  $Chl$ . Наиболее полная информация об этой пространственной неоднородности была получена по данным спутниковых оптических измерений [1–3, 22, 26, 28, 33]. Эти данные позволили впервые определить особенности сезонного хода  $Chl$  на поверхности с наличием высокопродуктивных зон и “океанических пустынь” в различных районах Южного океана [2, 22, 34].

Содержание железа и освещенность являются основными лимитирующими факторами роста клеток фитопланктона в Южном океане [8, 9, 12, 32]. Основными источниками железа в регионе являются терригенные взвеси, которые в большом количестве попадают в океан вблизи островов, в прикромочной зоне льда и в зонах апвеллинга [4, 9, 21, 28, 31]. Зоны наибольшей продуктивности привязаны к топографическим особенностям, от которых они простираются на тысячи километров под влиянием адвекции [6, 22, 28]. Кроме этого, рост  $Chl$  в Южном океане связывают в [28] с апвеллингом, возникающим при взаимодействии потока вод

с топографическими особенностями. Еще одной важной продуктивной зоной является зона субантарктического фронта, в которой апвеллинг может быть вызван неустойчивостью Антарктического Циркумполярного Течения (АЦТ) и вертикальными движениями в вихрях различных масштабов [16, 22]. В [36] показано, что к северу от фронта, в зоне антициклонического сдвига и даунвеллинга,  $Chl$  значительно ниже, чем к югу от него. Большие значения  $Chl$  по различным данным также наблюдаются в период таяния льда в Антарктике [5]. Распределение прикромочных цветений также имеет сильную пространственную изменчивость [7, 24]. Еще одной причиной роста концентрации лимитирующих биогенных элементов является интенсивное штормовое воздействие, усиливающее вертикальное перемешивание и вызывающее локальный экмановский апвеллинг [11].

Несмотря на большое количество спутниковой информации, получаемой с оптических сканеров цвета моря, эти данные характеризуют только поверхностный слой. Они недоступны при наличии облачности, подо льдом и практически отсутствуют в зимний период. На широтах южнее  $60^\circ$  только 1–10% годового массива данных доступны для расчета изменчивости  $Chl$  [33]. Достаточно продолжительное время считалось, что в Южном океане подповерхностный максимум  $Chl$  выражен слабо. Однако исследования последних лет показали, что в глубоководной части Южного океана он формируется практически каждый летний сезон [2, 5]. В этих работах было показано, что распределение  $Chl$  характеризуется наличием мощных глубинных максимумов, динамика изменчивости  $Chl$  в которых может значительно отличаться от поверхностной, что не учитывается при использовании спутниковых данных.

Вместе с запуском проекта Био-Арго в 2010 г. в Южном океане, стали доступны измерения всплывающих буев типа Арго с установленными на них биооптическими приборами. Эти данные дают возможность получать непрерывные одновременные измерения физических, биологических и химических параметров с высоким вертикальным разрешением (1 м). В Южном океане в рамках проекта SOCCOM (Southern Ocean Carbon and Climate Observations and Modeling) с 2010 по 2021 гг. запущено более 110 буев Био-Арго, измеряющих различные биооптические характеристики с временным разрешением 5–10 дней. По этим измерениям в исследуемом районе было получено более 23 тысяч профилей  $Chl$ . Долговременные измерения биооптиче-

ских характеристик в глубоководной части морей и океанов с такой временной и вертикальной дискретностью ранее были недоступны. Эти данные дали большое количество новой информации о причинах изменчивости экосистемы Южного океана [см. обзор в 27]. В России единственной работой с использованием этих данных была работа [5], в которой достаточно подробно анализировалось вертикальное распределение  $Chl$ , изменчивость положения и интенсивности подповерхностного максимума в проливе Дрейка.

Основной целью данной работы является определение пространственно-временной изменчивости вертикального распределения  $Chl$  в Южном океане и положения глубины ее подповерхностного максимума. На основе полученных данных проводится обсуждение особенностей влияния различных физических факторов на наблюдаемую изменчивость.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Работа основана на результатах измерений 119 буев Био-Арго, которые позволяют получить данные о вертикальном распределении  $Chl$  с высоким вертикальным (1 м) и временным разрешением (5 дней). Использовались данные за период с 2010 по 2021 гг. на широтах  $30$ – $80^\circ$  ю.ш. Распределение числа измерений в Южном океане представлено на рис. 1. Значения  $Chl$  (более 23 тыс. профилей за 2010–2020 гг.) определяются на основе измерений флуоресценции датчиком *Wetlabs ECO Triplet Puck* с использованием метода, описанного в [37]. Данные были загружены из архива IFREMER (French Research Institute for Exploitation of the Sea). Предварительно осуществлялась процедура удаления вылетов и фильтрация измерений. Исключались данные, в которых величины  $Chl$  значительно отличались от среднеклиматических (на порядок и более). Далее, данные были усреднены в ячейках  $5^\circ$  на  $5^\circ$  и 1 месяц для получения регулярного массива  $Chl$  с вертикальным разрешением 1 м, пространственным  $5^\circ$  и временным 1 месяц. Далее поля были сглажены скользящим средним по пространству с шириной окна  $2 \times 2$  ячейки.

Данные о средних геострофических скоростях течений для рис. 14 были получены на основе средней динамической топографии [23] из архива Copernicus (<https://marine.copernicus.eu/>). Данные о поле давления для рис. 14 были получены на основе реанализа Modern Era Retrospective-Analysis for Research and Application с пространственным разрешением  $0.5^\circ \times 0.66^\circ$  [25]. Данные были загружены с сервера <http://goldsmr2.sci.gsfc.nasa.gov/>.

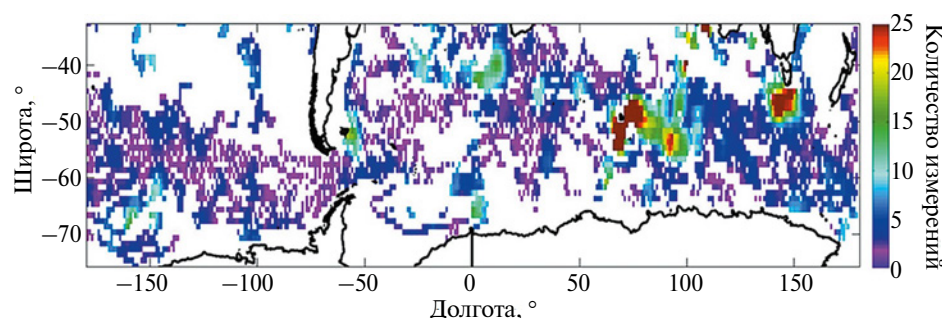


Рис. 1. Распределение количества измерений буев Био-Арго в Южном океане за 2010–2021 гг.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

### *Пространственная изменчивость вертикального распределения $Chl$ в Южном океане*

Основной особенностью среднего вертикального распределения  $Chl$  является наличие выраженного подповерхностного максимума на глубинах 20–60 м (рис. 2а, 2б) в согласии с [2, 5]. Образование этого подповерхностного максимума имеет сезонный характер. Он отчетливо выражен в теплый период года с сентября по май и исчезает/ослабевает в зимний период (июнь–сентябрь). Причиной такого снижения, возможно, является недостаток освещенности в верхнем слое из-за резкого роста толщины верхнего квазиоднородного слоя (ВКС), который, согласно [14], может достигать в отдельных районах 200 м. Хорошо видно также, что в это время вертикальное перемешивание приводит к перераспределению  $Chl$  (т.е. снижению  $Chl$  в верхних слоях и росту в глубинных слоях до 200 м) [30].

С началом Антарктической весны с сентября по декабрь в слое 0–100 м  $Chl$  постепенно увеличивается, достигая максимума ( $1.8 \text{ мг/м}^3$ ) в декабре-феврале в слое 20–60 м. С февраля

до середины июня значения уменьшаются до  $0.5 \text{ мг/м}^3$ . Изображенная на рис. 2б межгодовая изменчивость  $Chl$  демонстрирует, что такой сезонный ход характерен для Южного океана и наблюдается стабильно в течение десятилетнего периода (2011–2021 гг.).

Величина и положение подповерхностного максимума  $Chl$  (ПМХ) имеют существенную пространственную изменчивость (рис. 3а). Для оценки ее среднего распределения в каждой ячейке массива, осредненного за все время, рассчитывались положения максимума  $Chl$  и ее величина.

Далее, для детального анализа было выбрано 4 характерных района Южного океана (рис. 3).

Район 1 – Центральная часть Тихоокеанского сектора,  $y = [-50-65]^\circ$ ,  $x = [-180-120]^\circ$ .

Район 2 – Западная часть Атлантического сектора  $y = [-45-60]^\circ$ ,  $x = [-30-20]^\circ$ .

Район 3 – Центральная часть Индоокеанского сектора  $y = [-45-60]^\circ$ ,  $x = [60-160]^\circ$ .

Район 4 – Южная часть Индоокеанского сектора  $y = [-45-60]^\circ$ ,  $x = [60-160]^\circ$ .

Величина ПМХ ( $2-3 \text{ мг/м}^3$ ) максимальна в Атлантическом секторе Антарктики на долготах ( $10-50^\circ$  ю.ш.) (далее район 2), что также

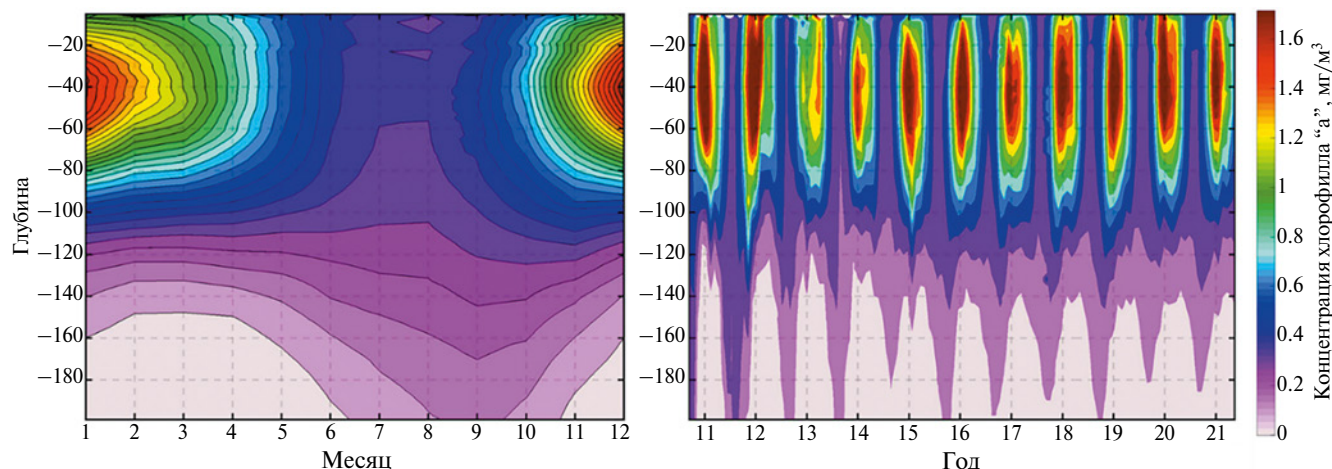
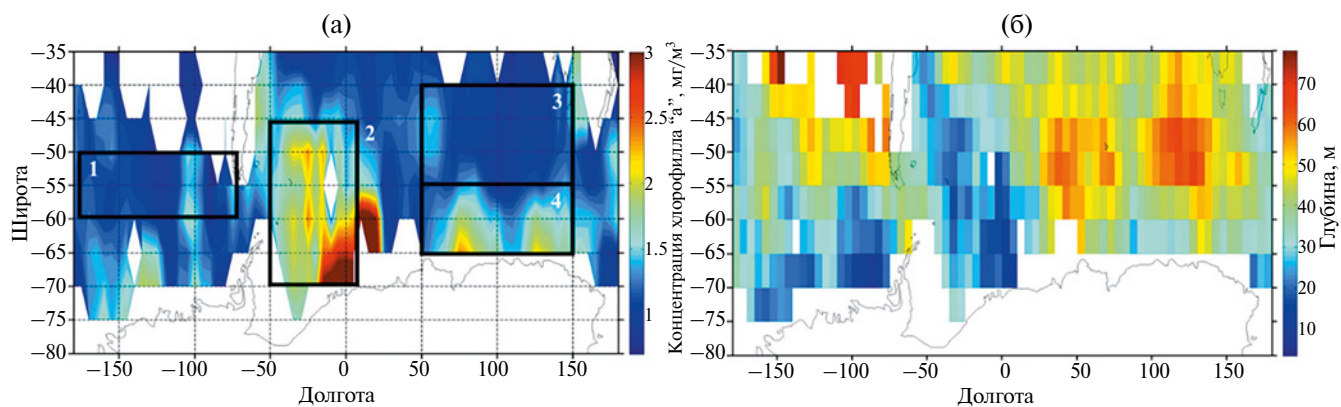


Рис. 2. Сезонная (а) и межгодовая (б) вертикальная изменчивость  $Chl$  в различные месяцы по данным буев Био-Арго в Южном океане.



**Рис. 3.** Карты распределения величины ПМХ, осредненной за 2010–2018 гг. (а) и распределения средних значений глубины подповерхностного пика  $X_l$  (б). Цифрами 1–4 выделены районы с выраженным различным распределением изменчивости  $X_l$ .

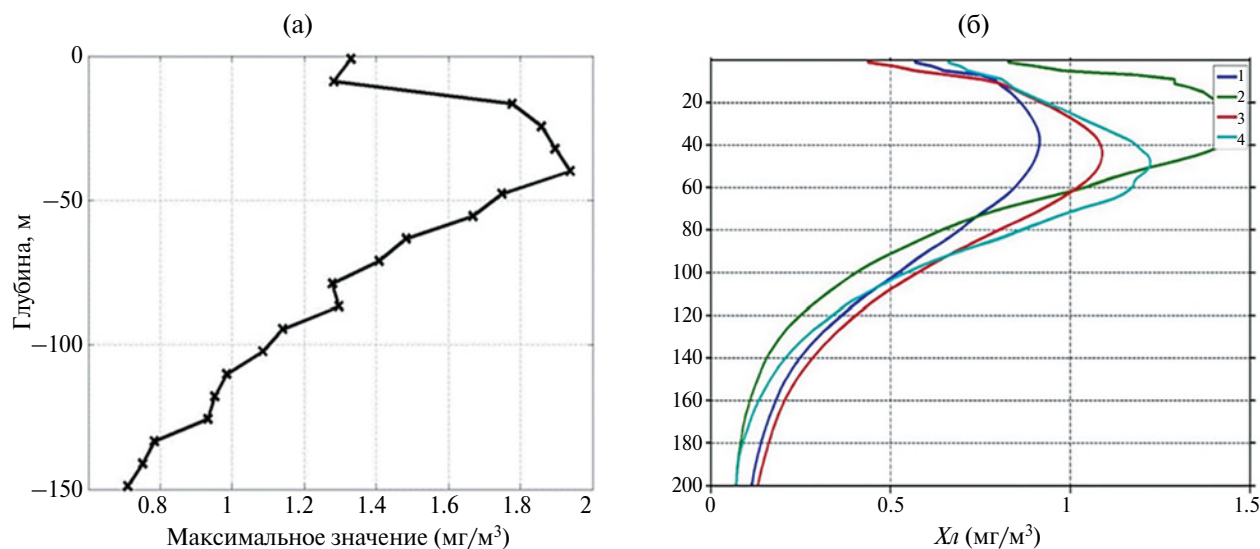
соответствует зоне высоких поверхностных значений  $X_l$  по спутниковым данным [1, 22]. Наибольшие значения  $X_l$  зафиксированы в прикромочной зоне моря Уэдделла, откуда, богатые  $X_l$  воды выносятся на запад под действием антициклонического круговорота.

Еще один район с высокими значениями ПМХ находится в Индийском секторе Южного океана в прикромочной зоне (район 4 на рис. 3а). Здесь величины ПМХ несколько меньше, чем в районе 2, и составляют в среднем 1.8–2.2 мг/м<sup>3</sup>.

Наиболее бедными районами являются центральная часть Индийского и Тихоокеанского секторов Южного океана (районы 1 и 3). Величина ПМХ здесь составляет ~1 мг/м<sup>3</sup>. В этих районах относительно мало источников биогенных элементов (в частности железа), за исключением района Кергеленских островов (50° с.ш. 70° в.д.). Увеличение  $X_l$  в районе этих островов хорошо

видно на спутниковых картах, но слабее проявляются по картированным данным Био-Арго, которые имеют относительно грубое разрешение (5°).

Средние глубины ПМХ также значительно разнятся для этих районов (рис. 3б). В районах высоких величин ПМХ, наиболее высокие значения расположены ближе к поверхности (10–30 м для района 2 и 30–40 м для района 4). В относительно бедных районах 1 и 3 он расположен значительно глубже – на глубинах 40 м и 70 м соответственно. Связь между положением ПМХ и его интенсивностью, представленной на рис. 4а, показывает, что для глубин более 50 м рост продуктивности приводит к уменьшению глубины ПМХ, т.е. чем продуктивнее воды, тем ближе к поверхности находится пик  $X_l$ . Такая связь частично объясняется эффектом самозатенения – в продуктивных водах коэффициент ослабления света выше,



**Рис. 4.** Связь между глубиной ПМХ и максимальной величиной  $X_l$  в ПМХ (а); усредненный по времени вертикальный профиль  $X_l$  для выбранных районов 1–4 (б).

поэтому фотический слой, обеспеченный светом, прижат к поверхности [15].

Эти особенности также видны на средних профилях  $X_l$ , построенных для каждого района (рис. 4б). В наиболее продуктивных водах Атлантического сектора (район 2) в слое 0–70 м  $X_l$  выше, а в слое глубже 70 м ниже, чем в центральной части Тихоокеанского и Индоокеанского сектора (районы 1 и 3). Особенности профиля  $X_l$  определяют изменчивость ее пространственного распределения на разных горизонтах (рис. 5). Для анализа этих особенностей были выбраны горизонты: 10 м – поверхностный слой; 30 м – глубина пика ПХМ в атлантическом секторе; 50 м – глубина пика ПХМ в районах 1, 3 и 4; 100 м – нижняя часть ПХМ.

В верхнем слое наиболее высокие значения  $X_l$  ( $1.5\text{--}3\text{ мг/м}^3$ ) отмечаются в Атлантическом секторе Антарктики на широтах ( $10\text{--}50^\circ\text{ ю.ш.}$ ) (рис. 5а, б). Максимальные значения приурочены к прикромочным зонам, что, вероятно, связано с переносом богатых биогенными элементами вод от тающих льдов. В бедных районах 1 и 3 значения  $X_l$  в слое 0–30 м составляют около  $0.8\text{--}1\text{ мг/м}^3$ , с минимумом в центре Индоокеанского секто-

ра  $0.3\text{--}0.5\text{ мг/м}^3$ ). Схожее, но более однородное по пространству распределение с более высокими значениями  $X_l$  отмечается на глубине 30 м (рис. 5б).

Совершенно отличное от верхних слоев распределение наблюдается в нижних слоях на глубинах 50 и 100 м (рис. 5в, г). На глубине 50 м отмечаются несколько максимумов в прикромочной зоне восточной части Атлантики, западной и восточной части Индоокеанского сектора. Также фиксируется локальный максимум в районе ряда архипелагов: Кергеленских островов, островов Южной Георгии. На глубине 100 м максимумы  $X_l$  расположены в “бедных” водах центральной части Индоокеанского и Тихоокеанского секторов, где значения  $X_l$  в 2 раза выше, чем в продуктивных районах Атлантики. Наиболее высокие величины отмечаются в районе 3 – в центре Индоокеанского сектора, где они достигают  $0.75\text{ мг/м}^3$ , превышая в 2 раза значения на поверхности. Таким образом, в глубинных слоях бедных районов снижение  $X_l$  в верхнем слое частично компенсируется ее ростом в нижних слоях. При этом хорошо видно, область высоких значений  $X_l$  вытянута с северо-запада на юго-восток, что повторяет структуру АЦТ.

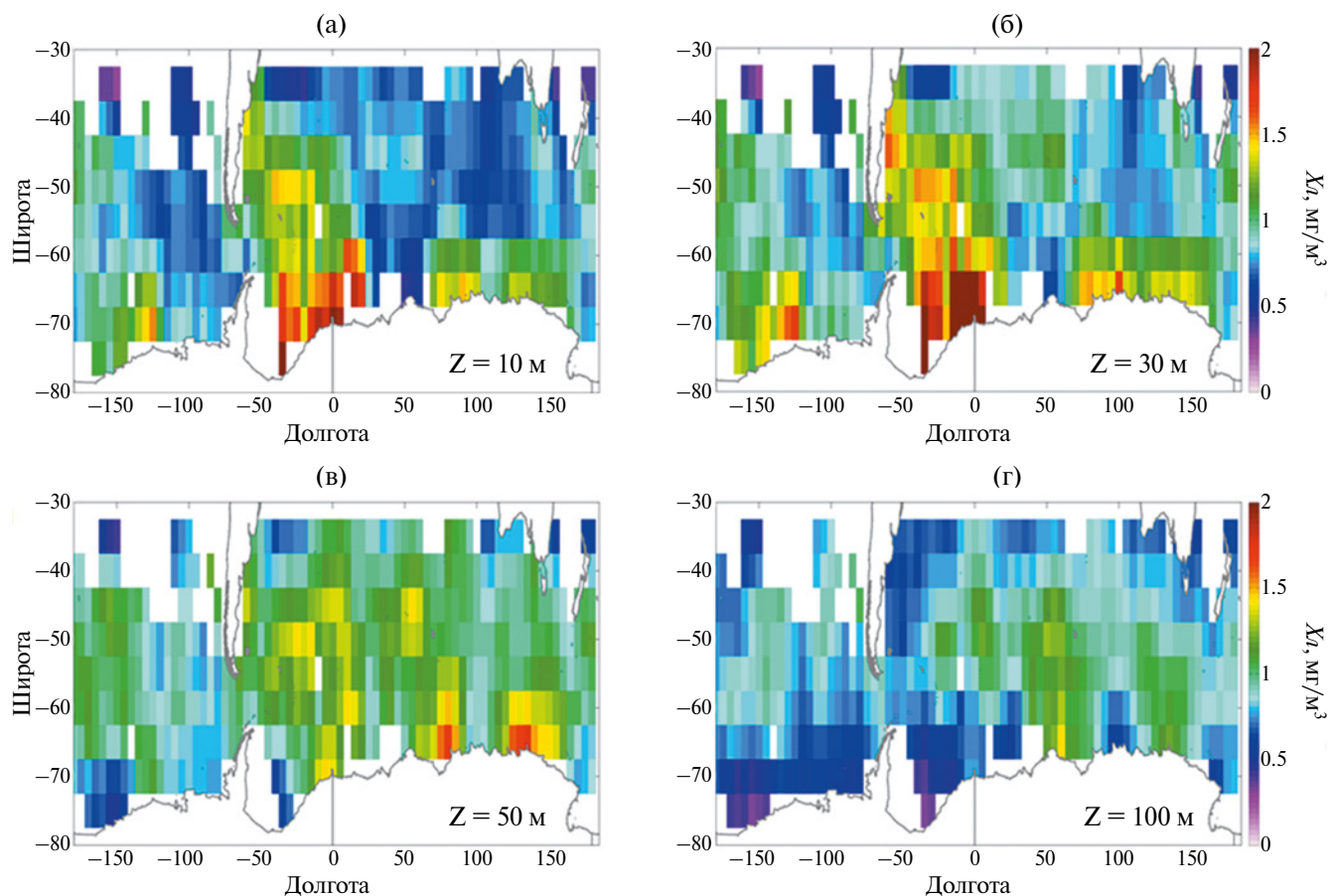


Рис. 5. Пространственное распределение  $X_l$  на глубине 10 м (а), 30 м (б), 50 м (в) и 100 м (г).

В результате  $X_l$  перераспределяется по глубине, а ее интегральные по слою значения могут быть сопоставимы в районах 1 и 4. Действительно, среднее распределение  $X_l$  в слое 0–200 м (рис. 6) достаточно сильно отличается от карты  $X_l$  в верхних слоях. Средние по слою значения распределены более равномерно. Отмечаются три максимума, которые сосредоточены в центральной части океанов: в восточной части Тихого океана, в восточной и западной части Индийского океана на широтах 45–55°. В южной (прикромочной) и северной части Антарктики эти значения ниже, чем в центральных районах. Минимальные значения отмечаются в южной части Тихоокеанского сектора и западной части Атлантики.

*Сезонная изменчивость вертикального распределения  $X_l$*

На рис. 7 изображена сезонная изменчивость вертикального распределения  $X_l$  в районах 1–4 и ее аномалия от среднего профиля  $X_l$  для всего Южного океана. Отмечается схожесть сезонной динамики во всех районах. В осенний период, в сентябре–октябре, начинается рост  $X_l$  в слое 10–60 м. Цветение, в основном, продолжается вплоть до апреля, а затем  $X_l$  резко уменьшается, возможно, из-за роста толщины ВКС. Количество — изменчивость  $X_l$  заметно отличается, с более высокими значениями в районах 2 и 4. При этом в относительно богатых районах 2 и 4  $X_l$  более резко уменьшается в летний период по сравнению с районом 3, где в это время наблюдаются значения  $>0.5$  мг/м<sup>3</sup>.

На графике сезонного хода интегральной  $X_l$  в слое 0–200 м (рис. 8) также хорошо заметно, что в более продуктивных районах Антарктики (районы 2 и 4) амплитуды сезонного хода (0.4 мг/м<sup>3</sup>) в 2 раза выше, чем в бедных областях 1 и 3 (0.2 мг/м<sup>3</sup>). Менее резкое уменьшение  $X_l$  зимой в областях 1 и 3 частично компенсирует ее

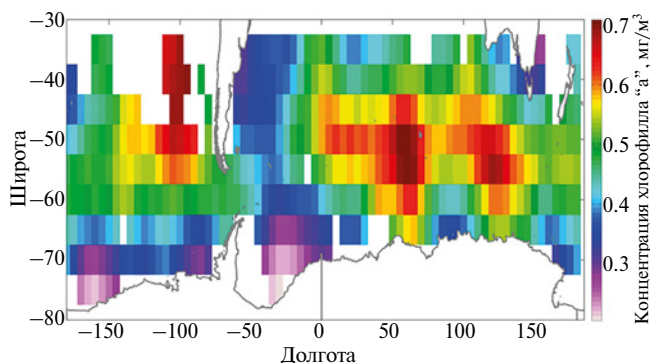
более низкие значения летом, когда интегральные значения  $X_l$  становятся близки в этих районах (рис. 6).

Наилучшим образом эти отличия видны на диаграммах аномалий сезонного хода от среднего профиля  $X_l$  для всего Южного океана (рис. 7 — справа). В районе 1 (Тихоокеанский сектор) практически во все сезоны наблюдаются отрицательные аномалии  $X_l$  с максимальными амплитудами в верхнем 0–60 м слое, т.е.  $X_l$  ниже, чем в среднем в Южном океане. Незначительные положительные аномалии отмечаются в феврале–апреле в слое 70–120 м, поскольку подповерхностный максимум  $X_l$  здесь расположен несколько глубже.

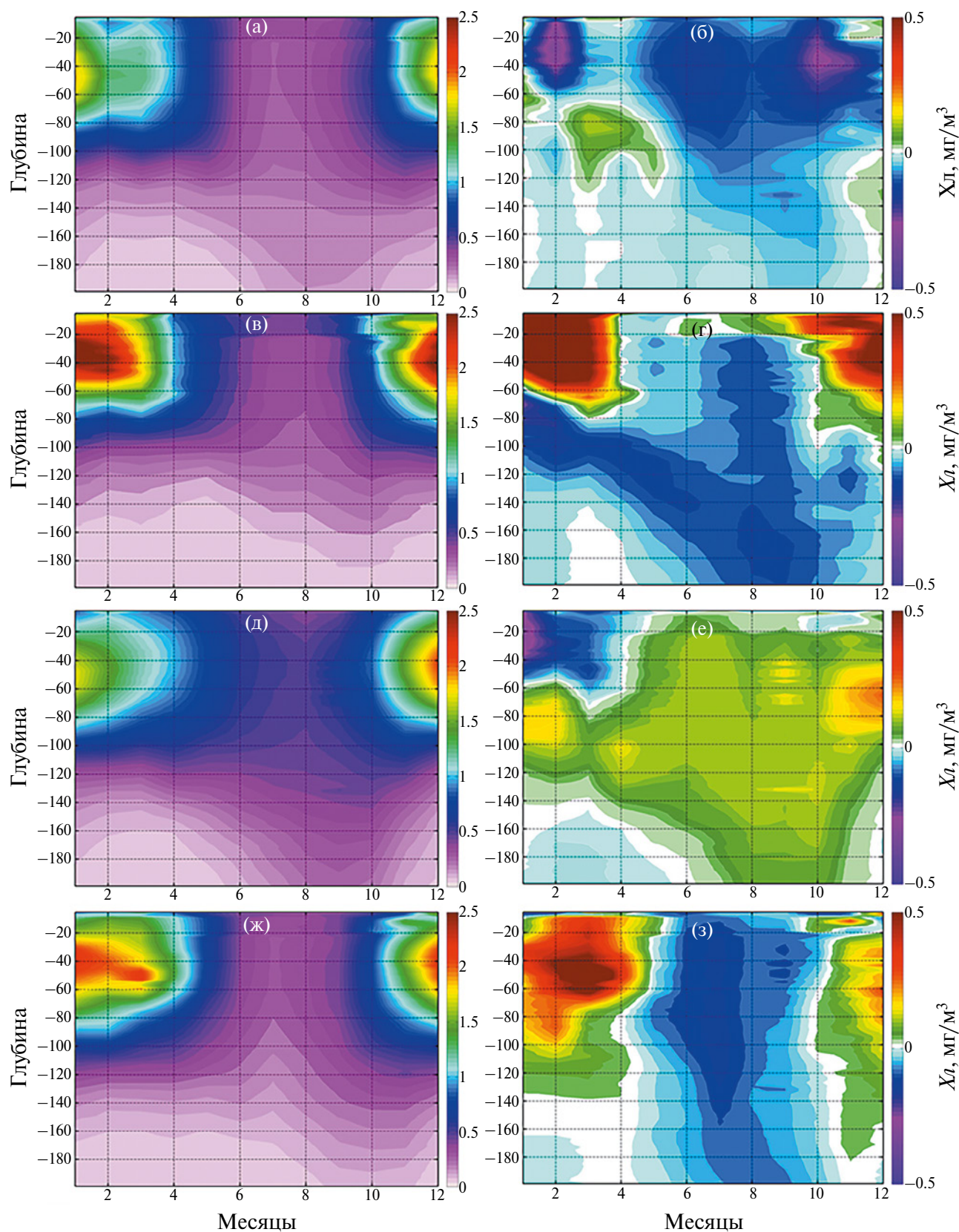
В продуктивный летний период в районе 2 (Атлантический сектор Южного океана) фиксируются очень высокие положительные аномалии  $X_l$ . Их величина в слое 0–60 м превышает 1 мг/м<sup>3</sup>, что в два раза выше, чем в среднем. Антарктической зимой отмечаются отрицательные аномалии, положение которых заглубляется от апреля к октябрю. Схожая картина — положительные аномалии с несколько меньшими величинами в Антарктическое лето — фиксируется в южной части Индийского океана (район 4). Однако в этой зоне высокие положительные аномалии фиксируются в гораздо более протяженном слое (0–120 м).

Район 3 (центральная часть Индоокеанского сектора) имеет выраженные особенности. Пониженные значения в летний период отмечаются только в январе–марте в слое 0–60 м, где аномалии составляют  $-0.5$  мг/м<sup>3</sup>. В то же время в этом районе в нижних слоях (60–120 м) отмечаются положительные аномалии  $X_l$ . Антарктической зимой такие же аномалии наблюдаются во всем слое 0–150 м. Таким образом, в Индоокеанском секторе распределение  $X_l$  более однородно по сезонам и по глубине (рис. 8), и имеет ненулевые значения в период низкой продуктивности, что делает его более схожим с изменчивостью  $X_l$  в субтропических областях.

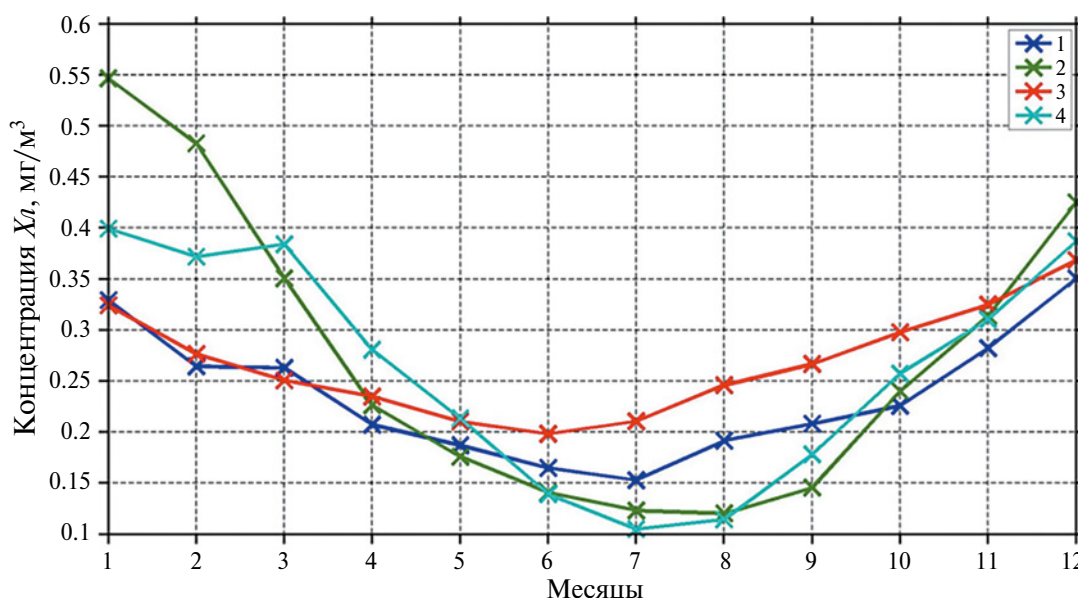
Время наступления пика  $X_l$  также имеет пространственные особенности. Для расчета этой величины сезонный ход  $X_l$  был рассчитан в каждой точке массива на каждой глубине. Далее определялся месяц, соответствующий максимуму  $X_l$  (рис. 9). Характерной чертой изменчивости времени наступления сезонного пика является его более раннее наступление в низких широтах (в ноябре–декабре) и более позднее в высоких (январь–февраль). Наиболее позднее цветение фиксируется в прикромочной зоне (в феврале). Такие



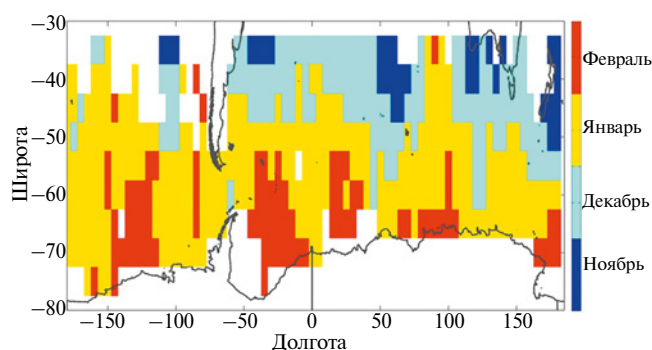
**Рис. 6.** Пространственное распределение средней  $X_l$  по слою 0–200 м.



**Рис. 7.** Сезонная изменчивость вертикального распределения  $Chl$  (слева) и ее аномалия (справа) от среднего профиля  $Chl$  для всего Южного океана: а, б) район 1 – Тихоокеанский сектор Южного океана; в, г) район 2 – Атлантический сектор Южного океана; д, е) район 3 – центральная часть Индоокеанского сектора Южного океана; ж, з) район 4 – южная часть Индоокеанского сектора Южного океана.



**Рис. 8.** Сезонная изменчивость средней  $X_l$  по слою 0–200 м в районах 1–4 Южного океана (положение районов см. на рис. 3а).



**Рис. 9.** Месяц наступления пика  $X_l$  на горизонте 20 м по данным буев Био-Арго.

особенности отмечались в ряде работ и по спутниковым измерениям [1, 2] и связаны с разницей во времени прогрева вод и развитием устойчивой стратификации.

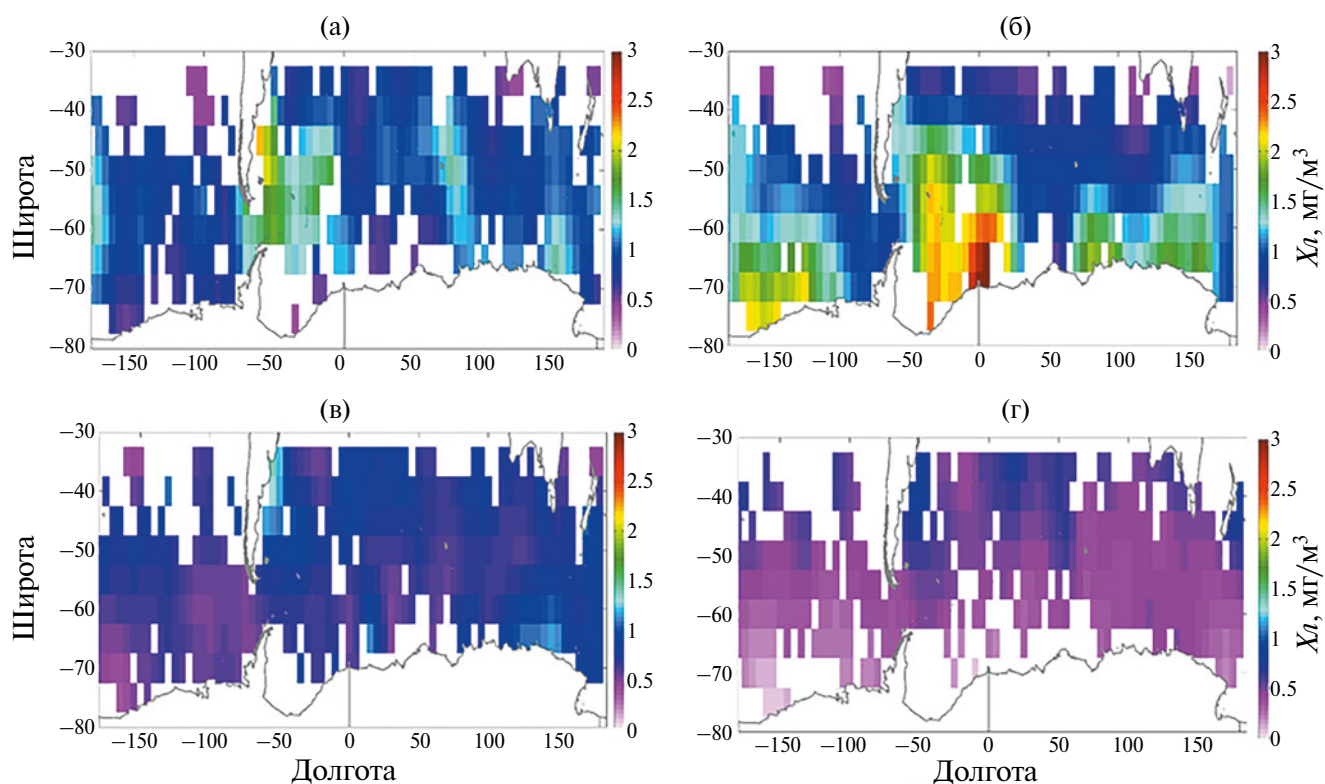
#### *Сезонная изменчивость горизонтального распределения $X_l$*

Для оценки сезонной изменчивости горизонтального распределения анализировались карты средних значений  $X_l$  в различные сезоны. При этом в работе используются климатические сезоны, наступающие незначительно позже календарных: 1–3 месяца соответствуют Антарктическому лету, 4–6 месяцев – Антарктической осени, 7–9 месяцев – Антарктической зиме и 10–12 месяцев – Антарктической весне. Анализировались 3 горизонта: верхний слой (10 м), слой пика ПХМ (30 м) и нижняя часть ПХМ (70 м).

#### **Глубина 10 м**

На горизонте 10 м рост  $X_l$  начинается во время антарктической весны (октябрь–декабрь, рис. 10а) после абсолютного минимума, наблюдающегося в зимние месяцы (рис. 10г). Высокие значения  $X_l$  весной сосредоточены у берегов Аргентины вблизи устья реки Парана, что говорит о возможном важном влиянии поступления биогенных веществ с речными водами. Кроме того, пики отмечаются в районе пролива Дрейка, а также вблизи ряда островов, в частности, в Индоокеанском секторе в районе Кергеленских островов. Такой процесс вероятно связан с выносом биогенных элементов под влиянием адвекции, что приводит к более раннему цветению в этих зонах [1].

Наиболее продуктивным сезоном является Антарктическое лето (месяцы 1–3) (рис. 10б). В этот период зоны с наиболее высокими значениями  $X_l$  от 3 мг/м³ наблюдаются вблизи Антарктического шельфа и соответствуют районам 2 (–60–30° з.д.) и 4 (60–160° в.д.), в море Уэдделла и восточной части Индоокеанского сектора. Еще один выраженный максимум располагается в прикромочной части Тихого океана в море Амундсена (170–100° з.д.). Эти районы хорошо совпадают с зонами выноса айсбергов и шельфовых ледников от Антарктического шельфа [17]. Такое совпадение указывает, что в летний сезон процесс таяния льда является, возможно, основной причиной увеличения концентрации биогенных элементов, необходимых для развития фитопланктона в верхнем слое. В то же время



**Рис. 10.** Среднесезонные значения  $X_l$  на глубине 10 м: а) антарктическая весна (октябрь-декабрь); б) лето (январь-март); в) осень (апрель-июнь); г) зима (июль-сентябрь).

в северной части Индоокеанского и Тихоокеанского секторов (районы 1 и 3), которые не подвержены влиянию льдов, наблюдаются относительно низкие значения  $X_l$  (0.5–1 мг/м<sup>3</sup>).

С наступлением осени (апрель-май) (рис. 10в) средние концентрации значительно падают и эти зоны практически полностью исчезают. Несколько более высокие значения наблюдаются на Аргентинском шельфе. При наступлении Антарктической зимы (рис. 10г)  $X_l$  по всей акватории резко уменьшается до 0.4–0.6 мг/м<sup>3</sup> с несколько более высокими значениями в северной субтропической части акватории.

#### Глубина 30 м

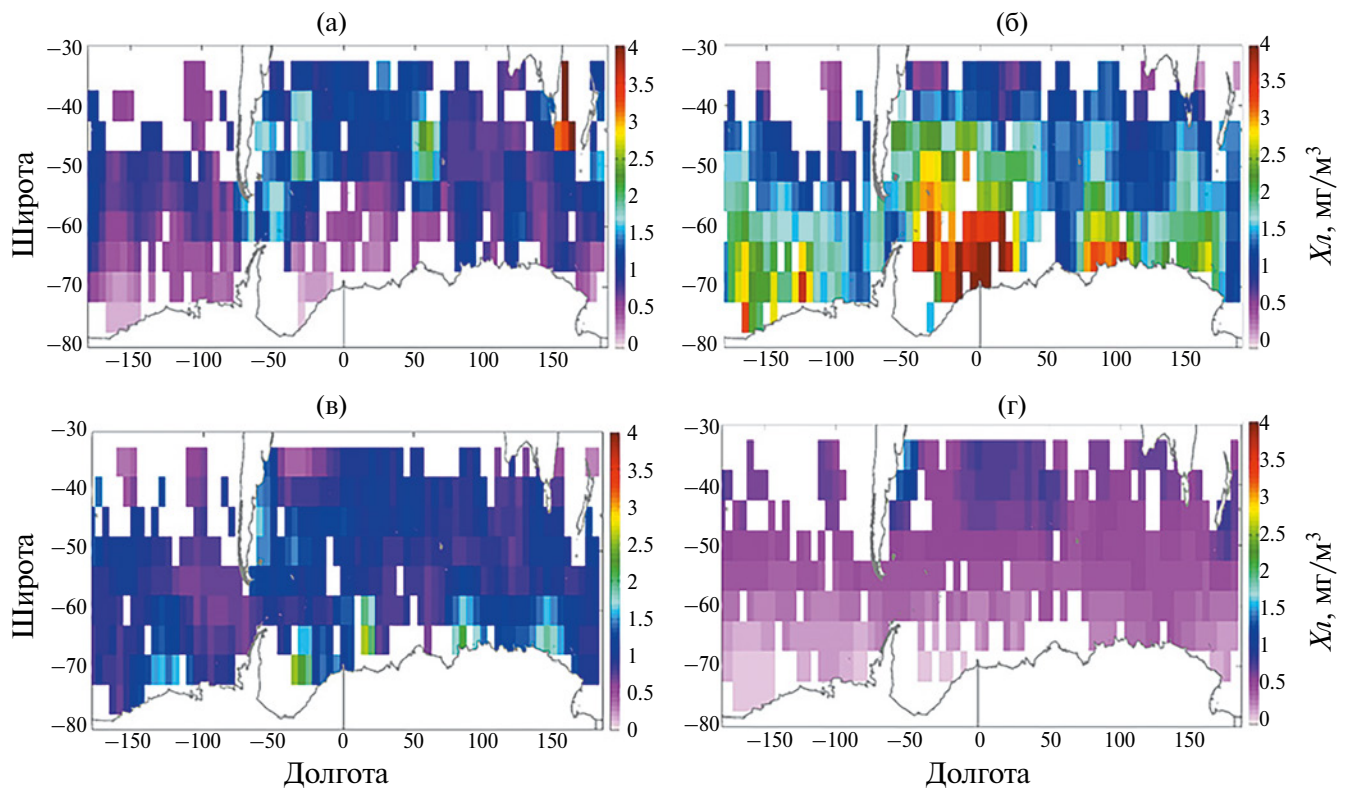
Сезонная изменчивость на горизонте 30 м имеет схожие особенности с максимумом в летний период и минимумом в зимний. Однако в весенний период (рис. 11а) пик  $X_l$  на Аргентинском шельфе значительно слабее, т.е. на этой глубине влияние стока менее выражено. Рост  $X_l$  отмечается в ряде локальных максимумов в центральной части Южного океана на широтах 40–60° в Атлантическом и Индийском секторах вблизи ряда островов. В летний период (рис. 11б) пространственная особенность еще более выражена с резкими пиками (до 4 мг/м<sup>3</sup>) в трех районах прикромочной зоны, как и на глубине 10 м.

Самая интенсивная область подповерхностного максимума находится в акватории круговорота Уэдделла со средними значениями более 3 мг/м<sup>3</sup>. С наступлением осени (рис. 11в) значения  $X_l$  резко уменьшаются до 0.5–0.7 мг/м<sup>3</sup>. Повышенные значения (1.5–2 мг/м<sup>3</sup>) фиксируются в некоторых локальных областях вблизи бровки Антарктического шельфа.

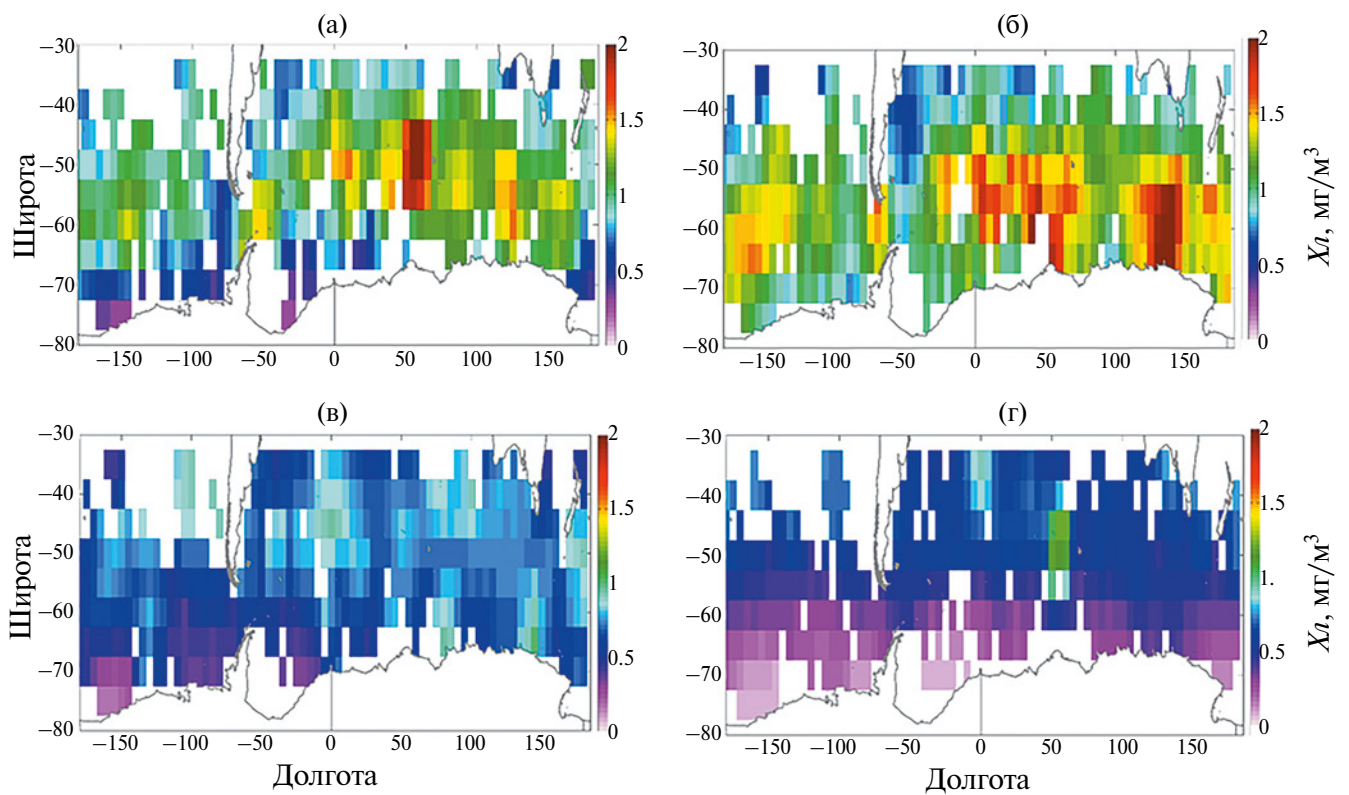
#### Глубина 70 м

Пространственное распределение  $X_l$  в глубинных слоях существенно отличается от распределения в верхнем слое, а сезонная изменчивость концентраций  $X_l$ , в целом, выражена слабее (рис. 12). В зимний период (июль-сентябрь) повышенные концентрации располагаются в северной части акватории, ближе к субтропическим широтам (рис. 12г).

Резкое повышение  $X_l$  наблюдается весной (рис. 12а) во всей центральной части акватории, где ее значения достигают 1 мг/м<sup>3</sup>. Зона выраженного максимума сосредоточена вблизи архипелага острова Крозе (> 2 мг/м<sup>3</sup>). В то же время в прикромочной зоне величины  $X_l$  относительно малы. Дальнейший рост  $X_l$  до значений 1–2 мг/м<sup>3</sup> наблюдается Антарктическим летом (рис. 12в). При этом отмечается видимое смещение областей высоких концентраций на запад



**Рис. 11.** Среднесезонные значения  $X_l$  на глубине 30 м: а) антарктическая весна (октябрь-декабрь); б) лето (январь-март); в) осень (апрель-июнь); г) зима (июль-сентябрь).



**Рис. 12.** Среднесезонные значения  $X_l$  на глубине 70 м: а) антарктическая весна (октябрь-декабрь); б) лето (январь-март); в) осень (апрель-июнь); г) зима (июль-сентябрь).

(область 3), а также ее некоторый рост вблизи прикромочной шельфовой зоны (область 4). Области высоких значений в Атлантическом и Индоокеанском секторах вытянуты с северо-запада на юго-восток, что соответствует положению струи АЦТ. Осенью (апрель-июнь) наблюдается резкое снижение  $X_l$  с минимумом в прибрежных, покрытых льдом, зонах Тихого и Атлантического океанов (рис. 12в).

#### Слой 0–200 м

Для интегральной  $X_l$  в слое 0–200 м выраженный рост наблюдается весной (рис. 13а) в центральной части Южного океана между 40° и 60° ю.ш. с максимумом в районе 3, приуроченным к архипелагу островов Крозе. Пространственное распределение высоких значений  $X_l$  в осенний период схоже с пространственным распределением скорости течений. Например, в Индоокеанском секторе области с высокими значениями  $X_l$  вытянуты с северо-запада на юго-восток, что соответствует положению струи АЦТ. Максимумы  $X_l$  в Тихом океане и в районе пролива Дрейка также находятся вблизи аналогичных пиков скоростей течений (рис. 14а). При этом высокие значения  $X_l$  сосредоточены не в зонах наибольших скоростей течений, а смещены относительно них

на юг. В этом районе, справа от струи, находится зона интенсивного циклонического сдвига течений. Рис. 14б показывает, что расположение максимумов циклонической завихренности течений и карты высоких значений  $X_l$  в слое 0–200 м в весенний период достаточно хорошо совпадают, что согласуется с результатом анализа [36]. Таким образом, проведенный анализ показывает, что одной из важных причин раннего роста  $X_l$  в весенний период является динамический апвеллинг, вызванный циклоническим сдвигом АЦТ.

Возникающий крупномасштабный подъем вод, а также вертикальные движения вод в вихрях, образованных в результате бароклинной неустойчивости потока, по-видимому, выступают основной причиной роста  $X_l$  в весенний период в нижних слоях центральной части Южного океана. Восходящие движения вод способствуют вовлечению биогенных элементов в фотический слой, а также приводят к уменьшению толщины ВКС. Оба этих процесса могут играть важную роль в увеличении  $X_l$  в этих районах, особенно в глубинных слоях (ниже 50 м).

В летний период (январь-март)  $X_l$  значительно увеличивается южнее 45° ю.ш. ( $> 0.6$  мг/м<sup>3</sup>) и достигает пиковых значений в нескольких областях вблизи прикромочной зоны. При этом

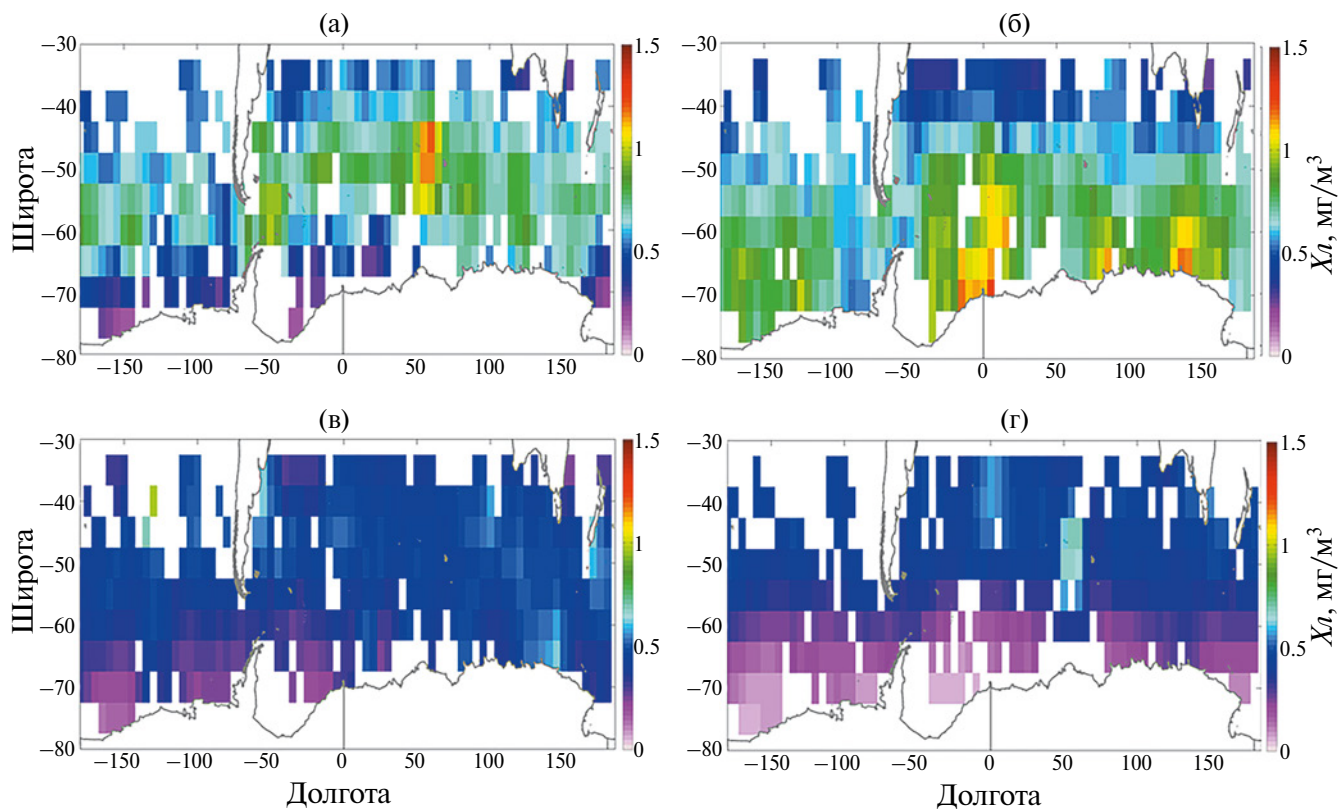
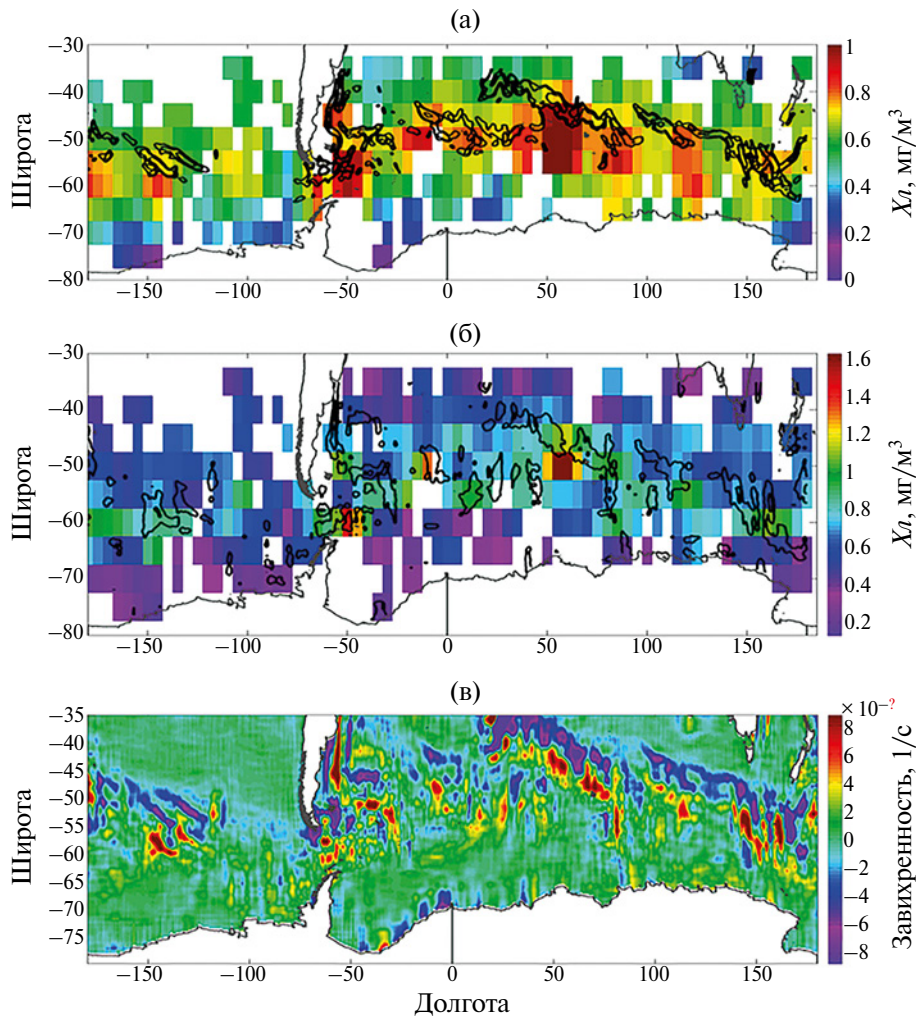


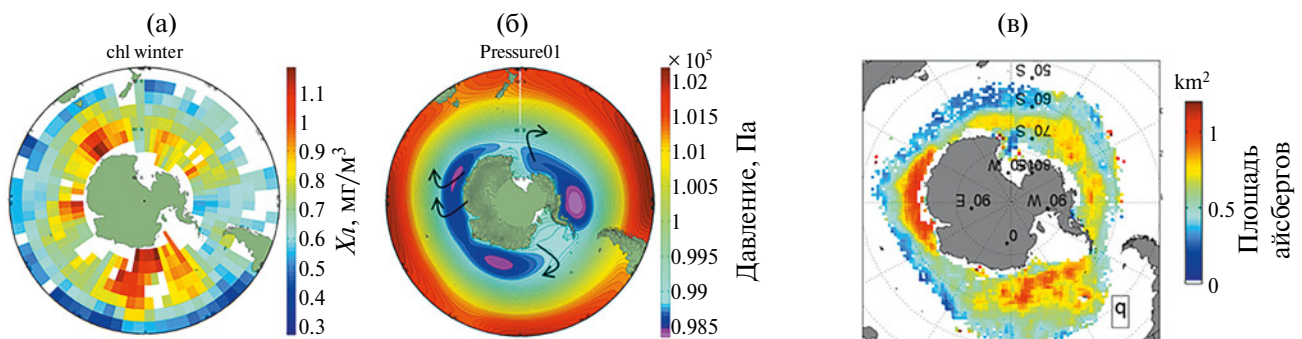
Рис. 13. Среднесезонные значения  $X_l$  в слое 0–200 м: а) антарктическая весна (октябрь-декабрь); б) лето (январь-март); в) осень (апрель-июнь); г) зима (июль-сентябрь).



**Рис. 14.** Среднее распределение  $Chl$  в слое 0–200 м в весенний период с наложенными контурами пиковых скоростей течений (а) и высоких значений завихренности течений (б) по данным альтиметров; поле завихренности течений по данным альтиметрии (в).

наблюдается выраженный меридиональный градиент  $Chl$ . Он свидетельствует о наличии основного источника биогенных элементов в прикромочной зоне, при удалении от которого биопродуктивность снижается. Сопоставление этой карты с данными о движении льдов и айсбергов [17, 35] пока-

зывает, что зоны максимумов совпадают с зонами наиболее интенсивного выноса льдов (рис. 15а, в). Таким образом, перенос биогенных элементов с тальми водами является основной причиной роста биопродуктивности в летний период года. Максимумы  $Chl$  сосредоточены на периферии трех



**Рис. 15.** Среднее распределение  $Chl$  в слое 0–200 м в зимний период (а); среднее поле давления в Южном океане в январе по данным реанализа MERRA-2 [https://gmao.gsfc.nasa.gov/reanalysis/MERRA-2/] (б); средняя площадь айсбергов по данным [34] (в). Стрелками показаны основные места выноса льда от Антарктиды.

локальных минимумов давления в Южном океане (рис. 156), которые вызывают вынос льдов от берега [17] (рис. 156).

В осенний и зимний период нехватка солнечного света приводит к резкому уменьшению средней  $X_l$  в слое 0–200 м. Минимальные значения осенью фиксируются в областях высокой концентрации льда в Тихоокеанском и Атлантическом секторе прикромочной зоны Южного океана. В зимний период низкие значения отмечаются в высоких широтах, покрытых льдом.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе результатов измерений 119 буев Био-Арго проведено исследование особенностей пространственно-временной изменчивости вертикального распределения  $X_l$  в различных районах Южного океана. Отмечены значительные различия пространственного распределения  $X_l$  в верхнем (0–50 м) и нижнем (50–100 м) слое в разные сезоны.

В Антарктическое лето (январь–март) в верхнем 0–50 м слое высокие значения  $X_l$  наблюдаются в трех областях наиболее интенсивного выноса таящего льда от Антарктиды (море Уэдделла, море Амундсена и восточная часть Индоокеанского сектора), расположенных на западной периферии локальных минимумов давления в Южном океане. Минимальные значения  $X_l$  в слое 0–50 м в этот период отмечаются в центральных частях Тихоокеанского и Индоокеанского секторов Южного океана. Эти особенности могут указывать на определяющее влияние тающего льда, как основного источника биогенных элементов, на летнюю динамику  $X_l$ .

Антарктической весной (октябрь–декабрь) высокие значения  $X_l$  в глубинных слоях (50–100 м) сосредоточены в центральной части океана, вдали от прикромочной зоны. При этом, области высоких значений  $X_l$  повторяют структуру АЦТ и расположены на его южной периферии. Такие особенности позволяют предположить, что основной источник биогенных элементов в этом сезоне расположен в глубинных слоях и связан с вертикальным подъемом в зоне циклонического сдвига течений АЦТ в согласии с [36].

В районах с высокими значениями  $X_l$  в верхнем слое (Атлантический сектор и прикромочная зона Индоокеанского сектора), подповерхностный максимум находится ближе к поверхности (на глубинах 20–30 м), а в глубинных слоях  $X_l$  резко снижается. В этих районах наблюдаются высокие амплитуды сезонного хода, с резким пиком  $X_l$

в летний период и уменьшением зимой. В то же время в центральной части Тихоокеанского и Индоокеанского секторов распределение  $X_l$  более равномерно по глубине и по сезонам. Подповерхностный пик заглублен (до 50–70 м), а значения  $X_l$  ниже среднего в верхнем слое и выше среднего в глубинных слоях. Кроме этого, сезонный ход средней по слою  $X_l$  значительно менее выражен. Такие особенности могут быть частично связаны с влиянием  $X_l$  на снижение освещенности (эффект “самозатенения”), а также с вышеописанными различиями в механизмах поступления биогенных элементов. Эти факторы приводят к более равномерному распределению  $X_l$  в Южном океане.

**Источники финансирования.** Обработка массива измерений Био-Арго выполнена при поддержке государственного задания FNNN-2024-0017, исследования влияния течений на  $X_l$  выполнено при поддержке госзадания FNNN-2024-0012, исследование изменчивости вертикального распределения  $X_l$  при поддержке гранта Российского научного фонда 21-77-10059.

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

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бакуева Я.И., Кубрякова Е.А., Кубряков А.А. Особенности сезонной изменчивости концентрации хлорофилла “а” в различных регионах Южной Атлантики по спутниковым данным // Морской гидрофизический журнал. 2023. № 39(1). С. 31–51.
2. Демидов А.Б., Ведерников В.И., Шеберстов С.В. Пространственно-временная изменчивость хлорофилла “а” в Атлантическом и Индийском секторах южного океана в феврале 2000 г. по спутниковым и экспедиционным данным // Океанология. 2007. Т. 47. № 4. С. 546–558.
3. Демидов А.Б., Гагарин В.И., Григорьев А.В. Сезонная изменчивость хлорофилла “а” на поверхности в проливе Дрейка // Океанология. 2010. Т. 50. № 3. С. 355–370.
4. Демидов А.Б., Мошаров С.А., Гагарин В.И. Меридиональная асимметричность первичного продуцирования в атлантическом секторе южного океана весной и летом. // Океанология. 2012. Т. 52(5). С. 675–675.
5. Чуринов Д.А., Гулюгин С.Ю. Сезонность вертикального распределения хлорофилла а в субширотных зонах Антарктической части Атлантики по данным прямых и дистанционных наблюдений // Труды ВНИРО. 2018. Т. 173. С. 92–105.
6. Arrigo K.R., Van Dijken G.L. Phytoplankton dynamics within 37 Antarctic coastal polynya systems. // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2003. V. 108(C8). <https://doi.org/10.1029/2002JC001739>

7. *Arrigo K.R., van Dijken G.L., Bushinsky S.* Primary production in the Southern Ocean, 1997–2006 // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2008. V. 113. № C 8. <https://doi.org/10.1029/2007JC004551>
8. *Banse K.* Low seasonality of low concentrations of surface chlorophyll in the Subantarctic water ring: under-water irradiance, iron, or grazing? // *Progress in oceanography*. 1996. V. 37. № 3–4. P. 241–291. [https://doi.org/10.1016/S0079-6611\(96\)00006-7](https://doi.org/10.1016/S0079-6611(96)00006-7)
9. *Bowie A.R., Van Der Merwe P., Quéroué F. et al.* Iron budgets for three distinct biogeochemical sites around the Kerguelen Archipelago (Southern Ocean) during the natural fertilisation study. // *KEOPS-2. Biogeosciences*. 2015. V. 12(14). P. 4421–4445. <https://doi.org/10.5194/bg-12-4421-2015>
10. *Boyd P.W., Watson A.J., Law C.S. et al.* A mesoscale phytoplankton bloom in the polar Southern Ocean stimulated by iron fertilization // *Nature*. 2000. V. 407(6805). P. 695–702.
11. *Carranza M.M., Gille S.T.* Southern Ocean wind-driven entrainment enhances satellite chlorophyll-a through the summer // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2015. V. 120(1). P. 304–323.
12. *De Baar H.J., Boyd P.W., Coale K.H. et al.* Synthesis of iron fertilization experiments: from the iron age in the age of enlightenment // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2005. V. 110(C9).
13. *Deppeler S.L., Davidson A.T.* Southern Ocean phytoplankton in a changing climate. // *Frontiers in Marine Science*. 2017. V. 4. P. 40. <https://doi.org/10.3389/fmars.2017.00040>
14. *Dong S., Sprintall J., Gille S.T. et al.* Southern Ocean mixed-layer depth from Argo float profiles // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2008. V. 113(C6).
15. *Falkowski P.G., Raven J.A.* Aquatic photosynthesis // Princeton University Press. 2013.
16. *Hense I., Bathmann U.V., Timmermann R.* Plankton dynamics in frontal systems of the Southern Ocean // *Journal of Marine Systems*. 2000. Vol. 27(1–3). P. 235–252.
17. *Kwok R., Pang S.S., Kacimi S.* Sea ice drift in the Southern Ocean: Regional patterns, variability, and trends. *Elem Sci Anth*. 2017. Vol. 5. P. 32.
18. *Llort J., Lévy M., Sallée J.B. et al.* Nonmonotonic response of primary production and export to changes in mixed-layer depth in the Southern Ocean // *Geophysical Research Letters*. 2019. V. 46(6). P. 3368–3377.
19. *Martin J.H., Fitzwater S.E., Gordon R.M.* Iron deficiency limits phytoplankton growth in Antarctic waters // *Global Biogeochemical Cycles*. 1990. V. 4(1). P. 5–12.
20. *Minas H.J., Minas M.* Net community production in High nutrient-low chlorophyll waters of the tropical and Antarctic oceans-grazing vs iron hypothesis // *Oceanologica Acta*. 1992. V. 15(2). P. 145–162.
21. *Mongin M.M., Abraham E.R., Trull T.W.* Winter advection of iron can explain the summer phytoplankton bloom that extends 1000 km downstream of the Kerguelen Plateau in the Southern Ocean // *Journal of Marine Research*. 2009. V. 67(2). P. 225–237.
22. *Moore J.K., Abbott M.R.* Surface chlorophyll concentrations in relation to the Antarctic Polar Front: seasonal and spatial patterns from satellite observations // *Journal of Marine Systems*. 2002. V. 37. № 1–3. P. 69–86. [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(02\)00196-3](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(02)00196-3)
23. *Mulet S., Rio M.H., Etienne H. et al.* The new CNES-CLS18 global mean dynamic topography. *Ocean Science*. 2021. V. 17(3). P. 789–808.
24. *Prend C.J., Gille S.T., Talley L.D. et al.* Physical drivers of phytoplankton bloom initiation in the Southern Ocean's Scotia Sea // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2019. V. 124. № 8. P. 5811–5826. <https://doi.org/10.1029/2019JC015162>
25. *Rienecker M.M., Suarez M.J., Gelaro R. et al.* MERRA: NASA's modern-era retrospective analysis for research and applications // *Journal of climate*. 2011. V. 24(14). P. 3624–3648.
26. *Sallée J.B., Llort J., Tagliabue A. et al.* Characterization of distinct bloom phenology regimes in the Southern Ocean // *ICES Journal of Marine Science*. 2015. V. 72. № 6. P. 1985–1998. <https://doi.org/10.1093/icesjms/fsv069>
27. *Sarmiento J.L., Johnson K.S., Arteaga L.A. et al.* The Southern Ocean carbon and climate observations and modeling (SOCCOM) project: A review // *Progress in Oceanography*. 2023. P. 103130.
28. *Sokolov S., Rintoul S.R.* On the relationship between fronts of the Antarctic Circumpolar Current and surface chlorophyll concentrations in the Southern Ocean // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2007. V. 112. № C7. <https://doi.org/10.1029/2006JC004072>
29. *Sullivan C.W., Arrigo K.R., McClain C.R. et al.* Distributions of phytoplankton blooms in the Southern Ocean // *Science*. 1993. V. 262(5141). P. 1832–1837.
30. *Sverdrup H.U.* On conditions for the vernal blooming of phytoplankton // *J. Cons. Int. Explor. Mer*. 1953. V. 18(3). P. 287–295.
31. *Tagliabue A., Bopp L., Aumont O.* Evaluating the importance of atmospheric and sedimentary iron sources to Southern Ocean biogeochemistry // *Geophysical Research Letters*. 2009. V. 36(13).
32. *Tagliabue A., Mtshali T., Aumont O. et al.* A global compilation of dissolved iron measurements: focus on distributions and processes in the Southern Ocean // *Biogeosciences*. 2012. V. 9(6). P. 2333–2349.
33. *Taylor M.H., Losch M., Bracher A.* On the drivers of phytoplankton blooms in the Antarctic marginal ice zone: A modeling approach // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2013. V. 118(1). P. 63–75.
34. *Thomalla S.J., Fauchereau N., Swart S. et al.* Regional scale characteristics of the seasonal cycle of chlorophyll in the Southern Ocean. // *Biogeosciences*. 2011. V. 8(10). P. 2849–2866. <https://doi.org/10.5194/bg-8-2849-2011>

35. *Tournadre J., Bouhier N., Girard-Ardhuin F. et al.* Antarctic icebergs distributions 1992–2014 // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2016. V. 121(1). P. 327–349.
36. *Uchida T., Balwada D., Abernathey R. et al.* Southern Ocean phytoplankton blooms observed by biogeochemical floats // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2019. V.124(11). P. 7328–7343.
37. *Xing J., Wei H., Guo E.J. et al.* Highly sensitive fast-response UV photodetectors based on epitaxial TiO<sub>2</sub> films // *Journal of Physics D: Applied Physics*. 2011. V. 44(37), P. 375104.

## SPATIAL AND SEASONAL VARIABILITY OF THE VERTICAL DISTRIBUTION OF CHLOROPHYLL A CONCENTRATION IN THE SOUTHERN OCEAN FROM BIO-ARGO DATA

E. A. Kubryakova<sup>a, b</sup>, Y. I. Bakueva<sup>a</sup>, A. A. Kubryakov<sup>a, \*</sup>

<sup>a</sup> *Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia*

<sup>b</sup> *Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

\*e-mail: arskubr@ya.ru

Measurements of 119 Bio-Argo buoys for 2010–2021 are used to study the spatial and temporal variability of the vertical distribution of chlorophyll A (Chl) concentration in various areas of the Southern Ocean. The results show that the variability of Chl is significantly influenced by two physical mechanisms of macronutrient supply, separated in time and space. In the Antarctic summer (January–March), the maximum increase in Chl is observed in three areas of intense offshore fluxes of melting ice from Antarctica (Weddell Sea, Amundsen Sea and the eastern part of the Indian Ocean sector). The greatest increase is recorded in the upper layer of 0–50m, with a maximum in the western part of the Atlantic sector of the Southern Ocean. The minimum values during this period in the upper layer are observed in the central part of the Pacific and Indian oceans. In the Antarctic spring (October–December), the maximum integral Chl values are concentrated in the cyclonic shear zone on the southern periphery of the Antarctic Circumpolar Current. The greatest increase is recorded in the 50–100 m layer, corresponding to the lower part of the subsurface Chl peak, which is presumably associated with the vertical rise of nutrients in this zone. It is also shown that in areas of the highest concentration of Chl, its subsurface maximum is situated closer to the surface, and in the deep layers Chl sharply decreases. In the central part of the oceans with relatively low Chl values in the upper layer, the subsurface peak is deeper (50–70m) and Chl values in the deep layers are higher. Here the seasonal cycle is less pronounced and Chl is more evenly distributed in depth.

**Keywords:** Southern Ocean, Antarctica, chlorophyll a concentration, Bio-Argo floats, subsurface Chl maximum, marginal ice blooms, ice removal, upwelling, ACC

УДК 574.58

## СОСТОЯНИЕ ДОННЫХ СООБЩЕСТВ ЗАЛИВОВ АРХИПЕЛАГА НОВАЯ ЗЕМЛЯ (КАРСКОЕ МОРЕ) В 2020 ГОДУ

© 2025 г. А. А. Удалов\*, А. Б. Басин, С. А. Шука, М. В. Чикина

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

\*e-mail: aludal@mail.ru

Поступила в редакцию 12.08.2024 г.

После доработки 12.09.2024 г.

Принята к публикации 03.10.2024 г.

В 2020 г. впервые исследованы донные сообщества залива Русанова, а также проведены повторные бентосные съемки в заливах Благополучия и Цивольки (архипелаг Новая Земля, Карское море). Во внутренних частях заливов произошло массовое исчезновение взрослой части популяции доминировавшего в 2013–2016 гг. двустворчатого моллюска *Portlandia arctica*. Во всех трех заливах основную долю бентоса в 2020 г. составляла молодь двустворчатых моллюсков *Ennucula tenuis*, *Portlandia arctica*, *Yoldiella* spp., а также *Mendicula ferruginosa*. В заливе Русанова численность мелких и ювенильных двустворчатых моллюсков была максимальна и доходила до 2900 экз./м<sup>2</sup> (92% численности сообщества). Высокая доля ювенильных особей подразумевает нестабильность и быструю трансформацию сообществ внутренних частей заливов в ближайшие несколько лет. В качестве причин могут рассматриваться как изменение абиотических условий (сток, осадконакопление, температурные характеристики придонного слоя), так и сопутствующая инвазия краба-стригуна *Chionoecetes opilio*.

**Ключевые слова:** макробентос, залив Русанова, Новая Земля, Карское море

**DOI:** 10.31857/S0030157425010091, **EDN:** DPMSNF

### ВВЕДЕНИЕ

Донная фауна заливов восточного побережья архипелага Новая Земля является объектом пристальных исследований в экспедициях ИО РАН с 2007 г. Были получены данные о бентосных сообществах ряда заливов острова Северный – Благополучия, Цивольки, Ога, Седова [10, 11, 16]. Были выявлены основные факторы, определяющие структуру донных сообществ заливов. Показано, что смена донных сообществ происходит на двух основных градиентах – глубинном, связанным в первую очередь с изменением грунтов, а также пространственным (по оси залива от кутовой части в сторону моря), определяющимся силой и характером ледникового стока. Наложение этих двух градиентов, осложненное морфометрией заливов (наличие или отсутствие порогов, котловин, их глубина, крутизна склона и т.д.) и определяет мозаику бентосных сообществ в заливах архипелага [16].

Вместе с тем, в последнее время, как во всей западной части Карского моря, так и в заливах Новой Земли, наблюдается трансформация донных сообществ, определяющаяся в первую очередь вселением краба-стригуна *Chionoecetes opilio*.

С 2018 года происходят радикальные изменения видового состава, количественных характеристик, разнообразия, видовой структуры в целом, границ сообществ, изменяется состав доминирующих видов. Эти процессы подробно описаны для залива Благополучия [7, 17], а также для западной части моря [8]. Вместе с тем, остается неясным, происходят ли подобные изменения во всех заливах, и если да, то насколько синхронны эти процессы, есть ли различия в скорости и силе подобных изменений и какими действующими факторами они определяются или модифицируются. В данной статье мы приводим описание состояния донных сообществ трех заливов Новой Земли по результатам исследований 2020 г., в том числе первые описания донных сообществ залива Русанова.

### МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

**Район исследования.** Залив Русанова располагается в центральной части о. Северный архипелага Новая Земля (75°00' с.ш., 60°30' в.д.). Залив состоит из двух рукавов, длина южного из них (бухта Полисадова), простирающегося в широтном направлении (с запада на восток) около 20 км, ширина на входе 7 км (рис. 1).

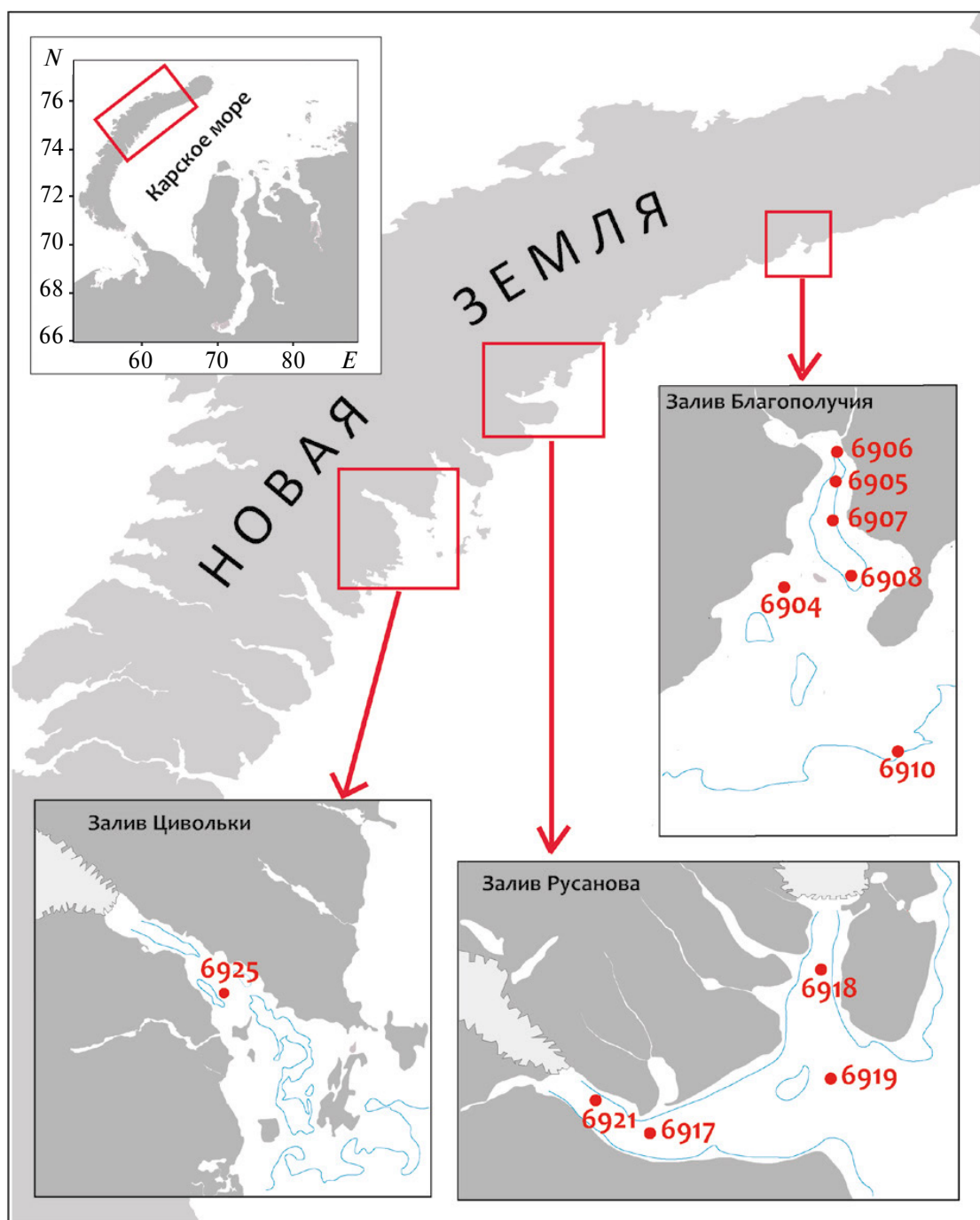


Рис. 1. Карта станций.

В кут открывается ледник Полисадова. Бухта Полисадова очень глубока, в кутовой части в районе ледника мы зарегистрировали глубину 274 м (ст. 6921). Подобных глубин в заливах Новой Земли ранее нами обнаружено не было. В центральной части залива глубина немного уменьшается (220 м на ст. 6917), на выходе из залива (ст. 6919) глубина составляет 225–245 м. Северный рукав простирается в меридиональном направлении (с севера на юг), его протяженность порядка 10 км, ширина на

входе около 6 км. Его глубина меньше, чем в южном рукаве (порядка 100 м в центральной части на ст. 6918). В кут открывается ледник Нансена, изпод которого вытекает мощная река. Особенностью залива, отличающей его от большинства заливов восточного побережья архипелага, является отсутствие выраженного мелководного порога на выходе из залива.

Залив Цивольки, также как и залив Русанова, характеризуется выходом в кутовой части

массивного ледника Серп и Молот, который обеспечивает интенсивный сток и высокую мутность. Однако этот залив гораздо более сложен в геоморфологическом отношении — он представлен тремя котловинами, разделенными порогами с большим количеством островов и связанными между собой проливами различной глубины, так что степень изоляции этих котловин достаточно относительна [11]. Здесь была выполнена одна станция (6925) на глубине 64 м на илистых грунтах, соответствующая по своему положению станциям 126—06 и 128—56, выполненным в 2013 и 2014 гг. в средней части залива [11].

Залив Благополучия многократно и подробно описан ранее во многих аспектах, включая гидрофизические и гидрохимические особенности, фито- и зоопланктон, бентос, ихтиофауну [1—4, 9, 10].

**Отбор проб, обработка материала и статистический анализ данных.** Работы были проведены в ходе 81 рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш” в сентябре 2020 г. Было выполнено 6 станций в заливе Благополучия, 4 станции в заливе Русанова и одна станция в заливе Цивольки (табл. 1, рис. 1).

Для отбора количественных проб макробентоса использовали дночерпатель Ван-Вина с площадью раскрытия 0.1 м<sup>2</sup>. На каждой станции было взято по 3 пробы. Грунт промывали на сите с диаметром ячеек 0.5 мм. Собранных животных фиксировали нейтрализованным 5–6% формалином,

разбирали по основным таксономическим группам и переводили в 70% спирт. Биомассу двусторчатых моллюсков измеряли вместе с раковиной (сырой вес), для массовых видов были измерены линейные размеры раковины. Крупные мертвые раковины *Portlandia arctica* были также подсчитаны и измерены.

Параллельно на станциях определяли основные параметры водной толщи и характеристики грунта. Профилирование водной толщи от поверхности до дна проводили с помощью STD зонда “SBE911 Plus”. При этом измеряли вертикальное распределение температуры, солености, содержание растворенного кислорода, мутности (ЕМФ — единица мутности по формазину). Для определения гранулометрических характеристик крупные песчаные фракции определяли ситовым методом, фракцию меньше 63 мкм анализировали с помощью лазерного счетчика частиц “Analysette 22 MicroTec Plus”.

Анализ сходства станций и выделение сообществ были проведены с помощью методов кластерного анализа. В качестве меры обилия использовали относительную интенсивность метаболизма  $R = k_i N_i^{0.25} B_i^{0.75}$ , где  $N_i$  — численность,  $B_i$  — биомасса организмов, а  $k_i$  — специфический коэффициент для конкретной таксономической группы [6, 12]. Достоверность выделения групп оценивали с помощью процедуры SIMPROF. Вклад видов во внутригрупповое сходство/различие оценивали с помощью анализа SIMPER. Для

**Таблица 1.** Характеристики станций

| Станция            | Широта, с.ш. | Долгота, в.д. | Глубина, м | $T$ , °C | Соленость | Мутность, ЕМФ | O <sub>2</sub> , % | Доля илистой фракции, % |
|--------------------|--------------|---------------|------------|----------|-----------|---------------|--------------------|-------------------------|
| Залив Благополучия |              |               |            |          |           |               |                    |                         |
| 6904               | 75°38.04     | 63°37.58      | 72         | −0.39    | 34.3      | 1.10          | 75.3               | 88.4                    |
| 6905               | 75°41.15     | 63°42.76      | 103        | −0.47    | 34.3      | 1.67          | 73.7               | 95.5                    |
| 6906               | 75°41.98     | 63°41.70      | 67         | −0.46    | 34.3      | 3.07          | 75.4               | 87.6                    |
| 6907               | 75°40.11     | 63°41.08      | 174        | −0.49    | 34.4      | 1.56          | 71.2               | 98.3                    |
| 6908               | 75°38.84     | 63°42.47      | 121        | −0.49    | 34.3      | 1.41          | 71.9               | 96.0                    |
| 6910               | 75°35.06     | 63°49.67      | 98         | −0.36    | 34.3      | 0.96          | 76.3               | 93.8                    |
| Залив Русанова     |              |               |            |          |           |               |                    |                         |
| 6917               | 74°57.34     | 60°09.87      | 221        | −0.46    | 34.4      | 9.75          | 75.0               | 91.8                    |
| 6918               | 75°03.12     | 60°32.91      | 104        | −0.49    | 34.4      | 1.35          | 75.8               | 97.8                    |
| 6919               | 74°59.28     | 60°34.51      | 242        | −0.46    | 34.4      | 1.10          | 74.8               | 97.2                    |
| 6921               | 74°58.51     | 60°02.70      | 274        | −0.46    | 34.4      | 7.39          | 74.8               | 86.5                    |
| Залив Цивольки     |              |               |            |          |           |               |                    |                         |
| 6925               | 74°27.48     | 58°38.28      | 64         | −0.68    | 34.2      | 0.91          | 73.2               | 92.3                    |

оценки разнообразия использовали стандартные индексы — среднее ожидаемое число видов на 100 особей (ES100) и индекс Шеннона ( $H'(\log_e)$ ). Статистический анализ проводили с помощью пакета PRIMER v7 [14].

## РЕЗУЛЬТАТЫ

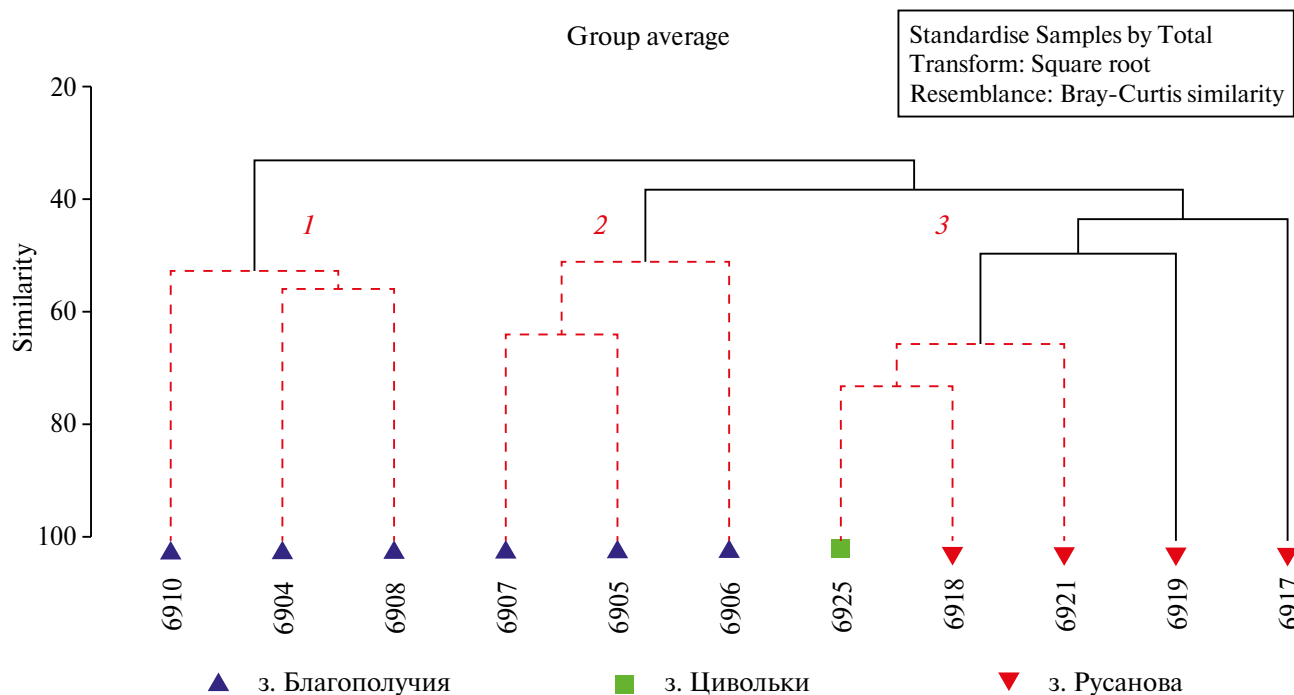
**Характеристики среды.** В заливе Русанова в период наблюдений была распространена двуслойная структура вод с прогретым верхним десятиметровым слоем с температурой  $+4.5 - +5^\circ\text{C}$ , слоем скачка на глубине 15–25 м, и холодным глубоким слоем с температурой около  $-0.5^\circ\text{C}$ . Поверхностная соленость во внутренних частях заливов вблизи ледников составляла 26–28, на выходе из залива она увеличивалась до 30. Придонная соленость на всем протяжении залива составляла 34.4. Мутность определялась особенностями стока с ледников и различалась в разных частях залива. В северном рукаве залива до глубины около 15 м был распространен тонкий поверхностный слой мутности со значениями 25 ЕМФ. В бухте Полисадова присутствовали мощный подповерхностный слой на глубине 20–50 м со значениями до 17 ЕМФ, а также придонный мутный слой с глубины 230 м и до дна, со значениями 8–9 ЕМФ. Дефицита кислорода в придонном слое не наблюдалось, на всем протяжении залива значения концентрации кислорода составля-

ли 6.1 мл/л (75% насыщения). Грунты в заливе — серые обводненные илы со средним размером частиц грунта 5–9 мкм. Доля илистой фракции ( $< 63$  мкм) составляла 87–98%. Доля песчаной фракции была наиболее высока в бухте Полисадова (13.5% в кутовой и 8.2% в центральной части), тогда как в северном рукаве и во внешней части залива Русанова она составляла 2.8–2.2%.

В заливе Цивольки летом 2020 г. также наблюдалась двуслойная структура вод, при этом придонная температура была несколько ниже, нежели в остальных заливах, несмотря на относительно небольшую глубину (64 м) и составляла  $-0.68^\circ\text{C}$ .

В заливе Благополучия присутствовали небольшие различия гидрологических параметров между внутренней котловиной и внешней частью залива. Температура придонного слоя во внутренней котловине составила порядка  $-0.49^\circ\text{C}$ , во внешней части залива около  $-0.36^\circ\text{C}$ . Также во внутренней котловине были зарегистрированы более высокие значения придонной мутности и более низкие концентрации кислорода (табл. 1). В целом существенных отличий абиотических параметров между разными заливами не наблюдалось.

**Сообщества макробентоса.** В ходе съемки на 11 станциях в трех заливах было найдено 58 видов макробентоса. Наиболее представленными группами были полихеты (26 видов) и двусторчатые



**Рис. 2.** Дендрограмма сходства станций. Красным пунктиром показаны достоверно различающиеся группы станций (SIMPROF test,  $p < 0.05$ ). Цифрами 1–3 отмечены группы станций (описание в тексте).

моллюски (16 видов). Численность и биомасса организмов менялись в очень широких пределах: 493–3443 экз./м<sup>2</sup> и 0.9–87.3 г/м<sup>2</sup> соответственно.

Кластерный анализ сходства позволил выделить три основные группы станций, которые достоверно объединяют станции по территориальному признаку (рис. 2).

Первая группа объединяет станции 6904, 6908 и 6910, которые располагаются во внешней части, на пороге и на склоне порога в заливе Благополучия. Здесь присутствует сообщество с доминированием крупной сипункулиды *Golfingia margaritacea*. В связи с этим, данное сообщество характеризуется самой высокой биомассой, которая на наиболее мелководной станции 6904 (72 м) достигает 87.3 г/м<sup>2</sup> при средней биомассе в сообществе 45.4 г/м<sup>2</sup>. Субдоминантом является двустворчатый моллюск *Ennucula tenuis* (табл. 2).

Разнообразие здесь наиболее высоко, среднее число видов в пробе равно 16, среднее число видов на станции – 25, ES100 (среднее ожидаемое число видов на 100 особей) равно 15.

Вторая группа объединяет станции внутренней котловины залива Благополучия. Сходство станций здесь обеспечивается в первую очередь высокой долей полихет *Scoloplos* aff. *acutus* и *Scoletoma fragilis*, а также двустворчатого моллюска *Ennucula tenuis* на всех станциях (табл. 2). Разнообразие здесь ниже, среднее число видов в пробе равно 11, среднее число видов на станции – 17, ES100 равно 11 видов на 100 особей. Обращает на себя внима-

ние достаточно высокая численность двустворчатого моллюска *Portlandia arctica*, которая достигает 210 экз./м<sup>2</sup> (при средних значениях 83 экз./м<sup>2</sup>), при этом вся популяция представлена ювенильными особями. В танатоценозе на станциях 6906 и 6905 найдено большое количество мертвой ракушки взрослой портландии (90 и 50 экз./м<sup>2</sup> соответственно).

Третья группа станций наиболее гетерогенная, она объединяет все станции из заливов Русанова и Цивольки. Здесь доминируют двустворчатые моллюски *Ennucula tenuis*, *Mendicula ferruginosa*, *Portlandia arctica*, *Yoldiella solidula*, *Yoldiella lenticula*, *Thyasira* spp. и зафиксированы самые высокие значения общей численности, которые достигают 3443 экз./м<sup>2</sup> (при средних значениях 1861 экз./м<sup>2</sup>), тем не менее биомасса здесь достаточно низкая (среднее 7.7 г/м<sup>2</sup>). Связано это с тем, что подавляющее большинство доминирующих видов двустворчатых моллюсков либо имеют небольшие размеры (как *Mendicula ferruginosa* и *Thyasira* spp.), либо представлены ювенильными особями. Бентос залива Русанова мы подробно рассмотрим ниже.

На уровне высоких таксонов эти три группы станций также хорошо различаются (рис. 3).

Во внутренней котловине залива Благополучия наблюдается доминирование полихет по численности (61%), во внешней части залива Благополучия, в заливах Русанова и Цивольки выражено доминирование двустворчатых моллюсков. По биомассе в заливе Благополучия высока доля

**Таблица 2.** Основные количественные характеристики (*N* – средняя численность, *B* – средняя биомасса, *R* – доля в относительной интенсивности метаболизма) и вклад в сходство (Contrib by SIMPER, %) доминирующих и характерных видов макробентоса для выделенных групп станций. Группы станций приведены в соответствии с рис. 2 (1 – залив Благополучия, внешняя часть и порог, 2 – залив Благополучия, внутренняя котловина, 3 – залив Русанова и Цивольки)

| Виды                                | <i>N</i> , экз./м <sup>2</sup> |     |      | <i>B</i> , г/м <sup>2</sup> |       |       | <i>R</i> , % |      |      | Вклад в сходство (Contrib by SIMPER, %) |      |      |
|-------------------------------------|--------------------------------|-----|------|-----------------------------|-------|-------|--------------|------|------|-----------------------------------------|------|------|
|                                     | 1                              | 2   | 3    | 1                           | 2     | 3     | 1            | 2    | 3    | 1                                       | 2    | 3    |
| <i>Golfingia margaritacea</i>       | 26                             | 2   | 1    | 33.1                        | 3.1   | 0.6   | 53.6         | 14.2 | 2.5  | 42.2                                    | –    | –    |
| <i>Scoletoma fragilis</i>           | 131                            | 102 | 33   | 0.2                         | 0.7   | 0.2   | 2.1          | 17.3 | 3.5  | 7.3                                     | 24.4 | 9.9  |
| <i>Tharyx</i> sp.                   | 128                            | 46  | 97   | 0.1                         | 0.1   | 0.1   | 1.1          | 2.1  | 3.7  | 5.5                                     | 4.6  | 9.6  |
| <i>Scoloplos</i> aff. <i>acutus</i> | 3                              | 18  | 1    | > 0.1                       | 1.7   | > 0.1 | 0.1          | 22.3 | 0.1  | –                                       | 22.2 | –    |
| <i>Ennucula tenuis</i>              | 276                            | 50  | 228  | 4.5                         | 1.8   | 2.5   | 21.0         | 19.2 | 28.6 | 15.8                                    | 12.7 | 15.0 |
| <i>Mendicula ferruginosa</i>        | 118                            | 8   | 532  | 0.1                         | > 0.1 | 0.7   | 0.8          | 0.1  | 14.5 | 2.8                                     | 2.2  | 20.2 |
| <i>Thyasira</i> spp.                | 11                             | 22  | 23   | > 0.1                       | 0.3   | 0.4   | 0.3          | 4.5  | 3.9  | 1.9                                     | 7.5  | 5.4  |
| <i>Portlandia arctica</i>           | 1                              | 83  | 327  | > 0.1                       | > 0.1 | 0.7   | > 0.1        | 1.1  | 12.6 | –                                       | 5.9  | 7.6  |
| <i>Yoldiella solidula</i>           | 110                            | –   | 395  | 0.1                         | –     | 0.3   | 1            | –    | 7.3  | 3.2                                     | –    | 6.8  |
| Всего:                              | 958                            | 456 | 1861 | 45.4                        | 10.1  | 7.7   | 100          | 100  | 100  | 100                                     | 100  | 100  |



Рис. 3. Доли основных таксономических групп в численности и биомассе макробентоса.

сипункулид, в заливах Русанова и Цивольки доминируют двустворчатые моллюски.

**Особенности донных сообществ залива Русанова.** В ходе съемки на 4 станциях в заливе Русанова было найдено 37 видов макробентоса. Видовое разнообразие и основные количественные характеристики (численность и биомасса) существенно различаются в разных частях залива. Наиболее низкие их значения наблюдаются в бухте Полисадова, особенно на кутовой станции 6921 на глубине 274 м (табл. 3).

Именно здесь придонный слой характеризуется наибольшими значениями мутности, которая в 6–9 раз превышает придонную мутность в остальной части залива, тогда как остальные

гидрологические характеристики (температура, соленость, содержание кислорода) в придонном слое практически не различаются (табл. 1).

Среднее сходство станций по видовому составу достаточно высоко и составляет 56.4%. Наибольшей частотой встречаемости обладают 6 видов — двустворчатые моллюски *Mendicula ferruginosa*, *Portlandia arctica*, *Ennucula tenuis* и полихеты *Tharyx* sp., *Micronephthys minuta* и *Scoletoma fragilis* — они были встречены на всех станциях и практически во всех пробах.

Несмотря на то, что при анализе в макромасштабе станции залива Русанова объединяются в один кластер (рис. 2), различия видовой структуры между ними достаточно велики. Главным образом это связано с мозаичностью распределения очень многочисленных мелких двустворчатых моллюсков, которые доминируют на всех станциях (табл. 3). На станциях бухты Полисадова преобладает *Mendicula ferruginosa*, численность которой на станции 6917 достигает 880 экз./м<sup>2</sup> (средняя 800 экз./м<sup>2</sup>, 88.6% общей численности). На остальных станциях численность мендикулы меньше (437–487 экз./м<sup>2</sup>), и в доминанты добавляется *Ennucula tenuis*. На наиболее мелководной станции 6918 на глубине 104 м, расположенной во внутренней части залива Русанова, наблюдаются очень высокие плотности *Portlandia arctica* (до 1870 экз./м<sup>2</sup>). Во внешней части из залива (ст. 6919) крайне высокой плотности достигает *Yoldiella solidula* (до 1900 экз./м<sup>2</sup>). При этом, за исключением мендикулы, все остальные моллюски представлены молодью. Так, для *Ennucula tenuis* 84% найденных в заливе Русанова особей представлены ювенильными особями со средним весом 1.16 мкг. Для *Portlandia arctica*, *Yoldiella solidula* и *Yoldiella lenticula* популяции на 100% состоят из ювенильных особей со средними весами 1.91, 0.71 и 2.35 мкг соответственно. Интересно, что в танатоценозе (мертвой ракушке) на станциях 6917 и 6918 было найдено большое количество крупных раковин взрослой *Portlandia arctica*. На станции 6917 плотность раковин портландии составляла 293 экз./м<sup>2</sup>, на станции 6918—113 экз./м<sup>2</sup>. При этом ни одной живой взрослой особи портландии на этих станциях найдено не было, все обнаруженные экземпляры были ювенильными и обладали линейными размерами 2.5–5.2 мм (средняя длина раковины — 3.9 мм).

На единственной станции 6925 в заливе Цивольки, также как и в заливе Русанова, доминируют двустворчатые моллюски *Ennucula tenuis*, при этом 63.5% популяции представлены ювенильными особями со средним весом 0.88 мкг. Только

**Таблица 3.** Численность, биомасса, основные показатели разнообразия, доминирующие виды макробентоса и численность массовых видов двустворчатых моллюсков на станциях заливов Русанова и Цивольки

| Залив                                                                         | Залив Русанова                                                     |                                    |                                                                 |                                                                       | Залив Цивольки                                                     |
|-------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------|------------------------------------|-----------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------|
| Станция                                                                       | 6921                                                               | 6917                               | 6918                                                            | 6919                                                                  | 6925                                                               |
| Численность                                                                   | 1087 ± 23                                                          | 903 ± 116                          | 3443 ± 923                                                      | 2280 ± 661                                                            | 1590 ± 611                                                         |
| Биомасса                                                                      | 0.91 ± 0.33                                                        | 1.97 ± 0.71                        | 13.12 ± 3.4                                                     | 11.37 ± 7.3                                                           | 11.07 ± 7.17                                                       |
| Число видов в пробе (на 0.1 м <sup>2</sup> )                                  | 8                                                                  | 7                                  | 19                                                              | 16                                                                    | 13                                                                 |
| Число видов на станции                                                        | 11                                                                 | 12                                 | 25                                                              | 26                                                                    | 16                                                                 |
| ES100                                                                         | 8                                                                  | 7                                  | 12                                                              | 11                                                                    | 11                                                                 |
| H'(log <sub>e</sub> )                                                         | 1.34                                                               | 0.54                               | 1.92                                                            | 1.47                                                                  | 1.93                                                               |
| Доминанты по R                                                                | <i>Mendicula ferruginosa</i> (36%)<br><i>Ennucula tenuis</i> (28%) | <i>Mendicula ferruginosa</i> (66%) | <i>Portlandia arctica</i> (28%)<br><i>Ennucula tenuis</i> (25%) | <i>Yoldiella solidula</i> (21%)<br><i>Aglaophamus malmgreni</i> (18%) | <i>Ennucula tenuis</i> (56%)<br><i>Mendicula ferruginosa</i> (12%) |
| <b>Численность массовых видов двустворчатых моллюсков, экз./м<sup>2</sup></b> |                                                                    |                                    |                                                                 |                                                                       |                                                                    |
| <i>Mendicula ferruginosa</i>                                                  | 487                                                                | 800                                | 437                                                             | 477                                                                   | 460                                                                |
| <i>Ennucula tenuis</i>                                                        | 393                                                                | 3                                  | 213                                                             | 110                                                                   | 420                                                                |
| <i>Portlandia arctica</i>                                                     | 87                                                                 | 20                                 | 1397                                                            | 17                                                                    | 113                                                                |
| <i>Yoldiella solidula</i>                                                     | 43                                                                 | —                                  | 447                                                             | 1287                                                                  | 197                                                                |
| <i>Yoldiella lenticula</i>                                                    | —                                                                  | —                                  | 413                                                             | 37                                                                    | 163                                                                |

12.7% популяции представлены взрослыми особями со средним весом 116.6 мкг. Вторым видом по обилию является *Mendicula ferruginosa* (12%). Высокой численности достигают также *Portlandia arctica*, *Yoldiella solidula* и *Yoldiella lenticula* (табл. 3), подавляющее число этих видов также представлено мелкими особями.

## ОБСУЖДЕНИЕ

Несмотря на наблюдаемые различия донных сообществ трех исследованных заливов, их объединяет одна важная отличительная особенность, характеризующая сообщества, наблюдаемые в 2020 г. Это высокое обилие мелких и ювенильных двустворчатых моллюсков, которые практически везде занимают доминирующее положение по численности. Особенно заметно это в заливах Русанова и Цивольки. В заливе Благополучия существенно выше доля полихет, однако и среди них доминируют виды, характерные для сообществ, находящихся под стрессовым влиянием — *Scoletoma fragilis*, *Tharyx* sp., *Scoloplos* aff. *acutus*, *Micronephthys minuta*. Если исключить из рассмотрения крупную, глубоко закапывающуюся сипункулиду *Golfingia margaritacea*, то окажется, что практически весь бентос в заливах в 2020 г. был представлен мелкими особями.

Если бы исследования проводились в этих заливах впервые, можно было бы предположить, что наблюдаемая картина является обычным следствием мощного ледникового стока, приводящего к формированию в подобных условиях обедненных нестабильных сообществ. Однако в заливах Благополучия и Цивольки именно в этих локациях ранее были описаны сообщества, сложенные из видов, обладающих нормальной размерной структурой, хотя и достаточно бедные по сравнению с открытой частью моря. Во внутренней части залива Благополучия в 2013–2016 гг. наблюдались сообщества с доминированием *Ennucula tenuis* — *Portlandia arctica*, причем основную долю этих видов составляли взрослые особи [10]. Так, в 2013 г. средний вес одной особи портландии составлял 106.8 мкг (средний размер раковины 26 мм), тогда как в 2020 г. средний вес одной особи составлял уже 1.9 мкг (средний размер раковины 3.9 мм). При этом в 2013 г. в популяции присутствовало 15.5% ювенильных особей, тогда как в 2020 г. все 100% особей были молодью. Аналогичная картина наблюдается и для второго доминанта *Ennucula tenuis*. Средний вес одной особи *Ennucula tenuis* в 2013 г. составлял 43.6 мкг, в 2020 г. — 13.8 мкг.

В заливе Цивольки в 2014–2016 гг. в районе ст. 6925 также располагалось сообщество

с доминированием *Ennucula tenuis* — *Portlandia arctica* [11, 16]. *Ennucula tenuis* сохранила свое доминирующее положение, при этом ее плотность в 2020 г. была на порядок больше (420 экз./м<sup>2</sup> в 2020 г. против 63 экз./м<sup>2</sup> в 2014–2016 гг.), а биомасса осталась на прежнем уровне (7.1 г/м<sup>2</sup> в 2020 г. против 6.4 г/м<sup>2</sup> в 2014–2016 гг.). В заливе Русанова на станциях 6917 и 6918 наличие большого количества раковин *Portlandia arctica* в танатоценозе свидетельствует, по аналогии с другими заливами (Ога, Цивольки, Благополучия), о наличии здесь в недавнем прошлом сообществ с доминированием портландии и их последующей деградации, подобной наблюдаемой в соседних заливах.

Таким образом, во внутренних частях всех трех заливов мы наблюдаем изменение сообщества *Ennucula tenuis* — *Portlandia arctica*, при этом взрослая портландия исчезла практически повсеместно, хотя присутствие большого количества молоди позволяет предполагать возможное восстановление ее популяции.

В качестве основных причин наблюдаемых изменений можно предположить как изменение абиотических условий (сток, осадконакопление, температурные характеристики придонного слоя), так и влияние краба-стригуна *Chionoecetes opilio*, вселившегося в заливы Новой Земли и активно влияющего на их экосистему в последнее десятилетие [17].

Изменения абиотических условий в заливах Новой Земли имеют очень выраженные межгодовые флуктуации, и сильнее различаются между соседними годами, нежели в масштабе десятилетия [17], поэтому их эффект отследить достаточно трудно. Напротив, влияние краба-стригуна на донные сообщества заливов регистрируется весьма отчетливо.

В заливе Благополучия оно выразилось в выедании к 2020 г. крупного макробентоса и мегабентоса (в первую очередь двустворчатых моллюсков и офиур). Во внешней части залива это привело к увеличению доминирования крупной глубоко закапывающейся сипункулиды *Golfingia margaritacea* и исчезновению доминировавших ранее двустворчатых моллюсков *Bathyarca glacialis* и *Astarte* spp. Во внутренней части оно выразилось в первую очередь в резком снижении обилия (с 40 до 5 экз./10 м<sup>2</sup>) доминировавшей в 2013–2016 гг. крупной офиуры *Ophiopleura borealis* [17]. Протекающие сходных процессов можно предполагать и для соседних заливов архипелага. Несмотря на то, что залив Благополучия отличается наиболее высокой плотностью краба-стригуна (до 21 экз./10 м<sup>2</sup>

в 2018 г., 4.3–7.7 экз./10 м<sup>2</sup> в 2020 г.), в заливах Русанова и Цивольки его присутствие также достаточно выражено. В 2020 г. в заливе Русанова его плотность была 1.1 экз./10 м<sup>2</sup>, в заливе Цивольки 0.5 экз./10 м<sup>2</sup> [5]. При этом в заливе Русанова на видеотрансекте в мегабентосе также не было обнаружено *Ophiopleura borealis*, обычно доминирующей на подобных глубинах Карского моря, и мегабентос (кроме краба-стригуна) был очень беден [5]. Возможно, что освободившиеся площади дна, высвобождение пищевых ресурсов, ранее активно потреблявшихся обильными представителями мегабентоса, способствует выживанию оседающей молоди двустворчатых моллюсков, и подобные изменения связаны с опосредованным влиянием крупной хищной декаподы на экосистему [13, 15].

Зрелые сообщества формируются в ходе одновременного совместного развития популяций, их взаимодействия, трофических отношений, смертности особей, в то время как современный облик сообществ исследованных заливов определяет молодь двустворчатых моллюсков, и доминирование тех или иных видов может быть результатом сиюминутной гидрологической ситуации, сложившейся на момент оседания пелагических личинок того или иного вида. Такая высокая доля молоди подразумевает нестабильность и быструю трансформацию сообществ внутренних частей заливов в ближайшие несколько лет. Очевидно, что мы наблюдаем процесс, начавшийся с исчезновения взрослой части популяции *Portlandia arctica* несколько лет назад. В данный момент мы можем констатировать массовое появление молоди и реколонизацию пустующих пространств. При этом, по нашим наблюдениям, мы можем предполагать, что этот процесс характерен для большинства заливов восточного побережья Новой Земли со сходными сообществами. Остается неясным, будут ли здесь сформированы зрелые сообщества с доминированием взрослых организмов и не останется ли эта зона на какое-то время районом выселения, местом постоянного оседания молоди, которая будет подрастать и активно выедаться крабом-стригуном. Вероятно, это будет связано, в первую очередь, с выживаемостью особей того или иного вида на разных этапах развития и с дальнейшей судьбой популяции краба-стригуна.

**Источники финансирования.** Судовые работы, отбор проб выполнены в рамках темы государственного задания ИО РАН № FMWE-2024-0021. Анализ бентосных проб проведен при поддержке РНФ (проект № 23-17-00156).

**Соблюдение этических стандартов.** Эта работа не содержит исследований с участием людей и животных.

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

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Амелина А.Б., Дриц А.В., Сергеева В.М. и др. Зоопланктон заливов архипелага Новая Земля: состав, распределение, роль в выедании фитопланктона и биоседиментации // Океанология. 2018. Т. 58. № 6. С. 908–922.
2. Белевич Т.А., Милютин И.А., Троицкий А.В., Флинт М.В. Пикофитопланктон залива Благополучия (архипелаг Новая Земля) и прилегающего района Карского моря // Океанология. 2020. Т. 60. № 4. С. 545–555.
3. Большакова Я.Ю., Большаков Д.В. Ихтиофауна заливов восточного побережья архипелага Новая Земля // Океанология. 2018. Т. 58. № 2. С. 246–250.
4. Борисенко Г.В., Полухин А.А., Флинт М.В. Растворенный кремний и нитратный азот в ледниковых водотоках и акватории залива Благополучия (Российская Арктика, Новая Земля): происхождение, изменчивость и распространение биогенного сигнала // Проблемы Арктики и Антарктики. 2023. Т. 69. № 3. С. 356–373.
5. Галкин С.В., Залота А.К., Удалов А.А., Прохин А.А. Оценка плотности популяций краба-вселенца *Chionoecetes opilio* в Карском море с использованием БНПА “Видеомодуль” // Современные методы и средства океанологических исследований (МСОИ-2021). Материалы XVII международной научно-технической конференции. Т. 2. М.: ИО РАН, 2021. С. 207–210.
6. Кучерук Н.В., Савилова Е.А. Количественная и экологическая характеристика донной фауны шельфа и верхнего склона района Североперуанского апвеллинга // Бюлл. МОИП. Отдел биологический. 1985. Т. 90. № 6. С. 70–79.
7. 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.
8. Руднева Е.В., Удалов А.А., Залота А.К., Чикина М.В. Изменения донных сообществ центральной части Карского моря в результате вселения краба-стригуна *Chionoecetes opilio* // Труды XI Международной научно-практической конференции “Морские исследования и образование (MARESEDU)-2022” Т. III (IV): Тверь: ООО “ПолиПРЕСС”, 2022. С. 320–324.
9. Степанова С.В., Недоспасов А.А. Особенности гидрофизического и гидрохимического режимов залива Благополучия (Новая Земля) // Океанология. 2017. Т. 57. № 1. С. 1–11.
10. Удалов А.А., Веденин А.А., Симаков М.И. Донная фауна залива Благополучия (Новая Земля, Карское море) // Океанология. 2016. Т. 56. № 5. С. 720–730.
11. Чавы А.И., Удалов А.А., Веденин А.А. и др. Донная фауна залива Цивольки (архипелаг Новая Земля, Карское море) // Океанология. 2017. Т. 57. № 1. С. 160–170.
12. Azovsky A.I., Chertoproud M.V., Kucheruk N.V. et al. Fractal properties of spatial distribution of intertidal benthic communities // Mar. Biol. 2000. V. 136. P. 581–590.
13. 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.
14. Clarke K.R., Gorley R.N. PRIMER v7: User Manual/Tutorial. PRIMER-E Plymouth. 2015.
15. Quijón P.A., Snelgrove P.V. Differential regulatory roles of crustacean predators in a sub-arctic, soft-sediment system // Marine Ecology Progress Series. 2005. V. 285. P. 137–149.
16. Udalov A., Chikina M., Chava A. et al. Patterns of benthic communities in Arctic fjords (Novaya Zemlya Archipelago, Kara Sea): resilience versus fragility // Front. Ecol. Evol. 2021. № 9. P. 777006. <https://doi.org/10.3389/fevo.2021.777006>
17. 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 // Biol. Invasions. 2024. <https://doi.org/10.1007/s10530-024-03388-1>

## STATE OF THE BENTHIC COMMUNITIES IN THE NOVAYA ZEMLYA ARCHIPELAGO BAYS (KARA SEA) IN 2020

A. A. Udalov\*, A. B. Basin, S. A. Schuka, M. V. Chikina

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

\*e-mail: aludal@mail.ru

In 2020, the bottom communities of Rusanov Bay were studied for the first time and repeated benthic surveys were conducted in Blagopoluchiya and Tsivolki Bays (Novaya Zemlya archipelago, Kara Sea). Mass extinction of adult populations of the bivalve *Portlandia arctica*, which was dominant in 2013–2016, was noted in the inner parts of the bays. In all three bays, the main share of the benthos in 2020 consisted of bivalves *Mendicula ferruginosa* and juveniles of *Ennucula tenuis*, *Portlandia arctica*, *Yoldiella* spp. In Rusanov Bay, the number of small and juvenile bivalves was the highest and reached 2900 ind/m<sup>2</sup> (92% of the total density). The high proportion of juveniles indicates instability of benthos and should lead to rapid transformation of inner bay communities over the next years. Environmental variability (terrestrial runoff, sedimentation, temperature characteristics of the bottom layer) and the invasion of the snow crab *Chionoecetes opilio* can be proposed as the reasons for the benthic community changes.

**Keywords:** macrobenthos, Rusanova Bay, Novaya Zemlya, Kara Sea

УДК 597.08.591.9

## МНОГОЛЕТНИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ВИДОВОГО СОСТАВА И ЧИСЛЕННОСТИ ПРОМЫСЛОВЫХ РЫБ В ИХТИОПЛАНКТОНЕ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЗАЛИВА ПЕТРА ВЕЛИКОГО (ЯПОНСКОЕ МОРЕ)

© 2025 г. В. А. Шелехов\*, И. В. Епур, С. Ф. Соломатов, А. А. Баланов

Национальный научный центр морской биологии им. А.В. Жирмунского ДВО РАН, Владивосток, Россия

\*e-mail: shelekhov@mail.ru

Поступила в редакцию 02.08.2024 г.

После доработки 03.09.2024 г.

Принята к публикации 03.10.2024 г.

Приводится анализ сезонных и межгодовых изменений в ихтиопланктоне в восточной части зал. Петра Великого. В теплое время на исследованной акватории хорошо выделяются три периода с характерным набором и долей исследуемых видов: конец весны (апрель–май), начало лета (июнь, изредка май и июль) и конец лета — начало осени (июль–октябрь). 2023–2024 гг. характеризуются высокой, постепенно убывающей долей икры минтая в уловах в весенний период за счет нерестовиков урожайного поколения 2014 г. Отмечено появлением в ихтиопланктоне в заметных количествах икры скумбрии и, впервые с конца прошлого века, сардины-иваси, что свидетельствует о скором, спрогнозированном ранее очередном всплеске численности ее япономорской популяции до промыслового уровня в водах Приморья. Воспроизводство весенне–летненерестующих видов камбал, не смотря на достаточно высокую их долю в уловах, в настоящее время находится на невысоком уровне в сравнении с 1950-ми и 1980-ми годами.

**Ключевые слова:** Японское море, залив Петра Великого, ихтиопланктон, видовой состав, межгодовая изменчивость

**DOI:** 10.31857/S0030157425010109, **EDN:** DPJILT

### ВВЕДЕНИЕ

История изучения пелагических стадий развития рыб в северной части Японского моря берет начало с Курило–Сахалинской экспедиции (КСЭ), проведенной в конце 1940-х гг. В этот период были выработаны основные принципы проведения учетных ихтиопланктонных съемок, позволившие получить количественные оценки уловов, которые можно было использовать для расчетов интенсивности нереста рыб [6, 7]. На основании ихтиопланктонных съемок, выполненных в 1940–1950-х гг., было сформировано первое представление о видовом составе и сезонной динамике ихтиопланктона залива Петра Великого. Выявлены температурные диапазоны, в которых протекает эмбриогенез и описаны развитие икры и личинок нерестящихся здесь промысловых видов рыб [11, 17, 20, 26]. Материалы по пелагическим стадиям развития наиболее массовых видов рыб южного Приморья [21, 27, 38, 39], собранные в тот период исследований, позволили установить

значительно более северное, чем предполагалось ранее, распространение нерестовых скоплений ряда теплолюбивых видов, таких как японский анчоус *Engraulis japonicus*, сайра *Cololabis saira*, японская скумбрия *Scomber japonicus* и др. [18].

С 1981 по 1990 гг. в зал. Петра Великого ТИН-РО-центр проводил ихтиопланктонные съемки по отработанной методике и стандартной сетке станций, в основном весной и осенью, когда проходит массовый нерест промысловых видов, в первую очередь минтая *Gadus chalcogrammus*. В этот период было собрано и обработано более пяти с половиной тысяч проб и выявлены районы максимальных скоплений икры и личинок промысловых видов [23]. В соответствии с гидрологией зал. Петра Великого были определены схемы переноса ихтиопланктона на его акватории. На основании ихтиопланктонных съемок, выполненных в открытых водах Японского моря, было установлено, что при выхолаживании северо-западной части Японского моря в “холодные” периоды лет в ихтиопланктоне уменьшается

доля субтропических рыб, а икра и личинки пелагофильных видов замещаются личинками видов живородящих и откладывающих донную икру [13]. В настоящее время ТИНРО-центром проводятся регулярные весенние ихтиопланктонные съемки для отслеживания состояния популяции минтая в зал. Петра Великого, численность которой заметно росла после 2016 г. [4].

В 2000-х и 2010-х гг. существенный вклад в исследования видового состава и сезонной динамики ихтиопланктона внесли исследования, проводимые в ИБМ (в настоящее время ННЦМБ ДВО РАН) под руководством А.С. Соколовского и, после его смерти, А.А. Баланова [15, 29, 31, 32, 34, 35, 45, 46]. В отличие от работ, проводимых в ТИНРО-центре, в ННЦМБ ДВО РАН наибольшее внимание уделяли описанию ранних стадий развития рыб, в том числе димерсальных икры и личинок. В последние годы качество работ, посвященных описанию ранних стадий развития рыб, а так же точность идентификации видов в ихтиопланктоне удалось поднять на новый уровень за счет использования современных методов, в частности методов молекулярно-генетического анализа [45, 46, 51].

В работах А.С. и Т.Г. Соколовских с соавторами [30, 32] также продолжился анализ многолетних изменений в структуре ихтиопланктона данного района в связи с изменениями в гидрологии.

Цель данной работы – изучить современное состояние ихтиопланктона верхней эпипелагиа-

ли восточной части залива Петра Великого в период воспроизводства массовых и промысловых видов и дать оценку происходящих изменений в видовом составе на основе анализа собственных и литературных данных.

## МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Для сравнительного анализа обилия и видового состава ихтиопланктона использованы пробы, собранные в зал Восток в период с мая 2011 г. по август 2012 г. и в восточной части зал. Петра Великого между о. Аскольда и м. Пассеки с сентября 2022 г. по апрель 2024 г. (всего 15 съемок, 292 станции и 297 проб) (табл. 1, рис. 1). Отбор проб осуществлялся в дневное время суток в течение 5–10 минутного траления икорной сетью ИКС-80 на циркуляции при скорости до 2.5 узлов с борта моторного судна “Витязь” ННЦМБ ДВО РАН, что позволяло не только облавливать икру рыб, которая обладает положительной плавучестью и обычно концентрируется в поверхностном слое, но и с большей вероятностью облавливать личинок рыб, чем при вертикальных ловах – за счет большей скорости и времени траления [40]. Значения уловов для всех видов были пересчитаны на м<sup>3</sup> воды у поверхности исходя из параметров тралений и разработанных ранее рекомендаций [28, 33].

В апреле 2024 г. помимо горизонтального траления сетью ИКС-80 были проведены

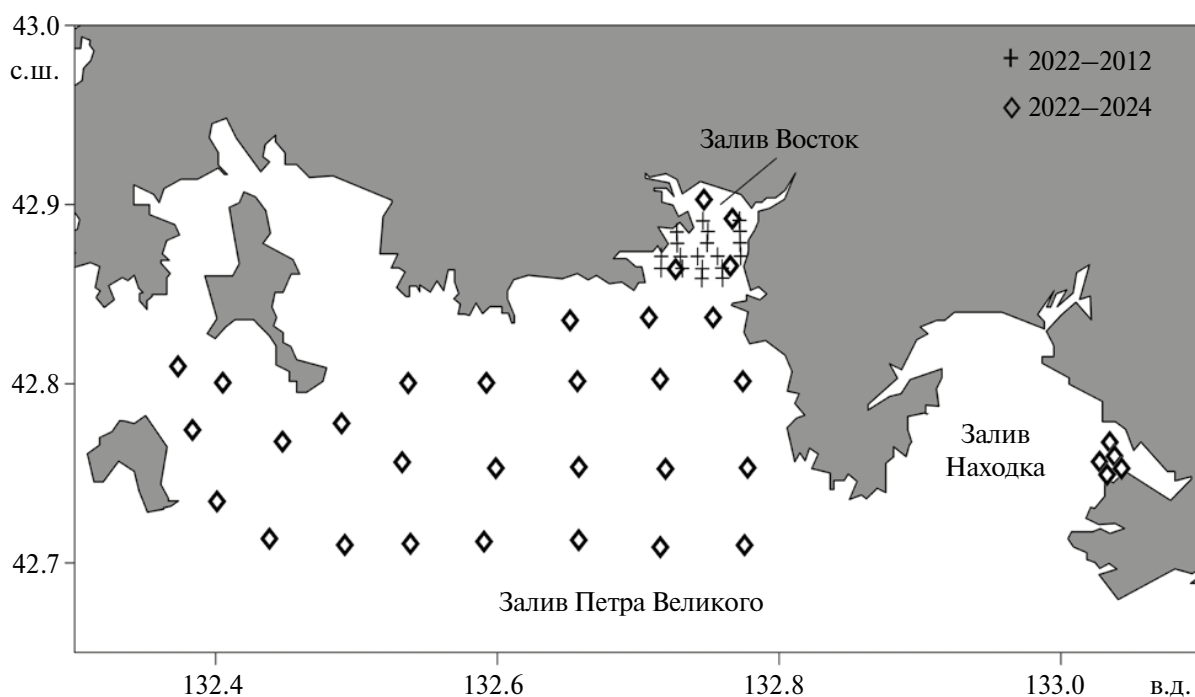


Рис. 1. Схема ихтиопланктонных съемок в период работ.

5 вертикальных ловов этой же сетью с глубины 30 м либо от дна для уточнения вертикального распределения икры массовых видов и сопоставимости уловов на единицу площади и объема при разных методиках сборов. Кроме того, использованы материалы, полученные нами в ходе работ в 2023 г. в зал. Находка (рис. 1, табл. 1).

На каждой станции также измерялась температура воды от поверхности до дна или горизонта 20 м с помощью профилографа Cast Away STD. Использованы также показания температуры воды у поверхности штатного бортового термометра судна.

Пробы фиксировали 4% формалином, для дальнейшей камеральной обработки в лабораторных условиях в соответствии со стандартными методиками [28, 33].

Идентификацию икринок, измерения личинок и мальков проводили в соответствии с разработанными ранее методами и рекомендациями [25, 26, 31, 33, 43, 44, 48]. Общую длину (*TL*) личинок и мальков и диаметр икринок измеряли с точностью до 0.1 мм при помощи окуляр-микрометра на микроскопе “Olympus”. Системати-

**Таблица 1.** Данные об ихтиопланктонных съемках, материалы которых использованы в работе

| Год   | Период   | Район                               | Количество станций | Количество проб |
|-------|----------|-------------------------------------|--------------------|-----------------|
| 2011  | 28–31.05 | зал. Восток                         | 19                 | 19              |
|       | 18–19.06 | –//–                                | 19                 | 19              |
|       | 12–14.07 | –//–                                | 18                 | 18              |
| 2012  | 16–18.06 | –//–                                | 19                 | 19              |
|       | 22.07    | –//–                                | 18                 | 18              |
|       | 27–28.08 | –//–                                | 18                 | 18              |
| 2022  | 14–15.09 | восточная часть зал. Петра Великого | 30                 | 30              |
|       | 27–28.04 | –//–                                | 30                 | 30              |
|       | 18–19.05 | –//–                                | 30                 | 30              |
|       | 03–04.07 | –//–                                | 30                 | 30              |
|       | 03.10    | –//–                                | 22                 | 22              |
|       | 13.06    | зал. Находка                        | 3                  | 3               |
|       | 05.09    | –//–                                | 3                  | 3               |
|       | 09.10    | –//–                                | 3                  | 3               |
| 2024  | 26–27.04 | восточная часть зал. Петра Великого | 30                 | 35              |
| Итого |          |                                     | 292                | 297             |

ческое положение таксонов приводится в соответствии с каталогом [47].

Обработка проб и определение видов проведена авторами с использованием существующих определителей ранних стадий развития рыб и личиных наработок [31, 45, 46].

Для выявления сходства видового состава уловов в отдельные месяцы были использованы только те периоды лет, в которые он определялся с учетом всех рассматриваемых нами видов (21 массовый вид). Сравнение отдельных лет проводилось помесечно по видовому составу с учетом доли видов от общего максимального улова (экз./м<sup>2</sup>) на рассматриваемой акватории с помощью кластерного анализа. Иерархическую кластеризацию мы использовали исходя из очевидных сезонных изменений в видовом составе ихтиопланктона, наблюдающегося ежегодно на данной акватории, в соответствии с рекомендациями, сделанными А.И. Кафановым с соавторами [22] по применению кластерного анализа в биогеографических исследованиях. Иерархическое дерево строилось по рассчитанным евклидовым расстояниям с учетом полной связи выборок в программе Statistica 8.0, поскольку этот метод кластеризации позволяет получить дендрограмму наиболее наглядно демонстрирующую сезонные изменения в ихтиопланктоне в сравнении с другими методами, которые так же давали аналогичные результаты.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

В период 2011–2012 гг. съемки проводились на ограниченной акватории внутри зал. Восток и только с мая по август (рис. 1). В мае 2011 г. в уловах присутствовала икра 4 видов рыб, а также личинки и мальки 16 видов. Икра минтая была отмечена на 19 станциях из 19 (100.0%) (средний улов 3.0302 экз./м<sup>3</sup> (0.2986–6.8505 экз./м<sup>3</sup>), 64.3% от всей пойманной икры). Икра длиннорылой камбалы *Myxopsetta punctatissima* присутствовала так же на всех станциях (средний улов 1.0849 экз./м<sup>3</sup> (0.1493–4.9042 экз./м<sup>3</sup>), 23.0%), как и икра желтополосой камбалы *Pleuronectes herzensteini* (средний улов 0.5088 экз./м<sup>3</sup> (0.0442–2.5876 экз./м<sup>3</sup>), 10.7%). Икра южной палтусовидной камбалы *Hippoglossoides dubius* присутствовала в 73.7% уловов (в среднем 0.09 экз./м<sup>3</sup> (0.0166–0.2986 экз./м<sup>3</sup> в результативных уловах), 1.9%). Личинки и мальки рыб присутствовали на всех станциях, но единично. Наибольшие уловы отмечены для личинок стихия Охрямкина *Stichaeus ohriamkini* (до 0.06 экз./м<sup>3</sup>),

желтополосой камбалы (до 0.0663 экз./м<sup>3</sup>) и тихоокеанской сельди *Clupea pallasii* — до 0.0498 экз./м<sup>3</sup>. Температура воды у поверхности в этот период составляла около 11.4°C по всей акватории залива (табл. 2).

В июне 2011 г. видовой состав уловов несколько изменился: из ловов исчезла икра минтая, но появилась икра желтополосой камбалы и звездчатой камбалы *Platichthys stellatus*, а также пиленгаса *Planiliza haematocheilus*, японского анчоуса и пятнистого коносира *Konosirus punctatus* (табл. 2). Наибольшую долю в уловах занимала икра желтоперой камбалы *Limanda aspera*, которая встречалась на всех станциях (в среднем 3.8376 экз./м<sup>3</sup> (0.4534–8.4262 экз./м<sup>3</sup>), 48.2%). Увеличилась также доля желтополосой камбалы, встречавшейся в уловах повсеместно (в среднем 3.5296 экз./м<sup>3</sup> (0.5418–10.7042 экз./м<sup>3</sup>), 44.2%). Доля длиннорылой камбалы, напротив, несколько снизилась, хотя она и встречалась на 63.2% станций, но уловы в сравнении с маем снизились (средний улов 0.4286 экз./м<sup>3</sup> (0.0033–1.1887 экз./м<sup>3</sup>), 23.0%). Икра звездчатой камбалы, хотя и встречалась более широко (94.7% уловов), но численность ее была незначительна (средний улов 0.1067 экз./м<sup>3</sup> (0.0442–0.3096 экз./м<sup>3</sup>), 1.3%). Икра южных видов встречалась в уловах в незначительных количествах и составляла до 0.7% (для японского анчоуса) от общего улова икры (табл. 2). В уловах встречались также личинки и мальки 9 видов рыб, в том числе промысловых, таких как тихоокеанская сельдь, дальневосточная навага *Eleginus gracilis* и малорот Стеллера *Glyptocephalus stelleri*, но все уловы были единичные и не более чем на 10% станций для каждого из этих видов. В наибольшем количестве (до 0.0309 экз./м<sup>3</sup>) были представлены личинки бычка рода *Radulinopsis* (первое описание личинок одного из видов этого рода было сделано нами недавно [46]). Температура воды у поверхности была в среднем около 15.4°C по всей акватории.

В июле 2011 г. видовой состав уловов сократился: встречалась икра 4 видов, личинки и молодь 7 видов рыб. В уловах преобладала икра японского анчоуса, присутствовавшая на всех станциях (средний улов 2.7173 экз./м<sup>3</sup> (0.1239–15.0389 экз./м<sup>3</sup>), 79.21%). Уловы икры желтоперой камбалы снизились в сравнении с июнем почти в 6 раз (средний улов 0.4573 экз./м<sup>3</sup> (0.0089–3.1449 экз./м<sup>3</sup>), 13.3%), а встречаемость до 88.9%. Уловы икры длиннорылой камбалы также сократились (средний улов 0.2448 экз./м<sup>3</sup> (0.0885–1.4199 экз./м<sup>3</sup>), 7.1%), хотя она встречалась по-прежнему почти повсеместно (94.4%). Икра пятнистого коносира встречалась

регулярно, но ее доля в ловах была по-прежнему очень низкой (0.3%). Из промысловых видов рыб в уловах встречались только личинки японского анчоуса. В наибольшем количестве (до 0.1039 экз./м<sup>3</sup>) присутствовали личинки трех видов бычков сем. Gobiidae (табл. 2). Температура воды у поверхности была около 21.3°C по всей акватории.

В 2012 г. съемки продолжились с июня. В уловах присутствовала икра 5 видов, личинки и мальки 15 видов рыб. Общее обилие икры несколько снизилось в сравнении с предыдущим годом, но по-прежнему в уловах доминировала встречавшаяся повсеместно икра желтоперой камбалы (средний улов 3.0683 экз./м<sup>3</sup> (0.0265–23.5757 экз./м<sup>3</sup>), 57.1%). На втором месте по встречаемости была икра желтополосой камбалы (в 78.9% уловов) (средний улов 2.6436 экз./м<sup>3</sup> (0.0487–17.3301 экз./м<sup>3</sup>), 38.8%). Доля икры длиннорылой камбалы заметно снизилась, в сравнении с показателями за аналогичный период 2011 г., хотя она и встречалась на 63.2% станций (средний улов 0.2466 экз./м<sup>3</sup> (0.0177–0.7431 экз./м<sup>3</sup>), 2.9%). Доля икры звездчатой камбалы и японского анчоуса была также незначительной (табл. 2). Личинки в уловах встречались единично, но количество их увеличилось почти вдвое в сравнении с 2011 г. В наибольшем количестве (до 0.1039 экз./м<sup>3</sup>) встречались бычки двух видов из сем. Psychrolutidae и Gobiidae. Среди промысловых видов отмечены личинки 4 видов камбал, тихоокеанской сельди, японского анчоуса и пиленгаса (табл. 2). Температура воды у поверхности была в среднем около 14.5°C (13.0–15.2°C), что почти на градус меньше, чем в аналогичные сроки годом ранее.

Июльские уловы в 2012 г., как и годом ранее, характеризовались существенным сокращением видового состава в сравнении с июнем: в них присутствовала икра трех видов и личинки. Обилие икры уменьшилось более чем в 10 раз в сравнении с аналогичным периодом годом ранее. В уловах доминировала икра японского анчоуса, встречавшаяся в 88.9% уловов (средний улов 4.5869 экз./м<sup>3</sup> (0.0133–1.2297 экз./м<sup>3</sup>), 87.7%). Доля икры желтоперой камбалы составляла 11.4%, и она была обнаружена уже только на 50.0% станций (средний улов 0.5971 экз./м<sup>3</sup> (0.0089–0.1769 экз./м<sup>3</sup>), 11.4%). В незначительном количестве присутствовала икра пятнистого коносира. В уловах единично были отмечены личинки японского анчоуса и мальки тихоокеанской морской иглы *Syngnathus schlegeli* (табл. 2). Температурный фон был существенно более

**Таблица 2.** Характеристики уловов ранних стадий развития массовых промысловых видов рыб в ихтиопланктоне в восточной части зал. Петра Великого в период с 2011 по 2024 гг. (средний улов экз./м<sup>3</sup> на 10 мин траления ± ошибка среднего (мин-макс результивных уловов), встречаемость%) и средняя температура воды у поверхности

| № | Вид                            | Этапы развития | 05.2011                                           | 06.2011                                           | 07.2011                                           | 06.2012                                           | 07.2012                                           | 08.2012                                          | 09.2022                                           | 04.2023 | 05.2023                                          | 07.2023                                           | 10.2023                                           | 06.2023*                                        | 09.2023*                                          | 10.2023*                                          | 04.2024*                                         |
|---|--------------------------------|----------------|---------------------------------------------------|---------------------------------------------------|---------------------------------------------------|---------------------------------------------------|---------------------------------------------------|--------------------------------------------------|---------------------------------------------------|---------|--------------------------------------------------|---------------------------------------------------|---------------------------------------------------|-------------------------------------------------|---------------------------------------------------|---------------------------------------------------|--------------------------------------------------|
| 1 | <i>Clupea pallasii</i>         | личинка        | 0.0084<br>±0.0036<br>(0.0055–<br>0.0498),<br>36.8 | 0.0009<br>±0.0006<br>(0.0055–<br>0.0111),<br>10.5 | –                                                 | 0.0056<br>±0.0025<br>(0.0089–<br>0.3539),<br>26.3 | –                                                 | –                                                | –                                                 | –       | 0.0001<br>±0.0001<br>(0.0022–<br>0.0022),<br>3.3 | –                                                 | –                                                 | –                                               | –                                                 | –                                                 | 0.0004<br>±0.0004<br>(0.0133–<br>0.0133),<br>3.3 |
| 2 | <i>Konosirus punctatus</i>     | икра           | –                                                 | 0.0041<br>±0.0027<br>(0.0055–<br>0.0498),<br>21.1 | 0.0113<br>±0.0038<br>(0.0044–<br>0.0487),<br>44.4 | –                                                 | 0.0442<br>±0.002<br>(0.0089–<br>0.0354),<br>11.1  | –                                                | –                                                 | –       | –                                                | –                                                 | –                                                 | –                                               | –                                                 | –                                                 | –                                                |
| 3 | <i>Sardinops melanostictus</i> | икра           | –                                                 | –                                                 | –                                                 | –                                                 | –                                                 | –                                                | –                                                 | –       | –                                                | 0.0012<br>±0.0007<br>(0.0066–<br>0.0155),<br>10.0 | 0.0003<br>±0.0003<br>(0.0066–<br>0.0066),<br>4.5  | –                                               | –                                                 | –                                                 | –                                                |
| 4 | <i>Engraulis japonicus</i>     | икра           | –                                                 | 0.0565<br>±0.0174<br>(0.0332–<br>0.2875),<br>68.4 | 2.7173<br>±0.9184<br>(0.1239–<br>15.0389),<br>100 | 0.0424<br>±0.0024<br>(0.0044–<br>0.115),<br>89.5  | 4.5869<br>±0.0857<br>(0.0133–<br>1.2297),<br>88.9 | –                                                | 0.0048<br>±0.0021<br>(0.0022–<br>0.0044),<br>50.0 | –       | –                                                | 0.0324<br>±0.0208<br>(0.0044–<br>0.6193),<br>50.0 | 0.0005<br>±0.0003<br>(0.0022–<br>0.0044),<br>13.6 | 0.216<br>±0.0762<br>(0.1017–<br>0.3605),<br>100 | 0.0464<br>±0.0464<br>(0.1393–<br>0.1393),<br>33.3 | –                                                 | –                                                |
|   |                                | личинка        | –                                                 | –                                                 | 0.0049<br>±0.0022<br>(0.0044–<br>0.031),<br>38.9  | 0.0061<br>±0.0024<br>(0.0089–<br>0.031),<br>31.6  | 0.003<br>±0.0019<br>(0.0044–<br>0.0265),<br>16.7  | 0.045<br>±0.0111<br>(0.0088–<br>0.2035),<br>94.4 | 0.0002<br>±0.0001<br>(0.0002–<br>0.0002),<br>10.0 | –       | –                                                | 0.001<br>±0.0009<br>(0.0022–<br>0.0265),<br>6.7   | 0.0004<br>±0.0002<br>(0.0022–<br>0.0044),<br>13.6 | –                                               | 0.0147<br>±0.0055<br>(0.0022–<br>0.031),<br>100.0 | 0.0007<br>±0.0007<br>(0.0022–<br>0.0022),<br>33.3 | –                                                |
| 5 | <i>Hypomesus japonicus</i>     | личинка        | –                                                 | –                                                 | –                                                 | –                                                 | –                                                 | –                                                | –                                                 | –       | –                                                | –                                                 | –                                                 | –                                               | –                                                 | –                                                 | 0.0001<br>±0.0001<br>(0.0022–<br>0.0022),<br>3.3 |
| 6 | <i>Eleginus gracilis</i>       | личинка        | 0.0009<br>±0.0009<br>(0.0166–<br>0.0166),<br>5.3  | –                                                 | –                                                 | –                                                 | –                                                 | –                                                | –                                                 | –       | –                                                | –                                                 | –                                                 | –                                               | –                                                 | –                                                 | –                                                |
|   |                                | малек          | –                                                 | 0.0012<br>±0.0009<br>(0.0055–<br>0.0166),<br>10.5 | –                                                 | –                                                 | –                                                 | –                                                | –                                                 | –       | –                                                | –                                                 | –                                                 | –                                               | –                                                 | –                                                 | –                                                |

Таблица 2. Продолжение

| №  | Вид                             | Этапы развития | 05.2011                                           | 06.2011                                          | 07.2011 | 06.2012                                           | 07.2012 | 08.2012 | 09.2012                                           | 04.2023                                             | 05.2023                                           | 07.2023                                           | 10.2023                                           | 06.2023* | 09.2023* | 10.2023*                                          | 04.2024*                                            |
|----|---------------------------------|----------------|---------------------------------------------------|--------------------------------------------------|---------|---------------------------------------------------|---------|---------|---------------------------------------------------|-----------------------------------------------------|---------------------------------------------------|---------------------------------------------------|---------------------------------------------------|----------|----------|---------------------------------------------------|-----------------------------------------------------|
| 7  | <i>Gadus chalcogramma</i>       | икра           | 3.0302<br>±0.432<br>(0.2986–<br>6.8505),<br>100.0 | –                                                | –       | –                                                 | –       | –       | –                                                 | 13.6677<br>±4.7956<br>(0.0044–<br>92.109),<br>100.0 | 0.4817<br>±0.2249<br>(0.0066–<br>5.0602),<br>76.7 | –                                                 | –                                                 | –        | –        | –                                                 | 3.7325<br>±2.0428<br>(0.0089–<br>55.2614),<br>100.0 |
|    |                                 | личинка        | –                                                 | –                                                | –       | –                                                 | –       | –       | –                                                 | –                                                   | –                                                 | –                                                 | –                                                 | –        | –        | –                                                 | 0.0001<br>±0.0001<br>(0.0022–<br>0.0022),<br>3.3    |
| 8  | <i>Hyporhamphus sajori</i>      | личинка        | –                                                 | –                                                | –       | –                                                 | –       | –       | –                                                 | –                                                   | –                                                 | 0.0003<br>±0.0002<br>(0.0022–<br>0.0044),<br>10.0 | –                                                 | –        | –        | –                                                 | –                                                   |
| 9  | <i>Cololabis saira</i>          | икра           | –                                                 | –                                                | –       | –                                                 | –       | –       | –                                                 | –                                                   | –                                                 | 0.0009<br>±0.0005<br>(0.0066–<br>0.0133),<br>10.0 | –                                                 | –        | –        | –                                                 | –                                                   |
| 10 | <i>Hexagrammos octogrammus</i>  | личинка        | –                                                 | –                                                | –       | –                                                 | –       | –       | –                                                 | –                                                   | –                                                 | –                                                 | 0.00001<br>±0.0001<br>(0.0022–<br>0.0022),<br>4.5 | –        | –        | 0.0015<br>±0.0007<br>(0.0022–<br>0.0022),<br>66.7 | –                                                   |
|    |                                 | малек          | 0.0003<br>±0.0003<br>(0.0055–<br>0.0055),<br>5.3  | –                                                | –       | –                                                 | –       | –       | –                                                 | –                                                   | –                                                 | –                                                 | –                                                 | –        | –        | –                                                 | –                                                   |
| 11 | <i>Planiliza haematocheilus</i> | икра           | –                                                 | 0.0067<br>±0.005<br>(0.0387–<br>0.0885),<br>10.5 | –       | –                                                 | –       | –       | –                                                 | –                                                   | –                                                 | –                                                 | –                                                 | –        | –        | –                                                 | –                                                   |
|    |                                 | личинка        | –                                                 | 0.0003<br>±0.0003<br>(0.0055–<br>0.0055),<br>5.3 | –       | 0.0005<br>±0.0003<br>(0.0044–<br>0.0044),<br>10.5 | –       | –       | –                                                 | –                                                   | –                                                 | –                                                 | –                                                 | –        | –        | –                                                 | –                                                   |
| 12 | <i>Scomber japonicus</i>        | икра           | –                                                 | –                                                | –       | –                                                 | –       | –       | 0.0004<br>±0.0003<br>(0.0022–<br>0.0663),<br>13.3 | –                                                   | –                                                 | 0.1155<br>±0.034<br>(0.0089–<br>0.7254),<br>73.3  | –                                                 | –        | –        | –                                                 | –                                                   |

Таблица 2. Продолжение

| №  | Вид                                    | Этапы развития | 05.2011                                            | 06.2011                                             | 07.2011                                           | 06.2012                                             | 07.2012                                          | 08.2012 | 09.2012                                           | 04.2023                                           | 05.2023                                           | 07.2023                                           | 10.2023 | 06.2023*                                           | 09.2023* | 10.2023* | 04.2024*                                          |
|----|----------------------------------------|----------------|----------------------------------------------------|-----------------------------------------------------|---------------------------------------------------|-----------------------------------------------------|--------------------------------------------------|---------|---------------------------------------------------|---------------------------------------------------|---------------------------------------------------|---------------------------------------------------|---------|----------------------------------------------------|----------|----------|---------------------------------------------------|
| 13 | <i>Hippoglossoides dubius</i>          | икра           | 0.09<br>±0.0217<br>(0.0166–<br>0.2986),<br>73.7    | –                                                   | –                                                 | –                                                   | –                                                | –       | –                                                 | 0.3136<br>±0.1542<br>(0.0022–<br>3.3882),<br>60.0 | 0.0097<br>±0.0029<br>(0.0022–<br>0.0619),<br>63.3 | –                                                 | –       | 0.0015<br>±0.0007<br>(0.0002–<br>0.0002),<br>66.7  | –        | –        | 0.1865<br>±0.9121<br>(0.0022–<br>2.1054),<br>80.0 |
| 14 | <i>Limanda aspera</i>                  | икра           | –                                                  | 3.8376<br>±0.5128<br>(0.4534–<br>8.4262),<br>100.0  | 0.4573<br>±0.1846<br>(0.0089–<br>3.1449),<br>88.9 | 3.0683<br>±1.2048<br>(0.0265–<br>23.5757),<br>100.0 | 0.5971<br>±0.013<br>(0.0089–<br>0.1769),<br>50.0 | –       | 0.0003<br>±0.0003<br>(0.0022–<br>0.0044),<br>10.0 | –                                                 | –                                                 | –                                                 | –       | 5.8379<br>±1.0101<br>(4.0517–<br>7.5482),<br>100   | –        | –        | –                                                 |
| 15 | <i>Pseudopleuronectes herzensteini</i> | икра           | 0.5088<br>±0.1329<br>(0.0442–<br>2.5876),<br>100.0 | 3.5296<br>±0.5501<br>(0.5418–<br>10.7042),<br>100.0 | –                                                 | 2.6436<br>±0.8913<br>(0.0487–<br>17.3301),<br>78.9  | –                                                | –       | –                                                 | –                                                 | –                                                 | –                                                 | –       | 0.1224<br>±0.0269<br>(0.0686–<br>0.1504),<br>100.0 | –        | –        | –                                                 |
|    |                                        | личинка        | 0.0085<br>±0.0044<br>(0.0055–<br>0.0663),<br>31.6  | –                                                   | –                                                 | 0.0317<br>±0.0075<br>(0.0044–<br>0.1194),<br>78.9   | –                                                | –       | –                                                 | –                                                 | –                                                 | –                                                 | –       | –                                                  | –        | –        | –                                                 |
| 16 | <i>Platichthys stellatus</i>           | икра           | –                                                  | 0.1067<br>±0.0199<br>(0.0442–<br>0.3096),<br>94.7   | –                                                 | 0.0531<br>±0.0174<br>(0.0044–<br>0.3317),<br>47.4   | –                                                | –       | –                                                 | –                                                 | –                                                 | –                                                 | –       | –                                                  | –        | –        | 1.1749<br>±0.981<br>(0.0177–<br>29.5957),<br>90.0 |
|    |                                        | личинка        | –                                                  | –                                                   | –                                                 | 0.0002<br>±0.0002<br>(0.0044–<br>0.0044),<br>5.3    | –                                                | –       | –                                                 | –                                                 | –                                                 | –                                                 | –       | –                                                  | –        | –        | –                                                 |
| 17 | <i>Glyptocephalus stelleri</i>         | икра           | –                                                  | –                                                   | –                                                 | –                                                   | –                                                | –       | –                                                 | –                                                 | –                                                 | 0.0156<br>±0.0056<br>(0.0022–<br>0.1327),<br>53.3 | –       | 0.0133<br>±0.0046<br>(0.0066–<br>0.0221),<br>100.0 | –        | –        | –                                                 |
|    |                                        | личинка        | –                                                  | 0.0017<br>±0.0009<br>(0.0055–<br>0.0166),<br>10.5   | –                                                 | 0.0002<br>±0.0002<br>(0.0044–<br>0.0044),<br>5.3    | –                                                | –       | –                                                 | –                                                 | –                                                 | –                                                 | –       | –                                                  | –        | –        | –                                                 |

Таблица 2. Окончание

| №  | Вид                                     | Этапы развития | 05.2011                                           | 06.2011                                           | 07.2011                                           | 06.2012                                           | 07.2012                                         | 08.2012 | 09.2022 | 04.2023 | 05.2023                                           | 07.2023                                           | 10.2023 | 06.2023*                                           | 09.2023* | 10.2023* | 04.2024* |
|----|-----------------------------------------|----------------|---------------------------------------------------|---------------------------------------------------|---------------------------------------------------|---------------------------------------------------|-------------------------------------------------|---------|---------|---------|---------------------------------------------------|---------------------------------------------------|---------|----------------------------------------------------|----------|----------|----------|
| 18 | <i>Mysorella punctatissima</i>          | икра           | 1.0849<br>±0.245<br>(0.1493–<br>4.9042),<br>100.0 | 0.4286<br>±0.1066<br>(0.0033–<br>1.1887),<br>63.2 | 0.2448<br>±0.0789<br>(0.0885–<br>1.4199),<br>94.4 | 0.2466<br>±0.0509<br>(0.0177–<br>0.7431),<br>63.2 | 0.0003<br>±0.0003<br>(0.0044–<br>0.0044)<br>5.6 | –       | –       | –       | 0.0281<br>±0.0202<br>(0.0044–<br>0.5994),<br>30.0 | –                                                 | –       | 2.8036<br>±0.7022<br>(1.7715–<br>4.1446),<br>100.0 | –        | –        | –        |
|    |                                         | личинка        | –                                                 | –                                                 | –                                                 | –                                                 | –                                               | –       | –       | –       | –                                                 | –                                                 | –       | 0.0015<br>±0.0015<br>(0.0044–<br>0.0044),<br>33.3  | –        | –        | –        |
| 19 | <i>Cleisthenes pinetorum</i>            | икра           | –                                                 | –                                                 | –                                                 | –                                                 | –                                               | –       | –       | –       | –                                                 | 0.0045<br>±0.0026<br>(0.0022–<br>0.0774),<br>23.3 | –       | –                                                  | –        | –        | –        |
|    | поверх. темп. воды, X <sub>ср.</sub> °С |                | 11.4                                              | 15.4                                              | 21.3                                              | 14.5                                              | 17.2                                            | 21.1    | 16.0    | 4.7     | 10.3                                              | 18.5                                              | 14.5    | 15.8                                               | 21.6     | 10.4     | 6.9      |

Примечание. \* Пробы отобраны в зал. Находка.

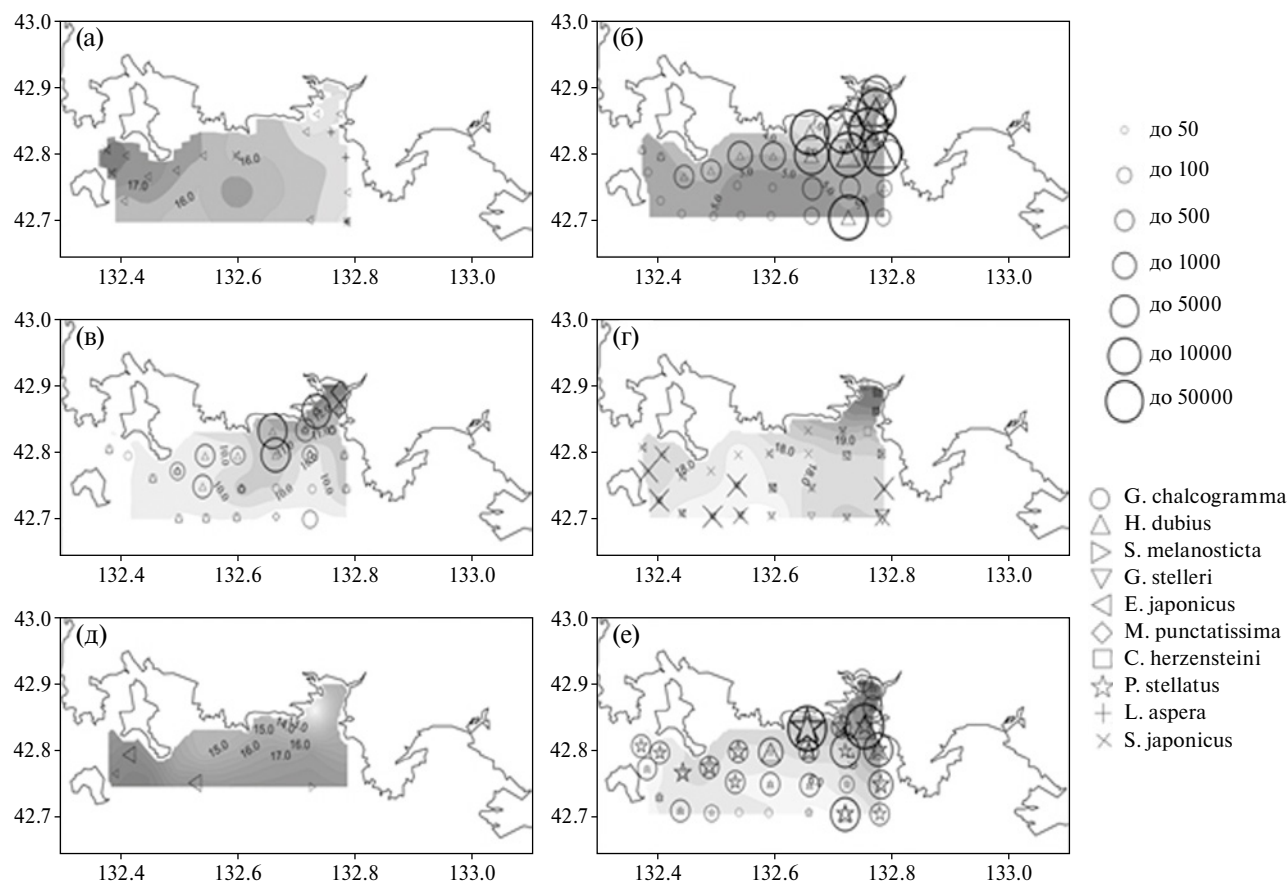
холодным (почти на  $4.0^{\circ}\text{C}$ ), чем в 2011 г. (в среднем  $17.2^{\circ}\text{C}$  у поверхности ( $16.5\text{--}17.7^{\circ}\text{C}$ )), хотя работы были проведены на неделю позже.

В августе 2012 г. в уловах отсутствовала икра рыб. Наиболее широко были представлены личинки японского анчоуса (на 94.4% станций). На более чем половине станций в небольшом количестве (до  $0.0155\text{ экз./м}^3$ ) присутствовала молодь тихоокеанской морской иглы. Также в уловах единично присутствовала молодь трехиглой колюшки *Gasterosteus aculeatus* и большеглазого бычка *Gymnogobius heptacanthus*. Температура воды у поверхности в среднем была около  $21.1^{\circ}\text{C}$  ( $18.9\text{--}22.0^{\circ}\text{C}$ ).

В сентябре 2022 г. в ихтиопланктоне была отмечена икра трех видов, личинки и мальки 4 видов рыб (табл. 2). Плотность распределения икры была крайне низкой: максимум до  $0.0044\text{ экз./м}^3$  для японского анчоуса. Уловы икры желтоперой камбалы были отмечены на 3 станциях из 30 (10.0%) (средний улов  $0.0003\text{ экз./м}^3$  ( $0.0022\text{--}0.0044\text{ экз./м}^3$ ), 5.3%), икра японского анчоуса присутствовала на 50.0% станций (средний улов  $0.0048\text{ экз./м}^3$  ( $0.0022\text{--}0.0044\text{ экз./м}^3$ ), 86.7%),

икра японской скумбрии была отмечена нами на 13.3% станций (средний улов  $0.0004\text{ экз./м}^3$  ( $0.0022\text{--}0.0663\text{ экз./м}^3$ ), 8.0%) — и это впервые для в северо-западной части Японского моря с 2017 г. когда так же в уловах была обнаружена икра данного вида, но в существенно меньшем количестве [42]. Икра японского анчоуса и японской скумбрии концентрировались в основном в западной части района в проливе между о-вами Путятина и Аскольда, что, вероятно, с учетом характерного здесь в это время года течения при преобладающих ветрах как южных, так и северных направлений [14, 37], свидетельствует о заносе их в основном из Уссурийского залива. Икра желтоперой камбалы встречалась, напротив, в восточной части района, в основном на прибрежных станциях (рис. 2а).

Личинки и мальки присутствовали на отдельных станциях единично в основном в западной части района работ. Штучные уловы личинок японского анчоуса отмечены на трех станциях в районе о-вов Путятина и Аскольда. Там же была выловлена мальки рыбы-дракончика *Draculo mirabilis*, трехиглой колюшки и тихоокеанской



**Рис. 2.** Распределение уловов (экз./лов) за 10 мин траления по поверхности сетью ИКС-80 в период с сентября 2022 г. по апрель 2024 г.: А — сентябрь 2022 г., Б — апрель 2023 г., В — май 2023 г., Г — июль 2023 г., Д — октябрь 2023 г., Е — апрель 2024 г. и температуры воды у поверхности.

морской иглы. Температура воды у поверхности в этот период находилась в пределах 14.1–17.6°C, в среднем 16.0°C.

В апреле 2023 г. в уловах присутствовала икра двух видов рыб: икра минтая встречалась на всех станциях (100.0%) (в среднем 13.6677 экз./м<sup>3</sup> (0.0044–92.109 экз./м<sup>3</sup>), 97.8%) и икра южной палтусовидной камбалы, которая была обнаружена в уловах на 60.0% станций (в среднем 0.3136 экз./м<sup>3</sup> (0.0022–3.3882 экз./м<sup>3</sup>), 2.2%). Наибольшие концентрации икры обоих видов были отмечены на входе в зал. Восток (рис. 2б).

Так же в уловах присутствовали личинки 5 видов рыб: два вида сем. Stichaeidae, два – Psychrolutidae и один – Liparidae. Их уловы были единичными (до 0.1327 экз./м<sup>3</sup> – только один улов промежуточного шлемоносца *Gymnanthus intermedius*) и приурочены в основном к станциям восточной части района работ. Температура воды у поверхности в период работ была в пределах от 2.7 до 5.6°C, в среднем 4.7°C.

В мае 2023 г. в уловах присутствовала икра двух видов рыб: минтая (23 улова, в среднем 0.4817 экз./м<sup>3</sup> (0.0066–5.0602 экз./м<sup>3</sup>), 92.7%) и двух видов камбал: длиннорылой (на 9 станциях из 30, в среднем 0.028 экз./м<sup>3</sup> (0.0044–0.5994 экз./м<sup>3</sup>), 5.4%) и южной палтусовидной (7 уловов, в среднем 0.0097 экз./м<sup>3</sup> (0.0022–0.0619 экз./м<sup>3</sup>), 1.9%). Икра минтая и южной палтусовидной камбалы снова концентрировалась сходным образом, но, в отличие от апреля, в основном на прибрежных станциях от входа в зал. Восток до о. Путятин. Икра длиннорылой камбалы была сконцентрирована в основном внутри зал. Восток над глубинами 12–20 м (рис. 2в).

В трех уловах были отмечены также единичные личинки двух видов рыб: стихея Охрямкина и тихоокеанской сельди. Две личинки первого вида были пойманы на выходе из зал. Восток, а личинка тихоокеанской сельди была обнаружена в улове в кутовой части залива. Температура воды у поверхности существенно увеличилась и была в пределах от 9.1 до 13.2°C, в среднем 10.3°C.

В июле 2023 г. в ихтиопланктоне отмечена икра 6 видов рыб. Камбалы были представлены двумя видами: малоротом Стеллера, икра которого еще встречалась в небольших количествах на 16 станциях из 30 (53.3%) (средний улов 0.0156 экз./м<sup>3</sup> (0.0022–0.1327 экз./м<sup>3</sup>), 9.2%) и остроголовой камбалой *Cleisthenes pinetorum*, икра которой обнаружена в 23.3% уловов (средний улов 0.0045 экз./м<sup>3</sup> (0.0022–0.0774 экз./м<sup>3</sup>), 2.6%). Преобладали же в уловах в это время ранние стадии развития южных мигран-

тов: икра японской скумбрии встречена на 73.3% станций (средний улов 0.1155 экз./м<sup>3</sup> (0.0089–0.725416 экз./м<sup>3</sup>), 67.9%), икра японского анчоуса – на 50.0% станций (средний улов 0.0324 экз./м<sup>3</sup> (0.0044–0.6193 экз./м<sup>3</sup>), 19.0%), сардины-иваси *Sardinops melanostictus* – на 10.0% станций (средний улов 0.0012 экз./м<sup>3</sup> (0.0066–0.0155 экз./м<sup>3</sup>), 0.7%), и *C. saira* – на 10.0% станций, на обрывах бурых водорослей рода *Sargassum* (средний улов 0.0009 экз./м<sup>3</sup> (0.0066–0.0133 экз./м<sup>3</sup>), 0.5%).

По распределению икры различных видов в этом месяце выделялось два района: у одной группы (японский анчоус, сардина-иваси и остроголовая камбала) икра была приурочена к прибрежным станциям в восточной части района работ и непосредственно в зал. Восток, а у другой группы видов (марлот Стеллера, японская скумбрия и сайра) икра, напротив, была сконцентрирована в наиболее глубоководной части района от о-вов Аскольд и Путятин до м. Лихачева (рис. 2г).

Также в уловах в кутовой части были единичные поимки личинок каштанового бычка *G. castaneus* – 0.0111 экз./м<sup>3</sup> и полурыла *Hyporhamphus sajori* – 0.0022–0.0044 экз./м<sup>3</sup>, а вне зал. Восток личинок японского анчоуса (до 0.0265 экз./м<sup>3</sup>). Температура воды у поверхности была в пределах от 16.7 до 21.1°C, в среднем 18.5°C.

В октябре 2023 г., из-за ухудшившихся погодных условий, количество станций пришлось сократить до 22, убрав из сетки наиболее мористые из них. Икра рыб в это время встречалась в уловах только вне зал. Восток. В уловах отмечено два вида: сардина-иваси лишь на одной станции 0.0066 экз./м<sup>3</sup>, 37.5%, и японский анчоус – на трех станциях (в среднем 0.0005 экз./м<sup>3</sup> (0.0022–0.0044 экз./м<sup>3</sup>), 62.5%). Как и осенью 2022 г. наибольшие концентрации икры японского анчоуса были зафиксированы в проливе между о-вами Аскольд и Путятин (рис. 2д).

В уловах встречались личинки и молодь 4 видов рыб, но практически все уловы их были штучными. Личинки японского анчоуса встречены на трех станциях (в среднем 0.0004 экз./м<sup>3</sup> (0.0022–0.0044 экз./м<sup>3</sup>), малек рыбы-дракончика и малек тихоокеанской морской иглы были выловлены в западной части района работ, а личинка бурого терпуга *Hexagrammos octogrammus* – в восточной части.

Температура воды у поверхности в районе существенно колебалась от 6.0 до 20.0°C и в среднем была 14.5°C. Наименьшая температура воды

при этом отмечалась в кутовой части залива за счет апвеллинга, вызванного сильными сгонными ветрами, дувшими накануне. В связи с этим явлением нами также был отмечен замор сардины-иваси, которая залегла на дно у берега из-за резкого падения температуры воды у поверхности примерно на  $10^{\circ}\text{C}$  за ночь. В скоплениях присутствовали особи длиной тела  $TL$  от 14 до 21 см. Выделялось две модальных возрастных группы с длиной тела порядка  $TL$  16 и 20 см (2–3 летки) (1+ – 2+) [49, 50].

Ихтиопланктонные работы в зал. Находка, хотя и проводились на ограниченной акватории, но вполне, на наш взгляд, могут служить источником дополнительной информации о нерестовой активности массовых видов в этой, наиболее восточной, части зал. Петра Великого. В середине июня 2023 г. в пробах здесь присутствовала икра 6 видов рыб (японский анчоус, южная палтусовидная, желтоперая, длиннорылая, желтополосая камбалы и малорот Стеллера и личинки двух видов (липариса Кузнецова *Liparis kusnetzovi* и длиннорылой камбалы). В уловах присутствовала икра на всех стадиях развития. Наибольший процент икры на последних стадиях (III–IV) развития наблюдался у длиннорылой камбалы, нерест которой начинается, как правило, несколько раньше, чем у остальных присутствующих в уловах 4 видов камбал. Температурный фон во время проведения съемки находился в пределах  $15.0$ – $16.9^{\circ}\text{C}$  у поверхности и  $9.0$ – $13.0^{\circ}\text{C}$  у дна.

Вторая ихтиопланктонная съемка по данной схеме станций была проведена в первой декаде сентября 2023 г. В уловах ихтиопланктонной сети встречались ранние стадии развития только японского анчоуса (как икра, так и личинки). Икра была живая, развивающаяся с I по III стадии развития, но присутствовала в улове только на одной станции. Улов на 10 минутное траление был незначительный (до  $0.1393$  экз./ $\text{м}^3$ ), но сопоставим с уловами во время июньской съемки. Личинки длиной  $TL$  от 3.5 до 6.5 мм встречались на всех трех станциях (в среднем  $0.0147$  экз./ $\text{м}^3$  ( $0.0022$ – $0.031$  экз./ $\text{м}^3$ ). Вода по всей толще в районе работ была прогрета до  $19.8$ – $21.6^{\circ}\text{C}$ .

Во время третьей съемки, в октябре, в пробах присутствовали только единичные личинки рыб: личинка японского анчоуса и личинка бурого терпуга. Температура воды во время съемки была  $10.0$ – $11.1^{\circ}\text{C}$  у поверхности и  $8.7$ – $9.1^{\circ}\text{C}$  у дна, что существенно меньше, чем фиксировалось нами в этом районе месяцем ранее (порядка  $20.0^{\circ}\text{C}$  по всей водной толще).

В апреле 2024 г. в уловах присутствовала икра трех видов рыб: икра минтая встречалась на всех станциях (100.0%) (в среднем  $3.7325$  экз./ $\text{м}^3$  ( $0.0089$ – $55.2614$  экз./ $\text{м}^3$ ), 73.3%), икра южной палтусовидной камбалы на 24 из 30 станций (80.0%) (в среднем  $0.1865$  экз./ $\text{м}^3$  ( $0.0022$ – $2.1054$  экз./ $\text{м}^3$ ), 3.7%), икра звездчатой камбалы на 27 из 30 станций (90.0%) (в среднем  $1.1749$  экз./ $\text{м}^3$  ( $0.0177$ – $29.5957$  экз./ $\text{м}^3$ ), 23.1%). Икра наиболее массовых видов – минтая и южной палтусовидной камбалы концентрировалась на входе в зал. Восток, а звездчатой камбалы – на практически всех прибрежных станциях за исключением находящихся в самом зал. Восток (рис. 2Е). Так же в уловах присутствовали личинки 12 видов рыб: три вида рыб – сем. *Psychrolutidae*, два – *Stichaeidae*, по одному – *Opisthocentridae*, *Pholidae*, *Ammodytidae*, *Osmeridae*, *Gadidae* и *Liparidae*. Их уловы были единичными (до  $0.0221$  экз./ $\text{м}^3$  – только один улов липариса Агассица *L. agassizii* и до  $0.0184$  экз./ $\text{м}^3$  – в одном из трех уловов личинок *Ammodytes* sp.) и приурочены в основном к станциям восточной части района работ на входе в зал. Восток и внутри него.

Всего за период проведения наших работ в уловах отмечены ранние стадии развития 50 видов рыб, 19 из которых традиционно считаются промысловыми (табл. 2). Данные по этим и еще двум видам рыб (камбала Надежного *Acanthopsetta nadeshnyi* и мойва *Mallotus villosus*), которые встречались в уловах на этой акватории в более ранние периоды исследований, были включены в дальнейший анализ межгодовых изменений видового состава ихтиопланктона. Икра камбалы Надежного, как правило, представлена в поверхностном слое пропорционально ее концентрациям по всей водной толще [26, 40] и, при наличии, облавливается и при горизонтальных ловах. Личинки мойвы также обычно присутствуют в поверхностном слое воды [24, 32] и легко облавливаются нашим орудием лова. Поэтому их полное отсутствие в наших уловах требует объяснения, поскольку могло свидетельствовать, в частности, и о происходящих изменениях в численности их популяций.

## ОБСУЖДЕНИЕ

По результатам проводимых ранее работ [9, 17, 20, 21, 24, 26, 32, 36], известно, что в восточной части зал. Петра Великого весной и первой половине лета наблюдаются, как правило, существенные концентрации икры массовых промысловых видов рыб, приуроченные в основном к акваториям

на входе в зал. Стрелок, Восток и Находка. Это свидетельствует, на наш взгляд, о нахождении здесь нерестилищ, по крайней мере, нескольких из этих видов (желтоперая, желтополосая, остроголовая, звездчатая, длиннорылая, южная палтусовидная камбалы и минтай). Также на данной акватории в летний период регулярно нерестятся в годы высокой численности японский анчоус и сардина-иваси [12, 38, 39]. Массовый нерест японской скумбрии при ее высокой численности отмечался ранее на сопредельных акваториях Уссурийского залива и в более глубоководной части зал. Петра Великого [8, 17]. Нахождение ее икры в прибрежных акваториях в восточной части залива в настоящее время также свидетельствует о присутствии здесь нерестовых скоплений и общем увеличении численности япономорской популяции.

Изменение видового состава ихтиоценоза северо-западной части Японского моря происходит циклически [12] и последний связанный с потеплением период постепенного увеличения здесь доли южных мигрантов наблюдается примерно с 1965 г. (минимум их представленности в зал. Петра Великого во второй половине XX века) [30]. В 2000-х годах их количество приблизилось к значениям характерным для 30-х годов XX века, когда также наблюдалось потепление (50 видов против 53). Наиболее распространенными и многочисленными среди представителей тепловодного ихтиокомплекса с конца 1990-х по 2000-е гг. были японский анчоус и сайра. Процесс потепления продолжается и в настоящее время [16] и в связи с этим, на наш взгляд, интересно установить сходство в видовом составе ихтиопланктонных уловов лет, классифицируемых специалистами как теплые, либо как холодные.

Как уже упоминалось, сравнение мы проводили по пелагическим стадиям раннего развития только для 21 вида промысловых и массовых рыб, поскольку их определение и учет мы считаем более достоверными и систематичными. У всех этих видов икра, а у отдельных видов и личинки, концентрируются непосредственно у поверхности [10, 11, 20, 26, 40, 41]. Максимальные уловы при горизонтальных тралениях в этом случае, как правило, совпадают с таковыми при вертикальных тралениях, по крайней мере в светлое время суток. При низких концентрациях в горизонтальных уловах икра этих видов встречается даже при отсутствии в вертикальных за счет многократно большего объема процеживаемой воды. Например, для минтая известно, что его нерест в зал. Петра Великого происходит в толще воды, как

правило, над глубинами менее 200 м. В начале нереста основные нерестовые скопления наблюдаются на глубинах 100–80 м, а далее происходит подход нерестующего минтая ближе к берегу на глубины 30 м и менее [11, 19, 20]. Массовый нерест в зал. Петра Великого происходит со второй половины марта по середины апреля при температуре воды у поверхности 0–1.5°C [11] или, в последние годы, до первой декады мая [4] при более высоких температурах (средняя температура по толще воды до 4.6°C). Икра в начале развития держится в основном у поверхности воды, лишь незначительно погружаясь по мере развития в горизонте 0–50 м (по данным С.М. Кагановской в верхнем 10 м слое может находиться от 51.2 до почти 100.0% икры минтая [20], а по данным Н.Н. Горбуновой, в Корейском заливе в этом слое в среднем концентрируется около 72.0% икры [11]). Известно, что в отдельных популяциях развитие икры минтая вплоть до вылупления может проходить в массе на глубинах и более 200 м, но это связано с локальными гидрологическими условиями, которые формируются, например, в каньонах в Авачинском и Кроноцком заливах, и препятствуют подъему икры в поверхностный слой [2, 3].

Используя литературные данные [11, 20] по характерному для Японского моря вертикальному распределению икры, и полученные нами соотношения уловов на м<sup>2</sup> при горизонтальных и вертикальных ловах в ходе нашей апрельской съемки 2024 г., мы произвели перерасчет наших горизонтальных уловов икры минтая за 2023–2024 гг. на м<sup>2</sup> всей водной толщи.

При проведении нами серии горизонтальных и вертикальных ловов в одних и тех же точках и сравнительный анализа уловов, была выведена формула, для расчета убывания количества икры минтая с увеличением глубины:

$$N_h = N_1 h^{-1.701},$$

где  $N_h$  — количество икринок на глубине  $h$ ,  $N_1$  — количество икринок в поверхностном 1 м слое,  $h$  — глубина, м.

Убывание количества икры с увеличением глубины происходит практически по экспоненте. Таким образом, количество икры в вертикальном столбе под верхним метровым слоем близко к количеству икры в облавливаемом однометровом слое воды у поверхности. Используя эти данные, а также результаты проведенных нами экспериментов по сравнению количества икры при вертикальном и горизонтальном ловах, был выведен эмпирический коэффициент, позволяющий

сравнить результаты съемок при использовании этих двух методов оценки количества икры минтая, для  $1\text{ м}^2$ :

$$N = 6.3V,$$

где  $N$  — число икринок минтая на  $1\text{ м}^2$  в поверхностном лове,  $V$  — число икринок на  $1\text{ м}^2$  при вертикальном лове.

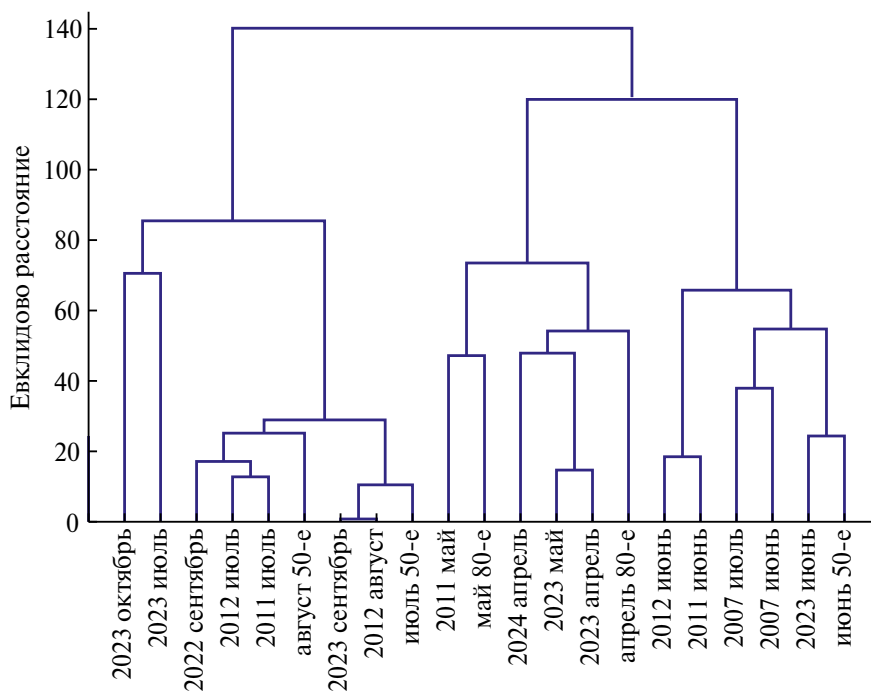
Полученные значения уловов в пересчете на  $\text{м}^2$  хорошо коррелируют с данными А.В. Буслова с соавторами [4] за период 2019–2022 гг. и свидетельствуют о дальнейшем снижении в настоящее время воспроизводства минтая в заливе, связанным с естественной убылью в единственном за последнее десятилетие высокоурожайном поколении 2014 г.

Практически для всех остальных видов необходимости в таких перерасчетах нет, поскольку в используемых литературных источниках присутствуют данные как по горизонтальным ловам, так и в перерасчете на  $1\text{ м}^2$  поверхности. Кроме того, исходя из проведенного сравнительного анализа уловов мы полагаем, что сравнение видового состава с учетом вклада доли каждого из этих видов в общий максимальный улов в процентах будет корректно и для съемок, в которых использовались разные методы учета (горизонтальные либо вертикальные ловы).

К сожалению, для сравниваемых нами групп лет не для всех выбранных видов есть данные по характеристикам уловов икры в восточной части

зала Петра Великого даже при высокой их численности. Например, для 50-х годов прошлого века нет данных по уловам икры для минтая и камбал в весенний период, а в летний по японской скумбрии и сайре, в 90-х годах нет данных по уловам икры камбал в летний период, что сильно ограничивает возможность производить сравнение с данными последних лет. Об уровне воспроизводства этих видов можно судить лишь приблизительно по косвенным данным с промысла тех лет.

Рассматриваемые нами месячные периоды работ с апреля по октябрь (теплое время года) в разные годы закономерно сгруппировались на дендрограмме сходства в три больших кластера: конец весны (апрель–май), начало лета (июнь, в отдельные годы июль) и вторая половина лета и начало осени (с июля–августа по октябрь) (рис. 3). В целом на рассматриваемой акватории первый период характеризуется незначительным видовым разнообразием: двух или трех массовых вида, с подавляющим преобладанием минтая (табл. 2, рис. 4). Для второго периода характерно несколько большее видовое разнообразие с преобладанием двух или трех видов камбал и появлением в планктоне икры японского анчоуса и других южных мигрантов. Третий период — наиболее продолжительный, характеризуется в данном районе окончанием нереста камбал и преобладанием икры и личинок южных мигрантов, в основном японского анчоуса, а также сардины-иваси



**Рис. 3.** Дендрограмма сходства лет по видовому составу ихтиопланктона и доле видов в общем улове икры и личинок (данные за 1950-е гг. [20, 21, 26, 28, 38, 39], за 1980-е гг. [23, 24], за 2007 г. [32]).

и японской скумбрии в годы их высокой численности. Видовое разнообразие ихтиопланктона в этот период в целом, как правило, минимальное в связи с прекращением нереста летне-нерестующих видов, в то время как нерест немногочисленных осенне-нерестующих видов промысловых рыб, таких как терпуги, только начинается, икра у них донная, а личинки в поверхностном слое еще крайне малочисленны.

В первой группе обособляются уловы 2023–2024 гг., в которых доля икры минтая существенно выше (до 96.5% в апреле 2023 г. и до 64.5% в апреле 2024 г.), чем в уловах 1980-х гг. и 2007 г. и 2011 г., а доля икры южной палтусовидной камбалы заметно ниже, хотя в абсолютных значениях на м<sup>2</sup> уловы обоих видов в 1980-х гг. были выше, а в 2011 г. — ниже, но в последнем случае и обследованная акватория не захватывала места их массового нереста (рис. 4).

Достаточно высокая концентрация и доля от общего улова икры минтая в последние годы обусловлена все еще высокой численностью производителей минтая урожайного поколения 2014 г. [4] на фоне сравнительно низкой численности остальных весенне-нерестующих видов.

Динамика нереста звездчатой камбалы по результатам весенних съемок разных периодов была менее предсказуема, чем у других видов:

в апреле 2024 г. и апреле-мае 1950-х и 1980-х гг. доля ее икры была высокой, а в сходный период 2011 г. и 2023 г. икра этого вида в уловах на данной акватории отсутствовала. В мае 2011 г. в отличие от других лет существенной была доля длиннорылой камбалы, что связано, вероятно, с более высокой, в среднем, температурой воды у поверхности (табл. 2). Более ранний прогрев воды мог способствовать в данном случае более раннему прохождению нереста, пик которого у данного вида обычно приходится на начало лета [26].

Во второй группе данные 2023 г. группировались с данными за июнь 1950-х годов, а данные 2011–2012 гг. и 2007 г. причем как за июнь, так и за июль, группировались отдельно (рис. 3). Это связано с тем, что, хотя во все годы в июне наибольшую долю в уловах и занимала икра желтоперой камбалы (от 35.2 до 61.7%), а доля икры японского анчоуса была не значительна, в 1950-х годах, как и в 2023 г., была высока доля икры длиннорылой камбалы (33.8–38.7% против примерно 6.0% в 2011–2012 гг. и 0.63% в июне-июле 2007 г.), а икра звездчатой камбалы, напротив, отсутствовала. Можно предположить, учитывая большие уловы икры длиннорылой камбалы в мае 2011 г., что в период 2011–2012 гг., и, возможно, в 2007 г. она отнерестилась раньше. Кроме того, в июле

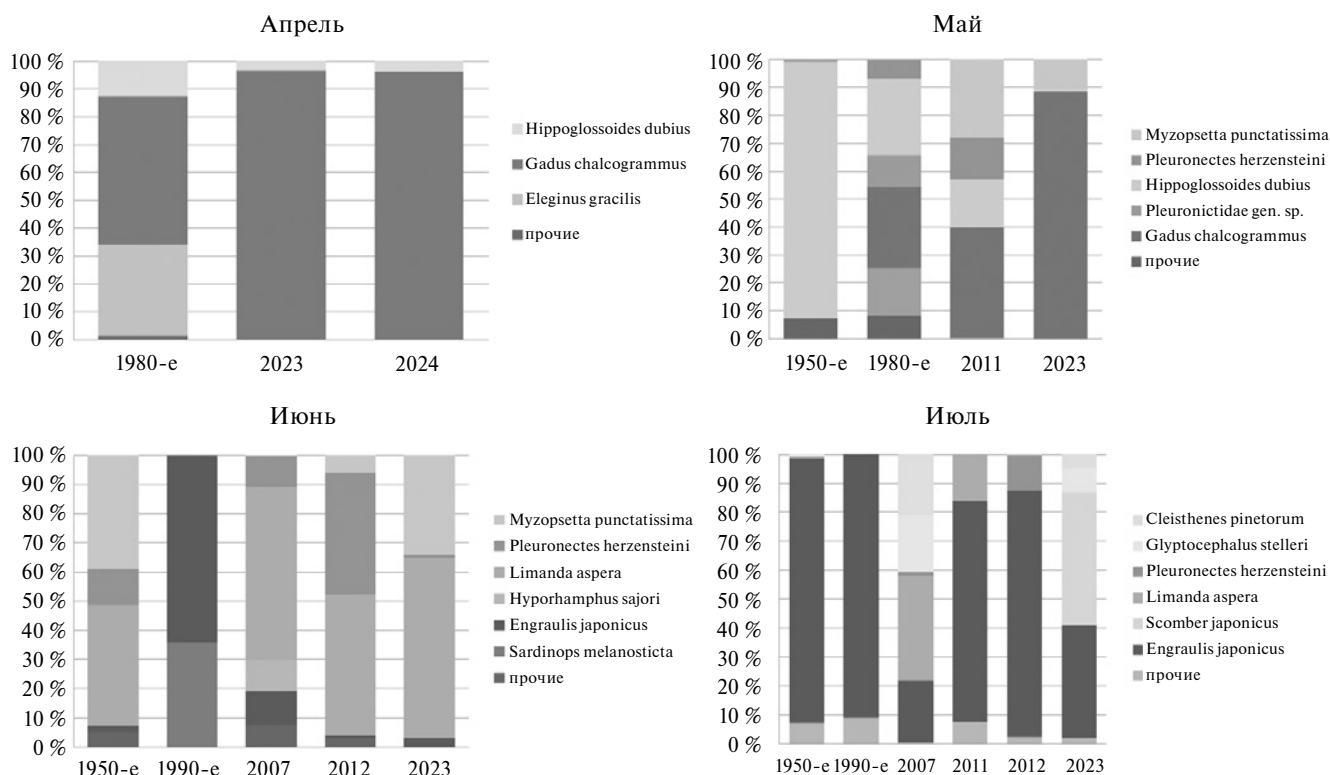


Рис. 4. Изменение доли промысловых видов в уловах помесечно в разные периоды лет.

2007 г. в уловах была заметно выше доля икры малоротца Стеллера и длиннорылой камбалы.

Третий период характеризовался подавляющим преобладанием икры южных мигрантов, в основном японского анчоуса (до 100.0% икры). Несколько особняком стоят июль и октябрь 2023 г., которые характеризовались присутствием в уловах икры сардины-иваси (впервые за 20 последних лет) и икры японской скумбрии (июль, до 45.0% по максимальным уловам). Более высокая доля икры сардины-иваси наблюдалась только в конце 1980-х – начале 1990-х гг. [12], что, несомненно, указывает на существенный рост численности япономорской популяции этого вида в настоящее время. Так же заметной была доля в июле 2023 г. малоротца Стеллера, что не характерно для остальных лет. В большем количестве его икра встречалась только в июле в 1950-е годы. Тогда же в уловах фиксировалась заметная доля икры камбалы Надежного (до 17.0% от общего улова в августе), которая позже никем в зал. Петра Великого в заметных количествах не отмечалась.

По литературным данным нерест камбалы Надежного в заливе отмечается с июня по август [26] или даже начало сентября [5] с пиком в июле, но даже в эти месяцы половозрелые особи держатся здесь на глубинах в основном от 100 м и глубже в отличие от Татарского пролива, где она подходит на мелководья и где ее икра встречалась на глубинах от 35 м [42]. В июне, когда начинается ее нерест, плотные скопления камбалы Надежного отмечены на глубинах порядка 300 м [5]. По данным Перцевой-Остроумовой Т.А. [26] икра этого вида не встречалась в зал. Петра Великого на глубинах менее 50–60 м и ранее, а в настоящее время, вероятно, ее скопления находятся на еще больших глубинах в открытой части зал. Петра Великого и мористее, за его пределами. Этим, видимо, и можно объяснить полное отсутствие ее икры в период проведения наших работ.

Что касается личинок мойвы, которые были определены в уловах в июне 2007 г. [32], то следует отметить, что данный вид за период систематических наблюдений в водах Приморья был достаточно многочислен лишь в 40-х годах прошлого века. Численность его подвержена сильным колебаниям, и, как правило, растет в периоды похолодания, поэтому в период проходящего потепления [30] не удивительно, что его личинки в уловах крайне малочисленны [32] или вовсе отсутствуют, как в наших уловах.

Таким образом, из вышеизложенного следует, что пиковые концентрации и доля икры тех

или иных видов рыб в ихтиопланктоне на исследуемой акватории могут значительно смещаться в зависимости от термических условий конкретного года. Однако за весь рассматриваемый период наблюдений, в теплое время на акватории восточной части зал. Петра Великого хорошо выделяются три периода с характерным набором и долей ранних стадий развития исследуемых видов в ихтиопланктоне: конец весны (апрель–май), начало лета (июнь, изредка май и июль) и конец лета – начало осени (июль–октябрь).

Наши данные подтверждают, что последние годы на исследуемой акватории характеризуются высокой, постепенно убывающей долей икры минтая в весенних уловах за счет высокой численности нерестовиков урожайного поколения 2014 г. и указывают на появление в планктоне в заметных количествах икры японской скумбрии и сардины-иваси летом и в начале осени. Последнее может свидетельствовать о скором и давно спрогнозированном росте численности ее япономорской популяции [1] до промыслового уровня в водах Приморья. Также мы можем говорить о том, что воспроизводство весенне-летне-нерестующих камбал, не смотря на достаточно высокую, в целом, их долю в уловах, в настоящее время находится на невысоком уровне в сравнении с 50-ми и 80-ми годами прошлого века.

**Источники финансирования.** Данная работа финансировалась за счет средств бюджета Национального Научного Центра Морской Биологии Дальневосточного Отделения Российской Академии Наук. Никаких дополнительных грантов на проведение или руководство данным конкретным исследованием получено не было.

**Соблюдение этических стандартов.** Эксперименты с животными проводились в соответствии с национальными, международными и институциональными руководствами по проведению исследований с животными. Что подтверждено выпиской № 1–240924 протоколы заседания № 9 от 24.09.2024 комиссии по биомедицинской этике ННЦМБ ДВО).

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

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беляев В.А. Экосистема зоны течения Куроисио и ее динамика. Хабаровск: Хабаровское книжное издательство, 2003. 382 с.
2. Буслов А.В., Тепнин О.Б. Условия нереста и эмбриогенеза минтая *Theragra chalcogramma* (Gadidae) в глубоководных каньонах тихоокеанского

- побережья Камчатки // *Вопр. ихтиол.* 2002. Т. 42. № 5. С. 617–625.
3. Буслов А.В., Тепнин О.Б., Дубинина А.Ю. Особенности экологии нереста и эмбриогенеза восточно-камчатского минтая // *Изв. ТИНРО.* 2004. Т. 138. С. 282–298.
  4. Буслов А.В., Байталюк А.А., Овсянников Е.Е., Смирнов А.В. Воспроизводство, ресурсы и промысел минтая в заливе Петра Великого в современный период // *Тр. ВНИРО.* 2022. Т. 189. С. 145–161. <https://doi.org/10.36038/2307-3497-2022-189-145-161>
  5. Вдовин В.Н., Швыдкий Г.В., Калчугин П.В. Сезонное распределение колючей камбалы *Acanthopsetta nadeshnyi* в северо-западной части Японского моря // *Вопр. ихтиол.* 2001. Т. 41. № 1. С. 36–41.
  6. Веденский А.П. Опыт поиска скоплений минтая по плавающей икре // *Изв. ТИНРО.* 1949. Т. 29. С. 35–49.
  7. Веденский А.П. О методике горизонтального лова икорной и мальковой сеткой // *Изв. ТИНРО.* 1951. Т. 35. С. 188–189.
  8. Веденский А.П. Биология дальневосточной скумбрии в Японском море // *Изв. ТИНРО.* 1954. Т. 42. С. 3–94.
  9. Веденский А.П. О локальности и особенностях формирования нерестовых скоплений минтая западной части Японского моря // *Изв. ТИНРО.* 1971. Т. 79. С. 42–57.
  10. Горбунова Н.Н. Икра минтая и ее развитие // *Изв. ТИНРО.* 1951. Т. 34. С. 89–97.
  11. Горбунова Н.Н. Размножение и развитие минтая // *Тр. ИО АН СССР.* 1954. Т. 11. С. 132–195.
  12. Давыдова С.В. Динамика численности основных массовых эпипелагических видов рыб Японского моря во второй половине XX века и факторы, ее обуславливающие // *Изв. ТИНРО.* 2004. Т. 137. С. 119–143.
  13. Давыдова С.В. Видовой состав и распределение ихтиопланктона в японском море осенью 1995 и 2001 гг. // *Вопр. ихтиол.* 2006. Т. 46. № 2. С. 252–261.
  14. Данченков М.А. Атлас течений залива Петра Великого. Владивосток: ДВНИГМИ, 2010. 94 с.
  15. Енур И.В., Баланов А.А. Видовой состав и сезонная динамика ихтиопланктона прибрежной зоны западной части залива Петра Великого Японского моря в 2007–2010 гг. // *Вопр. ихтиол.* 2015. Т. 55. № 4. С. 397–410. <https://doi.org/10.7868/S0042875215030030>
  16. Зуенко Ю.И., Нуждин В.А. Влияние современных изменений океанологических условий в Японском море на состоянии запасов приморской популяции минтая // *Вопр. рыболовства.* 2018. Т. 19. № 3. С. 377–386.
  17. Ильина П.В. Икра и личинки рыб, собранные в Уссурийском заливе // *Изв. ТИНРО.* 1951. Т. 35. С. 189–194.
  18. Казанова И.И. Материалы по размножению и развитию некоторых видов рыб из вод южного Сахалина и южных Курильских островов // *Исследования дальневосточных морей СССР.* М.: АН СССР, 1959. Вып. VI. С. 132–140.
  19. Кагановская С.М. Материалы к познанию минтая // *Изв. ТИНРО.* 1950. Т. 32. С. 100–119.
  20. Кагановская С.М. Новые данные по минтаю залива Петра Великого // *Изв. ТИНРО.* 1951. Т. 34. С. 81–87.
  21. Кагановская С.М. О распределении икры и личинок некоторых видов рыб в зал. Петра Великого // *Изв. ТИНРО.* 1954. Т. 42. С. 165–176.
  22. Кафанов А.И., Борисов Е.Э., Волвенко И.В. О применении кластерного анализа в биогеографических классификациях // *Журнал общей биологии.* 2004. Т. 65. № 3. С. 250–265.
  23. Нуждин В.А. Распределение икры и личинок минтая в северо-западной части Японского моря — особенности биологии, размножения, промысел. Популяционная структура, динамика численности и экология минтая. Владивосток: ТИНРО, 1987. С. 74–80.
  24. Нуждин В.А. Видовой состав и распределение зимнее-весеннего ихтиопланктона северной части Японского моря // *Изв. ТИНРО.* 1994. Т. 115. С. 92–107.
  25. Перцева-Остроумова Т.А. Определительные таблицы пелагической икры рыб зал. Петра Великого // *Изв. ТИНРО.* 1955. Т. 43. С. 1–26.
  26. Перцева-Остроумова Т.А. Размножение и развитие дальневосточных камбал. М.: АН СССР, 1961. 484 с.
  27. Пушкарева Н.Ф. Анчоус северо-западной части Японского моря // *Изв. ТИНРО.* 1970. Т. 74. С. 54–66.
  28. Расс Т.С., Казанова И.И. Методическое руководство по сбору икринок, личинок и мальков рыб. М.: Пищ. пром., 1966. 35 с.
  29. Соколовский А.С., Соколовская Т.Г. К идентификации личинок керчаков (*Mucohcephalus*, *Cottidae*) залива Петра Великого (Японское море) // *Вопр. ихтиол.* 1997. Т. 37. № 1. С. 54–61.
  30. Соколовский А.С., Соколовская Т.Г., Енур И.В., Азарова И.А. Вековые изменения в составе и числе рыб — южных мигрантов в ихтиофауне северо-западной части Японского моря // *Изв. ТИНРО.* 2004. Т. 136. С. 41–57.
  31. Соколовский А.С., Соколовская Т.Г. Атлас икры, личинок и мальков рыб Российских вод Японского моря. Владивосток: Дальнаука, 2008. 223 с.
  32. Соколовский А.С., Соколовская Т.Г. Распределение ихтиопланктона в восточной части залива Петра Великого Японского моря в июне–июле 2007 года // *Биол. моря.* 2009. Т. 35. № 3. С. 220–224.
  33. Соколовская Т.Г., Беляев В.А. Рекомендации по сбору и обработке ихтиопланктона зоны течения Курисио. Владивосток: ТИНРО, 1987. 70 с.

34. Соколовская Т.Г., Соколовский А.С. Особенности раннего онтогенеза бородатой лисички *Pallasina barbata* Steindachner, 1876 (Pisces, Agonidae) из залива Петра Великого // Биол. моря. 2007. Т. 33. № 6. С. 446–450.
35. Соколовская Т.Г., Енур И.В. Особенности раннего онтогенеза японского волосозуба *Arctoscopus japonicus* (Trichodontidae) в северо-западной части Японского моря // Изв. ТИНРО. 2001. Т. 128. С. 761–767.
36. Фадеев Н.С. Минтай Японского моря. Сроки и районы нереста, популяционный состав // Изв. ТИНРО. 2009. Т. 159. С. 70–100.
37. Файман П.А. Атлас диагностических течений залива Петра Великого и прилегающей северо-западной части Японского моря. Владивосток: ДВНИ-ИГМИ, 2018. 114 с.
38. Храпкова Н.В. Материалы по нересту анчоуса и сардины // Изв. ТИНРО. 1960. Т. 46. 247 с.
39. Храпкова Н.В. Исследование размножения анчоуса и сардины в Приморье // Тр. ИО АН СССР. 1961. Т. 43. С. 310–319.
40. Шелехов В.А., Енур И.В. Особенности вертикального распределения пелагических икры и личинок различных видов рыб по анализу уловов вертикальных и горизонтальных тралений ИКС-80 // Инновационное развитие рыбной отрасли в контексте обеспечения продовольственной безопасности Российской Федерации. Материалы I Национальной заочной науч.-тех. конф. Владивосток: Дальрыбвтуз, 2017. С. 117–123.
41. Шелехов В.А., Енур И.В. Смена доминирующих видов рыб в летнем ихтиопланктоне Татарского пролива японского моря в 2017 году // Инновационное развитие рыбной отрасли в контексте обеспечения продовольственной безопасности Российской Федерации. Материалы I Национальной заочной науч.-тех. конф. Владивосток: Дальрыбвтуз, 2017. С. 124–130.
42. Шелехов В.А., Енур И.В., Баланов А.А. Видовой состав и структура ихтиопланктона северной части Японского моря в летний период 2017 г. // Вопр. ихтиол. 2020. Т. 60. № 1. С. 40–51. <https://doi.org/10.31857/S0042875220010178>
43. Ahlstrom E.H., Butler J.L., Sumida Y. Pelagic stromateoid fishes (Pisces, Perciformes) of the eastern Pacific: kinds, distributions and early life histories and observations on five of these from the northwest Atlantic // Bull. Mar. Sci. 1976. V. 26. № 3. P. 285–402.
44. An atlas of the early stages of fishes in Japan / Ed. M. Okiyama. Tokyo: Tokai Univ. Press, 1987. 1154 p.
45. Balanov A.A., Epur I.V., Shelekhov V.A., Turanov S.V. The first description of larvae and comments on the taxonomy of *Stichaeus ochriamkini* Taranetz, 1935 (Perciformes: Stichaeidae) // J. of Fish Biology. 2022. V. 100. № 5. P. 1214–1222. <https://doi.org/10.1111/jfb.15030>
46. Epur I.V., Balanov A.A., Shelekhov V.A., Turanov S.V. First description of larvae of *Radulinopsis derzhavini* Soldatov et Lindberg, 1930 (Scorpaeniformes: Psychrolutidae) with remarks on melanin colouration and relationships with related species // J. of Fish Biology. 2023. V. 104. № 3. P. 769–779. <https://doi.org/10.1111/jfb.15612>
47. Fricke R., Eschmeyer W.N., Van der Laan R. (eds.). Eschmeyer's catalog of fishes: genera, species, references. 2023. <http://researcharchive.calacademy.org/research/ichthyology/catalog/fishcatmain.asp>. Version 02/2024
48. Matarese A.C., Kendall A.W., Blood D.M., Vinter B.M. Laboratory guide to early life history stages of northeast Pacific fishes // US Dept. Commer. NOAA Tech. Rept. NMFS. 1989. № 80. 653 p.
49. Nakai Z., Hayashi S. Growth of the Japanese sardine I. A note on the growth rate, 1949 through 1951 // Bull. Tokai Reg. Fish. Res. Lab. 1962. V. 9. P. 85–96.
50. Nakai Z., Hayashi S. Growth of the Japanese sardine. II. On a dominant year-class in the Pacific waters off the northeastern Honshu during July 1951 through January 1953 // Bull. Tokai Reg. Fish. Res. Lab. 1962. V. 9. P. 97–107.
51. Turanov S.V., Balanov A.A., Shelekhov V.A. Species of the genus *Ammodytes* (Ammodytidae) in the northwestern part of the Sea of Japan // J. of Applied Ichthyology. 2019. V. 35. № 6. P. 1303–1306. <https://doi.org/10.1111/jai.13981>

## LONG-TERM CHANGES IN THE SPECIES COMPOSITION AND ABUNDANCE OF COMMERCIAL FISH IN THE ICHTHYOPLANKTON OF THE EASTERN PART OF PETER THE GREAT GULF (SEA OF JAPAN)

V. A. Shelekhov\*, I. V. Epur, S. F. Solomatov, A. A. Balanov

*\*e-mail: shelekhov@mail.ru*

Our study provides an analysis of the ongoing seasonal and interannual changes in ichthyoplankton in the eastern part of Peter the Great Bay (Sea of Japan), based on own data on the species composition and abundance of ichthyoplankton in the summer season in 2011–2012 and from autumn 2022 to spring 2024, and published data for the 1950-s and 1980-s and 2007. In the warm season, three periods with a characteristic composition and proportion of the studied species are clearly distinguished in the studied water area: 1. late spring (April–May), 2. early summer (June, occasionally May and July), 3. late summer – early autumn (July–October). 2023–2024 are characterized by a high, gradually decreasing share of pollock egg in catches in the spring period due to spawning individuals of the productive generation of 2014. Also noted is the appearance in ichthyoplankton, in noticeable quantities, of chub mackerel egg and, for the first time since the end of the last century, sardine, which indicates the imminent, previously predicted, next surge in the number of its population in the Japan Sea to a commercial level in the waters of Primorye. Reproduction of spring-summer spawning flounders, despite their fairly high share in catches, is currently at a low level compared to the 1950s and 1980s.

**Keywords:** Sea of Japan, Peter the Great Bay, ichthyoplankton, species composition, interannual changes

УДК 599.539:591.552

## СОЦИАЛЬНАЯ ОРГАНИЗАЦИЯ БЕЛУХ *DELPHINAPTERUS LEUCAS*, ОБИТАЮЩИХ У СОЛОВЕЦКИХ ОСТРОВОВ (БЕЛОЕ МОРЕ, РОССИЯ), НА ОСНОВЕ ДАННЫХ ФОТОИДЕНТИФИКАЦИИ: ВЫЯВЛЕНИЕ СОЦИАЛЬНЫХ КЛАСТЕРОВ

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

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

\* e-mail: ye.panova@yandex.ru

Поступила в редакцию 27.03.2024 г.

После доработки 18.06.2024 г.

Принята к публикации 03.10.2024 г.

Белухи *Delphinapterus leucas* ведут стадный образ жизни и формируют разные типы социальных групп, в состав которых могут входить как родственные, так и неродственные особи. За исключением пар мать–детеныш, сведения об индивидуальных ассоциациях в группах белух практически отсутствуют. Используя данные фотоидентификации, мы исследовали социальную организацию белух, обитающих в летний период у Соловецких островов в Белом море, на основании встреч 122 особей в репродуктивном скоплении у м. Белужий о. Соловецкий в июле–августе 2022 г. Обработку данных проводили в программе SOCPROG 2.9. Мы не выявили в скоплении социальных кластеров со стабильным индивидуальным составом. Тем не менее, некоторые пары особей, обычно включающие самку, имели высокие индексы ассоциации. В целом в парах наблюдалось снижение индексов ассоциации в течение периода исследования. На полученные результаты мог повлиять не только характер социальных связей между белухами, но и индивидуальные особенности посещения акватории скопления; в рамках данной работы эти факторы не могут быть разделены. Ассоциации особей вне района работ, а также за пределами периода наблюдений, остаются неизвестными.

**Ключевые слова:** китообразные, белуха *Delphinapterus leucas*, социальная структура, социальная организация, индекс ассоциации, Белое море, Соловецкие острова

DOI: 10.31857/S0030157425010115, EDN: DPIHND

### ВВЕДЕНИЕ

Многие виды зубатых китообразных ведут групповой образ жизни. Социальная организация их сообществ может как обнаруживать сходство с таковой у наземных млекопитающих, так и иметь свои особенности [19, 21, 24]. Например, у кашалотов *Physeter macrocephalus* и африканских слонов *Loxodonta africana* социальные группы стабильны и включают родственных самок и их потомство [41]. У афалины *Tursiops sp.* структура сообществ флюидна и представлена группами разного размера и состава, которые часто формируются, распадаются и реформируются, и имеет общие черты с социальной организацией некоторых приматов [21, 22, 24]. Как и у наземных млекопитающих, социальная организация зубатых китообразных складывается под влиянием различных факторов, из которых основными являются доступность и распределение ресурсов, пресс хищников и необходимость заботы о по-

томстве [19, 20, 37], и может варьировать даже на внутривидовом уровне [17, 20, 23, 29].

Арктические китообразные, белухи *Delphinapterus leucas* ведут стадный образ жизни и могут образовывать скопления численностью до нескольких сотен и даже тысяч особей [6, 13, 39]. Для белух характерны миграции между местами зимовки и летнего обитания, к которым они привязаны и куда возвращаются из года в год, а также сезонная возрастно-половая сегрегация стад [8, 28, 33, 36, 39].

Многие аспекты социальной организации сообществ белухи в естественной среде изучены слабо. Первичная семейная группа белух состоит из самки с детенышем и иногда может включать еще одного детеныша старшего возраста [5, 7, 9, 11, 35, 39]. Также известны другие типы социальных группировок: объединения самок с детенышами, группы взрослых самцов, группы неполовозрелых особей, а также смешанные разновозрастные

и разнополые стада [1, 10, 14, 34, 35, 39]. За исключением устойчивых пар мать—детеныш, которые могут сохраняться на протяжении трех лет [11, 14], сведения об индивидуальных ассоциациях у белух немногочисленны. В основном они опираются на полевые наблюдения за визуально опознанными животным [1, 14, 15] или данные о перемещениях особей из одной группы, помеченных спутниковыми передатчиками [16, 39, 40]. В целом, социальная структура белухи считается флюидной [33, 34]. Членство в социальных группах изменчиво [1, 11, 35]; они могут объединять как родственных, так и неродственных животных [18, 35], складываясь в многоуровневое и динамичное сообщество [35]. Используя данные фотоидентификации, в настоящей работе мы исследовали социальную организацию белух, обитающих в летний период у Соловецких островов в Белом море и формирующих прибрежное скопление у м. Белужий о. Соловецкий.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

### *Соловецкое скопление белух*

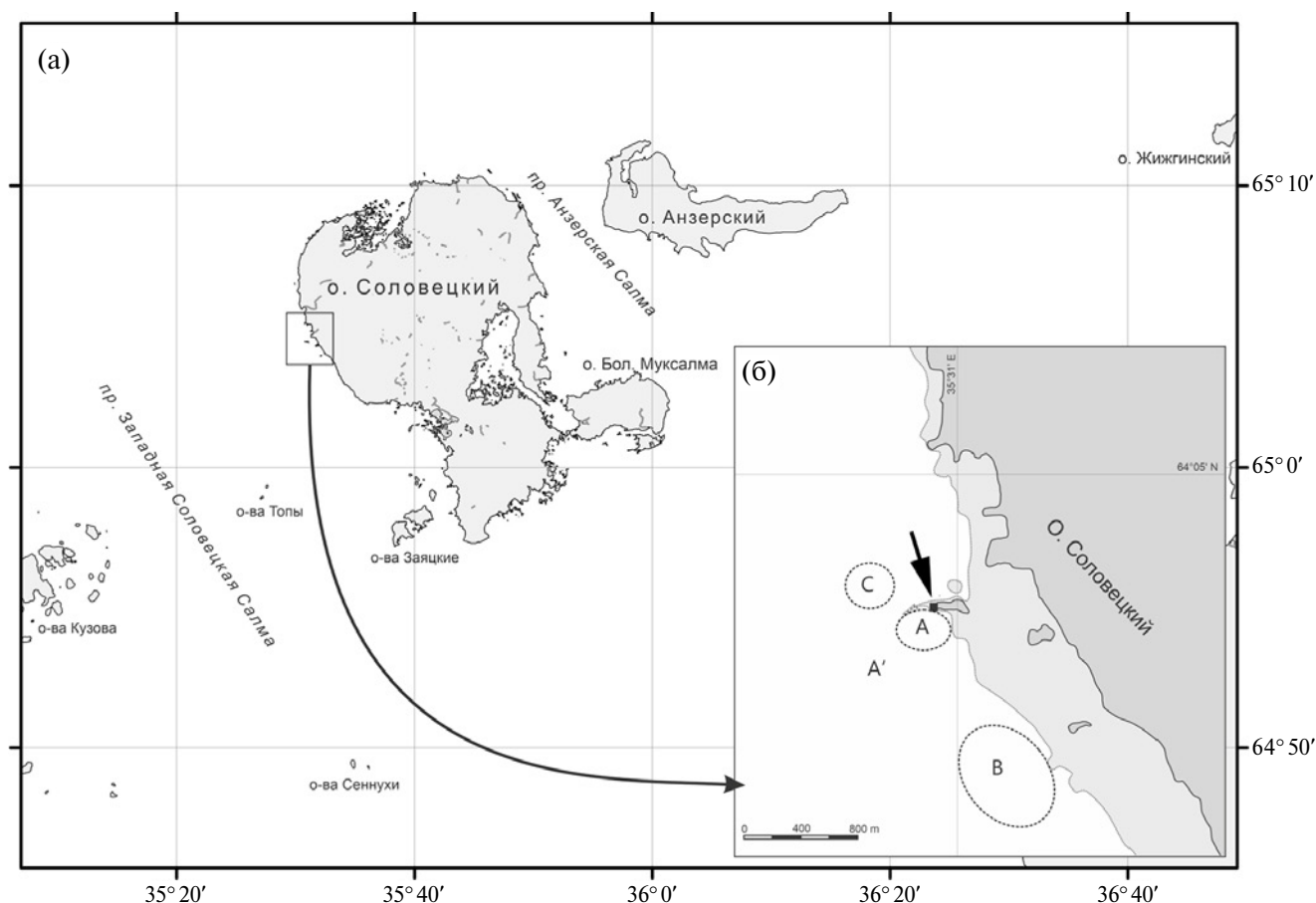
Белуха — единственный представитель китообразных, круглогодично обитающий в Белом море. В настоящее время на основе современных комплексных исследований белух Белого моря склонны относить к отдельной популяции [38]. Район Соловецких островов является местом постоянного летнего обитания беломорской белухи. Регулярное скопление белух можно наблюдать у м. Белужий о. Соловецкий (65° 04.47' N, 35° 30.75' E). Здесь в прибрежной акватории выделяются четыре участка, предпочитаемых белухами (участки А, В, С и А', рис. 1), где ежедневно, кроме штормовых дней, собирается до нескольких десятков особей [5, 10]. Время посещения животными данной акватории прежде всего зависит от приливно-отливного режима. Обычно белухи появляются в середине отлива; наибольшее их количество отмечается на максимальном отливе — начале прилива (малая вода); с середины прилива белухи начинают покидать акваторию у м. Белужий [10]. Соловецкое скопление имеет смешанный состав, представленный особями разного пола и возраста, преимущественно самками с детенышами разных возрастов и неполовозрелыми особями и меньшим количеством половозрелых самцов, число которых обычно увеличивается в июле [10]. Скопление формируется ежегодно во второй половине мая и существует до конца августа, являясь местом спаривания, рождения и выращивания детены-

шей, социализации и формирования иерархических отношений между животными. Основными формами активности белух являются разные виды социальных взаимодействий (родительское, половое, иерархические, игровое); кормовое поведение в соловецком скоплении не наблюдается [2, 9, 11].

### *Фотоидентификация*

Работы по фотоидентификации, сопровождающие ежегодные (в июне—августе с 1995 г. по н. в.) береговые визуальные наблюдения белух у м. Белужий о. Соловецкий, ведутся с 2007 г. [14, 15]. Фотографирование белух осуществляют с наблюдательного пункта непосредственно перед центральным (“А”) участком (рис. 1) во время отлива, когда численность животных на акватории максимальна. Благодаря полусуточному приливно-отливному циклу на Белом море, определяющему два пика присутствия белух у м. Белужий, а также продолжительному полярному дню, за сутки можно проводить до двух фотографических сессий. Для съемки в разные годы использовали цифровые камеры Nikon (D80, D90, D850) с телеобъективами Nikkor 80—400 mm и Sigma 150—500 mm. Фотоснимки обрабатывают визуальным способом с помощью программ Adobe Photoshop, ACDSee или FastStone Image Viewer. На фотографиях выделяют белух с естественными маркерами, которые позволяют идентифицировать животных в дальнейшем. Идентификацию проводят по двум сторонам тела или (чаще) по одной стороне. По сочетанию размера тела и окраски животного определяют возрастную категорию: “ad/subad” (белые и светло-серые особи от пяти лет и старше), “juv” (от двух до пяти лет) и “calf” (детеныши годовалого возраста и новорожденные). По возможности определяют пол идентифицированных особей.

По результатам работ по фотоидентификации белух соловецкого скопления создана регулярно пополняемая электронная база, включающая (на 2022 г.) > 500 идентифицированных особей. Она содержит следующую информацию: идентификационный номер особи, которой принадлежит опознанная сторона (либо обе стороны); фотография и описание индивидуального маркера (маркеров); сторона, на которой был зафиксирован маркер (левая, правая); пол (если определен); возрастная группа; наличие детенышей (для самок); даты регистрации особи. В каталоге преимущественно представлены особи возрастной категории ad/subad, поскольку они обладают более устойчивыми метками.



**Рис. 1.** А: карта Соловецких островов и прилегающей акватории. Б: карта района исследования (А, В, С и А' — предполагаемые участки пребывания белух у м. Белужий о. Соловецкий. Стрелкой указано расположение наблюдательного пункта).

#### *Анализ социальной структуры*

Для анализа социальной структуры соловецких белух были использованы данные фотопознания 2022 г., включающие 28 фотографических сессий, проведенных в течение 25 дней (с 11 июля по 6 августа 2022 г.). Данные включали 564 идентификации (от 1 до 42 идентификаций, в среднем  $20 \pm 12$  идентификаций, за сессию) 122 особей следующих возрастных категорий: 114 ad/subad, 6 juv и 2 calf. Пол был определен у 35 особей: 27 самок и 8 самцов (или предположительно самцов). Ввиду разной степени сохранности маркеров [12], наиболее надежной является идентификация особей в пределах одного полевого сезона. В связи с этим, несмотря на то, что некоторые особи были встречены неоднократно в разные годы [14], анализ был ограничен одним полевым сезоном.

Обработку данных проводили в программе SOCPROG 2.9 compiled version [45], разработанной для всестороннего анализа социальной структуры сообществ животных на основе данных

об ассоциациях или взаимодействиях идентифицированных особей [43]. В основе анализа лежит расчет индекса ассоциации в парах особей (далее мы будем использовать слово “пары”, подразумеваемая сочетание любых двух особей), который в общем виде отражает долю времени, которую пары проводят вместе. Он принимает значения от 0 (особи никогда не наблюдались вместе) до 1 (особи всегда наблюдались вместе) и обычно является симметричным. Данные наблюдений делятся на временные отрезки — периоды (sampling periods), для каждого из которых определяется, была ли пара ассоциирована или нет.

Мы считали пары ассоциированными, если обе особи наблюдались на центральном участке А (там, где осуществляли фотосъемку животных) в течение одной фотографической сессии. При анализе социальной структуры учитывали только белух возрастной категории ad/subad, встреченных в четырех или более сессиях. Раздельный анализ для самцов и самок не проводили, так как у большинства идентифицированных животных

пол не был определен. Для оценки силы ассоциации в парах использовали простой индекс ассоциации, который представляет собой соотношение числа временных периодов, когда две особи были ассоциированы, к числу временных периодов, когда была идентифицирована хотя бы одна из них. В качестве временного периода был выбран один день.

Для оценки уровня социальной дифференциации соловецких белух в программе SOCPROG с использованием метода максимального правдоподобия [43] был рассчитан показатель социальной дифференциации  $S$ . Он представляет собой коэффициент вариации истинных индексов ассоциации и отражает меру вариабельности ассоциаций в сообществе: если  $S$  близок к 0, взаимодействия особей внутри сообщества однородны, если около 1 или более — вариабельны. Принята следующая градация: при  $S < 0.3$  сообщество скорее однородно, при  $S > 0.5$  — дифференцировано, при  $S > 2$  — сильно дифференцировано [45]. Аккуратность представления истинной социальной системы может быть оценена по коэффициенту корреляции ( $r$ ) между истинными и рассчитанными индексами ассоциации, где  $r$ , близкое к 1, означает хорошую репрезентативность, 0.4 — приемлемую [43]. Стандартные ошибки для  $S$  и  $r$  были рассчитаны при помощи бутстрап-метода (100 повторений).

На основании матрицы индексов ассоциации в парах была построена социальная сеть (социограмма) — графическое изображение связей особей в сообществе, где расстояние между узлами (особями) находится в обратной зависимости от их индексов ассоциации.

Для выявления в скоплении возможных группировок (кластеров особей) были выполнены (1) иерархический кластерный анализ и (2) деление сообщества, основанное на оценке модулярности [45]. В первом случае в качестве метода кластеризации были использованы методы одиночной связи, полной связи, средней связи и Варда. Для оценки эффективности проведенного кластерного анализа был рассчитан кофенетический коэффициент корреляции (ССС). При  $ССС > 0.8$  дендрограмма считается репрезентативным отображением матрицы ассоциаций. Во втором случае кластеры определялись таким образом, чтобы значения индексов ассоциации были в целом высокими между особями одного кластера и в целом низкими между особями из разных кластеров. Качество полученного разбиения оценивается при помощи модулярности ( $Q$ ). Оптимальным разбиением является то,

которое максимизирует  $Q$ ; при  $Q \geq 0.3$  деление считается годным [45].

SOCPROG позволяет изучить временные закономерности в социальных отношениях. Для этого используется показатель “lagged association rate” (LAR) [44], который является оценкой вероятности повторной ассоциации пары спустя определенный период времени после предшествующей ассоциации. LAR может быть обобщен для всей совокупности идентифицированных особей. Этот показатель обычно отображается в виде графика зависимости от времени и отражает, как ассоциации в парах изменяются со временем. Мы рассчитали показатель LAR для всех идентифицированных особей категории ad/subad ( $N = 114$ ) независимо от количества их встреч [43]. Для сравнения с LAR был рассчитан “нулевой” показатель ассоциаций “null association rate” (NAR) — ожидаемое значение LAR при отсутствии предпочитаемых ассоциаций, учитывающее количество ассоциаций каждой особи в каждом временном периоде. Для расчета стандартных ошибок использован метод складного ножа.

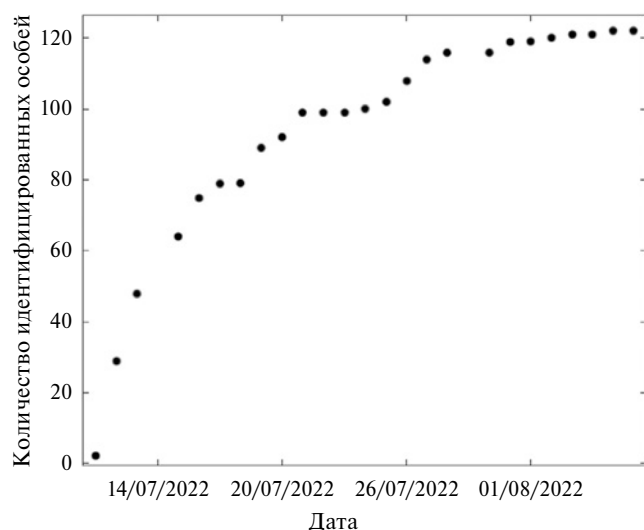
На основании индивидуальной истории встреч 114 особей категории ad/subad в SOCPROG была исследована вероятность повторной идентификации “lagged identification rate” (LIR) — вероятность того, что особь, идентифицированная в какой-то момент времени в районе исследования, будет повторно идентифицирована здесь во время всякой единичной идентификации спустя определенный период времени [42, 43]. Показатель LIR позволяет исследовать перемещения животных из/в район работ, а также может помочь в интерпретации временной изменчивости ассоциаций в парах. Снижение показателя указывает на постоянную убыль особей, тогда как его выравнивание позволяет предположить, что часть особей являются резидентами или возвращаются обратно после эмиграции (реиммигрируют).

## РЕЗУЛЬТАТЫ

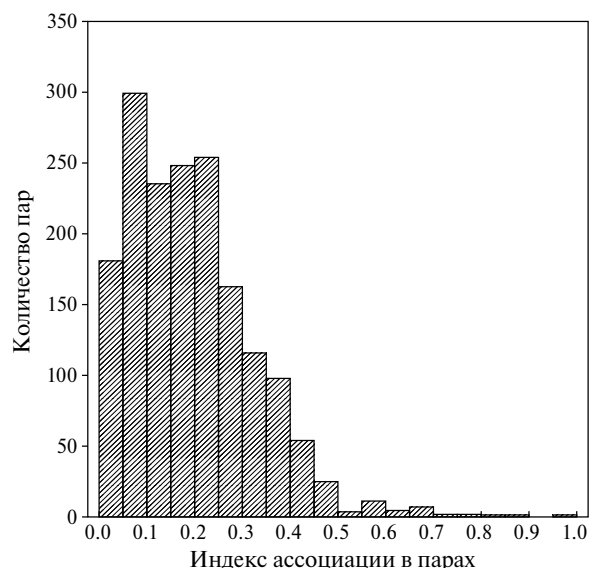
Среди 122 идентифицированных белух 24 особи были встречены в скоплении однократно, 36 особей — 2–3 раза, 62 особи — 4 и более раз (максимум — 18 раз). Кривая накопления идентифицированных особей, представленная на рис. 2, демонстрирует выход на плато в последнюю неделю наблюдений.

### *Социальная организация*

Из 114 особей возрастной категории ad/subad 59 особей (20 самок, 5 самцов и 34 неопределенного пола) были идентифицированы не менее



**Рис. 2.** Кривая накопления идентифицированных особей в течение периода наблюдений (11 июля – 6 августа 2022 г.).



**Рис. 3.** Распределение индексов ассоциации в парах особей.

4 раз и включены в анализ социальной структуры. Показатель социальной дифференциации  $S$  составил  $0.33$  ( $SE = 0.06$ ), что свидетельствует о низкой дифференциации сообщества (под сообществом подразумевается выборка из 59 особей). Коэффициент корреляции между истинными и рассчитанными индексами ассоциации  $r$  составил  $0.48$  ( $SE = 0.05$ ).

Для проанализированных особей среднее значение индексов ассоциаций составило  $0.20 \pm 0.05$ ,

максимальное значение –  $0.60 \pm 0.17$  ( $N = 59$ ). Распределение индексов ассоциаций в парах особей ( $N$  пар = 1711) представлено на рис. 3. В табл. 1 приведены примеры пар с наибольшими индексами ассоциации ( $> 0.67$ ).

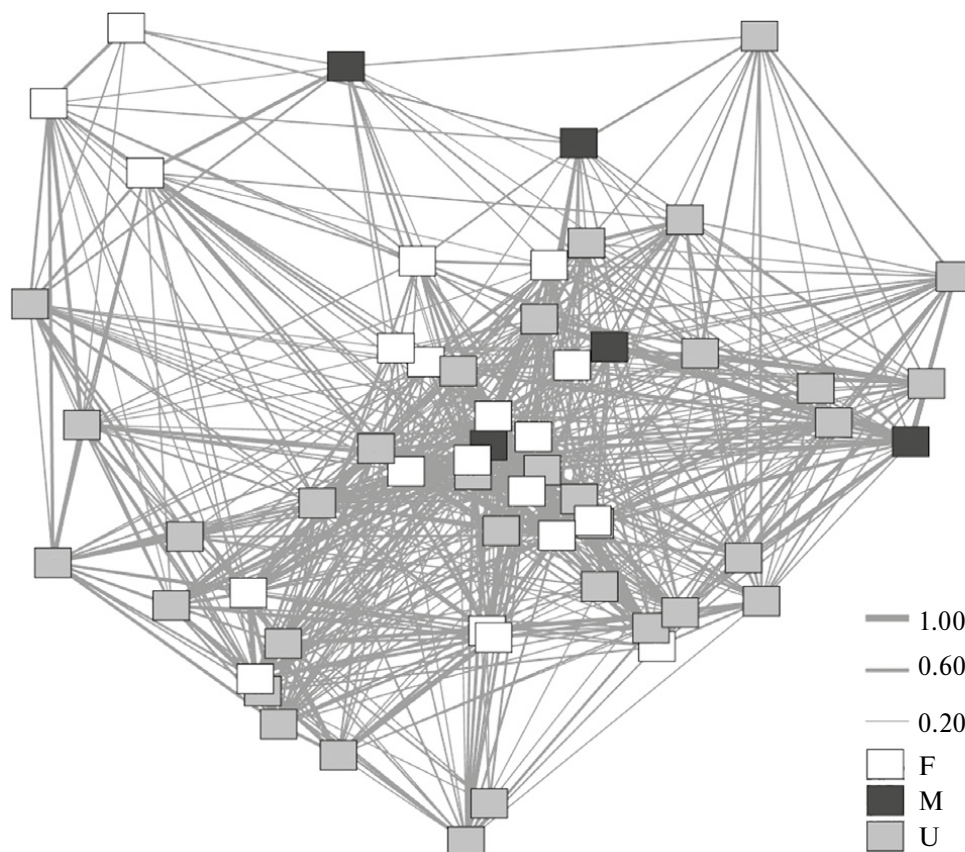
Визуальный анализ социограммы (рис. 5), деление сообщества, основанное на оценке модулярности, а также иерархический кластерный анализ не выявили явных кластеров среди идентифицированных особей. Максимальный

**Таблица 1.** Примеры пар особей с наибольшими индексами ассоциации

| Индекс ассоциации | Состав пары. Указаны возрастная категория и пол (F – самка, M – самец, U – не определен) | Комментарий                                                                                                     |
|-------------------|------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| 1                 | Ad U / Ad U                                                                              | Две светло-серых особи в группе с активными социополовыми взаимодействиями с участием самцов                    |
| 0.89              | Ad F+calf / Ad U                                                                         | Наблюдались рядом друг с другом. Обе взрослые особи и детеныш имели визуально сходные кожные поражения (рис. 4) |
| 0.83              | Ad M / Ad U                                                                              | Ad U – крупная белая особь без кожных поражений, что характерно для самцов [12]                                 |
| 0.80              | Ad F+calf / Ad U                                                                         | –                                                                                                               |
| 0.78              | Ad F+calf / Ad F+calf                                                                    | –                                                                                                               |
| 0.75              | Ad U / Ad U                                                                              | –                                                                                                               |
| 0.71              | Ad F+calf / Ad U                                                                         | –                                                                                                               |
| 0.70              | Ad F+calf / Ad U                                                                         | Ad U – светло-серая особь, предпочитающая находиться в группах самок                                            |
| 0.70              | Ad F+calf / Ad F+calf                                                                    | Обе самки имели визуально сходные кожные поражения                                                              |
| 0.68              | Ad F+calf / Ad U                                                                         | Ad U – светло-серая особь, предпочитающая находиться в группах самок                                            |
| 0.68              | Ad F / Ad U                                                                              | Наблюдались рядом друг с другом. Ad U – светло-серая особь, предпочитающая находиться в группах самок           |



**Рис. 4.** Белуха с неопределенным полом (Ad U) и самка (Ad F) со своим детенышем (Calf), которые наблюдались в соловецком скоплении вместе. Все три особи имеют визуально схожие кожные поражения.



**Рис. 5.** Социограмма, построенная на основе матрицы ассоциаций в парах идентифицированных особей (N особей = 59). Толщина линий отражает величину индекса ассоциации; значения менее 0.2 не представлены. Цвет прямоугольников обозначает пол: белый – самки (F), черный – самцы (M), серый – пол не определен (U).

показатель модулярности  $Q$  составил 0.11 (ниже порогового значения 0.3); ни для одного из методов кластеризации CCC не превысил 0.67 (ниже порогового значения 0.80 для эффективного представления социальной структуры).

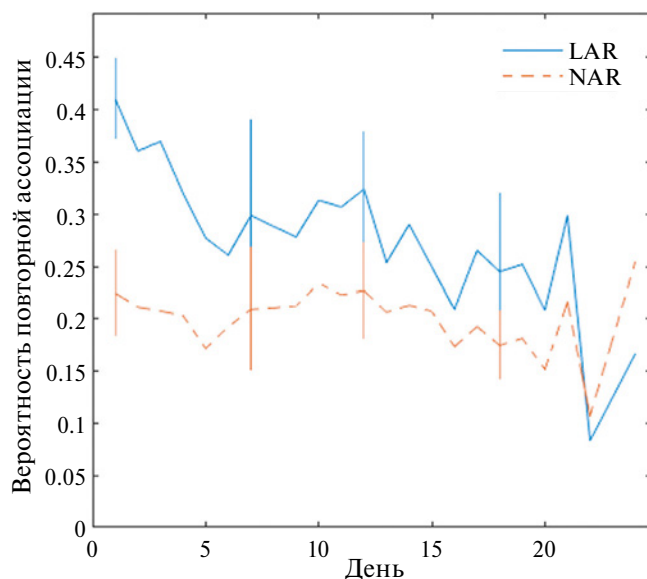
В течение периода наблюдений вероятность повторной ассоциации (LAR) в парах особей снижается, к концу периода наблюдений достигая значений “нулевого” показателя ассоциации (NAR) (рис. 6).

#### *Посещаемость скопления на основе истории индивидуальных идентификаций*

Динамика вероятности повторной идентификации (LIR) 114 особей возрастной категории ad/subad представлена на рис. 7. Наилучшим образом она описывается математической моделью с экспоненциальным снижением частоты идентификации и ее стабилизацией на некотором ненулевом уровне (синяя кривая на рис. 7). Данная модель предполагает, что в скоплении есть доля резидентных особей и/или часть особей покидает скопление, но потом возвращается вновь.

### ОБСУЖДЕНИЕ

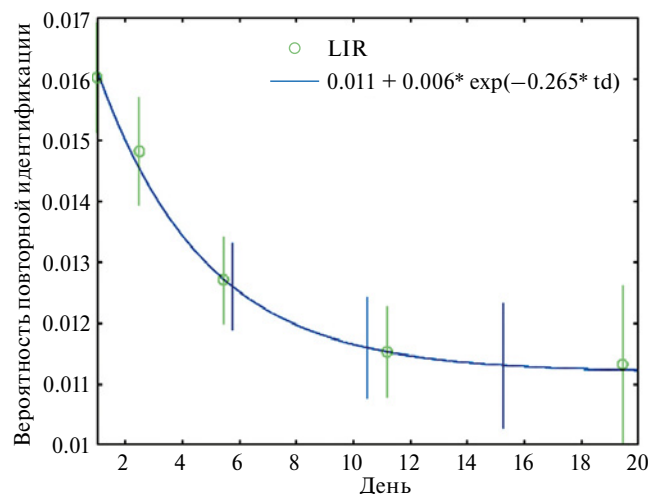
История встреч идентифицированных особей в течение летнего полевого сезона 2022 г. подтверждает выводы, полученные на основании многолетнего мониторинга соловецкого скопления [11, 14]: м. Белужий о. Соловецкий является частью летнего ареала соловецких белух, которые обладают различной степенью привязанности к данной акватории. Социальная структура



**Рис. 6.** Динамика вероятности повторной ассоциации пар особей LAR и “нулевого” показателя ассоциации NAR (среднее  $\pm$  SE).

данного сообщества, по-видимому, не совсем гомогенна, однако мы не выявили в нем каких-либо социальных кластеров со стабильным индивидуальным составом. Похожее исследование было проведено ранее для белух из залива Кука (Аляска), которое также не обнаружило признаков существования отдельных кластеров или подгрупп среди идентифицированных особей [31, 32].

Тем не менее, некоторые пары особей регулярно наблюдались в скоплении одновременно, за счет чего имели высокие индексы ассоциации. Чаще всего в состав этих пар входила самка с детенышем. Из-за особенностей методики (ассоциированными считались все особи, зарегистрированные на участке А за одну фотографическую сессию) высокие индексы ассоциации не являются однозначным свидетельством социальных предпочтений особей, а могут отражать сходство режима посещения района исследований. У самок, например, он мог быть продиктован общими потребностями, связанными с деторождением и заботой о детенышах в комфортных условиях акватории у м. Белужий [10, 11]. Согласно данным визуальных наблюдений (Краснова, полевые наблюдения), в некоторых случаях животные из этих пар действительно держались вместе. Известно, что в соловецком скоплении самки с детенышами могут формировать временные объединения с другими самками, которые можно наблюдать в течение нескольких дней [11].



**Рис. 7.** Динамика вероятности повторной идентификации LIR (среднее  $\pm$  SE), построенная на основе истории встреч 114 особей возрастной категории ad/subad. Синяя кривая — математическая модель “Эмиграция + реиммиграция”, описываемая уравнением  $a_2 + a_3 \cdot \exp(-a_1 \cdot td)$ , где  $a_1$  — уровень эмиграции;  $a_2/(a_2 + a_3)$  — доля популяции в исследуемом районе в любой момент времени [46].

Интересно, что в двух парах белухи имели визуально сходные кожные поражения (см. табл. 1, рис. 4). Это позволяет предположить, что формирование социальных связей может вносить вклад в распространение инфекционных заболеваний [12].

Мы не обнаружили свидетельств объединения идентифицированных самцов в так называемые “альянсы” — стабильные группы из 2–4 особей, которые известны у других зубатых китообразных с флюидной структурой сообществ — афалин [48]. Тем не менее, самцы белух действительно склонны образовывать группировки с особями своего пола — как отдельные стада из нескольких десятков животных, так и небольшие группы (от 4 до 10–15 особей) в составе смешанных скоплений [2, 11, 35, 39]. Отслеживание белух с помощью спутниковой телеметрии показало, что самцы, отловленные в одной группе и помеченные спутниковыми метками, могут продолжать перемещаться вместе [40]. В неволе самцы также предпочитают присоединяться к другим самцам и делают это чаще, чем самки [25, 30]. Таким образом, формирование у белух самцовых групп является скорее правилом, однако малое количество идентифицированных самцов в выборке не позволило исследовать этот феномен в рамках настоящей работы.

Мы обнаружили снижение силы ассоциаций в парах особей к концу периода исследований. По-видимому, оно обусловлено не только и не столько социальными факторами (распад пар со временем), но также может быть результатом смены индивидуального состава животных, посещающих м. Белужий, в течение летнего сезона [14]. Действительно, динамика встречаемости идентифицированных белух соответствует модели “Эмиграция + реиммиграция” [42, 46], подразумевающей, что часть особей представлена резидентами, а часть покидает скопление, но потом может вернуться. Таким образом, ассоциации животных вне района работ, а также за пределами периода наблюдений, остаются неизвестными. Сезонные изменения в образе жизни белух, связанные с их перемещением на места зимовки и возвращением в районы летнего обитания, позволяют предположить, что паттерны группирования также могут варьировать в течение года. Например, генетический анализ проб тканей, полученных в ходе аборигенного промысла белух в Гудзоновом заливе, Гудзоновом проливе и южной части Баффиновой Земли, показал выраженные различия в структуре родства животных, добытых в летний период и на путях миграции [18].

### *Ограничения настоящей работы и будущие исследования*

Поведенческие взаимодействия между особями являются базовыми элементами в исследованиях социальной структуры сообществ [26, 47]. В случае с китообразными или другими животными, которых трудно наблюдать в естественной среде, “взаимодействия” могут быть замещены на “ассоциации”, которые в свою очередь могут быть рассчитаны на основании присутствия особей в одной группе. Такой подход имеет недостатки [27, 47], однако в некоторых случаях является наиболее доступной альтернативой.

В данной работе мы установили критерии ассоциации исходя из естественного ритма посещения белухами акватории у м. Белужий: ассоциированными считали тех особей, которые собрались здесь на время очередного отлива, предполагая, что они могли находиться не только в визуальном и тактильном, но и акустическом контакте (см., напр., [3]). Однако при большом числе присутствующих животных количество ассоциаций может быть переоценено; в этом случае было бы целесообразно выделять более мелкие группировки. Хотя в целом взаимодействия белух на участке, где проводятся наблюдения и фотосъемка, динамичны [5], в общей массе животных можно наблюдать обособленные группы самок, неполовозрелых особей или самцов [4, 14]. Выявление и отслеживание таких групп в скоплении, а тем более установление их индивидуального состава является непростой задачей и не было реализовано в рамках настоящей работы. Дальнейшие исследования социальной структуры соловецких белух могут быть сфокусированы на этих группах. Мы предполагаем, что такая работа, хоть и более кропотливая, будет более результативна.

**Источники финансирования.** Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда в рамках проекта № 23-24-00181.

**Соблюдение этических стандартов.** В данной работе отсутствуют эксперименты с людьми и животными.

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

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеева Я.И., Панова Е.М., Белькович В.М. Этолого-акустическая характеристика скопления белух (*Delphinapterus leucas*) в районе островов Мягостров, Голый Сосновец, Роганка (Онежский Залив, Белое море) // Изв. РАН. Сер. биол. 2013. № 3. С. 345–356.

2. 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 третьей международной конференции. М.: КМК, 2004. Р. 52–55.
3. Беликов Р.А., Белькович В.М. Подводная акустическая сигнализация белух (*Delphinapterus leucas*) в репродуктивном скоплении при различных поведенческих ситуациях // Океанология. 2003. Т. 43. № 1. С. 118–126.
4. Белонович О.А., 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 третьей международной конференции. М.: КМК, 2004. С. 56–58.
5. Белькович В.М., Кириллова О.И. Исследование биологии беломорских белух (*Delphinapterus leucas*) в период репродуктивного скопления // Зоол. журн. 2000. Т. 79. № 1. С. 89–96.
6. Гептнер В.Г., Чапский К.К., Арсеньев В.А., Соколов В.Е. Млекопитающие Советского Союза. Т. 2. Ч. 3. Ластоногие и зубатые киты / под ред. Гептнера В.Г. М.: Высшая школа, 1976. 718 с.
7. Кириллова О.И., Белькович В.М. Распределение, структура групп популяции белух Анадырского лимана в летний период // Морские млекопитающие Голарктики. Материалы Международной конференции. Архангельск: РОО Совет по морским млекопитающим, 2000. С. 155–159.
8. Клейнленберг С.Е., Яблоков А.В., Белькович В.М., Тарасевич М.Н. Белуха. Опыт монографического исследования вида. М.: Наука, 1964. 456 с.
9. Краснова В.В., Белькович В.М., Чернецкий А.Д. Формирование поведения детенышей беломорской белухи *Delphinapterus leucas* в ранние периоды постнатального онтогенеза // Биол. моря. 2009. Т. 35. № 1. С. 41–47.
10. Краснова В.В., Чернецкий А.Д., Кириллова О.И., Белькович В.М. Динамика численности, возрастного и полового состава белухи *Delphinapterus leucas* в Соловецком репродуктивном скоплении (Онежский залив, Белое море) // Биол. моря. 2012. Т. 38. № 3. С. 203–209.
11. Краснова В.В., Чернецкий А.Д., Желудкова А.И., Белькович В.М. Родительское поведение белух (*Delphinapterus leucas*) в естественных условиях // Изв. РАН. Сер. биол. 2014. Т. 4. № 4. С. 365–373.
12. 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 // Биол. моря. 2015. Т. 41. № 5. С. 349–360.
13. Томилин А.Г. Звери СССР и прилежащих стран. Т. 9. Китообразные. М.: АН СССР, 1957. 756 с.
14. 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. // Биол. моря. 2018. Т. 44. № 5. С. 337–346.
15. 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.
16. Шнак О.В., Эндрюс Р.Д., Глазов Д.М. и др. Сезонные миграции охотоморской белухи *Delphinapterus leucas* летнего сахалино-амурского скопления // Биол. моря. 2010. Т. 36. № 1. С. 56–63.
17. Ansmann I.C., Parra G.J., Chilvers B.L., Lanyon J.M. Dolphins restructure social system after reduction of commercial fisheries // Anim. Behav. 2012. V. 84. № 3. P. 575–581.
18. 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. Biol. Sci. 2013. V. 280. № 1752. P. 20122552.
19. Connor R.C. Group living in whales and dolphins // Cetacean Societies: Field Studies of Dolphins and Whales / Eds. Mann J. et al. Chicago: University of Chicago Press, 2000. P. 199–218.
20. Connor R.C., Cioffi W.R., Randić, S. et al. Male alliance behaviour and mating access varies with habitat in a dolphin social network // Sci. Rep. 2017. V. 7. № 1. P. 46354.
21. Connor R.C., Mann J., Tyack P.L., Whitehead H. Social evolution in toothed whales // Trends Ecol. Evol. 1998. V. 13. № 6. P. 228–232.
22. Connor R.C., Wells R.S., Mann J., Read A.J. The bottlenose dolphin: Social relationships in a fission-fusion society // Cetacean societies: Field studies of dolphins and whales / Eds. Mann J. et al. Chicago: The University of Chicago Press, 2000. P. 91–126.
23. Denkinger J., Alarcon D., Espinosa B. et al. Social structure of killer whales (*Orcinus orca*) in a variable low-latitude environment, the Galápagos Archipelago // Mar. Mamm. Sci. 2020. V. 36. № 3. P. 774–785.
24. Gowans S., Würsig B., Karczmarski L. The social structure and strategies of delphinids: Predictions based on an ecological framework // Adv. Mar. Biol. 2007. V. 53. P. 195–294.
25. Hill H.M., Silva-Gruber D.G. de O., Noonan M. Sex-specific social affiliation in captive beluga whales (*Delphinapterus leucas*) // Aquat. Mamm. 2018. V. 44. № 3. P. 250–255.
26. Hinde R.A. Interactions, relationships and social structure // Man. 1976. V. 11. № 1. P. 1–17.
27. James R., Croft D.P., Krause J. Potential banana skins in animal social network analysis // Behav. Ecol. Sociobiol. 2009. V. 63. P. 989–997.

28. 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.
29. Lusseau D., Schneider K., Boisseau O.J. et al. The bottlenose dolphin community of Doubtful Sound features a large proportion of long-lasting associations: Can geographic isolation explain this unique trait? // Behav. Ecol. Sociobiol. 2003. V. 54. P. 396–405.
30. Mazikowski L., Hill H.M., Noonan M. Young belugas (*Delphinapterus leucas*) exhibit sex-specific social affiliations // Aquat. Mamm. 2018. V. 44. № 5. P. 500–505.
31. McGuire T., Blees M., Bourdon M. Photo-identification of beluga whales in Upper Cook Inlet, Alaska. Final Report of Field Activities and belugas resighted in 2009. Report prepared by LGL Alaska Research Associates, Inc., Anchorage, AK, for National Fish and Wildlife Foundation, Chevron, and ConocoPhillips Alaska, Inc. 2011. 53 p. + Appendices.
32. McGuire T.L., Kaplan C.C., Blees M.K. Photo-identification of beluga whales in Upper Cook Inlet, Alaska. Final Report of Belugas Re-sighted 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 p. + Appendices.
33. 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.
34. O’Corry-Crowe G.M. Beluga Whale: *Delphinapterus leucas* // Encycl. Mar. Mammals, Third Ed. 2017. № 6. P. 93–96.
35. O’Corry-Crowe G., Suydam R., Quakenbush L. et al. Group structure and kinship in beluga whale societies // Sci. Rep. 2020. V. 10. № 1. P. 11462.
36. O’Corry-Crowe G., Suydam R., Quakenbush L. et al. Migratory culture, population structure and stock identity in North Pacific beluga whales (*Delphinapterus leucas*) // PLoS One. 2018. V. 13. № 3. P. e0194201.
37. Rendell L., Cantor M., Gero S. et al. Causes and consequences of female centrality in cetacean societies // Philos. Trans. R. Soc. B Biol. Sci. 2019. V. 374. № 1780. P. 20180066.
38. 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. Copenhagen: NAMMCO. 2017. P. 163–173.
39. Smith T.G., Hammill M.O., Martin A.R. Herd composition and behavior of white whales (*Delphinapterus leucas*) in two Canadian arctic estuaries // Meddelelser om Grønland, Biosci. 1994. V. 39. P. 175–184.
40. Suydam R.S., Lowry L.F., Frost K.J. et al. Satellite tracking of eastern Chukchi Sea beluga whales into the Arctic Ocean // Arctic. 2001. V. 54. № 3. P. 237–243.
41. Weilgart L., Whitehead H., Payne K. A colossal convergence // Am. Sci. 1996. V. 84. № 3. C. 278–287.
42. Whitehead H. Analysis of animal movement using opportunistic individual identifications: Application to sperm whales // Ecology. 2001. V. 82. № 5. P. 1417–1432.
43. Whitehead H. Analyzing animal societies: quantitative methods for vertebrate social analysis. Chicago, IL: University of Chicago Press, 2008. 336 p.
44. Whitehead H. Investigating structure and temporal scale in social organizations using identified individuals // Behav. Ecol. 1995. V. 6. № 2. P. 199–208.
45. Whitehead H. SOCPROG programs: analysing animal social structures // Behav. Ecol. Sociobiol. 2009. V. 63. № 5. P. 765–778.
46. Whitehead H. SOCPROG: Programs for analyzing social structure. Department of Biology, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, 2019. 91 p.
47. Whitehead H., Dufault S. Techniques for analyzing vertebrate social structure using identified individuals: Review and recommendations // Adv. Study Behav. 1999. V. 28. P. 33–74.
48. Wiszniewski J., Brown C., Möller L.M. Complex patterns of male alliance formation in a dolphin social network // J. Mammal. 2012. V. 93. № 1. P. 239–250.

**SOCIAL ORGANIZATION OF BELUGAS *DELPHINAPTERUS LEUCAS* SUMMERING OFF THE SOLOVETSKY ISLANDS (THE WHITE SEA, RUSSIA) BASED ON PHOTO-IDENTIFICATION DATA: IDENTIFYING SOCIAL CLUSTERS**

**E. M. Panova\*, V. V. Krasnova, A. D. Chernetsky**

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

*\* e-mail: ye.panova@yandex.ru*

Belugas are gregarious and form different types of social groups, which may include both related and unrelated individuals. Apart from mother–calf dyads, there is almost no information about individual associations in beluga groups. Using photo-identification data, we investigated the social organization of belugas summering off the Solovetsky Islands in the White Sea, Russia, based on sightings of 122 individuals in a reproductive gathering off Cape Beluzhy, Solovetsky Island, in July – August 2022. Data analysis was carried out using the program SOCPROG 2.9. We have not found any social clusters with stable individual composition within the gathering. Nevertheless, some pairs of individuals, which usually included a female, had high association indices. In general, association indices in pairs decreased during the study period. These results could be influenced not only by the nature of social relationships among belugas, but also by the individual variance of visiting patterns to the area of the gathering. These factors cannot be differentiated within the framework of the current study. Associations of individuals outside the study area, as well as beyond the study period, remain unknown.

**Keywords:** cetaceans, beluga whale *Delphinapterus leucas*, social structure, social organization, association index, White Sea, Solovetsky Islands

УДК 551.461.8

## УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕЛКОВОДНОГО КОНТУРИТОВОГО ДРИФТА В КАРСКОМ МОРЕ

©2025 г. С. В. Сломнюк<sup>1, \*</sup>, Б. В. Баранов<sup>1</sup>, Е. А. Новичкова<sup>1</sup>, Н. В. Козина<sup>1</sup>,  
К. М. Смирнова<sup>1</sup>, К. С. Якимова<sup>1</sup>, А. Г. Матуль<sup>1</sup>, Е. А. Мороз<sup>2</sup>, М. Д. Кравчишина<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт океанологии имени П.П. Ширшова Российской академии наук, Москва, Россия

<sup>2</sup>Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия

\* e-mail: slomnyuk.sv@ocean.ru

Поступила в редакцию 17.09.2024 г.

После доработки 02.10.2024 г.

Принята к публикации 03.10.2024 г.

Впервые изучены донные отложения верхней части мелководного контуритового дрифта, расположенного в узкой линейной депрессии, относящейся к центральной части шельфа Карского моря. По гранулометрическому типу отложений дрифт относится к илистым контуритам. В трех колонках донных осадков мощностью до 7 м выделено три основных горизонта в осадконакоплении. Обнаружение в основании разреза отложений ранее датированного в Карском море характерного пика магнитной восприимчивости позволяет отнести начало формирования дрифта к послеледниковому времени с возрастом более 10 тыс. кал. л. н. Судя по находкам толерантных к опреснению видов в комплексах бентосных фораминифер, на местные условия осадконакопления в голоцене влияло неоднократное увеличение речного стока. Увеличение мощности осадочных горизонтов в колонках и отложений дрифта в целом с юга на север косвенно свидетельствует о наличии в голоцене и ранее придонного течения общего субмеридионального направления.

**Ключевые слова:** Карское море, донные отложения, илистый контуритовый дрифт, голоцен, линейное сканирование осадков, придонные течения

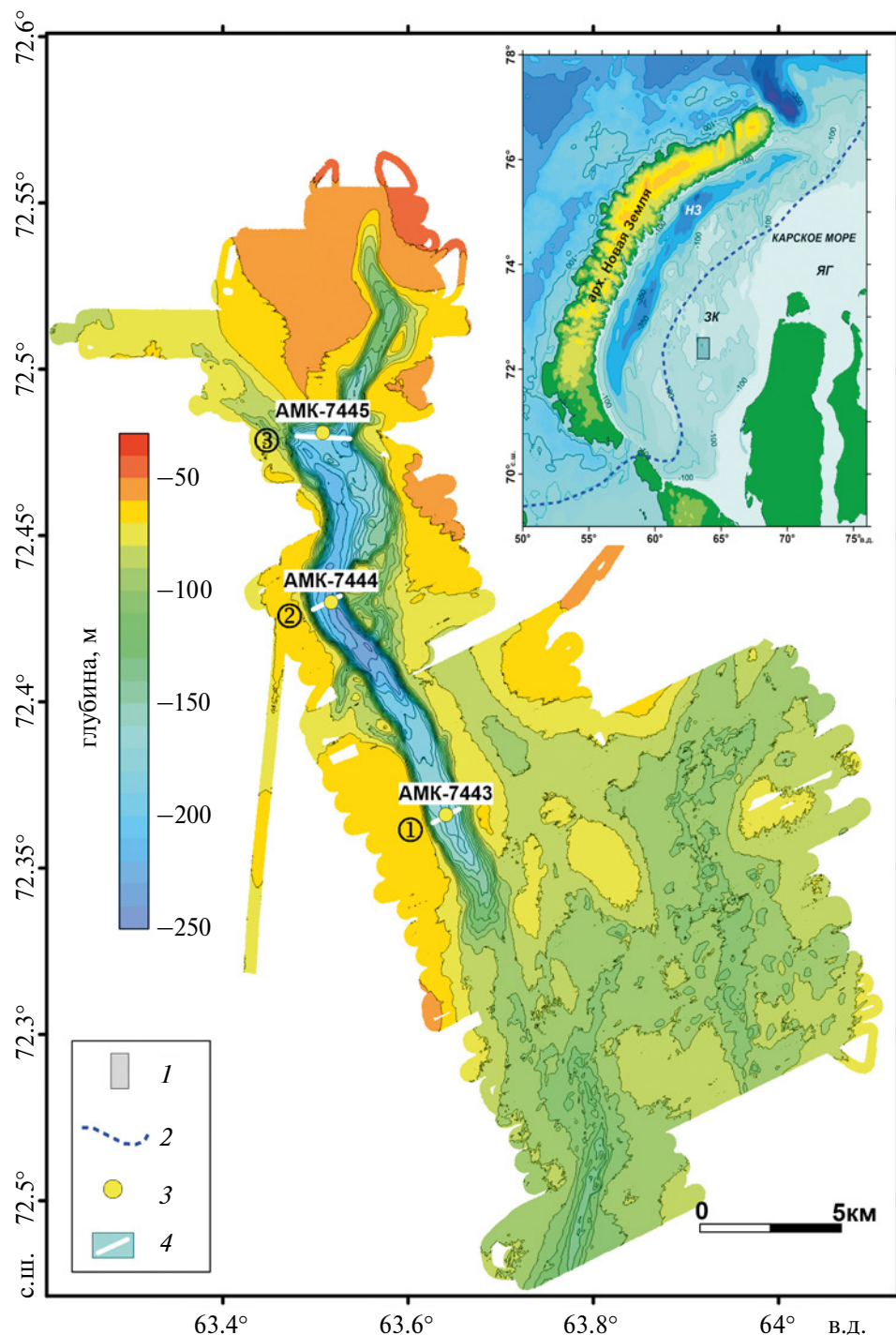
**DOI:** 10.31857/S0030157425010128, **EDN:** DPGENH

### ВВЕДЕНИЕ

Контуритовые дрифты — аккумулятивные осадочные тела, формирующиеся на дне морей и океанов, под воздействием постоянных придонных течений, подробно описаны для многих районов Мирового океана [19, 23, 27]. Известны различные типы контуритовых дрифтов (далее — дрифтов), различающиеся по размерам и объему, мощности отложений, глубине нахождения на дне, приуроченности к различным морфоструктурным элементам дна и гранулометрическим типам осадков [25]. Одним из наименее изученных типов считаются илистые контуритовые дрифты (англ. muddy contourites), осадки которых могут более чем на 50% состоять из пелитового ила с примесью песчаной фракции до 15% и включать до 10% известково-кремнистых скелетных остатков организмов, органическое вещество которых часто замещается гидротроилитовыми включениями в процессе диагенеза [25]. В редких случаях илистые дрифты имеют первичную слоистость по цвету осадков и появлению прослоев плохо

сортированного более крупнозернистого материала [26]. Изучение илистых контуритовых дрифтов в шельфовых арктических морях позволяет реконструировать динамику придонных течений на коротких временных интервалах и при небольших изменениях условий осадконакопления.

Контуритовый дрифт впервые был обнаружен на шельфе Карского моря при анализе батиметрических и сейсмоакустических данных [1] в 41-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” в 2019 г. [12]. Дрифт находится в узкой замкнутой депрессии, расположенной на шельфе Карского моря в пределах Западно-Карской ступени (рис. 1). Она простирается в субмеридиональном направлении, ее длина равна 18 км, ширина колеблется от 1.5 до 3 км, глубина достигает 240 м. Поперечный профиль депрессии имеет корытообразную форму, углы наклона склонов в среднем равны 15–20°, а на наиболее крутых участках достигают 27–30° [16]. Ее дно является наклонным в восточном направлении, и сейсмоакустические данные свидетельствуют, что наклон обусловлен

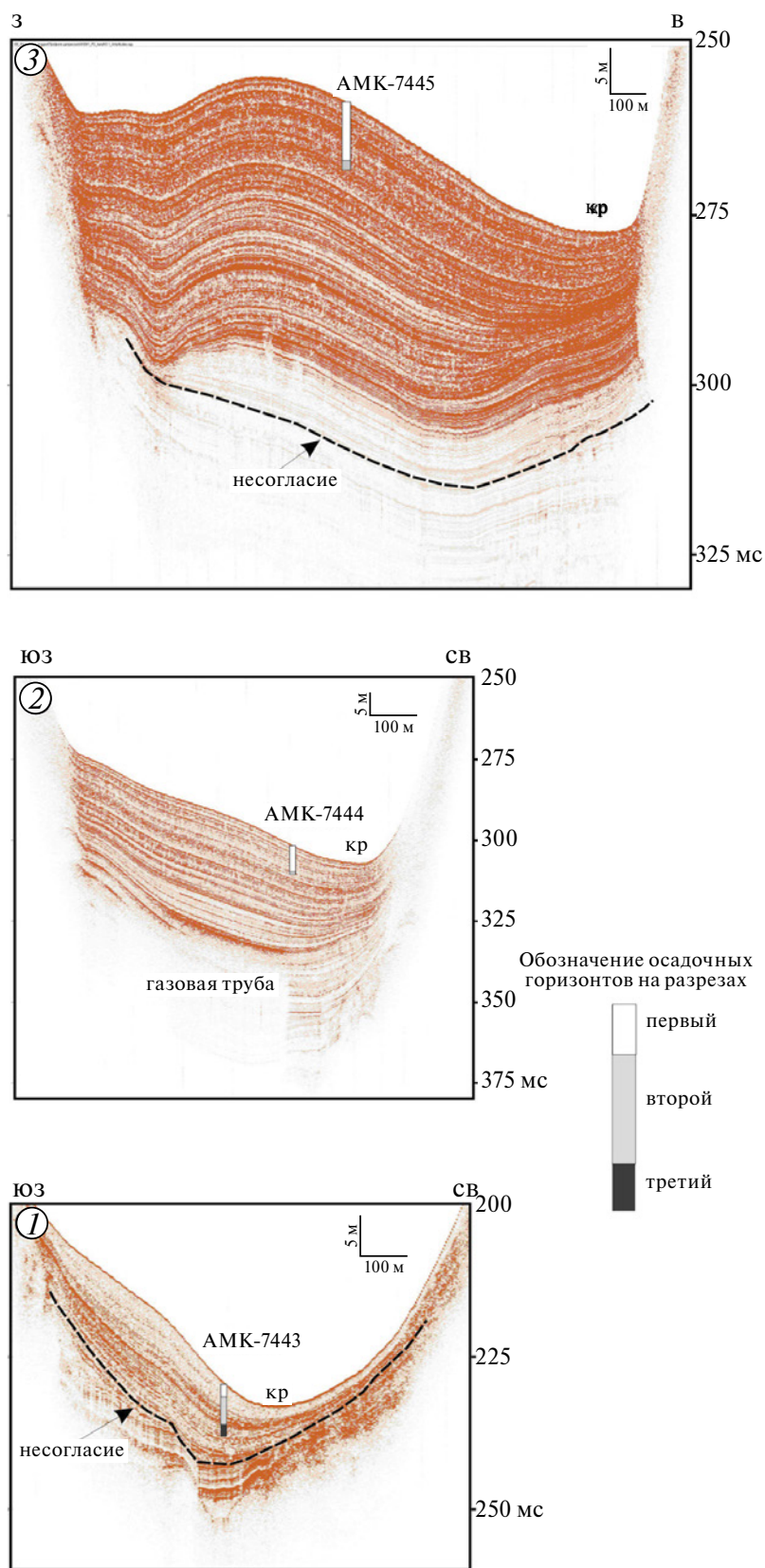


**Рис. 1.** Батиметрическая карта линейной депрессии в Карском море [13], в которой расположен рассматриваемый контуритовый дрейф: на врезке: 1 – положение депрессии (с использованием карты из работы [11]); 2 – восточная граница Баренцево-Карского ледникового щита во время максимума последнего оледенения по [32]; 3 – станции опробования осадков в 89-м рейсе (1-й этап) НИС “Академик Мстислав Келдыш” в 2022 г. и их номера; 4 – положение сейсмоакустических профилей 1–3, показанных на рис. 2.

наличием осадочного тела в основании западного склона депрессии. Это осадочное тело выделяется как верхняя сейсмическая единица с наклонными отражающими горизонтами, залегающими с несогласием на горизонтально-слоистые горизонты

нижней сейсмической единицы. Осадки последней заполняют дно депрессии (рис. 2, профиль 1).

В рельефе дна на двух участках появляется вал высотой до 20 м, который имеет асимметричный профиль и ограничен с обеих сторон рвами.



**Рис. 2.** Фрагменты сейсмоакустических разрезов с указанием места отбора колонок донных осадков. Контуритовый ров (кр) выделяется на основании его особенности мигрировать вверх по восточному склону депрессии. Несогласие разделяет верхнюю и нижнюю сейсмические единицы на разрезах 1 и 3. На разрезе 2 несогласие маскируется газовой трубой. Вертикальная шкала – удвоенное время пробега волны в миллисекундах. Положение разрезов см. на рис. 1.

В северной части депрессии вал протягивается на расстояние около 3.5 км, имея ширину до 700 м, для южной части эти значения равны 5 км и 700 м соответственно. Две сейсмические единицы, разделенные несогласием, также видны в осадочном чехле на профилях, пересекающих валы. Нижняя единица представлена слоистой осадочной толщей с параллельными отражающими горизонтами, залегающими горизонтально или слегка прогнутыми в центральной части депрессии. Верхняя сейсмическая единица также является слоистой, но имеет линзовидную форму, обусловленную выгибанием вверх отдельных отражающих горизонтов, что приводит к формированию на дне вала (рис. 2, профиль 3).

Рассмотренные выше структурное положение осадочного заполнения депрессии, особенности его морфологии и строения дают основание интерпретировать его верхнюю сейсмическую единицу согласно классификации из работы [25] в качестве контуритового дрифта ограниченного типа (англ. confined).

В 89-м рейсе (1-й этап) НИС “Академик Мстислав Келдыш” в 2022 г. [8] впервые был опробован исследуемый дрифт трубкой большого диаметра (ТБД) в центральной и дистальных частях осадочного тела (рис. 1). Целью работы было исследование условий формирования контуритового дрифта на шельфе Карского моря. Для этого было проведено литолого-стратиграфическое изучение трех колонок, отобранных в разных частях исследуемого осадочного тела и включающих в себя: 1) анализ литолого-геохимических характеристик осадков; 2) выявление взаимосвязей между основными цветовыми характеристиками осадка и его магнитной восприимчивостью (МВ), а также выделение и корреляция отдельных горизонтов в отобранных колонках; 3) определение типа контуритового дрифта согласно принятой в литературе классификации [19].

## МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Колонки АМК-7443, АМК-7444 и АМК-7445 отобраны с помощью геологической трубки большого диаметра (ТБД, наружный диаметр 127 мм) в южной, центральной и северной частях осадоч-

ного тела соответственно (рис. 1, таблица). Длина колонок достигала 7 м. Для корреляции осадочных и отражающих горизонтов опробование проводилось по данным трех сейсмоакустических профилей, полученных с помощью высокочастотного профилографа EdgeTech 3300 (США) с частотой 2–12 кГц в 41-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” в 2019 г. в рамках программы комплексных геолого-геофизических и геоморфологических исследований ИО РАН на шельфе Баренцева и Карского морей (рис. 2) [12].

Макроскопическое литологическое описание осадков было выполнено на борту судна согласно методике [10]. Определение цвета осадка проводилось по каталогу цвета почв Munsell color soil chart [22]. Каждая колонка на борту судна была поделена вдоль оси на архивную и рабочую части. Архивные части трех колонок донных осадков фотографировали и после этого сразу герметично упаковывали на борту судна, а затем были изучены в лаборатории ИО РАН с помощью автоматизированной системы комплексного сканирования кернов Geotek MSCL–XYZ (Великобритания). Эта система оснащена точечным датчиком магнитной восприимчивости MS3 Bartington Instruments (Великобритания), спектрофотометром CM-2300d Konica Minolta (Япония) и рентгенофлуоресцентным (РФА) датчиком Geotek XRF (15 Вт/50 кВ, Rh-анод) с гелиевой камерой (15 × 10 мм, время 1 с) и настройками трубок 10 кВ (70 мкА) и 40 кВ (95 мкА, с Ag-фильтром 125 мкм) [23]. Сканирование кернов позволило получить данные по МВ осадков (MS) в единицах SI, характеристикам отраженного света (светлота  $L^*$ ) и интенсивности цвета ( $a^*$  и  $b^*$ ) и по геохимии (элементный состав) методом рентгенофлуоресцентной спектроскопии с дискретностью 10 мм. Спектральные данные рентгенофлуоресцентного анализа обработаны с помощью программного обеспечения bAxiI, а результаты представлены в виде соотношений сигналов от элементов (количество отсчетов в секунду) и/или нормализованных значений сигналов для отдельного элемента. Для минимизации влияния влажности осадков пиковые области элементных профилей нормализованы на общий

**Таблица.** Расположение изученных колонок донных осадков

| № Колонки | Широта, с.ш. | Долгота, в.д. | Глубина, м | Длина колонки, см |
|-----------|--------------|---------------|------------|-------------------|
| АМК-7443  | 72°21.970'   | 63°38.463'    | 177        | 670               |
| АМК-7444  | 72°25.823'   | 63°31.000'    | 228        | 619               |
| АМК-7445  | 72°28.839'   | 63°30.484'    | 193        | 784               |

разброс, который включает некогерентное и когерентное рассеяние [21].

Рабочие части колонок разделены на пробы с шагом 1 см. На борту судна проведен экспресс-анализ общего содержания и видового состава (%) раковин бентосных фораминифер (БФ) в осадках колонок с частотой отбора каждые 10 см. Осадок промывался через сито 63 мкм и просматривался под биноклем Zeiss Stemi 508 (Германия) при увеличении 25×.

Гранулометрический анализ осадков выполнен для центральной колонки профиля АМК-7444. Анализ проводился на лазерном дифракционном анализаторе размеров частиц SHIMADZU SALD2300 (Япония) в отдельных пробах через каждые 20 см по всей длине колонки. Определение общего ( $C_{\text{общ}}$ ) и органического ( $C_{\text{орг}}$ ) углерода выполнялся с помощью автоматического кулонометрического анализатора АН 7529 (Белоруссия) в осадках двух колонок (АМК-7443 и АМК-7444) через каждые 10 см (аналитик Попова М.А.). Расчет содержания карбоната кальция (весовые%) выполнен по формуле  $\text{CaCO}_3 = (C_{\text{общ}} - C_{\text{орг}}) \times 8.3$ , исходя из стехиометрических коэффициентов.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

В колонке АМК-7443 из южной части дрефта осадки представлены алевропелитовыми илами темно-серых (5Y/4/1) и зеленовато-серых (5Y/4/1, Glay 1/3/10Y) оттенков с разным содержанием песка и примазок гидротроилита. На глубине 540–670 см отмечены прослой и линзы темно-серого (5Y/4/1) песка мощностью до 5 см, частота которых увеличивается к забою колонки. Верхняя граница слоя на уровне 508–540 см очень четкая и представлена прослоем пелитового песка темного-серого цвета. Выше песчаного прослоя на глубине 185–508 см залегает алевритово-песчаный пелитовый ил преимущественно темно-серого цвета (5Y/3/1) с частыми гидротроилитовыми стяжениями и примазками, количество которых уменьшается выше 217 см. В средней части колонки (глубина 376–387 см) отмечены прослой и линзы песка. Верхний интервал (глубина 2–185 см) сложен алевритово-пелитовым илом темного серого цвета (5Y/4/1) с гидротроилитовыми примазками и стяжениями. Его главное отличие от нижележащих прослоев — многочисленные включения обломков раковин двустворчатых моллюсков.

Известно, что изменение значений МВ осадков напрямую зависит от содержания фер-

ромагнитных минералов (преимущественно терригенного происхождения), в то время как диagenетические процессы способствуют перераспределению железа с образованием сульфидных минералов с более низкой МВ [20]. В колонке АМК-7443 МВ изменяется в широком диапазоне от 10 до  $177 \times 10^{-5}$  SI. Максимальные значения отмечены в интервале 540–670 см, а в верхних интервалах (0–170, 170–540 см) МВ не превышает  $10\text{--}40 \times 10^{-5}$  SI.

Не менее важным признаком изменения литологического состава осадков считается распределение его светлоты ( $L^*$ ). Ее величина зависит в большей степени от содержания карбонатных частиц в составе осадков, и в меньшей — от присутствия светлоокрашенных или прозрачных минералов (например, кварца) [17]. В колонке АМК-7443 она значительно изменяется от 20 до 44 единиц, но в интервале 170–540 см остается в пределах 20–27 единиц.

Для оценки роли поставки грубозернистого материала на шельф Карского моря в колонке АМК-7443 использовано соотношение Si/Al, которое изменяется в зависимости от доли абиогенного кварца, содержащегося в песчаной фракции, и алюмосиликатов [18]. Отношение Si/Al изменяется в колонке от 7 до 22 с максимумом в интервале 540–690 см, а выше горизонта 540 см значения Si/Al не превышают 13.

При анализе фораминифер планктонные виды не обнаружены, а бентосные фораминиферы встречаются только в интервале 0–540 см и представлены 22 видами. В интервале 170–540 см в ассоциациях БФ преобладают виды *Cassidulina reniforme*, *Elphidium clavatum* и *Nonion labradoricum*. *C. reniforme* — типичный арктический вид, связанный с холодными и солеными арктическими водами и с характерным для ледниково-морских обстановок типом осадконакопления [7]. Вид-оппортунист *E. clavatum*, который в Арктике встречается практически повсеместно, часто достигает высокой численности в стрессовых обстановках с ярко выраженной сезонностью поступления питательных веществ во время опреснения при таянии льдов. *N. labradoricum* — вид, распространенный в арктических морях в зоне с чрезвычайно высокой сезонной продуктивностью, считается индикатором близкой границы сезонных льдов [7]. Кроме того, *C. reniforme* и *N. labradoricum* являются типичными представителями сообщества среднего шельфа (river-intermediate) для Карского моря по классификации Л. Поляка и соавторов [24]. В интервале 0–170 см ассоциации БФ представлены

видами *Cibicides lobatulus*, *Islandiella norcrossi*, *E. incertum*, *Haynesina orbiculare*, *Buccella frigida*, *E. bartletti*. *C. lobatulus* характерен для активной гидродинамической обстановки [7]. *I. norcrossi* маркирует арктические условия с высокой сезонной продуктивностью. В целом, *C. lobatulus*, *I. norcrossi* вместе с *Melonis barleeanus* относятся к видам, характеризующим сообщество дальнего шельфа (river-distal), удаленного от влияния речных вод [23]. Сообщество видов *E. incertum*, *H. orbiculare*, *B. frigida*, *E. bartletti* относится к типичным арктическим, устойчивым к понижению солености (до 25 епс). В Карском море они формируют сообщество ближнего шельфа (river-proximal), находящегося под сильным влиянием речного стока [23].

Осадки колонки АМК-7444 из центральной части дрифта представлены однородным пелитовым илом темно-серого цвета (5Y/4/1), уплотняющимся к забою. В осадках отмечены многочисленные зерна вивианита [5].

Значения МВ осадков изменяются от 12 до  $25 \times 10^{-5}$  SI. Ее максимумы отмечены в интервале 575–619 см, а выше она изменяется от 12 до  $18 \times 10^{-5}$  SI. Значения светлоты осадка  $L^*$  в колонке АМК-7444 составляют от 19 до 40 единиц. Они максимальны от 32 до 40 единиц в интервале 0–200 см, а минимальны от 20 до 30 единиц в интервале от 200 до 575 см. Резкое повышение значений  $L^*$  также отмечено в слое 575–619 см.

По результатам гранулометрического анализа осадка, колонка АМК-7444 сложена пелитовым илом с содержанием пелита до 98%. Важно отметить, что в нижней части колонки в интервале 575–619 см присутствуют 3% частиц песчаной размерности, которые не были установлены для вышележащих горизонтов. Таким образом, визуальное описание осадка не выявило сильных различий литологического состава, однако по результатам сканирования керна и по данным гранулометрического анализа был выделен горизонт 575–619 см. Показатель грубозернистости осадка Si/Al изменяется в пределах колонки от 8 до 10. Среднее распределение этого соотношения составляет 9 единиц.

Состав БФ в колонке АМК-7444 представлен 23 видами и мало отличается от такового в колонке АМК-7443. Планктонные виды фораминифер в осадках тоже отсутствуют, в то время как БФ обнаружены по всему разрезу. В интервале 510–611 см БФ представлены видами *E. clavatum* и *C. reniforme*. Выше по колонке в интервале 230–510 см состав БФ обогащается видами *I. norcrossi*, *N. labradoricum*, *E. incertum*, *B. frigida*, *E. bartletti*.

Для верхнего интервала 0–230 см характерны виды *E. clavatum*, *B. frigida*, *E. bartletti*.

Осадки колонки АМК-7445 из северной части дрифта представлены алевропелитовым илом темно-серого (5Y/4/1), насыщенно темно-серого (5Y/2.5/1) и черного (5Y/2.5/1, Glau 1/2/5/N) цветов с разным содержанием гидротроилита. На глубине 685–784 см отмечены более плотные прослой алевропелитового ила размером до 2 мм, частота которых увеличивается к забою. В вышележащем горизонте 28–685 см отмечены прослой пелитового ила с примесью песчаной фракции на глубинах 648–652 и 654–656 см. Верхний горизонт колонки 0–28 см отличается от нижележащих темно-коричневым (7.5YR/3/2) цветом и более интенсивной биотурбацией.

Значения МВ в колонке АМК-7445 изменяются от 10 до  $31 \times 10^{-5}$  SI. Максимальные величины МВ от 20 до  $31 \times 10^{-5}$  SI отмечены в интервале 0–685 см, а ниже по разрезу они составляют от 15 до  $20 \times 10^{-5}$  SI. Показатели светлоты  $L^*$  изменяются от 17 до 40. Важно отметить, что ниже глубины 685 см идет резкое (от 35 до 40 единиц) повышение значений  $L^*$ . Показатель грубозернистости осадка Si/Al изменяется в пределах колонки от 7 до 11, а его пиковые значения встречены в интервале 0–100 см.

Ассоциации БФ представлены 16 видами, а планктонные виды фораминифер не обнаружены. БФ постоянно встречаются в интервале 0–540 см и единичные находки отмечены на глубинах 730 и 770 см. В интервале 180–540 см характерны виды *I. norcrossi*, *E. clavatum*, *N. labradoricum*, *C. reniforme*. В интервале 80–160 см ассоциации БФ представлены видами *I. norcrossi*, *E. clavatum*, *N. labradoricum*, *E. incertum*, *B. frigida*, *E. bartletti*. Более бедный состав БФ (*E. clavatum*, *C. reniforme* и *E. incertum*) найден в верхнем интервале 0–80 см.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Сопоставление литологического описания осадков колонок и данных спектрофотометрии и магнитометрии, геохимических параметров и распределения БФ позволило выделить три основных литолого-стратиграфических горизонта в колонке АМК-7443 и два — в колонках АМК-7444 и 7445 (рис. 4). Осадки нижнего горизонта (горизонт III) вскрыты только в южной части дрифта (колонка АМК-7443) на глубине 691–540 см (рисунки 3 и 4а). Они представлены пелитовым илом темно-серого цвета, чередующегося с прослоями песка, мощностью до 5 см,

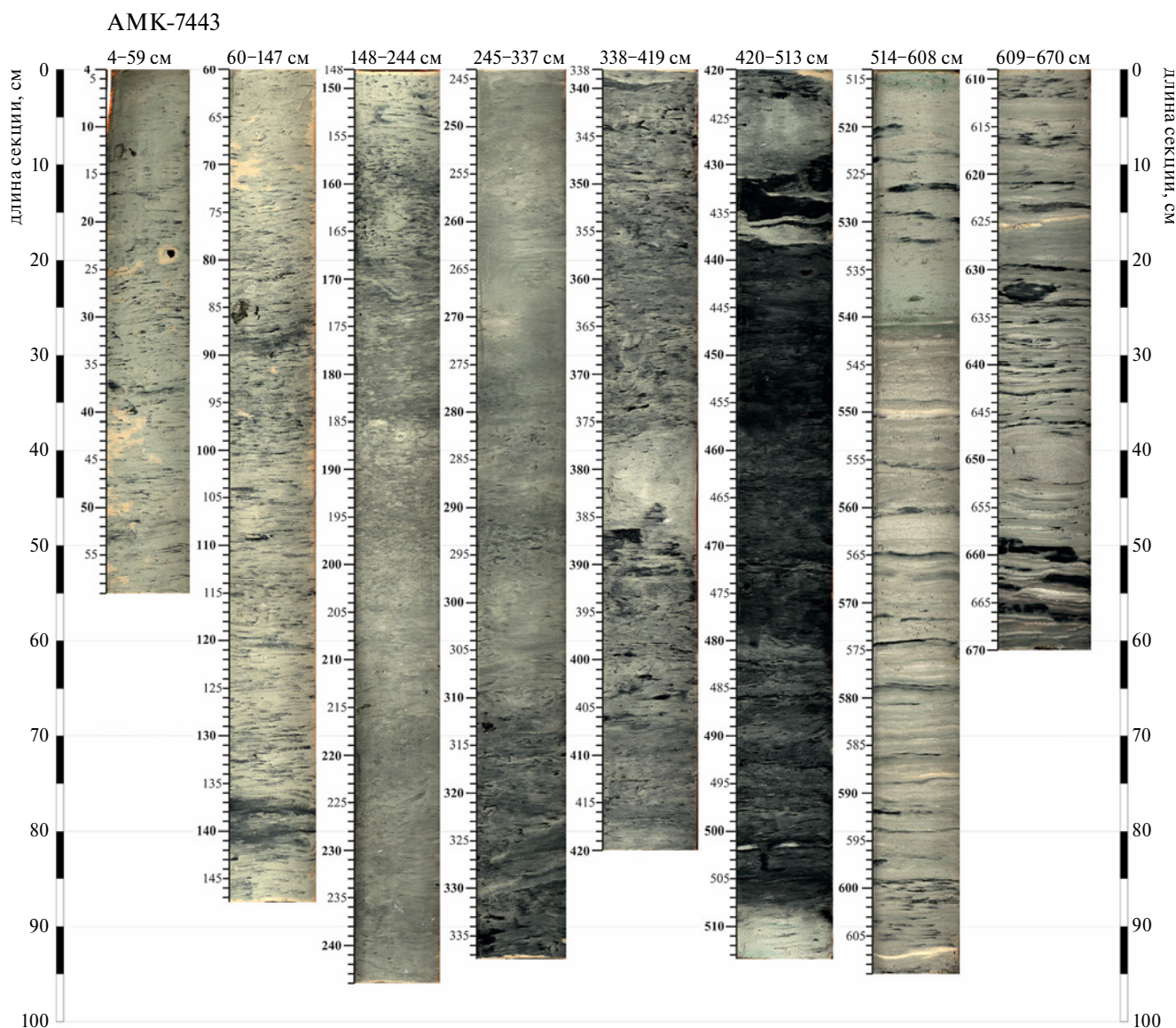


Рис. 3. Фотографии секций колонки донных осадков ст. АМК-7443, полученные при съемке линейной камерой системы комплексного сканирования кернов MSCL–XYZ GEOTEK.

и алевритового ила — 5 до 30 см. Здесь отмечены повышенные значения  $MV$ ,  $L^*$  и  $Si/Al$ . В них очень мало органического вещества и отсутствуют фораминиферы. На сейсмоакустическом профиле, к которому приурочена колонка АМК-7443, выделяется высокоамплитудный рефлекс, который прослеживается через все осадочное тело и соответствует кровле горизонта III на глубине 540 см (рис. 2, разрез 1). Вероятно, это связано с выносом крупнозернистого терригенного материала, что подтверждается повышенными значениями  $MV$  и  $Si/Al$ . Однако колонка АМК-7443 не достигла несогласия, которое по сейсмоакустическим данным находится на глубине 10,5 м от дна.

Средний горизонт (горизонт II), вскры-

тый в колонках АМК-7443 (540–170 см), 7444 (от низа до 575 см), 7445 (от низа до 685 см), сложен плотным алевритопелитовым илом с прослоями песка и алеврита с песчаной примесью в южной части дрифта. На сейсмоакустических разрезах 2 и 3 границы между первым и вторым горизонтами соответствуют отчетливым рефлексам, однако ниже и выше их значения записи существенно не меняются (рис. 2), что свидетельствует о схожем литологическом составе осадков. В южной части дрифта (колонка АМК-7443) литологическая граница между вторым и третьим горизонтами представлена мощным прослоем серого песка и соответствует высоко амплитудной отражающей границе

на сейсмоакустическом профиле (рис. 2, разрез 1). По сравнению с нижним горизонтом III, для осадков этого горизонта характерно уменьшение значений MB, Si/Al и L\*. Светлота осадка уменьшается за счет увеличения содержания гидротроилита. Начиная со второго горизонта, осадочная толща средней и северной частей дрефта сложена преимущественно пелитовыми илами. Для данного горизонта характерно увеличение доли органического вещества (ОВ) до 0.7% в составе осадков, которые содержат обломки створок двустворчатых моллюсков и стяжения гидротроилита. В составе комплексов БФ встречаются вид-индикатор стрессовых обстановок *E. clavatum*, а также виды, типичные для обстановок среднего шельфа, *N. labradoricum* и *C. reniforme*. Согласно экологии видов можно предположить повышенную продуктивность вод на данном этапе формирования осадков дрефта как вследствие активности придонных течений, так и близкого положения сезонной границы льдов. Влияние пресных вод во время накопления горизонта II подтверждается видами-индикаторами опресненных обстановок ближнего шельфа *E. incertum*, *B. frigida* и *E. bartletti*. В составе комплексов БФ преобладают представители среднего шельфа. По данным экспресс-анализа осадки II горизонта накапливались в остановках, характерных для суровых условий арктического морского бассейна со значимым притоком пресных вод [7, 15, 24].

Осадки верхнего горизонта (**горизонт I**) в колонках АМК-7443 (170–0 см), АМК-7444 (575–0 см) и АМК-7445 (685–0 см) представлены мягким однородным алевроитопелитовым илом оливкового цвета без включений карбонатного материала. Граница между горизонтами I и II не выражена, переход постепенный; слои осадков выделяются по возрастанию содержанию  $C_{org}$  и увеличению стяжений гидротроилита. Для них характерны пониженные значения MB и Si/Al и L\*. Виды *C. reniforme*, *E. incertum* и *C. lobatulus* представляют сообщества как дальнего, так и среднего (преобладающее), и ближнего шельфа. Смешанный тип сообществ БФ может свидетельствовать об активной гидродинамической обстановке внутри изучаемой депрессии. Кроме того, перенос мелководных БФ сообщества ближнего шельфа может также осуществляться с морским льдом, как показано в [6, 15, 24].

Рассматриваемый контуритовый дрефт в основном сложен тонкозернистым материалом. В южной его части (колонка АМК-7443) установлена хорошо выраженная литологическая грани-

ца на глубине 540–510 см, ниже которой вскрыты более грубозернистые отложения (горизонт III, рис. 3). Эта граница хорошо выражена в донных осадках по всей площади Карского моря и предположительно характеризует переход от ледниково-морского типа осадконакопления к морскому по данным [28] около 10 тыс. кал. л. н.

Осадки горизонтов I и II на сейсмоакустических профилях имеют хорошо выраженную слоистость (рис. 2), а их состав характерен для илистого контуритового дрефта [31]. Механизмы образования отложений такого типа до сих пор еще слабо изучены [31]. В арктических морях к ближайшим аналогам рассматриваемого осадочного тела относится высокоширотный дрефт Квейтола, расположенный в одноименном трое западной континентальной окраины Баренцева моря [31]. Механизм формирования этого дрефта хорошо описан в цитируемой работе. Однако, интенсивность придонных течений в Карском море на порядок ниже, чем на западной континентальной окраине Баренцева моря [1], а материал, слагающий дрефт, более тонкозернистый, что затрудняет его изучение.

Согласно [25], осадки “классического” илистого контуритового дрефта имеют признаки сильной биотурбации и первичной ламинации (lamination). По литологическому составу, структуре и условиям образования контуритовый дрефт Карского моря более схож с контуритовым дрефтом Балтийского моря [27]. В [27] отмечается, что структура горизонтов мелководного илистого контуритового дрефта существенно отличается от классической контуритовой последовательности горизонтов тем, что ламинация присутствует по всей глубине керна, а биотурбация практически отсутствует.

Данные анализа фораминифер, спектрофотометрии и магнитометрии показывают вероятную неоднократную смену обстановок осадконакопления во время формирования дрефта. Выявленное пилообразное распределение L\* и MB вряд ли может быть объяснено исключительно воздействием придонных течений [1]. Характерная для илистых контуритов тонкослоистая текстура осадков четко видна при съемке высокоразрешающей линейной камерой (рис. 3) и так же присутствует на сейсмоакустических профилях в южной части дрефта, в то время как для его центральной и северной частей отмечено отсутствие слоистости из-за более тонкозернистой структуры осадка (рис. 2).

В пределах Западно-Карской ступени широко распространены депрессии (рис. 5а), аналогичные структуре, рассматриваемой в данной

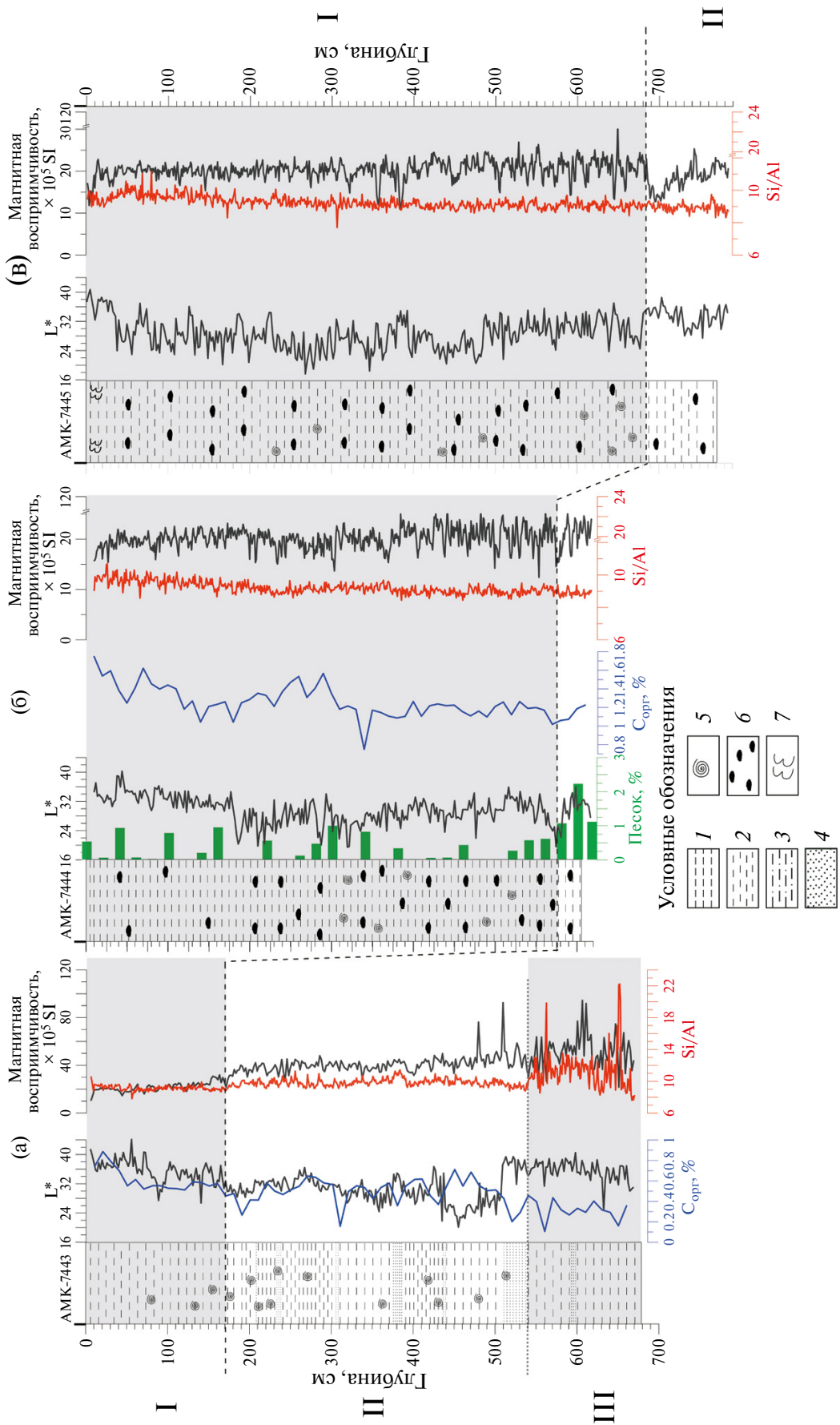


Рис. 4. Типы и характеристики осадков по данным литологического описания, характеристика цвета (светлота  $L^*$ ), содержанию  $C_{org}$  (AMK-7443 и 7444), соотношению  $Si/Al$ , распределению песчаной фракции  $> 1$  мм (AMK-7444) и магнитной восприимчивости осадков: а) колонка AMK-7443, б) AMK-7444, в) AMK-7445; 1 – пелитовый ил, 2 – алевроит, 3 – песчанистый алевроит, 4 – песок, 5 – обломки раковин двухстворчатых моллюсков, 6 – гидротроилитовые включения, 7 – следы биотурбации.

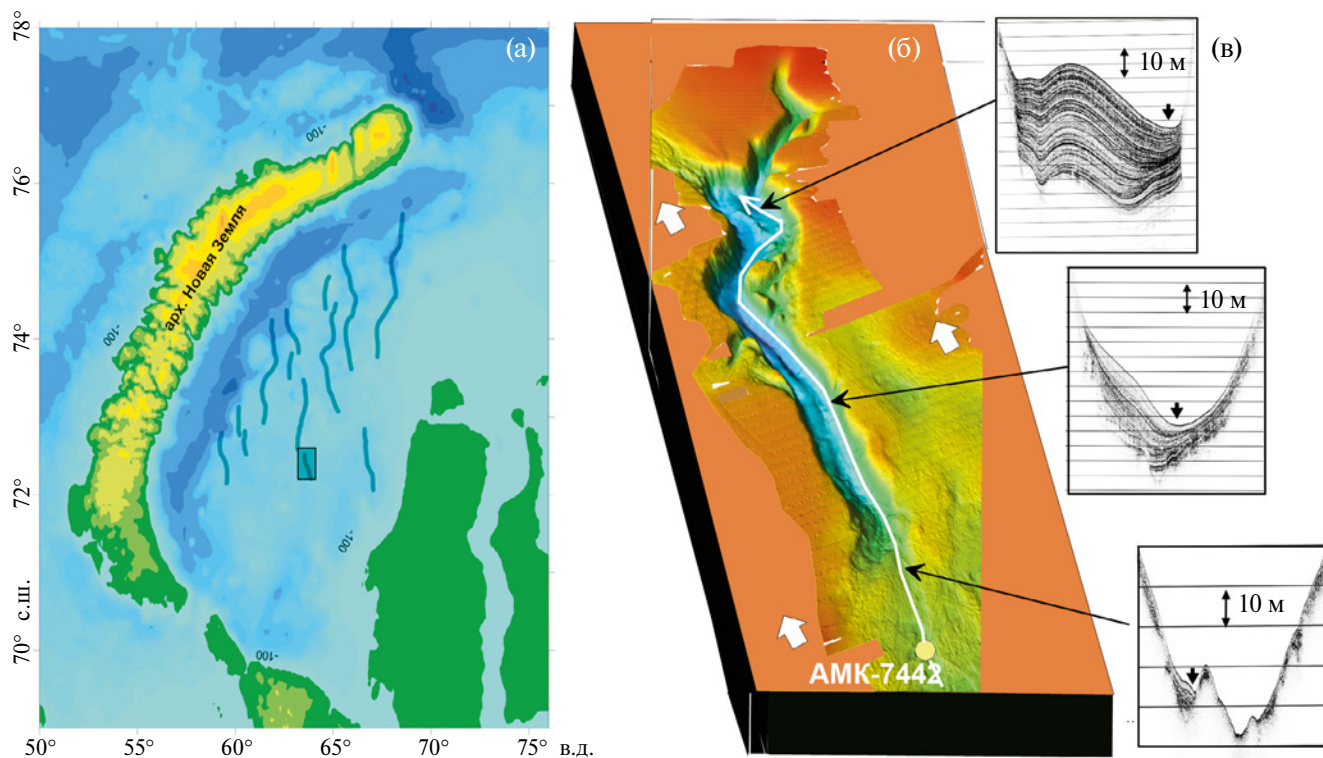
работе [11]. Они вытянуты в субмеридиональном направлении и интерпретируются в качестве современных грабенов проседания, образовавшихся в результате тектонического крипа земной коры при ее билатеральном растяжении [2]. Наличие на шельфе Карского моря таких депрессий, схожих с рассматриваемой, дает основание предположить возможность формирования в этих структурах контуритовых дрифтов, аналогично тому, как это происходит в рассмотренной нами.

Депрессия, вмещающая осадки рассматриваемого дрифта, располагается восточнее границы распространения Баренцево-Карского ледникового щита во время максимума последнего четвертичного оледенения (26–20 тыс. кал. л. н.), которая маркируется положением многочисленных конечных моренных гряд, приуроченных к современной изобате 100 м в Карском море (рис. 1) [14]. Струи основных течений приурочены к перепаду глубин в пределах 50- и 100-метровой изобат [4], которые в свою очередь контролируют перенос взвеси в центральную часть срединного шельфа Карского моря [9]. В этой области шельфа формируется гидрологический фронт, разделяющий различные водные массы [4], способствующий

осаждению взвешенного осадочного вещества и, в конечном итоге, образующий отложения контуритового дрифта.

По данным прямых инклинометрических измерений северное направление придонного течения в депрессии сохраняется в настоящее время [1]. Измерения, проведенные в течение 4-х суток, выявили приливные течения СВ и СВВ направлений, средние значения скоростей которых вблизи дна составили 3 см/с, а максимальные скорости достигали 10 см/с [1]. Полученные данные о направлении течений в исследованном районе соответствуют измерениям, выполненным в течение года в юго-западной части Карского моря [3].

Аридный климат краевой приледниковой зоны привел к формированию рыхлого осадочного чехла, легко размываемого реками во время деградации ледникового щита около 19 тыс. л. н. и способствующего в дальнейшем накоплению тонкозернистого материала на дне современного морского бассейна [30]. Резкая дегляциация привела к повышению уровня Мирового океана суммарно на 120 м, и шельф Карского моря был затоплен в три этапа (18, 11 и 9 тыс. кал. л. н.),



**Рис. 5.** Схема расположения депрессий в Карском море, составленная по карте [11] с сечением изобат 20 м. Прямоугольником показан район исследования (а), трехмерное изображение района исследований, тонкая белая линия со стрелкой обозначает сфокусированный водный поток в депрессии, приуроченный к контуритовому рву, толстые стрелки – придонные течения на шельфе, пронумерованный залитый кружок маркирует точку измерения направления и скорости придонного течения (б), сейсмоакустические профили, показывающие увеличение мощности контуритового дрифта с юга на север. Стрелками обозначен контуритовый ров (в).

во время которых береговая линия соответствовала современным изобатам 100, 50 и 30 м соответственно [29]. Установившееся после 9 тыс. кал. л. н. нормальное морское осадконакопление привело к тому, что приледниковые формы рельефа были сглажены и частично размыты под воздействием течений и волн.

## ВЫВОДЫ

Впервые изучен литологический состав отложений мелководного илистого контуритового дрефта из Карского моря и обсуждается механизм его формирования. Показано, что осадки третьего горизонта (вблизи подошвы дрефта) накапливались в ледниково-морских условиях арктического бассейна со значительным поступлением грубозернистого материала, о чем свидетельствуют высокие значения магнитной восприимчивости и отношения Si/Al. Характерный для Карского моря переход от ледниково-морского к морскому типам осадконакопления отмечен около 10 тыс. кал. л. н. [28] по резкому снижению показателей грубозернистости, увеличению доли ОВ в составе осадков, уменьшению  $L^*$  вследствие образования гидротроилита и появлению раковин БФ. Для второго горизонта реконструируются морские условия осадконакопления с поступлением пресноводного речного стока и возможным ростом сезонной биологической продуктивности. Осадки первого горизонта формировались в нормальных морских условиях, близких к современной обстановке осадкообразования и поступлением материала из областей внутреннего шельфа.

Согласно данным магнитной восприимчивости возраст контуритового дрефта и соответственно возраст устойчивого придонного течения составляет более 10 тыс. к. л. Увеличение мощности первого горизонта в колонках в северном направлении позволяет судить о длительном переносе осадочного материала, т.е. о стационарном направлении течения, по крайней мере, с начала голоцена. Перенос осадочного материала в северных румбах в течение более продолжительного периода времени подтверждается увеличением мощности отложений дрефта на северном замыкании депрессии по сравнению с ее южным окончанием. Этот процесс происходил за счет сфокусированного потока придонного течения, приуроченного к контуритовому рву.

Исследование аккумулятивных осадочных тел типа контуритовых дрефтов или осадочных волн можно использовать для реконструкции придонных течений [33]. Комплексное изучение конту-

ритовых дрефтов дает информацию об особенностях гидродинамических и осадочных процессов, возникающих и существующих при формировании системы придонных течений, особенно в молодых мелководных бассейнах арктического региона.

**Благодарности.** Авторы благодарят экипаж НИС “Академик Мстислав Келдыш”, а также всех участников экспедиции за помощь при опробовании осадков грунтовыми трубками. Так же авторы выражают свою благодарность Е.А. Овсепян за консультацию по БФ. Авторы искренне благодарят рецензента, чьи комментарии и замечания значительно улучшили данную статью.

**Источники финансирования.** Работа выполнена в рамках госзадания ИО РАН (тема № FMWE-2024-0020 — отбор осадков, литологические исследования) и гранта РНФ № 24-17-00044, <https://rscf.ru/project/24-17-00044> (микрорепалеонтологический и гранулометрический анализ осадков).

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

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баранов Б.В., Амбросимов А.К., Мороз Е.А. и др. Позднечетвертичные контуритовые дрефты на шельфе Карского моря // Докл. РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 511. № 2. С. 102–108.
2. Верба М.Л. Современное билатеральное растяжение земной коры в Баренцево-Карском регионе и его роль при оценке перспектив нефтегазонасности // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2007. № 2. С. 1–37.
3. Гудошникова Ю.П., Нестеров А.В., Рожков В.А. и др. Изменчивость течений Карского моря // Проблемы Арктики и Антарктики. 2018. Т. 64. № 3. С. 241–249.
4. Зацепин А.Г., Морозов Е.Г., Пака В.Т. и др. Циркуляция вод в юго-западной части Карского моря в сентябре 2007 г. // Океанология. 2010. Т. 50. № 5. С. 683–697.
5. Козина Н.В., Рейхард Л.Е., Кравчишина М.Д. и др. Первая находка вивианита в донных отложениях Карского моря // Океанология. 2024. Т. 64. № 4. / Kozina N.V., Reykhard L. Ye., Kravchishina M.D. et al. First Finding of Vivianite in Kara Sea Bottom Sediments // Oceanology. 2024. V. 64(4). P. 576–583.
6. Корсун С.А. Ледовый разнос — возможный способ расселения литоральных фораминифер // Новейшие отложения и палеогеография северных морей. Апатиты: КФ АН СССР, 1989. С. 100–103.
7. Корсун С.А., Погодина И.А., Тарасов Г.А. и др. Фораминиферы Баренцева моря (гидробиология

- и четвертичная палеоэкология) // Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1994. С. 140.
8. Кравчишина М.Д., Ключиткин А.А., Новигатский А.Н. и др. 89-й рейс (1-й этап) научно-исследовательского судна “Академик Мстислав Келдыш”: климатический эксперимент во взаимодействии с самолетом-лабораторией Ту-134 “Оптик” в Карском море // Океанология. 2023. Т. 63. № 3. С. 492–495.
  9. Кравчишина М.Д., Леин А.Ю., Суханова И.Н. и др. Генезис и пространственное распределение концентрации взвеси в Карском море в период наибольшего сокращения арктической ледовой шапки // Океанология. 2015. Т. 55. № 4. С. 687–708.
  10. Лисицын А.П., Петелин В.П. К методике предварительной обработки проб морских осадков в судовых условиях // Труды Института океанологии. 1956. Т. XIX. С. 240–251.
  11. Мирошников А.Ю., Флинт М.В., Репкина Т.Ю. и др. Рельеф дна Карского моря и сорбционные свойства осадков как факторы аккумуляции загрязнений // Океанология. 2021. Т. 61. № 5. С. 809–821.
  12. Никифоров С.Л., Ананьев Р.А., Дмитриевский Н.Н. и др. Геолого-геофизические исследования в морях Северного Ледовитого океана в 41-ом рейсе научно-исследовательского судна “Академик Николай Страхов” в 2019 г. // Океанология. 2020. Т. 60. № 2. С. 295–296.
  13. Никифоров С.Л., Сорохтин Н.О., Ананьев Р.А. и др. Комплексные исследования в морях западной Арктики в 49-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” в 2020 году // Океанология. 2021. Т. 61. № 3. С. 439–441.
  14. Никифоров С.Л., Сорохтин Н.О., Ананьев Р.А. и др. Рельеф дна и строение верхней осадочной толщи западной части шельфа Карского моря в районе формирования нефтегазовых месторождений // Геология и геолого-разведочные работы. Нефтяное хозяйство. 2022. С. 2–6.
  15. Овсепян Я.С., Талденкова Е.Е., Баух Х.А. и др. Реконструкция событий позднего плейстоцена–голоцена на континентальном склоне моря Лаптевых по комплексам бентосных и планктонных фораминифер // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2015. Т. 23. № 6. С. 96–112.
  16. Сорохтин Н.О., Никифоров С.Л., Ананьев Р.А. и др. Геодинамика арктического шельфа России и рельефообразующие процессы в Центральном-Карском бассейне // Океанология. 2022. Т. 62. № 4. С. 625–635.
  17. Balsam W.L., Deaton B.C., Damuth J.E. Evaluating lightness as a proxy for carbonate content in marine sediment cores // Marine Geology. 1999. V. 161. P. 141–153.
  18. Calvert S.E., Pedersen T.F. Chapter Fourteen Elemental Proxies for Palaeoclimatic and Palaeoceanographic Variability in Marine Sediments: Interpretation and Application. // Developments in Marine Geology. 2007. V. 1. P. 567–644.
  19. Contourites // Developments in Sedimentology / Rebesco M., Camerlengi A. (eds.). Amsterdam: Elsevier, 2008. V. 60.
  20. Johnson J.E., Phillips S.C., Clyde W.C. et al. Isolating detrital and diagenetic signals in magnetic susceptibility records from methane-bearing marine sediments // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2021. № 22. P. 21.
  21. Kylander M.E., Ampel L., Wohlfarth B. et al. High-resolution X-ray fluorescence core scanning analysis of Les Echets (France) sedimentary sequence: new insights from chemical proxies // J. Quat. Science. 2011. V. 26. P. 109–117.
  22. Munsell Soil Color Chart Munsell Soil-Color Charts with Genuine Munsell® Color Chips 2009, Revised 2012 (Munsell Color, Grand Rapids, MI, 2012).
  23. Murdmaa I., Ivanova E., Borisov D. General Methods // The Ioffe Drift / Murdmaa I., Ivanova E. (eds.). Springer, 2021. P. 31–35.
  24. Polyak L., Korsun S., Febo L. et al. Benthic foraminiferal assemblages from the southern Kara Sea, a river-influenced Arctic marine environment // J. Foram. Res. 2002. V. 32. P. 252–273.
  25. Rebesco M., Hernández-Molina F.J., Rooij D.V. et al. Contourites and associated sediments controlled by deep-water circulation processes: State-of-the-art and future considerations // Marine Geology. 2014. V. 352. P. 111–154.
  26. Rebesco M., Özmaral A., Urgeles R. et al. Evolution of a high-latitude sediment drift inside a glacially-carved trough based on high-resolution seismic stratigraphy (Kveithola, NW Barents Sea) // Quaternary Science Reviews. 2016. V. 147. P. 178–193.
  27. Sivkov V., Gorbtskiy V., Kuleshov A., Zhurov Y. Muddy contourites in the Baltic Sea: an example of a shallow-water contourite system / Deep-Water Contourite Systems: Modern Drifts and Ancient Series, Seismic and Sedimentary Characteristics / Stow D.A.V., Pudsey C.J., Howe J.A. et al. (Eds.). London, Memoirs: Geological Society. 2002. V. 22. P. 121–136.
  28. Stein R., Boucsein B., Fahl K. et al. Accumulation of particulate organic carbon at the Eurasian continental margin during late Quaternary times: controlling mechanisms and paleoenvironmental significance // Global and Planetary Change. 2001. V. 31. P. 87–104.
  29. Stein R., Dittmers K., Fahl K. et al. Arctic (palaeo) river discharge and environmental change: evidence from the Holocene Kara Sea sedimentary record // Quaternary Science Reviews. 2004. V. 23. P. 1485–1511.
  30. Stein R., Macdonald R.W., Naidu A.S. et al. Organic carbon in Arctic Ocean sediments: sources, variability, burial, and paleoenvironmental significance // Organic Carbon Cycle Arctic. Ocean. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2004. P. 169–314.
  31. Stow D.A.V., Faugères J.-C. Contourite facies and the

- facies model // *Contourites* / Rebesco M., Camerlenghi A. (eds.). Amsterdam: Elsevier, 2008. V. 60. P. 223–256.
32. *Svendsen J.I., Gataullin V., Mangerud J. et al.* The glacial history of the Barents, Kara sea region // *Quaternary glaciations – extent and chronology. Part 1. Europe* / Ehlers J., Gibbard P.L. (eds.). Amsterdam: Elsevier, 2004. P. 369–378.
33. *Wynn R.B., Masson D.G.* Chapter 15: Sediment Waves and Bedforms // *Contourites* / Rebesco M., Camerlenghi A. (eds.). Amsterdam: Elsevier, 2008. V. 60. P. 289–300.

## THE SHALLOW-WATER CONTOURITE DRIFT FORMATION IN THE KARA SEA

S. V. Slomnyuk<sup>a, \*</sup>, B. V. Baranov<sup>a</sup>, E. A. Novichkova<sup>a</sup>, N. V. Kozina<sup>a</sup>, K. M. Smirnova<sup>a</sup>,  
K. S. Iakimova<sup>a</sup>, A. G. Matul<sup>a</sup>, E. A. Moroz<sup>b</sup>, M. D. Kravchishina<sup>a</sup>

<sup>a</sup> *Shirshov Institute of Oceanology Russian Academy of Science, Moscow, Russia*

<sup>b</sup> *Geological Institute of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

\* *e-mail: slomnyuk.sv@ocean.ru*

The bottom sediments of the upper part of the contourite drift located in a narrow linear depression belonging to the central part of the Kara Sea shelf were studied for the first time. According to the grain size distribution of the sediments, the drift belongs to the muddy contourites. Three main horizons of sedimentation were identified in three sediment cores up to 7 m long. The previously dated magnetic susceptibility peak at the base of the sediment cores indicates that the formation of the drift began in the postglacial period, more than 10 kyr ago. Local sedimentation conditions during the Holocene were influenced by repeated increases in river discharge, as indicated by the presence of desalination-tolerant species in the benthic foraminiferal assemblages. The increase in thickness of sediment core layers and drift deposits in general from south to north indirectly indicates the presence of a general submeridional trend in the Holocene and earlier bottom current.

**Keywords:** Kara Sea, sediments cores, muddy contourite drift, Holocene, liner core-scanning, bottom currents

УДК 551.435.3

## ОЦЕНКА ИЗМЕНЕНИЙ ОБЪЕМА ПЕСЧАНОГО ПЛЯЖА ВО ВРЕМЯ ШТОРМА

© 2025 г. И. О. Леонтьев

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

*e-mail: igor.leontiev@gmail.com*

Поступила в редакцию 22.07.2024 г.

После доработки 30.07.2024 г.

Принята к публикации 03.10.2024 г.

Предложен подход к оценке штормовых изменений объема надводной части песчаного пляжа на базе разработанной автором модели транспорта наносов в зоне волнового заплеска. Входными параметрами модели служат средний размер песка, уклон пляжа и хронограмма высот и периодов волн на глубокой воде. Для калибровки модели использованы опубликованные данные экспериментов в волновых каналах, а верификация модели осуществлялась на базе опубликованных данных натурных наблюдений. Показано, что на профилях с развитой системой подводных валов изменения пляжа малы даже при сильных продолжительных штормах, тогда как на берегах без валов или с одним валом штормовые размывы измеряются десятками кубометров на метр берега. Из расчетов следует, что в фазе усиления шторма уклон и объем пляжа уменьшаются, а в фазе затухания, наоборот, увеличиваются, причем адаптация к внешним воздействиям происходит с определенным лагом по времени. Изменения пляжа под действием двух последовательных штормов приблизительно одинаковой силы в большей мере определяются первым из них. Среднеквадратическая ошибка расчетов лежит в пределах от 11 до 24% по отношению к средней величине зафиксированных изменений объема пляжа.

**Ключевые слова:** волновой заплеск, зона заплеска, транспорт наносов, сценарий шторма, размыв и намыв пляжа, уклон равновесия пляжа

**DOI:** 10.31857/S0030157425010138, **EDN:** DPCM KU

### ВВЕДЕНИЕ

Морской пляж представляет собой элемент прибрежного рельефа, выполняющий функцию защиты берега от штормовых воздействий. В результате трансформации и обрушения волн в прибойной зоне у береговой черты формируется поток заплеска, обладающий значительными скоростями. Его энергия поглощается, главным образом, надводной частью пляжа, расположенной выше среднего уровня воды. В процессе воздействия заплеска объем пляжа может как уменьшаться, так и увеличиваться в зависимости от фазы штормового цикла. При усилении шторма, как правило, доминирует размыв, а во время его затухания возможно частичное или полное восстановление. Иногда потери пляжевого материала превышают критическую отметку и становятся необратимыми, что приводит к прогрессирующей деградации берега в целом [5, 21].

Таким образом, прогноз итоговых изменений объема пляжа за период штормового цикла или их серии является весьма актуальной проблемой.

Это определяет значительный интерес к исследованию динамических процессов в зоне заплеска и их моделированию [10–13]. В настоящее время известно несколько моделей динамики пляжа, нацеленных на практическое применение [16, 18, 24]. Их обзор и сравнение на базе экспериментов в волновых каналах приведены в работе [14]. Там же предложен усовершенствованный вариант наиболее подходящей, по мнению авторов, модели [18], которая в целом правильно воспроизводит изменения профиля и объема пляжа, зафиксированные в лабораторных условиях при постоянных параметрах волнового воздействия. Однако пока не проведено сравнение расчетов с натурными данными, и возможность применения данной модели к реальным штормовым условиям с переменными характеристиками волнения остается под вопросом.

Цель настоящей работы заключается в обосновании достаточно простого способа прогноза изменений объема надводной части песчаного пляжа под воздействием заданного шторма,

включающего фазы усиления, максимума и затухания. В основу положена разработанная автором модель транспорта наносов в зоне волнового заплеска [1, 20], в которую введен ряд дополнительных опций. Изменения объема пляжа определяются с помощью закона сохранения массы. Параметры модели калибруются на основе опубликованных данных экспериментов в волновых каналах. Результаты расчетов сравниваются с опубликованными данными натурных наблюдений, в ходе которых фиксировались сценарии штормов и соответствующие итоговые изменения пляжа.

## КОНЦЕПЦИЯ МОДЕЛИ

### Динамика зоны волнового заплеска

Зона заплеска включает надводную и подводную части, ограниченные соответственно высотой заплеска  $R$  и некоторой глубиной  $h_s$  (рис. 1а).

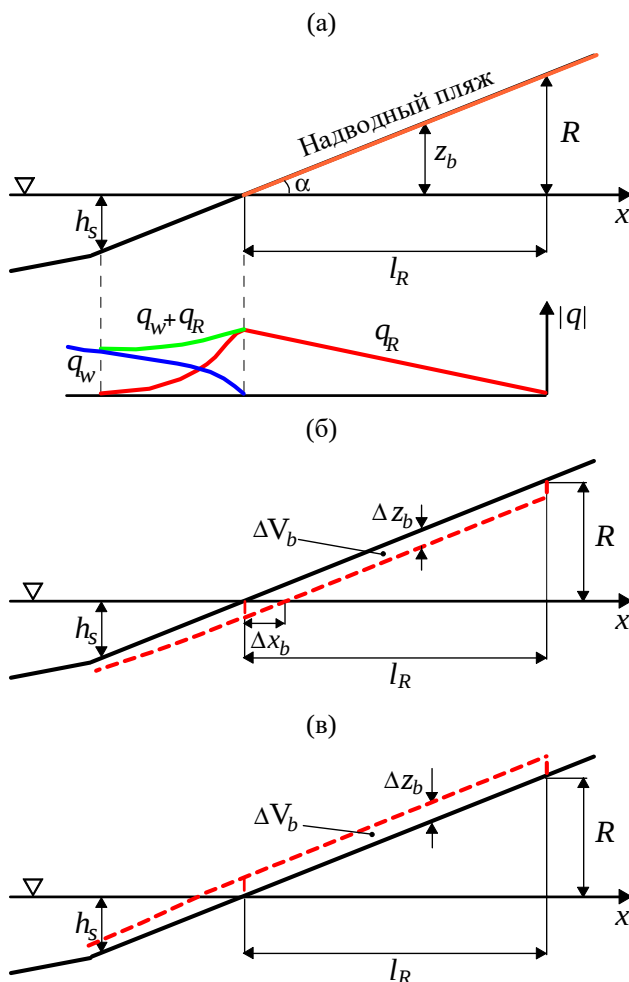


Рис. 1. Схема пляжа и распределение расходов наносов в зоне заплеска (а); деформации пляжа в условиях размыва (б) и аккумуляции (в). Обозначения в тексте.

Предполагается, что расход наносов  $q_R$  в зоне заплеска достигает максимального значения  $\hat{q}_R$  на урезе воды, а с приближением к границам зоны его абсолютная величина уменьшается и стремится к нулю. В целях упрощения допускаем, что в надводной части пляжа расход уменьшается линейно,  $q_R = \hat{q}_R \frac{l_R - x}{l_R}$ , т.е. с постоянным градиентом  $\frac{dq_R}{dx} = -\frac{\hat{q}_R}{l_R}$ . Здесь  $x$  — горизонтальное расстояние, которое отсчитывается в сторону берега,  $l_R = R/\beta$  — протяженность надводной части зоны заплеска,  $\beta = \tan \alpha$  — средний уклон пляжа, где угол  $\alpha$  предполагается достаточно малым ( $\cos \alpha = 1$ ).

Из закона сохранения массы имеем

$$\frac{dz_b}{dt} = -\frac{dq_R}{dx}. \quad (1)$$

Следовательно, возвышение пляжа  $z_b$  в течение времени  $\Delta t$  изменяется на величину

$$\Delta z_b = \frac{\hat{q}_R}{l_R} \Delta t, \text{ а изменения объема надводного пляжа составляют}$$

$$\Delta V_b = \Delta z_b l_R = \hat{q}_R \Delta t. \quad (2)$$

В подводной части зоны заплеска величина  $q_R$  уменьшается до нуля. Однако здесь уже действует транспорт наносов  $q_w$ , обусловленный волновыми механизмами, и величины  $q_R$  и  $q_w$  суммируются (рис. 1а). Волновые механизмы обеспечивают транспортировку наносов с пляжа на подводный склон при размыве или в обратном направлении в условиях аккумуляции. Что касается глубины  $h_s$ , соответствующей нижней границе зоны заплеска, то она рассматривается как функция параметров волн [1, 2] или высоты заплеска [14].

Схемы на рисунках 1б и в отражают ситуации размыва и намыва пляжа. Границы областей деформаций условно показаны вертикальными линиями, хотя на самом деле уклоны дна здесь должны быть близки к уклону естественного откоса (для песка около 0.6).

Итоговые изменения объема надводного пляжа  $V_b$  за период штормового цикла  $T_w$  подсчитываются суммированием значений  $\Delta V_b$  для всех последовательных временных шагов:

$$V_b = \sum_{i=1}^N \Delta V_{bi}, \quad N = T_w / \Delta t. \quad (3)$$

Шаг  $\Delta t$  временного ряда, характеризующего изменения волновых параметров в течение шторма, принимался равным 3–6 ч.

Ключевым элементом модели является расход наносов  $\hat{q}_R$ , который определяется в следующем разделе.

#### Формула расхода наносов

Поток заплеска характеризуется возвратно-поступательными движениями массы воды по поверхности пляжа. Полагая, что твердые частицы здесь перемещаются в основном путем сальтации, применим известную формулу Бэгнольда [9] для расхода влекомых наносов:

$$q_R^+ = \frac{\varepsilon_b (\tau u)^+}{\tan \phi + \beta}, q_R^- = \frac{\varepsilon_b (\tau u)^-}{\tan \phi - \beta}. \quad (4)$$

Здесь расходы  $q_R^+$  и  $q_R^-$ , выраженные в единицах погруженного веса наносов, относятся к прямому и обратному потокам заплеска,  $\varepsilon_b \approx 0.1$  — коэффициент эффективности транспорта наносов,  $\tau$  — донное касательное напряжение,  $u$  — скорость течения,  $\tan \phi \approx 0.6$  — коэффициент трения твердых частиц при горизонтальном сдвиге,  $\beta$  — уклон дна. Величины  $(\tau u)^+$  и  $(\tau u)^-$  выражают скорости диссипации энергии в прямом и обратном потоках, причем  $(\tau u)^+ + (\tau u)^- = (\tau u)_m$ , где  $(\tau u)_m$  — суммарные потери мощности за период цикла заплеска. Очевидно, для симметричного потока мы имели бы  $(\tau u)^+ = (\tau u)^- = \frac{1}{2}(\tau u)_m$ . Однако скорости прямого потока превышают скорости обратного течения [7], и потери мощности также асимметричны,

$$(\tau u)^+ = \frac{1}{2}(\tau u)_m(1+a), (\tau u)^- = \frac{1}{2}(\tau u)_m(1-a)$$

( $a < 1$  — мера асимметрии). Теперь соотношения (4) записываются в виде

$$q_R^+ = \frac{\varepsilon_b}{2 \tan \phi} (\tau u)_m \frac{1+a}{1+b}, q_R^- = \frac{\varepsilon_b}{2 \tan \phi} (\tau u)_m \frac{1-a}{1-b}, \quad (5)$$

$$b = \frac{\beta}{\tan \phi},$$

а результирующий расход  $\hat{q}_R = q_R^+ - q_R^-$  определяется как

$$\hat{q}_R = \frac{\varepsilon_b}{\tan \phi} (\tau u)_m (a-b) \quad (6)$$

(предполагается, что  $b^2 \ll 1$ ).

Как видно,  $\hat{q}_R = 0$ , если  $a - b = 0$  или  $a \tan \phi - \beta = 0$ . Так как нулевое значение  $\hat{q}_R$  соответствует устойчивому (равновесному) состоянию дна, то величину  $a \tan \phi$  можно интерпретировать как равновесный уклон пляжа  $\beta_{eq}$ . Это позволяет записать  $a - b = \beta_{eq} - \beta$ . Если уклон пляжа больше равновесного ( $\beta_{eq} - \beta < 0$ ), то материал выносится на подводный склон ( $\hat{q}_R < 0$ ),

а в случае  $\beta_{eq} - \beta > 0$  наносы поступают на пляж ( $\hat{q}_R > 0$ ).

Масштаб скорости потока заплеска охарактеризуем величиной  $u_R = \sqrt{2gR}$ , где  $g$  — ускорение силы тяжести,  $R$  — высота заплеска над штилевым уровнем (рис. 1а). Поскольку  $\tau \sim \rho u^2$ , то  $(\tau u)_m \sim \rho u_R^3$ . В итоге объемный расход наносов, выраженный в м<sup>3</sup>/м с, определится из (6) как

$$\hat{q}_R = K_R \mu \rho (2gR)^{3/2} (\beta_{eq} - \beta),$$

$$\mu = \left[ g(\rho_g - \rho)(1-p) \right]^{-1}. \quad (7)$$

Здесь  $K_R$  — калибровочный параметр модели порядка  $10^{-3}$ , включающий все постоянные коэффициенты. С помощью множителя  $\mu$  погруженный вес наносов переводится в их объем,  $\rho$  — плотность воды,  $\rho_g$  — плотность твердых частиц,  $p$  — пористость наносов.

Для определения высоты заплеска используем известную формулу [22], которая основана на натурных данных и может быть записана в форме [6]:

$$R = \left( 0.385\beta + 0.55\sqrt{0.563\beta^2 + 0.004} \right) \times \sqrt{H_{s0} L_0} \cos^{1/4} \Theta_0, \quad (8)$$

где  $H_{s0}$  и  $L_0 = \left( \frac{g}{2\pi} \right) T_p^2$  — значительная высота и длина волн на глубокой воде ( $T_p$  — период пика спектра волн),  $\Theta_0$  — угол между лучом волны и нормалью к берегу (при  $\Theta_0 < 45^\circ$  влияние угла подхода волн практически мало заметно).

Для оценки равновесного уклона пляжа возьмем за основу известную формулу [23], включив в нее калибровочный коэффициент  $K_\beta$  порядка 1:

$$\beta_{eq} = 0.12 K_\beta \left( \frac{T_p \sqrt{gd_g}}{H_{sB}} \right)^{0.5}, \quad (9)$$

где  $d_g$  — средний размер частиц песка,  $H_{sB}$  — высота волн на глубине обрушения  $h_B$ . Последняя соответствует обрушению волн 1% обеспеченности [3],

$$h_B = \left( \frac{1}{4\pi\gamma_B^2} \right)^{0.4} H_{1\%0}^{0.8} (gT_p^2)^{0.2} \left( \frac{\cos \Theta_0}{\cos \Theta_B} \right)^{0.4}, \quad (10)$$

где  $\Theta_B$  — угол подхода волн на глубине обрушения, а индекс обрушения  $\gamma_B = \frac{H_{1\%B}}{h_B} = 0.8$ . При рэлеевском распределении высот волн имеем

$H_{1\%B} \approx 1.5H_{sB}$ , а значит,  $H_{sB}$  связано с  $h_B$  соотношением  $H_{sB} \approx 0.53h_B$ .

*Адаптация морфологии  
к внешним воздействиям*

В ходе шторма морфология пляжа адаптируется к внешним воздействиям, что в свою очередь, влияет и на сами воздействия. Благодаря обратной связи между морфологией и гидродинамикой, морфодинамическая система стремится к равновесию. В контексте нашей модели это означает, что начальный уклон пляжа  $\beta_0$  должен стремиться к значению  $\beta_{eq}$ . Эта ситуация описывается уравнением вида

$$\frac{d\beta}{dt} = \lambda(\beta_{eq} - \beta), \quad (11)$$

где величина  $\lambda$  характеризует скорость процесса. Из решения данного уравнения следует, что через интервал времени  $\Delta t$  уклон пляжа достигает значения

$$\beta(\Delta t) = \beta_{eq} - (\beta_{eq} - \beta_0)e^{-\lambda\Delta t}. \quad (12)$$

Чтобы упростить задачу, в дальнейших расчетах используем среднее за время  $\Delta t$  значение уклона, определяемое как

$$\bar{\beta} = \frac{1}{2}(\beta_0 + \beta(\Delta t)). \quad (13)$$

Как показано в работе [19], динамика пляжа тесно связана с эволюцией подводного вала в зоне обрушения волн, и временной масштаб морфологических изменений в обоих случаях должен быть примерно одинаков. Установлено, что объ-

ем вала при воздействии волн изменяется в соответствии с зависимостью, аналогичной (11), причем величина  $\lambda$  параметризуется в форме

$$\lambda = \frac{\lambda_0}{\Omega_s^{1/2}}, \Omega_s = \frac{H_{s0}}{wT_p}, \quad (14)$$

где  $\Omega_s$  — параметр Дина,  $w$  — скорость осаждения твердых частиц (зависящая от их размера), а величина  $\lambda_0$  оценивается на основе экспериментов в волновом канале как  $0.15 \text{ ч}^{-1}$  [19]. В дальнейшем, допуская соответствие скоростей морфологических изменений пляжа и подводного вала, будем использовать при расчетах соотношения (14).

### КАЛИБРОВКА МОДЕЛИ ПО ДАННЫМ ЛАБОРАТОРНЫХ ОПЫТОВ

Для калибровки модели использовались опубликованные данные экспериментов в волновых каналах, которые отражены в табл. 1. В ходе опытов нерегулярные волны с постоянными параметрами воздействовали на первоначально линейные песчаные профили. В [15] и [26] приведены графики профилей дна до и после волнового воздействия, на основе которых были подсчитаны изменения объема надводного пляжа  $V_b^{(m)}$ , а в [14] указаны непосредственно измеренные значения  $V_b^{(m)}$ .

В ходе калибровки выяснилось, что значения коэффициента  $K_R$  в формуле расхода (7) отличаются для условий размыва и аккумуляции.

**Таблица 1.** Условия экспериментов в волновых каналах и сравнение измеренных ( $V_b^{(m)}$ ) и расчетных ( $V_b^{(c)}$ ) изменений объема надводного пляжа

| Тест                | $d_g$ , мм | $\beta_0$ | $H_{s0}$ , м | $T_p$ , с | $T_w$ , ч | $V_b^{(m)}$ , м <sup>3</sup> /м | $V_b^{(c)}$ , м <sup>3</sup> /м |
|---------------------|------------|-----------|--------------|-----------|-----------|---------------------------------|---------------------------------|
| Профили размыва     |            |           |              |           |           |                                 |                                 |
| Delft20 [26]        | 0.13       | 0.050     | 0.167        | 2.33      | 24        | −0.06                           | 0.08                            |
| Delft15 [26]        | 0.13       | 0.067     | 0.167        | 2.33      | 24        | −0.11                           | −0.16                           |
| Delft10 [26]        | 0.13       | 0.100     | 0.167        | 2.33      | 24        | −0.25                           | −0.80                           |
| Barc15 [26]         | 0.25       | 0.067     | 0.53         | 4.1       | 22.9      | −1.1                            | −1.15                           |
| Hann15 [26]         | 0.27       | 0.067     | 0.97         | 5.6       | 32.8      | −4.4                            | −4.48                           |
| Wise1 [15]          | 0.25       | 0.067     | 0.47         | 3.7       | 4.0       | −0.20                           | −0.30                           |
| 115E1 [14]          | 0.25       | 0.067     | 0.45         | 3.5       | 3.0       | −0.19                           | −0.21                           |
| 115E2 [14]          | 0.25       | 0.067     | 0.55         | 3.5       | 3.0       | −0.48                           | −0.30                           |
| SB0 [14]            | 0.33       | 0.067     | 0.80         | 6.0       | 20        | −2.75                           | −2.35                           |
| Профили аккумуляции |            |           |              |           |           |                                 |                                 |
| 115A1 [14]          | 0.25       | 0.067     | 0.25         | 5.2       | 10        | 0.20                            | 0.13                            |
| 125A1 [14]          | 0.25       | 0.040     | 0.25         | 5.2       | 10        | 0.20                            | 0.97                            |
| SBA1 [14]           | 0.33       | 0.067     | 0.60         | 12        | 6         | 0.28                            | 0.23                            |

В результате оптимальные значения коэффициентов были определены следующим образом:

$$K_\beta = 0.65, \quad K_R = \begin{cases} 0.0015, & \beta_0 > \beta_{eq}, \text{ размыв} \\ 0.002, & \beta_0 < \beta_{eq}, \text{ аккумуляция} \end{cases} \quad (15)$$

Расчетные изменения объема пляжа  $V_b^{(c)}$  приведены в последней графе табл. 1. Сравнение их с данными наблюдений показано на рис. 2. Среднеквадратичная ошибка расчетов

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_j (V_{bj}^{(m)} - V_{bj}^{(c)})^2}{n}}$$

составляет  $0.31 \text{ м}^3/\text{м}$  ( $n$  — общее количество тестов).

### ВЕРИФИКАЦИЯ МОДЕЛИ НА ОСНОВЕ НАТУРНЫХ ДАННЫХ

Выделяются два типа песчаных берегов, один из которых характеризуется развитой системой подводных валов, а берега второго типа обнаруживают либо один вал, либо вовсе их не имеют. Штормовые изменения пляжа, наблюдаемые на берегах второго типа, существенно больше [2]. Поэтому имеет смысл провести верификацию модели отдельно для каждого типа берега. Далее используются опубликованные материалы наблюдений, в которых зафиксированы хронограммы штормов (изменения параметров  $H_s$  и  $T_p$  во времени), а также профили дна до начала и после окончания шторма.

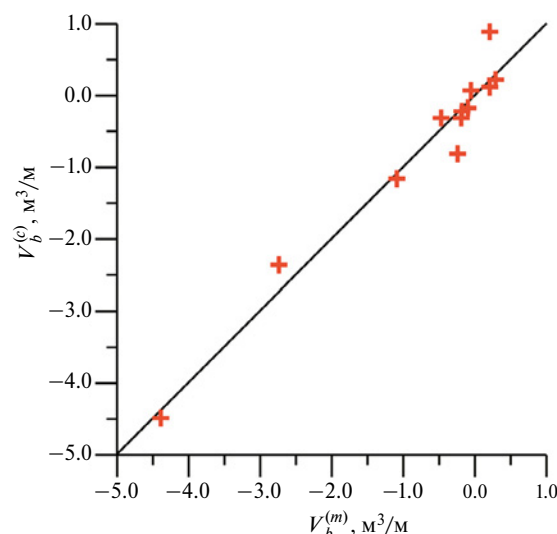
Следует отметить, что штормовые воздействия сопровождались колебаниями уровня за счет прилива и нагона, которые не включались в расчеты. Направление волн также могло изменяться в течение шторма, но из-за отсутствия сведений об этом в использованных источниках, волнения рассматривались как нормальные к берегу. Неучтенные факторы могли приводить к дополнительным ошибкам расчетов.

#### *Берега с системой подводных валов*

Условия наблюдений и результаты тестирования модели отражены в табл. 2. В графе «Шторм»

**Таблица 2.** Условия наблюдений на берегах с развитой системой подводных валов и итоговые штормовые изменения объема пляжей по наблюдениям ( $V_b^{(m)}$ ) и расчетам ( $V_b^{(c)}$ )

| Профиль        | $d_g$ , мм | $\beta_0$ | Шторм  | $T_w$ , ч | $\Delta t$ , ч | $V_b^{(m)}$ , $\text{м}^3/\text{м}$ | $V_b^{(c)}$ , $\text{м}^3/\text{м}$ |
|----------------|------------|-----------|--------|-----------|----------------|-------------------------------------|-------------------------------------|
| Duck-82 [17]   | 1.0        | 0.080     | Dec-82 | 192       | 6              | $-10^0$                             | -2.3                                |
| Duck-84 [17]   | 1.0        | 0.089     | Apr-84 | 72        | 3              | $10^0$                              | -1.5                                |
| Skallingen [8] | 0.2        | 0.042     | Oct-95 | 78        | 3              | $-10^0$                             | -1.1                                |
| Egmond [25]    | 0.3        | 0.022     | Oct-98 | 168       | 3              | $\pm 10^0$                          | -3.1                                |



**Рис. 2.** Изменения объема пляжа по данным опытов в волновых каналах ( $V_b^{(m)}$ ) и по результатам расчетов ( $V_b^{(c)}$ ) при использовании принятых значений калибровочных коэффициентов согласно (15).

указано имя файла волнения, соответствующее времени наблюдений (месяц и год). Далее отмечены продолжительность шторма  $T_w$  и временной шаг  $\Delta t$ , с которым проводились расчеты. Значения  $V_b^{(m)}$  оценивались на основе сравнения графиков начального и конечного профилей берега, зафиксированных до и после шторма. Уклон  $\beta_0$  определялся как отношение максимального возвышения пляжа к его ширине.

Вид профилей до и после шторма показан на рис. 3. Профили Duck относятся к атлантическому побережью США, а профили Skallingen и Egmond — к датскому и голландскому берегам Северного моря. На профилях Duck средний размер песка в надводной части пляжа варьировал от 0.2 до 2 мм [17], и в качестве репрезентативного значения было принято  $d_g = 1 \text{ мм}$ .

Рис. 4а отражает зафиксированные сценарии штормов. На рис. 4б показаны расчетные изменения объема пляжа и его уклона в ходе шторма. Как видно, в фазе усиления волнения размыв увеличивается, а уклон пляжа уменьшается. При затухании волн объем и уклон пляжа стремятся к до-штормовому состоянию.

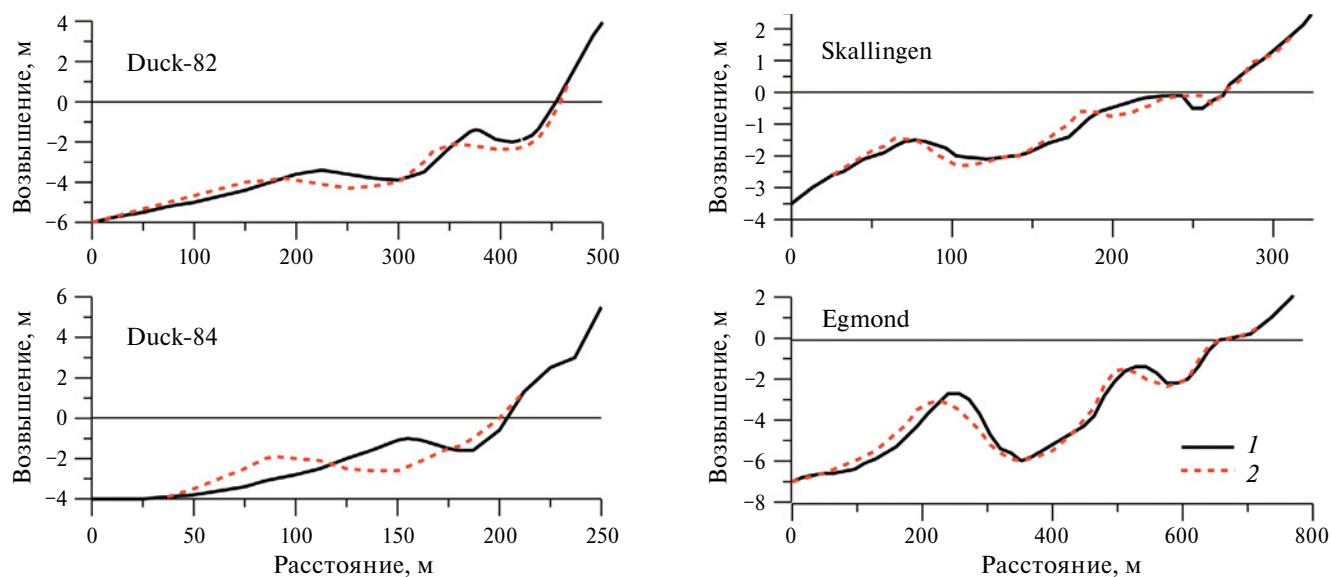


Рис. 3. Береговые профили с системами подводных валов перед штормом (1) и после его окончания (2) по данным [8, 17, 25].

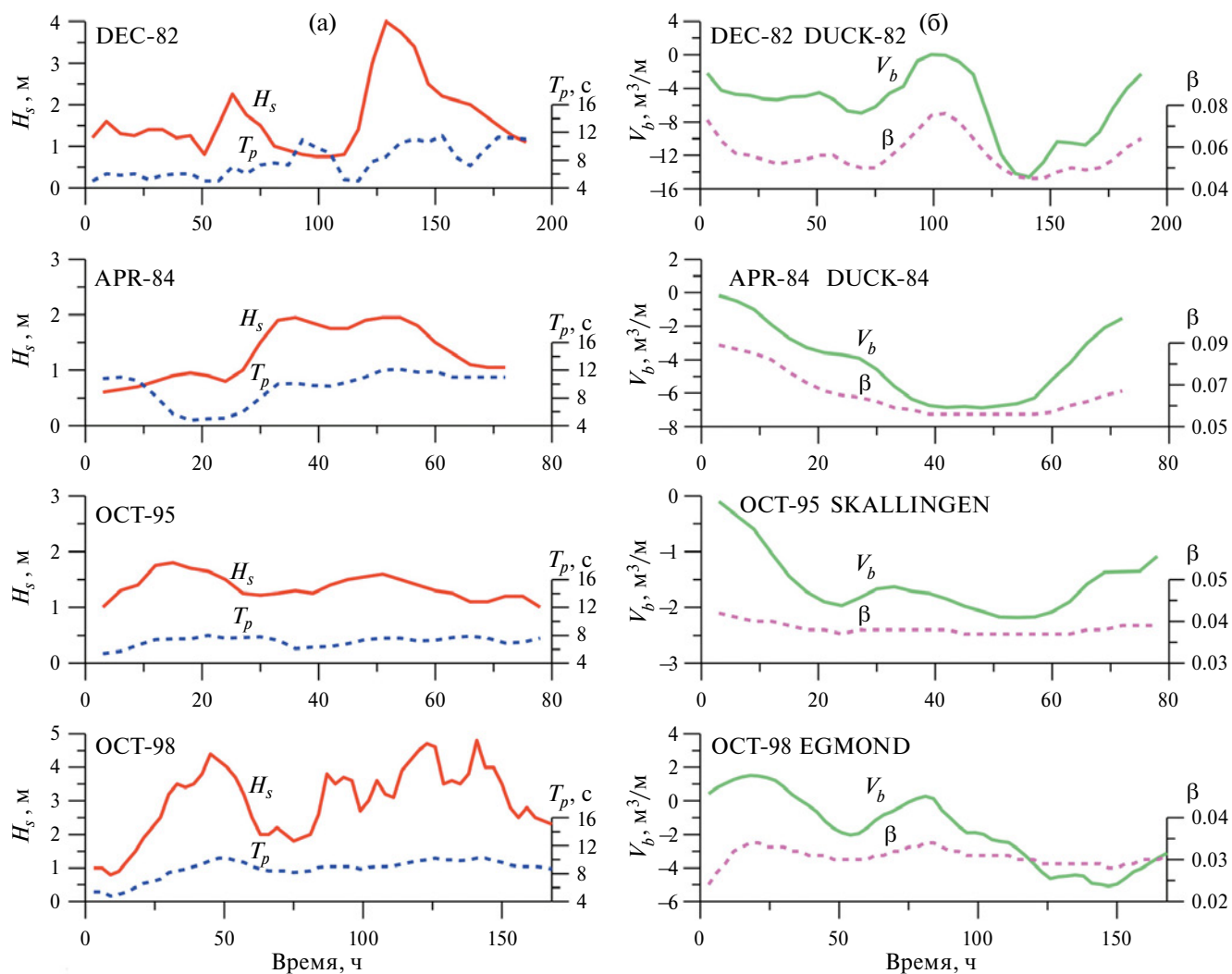


Рис. 4. Хронограммы штормов (а) и соответствующие расчетные изменения объема и уклона пляжа (б) на берегах с системами подводных валов.

Из табл. 2 и рис. 3 следует, что наблюдавшиеся итоговые штормовые деформации пляжа весьма малы. Расчетные величины  $V_b^{(c)}$  также не выходят за пределы первых кубометров на метр длины берега, т.е. оказываются того же порядка, что и зафиксированные изменения объемов  $V_b^{(m)}$ .

#### Берега без подводных валов или с одним валом

Источником данных для тестирования модели послужило исследование [27], в котором приводятся хронограммы штормов и соответствующие деформации профилей дна, наблюдавшиеся на различных участках атлантического побережья США. Условия и результаты выполненных наблюдений характеризует табл. 3.

Рассматриваемые берега сложены среднезернистым песком и характеризуются уклонами пляжа  $0.04 \div 0.08$ . Изменения объема надводного пляжа  $V_b^{(m)}$  определялись путем сравнения графиче-

ков береговых профилей до и после шторма, примеры которых показаны на рис. 5.

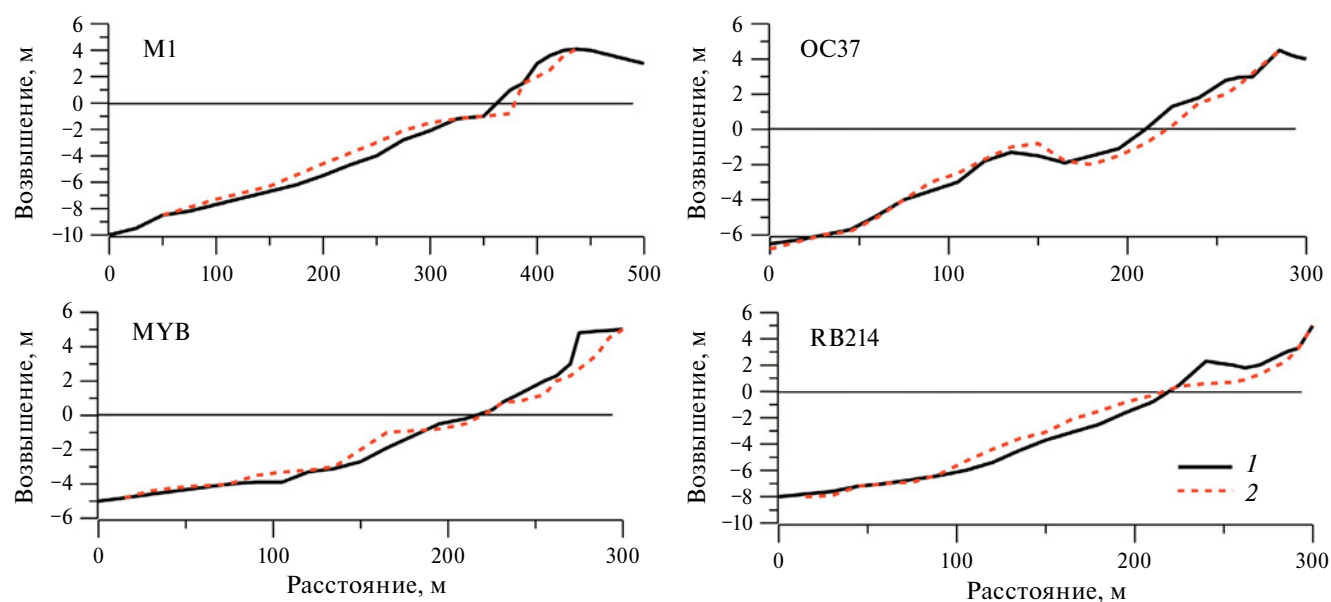
Как видно из табл. 3, штормовые деформации пляжей измеряются десятками кубометров на метр берега, что на порядок больше, чем в условиях берегов с мульти-валовыми системами.

Сценарии штормов, обозначенных в табл. 3, показаны на рис. 6а, а соответствующие хронограммы изменений объема и уклона пляжа представлены на рис. 6б. Как видно, шторма вызывают значительный размыв пляжа во время фазы роста волн, который не компенсируется аккумуляцией при затухании волнения.

Как показали расчеты, для условий размыва пляжа калибровочный коэффициент  $K_R$ , определяемый соотношением (15), должен быть увеличен вдвое. Иначе говоря, в случае  $\beta_0 > \beta_{eq}$  при расчетах величин  $V_b^{(c)}$ , приведенных в табл. 3 и на рис. 6б, использовалось значение  $K_R = 0.003$ .

**Таблица 3.** Условия наблюдений на берегах без подводных валов или с одним валом [27] и итоговые штормовые изменения объема пляжей по наблюдениям ( $V_b^{(m)}$ ) и расчетам ( $V_b^{(c)}$ )

| Профиль | $d_g$ , мм | $\beta_0$ | Шторм  | $T_w$ , ч | $\Delta t$ , ч | $V_b^{(m)}$ , м <sup>3</sup> /м | $V_b^{(c)}$ , м <sup>3</sup> /м |
|---------|------------|-----------|--------|-----------|----------------|---------------------------------|---------------------------------|
| M1      | 0.40       | 0.060     | Mar-84 | 192       | 6              | -36                             | -34.8                           |
| M9      | 0.40       | 0.060     | Mar-84 | 192       | 6              | -25                             | -34.8                           |
| P8      | 0.40       | 0.075     | Mar-84 | 192       | 6              | -40                             | -45.1                           |
| DEB     | 0.35       | 0.042     | Sep-89 | 60        | 3              | -45                             | -32.7                           |
| MYB     | 0.35       | 0.050     | Sep-89 | 60        | 3              | -42                             | -36.5                           |
| OC37    | 0.35       | 0.075     | Oct-91 | 174       | 3              | -32                             | -33.3                           |
| DB100   | 0.33       | 0.067     | Dec-92 | 144       | 3              | -50                             | -26.1                           |
| RB214   | 0.35       | 0.080     | Dec-92 | 144       | 3              | -48                             | -39.3                           |



**Рис. 5.** Примеры береговых профилей без валов или с одним валом до (1) и после шторма (2) по данным [27].

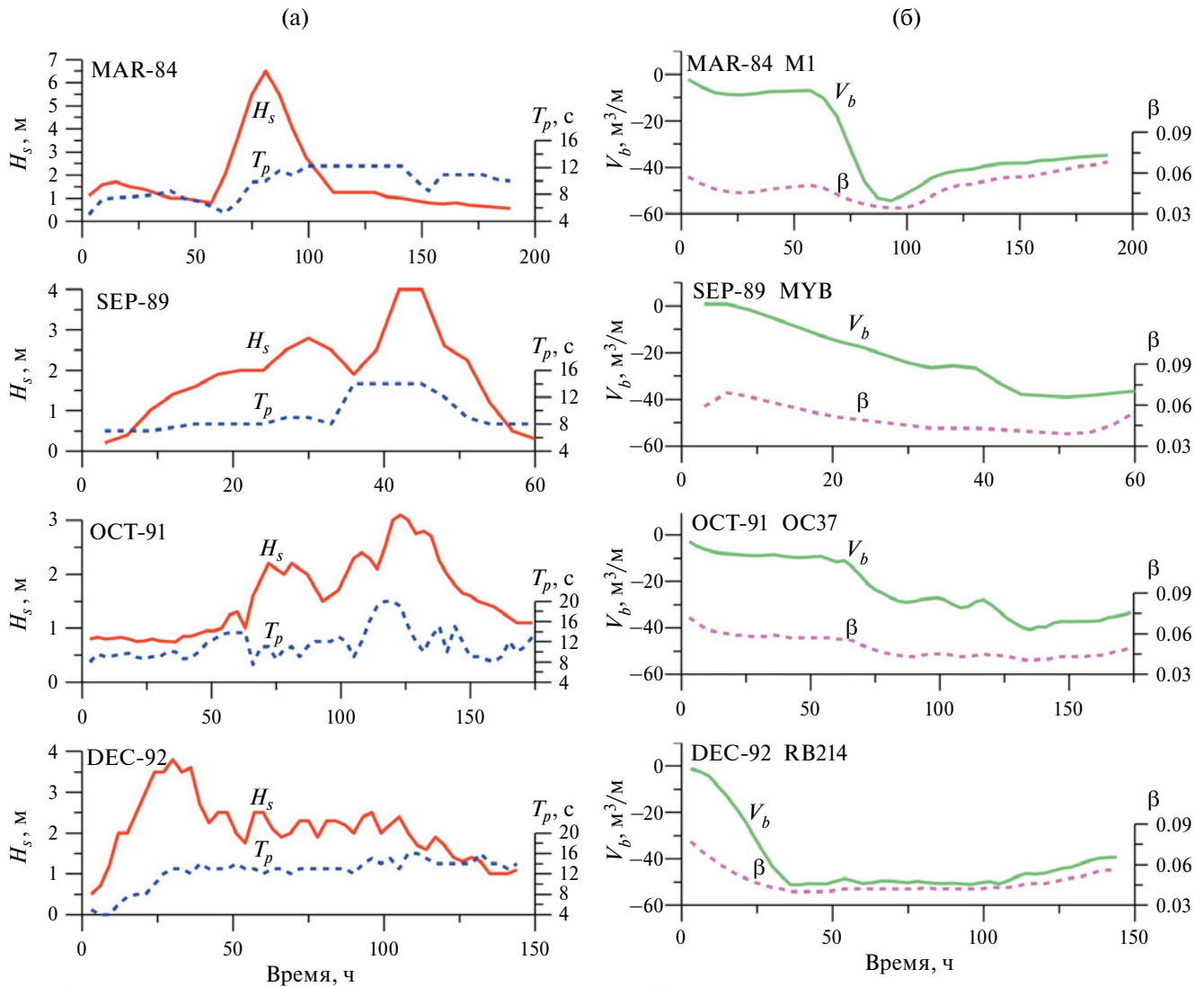


Рис. 6. Хронограммы штормов (а) и расчетные изменения объема и уклона пляжа (б) на берегах без подводных валов или с одним валом.

Среднеквадратичная ошибка расчетов при этом составила  $RMSE = 9.6 \text{ м}^3/\text{м}$ , что соответствует 24% от среднего зафиксированного изменения объема пляжа.

#### Результат двух последовательных штормов

В работах [27] и [28] приводятся данные об объемах размыва на побережье Оушен-Сити (штат Мэриленд) под действием двух последовательных штормов, случившихся в ноябре 1991 и январе 1992 гг. (Nov-91 и Jan-92) и имевших продолжительность 96 и 90 ч соответственно. На основе синтеза этих данных построена табл. 4, в которой отражены характеристики пляжа и итоговые изменения его объема, зафиксированные на ряде профилей. Здесь же приведены расчетные объемы размыва отдельно для первого и второго штормов ( $V_{b1}^{(c)}$  и  $V_{b2}^{(c)}$ ), а также их сумма ( $V_b^{(c)}$ ).

Профили дна в Оушен-Сити характеризуются одним подводным валом, и их примером может служить профиль OC37, представленный на рис. 5.

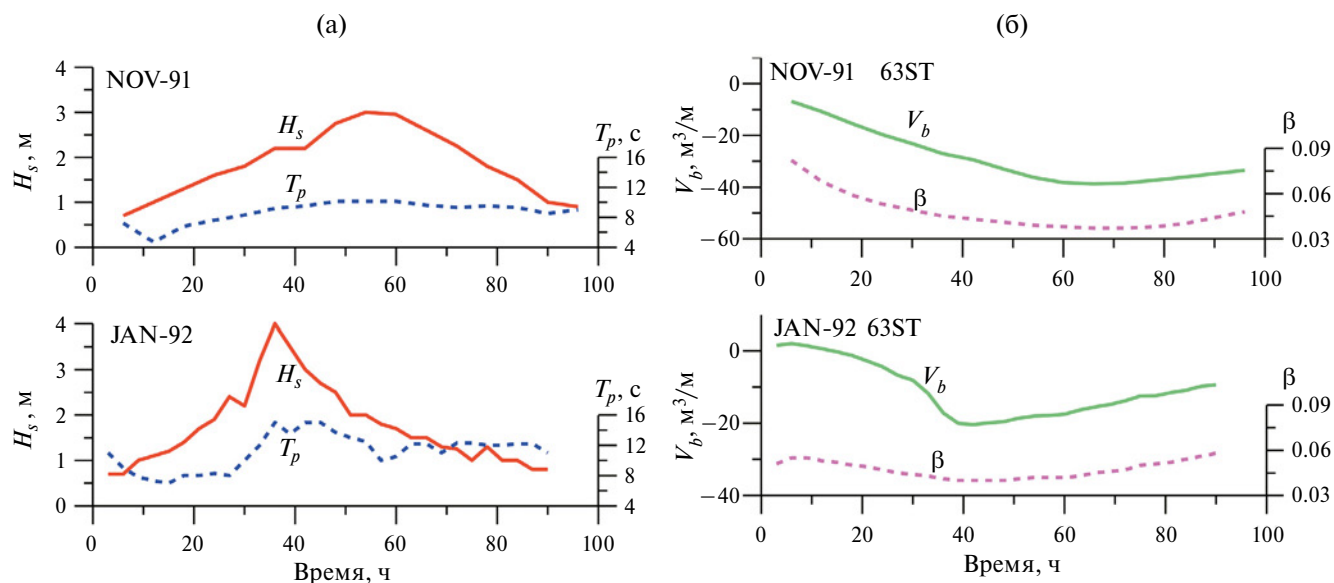
На рис. 7а показаны сценарии последовательных штормов Nov-91 и Jan-92, а рис. 7б отражает расчетные изменения объема и уклона пляжа для профиля 63St. На остальных профилях изменения  $V_b$  и  $\beta$  имеют аналогичный характер.

При расчетах второго шторма начальный уклон пляжа принимался равным уклону, сформированному первым штормом. В ситуациях  $\beta_0 > \beta_{eq}$ , как и прежде, использовалось значение калибровочного коэффициента  $K_R = 0.003$ .

Из табл. 4 и рис. 7б следует, что основной вклад в размыв пляжа был внесен первым штормом. Сформированный им уклон пляжа оказался достаточно близким к оптимальному значению.

**Таблица 4.** Наблюдавшиеся и расчетные изменения объема пляжа в результате воздействия двух последовательных штормов (данные наблюдений [27, 28])

| Профиль | $d_g$ , мм | $\beta_0$ | $V_b^{(m)}$ , м <sup>3</sup> /м | $V_{b1}^{(c)}$ , м <sup>3</sup> /м | $V_{b2}^{(c)}$ , м <sup>3</sup> /м | $V_b^{(c)}$ , м <sup>3</sup> /м |
|---------|------------|-----------|---------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|---------------------------------|
| 37St    | 0.33       | 0.08      | –48                             | –29.7                              | –9.5                               | –39.2                           |
| 52St    | 0.35       | 0.09      | –46                             | –35.2                              | –9.5                               | –44.7                           |
| 63St    | 0.37       | 0.09      | –44.8                           | –33.5                              | –9.4                               | –42.9                           |
| 74St    | 0.38       | 0.09      | –50.0                           | –32.8                              | –9.7                               | –42.5                           |
| 103St   | 0.40       | 0.09      | –42.4                           | –31.3                              | –9.1                               | –40.4                           |
| 124St   | 0.40       | 0.09      | –40.1                           | –31.3                              | –9.1                               | –40.4                           |

**Рис. 7.** Хронограммы штормов (а) и расчетные изменения объема и уклона пляжа (б) для двух последовательных штормов Nov-91 и Jan-92.

В результате объем материала, вынесенный вторым штормом, составил лишь около четверти всего объема размыва.

Расчетные и измеренные итоговые объемы размыва удовлетворительно согласуются друг с другом. Среднеквадратичная ошибка расчетов оценивается величиной  $RMSE = 4.9$  м<sup>3</sup>/м, что составляет 11% от среднего значения объема размыва.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Одним из ключевых параметров рассматриваемой модели является уклон пляжа. Его оптимальное значение уменьшается с ростом высоты волн. Поэтому при развитии шторма уклон имеет тенденцию уменьшаться, что поддерживается выносом материала пляжа на подводный склон. В фазе затухания шторма уклон стремится увеличиться, что достигается транспортировкой дополнительных количеств материала с подводного склона на берег. Однако адаптация пляжа к внеш-

ним воздействиям происходит с определенным лагом по времени. Эта особенность моделируется в нашей модели с помощью алгоритма, предложенного Ларсоном и др. [19] для прогноза изменений объема подводного вала в зоне обрушения. Временные масштабы обоих процессов, по-видимому, близки друг к другу.

Тестирование модели на базе лабораторных экспериментов показывает, что рекомендуемое сочетание калибровочных коэффициентов  $K_\beta$  и  $K_R$  обеспечивает приемлемое согласие расчетов с данными наблюдений. Величины  $K_R$  для условий размыва ( $\beta_0 > \beta_{eq}$ ) оказываются несколько меньше, чем для условий аккумуляции ( $\beta_0 < \beta_{eq}$ ).

Найденные значения коэффициентов  $K_\beta$  и  $K_R$  применимы и к природным пляжам, но не для всех типов прибрежной морфологии. Тестирование модели на основе натурных данных приводит к выводу, что скорость размыва пляжа существенно зависит от типа берегового профиля.

Профили с развитой системой подводных валов демонстрируют сравнительно слабые изменения пляжа даже в условиях сильных и продолжительных штормов. Однако на берегах без валов или с одним валом штормовые размывы измеряются десятками кубометров на метр берега. Это различие должно учитываться при расчетах путем использования разных значений калибровочного коэффициента  $K_R$ . Его величина может быть охарактеризована следующим образом:

$\beta_0 < \beta_{eq}$ , аккумуляция:  $K_R = 0.002$ ,

$\beta_0 > \beta_{eq}$ , размыв:

$$K_R = \begin{cases} 0.0015, & \text{профиль с системой подводных валов,} \\ 0.003, & \text{профиль без валов или с одним валом.} \end{cases} \quad (16)$$

Как уже отмечалось, колебания уровня моря в ходе шторма не включались в расчет. По сути, допускалось, что средний уклон пляжа, определяемый нашей моделью, не зависит от текущей отметки среднего уровня воды. При этом подразумевалось, что уровень не достигает положения, при котором возможен перелив воды через гребень берегового вала (бермы). Моделирование ситуации перелива рассматривается, например, в работах [4] и [19].

Причиной изменений объема пляжа могут быть и градиенты вдольберегового транспорта наносов, что иллюстрируют данные, приведенные в статье [28]. Однако данный фактор, по-видимому, не играл решающей роли в примерах штормовых изменений пляжа, использованных для верификации модели. Результаты расчетов показывают удовлетворительное согласие с данными, полученными как на берегах с мульти-валовыми системами, так и на профилях без валов. В последнем случае среднеквадратичная ошибка расчетов не превышала 24% от средней величины изменений объема пляжа. А при моделировании воздействия двух последовательных штормов ошибка составила всего 11%.

Практический интерес вызывает вопрос о смещениях береговой линии во время шторма. Согласно формуле (2) и рис. 1б, за время  $\Delta t$  урез под воздействием волн должен переместиться на расстояние  $\Delta x_b = \Delta V_b / R$ . Однако для реалистичной оценки смещения берега необходимо принимать во внимание изменения объема не только надводного пляжа, но и его подводной части. Такая задача должна решаться на базе более сложной модели, включающей действие волновых механизмов и изменения профиля дна в ходе шторма.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В основу изложенного подхода к оценке штормовых изменений объема пляжа положена разработанная автором модель транспорта наносов в зоне волнового заплеска. Входными параметрами модели служат размер песка, уклон пляжа и сценарий шторма, включающий хронограмму высот и периодов волн.

Результирующий расход наносов на пляже представляет результат баланса между асимметрией потока заплеска и силой тяжести. Направление транспорта определяется знаком разности текущего уклона пляжа и уклона в состоянии равновесия.

Калибровка и верификация модели показывают, что процессы размыва и намыва пляжа характеризуются различной скоростью, которая зависит также и от типа берегового профиля. Так, на берегах, не имеющих подводных валов, штормовые размывы могут быть на порядок больше, чем на берегах с мульти-валовыми системами.

В ходе шторма уклон пляжа стремится к равновесному значению, которое отвечает волнению, действующему в данный момент. При усилении волнения уклон уменьшается, что сопровождается уменьшением объема пляжа за счет выноса материала на подводный склон, а при затухании шторма уклон и объем пляжа растут.

Восстановление пляжа до объема, зафиксированного перед штормом, наблюдалось только на профилях с мульти-валовыми системами и не отмечалось на профилях без валов.

В случае двух последовательных штормов приблизительно одинаковой силы основной вклад в изменения пляжа вносит первый из них.

Результаты расчетов удовлетворительно согласуются с данными натурных наблюдений. Среднеквадратическая ошибка расчетов лежит в пределах от 11 до 24% по отношению к средней величине зафиксированных изменений объема пляжа.

**Источник финансирования.** Работа выполнена в рамках государственного задания ИО РАН (тема № FMWE-2024-0018).

**Конфликт интересов.** Автор данной работы заявляет, что у него нет конфликта интересов.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Леонтьев И.О. Прибрежная динамика: волны, течения, потоки наносов. М.: ГЕОС, 2001. 272 с.
2. Леонтьев И.О. Морфодинамические процессы в береговой зоне моря. LAP LAMBERT Academic Publishing. Saarbrücken, 2014. 251 с.

3. Леонтьев И.О. О расчете вдольберегового транспорта наносов // Океанология. 2014. Т. 54. № 2. С. 226–232.  
<https://doi.org/10.7868/S0030157414020130>
4. Леонтьев И.О., Рябчук Д.В., Сергеев А.Ю. Моделирование штормовых деформаций песчаного берега (на примере восточной части Финского залива) // Океанология. 2015. Т. 55. № 1. С. 147–158.  
<https://doi.org/10.7868/S0030157414060069>
5. Леонтьев И.О. Оценка опасности штормовых размывов песчаного берега // Океанология. 2021. Т. 61. № 2. С. 286–294.  
<https://doi.org/10.31857/S0030157421020118>
6. Леонтьев И.О. Абразия берега, сложенного рыхлым материалом // Океанология. 2022. Т. 62. № 1. С. 125–134.  
<https://doi.org/10.31857/S0030157422010087>
7. Лонгинов В.В. Динамика береговой зоны бесприливных морей. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 379 с.
8. Aagaard T., Nielsen J., Greenwood B. Suspended sediment transport and nearshore bar formation on a shallow intermediate-state beach // Marine Geology. 1998. V. 148. P. 203–225.
9. Bagnold R.A. Mechanics of marine sedimentation // The Sea. V. 3. N.-Y.: Wiley, 1963. P. 507–528.
10. Baldock T., Alsina J., Càceres I. et al. Large-scale experiments on beach profile evolution and swash zone sediment transport induced by long waves, wave groups and random waves // Coastal Engineering. 2011. V. 58. P. 214–227.
11. Blenkinsopp C.E., Turner I.L., Masselink G., Russell P.E. Swash zone sediment fluxes: field observations // Coastal Engineering. 2011. V. 58. P. 28–44.  
<https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2010.08.002>
12. Càceres I., Alsina J.M. Suspended sediment transport and beach dynamics induced by monochromatic conditions, long waves and wave groups // Coastal Engineering. 2016. V. 108. P. 36–55.  
<https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2015.11.004>
13. Chardón-Maldonado P., Pintado-Patiño J.C., Puleo J.A. Advances in swash-zone research: small-scale hydrodynamic and sediment transport processes // Coastal Engineering. 2016. V. 115. P. 8–25.  
<https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2015.10.008>
14. Chen W., van der Werf J.J., Hulshof S.J.M.H. Practical modelling of sand transport and beach profile evolution in the swash zone // Coastal Engineering. 2024. V. 191.  
<https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2024.104514>
15. Eichentopf S., Càceres I., Alsina J.M. Breaker bar morphodynamics under erosive and accretive wave conditions in large-scale experiments // Coastal Engineering. 2018. V. 138. P. 36–48.  
<https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2018.04.010>
16. Karambas T.V. Prediction of sediment transport in the swash-zone by using a nonlinear wave model // Continental Shelf Res. 2006. V. 26. P. 599–609.  
<https://doi.org/10.1016/j.csr.2006.01.014>
17. Larson M., Kraus N.C. SBEACH: numerical model for simulating storm-induced beach change. Tech. Rep. CERC-89–9. 1989. US Army Eng. Waterw. Exp. Station. Coastal Eng. Res. Center.
18. Larson M., Kubota S., Erikson L. Swash-zone sediment transport and foreshore evolution: field experiments and mathematical modeling // Mar. Geol. 2004. V. 212. P. 61–79.  
<https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.08.004>
19. Larson M., Palalane J., Fredriksson C., Hanson H. Simulating cross-shore material exchange at decadal scale. Theory and model component validation // Coastal Engineering. 2016. V. 116. P. 57–66.  
<https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2016.05.009>
20. Leont'yev I.O. Numerical modelling of beach erosion during storm event // Coastal Engineering. 1996. V. 47. P. 413–429.
21. Leont'yev I.O., Akivis T.M. Erosion Index for Assessing Vulnerability of Sandy Beach // Processes in GeoMedia – V. VI. Springer Geology / T. Chaplina (ed.). 2023. P. 19–32.  
<https://doi.org/10.1007/978-3-031-16575-7>
22. Stockdon H.F., Holman R.A., Howd P.A., Sallenger A.H. Empirical parameterization of setup, swash, and run-up // Coastal Engineering. 2006. V. 53. P. 573–588.
23. Sunamura T. Sandy beach geomorphology elucidated by laboratory modeling // Applications in coastal modeling / Eds. Lakhan V.C., Trenhail A.S. Amsterdam: Elsevier, 1989. P. 159–213.
24. Van Rijn L.C. Prediction of dune erosion due to storms // Coastal Engineering. 2009. V. 56. P. 441–457.  
<https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2008.10.006>
25. Van Rijn L.C., Walstra D.J.R., Grasmeier B., Sutherland J., Pan S., Sierra J.P. The predictability of cross-shore bed evolution of sandy beaches at the time scale of storms and season using process-based profile models // Coastal Engineering. 2003. V. 47. P. 295–327.
26. Van Rijn L.C., Tonnon P.K., Walstra D.J.R. Numerical modelling of erosion and accretion of plane sloping beaches at different scales // Coastal Engineering. 2011. V. 58. P. 637–655.  
<https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2011.01.009>
27. Wise A., Smith S.J., Larson M. SBEACH: numerical model for simulating storm-induced beach change. Tech. Rep. CERC-89–9. Report 4: Cross-shore transport under random waves and model validation with supertank and field data. US Army Corps of Engineers. 1996.
28. Zheng J., Dean R.G. Numerical models and intercomparisons of beach profile evolutions // Coastal Engineering. 1997. V. 30. P. 169–201.

## ESTIMATING OF CHANGES IN THE VOLUME OF SANDY BEACH DURING A STORM

I. O. Leont'yev

*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow*  
*e-mail: igor.leontiev@gmail.com*

An approach is proposed for predicting storm-induced changes in subaerial volume of a sandy beach based on the author's model of sediment transport in the swash zone. Input parameters in the model are the mean sand size, the slope of the beach and a chronogram of heights and periods of waves in deep water. To calibrate the model, published data from experiments in wave channels were used. Verification of the model was based on the published data from field observations. It is shown that on profiles with a developed system of nearshore bars, beach changes are small even during strong, prolonged storms, while on shores without bars or with one bar, storm erosion is measured in tens of cubic meters per meter of shore. From the calculations it follows that in the intensifying phase of the storm, the slope and volume of the beach decrease, and in the attenuation phase, on the contrary, they increase. Adaptation to external influences occurs with a certain time lag. Changes to the beach under the influence of two successive storms of approximately equal strength are largely determined by the first of them. The root mean square error of the calculations ranges from 11 to 24% relative to the average value of recorded changes in beach volume.

**Keywords:** wave runup, swash zone, sediment transport, storm scenario, beach erosion and accretion, equilibrium beach slope

УДК 551.465

## СТАЦИОНАРНЫЙ МЕТЕОБУЙ В БАРЕНЦЕВОМ МОРЕ КАК КОМПОНЕНТ НАЦИОНАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ МОНИТОРИНГА КЛИМАТИЧЕСКИ АКТИВНЫХ ВЕЩЕСТВ

© 2025 г. В. Д. Шармар\*, В. П. Терещенков, А. В. Гавриков, А. В. Сеницын,  
М. Д. Кравчишина, А. А. Клювиткин, А. Н. Новигатский, Н. Д. Тилинина,  
С. В. Писарев, С. К. Гулев

*Институт океанологии им. П. П. Шишова РАН, Москва, Россия*

*\* e-mail: sharmar@sail.msk.ru*

Поступила в редакцию 01.10.2024 г.

После доработки 01.10.2024 г.

Принята к печати 03.10.2024 г.

В экспедиции “Европейская Арктика — 2024: геологическая летопись изменений среды и климата” (96-й рейс НИС “Академик Мстислав Келдыш”) впервые проведена постановка стационарного метеобуя Sea-Air-Wave Station (SAWS), разработанного в Институте океанологии им. П. П. Шишова РАН, в северо-восточной части Баренцева моря. Конфигурация буйковой станции, ее приборное оснащение и первые результаты обработки данных показали актуальность использования созданного метеобуя в качестве компонента Национальной системы мониторинга климатически активных веществ.

**Ключевые слова:** метеобуй, система мониторинга, климатически активные вещества

**DOI:** 10.31857/S0030157425010141, **EDN:** DPATMI

В связи с наблюдаемым в последние десятилетия глобальным антропогенным потеплением [4] одной из первоочередных задач исследования долгосрочной динамики климата является мониторинг климатически активных веществ, в первую очередь, ключевых парниковых газов, таких как  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$  и  $\text{N}_2\text{O}$ . Задачей такого мониторинга является построение наблюдательных систем, способных не только обеспечивать непрерывные наблюдения концентраций газов, но и оценивать их потоки на границе раздела фаз вода–воздух. Кроме того, для понимания роли океана в эмиссии парниковых газов и изменениях климата крайне важно обеспечить наблюдения за другими гидрометеорологическими характеристиками (например, скорость ветра, высота волн, температура поверхности моря), что позволяет проанализировать обратные связи в Земной климатической системе и создать базу для численного моделирования долгосрочной климатической динамики. Для решения этих задач в 2022 г. в Российской Федерации был инициирован Важнейший инновационный проект государственного значения “Единая национальная система мониторинга

климатически активных веществ” (ВИП ГЗ) на период до 2030 г. [2]

В рамках ВИП ГЗ работа реализуется шестью научными консорциумами, которые осуществляют исследования и оперативную деятельность в части мониторинга процессов на суше (включая лесные экосистемы и сельскохозяйственные угодья) и в море. Помимо того, еще 3 консорциума разрабатывают высокотехнологичные климатические прогностические модели, обеспечивают получение достоверных оценок влияния изменений климата на экономику страны и обеспечивают формирование кадастра антропогенных выбросов из источников и абсорбции поглотителями парниковых газов — ключевого отчетного документа, предоставляемого Россией Конференции Сторон РКИК (Рамочная конвенция об изменении климата) ООН.

В этой связи, мониторинг потоков энергии и парниковых газов в Мировом океане и морях России приобретает особое значение. Океан, будучи консервативным по отношению к атмосфере компонентом климатической системы, является аккумулятором тепла на длительных промежутках времени, поглощая примерно 92%

избыточного тепла, поступающего в атмосферу за счет антропогенной деятельности. Кроме того, океан генерирует собственные моды климатической изменчивости, которые накладываются на антропогенный сигнал, существенно затрудняя долгосрочное прогнозирование [3].

Наконец, океаны и моря служат мощными поглотителями парниковых газов (в первую очередь,  $\text{CO}_2$ ), однако суммарное поглощение океанов и морей в целом является малой разницей мощной эмиссии в тропических широтах и преимущественного поглощения в субполярных широтах. При этом даже в средних и субполярных широтах при усилении штормовой активности могут обнаруживаться направленные в атмосферу потоки  $\text{CO}_2$ . Все это делает проблему мониторинга потоков парниковых газов и энергии в океане и морях очень сложной, а создаваемую систему океанского мониторинга в рамках ВИП ГЗ – критически важной.

Океанский компонент мониторинга климатически активных веществ в рамках ВИП ГЗ включает в себя как судовые, так и автономные системы наблюдений за состоянием среды. Важным элементом автономных систем являются стационарные гидрометеорологические станции, позволяющие вести долговременный мониторинг всех параметров приповерхностного слоя атмосферы и верхнего слоя океана. В течение 2022–2023 гг. в Институте океанологии им. П.П. Ширшова РАН была впервые создана такая платформа.

Созданная гидрометеорологическая станция “Sea-Air-Wave Station” (SAWS) представляет собой заякоренную платформу. Конструкция платформы состоит из плавучести (буя), надводной мачты и киля (хвостовика). Плавучесть представляет собой прочную полиуретановую оболочку в форме диска, заполненную полимерной пеной. Сверху на бую размещена металлическая палуба, которая при помощи шпилек, проходящих через тело буя, соединена с металлическим хвостовиком, расположенным под бумом. Роль поплавка выполняет корпус с полиуретановым покрытием, заполненным полимерной пеной, большой грузоподъемности с установленной на ней надводной мачтой, на которой размещаются измерительные приборы. Ниже ватерлинии буя на держателе набора троса устанавливаются датчики измерения параметров морской воды (рис. 1). В несущую архитектуру SAWS входят дополнительные поверхностные (2 штуки) и глубоководные (2 штуки) поплавки для поддержания плавучести платформы, 3 км троса из ультравысокомолекулярного полиэтиленового волокна, 100 м якорной цепи

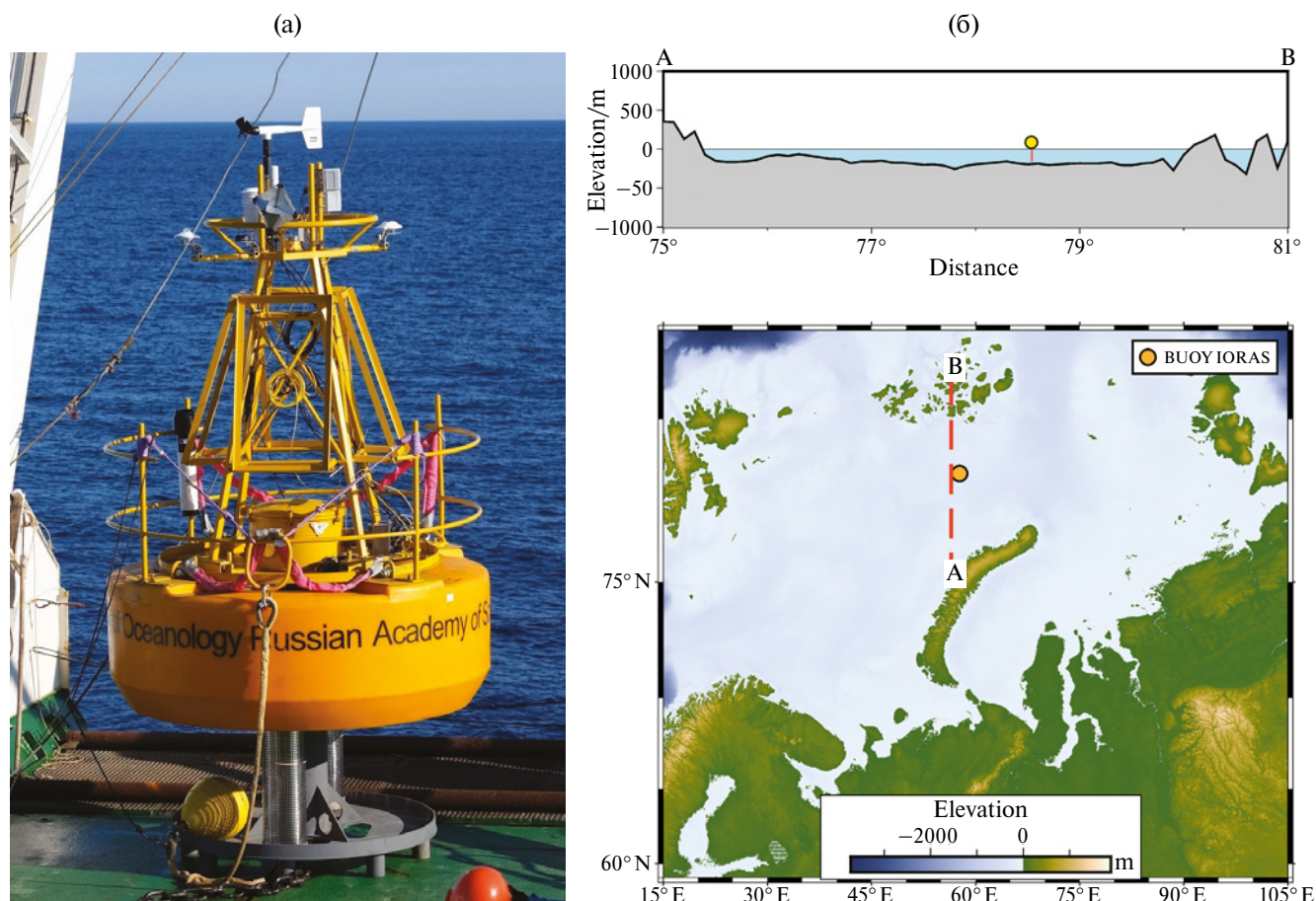
28 мм калибра, 4 аккумуляторные батареи (АКБ) (120 мА·ч каждая), 4 панели солнечных батарей, проблесковый маячок, радиолокационный отражатель. Запас плавучести (грузоподъемность) полностью оснащенного буя составляет 1850 кг. Такая комплектация морской заякоренной платформы обеспечивает возможность проводить автоматические измерения в глубоководных районах океана с запасом работы от АКБ в течение полугода автономной работы.

Измерительная аппаратура, установленная на SAWS (таблица), включает полный комплекс атмосферных метеорологических наблюдений, в том числе измерители радиационных потоков, газоанализаторы для определения концентрации  $\text{CO}_2$  и метана в воздухе и воде, приборы для измерения параметров верхнего слоя океана (температуры, электропроводности, pH,  $\text{CO}_2$ ), а также систему измерения параметров ветрового волнения. Измерения концентрации углекислого газа и метеорологических параметров проводились на высоте 2.5 м над уровнем моря, а поверхностные океанографические параметры, включая высокоточные измерения концентрации растворенных парниковых газов, определялись на глубине 1.5 м. Станция работает в режиме мониторинга с частотой регистрации параметров 1 ч, при этом частота измерений может быть увеличена.

Сбор данных со всех измерителей осуществляется контроллером (мини-компьютером) CR1000X. Одновременно, контроллер получает информацию о питании от аккумуляторной батареи всех подключенных приборов. Контроллер формирует короткие пакеты данных, осуществляет сбор и передачу пакетов данных, дополненных текущими координатами местоположения станции, при помощи терминала-модема в заданные промежутки времени. В качестве терминала-модема используется отечественный терминал спутниковой связи *Galileosky* (РФ, г. Пермь).

В такой конфигурации SAWS не уступает лучшим зарубежным аналогам, используемым в США, Австралии, Китае и странах ЕС [5, 6, 10, 13 и др.], а в ряде аспектов (например, измерения парниковых газов и ветрового волнения) превосходит их.

В 96-м рейсе научно-исследовательского судна “Академик Мстислав Келдыш” метеобуй SAWS был установлен 30.07.2024 г. в северо-восточной части Баренцева моря в точке с координатами 78.5476° с.ш., 57.6902° в.д. и глубиной моря 164 м (рис. 1б). Выбор точки постановки определялся высокой интенсивностью изменчивости метеорологических условий в северной части Барен-



**Рис. 1.** а) Гидрометеорологическая станция Sea-Air-Wave Station перед постановкой в точке на станции № 8012, глубина 164 м. б) Топография дна на разрезе от острова Новой Земли (А) до островов Земли Франца Иосифа (В).

цева моря, где одновременно существенно меняется температурный режим и ветровые условия, определяющие характеристики волнения. Известно [8], что северная часть Баренцева моря — это горячая точка глобального потепления, где наблюдается экстремальное увеличение тепло-содержания океана с середины 2000-х гг. Этот район как в летний, так и в зимний сезон характеризуется мощной циклонической активностью, формирующей сильную перемежаемость приводных условий [11]. Кроме того, район Норвежского и Баренцева морей характеризуется значительной динамикой потоков вещества в толще океана, что существенно влияет на углеродный цикл и потоки  $\text{CO}_2$  между океаном и атмосферой [1].

Полученные в результате постановки уникальные данные позволили впервые охарактеризовать мезомасштабную и синоптическую изменчивость параметров приводного слоя атмосферы, а также потоков климатически активных газов на границе океан—атмосфера. Краткосрочные (с периодами от часов до суток) флуктуации приводной температуры воздуха составляли по магнитуде до

$4^\circ\text{C}$ , а относительной влажности — до 20%. Изменчивость скорости приводного ветра преимущественно юго-восточных румбов составляла от 2 до 10 м/с за весь период измерений. Измерения волнения датчиком SeaView SVS-603, установленным на SAWS, проводились одновременно с использованием дрейфующего буя волномера “Sofar Spotter” [7], что позволило провести валидацию волнового блока SAWS. На рис. 2 показано практически идеальное совпадение измерений ветровых волн системой SAWS и буюм Spotter как для высот, так и для периодов волнения. Из рис. 2а видно, что для высот волн коэффициент регрессии принимает значение 0.99, для периодов волн — 0.89 (рис. 2б). Среднеквадратическая ошибка в высотах волн достигает значения 0.05 м, в периодах — 0.81 с.

Наконец, измерения концентраций парниковых газов также показали высокую эффективность газоанализаторов, установленных на SAWS. На рис. 3 демонстрируется фрагмент временной изменчивости скорости приводного ветра и концентраций  $\text{CO}_2$  в воздухе и поверхностном

Таблица. Измерительное оборудование станции SAWS

| Прибор/датчик                                | Параметр                                                                  | Диапазон                     | Частота   |
|----------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------|------------------------------|-----------|
| SeaView SVS-603                              | Значительная высота волн, м                                               | 0 ... 30 м                   | 1.7244 Hz |
|                                              | Период на частоте максимума спектра волнения, с                           | 2 ... 30 с                   | 1.7244 Hz |
|                                              | Направление распространения волн на частоте максимума спектра волнения, ° | 0 ... 359.9°                 | 1.7244 Hz |
|                                              | Средний период по минус первому и нулевому моментам спектра волнения, сек | 0 ... 30 с                   | 1.7244 Hz |
|                                              | Среднее направление распространения волн, °                               | 0 ... 359.9°                 | 1.7244 Hz |
| Vaisala HMP155                               | Давление, гПа                                                             | 950 ... 1050 гПа             | 1/15 Hz   |
| Vaisala 05106                                | Скорость ветра, м·с <sup>-1</sup>                                         | 0 ... 50 м·с <sup>-1</sup>   | 1/15 Hz   |
|                                              | Направление ветра, °                                                      | 0 ... 359.9°                 | 1/15 Hz   |
| Vaisala Temperature/RH Probe                 | Температура воздуха,                                                      | −40 ... 70 °C                | 1/15 Hz   |
|                                              | Влажность воздуха, %                                                      | 0 ... 100%                   | 1/15 Hz   |
| Kipp & Zonen CMP10                           | Приходящая ДВ радиация, W·м <sup>-2</sup>                                 | −50 ... 50 W·м <sup>-2</sup> | 1/15 Hz   |
|                                              | Температура пиранометра, °C                                               | −20 ... 30 °C                | 1/15 Hz   |
|                                              | Рассчитанная ДВ радиация, W·м <sup>-2</sup>                               | 80 ... 480 W·м <sup>-2</sup> | 1/15 Hz   |
| Kipp & Zonen CGR4                            | Приходящая КВ радиация, W·м <sup>-2</sup>                                 | 0 ... 100 W·м <sup>-2</sup>  | 1/15 Hz   |
| Vaisala 50202 Precipitation Gauge            | Осадкомер, мм                                                             | 0 ... 55 мм                  | 1/15 Hz   |
| Vaisala GMP343                               | Газоанализатор CO <sub>2</sub> в атмосфере, ppm                           | 0 ... 1000 ppm               | 1/15 Hz   |
| AMT CO <sub>2</sub>                          | Газоанализатор CO <sub>2</sub> в океане, ppm                              | 0 ... 1000 ppm               | 1/15 Hz   |
| RBRconcerto <sup>3</sup> /Idronaut pH sensor | Температура воды, °C                                                      | −5 ... 35 °C                 | 1 Hz      |
|                                              | Электропроводность, мСм/м                                                 | 0 ... 85 мСм/м               | 1 Hz      |
|                                              | pH                                                                        | pH 1 ... pH 13               | 1 Hz      |
| Garmin GPS16X-HVS                            | Широта, °                                                                 | −90 ... 90°                  | 15 с      |
|                                              | Долгота, °                                                                | 0 ... 359.9°                 | 15 с      |

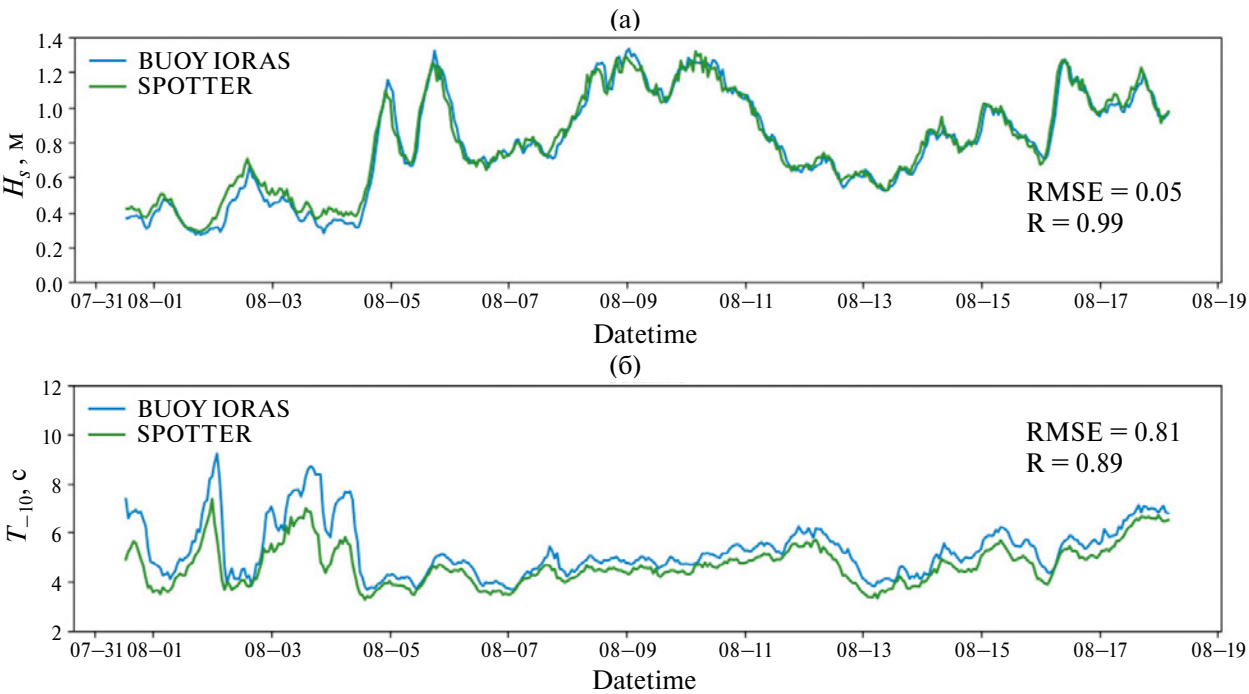
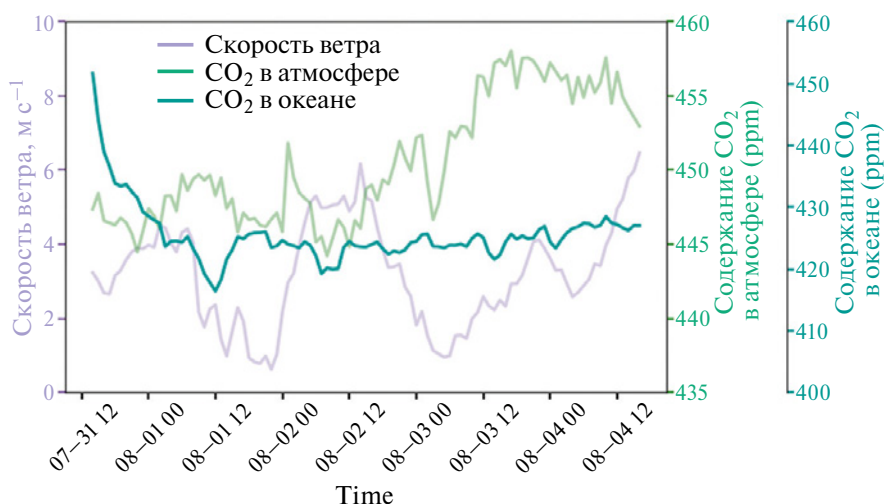


Рис. 2. Параметры ветрового волнения, измеренные датчиком SeaView SVS-603: значительная высота волн (а) и средний период (б) в сравнении с независимыми синхронными наблюдениями, полученными с помощью буя-волномера Spotter в период постановки буя с 31 июля по 18 августа 2024 г.



**Рис. 3.** Скорость ветра (по датчику Vaisala 05106) и концентрации  $\text{CO}_2$  в приводном слое воздуха (по датчику Vaisala GMP 343) и в поверхностном слое воды (по датчику AMT  $\text{CO}_2$ ).

слое воды за период 5 суток. Хорошо видно, что разность парциальных давлений  $\text{CO}_2$  в воде и воздухе может меняться в десятки раз на масштабах от часов до нескольких суток даже при относительно малой изменчивости скорости приводного ветра (от 3 до 4.5 м/с), что открывает новые перспективы для понимания изменчивости углеродного цикла океана в субполярных широтах.

Уже начавшаяся обработка наблюдений позволит впервые получить количественные характеристики мезомасштабной и синоптической изменчивости потоков энергии и парниковых газов между океаном и атмосферой, а также длительные ряды параметров ветрового волнения, необходимые для учета его роли в формировании энерго- и газообмена между океаном и атмосферой в одном из ключевых районов мониторинга океана и морей в рамках ВИП ГЗ.

Полученные измерения скорости ветра и концентраций  $\text{CO}_2$  в приводном слое воздуха и поверхностном слое воды будут использованы для расчетов потоков на границе океан–атмосфера в рамках принятых параметризаций [9, 12].

В заключение можно констатировать, что испытания первой морской автономной гидрометеорологической станции SAWS в натурных условиях прошли успешно. Измерительные датчики и средства связи продемонстрировали свою надежность для работы в морских экстремальных условиях, а полученные данные — высокую достоверность. Созданная в ИО РАН конфигурация станции SAWS станет основой для разработки системы автономных заякоренных буйев в субполярной Северной Атлантике и морях России на втором этапе выполнения ВИП ГЗ (2025–2030 гг.). Сеть подобных гидрометеорологических станций

обеспечит эффективный мониторинг параметров приводной атмосферы и поверхностного слоя океана и позволит получать устойчивые оценки, необходимые для замыкания региональных балансов потоков парниковых газов и энергии в океане. Такая наблюдательная система станет основой для валидации океанских модельных реанализов, которые разрабатываются в рамках ВИП ГЗ.

**Источники финансирования.** Работа выполнена при поддержке Соглашения с Росгидрометом 169-15-2023-002 (разработка архитектуры системы SAWS), Госзадания FMWE-2022-0002 (конфигурирование датчиков) и гранта РНФ 23-77-30001 (обработка информации).

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

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Клювиткин А.А., Кравчишина М.Д., Новигатский А.Н. и др. Первые данные о вертикальных потоках осадочного вещества и параметрах среды на северном сегменте хребта Мона, Норвежское море // Докл. РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 513. № 1. С. 126–133. <https://doi.org/10.31857/S2686739723601618>
2. Решетников М.Г. Климатическая политика в России: наука, технологии, экономика // Проблемы прогнозирования. 2023. № 6 (201). С. 6–10. <https://doi.org/10.47711/0868-6351-201-6-10>
3. Gulev S.K., Latif M., Keenlyside N. et al. North Atlantic Ocean control on surface heat flux on multidecadal timescales // Nature. 2013. V. 499. P. 464–467. <https://doi.org/10.1038/nature12268>
4. Gulev S.K., Thorne P.W., Ahn J. et al. Changing State of the Climate System // Climate Change 2022: The Physical Science Basis. Contribution of Working

- Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, UK and New York, NY, USA: Cambridge University Press, 2022. P. 287–422.  
<https://doi.org/10.1017/9781009157896.004>
5. *Harden B.E., Renfrew I.A., Petersen G.N.* Meteorological buoy observations from the central Iceland Sea // *J. Geophys. Res. Atmos.* 2015. V. 120. P. 3199–3208.  
<https://doi.org/10.1002/2014JD022584>
  6. *Josey S.A., Grist J.P., Mecking J.V. et al.* A clearer view of Southern Ocean air–sea interaction using surface heat flux asymmetry // *Phil. Trans. R. Soc. A.* 2023. 38120220067.  
<http://doi.org/10.1098/rsta.2022.0067>
  7. *Lancaster O. et al.* Comparative wave measurements at a wave energy site with a recently developed low-cost wave buoy (Spotter), ADCP, and pressure loggers // *Jour. Atmos. Oceanic Technology.* 2021. V. 38. № 5. P. 1019–1033.
  8. *Lind S., Ingvaldsen R.B., Furevik T.* Arctic warming hotspot in the northern Barents Sea linked to declining sea-ice import // *Nature Climate Change.* 2018. V. 8(7). P. 634–639.
  9. *Liss P.S., Slater P.G.* Flux of gases across the Air–Sea interface // *Nature.* 1974. V. 247. P. 181–184.  
<https://doi.org/10.1038/247181a0>
  10. *Ranganathan S., Weller R.A., Venkatesan R. et al.* Performance of Moored Real-Time Ocean Observations During Cyclones in the Bay of Bengal // *Marine Technology Society Journal.* 2024. V. 58. № 3. P. 56–69.  
<https://doi.org/10.4031/MTSJ.58.3.4>
  11. *Tilinina N., Gulev S.K., Bromwich D.H.* New view of Arctic cyclone activity from the Arctic system reanalysis // *Geophysical Research Letters.* 2014. V. 41. № 5. P. 1766–1772.
  12. *Wanninkhof R.* Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean revisited // *Limnol. Oceanogr. Methods.* 2014. V. 12. P. 351–362.  
<https://doi.org/10.4319/lom.2014.12.351>
  13. *Zhang R., Zhou F., Wang X. et al.* Cool skin effect and its impact on the computation of the latent heat flux in the South China Sea // *Jour. Geoph. Res.: Oceans.* 2021. V. 126(1).  
<https://doi.org/10.1029/2020JC016498>

## MOORED METEOROLOGICAL BUOY AS PART OF NATIONAL GREEN-HOUSE MONITORING SYSTEM IN THE BARENTS SEA

**V. D. Sharmar\*, V. P. Tereschenkov, A. V. Gavrikov, A. V. Sinitzin, M. D. Kravchishina,  
A. A. Klyuvitkin, A. N. Novigatsky, N. D. Tilinina, S. V. Pisarev, S. K. Gulev**

*Shirsov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia*

\*e-mail: [sharmar@sail.msk.ru](mailto:sharmar@sail.msk.ru)

Experimental deployment of surface meteorological moored buoy “Sea–Air–Wave Station” (SAWS) was performed during the expedition “European Arctic – 2024: a geologic annals of environmental and climate change” (96<sup>th</sup> cruise of RV “Akademik Mstislav Keldysh”) in the north-eastern part of the Barents Sea. Mooring design and instrumentation demonstrated validity of the meteorological buoy for usage as part of National green-house monitoring system.

**Keywords:** surface meteorological moored buoy, monitoring system, green-house gases

УДК 574.584

## ИССЛЕДОВАНИЯ ГЛУБОКОВОДНОЙ ПЕЛАГИЧЕСКОЙ ИХТИОФАУНЫ ЦЕНТРАЛЬНО-ВОСТОЧНОЙ АТЛАНТИКИ (67-Й РЕЙС ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО СУДНА “АКАДЕМИК ИОФФЕ”)

© 2025 г. А. М. Орлов\*, С. Г. Кобылянский, Д. В. Большаков

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

\*e-mail: orlov.am@ocean.ru

Поступила в редакцию 19.08.2024 г.

После доработки 11.09.2024 г.

Принята к публикации 03.10.2024 г.

В ходе 67-го рейса исследовательского судна “Академик Иоффе” получены оригинальные материалы, характеризующие состав и структуру ихтиоценов эпи- и мезопелагиали, а также их пространственно-временную изменчивость в субтропической центрально-восточной Атлантике. Результаты работ позволят провести сравнение глубоководной пелагической ихтиофауны различных районов тропической и центральной Атлантики.

**Ключевые слова:** глубоководные рыбные сообщества, мезопелагические рыбы, видовой состав, относительная численность, Myctophidae, Gonostomatidae, Phosichthyidae, Sternoptychidae

**DOI:** 10.31857/S0030157425010156, **EDN:** DOTNNV

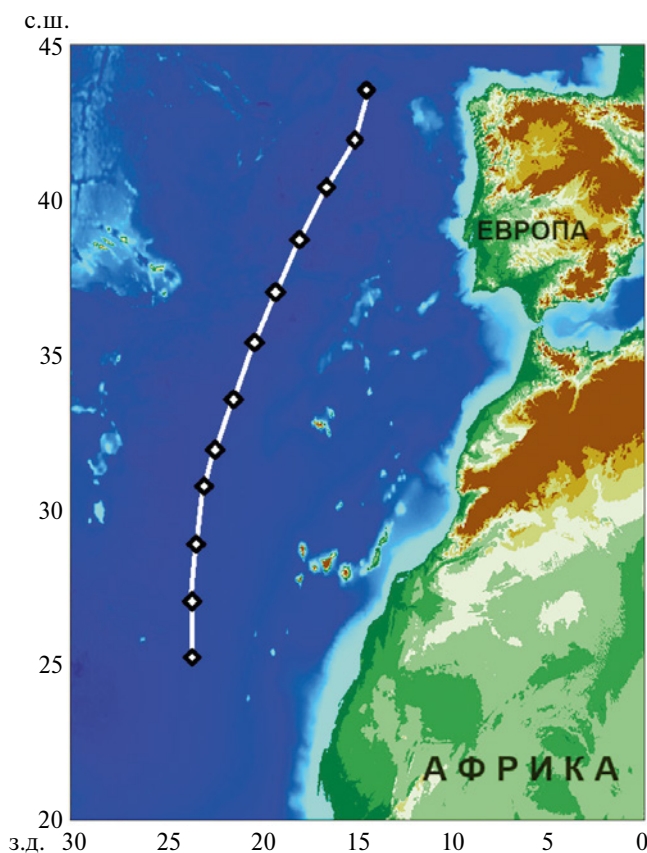
Ихтиологические исследования в 67-м рейсе исследовательского судна “Академик Иоффе” (29 июля — 9 августа 2024 г.) проводились в рамках государственного задания “Биологическое разнообразие фауны морей и океанов, ее распределение и эволюция, фауна уникальных морских биотопов и ее сохранение” и были направлены на получение новых данных о составе, особенностях пространственного и вертикального распределения глубоководных рыбных сообществ, а также оценку относительной численности пелагических рыб субтропической центрально-восточной Атлантики.

Сборы материалов проведены на квазиширотном разрезе вдоль западного побережья Африки и южной Европы за пределами 200-мильных экономических зон прибрежных государств (рис. 1). Длина разреза составила около 2180 км, на его протяжении выполнено 12 суточных станций при среднем расстоянии между станциями 181 км. На каждой станции (за исключением последней) проведено по четыре косых лова в слоях 200–0 м и 1000–0 м (два в светлое и два в темное время суток) незамыкающимся разноглубинным пелагическим тралом Айзекса-Кидда в модификации Самышева-Асеева [1, 2].

В уловах отмечено в общей сложности 299 экз. личинок глубоководных рыб, а также 1874 экз. молоди и взрослых рыб, которые, по предварительным определениям, отнесены к 116 видам из 18 семейств. По числу видов в уловах в целом преобладали представители светящихся анчоусов Myctophidae (44 вида). Далее в порядке убывания числа видов следовали Stomiidae (27), Melamphidae (9), Sternoptychidae (8), Gonostomatidae (6), Paralepididae (5) и Phosichthyidae (4). Остальные семейства в уловах были представлены 1–2 видами. По относительной численности в уловах в целом доминировали виды семейства Gonostomatidae (49.5%). Далее в порядке убывания следовали Myctophidae (24.6%), Sternoptychidae (8.0), Stomiidae (7.8%) и Phosichthyidae (6.3%). Численность остальных семейств в уловах была незначительной.

В пределах верхнего 200-метрового слоя в дневных ловах молодь и взрослые особи глубоководных рыб обнаружены не были. Уловы были представлены исключительно личинками, еще не прошедшими метаморфоз.

В ночных уловах в эпипелагиали отмечено 45 видов рыб. Максимальным разнообразием отличались Myctophidae и Stomiidae (по 15 видов), а также Gonostomatidae (4), Phosichthyidae (3),



**Рис 1.** Схема ихтиологических станций на квазиширотном разрезе в 67-м рейсе исследовательского судна “Академик Иоффе”.

Melamphaidae и Sternoptychidae (по 2 вида). Основу численности в ночных эпипелагических тралениях слагали светящиеся анчоусы (52.3%), Phosichthyidae (28.6%), Stomiidae (12.0%), Sternoptychidae (2.8%) и Gonostomatidae (2.5%).

В дневных ловах в слое 1000–0 м обнаружено 72 вида рыб, из которых наибольшего биоразнообразия достигали светящиеся анчоусы (32 вида). За ними в порядке убывания следовали Stomiidae (14), Sternoptychidae (6), Phosichthyidae (4), а также Melamphaidae, Gonostomatidae и Paralepididae (по 3 вида). Остальные семейства были представлены в уловах единичными видами. По численности в дневных тралениях на данном горизонте доминировали виды сем. Gonostomatidae (67.9%). Относительно многочисленными были также виды из семейств Myctophidae (13.5%), Sternoptychidae (7.7%), Stomiidae (5.2%) и Phosichthyidae (2.6%). Вклад остальных семейств в численность мезопелагических рыб в глубоководных уловах в светлое время суток был незначителен.

В ночных уловах в слое 1000–0 м отмечено 75 видов. Наибольшим разнообразием характеризовались Myctophidae (28), Stomiidae (16), Melam-

phaidae и Sternoptychidae (по 7 видов), Gonostomatidae и Phosichthyidae (по 4 вида). Остальные семейства были представлены 1–2 видами. Наибольшая численность была характерна для Gonostomatidae (47.2%), Myctophidae (23.1%), Sternoptychidae (10.0%), Stomiidae (8.2%), Phosichthyidae (6.9%) и Melamphaidae (2.3%). Вклад остальных семейств в численность мезопелагических рыб в уловах в темное время суток был невелик.

Наибольшим видовым разнообразием и численностью в глубоководных рыбных сообществах на исследованном разрезе обладали представители пяти семейств (Myctophidae, Gonostomatidae, Stomiidae, Phosichthyidae и Sternoptychidae), однако их соотношение по числу видов и относительной численности значительно изменялось в зависимости от времени суток и горизонта траления.

Предварительные результаты изучения состава и численности рыб глубоководных ихтиоценов центрально-восточной Атлантики в 67 рейсе исследовательского судна “Академик Иоффе” уже сейчас показывают их существенные различия с полученными ранее в экспедициях в центральной экваториальной и тропической частях Атлантического океана [1, 3, 4], что требует дополнительного изучения и анализа.

**Благодарности.** Авторы глубоко признательны своим коллегам по экспедиции В.И. Гагарину, А.В. Чернышову и А.В. Юшмановой (ИО РАН) за помощь при выполнении ихтиологических работ.

**Источники финансирования.** Исследования выполнены в рамках государственного задания FMWE-2024-0022.

**Соблюдение этических стандартов.** Эксперименты с животными проводились в соответствии с Руководством Национального института здравоохранения по уходу и использованию лабораторных животных (<http://oacu.od.nih.gov/regs/index.htm>) и этическими нормами обращения с животными, принятыми Европейской конвенцией по защите позвоночных животных, используемых для экспериментов или в иных научных целях (<https://rm.coe.int/168007a6a8>).

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

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Kobyliansky S.G., Orlov A.M., Gordeeva N.V. Composition of deepsea pelagic ichthyocenes of the Southern Atlantic, from waters of the range of the Mid-Atlantic and Walvis ridges // Journal of Ichthyology. 2010. V. 50. № 10. P. 932–949. <https://doi.org/10.1134/S0032945210100036>

2. *Kobyliansky S.G., Mishin A.V., Orlov A.M. et al.* Spatial structure of deep-sea pelagial ichthyocenoses in the northern Weddell Sea (Powell Basin) and Bransfield Strait in summer 2020 and 2022 // *Oceanology*. 2023. V. 63. № 4. P. 574–588.  
<https://doi.org/10.1134/S0001437023040070>
3. *Кобылянский С.Г., Мишин А.В., Большакова Я.Ю., Котляр А.Н.* Обзор состава и пространственного распределения сообществ глубоководных пелагических рыб в водах над тропической частью Срединно-Атлантического хребта в зоне российского разведочного района // *Вопросы ихтиологии*. 2021. Т. 61. № 3. С. 287–312.  
<https://doi.org/10.31857/S004287522103005X>
4. *Kobyliansky S.G., Mishin A.V., Ostroumova S.A.* The impact of oceanographic factors on the composition and abundance of mesopelagic fish communities in the central and equatorial Atlantic // *Deep-Sea Research Part I*. 2024. V. 209. Art. 104329.  
<https://doi.org/10.1016/j.dsr.2024.104329>

## STUDIES OF PELAGIC ICHTHYOFAUNA IN THE CENTRAL EASTERN ATLANTIC (67<sup>TH</sup> CRUISE OF RV “AKADEMIK IOFFE”)

A. M. Orlov<sup>a, \*</sup>, S. G. Kobyliansky<sup>a</sup>, D. V. Bolshakov<sup>a</sup>

<sup>a</sup> *Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

<sup>\*</sup> *e-mail: orlov.am@ocean.ru*

During the 67th cruise of the RV “Akademik Ioffe”, original materials were obtained characterizing the composition and structure of the epi- and mesopelagic fish communities, as well as their relative abundance and spatio-temporal variability in the subtropical central-eastern Atlantic. The results of the research will allow for comparison of deep-sea pelagic ichthyofauna in various regions of the tropical and central Atlantic.

**Keywords:** deep-sea fish communities, mesopelagic fish, species composition, relative abundance, Myctophidae, Gonostomatidae, Phosichthyidae, Sternotpychidae

УДК 551.46+551.352

## ИССЛЕДОВАНИЯ КОНТУРИТОВЫХ ОСАДОЧНЫХ ВОЛН И ПОДВОДНЫХ ГОР В ВОСТОЧНОЙ АТЛАНТИКЕ (66-Й РЕЙС НИС “АКАДЕМИК ИОФФЕ”)

© 2025 г. Е. В. Иванова<sup>1,\*</sup>, Д. Г. Борисов<sup>1</sup>, Н. Н. Дмитриевский<sup>1</sup>, А. Н. Иваненко<sup>1</sup>,  
О. И. Кириллова<sup>1</sup>, О. В. Левченко<sup>1</sup>, Е. С. Чудиновских<sup>2</sup>, Н. А. Шульга<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Шишова РАН, Москва, Россия

<sup>2</sup>ФИЦ Институт биологии южных морей им. О.А. Ковалевского РАН, Севастополь, Россия

\*e-mail: e\_v\_ivanova@ocean.ru

Поступила в редакцию 08.08.2024 г.

После доработки 08.08.2024 г.

Принята к публикации 03.10.2024 г.

Приведены сведения о комплексе геолого-геофизических и гидробиологических исследований, а также попутных наблюдениях за китообразными в Восточной Атлантике (66-й рейс НИС “Академик Иоффе”) в июне–июле 2024 г. Обсуждаются предварительные научные результаты экспедиции.

**Ключевые слова:** осадочные волны, Гвинейский дрейф, поднятие Берега Слоновой Кости, Канарская котловина, подводные горы Петро Нуньес, Батиметристов, Рокел, Антарктические донные воды, контуриды, сейсмоакустическое профилирование, магнитные аномалии, китообразные, фитопланктон, сеть Апштейна, метазойный микрозоопланктон

DOI: 10.31857/S0030157425010165, EDN: DOPSSN

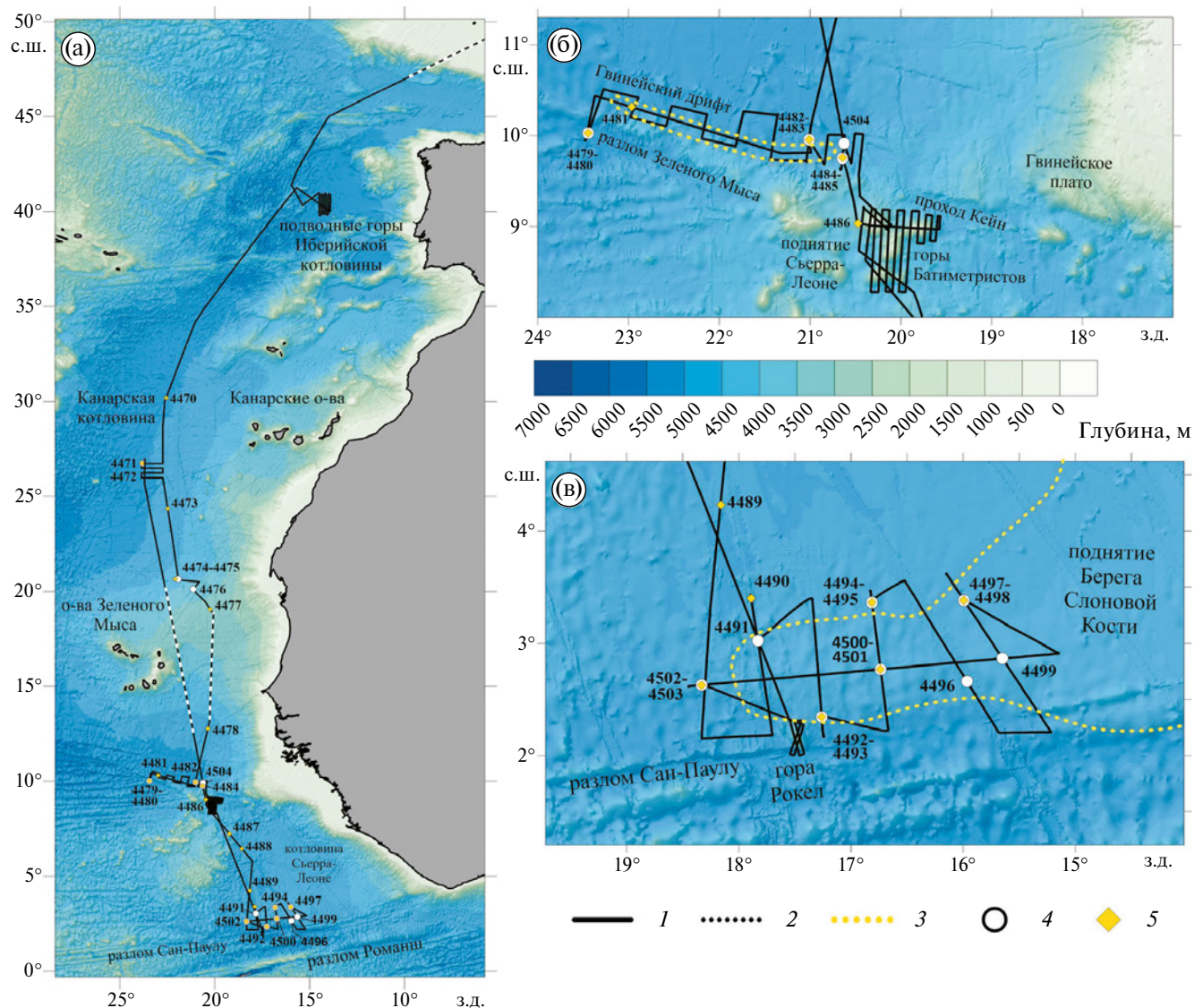
Комплексные геолого-геофизические и гидробиологические исследования в экспедиции на НИС “Академик Иоффе” (66-й рейс, 14.06–29.07.2024 гг.) проведены на полигонах в Канарской котловине, котловинах Зеленого Мыса и Сьерра-Леоне в Восточной Атлантике, а также по всему маршруту судна от порта Калининград (рис. 1а). Геофизические исследования подводных гор выполнены на полигоне Иберия, а также на обратном пути судна в порт Калининград в течение 67-го рейса. Кроме того, в 66-м и 67-м рейсах проведены попутные наблюдения за китообразными.

**Основные цели и задачи** включали сейсмоакустические и седиментологические исследования эрозионно-аккумулятивных осадочных систем, прежде всего, полей осадочных волн на контуритовых дрейфах; гидромагнитную съемку для картирования магнитных аномалий подводных гор; отбор проб воды и изучение состава фитопланктона на субмеридиональном разрезе от 30° до 2° с.ш.

**Виды и объем работ.** За время экспедиции (с учетом обратного пути в 67-м рейсе) пройдено 9428 морских миль, в том числе 6452 м. мили с сейсмопрофилографом *SES-2000 deep* и 6372 м.

мили с магнитометром *Geometrics-882*. Проведен широкий комплекс исследований магнитных аномалий, сейсмоакустической структуры и состава отложений на трех полигонах и по маршруту судна, таксономического состава и распространения млекопитающих на переходах по маршруту. На 15 глубоководных станциях получены колонки донных осадков. На 20 станциях отобраны пробы воды батометром Нискина с 5 горизонтов (0, 20, 40, 60, 100 м) и отфильтрованы на хлорофилл *a* (100 проб) и фитопланктон (107 проб), сеть Апштейна с горизонтов 0–60 м отобраны 19 проб для определения метазойного микрозоопланктона. На самом обширном полигоне Кабо-Верде – Сьерра-Леоне сделано три микрополигона на подводных горах Батиметристов, дрейфах Гвинейском и Берега Слоновой Кости.

**Предварительные научные результаты.** Установлен гетерогенный генезис подводных вулканов, отражающий сложную геотектоническую историю Иберийской микроплиты. Подводные горы Уго де Ласерда и Альмейда Корвалью начали формироваться до поворота Иберийской микроплиты в апт–альбское время и завершили цикл активности уже после присоединения Иберии к Евразии, тогда как гора Андромеда сформировалась



**Рис. 1.** Маршрут (а) и полигоны (б, в) детальных работ экспедиции 66-го рейса НИС «Академик Иоффе»: 1 – маршрут экспедиции с проведением попутных исследований, 2 – маршрут экспедиции без попутных исследований, 3 – границы контуритовых дрейфов на полигонах по [1], 4 – станции отбора проб донных осадков, 5 – биологические станции.

до этого поворота, а Аурига – после. Особую историю, которая требует дальнейшего изучения, имеет гора Педро Нуньес. Осадочное заполнение межгорных долин видимой мощностью до 70 м характеризуется согласным залеганием сейсмоакустических комплексов.

Впервые синтезирована карта аномального магнитного поля для северного кластера подводных гор Батиметристов в тропической Атлантике (рис. 16). Установлена вулканическая природа источников магнитных аномалий, приуроченных к разломным зонам северо-восточного простираения.

В районе поднятия Берега Слоновой Кости, на северном борту трансформной разломной зоны Сан-Паулу, по результатам гидромагнитной

съемки выделены обширные участки разнополярной намагниченности литосферы, вероятно приуроченные к номерным линейным магнитным аномалиям С32–С34. В районе подводной горы Рокел, расположенной на краю северного борта разлома, по результатам анализа измеренных магнитных аномалий и спутниковых гравитационных данных выявлена обширная зона серпентинизации пород верхней мантии, возможно связанная с интенсивной гидротермальной деятельностью под горой.

На сейсмоакустических профилях Канарского полигона особый интерес представляет выдержанный по мощности акустически прозрачный слой согласного залегания, выделенный на большой площади и имеющий сложную

морфологию. Он не имеет аналогов на других полигонах.

Установлено более сложное, чем считалось ранее, строение покрытого осадочными волнами так называемого Гвинейского дрефта [1] (рис. 1б). Наши данные показывают, что это не один, а серия дрефтов. Нам впервые удалось оценить размеры и области распространения покрывающих дрефты осадочных волн и высказать собственную гипотезу их происхождения.

Результаты сейсмоакустического профилирования на поднятии Берега Слоновой Кости на юге котловины Сьерра-Леоне, представляющем собой покровный дрефт площадью свыше 120 тыс. км<sup>2</sup>, показали, что структура донных отложений на его северном и южном склонах различается (рис. 1в). Такие изменения предположительно связаны с различной степенью воздействия ветвей Антарктической донной воды на осадконакопление, которое согласно [1] продолжалось около 30 млн лет. Для геологической интерпретации сейсмоакустических данных на склонах и в осевой части дрефта были отобраны 8 колонок донных осадков. Это позволит изучить четвертичный этап формирования дрефта и исследовать историю изменения придонной циркуляции в данном регионе.

Наблюдения за китообразными проведены на маршруте в 3520 м. миль. За 394 ч наблюдений встречено 3 вида китов (13 встреч — 17 особей),

1 вид клюворылов (1 встреча — 2 особи) и 6 видов дельфинов (22 встречи — 89 особей). Всего зарегистрировано 108 особей китообразных (36 встреч). Из зоопланктонных ловов плейстонной сетью были выделены массовые представители: *Chaetognatha*, *Copepoda*, *Radiolaria*, *Porpita porpita* (Linne, 1758), *Siphonophora*, *Salpa sp.*, а также редко встречаемые *Pirosoma atlantica*, *Velella velella* (Linne, 1758), *Physalia physalis* (Linne, 1758), *Creseis acicula*.

**Благодарности.** Авторы благодарны научному составу экспедиции, капитану А.В. Зыбину и экипажу НИС “Академик Иоффе” за всестороннюю помощь в выполнении научных задач экспедиции.

**Источники финансирования.** Данная информационная статья составлена по Госзаданию № FMWE-2024-0020 (ИО РАН) и FNNZ-2024-0034 (ИнБЮМ). Судовое время экспедиции оплачивалось за счет Госзадания Министерства Науки и Образования.

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

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Jones E.J.W., Okada H. Abyssal circulation change in the equatorial Atlantic: Evidence from Cenozoic sedimentary drifts off West Africa // Mar. Geol. 2006. V. 232. P. 49–61.

## INVESTIGATIONS OF THE SEDIMENT WAVES AND SEA MOUNTS IN THE EASTERN ATLANTIC (CRUISE66 OF THE RV “AKADEMIK IOFFE”)

E. V. Ivanova<sup>a, \*</sup>, D. G. Borisov<sup>a</sup>, N. N. Dmitrevskiy<sup>a</sup>, A. N. Ivanenko<sup>a</sup>, O. I. Kirillova<sup>a</sup>,  
O. V. Levchenko<sup>a</sup>, E. S. Chudinovskikh<sup>b</sup>, N. A. Shulga<sup>a</sup>

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

*Kovalevsky Institute of Biology of the Southern Seas, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia*

*\* e-mail: e\_v\_ivanova@ocean.ru*

This paper provides information on the integrated geological, geophysical and hydrobiological investigations, as well as on passing observations on cetaceans in the Eastern Atlantic (cruise 66 of the RV “Akademik Ioffe”) in June–July 2024. The preliminary scientific results are discussed.

**Keywords:** sediment waves, Guinea drift, Ivory Coast Rise, Canary Basin, sea mounts Pedro Nuñez, Bathymetrists, Rokel, Antarctic Bottom Water, contourites, sub-bottom profiling, magnetic anomalies, cetaceans, phytoplankton, Apstein net, metazoan microzooplankton

УДК 551.465

## ОЦЕНКА РАДИОЭКОЛОГИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫХ МОРЕЙ РОССИИ В СВЯЗИ СО СЛИВОМ ЗАГРЯЗНЕННОЙ ВОДЫ НА АЭС “ФУКУСИМА-1” (РЕЙС № 71 НИС “АКАДЕМИК ОПАРИН”)

© 2025 г. В. Б. Лобанов<sup>1, \*</sup>, В. А. Горячев<sup>1</sup>, А. Ф. Сергеев<sup>1</sup>, Н. Б. Лукьянова<sup>1</sup>,  
И. Ф. Алексеев<sup>1</sup>, С. Г. Сагалаев<sup>1</sup>, С. П. Захарков<sup>1</sup>, Н. А. Бежин<sup>2</sup>, Т. А. Гуленко<sup>1</sup>,  
В. В. Калинин<sup>1</sup>, А. С. Комолов<sup>3</sup>, А. Э. Леусов<sup>1</sup>, Э. А. Токарь<sup>4</sup>, А. О. Холмогоров<sup>1</sup>,  
В. В. Балабон<sup>1, 5</sup>, А. С. Кузнецова<sup>1, 5</sup>, С. П. Кукла<sup>1</sup>, П. Г. Кушнир<sup>1</sup>, М. А. Лебедева<sup>1, 6</sup>,  
А. А. Легкодимов<sup>1</sup>, А. А. Мазур<sup>1</sup>, Д. С. Максеев<sup>1</sup>, И. А. Прушковская<sup>1</sup>,  
В. В. Разживин<sup>1</sup>, Д. А. Скоторенко<sup>3</sup>, Е. Н. Соколова<sup>6</sup>, А. М. Старцев<sup>1</sup>,  
Л. Н. Сысоров<sup>7</sup>, И. А. Хоменко<sup>3</sup>, Е. И. Ярошук<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия

<sup>2</sup> Севастопольский государственный университет, Севастополь, Россия

<sup>3</sup> Научно-исследовательский центр “Курчатовский институт”, Москва, Россия

<sup>4</sup> Сахалинский государственный университет, Южно-Сахалинск, Россия

<sup>5</sup> Дальневосточный федеральный университет, Владивосток, Россия

<sup>6</sup> Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

<sup>7</sup> Владивостокский морской рыбопромышленный колледж, Владивосток, Россия

\* e-mail: lobanov@poi.dvo.ru

Поступила в редакцию 28.08.2024 г.

После доработки 30.08.2024 г.

Принята к публикации 03.10.2024 г.

В экспедиции на НИС “Академик Опарин” проведена оценка радиоэкологического состояния акватории Тихого океана к востоку от Японии и Курильских островов, а также Охотского и Японского морей в связи со сливом загрязненных вод на АЭС “Фукусима-1”. Анализ первых проб поверхностных вод показал содержание трития в диапазоне от 0.36 до 0.78 тритиевых единиц (0.04–0.09 Бк/л). При этом наибольшие концентрации были обнаружены в основной ветви течения Куроисио и в районе Южных Курильских о-вов. Тем не менее, эти значения в десятки тысяч раз меньше нормы радиационной безопасности. В экспедиции подготовлены пробы воды, донных отложений и морской биоты для последующего определения радиоизотопов цезия, стронция, свинца, радия и других. Выполнен большой объем гидрологических, гидрохимических, гидробиологических, газогеохимических и рутнометрических исследований. Подняты и вновь поставлены автономные буйковые станции. Получены новые данные о состоянии и динамике вод исследуемого района, биогеохимических характеристиках и их межгодовой изменчивости в связи с изменением климата и возрастающей антропогенной нагрузкой.

**Ключевые слова:** “Фукусима-1”, тритий, радионуклиды, Тихий океан, Куроисио, Курильские о-ва, шельф о. Сахалин, дальневосточные моря, синоптические вихри, гидрология, биогеохимия

**DOI:** 10.31857/S0030157425010175, **EDN:** DOMBDO

Основной задачей экспедиционного рейса № 71 НИС “Академик Опарин” (4.06–15.07 2024 г.), организованного Тихоокеанским океанологическим институтом им. В.И. Ильичева, являлась оценка радиоэкологического состояния акватории Тихого океана к востоку от Японии и Курильских островов, Охотского и Японско-

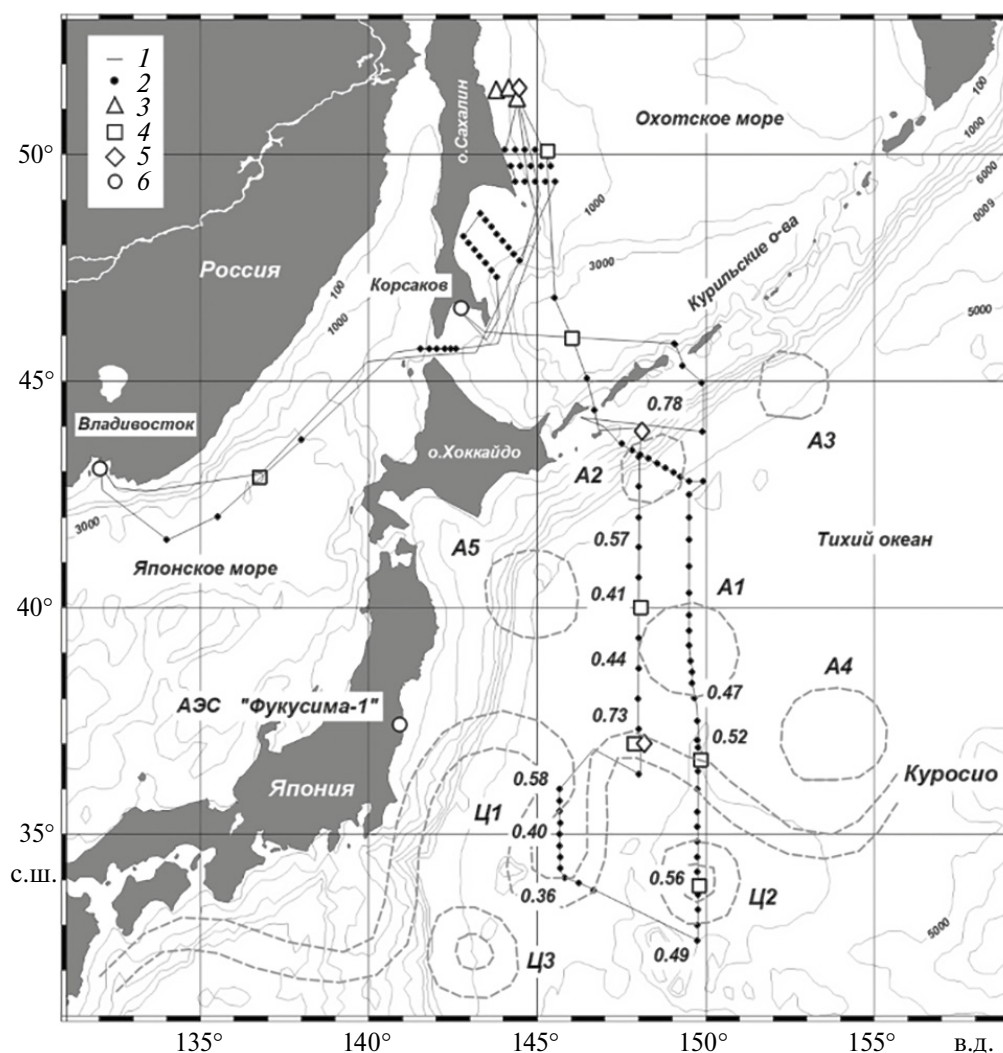
го морей в связи со сливом загрязненных вод на АЭС “Фукусима-1”, а также получение новых данных о состоянии и динамике вод исследуемого района, биогеохимических характеристиках и их межгодовой изменчивости в связи с изменением климата и возрастающей антропогенной нагрузкой.

Научный состав экспедиции включал 30 человек, из них 10 — молодые ученые и 4 — студенты. Кроме сотрудников ТОИ ДВО РАН, в работах приняли участие представители НИЦ “Курчатовский институт”, Сахалинского и Севастопольского государственных университетов, студенты ДВФУ и СПбГУ.

Всего в экспедиции выполнена 131 станция с СТД-зондированием, из них 84 с отбором проб воды на гидрохимические параметры. Для определения содержания трития отобрано 206 проб морской воды на 41 станции, из них на 33 станциях отобраны пробы не только с поверхности, но и с подповерхностных горизонтов. Для анализа других радионуклидов на 28 станциях с помощью насосов и шлангов прокачено через системы

фильтров более 100 т воды с горизонтов 5–100 м. На 7 станциях отобрана 31 проба воды большого объема (120 л) с глубин 250–3600 м. На трех суточных станциях проведены прямые измерения содержания радионуклидов в океане с помощью погружаемых гамма-спектрометров.

Выполнен большой объем гидробиологических, газогеохимических и ртутнометрических исследований. На четырех участках общей протяженностью около 120 миль проведены измерения характеристик верхнего слоя океана с помощью буксируемой системы Smart Fish в режиме сканирования до 40 м. Поднято и вновь поставлено 3 автономных буйковых измерительных станции (АБС) на шельфе о. Сахалин на глубинах 70–250 м (рис. 1).



**Рис. 1.** Схема работ экспедиции ТОИ ДВО РАН на НИС “Академик Опарин” (рейс № 71) в июне–июле 2024 г. Цифрами указано содержание трития (в тритиевых единицах) по результатам анализа первых проб поверхностных вод. Пунктиром обозначены границы течения Кurocuro, циклонических (Ц1–3) и антициклонических (А1–5) вихрей. Указаны изобаты в метрах. 1 — маршрут движения судна; 2 — океанографические станции; 3 — положение АБС; 4 — станции отбора проб большого объема воды на радионуклиды с подповерхностных горизонтов; 5 — станции прямых спектрометрических измерений; 6 — порты заходов и подходов.

В качестве предварительных результатов можно указать следующее.

1. Собраны и подготовлены пробы воды для определения содержания искусственных и естественных радионуклидов в районе к востоку от Японии, включающем обширную область субарктического фронта и субтропические воды к югу от Куроисио, а также в Охотском и Японском морях.

2. Анализ первых 12 проб поверхностных вод показал содержание трития в диапазоне от 0.36 до 0.78 тритиевых единиц (1 ТЕ = 0.119 Бк/л). При этом наибольшие концентрации были обнаружены на основной ветви Куроисио (36–37° с.ш.) и в районе Южных Курильских о-вов (44° с.ш.), куда они могут переноситься антициклоническими вихрями.

3. Прямые измерения с помощью подводных высокочувствительных гамма-спектрометров указали на отсутствие линий поглощения для техногенных радионуклидов со значениями большими пределов обнаружения. Это позволяет утверждать, что активность  $^{137}\text{Cs}$  в точках измерения не превышает 10 Бк/м<sup>3</sup>.

4. Получены данные о структуре и динамике вод в области субарктического фронта, включая основную ветвь течения Куроисио и формирующихся к югу и северу от нее интенсивных вихрей. Скорости геострофических течений в струе Куроисио превышали 100 см/с, в циклоническом вихре Ц1–170 см/с. Измерения с помощью буксируемой системы показали тонкую горизонтальную структуру полей температуры, солености и содержания кислорода на границе основной ветви Куроисио, холодного вихря и в области фронта течения Соя в проливе Лаперуза.

5. Исследование распределения растворенного в морской воде метана на восточном шель-

фе о. Сахалин выявило две крупные области дегазации в заливе Терпения и севернее, в районе 49–51° с.ш. Показано, что максимальные концентрации метана наблюдаются не в придонном слое, а на расстоянии 10–20 м над дном, что может быть результатом адвекции течениями. Среднее значение концентраций растворенного метана составило 27 нМ/л, абсолютный максимум – 89 нМ/л. Рассчитанный поток метана с поверхности океана в атмосферу в среднем по району составляет 4.8 моль/сутки с 1 км<sup>2</sup>.

6. Измерения активности короткоживущих изотопов радия у берегов Сахалина указывают на повышенную активность в прибрежной зоне, что вероятно связано с поступлением вод с суши. При удалении от берега активность постепенно уменьшается.

7. Зарегистрированные в ходе рейса повышенные концентрации ртути в приводном слое атмосферы могут быть связаны с переносом из районов с сильным антропогенным влиянием, таких как Китай и Корея. Дополнительным механизмом поступления ртути в атмосферу Тихого океана, возможно, является ее эмиссия из вод течения Куроисио, характеризующихся повышенным содержанием ртути.

**Источники финансирования.** Экспедиция проводилась за счет средств, предоставленных Минобрнауки России. Исследования выполнялись по Программе фундаментальных научных исследований государственных академий наук на 2024–2026 гг.: темы госзадания ТОИ ДВО РАН №№ 2, 5, 6, 7, 10 и 11 (рег. №№ 120031890011-8, 121021500054-3, 121021700346-7, 121021700341-2, 119122090009-2, 12121500052-9).

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

# ASSESSMENT OF RADIOECOLOGICAL STATE OF THE FAR EASTERN SEAS OF RUSSIA IN CONNECTION WITH A POLLUTED WATER DISCHARGE FROM FUKUSHIMA-1 NPP (CRUISE NO. 71 OF RV “AKADEMIK OPARIN”)

V. B. Lobanov<sup>a, \*</sup>, V. A. Goryachev<sup>a</sup>, A. F. Sergeev<sup>a</sup>, N. B. Lukyanova<sup>a</sup>, I. F. Alekseev<sup>a</sup>,  
S. G. Sagalaev<sup>a</sup>, S. P. Zakharkov<sup>a</sup>, N. A. Bezhin<sup>b</sup>, T. A. Gulenko<sup>a</sup>, V. V. Kalinchuk<sup>a</sup>,  
A. S. Komolov<sup>c</sup>, A. E. Leusov<sup>a</sup>, E. A. Tokar<sup>d</sup>, A. O. Kholmogorov<sup>a</sup>, V. V. Balabon<sup>a, e</sup>,  
A. S. Kuznetsova<sup>a, e</sup>, S. P. Kukla<sup>a</sup>, P. G. Kushnir<sup>a</sup>, M. A. Lebedeva<sup>a, f</sup>, A. A. Legkodimov<sup>a</sup>,  
A. A. Mazur<sup>a</sup>, D. S. Makseev<sup>a</sup>, I. A. Prushkovskaya<sup>a</sup>, V. V. Razzhivin<sup>a</sup>, D. A. Skotorenko<sup>c</sup>,  
E. N. Sokolova<sup>f</sup>, A. M. Startsev<sup>a</sup>, L. N. Sysorov<sup>g</sup>, I. A. Khomenko<sup>c</sup>, E. I. Yaroshchuk<sup>a</sup>

<sup>a</sup> V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, FEB RAS, Vladivostok, Russia

<sup>b</sup> Sevastopol State University, Sevastopol, Russia

<sup>c</sup> National Research Center “Kurchatov Institute”, Moscow, Russia

<sup>d</sup> Sakhalin State University, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

<sup>e</sup> Far Eastern Federal University, Vladivostok, Russia

<sup>f</sup> Saint Petersburg State University, Saint Petersburg, Russia

<sup>g</sup> Vladivostok Marine Fishery College, Vladivostok, Russia

\* e-mail: lobanov@poi.dvo.ru

During the cruise of RV “Akademik Oparin” an assessment of radioecological state of the Pacific Ocean east of Japan and Kuril Islands as well as Okhotsk and Japan seas was conducted in connection with polluted water discharge from Fukushima-1 NPP. Results of the first samples of surface analysis showed tritium content as 0.36–0.78 tritium units (0.04–0.09 Bq/l). The highest concentrations were found in the Kuroshio Extension stream and in the area of Southern Kuril Islands. Meanwhile it is ten thousands time lower than radio security norm. In the cruise samples of water, bottom sediments and marine biota were prepared to analyze radioisotopes of cesium, strontium, lead, radium and others. Large volume of hydrographic, chemical, biological, gas-geochemical, mercury measurements and samplings was implemented. Mooring systems were recovered and deployed again. New data on water state and dynamics of the study region, as well as biogeochemical parameters and their interannual variability in association with climate change and increasing anthropogenic load were received.

**Keywords:** Fukushima-1 NPP, tritium, radionuclide, Pacific Ocean, Kuroshio current, Kuril Islands, Far Eastern Seas, Sakhalin shelf, mesoscale eddies, hydrography, biogeochemistry

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 $60 \times 88^{1/8}$ |
|                                                                                                               | Усл. печ. л. | Уч.-изд. л.        |                |                             |
| Тираж                                                                                                         | экз.         | Зак.               | Цена свободная |                             |
| Учредители: Российская академия наук,<br>Отделение наук о Земле РАН,<br>Институт океанологии им. П.П. Ширшова |              |                    |                |                             |

Издатель: Российская академия наук, 119991 Москва, Ленинский просп., 14  
Исполнитель по контракту № 4У-ЕП-038-24 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  
 Агрохимия  
 Азия и Африка сегодня  
 Акустический журнал  
 Астрономический вестник. Исследования Солнечной системы  
 Астрономический журнал  
 Биологические мембраны  
 Биология внутренних вод  
 Биология моря  
 Биоорганическая химия  
 Биофизика  
 Биохимия  
 Ботанический журнал  
 Вестник Дальневосточного отделения Российской академии наук  
 Вестник древней истории  
 Вестник Российской академии наук  
 Вестник российской сельскохозяйственной науки  
 Водные ресурсы  
 Вопросы истории естествознания и техники  
 Вопросы ихтиологии  
 Вопросы языкознания  
 Вулканология и сейсмология  
 Высокомолекулярные соединения. Серия А  
 Высокомолекулярные соединения. Серия Б  
 Высокомолекулярные соединения. Серия С  
 Генетика  
 Геология рудных месторождений  
 Геомагнетизм и аэрномия  
 Геоморфология и палеогеография  
 Геотектоника  
 Геохимия  
 Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология  
 Государство и право  
 Дефектоскопия  
 Дифференциальные уравнения  
 Доклады Российской академии наук. Математика, информатика, процессы управления  
 Доклады Российской академии наук. Науки о жизни  
 Доклады Российской академии наук. Науки о Земле  
 Доклады Российской академии наук. Физика, технические науки  
 Доклады Российской академии наук. Химия, науки о материалах  
 Журнал аналитической химии  
 Журнал высшей нервной деятельности им. И.П. Павлова  
 Журнал вычислительной математики и математической физики  
 Журнал неорганической химии  
 Журнал общей биологии  
 Журнал общей химии  
 Журнал органической химии  
 Журнал прикладной химии  
 Журнал физической химии  
 Журнал эволюционной биохимии и физиологии  
 Журнал экспериментальной и теоретической физики  
 Записки Российского минералогического общества  
 Зоологический журнал  
 Известия Российской академии наук. Механика жидкости и газа  
 Известия Российской академии наук. Механика твердого тела  
 Известия Российской академии наук. Серия биологическая  
 Известия Российской академии наук. Серия географическая  
 Известия Российской академии наук. Серия литературы и языка  
 Известия Российской академии наук. Серия физическая  
 Известия Российской академии наук. Теория и системы управления  
 Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана  
 Известия Российской академии наук. Энергетика  
 Известия Русского географического общества  
 Исследование Земли из Космоса  
 Кинетика и катализ  
 Коллоидный журнал  
 Координационная химия  
 Космические исследования  
 Кристаллография  
 Латинская Америка  
 Лёд и Снег  
 Лесоведение  
 Литология и полезные ископаемые  
 Мембраны и мембранные технологии  
 Металлы  
 Микология и фитопатология  
 Микробиология  
 Микроэлектроника  
 Молекулярная биология  
 Нейрохимия  
 Неорганические материалы  
 Нефтехимия  
 Новая и новейшая история  
 Общественные науки и современность  
 Общество и экономика  
 Океанология  
 Онтогенез  
 Палеонтологический журнал  
 Паразитология  
 Петрология  
 Письма в Астрономический журнал  
 Письма в Журнал экспериментальной и теоретической физики  
 Поверхность. Рентгеновские, синхротронные и нейтронные исследования  
 Почвоведение  
 Приборы и техника эксперимента  
 Прикладная биохимия и микробиология  
 Прикладная математика и механика  
 Проблемы Дальнего Востока  
 Проблемы машиностроения и надежности машин  
 Проблемы передачи информации  
 Программирование  
 Психологический журнал  
 Радиационная биология. Радиоэкология  
 Радиотехника и электроника  
 Радиохимия  
 Расплавы  
 Растительные ресурсы  
 Российская археология  
 Российская история  
 Российская сельскохозяйственная наука  
 Российский физиологический журнал им. И.М. Сеченова  
 Русская литература  
 Русская речь  
 Сенсорные системы  
 Славяноведение  
 Современная Европа  
 Социологические исследования  
 Стратиграфия. Геологическая корреляция  
 США & Канада: экономика, политика, культура  
 Теоретические основы химической технологии  
 Теплофизика высоких температур  
 Успехи современной биологии  
 Успехи физиологических наук  
 Физика Земли  
 Физика и химия стекла  
 Физика металлов и металловедение  
 Физика плазмы  
 Физикохимия поверхности и защита материалов  
 Физиология растений  
 Физиология человека  
 Химическая физика  
 Химия высоких энергий  
 Химия твердого топлива  
 Цитология  
 Человек  
 Экология  
 Экономика и математические методы  
 Электрохимия  
 Энтомологическое обозрение  
 Этнографическое обозрение  
 Ядерная физика