

# СОДЕРЖАНИЕ

---

---

Том 60, номер 6, 2020

---

---

## Физика моря

- Высокоразрешающее климатическое моделирование атмосферы над Северной Атлантикой для задач исследования атмосферы и океана  
*А. В. Гавриков, С. К. Гулев* 831
- Опасные морские явления в южной части о. Матуа Курильской гряды  
*Д. П. Ковалев, П. Д. Ковалев* 835
- 

## Химия моря

- Особенности гидрохимической структуры зоны смешения вод реки Лены и моря Лаптевых в осенний период  
*А. В. Костылева, А. А. Полухин, С. В. Степанова* 843
- О трансформации химического состава морской воды при взаимодействии с терригенными аэрозолями  
*А. В. Савенко, В. С. Савенко* 851
- 

## Морская биология

- Структура фитоценозов Енисейского эстуария и прилежащего Карского шельфа в поздневесенний период  
*И. Н. Суханова, М. В. Флинт, Е. Г. Сахарова, А. В. Федоров, П. Н. Маккавеев, А. А. Недоспасов* 858
- Межгодовая изменчивость первичной продукции Восточно-Сибирского моря  
*А. Б. Демидов, В. И. Гагарин, С. В. Шеберстов* 876
- Биохимический состав и содержание энергии в зоопланктоне Карского моря  
*Н. В. Лобус, М. В. Флинт, Е. А. Флёрова, Я. В. Щеглова* 889
- Распределение личинок роющих креветок инфраотрядов Gebiidea и Axiidea в заливе Восток Японского моря  
*Д. Д. Голубинская, О. М. Корн* 899
- Содержание микро- и ультрамикрорезультатов в отолитах клюворылой *Antimora rostrata* и мелкочешуйной *A. microlepis* антимоор (Moridae, Teleostei)  
*Н. Б. Коростелев, А. М. Орлов* 910
- 

## Морская геология

- Гранулометрический состав поверхностного слоя донных осадков Баренцева моря  
*Т. Н. Алексеева, Н. В. Политова, Н. В. Козина* 915
- Радиационно-геохимическая устойчивость донных осадков в эстуариях Оби и Енисея и на прилегающем мелководье Карского моря  
*А. Ю. Мирошников, М. В. Флинт, Э. Э. Асадулин, В. Б. Комаров* 930
- Особенности распределения битумоидов в донных осадках Баренцева моря  
*Ю. С. Глязнецова, И. А. Немировская* 945
- Каменный материал на дне полярных морей: распределение, состав, генезис  
*Г. С. Харин, Д. В. Ерошенко* 954
- 

## Приборы и методы исследований

- Цифровые модели рельефа дна как элемент системы оперативной океанологии  
*Н. В. Либина, С. Л. Никифоров* 970

Автоматический подледный зонд

*А. Г. Островский, А. Г. Зацепин, Д. А. Швоев, С. В. Волков,  
О. Ю. Кочетов, В. М. Ольшанский*

978

---

### **Информация**

Исследование современной латеральной седиментации на континентальном склоне  
Аргентины в 79-м рейсе научно-исследовательского судна “Академик Мстислав Келдыш”

*Е. В. Иванова, Д. Г. Борисов, И. О. Мурдмаа, Н. А. Беляев, Т. Ф. Зингер,  
Н. В. Немченко, Н. В. Симагин, А. А. Сипко, Н. А. Шульга*

987

---

### **Хроника**

Академику Роберту Искандеровичу Нигматулину 80 лет

990

Макс Семенович Бараш (к 85-летию со дня рождения)

992

Петр Николаевич Маккавеев 22.12.1955–23.05.2020

994

---

---

# CONTENTS

---

---

Vol. 60, No. 6, 2020

---

---

## Marine Physics

- The North Atlantic High-Resolution Regional Climate Model Experiment for Ocean and Atmospheric Applications  
*A. V. Gavrikov, S. K. Gulev* 831
- Dangerous Sea Phenomena in the Southern Part of Matua Island in the Kuril Ridge  
*D. P. Kovalev, P. D. Kovalev* 835
- 

## Marine Chemistry

- Peculiarities of Hydrochemical Structure of the Lena River and Laptev Sea Mixing Zone in Autumn Period  
*A. V. Kostyleva, A. A. Polukhin, S. V. Stepanova* 843
- On the Transformation of Chemical Composition of Seawater in the Interaction with Terrigenous Aerosols  
*A. V. Savenko, V. S. Savenko* 851
- 

## Marine Biology

- Structure of Phytocenoses of the Yenisei Estuary and Adjacent Kara Sea Shelf in Late Spring  
*I. N. Sukhanova, M. V. Flint, E. G. Sakharova, A. V. Fedorov, P. N. Makkaveev, A. A. Nedospasov* 858
- Interannual Variability of Primary Production in the East Siberian Sea  
*A. B. Demidov, V. I. Gagarin, S. V. Sheberstov* 876
- Biochemical Composition and Energy Content in the Zooplankton of the Kara Sea  
*N. V. Lobus, M. V. Flint, E. A. Flerova, Ya. V. Shcheglova* 889
- The Distribution of Burrowing Shrimp Larvae of the Infraorders Gebiidea and Axiidea in Vostok Bay (Sea of Japan)  
*D. D. Golubinskaya, O. M. Korn* 899
- Micro- and Ultramicroelemental Content in the Otoliths of Blue Hake *Antimora rostrata* and Pacific Flatnose *A. microlepis* (Moridae, Teleostei)  
*N. B. Korostelev, A. M. Orlov* 910
- 

## Marine Geology

- Granulometric Composition of the Surface Layer of Bottom Sediments of the Barents Sea  
*T. N. Alekseeva, N. V. Politova, N. V. Kozina* 915
- Radiation-Geochemical Stability of Bottom Sediments in the Ob and Yenisei Estuaries and in the Adjacent Shoalness of the Kara Sea  
*A. Yu. Miroshnikov, M. V. Flint, E. E. Asadulin, V. B. Komarov* 930
- Features of Bitumoid Distribution in Bottom Sediments of the Barents Sea  
*Yu. S. Glyaznetsova, I. A. Nemirovskaya* 945
- Rock Material at the Bottom of Polar Seas: Distribution, Composition, Genesis  
*G. S. Kharin, D. V. Eroshenko* 954
- 

## Instruments and Methods

- Digital Elevation Models of Bottom in Operational Oceanology System  
*N. V. Libina, S. L. Nikiforov* 970

Automatic Profiling System for under Ice Measurements

*A. G. Ostrovskii, A. G. Zatsepin, D. A. Shvoev,  
S. V. Volkov, O. Yu. Kochetov, V. M. Olshanskiy*

978

---

### **Information**

Investigation of the Modern Lateral Sedimentation on the Argentine Continental Slope during Cruise 79 of the R/V "Akademik Mstislav Keldysh"

*E. V. Ivanova, D. G. Borisov, I. O. Murdmaa, N. V. Belyaev, T. F. Zinger,  
N. V. Nemchenko, N. V. Simagin, A. A. Sipko, N. A. Shulga*

987

---

### **Chronicle**

80 years anniversary of Academician Robert Iskanderovich Nigmatulin

990

Max Semenovich Barash (for 85 years anniversary)

992

Petr Nikolaevich Makkaveev 22.12.1955–23.05.2020

994

---

---

УДК 551.581.1

## ВЫСОКОРАЗРЕШАЮЩЕЕ КЛИМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ НАД СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКОЙ ДЛЯ ЗАДАЧ ИССЛЕДОВАНИЯ АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА

© 2020 г. А. В. Гавриков<sup>1</sup>, \*, С. К. Гулев<sup>1</sup>, \*\*

<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

\*e-mail: gavr@sail.msk.ru

\*\*e-mail: gul@sail.msk.ru

Поступила в редакцию 29.06.2020 г.

После доработки 13.07.2020 г.

Принята к публикации 15.08.2020 г.

Представлен высокоразрешающий исторический анализ атмосферы над Северной Атлантикой за период с января 1979 по декабрь 2018 г. Данные получены при помощи сквозного моделирования негидростатической моделью WRF-ARW версии 3.8.1 на сетке с высоким (14 км) и низким (77 км) горизонтальным разрешением; оба эксперимента имеют 50 вертикальных сигма-уровней (от ~12 м над поверхностью моря, до высоты 50 гПа). Начальными и граничными условиями, а также условиями для процедуры спектрального приспособления служили данные атмосферного реанализа ERA-Interim. Предварительный анализ обоих экспериментов NAAD показал хорошее согласие с данными наблюдений и с основными атмосферными реанализами ERA-Interim, ERA5, ASRv2. Выходная продукция обоих экспериментов получила название NAAD (North Atlantic Atmospheric Downscaling). Данные находятся в открытом доступе по адресу <http://www.naad.ocean.ru> и предоставляют разнообразную информацию как на поверхности, так и в толще атмосферы с интервалом 3 ч.

**Ключевые слова:** региональное климатическое моделирование, высокоразрешающая климатология, атмосферная модель WRF

**DOI:** 10.31857/S0030157420060052

### ВВЕДЕНИЕ

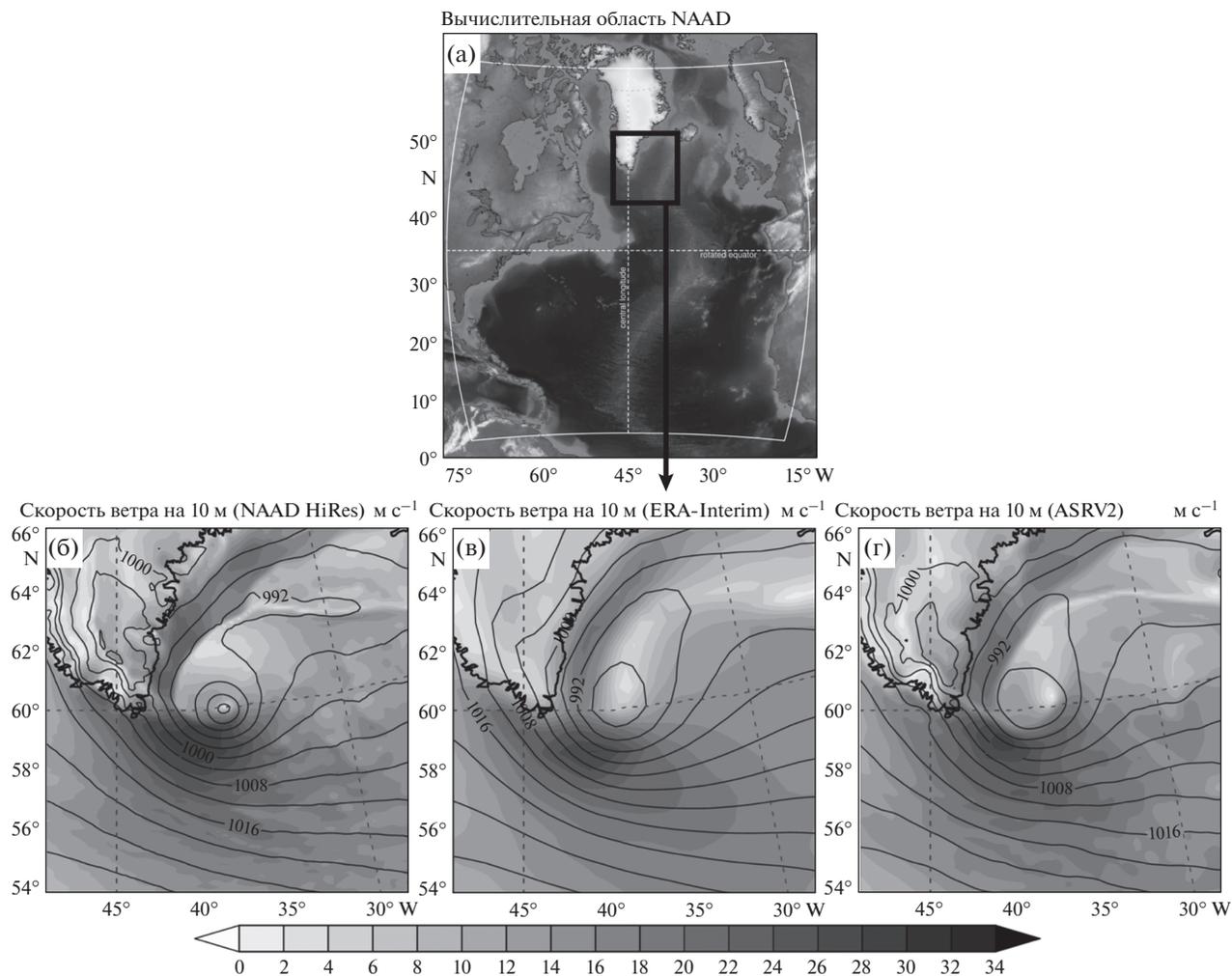
Улучшение качества воспроизведения атмосферных и океанских полей в численных моделях при увеличении пространственного разрешения происходит главным образом за счет разрешения субсиноптических и мезомасштабных процессов, а также благодаря учету более достоверной информации о подстилающей поверхности. Увеличение пространственного разрешения позволяет учесть вклад мезомасштабной динамики в приводном слое [5] и более достоверно моделировать облачный покров и радиационный баланс поверхности.

Современные реанализы, такие как ERA-Interim, JRA-55, MERRA-2 и ERA5, далеко не всегда способны достоверно воспроизвести мезомасштабную динамику в силу относительно грубого разрешения и использования гидростатической аппроксимации. Для понимания того, как субсиноптические и мезомасштабные процессы влияют на климат, Институтом океанологии РАН был выполнен долговременный численный эксперимент для атмосферы над Северной Атлантикой,

что позволило получить долговременный высокоразрешающий ретроспективный архив данных – NAAD (North Atlantic Atmospheric Downscaling) за период 1979 по 2018 гг.

### КОНФИГУРАЦИЯ МОДЕЛИ

База данных NAAD получена при помощи негидростатической модели атмосферы WRF [7] версии 3.8.1. Вычислительная область (рис. 1а) покрывает Северную Атлантику от 10° до 80° с.ш. и от –90° з.д. до 5 в.д. с центром на 45° с.ш. и –45° з.д. Начальными и граничными условиями для эксперимента служили данные атмосферного реанализа ERA-Interim, включая данные о температуре поверхности океана. Пространственное разрешение основного эксперимента составило 14 км (NAAD HiRes), вертикальное – 50 сухогидростатических уровней. Вертикальные уровни распределены неравномерно (со сгущением к поверхности) и конфигурировались таким образом, чтобы нижний уровень находился на высоте около 12 м над поверхностью океана, верхний – на высоте 50 гПа (примерно 20 км), при этом око-



**Рис. 1.** Вычислительная область NAAD (а). Диагностика полярного мезоциклона 2 марта 2008 г.: цветом показана скорость ветра на 10 м; контуры: приведенное приземное давление (гПа) по данным NAAD HiRes (б), ERA-Interim (в) и ASRV2 (г).

ло 15 уровней находилось внутри планетарного пограничного слоя (ППС) атмосферы. Помимо основного (высокоразрешающего) эксперимента был проведен эксперимент в относительно низком разрешении (NAAD LoRes, 77 км), который имел схожую конфигурацию с HiRes. Это было сделано для оценки роли высокого разрешения в описании мезомасштабной динамики. Для создания оптимальной конфигурации модели было проведено 32 эксперимента на чувствительность модели к различным параметризациям. Итоговая конфигурация оказалась очень похожей на конфигурацию арктического реанализа ASRV2 [1], где использовалась аналогичная модель. Более полно конфигурация экспериментов NAAD представлена в [2].

Для минимизации дрейфа модели в экспериментах NAAD во всей области выше слоя ППС использовалась технология “спектрального приспособления” [4]. Конфигурация алгоритма при-

способления задавалась согласно работе [6], в которой оптимальной минимальной длиной волны для сохранения синоптической моды без видимого ущерба мезомасштабным процессам считается значение 1100 км. Чтобы определить коэффициент приспособления (обратное время релаксации к фоновому значению), было проведено 18 экспериментов со значениями от  $3 \times 10^{-5}$  до  $3 \times 10^{-3} \text{ с}^{-1}$ . Эксперименты показали, что оптимальным значением коэффициента является  $3 \times 10^{-4} \text{ с}^{-1}$  (время релаксации около 1 ч). Это согласуется с региональными климатическими экспериментами других исследователей.

#### ОПИСАНИЕ МАССИВА NAAD, ВАЛИДАЦИЯ И ПРИЛОЖЕНИЯ

Массив данных, находящийся в свободном доступе ([naad.ocean.ru](http://naad.ocean.ru)), включает все основные параметры приводного слоя атмосферы, а также ха-

рактеристики свободной атмосферы на 50 уровнях. База данных NAAD содержит множество прогностических и диагностических переменных как на поверхности, так и в толще атмосферы на сетке с пространственным разрешением 14 и 77 км за период с января 1979 г. по декабрь 2018 г. с шагом по времени 3 ч. Грубое разрешение приводится для более достоверной оценки вклада разрешения в атмосферные климатические процессы. Весь массив занимает около 150 ТБ дискового пространства. Данные предоставляются в формате NetCDF отдельно по каждой переменной. Переменные поверхности предоставляются в годовых файлах размером около 136 МБ (NAAD LoRes) и 3.3 ГБ (NAAD HiRes); переменные в слое атмосферы предоставляются в суточных файлах размером около 19 МБ (NAAD LoRes) и 455 МБ (NAAD HiRes). Доступ к данным осуществляется по адресу <http://www.naad.ocean.ru> при помощи протокола OPeNDAP (Open Network Data Access Protocol).

С точки зрения задач океанского моделирования массив данных NAAD позволяет получать высокоразрешающие граничные условия для численных экспериментов с моделями циркуляции и динамики ветровых волн в Северной Атлантике. Одновременно с созданием NAAD были выполнены пилотные эксперименты, показавшие существенное улучшение воспроизведения динамики океана в субполярной Атлантике [2]. В частности, было получено более достоверное воспроизведение теплосодержания океана в субполярной Северной Атлантике и более адекватное воспроизведение экстремальных характеристик волнения. С точки зрения процессов взаимодействия океана и атмосферы, данные NAAD позволяют исследовать механизмы, связанные с влиянием циклонической активности на формирование потоков энергии океан–атмосфера, включая экстремальные потоки [8], [3].

Наконец, высокоразрешающие данные NAAD позволяют детально анализировать динамику мезомасштабных процессов в атмосфере Серверной Атлантики. В качестве примера такого анализа на рисунке 1 показан интенсивный полярный мезоциклон 2 марта 2008 года по данным NAAD HiRes (б) и реанализов ERA-Interim (в) и ASRv2 (г). Хорошо видно, что в поле приземного ветра мезоциклон по данным NAAD воспроизводится гораздо более детально, чем в реанализе грубого разрешения ERA-Interim и согласуется (хотя показывает немного более высокие значения) с ASRv2, поскольку они имеют схожее разрешение. Давление в центре циклона по данным NAAD HiRes составляет 978 гПа, что ниже, чем в ERA-Interim (988 гПа), ASRv2 (986 гПа) и даже чем в новейшем ERA5. Это связано с тем, что реанали-

зы в значительной степени полагаются на систему усвоения данных наблюдений, в этом регионе такими данными являются исключительно спутниковые измерения. В условиях высокой скорости ветра достоверность дистанционных измерений существенно снижается. Это приводит к недооценке скорости ветра и, как следствие, завышению давления.

## ПЕРСПЕКТИВЫ

Используемая для получения архива NAAD технология потенциально может быть применена для создания подобных баз данных в другой пространственной конфигурации, в том числе и для территории России. Дальнейшее развитие проекта будет направлено на поддержание и обновление архива NAAD, а также на создание версии, в которой в качестве граничных условий используется наиболее высокоразрешающий реанализ ERA5. Также будут активно развиваться океанологические приложения: высокоразрешающее моделирование океана и волновых процессов. Интересным направлением развития является построение региональных объединенных моделей океана, атмосферы и суши (над территорией Европы), основанной на конфигурации NAAD.

**Источник финансирования.** Работа выполнена при поддержке Минобрнауки РФ № 05.604.21.0210, идентификационный номер RFMEFI60419X0210.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Bromwich D.H. et al.* The arctic system reanalysis, version 2 // *Bulletin of the American Meteorological Society*. 2018. V. 4 (99). P. 805–828.
2. *Gavrikov A. et al.* RAS-NAAD: 40-yr High-Resolution North Atlantic Atmospheric Hindcast for Multipurpose Applications (New Dataset for the Regional Mesoscale Studies in the Atmosphere and the Ocean) // *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. 2020. V. 5 (59). P. 793–817.
3. *Gulev S., Belyaev K.* Probability Distribution Characteristics for Surface Air–Sea Turbulent Heat Fluxes over the Global Ocean // *Journal of Climate*. 2012. V. 1 (25). P. 184–206.
4. *Jeuken A.B.M. et al.* On the potential of assimilating meteorological analyses in a global climate model for the purpose of model validation // *Journal of Geophysical Research Atmospheres*. 1996. V. D12 (101). P. 16939–16950.
5. *Kim W.M. et al.* Atmospheric Conditions Associated with Labrador Sea Deep Convection: New Insights from a Case Study of the 2006/07 and 2007/08 Winters // *Journal of Climate*. 2016. V. 14 (29). P. 5281–5297.
6. *Markina M. et al.* Developing configuration of WRF model for long-term high-resolution wind wave hindcast over the North Atlantic with WAVEWATCH III // *Ocean Dynamics*. 2018. V. 11 (68). P. 1593–1604.

7. *Skamarock W.C. et al.* A description of the Advanced Research WRF Version 3. NCAR Technical Note / W. C. Skamarock, J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, D. M. Barker, Boulder, Colorado: NCAR, 2008. 125 p.
8. *Tilinina N., Gavrikov A., Gulev S.K.* Association of the North Atlantic surface turbulent heat fluxes with mid-latitude cyclones // *Monthly Weather Review*. 2018. V. 11 (146). P. 3691–3715.

## **The North Atlantic High-Resolution Regional Climate Model Experiment for Ocean and Atmospheric Applications**

**A. V. Gavrikov<sup>a, #</sup>, S. K. Gulev<sup>a, ##</sup>**

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

<sup>#</sup>*e-mail: gavr@sail.msk.ru*

<sup>##</sup>*e-mail: gul@sail.msk.ru*

We present a high-resolution historical analysis of the atmosphere over the North Atlantic for the period from January 1979 to December 2018. The dataset was obtained using the non-hydrostatic atmospheric model WRF-ARW version 3.8.1 and contains two experiments that differ in spatial resolution: 14 km (HiRes) and 77 km (LoRes). Except for the spatial resolution, the configuration remained identical in both experiments: 50 vertical sigma-levels (starting from ~12 m up to 50 hPa); ERA-Interim reanalysis was used as forcing and spectral nudging. The dataset for HiRes and LoRes experiments was named NAAD (North Atlantic Atmospheric Downscaling). Preliminary results of both HiRes and LoRes reveal good agreement with observations and reanalyzes ERA-Interim, ERA5 and ASRv2. The NAAD dataset is available online at <http://www.naad.ocean.ru> and provides a variety of surface and upper-troposphere atmospheric variables with a time step of 3 hours.

**Keywords:** Regional Climate Modelling, High Resolution, North Atlantic, WRF, NAAD

УДК 551.465

## ОПАСНЫЕ МОРСКИЕ ЯВЛЕНИЯ В ЮЖНОЙ ЧАСТИ о. МАТУА КУРИЛЬСКОЙ ГРЯДЫ

© 2020 г. Д. П. Ковалев<sup>1</sup>, \*, П. Д. Ковалев<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия

\*e-mail: d.kovalev@imgg.ru

Поступила в редакцию 30.10.2019 г.

После доработки 28.01.2020 г.

Принята к публикации 22.06.2020 г.

В работе рассмотрены результаты анализа данных наблюдений за волнением, выполненных в бухте Двойная в южной части о. Матуа Курильской гряды. Экспериментальные исследования проводились с целью определения возможности усиления приходящих волн в прибрежной зоне острова. В результате наблюдений получены записи волнения в двух точках бухты, расположенных на глубинах около 10 и 20 м, с дискретностью 1 с. Спектральный анализ временных рядов позволил выделить волновые процессы с периодом 40 с и в диапазоне периодов 1–12 мин. Показано, что первые относятся к инфрагравитационным волнам, а в диапазоне от 1 до 7.3 мин являются сейшми бухты Двойная. При этом колебания с периодом около 1.8 мин могут проявляться в виде тягуна со значительным увеличением их энергии при шторме. Волны с периодом около 12 мин также имеют сейшевую природу и связаны с нулевой модой Гельмгольца, а в случае прихода волны цунами может возникать эффект “раскачивания” этих колебаний.

**Ключевые слова:** сейши, тягун, мода Гельмгольца

**DOI:** 10.31857/S0030157420050111

### ВВЕДЕНИЕ

Данные о волнении необходимы для решения многих задач, связанных с жизнедеятельностью человека на побережье, таких как обеспечение безопасности судоходства и погрузо-разгрузочных работ в портах, гидротехническое строительство на морских побережьях и т.д. Характеристики волнения необходимы также для усовершенствования методов расчета опасных морских явлений в прибрежной зоне с целью прогнозирования опасных ситуаций.

Исследование режима волнения в районе Курильских островов началось достаточно давно, и существует несколько крупных обобщений по данной тематике, например [1, 2]. Но, несмотря на это, данные о волнении в прибрежной части удаленных и необитаемых Курильских островов не освещены. А распространение волновых характеристик в открытом море на прибрежную зону не вполне корректно в связи с существенной деформацией волн на мелководье, а также из-за сложности учета морфометрических характеристик прибрежной акватории [4]. Особенно это касается островов, перспективных в плане строительства и восстановления прибрежной инфраструктуры. Поэтому исследование режима волнения в прибрежной зоне на основе данных инстру-

ментальных наблюдений является актуальной задачей.

Для исследований был выбран о. Матуа, расположенный в центральной части Курильской гряды, в непосредственной близости к которому находится о. Топорковый. Такая конфигурация береговой линии образует бухту Двойную и способствует появлению собственных резонансных колебаний – сейш, которые будут влиять на усиление приходящих волн на периодах собственных колебаний. Поскольку планируется восстановление поселения и строительство причальных сооружений на о. Матуа, а также выбор места швартовки судов, представляет интерес изучение других морских явлений, таких как штормовые волны, сейши, краевые волны, тягун в бухте Двойная. Эти волны при определенных условиях могут представлять большую опасность для судов, стоящих на якоре в прибрежной зоне, и мешать выгрузке на берег. Во время экспедиции Российского географического общества с мая по сентябрь 2017 г. были установлены два измерителя волнения в прибрежной зоне острова в бухте Двойная.

В настоящей работе выполнен анализ проявления волнения в диапазоне опасных морских явлений и рассмотрена возможность усиления волн

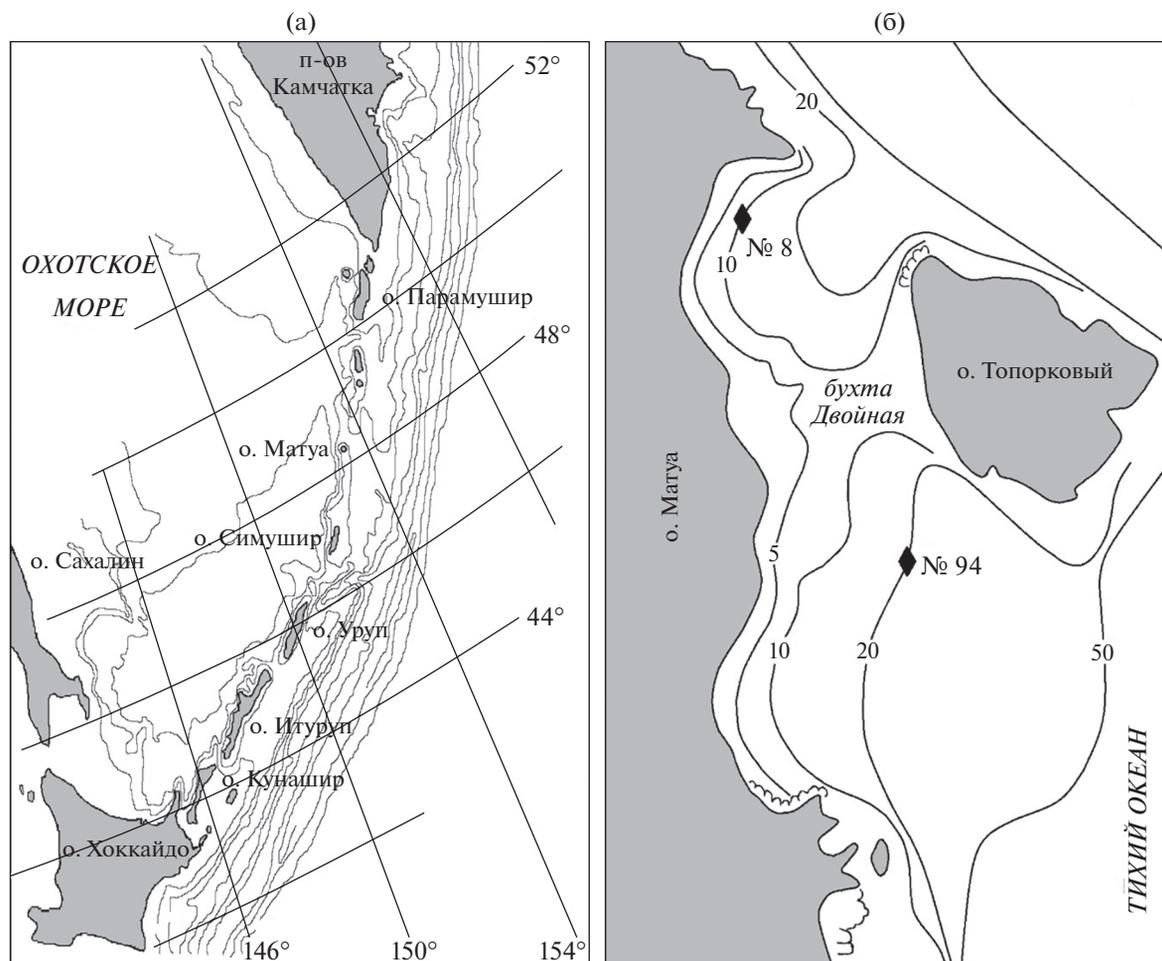


Рис. 1. Карты Курильских островов (а) и восточной части о. Матуа с указанием мест постановки приборов (б).

внутри бухты вследствие батиметрических особенностей рельефа.

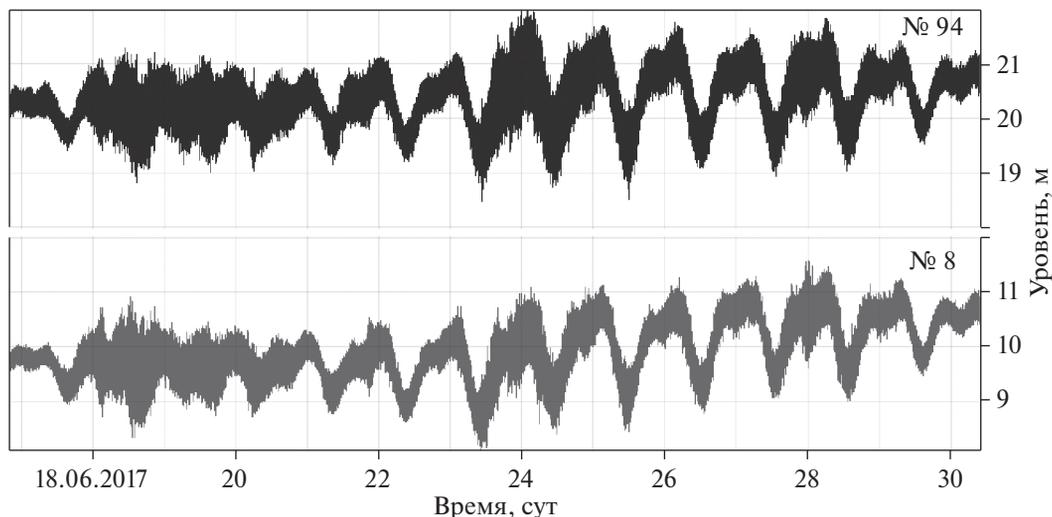
### ОРГАНИЗАЦИЯ ЭКСПЕРИМЕНТА

В ходе экспедиции 2017 г. проводились измерения колебаний уровня моря с помощью автономных донных регистраторов гидростатического давления АРВ К-12, АРВ К-14 с секундной дискретностью. Приборы также имеют встроенный датчик температуры воды. Регистраторы придонного гидростатического давления были установлены в бухте Двойная — датчик № 8 в вершине бухты на глубине 10 м и датчик № 94 ближе к выходу на глубине 20,5 м (рис. 1). Измерения проводились в период с 17 по 30 июня 2017 г. Для дальнейшей обработки зарегистрированные значения давления были пересчитаны в истинный уровень (в см водного столба), с учетом гидродинамической поправки на частоту колебаний.

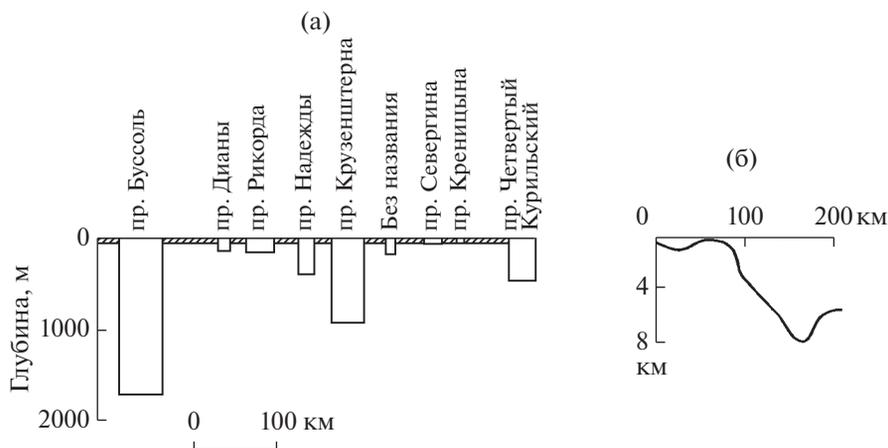
Дискретность и длительность измерений позволила изучить колебания уровня вблизи Матуа,

вызванные ветровым волнением (штормовые волны), зыбью, а также собственные (сейшевые) колебания внутри бухты Двойная. На рис. 2 приведены временные ряды наблюдений за колебаниями уровня для прибора № 8, установленного на глубине около 10 м (вершина бухты), и прибора № 94 на глубине около 20 м (на выходе из бухты). На графике отчетливо выделяются приливные колебания.

Учитывая, что тип генерируемых волн определяется особенностями прибрежной топографии дна, на рис. 3 приведены модель океанического шельфа с прямой линией берега с проливами [3] (а) и поперечный профиль глубины [7] (б) для района о. Матуа, который располагается между проливами Надежды и Крузенштерна. Поперечный профиль (рис. 3б) показывает наличие протяженного (до 70 км в сторону океана) шельфа с небольшими изменениями глубины. Данное обстоятельство может являться причиной генерации сейш или краевых волн.



**Рис. 2.** Записи колебаний придонного гидростатического давления в б. Двойная в вершине бухты (прибор № 8) и на выходе из бухты (прибор № 94) (см. рис. 1).



**Рис. 3.** Модель океанического шельфа с прямой линией берега с проливами [3] (а) и поперечный профиль глубины Курильской гряды [9] (б) для района о. Матуа.

## АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ ИЗМЕРЕНИЙ

В полученных записях колебаний уровня доминируют суточные и полусуточные приливные волны, достигающие здесь почти двух метров. Однако во время штормов суммарное колебание уровня моря за счет прилива и штормового волнения составляло около трех метров, что является достаточно опасным при заплеске на побережье. Следует отметить, что для дальнейшего анализа более коротких волн прилив отфильтровывался из исходных записей волнения.

Для полученных рядов наблюдений были рассчитаны текущие взаимные спектральные характеристики, приведенные на рис. 4. Они показали, что в диапазоне периодов от 40 с до 12 мин обнаруживаются волновые процессы с периодами,

приведенными в табл. 1. Когерентность между колебаниями уровня, измеренными приборами на этих периодах, превышает 0.5. На более длинных периодах, вплоть до приливных, значимых пиков в спектрах не обнаружено. На периодах короче 40 с присутствуют только ветровые волны и зыбь, которые здесь не анализируются. Для более детального анализа по всей длине рядов были также рассчитаны взаимные спектральные характеристики, приведенные на рис. 5.

Анализ взаимных спектральных характеристик для измеренных временных рядов показывает, что они значительно различаются в зависимости от погодных условий. Энергия колебаний при шторме в диапазоне ветровых волн и зыби на полтора порядка выше, чем при тихой погоде (рис. 5). Также для ближнего к берегу прибора № 8

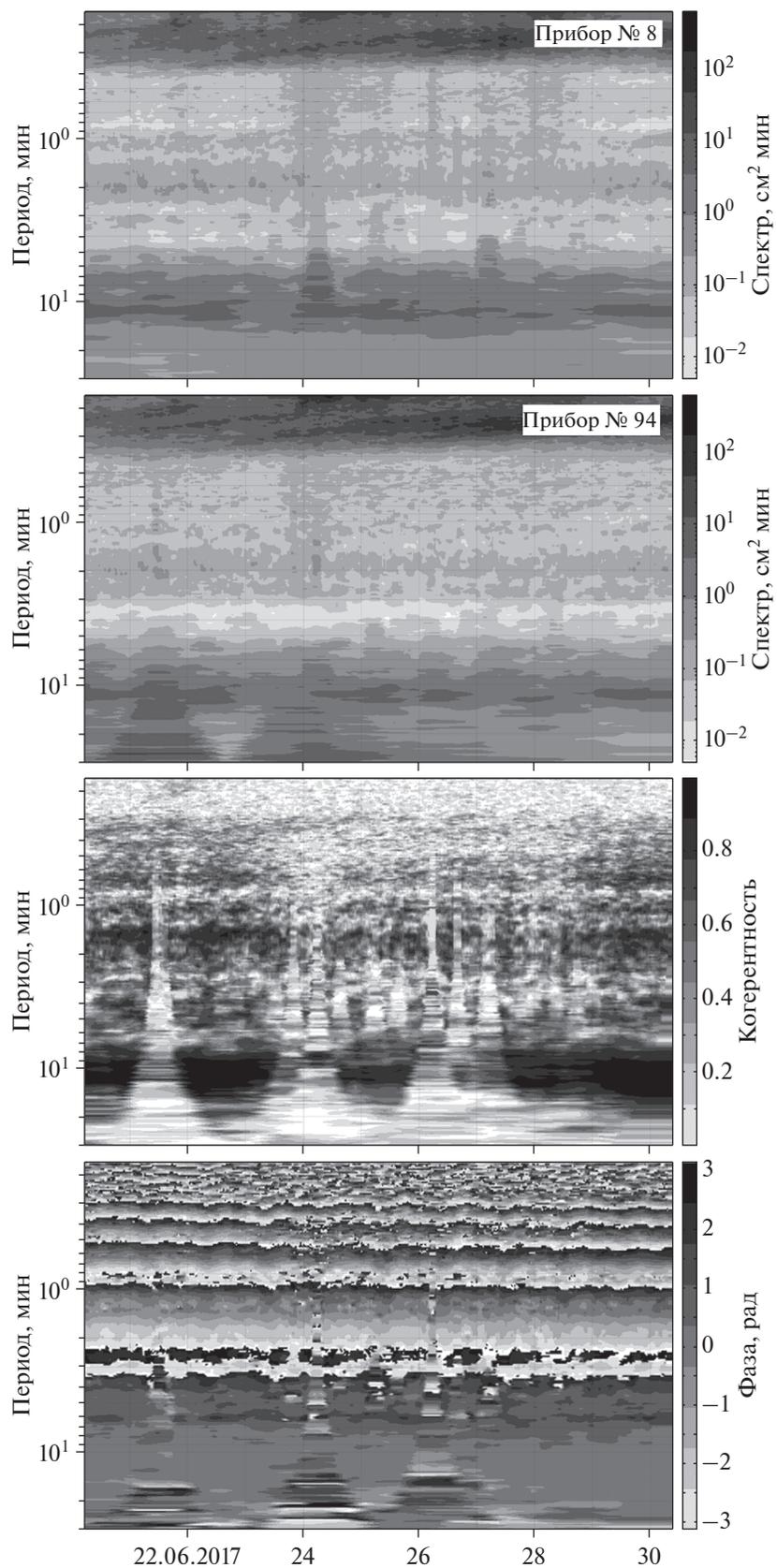


Рис. 4. Текущие энергетические и фазовый спектры и когерентность.

**Таблица 1.** Периоды измеренных и рассчитанных волновых процессов

Период измеренный (мин), прибор № 8	Период измеренный (мин), прибор № 94	Период рассчитанный (мин)	Примечания
40.3 с	–		ИГ волны
1.0	1.1	1.3	Трехузловая поперечная сейша
1.8–1.9	1.0	1.8	Продольная – двухузловая поперечная сейша
3.4	3.5	3.7	Двухузловая продольная сейша
–	5.8	4.8	Одноузловая поперечная сейша
7.2	–	7.4	Одноузловая продольная сейша
11.5	11.6	11.3	Сейша (мода Гельмгольца)

при шторме энергия инфрагравитационных (ИГ) волн в два раза больше, чем не наблюдается при тихой погоде, что связано с интенсификацией волнения и, как следствие, генерацией ИГ волн. На дальнем приборе разницы в энергии ИГ волн в зависимости от погодных условий не наблюдается.

Отметим, что к ИГ волнам относят колебания с периодами примерно 0.5–7 мин, а иногда и длиннее [9]. В то же время, на этих периодах возможно существование сейш, которые эти ИГ могут возбуждать. Авторы относят волны с такими периодами к сейшам, если имеется резонансная акватория и рассчитанные для нее периоды сейш и измеренные периоды близки.

Анализ волнения при шторме 18 июня показал, что доминирующие в спектрах волны имели периоды около 8.5 с со значительной высотой 185 см, а при шторме 24 июля наблюдались волны с периодом 6.7 с со значительной высотой 162 см (рис. 5). При этом на приборе № 94, установленном на входе в бухту Двойная, значительная высота волн была примерно на 5–10% меньше, чем на приборе № 8, и это связано, по-видимому, с тем обстоятельством, что остров Топорковый прикрывал место установки прибора № 8.

При тихой погоде энергия волн зыби превышает энергию ветрового волнения почти на порядок. Кроме того, независимо от погодных условий, энергия ветрового волнения в диапазоне периодов 3–5 с резко уменьшается для дальней станции. Из вышеприведенного напрашивается вывод, что, очевидно, происходит перекачка энергии ветрового волнения в диапазон ИГ волн с периодами от 2.5 до 11 мин, что хорошо видно по спектру (прибор № 94) в шторм. Это подтверждается рис. 4, где также видно, что при шторме волновые процессы (сейши) с периодами более 0.5 мин разрушаются и связь между приборами в этом диапазоне уменьшается, о чем говорит существенное уменьшение когерентности.

Была проведена идентификация типов волн в соответствии с обнаруженными в спектрах периодами колебаний. Волны с периодами около 40 с

относятся к диапазону инфрагравитационных волн. Это подтверждает и то обстоятельство, что они хорошо проявляются на близком к берегу приборе № 8, поскольку в береговой зоне амплитуда волн зыби возрастает и соответственно при их трансформации в ИГ волны энергия последних также будет выше. Хотя и следует заметить, что энергия ИГ волн на этом периоде в местах измерений невысокая даже во время штормов. Также, модовая структура ИГ волн во всем диапазоне их существования, примерно от 0.4 до 5 мин, лучше прослеживается при тихой погоде и на дальней станции (рис. 5).

Изучалось наличие собственных колебаний рассматриваемой акватории – сейш, с учетом батиметрических особенностей побережья в районе постановки приборов. Известно, что при подходе сильного волнения к району генерации сейш может происходить их значительное усиление, определяемое добротностью резонансной системы [9]. И такие сейши, к которым относятся короткопериодные сейши – тягун, могут представлять большую опасность для судов.

В этой связи обращает на себя внимание акватория бухты Двойная, расположенная между о. Матуа и о. Топорковый с размерами около 2 на 1 км в приближении к бассейну прямоугольной формы. С использованием выражения для вычисления периодов сейшевых колебаний жидкости, полученного в работе [8]:

$$T = \frac{2}{\sqrt{gH}} \frac{ab}{\sqrt{k^2 b^2 + m^2 a^2}}, \quad (1)$$

где  $a$  и  $b$  – длина и ширина бассейна соответственно,  $H$  – глубина,  $k = 0, 1, 2, \dots$  и  $m = 0, 1, 2, \dots$  были рассчитаны периоды для восьми первых мод. Отметим, что продольная одно- и двухузловая сейши соответствуют значениям  $k \neq 0$   $m = 0$ , поперечные сейши –  $k = 0$   $m \neq 0$ . Полученные значения периодов показали, что присутствующие в спектрах наблюдений пики на периодах от 1 до 7 мин соответствуют продольным и поперечным сейшам бухты Двойная с различным чис-

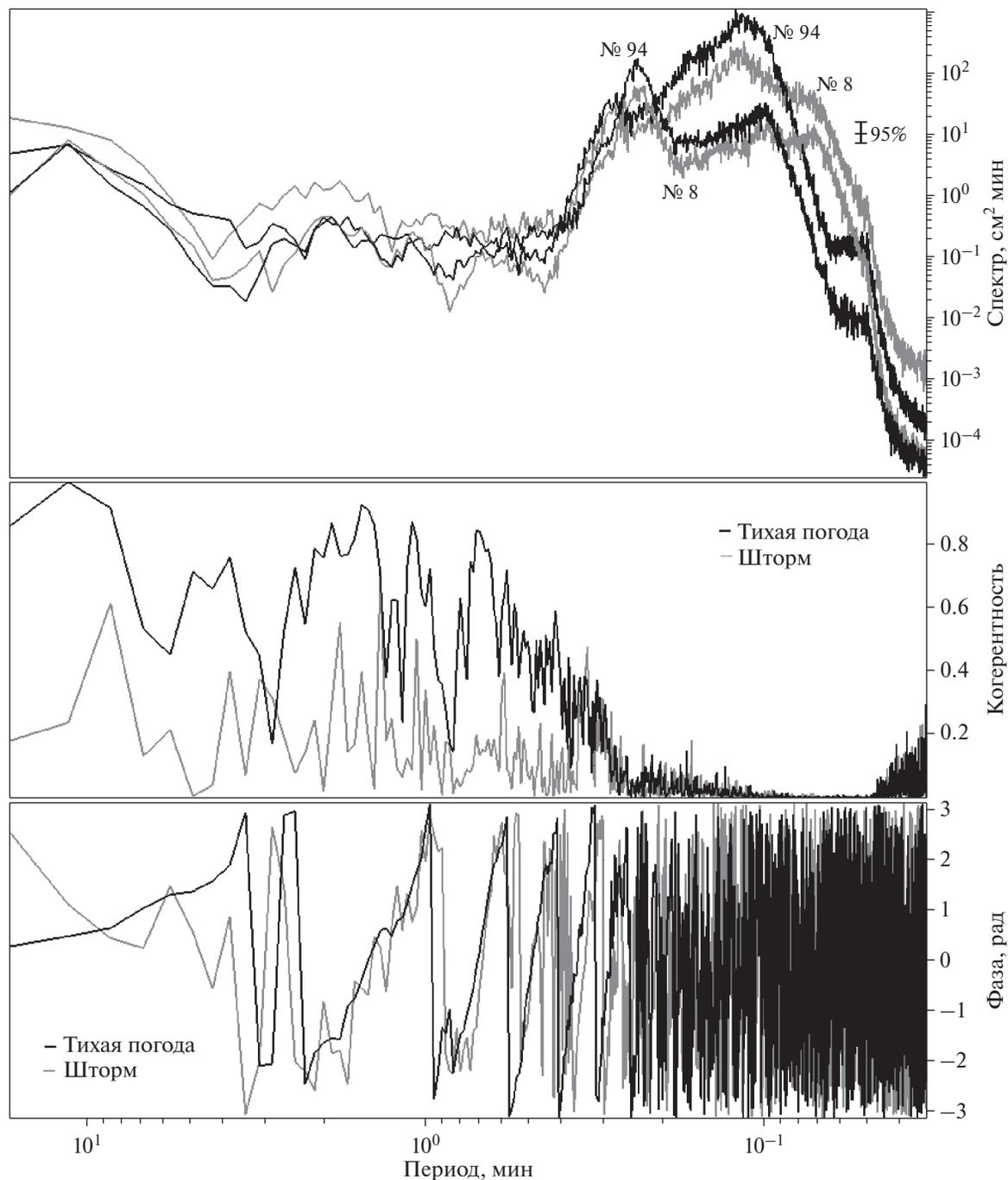


Рис. 5. Взаимные спектральные характеристики для измеренных временных рядов для разных погодных условий – тихой погоды (высоты волн до 40 см) и шторма с высотами волн до 2.2 м на ближнем к берегу приборе.

лом узлов (табл. 1). При этом отсутствие пиков в спектрах измерений прибора № 8 на периоде около 6 мин и прибора № 94 на периоде около 7 мин объясняется, по-видимому, тем обстоятельством, что приборы располагались близко к узловым линиям.

Отметим, что в диапазоне периодов возможного проявления тягуна – единицы минут – в бухте Двойная не наблюдается значительной энергии

сейш и их усиления во время шторма на удаленном от берега приборе № 94. На ближнем к берегу приборе при тихой погоде энергия колебаний с периодами около 1 мин, пик на которых хорошо выделяется, превышает энергию фонового уровня не более чем на 0.5 порядка, а энергия этих колебаний во время шторма возрастает только в 2 раза.

Что касается колебаний с периодами около 1.8 мин в месте постановки ближнего к берегу

прибора № 8, то пик в спектре достаточно размытый, но превышение энергии колебаний над фоновой — около 4-х раз, и при шторме их энергия возрастает на порядок. Для сравнения, в экваториальных, где тягун хорошо проявляется, таких, например, как в порту г. Холмск, энергия сейш с периодом 3 мин превышает фоновую на порядок и при штормах возрастает на 1–1.5 порядка [6]. Поэтому в прибрежной зоне бухты Двойная следует опасаться тягуна во время шторма.

При анализе прибрежного профиля было замечено, что с океанской стороны профиль дна имеет углубление протяженностью около 50 км (рис. 3б). Такой рельеф может способствовать генерации сейш. Для определения периода возможных колебаний использовалась формула для бассейна, закрытого с одного конца и открытого с другого, приведенная в [9]:

$$T_n = \frac{4L}{(2n+1)\sqrt{gH}}, \quad (2)$$

где  $L$  — длина бассейна,  $H$  — глубина, а  $n = 0, 1, 2, \dots$  — номер моды. Рассчитанные значения периодов сейш для длины бассейна 50 км показали, что период нулевой моды (мода Гельмгольца) составляет 11.22 мин. Обнаруженный в спектрах пик на периоде 11.3 мин близок к расчетному, и можно заключить, что этот волновой процесс является сейшей.

В то же время, анализ текущего фазового спектра (рис. 4) показал, что разность фаз между колебаниями, регистрируемыми на обоих приборах, на периоде около 11 мин показывает нулевой сдвиг (рис. 4, фаза). Это означает, что колебания на обоих приборах происходят синфазно, что характерно для моды Гельмгольца.

## ВЫВОДЫ

Выполнен анализ временных рядов колебаний уровня моря, полученных в ходе экспедиции 2017 г. с использованием автономных донных регистраторов гидростатического давления АРВ К-12, АРВ К-14 с секундной дискретностью. Приборы были установлены в бухте Двойная, расположенной между о. Матуа и Топорковый.

Результаты анализа позволили выделить колебания уровня с периодами около 40 с и с периодами от 1 до 12 мин. Установлено, что первые относятся к инфрагравитационным волнам. С использованием выражения для вычисления периодов сейшевых колебаний жидкости [8], показано, что волновые процессы с периодами около 1, 1.8, 3.5, 5.8, 7.3 мин являются сейшами бухты Двойная. Волны с периодом около 12 мин также имеют сейшевую природу и определяются резонансными особенностями донного рельефа у о. Матуа.

Установлено, что колебания с периодами около 1.8 мин, хорошо наблюдаемые в месте постановки ближнего к берегу прибора № 8, могут быть ответственны за проявление явления тягуна. Их энергия превышает энергию фоновых колебаний примерно в четыре раза, и при шторме их энергия возрастает на порядок. Поэтому в прибрежной зоне о. Матуа бухты Двойная следует опасаться тягуна во время шторма.

В работе [5] в результате численного моделирования цунами 2006 и 2007 гг. показано, что амплитуда волны с периодом около 15 мин в бухте Двойная может усиливаться в 5–7 раз. Можно предположить, что этот период волны — резонансное усиление выявленных в данном исследовании сейшевых колебаний, связанных с нулевой модой Гельмгольца. Фактически это означает, что в случае прихода волны цунами может возникнуть эффект “раскачивания” собственных колебаний с периодом около 12 мин. Учитывая, что типичный энергонесущий период волн цунами обычно находится в интервале 10–30 мин, следует признать побережье бухты Двойная наиболее цунамиопасным. И действительно, максимальный заплеск 22 м цунами 2006 г. отмечен на побережье о. Матуа в бухте Двойная [7, 10]

**Источник финансирования.** Работа выполнена в рамках Государственного задания ИМГиГ ДВО РАН № АААА-А18-118012290123-8 “Наводнения на морских берегах: мониторинг, моделирование, прогноз”.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас волнения и ветра Тихого океана. Л.: Гидрометеоздат, 1968. 125 с.
2. Гидрометеорология и гидрохимия морей. Т. 9. Охотское море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. СПб.: Гидрометеоздат, 1998. 342 с.
3. *Ефимов В.В., Куликов Е.А., Рабинович А.Б., Файн И.В.* Волны в пограничных областях океана Л.: Гидрометеоздат, 1985. 280 с.
4. *Жак В.М., Соловьев С.Л.* Дистанционная регистрация слабых волн типа цунами на шельфе Курильских островов // Докл. АН СССР. 1971. Т. 198. № 4. С. 816–817.
5. *Иванова А.А., Куликов Е.А., Файн И.В.* О моделировании Симуширских цунами 2006 и 2007 гг. в районе средних Курил // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2017. Т. 10. № 3. С. 56–64.
6. *Ковалев П.Д., Шевченко Г.В., Ковалев Д.П.* Экспериментальные исследования явления тягуна в порту г. Холмск // Известия АИН им. А.М. Прохорова. Прикладная математика и механика. Н. Новгород: НГТУ. 2007. Т. 20. С. 106–112.
7. *Левин Б.В., Кайстренко В.М., Рыбин А.В.* и др. Проявление цунами 15.11.2006 г. на Центральных Курильских островах и результаты моделирования высот заплесков // ДАН. 2008. Т. 419. № 1. С. 118–122.

8. Манилюк Ю.В., Черкесов Л.В. Исследование свободных колебаний жидкости в ограниченном бассейне, представляющем приближенную модель Азовского моря // Морской гидрофизический журнал. 2016. № 2. С. 16–26.
9. Рабинович А.Б. Длинные волны гравитации океана: захват, резонанс и излучение, СПб: Гидрометеоздат, 1993. 325 с.
10. MacInnes B.T., Pinegina T.K., Bourgeois J. et al. Field survey and geological effects of the 15 November 2006 Kuril tsunami in the middle Kuril Islands // Cummins P.R., Satake K., Kong L.S.L. (eds) Tsunami Science Four Years after the 2004 Indian Ocean Tsunami. Pageoph Topical Volumes. Birkhäuser Basel 2009. P. 9–36.  
[https://doi.org/10.1007/978-3-0346-0064-4\\_2](https://doi.org/10.1007/978-3-0346-0064-4_2).

## Dangerous Sea Phenomena in the Southern Part of Matua Island in the Kuril Ridge

D. P. Kovalev<sup>a, #</sup>, P. D. Kovalev<sup>a</sup>

<sup>a</sup>*Institute of marine Geology and Geophysics FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia*

<sup>#</sup>*e-mail: d.kovalev@imgg.ru*

The paper deals with the results of the analysis of the data of observations of the waves performed in the Dvoynaya Bay in the southern part of the island of Matua, Kuril ridge. These experimental studies were conducted to determine the possibility of strengthening incoming waves to the coastal zone of the island. As a result of observations, records of waves in two points of the bay, located at depths of about 10 and 20 m, with a discreteness of 1 s were obtained. Spectral analysis of time series allowed to distinguish wave processes with a period of 40 s and in the range of periods of 1–12 minutes. It is shown that the first belong to the infragravity waves, and in the range from 1 to 7.3 minutes they are the seiches of the Dvoynaya Bay. At the same time, oscillations with a period of about 1.8 minutes can manifest as a harbour oscillations with a significant increase in their energy during a storm. Waves with a period of about 12 minutes also have a seiches nature and are associated with a zero Helmholtz mode, and in the case of a tsunami wave, there may be an effect of “rocking” these oscillations.

**Keywords:** seiches, harbour oscillations, Helmholtz mode

УДК 551.464.38

## ОСОБЕННОСТИ ГИДРОХИМИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ ЗОНЫ СМЕШЕНИЯ ВОД РЕКИ ЛЕНЫ И МОРЯ ЛАПТЕВЫХ В ОСЕННИЙ ПЕРИОД

© 2020 г. А. В. Костылева<sup>1, \*</sup>, А. А. Полухин<sup>1</sup>, С. В. Степанова<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

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

Поступила в редакцию 26.03.2020 г.

После доработки 05.06.2020 г.

Принята к публикации 15.08.2020 г.

В основу работы легли данные, полученные в сентябре 2015 года в 63-м рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш”. Цель работы – рассмотреть особенности гидрохимической структуры в районе смешения вод р. Лена с водами моря Лаптевых. Исследования проводились в восточной части моря Лаптевых на квазимеридиональном разрезе протяженностью 710 км по параллели 130°30′ в.д. В работе было проанализировано распределение растворенного кислорода, рН, щелочности, основных биогенных элементов (фосфаты, кремний, нитратный и аммонийный азот) и хлорофилла-а. Рассмотрена взаимосвязь основных гидрохимических параметров и хлорофилла-а. Отмечено сходство распределения гидрохимических параметров с данными предыдущих исследований: существенный вынос кремния водами Лены (66.6 мМ) при среднем содержании нитратов (3.87 мМ) и низком – минерального фосфора (0.08 мМ) в области сильного воздействия речного стока (соленость 3.012 PSU). Установлено наличие области придонных застойных вод в районе, подверженном влиянию речного выноса. Показано, что поступление минеральных форм азота и фосфора в мористый район дельты р. Лена происходит не столько с материковым стоком, сколько в результате рециклинга биогенных элементов.

**Ключевые слова:** гидрохимия, море Лаптевых, речной сток, зона смешения, рециклинг биогенных элементов

**DOI:** 10.31857/S0030157420060064

### ВВЕДЕНИЕ

В последние годы исследователи все большее внимание уделяют морям Северного Ледовитого океана. Колоссальное количество потенциальных энергоресурсов на арктическом шельфе, огромное влияние речного стока на окраинные моря, а также общие вопросы изменения климата и асидификации океана делают этот район чрезвычайно привлекательным для океанологов самых различных профилей. Общий бассейн водосбора многочисленных рек, впадающих в Северный Ледовитый океан, столь разнообразный по видам почв, растительности и ландшафта, составляет около  $17 \times 10^6$  км<sup>2</sup>. Однако большая часть стока выносится четырьмя реками: Обью, Енисеем и Леной в Евразии и рекой Маккензи в Северной Америке [17].

Лена – одна из крупнейших рек на Земле. По длине она занимает десятое место среди рек планеты, по полноводности – восьмое в мире и второе среди рек России (после Енисея). Река Лена берет начало на западном склоне Байкальского

хребта на высоте 930 м в 7 км от озера Байкал и несет свои воды на протяжении 4270 км до Северного Ледовитого океана. Площадь бассейна реки составляет  $2.42 \times 10^6$  км<sup>2</sup>. В среднем течении ширина Лены достигает 15 км, ширина русла в низовьях – до 20–25 км. Средний годовой расход воды в устье составляет около 17000 м<sup>3</sup>/с. Средний годовой сток в море Лаптевых около 540 км<sup>3</sup>. Река Лена ежегодно выносит в море около 12 млн т. взвешенных наносов и 41 млн т. растворенных веществ [11, 13].

Большая часть бассейна р. Лена расположена в области повсеместного распространения многолетнемерзлых горных пород и грунтов и покрыта тайгой (за исключением небольшого участка севернее 71° с.ш., лежащего в тундре и лесотундре) [3]. Питание реки смешанное: снеговое, дождевое и за счет подземных вод. В верхнем течении реки (до впадения р. Витим) питание сильно зависит от метеорологических условий, при этом на долю подземных вод, находящихся в условиях вечной мерзлоты, приходится 35–45%

годовой величины. В среднем течении (от устья р. Витим до впадения р. Алдан) река питается преимущественно дождевыми водами. В нижнем течении основным является снеговое питание, а доля подземных вод в питании реки не превышает нескольких процентов [11].

Примерно в 150 км от моря Лаптевых р. Лена образует обширную дельту, которая простирается на 45000 км<sup>2</sup>. Река распадается на многочисленные протоки (около 150), из которых три главные: западная Оленекская, средняя Трофимовская и восточная Быковская (подробнее в [16]).

За последние 20 лет был проведен ряд экспедиций, как отечественных, так и международных, посвященных изучению ленских вод и влиянию терригенного стока на бассейн моря Лаптевых. Как результат этих проектов, был выпущен ряд статей, описывающих экосистемные процессы моря Лаптевых, такие как динамику гидрохимических параметров, органического вещества и карбонатной системы [5, 6, 10, 21, 22, 24, 27, 28], особенности распределения фито- и зоопланктона [15, 30], хлорофилла-а и первичной продукции [1, 2].

Цель нашей работы – рассмотреть особенности гидрохимической структуры в районе смешения ленских вод с водами моря Лаптевых и определить происхождение биогенных элементов в придонном слое приэстуарной зоны дельты р. Лена.

## МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Данные, приведенные в работе, были получены в сентябре 2015 года в 63-м рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш”. Исследования проводились в восточной части моря Лаптевых на 384-мильном разрезе, берущем начало из бухты Тикси и заканчивающемся в точке с координатами 78° 22' с.ш. и 130° 30' в.д. В работе приведены материалы, собранные на 14 станциях (32 горизонта) в верхнем 60-м слое воды. Схема расположения станций показана на рис. 1. Во всех пробах по стандартным методикам [12] определялись основные гидрохимические параметры. Содержание растворенного кислорода определялось методом Винклера. Для определения общей щелочности использовался титриметрический метод Бруевича. Величина водородного показателя pH определялась в открытой ячейке в единицах шкалы NBS и приводилась к условиям *in situ*. Комплекс основных биогенных элементов, включающий в себя минеральный фосфор, силикаты, нитраты, нитриты, аммоний, определялся на спектрофотометре Nach-Lange DR 2800.

Для определения хлорофилла-а и доли феофитина (неактивной формы хлорофилла-а) в их общей сумме использовался стандартный экстракционный флюориметрический метод [23]. Измерения проводились на флюориметре Trilogy Turner

Designs (США). Подробно примененный метод определения хлорофилла-а и доли феофитина изложен в работе [1]. За нижнюю границу эвфотического слоя была принята глубина, на которой освещенность составляла 1% от освещенности на поверхности. Согласно [29] глубиной эвфотического слоя считалась глубина видимости диска Секки, умноженная на коэффициент три.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

Величина солености на разрезе изменялась от 3.012 на ст. 5216 на горизонте 0 м до 34.453 PSU на горизонте 60 м на ст. 5228 (рис. 2). Эстуарная часть разреза характеризовалась резким галоклином: на ст. 5216 соленость у дна достигала 29.405 PSU при глубине 9 м. Согласно глубине видимости диска Секки мощность эвфотического слоя в речной части разреза составляла 3–15 м и увеличивалась на разрезе по мере удаления от дельты Лены (рис. 2–3). Низкая прозрачность, наблюдаемая в приэстуарном районе, обусловлена высокой концентрацией взвеси [15], выносимой речным стоком. На самой удаленной от берега станции глубина эвфотического слоя составила 36 м.

Пространственное распределение гидрохимических параметров, хлорофилла-а и доли феофитина на разрезе вдоль выноса реки Лены представлено на рис. 3. Содержание кремния в исследуемом районе изменялось от 2.16 до 66.61  $\mu\text{M}$ , а минерального фосфора и нитратного азота – от 0.07 до 0.76  $\mu\text{M}$  и от 0.14 до 17.33  $\mu\text{M}$  соответственно. Отличительной особенностью распределения минерального фосфора и нитратного азота было увеличение содержания этих параметров под эвфотическим слоем в речной части разреза с максимальным содержанием у дна. Минимальные величины щелочности были отмечены в пресных водах (1.073 мМ), максимальные – в водах с морской соленостью (2.431 мМ).

Концентрация растворенного кислорода на разрезе варьировала от 4.99 до 8.04 мл/л с минимумом в придонных слоях речной части исследуемого района. Процентное содержание растворенного в воде кислорода на протяжении всего разреза не поднималось выше 97%. Таким образом, даже на поверхности содержание кислорода не достигало равновесной концентрации с содержанием кислорода в атмосфере. Под эвфотическим слоем в речной части зоны смешения, процентное содержание кислорода понижалось до 64%.

Распределение pH было схоже с распределением растворенного кислорода и характеризовалось минимальными величинами под слоем фотосинтеза в речной части зоны смешения (7.32 на станции 5216) и ростом значений по мере усиления влияния морских вод (в среднем до 7.9).

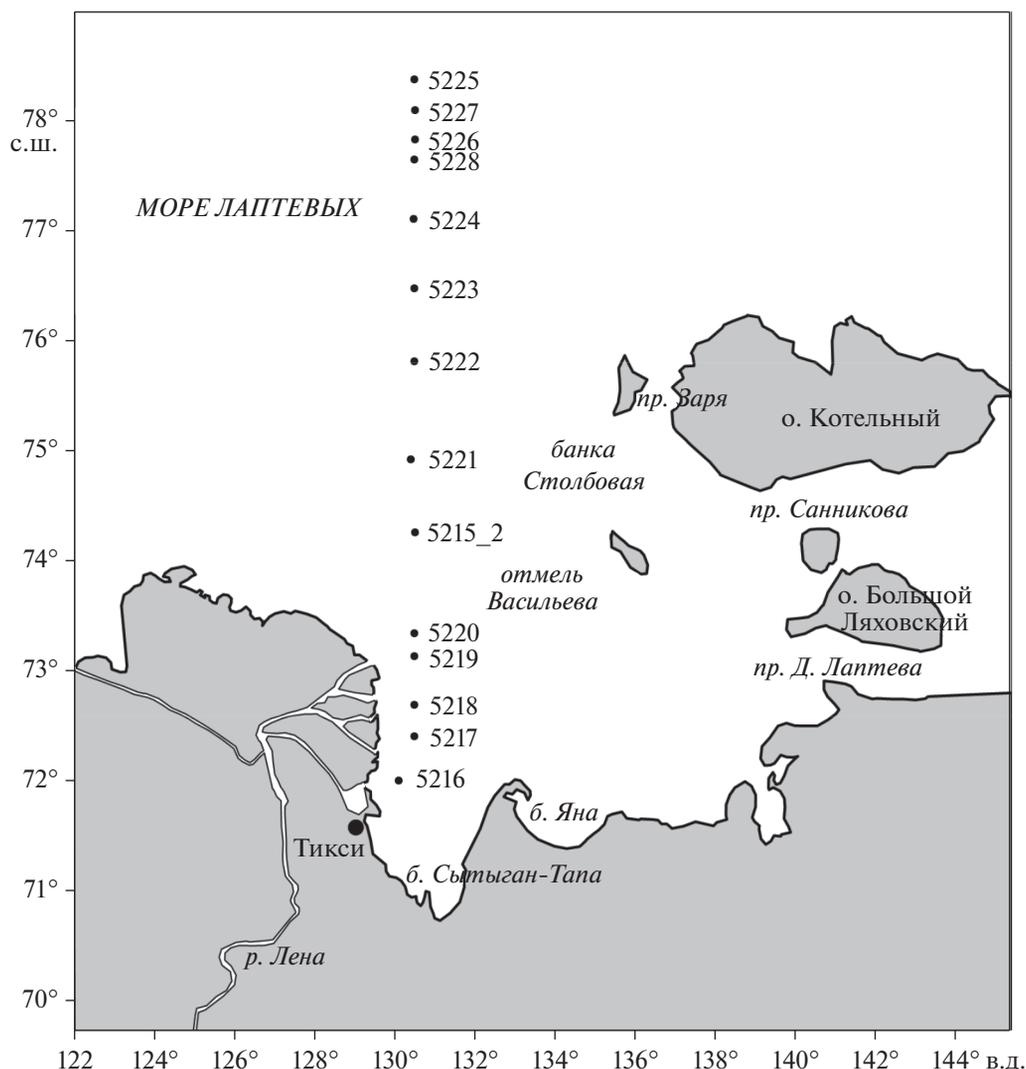


Рис. 1. Район исследований и станции "Ленского" разреза, выполненные в 63-м рейсе НИС "Академик Мстислав Келдыш" в сентябре 2015 г.

Концентрация Chl-а изменялась в пределах от 0.01 до 1.21 мг/м<sup>3</sup>. Максимальное содержание Chl-а было отмечено на поверхности в речной части разреза. При этом доля феофитина была довольно высокой (в среднем по разрезу 0.58) и колебалась от 0.18 на поверхности до 0.92 у дна.

С использованием полученных данных были построены диаграммы зависимости щелочности, кремния, минерального фосфора и нитратного азота от солености (рис. 4). Щелочность имеет консервативное распределение, что характерно для большинства зон смешения пресных и морских вод. Кремний отклоняется от консервативности в водах под эвфотическим слоем в районе влияния речного стока. Тем не менее, общая тенденция распределения кремния типична для большинства зон смешения и характеризуется уменьшением содержания кремния по мере уси-

ления влияния морских поверхностных вод. Диаграмма зависимости нитратного азота от солености демонстрирует неконсервативное распределение нитратов и незначительный их вынос из реки в море по сравнению с их содержанием под слоем фотосинтеза в примыкающей к дельте части разреза. Диаграмма зависимости минерального фосфора от солености показывает равномерное распределение фосфатов в трансформированных водах. Существенное увеличение содержания фосфатов и нитратов происходит под эвфотическим слоем в речной части разреза.

## ОБСУЖДЕНИЕ

Термохалинная структура вод, динамические процессы в толще, а также фронтальные зоны, формирующиеся на границах взаимодействия

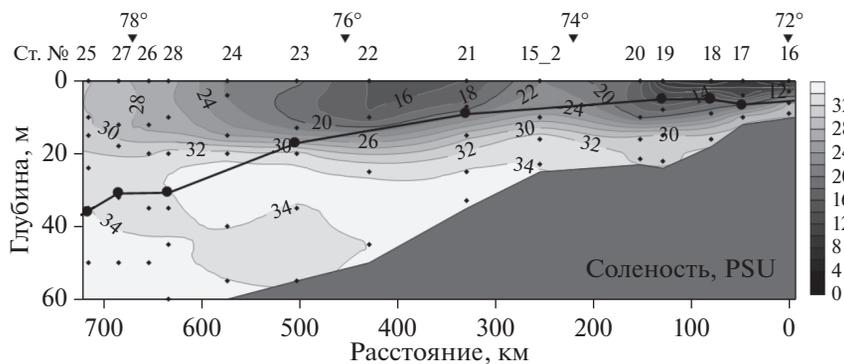


Рис. 2. Распределение солености на “Ленском” разрезе [5, 14]. Черной линией изображена граница эвфотического слоя.

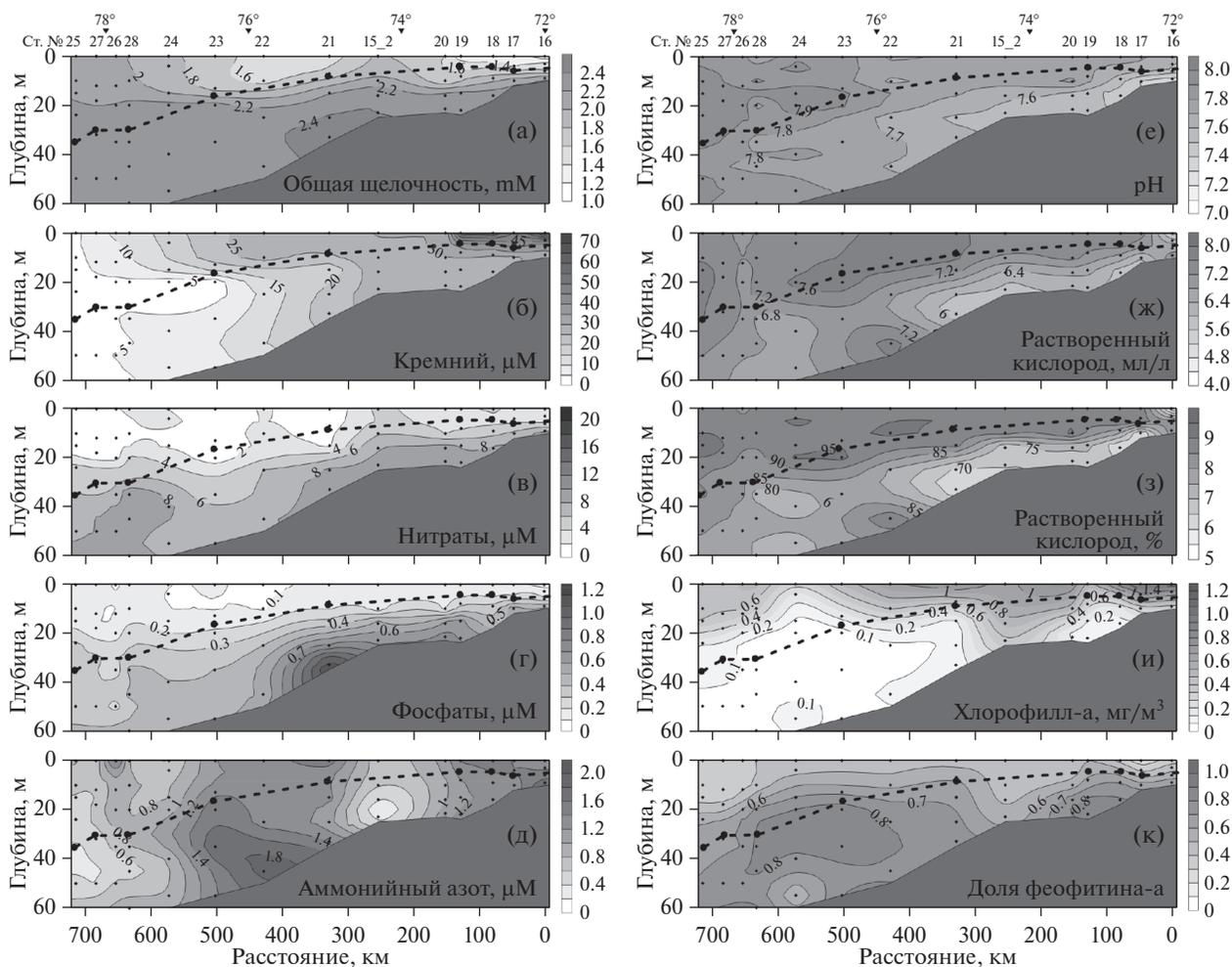
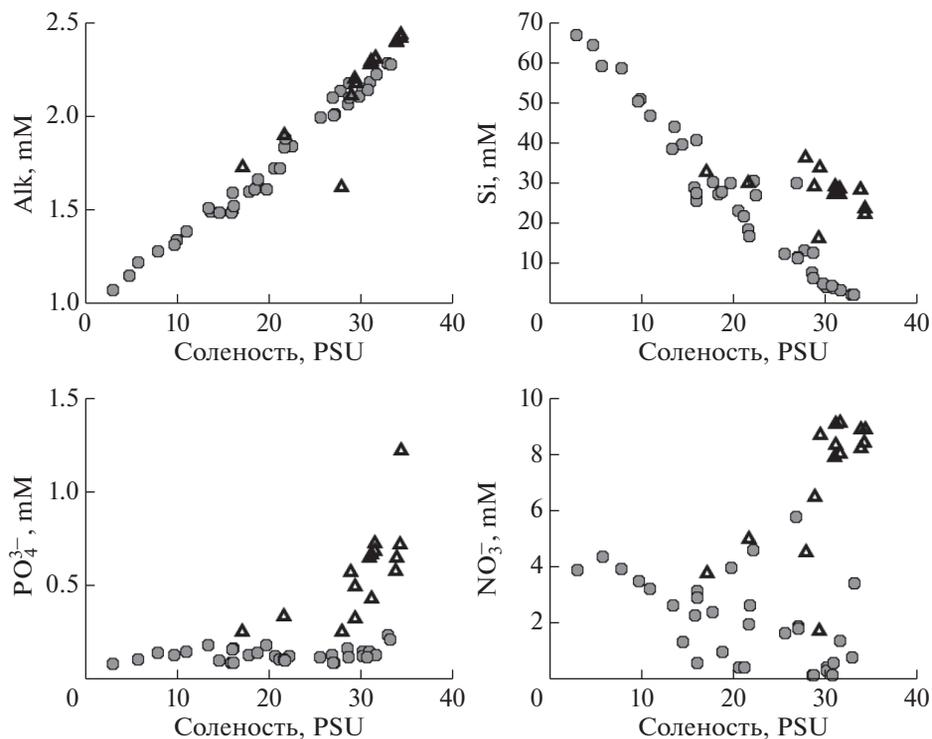


Рис. 3. Распределение параметров на исследуемом разрезе: а) общей щелочности, мМ [14]; б) кремния, μМ [6, 14]; в) нитратов, μМ [6, 14]; г) фосфатов, μМ [6, 14]; д) аммонийного азота, μМ [14]; е) водородного показателя (рН) [5, 6]; ж) растворенного кислорода, мл/л [6]; з) растворенного кислорода, % [14]; и) хлорофилла-а, мг/м<sup>3</sup> [2]; к) доли феофитина (%) в сумме хлорофилл-а и феофитин. Черной прерывистой линией изображена граница эвфотического слоя.



**Рис. 4.** Графики зависимости щелочности, минерального фосфора, кремния, и нитратов от солености на разрезе вдоль выноса р. Лены (серыми кругами обозначены поверхностные трансформированные воды и морские воды в северной части разреза, черными треугольниками — воды, расположенные под эвфотическим слоем в речной зоне разреза).

речных вод р. Лена и морских вод моря Лаптевых, подробно описаны в [15]. Показанные нами распределения биогенных элементов и параметров карбонатной системы подчеркивают эти исследования. Так, по распределению общей щелочности (рис. 3а) хорошо видно выделенную в [15] область внутреннего шельфа с высоким градиентом солености и высокой температурой в поверхностном слое. А распределение аммонийного азота (рис. 3д) подчеркивает область локального поднятия пикноклина с сопутствующим уменьшением верхнего квазиродного слоя на станции 5215-2. Здесь же зарегистрирован локальный максимум биомассы водорослей — 97 мг/м<sup>3</sup> [15], что может быть связано с поступлением необходимого для фитопланктона количества биогенных элементов.

Полученные нами величины содержания основных биогенных элементов хорошо согласуются с результатами предыдущих работ [18, 20, 26, 30]. Согласно обобщенным исследованиям, среднее содержание биогенных элементов в стоке разных рек арктического бассейна, в том числе и Лены, составляет: 70.00 мкМ кремния, 3.00 мкМ нитратов, 3.00 мкМ аммонийного азота, 0.30 мкМ минерального фосфора [20]. Согласно другим наблюдениям, проводившемся в сентябре 1989 и 1991 гг., средние значения кремния, нитратного азота и

фосфатов в дельте Лены составляли 72.00, 6.00 и 0.80 мкМ соответственно [18]. Авторы работы [25], проводившие исследования в июле 1994 г. непосредственно в реке и ее притоках, сообщают о схожих концентрациях фосфатов и кремния, но о гораздо более низких значениях нитратного и аммонийного азота (средние значения нитратов, нитритов, аммония, фосфатов и кремния были равны 0.6, 0.07, 0.13, 0.5 и 66 мкМ соответственно). Авторы предполагают, что низкие величины неорганического азота могли быть связаны с предшествующим “цветением” фитопланктона, либо со спецификой Ленских вод. В работе [26] диапазон variability кремния в водах реки Лены составляет 50–72 мкМ (пробы отбирались с 4 по 14 сентября 1989 г.). В ряде работ делается упор на низкие концентрации минерального фосфора и азота в распресненных поверхностных водах [18, 25, 30]. Увеличение содержания биогенных элементов происходит под эвфотическим слоем в водах, прилегающих к дельте [9]. Накопление биогенных элементов может происходить как следствие разложения органической составляющей взвеси (детрит), оседающей с поверхности на маргинальном фильтре [4]. На разложение взвеси расходуется кислород, поступление которого с поверхности затруднено по причине стратификации вод (рис. 2).

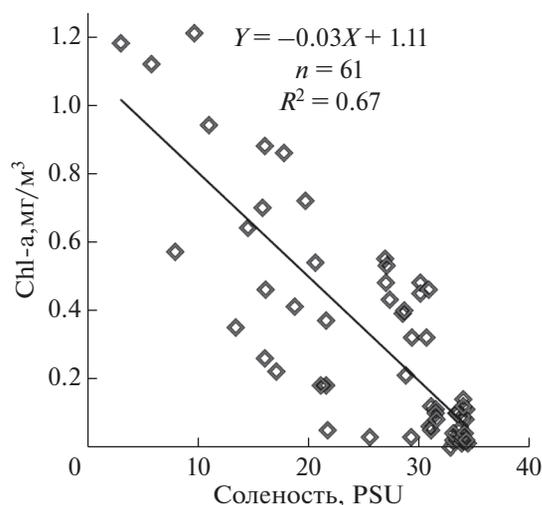


Рис. 5. Диаграмма зависимости хлорофилла-а от солености на разрезе.

В работе [9] говорится о том, что типичной особенностью придонной структуры юго-восточной части моря Лаптевых, подверженной влиянию речного стока, является наличие так называемых “застойных” зон, насыщенных кислородом всего на 30–50% и с относительно высоким содержанием кремния (750–1000 мкг/л или ~26–36  $\mu\text{M}$ ), фосфатов (40–50 мкг/л или 1.30–1.60  $\mu\text{M}$ ) и нитратов (130–150 мкг/л или 9–11  $\mu\text{M}$ ). В нашем случае содержание кислорода снижалось до 64%, а величина минерального фосфора, нитратов и кремния у дна в речной части разреза составляло, соответственно, в среднем 0.8, 10 и 32  $\mu\text{M}$ . При этом среднее значение для минерального фосфора, азота и кремния на станциях 5216–5219 на поверхности составило соответственно 0.11, 4 и 59  $\mu\text{M}$ . Таким образом, содержание минерального фосфора и нитратов у дна в 8 и 2.5 раза, соответственно, больше, чем в распресненных водах. Поэтому можно предположить, что накопление минерального фосфора и нитратов в исследуемом районе происходит в большей степени не за счет выноса речных вод, а за счет разложения органического вещества в застойных водах с морской соленостью, т.е. за счет рециклинга биогенных элементов.

Увеличение содержания биогенных элементов под эвфотическим слоем в прилегающих к дельте водах шельфа сопровождалось увеличением доли феофитина. На станциях 5216–5218 на глубине 9–10 м доля феофитина составляла 0.7, у дна на ст. 5218 на глубине 15 м – 0.83. Согласно [8] увеличение доли феофитина до 40–65% в сумме пигментов свидетельствует об угнетенном состоянии фитопланктона с пониженной физиологической активностью и низким продукционным потенциалом. При доле феофитина более 65% клетки во-

дорослей не обладают нужным для фотосинтеза потенциалом и отмирают. В этой же работе отмечено увеличение доли феофитина на горизонтах ниже слоя фотосинтеза, что объясняется авторами как накоплением в этих горизонтах оседающих погибших клеток, так и процессом феофитинизации живых водорослей при недостатке света. В работе [7] установлена сильная отрицательная линейная зависимость между первичной продукцией и долей феофитина, что позволяет рассматривать величину доли феофитина в качестве потенциальной фотосинтетической способности одноклеточных водорослей. Таким образом, рост доли феофитина, увеличение содержания биогенных элементов, а также уменьшение рН и снижение содержания растворенного кислорода под слоем фотосинтеза в речной части разреза (рис. 3) указывает на превалирование деструкционных процессов над продукционными в этом районе.

Зависимость концентрации Chl-a от солености воды, приведенная на рис. 5, демонстрирует снижение содержания Chl-a по направлению от реки к морю. В этом же направлении убывает содержание кремния и увеличивается величина щелочности (рис. 4). Чтобы оценить влияние химического состава речных вод на развитие фитопланктона в зоне смешения, нами были рассчитаны коэффициенты корреляции для гидрохимических параметров и Chl-a, измеренных на протяжении всего разреза в интервале солености от 3 до 30 PSU. Коэффициент корреляции между фосфат-ионом и Chl-a составил  $R = -0.53$  ( $n = 61$ ), между Chl-a и нитрат-ионом – ( $R = -0.47$ ,  $n = 61$ ), между Chl-a и кремнием ( $R = 0.66$ ,  $n = 61$ ).

Обратная зависимость между Chl-a и нитратным азотом, а также между Chl-a и фосфат-ионом, не так очевидна, как связь Chl-a с щелочностью и соленостью. Между Chl-a и общей щелочностью коэффициент корреляции  $R$  составил ( $-0.84$ ),  $n = 61$ . При этом коэффициент корреляции между Chl-a и щелочностью оказался очень близок к коэффициенту корреляции между Chl-a и соленостью ( $R = -0.82$ ,  $n = 61$ ). Поскольку соленость, общая щелочность и кремний выступают в роли индикаторов речных вод, можно заключить, что снижение концентрации Chl-a в поверхностных водах связано с изменениями условий, которые определяются “разбавлением” речного стока морскими водами. Поэтому, с учетом коэффициентов корреляции между Chl-a, кремнием, щелочностью и соленостью, Chl-a в данном случае можно рассматривать как маркер речного стока.

## ВЫВОДЫ

Распределение гидрохимических параметров в зоне смешения вод р. Лена с водами моря Лаптевых хорошо согласуется не только с термохалинной структурой вод, но и с биологическими дан-

ными, что подчеркивает важность комплексных исследований в зоне смешения река–море.

Сравнение полученных нами гидрохимических данных с ранее опубликованными демонстрирует довольно устойчивую на протяжении долгих лет гидрохимическую ситуацию в районе смешения вод моря Лаптевых и вод стока Лены. Судя по станции, в области сильного воздействия речного стока (соленость 3.012 PSU) был отмечен существенный вынос кремния водами Лены – 66.6  $\mu\text{M}$ , при среднем уровне содержания нитратов – 3.87  $\mu\text{M}$  и низком – минерального фосфора – 0.08  $\mu\text{M}$ . Показано, что поступление минеральных форм азота и фосфора в мористый район дельты р. Лена происходит не столько с материковым стоком, сколько за счет разложения органического вещества в застойных водах с морской соленостью, т.е. за счет рециклинга биогенных элементов.

В период исследований обратная зависимость между хлорофиллом-а и нитратами, а также между хлорофиллом-а и фосфат-ионом, была слабее, чем прямая зависимость хлорофилл-а от солености, щелочности и кремния. Это позволяет в данном случае рассматривать концентрацию хлорофилл-а на шельфе моря Лаптевых как маркер воздействия стока Лены.

В прилегающей к дельте Лены области шельфа под галоклином отмечено низкое – до 64% – процентное содержание кислорода. Снижение содержания кислорода сопровождалось увеличением доли феофитина до 0.83. Подобное соотношение хлорофилла-а и феофитина говорит о стагнации фитопланктона, что вероятнее всего связано с недостатком света. Низкое содержание кислорода, увеличение доли феофитина в сумме пигментов, рост концентрации минерального фосфора, нитратов и кремния, а также уменьшение рН указывает на преобладание деструкционных процессов над продукционными в этой зоне.

**Благодарности.** Авторы выражают благодарность начальнику экспедиции М.В. Флинту за предоставленную возможность участия в 63-м рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш”, П.Н. Маккавееву за помощь при выполнении работы и плодотворные дискуссии и А.Б. Демидову за предоставленные данные по хлорофиллу-а и глубине видимости диска Секки, а также за обсуждение материала и ценные замечания. Авторы признательны анонимному рецензенту за внимательное прочтение работы и полезные рекомендации по представлению материала.

**Источники финансирования.** Работа выполнена в рамках Госзадания ИОРАН (тема № 149-2019-0008), а также при поддержке грантов РФФИ (№ 19-17-00196, обработка гидрохимических данных) и РФФИ (№ 18-05-60069, обработка биологических данных).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Демидов А.Б., Гагарин В.И., Арашкевич Е.Г. и др. Пространственная изменчивость первичной продукции и хлорофилла в море Лаптевых в августе–сентябре // *Океанология*. 2019. Т. 59. № 5. С. 755–770.
2. Демидов А.Б., Гагарин В.И., Артемьев В.А. и др. Вертикальная изменчивость первичной продукции и характеристики подповерхностного хлорофильного максимума в море Лаптевых в августе–сентябре 2015, 2017 и 2018 гг. // *Океанология*. 2020. Т. 60. № 2. С. 216–232.
3. Кожов М.М. Пресные воды Восточной Сибири. Иркутск: ОГИЗ, 1950. 367 с.
4. Лисицын А.П. Маргинальный фильтр океанов // *Океанология*. 1994. Т. 34. № 5. С. 737–747.
5. Маккавеев П.Н., Полухин А.А., Селиверстова А.М. и др. Растворенный неорганический углерод в приустьевом районе реки Лена: результаты экспедиций 2015 и 2017 гг. // *Океанология*. 2018. Т. 58. № 4. С. 565–577.
6. Маккавеев П.Н., Полухин А.А., Селиверстова А.М. и др. Динамика биогенных элементов в приустьевом районе реки Лены: результаты экспедиций в сентябре 2015 и 2017 гг. // *Арктика: экология и экономика*. 2018. № 2 (30). С. 56–67.
7. Мошаров С.А., Демидов А.Б., Симакова У.В. Особенности процессов первичного продуцирования в Карском море в конце вегетационного периода // *Океанология*. 2016. Т. 56. № 1. С. 90–100.
8. Мошаров С.А., Сергеева В.М. Оценка функционального состояния морского фитопланктона по флуоресцентным показателям и соотношению концентраций феофитина и хлорофилла-а // *Вопросы современной альгологии*. 2018. № 1 (16)
9. Пивоваров С.В. Химическая океанография арктических морей России / С. В. Пивоваров; Федер. целевая программа “Гос. поддержка интеграции высш. образования и фундам. науки на 1997–2000 гг.”. СПб.: Гидрометеиздат, 2000. 88 с.
10. Пипко И.И., Пугач С.П., Дударев О.В. и др. Карбонатные параметры вод реки Лены: характеристики и распределение // *Геохимия*. 2010. № 11. С. 1206–1213.
11. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 17. Лено-Индибирский район // Под ред. Протасьева М.С. Л.: Гидрометеиздат, 1972. 651 с.
12. Руководство по химическому анализу морских и пресных вод при экологическом мониторинге рыбохозяйственных водоемов и перспективных для промысла районов Мирового океана. Ред. Сапожников В.В. М.: Изд-во ВНИРО, 2003. 202 с.
13. Соколов А.А. Гидрография СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1952. 287 с.
14. Степанова С.В., Полухин А.А., Костылева А.В. Гидрохимическая структура вод в восточной части моря Лаптевых осенью 2015 г. // *Океанология*. 2017. Т. 57. № 1. С. 67–74.
15. Суханова И.Н., Флинт М.В., Георгиева Е.Ю. и др. Структура сообществ фитопланктона в восточной части моря Лаптевых // *Океанология*. 2017. Т. 57. № 1. С. 86–102.

16. Эстуарно-дельтовые системы России и Китая: гидролого-морфологические процессы, геоморфология и прогноз развития / Ред. Коротаев В.Н. и др. М.: ГЕОС, 2007. 445 с.
17. *Anderson L.G.* DOC in the Arctic Ocean // *Hansell D.A., Carlson C.A. (Eds.), Biogeochemistry of Marine Dissolved Organic Matter.* San Diego: Academic Press, 2002. P. 665–683.
18. *Cauwet G., Sidorov I.* The biogeochemistry of Lena River: Organic carbon and nutrients distribution // *Marine Chemistry.* 1996. № 53. P. 211–227.
19. *Fisher T.R., Harding L.W.Jr., Stanley D.W. et al.* Phytoplankton, Nutrients, and Turbidity in the Chesapeake, Delaware, and Hudson Estuaries // *Estuarine, Coastal and Shelf Science.* 1988. № 27. P. 61–93.
20. *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. Sci.* 1996. № 296. P. 664–691.
21. *Guggenberger G., Skoog A., Thomas D.N.* Dissolved organic matter and nutrients in the Lena River, Siberian Arctic: Characteristics and distribution // *Marine Chemistry.* 1998. № 59. P. 301–309.
22. *Heiskanen A-S., Keck A.* Distribution and sinking rates of phytoplankton, detritus, and particulate biogenic silica in the Laptev Sea and Lena River (Arctic Siberia) // *Marine Chemistry.* 1996. № 53. P. 229–245.
23. *Holm-Hansen O., Riemann B.* Chlorophyll-a determination: improvements in methodology // *Oikos.* 1978. V. 30. P. 438–447.
24. *Kattner G., Lobbes J.M., Fitznar H.P. et al.* Tracing dissolved organic substances and nutrients from the Lena River through Laptev Sea (Arctic) // *Marine Chemistry.* 1999. № 65. P. 25–39.
25. *Lara R.J., Rachold V., Kattner G. et al.* Dissolved organic matter and nutrients in the Lena River, Siberian Arctic: Characteristics and distribution // *Marine Chemistry.* 1998. № 59. P. 301–309.
26. *Le'tolle R., Martin J.M., Thomas et al.* <sup>18</sup>O abundance and dissolved silicate in the Lena Delta and Laptev Sea\_Russia // *Marine Chemistry.* 1993. № 43. P. 47–64.
27. *Martin J.M., Guan D.M., Elbaz-Poulichet F. et al.* Preliminary assessment of the distributions of some trace elements (As. Cd. Cu. Fe. Ni. Pb and Zn) in a pristine aquatic environment: the Lena River estuary (Russia) // *Marine Chemistry.* 1993. № 43. P. 185–199.
28. *Peulve S., Sicre M-A., Saliot A. et al.* Molecular characterization of suspended and sedimentary organic matter in an Arctic delta // *Limnology and Oceanography.* 1996. № 41(3). P. 488–497.
29. *Pilgrim D.A.* Measurement and estimation of the extinction coefficient in turbid estuarine waters // *Continental Shelf Research.* 1987. V. 7. P. 1425–1428.
30. *Sorokin Yu.I., Sorokin P.Yu.* Plankton and Primary Production in the Lena River Estuary and in the South-eastern Laptev Sea // *Estuarine, Coastal and Shelf Science.* 1996. № 43. P. 399–418.

## Peculiarities of Hydrochemical Structure of the Lena River and Laptev Sea Mixing Zone in Autumn Period

A. V. Kostyleva<sup>a, #</sup>, A. A. Polukhin<sup>a</sup>, S. V. Stepanova<sup>a</sup>

<sup>a</sup>*Shirshov Institute of Oceanology, Moscow, Russia*

<sup>#</sup>*e-mail: ventis-ire@yandex.ru*

This work was based on data obtained during the R/V “Akademik Mstislav Keldysh” 63rd cruise in September 2015. The goal of the paper is to examine the features of the hydrochemical structure of the Lena River and Laptev Sea mixing zone. The studies were carried out in the eastern part of the Laptev Sea on a quasi-meridional section, with the length of 710 km along 130°30' eastern longitude. The distribution of dissolved oxygen, pH, alkalinity, main nutrients (phosphate, silicate, nitrate and ammonium nitrogen) and chlorophyll-a was analyzed. The relationship between main hydrochemical parameters and chlorophyll-a was considered. Comparison of our results with the results of previous studies has shown a similar distribution of hydrochemical parameters, namely a significant influx of silicate from the Lena River with a medium content of nitrates and low concentration of mineral phosphorus (66.6 μM, 3.87 and 0.08 μM, respectively at 3.012 PSU) in the area of a strong river run-off impact. The presence of a near-bottom stagnant water zone in the part of research area affected by river runoff has been established. It is shown that the influx of mineral forms of nitrogen and phosphorus into the marine region of the Lena river delta occurs not mostly due to the continental runoff, but as a result of nutrients recycling.

**Keywords:** hydrochemistry, Laptev Sea, continental runoff, mixing zone, nutrients recycling

УДК 551.464.1

## О ТРАНСФОРМАЦИИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА МОРСКОЙ ВОДЫ ПРИ ВЗАИМОДЕЙСТВИИ С ТЕРРИГЕННЫМИ АЭРОЗОЛЯМИ

© 2020 г. А. В. Савенко<sup>1, \*</sup>, В. С. Савенко<sup>2</sup><sup>1</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва, Россия<sup>2</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия

\* e-mail: Alla\_Savenko@rambler.ru

Поступила в редакцию 02.03.2020 г.

После доработки 10.05.2020 г.

Принята к публикации 22.06.2020 г.

Экспериментально изучена трансформация химического состава морской воды при взаимодействии с лессами – аналогом природных терригенных аэрозолей плейстоцена. Показано, что в результате этого процесса происходит изменение концентраций главных ионов (K, Ca, SO<sub>4</sub>, HCO<sub>3</sub>), биогенных элементов (Si, P) и фтора, тогда как изменение содержания хлоридов, натрия и магния не обнаружено в силу их высоких концентраций в морской воде. С увеличением массовой доли твердой фазы концентрации сульфатов и гидрокарбонатов возрастают, а калия – уменьшаются. Концентрации кальция и фтора либо увеличиваются, либо снижаются в зависимости от содержания подвижных форм этих элементов в образцах. Выделение в морскую воду кремния и фосфора имеет асимптотический предел: 2.5–3.3 мг Si/л и 0.012–0.040 мг P/л. Зависимость изменения концентраций изученных компонентов в морской воде от массовой доли твердой фазы соответствует гиперболической функции, но в области относительно небольших значений массовой доли описывается линейным уравнением, в котором величина углового коэффициента прямо пропорциональна концентрации компонента в водной вытяжке из данного образца лесса. Изменение состава морской воды при взаимодействии с лессами можно предсказывать по составу их водных вытяжек.

**Ключевые слова:** лессы, терригенные аэрозоли, морская вода, химический состав, трансформация

**DOI:** 10.31857/S0030157420050226

Терригенный осадочный материал поступает в Мировой океан из двух основных источников: с речным стоком твердых веществ и в форме аэрозолей, переносимых воздушным путем из областей с аридным и семиаридным климатом. Несмотря на то, что в настоящее время поток эолового материала по абсолютной массе примерно на порядок меньше речного стока твердых веществ, в ближайшем геологическом прошлом – в периоды похолодания и усиления оледенения – соотношение флювиального и эолового потоков вещества могло существенно смещаться в пользу последнего [8].

Экспериментально установлено, что при взаимодействии с аэрозолями происходит изменение химического состава морской воды [9–13]. Поскольку состав терригенных аэрозолей в прошлом мог существенно отличаться от наблюдаемого в современный период, трансформация состава контактирующей с ними морской воды также могла быть иной. При этом очень сложно

хотя бы приблизительно оценить предполагаемые различия химической трансформации морской воды. Единственный способ преодоления указанного затруднения состоит, пожалуй, в экспериментальном моделировании эоловой трансформации химического состава морской воды с использованием в качестве аналога природных аэрозолей пород доисторического возраста, которые служили источниками терригенного эолового материала. К таким породам можно отнести лессы – плейстоценовые осадочные породы покровного залегания, занимающие на суше площадь свыше 10 млн км<sup>2</sup>. Вне зависимости от принимаемого генезиса лессов (эолового, криогенного или какого-либо еще) можно считать установленным фактом их генетическую связь с областями прохладного засушливого климата (степи и полупустыни) [3, 4]. Такие климатические условия благоприятствуют ветровой эрозии, максимальное развитие которой отмечается в периоды глобального похолодания при усилении атмосферной циркуляции [8].

Цель настоящей работы состояла в экспериментальном определении количественных характеристик трансформации химического состава морской воды при ее взаимодействии с лессами, рассматриваемыми в качестве аналога природных терригенных аэрозолей плейстоцена.

### МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В экспериментах использовали растертые до однородного состояния образцы лессовидного суглинки, отобранного под Ростовом-на-Дону, и лессов, взятых на Приобском плато, правобережье р. Лугост в пригороде Душанбе, а также около г. Алмалык и пос. Марджонбулак в Узбекистане.

Опыты состояли из двух серий. В первой серии определяли содержание водорастворимых солей по их переходу из образцов в дистиллированную воду при постоянной массовой доле твердой фазы  $m = 0.100$  (или 100 г/л). Во второй серии изучали изменение состава 35% морской воды при ее взаимодействии с образцами лессов при разных массовых долях твердой фазы: от 0.0125 до 0.100 (12.5–100 г/л) в соответствии с методом переменных массовых отношений твердая фаза : раствор [7]. Герметично закрытые полипропиленовые емкости с суспензиями в течение 10 мес. перемешивали на шейкере по 6–8 ч в сутки до установления постоянных значений рН, после чего отфильтровывали растворы через мембранный фильтр с размером пор 0.22 мкм. В фильтрате измеряли величину рН и концентрацию фторидов методом прямой потенциометрии [6], а также содержание главных ионов (Na, K, Mg, Ca, Cl, SO<sub>4</sub>) методом капиллярного электрофореза [2], щелочности ( $\approx \text{HCO}_3$ ) объемным титрованием и биогенных элементов (Si, P) стандартными колориметрическими методами [5]. Погрешность измерений составила  $\pm 0.005$  ед. рН и  $\pm 3\%$  для остальных компонентов.

### РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Результаты экспериментов представлены в табл. 1. По направленности изменения концентраций растворенных форм с возрастанием массовой доли (содержания) твердой фазы в суспензии ( $m$ , г/л) изученные компоненты разделяются на 4 группы. В первую группу входят компоненты, содержащиеся в морской воде в наибольших количествах: хлориды, натрий и магний, для которых возможные изменения концентраций при контакте с лессами находятся в пределах точности измерений, не показывая зависимости от количества твердой фазы. Вторая группа объединяет компоненты, концентрации которых в морской воде возрастают при увеличении массовой доли взаимодействующих с ней лессов: сульфаты,

гидрокарбонаты, кремний и фосфор, причем поступление кремния и фосфора асимптотически приближается к некоторым постоянным значениям, различным для каждого из образцов (рис. 1). К третьей группе, характеризующейся снижением концентрации в морской воде по мере увеличения массовой доли лессов, принадлежит лишь один элемент – калий (рис. 1). Наконец, четвертую группу составляют элементы, концентрации которых с возрастанием массовой доли твердой фазы для одних образцов лессов увеличиваются, а для других – уменьшаются: кальций и фтор (рис. 1).

В экспериментах по взаимодействию морской воды с лессами общей чертой поведения всех подвергающихся трансформации компонентов служит близкое соответствие зависимостей изменения концентраций их растворенных форм ( $\Delta[i]_{\text{sw}}$ , мг/л) от содержания твердой фазы ( $m$ , г/л) гиперболической функции:

$$\Delta[i]_{\text{sw}} = \frac{A_{i(\text{sw})}m}{1 + B_{i(\text{sw})}m}, \quad (1)$$

где  $A_{i(\text{sw})}$  и  $B_{i(\text{sw})}$  – параметры, относящиеся к компоненту  $i$ , постоянные для каждого образца. В области низких содержаний твердой фазы параметр  $A_{i(\text{sw})}$  играет роль углового коэффициента и отражает максимальное удельное изменение состава морской воды, приходящееся на единицу массы лесса:

$$\Delta[i]_{\text{sw}} = A_{i(\text{sw})}m. \quad (2)$$

Уравнение (1) может быть преобразовано к линейному виду

$$1/\Delta[i]_{\text{sw}} = a_i + b_i(1/m), \quad (3)$$

где  $a_i$  и  $b_i$  – постоянные для каждого образца коэффициенты, причем  $a_i = B_{i(\text{sw})}/A_{i(\text{sw})}$ ,  $b_i = 1/A_{i(\text{sw})}$ . В табл. 2 приведены величины параметров  $a_i$ ,  $b_i$  и коэффициента корреляции  $r$  в уравнении (3) для изученных компонентов, а также рассчитанных на их основе параметров  $A_{i(\text{sw})}$  и  $B_{i(\text{sw})}$  в уравнении (1). Отметим высокие значения  $r \geq 0.94$  ( $p < 0.05$ ), согласующиеся с предположением о соответствии экспериментальных зависимостей  $\Delta[i]_{\text{sw}} - m$  гиперболической функции.

Отношение  $A_{i(\text{sw})}/B_{i(\text{sw})}$  характеризует предельное (максимально возможное) изменение концентрации компонента  $i$  в морской воде при контакте с веществом лессов:

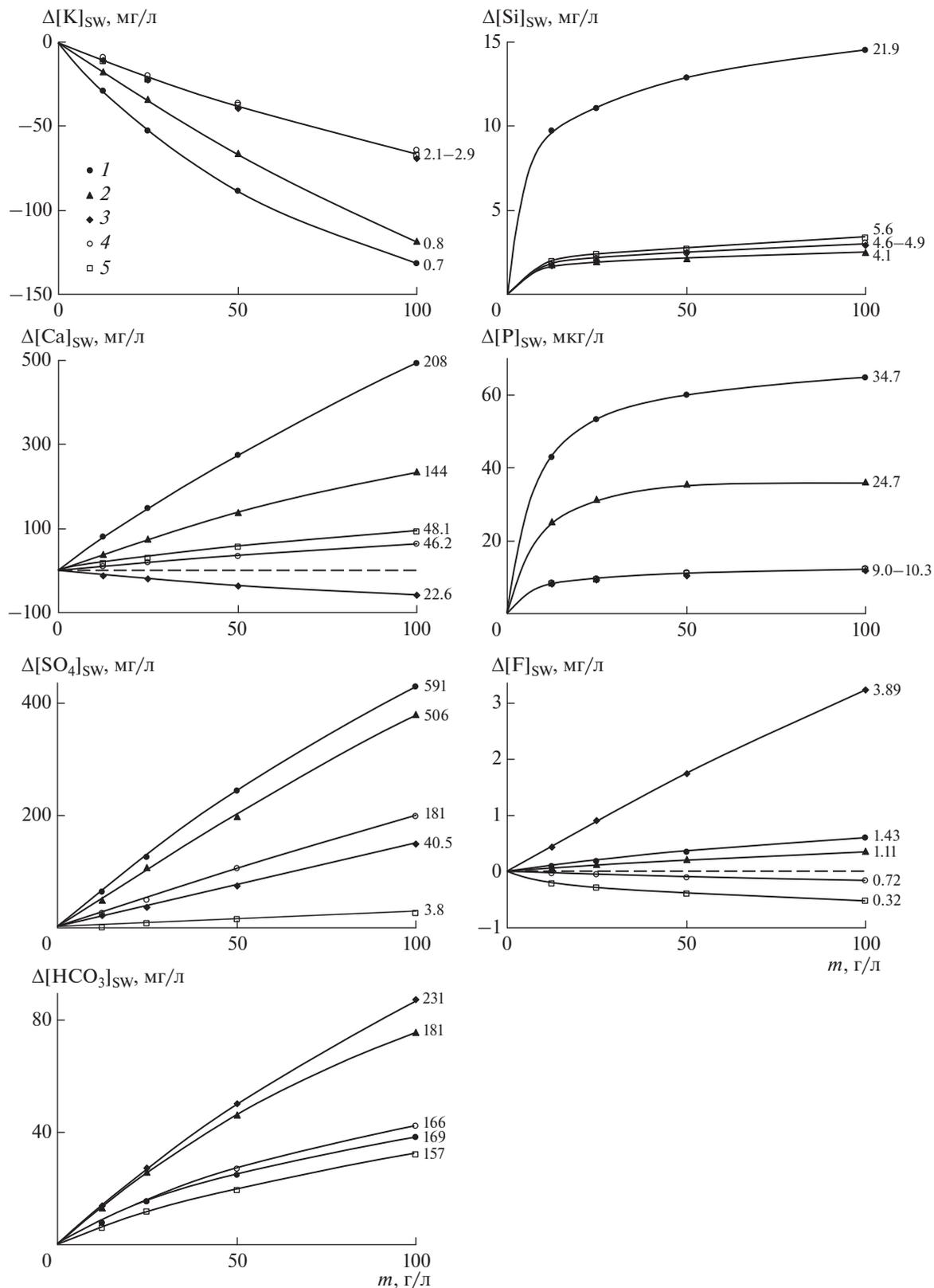
$$\Delta[i]_{\text{sw}}^{\text{max}} = \frac{A_{i(\text{sw})}}{B_{i(\text{sw})}}. \quad (4)$$

За исключением кремния и фосфора, экспериментальные данные охватывают только область зависимости (1), находящуюся вдали от асимпто-

**Таблица 1.** Концентрации растворенных компонентов ( $[i]$ , мг/л) и их изменение ( $\Delta[i]$ , мг/л) при взаимодействии лессов с дистиллированной и морской водой

Образец	$m^*$	pH	Na		K		Mg		Ca		Cl		SO <sub>4</sub>		HCO <sub>3</sub>		Si		P		F		
			$[i]$	$\Delta[i]$	$[i]$	$\Delta[i]$	$[i]$	$\Delta[i]$	$[i]$	$\Delta[i]$	$[i]$	$\Delta[i]$	$[i]$	$\Delta[i]$	$[i]$								
Взаимодействие с дистиллированной водой																							
Дистиллированная вода	0	—	0.1	—	0.2	—	0.5	—	0.2	—	0.1	—	1.8	—	0.01	—	0.0013	—	0.04	—	—	—	
Лессовидный суглинок, Ростов-на-Дону	100	7.89	78.3	78.2	0.9	0.7	7.4	209	208	5.2	5.0	591	171	169	21.9	21.9	0.0360	0.0347	1.47	1.43	—	—	
Лесс, Приобское плато	100	8.15	110	110	1.0	0.8	46.8	46.7	144	78.2	78.0	506	183	181	4.07	4.06	0.0281	0.0268	1.15	1.11	—	—	
То же, Душанбе	100	8.32	58.7	58.6	2.3	2.1	9.7	9.6	23.1	9.8	9.6	40.6	233	231	4.63	4.62	0.0104	0.0091	3.93	3.89	—	—	
То же, Алмалык	100	8.11	98.4	98.3	3.1	2.9	10.7	10.6	46.7	50.3	50.1	181	168	166	4.96	4.95	0.0116	0.0103	0.76	0.72	—	—	
То же, Марджонбулак	100	8.13	2.7	2.6	3.0	2.8	4.1	4.0	48.6	1.2	1.0	3.9	157	157	5.59	5.58	0.0110	0.0097	0.36	0.32	—	—	
Взаимодействие с морской водой																							
Морская вода	0	—	10990	—	415	—	1324	—	428	—	19740	—	145	—	0.03	—	0.0017	—	1.29	—	—	—	
Лессовидный суглинок, Ростов-на-Дону	12.5	7.76	11020	30	386	-29	1356	32	507	79	19770	30	2834	64	9.75	9.72	0.0445	0.0428	1.39	1.36	0.10	0.10	
	25	7.71	10960	-30	362	-53	1358	34	575	147	19690	-50	2895	125	11.1	11.1	0.0549	0.0532	1.48	1.48	0.19	0.19	
	50	7.60	11050	60	326	-89	1298	-26	701	273	19730	-10	3014	244	12.9	12.9	0.0616	0.0599	1.64	1.64	0.35	0.35	
	100	7.42	10930	-60	283	-132	1300	-24	921	493	19830	90	3198	428	14.6	14.6	0.0665	0.0648	1.89	1.89	0.60	0.60	
Лесс, Приобское плато	12.5	7.88	11000	10	397	-18	1314	-10	467	39	19690	-50	2818	48	1.79	1.76	0.0269	0.0252	1.36	1.36	0.07	0.07	
	25	7.84	10980	-10	381	-34	1340	16	502	74	19770	30	2876	106	1.96	1.93	0.0330	0.0313	1.41	1.41	0.12	0.12	
	50	7.78	10980	-10	349	-66	1338	14	566	138	19730	-10	2968	198	2.17	2.14	0.0372	0.0355	1.50	1.50	0.21	0.21	
	100	7.71	11030	40	296	-119	1307	-17	662	234	19790	50	3150	380	2.55	2.52	0.0378	0.0361	1.65	1.65	0.36	0.36	
То же, Душанбе	12.5	7.82	11010	20	405	-10	1343	19	415	-13	19710	-30	2792	22	1.70	1.67	0.0098	0.0081	1.73	1.73	0.44	0.44	
	25	7.79	11020	30	393	-22	1300	-24	408	-20	19780	40	2806	36	2.05	2.02	0.0110	0.0093	2.19	2.19	0.90	0.90	
	50	7.75	10950	-40	376	-39	1340	16	391	-37	19700	-40	2844	74	2.51	2.48	0.0122	0.0105	3.03	3.03	1.74	1.74	
	100	7.71	10980	-10	346	-69	1288	-36	369	-59	19770	30	2919	149	2.93	2.90	0.0134	0.0117	4.53	4.53	3.24	3.24	
То же, Алмалык	12.5	7.92	11010	20	406	-9	1298	-26	436	8	19750	10	2795	25	1.80	1.77	0.0101	0.0084	1.27	1.27	-0.02	-0.02	
	25	7.81	10950	-40	395	-20	1327	3	448	20	19760	20	2818	48	2.17	2.14	0.0113	0.0096	1.24	1.24	-0.05	-0.05	
	50	7.72	10980	-10	379	-36	1311	-13	463	35	19700	-40	2876	106	2.48	2.45	0.0128	0.0111	1.19	1.19	-0.10	-0.10	
	100	7.62	11010	20	351	-64	1340	16	491	63	19760	20	2968	198	3.04	3.01	0.0140	0.0123	1.12	1.12	-0.17	-0.17	
То же, Марджонбулак	12.5	7.85	10970	-20	404	-11	1338	14	444	16	19750	10	2770	0	1.98	1.95	0.0098	0.0081	1.08	1.08	-0.21	-0.21	
	25	7.84	11020	30	393	-22	1325	1	456	28	19700	-40	2778	8	2.37	2.34	0.0110	0.0093	1.00	1.00	-0.29	-0.29	
	50	7.80	10980	-10	378	-37	1299	-25	483	55	19780	40	2784	14	2.72	2.69	0.0125	0.0108	0.90	0.90	-0.39	-0.39	
	100	7.64	10990	0	348	-67	1320	-4	519	91	19790	50	2795	25	3.39	3.36	0.0137	0.0120	0.77	0.77	-0.52	-0.52	

\*  $m$  — содержание твердой фазы, г/л.



**Рис. 1.** Зависимости изменения концентраций растворенных компонентов в морской воде  $\Delta[i]_{SW}$  от массовой доли (содержания) лессов  $m$ : 1 – лессовидный суглинок, Ростов-на-Дону; 2 – лесс, Приобское плато; 3 – то же, Душанбе; 4 – то же, Алмалык; 5 – то же, Марджонбулак. Числа справа от кривых – концентрации компонентов  $i$  в водных вытяжках из соответствующих образцов лессов ( $[i]_{H_2O}$ , мг/л, для P – мкг/л).

**Таблица 2.** Численные значения параметров  $a_i$ ,  $b_i$  и коэффициента корреляции  $r$  в уравнении (3) и параметров  $A_{i(SW)}$  и  $B_{i(SW)}$  в уравнении (1)

Образец	$a_i$	$b_i$	$r^*$	$A_{i(SW)}$	$B_{i(SW)}$
<b>К</b>					
Лессовидный суглинок, Ростов-на-Дону	-0.0036	-0.387	0.999	-2.58	0.0093
Лесс, Приобское плато	-0.0014	-0.694	0.999	-1.44	0.0020
То же, Душанбе	-0.0023	-1.12	0.998	-0.89	0.0021
То же, Алмалык	0.0011	-1.40	0.997	-0.71	-0.00079
То же, Марджонбулак	-0.0052	-1.01	0.999	-0.99	0.0051
<b>Ca</b>					
Лессовидный суглинок, Ростов-на-Дону	0.00062	0.151	0.999	6.62	0.0041
Лесс, Приобское плато	0.0012	0.306	0.999	3.27	0.0039
То же, Душанбе	-0.011	-0.860	0.990	-1.16	0.013
То же, Алмалык	-0.0018	1.48	0.995	0.68	-0.0012
То же, Марджонбулак	0.0038	0.746	0.999	1.34	0.0051
<b>SO<sub>4</sub></b>					
Лессовидный суглинок, Ростов-на-Дону	0.00034	0.192	0.999	5.21	0.0018
Лесс, Приобское плато	-0.00022	0.257	0.998	3.89	-0.00086
То же, Душанбе	0.0028	0.546	0.993	1.83	0.0051
То же, Алмалык	-0.00015	0.506	0.999	1.98	-0.00030
То же, Марджонбулак	0.013	2.81	0.999	0.36	0.0046
<b>HCO<sub>3</sub></b>					
Лессовидный суглинок, Ростов-на-Дону	0.0096	1.50	0.998	0.67	0.0064
Лесс, Приобское плато	0.0038	0.894	0.999	1.12	0.0043
То же, Душанбе	0.0024	0.877	0.999	1.14	0.0027
То же, Алмалык	0.0067	1.54	0.999	0.65	0.0044
То же, Марджонбулак	0.0099	2.04	0.999	0.49	0.0049
<b>Si</b>					
Лессовидный суглинок, Ростов-на-Дону	0.067	0.468	0.974	2.14	0.14
Лесс, Приобское плато	0.40	2.20	0.936	0.45	0.18
То же, Душанбе	0.33	3.53	0.985	0.28	0.093
То же, Алмалык	0.33	3.09	0.976	0.32	0.11
То же, Марджонбулак	0.30	2.85	0.970	0.35	0.11
<b>P</b>					
Лессовидный суглинок, Ростов-на-Дону	14.4	112	0.999	0.0089	0.13
Лесс, Приобское плато	25.2	180	0.994	0.0056	0.14
То же, Душанбе	83.2	533	0.985	0.0019	0.16
То же, Алмалык	78.7	535	0.982	0.0019	0.15
То же, Марджонбулак	80.6	570	0.982	0.0018	0.14
<b>F</b>					
Лессовидный суглинок, Ростов-на-Дону	0.33	129	0.999	0.0078	0.0026
Лесс, Приобское плато	1.33	169	0.999	0.0059	0.0079
То же, Душанбе	0.011	28.2	0.999	0.035	0.00039
То же, Алмалык	-1.62	-400	0.999	-0.0025	0.0041
То же, Марджонбулак	-1.68	-37.8	0.991	-0.026	0.044

\* Коэффициенты парной корреляции рассчитаны для 5 образцов; значимый коэффициент корреляции составляет 0.878 при  $p < 0.05$ .

**Таблица 3.** Численные значения параметров  $\alpha_i$ ,  $\beta_i$  и коэффициента корреляции  $r$  в уравнении (5)

Компонент раствора	$\alpha_i$	$\beta_i$	$r^*$
K	-2.40	0.573	0.820
Ca	-1.27	0.036	0.973
SO <sub>4</sub>	0.85	0.0068	0.963
HCO <sub>3</sub>	-0.68	0.0083	0.813
Si	-0.14	0.104	0.991
P	-0.0008	0.266	0.989
F	-0.018	0.015	0.923

\* Коэффициенты парной корреляции рассчитаны для 5 образцов; значимый коэффициент корреляции составляет 0.805 при  $p < 0.1$ .

тического предела. В силу этого значения  $B_{i(SW)}$  имеют большую неопределенность, которая переносится и на оценочные величины  $\Delta[i]_{SW}^{max}$ . Если исключить из рассмотрения лессовидный суглинок и ограничиться типичными лессами, предельное изменение концентраций кремния и фосфора составит 2.5–3.3 мг Si/л и 0.012–0.040 мг P/л, что соответствует увеличению их среднего содержания в морской воде [1] примерно в 2 раза и на 20–60%.

Для зависимостей  $\Delta[i]_{SW}-m$  на рис. 1 дополнительно приведены численные значения концентраций компонентов  $i$  в водных вытяжках из соответствующих образцов лессов ( $[i]_{H_2O}$ , мг/л), которые показывают наличие связи последних с  $A_{i(SW)}$ :

$$A_{i(SW)} = \alpha_i + \beta_i [i]_{H_2O}, \quad (5)$$

где  $\alpha_i$  и  $\beta_i$  – постоянные для каждого компонента  $i$  параметры. Высокие положительные коэффициенты корреляции для всех компонентов, полученные при статистической обработке экспериментальных данных по этому уравнению (табл. 3), позволяют эмпирически по результатам анализа водных вытяжек предсказывать изменение состава морской воды при ее взаимодействии с лессами. Мы полагаем, что зависимость (5) может являться следствием наложения двух процессов: 1) перехода в морскую воду водорастворимых солей лессов и 2) химического взаимодействия твердой фазы лессов с растворенными компонентами. Для более определенных выводов необходимо проведение дополнительных экспериментов с использованием мономинеральных твердых фаз.

## ВЫВОДЫ

1. Взаимодействие лессов с морской водой приводит к изменению концентраций компонен-

тов основного солевого состава (калия, кальция, сульфатов, гидрокарбонатов), биогенных элементов (кремния, фосфора) и фтора. Изменение содержания хлоридов, натрия и магния не установлено в силу высоких концентраций этих элементов в морской воде. Концентрации сульфатов, гидрокарбонатов, кремния и фосфора возрастают с увеличением массовой доли твердой фазы, причем выделение в морскую воду кремния и фосфора имеет асимптотический предел: 2.5–3.3 мг Si/л и 0.012–0.040 мг P/л. Содержание калия при увеличении массовой доли твердой фазы для всех образцов лессов снижается, тогда как концентрации кальция и фтора либо увеличиваются, либо снижаются в зависимости от содержания подвижных форм этих элементов в образцах.

2. Зависимость изменения концентраций ионизированных компонентов в морской воде  $\Delta[i]_{SW}$  от массовой доли твердой фазы  $m$  соответствует гиперболической функции, но в области относительно небольших значений  $m$  описывается линейным уравнением  $\Delta[i]_{SW} = A_{i(SW)}m$ , в котором величина углового коэффициента  $A_{i(SW)}$  прямо пропорциональна концентрации компонента  $i$  в водной вытяжке из данного образца лесса. По результатам анализа водных вытяжек можно предсказывать изменение состава морской воды, происходящее при ее взаимодействии с лессами.

**Источник финансирования.** Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 18-05-01133).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Виноградов А.П.* Введение в геохимию океана. М.: Наука, 1967. 215 с.
2. *Комарова Н.В., Каменцев Я.С.* Практическое руководство по использованию систем капиллярного электрофореза “КАПЕЛЬ”. СПб.: Изд-во “Веда”, 2006. 212 с.
3. *Конищев В.Н.* Лессовые породы: новые возможности изучения их генезиса // Инженерная геология. 2015. № 5. С. 22–36.
4. *Кригер Н.И.* Лесс, его свойства и связь с географической средой. М.: Наука, 1965. 296 с.
5. *Лурье Ю.Ю.* Унифицированные методы анализа вод. М.: Химия, 1971. 375 с.
6. *Савенко В.С.* Введение в ионометрию природных вод. Л.: Гидрометеоздат, 1986. 77 с.
7. *Савенко В.С., Савенко А.В.* Экспериментальные методы изучения низкотемпературных геохимических процессов. М.: ГЕОС, 2009. 303 с.
8. *Broecker W.S.* Abrupt climate change: Causal constraints provided by the paleoclimate record // Earth Sci. Rev. 2000. V. 51. № 1–4. P. 137–154.
9. *Herut B., Collier R., Krom M.D.* The role of dust in supplying nitrogen and phosphorus to the Southeast Mediterranean // Limnol. Oceanogr. 2002. V. 47. № 3. P. 870–878.

10. *Maring H.B., Duce R.A.* The impact of atmospheric aerosols on trace metal chemistry in open ocean surface seawater, 1. Aluminum // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1987. V. 84. № 4. P. 381–392.
11. *Nenes A., Krom M.D., Mihalopoulos N. et al.* Atmospheric acidification on mineral aerosols: A source of bioavailable phosphorus for the oceans // *Atmos. Chem. Phys.* 2011. V. 11. № 13. P. 6265–6272.
12. *Solmon F., Chuang P.Y., Meskhidze N., Chen Y.* Acidic processing of mineral dust iron by anthropogenic compounds over the north Pacific Ocean // *J. Geophys. Res. Atmos.* 2009. V. 114. № D2. D02305. P. 1–20.
13. *Thuróczy C.-E., Boye M., Losno R.* Dissolution of cobalt and zinc from natural and anthropogenic dusts in seawater // *Biogeosciences.* 2010. V. 7. № 6. P. 1927–1936.

## On the Transformation of Chemical Composition of Seawater in the Interaction with Terrigenous Aerosols

A. V. Savenko<sup>a, #</sup>, V. S. Savenko<sup>b</sup>

<sup>a</sup>*Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, Moscow, Russia*

<sup>b</sup>*Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia*

<sup>#</sup>*e-mail: Alla\_Savenko@rambler.ru*

Transformation of chemical composition of seawater during the interaction with loesses, an analogue of the natural terrigenous aerosols of the Pleistocene, was experimentally studied. It was shown that as a result of this process, change in the concentrations of major ions (K, Ca, SO<sub>4</sub>, HCO<sub>3</sub>), nutrients (Si, P), and fluorine occurs, while change in the content of chlorides, sodium, and magnesium was not detected due to their high concentrations in seawater. With increase in the mass content of solid phase, concentrations of sulfates and bicarbonates increase, and potassium concentration decreases. Concentrations of calcium and fluorine either increase or decrease depending on the content of mobile forms of these elements in the samples. The input of silicon and phosphorus into seawater has asymptotic limit: 2.5–3.3 mg Si/l and 0.012–0.040 mg P/l. The relationship between change in the concentrations of studied components in seawater and the mass content of solid phase corresponds to hyperbolic function, but at relatively small mass content it is described by linear equation in which the angular coefficient value is directly proportional to concentration of the component in water extract from this sample of loess. Change in the composition of seawater during the interaction with loesses can be predicted by the composition of their water extracts.

**Keywords:** loess soils, terrigenous aerosols, seawater, chemical composition, transformation

УДК 551.465

## СТРУКТУРА ФИТОЦЕНОЗОВ ЕНИСЕЙСКОГО ЭСТУАРИЯ И ПРИЛЕЖАЩЕГО КАРСКОГО ШЕЛЬФА В ПОЗДНЕВЕСЕННИЙ ПЕРИОД

© 2020 г. И. Н. Суханова<sup>1</sup>, М. В. Флинт<sup>1, \*</sup>, Е. Г. Сахарова<sup>2</sup>,  
А. В. Федоров<sup>3</sup>, П. Н. Маккавеев<sup>1</sup>, А. А. Недоспасов<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

<sup>2</sup>Институт биологии внутренних вод им. И.Д. Папанина РАН, Борок, Ярославской обл., Россия

<sup>3</sup>Южное отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Геленджик, Россия

\*e-mail: m\_flint@ocean.ru

Поступила в редакцию 27.12.2019 г.

После доработки 27.03.2020 г.

Принята к публикации 15.08.2020 г.

Исследования выполнены на материале, собранном в 66-м рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш” в области Енисейского эстуария и на прилежащем Карском шельфе в широтном диапазоне от 71°50.5′ до 75°55.0′ с.ш. Наблюдения проведены через 3 недели после окончания половодья с 25 по 28 июля 2016 г. Зарегистрировано около 250 видов планктонных водорослей. Установлено существование выраженной широтной зональности в структуре сообществ фитопланктона, связанной с изменениями гидрофизических и гидрохимических условий пелагической среды. Наибольшее видовое разнообразие в южном опресненном (<1 PSU) районе эстуария формировали диатомовые, зеленые и синезеленые водоросли, в мористых районах — диатомеи и динофлагелляты. Самые высокие значения численности и биомассы водорослей связаны с внутренней опресненной областью эстуария — 2.7–2.9 × 10<sup>6</sup> кл/л и 1.1–1.5 г/м<sup>3</sup> соответственно, где количественно преобладали пресноводные диатомовые рода *Aulacoseira*. Распространение пресноводных видов водорослей на север было ограничено соленостью 12–15 PSU (74°20′ с.ш.). Наибольшее снижение численности и биомассы фитопланктона наблюдалось во внешней части эстуария севернее ~73° с.ш. На срединном шельфе севернее эстуария Енисея максимальные численность (до 740 × 10<sup>3</sup> кл/л) и биомасса (до 240 мг/м<sup>3</sup>) фитопланктона были приурочены к глубинам 30–40 м при низкой освещенности и высоких концентрациях биогенных элементов, что было типично и для Обского района в весенне-летний сезон.

**Ключевые слова:** Карское море, Енисейский эстуарий, эстуарная фронтальная зона (ЭФЗ), фитопланктонные сообщества, широтная зональность, сезонная изменчивость

**DOI:** 10.31857/S003015742006012X

Эстуарные области крупных арктических рек, где происходит интенсивное взаимодействие пресноводного континентального стока и морских вод, играют огромную роль в трансформации и осаждении приносимого речным стоком аллохтонного материала, регулировании воздействия континентальных процессов на морские экосистемы и формировании биологической продукции [5, 8, 9, 11, 15–17, 19, 21, 22, 24–26]. Смешение морских и речных вод в эстуарных районах порождает мощнейшую эстуарную фронтальную зону (ЭФЗ), внутри которой формируются специфические высокоградентные по горизонтали и вертикали условия пелагической среды [2, 6, 8, 10, 19, 25]. Уникальное пространственное биотопическое разнообразие в эстуариях и на прилежащем шельфе определяет важней-

шие для эпиконтинентальных морей Арктики биологические процессы и четко выраженную широтную (кросс-шельфовую) зональность в структуре пелагических экосистем [5, 14–17, 19, 22, 23]. Эта широтная зональность во многом отражает влияние пресноводного стока на эстуарные экосистемы и прилежащие шельфовые районы морей, коренным образом влияет на биологическую продуктивность, горизонтальные и вертикальные потоки вещества. ЭФЗ формируют южное звено макромасштабной широтной зональности в структуре пелагических экосистем, которая во многом определяет процессы взаимодействия в глобальной системе Сибирский континент – Арктический бассейн. Роль ЭФЗ в формировании широтной зональности и отдельных ее элементов показана для целого ряда высоко-

широтных морских районов [1, 15, 28, 30], в том числе и для Карского моря.

Процессы в крупных арктических эстуариях находятся под воздействием климатических факторов, определяющих объемы и режим пресноводного стока, а также факторов антропогенной природы, тем или иным путем влияющих на химический состав и загрязнение речных вод. Таким образом, долговременная изменчивость явлений в экосистемах эстуарных зон крупных арктических рек может служить показателем климатической и антропогенной изменчивости процессов взаимодействия в системе река–море. В сильнейшей степени влияют на эстуарные экосистемы и сезонные процессы, меняя физические и химические свойства среды, состав пелагической биоты, ее распределение и продуктивность [15, 16, 18, 23].

Карское море принимает в себя крупнейший в Арктике годовой речной сток, объем которого в среднем составляет около 1200 км<sup>3</sup>/год и условно увеличивает уровень бассейна на 1 м при его средней глубине 111 м [27, 31, 33]. Эта величина почти на два порядка выше, чем в среднем для Мирового океана, что говорит о принципиальной важности процессов, связанных с взаимодействием речных и морских вод в эстуариях двух Сибирских рек – Оби и Енисея, определяющих более 95% поступления пресных вод, для функционирования природной системы Карского бассейна.

При существующей исследованности экосистем эстуариев крупных Сибирских рек, впадающих в Карское море, и прилежащего к эстуариям арктического шельфа, весенние процессы в планктонных сообществах, связанные с максимальным сезонным стоком, остаются практически не изученными. Экспедиционные работы, выполненные во второй половине июля 2016 г. позволили впервые характеризовать состав, количественные параметры фитоценозов и зоопланктона и характер их пространственного распределения в связи с особенностями пелагической среды в эстуарии Оби и на прилежащем Карском шельфе в поздневесенний сезон [16, 23].

Енисей дает самый большой пресноводный сток в Арктику (в среднем 624 км<sup>3</sup>), при этом меридиональная протяженность его эстуария существенно меньше, чем Обского и составляет всего 224 км против ~800 км [11, 25]. Эстуарий Енисея существенно отличается от Обского и по конфигурации береговой линии, а сами реки разнятся по режиму и составу стока и характеру влияния на прилежащий Карский шельф [4, 10, 11, 25], а также структуре планктонных сообществ. Пик весеннего половодья в Енисее более поздний и более консолидированный во времени, чем в Оби [3, 11], что определяется особенностями водосборного бассейна. На июнь–начало июля при-

ходится 36% годового объема стока, и уже в следующем месяце он падает до 12%. Именно половодье, когда в эстуарии поступает основные объемы пресной воды и аллохтонных материалов, включая биогенные элементы, и непосредственно следующий за половодьем период в значительной степени определяют важнейшие процессы в эстуарных планктонных сообществах и дальнейший ход сукцессии региональных фитоценозов в районах Карского шельфа, в сильной степени подверженных воздействию континентального стока.

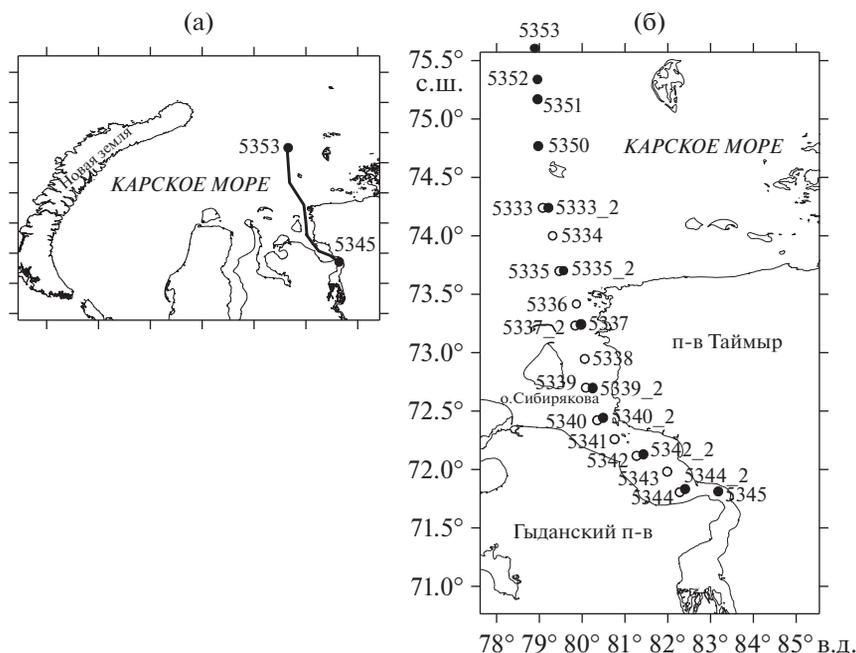
Несмотря на огромное значение Енисея для функционирования природной системы Карского бассейна, планктонные сообщества Енисейского эстуария исследованы существенно меньше, чем Обского [9, 17, 22]. Немногие исследования фитоценозов Енисейского эстуария были сделаны в позднелетний и осенний сезоны при низкой интенсивности стока, а данные о структуре и продуктивности фитопланктонных сообществ в весенний сезон до настоящего времени отсутствовали.

Задачей настоящих исследований был анализ состава и пространственной структуры фитопланктонных сообществ эстуарной области Енисея и прилежащего Карского шельфа в поздневесенний сезон непосредственно за пиком весеннего половодья; оценка связей структурных характеристик фитоценозов с особенностями высокоградиентной среды в зоне взаимодействия енисейских и морских вод; выявление биологических явлений и экологических границ, ассоциированных с ЭФЗ и ее отдельными фронтальными разделами и оценка их пространственных масштабов; оценка роли ЭФЗ в формировании широтной зональности фитоценозов Карского бассейна.

## МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Материал, положенный в основу настоящей работы, был получен на квазимеридиональном разрезе между 71°50'5 и 75°55'0 с.ш. протяженностью 526 км, охватывающем область с поверхностной соленостью от 0.437 PSU до 31.432 PSU (рис. 1, 2). Год выполнения исследований – 2016 г. – относится к маловодным – общий сток Енисея составлял 531 км<sup>3</sup> при среднемноголетней величине 624 км<sup>3</sup>. Наши исследования выполнены с 25 по 28 июля 2016 г., практически через три недели после окончания мощного сезонного половодья, во время которого в течение месяца в эстуарий поступает более трети годового стока.

Пробы фитопланктона и сопутствующие гидрофизические и гидрохимические материалы получены в ходе 66-го рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш”, выполнявшегося в рамках многолетней программы “Морские экосистемы Сибирской



**Рис. 1.** Район работ в Карском море (а) и схема расположения станций (б). ● — гидрофизические, гидрохимические наблюдения и отбор проб фитопланктона; ○ — гидрофизические и гидрохимические наблюдения.

Арктики”. На квазимеридиональном разрезе, упомянутом выше, было сделано 12 станций.

Пробы воды для анализа фитопланктона в объеме 2 л отбирали из 5-литровых батометров Нискина комплекса “Розетта” SBE 32. Выбор горизонтов отбора проб проводили на основании вертикального распределения температуры, солености и флуоресценции, полученного при предварительном зондировании CTD-зондом SeaBird-911, оснащенный датчиком флуоресценции WetLab ECO AFL-FL. Пробы отбирали с 3–5 горизонтов: в верхнем перемешанном слое (1–2 горизонта), в слое скачка плотности и/или максимума флуоресценции (1–2 горизонта) и в слое под пикноклином (1–2 горизонта). Всего было отобрано и обработано 46 проб фитопланктона. Пробы воды для анализа фитопланктона и гидрохимических определений, характеризующих абиотическую составляющую экосистем, брали из одних и тех же батометров.

Концентрирование фитопланктона в пробах перед обработкой проводили методом мягкой обратной фильтрации. Для этого два литра морской воды профильтровывали через лавсановые ядерные фильтры с размером ячеек 1 мкм на установках для обратной фильтрации [13]. Объем полученного концентрата составлял 40–90 мл. Все пробы были обработаны в живом состоянии без предварительной фиксации сразу же после отбора или в течение одного–двух дней. До обработки пробы хранили в холодильнике в темноте при температуре 2–3°C. Обработку проб вели в каме-

рах Ножотта (объем 0.085 мл) при увеличении  $\times 400$  и Наумана (объем 1 мл) при увеличении  $\times 200$  с использованием микроскопов Jena Lumar, Leica и МБИ-3. Клетки были просчитаны в 1 или 2 камерах в зависимости от численности вида. Объем клеток (сырую биомассу) рассчитывали на основе их линейных размеров и принципа подобия соответствующим стереометрическим фигурам. Биомасса водорослей в углеродном эквиваленте была определена исходя из их объемов с использованием соответствующих коэффициентов для разных таксономических и размерных групп [29, 32]. Для оценки состояния популяций массовых видов диатомей нами были учтены мертвые клетки и клетки с видоизмененными хлоропластами.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

В исследованном районе нами было зарегистрировано около 250 видов планктонных водорослей. Наибольшим видовым разнообразием характеризовались диатомеи, динофлагелляты и в опресненном районе — диатомовые, зеленые и синезеленые водоросли. Небольшое число видов было отмечено в классах Prymnesiophyceae, Dictyophyceae, Prasinophyceae, Chrysophyceae, Striatophyceae. Часть водорослей была определена только до рода. Жгутиковые (диаметром 4–8 мкм) и трудно определяемые ювенильные стадии в жизненном цикле динофлагеллят были просчитаны, измерены и распределены по размерным группам

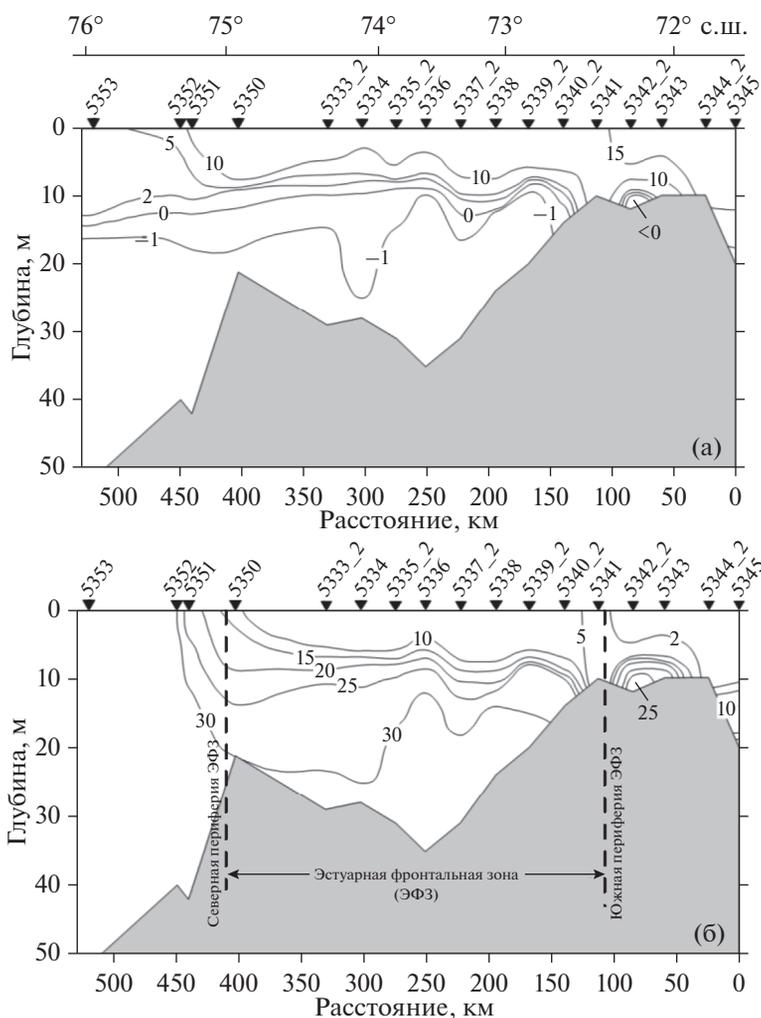


Рис. 2. Распределение (а) – температуры ( $T^{\circ}\text{C}$ ) и (б) – солёности (S, PSU), положение и границы эстуарной фронтальной зоны (ЭФЗ) на Енисейском разрезе в июле 2016 г.

для расчета общей биомассы фитопланктона. Определенную трудность представлял количественный учет синезеленых водорослей рода *Апабаена* из-за образования клубков спутанных нитей и ряда других родов из-за трудно различимых клеток в трихомах.

Следует отметить, что клетки многих синезеленых водорослей характеризуются присутствием газовых вакуолей, что определяет их плавучесть и преимущественное обитание в самом поверхностном слое моря. Верхний горизонт отбора проб, из-за конструкции пробоотборника, как правило, располагался на глубине 1–2 м. Это, вероятно, привело к недоучету синезеленых и, соответственно, занижению общей численности и биомассы фитопланктона на станциях разреза, где были встречены эти водоросли.

В опресненной части эстуария на станциях 5345, 5344\_2 и 5342\_2 в верхних 6–10 м солёность была  $<1$  PSU, температура –  $16$ – $17^{\circ}\text{C}$ , содержание

нитратов и фосфатов не превышало  $0.25$  и  $0.12$  мкг-ат/л соответственно (рис. 2, 3а). Концентрация кремния была высокой –  $>70$  мкг-ат/л (рис. 3б). Пресноводные диатомовые водоросли составляли  $>90\%$  общей численности фитопланктона, при этом преобладали виды рода *Aulacoseira* ( $>80\%$ ). Кроме них многочисленными были диатомеи *Asterionella formosa* и *Fragilaria crotonensis*. От 2 до 5% численности составляли зеленые водоросли. В поверхностном слое наблюдались скопления сине-зеленых водорослей. Основные части популяций всех доминирующих видов находились в верхних 6–10 м. В этом же слое зарегистрированы максимальные для исследованного района численность и биомасса фитопланктона ( $2700$ – $2850 \times 10^3$  кл/л и  $1.1$ – $1.5$  г/м<sup>3</sup>, табл. 1, рис. 4) и содержание хлорофилла “а”: от  $3.7$  до  $5.8$  мг Chl а/м<sup>3</sup> [20].

На самой южной ст. 5345 (рис. 1, глубина 21 м) ниже 10 м располагался пикноклин с градиентом

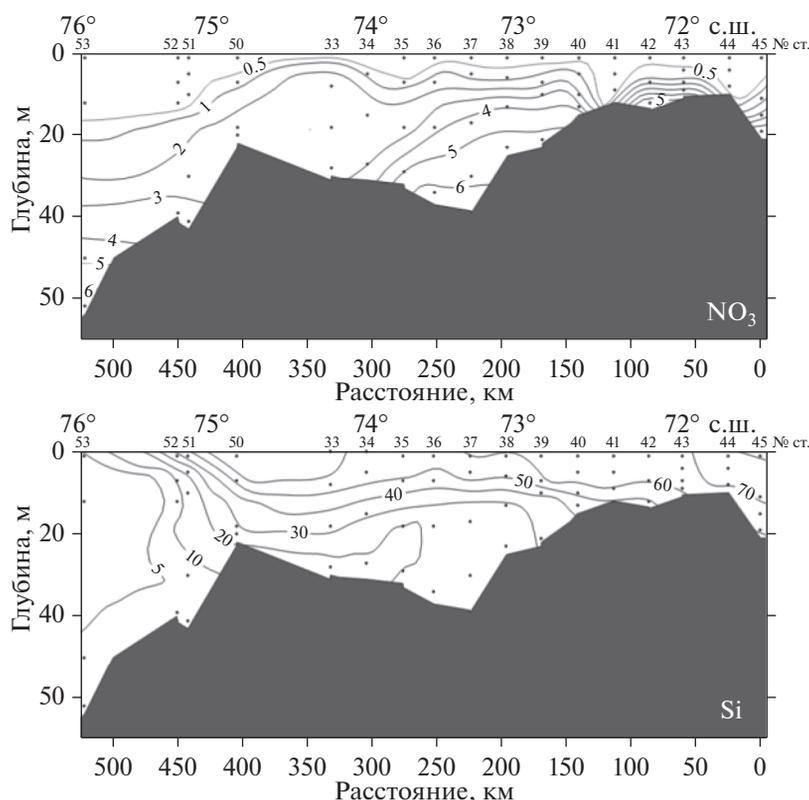


Рис. 3. Распределение нитратного азота —  $\text{NO}_3$  и кремния — Si (мкг-ат/л) на Енисейском разрезе в июле 2016 г.

солености 2.2 PSU/м (рис. 2). В пикноклине резко увеличилось содержание биогенных элементов (рис. 3, 4). Эти изменения не сказались на качественном составе фитопланктона, однако с глубиной существенно менялись численность, биомасса фитопланктона и концентрация хлорофилла “а” (рис. 4). На горизонте 11 м общее число клеток водорослей уменьшились в 3.3, биомасса — в 4.5 раза. На горизонтах 15 и 20 м изменения достигали порядка величин по сравнению с поверхностным слоем. Концентрация хлорофилла на 11 м снизилась в 2.5 раза по сравнению верхним слоем водной толщи, на 15 и 20 м — в 7.5 раз. На нижних горизонтах резко возрастало число мертвых клеток пресноводных диатомей, которые составляли от 82% на 15 м до 90% на 20 м от общего числа живых и мертвых клеток (табл. 2).

На ст. 5344\_2 при глубине ~10 м гидрофизические и гидрохимические характеристики во всей толще воды практически не различались (рис. 2, 3), при этом количество фитопланктона существенно менялось с глубиной. На нижнем десятиметровом горизонте численность и биомасса фитопланктона сократились в 3.5 раза по сравнению с верхним слоем, концентрация хлорофилла — в полтора раза. Число мертвых клеток диатомовых на всех горизонтах колебалось от 18 до 24% от общего числа живых и мертвых клеток (табл. 2).

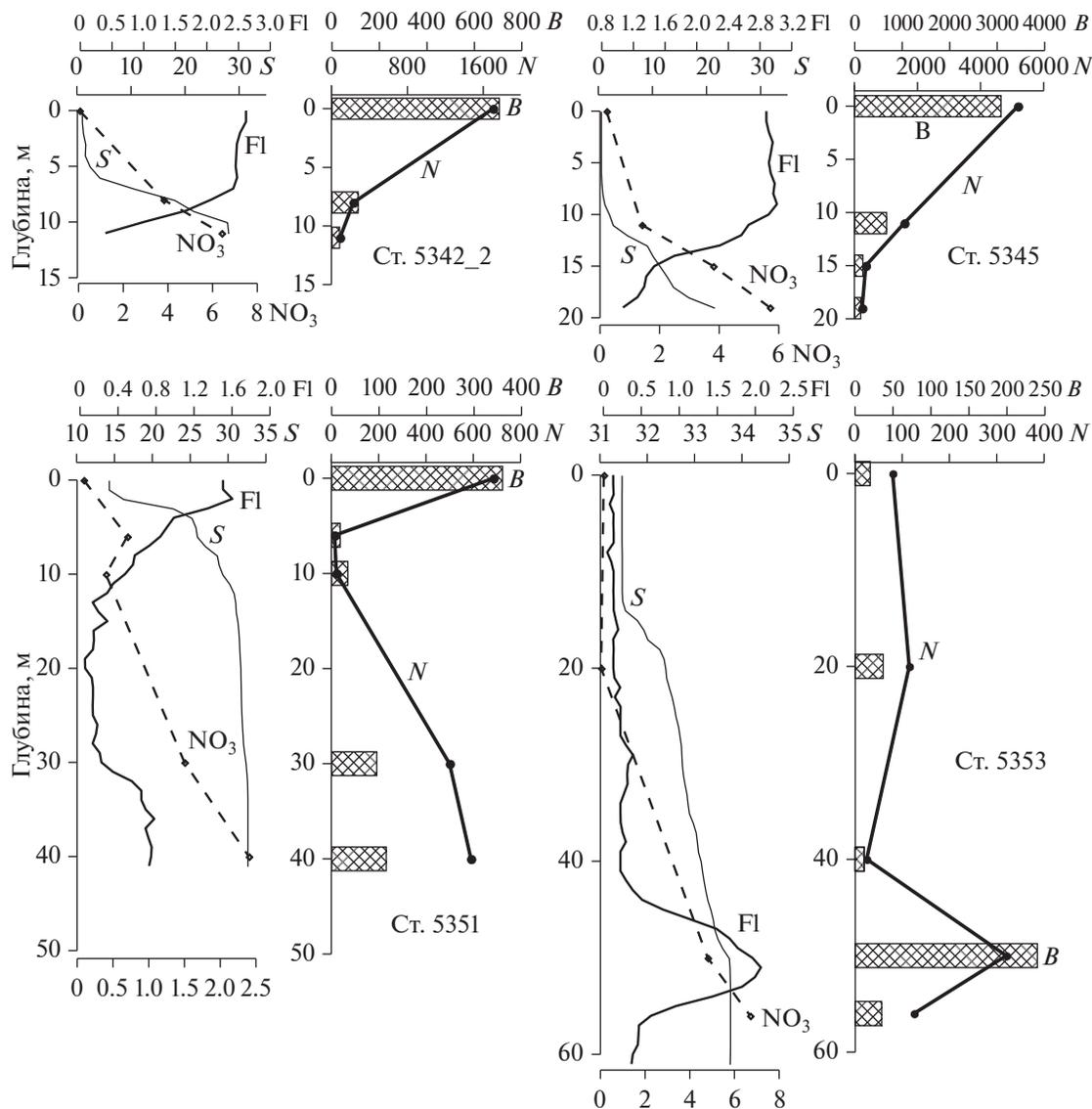
На более северной ст. 5342\_2 (рис. 1, глубина 12 м) почти в 3 раза сократились общие численность и биомасса фитопланктона в столбе воды (табл. 1, рис. 5). Верхний однородный слой составлял 6 м, ниже — между 6 и 10 метрами лежал резкий пикноклин с градиентом солёности 5.5 PSU/м и температуры 3°C/м (рис. 2, 4). В градиентном слое больше, чем на порядок, возрастала концентрация нитратов (рис. 3, 4), в несколько раз увеличилось содержание аммония и фосфатов. При этом численность фитопланктона на глубине 8 м была в 7.5 раз, биомасса 6.5 раз ниже, чем в верхнем перемешанном слое (соответственно,  $1704 \times 10^3$  и  $228 \times 10^3$  кл/л, 705 и 110 мг/м<sup>3</sup>), концентрация хлорофилла сократилась в 6 раз — с 2.6 до 0.4 мг Chl a/м<sup>3</sup>. На глубине 11 м при солёности 26 PSU и высоких концентрациях биогенных элементов численность и биомасса фитопланктона снижались более, чем на порядок по сравнению поверхностным слоем (рис. 4). Во всем столбе воды в фитоплене доминировали пресноводные виды диатомовых водорослей. Мертвые диатомеи в верхнем однородном слое составляли 22%, в градиентном слое и под пикноклином — 97%, от общего числа живых и мертвых клеток (табл. 2).

В целом во внутренней опресненной части эстуария на станциях 5345, 5344\_2, 5342\_2 зарегистрированы самые высокие для исследованного

**Таблица 1.** Численность ( $N \times 10^3$  кл/л), сырая биомасса ( $B$ , мг/м<sup>3</sup>), биомасса в углероде ( $B_C$ , мкг/л) всего фитопланктона и отдельных групп водорослей и их вклад в общую численность и биомассу (%)

№ станции слой, м	Общая	Диатомеи	Динофлагелляты	Зеленые	Сине-зеленые	Флагелляты	Хризофитици	Криптофитици	Остальные
5345	N; % 2698 B; % 1515 B <sub>C</sub> ; % 218.2	2607; 96.6 1427; 94.2 206.0; 94.4	0.4; + 6.1; 0.4 0.3; 0.1	85.0; 3.2 68.0; 4.5 10.2; 4.7	1.2; + 9.5; 0.6 1.0; 0.5	4.1; 0.1 2.7; 0.2 0.5; 0.2			0.3; + 1.7; 0.1 0.2; 0.1
5344	N; % 2866 B; % 1073 B <sub>C</sub> ; % 154.8	2757; 96.2 1020; 95.0 149.2; 92.6	0.5; + 2.9; 0.3 0.4; 0.2	52.5; 1.8 11.0; 1.0 1.4; 0.9	28.9; 1.0 26.6; 2.5 1.4; 4.8	21.5; 0.7 10.6; 1.0 2.1; 1.3	5.6; 0.2 1.9; 0.2 0.3; 0.2		
5342	N; % 1014 B; % 424.7 B <sub>C</sub> ; % 57.2	941.0; 93.0 389.4; 91.9 53.4; 93.4	1.1; 0.1 7.0; 1.6 0.7; 1.2	52.0; 4.9 14.1; 3.2 1.5; 2.6	11.5; 1.1 12.6; 2.8 1.3; 2.2	8.4; 0.9 1.6; 0.5 0.3; 0.6			
5340	N; % 293 B; % 191.7 B <sub>C</sub> ; % 20.2	230.8; 78.9 123.5; 64.4 11.3; 55.9	6.6; 2.2 43.0; 22.4 4.5; 22.3	34.1; 11.6 1.6; 0.8 0.2; 1.0	12.2; 4.2 9.4; 4.9 1.5; 7.4	7.0; 2.4 2.3; 1.2 0.2; 1.0			2.5; 12.4
5339	N; % 504 B; % 307.6 B <sub>C</sub> ; % 39.5	473; 93.8 292.8; 95.2 37.6; 95.2	0.9; 0.2 6.1; 2.0 0.7; 1.8	20.8; 4.1 1.6; 0.5 0.2; 0.6	0.8; 0.2 5.5; 1.8 0.6; 1.5	3.3; 0.6 1.3; 0.4 0.3; 0.7	4.6; 0.9 + + + +		0.3; + 0.2; 0.1 + 0.1
5337	N; % 50.4 B; % 56.5 B <sub>C</sub> ; % 7.0	39.0; 77.4 23.3; 41.2 3.3; 47.1	4.6; 9.1 29.7; 2.6 2.9; 41.4		0.4; 0.8 0.4; 0.7 0.1; 1.4	3.8; 7.5 1.1; 1.9 0.5; 7.1			2.6; 5.2 2.0; 3.5 0.2; 2.9
5335	N; % 138.6 B; % 144.8 B <sub>C</sub> ; % 19.0	92.6; 66.8 70.9; 49.1 9.4; 49.5	3.1; 2.2 27.2; 18.8 2.6; 13.7	0.1; 0.1 + + + 0.1	0.1; 0.1 0.3; 0.2 + 0.1	0.2; 0.1 0.2; 0.1 0.3; 3.2	38.0; 27.4 1.0; 0.7 0.1; 0.5		4.5; 3.2 44.2; 30.5 6.5; 34.2
5333	N; % 121.1 B; % 126.8 B <sub>C</sub> ; % 15.0	99.9; 82.5 60.7; 47.8 7.4; 49.4	13.7; 1.3 62.2; 49.0 6.9; 46.2	0.6; 0.5 0.2; 0.2 + 0.1	0.3; 0.2 0.2; 0.1 + 0.1	2.5; 2.1 1.5; 1.2 0.3; 2.0		0.8; 0.7 0.4; 0.3 + 0.2	3.3; 2.7 1.7; 1.8 0.3; 2.0
5350	N; % 183.8 B; % 170.0 B <sub>C</sub> ; % 18.0	125.7; 68.4 73.0; 42.9 8.5; 47.2	26.1; 14.2 87.6; 51.5 8.5; 47.2			13.5; 7.3 2.3; 1.3 0.2; 1.1	12.8; 7.0 0.8; 0.5 0.1; 0.5		5.7; 3.1 6.3; 3.7 0.7; 3.9
5351	N; % 354.5 B; % 106.8 B <sub>C</sub> ; % 12.9	277.7; 78.3 68.1; 63.7 8.3; 64.4	11.8; 3.3 31.0; 29.0 3.6; 27.9			58.2; 16.4 5.8; 5.4 0.7; 5.4	4.0; 1.1 0.3; 0.3 + 0.2	0.7; 0.2 + + + +	2.1; 0.6 1.6; 1.5 0.2; 1.5
5352	N; % 257.0 B; % 127.1 B <sub>C</sub> ; % 12.8	235.2; 91.5 94.4; 74.3 8.8; 68.0	2.7; 1.0 23.7; 18.6 2.3; 18.0			0.6; 0.2 0.2; 0.2 + +	14.9; 5.8 0.5; 0.4 0.1; 0.8	+	3.5; 1.4 8.3; 6.5 1.4 10.9
5353	N; % 119.3 B; % 62.7 B <sub>C</sub> ; % 7.3	100.6; 84.3 43.8; 69.3 5.4; 74.2	4.3; 3.6 16.5; 26.3 1.5; 20.6	0.6; 0.5 0.1; 0.2 + 0.4		12.2; 10.2 1.3; 2.5 0.3; 4.1	0.7; 0.6 + 0.1 + +		0.9; 0.8 1.0; 1.6 + 0.3

Примечание: + значения менее 0.1%.



**Рис. 4.** Вертикальное распределение солёности ( $S$ , PSU), нитратного азота ( $\text{NO}_3$ , мкг-ат/л), флуоресценции ( $FI$ ), численности ( $N \times 10^3$  кл/л) и биомассы ( $B$ ,  $\text{мг}/\text{м}^3$ ) фитопланктона на станциях Енисейского разреза в июле 2016 г.

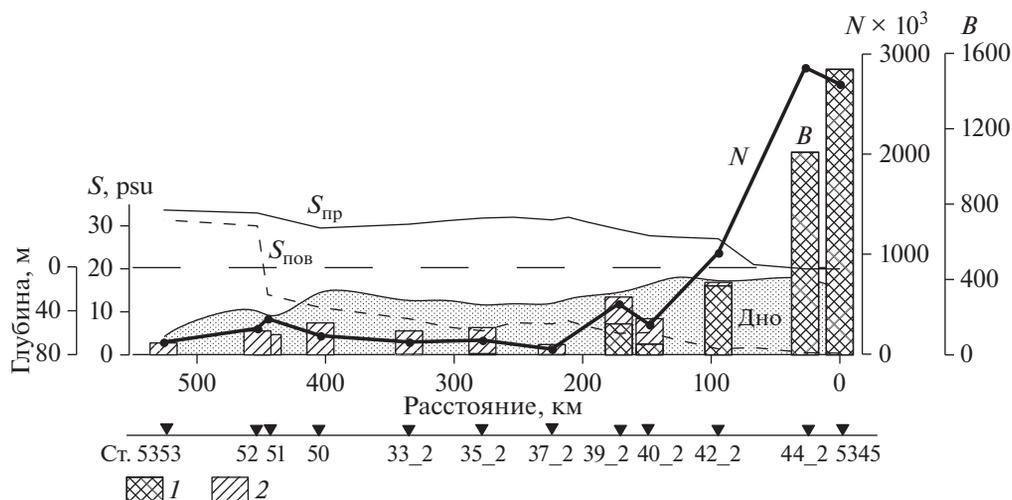
района численность и биомасса фитопланктона (табл. 1, рис. 5).

Севернее ст. 5342\_2 во внешней области эстуария и на прилежащем шельфе (рис. 1, станции 5340\_2 – 5351) при глубинах от 15 до 43 м водная толща характеризовалась наличием жесткого пикноклина с градиентами от 2.2 до 6.5 PSU/м (рис. 2, 4, 6). Концентрация нитратов в верхнем перемешанном слое, глубина которого составляла 4–8 м, была повсеместно низкой и увеличивалась в несколько раз в слое пикноклина и под ним (рис. 3). Концентрация кремния была высокой с максимумом до 50–60 мкг-ат/л в верхнем перемешанном слое (рис. 3), что вместе с низкой солёностью указывало на сильное действие речного стока.

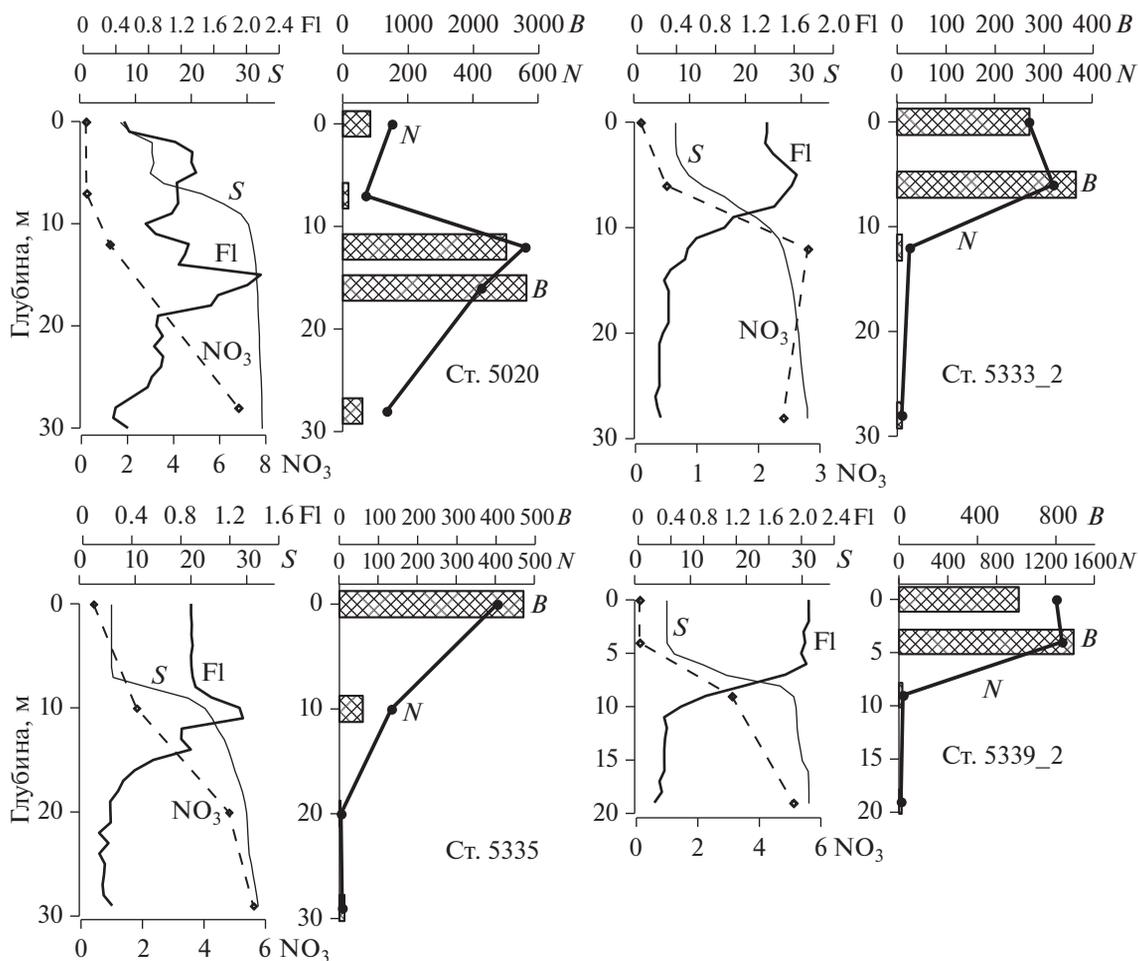
Выраженные изменения качественного состава и обилия водорослей по сравнению с внутренней частью эстуария наблюдались на ст. 5340\_2 на 40 км севернее ст. 5342\_2. Солёность в верхнем однородном шестиметровом слое возросла до 6 PSU, численность и биомасса фитопланктона в столбе воды снизились в несколько раз по сравнению со ст. 5342\_2 (табл. 1, рис. 2, 5). В фитопланктоне верхнего однородного слоя (0–7 м), помимо пресноводного комплекса диатомей, зеленых и синезеленых водорослей, появились морские неритические виды. Диатомовые в общей численности фитопланктона верхнего однородного слоя составляли более 80%, из них на долю морских неритических видов, представленных, главным образом, *Skeletonema costatum* и *Chaetoceros*

**Таблица 2.** Общая численность ( $N \times 10^3$  кл/л) диатомовых водорослей, численность живых и мертвых клеток пресноводных и морских видов диатомовых, доля (%) живых и мертвых клеток на разных горизонтах

№ станции	Горизонт, м	N, общая живые и мертвые	N, живые клетки		%, живых кл.	N, мертвые клетки		%, мертвых кл.
			пресно- водные	морские		пресно- водные	морские	
5345	0	5502.2	5014.6	—	91.1	487.6	—	8.9
	11	2386.6	1499.0	—	62.8	887.6	—	37.2
	15	1925.3	352.3	—	18.3	1573.0	—	81.7
	20	2318.4	235.3	—	10.1	2083.1	—	89.9
5344	0	4450.2	3374.5	—	75.8	1075.7	—	24.2
	5	4126.5	3376.0	5.7	81.9	750.4	—	18.2
	10	1130.1	892.6	—	79.0	237.5	—	21.0
5342	0	2030.8	1569.2	3.9	77.7	452.7	—	22.3
	8	278.4	211.9	12.3	80.5	54.2	—	19.5
	11	2696.0	86.4	—	3.2	2609.6	—	96.8
5340	0	306.1	88.7	181.8	88.3	35.6	—	11.7
	5	353.6	110.1	182.5	82.7	26.1	35.1	17.3
	9	523.2	35.2	27.3	11.9	459.4	1.3	88.1
5339	0	1252.0	342.7	800.4	91.3	108.9	—	8.7
	4	1510.0	433.6	858.5	85.6	211.3	6.6	14.4
	9	105.7	25.3	0.6	24.5	78.8	1.0	75.5
	19	179.5	7.8	5.2	7.2	166.5	—	92.8
5337	0	173.5	—	126.6	73.0	—	46.9	27.0
	17	35.4	2.9	2.2	14.4	26.7	3.6	85.6
	28	45.3	1.9	—	4.2	43.4	—	95.8
5335	0	286.3	7.7	235.0	84.7	—	43.6	15.3
	10	199.5	79.0	56.4	67.9	64.1	—	32.1
	20	21.7	—	2.6	12.0	6.1	13.0	88.0
	29	96.3	1.2	4.8	6.2	65.3	25.0	93.8
5333	0	304.8	—	232.8	76.6	—	71.0	23.4
	6	342.9	24.8	266.7	85.4	42.5	8.9	14.6
	12	40.7	4.1	17.9	54.0	18.7	—	46.0
	28	16.6	1.4	—	8.4	13.8	1.4	91.6
5350	0	80.5	—	64.8	80.5	—	15.7	19.5
	18	384.7	—	179.7	46.7	—	205.0	53.3
	20	352.2	6.8	213.0	64.4	40.5	91.9	35.6
5351	0	90.7	—	88.2	97.2	—	2.5	2.8
	6	22.5	0.8	8.3	40.4	0.7	12.7	59.6
	10	46.5	—	17.2	36.9	—	29.3	63.1
	30	529.8	1.6	497.9	94.3	14.6	15.7	5.7
	40	684.3	—	588.6	86.0	—	95.7	14.0
5352	0	152.4	—	148.4	97.4	—	4.0	2.6
	7	32.7	—	27.0	82.6	—	5.7	17.4
	12–25	230.8	1.7	225.7	98.5	3.3	0.1	1.5
	38	818.3	0.1	726.4	88.8	0.2	91.6	11.2
5353	0	80.5	—	78.1	97.0	—	2.4	3.0
	20	140.0	7.8	106.2	81.5	26.0	—	18.5
	40	26.8	—	24.5	91.4	—	2.3	8.6
	52	229.6	—	214.7	94.8	0.5	14.4	6.5



**Рис. 5.** Распределение поверхностной и придонной солёности ( $S$ , PSU), численности ( $N \times 10^3$  кл/л) и биомассы ( $B$ , мг/м<sup>3</sup>) фитопланктона на Енисейском разрезе в июле 2016 г. 1 – пресноводный фитопланктон; 2 – морской фитопланктон.  $N$  и  $B$  – средние для столба воды.



**Рис. 6.** Вертикальное распределение солёности, нитратного азота, флуоресценции, численности и биомассы фитопланктона на станциях Енисейского разреза в июле 2016 и 2011 (ст. 5020) годов. Обозначения как на рис. 4.

*wighamii*, приходилось ~55%. Около 50% биомассы фитопланктона создавали солоноватоводная *Thalassiosira cf. baltica* и морские динофлагелляты: *Peridiniella catenata*, *Akashiwo sanguinea* и *Dinophysis acuminata*. В слое пикноклина, где градиент солености достигал 5.2 PSU/м, и под пикноклином численно преобладали пресноводные виды (58%). Концентрация хлорофилла в верхнем перемешанном слое была ~2.5 мг Chl а/м<sup>3</sup>, доля мертвых клеток диатомей составляла около 15% (табл. 2). Содержание хлорофилла под пикноклином снижалось до 0.9 мг Chl а/м<sup>3</sup>, мертвые клетки составляли 88% от общего числа диатомей; на 97% это были пресноводные виды (табл. 2).

Распределение солености, температуры, пространственные изменения вертикальной структуры водной толщи (рис. 2) и изменения структуры фитоценоза (табл. 1, рис. 2, 5) позволяют определить область между станциями 5342\_2 и 5340\_2 как южную границу (южный фронтальный раздел) ЭФЗ.

На ст. 5339\_2 в 26 км севернее ст. 5340\_2 в верхнем однородном 7-метровом слое наблюдалось почти четырехкратное увеличение численности и биомассы фитопланктона, в полтора раза увеличилась концентрация хлорофилла. При этом значимых изменений в гидрофизических и гидрохимических условиях по сравнению со ст. 5340\_2 отмечено не было. В верхнем перемешанном слое соленость составляла 6 PSU, температура – 13°C (рис. 2). В верхнем слое более 90% численности и биомассы фитопланктона формировали диатомовые водоросли, из них ~60% было представлено морскими видами. 42% численности и 46% биомассы приходилось на долю рода *Chaetoceros*, 20% численности и 6.8% биомассы – на долю *Skeletonema costatum*, 2% численности и 22% биомассы составляла *Thalassiosira nordenskioldii*. В пикноклине с градиентом солености 5.1 PSU/м и под ним численность и биомасса фитопланктона были в 50 раз ниже, чем в верхнем однородном слое (рис. 6). Под пикноклином преобладали пресноводные диатомеи. Содержание хлорофилла в верхних 7 метрах составляло 2.7 мг Chl а/м<sup>3</sup>, на 9 м снижалось до 0.2 мг Chl а/м<sup>3</sup>. Как и на более южной станции ниже пикноклина, доля мертвых клеток пресноводных диатомей была в 8 раз выше, чем в верхнем однородном слое (табл. 2).

Самое низкое для исследованного района обилие водорослей было зарегистрировано на ст. 5337\_2. Средняя численность фитопланктона в столбе воды здесь составляла  $50.4 \times 10^3$  кл/л, средняя биомасса – 56.5 мг/м<sup>3</sup> (табл. 1, рис. 5). Численность и биомасса фитоценоза в верхнем однородном слое более чем на порядок превосходила значения для нижележащих слоев. По числу клеток в верхнем слое доминировали несколько

видов рода *Chaetoceros* (62.5% общей численности), при этом вклад мелкокоразмерного *Chaetoceros wighamii* составлял 42.3%. Существенную часть общей биомассы водорослей (52.0%) формировали динофлагелляты (*Dinophysis acuminata*, *Peridiniella catenata*, *Protoperidinium pellucidum*). На станции наблюдалось резкое снижение доли пресноводных видов в фитоценозе – до 10% от общей численности и 2.6% от биомассы (табл. 2). Изменения в фитопланктонном сообществе позволяют говорить, что в области между станциями 5339 и 5337 (~73° с.ш.) проходила важная граница между фитоценозами, различающимися по составу и количественным характеристикам, при том, что резкие широтные изменения свойств среды в этом районе не были отмечены (рис. 2, 3). Присутствие пресноводных диатомей и зеленых водорослей, связанное с поверхностным слоем значительно опресненной воды, прослеживалось и севернее, и эти формы исчезали из планктона при солености 11–12 PSU.

Во внешней части ЭФЗ на станциях 5335\_2, 5333\_2 (рис. 1) в верхнем перемешанном слое по численности доминировали виды рода *Chaetoceros*. Максимальный вклад в численность – 70–80% формировал *C. wighamii*. Фитопланктон на станциях 5335\_2 и 5333\_2 концентрировался в верхнем перемешанном слое (рис. 6). На ст. 5333\_2 различия в численности и в биомассе фитопланктона между верхним слоем и слоем под пикноклином ниже 6–10 м превышали порядок величин. Содержание хлорофилла в верхнем слое составляло 1.2–1.6 мг Chl а/м<sup>3</sup> и почти на порядок превосходило концентрацию в слое под пикноклином. Пресноводные диатомеи присутствовали в верхнем слое, но составляли всего 4.8% общей численности и 2.7% общей биомассы фитоценоза. При этом на ст. 5335\_2 на глубине 10 м они доминировали, и на их долю приходилось 55.8% общей численности и 43.6% общей биомассы фитопланктона. Число мертвых клеток диатомей в нижнем слое, как и на более южных станциях, существенно превышало число живых (табл. 2). Ст. 5335\_2, выполненная на 74°45' с.ш., была последней, на которой в значимом количестве были встречены представители пресноводной флоры.

На ст. 5350 (глубина 22 м), сделанной в ~180 км севернее внешней орографической границы эстуария, соленость в верхнем перемешанном слое и общий характер вертикальной стратификации практически не отличались от более южной группы станций (рис. 2, 3). Численность и биомасса фитопланктона были распределены в столбе воды относительно равномерно по сравнению с более южными районами. Максимальная биомасса фитопланктона (230 мг/м<sup>3</sup>) наблюдалась в верхнем девятиметровом слое и определялась высокой численностью динофлагеллят с большим объе-

мом клеток  $3500 \text{ мкм}^3$ . На долю динофлагеллят в этом слое приходилось 27.0% численности и 64.5% общей биомассы фитопланктона. Доминировала *Peridiniella catenata* (47.7%) с объемом клеток от 5500 до  $8000 \text{ мкм}^3$ . Отмечено небольшое увеличение общего числа клеток водорослей с глубиной. На глубинах 16–20 м ~80% общей численности фитопланктона составлял опустившийся в нижние слои *Chaetoceros wighamii*. Концентрация хлорофилла в поверхностном слое была  $1.7 \text{ мг Chl a/м}^3$ , на глубине 20 м —  $1.3 \text{ мг Chl a/м}^3$ . Доля мертвых клеток водорослей в нижнем слое существенно снизилась по сравнению с более южными станциями (табл. 2).

На ст. 5351, выполненной в 220 км севернее створа эстуария над глубиной 43 м, изменилась структура полей солености и температуры (рис. 2, 4). В узком верхнем трехметровом слое соленость составляла 14.7 PSU, двумя метрами ниже увеличилась до 26.5 PSU, глубже 10 м достигла 31 PSU. Температура снижалась с  $11^\circ\text{C}$  в верхнем слое до  $0^\circ\text{C}$ , характерного для подпикноклиновых вод шельфовой области, ниже 10 м (рис. 2а). Концентрация нитратов в верхнем слое составляла  $<0.1 \text{ мкг-ат/л}$ , кремния —  $66.7 \text{ мкг-ат/л}$  и с глубиной резко уменьшалась до  $18 \text{ мкг-ат/л}$ . (рис. 3, 4). По сравнению с более южными районами существенно изменился состав фитопланктона. В верхнем трехметровом слое в массе встречены мелкие жгутиковые диаметром 4–6 мкм, которые формировали 70% общей численности фитопланктона. Основу биомассы составляли динофлагелляты, доля которых достигала 58%. Наибольший вклад вносили *Karenia mikimotoi* (27.2% общей биомассы), *Peridiniella catenata* (12.7%), *Dinophysis acuminata* (4.0%). Концентрация хлорофилла “а” составляла  $1.6 \text{ мг Chl a/м}^3$ . В слое от 3 до 20 м численность и биомасса фитопланктона были на порядок ниже, чем в узком поверхностном слое, содержание хлорофилла уменьшалось до  $0.1 \text{ мг Chl a/м}^3$  (рис. 4). Ниже 20 метров на горизонтах 30 и 40 м численность водорослей возрастала до уровня близкого к наблюдавшемуся в поверхностном слое. Это определялось массовым скоплением спор *Chaetoceros socialis* ( $460 \times 10^3$  и  $550 \times 10^3 \text{ кл/л}$  соответственно), которые составляли 91.5 и 93.5% общей численности фитопланктона. Из-за малого размера спор биомасса на этих горизонтах увеличивалась не столь значительно и была в 3.5 раза меньше, чем в верхнем слое, содержание хлорофилла возрастало до  $0.8 \text{ мг Chl a/м}^3$  (рис. 4). Мертвых клеток морских диатомей было больше всего в обедненном фитопланктоном слое от 3 до 20 м — до 63% (табл. 2). В поверхностном слое и в слое 30–40 м процент мертвых клеток диатомей был невысоким и составлял 2.8% в слое 0–3 м, 5.7% на 30 м и 14% на 40 м.

Самые северные станции разреза 5352 (глубина 30 м) и 5353 (глубина 65 м) выполнены в пределах пелагического биотопа, существенно отличающегося по свойствам среды от более южных районов. Соленость в верхнем перемешанном слое здесь возрастала до 31 PSU, температура снижалась до  $4\text{--}6^\circ\text{C}$ . (рис. 2, 4). Ниже пикноклина соответствующие значения составляли 32.0–33.7 PSU и  $<-1.0^\circ\text{C}$ , что характерно для большинства районов карского шельфа. Водная толща характеризовалась относительно глубоким — 12–14 м верхнем перемешанным слоем и растянутым по вертикали пикноклином со слабыми градиентами (рис. 2, 4). Концентрация нитратного азота в перемешанном слое составляла от 0.05 до  $0.15 \text{ мкг-ат/л}$ , кремния —  $\sim 3 \text{ мкг-ат/л}$  (рис. 3, 4). Максимальная численность фитопланктона была зарегистрирована на ст. 5352 на глубинах 30–40 м ( $730 \times 10^3 \text{ кл/л}$ ), на ст. 5353 — на 45–52 м ( $320 \times 10^3 \text{ кл/л}$ ) (рис. 4). На обеих станциях в нижних слоях высокую численность и значительную часть биомассы фитопланктона формировали споры *Chaetoceros socialis*, на ст. 5353 в сочетании со спорами *Chaetoceros debilis*. На ст. 5352 высокая биомасса в верхнем пятиметровом слое была сформирована диатомовыми —  $79 \text{ мг/м}^3$  (42.2%) и динофлагеллятами —  $70 \text{ мг/м}^3$  (37.2%). В нижних слоях биомасса фитопланктона определялась скоплением спор *C. socialis* ( $121.4 \text{ мг/м}^3$ , 89% общей биомассы). Повышенные концентрации хлорофилла отмечены в поверхностном слое —  $0.6 \text{ мг Chl a/м}^3$  и на 38 м —  $0.63 \text{ мг Chl a/м}^3$ . На станции 5353 слой максимальной биомассы фитопланктона на глубине 45–52 м совпадал со слоем максимальной численности клеток (рис. 4). В этом слое доля диатомей и динофлагеллят в численности составляла соответственно 67.5 и 7.2%, в биомассе — 62 и 32%. Доминирующими видами были *Chaetoceros socialis* и *C. debilis*, представленные, в основном, в виде спор. Среди динофлагеллят наибольший вклад в биомассу вносили *Peridiniella catenata*, *Karenia mikimotoi* и *Gymnodinium* sp. В этом же слое была отмечена максимальная концентрация хлорофилла —  $0.7 \text{ мг Chl a/м}^3$ .

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Характер широтного распределения солености, температуры и гидрохимических характеристик позволил четко выделить в исследованном районе несколько различающихся пелагических биотопов:

Опресненная зона эстуария (станции 5345, 5344-2, 5342-2;  $71^\circ 50.4'\text{--}72^\circ 12.4'$  с.ш.) с соленостью  $<1 \text{ PSU}$  в верхней части водной толщи, высоким содержанием кремния ( $>70 \text{ мкг-ат/л}$ ), низкой концентрацией нитратов ( $<0.5 \text{ мкг-ат/л}$ )

(рис. 2, 3) и фосфатов ( $<0.05$  мкг-ат/л). Для районов с небольшими глубинами в пределах этого биотопа (ст. 5344, рис. 2, 3) типично равномерное распределение в толще воды всех гидрофизических и гидрохимических характеристик. Биотоп населен пресноводным фитопланктоном, выделяется самыми высокими во всем исследованном районе численностью и биомассой водорослей и содержанием хлорофилла "а" (табл. 1, рис. 5). Фитопланктон концентрируется в верхнем слое водной толщи (рис. 4).

Мористая (шельфовая) зона (станции 5352, 5353; севернее  $75^{\circ}55.0'$  с.ш.) с соленостью в верхнем перемешанном слое  $>30$  PSU, растянутым по вертикали пикноклином со слабыми градиентами ( $0.2-0.4$  PSU/м), низкими концентрациями нитратов, фосфатов и кремния в верхних 20–30 м и увеличением содержания биогенных элементов в несколько раз на глубине 30–50 м (рис. 2, 3, 4). Биотоп населен морскими видами водорослей. Концентрация фитопланктона достигала максимума на 30–50 м в слоях с высоким содержанием биогенных элементов (рис. 4). В поздневесенний сезон доминирующим видом был *Chaetoceros socialis*, представленный, в основном, спорами. В слоях максимальной концентрации фитопланктона вид составлял  $>90\%$  общей численности клеток. В биомассу существенный вклад вносили динофлагелляты. Повышенная концентрация хлорофилла "а", так же, как и обилие фитопланктона, наблюдалась в слоях ниже пикноклина (рис. 4).

Область, находящаяся между опресненным и морским биотопами – ЭФЗ, имела широтную протяженность 340–350 км (рис. 1, 2, станции 5342\_2 – 5351;  $72^{\circ}12.4'-75^{\circ}12.2'$  с.ш.) и характеризовалась жесткой стратификацией водной толщи. Слой над пикноклином был обеднен нитратами ( $<0.5$  мкг-ат/л), фосфатами ( $<0.05$  мкг-ат/л), на фоне высокого содержания кремния  $>50$  мкг-ат/л (рис. 3, 4, 6). В пикноклине и под пикноклином (глубже 5–7 м) наблюдалось резкое увеличение концентрации нитратов до 2.5–6.0 мкг-ат/л и фосфатов до 0.5 мкг-ат/л, а содержание кремния снижалось в 2–3 раза. Фитопланктон концентрировался в верхнем перемешанном слое, в котором зарегистрировано и максимальное для толщи воды содержание хлорофилла "а" (рис. 4, 6). Различия и в численности и в биомассе фитопланктона между верхним перемешанным слоем и слоем под пикноклином превышали порядок величин (рис. 4, 6).

У южной границы ЭФЗ (рис. 2, 3; станции 5342-5340\_2;  $72^{\circ}12.4'-72^{\circ}35.8'$  с.ш.) формируется южный фронтальный раздел, где происходит наиболее интенсивное взаимодействие речных и морских вод. На формирование этого фронтального раздела оказывают влияние и приливно-отливные течения, действие которых усугубляется

резким уменьшением глубины дна до 11 м (рис. 2). Соленость в верхнем перемешанном 5–7-метровом слое здесь резко возрастает до 6 PSU, что объясняет появление морских эвригаллиных видов. В морской составляющей фитоценоза по численности доминировали мелкоклеточные *Chaetoceros wighamii* и *Skeletonema costatum*. В верхнем слое  $\sim 30\%$  биомассы фитопланктона приходилось на долю видов рода *Chaetoceros* и  $\sim 25\%$  – на долю *Thalassiosira*. Вблизи  $73^{\circ}$  с.ш. между станциями 5339 и 5337 проходила хорошо выраженная граница между фитопланктонными сообществами, различающимися по составу и количественным характеристикам. Здесь наблюдалось резкое снижение обилия фитопланктона, сокращение его пресноводной составляющей, увеличение роли динофлагеллят. К северу от  $73^{\circ}$  с.ш. небольшое количество пресноводных водорослей встречалось вплоть до практически полной их элиминации в районе  $74^{\circ}15'$  с.ш. при солености  $\sim 12$  PSU.

Соотношение в популяциях диатомей живых и мертвых клеток, вегетативных клеток и спор позволяет судить о состоянии фитопланктона в период исследований. В южном опресненном биотопе эстуария в популяциях пресноводных видов диатомей доля мертвых клеток в верхнем слое водной толщи не превышала 25%, в нижнем слое – возрастала до 80–97%. В области ЭФЗ и на прилежащем к эстуарию мелководном шельфе в верхнем перемешанном слое живые клетки диатомей составляли от 73.0 до 91.3% (табл. 2). Судя по большому числу делящихся клеток морских видов водорослей, фитопланктон в этой части исследованного района находился в состоянии активного роста. По мере увеличения солености в верхнем перемешанном слое (до 7.5–10.0 PSU) на прилежащем к эстуарию шельфе (станции 5335 и 5333) в популяции доминирующего по численности эвригаллиного вида *Chaetoceros wighamii* наблюдалось спорообразование и основная часть спор опускалась в верхнюю часть пикноклина. В мористой зоне скопление спор *C. socialis* ниже 30 м свидетельствовало об окончании цветения этого вида.

В нашем распоряжении имеются материалы, характеризующие состояние среды и фитоценозов тех же районов в осенний сезон (18–22 сентября 2011 г., [17]). Необходимо отметить, что и в конце июля, и в конце сентября концентрации нитратов и фосфатов на всей исследованной акватории были низкими. Это связано с геохимическими особенностями водосбора Енисея. Среднесибирское плоскогорье и другие участки Сибирской платформы, сложенные кристаллическими породами, устойчивыми к речной эрозии и вымыванию химических элементов стоковыми водами. Об этом говорит и низкая –  $\sim 2.0$  мг/л концентрация взвеси в пресноводной части эстуарии в оба сезона [7]. Для поздней весны и осени для

района исследований были характерны высокие концентрации кремния (рис. 3) [10].

Анализ качественного состава пресноводного фитоценоза, населяющего опресненную зону Енисейского эстуария, показал, что в поздневесенний и осенний [17] сезоны основной вклад и в численность, и в биомассу вносили пресноводные диатомовые водоросли, главным образом рода *Aulacoseira*. Сезонные различия касались представительств зеленых и сине-зеленых водорослей. В поздевесенний период (исследования 2016 г.) в поверхностном слое в значительном количестве были встречены сине-зеленые водоросли родов *Anabaena*, *Aphanocapsa*, *Aphanothece*, *Aphanizomenon* и др. Даже при очевидном количественном недоучете этих водорослей из-за характера их вертикального распределения (см. выше), их вклад в общую биомассу фитопланктона в столбе воды доходил до 8%. В осенний сезон сине-зеленых водорослей было встречено крайне мало. В этот сезон второй группой по вкладу и в численность, и в биомассу фитоценоза опресненной зоны были зеленые водоросли. Их доля в общей численности клеток варьировала от 3 до 18%, а в биомассе — от 2 до 8%.

В оба сезона средняя численность и биомасса фитопланктона в опресненной зоне были самыми высокими (рис. 7). Сложная орография дна, чередование участков эстуария с относительно большими и меньшими глубинами влияет на динамические характеристики потока и действие приливных течений. Этим, вероятнее всего, определяются наблюдаемые отличия в гидрофизической структуре водной толщи, вертикальном распределении биогенных элементов, планктонных водорослей и хлорофилла “а” в южной опресненной части эстуария, “отгороженной” от его более северной части мелководной областью с глубиной ~11 м. В поздневесенний сезон (ст. 5345) при глубине 21 м в верхних 9 м соленость была 0.4 PSU. Ниже лежал пикноклин, в котором соленость возрастала до 19 PSU, температура снижалась с 17.5°C до 6.5°C, концентрация нитратов увеличивалась с 0.22 до 5.7 мкг-ат/л, фосфатов с 0.12 до 0.45 мкг-ат/л. На фоне такой стратификации водной толщи численность и биомасса фитопланктона в слое пикноклина и под ним были более чем на порядок ниже, чем в верхнем девятиметровом слое, а концентрация хлорофилла “а” — в 12 раз. Фитопланктон состоял исключительно из пресноводных видов. Осенью в этом районе эстуария (ст. 5013) при глубине 32 м выраженная стратификация водной толщи отсутствовала. Распределение солености, температуры и нитратов мало менялось от поверхности до дна, и соответствующие величины составляли 0.06 PSU, 9.5°C и 0.22 мкг-ат/л [17]. Концентрация хлорофилла в столбе воды варьировала от 2.5 до 2.9 мг Chl a/м<sup>3</sup> [20], различия в численности и

биомассе фитопланктона верхнего и нижнего слоев не превышали трех раз [17].

Область ЭФЗ характеризовалась наибольшими сезонными изменениями. В этой зоне наблюдались различия в видовом составе, численности, биомассе и вертикальном распределении фитопланктона (рис. 7). В поздневесенний сезон среди морских видов диатомей в численности преобладали мелкоклеточные *Chaetoceros wighamii* (средний объем клетки (CV) ~ 1000 мкм<sup>3</sup>), споры *C. socialis* (CV ~ 100 мкм<sup>3</sup>), *Skeletonema costatum* (CV ~ 200 мкм<sup>3</sup>) и споры *Chaetoceros* spp. (CV ~ 700 мкм<sup>3</sup>). В биомассу помимо видов рода *Chaetoceros* существенный вклад вносили *Thalassiosira* sp. и *T. nordenskiöldii*. Численность и биомасса водорослей в верхнем перемешанном слое были на порядок выше, чем в слое пикноклина и под ним. Доля пресноводного фитопланктона и в численности и в биомассе увеличивалась с глубиной.

Пресноводный фитопланктон в области ЭФЗ был сконцентрирован в верхнем перемешанном слое, где его доля в численности и в биомассе доходила до 90%. В нижних слоях пресноводная составляющая вносила существенно меньший вклад в численность (5–25%) и в биомассу (1–18%). Здесь доминировали крупноклеточные морские виды диатомей *Chaetoceros compressus* (CW ~ 2000 мкм<sup>3</sup>) и *Thalassiosira nordenskiöldii* (CW ~ 12000 мкм<sup>3</sup>), *Leptocylindrus danicus* (CW ~ 2500 мкм<sup>3</sup>). Различия в биомассе между верхними и нижними слоями водной толщи не превышали 3–4 раз.

В поздневесенний и осенний сезоны с районом ~73° с.ш. была связана хорошо выраженная граница фитоценозов разного состава и количественных характеристик. Эта граница между фитоценозами существовала на фоне отсутствия резких изменений условий среды. При этом небольшое количество пресноводных водорослей (до 10% численности и 2% биомассы) было встречено севернее вплоть до северной границы ЭФЗ, где соленость в верхнем перемешанном слое возрастала до 12–16 PSU. В поздневесенний период эта граница лежала на 74°15' с.ш. В осенний сезон пресноводные виды исчезали на 73°20' с.ш., где проходила узкая граница шириной ~20 км, разделяющая сильно опресненные поверхностные воды с соленостью 5–6 PSU и воды шельфа с соленостью 15–16 PSU [17].

В северной части ЭФЗ в оба сезона доминировали морские виды. При сопоставимой численности водорослей в поздневесенний и осенний сезоны биомасса фитопланктона в осенний период была значительно выше благодаря доминированию крупноклеточных видов *Chaetoceros compressus*, *Thalassiosira nordenskiöldii*, *Leptocylindrus danicus*. (800 и 160 мг/м<sup>3</sup> соответственно).

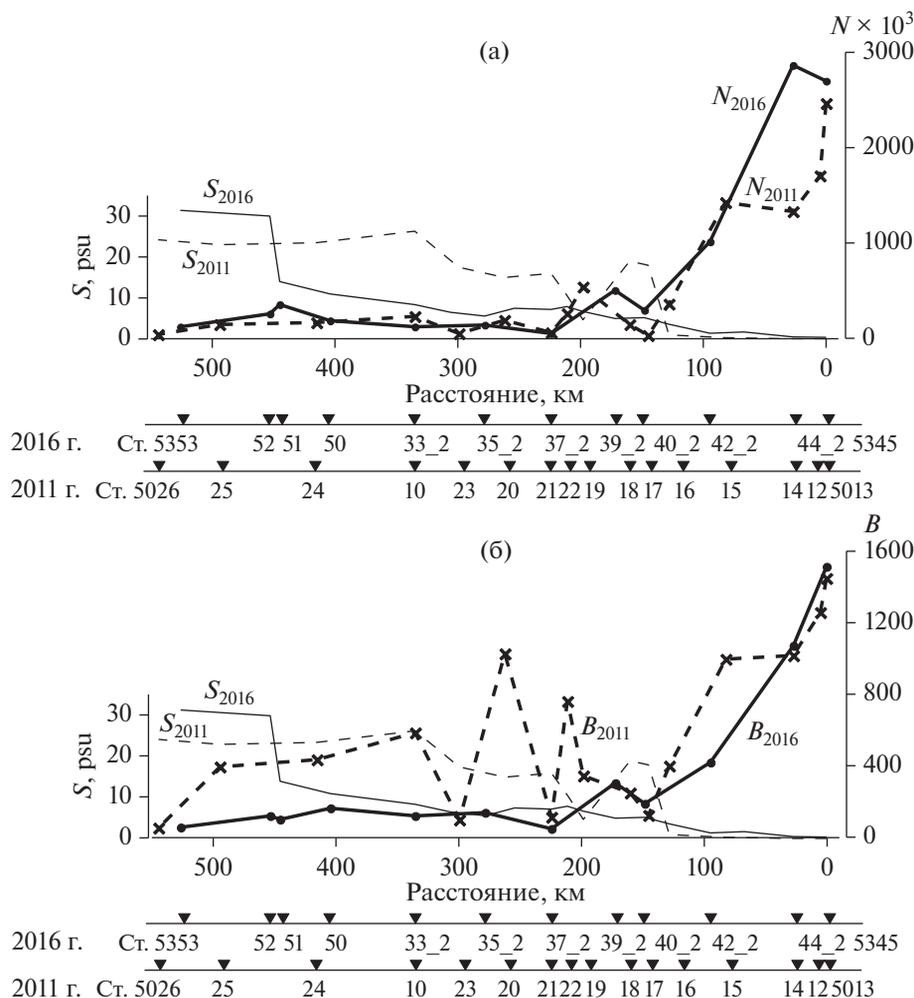
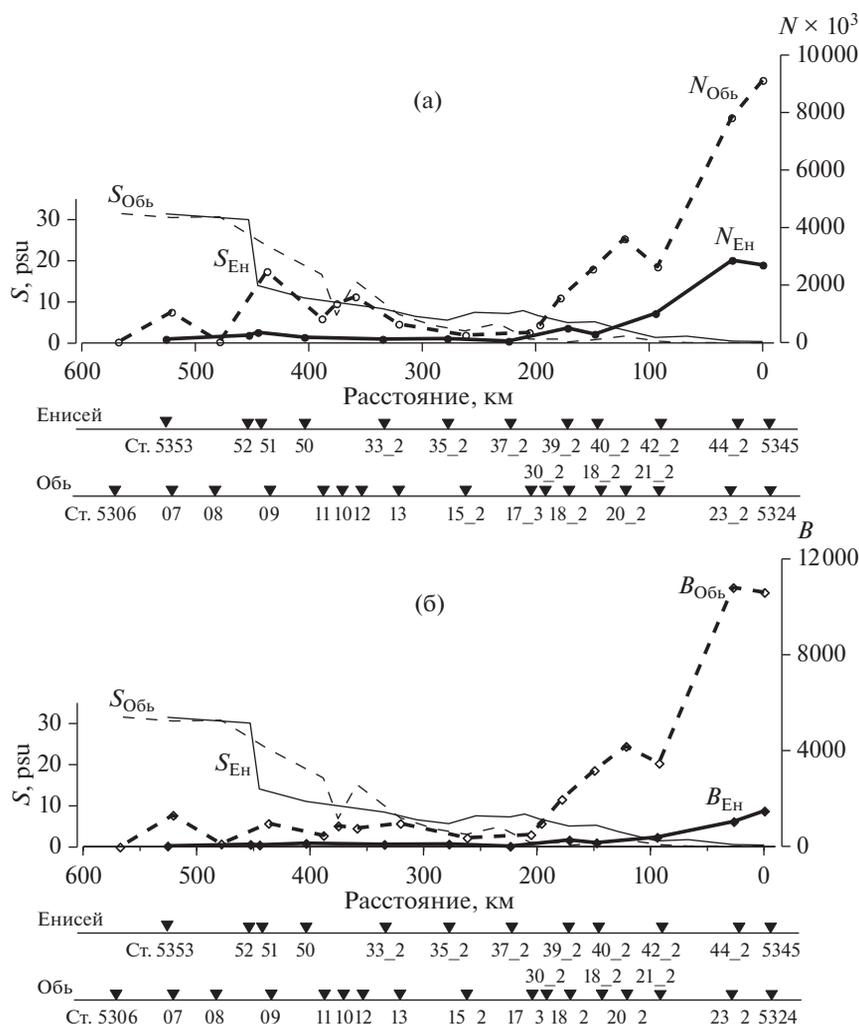


Рис. 7. Распределение поверхностной и придонной солёности ( $S$ , PSU), (а) — численности ( $N \times 10^3$  кл/л) и (б) — биомассы ( $B$ , мг/м<sup>3</sup>) фитопланктона на Енисейском разрезе в июле 2016 г. и в сентябре 2011 г.  $N$  и  $B$  — средние для столба воды.

Существенные различия наблюдались в вертикальном распределении фитопланктона. В поздневесенний сезон водоросли концентрировались в верхнем перемешанном слое. Численность и биомасса в этом слое более чем на порядок превосходили величины, наблюдаемые в пикноклине и под ним (рис. 4, 6). Соответствующие различия в содержании хлорофилла составляли разы. В осенний сезон в условиях не менее жесткого пикноклина максимальные величины численности и биомассы (от 800 до 2300 мг/м<sup>3</sup>) фитопланктона зарегистрированы в нижних слоях водной толщи на 15–20 м (рис. 6, ст. 5020) [17]. Здесь же зарегистрированы максимальные концентрации хлорофилла “а”. Высокая прозрачность воды (показатель ослабления света 0.50–0.55 м<sup>-1</sup>) и высокое положение пикноклина (5–7 м), ниже которого в разы возрастало содержание биогенных элементов, создавали условия для успешного развития крупноклеточного морского фитопланктона на этих глубинах.

В фитоценозе срединного шельфа (глубины >50 м), так же, как на мелководном шельфе, наблюдались выраженные сезонные различия в составе фитопланктона, которые, в свою очередь, определили существенные различия в биомассе водорослей (рис. 7). В осенний сезон не наблюдались характерные для поздневесеннего периода глубинные максимумы фитопланктона, образованные скоплениями *Chaetoceros socialis*. Осенью фитопланктон был или равномерно распределен в слое 0–30 м или концентрировался в слое 5–10 м. В оба сезона наблюдений фитопланктон в северной части разрезов был самым бедным и по численности и по биомассе [17].

Почти одновременно (18–24 июля 2016 г.) с поздневесенними работами в Енисейском эстуарии был собран материал в Обском эстуарии и на прилегающем шельфе [16], что позволяет провести сравнение качественных и количественных характеристик фитоценозов в этих районах.



**Рис. 8.** Распределение поверхностной и придонной солёности ( $S$ , PSU), (а) – численности ( $N \times 10^3$  кл/л) и (б) – биомассы ( $B$ , мг/м<sup>3</sup>) фитопланктона на Енисейском ( $S_{Ен}$ ,  $N_{Ен}$ ,  $B_{Ен}$ ) и Обском ( $S_{Обь}$ ,  $N_{Обь}$ ,  $B_{Обь}$ ) разрезах в июле 2016 г.  $N$  и  $B$  – средние для столба воды.

Общим для обоих исследованных районов является хорошо выраженная широтная зональность в распределении гидрофизических и гидрохимических характеристик среды, которая формировала пространственную структуру сообществ фитопланктона. Исследованиями Обского эстуария были также выделены: зона, занятая опресненной водой речного стока, населенная пресноводным комплексом видов; эстуарная фронтальная зона с жестким пикноклином, населенная смешанным пресноводным, морским и солоноватоводным фитопланктоном; зона мелководного шельфа с сохраняющимся жестким пикноклином и морскими неритическими эвригалинными видами водорослей; морская зона со слабым заглубленным пикноклином и морским фитоценозом. При общем сходстве картины зональности существуют существенные региональные различия в условиях среды и количественных

характеристиках фитоценозов. Обский эстуарий отличался от Енисейского, прежде всего, значительно более высокой концентрацией нитратов в верхнем слое – до 15.2 мкг-ат/л и в 4 раза более высокой численностью и биомассой фитопланктона (рис. 8) [16]. Различия в гидрохимических характеристиках эстуариев Оби и Енисея связаны с особенностями водосборных бассейнов этих рек и различиями в условиях прохождения речного стока через эстуарные районы [2, 11, 12]. Концентрация взвеси в Обском эстуарии была почти на порядок выше, чем в Енисейском – от 10.0 до 14.5 мг/л. Вместе с взвесью с обширной заболоченной территории Западно-Сибирской низменности с водами Оби выносятся значительное количество биогенного материала, формирующего основу для регенерации биогенных элементов [2, 11].

Фитоцен внутренних опресненных зон обоих эстуариев с соленостью <1 PSU состоял из пресноводных видов, главным образом диатомей, на долю которых и в численности и в биомассе приходилось от 63 до 83%. Отличие касалось синезеленых водорослей в значительном количестве встреченных в Енисейском эстуарии и практически отсутствовавших в Обском. Кроме того, во внешней части Обского эстуария (~72°30' с.ш.) обнаружен небольшой район с кардинально отличающимся фитопланктонным сообществом, связанным, как мы предполагаем, с квазизамкнутой циркуляцией в восточной части Обской губы [16]. В вертикальном распределении фитопланктона во внутренней опресненной части Обского эстуария максимальная концентрация клеток, так же, как и в Енисейском эстуарии, наблюдалась в верхнем слое, однако различия и в численности и в биомассе в верхних и нижних слоях водной толщи были менее выражены и составляли разы, а не порядок величин, как в Енисее (рис. 4) [16].

На южной границе ЭФЗ, где формировался жесткий фронтальный раздел, в обоих эстуариях соленость в поверхностном слое резко возрастала от десятых долей до 4–6 PSU. В Оби эти изменения сопровождалась резким падением концентрации нитратов с 4.6 мкг-ат/л до <0.5 мкг-ат/л, т.е. до уровня, характерного для всей исследованной области Енисейского эстуария и прилегающего шельфа. В обоих эстуариях численность и биомасса фитопланктона на южной границе ЭФЗ снижалась в 3–4 раза.

Общим для областей ЭФЗ Оби и Енисея было доминирование в морской составляющей фитоценозов водорослей рода *Chaetoceros*, наиболее многочисленным был один и тот же вид – *Chaetoceros wighamii*. В Оби помимо *Chaetoceros* в биомассу существенный вклад вносили крупные солоноватоводные виды *Thalassiosira baltica*, *Cyclostephanus* sp., *Stephanopyxis* sp., cf. *Astasia* sp., встреченные в ЭФЗ Енисея лишь изредка. Численность и биомасса фитопланктона в Обской ЭФЗ была в несколько раз выше, чем в Енисейской. Северная граница ЭФЗ Оби проходила в области внутреннего шельфа на 74°39' с.ш., в енисейском районе – на 75°12', т.е. на ~60 км севернее.

На Енисейском мелководье максимальные численность и биомасса фитопланктона наблюдались в верхнем перемешанном слое. Здесь большой вклад в биомассу фитопланктона наряду с *C. wighamii* вносили динофлагелляты – *Peridiniella catenata*, несколько видов *Dinophysis* и др. На Обском мелководье максимальные скопления фитопланктона зарегистрированы под пикнофитом. Доминирующую роль в численности водорослей в этом слое играл *C. socialis*, биомассу формировали крупноклеточные диатомеи *Thalassiosira nordenskiöldii*, *T. pacifica*, *Melosira nummuloides*

и на нескольких станциях – cf. *Astasia* sp. в виде цист [16].

На срединном шельфе за пределами ЭФЗ в 180–260 км севернее створов Обского и Енисейского эстуариев максимальная численность фитопланктона наблюдалась в слоях ниже 25 метров и определялась скоплениями спор *Chaetoceros socialis*. Значительные пространственные колебания численности определялись только пятнистостью распределения этого вида. На шельфе севернее Енисейского эстуария равнозначные вклады в биомассу фитопланктона вносили *C. socialis*, динофлагелляты, *C. debilis*, *Thalassiosira nordenskiöldii*. На Обском шельфе роль динофлагеллят в биомассе была незначительна. От 32 до 76% биомассы формировали *T. nordenskiöldii*, *T. bioculata*, *T. pacifica* и *Rhizosolenia setigera* [16].

## ВЫВОДЫ

1. Общим для районов эстуариев Енисея и Оби и прилегающего шельфа Карского моря является выраженная широтная зональность в пространственной структуре фитоценозов, связанная с особенностями гидрофизической и гидрохимической структуры биотопов.

2. В обоих эстуариях самыми высокими величинами численности и биомассы фитопланктона характеризовались опресненные до <1 PSU внутренние зоны, которые населены пресноводным диатомовым фитопланктоном с преобладанием нескольких видов рода *Aulacoseira*. Опресненная зона Обского эстуария отличалась в несколько раз более высоким обилием фитопланктона, что связано с благоприятным биогенным режимом.

3. В наибольшей степени снижение численности и биомассы фитопланктона в эстуариях Енисея и Оби связано с южной периферией ЭФЗ – возрастанием солености в верхнем слое до 1–2 PSU.

4. Северная граница распространения пресноводных видов водорослей в Енисейском и Обском районах в поздневесенний сезон лежала в области северной периферии ЭФЗ – на 75°12' и 74°39' с.ш. соответственно, где соленость в верхнем перемешанном слое возрастала до 11–15 PSU. Осенью в районе Енисея граница распространения пресноводных видов водорослей была смещена к югу относительно поздневесеннего сезона и проходила на ~73°20' с.ш., что, вероятнее всего, определялось менее интенсивным стоком.

5. При одинаково низком содержании биогенных элементов в верхнем перемешанном слое ЭФЗ Енисея и Оби в поздневесенний период обилие фитопланктона в Обской ЭФЗ было в несколько раз выше. При этом в фитоценозах обоих эстуариев по численности доминировал один и тот же мелкоклеточный вид диатомей – *Chaetoceros wighamii*.

6. В поздневесенний период в районе северной границы ЭФЗ обеих рек и на срединном шельфе на глубинах от 25 до 50 м наблюдались глубинные скопления фитопланктона с численностью и биомассой, как правило, превышающей эти показатели в вышележащих слоях в 5–7 раз. Скопления были сформированы одним и тем же видом *Chaetoceros socialis* главным образом в виде спор. Цветение вида, вероятно, прошло ранней весной.

7. Енисейская ЭФЗ характеризовалась на порядок более высокими численностью и биомассой водорослей в верхнем перемешанном слое по сравнению со слоями под пикноклином. В Обской ЭФЗ максимальные концентрации водорослей были приурочены к слоям глубже 15 м. Эти подпикноклинные скопления формировались крупноклеточными морскими и солоноватоводными диатомеями в условиях высоких концентраций биогенных элементов.

8. В ЭФЗ Енисея в поздневесенний и осенний сезоны фитопланктонные сообщества существенно различались по видовому составу и обилию. Осенний сезон характеризовался в несколько раз более высокой биомассой, что определялось доминированием крупноклеточного фитопланктона с объемом клеток от 2000 до 12000 мкм<sup>3</sup>: *Chaetoceros compressus*, *Thalassiosira nordenskiöldii*, *Leptocylindrus danicus*.

9. Для Енисейской ЭФЗ были характерны существенные сезонные различия в вертикальном распределении водорослей. В поздневесенний период обилие фитопланктона в верхнем перемешанном слое было на порядок выше, чем под пикноклином. В осенний сезон максимальные численность и биомасса фитопланктона были приурочены к слоям воды под пикноклином.

10. Область срединного шельфа к северу от ЭФЗ Енисея в поздневесенний и осенний сезоны характеризовалась близкими значениями численности фитопланктона. Более высокая биомасса водорослей, связанная с преобладанием в сообществе крупноклеточного диатомового фитопланктона, отмечена в осенний период.

**Благодарности.** Авторы благодарят А.Б. Демидова за предоставленные данные о границе слоя фотосинтеза, содержании хлорофилла и феофитина, Т.А. Кузьмичеву за помощь в отборе и подготовке проб фитопланктона, анонимного рецензента за детальный анализ рукописи.

**Источники финансирования.** Исследования выполнены в рамках госзадания, тема № 149-2019-0008, обработка проб фитопланктона и компьютерная обработка первичного материала поддержаны Проектом РФФИ № 18-05-60069 Арктика, данные по гидрохимии получены при поддержке Проекта РНФ № 19-17-00196.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арашкевич Е.Г., Дриц А.В., Флинт М.В. и др. Распределение и питание растительного зоопланктона в море Лаптевых // *Океанология*. 2018. Т. 58. № 3. С. 404–419.
2. Артамонова К.В., Лапин С.А., Лукьянова О.Н., Маккавеев П.Н., Полухин А.А. Особенности гидрохимического режима Обской губы в период открытой воды // *Океанология*. 2013. Т. 53. № 3. С. 357–366.
3. Бабич Д.Б., Большинов Д.Ю., Зайцев А.А. и др. Региональные особенности формирования эстуарно-дельтовых систем Арктического побережья Сибири. В кн.: *Эстуарно-дельтовые системы России и Китая*. М.: ГЕОС. 2007. С. 112–240.
4. Гордеев В.В., Джамалов Р.Г., Зекцер И.С. и др. Оценка выноса биогенных элементов с речным и подземным стоком в окраинные моря Российской Арктики // *Водные ресурсы*. 1999. Т. 26. № 2. С. 206–211.
5. Дриц А.В., Арашкевич Е.Г., Недоспасов А.А., Амелина А.Б., Флинт М.В. Структурно-функциональные характеристики зоопланктона обского эстуария и прилегающих районов шельфа Карского моря в летний период // *Океанология*. 2019. Т. 59. № 3. С. 383–395.
6. Зацепин А.Г., Завьялов П.О., Кременецкий В.В. и др. Поверхностный опресненный слой вод в Карском море // *Океанология*. 2010. Т. 50. № 5. С. 698–708.
7. 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.
8. Лисицын А.П. Маргинальный фильтр океанов // *Океанология*. 1994. Т. 34. № 5. С. 735–747.
9. Макаревич П.Р. Планктонные альгоценозы эстуарных экосистем. М: Наука, 2007. 223 с.
10. Маккавеев П.Н., Полухин А.А., Налбандов Ю.Р., Хлебобашев П.В. Динамика биогенных элементов в Енисейском заливе в период открытой воды // *Арктика: экология и экономика*. 2019. № 4 (36). С. 69–82. <https://doi.org/10.25283/2223-4594-2019-4-69-82>
11. Никаноров А.М., Брызгалов В.А., Косменко Л.С., Даниленко А.О. Реки материковой части Российской Арктики. Ростов-на-Дону: Изд-во Изд-во Южного федерального ун-та, 2016. 275 с.
12. Стунжас П.А., Маккавеев П.Н. Объем вод Обской губы как фактор формирования гидрохимической неоднородности. // *Океанология*. 2014. Т. 54. № 5. С. 622–634.
13. Суханова И.Н. Концентрирование фитопланктона в пробе // *Современные методы количественной оценки распределения морского планктона*. М.: Наука. 1983. С. 97–105.
14. Суханова И.Н., Флинт М.В., Георгиева Е.Ю. и др. Структура сообществ фитопланктона в восточной части моря Лаптевых // *Океанология*. 2017. Т. 57. № 1. С. 86–103
15. Суханова И.Н., Флинт М.В., Мошаров С.А. и др. Структура сообществ фитопланктона и первичная продукция в Обском эстуарии и на прилежащем карском шельфе // *Океанология*. 2010. Т. 50. № 5. С. 785–800.
16. Суханова И.Н., Флинт М.В., Сахарова Е.Г. и др. Фиценозы Обского эстуария и Карского шельфа в

- поздневесенний сезон // *Океанология*. 2018. Т. 58. № 6. С. 882–898.
17. Суханова И.Н., Флинт М.В., Сергеева В.М. и др. Структура сообществ фитопланктона Енисейского эстуария и прилегающего Карского шельфа // *Океанология*. 2015. Т. 55. № 6. С. 935–948.
  18. Стунжас П.А., Маккавеев П.Н. Объем вод Обской губы как фактор формирования гидрохимической неоднородности. // *Океанология*. 2014. Т. 54. № 5. С. 622–634.
  19. Флинт М.В., Семенова Т.Н., Арашкевич Е.Г. и др. Структура зоопланктонных сообществ в области эстуарной фронтальной зоны реки Обь // *Океанология*. 2010. Т. 50. № 5. С. 809–822.
  20. Demidov A.B., Gagarin V.I., Vorobieva O.V. et al. Spatial and vertical variability of primary production in the Kara Sea in July and August 2016: The influence of the river plume and subsurface chlorophyll maxima // *Pol. Biol.* 2018. V. 41. № 3. P. 563–578.
  21. Deubel H., Engel M., Fezzer I. et al. The south Kara Sea ecosystem: Phytoplankton, zooplankton and benthos communities influenced by river run-off. Siberian river run-off in the Kara Sea / Eds. Stain R. et al. Amsterdam: Elsevier Science B.V. 2003. P. 237–266.
  22. Drits, A.V., Pasternak, A.F., Arashkevich E.G. et al. Distribution and grazing of the dominant mesozooplankton species in the Yenisei estuary and adjacent shelf in early summer (July 2016) // *Continental Shelf Research* 2020. V. 201. P. 104–133.
  23. Drits A., Pasternak A., Flint M. Distribution and grazing of dominant zooplankton species in the Ob Estuary: Influence of the runoff regime // *Estuaries and Coasts*. 2017. Vol. 40. P. 1082–1095.
  24. Futterer D.K., Galimov E.M. Siberian river run-off in the Kara Sea: Characterization, quantification, variability and environmental significance. Siberian river run-off in the Kara Sea / Eds. Stain R. et al. Amsterdam: Elsevier Science B.V., 2003. P. 1–8.
  25. Gordeev V.V. River input of water, sediment, major ions, nutrients and trace metals from Russian territory to the Arctic Ocean // *The freshwater budget of the Arctic Ocean*. Ed. E.L.Lewis. Dordrecht et al.: Kluwer. 2000. P. 297–322.
  26. Gordeev V.V., Martin J.M., Sidirov M.V. et al. A reassessment of the Eurasian river input of water, sediment, major elements, and nutrients to the Arctic Ocean // *Amer. J. Sci.* 1996. № 296.
  27. Johannessen O.M., Borodachev V.E. et al. Polar seas oceanography: An integrated study of the Kara Sea. Berlin: Springer, 2002. 450 p.
  28. Le Fevre J. Aspects of the biology of frontal systems // *Advances in Marine Biology*. 1986. V. 23. P. 163–299.
  29. Menden-Deuer S., Lessard E.J. Carbon to volume relationships for dinoflagellates, diatoms and other protist plankton // *Limnol. Oceanogr.* 2000. V. 45. № 3. P. 569–579.
  30. Sorokin Yu.I., Sorokin P.Yu. Plankton and primary production in the Lena river estuary and in the south-eastern Laptev Sea // *Estuar. Coastal. Shelf Sci.* 1996. V. 43. P. 399–418.
  31. Stein R. Circum Arctic river discharge and its geological record // *Int. J. Earth Science*. 2000. V. 89. P. 447–449.
  32. Strathmann R.R. Estimating the organic carbon content of phytoplankton from cell volume, cell area or plasma volume // *Limnol. Oceanogr.* 1967. V. 12. № 3. P. 411–418.
  33. Volkov V.A., Johannessen O.M., Borodachev V.E. et al. Polar seas oceanography: An integrated study of the Kara Sea. Berlin: Springer, 2002. 450 p.

## Structure of Phytocenoses of the Yenisei Estuary and Adjacent Kara Sea Shelf in Late Spring

I. N. Sukhanova<sup>a</sup>, M. V. Flint<sup>a, #</sup>, E. G. Sakharova<sup>b</sup>, A. V. Fedorov<sup>c</sup>, P. N. Makkaveev<sup>a</sup>, A. A. Nedospasov<sup>a</sup>

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

<sup>b</sup>*Papanin Institute for Biology of Inland Waters, Russian Academy of Sciences, Borok, Yaroslavl'skaya Oblast', Russia*

<sup>c</sup>*Southern Branch, Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Gelendjik, Krasnodar Territory, Russia*

<sup>#</sup>*e-mail: m\_flint@ocean.ru*

The research is based on the materials collected in 66-th cruise of R/V “Akademik Mstislav Keldish” in Yenisei Estuary and over adjacent Kara Sea shelf in latitudinal range from 71°50.5' to 75°55.0' N. Observations were done from 25 to 27 July 2016 three weeks after the end of flood period. 250 species of plankton algae were recorded. Well pronounced latitudinal zoning in phytoplankton communities structure associated with changes in hydrophysical and hydrochemical environmental conditions was established. Maximum species diversity in the southern freshened part of the estuary (<1 PSU) was formed by diatoms, green and blue-green algae, in seaward areas – by diatoms and dinoflagellates. The highest algae numbers and biomass –  $2.7\text{--}2.9 \times 10^6$  cell/L and  $1.1\text{--}1.5$  g/m<sup>3</sup>, respectively, were connected with the inner freshened area of the estuary, where freshwater diatoms of *Aulacoseira* genus dominated. Distribution of freshwater algae in the northern direction was restricted by 12–15 PSU surface salinity (74°20' N). The most pronounced decline in phytoplankton numbers and biomass was found in outer part of the estuary to the north of ~73° N. Over the middle shelf to the north of Yenisei Estuary peak numbers (up to  $740 \times 10^3$  cell/L) and biomass (up to 240 mg/m<sup>3</sup>) of phytoplankton were associated with 30–40 m depths at low illumination and high nutrients concentration, which was as well typical for Ob region in spring-summer season.

**Keywords:** Kara Sea, Yenisei estuary, estuarine frontal zone, phytoplankton communities, latitudinal zoning, seasonal variability

УДК 581.132:574.583

## МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ПЕРВИЧНОЙ ПРОДУКЦИИ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО МОРЯ

© 2020 г. А. Б. Демидов<sup>1</sup>, \*, В. И. Гагарин<sup>1</sup>, С. В. Шеберстов<sup>1</sup><sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

\*e-mail: demspa@rambler.ru

Поступила в редакцию 06.05.2020 г.

После доработки 19.05.2020 г.

Принята к публикации 22.06.2020 г.

Исследование межгодовой (2002–2018 гг.) изменчивости первичной продукции, температуры воды на поверхности ( $T_0$ ), фотосинтетически активной радиации (ФАР) и площади ледового покрова проведено в Восточно-Сибирском море (ВСМ) по данным сканера цвета океана MODIS-Aqua. За 17-летний период годовая первичная продукция в ВСМ ( $ПП_{\text{tot}}$ ) сократилась на 1.7 ТгС. Это уменьшение происходило со скоростью 0.1 ТгС или 1.38% в год. Оно сопровождалось уменьшением первичной продукции, нормированной на единицу площади (ИПП). За исследованный период среднегодовая величина ИПП уменьшилась на 13 мгС/м<sup>2</sup> в день. В среднем за год ИПП уменьшалась на 0.76 мгС/м<sup>2</sup> в день или на 0.84%. Уменьшение первичной продукции в ВСМ происходило на фоне незначительного положительного тренда  $T_0$  ( $R^2 = 0.09$ ) и статистически значимого отрицательного тренда ФАР ( $R^2 = 0.29$ ). За 17 лет  $T_0$  в регионе увеличилась на 0.68°C (0.04°C или 3.2% в год), а ФАР уменьшилась на 3.4 Ein/м<sup>2</sup> в день. Среднегодовая ФАР сокращалась на 0.2 Ein/м<sup>2</sup> в день или на 1.9% в год. Площадь, свободная ото льда, за исследованный период сократилась на  $64.94 \times 10^3$  км<sup>2</sup> ( $R^2 = 0.10$ ), что составляло  $3.82 \times 10^3$  км<sup>2</sup> или 0.87% в год. Изменения уровня первичной продуктивности ВСМ за последние 17 лет были связаны не только с динамикой ледового покрова, но и с сокращением поступления фотосинтетически активной радиации и уменьшением удельной первичной продукции.

**Ключевые слова:** годовая первичная продукция, межгодовая изменчивость, Восточно-Сибирское море**DOI:** 10.31857/S0030157420050044

### ВВЕДЕНИЕ

Происходящее в последние десятилетия потепление Арктического океана (АО) определяет изменения его экосистем [14, 17, 41, 43, 46, 48]. Положительный долговременный тренд в изменении температуры воды в АО приводит к сокращению площади и толщины ледового покрова, раннему таянию и более позднему ледоставу, что является причиной увеличения свободных ото льда акваторий и удлинения вегетационного сезона [19, 26–28, 36–39, 42]. Межгодовые изменения первичной продукции фитопланктона (ПП), ключевого звена океанических экосистем, в полной мере отражают воздействия климата, и могут проявляться в росте ее годовых величин ( $ПП_{\text{tot}}$ ) [2, 11, 12, 31, 33, 44]. Отмечается также, что это увеличение может происходить с разной скоростью в различных регионах АО [12]. Более того, в масштабе отдельно взятого моря рост  $ПП_{\text{tot}}$  протекает с разной интенсивностью различных его районах [6].

Однако недавние исследование межгодовой изменчивости первичной продукции на регио-

нальном уровне показали, что долговременная динамика  $ПП_{\text{tot}}$  может быть не только положительной, но и отрицательной, а знак тренда может зависеть от пространственно-временного масштаба исследования [7]. Так, в цитируемой работе показано, что в море Лаптевых в период с 2002 по 2018 гг. происходило не увеличение, а уменьшение ПП.

Исследования межгодовых изменений  $ПП_{\text{tot}}$  Восточно-Сибирского моря (ВСМ) ранее были проведены с 1998 по 2006 гг. [31], с 1998 по 2010 гг. [33], с 1998 по 2012 гг. [12], с 2003 по 2012 гг. [2] и в 2003–2013 гг. [29]. В настоящее время долговременные изменения  $ПП_{\text{tot}}$  этого региона можно провести, опираясь на более длительный, чем в предыдущих работах временной ряд.

Представленная статья является заключительной в серии работ, в которых нами были проведены исследования межгодовой изменчивости морей Сибирской Арктики [6, 7]. Ее целями являлись: (1) – описание межгодовых изменений  $ПП_{\text{tot}}$  и сопутствующих факторов среды в различных районах Восточно-Сибирского моря с 2002

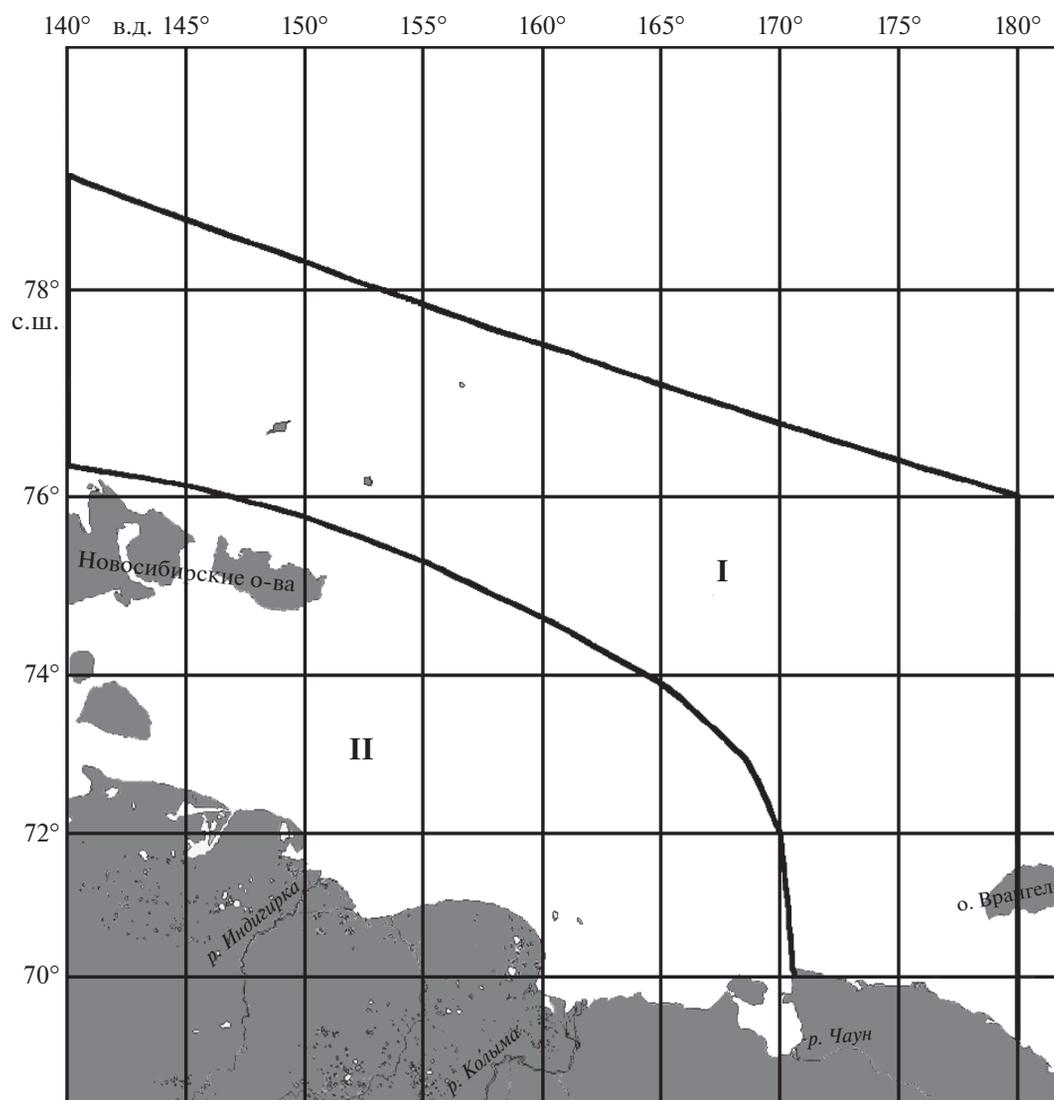


Рис. 1. Районы Восточно-Сибирского моря, в которых были исследованы межгодовые изменения первичной продукции и абиотических параметров: I – Северо-Восточный; II – Юго-Западный.

по 2018 г. и (2) – оценка влияния на эту изменчивость абиотических факторов, таких как площадь ледового покрова ( $S_{л}$ ), температура воды на поверхности, фотосинтетически активная радиация (ФАР).

## МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

**Районирование и границы Восточно-Сибирского моря.** Исследования межгодовой изменчивости первичной продукции и абиотических факторов были проведены для всего ВСМ в границах, которые принимались ранее для оценки годовой величины ПП [24], и его двух районов: Северо-Восточного и Юго-Западного, различающихся по уровню продуктивности в 2 раза [5] (рис. 1). Границей между этими районами было принято среднее многолетнее положение изогалины 25 psu

[8, 32], которую в морях Сибирской Арктики принимают за границу между распресненными и морскими водами [34].

**Экспедиционные и спутниковые данные.** Экспедиционные данные, на основе которых была разработана эмпирическая модель ПП, получены в 63-м и 69-м рейсах НИС “Академик Мстислав Келдыш”, проведенных в восточной части моря Лаптевых (14 станций) и ВСМ (10 станций) в сентябре 2015 и 2017 гг. соответственно [3, 4].

Данные сканера цвета океана Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS-Aqua) L2 уровня за период с 2002 по 2018 гг., были получены с сайта National Aeronautics and Space Administration (NASA) [www.oceancolor.gsfc.nasa.gov/](http://www.oceancolor.gsfc.nasa.gov/) в границах ВСМ [24].

Температурные файлы OI SST (Optimum Interpolation Sea Surface Temperature) с пространствен-

ным разрешением  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$  и усредненные за 1 день скачивались с сайта <ftp://ftp.solab.rshu.ru/data/allData/OISST-AVHRR-AMSR-V2>. При создании этих файлов использовались данные датчиков Advanced Very High-Resolution Radiometer (AVHRR) на спутниках National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), а также судовые данные и данные метеорологических буев [35].

Площадь акватории покрытой льдом рассчитывалась по первичным данным, полученным с сайта [ftp://sidacs.colorado.edu/pub/DATASETS/NOAA/G02202\\_v2/north/daily](ftp://sidacs.colorado.edu/pub/DATASETS/NOAA/G02202_v2/north/daily) [20]. При расчете первичной продукции фитопланктона свободной ото льда считалась акватория, если  $S_{\text{л}}$  была  $<15\%$  [18]. Большая часть акватории ВСМ покрыта льдом приблизительно с конца октября до середины апреля. По этой причине и вследствие большого количества дней со сплошной облачностью в эти месяцы спутниковыми наблюдениями охвачена незначительная площадь моря. Поэтому результаты расчетов по доступным спутниковым данным были экстраполированы на акватории, которые могли бы быть открыты для сканера цвета в отсутствие облачности.

Все спутниковые данные были обработаны с помощью программного обеспечения, разработанного в ИО РАН [10]. Значения спектральной яркости моря  $R_{\text{rs}}(\lambda_i)$  были пересчитаны в величины концентрации хлорофилла “а” ( $X_{\text{л}}$ ) на поверхности ( $X_{\text{л}0}$ ) по региональному алгоритму [9]. Данные по ФАР использовались как стандартный продукт сканера MODIS-Aqua [23]. Основные подходы к обработке спутниковых данных были неоднократно описаны ранее при исследовании долговременной изменчивости ПП морей Сибирской Арктики [6, 7].

**Региональные модели ПП и  $X_{\text{л}}$ .** Для исследования межгодовой изменчивости ПП Восточно-Сибирского моря нами была применена простая продукционная модель, использующая в качестве входящих параметров величины  $X_{\text{л}0}$  и ФАР [16, 21]. При разработке данного алгоритма был использован подход, согласно которому коэффициенты модели принимаются как средние величины для региона исследования [30]. В их качестве выступают средние для ВСМ значения эффективности утилизации солнечной энергии в столбе воды ( $\psi$ ) [22] и индекс вертикального распределения  $X_{\text{л}}$  ( $k$ ). Значения этих коэффициентов рассчитаны с использованием данных, полученных в экспедициях (см. выше) по следующим формулам:

$$\psi = \text{ДАЧ}_{\text{ср}} / I_0,$$

где  $\text{ДАЧ}_{\text{ср}}$  – среднее в слое фотосинтеза дневное ассимиляционное число ( $\text{мгС}/\text{мг хл} \text{ “а”}$ ), а  $I_0$  – величина дневной подповерхностной ФАР ( $\text{Ein}/\text{м}^2$ ).

$$k = X_{\text{лfc}} / X_{\text{л}0},$$

где  $X_{\text{лfc}}$  – интегральное значение  $X_{\text{л}}$  в слое фотосинтеза.

Формула расчета первичной продукции в столбе воды (ИПП) имеет вид

$$\text{ИПП} = \psi k X_{\text{л}0} I_0.$$

Распределение произведения  $\psi k$  имеет логнормальный вид [21], при котором целесообразно использовать среднюю геометрическую величину ( $G$ ) [13]. Эта величина была рассчитана по данным 24-х станций, выполненных в восточной части моря Лаптевых и в ВСМ (см. выше). Для всей акватории ВСМ  $G = 7.62$ . Таким образом, итоговое уравнение модели имеет вид

$$\text{ИПП} = 7.62 X_{\text{л}0} I_0.$$

Известно, что стандартный алгоритм MODIS завывает величины концентрации  $X_{\text{л}0}$  в водах второго оптического типа [25]. Поэтому, для более точного расчета  $X_{\text{л}0}$  следует использовать региональный алгоритм. К сожалению, из-за недостатка данных такого алгоритма для ВСМ не существует. Тем не менее, максимально уменьшить погрешность между спутниковыми и натурными данными по концентрации  $X_{\text{л}0}$  в ВСМ можно, применив региональную модель, разработанную для наиболее близкого по оптическим свойствам водоема, каковым является Карское море. Таким образом, в настоящей работе нами была использована регрессионная модель  $X_{\text{л}0}$ , разработанная ранее для Карского моря [9], где наилучшая корреляция измеренных и расчетных величин  $X_{\text{л}}$  ( $R^2 = 0.47$ ;  $N = 185$ ) была получена при использовании отношения коэффициентов спектральной яркости моря  $R_{\text{rs}}(531)/R_{\text{rs}}(547)$ :

$$\ln(\text{Chl}_0) = -3.66 \ln(R_{\text{rs}}(531) / R_{\text{rs}}(547)) + 0.116.$$

**Расчет среднемесячных и среднегодовых значений.** Среднемесячные значения исследуемых параметров были получены путем осреднения последовательно для каждого месяца отдельного года в период с 2002 по 2018 гг. Затем проводился расчет среднемноголетних величин для каждого месяца с апреля по октябрь. Далее был проведен расчет среднемноголетних величин, которые были получены осреднением всего массива данных 2002–2018 гг. за вегетационный сезон. Для  $X_{\text{л}0}$ , ФАР и температуры поверхности воды ( $T_0$ ) осреднение проводилось для периода с апреля по октябрь (214 дней). Из-за отсутствия совпадающих во времени и пространстве величин  $X_{\text{л}0}$  и ФАР в апреле величины ИПП для этого месяца рассчитать невозможно. Поэтому значения этого показателя усреднялись для периода с мая по октябрь (184 дня). Среднемноголетнее значение  $\text{ПП}_{\text{tot}}$  рассчитывалось умножением среднемноголетней величины ИПП на площадь исследуемой акватории.

**Таблица 1.** Параметры линейного тренда межгодовых (2002–2018 гг.) изменений первичной продукции и факторов среды в Восточно-Сибирском море

Район	Статистический показатель	ИПП	ПП <sub>тот</sub>	ФАР	$T$	$S_L$	$S_C$
Юго-Западный	$\bar{M}$	120	6	<b>7.9</b>	1.84	255	213
	Тренд	-1.3	-0.07	<b>-0.2</b>	0.07	0.94	-0.71
	Тренд, %	-1.1	-1.3	<b>-1.9</b>	3.1	0.4	-0.3
	$R^2$	0.11	0.07	<b>0.29</b>	0.14	0.02	0.02
	$p$	0.194	0.320	<b>0.027</b>	0.139	0.581	0.581
Северо-Восточный	$\bar{M}$	68	3	<b>6.4</b>	0.75	307	181
	Тренд	-0.8	-0.03	<b>-0.2</b>	0.03	0.47	-0.06
	Тренд, %	-1.1	-1.3	<b>-2.3</b>	4.1	0.02	-0.05
	$R^2$	0.16	0.05	<b>0.25</b>	0.03	0.002	0.002
	$p$	0.115	0.373	<b>0.041</b>	0.493	0.851	0.851
Все море	$\bar{M}$	91	9	<b>7.1</b>	1.26	556	400
	Тренд	-0.76	-0.1	<b>-0.2</b>	0.04	4.76	-3.82
	Тренд, %	-0.84	-1.38	<b>-1.9</b>	3.2	0.79	-0.87
	$R^2$	0.06	0.09	<b>0.29</b>	0.09	0.10	0.10
	$p$	0.300	0.235	<b>0.027</b>	0.235	0.214	0.214

Примечание.  $\bar{M}$  – средняя многолетняя (2002 – 2018 гг.) величина; тренд представлен в абсолютных и относительных (%) значениях в год;  $R^2$  – коэффициент детерминации;  $p$  – уровень значимости. Выделены значения, характеризующие статистически значимые тренды при  $p < 0.05$  и  $N = 17$ . Параметры: первичная продукция в столбе воды (ИПП, мгС/м<sup>2</sup> в день), годовая первичная продукция (ПП<sub>тот</sub>, ТгС), фотосинтетически активная радиация (ФАР, Ein/м<sup>2</sup> в день), температура воды на поверхности ( $T_0$ , °С), площадь ледового покрытия ( $S_L$ , ×10<sup>3</sup> км<sup>2</sup>) и площадь, свободная ото льда ( $S_C$ , ×10<sup>3</sup> км<sup>2</sup>)

## РЕЗУЛЬТАТЫ

В течение последних 17-ти лет (2002–2018 гг.) в ВСМ отмечен положительный, но статистически незначимый тренд температуры воды на поверхности ( $T_0$ ) ( $R^2 = 0.09$ ) (рис. 2; табл. 1). За исследованный период для всего моря  $T_0$  увеличилась на 0.68°С. Температура воды возрастала в среднем на 0.04°С или на 3.2% в год. Статистически незначимые положительные тренды  $T_0$  зарегистрированы также в Юго-Западном ( $R^2 = 0.14$ ) и Северо-Восточном ( $R^2 = 0.03$ ) районах моря. В Юго-Западном районе увеличение  $T_0$  за 17 лет составило 1.19°С (0.07°С или 3.1% в год), а в Северо-Восточном районе это возрастание оказалось равным 0.51°С, при этом  $T_0$  увеличивалась на 0.03°С или 4.1% в год.

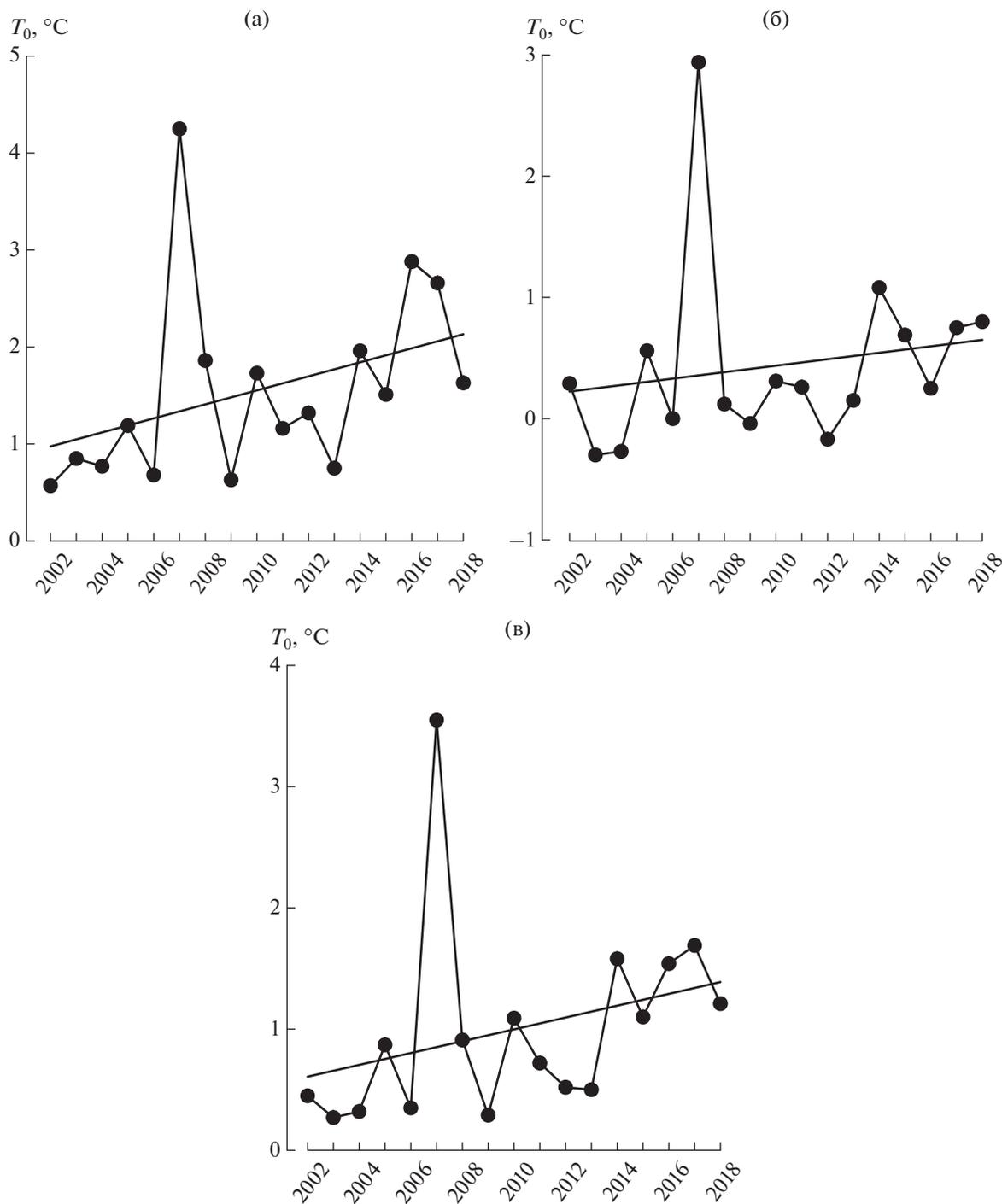
В отличие от  $T_0$  среднегодовые значения дневной ФАР в ВСМ статистически значимо ( $p < 0.05$ ) уменьшались во всех его районах и для моря в целом ( $R^2$  от 0.25 до 0.29) (рис. 3; табл. 1). Причем, уменьшение дневной ФАР происходило практически с одинаковой скоростью на всех выделенных акваториях. В Юго-Западном районе уровень ФАР сократился на 3.4 Ein/м<sup>2</sup> в день. Сокращение среднегодовых значений происходило со скоростью 0.2 Ein/м<sup>2</sup> в день или на 1.9% в год. В Северо-Восточном районе общее уменьшение дневной ФАР также составило 3.4 Ein/м<sup>2</sup> в день (0.2 Ein/м<sup>2</sup> в день или 2.3% в год). Такая же величина общего уменьшения дневной ФАР рассчи-

тана и для всего ВСМ. Среднегодовые значения в ВСМ уменьшались со скоростью 0.2 Ein/м<sup>2</sup> в день, что составило 1.9% в год.

Среднегодовая площадь ледового покрова имела тенденцию к незначительному увеличению во всех районах и в ВСМ в целом (рис. 4). Следует отметить, что это увеличение было статистически незначимым (табл. 1). Рост площади ледового покрытия в Юго-Западном, Северо-Восточном районах и на всей акватории ВСМ происходил со скоростью 0.4%, 0.02% и 0.79% в год соответственно. Обратная тенденция была отмечена для площадей, свободных ото льда ( $S_C$ ) (рис. 4; табл. 1). В целом в ВСМ за 17 лет среднегодовая  $S_L$  увеличилась на 13% (80.92 × 10<sup>3</sup> км<sup>2</sup>).

Описанная выше межгодовая изменчивость абиотических параметров в ВСМ привела к незначительным отрицательным межгодовым трендам ПП<sub>тот</sub> с 2002 по 2018 гг. (рис. 5). В исследованный период ПП<sub>тот</sub> слабо и статистически незначимо уменьшалась во всех районах и в целом на акватории моря. Это уменьшение в Юго-Западном, Северо-Восточном и в целом для ВСМ составило 0.07, 0.03 и 0.17 ТгС в год или от 1.3 до 1.38% в год (табл. 1). Всего за 17 лет ПП<sub>тот</sub> ВСМ уменьшилась на 1.7 ТгС. В Северо-Восточном районе величина ПП<sub>тот</sub> сократилась на 1.19 ТгС, а в Юго-Западном – на 0.51 ТгС.

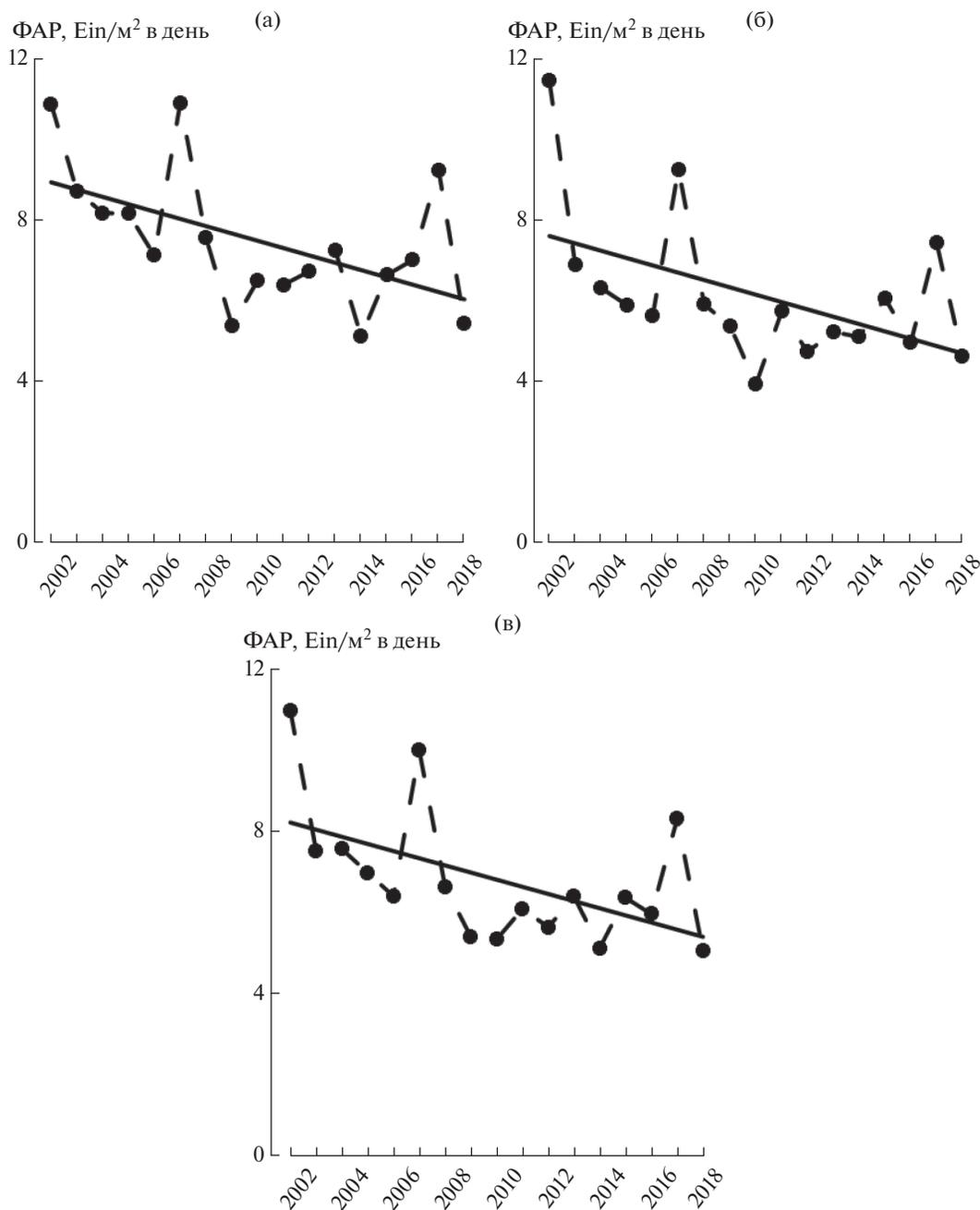
Так же как и для ПП<sub>тот</sub>, отрицательные, но статистически незначимые тренды были отмечены в



**Рис. 2.** Межгодовые изменения и линейные тренды температуры воды на поверхности ( $T_0$ ) в Восточно-Сибирском море в период с 2002 по 2018 гг. (а) – Юго-Западный район; (б) – Северо-Восточный район; (в) – вся акватория Восточно-Сибирского моря.

межгодовых изменениях ИПП (ПП нормированной на единицу площади,  $\text{мгС}/\text{м}^2$  в день) в выделенных нами районах и в ВСМ в целом (рис. 6, табл. 1). Уменьшение среднегодовой ИПП за 17 лет в Юго-Западном, Северо-Восточном районах и на всей акватории ВСМ составило 1.3, 0.8 и

0.76  $\text{мгС}/\text{м}^2$  в день соответственно, или от 0.84 до 1.1% в год (табл. 1). Общее уменьшение ИПП за 17 лет для всей акватории моря составило 13  $\text{мгС}/\text{м}^2$  в день. Для Юго-Западного района оно равнялось 22  $\text{мгС}/\text{м}^2$  в день, а для Северо-Восточного района – 14  $\text{мгС}/\text{м}^2$  в день.



**Рис. 3.** Межгодовые изменения и линейные тренды фотосинтетически активной радиации (ФАР) в Восточно-Сибирском море в период с 2002 по 2018 гг. Обозначения районов см. в подписях к рис. 2.

ПП<sub>тог</sub> достоверно зависела от площади свободной ото льда во всех районах и в целом в ВСМ при высоких коэффициентах детерминации ( $R^2$  от 0.70 до 0.75,  $p < 0.05$ ) (табл. 2). Также достоверная корреляция отмечена для связи ПП<sub>тог</sub> с ФАР ( $R^2$  от 0.42 до 0.82,  $p < 0.05$ ). Так же как и для первых двух параметров, значимая связь ПП<sub>тог</sub> с  $T_0$  была зарегистрирована в Юго-Западном ( $R^2 = 0.26$ ,  $p < 0.05$ ), Северо-Восточном районах ( $R^2 = 0.49$ ,  $p < 0.05$ ) и в целом в ВСМ ( $R^2 = 0.31$ ,  $p < 0.05$ ) (табл. 2). Так же

как и ПП<sub>тог</sub>, значения ИПП были тесно связаны с ФАР во всех районах ВСМ ( $R^2$  от 0.44 до 0.78,  $p < 0.05$ ). С поверхностной температурой ИПП была статистически значимо связана только в Северо-Восточном районе ( $R^2 = 0.26$ ,  $p < 0.05$ ) (табл. 3).

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

**Межгодовая изменчивость первичной продукции и абиотических факторов.** В настоящей работе показано, что ПП<sub>тог</sub> ВСМ в течение 17-ти лет с 2002

**Таблица 2.** Статистические показатели линейных ( $y = a + bx$ ) зависимостей годовой первичной продукции (ПП<sub>тот</sub>, ТгС) от среднегодовых величин площади, свободной ото льда ( $S_c$ ,  $\times 10^3$  км<sup>2</sup>), температуры воды на поверхности ( $T_0$ , °С) и фотосинтетически активной радиации (ФАР, Еип/м<sup>2</sup> в день) в Восточно-Сибирском море

Переменные	Статистический показатель	Юго-Западный район	Северо-Восточный район	Все море
$y - \text{ПП}_{\text{тот}}, x - S_c$	$a$	<b>-4.63</b>	<b>-1.30</b>	<b>-3.02</b>
	$b$	<b>0.04</b>	<b>0.02</b>	<b>0.02</b>
	$R^2$	<b>0.74</b>	<b>0.75</b>	<b>0.70</b>
	$p$	<b>0.000</b>	<b>0.000</b>	<b>0.000</b>
$y - \text{ПП}_{\text{тот}}, x - T_0$	$a$	<b>3.14</b>	<b>1.81</b>	<b>4.87</b>
	$b$	<b>0.77</b>	<b>0.72</b>	<b>1.45</b>
	$R^2$	<b>0.26</b>	<b>0.49</b>	<b>0.31</b>
	$p$	<b>0.036</b>	<b>0.002</b>	<b>0.119</b>
$y - \text{ПП}_{\text{тот}}, x - \text{ФАР}$	$a$	<b>-1.56</b>	<b>0.44</b>	<b>1.07</b>
	$b$	<b>0.78</b>	<b>0.28</b>	<b>-1.00</b>
	$R^2$	<b>0.82</b>	<b>0.42</b>	<b>0.73</b>
	$p$	<b>0.000</b>	<b>0.005</b>	<b>0.000</b>

Примечание.  $y$  и  $x$  – зависимая и независимая переменные соответственно;  $a$  и  $b$  – свободный член и коэффициент линейной регрессии соответственно;  $R^2$  – коэффициент детерминации;  $p$  – уровень значимости, выделены статистически значимые параметры при  $p < 0.05$  и  $N = 17$ .

**Таблица 3.** Статистические показатели линейных ( $y = a + bx$ ) зависимостей среднегодовых значений первичной продукции в столбе воды (ИПП, мгС/м<sup>2</sup> в день) от среднегодовых величин температуры воды на поверхности ( $T_0$ , °С) и фотосинтетически активной радиации (ФАР, Еип/м<sup>2</sup> в день) в Восточно-Сибирском море

Переменные	Статистический показатель	Юго-Западный район	Северо-Восточный район	Все море
$y - \text{ИПП}, x - T_0$	$a$	93.19	<b>59.17</b>	75.39
	$b$	9.92	<b>8.24</b>	9.27
	$R^2$	0.16	<b>0.26</b>	0.22
	$p$	0.109	<b>0.035</b>	0.057
$y - \text{ИПП}, x - \text{ФАР}$	$a$	<b>14.66</b>	<b>28.62</b>	<b>41.27</b>
	$b$	<b>12.49</b>	<b>5.58</b>	<b>6.37</b>
	$R^2$	<b>0.78</b>	<b>0.71</b>	<b>0.44</b>
	$p$	<b>0.000</b>	<b>0.000</b>	<b>0.003</b>

Примечание.  $y$  и  $x$  – зависимая и независимая переменные соответственно;  $a$  и  $b$  – свободный член и коэффициент линейной регрессии соответственно;  $R^2$  – коэффициент детерминации;  $p$  – уровень значимости, выделены статистически достоверные параметры при  $p < 0.05$  и  $N = 17$ .

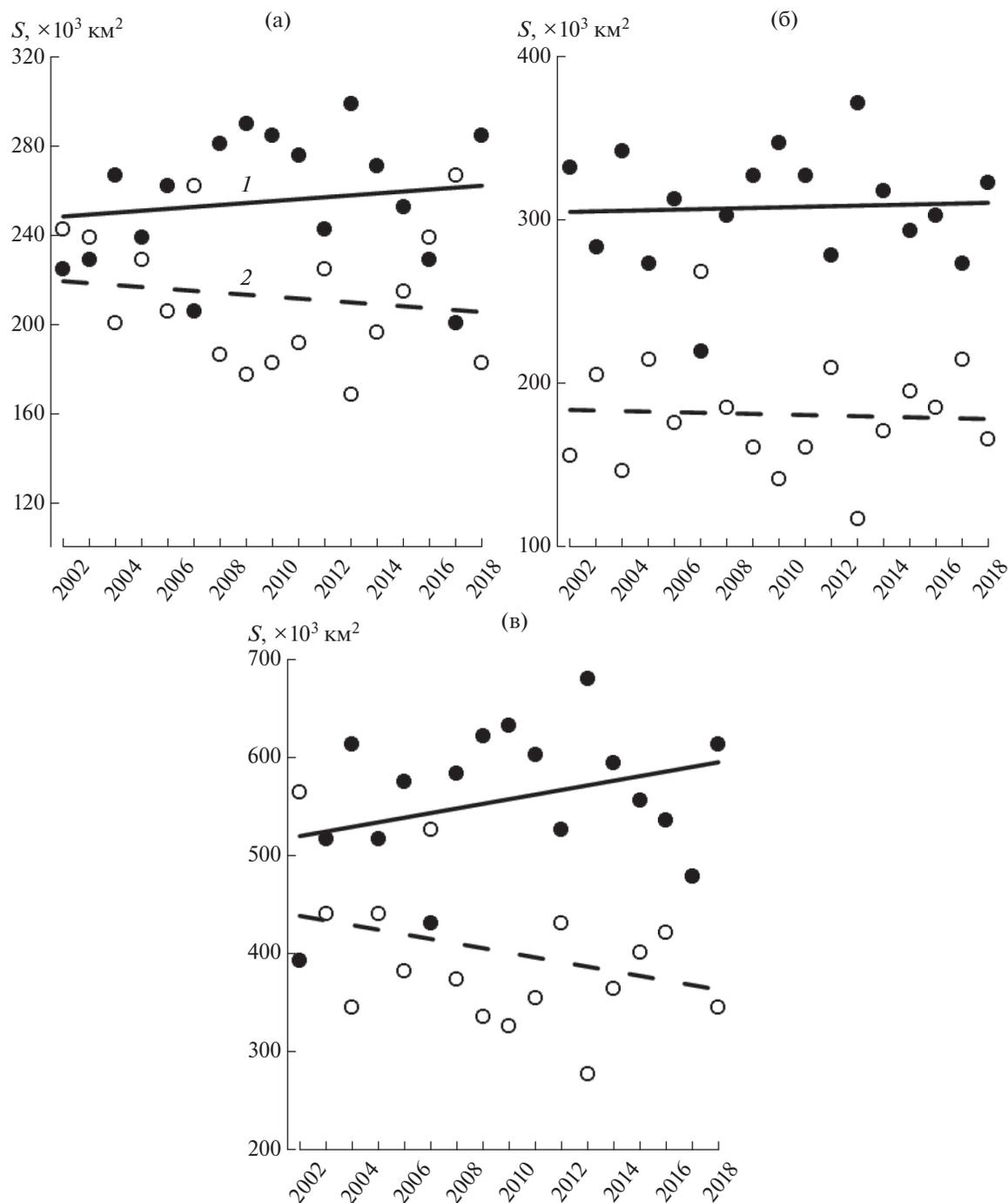
по 2018 гг. уменьшалась на 0.1 ТгС или 1.38% в год. Общее сокращение ПП<sub>тот</sub> за этот период составило 1.7 ТгС. Это уменьшение происходило на фоне статистически значимого отрицательного тренда ФАР и незначительных положительных трендов температуры воды на поверхности и площади ледового покрытия (табл. 1).

Значение отмеченного нами положительного тренда  $T_0$  в ВСМ (0.04°С в год) хорошо согласуется с характером межгодовых изменений этого показателя для всего АО. Так, в период с 1982 по 2018 г.  $T_0$  для августа возрастала в разных регионах АО со скоростью приблизительно от 0.03 до 0.1°С в год [40].

Статистически значимые связи ПП<sub>тот</sub> с  $T_0$  отмечены для всех районов ВСМ и для моря в целом. Ранее исследования этой зависимости в

Карском море и море Лаптевых показали статистически значимые связи только в отдельных районах этих морей [6, 7]. Связь между ПП<sub>тот</sub> и  $T_0$  не всегда прослеживается в явном виде. Это связано с тем, что влияние температуры на временную динамику ПП может осуществляться опосредованно через сокращение площади ледового покрытия и изменение глубины верхнего перемешанного слоя, которая регулирует поток биогенных элементов в эвфотическую зону [44].

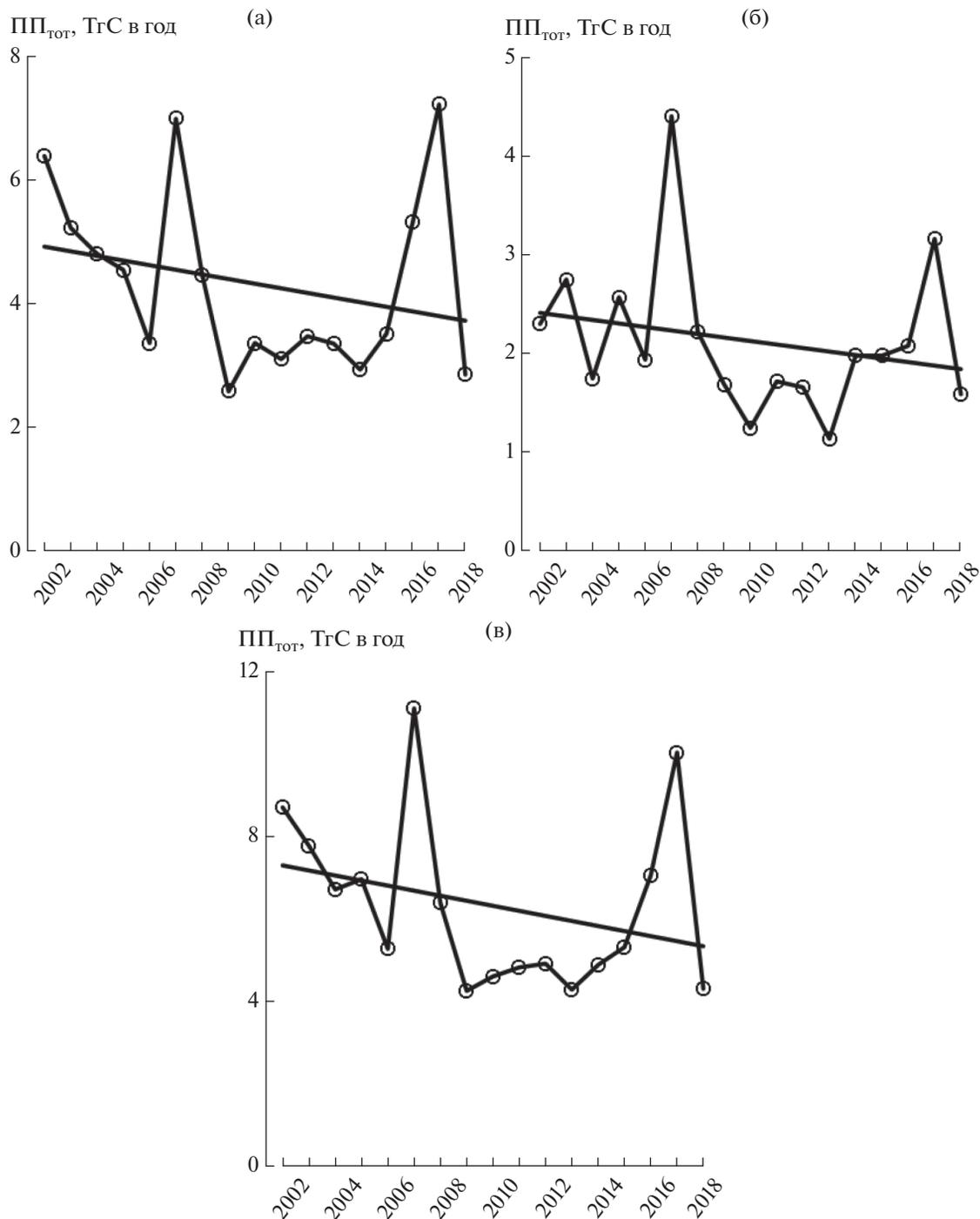
Как и в соседнем море Лаптевых [7], в ВСМ зарегистрированы статистически значимые положительные связи ПП<sub>тот</sub> и ИПП с уровнем ФАР (табл. 2 и 3). Следует отметить, что такая зависимость частично объясняется особенностью применяемого в настоящей работе производственного алгоритма, в формулу расчета которого ФАР вхо-



**Рис. 4.** Межгодовые изменения площади ледового покрытия (1) и площади, свободной ото льда (2) в Восточно-Сибирском море в период с 2002 по 2018 гг. Обозначения районов см. в подписях к рис. 2.

дит непосредственно. Ранее было показано, что в период роста среднегодовых значений температуры и сокращения площади ледового покрова, увеличение облачности и, как следствие, сокращение ФАР в АО может тормозить рост первичной продукции [15]. Уменьшение ФАР в АО отмечено также в периоды с 1998 по 2006 гг. [31] и с 1998 по 2010 гг. [33].

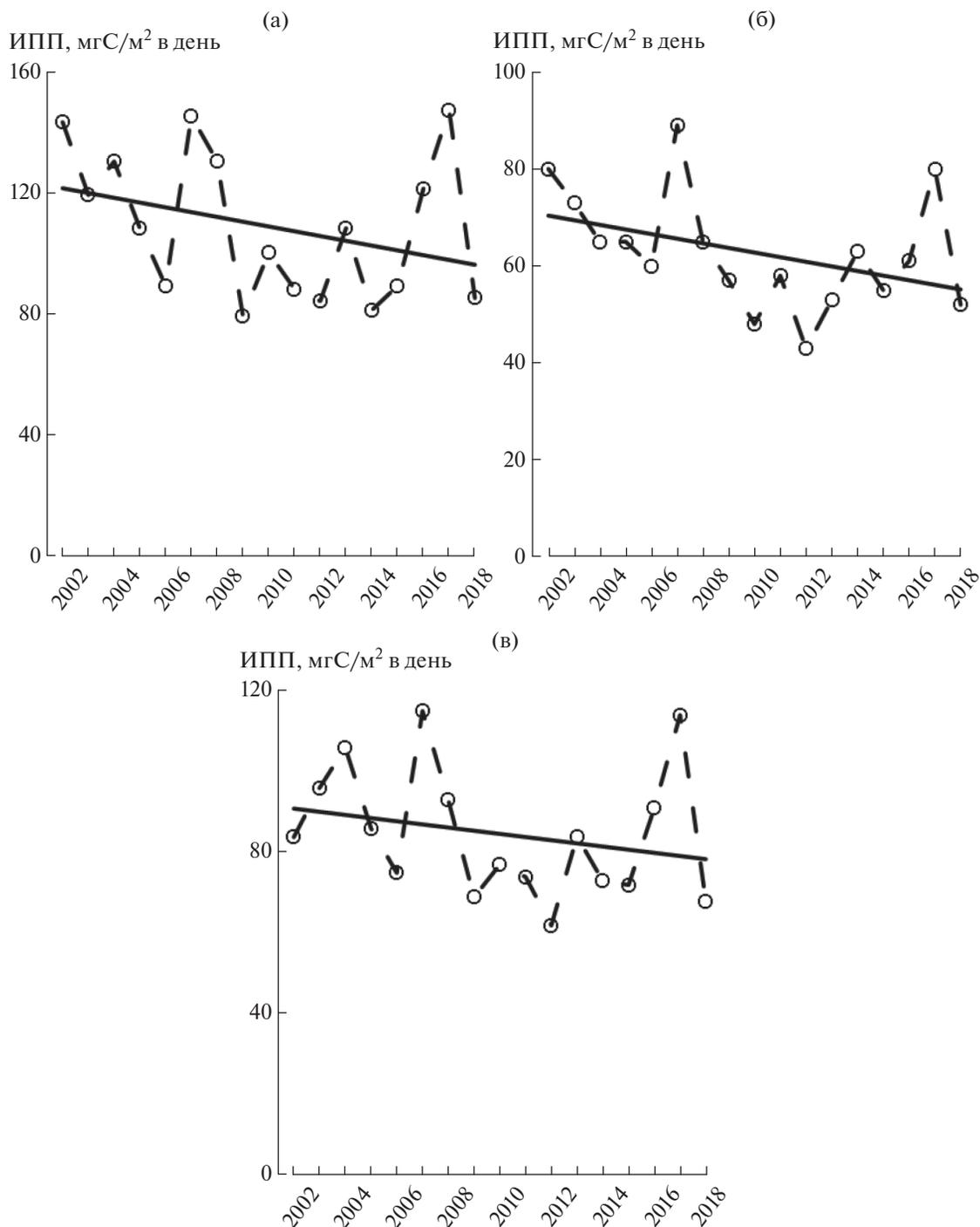
Так же как в случае  $ПП_{\text{tot}}$ , межгодовые изменения ИПП в ВСМ были слабыми при отрицательном тренде (табл. 1). Ранее аналогичная картина долговременной изменчивости ИПП была отмечена и в других морях Сибирской Арктики. Так, исследование межгодовой изменчивости ИПП Карского моря показало, что интенсивность фотосинтеза в период с 2002 по 2016 гг. в различных



**Рис. 5.** Межгодовые изменения и линейные тренды первичной продукции (ПП<sub>Тот</sub>), в Восточно-Сибирском море в период с 2002 по 2018 гг. Обозначения районов см. в подписях к рис. 2.

районах моря изменялась статистически недостоверно ( $R^2 = 0.00–0.17$ ) [6]. В море Лаптевых межгодовая изменчивость ИПП была выражена лучше. Значения коэффициента детерминации для разных его районов и всего моря находились в пределах от 0.10 до 0.28. Так же как и в ВСМ, в море Лаптевых был отмечен отрицательный тренд

этого показателя [7]. Интересно отметить тот факт, что самые значительные отрицательные межгодовые тренды ИПП были отмечены в Карском море, море Лаптевых и ВСМ (рис. 6) в их северных районах. Пока этот факт мы можем лишь констатировать. Последующие работы призваны дать ему объяснение.



**Рис. 6.** Межгодовые изменения и линейные тренды первичной продукции, нормированной на единицу площади (ИПП) в Восточно-Сибирском море в период с 2002 по 2018 гг. Обозначения районов см. в подписях к рис. 2.

Логично предположение о существовании тесной статистической связи между  $PP_{\text{TOT}}$  и ИПП. В ВСМ значения  $R^2$  в Юго-Западном, Северо-Восточном и для всей акватории составляли 0.87, 0.75 и 0.80 соответственно. Следует отметить, что в других морях Сибирской Арктики эта зависимость не была столь сильно выражена. Так, в Кар-

ском море изменчивость суммарной годовой первичной продукции зависела от интенсивности фотосинтеза в разных районах на 9–60%. Для всего Карского моря эта величина составила 34%. В разных районах моря Лаптевых  $PP_{\text{TOT}}$  зависела от уровня ИПП на 51–77%, а для всего моря на 58% [7].

О влиянии удельной интенсивности фотосинтеза на рост  $ПП_{\text{tot}}$  АО нет единого мнения. По данным 1998–2006 гг. было сделано предположение о том, что ИПП АО возрастает вместе с  $ПП_{\text{tot}}$  [31]. Другие авторы не отмечали подобного эффекта [11, 47]. По последним данным интенсивность фотосинтеза, нормированная на единицу площади, в АО с 1998 по 2015 гг. снизилась на 12.9% [26]. Ранее в многочисленных работах было отмечено, что рост  $ПП_{\text{tot}}$  в морях АО скорее экстенсивный, нежели интенсивный, то есть происходящий, главным образом, за счет увеличения площадей, свободных ото льда [6, 11, 12, 26, 31]. Этот вывод подтверждается строгой положительной связью между  $ПП_{\text{tot}}$  и площадью, свободной ото льда [6, 7].

Парадоксальным на первый взгляд выглядит незначительное сокращение площади ледового покрова ВСМ при положительном тренде  $T_0$ . Ранее было отмечено, что в региональном масштабе увеличение температуры может не приводить к уменьшению ледовитости из-за системы течений на шельфе морей Сибирской Арктики, которая препятствует сезонному освобождению акватории ото льда [1].

**Сравнение с результатами предыдущих исследований.** В ВСМ в 2002–2018 гг. площадь, свободная ото льда практически не изменялась, слабый отрицательный тренд был статистически незначим (табл. 1). Также слабо и статистически незначимо снижались величины  $ПП_{\text{tot}}$  (рис. 5). Таким образом, наши результаты контрастируют с данными, полученными для ВСМ в 1998–2006 гг. [31], в 1998–2012 гг. [12], в 2003–2012 гг. [2] и в 2003–2013 гг. [29], согласно которым  $ПП_{\text{tot}}$  ВСМ в исследованные периоды возрастала вместе с увеличением площадей, свободных ото льда.

Различия в знаках трендов могут объясняться разным временем осреднения результатов. Обобщения в приведенных выше работах заканчивались максимум в 2013 г. Массив данных, использованный в нашей работе, относился к более продолжительному временному интервалу (2002–2018 гг.). Известно, что изменения первичной продукции в АО после 2011 г. были незначительными [26]. Другой причиной расхождений с литературными данными может быть различие в площадях исследованных акваторий. Так, в некоторых работах исследования межгодовой изменчивости первичной продукции были проведены в так называемом “секторе Восточно-Сибирского моря”, включающем в себя акватории центрального арктического бассейна [12, 31]. В масштабах этого сектора увеличение  $ПП_{\text{tot}}$  происходит в основном за счет так называемой шельфовой маргинальной ледовой зоны (Shelf Marginal Ice Zone). Непосредственно на шельфе ВСМ ( $\leq 220$  м) по определению, данному в работе [45], межгодовые изме-

нения  $ПП_{\text{tot}}$  выражены слабо [31]. Следовательно, этот вывод можно применить для ВСМ в его географических границах, принятых в настоящей работе. Известно, что северная граница ВСМ приблизительно соответствует границе континентального шельфа [8].

В связи с отмеченными выше причинами расхождений результатов, приведенных в настоящей статье, с данными предыдущих исследований, представляет интерес сравнение межгодовых изменений первичной продукции в совпадающие временные интервалы. Такое сравнение показывает, что описание изменений  $ПП_{\text{tot}}$  в 2002–2012 гг. близко к характеру изменчивости, приведенному в работах [12, 29]. В работе [2] до 2007 г. изменений  $ПП_{\text{tot}}$  практически не происходило. Далее отмечен рост этого показателя до 2010 г. и некоторое снижение к 2012 г. Главными отличиями от наших результатов нам видятся отсутствие максимумов  $ПП_{\text{tot}}$  в 2002–2003 гг. и в 2007 г., которые прослеживаются и по данным других авторов [12, 29, 31]. Причинами расхождений в результатах различных исследований могут быть как отличия в выборе географических границ исследуемой акватории, так и различные подходы к моделированию первичной продукции, используемые авторами.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты, представленные в настоящей работе, свидетельствуют о незначительных вариациях ПП в ВСМ в последние две декады. Наши выводы несколько не совпадают с заключением, сделанным для всего АО. Согласно ему, заметное потепление АО, происходящее в последнее время, вызывает значительное сокращение площади ледового покрытия, удлинение вегетационного сезона и, как следствие, увеличение первичной продукции всей акватории. Таким образом, данные региональных исследований межгодовой динамики ПП и ледового покрова не всегда совпадают с выводами, полученными для АО в целом. Незначительное уменьшение  $ПП_{\text{tot}}$  и увеличение  $S_{\text{л}}$  в ВСМ в 2002–2018 гг. подтверждает это заключение. Ранее отличия региональной картины межгодовой динамики  $ПП_{\text{tot}}$  и  $S_{\text{л}}$  от изменчивости этих параметров во всем АО были отмечены в море Лаптевых [7]. Результаты, представленные в настоящей работе, свидетельствуют о том, что долгосрочную динамику  $ПП_{\text{tot}}$  в Арктическом океане определяет не только изменчивость площади ледового покрова, но и величина удельной, рассчитанной на единицу площади, первичной продукции в столбе воды, которая зависит от комплекса разнообразных абиотических факторов.

**Благодарности.** Авторы благодарят GSFC DAAC (Goddard Space Flight Center, Distributed Active Archive Center) NASA за возможность использова-

ния спутниковой информации сканера MODIS-Aqua, NODC (National Oceanographic Data Center) NOAA за предоставленные гидрофизические данные, а также NSIDC (National Snow and Ice Data Center) NOAA за данные по площади ледового покрытия.

**Источники финансирования.** Работа выполнена в рамках Государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации № 0149-2019-0008. Экспедиционные исследования и обработка спутниковых данных проведены при финансовой поддержке Гранта РФФИ № 18-05-60069 “Арктика”.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бородачев В.Е., Бородачев И.В.* Ледовитость моря Лаптевых в условиях колебания климата Арктики // Проблемы Арктики и Антарктики. 2016. Т. 109. № 3. С. 60–73.
2. *Ветров А.А., Романкевич Е.А.* Первичная продукция и потоки органического углерода на дно в арктических морях Евразии в 2003–2012 гг. // Докл. РАН. 2014. Т. 454. № 1. С. 97–99.
3. *Демидов А.Б., Гагарин В.И.* Первичная продукция и условия ее формирования в Восточно-Сибирском море в осенний период // Докл. РАН. 2019. Т. 487. № 6. С. 696–700. <https://doi.org/10.31857/S0869-56524876696-700>
4. *Демидов А.Б., Гагарин В.И., Арашкевич Е.Г. и др.* Пространственная изменчивость первичной продукции и хлорофилла в море Лаптевых в августе–сентябре // Океанология. 2019. Т. 59. № 5. С. 755–770. <https://doi.org/10.31857/S0030-1574595755-770>
5. *Демидов А.Б., Гагарин В.И., Шеберстов С.В.* Сезонная изменчивость и оценка годовой первичной продукции Восточно-Сибирского моря. Сравнение с другими морями Сибирской Арктики // Океанология. 2020. Т. 60. № 5.
6. *Демидов А.Б., Шеберстов С.В., Гагарин В.И.* Межгодовая изменчивость ледового покрова и первичной продукции Карского моря // Океанология. 2018. Т. 58. № 4. С. 578–592.
7. *Демидов А.Б., Шеберстов С.В., Гагарин В.И.* Межгодовая изменчивость первичной продукции моря Лаптевых // Океанология. 2020. Т. 60. № 1. С. 60–73.
8. *Добровольский А.Д., Залогин В.С.* Моря СССР. М.: Московский университет, 1982. 192 с.
9. *Кузнецова О.А., Копелевич О.В., Шеберстов С.В. и др.* Оценка концентрации хлорофилла в Карском море по данным спутникового сканера MODIS-AQUA // Исслед. Земли из космоса. 2013. № 5. С. 21–31.
10. *Шеберстов С.В.* Система пакетной обработки океанологических спутниковых данных // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2015. Т. 12. № 6. С. 154–161.
11. *Arrigo K.R., van Dijken G.L.* Secular trends in Arctic Ocean net primary production // J. Geophys. Res. 2011. V. 116. C09011. <https://doi.org/10.1029/2011JC007151>
12. *Arrigo K.R., van Dijken G.L.* Continued increases in Arctic Ocean primary production // Progr. in Oceanogr. 2015. V. 136. P. 60–70.
13. *Aitchison J., Brown J.A.C.* The lognormal distribution // Economic Journal. 1957. V. 67. P. 713–715.
14. *Barber D.G., Lukovich J.V., Keogak J. et al.* The changing climate of the Arctic // Arctic. 2008. V. 61. № 1. P. 7–26.
15. *Bélanger S., Babin M., Tremblay J.-E.* Increasing cloudiness in Arctic dampens the increase in phytoplankton primary production due to sea ice receding // Biogeosciences. 2013. V. 10. № 6. P. 4087–4101.
16. *Campbell J., Antoine D., Armstrong R. et al.* Comparison of algorithms for estimating ocean primary production from surface chlorophyll, temperature and irradiance // Global Biogeochem. Cycles. 2002. V. 16. № 3. <https://doi.org/10.1029/2001GB001444>
17. *Carmack E., Barber D., Christensen J. et al.* Climate variability and physical forcing of the food webs and the carbon budget on panarctic shelves // Progr in Oceanogr. 2006. V. 71. P. 145–181.
18. *Cavalieri D.J., Parkinson C.L., Gloersen P., Zwally H.J.* Arctic and Antarctic Sea Ice Concentrations from Multichannel Passive-Microwave Satellite Data Sets: October 1978–September 1995 // User’s Guide. NASA TM 104647. 1997. Goddard Space Flight Center, Greenbelt. 17 p.
19. *Comiso J.C.* The rapid decline of multiyear ice cover // J. Clim. 2012. V. 25. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D11-00113.1>
20. *Comiso J.C., Nishio F.* Trends in the Sea Ice Cover Using Enhanced and Compatible AMSR-E, SSM/I, and SMMR Data // J. Geophys. Res. 2008. V. 113. C02S07. <https://doi.org/10.1029/2007JC0043257>
21. *Demidov A.B., Kopelevich O.V., Mosharov S.A. et al.* Modelling Kara Sea phytoplankton primary production: development and skill assessment of regional algorithms // J. Sea Res. 2017. V. 125. P. 1–17.
22. *Falkowski P.* Light-shade adaptation and assimilation numbers // J. Plankton Res. 1981. V.3. № 2. P. 203–216.
23. *Frouin R., McPherson J., Ueyoshi K., Franz B.A.* A time series of photosynthetically available radiation at the ocean surface from SeaWiFS and MODIS data // Proc. SPIE 12. 2012. <https://doi.org/10.1117/1112.981264>
24. *Hill V.J., Matrai P.A., Olson E. et al.* Synthesis of integrated primary production in the Arctic Ocean: II. *In situ* and remotely sensed estimates // Progr. in Oceanogr. 2013. V. 110. P. 107–125.
25. IOCCG, 2000. Remote sensing of ocean colour in coastal and other optically-complex waters. Sathyendranath, S. (Ed.). Reports of the International Ocean-Colour Coordinating Group. 3, IOCCG, Dartmouth, Canada. 140 p.
26. *Kahru M., Lee Z., Mitchell B.G., Nevison C.D.* Effects of sea ice cover on satellite-detected primary production in the Arctic Ocean // Biol. Lett. 2016. V. 12. <https://doi.org/10.1098/rsbl.2016.0223>
27. *Kwok R., Cunningham G.F., Wensnahan M. et al.* Thinning and volume loss of Arctic sea ice: 2003–2008 // J. Geophys. Res. 2009. V. 114. C07005. <https://doi.org/10.1029/2009JC005312>
28. *Leu E., Søreide J.E., Hessen D.O. et al.* Consequences of changing sea-ice cover for primary and secondary producers in the European Arctic shelf seas: Timing, quantity, and quality // Progr. Oceanogr. 2011. V. 90. P. 18–32.
29. *Lewis K.M., Mitchell B.G., van Dijken G.L., Arrigo K.R.* Regional chlorophyll *a* algorithms in the Arctic Ocean

- and their effect on satellite-derived primary production estimates // *Deep-Sea Res. II*. 2016. V. 130. P. 14–27.
30. Longhurst A., Sathyendranath S., Platt T., Caverhill C. An estimate of global primary production in the ocean from satellite radiometer data // *J. Plankton Res.* 1995. V. 17. № 6. P. 1245–1271.
  31. Pabi S., van Dijken G.L., Arrigo K.R. Primary production in the Arctic Ocean, 1998–2006 // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113. C08005. <https://doi.org/10.1029/2007/JC004578>
  32. Pavlov V.K., Timokhov L.A., Baskakov G.A. et al. Hydrometeorological regime of the Kara, Laptev, and East-Siberian Seas // Technical Memorandum APL-UWTM1-96. Applied Physics Laboratory University of Washington. 1996. 179 p.
  33. Petrenko D., Pozdnyakov D., Johannessen J. et al. Satellite-derived multi-year trend in primary production in the Arctic Ocean // *Inter. J. Rem. Sens.* 2013. V. 34. P. 3903–3937.
  34. Pivovarov S., Schlitzer R., Novikhin A. River run-off influence on the water mass formation in the Kara Sea // Siberian river run-off in the Kara Sea / Eds. Stein R. et al. Amsterdam: Elsevier, 2003. P. 9–25.
  35. Reynolds R.W., Smith T.M., Liu C., Chelton D.B., Casey K.S., Schlax M.G. Daily High-Resolution-Blended Analyses for Sea Surface Temperature // *J. Clim.* 2007. V. 20. № 22. P. 5473–5496.
  36. Steele M., Ermold W., Zhang J. Arctic Ocean surface warming trends over the past 100 years // *Geophys. Res. Lett.* 2008. V. 35. L02614. <https://doi.org/10.1029/2007GL031651>
  37. Stroeve J., Holland M., Meier W. et al. Arctic sea ice decline: Faster than forecast // *Geophys. Res. Lett.* 2007. V. 34. L09501. <https://doi.org/10.1029/2007GL029703>
  38. Stroeve J.C., Kattsov V., Barrett A.P. et al. Trends in Arctic sea ice extent from CMIP5, CMIP3 and observations // *Geophys. Res. Lett.* 2012a. V. 39. L16502. <https://doi.org/10.1029/2012GL052676>
  39. Stroeve J.C., Serreze M.C., Holland M.M. et al. The Arctic's rapidly shrinking sea ice cover: A research synthesis // *Clim. Change*. 2012b. V. 110. P. 1005–1027.
  40. Timmermans M.-L., Ladd C. Sea surface temperature // Arctic Report Card: Update for 2018 <https://arctic.noaa.gov/Report-Card-2018/ArtMID/7878/ArticleID/779/Sea-Surface-Temperature>.
  41. Tremblay J.-É., Bélanger S., Barber D.G. et al. Climate forcing multiplies biological productivity in the coastal Arctic Ocean // *Geophys. Res. Lett.* 2011. V. 38. L18604. <https://doi.org/10.1029/2011GL048825>
  42. Tremblay J.-É., Michel C., Hobson K. et al. Bloom dynamics in early opening waters of the Arctic Ocean // *Limnol. Oceanogr.* 2006. V. 51. № 2. P. 900–912.
  43. Tremblay J.-E., Robert D., Varela D.E. et al. Current state and trends in Canadian Arctic marine ecosystems: I. Primary production // *Clim. Change*. 2012. V. 115. P. 161–178.
  44. Vancoppenolle M., Bopp L., Madec G. et al. Future Arctic Ocean primary productivity from CMIP5 simulations: Uncertain outcome, but consistent mechanisms // *Global Biogeochem. Cycle*. 2013. V. 27. P. 605–619. <https://doi.org/10.1002/gbc.20055>
  45. Walsh J.J. et al. A numerical model of seasonal primary production within the Chukchi/Beaufort seas // *Deep Sea Res. II*. 2005. V. 52. № 24–26. P. 3541–3576.
  46. Wassmann P., Duarte C.M., Agustí S., Sejr M.K. Footprints of climate change in the Arctic marine ecosystem // *Glob. Change Biol.* 2010. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2010.02311.x>
  47. Wassmann P., Slagstad D., Ellingsen I. Primary production and climatic variability in the European sector of the Arctic Ocean prior to 2007: preliminary results // *Pol. Biol.* 2010. V. 33. P. 1641–1650.
  48. Zhang J., Spitz Y.H., Steele M. et al. Modeling the impact of declining sea ice on the Arctic marine planktonic ecosystem // *J. Geophys. Res.* 2010. V. 115. C10015. <https://doi.org/10.1029/2009/JC005387>

## Interannual Variability of Primary Production in the East Siberian Sea

A. B. Demidov<sup>a, #</sup>, V. I. Gagarin<sup>a</sup>, S. V. Sheberstov<sup>a</sup>

<sup>a</sup>*Shirshov Institute of Oceanology Russian Academy of Science, Moscow, Russia*

<sup>#</sup>*e-mail: demspa@rambler.ru*

Interannual variability (2002–2018) of primary production, surface seawater temperature ( $T_0$ ), photosynthetically active radiation (PAR) and ice cover area was studied in the East Siberian Sea (ESS) based on the data of the MODIS-Aqua ocean color scanner. For 17 years the annual total primary production ( $PP_{\text{tot}}$ ) decreased by 1.7 TgC. The multi-year negative trend in  $PP_{\text{tot}}$  was  $0.1 \text{ TgC y}^{-1}$  ( $1.38\% \text{ y}^{-1}$ ). Decrease in  $PP_{\text{tot}}$  was accompanied by decrease in area-specific primary production (IPP). For the investigated period the annual mean IPP decreased by  $13 \text{ mgC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ . The multi-year negative trend in IPP was  $0.76 \text{ mgC m}^{-2} \text{ d}^{-1} \text{ y}^{-1}$  ( $0.84\% \text{ y}^{-1}$ ). The decrease in  $PP_{\text{tot}}$  and IPP was accompanied by statistically insignificant increase in  $T_0$  ( $R^2 = 0.09$ ) and statistically significant decline in PAR ( $R^2 = 0.29$ ). During 17 years  $T_0$  in ESS increased by  $0.68^\circ\text{C}$  ( $0.04^\circ\text{C y}^{-1}$  or  $3.2\% \text{ y}^{-1}$ ) and PAR declined by  $3.4 \text{ Ein m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  ( $0.2 \text{ Ein m}^{-2} \text{ d}^{-1} \text{ y}^{-1}$  or  $1.9\% \text{ y}^{-1}$ ). For the studied period the ice-free area slightly diminished ( $R^2 = 0.10$ ) by  $64.94 \times 10^3 \text{ km}^2$ . The statistically insignificant multi-year trend in ESS ice-free area was  $3.82 \times 10^3 \text{ km}^2 \text{ y}^{-1}$  ( $0.87\% \text{ y}^{-1}$ ). Long-term variability in ESS  $PP_{\text{tot}}$  from 2002 to 2018 was linked not only with decrease in the ice cover but also with PAR level and IPP.

**Keywords:** annual primary production, interannual variability, East Siberian Sea

УДК 574.24

## БИОХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И СОДЕРЖАНИЕ ЭНЕРГИИ В ЗООПЛАНКТОНЕ КАРСКОГО МОРЯ

© 2020 г. Н. В. Лобус<sup>1, \*</sup>, М. В. Флинт<sup>1</sup>, Е. А. Флёрова<sup>2</sup>, Я. В. Щеглова<sup>1</sup><sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия<sup>2</sup>Ярославский государственный университет им. П.Г. Демидова, Ярославль, Россия

\*e-mail: lobus.nikolay@gmail.com

Поступила в редакцию 16.03.2020 г.

После доработки 23.05.2020 г.

Принята к публикации 22.06.2020 г.

В статье приводятся данные по содержанию золы, белков, жиров, углеводов, хитина, органического углерода (ОУ), общего азота ( $N_{\text{общ}}$ ), общего фосфора ( $P_{\text{общ}}$ ), атомного соотношения основных биогенных элементов и содержания энергии в зоопланктоне (размерная фракция >500 мкм) Карского моря. Материал для исследования был собран на 22 комплексных океанологических станциях в ходе 76-го рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш” в июле 2019 г. Белки были доминирующим компонентом сухой массы зоопланктона ( $43.39 \pm 2.57\%$ ), затем следовали липиды ( $26.67 \pm 2.28\%$ ) и углеводы ( $4.91 \pm 0.49\%$ ). Содержание золы и хитина составило  $18.78 \pm 1.39$  и  $3.68 \pm 0.37\%$  сух. веса соответственно. Концентрация основных биогенных элементов на сухой вес составила в среднем  $47.52 \pm 1.12\%$  ОУ,  $7.34 \pm 0.39\%$   $N_{\text{общ}}$  и  $0.70 \pm 0.04\%$   $P_{\text{общ}}$ , что соответствует величинам, характерным для морского арктического зоопланктона. Вклад отдельных компонентов биохимического состава зоопланктона Карского моря в общее содержание ОУ свидетельствовал о доминирующей роли не только жиров, но и белков, в качестве соединений, используемых зоопланктоном для накопления органического углерода. Стехиометрическое соотношение Редфилда изменялось в широком диапазоне. Средние значения  $C_{6,6} : N$ ,  $C_{70} : P$  и  $N_{10,5} : P$  были невысокими и отражали особенности биохимического состава сообщества зоопланктона Карского моря в весенний период. Количество энергии, аккумулированной в зоопланктоне, варьировало от 18.3 до 25.58 Дж  $\text{мг}^{-1}$ , составляя в среднем  $20.25 \pm 0.53$  Дж  $\text{мг}^{-1}$  сух. веса. На долю жиров и белков в общем энергетическом запасе зоопланктона приходилось ~47 и ~46% соответственно, тогда как вклад углеводов их дериватов и хитина в сумме составлял ~7%.

**Ключевые слова:** Арктические экосистемы, Карское море, зоопланктон, биохимический состав, соотношение Редфилда, содержание энергии

DOI: 10.31857/S0030157420050147

### ВВЕДЕНИЕ

Зоопланктон является неотъемлемым компонентом морских экосистем и играет ключевую роль в поддержании их стабильности [25, 53]. Он оказывает прямое воздействие на трансформацию органического вещества (ОВ) и его передачу от первичных продуцентов на более высокие трофические уровни [29, 54]. Наряду с этим, за счет продукции быстро тонущих фекальных пеллет, яиц, экзувиев, а также в результате погружения на дно остатков организмов после гибели, зоопланктон принимает активное участие в формировании и регулировании вертикального потока ОВ [5, 7, 55]. Анализ биохимических компонентов зоопланктона и оценка его общей калорийности имеют важное значение для понимания биоэнергетических процессов, протекающих в морских экосистемах и сопровождающих трофи-

ческие и осадочные пути переноса ОВ [1, 14, 53]. В краткосрочной перспективе изменения в биохимическом составе зоопланктона отражают состояние питания и/или репродуктивный статус, а в долгосрочной перспективе коррелируют с изменениями условий среды обитания [15, 25, 54].

Функционирование экосистемы Карского моря, как и других морей Сибирской Арктики, находится под мощным влиянием пресноводного стока и имеет значительные сезонные изменения [10, 11, 52]. Поступление больших объемов речных вод формирует кросс-шельфовую зональность основных гидрофизических и гидрохимических свойств водных масс [3, 6, 8], которые регулируют биологическую продуктивность различных акваторий моря [2, 9] и определяют горизонтальные и вертикальные потоки ОВ и энергии в экосистеме [5, 7, 23, 30]. Целью нашего исследо-

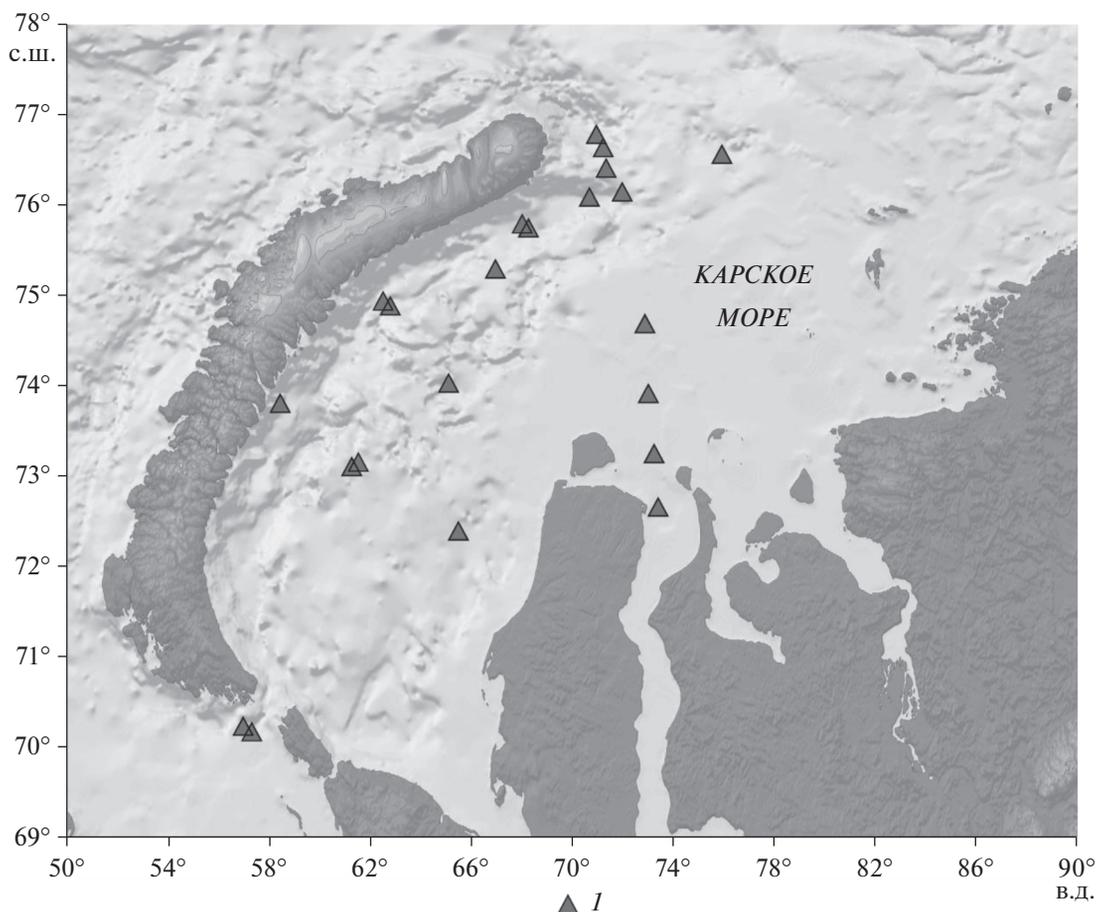


Рис. 1. Карта района исследований. 1 – станции отбора проб.

вания являлось изучение биохимического состава зоопланктона Карского моря и оценка его энергетического резерва в период арктической весны.

#### МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Работы были выполнены в июле 2019 г. в 76-м рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш” на акватории Карского моря. Карта расположения станций отбора проб представлена на рис. 1.

Пробы зоопланктона были собраны сетью Бонго (диаметр 80 см, размер ячеи 500 мкм) в процессе горизонтального траления в течение 15 мин при скорости судна 2 узла. После поднятия пробы на борт судна зоопланктон помещался в полиэтиленовые емкости, заполненные профильтрованной морской водой. Из проб удаляли желетельных зоопланктеров, личинок рыб и крабов (*Chionocetes opilio*). Далее пробы зоопланктона концентрировали на капроновом сите с размером ячеи 500 мкм, дважды промывали дистиллированной водой, а ее излишки убирали с помощью фильтровальной бумаги. Пробы помещали в емкости,

выполненные из высококачественного пластика, герметично закрывали и замораживали при  $-25^{\circ}\text{C}$ . В лабораторных условиях пробы были лиофильно высушены (температура конденсора  $-85^{\circ}\text{C}$ , вакуум 1.0 мБар) в течение 48 ч. Остаточная влажность образцов составляла не более 3%.

**Определение зольности и биохимический анализ зоопланктона.** Содержание золы определяли гравиметрическим методом. Пробы зоопланктона нагревали при температуре  $225 \pm 25^{\circ}\text{C}$  в течение 1 ч и далее сжигали при температуре  $525 \pm 25^{\circ}\text{C}$  в течение 5 ч [38]. Общее содержание белков определяли спектрофотометрическим методом по Лоури [40]. Концентрацию липидов определяли гравиметрическим методом по Фолчу [28]. Трехкратную экстракцию липидов проводили смесью растворителей метилен-метанол в соотношении 2 : 1 с использованием ультразвуковой бани “Branson-1210” в течение 30 мин [39]. Удаление нелипидных примесей осуществляли 0.05% раствором  $\text{CaCl}_2$  [46]. Определение хитина осуществляли гравиметрическим методом по Рэймонт [47, 49] в модификации Омори [44]. Измельченную пробу зоопланктона обрабатывали 4 Н NaOH

и нагревали на водяной бане в течение 30 мин. После охлаждения пробу промывали Milli-Q, обрабатывали 1Н HCl и нагревали на водяной бане в течение 10 мин. Это обеспечивало удаления всех органических компонентов кроме хитина. После охлаждения пробу центрифугировали, осадок тщательно промывали Milli-Q, высушивали при температуре +60°C в течение 24 ч, взвешивали и проводили озоление. Содержание чистого хитина рассчитывали как разницу между сухой массой и массой зольных компонентов [44, 46]. Для каждой пробы анализ белков, жиров, хитина и золы проводили в трех повторностях. Концентрацию определяемых показателей для каждой пробы рассчитывали как среднее значение по трем параллельным измерениям.

Общее содержание всех нехитиновых углеводов и их дериватов ( $C_{УГВ}$ ) рассчитывали в % на сух. вес с использованием уравнения:

$$C_{УГВ} = [100\% \text{ сухого вещества} - C_{Б} - C_{Ж} - C_{ХИТ} - C_{З} - C_{ВЛ}] \% \text{ сух. веса,}$$

где  $C_{Б}$  – концентрация белков в пробе в %;  $C_{Ж}$  – концентрация жиров в пробе в %;  $C_{ХИТ}$  – содержание хитина в пробе в %;  $C_{З}$  – содержание золы в пробе в %;  $C_{ВЛ}$  – содержание остаточной влаги в пробе в %.

**Элементный анализ.** Определение общего азота ( $N_{общ}$ ) осуществляли по методу Кьельдаля [44, 46]. Количество азота, ассоциированного с хитином, рассчитывали в % на сух. вес по формуле:

$$N_{ХИТ} = [C_{ХИТ}/14.5] \% \text{ сух. вес,}$$

где  $N_{ХИТ}$  – азот хитина;  $C_{ХИТ}$  – концентрация хитина в пробе в %; 14.5 – коэффициент пересчета [46].

Содержание общего фосфора ( $P_{общ}$ ) определяли методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой с использованием спектрометра iCAP-6500 Duo (Thermo Scientific, США). Разложение анализируемых образцов проводили в смеси концентрированных  $HNO_3$  и  $H_2O_2$  в соотношении 3 : 1 с использованием автоклава Анкон-АТ-2 (Россия) [37–39].

**Содержания органического углерода (ОУ)** в зоопланктоне рассчитывали в % на сух. вес с использованием уравнения:

$$ОУ = [(C_{Б} \times 0.533) + (C_{Ж} \times 0.772) + (C_{УГВ} \times 0.422) + (C_{ХИТ} \times 0.473)] \% \text{ сух. веса,}$$

где  $C_{Б}$  – содержание белков в пробе в %;  $C_{Ж}$  – содержание жиров в пробе в %;  $C_{УГВ}$  – содержание углеводов и их дериватов в пробе в %;  $C_{ХИТ}$  – содержание хитина в пробе в %. Коэффициенты для жиров (0.772), белков (0.533), углеводов (0.422) и хитина (0.473) являются средней долей ОУ в соответствующих биохимических компонентах [46].

**Содержание энергии** в зоопланктоне ( $E_{ЗР}$ ) рассчитывали в Джоулях (Дж) на миллиграмм сухого веса с использованием уравнения:

$$E_{ЗР} = [(C_{Б} \times 21.4) + (C_{Ж} \times 35.6) + (C_{УГВ} \times 17.2) + (C_{ХИТ} \times 17.2)] \text{ Дж мг}^{-1} \text{ сух. веса,}$$

где  $C_{Б}$  – концентрация белков в мг на 1 мг пробы;  $C_{Ж}$  – концентрация жиров в мг на 1 мг пробы;  $C_{УГВ}$  – концентрация углеводов и их дериватов в мг на 1 мг пробы;  $C_{ХИТ}$  – концентрация хитина в мг на 1 мг пробы. Энергетические эквиваленты 35.6 Дж на 1 мг жиров, 21.4 Дж на 1 мг белков и 17.2 Дж на 1 мг углеводов являются коэффициентами пересчета, рекомендованными для зоопланктона [17, 46]. Энергетический вклад хитина оценивали с использованием того же коэффициента пересчета, что и для углеводов (17.2) [24].

Статистическую обработку данных производили с помощью пакета программ Statistica 10. Результаты представляли в виде средних значений и их ошибок ( $x \pm mx$ ).

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

**Содержание золы** в зоопланктоне Карского моря было высоким и варьировало от 9.45 до 21.91% сух. веса (табл. 1). Полученные результаты, вероятно, отражают гетерогенность видового состава сообщества, а также свидетельствуют о присутствии в пробах организмов зоопланктона с плотным и сильно кальцинированным экзоскелетом [45]. Низкие значения зольности характерны для копепод (2–5%) и эвфаузиид (8–10%), тогда как у некоторых планктонных амфипод содержание золы может достигать ~20%, а у планктонных моллюсков до ~40% [43, 46]. Ранее нами было показано, что даже незначительное количество птеропод *Limacina helicina* в составе сообщества зоопланктона моря Лаптевых увеличивало зольность пробы в 2–2.5 раза [38]. Высокое содержание золы в нашем случае может быть объяснено как отсутствием мелкой фракции зоопланктона, так и значительным количеством крылоногих моллюсков и амфипод в пробах, собранных сетью Бонго.

**Белки** были доминирующими органическими соединениями биохимического состава зоопланктона Карского моря (табл. 1). Их содержание изменялось от 26.81 до 60.51% и в среднем составляло 43.39% сух. веса. Несмотря на то, что концентрация белков может сильно различаться между таксономическими группами и видами зоопланктона, полученные нами результаты и диапазон их варьирования хорошо согласуются с литературными данными [12, 15, 24, 33, 45, 46]. Практически для всех групп арктического морского зоопланктона, за исключением желетелых, среднее содержание белков всегда высокое и составляет ~40–50% сух. веса [45]. В то же время для

**Таблица 1.** Содержание золы и основных биохимических компонентов (в % сух. веса) в зоопланктоне Карского моря (размерная фракция >500 мкм)

Зола	Белки	Жиры	Углеводы и их дериваты	Хитин
$18.78 \pm 1.39$ 9.45–21.91	$43.39 \pm 2.57$ 26.81–60.51	$26.67 \pm 2.28$ 15.84–46.97	$4.91 \pm 0.49$ 1.72–8.41	$3.68 \pm 0.37$ 2.12–6.16

Примечание (здесь и далее): над чертой – среднее значение и стандартная ошибка, под чертой – минимальное и максимальное значение.

некоторых видов хетогнат (*Parasagitta elegans*) и крылоногих моллюсков (*Limacina helicina*), широко распространенных в водах Арктического бассейна, концентрация белков может быть еще выше и достигать 70–77% сух. веса. [33, 42, 45]. Необходимо отметить, что содержание белков, как и биохимический состав зоопланктона в целом, имеют существенные видовые и сезонные различия [45]. Однако вне зависимости от условий среды обитания, сезона года и таксономического состава сообщества, протеины практически всегда являются основным классом органических соединений зоопланктона [20, 24, 32]. Это отражает их ведущую роль в пластическом обмене у живых организмов моря [18].

**Липиды** были вторым по представленности компонентом биохимического состава зоопланктона Карского моря, их доля в среднем составила 26.67% сух. веса (табл. 1). Полученные нами результаты сопоставимы с ранее опубликованными данными для этого региона. Средняя концентрация липидов в некоторых видах эстуарного (*Limnocalanus macrurus* и *Senecella siberica*) и морского (*Calanus* spp.) зоопланктона Карского моря составляла 27.4% [39].

В морских экосистемах высоких широт накопление липидов зоопланктоном имеет большое значение и характеризуется выраженной сезонной и видовой изменчивостью [12, 15, 17, 46]. Минимальная концентрация жиров наблюдается в конце полярной зимы, когда в условиях прекращения или существенного сокращения поступления пищи извне наиболее полно расходуются энергетические резервы организма [27, 36]. Максимальное содержание регистрируется, как правило, в конце вегетационного сезона (летне-осенний период), когда за счет обилия пищи организмам удается вновь накопить достаточное количество резервных жиров [27, 45].

Наряду с сезонными различиями для арктического зоопланктона характерны значительные видовые особенности липидного обмена. Максимальное содержание жиров отмечено у каланоидных видов копепоид, в жизненном цикле которых имеется диапауза. Доля липидов у них может достигать до 50–70% сух. веса [51]. В целом, в пределах таксономических групп зоопланктона кон-

центрация жиров варьирует в очень широком диапазоне: копепоиды – от 20 до 70% сух. веса, эвфаузииды – от 15–20 до 50% сух. веса, птероподы – от 17 до 25% сух. веса, хетогнаты – от 10–15 до 20–25% сух. веса [27, 43, 45]. Минимальные значения характерны для желетелого зоопланктона, у которого количество липидов составляет от <5 до 10% сух. веса [45].

**Углеводы** и их дериваты были незначительными компонентами биохимического состава зоопланктона. Их концентрация варьировала от 1.72 до 8.41% и в среднем составила 4.91% сух. веса (табл. 1). В целом, считается, что в морском зоопланктоне содержание углеводов низкое (~2% сух. веса) [46] и они не формируют в организме существенного резерва питательных веществ [48]. Однако было показано, что возможно кратковременное увеличение их концентрации (>10% сух. веса) [44, 50], связанное с изменением обилия пищи и/или рациона питания [48, 49]. В арктических условиях среды это приурочено, как правило, к непродолжительному периоду цветения водорослей, для которых углеводы являются важным компонентом биохимического состава клеток (~20–30% сух. веса) [50].

Наши исследования проводились в период арктической весны, сопровождавшейся интенсивным развитием фитопланктона в Карском море [11]. Полученные нами более высокие значения суммарного содержания нехитиновых углеводов и их дериватов (до 8.4% – максимум, в среднем 4.9%), с одной стороны, могли быть связаны с механическим попаданием клеток фитопланктона в пробу вместе с содержимым кишечника растительноядных видов зоопланктона [34]. С другой стороны, могли отражать биохимическую реакцию сообщества зоопланктона на цветение водорослей [49, 50].

**Хитин** представляет собой природный биополимер из группы азотсодержащих полисахаридов и является важным структурным компонентом экзоскелета беспозвоночных животных. Его средняя концентрация в зоопланктоне Карского моря была невысокой и составила 3.68% сух. веса (табл. 1). Содержание хитина характеризуется межвидовыми различиями, поэтому варьирование его концентрации в пробах смешенного зоопланктона

определяется, главным образом, видовым составом сообщества [35].

**Содержание ОУ**, аккумулированного в зоопланктоне Карского моря, изменялось от 43.59 до 58.42% сух. веса, составляя в среднем  $47.52 \pm 1.12\%$  сух. веса (табл. 2). Полученные значения и диапазон их варьирования хорошо согласуются с ранее опубликованными результатами как прямых измерений ОУ в зоопланктоне Карского моря ( $49.5 \pm 4.8\%$ ) [37], эстуария р. Обь (~50.7%) [39] и моря Лаптевых ( $55.31 \pm 1.9\%$ ) [38], так и с данными аналогично рассчитанного содержания ОУ в зоопланктоне Белого, Баренцева, Северного морей (~45.5% сух. веса) [4] и Северной части Тихого океана (от 40 до 65% сух. веса) [43].

Количество органического углерода, аккумулированного в отдельных компонентах биохимического состава зоопланктона Карского моря (табл. 2), свидетельствует о доминирующей роли не только жиров, но и белков, в качестве соединений, используемых зоопланктоном для накопления ОУ.

**Содержание  $N_{\text{общ}}$**  изменялось в диапазоне от 4.71 до 9.83%, составляя в среднем  $7.34 \pm 0.39\%$  сух. веса (табл. 3). Его концентрация у различных таксономических групп зоопланктона варьирует в довольно широких пределах (от 1.5–2 до 15–20% сух. веса) [46, 54]. Содержание неорганических форм азота в зоопланктоне очень маленькое, поэтому метод Кьельдаля, фактически, позволяет определять органический азот, основное количество которого приходится на белковую фракцию [44, 54]. К биохимическим компонентам зоопланктона, содержащим органические формы небелкового азота, относятся, главным образом, хитин и свободные аминокислоты, а также амины, нуклеиновые кислоты, производные холина и др. [54]. Однако их вклад в  $N_{\text{общ}}$ , за исключением хитина, невелик. За счет более высокого содержания хитина у некоторых видов зоопланктона концентрация небелкового азота может увеличиваться до 10–20% от  $N_{\text{общ}}$  [46]. В зоопланктоне Карского моря содержание  $N_{\text{хит}}$  было низким и варьировало от 0.15 до 0.42% сух. веса (в среднем  $0.25 \pm 0.03\%$ ), что составляло всего ~3.5% от  $N_{\text{общ}}$ .

Азот является неотъемлемым элементом всех живых организмов и участвует в интенсивном биогеохимическом круговороте. Активно питающийся зоопланктон ассимилирует из пищи на рост только ~25–27% азота. Большая его часть выделяется в окружающую среду с фекальными пеллетами (~37–38%) и в виде жидких азотсодержащих метаболитов (~35%), пополняя резерв растворенного и взвешенного ОВ в океане [14, 50, 54]. Соединения азота, аккумулированные в морской биоте, по степени биохимической подвижности разделяются на лабильные и прочно связанные формы. Подавляющая часть  $N_{\text{общ}}$  в зоопланктоне

**Таблица 2.** Количество органического углерода (в % сух. веса), аккумулированного в зоопланктоне Карского моря и вклад отдельных биохимических компонентов

Биохимический компонент	ОУ
Белки	$23.13 \pm 1.37$
	14.29–32.25
Жиры	$20.59 \pm 1.76$
	12.23–36.26
Углеводы и их дериваты	$2.07 \pm 0.21$
	0.73–3.55
Хитин	$1.74 \pm 0.18$
	1.0–2.91
<b>Общее содержание</b>	<b><math>47.52 \pm 1.12</math></b>
	<b>43.59–58.42</b>

**Таблица 3.** Концентрация общего азота и фосфора (в % сух. веса) и соотношение основных биогенных элементов в зоопланктоне Карского моря

$N_{\text{общ}}$	$P_{\text{общ}}$	C : N	C : P	N : P
$7.34 \pm 0.39$	$0.70 \pm 0.05$	$6.6 \pm 0.4$	$70.0 \pm 5.78$	$10.5 \pm 0.35$
4.71–9.83	0.4–1.1	4.9–9.6	45.4–112.6	8.3–13.2

легко гидролизует. Это, как правило, азот белков, нуклеиновых кислот, свободных аминокислот, который сразу после гибели организмов быстро вступает в рециклинг в водном столбе. Азот хитина, наоборот, гидролизуетс значительн труднее [50]. В природной среде он способен вновь ассимилироваться биотой только после ферментативной минерализации хитина [16]. У зоопланктона количество органического углерода и азота, аккумулированного в хитине несопоставимо мало по сравнению с белками [54]. Однако в морских экосистемах хитин является важным источником органических форм углерода и азота для некоторых групп гетеротрофных бактерий [13, 16]. При этом после гибели зоопланктона, наиболее интенсивные процессы минерализации биохимических компонентов ОВ, содержащих органические формы азота и углерода, разнесены в пространстве и времени. В экосистемах холодных арктических морей хитин, синтезируемый многочисленными ракообразными, утилизируется медленнее, чем в более теплых районах океана. Ферментативный гидролиз планктоногенного хитина до простых сахаров, биохимически доступных для биоты, протекает, главным образом, в наддонной области и/или верхнем слое донных осадков. Связано это с тем, что численность гетеротрофных бактерий, обладающих хи-

тинолитической активностью, здесь многократно выше по сравнению с водным столбом [13].

**Содержание  $P_{\text{общ}}$**  в зоопланктоне варьировало от 0.4 до 1.1% и в среднем составило  $0.70 \pm 0.04\%$  сух. веса (табл. 3). Полученные нами результаты сопоставимы с ранее опубликованными данными по концентрации  $P_{\text{общ}}$  в смешанном зоопланктоне Карского моря ( $\sim 0.83\%$ ), заливов Новой Земли ( $\sim 0.89\%$ ) и в смешанном растительном зоопланктоне моря Лаптевых ( $\sim 0.62\%$ ) [37–39]. В настоящее время имеется явный недостаток данных об уровнях содержания фосфора в морском зоопланктоне. Количество работ по сравнению с широко исследуемым углеродом и азотом существенно меньше [22, 46]. Согласно имеющейся информации, концентрация фосфора в зоопланктоне чаще всего меньше 1%. Однако, несмотря на невысокие значения, фосфор занимает центральное место в энергетическом обмене, синтезе белков, фосфолипидов и скелетного материала у живых организмов [46]. Фосфор и его неорганические производные являются составной частью нуклеиновых кислот, ферментов и биохимических компонентов разного энергетического уровня (аденозин три-, два- и монофосфат). Относительное количество последних характеризует метаболическую активность организмов [50].

В зоопланктоне Карского моря концентрация фосфора в значительной степени контролировалась общим содержанием белков. Сильная положительная корреляция Пирсона между белками и фосфором ( $r_p = 0.91$ ;  $p \leq 0.001$ ;  $n = 22$ ) и отрицательная корреляция между липидами и фосфором ( $r_p = -0.69$ ;  $p \leq 0.01$ ;  $n = 22$ ), хитином и фосфором ( $r_p = -0.67$ ;  $p \leq 0.01$ ;  $n = 22$ ), а также отсутствие какой-либо взаимосвязи между углеводами и фосфором ( $r_p = 0.10$ ) указывали на то, что практически весь P был ассоциирован с протеинами зоопланктона и/или участвовал в процессах их синтеза. Активно питающийся зоопланктон использует на рост только  $\sim 17\%$  фосфора из пищи. Большая его часть выделяется в окружающую среду. Однако, в отличие от азота, с фекальными пеллетами удаляется только  $\sim 23\%$  P, тогда как на долю жидких фосфорсодержащих метаболитов, приходится  $\sim 60\%$  (преимущественно в виде  $PO_4^{3-}$ ) [14, 46, 50].

Фосфор относится к числу биогенных элементов с самым быстрым рециклингом [50]. Несмотря на низкие температуры, во всех арктических и субарктических морях в период активного первичного продуцирования, когда запасы его неорганических форм практически выбраны, наблюдаются высокие скорости регенерации фосфатов из фосфорорганических соединений, поступающих из отмирающей автохтонной органики.

Среднее время рециклинга фосфатов в эвфотическом слое арктических морей колеблется в диапазоне часы-сутки [1].

**Стехиометрическое соотношение биогенных элементов.** Углерод, азот и фосфор относятся к основным биогенным элементам [21, 53, 54]. Их стехиометрическое соотношение (соотношение Редфилда) широко используется при изучении трофического и осадочного путей переноса ОВ и химических элементов в экосистеме, а также при оценке эффективности рециклинга последних [14, 50]. Организмы обычно имеют согласованные стехиометрические сигнатуры, которые являются уникальными для их таксономических групп [46, 54, 56].

В весенний период соотношение основных биогенных элементов в зоопланктоне Карского моря варьировало в широком диапазоне (табл. 3). Несмотря на отдельные неопределенности в интерпретации взаимосвязи элементного и биохимического состава зоопланктона, соотношение Редфилда дает некоторые представления о состоянии живых организмов. C : N указывает на сдвиги в составе основных биохимических компонентов, особенно белковых и небелковых соединений [14]. Поскольку содержание углеводов в зоопланктоне незначительно, C : N характеризует, главным образом, соотношение между белками и липидами [54, 56]. Для смешанного зоопланктона Карского моря C : N было низким (табл. 3). Для различных таксономических групп зоопланктона Северной части Тихого океана оно варьировало от 3.5 до 13.2 [43, 44], для *Calanus* spp., *Pseudocalanus* sp. и *Acartia clausi* Северного моря от 4.9 до 11.6 [31], а для смешанного зоопланктона Балтийского моря от 6.1 до 13.4 [46]. Более высокие значения, как правило, были приурочены к периоду поздней осени, а низкие — к весне. В целом, уменьшение атомного соотношения углерода и азота отражает сезонное изменение биохимического состава сообщества зоопланктона, связанное со снижением содержания жиров [46, 56].

В отличие от C : N, соотношение C : P и N : P в большей степени отражают физиологическое состояние организма [19, 31, 45]. Результаты некоторых работ в области стехиометрии биогенных элементов живых организмов позволили выдвинуть гипотезу о том, что различия в элементном составе зоопланктона связаны с различиями в удельной скорости их роста (“*growth rate hypothesis*”) [26, 41]. Быстро растущие организмы/виды обычно имеют низкое соотношение C : P и N : P в своей биомассе. Это отражает непропорциональную потребность их клеток в богатой фосфором рибосомальной РНК, поскольку для быстрого роста необходим быстрый синтез белка рибосомами [26]. Это предположение было проверено межвидовым методом с использованием таксо-

нов зоопланктона с различными удельными скоростями роста и внутривидовым методом с использованием разных онтогенетических стадий в пределах одного вида. Полученные данные убедительно подтвердили эту гипотезу [26, 41].

Стехиометрическое соотношение С : Р и N : Р для зоопланктона Карского моря составило 70 и 10.5 соответственно (табл. 3). Установленные значения и диапазон их варьирования были существенно ниже средних величин, характерных для арктических видов зоопланктона из Ослофьорда (C<sub>149.2</sub> : Р и N<sub>22.8</sub> : Р) и Море Бофорта (C<sub>168.3</sub> : Р и N<sub>29.1</sub> : Р) [22, 31]. Полученные соотношения С : Р и N : Р в сочетании с данными по корреляции содержания белка и Р в зоопланктоне, вероятно, отражали особенности функционального состояния сообщества в весенний период, когда в экосистеме Карского моря протекали наиболее интенсивные процессы роста и развития живых организмов пелагиали [11].

Пространственные различия стехиометрического соотношения биогенных элементов у смешанного зоопланктона также могут быть связаны с неоднородностью видового, полового, возрастного состава сообщества и зависеть от типа питания видов [31, 43].

**Содержание энергии** в зоопланктоне Карского моря варьировало от 18.3 до 25.58 Дж мг<sup>-1</sup>, в среднем составляя 20.25 Дж мг<sup>-1</sup> сух. веса (табл. 4). Считается, что запас энергии определяется, главным образом, концентрацией жиров, поскольку их энергетические эквиваленты существенно выше, чем у белков и углеводов [17, 46]. Отклонение от этого может быть связано с изменением биохимического состава гидробионтов и в некоторой степени отражать их физиологическое состояние [12]. За счет высокого содержания белков (табл. 1) их вклад в содержание общей энергии, аккумулированной в зоопланктоне Карского моря в весенний период, был сопоставим с вкладом жиров (табл. 4). На их долю в общем количестве энергии приходилось ~46 и ~47% соответственно, тогда как на сумму углеводов их дериватов и хитина ~7%. Наши результаты согласуются с выводом о том, что углеводы у морского зоопланктона не представляют значительного энергетического резерва [45, 49].

Одним из основных факторов, влияющих на интенсивность энергетического обмена, является обеспеченность пищей. От условий питания зависит скорость роста организмов зоопланктона и интенсивность накопления ими резервных жиров [27, 36]. Сезонное изменение биохимического состава арктического зоопланктона определяет наиболее высокое содержание энергии в организмах в период позднего лета—осени. Пространственно-временная изменчивость количества энергии, аккумулированной сообществом

**Таблица 4.** Количество энергии (в Дж мг<sup>-1</sup> сух. веса), аккумулированной в зоопланктоне Карского моря и вклад отдельных биохимических компонентов

Биохимический компонент	Энергия
Белки	9.29 ± 0.55
	5.74–12.95
Жиры	9.49 ± 0.81
	5.64–16.72
Углеводы и их дериваты	0.84 ± 0.09
	0.3–1.45
Хитин	0.63 ± 0.06
	0.36–1.06
<b>Общее количество</b>	<b>20.25 ± 0.53</b>
	<b>18.3–25.58</b>

зоопланктона, напрямую зависит от его видового состава. Самые высокие значения содержания энергии характерны для пелагических копепод (до 25–27 Дж мг<sup>-1</sup> сух. веса), а наименьшие для медуз и гребневиков (~3.5–8.5 Дж мг<sup>-1</sup> сух. веса). Эвфаузииды и гиперииды содержат ~20–22 Дж мг<sup>-1</sup>, хетогнаты ~18–20 Дж мг<sup>-1</sup>, а крылоногие моллюски ~15–19 Дж мг<sup>-1</sup> сух. веса [12, 15, 33, 45].

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Несмотря на хорошую изученность структурной, функциональной и трофической организации сообщества зоопланктона Карского моря, полученные результаты исследования впервые дают общее представление о его биохимическом составе и количестве содержащейся энергии.

Наши данные позволяют заключить, что в весенний период белки являлись доминирующим классом органических соединений. За счет своего высокого содержания они практически в равных долях с жирами обеспечивали формирование основного запаса органического углерода и энергии в зоопланктоне. Вклад резервных и структурных углеводов при этом был минимален.

Анализ данных по содержанию и стехиометрическому соотношению основных биогенных элементов показал хорошие индикаторные возможности их использования для комплексной оценки состояния сообщества. Низкие значения атомного отношения углерода и азота отражали особенности биохимического состава зоопланктона и были связаны со снижением содержания жиров в весенний период.

Имеется достаточно большое количество информации о плотности энергии у отдельных, как правило, массовых и относительно легко доступных таксонов арктического зоопланктона. Однако

эти данные не учитывают энергетику сообщества в целом, что затрудняет оценку общих энергетических потоков в экосистеме. Представленные материалы показывают пространственные различия в количестве энергии, аккумулированной сообществом зоопланктона Карского моря в весенний период. Учитывая сезонные изменения его биохимического состава можно ожидать существенного увеличения накопления энергии в летне-осенний период.

В целом, результаты настоящей работы весьма актуальны. Зафиксированы параметры биохимического состава и биоэнергетического состояния сообщества в наименее изученный период схода сезонного льда. Дальнейшие исследования, которые будут проводиться в Карском море, опираясь на полученные данные, будут отражать динамику возможных изменений. Это очень важно для понимания закономерностей функционирования пелагической экосистемы Карского моря и необходимо учитывать при моделировании биоэнергетических процессов, сопровождающих трофические и осадочные пути переноса ОВ.

**Благодарности.** Авторы благодарят научный состав и команду 76-го рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш” за профессиональную помощь и поддержку при проведении исследований. Особую благодарность авторский коллектив выражает рецензенту статьи за проявленный интерес к работе, высказанные ценные замечания и предложения.

**Источники финансирования.** Работа выполнена в рамках государственного задания ИО РАН (Тема № 0128-2019-0011, организация и финансирование морских экспедиционных исследований) при финансовой поддержке РФФ (Проект № 18-77-00064, определение содержания основных биогенных элементов) и РФФИ (Проект № 18-05-60214 определение компонентов биохимического состава зоопланктона).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агатова А.И., Лапина Н.М., Торгунова Н.И. Скорость трансформации органического вещества в экосистемах арктических морей // Арктика и Антарктика / Ред. В.М. Котляков. М.: Наука, 2004. Вып. 3 (37). С. 171–195.
2. Арашкевич Е.Г., Флинт М.В., Никишина А.Б. и др. Роль зоопланктона в трансформации органического вещества в Обском эстуарии, шельфовых и глубоководных районах Карского моря // Океанология. 2010. Т. 50. № 5. С. 823–836.
3. Буренков В.И., Васильков А.П. О влиянии материкового стока на пространственное распределение гидрологических характеристик вод Карского моря // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 652–661.
4. Виноградов А.П. Химический состав морского планктона // Труды ВНИРО. 1938. Т.7. С. 97–112.
5. 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.
6. Зацепин А.Г., Завьялов П.О., Кременецкий В.В. и др. Поверхностный опресненный слой в Карском море // Океанология. 2010. Т. 50. № 5. С. 698–708.
7. Пастернак А.Ф., Дриц А.В., Кравчишина М.Д. и др. Вклад зоопланктона в вертикальный поток вещества в морях Сибирской Арктики // Докл. РАН. 2017. Т. 477. №. 3. С. 380–383.
8. Полухин А.А., Маккавеев П.Н. Особенности распространения материкового стока по акватории Карского моря // Океанология. 2017. Т. 57. № 1. С. 25–37.
9. Суханова И.Н., Флинт М.В., Мошаров С.А. и др. Структура сообществ фитопланктона и первичная продукция в Обском эстуарии и на прилежащем Карском шельфе // Океанология. 2010. Т. 50. № 5. С. 785–800.
10. Флинт М.В. 54-й экспедиционный рейс научно-исследовательского судна “Академик Мстислав Келдыш” в Карское море // Океанология. 2010. Т. 50. № 5. С. 677–682.
11. Флинт М.В., Поярко С.Г., Римский-Корсаков Н.А. и др. Экосистемы морей Сибирской Арктики – 2019: весенние процессы в Карском море (76-й рейс научно-исследовательского судна “Академик Мстислав Келдыш”) // Океанология. 2020. Т. 60. № 1. С. 154–157.
12. Шершнева В.И., Коваль М.В. Калорийность массовых видов зоопланктона и ихтиопланктона Прикамчатских вод // Изв. ТИНРО. 2004. Т. 139. С. 349–369.
13. Шумская Н.В., Узбекова О.Р., Новиков В.Ю. и др. Роль микроорганизмов в поддержании баланса хитина в водах Баренцева моря // Прикладная биохимия и микробиология. 2016. Т. 52. № 5. С. 550–556.
14. Alcaraz M., Almeda R., Calbet A. et al. The role of arctic zooplankton in biogeochemical cycles: respiration and excretion of ammonia and phosphate during summer // Polar Biology. 2010. V. 33. P. 1719–1731.
15. Bamstedt U. Chemical composition and energy content // The Biological Chemistry of Marine Copepods / Eds. Corner, E.D.S., O'Hara, S.C.M. New York: Oxford University Press, 1986. P. 1–58.
16. Beier S., Bertilsson S. Bacterial chitin degradation – mechanisms and ecophysiological strategies // Frontiers in Microbiology. 2013. V. 4. P. 149.
17. Beukema J.J. Caloric values of marine invertebrates with an emphasis on the soft parts of marine bivalves // Oceanography and Marine Biology: an annual review. 1997. V. 5. P. 387–414.
18. Carlotti F., Krause M., Radach G. Growth and development of *Calanus finmarchicus* related to the influence of temperature: Experimental results and conceptual model // Limnol. Oceanogr. 1993. V. 38. № 6. P. 1125–1134.
19. Carrillo P., Villar-Argaiz M., Medina-Sánchez J.M. Relationship between N: P ratio and growth rate during the life cycle of calanoid copepods: an in situ measure-

- ment // Journal of Plankton Research. 2001. V. 23. № 5. P. 537–547.
20. *Chen C.-T., Bănaru D., Carlotti F. et al.* Seasonal variation in biochemical and energy content of size-fractionated zooplankton in the Bay of Marseille (North-Western Mediterranean Sea) // J. of Marine Systems. 2019. V. 199. P. 103223.
  21. *Clarke A., Holmes L.J., Gore D.J.* Proximate and elemental composition of gelatinous zooplankton from the Southern Ocean // J. of Experimental Marine Biology and Ecology. 1992. V. 155. 1. P. 55–68.
  22. *Connelly T.L., Deibel D., Parrish C.C.* Elemental composition, total lipid content, and lipid class proportions in zooplankton from the benthic boundary layer of the Beaufort Sea shelf (Canadian Arctic) // Polar Biology. 2012. V. 35. P. 941–957.
  23. *Dittmar T., Kattner G.* The biogeochemistry of the river and shelf ecosystem of the Arctic Ocean: a review // Marine Chemistry. 2003. V. 83. № 3–4. P. 103–120.
  24. *Donnelly J., Torres J.J., Hopkins T.L. et al.* Chemical composition of Antarctic zooplankton during austral fall and winter // Polar Biology. 1994. V. 14. № 3. P. 171–183.
  25. *Edwards M.* Plankton and Global Change // Marine Plankton: A Practical Guide to Ecology, Methodology, and Taxonomy / Eds. Castellani C. and Edwards, M. Oxford: Oxford University Press, 2017. P. 67–80.
  26. *Elser J.J., Sterner R.W., Gorokhova E.A. et al.* Biological stoichiometry from genes to ecosystems // Ecology letters. 2000. V. 3. №6. P. 540–550.
  27. *Falk-Petersen S., Mayzaud P., Kattner G. et al.* Lipids and life strategy of Arctic Calanus // Marine Biology Research. 2009. V. 5. № 1. P. 18–39.
  28. *Folch J., Lees M., Sloane-Stanley G.H.* A simple method for the isolation and purification of total lipides from animal tissues // The J. of biological chemistry. 1957. V. 226. № 1. P. 497–509.
  29. *Frederiksen M., Edwards M., Richardson A.J. et al.* From plankton to top predators: bottom-up control of a marine food web across four trophic levels // J. of Animal Ecology. 2006. V. 75. №. 6. P. 1259–1268.
  30. *Gaye B., Fahl K., Kodina L.A. et al.* Particulate matter fluxes in the southern and central Kara Sea compared to sediments: Bulk fluxes, amino acids, stable carbon and nitrogen isotopes, sterols and fatty acids // Continental Shelf Research. 2007. V. 27. № 20. P. 2570–2594.
  31. *Gismervik I.* Stoichiometry of some marine planktonic crustaceans // J. of Plankton Research. 1997. V. 19. № 2. P. 279–285.
  32. *Harmelin-Vivien M., Bănaru D., Dromard C.R. et al.* Biochemical composition and energy content of size-fractionated zooplankton east of the Kerguelen Islands // Polar Biology. 2019. V. 42. № 3. P. 603–617.
  33. *Ikeda T.* Chemical composition and nutrition of zooplankton in the Bering Sea // Biological oceanography of the northern North Pacific Ocean / Ed. Takenouti A.Y. Tokyo: Idemitsu Shoten, 1972. P. 433–442.
  34. *Jagadeesan L., Arivuselvan N., Thirumaran G. et al.* Biomass and Biochemical Composition of Zooplankton along the Arabian Sea, West Coast of India // Advance Journal of Food Science and Technology. 2010. V. 2(2). P. 96–99.
  35. *Jeuniaux C., Voss-Foucart M.F.* Chitin biomass and production in the marine environment // Biochemical Systematics and Ecology. 1991. V. 19. № 5. P. 347–356.
  36. *Lee R., Hagen W., Kattner G.* Lipid storage in marine zooplankton // Marine Ecology Progress Series. 2006. V. 307. № 1863. P. 273–306.
  37. *Lobus N.V.* Elemental composition of zooplankton in the Kara Sea and the bays on the eastern side of Novaya Zemlya // Oceanology. 2016. V. 56. № 6. P. 809–818.
  38. *Lobus N.V., Arashkevich E.G., Flerova E.A.* Major, trace, and rare-earth elements in the zooplankton of the Laptev Sea in relation to community composition // Environmental Science and Pollution Research. 2019. V. 26. № 22. P. 23044–23060.
  39. *Lobus N.V., Drits A.V., Flint M.V.* Accumulation of Chemical Elements in the Dominant Species of Copepods in the Ob Estuary and the Adjacent Shelf of the Kara Sea // Oceanology. 2018. V. 58. №. 3. P. 405–415.
  40. *Lowry O.H., Rosebrough N.J., Farr A.L. et al.* Protein measurement with the Folin phenol reagent // The J. of biological chemistry. 1951. V. 193. P. 265–275.
  41. *Main T.M., Dobberfuhl D.R., Elser J.J.* N : P stoichiometry and ontogeny of crustacean zooplankton: a test of the growth rate hypothesis // Limnology and Oceanography. 1997. V. 42. №. 6. P. 1474–1478.
  42. *Mayzaud P., Martin J.L.M.* Some aspects of the biochemical and mineral composition of marine plankton // J. of Experimental Marine Biology and Ecology. 1975. V. 17. № 3. P. 297–310.
  43. *Omori M.* Weight and chemical composition of some important oceanic zooplankton in the North Pacific Ocean // Marine Biology. 1969. V. 3. № 1. P. 4–10.
  44. *Omori M., Ikeda T.* Methods in Marine Zooplankton Ecology. New York: John Wiley, 1984. 322 p.
  45. *Percy J.A., Fife F.J.* The Biochemical Composition and Energy Content of Arctic Marine Macrozooplankton // Arctic. 1981. V. 34. № 4. P. 307–313.
  46. *Postel L., Fock H., Hagen W.* Biomass and abundance // Zooplankton Methodology Manual / Eds. Harris R., Wiebe P., Lenz J. et al. London: Academic Press, 2000. P. 83–192.
  47. *Raymont J.E.G., Austin J., Linford E.* Biochemical Studies on Marine Zooplankton: I. The Biochemical Composition of *Neomysis integer* // ICES J. of Marine Science. 1964. V. 28. № 3. P. 354–363.
  48. *Raymont J.E.G., Conover R.J.* Further investigations on the carbohydrate content of marine zooplankton // Limnology and Oceanography. 1961. V. 6. № 2. P. 154–164.
  49. *Raymont J.E.G., Srinivasagam R.T., Raymont J.K.B.* The Biochemical Composition of *Euphausia superba* // Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom. 1971. V. 51. № 3. P. 581–588.
  50. *Romankevich E.A.* Geochemistry of organic matter in the Ocean. Berlin: Springer, 1984. 334 p.
  51. *Scott C.L., Kwasniewski S., Falk-Petersen S.* Lipids and life strategies of *Calanus finmarchicus*, *Calanus glacialis* and *Calanus hyperboreus* in late autumn, Kongsfjorden,

- Svalbard // *Polar Biology*. 2000. V. 23. № 7. P. 510–516.
52. Siberian river run-off in the Kara Sea: Characterisation, Quantification, Variability, and Environmental Significance / Stein R., Fahl K., Fütterer D.K. et al. Amsterdam: Elsevier Science, 2003. 496 p.
53. *Steinberg D.K., Landry M.R.* Zooplankton and the Ocean Carbon Cycle // *Annual review of marine science*. 2017. V. 9. № 1. P. 413–444.
54. *Steinberg D.K., Saba G.K.* Nitrogen Consumption and Metabolism in Marine Zooplankton // *Nitrogen in the Marine Environment* / Eds. Capone D.G., Bronk D.A., Mulholland M.R. et al. Elsevier Inc., 2008. P. 1135–1196.
55. *Tang K.W., Elliott D.T.* Copepod Carcasses: Occurrence, fate and Ecological Importance // *Copepods: Diversity, Habitat and Behavior* / Ed. Seuront L. Nova Science, Incorporated, 2014. P. 255–278.
56. *Vollenweider R.A.* Elemental and biochemical composition of plankton biomass; some comments and explorations // *Archiv für Hydrobiologie*. 1985. V. 105. № 1. P. 11–29.

## Biochemical Composition and Energy Content in the Zooplankton of the Kara Sea

N. V. Lobus<sup>a, #</sup>, M. V. Flint<sup>a</sup>, E. A. Flerova<sup>b</sup>, Ya. V. Shcheglova<sup>a</sup>

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

<sup>b</sup>*Demidov Yaroslavl State University, Yaroslavl, Russia*

<sup>#</sup>*e-mail: lobus.nikolay@gmail.com*

This article presents a dataset on ash, proteins, fats, carbohydrates, chitin, organic carbon (OC), total nitrogen (TN) and total phosphorus (TP) contents, macronutrients ratio (C, N, and P) and energy content of zooplankton (size fraction >500 μm) from the Kara Sea. Zooplankton samples were collected at 22 stations during the 76th interdisciplinary cruise of the R/V “Akademik Mstislav Keldysh” in July 2019. Proteins constituted the main component of zooplankton dry weight ( $43.39 \pm 2.57\%$  DW) while lipids amounted to  $26.67 \pm 2.28\%$  DW and carbohydrates reached  $4.91 \pm 0.49\%$  DW. Ash and chitin contents were  $18.78 \pm 1.39\%$  and  $3.68 \pm 0.37\%$  DW, respectively. The concentrations of the macronutrients (C, N, and P) corresponded to the values of Arctic zooplankton and averaged  $47.52 \pm 1.12\%$  for OC,  $7.34 \pm 0.39\%$  for TN and  $0.70 \pm 0.04\%$  for TP of dry weight. The contribution of the individual components of the biochemical composition of zooplankton of the Kara Sea to the total OC revealed the dominant role of not only lipids but also proteins as compounds used by zooplankton in organic carbon accumulation. The Redfield ratio varied widely. The average values of  $C_{6,6} : N$ ,  $C_{70} : P$  and  $N_{10,5} : P$  were low and reflected certain features of the biochemical composition of the Kara Sea zooplankton community in the spring. The energy content of zooplankton of the Kara Sea ranged from 18.3 to 25.58 J mg<sup>-1</sup> and averaged  $20.25 \pm 0.53$  J mg<sup>-1</sup> DW. The proportion of lipids and proteins in the total energy reserve of zooplankton were ~47 and ~46%, respectively, while the share of carbohydrates, their derivatives and chitin amounted to ~7%.

**Keywords:** Arctic ecosystems, Kara Sea, Zooplankton, Biochemical composition, Redfield ratio, Energy content

УДК 574.583:591.342.2

## РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЛИЧИНОК РОЮЩИХ КРЕВЕТОК ИНФРАОТРЯДОВ GEBIIDEA И AXIIDEA В ЗАЛИВЕ ВОСТОК ЯПОНСКОГО МОРЯ

© 2020 г. Д. Д. Голубинская<sup>1</sup>, \*, О. М. Корн<sup>1</sup><sup>1</sup>Национальный научный центр морской биологии им. А.В. Жирмунского ДВО РАН, Владивосток, Россия

\*e-mail: dddemchuk@mail.ru

Поступила в редакцию 19.09.2018 г.

После доработки 27.01.2020 г.

Принята к публикации 08.04.2020 г.

В зал. Восток (зал. Петра Великого, Японское море) с мая по сентябрь 2014 г. исследованы сроки встречаемости и распределение пелагических личинок крупных роющих креветок надотрядов Gebiidea и Axiidea, ведущих скрытый образ жизни. Зоэа роющих креветок встречались с конца мая до конца сентября, при температуре воды от 12.3 до 23.4°C, достигая суммарной плотности  $15.5 \pm 0.28$  экз/м<sup>3</sup> в первой половине июля. Обнаружены личинки трех видов Gebiidea и пяти видов Axiidea. В начале лета циклоническая циркуляция вод способствовала концентрации личинок мелководных видов в вершинной части залива Восток. Поздний прогрев вод, по-видимому, был причиной более позднего появления личинок этих видов в западной и восточной частях залива. Личинки более глубоководных видов встречались в основном в западной части залива. Во второй половине лета под воздействием поверхностного течения вдоль западного берега, а также стоковых течений рек личинки концентрировались южнее, в б. Средняя и у м. Пушина. Антициклонический вихрь, формирующийся при южном ветре к юго-западу от м. Пещурова, вероятно, препятствовал выносу личинок мелководных форм за пределы залива.

**Ключевые слова:** роющие креветки, зоэа, Axiidea, Gebiidea, Японское море

**DOI:** 10.31857/S003015742005007X

### ВВЕДЕНИЕ

Роющие креветки инфраотрядов Gebiidea и Axiidea – животные, ведущие скрытый образ жизни. Это крупные ракообразные, строящие норы довольно сложной архитектуры в грунте морских и эстуарных участков заливов и бухт. Поскольку плотность поселений многих видов роющих креветок достаточно высока, они играют важную роль в биогеохимических процессах донных осадков и в функционировании бентосных сообществ, создавая благополучную среду обитания для разнообразных представителей инфауны [7]. Несмотря на то, что исследования макрозообентоса с использованием водолазных гидробиологических методов проводятся в российских водах Японского моря уже более 50 лет, эта группа ракообразных до последнего времени оставалась практически не изученной. Они не улавливаются такими традиционными орудиями сбора донных организмов, как трал, драга и дночерпатель, а узкая полоса литорали не позволяет собирать этих креветок во время отлива. Поэтому исследование пелагического периода в их жизненном цикле приобретает особый интерес. Данные по сезонной динамике личинок позволяют судить о ха-

рактере репродуктивного цикла, исследование их плотности и распределения – иногда самый короткий путь к выяснению видового разнообразия, обилия и распределения беспозвоночных с пелагической личинкой.

Сезонная динамика и распределение личинок роющих креветок были недавно исследованы в Амурском и Уссурийском заливах – самых крупных акваториях зал. Петра Великого Японского моря [2]. Известно, что распределение личинок зависит от расположения родительских популяций и течений на исследуемой акватории. Однако данные о поселениях взрослых креветок в Амурском и Уссурийском заливах полностью отсутствуют. Единственным водоемом, где в последние годы исследован ряд видов Gebiidea и Axiidea, является зал. Восток [11–15]. Изучены также грунты и особенности гидрологии этого водоема [1, 4, 16, 17]. Представляется важным проследить связь между поселениями взрослых и распространением личинок роющих креветок в планктоне зал. Восток.

**Гидрологические особенности зал. Восток.** Залив Восток находится в юго-восточной части зал. Петра Великого и ограничен на западе м. Пе-

шурова, на востоке — м. Подосенова, его площадь составляет около 35 км<sup>2</sup>, средняя глубина 13 м. Широкий заиленный песчаный пляж, окаймляющий вершину залива, прорезан устьями рек Литовка и Волчанка [3]. Вдоль западного берега грунт представлен средним и мелким песком, с примесью гальки и крупных валунов, южнее он замещается заиленным песком, постепенно переходящим в ил. Вдоль восточного берега распространены гравийно-галечные грунты. В центральной части залива грунт илистый [4]. Залив Восток характеризуется значительными колебаниями солености в течение года, особенно выраженными в кутовой части, где после дождей у поверхности она может приближаться к нулю [16]. В летний период наблюдается постепенное снижение солености по направлению к вершине залива, где ее значения на 1–3 psu ниже, чем в открытой части [1]. Пространственное распределение температуры в летний период также характеризуется постепенным увеличением от основания к вершине залива. Разность в температуре поверхностных вод северной и южной частей в среднем составляет 1–3°C [1].

Постоянная вельвь Приморского течения глубоко заходит в зал. Восток вдоль восточного побережья, описывая дугу с востока на запад, а выходит в юго-западном направлении. Воды из открытых районов Японского моря совершают круговорот против часовой стрелки и со скоростью, не превышающей 20 см/с, уходят в открытое море [1]. С продвижением в куттовую часть залива скорость течения снижается до 2–5 см/с [10]. При южных ветрах, преобладающих в летний период, в вершине залива образуется хорошо выраженный обширный циклонический вихрь, а к юго-западу от входного м. Пещурова — антициклонический вихрь. При юго-восточном и восточном ветрах течение не образует значимых внутренних вихрей [17].

**Поселения роющих креветок в зал. Восток.** Таксономическое исследование роющих креветок зал. Петра Великого Японского моря показало, что их фауна насчитывает 8 видов [8, 24, 25]. *Upogebia major* обычно обитает в приливно-отливной зоне, в морских и в опресненных водах, предпочитая илистый песок [19, 20]. *Upogebia yokoyai* также строит норы в мягких грунтах (ил, заиленный песок), обычно в эстуариях рек [21]. *Neotrypaea japonica* встречается в приливно-отливной зоне, предпочитая песчаные пляжи с небольшими валунами или илистый грунт [27, 31]. В зал. Восток *U. major*, *N. japonica* и *U. yokoyai* образуют поселения в заиленном песке эстуария р. Волчанка [9, 13–15]. Поселение *U. major* расположено в верхней сублиторали на глубине 0.5–3 м. Оно охватывает как открытые прибрежные участки дна, так и зону распространения пояса морской травы *Zostera marina*. Плотность поселения и биомасса

*U. major* в среднем составляют  $5.3 \pm 4.6$  экз/м<sup>2</sup> и  $36.46 \pm 16.74$  г/м<sup>2</sup> (средняя  $\pm$  стандартное отклонение) [14, 15]. *U. yokoyai* встречается в непосредственной близости от зарослей *Z. marina* на глубине 0.5–1 м [9]. Максимальная плотность поселения *N. japonica* на мелководном участке достигает 200 экз/м<sup>2</sup> [13]. Помимо этого, поселения *U. major* и *N. japonica* обнаружены у протоки Волчанецкая, в б. Литовка, а также в б. Средняя и севернее входного м. Подосенова (неопубликованные данные).

*Neotrypaea petalura* обычно встречается в приливно-отливной зоне, на каменистых пляжах, предпочитая мелкий песок, окруженный валунами. Эугалинный вид, предпочитающий соленость 30.5–34.0 psu [27, 31]. *Upogebia issaeffi* также обитает только в морских водах, на песчаных и галечных грунтах, часто среди крупных валунов и скал [19]. В зал. Восток эти виды встречаются на каменистых и смешанных грунтах у западного берега залива — в районе МБС “Восток” [11, 12]. *N. petalura* обитает на глубине от 0.2 до 3 м, со средней плотностью 9–19 экз/м<sup>2</sup> [11]. *U. issaeffi* встречается на глубинах от 1 до 6 м. Плотность поселения в локальном скоплении протяженностью 300 м варьирует от  $0.2 \pm 0.4$  до  $8.0 \pm 3.0$  экз/м<sup>2</sup> [12]. Также эти виды обнаружены у м. Пашинникова, в б. Прибойная и к северу от м. Елизарова (неопубликованные данные).

*Neotrypaea makarovi* впервые найдена в б. Прибойная на глубине 10–12 м в заиленном песке, а также напротив полуострова, расположенного между м. Пашинникова и б. Тихая Заводь, на глубине 8–10 м при нормальной морской солености [24]. *Boasaxius princeps* встречен в глубоких норах, на песчаном, каменистом и гравийном субстрате, иногда под большими камнями, реже на илистом субстрате [25]. *Leonardsaxius amurensis* обнаружен напротив биостанции, на глубине 5–10 м, на заиленном дне [25]. Оба вида аксийд встречались в зал. Восток довольно редко.

## МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА

Работа выполнена на Морской биологической станции “Восток” Национального научного центра морской биологии ДВО РАН (зал. Восток, Японское море). С мая по сентябрь 2014 г. были собраны планктонные пробы на 10 станциях в зал. Восток (рис. 1, табл. 1). Зоопланктон отбирали в утренние часы от 1 до 5 раз в месяц методом тотальных ловов (29 мая; 6, 12, 17, 27 июня; 2, 9, 15, 22, 29 июля; 7, 14, 21, 28 августа; 7, 14 сентября). Использовали сеть Джели с диаметром входного отверстия 38 см и фильтрующим конусом из газа № 49 (диаметр ячеек 0.112 мм). Всего собрано и обработано 160 проб планктона. Для уточнения сроков встречаемости личинок в планктоне каждые три дня отбирали ночные качественные про-

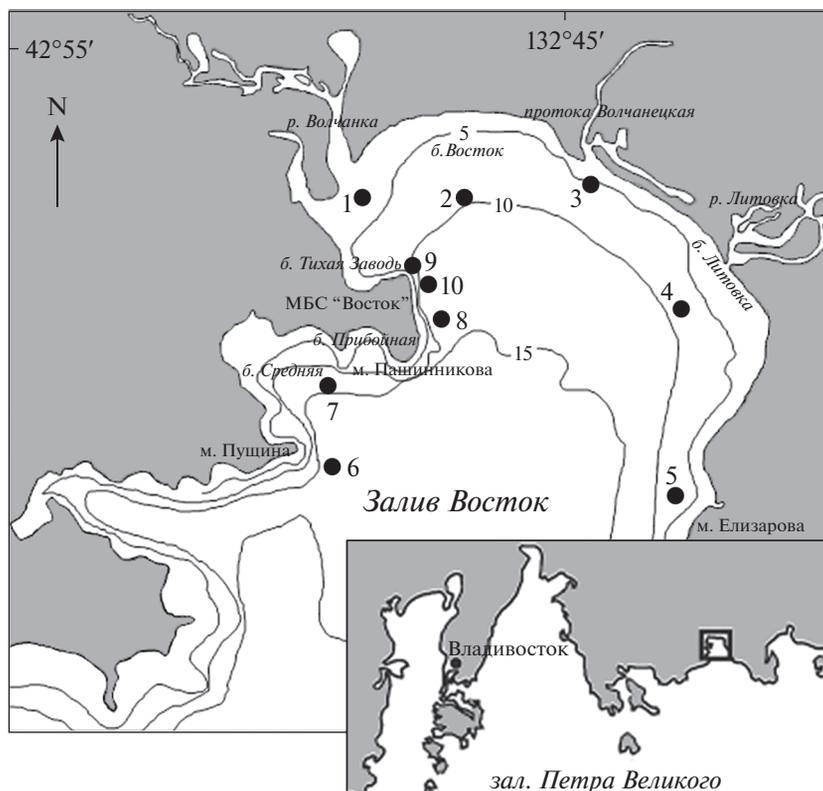


Рис. 1. Схема расположения планктонных станций в зал. Восток.

бы планктона с пирса МБС “Восток”, используя лампу дневного света. Поскольку личинки декапод обладают хорошо выраженным положительным фототаксисом, данный метод является наиболее эффективным для качественного анализа.

Использованы данные гидрометеорологической станции МБС “Восток” по температуре поверхности воды.

Таблица 1. Местоположение планктонных станций в зал. Восток

№ станции	Координаты		Глубина, м
	с.ш.	в.д.	
1	42°53'54.4"	132°43'46.1"	5.9
2	42°54'06.9"	132°44'27.9"	10.2
3	42°54'15.2"	132°45'32.6"	5.2
4	42°53'24.7"	132°46'19.6"	8.6
5	42°52'18.4"	132°46'15.5"	8.5
6	42°52'29.3"	132°43'25.7"	19.9
7	42°52'57.2"	132°43'22.7"	14.3
8	42°53'23.7"	132°44'19.0"	15.2
9	42°53'43.8"	132°44'08.8"	11.7
10	42°53'34.2"	132°44'08.0"	12.5

Планктонные пробы фиксировали 4% раствором формальдегида. Количество личинок в 1 м<sup>3</sup> воды рассчитывали по формуле:  $N = n/\pi R^2 H$ , где  $N$  – количество личинок в 1 м<sup>3</sup>;  $n$  – количество личинок в пробе;  $R$  – радиус входного отверстия сети, м;  $H$  – глубина лова, м.

При обработке материала использован ключ для определения личинок Gebiidea и Axiidea [5]. Карты распределения личинок построены в программе Golden Software Surfer 11 методом Natural Neighbours согласно сетке станций. Изученная область ограничивалась береговой линией с небольшим отступом в мористую сторону. В работе приведены только иллюстрации, характеризующие сезонную изменчивость в распределении личинок.

### РЕЗУЛЬТАТЫ

Личинки роющих креветок встречались в планктоне с конца мая до конца сентября при температуре воды от 12.3 до 23.4°С. Суммарная плотность личинок увеличивалась от  $0.7 \pm 0.15$  экз/м<sup>3</sup> в конце мая до  $15.5 \pm 0.28$  экз/м<sup>3</sup> в первой половине июля, а затем резко снижалась. Доля зоэа креветок от числа личинок всех декапод достигала 32%. В зал. Восток обнаружены личинки восьми видов роющих креветок, преимущественно это были

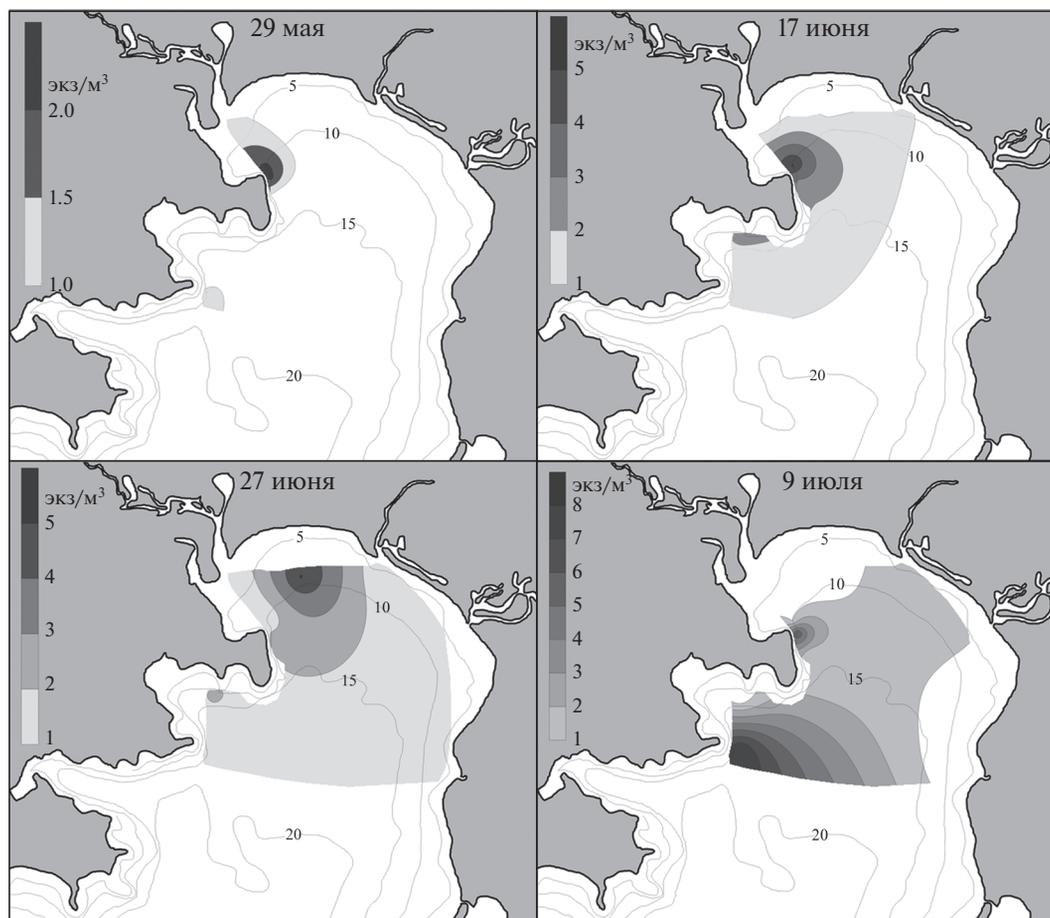


Рис. 2. Распределение личинок *Urogebia major* в зал. Восток в разные сроки.

зоа первой стадии. Наиболее длительный пелагический период (4 мес.) был отмечен для *Urogebia major*, личинки *Neotrypaea japonica* встречались 3.5 мес., остальные виды наблюдали в течение 2–3 мес. (табл. 2).

Личинки *U. major* были обнаружены в конце мая на четырех станциях – в эстуарии р. Волчан-

ка, около МБС “Восток” и у м. Пушина, с плотностью 1–2 экз/м<sup>3</sup> (рис. 2). В начале июня они были встречены также у восточного берега при максимальной плотности 4 экз/м<sup>3</sup> в кутовой части залива. В середине и в конце июня зоа наблюдали на большинстве станций с максимальной концентрацией 5 экз/м<sup>3</sup> вблизи МБС “Восток”

Таблица 2. Сроки встречаемости личинок роющих креветок в зал. Восток в качественных ночных пробах

Вид	Май	Июнь			Июль			Август			Сентябрь	
	20–31	1–10	11–20	21–30	1–10	11–20	21–31	1–10	11–0	21–31	1–10	11–20
<i>Urogebia major</i> (De Haan, 1841)	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>U. issaeffi</i> (Balss, 1913)	–	–	–	–	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>U. yokoyai</i> (Makarov, 1938)	–	–	–	+	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>Neotrypaea makarovi</i> (Marin, 2013)	+	+	+	+	+	+	–	–	–	–	–	–
<i>N. japonica</i> (Ortmann, 1891)	–	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>N. petalura</i> (Stimpson, 1860)	–	+	+	+	+	+	+	+	+	+	–	–
<i>Boasaxius princeps</i> (Boas, 1880)	–	–	–	–	+	+	–	–	–	–	–	–
<i>Leonardsaxius amurensis</i> (Kobjakova, 1937)	–	+	+	+	+	+	+	+	–	–	–	–

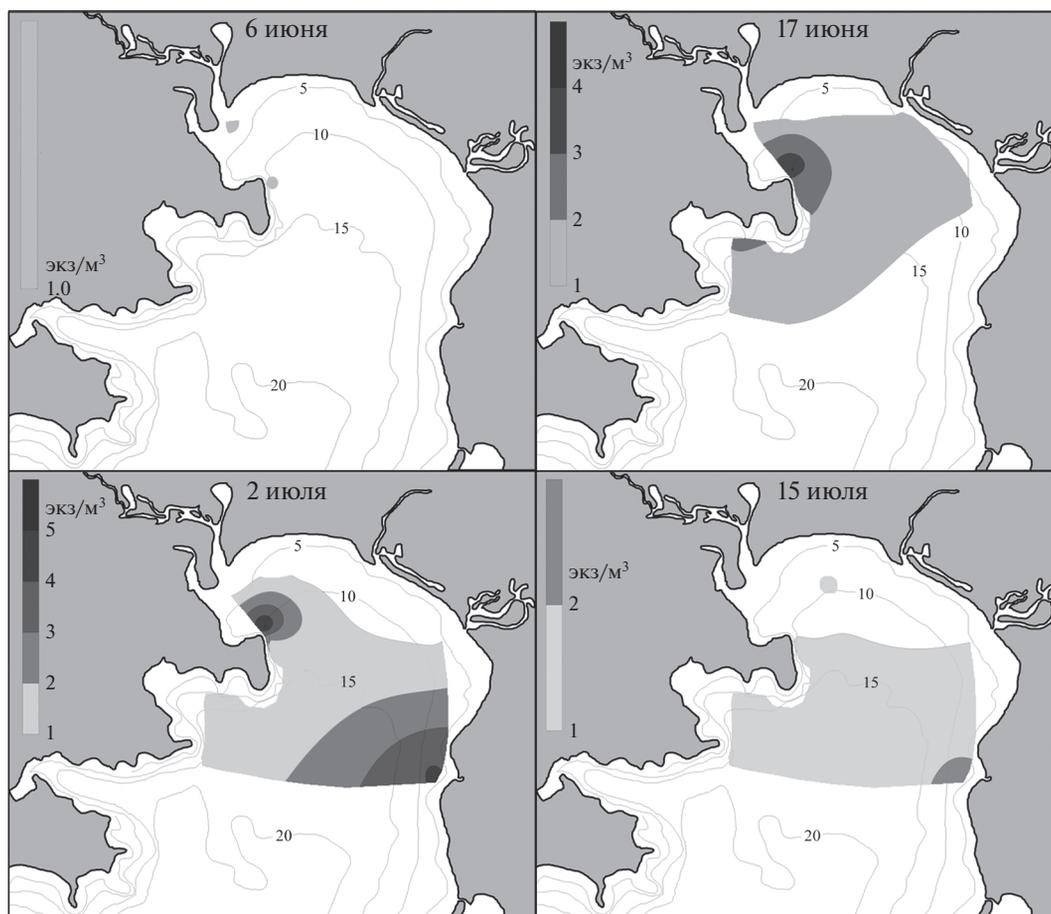


Рис. 3. Распределение личинок *Neotrypaea japonica* в зал. Восток в разные сроки.

и в куту залива. В начале июля личинки достигали высокой плотности у м. Пушина (8 экз/м<sup>3</sup>) и были по-прежнему многочисленны у биостанции (6 экз/м<sup>3</sup>). В середине июля зоа встречены только на трех станциях (в б. Средняя, у м. Пушина и у биостанции), при этом их плотность не превышала 1 экз/м<sup>3</sup>. В первой половине августа они единично отмечены у биостанции и в б. Средняя.

Личинки *Neotrypaea japonica* впервые отмечены в начале июня в устье р. Волчанка и около биостанции (рис. 3). Во второй половине месяца они появились на большинстве станций с максимальной плотностью 4 экз/м<sup>3</sup> около МБС “Восток”. В конце июня личинки обнаружены уже по всему заливу. В начале июля плотность личинок возросла, особенно у биостанции и у м. Елизарова (до 7 и 5 экз/м<sup>3</sup> соответственно). В середине месяца численность зоа снизилась, оставаясь все же выше у м. Елизарова, чем на других станциях. В конце июля и в августе единичные личинки *N. japonica* встречены только в районе биостанции. В ночных пробах ранние зоа этого вида присутствовали до середины сентября (табл. 2).

Личинки *Upogebia yokoyai* появились в начале июля на большинстве станций и достигли наибольшей плотности в эстуарии р. Волчанка (14 экз/м<sup>3</sup>) и в районе биостанции (27–41 экз/м<sup>3</sup>) (рис. 4а, 4б). К середине месяца зоа данного вида встречались у м. Пушина, при этом их плотность резко снизилась, составляя не более 2 экз/м<sup>3</sup>. Единичные личинки наблюдались у биостанции и в б. Средняя до начала августа. В ночных пробах ранние зоа *U. yokoyai* присутствовали до середины сентября (табл. 2).

Личинки *Upogebia issaeffi* в начале июля встречались в кутовой части зал. Восток и у м. Елизарова с концентрацией, не превышающей 2 экз/м<sup>3</sup> (рис. 4в, 4г). К середине месяца они отмечены на большинстве станций с максимальной плотностью у м. Елизарова (4 экз/м<sup>3</sup>) и у МБС “Восток” (5 экз/м<sup>3</sup>). Во второй половине июля и в середине августа единичные экземпляры отмечены у м. Пушина и м. Елизарова. В ночных пробах зоа *U. issaeffi* встречались до середины сентября (табл. 2).

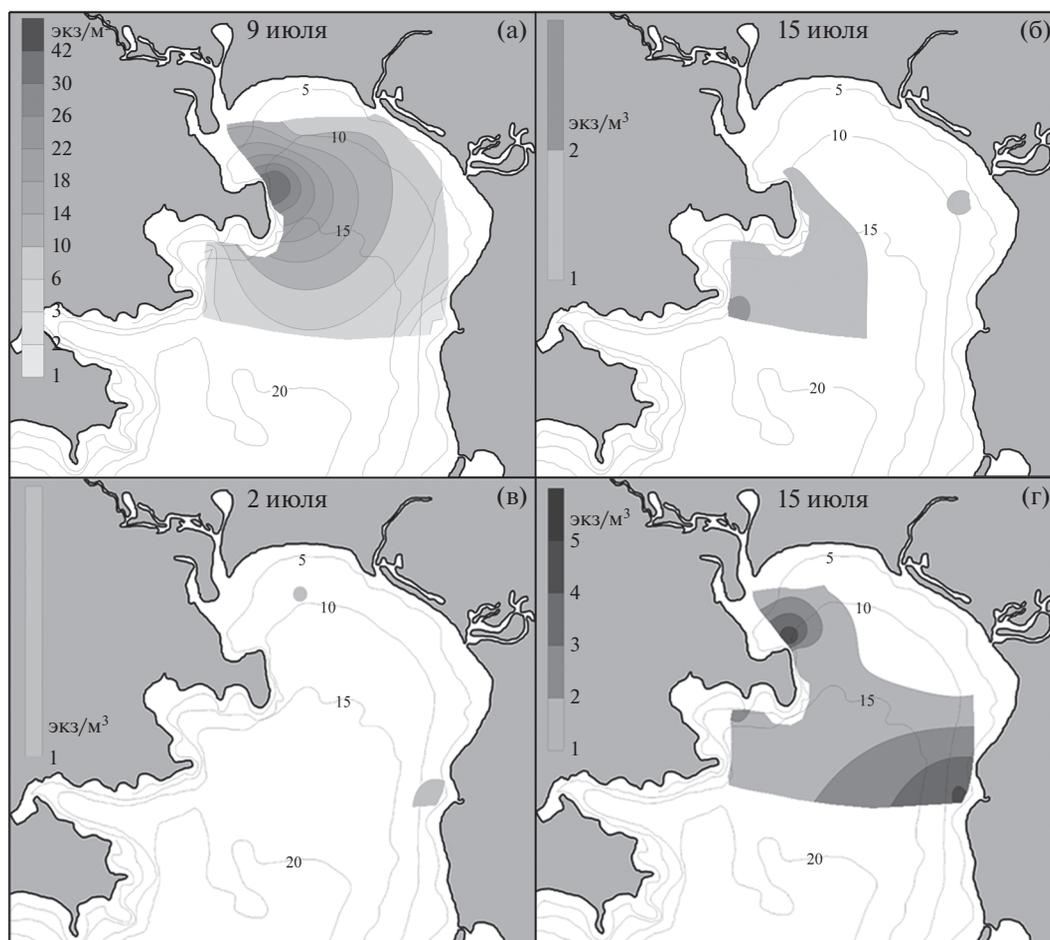


Рис. 4. Распределение личинок *Upogebia yokoyai* (а, б) и *Upogebia issaeffi* (в, г) в зал. Восток в разные сроки.

Личинки *Neotrypaea petalura* в ночных качественных пробах встречались уже в июне (табл. 2). В то же время в количественных пробах они впервые отмечены только в начале июля (рис. 5). Зоэа встречались повсеместно, за исключением кутовой части, наибольшие скопления зарегистрированы в районе биостанции (4 экз/м<sup>3</sup>) и у м. Елизарова (5 экз/м<sup>3</sup>). В конце первой декады июля личинки обнаружены на всех станциях, за исключением опресненных участков (станции 1, 3, 4), достигая максимальной плотности у МБС “Восток” (8 экз/м<sup>3</sup>) и у м. Елизарова (10 экз/м<sup>3</sup>). В середине июля численность личинок возрастала в б. Средняя (6 экз/м<sup>3</sup>) и у м. Пушина (9 экз/м<sup>3</sup>), а в первую декаду августа они единично отмечены только у м. Пушина.

Единичные личинки *Neotrypaea makarovi* были зарегистрированы в конце мая у восточного берега зал. Восток — вблизи устья р. Литовка. В начале июня они встречались уже на всех станциях, а к середине месяца в эстуарии р. Литовки достигали максимальной плотности 17 экз/м<sup>3</sup> (рис. 6). Довольно многочисленны зоэа *N. makarovi* были

также в куту залива, у биостанции и у м. Пушина (5–6 экз/м<sup>3</sup>). В первой декаде июля они встречались в основном в центральной части залива — в б. Средняя (8 экз/м<sup>3</sup>), у м. Елизарова (3 экз/м<sup>3</sup>) и максимальной плотности (12 экз/м<sup>3</sup>) достигали у м. Пушина. В середине июля личинок *N. makarovi* наблюдали единично.

Личинки *Boasaxius princeps* появлялись в начале июля у восточного берега зал. Восток, в районе биостанции и в б. Средняя (рис. 7а, 7б). К концу первой декады они распространялись почти на все станции, за исключением эстуария р. Волчанка, достигая максимума (10 экз/м<sup>3</sup>) в б. Средняя. В середине июля зоэа этого вида отмечены только вдоль западного побережья залива, с наибольшей плотностью 2 экз/м<sup>3</sup> в районе б. Средняя.

Зоэа *Leonardsaxius amurensis* в ночных качественных пробах отмечены с первой декады июня до первой декады августа (табл. 2). В то же время в количественных пробах они единично обнаружены только в середине июля в эстуарии р. Литовка и у биостанции с плотностью 2 экз/м<sup>3</sup> (рис. 7в, 7г).



Рис. 5. Распределение личинок *Neotrypaea petalura* в зал. Восток в разные сроки.

## ОБСУЖДЕНИЕ

Сроки встречаемости личинок роющих креветок в ночных качественных пробах в зал. Восток в основном совпадали с данными по Амурскому и Уссурийскому заливам [2]. Однако в количественных пробах, взятых на сетке станций, они обнаружены только до середины августа, в то время как в Амурском и Уссурийском заливах встречались до октября. По-видимому, это объясняется тем, что в сентябре и начале октября в Амурском и Уссурийском заливах отмечены в основном старшие стадии зоэа, которые в зал. Восток не встречены. Можно предположить, что их течениями выносило в открытую часть залива, где не было планктонных станций. Если в Амурском и Уссурийском заливах среди упогебиид самыми многочисленными в планктоне были зоэа *Upogebia major* [2], то в зал. Восток отчетливо доминировали личинки *U. yokoyai* (рис. 2, 4а, 4б). Среди неотрипид в Амурском и Уссурийском заливе наиболее длительное время встречались личинки *Neotrypaea petalura*, в то время как в зал. Восток самым продолжительным был пелагический период *N. japonica*.

Наибольшие скопления личинок *Upogebia major* наблюдали вблизи родительского поселения в эстуарии р. Волчанка, а также в районе биостанции, куда они перемещались под влиянием речного стока и течения, идущего вдоль западного побережья в южном направлении. В кутовой части залива под влиянием циклонического круговорота, по-видимому, концентрировались также личинки *U. major*, появившиеся в поселениях в б. Литовка и у протоки Волчанецкая. В начале июля наибольшую плотность личинок наблюдали в районе м. Пушина, куда они могли попадать из б. Средняя, где имеется еще одно поселение этого вида. Летом температура воды в б. Средняя ниже, чем в кутовой части залива приблизительно на 2°C [1], и, вероятно, выход личинок там происходил позднее. Одновременно в районе биостанции отмечено вторичное повышение плотности личинок, что свидетельствует о возможности повторного нереста *U. major*.

Исследование поселения *U. major* в устье р. Волчанка [15] показало, что самки с яйцами на плеоподах встречались уже в апреле. Затем количество яйценосных самок увеличивалось, и вылуп-

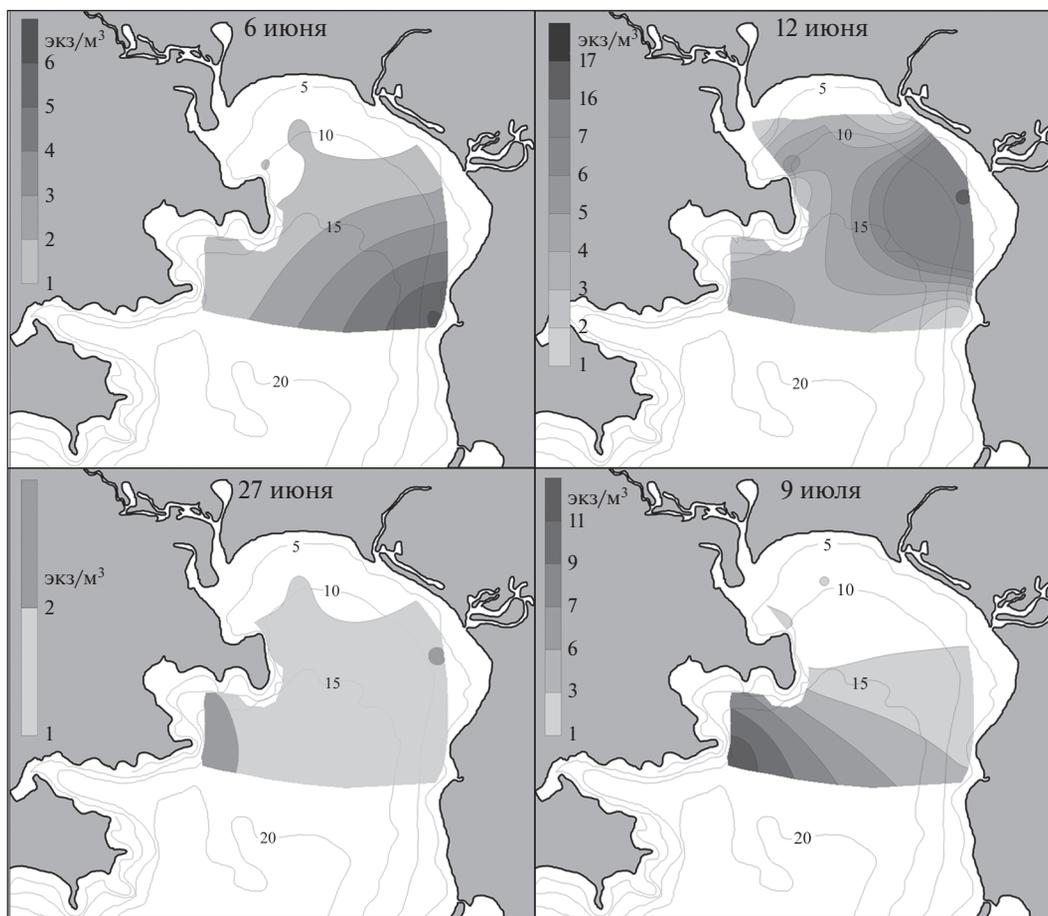


Рис. 6. Распределение личинок *Neotrypaea makarovi* в зал. Восток в разные сроки.

ление личинок происходило в конце мая, что согласуется с планктонными данными. Пополнение донного поселения молодью, по-видимому, наблюдалось в первой половине июля, т.к. в середине месяца размер сеголеток составлял 8–12 мм, а длина тела только что осевшей молодежи не превышает 6 мм [22]. Однако вплоть до октября в пробах встречали единичных животных с длиной тела 14–17 мм. Таким образом, незначительное пополнение поселения молодью могло происходить и позже — либо за счет размножения немногочисленных особей в заливе, либо в результате заноса личинок из других мест обитания упогебии. Присутствие ранних стадий зоэа *U. major* в ночном планктоне до середины сентября подтверждает это предположение. Считается, что в Токийском заливе *U. major* откладывает яйца один раз за сезон размножения [18, 22], однако авторы не исключают возможности повторного нереста, поскольку иногда у яйценосных самок в конце периода вынашивания наблюдался значительный рост гонадного индекса.

В июне наибольшую плотность личинок *Neotrypaea japonica* наблюдали вблизи родительского

поселения в эстуарии р. Волчанка. Однако в июле высокая концентрация зоэа отмечена также в районе м. Елизарова. Южнее м. Елизарова грунт представлен заиленным песком [4], и, как уже упоминалось, севернее входного м. Подосенова находится еще одно поселение *N. japonica*. Более позднее (почти на месяц) появление личинок у м. Елизарова связано с тем, что в этом районе температура воды по сравнению с кутовой частью залива ниже почти на 2°C [1]. Несмотря на то, что в Амурском и Уссурийском заливах мы наблюдали личинок *N. japonica* только в июне и июле [2], в зал. Восток они встречались гораздо дольше. Кроме того, в зал. Восток яйценосные самки присутствовали в июле и даже в августе, что наряду с наличием ранних стадий в планктоне вплоть до сентября свидетельствует о возможности повторного нереста этого вида в ходе сезона размножения. У западного побережья о-ва Кюсю личинки *N. japonica* образуют две когорты со сдвигом во времени 1–1.5 мес. [30].

Основные концентрации личинок *Neotrypaea petalura* и *Upogebia issaeffi* отмечены в районе биостанции и у м. Елизарова. Известно, что грунт в

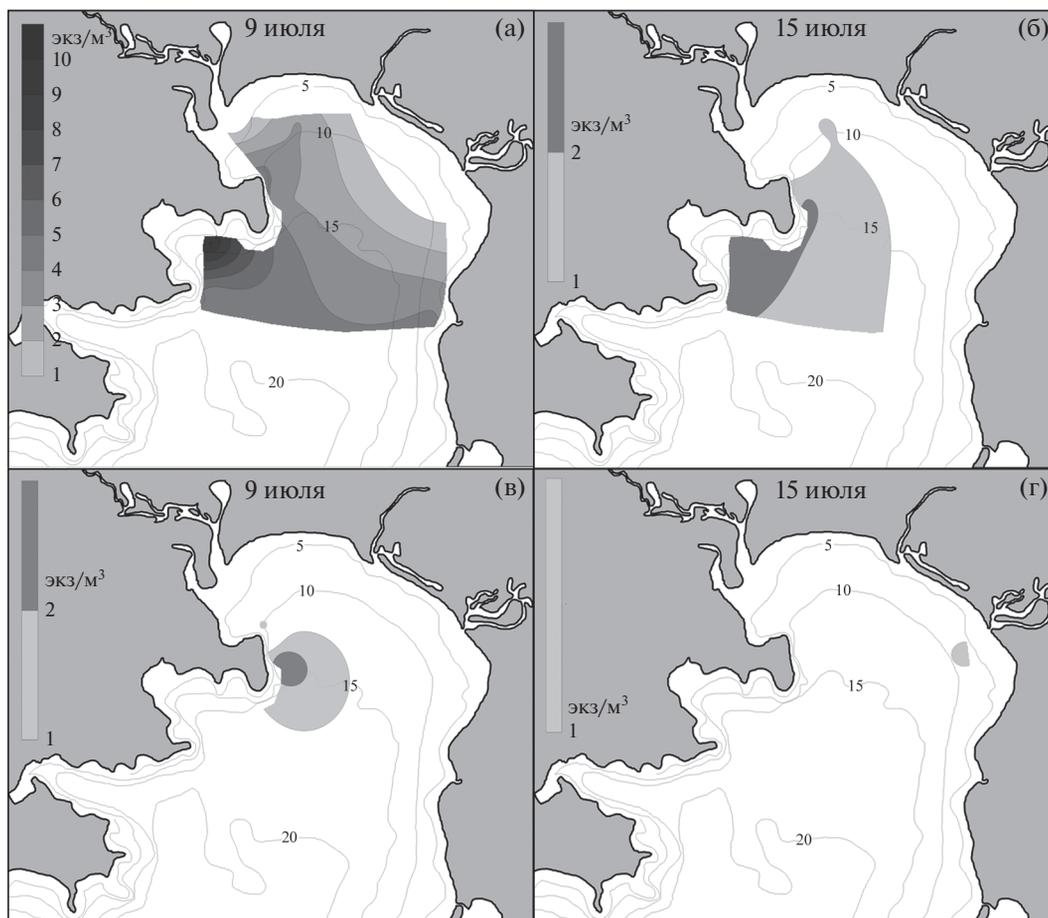


Рис. 7. Распределение личинок *Boasaxius princeps* (а, б) и *Leonardsaxius amurensis* (в, г) в зал. Восток в разные сроки.

районе м. Елизарова песчаный с примесью гальки и валунов [4]. Возможно, здесь также расположены поселения данных видов, либо их личинки заносятся из открытой части зал. Восток. Поскольку *N. petalura* и *U. issaeffi* не переносят опреснения, зоэа этих креветок не обнаружены в районах действия стока рек Волчанка, Литовка и у протоки Волчанецкой.

Несмотря на то, что *Neotrypaea makarovi* обнаружена только в б. Прибойная [24], первые личинки в планктоне появились на противоположном берегу в б. Литовка, а позже максимальную по заливу концентрацию наблюдали у м. Елизарова. Вероятно, *N. makarovi* обитает также в районе м. Елизарова, либо личинки этого вида заносятся из открытой части зал. Восток.

В отличие от личинок мелководных видов, зоэа *Boasaxius princeps* и *Leonardsaxius amurensis* не концентрировались в вершинной части зал. Восток. Поскольку эти виды обитают глубже [8], основные скопления личинок находились в западной части залива.

Хотя приведенные выше сведения о распространении взрослых роющих креветок в зал. Во-

сток весьма фрагментарны, в целом они согласуются с нашими данными по распространению личинок. Наличие крупных поселений трех хорошо переносящих опреснение видов в кустовой части (*U. major*, *U. yokoyai* и *N. japonica*) и двух видов, обитающих вдоль западного берега на смешанных грунтах и предпочитающих нормальную соленость (*N. petalura* и *U. issaeffi*), а также циклоническая циркуляция вод при южном ветре и общее направление течения способствуют концентрации личинок в вершинной части зал. Восток. Ранее было показано, что здесь также скапливаются личинки крабов-горошин, прибрежных и водорослевых крабов, появляющиеся в планктоне в первой половине лета [6]. Более поздний прогрев вод, по-видимому, является причиной более позднего появления личинок в поселениях креветок в западной и восточной частях залива. Кроме того, во второй половине лета под воздействием преобладающего при юго-восточном и восточном ветрах поверхностного течения, идущего вдоль западного берега на юг, а также стоковых течений рек личинки скапливаются южнее, в б. Средняя и у м. Пушина. Личинки более глубоководных видов (*B. princeps*, *L. amurensis* и *N. ma-*

*karovi*) редко встречаются в кутовой части залива, а концентрируются в его западной части. Известно, что зоэа овального краба, обитающего на больших по сравнению с прибрежными крабами глубинах, также встречаются в основном в юго-западной части зал. Восток [6].

Скорость личинок декапод составляет не более 2 см/с, поэтому они пассивно переносятся течениями [23]. Однако благодаря суточным вертикальным миграциям личинки способны опускаться в более глубокие слои и использовать течения, идущие к берегу, что позволяет им возвращаться к местам обитания взрослых особей для оседания [18, 26, 28, 29]. В зал. Восток антициклонический вихрь, формирующийся при южном ветре к юго-западу от м. Пещурова, вероятно препятствует выносу личинок мелководных видов за пределы залива, а особенности гидродинамики позволяют им удерживаться вблизи родительских поселений и обеспечивать восстановление популяций.

**Благодарности.** Авторы благодарят Н.И. Селина и Е.С. Корниенко за помощь в сборе материала.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гайко Л.А. Гидрометеорологические особенности залива Восток (Японское море). Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2006. 91 с. Деп. в ВИНТИ 28.11.2006. № 1471-B2006.
2. Голубинская Д.Д., Корн О.М., Корниенко Е.С. Сезонная динамика плотности и распределение личинок роющих креветок инфраотрядов Gebiidea и Axidea в Амурском и Уссурийском заливах Японского моря // Биол. моря. 2016. Т. 42. № 3. С. 204–214.
3. Кашенко В.П. Краткая физико-географическая характеристика зал. Восток // Биологические исследования залива Восток. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 7–11.
4. Кашенко С.Д. Грунты залива Восток Японского моря // Биота и среда заповедников Дальнего Востока. 2014. № 1. С. 25–35.
5. Корн О.М., Голубинская Д.Д., Корниенко Е.С. Ключ для определения зоэа роющих креветок надотрядов Gebiidea и Axidea из залива Петра Великого Японского моря // Биол. моря. 2017. Т. 43. № 5. С. 341–348.
6. Корн О.М., Корниенко Е.С. Видовой состав, период встречаемости и распределение личинок крабов (Decapoda: Brachyura) в заливе Восток Японского моря // Биол. моря. 2015. Т. 41. № 1. С. 28–35.
7. Корниенко Е.С. Роющие раки инфраотрядов Gebiidea и Axidea (Crustacea: Decapoda) // Биол. моря. 2013. Т. 39. № 1. С. 3–16.
8. Марин И.Н. Малый атлас десятиногих ракообразных России. М.: Товарищество науч. изд. КМК. 2013. 145 с.
9. Марин И.Н., Корн О.М., Корниенко Е.С. *Upogebia yokoyai* Макаров, 1938 (Decapoda: Upogebiidae) – новый для фауны Японского моря вид креветок-гебиид // Биол. моря. 2013. Т. 39. № 3. С. 221–226.
10. Плотников А.В., Новожилов А.В. Некоторые особенности динамики вод залива Восток (залив Петра Великого, Японское море) // Рациональное использование биоресурсов Тихого океана. Тез. докл. Владивосток, 1991. С. 65–66.
11. Селин Н.И. Некоторые особенности популяционной биологии рака-привидения *Nihonotrypaea petalura* (Stimpson, 1860) (Decapoda: Callinassidae) из прибрежных вод залива Восток Японского моря // Биол. моря. 2013. Т. 39. № 5. С. 362–370.
12. Селин Н.И. Некоторые черты биологии рака-крота *Upogebia issaeffi* (Decapoda: Upogebiidae) из сублиторали залива Восток Японского моря // Биол. моря. 2014. Т. 40. № 1. С. 26–31.
13. Селин Н.И. Распределение и некоторые черты биологии креветки-привидения *Nihonotrypaea japonica* (Ortmann, 1891) (Decapoda: Callinassidae) из эстуария реки Волчанка (залив Восток Японского моря) // Биол. моря. 2015а. Т. 41. № 1. С. 13–19.
14. Селин Н.И. Особенности пространственного распределения рака-крота *Upogebia major* (de Haan, 1841) (Decapoda: Upogebiidae) в заливе Восток Японского моря // Биол. моря. 2015б. Т. 41. № 3. С. 215–218.
15. Селин Н.И. Популяционная динамика и рост рака-крота *Upogebia major* (De Haan, 1841) (Crustacea: Decapoda) из залива Петра Великого Японского моря // Биол. моря. 2017. Т. 43. № 4. С. 229–234.
16. Степанов В.В. Характеристика температуры и солености вод залива Восток Японского моря // Биологические исследования залива Восток. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 12–22.
17. Христофорова Н.К., Наумов Ю.А., Арзамасцев И.С. Тяжелые металлы в донных осадках залива Восток (Японское море) // Изв. ТИНРО. 2004. Т. 136. С. 278–289.
18. Hong J.-S. Biology of the mud shrimp *Upogebia major* (de Haan, 1841), with particular reference to pest management for shrimp control in Manila clam bed in the west coast of Korea // Ocean Polar Res. 2013. V. 35. № 4. P. 323–349.
19. Itani G. Distribution of intertidal upogebiid shrimp (Crustacea: Decapoda: Thalassinidea) in Japan // Contributions from the Biological Laboratory, Kyoto University. 2004. V. 29. № 4. P. 383–399.
20. Kinoshita K. Burrow structure of the mud shrimp *Upogebia major* (Decapoda: Thalassinidea: Upogebiidae) // J. Crust. Biol. 2002. V. 22. № 2. P. 474–480.
21. Kinoshita K., Itani G., Unchino T. Burrow morphology and associated animals of the mud shrimp *Upogebia yokoyai* (Crustacea: Thalassinidea: Upogebiidae) // J. Mar. Biol. Ass. U.K. 2010. V. 90. № 5. P. 947–952.
22. Kinoshita K., Nakayama S., Furota T. Life cycle characteristics of the deep-burrowing mud shrimp *Upogebia major* (Thalassinidea: Upogebiidae) on a tidal flat along the northern coast of Tokyo Bay // J. Crust. Biol. 2003. V. 23. № 2. P. 318–327.
23. Kuwahara H., Mizushima T. Study on the distribution of hair crab, *Erimacrus isenbeckii*, larvae in the Sea of Okhotsk // Sci. Rep. Hokkaido Fish. Exp. St. 1999. V. 55. P. 1–27.

24. *Marin I.* A new species of callianassid ghost shrimp of the genus *Nihonotrypaea* Manning & Tamaki, 1998 (Crustacea, Decapoda, Axiidea, Callianassidae) from southern part of the Russian coast of the Sea of Japan // *Zootaxa*. 2013. V. 3694. № 5. P. 434–444.
25. *Marin I.* Complete morphological re-description of mud-dwelling axiid *Leonardsaxius amurensis* (Kobjakova, 1937) with remarks on Axiidae (Crustacea: Decapoda: Axiidea) from the Russian coast of the Sea of Japan // *Zootaxa*. 2015. V. 3937. № 3. P. 549–563.
26. *Morgan S.G., Miller S.H., Robart M.J., Largier J.L.* Nearshore larval retention and cross-shelf migration of benthic crustaceans at an upwelling center // *Front. Mar. Sci.* 2018. V. 5. P. 161.
27. *Sakai K.* Axioidea of the World and a Reconsideration of the Callianassoidea (Decapoda, Thalassinidea, Callianassida) // *Crustaceana Monographs*. Leiden: Brill. 2011. V. 13. 520 p.
28. *Shanks A.L.* Pelagic larval duration and dispersal distance revisited // *Biol. Bull.* 2009. V. 216. P. 373–385.
29. *Pires R.F.T., Pan M., Santos A.M.P. et al.* Modelling the variation in larval dispersal of estuarine and coastal ghost shrimp: *Upogebia* congeners in the Gulf of Cadiz // *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 2013. V. 492. P. 153–168.
30. *Tamaki A., Ingole B., Ikebe K., Muramatsu K. et al.* Life history of the ghost shrimp, *Callinassa japonica* Ortman (Decapoda: Thalassinidea), on an intertidal sandflat in western Kyushu, Japan // *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.* 1997. V. 210. P. 223–250.
31. *Tamaki A., Itoh J.-I., Kubo K.* Distributions of three species of *Nihonotrypaea* (Decapoda: Thalassinidea: Callianassidae) in intertidal habitats along an estuary to open-sea gradient in western Kyushu, Japan // *Crust. Res.* 1999. V. 28. P. 37–51.

## The Distribution of Burrowing Shrimp Larvae of the Infraorders Gebiidea and Axiidea in Vostok Bay (Sea of Japan)

D. D. Golubinskaya<sup>a, #</sup>, O. M. Korn<sup>a</sup>

<sup>a</sup>*Zhirmunsky National Scientific Center of Marine Biology, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, 690041 Russia*

<sup>#</sup>*e-mail: dddemchyk@mail.ru*

In Vostok Bay (Peter the Great Bay, Sea of Japan), seasonal occurrence and distribution of the pelagic larvae of large burrowing shrimps of infraorders Gebiidea and Axiidea, leading a hidden lifestyle, were investigated from May to September 2014. Zoea of the burrowing shrimps occurred from the end of May to the end of September, under the water temperature of 12.3–23.4°C, reaching the total density of  $15.5 \pm 0.28$  ind/m<sup>3</sup> in the first half of July. Larvae of three gebiidean and five axiidean species were found. In the early summer, cyclonic circulation of waters contributed to the concentration of larvae of shallow-water species in the apical part of Vostok Bay. The late heating of waters was probably the reason for the later larval hatching in the western and eastern parts of the bay. The larvae of more deep-water species mainly occur in the western part of Vostok Bay. In the second half of summer, under the influence of the surface current along the western shore, as well as the runoff currents of the rivers, the larvae concentrated southward, in Srednyaya Bay and near Pushchin Cape. The anticyclonic gyration that forms under southern wind to the southwest of Peshchurov Cape probably prevents the removal of larvae of shallow-water species from the bay.

**Keywords:** burrowing shrimps, zoea, Axiidea, Gebiidea, Sea of Japan

УДК 551.465

## СОДЕРЖАНИЕ МИКРО- И УЛЬТРАМИКРОЭЛЕМЕНТОВ В ОТОЛИТАХ КЛЮВОРЫЛОЙ *ANTIMORA ROSTRATA* И МЕЛКОЧЕШУЙНОЙ *A. MICROLEPIS* АНТИМОР (MORIDAE, TELEOSTEI)

© 2020 г. Н. Б. Коростелев<sup>1,2</sup>, А. М. Орлов<sup>1,3,4,\*</sup><sup>1</sup>Институт проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова РАН, Москва, Россия<sup>2</sup>Институт биологии развития им. Н.К. Кольцова РАН, Москва, Россия<sup>3</sup>Всероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии, Москва, Россия<sup>4</sup>Томский государственный университет, Томск, Россия

\*e-mail: orlov@vniro.ru

Поступила в редакцию 19.02.2020 г.

После доработки 17.03.2020 г.

Принята к публикации 08.04.2020 г.

Исследовано содержание 53 микро- и ультрамикроэлементов в отолитах двух глубоководных видов рыб — клюворылой антиморы *Antimora rostrata* из северо-западной Атлантики (СЗА) и мелкочешуйной антиморы *Antimora microlepis* из северо-восточной Пацифики (СВП). Максимальной концентрацией в отолитах данных видов характеризовались (в порядке убывания) стронций, никель, цинк, барий, хром, медь, литий, кобальт и цирконий. Содержание бария, вольфрама и лития было выше в отолитах первого вида, иттрия и урана — последнего. Это, вероятно, обусловлено различным химическим составом вод СЗА и СВП, а также различиями в линейных размерах рыб и изменением концентраций отдельных элементов в процессе онтогенеза. Проведено сравнение содержания свинца, мышьяка, цинка, меди, никеля в отолитах, почках, мышцах и печени рыб из разных районов.

**Ключевые слова:** микроэлементы, ультрамикроэлементы, отолиты, клюворылая антимора *Antimora rostrata*, мелкочешуйная антимора *Antimora microlepis*, Северная Атлантика, Северная Пацифика

DOI: 10.31857/S003015742005010X

Химический состав отолитов определяется физиологической активностью рыб и зависит от условий окружающей среды [27]. В некоторых случаях химический состав отолита позволяет судить о составе воды, в которой обитала рыба [7]. По этой причине в последние годы исследования элементного состава отолитов рыб получили широкое развитие [8, 10, 11]. По составу отолита можно судить об особенностях биологии рыб и изменении условий окружающей среды в процессе онтогенеза [8, 27]. Данные исследования в настоящее время проводятся в нескольких направлениях и нашли свое применение при изучении жизненных циклов рыб [3, 4, 8, 11], определении возраста радиометрическими методами [9, 15, 20, 28], изучении популяционной структуры [12] и мониторинге окружающей среды [5, 21]. Исследования элементного состава отолитов глубоководных рыб немногочисленны и направлены по большей части на понимание внутривидовой организации отдельных видов [6, 18, 22–24, 29, 30]. Чаще же всего в отношении глубоководных рыб приводятся данные о содержании небольшого числа эле-

ментов (преимущественно тяжелых металлов) в отдельных органах и тканях [13, 14, 25, 26, 31]. Публикации, в которых исследовано содержание широкого спектра элементов в отолитах и тканях глубоководных рыб, единичны [2, 29]. Для представителей глубоководных рыб рода *Antimora* в литературе имеются данные только о содержании отдельных элементов в мышцах, жабрах и печени клюворылой антиморы *A. rostrata* [13, 14, 25, 26, 31] и в мышечной ткани мелкочешуйной антиморы *A. microlepis* [1].

В настоящей работе впервые приводятся сведения о содержании 53 микро- и ультрамикроэлементов в отолитах клюворылой и мелкочешуйной антимор.

### МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Материалом для данного сообщения послужили отолиты (сагитта) клюворылой антиморы *Antimora rostrata* (2 экз.) и мелкочешуйной антиморы *A. microlepis* (2 экз.). Отолиты первого вида были собраны в феврале 2016 г. в северо-западной Ат-

**Таблица 1.** Биологические характеристики особей, от которых были взяты отолиды

	<i>Antimora rostrata</i>		<i>Antimora mirolepis</i>	
	1	2	1	2
Номер рыбы				
Общая длина тела ( <i>TL</i> ), см	41.2	55.1	29.0	36.0
Масса тела, г	450	1460	120	280
Пол	Самец	Самка	Самец	Самец

лантике (46°50'–43°30' с.ш., 49°01'–46°40' з.д.) у побережья Ньюфаундленда (Большая Ньюфаундлендская банка) на глубинах 809–2089 м [17]. Отолиды второго вида собраны в ходе проведения донных траловых съемок в водах западного побережья США (West Coast Groundfish Bottom Trawl Survey) Северо-Западным Рыбохозяйственным Центром (Northwest Fisheries Science Center, Seattle, USA) в 2007 и 2010 гг. в районе, ограниченном координатами 32°00'–47°48' с.ш. и 117°44'–125°42' з.д., в диапазоне глубин 467–1256 м [16]. Биологические характеристики особей, от которых были взяты отолиды, приведены в табл. 1.

Определение микроэлементного состава производили в целом отолиде по аналогии с подобными исследованиями отолидов других глубоководных видов рыб [29, 30]. Работы проведены в аналитическом сертификационном испытательном центре (АСИЦ, г. Москва) масс-спектральным с индуктивно-связанной плазмой (МС) и атомно-эмиссионным с индуктивно-связанной плазмой (АЭ) методами с помощью масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой iCAP Qc (“Thermo Scientific”, США) и атомно-эмиссионного с индуктивно-связанной плазмой спектрометра ICPE-9000 (“Shimadzu”, Япония). Результаты анализа приведены на воздушно-сухую пробу.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Из 53 микро- и ультрамикроэлементов, содержание которых в отолидах особей двух видов определено в ходе проведения исследований (табл. 2), наибольшей концентрацией (в порядке убывания, мкг/г) характеризовались стронций (1995.7–2659.5), никель (20.2–25.8), цинк (3.6–13.4), барий (2.9–9.3), хром (1.7–2.8), медь (1.3–2.2), литий (0.7–1.9), кобальт (1.0–1.7) и цирконий (0.3–1.7). Концентрации остальных элементов в отолидах антимор не превышали 1 мкг/г.

Сведения по содержанию микроэлементов в отолидах глубоководных рыб фрагментарны и крайне ограничены. В двух публикациях, в которых проводилось исследование популяционной структуры угольной сабли-рыбы *Aphanopus carbo* и незумии *Nezumia aequalis* [29, 30], определялось содержание целого ряда микроэлементов (до 30), однако конкретные значения измеренных концентраций не приводятся. Из данных, приведен-

ных на графике одной из указанных работ [30], следует, что концентрации лития в отолидах незумии из Средиземного моря и северо-восточной Атлантики составляли 0.47–0.73 мкг/г, а стронция – 1350–1750 мкг/г. Эти данные вполне сопоставимы с полученными по указанным элементам нами в отолидах антимор – 0.65–1.89 мкг/г и 1996–2660 мкг/г соответственно.

Сравнение содержания микроэлементов в отолидах клюворылой и мелкочешуйной антимор показало некоторые различия в концентрациях. Содержание бария (5.7–9.3 против 2.9–3.5 мкг/г), вольфрама (0.07–0.11 против < 0.04 мкг/г) и лития (1.2–1.9 против 0.7–0.8 мкг/г) было заметно выше в отолидах первого вида, в то время как иттрия (0.022 против 0.025–0.035 мкг/г) и урана (0.015–0.022 против 0.023–0.032 мкг/г) – наоборот, у последнего. Поскольку накопление основных микроэлементов в отолидах морских рыб осуществляется за счет поступления из морской воды [19, 32], по всей видимости, обнаруженные различия в содержании отдельных элементов в отолидах двух видов антимор обусловлены различным химическим составом вод северо-восточной Пацифики и северо-западной Атлантики. Различия в содержании некоторых элементов у особей одного и того же вида глубоководных рыб в разных частях ареала отмечались ранее. Так, концентрации лития и стронция в отолидах угольной сабли-рыбы в разных районах Северной Атлантики заметно различались [29]. Содержание магния, стронция, марганца и меди в отолидах незумии из вод Средиземного моря и северо-восточной части Атлантического океана были также различными [30].

Кроме того, как показывают отдельные исследования [14, 30], в процессе онтогенеза происходит изменение концентраций отдельных элементов. В мышечной ткани клюворылой антиморы из вод Северной Каролины содержание цинка, меди, железа и марганца с увеличением линейных размеров уменьшалось, а ртути, наоборот, возрастало. Обнаруженные нами различия в содержании отдельных элементов в отолидах двух видов антимор, могут быть также отчасти связаны с различиями в линейных размерах рыб – клюворылая антимора (41–55 см) в наших пробах была заметно крупнее мелкочешуйной (29–36 см).

Сравнивая концентрации отдельных элементов в различных органах и тканях мелкочешуйной антиморы, можно констатировать, что в мышцах

Таблица 2. Содержание микроэлементов в отолитах антимор (мкг/г)

Элемент	<i>Antimora rostrata</i>		<i>Antimora microlepis</i>		Метод анализа
	1	2	1	2	
<b>Барий</b>	5.74	9.32	3.5	2.9	АЭ, МС
Бериллий	0.0054	<0.004	0.0046	<0.004	МС
Ванадий	<0.8	<0.8	<0.8	<0.8	АЭ
Висмут	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	МС
<b>Вольфрам</b>	0.11	0.073	<0.04	<0.04	МС
Гадолиний	<0.003	<0.003	0.0084	<0.003	МС
Галлий	0.073	0.048	0.058	0.055	МС
Гафний	<0.03	1.0	0.05	<0.03	МС
Гольмий	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	МС
Диспрозий	<0.002	<0.002	0.0031	<0.002	МС
Европий	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	МС
Золото	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	МС
Иридий	<0.004	<0.004	<0.004	<0.004	МС
Иттербий	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	МС
<b>Иттрий</b>	0.022	0.022	0.035	0.025	МС
Кадмий	<0.005	0.007	0.009	0.0063	МС
Кобальт	1.07	1.7	0.98	1.13	АЭ, МС
Лантан	0.022	0.013	0.08	0.012	МС
<b>Литий</b>	1.24	1.89	0.78	0.65	АЭ, МС
Лютеций	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	МС
Медь	1.77	1.56	2.21	1.26	АЭ, МС
Молибден	0.26	0.27	0.42	0.27	МС
Мышьяк	<0.2	<0.2	0.23	<0.2	МС
Неодим	0.0087	0.01	0.049	<0.005	МС
Никель	21.7	25.8	20.2	22.4	АЭ, МС
Ниобий	<0.02	0.19	0.058	<0.02	МС
Олово	0.048	0.055	0.085	0.053	МС
Палладий	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	МС
Платина	<0.006	<0.006	<0.006	<0.006	МС
Празеодим	<0.003	<0.003	0.012	<0.003	МС
Рений	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	МС
Родий	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	МС
Рубидий	0.078	0.11	0.092	<0.07	МС
Самарий	<0.002	<0.002	0.0097	<0.002	МС
Свинец	0.051	0.041	0.23	<0.03	МС
Селен	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	МС
Серебро	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	МС
Скандий	0.41	0.76	0.57	0.51	МС
Стронций	2043.8	2128.6	1995.7	2659.5	АЭ, МС
Сурьма	0.052	0.067	0.064	0.07	МС
Таллий	<0.008	<0.008	<0.008	<0.008	МС
Тантал	<0.03	0.38	0.043	<0.03	МС
Теллур	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	МС
Тербий	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	МС
Торий	<0.03	0.69	0.13	0.056	МС
Тулий	<0.003	<0.003	<0.003	<0.003	МС
<b>Уран</b>	0.022	0.015	0.032	0.023	МС
Хром	1.7	2.8	2.52	2.09	АЭ, МС
Цезий	<0.006	<0.006	0.021	<0.006	МС
Церий	0.022	0.02	0.12	0.015	МС
Цинк	5.79	4.33	13.4	3.59	АЭ, МС
Цирконий	0.28	1.68	0.75	0.31	МС
Эрбий	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	МС

Примечание: полужирным шрифтом выделены элементы, содержание которых у двух видов антимор заметно различается.

у особей из вод подводного Императорского хребта [1] и отолитах рыб из северо-восточной Пацифики (наши данные) содержание свинца находится в сравнимых пределах (0.11 против <0.03–0.23 мкг/г), мышьяка (0.40 против <0.20–0.23 мкг/г) и цинка (0.90 против 0.31–0.75 мкг/г) заметно больше, а меди (0.18 против 1.26–2.21 мкг/г) существенно меньше. У кловорылой антиморы из вод желоба Рокколл, северо-восточная Атлантика [31] в сравнении с рыбами из района Большой Ньюфаундлендской Банки (наши данные) содержание никеля в печени (0.03 мкг/г), жабрах (0.03 мкг/г) и мышцах (0.67 мкг/г) существенно меньше, чем в отолитах (21.7–25.8 мкг/г). В то же время содержание меди в отолитах (1.56–1.77 мкг/г) выше, чем в жабрах (0.50 мкг/г) и мышцах (0.26 мкг/г), но меньше, чем в печени (3.23 мкг/г). У особей данного вида из вод Северной Каролины, северо-западная Атлантика [14] в сравнении с рыбами из района Большой Ньюфаундлендской Банки (наши данные) в мышцах цинка (3.15 мкг/г) и меди (0.41 мкг/г) содержится меньше, чем в отолитах (4.33–5.79 и 1.56–1.77 мкг/г соответственно).

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Ввиду незначительной выборки и анализа микроэлементов в целом отолите, а не в каждой зоне годового прироста, говорить о закономерностях накопления микроэлементов в отолитах антимор в процессе онтогенеза затруднительно. Полученные результаты предоставляют информацию о микро- и ультрамикроэлементном составе отолитов плохо изученных глубоководных представителей рода *Antimora*, которая может быть полезна в плане получения новых сведений о жизненном цикле рассматриваемых видов и их среде обитания. Присутствие в отолитах свинца предоставляет возможность изучения возраста антимор радиометрическим методом, основанным на соотношениях Pb-210/Ra-226 [9, 28].

**Благодарности.** Авторы благодарят своих коллег Рафаэля Байона (Rafael Baion, Instituto de Investigaciones Marinas, Vigo, Spain), Питера Фрея (Peter Frey, Northwest Fisheries Science Center, Seattle, USA) за предоставленные в их распоряжение отолиты антимор, а также Л.А. Пельгунову (ИПЭЭ РАН, Москва, Россия) за ценные советы при подготовке данного сообщения.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Давлетшина Т.А., Шульгина Л.В., Павел К.Г., Мальцев И.В. Технохимическая характеристика глубоководного объекта антиморы мелкочешуйной *Antimora microlepis* // Изв. ТИНРО. 2019. Т. 198. С. 230–238.
2. Орлов А.М., Артемов Р.В., Орлова С.Ю. Элементный состав стенки плавательного пузыря у некоторых глубоководных рыб Северной Атлантики // Биол. моря. 2016. Т. 42. № 5. С. 381–386.
3. Павлов Д.С., Кузицин К.В., Груздева М.А. и др. Разнообразие жизненной стратегии мальмы *Salvelinus malma* (Walbaum) (Salmonidae, Salmoniformes) Камчатки: онтогенетические реконструкции по данным рентгенофлуоресцентного анализа микроэлементного состава регистрирующих структур // Докл. РАН. 2013. Т. 450. № 2. С. 240–240.
4. Павлов Д.С., Самойлов К.Ю., Кузицин К.В. и др. Разнообразие жизненных стратегий судака *Sander lucioperca* (L.) Нижней Волги (по данным анализа микроэлементного состава отолитов) // Биол. внутр. вод. 2016. № 4. С. 45–53.
5. Павлова Л.А., Павлов С.М. Особенности РСМА отолитов рыб как перспективного метода мониторинга окружающей среды // Методы и объекты хим. анализа. 2006. Т. 1. № 1. С. 48–53.
6. Ashford J.R., Arkhipkin A.I., Jones C.M. Can the chemistry of otolith nuclei determine population structure of Patagonian toothfish *Dissostichus eleginoides*? // J. Fish. Biol. 2006. V. 69. P. 708–721.
7. Bath G.E., Thorrold S.R., Jones C.M. et al. Strontium and barium uptake in aragonitic otoliths of marine fish // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2000. V. 64. № 10. P. 1705–1714.
8. Begg G.A., Campana, S.E., Fowler A.J., Suthers I.M. Otolith research and application: current directions in innovation and implementation // Mar. Freshwat. Res. 2005. V. 56. P. 477–483.
9. Cailliet G.M., Andrews A.H., Burton E.J. et al. Age determination and validation studies of marine fishes: do deep-dwellers live longer? // Exp. Gerontol. 2001. V. 36. № 4–6. P. 739–764.
10. Campana S.E. Chemistry and composition of fish otoliths: pathways, mechanisms and applications // Mar. Ecol. Prog. Ser. 1999. V. 188. P. 263–297.
11. Campana S.E. Otolith elemental composition as a natural marker of fish stocks // Stock Identification Methods / Eds. Cadrin et al. New York: Academic Press, 2005. P. 227–245.
12. Campana S.E., Thorrold S.R. Otoliths, increments, and elements: keys to a comprehensive understanding of fish populations? // Can. J. Fish. Aquat. Sci. 2001. V. 58. № 1. P. 30–38.
13. Cronin M., Davies I.M., Newton A. et al. Trace metal concentrations in deep sea fish from the North Atlantic // Mar. Environ. Res. 1998. V. 45. P. 225–238.
14. Cross F.A., Hardy L.H., Jones N.Y., Barber R.T. Relation between total body weight and concentrations of manganese, iron, copper, zinc, and mercury in white muscle of bluefish (*Pomatomus saltatrix*) and a bathydemersal fish *Antimora rostrata* // J. Fish. Res. Board Can. 1973. V. 30. P. 1287–1291.
15. Fenton G.E., Short S.A. Radiometric analysis of blue grenadier, *Macruronus novaezealandiae*, otolith cores // Fish. Bull. 1995. V. 93. № 2. P. 391–396.
16. Frey P.H., Keller A.A., Simon V. Dynamic population trends observed in the deep-living Pacific flatnose, *Antimora microlepis*, on the U.S. West Coast // Deep-Sea Res. Pt. I. 2017. V. 122. P. 105–112.

17. Gordeev I., Sokolov S., Bañon R. et al. Parasites of the blue antimora, *Antimora rostrata* and slender codling, *Halargyreus johnsonii* (Gadiformes: Moridae), in the Northwestern Atlantic // Acta Parasit. 2019. V. 64. Iss. 3. P. 489–500.
18. Higgins R., Isidro E., Menezes G., Correia A.T. Otolith elemental signatures indicate population separation in deep-sea rockfish, *Helicolenus dactylopterus* and *Pontinus kuhlii*, from the Azores // J. Sea Res. 2013. V. 83. P. 202–208.
19. Hoff G.R., Fuiman L.A. 1995 Environmentally-induced variation in elemental composition of red drum (*Sciaenops ocellatus*) otoliths // Bull. Mar. Sci. V. 56. P. 578–591.
20. Kastle C.R., Kimura D.K., Nevissi A.E., Gunderson D.R. Using Pb-210/Ra-226 disequilibria for sablefish, *Anoplopoma fimbria*, age validation // Fish. Bull. 1994. V. 92. № 2. P. 292–301.
21. Labonne M., Morize E., Kulbicki M. et al. Otolith chemical signature and growth of *Chaetodon speculum* in coastal areas of New Caledonia // Estuar. Coast. Shelf Sci. 2008. V. 78. № 3. P. 493–504.
22. Longmore C., Fogarty K., Neat F.C. et al. A comparison of otolith microchemistry and otolith shape analysis for the study of spatial variation in a deep-sea teleost, *Coryphaenoides rupestris* // Environ. Biol. Fish. 2010. V. 89. P. 591–605.
23. Longmore C., Trueman C., Neat F. et al. Otolith geochemistry indicates life-long spatial population structuring in a deep-sea fish, *Coryphaenoides rupestris* // Mar. Ecol. Prog. Ser. 2011. V. 435. P. 209–224.
24. Longmore C., Trueman C.N., Neat F. et al. Ocean-scale connectivity and life cycle reconstruction in a deep-sea fish // Can. J. Fish. Aquat. Sci. 2014. V. 71. № 9. P. 1312–1323.  
<https://doi.org/10.1139/cjfas-2013-0343>
25. Martins I., Costa V., Porteiro F.M. et al. Mercury concentrations in fish species caught at Mid-Atlantic Ridge hydrothermal vent fields // Mar. Ecol. Prog. Ser. 2006. V. 320. P. 253–258.
26. Mormede S., Davies I.M. Heavy metal concentrations in commercial deepsea fish from the Rockall Trough // Cont. Shelf Res. 2001. V. 21. № 8–10. P. 899–916.
27. Radtke R.L., Shafer D.J. Environmental sensitivity of fish otolith microchemistry // Mar. Freshwat. Res. 1992. V. 43. № 5. P. 935–951.
28. Smith J.N., Nelson R., Campana, S.E. The use of Pb-210/Ra-226 and Th-228/Ra-228 disequilibria in the ageing of otoliths of marine fish // Radionuclides in the study of marine processes. / Eds. Kershaw P.J., Woodhead D.S. New York: Elsevier, 1991. P. 350–359.
29. Swan S.C., Gordon J.D.M., Shimmield T. Preliminary investigations on the uses of otolith microchemistry for stock discrimination of the deep-water black scabbardfish (*Aphanopus carbo*) in the North East Atlantic // J. Northwest Atl. Fish. Sci. 2003. V. 31. P. 221–231.
30. Swan S.C., Gordon J.D.M., Morales-Nin B. et al. Otolith microchemistry of *Nezumia aequalis* (Pisces: Macrouridae) from widely different habitats in the Atlantic and Mediterranean / J. Mar. Biol. Assoc. UK. 2003. V. 83. P. 883–886.
31. Vas P., Gordon J.D.M., Fielden P.R., Overnell J. The trace metal ecology of the Ichthyofauna in the Rockall Trough, North-Eastern Atlantic // Mar. Pollut. Bull. 1993. V. 26. № 11. P. 607–612.
32. Walther B., Thorrold S.R. 2006. Water, not food, contributes the majority of strontium and barium deposited in the otoliths of a marine fish // Mar. Ecol. Prog. Ser. V. 311. P. 125–130.

## Micro- and Ultramicroelemental Content in the Otoliths of Blue Hake *Antimora rostrata* and Pacific Flatnose *A. microlepis* (Moridae, Teleostei)

N. B. Korostelev<sup>a, b</sup>, A. M. Orlov<sup>a, c, d, #</sup>

<sup>a</sup>Severtsov Institute of Ecology and Evolution, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

<sup>b</sup>Koltsov Institute of Developmental Biology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

<sup>c</sup>Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography, Moscow, Russia

<sup>d</sup>Tomsk State University, Tomsk, Russia

<sup>#</sup>e-mail: orlov@vniro.ru

The content of 53 micro- and ultramicroelements in otoliths of two deep-sea fish species, the blue antimora *Antimora rostrata* from the North-West Atlantic (NWA) and the Pacific flatnose *Antimora microlepis* from the North-East Pacific (NEP) was studied. The maximum concentration in otoliths of these species was characterized (in descending order) by strontium, nickel, zinc, barium, chromium, copper, lithium, cobalt and zirconium. The content of barium, tungsten, and lithium was higher in the otoliths of the former species, while yttrium and uranium were higher in the latter one. This is probably due to the different chemical composition of the waters of the NWA and NEP, as well as to differences in the linear size of fish and changes in the concentrations of individual elements during ontogenesis. The content of lead, arsenic, zinc, copper, and nickel in otoliths, kidneys, muscles and liver of fish from different regions was compared.

**Keywords:** microelements, ultramicroelements, otoliths, blue antimora *Antimora rostrata*, Pacific flatnose *Antimora microlepis*, North Atlantic, North Pacific

УДК 551.35

## ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ ДОННЫХ ОСАДКОВ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

© 2020 г. Т. Н. Алексеева<sup>1, \*</sup>, Н. В. Политова<sup>1, \*\*</sup>, Н. В. Козина<sup>1</sup><sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия\*e-mail: [tania@blackout.ru](mailto:tania@blackout.ru)\*\*e-mail: [politova@ocean.ru](mailto:politova@ocean.ru)

Поступила в редакцию 26.05.2020 г.

После доработки 01.06.2020 г.

Принята к публикации 22.06.2020 г.

В работе приводятся данные гранулометрического анализа по результатам изучения 44 поверхностных (0–5 см) проб осадков, полученных в 67-ом рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш” (2016 г.) дночерпателем из разных частей Баренцева моря. Галечный и гравийный материал встречается в поверхностных осадках в виде примесей, рассеянных по всей акватории моря. Такой хаотичный характер распространения, по-видимому, связан с ледовым разносом. Грубообломочный материал наиболее распространен в Баренцевом море у берегов Кольского полуострова, у берегов Новой Земли, Шпицбергена, где он накапливается благодаря абразии берегов, ледниковой экзарации, эрозии дна. Кроме того, фракция >1 мм распространена на глубинах, где происходит взмучивание и вымывание тонких фракций. Наиболее распространенными осадками на прибрежном мелководье являются пески. Пески (0.1–1 мм) распространены широкой полосой в южной и юго-восточной области моря, в районе Печорского полигона, Канинского мелководья, Кольского полуострова, и на северо-западе, у берегов Шпицбергена. С увеличением глубины песчаные отложения сменяются смешанными осадками с небольшой примесью пелита. В центральной части моря распространены в основном пелитовые осадки. Осадки с содержанием пелитовой фракции (<0.01 мм) более 50% занимают около 70% площади Баренцева моря. Они широко распространены в глубоководных впадинах и желобах, а также в многочисленных фиордах Северного острова Новой Земли и Земли Франца-Иосифа.

**Ключевые слова:** Баренцево море, донные осадки, гранулометрический состав

DOI: 10.31857/S0030157420050020

Важным инструментом в познании седиментационных процессов является гранулометрический анализ. Результаты его позволяют охарактеризовать фракционный состав осадка, сделать выводы о его генезисе и особенностях накопления [37]. Гранулометрический анализ следует рассматривать в качестве вспомогательного метода выявления генезиса отложений, дополняющего сведения о вещественном составе и условиях седиментации. В задачи данной работы входило исследование современной седиментационной системы, обработка и интерпретация новых данных по гранулометрическому анализу донных осадков, полученных в 67-ом рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш” в Баренцевом море [34].

Баренцево море является самым западным из всех российских арктических морей и относится к типу материковых окраинных. Для осадочного процесса в арктических морях характерен особый тип седиментогенеза – ледовый морской [19, 21, 41], который характеризуется наличием преиму-

щественно терригенных осадков, специфичных по способам подготовки осадочного вещества, его транспортировки и отложения, и большим влиянием ледового разноса.

Изучение осадков в Баренцевом море началось еще в 20-х годах XX века [9, 15]. Институт океанологии им. П.П. Ширшова работает в Баренцевом море более 40 лет, изучая процессы современного осадкообразования [1, 3, 13, 14, 28–30]. Постоянные работы в данном регионе ведут такие организации, как Мурманский морской биологический институт КНЦ РАН [25, 27, 35, 38], Морская арктическая комплексная экспедиция [4], ВНИИОкеангеология [2, 12], ВСЕГЕИ [36], Зоологический институт РАН [8], в западной части моря – зарубежные ученые [40, 45 и др.].

### ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ

Площадь Баренцева моря равна 1424 тыс. км<sup>2</sup>, объем водной массы 316 тыс. км<sup>3</sup> [10]. Жидкий

речной сток (вместе с Беломорским стоком) равен  $463 \text{ км}^3/\text{год}$ , а твердый сток –  $17.9 \text{ млн т}$  [39]. Терригенный материал поступает в акваторию Баренцева моря в результате размыва материковых, островных и подводных поднятий, абразии берегов, а также при участии ледниковой экзарации. По оценкам [44], за счет эолового привноса в Баренцево море также поступает дополнительно  $0.904 \text{ млн т/год}$  твердого осадочного вещества.

Для Баренцева моря характерно разнообразие береговых процессов и типов берегов. Наибольшую протяженность имеют абразионные берега, мало измененные или практически не измененные морем. На севере Скандинавского полуострова и на архипелагах побережье изрезано фьордами, побережье Кольского полуострова, сложенное преимущественно гранито-гнейсами, мало расчленено. Берега о. Северный арх. Новая Земля, арх. ЗФИ, о-вов Западный Шпицберген и Северо-Восточная Земля в большей части представлены ледниками [6]. Берега юго-восточной части моря и о. Колгуев низменные, пологие, среди них преобладают термоабразионные и выровненные аккумулятивные.

Рельеф дна. Ложе Баренцева моря представляет собой сложно расчлененную подводную равнину с неровной поверхностью, несколько покатой к западу и северо-востоку. В целом для водоема характерно чередование подводных плато и желобов, пересекающих его в разных направлениях и имеющих ступенчатые, обрывистые или пологие склоны. Средняя глубина моря составляет  $200 \text{ м}$ , но при этом в Медвежинском желобе она составляет  $600 \text{ м}$ , а на прибрежных мелководьях не превышает  $100 \text{ м}$  [8, 23].

Пересеченный рельеф дна существенно сказывается на гидрологических условиях моря. Н.Н. Зубов [11] справедливо считал Баренцево море классическим примером влияния рельефа дна на гидрологию моря. Гидрологический режим Баренцева моря формируется под воздействием циркуляционных процессов различного происхождения: теплых атлантических и речных вод, холодных полярных и местных вод [7]. Наиболее открыто море для водообмена с Атлантическим океаном и центральной частью Северного Ледовитого океана. Теплое Северо-Атлантическое течение приходит с юго-запада и разделяется на движущиеся на восток Нордкапское (затем Мурманское) и на север – Шпицбергенское течения, воды которого проникают в Баренцево море не только у южных берегов Шпицбергена по желобу Стурфьорд, но и, огибая архипелаг, с севера через систему желобов. Основные пути проникновения холодных арктических вод – желоба на северной границе моря, такие как Франц-Виктория, и северо-восточная граница моря (между архипелагами Земля Франца-Иосифа и Новая Земля).

Водообмен Баренцева моря с Карским на востоке ограничен благодаря узости и относительной мелководности проливов Югорский Шар, Карские Ворота и Маточкин Шар. Связь с Белым морем через пролив Горло Белого моря более свободная. Годовое поступление вод из соседних морских водоемов достигает  $20\%$  от общего объема моря [8].

Положение Баренцева моря в высоких широтах за полярным кругом, непосредственная связь с Атлантическим океаном и Центральным арктическим бассейном определяют основные черты климата моря. В целом это полярный морской климат, который характеризуется продолжительной зимой, коротким холодным летом, малой годовой амплитудой температуры воздуха, большой относительной влажностью. В то же время значительная меридиональная протяженность моря, поступление больших масс теплых атлантических вод на юго-западе и приток холодных вод из арктического бассейна создают климатические различия от места к месту [10].

Ледовый режим играет весьма важную роль и в значительной степени определяет особенности седиментации и рельефообразования в Арктических морях. При этом стоит отметить, что Баренцево море, в отличие от других морей Арктики, никогда полностью не замерзает, и около  $\frac{1}{4}$  его площади остается свободной ото льда в течение всего года [7]. Во все сезоны года остается свободной ото льда только юго-западная часть моря. Наибольшего распространения ледяной покров достигает в апреле, когда около  $75\%$  поверхности моря занято плавучими льдами. На северо-западе и северо-востоке моря льды держатся обычно круглый год, но в отдельные, благоприятные годы море практически полностью освобождается ото льдов [7].

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Работы проводились практически по всей акватории Баренцева моря в сентябре 2016 г. (67-й рейс НИС “Академик Мстислав Келдыш”), карта-схема станций отбора проб представлена на рис. 1. Исследования проводили как на разрезах (Медвежинский желоб, меридиональном Норвегия–Шпицберген, Кольский меридиан, широтном Шпицберген–Земля Франца-Иосифа), пересекающих основные потоки переноса осадочного вещества или идущих вдоль них, так и в районах с разными условиями осадкообразования, условно названных полигонами: Печорское море, Центрально-Баренцевоморский (Штокманский), залив Русская Гавань (Северный остров архипелага Новая Земля), пролив Кембридж (Земля Франца-Иосифа) (табл. 1).

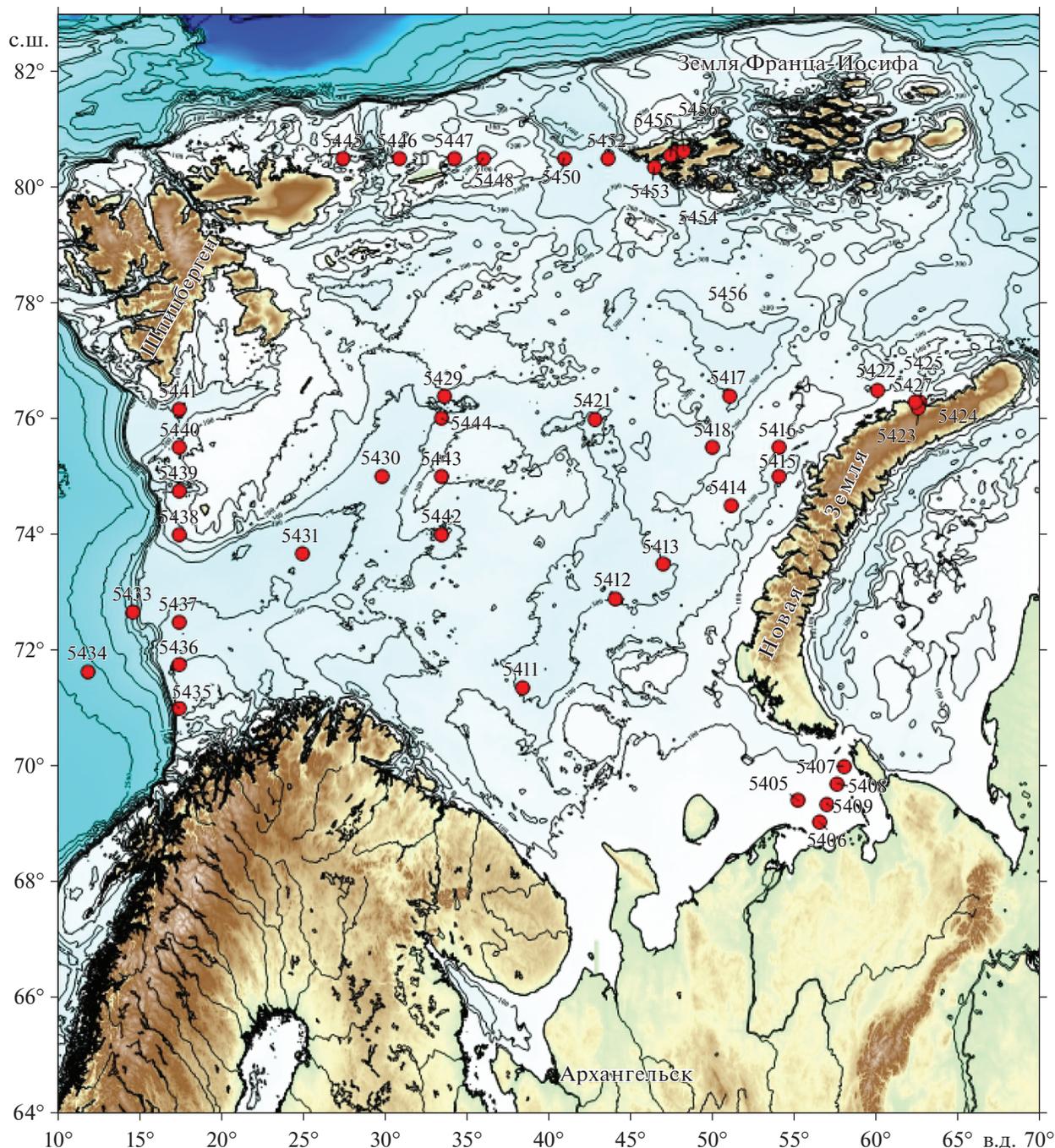


Рис. 1. Схема расположения станций в Баренцевом море (67-ой рейс НИС "Академик Мстислав Келдыш") [34].

Отбор проб осадка производили с помощью дночерпателя (ДЧ) "Океан-50", для изучения собирали по возможности самый верхний слой (0–5 см), еще не затронутый или слабо затронутый процессами диагенеза. Литологическое описание осадка проводили на борту судна по методике Лисицына и Петелина [22]. Определение цвета осадка выполнено с помощью каталога для определения цвета почв Munsell soil-color charts with genuine Muncell® color chips 2009 year revised pro-

duction [42]. Гранулометрический состав определяли в Лаборатории физико-геологических исследований ИО РАН по методике Петелина [33]. Тип осадка определяли согласно классификации морских донных осадков Безрукова, Лисицына [5].

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Самыми распространенными осадками в Баренцевом море являются пелитовые (преоблада-

Таблица 1. Гранулометрические характеристики поверхностного слоя осадков Баренцева моря

Станция	Широта, с.ш.	Долгота, в.д.	Глубина, м	Гравий (1–10 мм), %	Песок (0.1–1 мм), %	Алеврит (0.01–0.1 мм), %	Пелит (<0.01 мм), %	Md	So	Sk
Полигон Печорское море										
5405	69°25.02	55°15.01	33	0.27	92.87	4.55	2.31	0.157	1.30	1.00
5406	69°3.041	56°27.99	17	0.06	87.37	10.04	2.53	0.150	1.31	1.00
5407	70°0	57°58	47	0.28	74.64	10.38	14.7	0.139	1.39	0.99
5408	69°42.5	57°33	42	0.17	22.49	43.18	34.16	0.057	8.17	0.04
5409	69°21.3	56°55	20	0.09	91.57	7.03	1.31	0.155	1.30	1.00
Полигон Центрально-Баренцевоморский (Штокманский)										
5411	71°21	38°27	346	4.19	10.76	18.12	66.93	0.002	8.37	7.03
5412	72°53.97	44°2.44	268	0.78	31.49	20.39	47.34	0.050	10.39	0.06
5413	73°30.02	47°0.197	324	0.37	6.89	5.67	87.07	0.001	2.52	3.39
5414	74°30.3	51°5	138	2.18	27.74	38.69	31.39	0.059	5.12	0.16
5415	75°0	54°0	241	11.28	4.04	4.83	79.85	0.001	3.10	3.84
5416	75°30	54°0	133	74.32	3.28	11.18	11.22	9.106	6.66	0.03
5417	76°23.6	51°0	330	0.63	1.4	8.25	89.72	0.001	2.49	3.22
5418	75°30	50°0	270	1.99	4.92	15.91	77.18	0.002	3.45	2.32
5421	75°59.8	42°47.64	376	7.77	0.74	3.15	88.34	0.001	2.77	3.70
5422	76°30.03	60°0.1	149	14.04	3.36	14.28	68.32	0.001	9.35	26.93
Залив Русская Гавань (Новая Земля)										
5423	76°17.89	62°36.16	151	13.42	1.23	9.4	75.95	0.001	3.64	6.65
5424	76°12.25	62°29.19	176	0	0.14	5.88	93.98	0.001	2.77	2.41
5425	76°11.5	62°29.91	153	0	0.11	3.69	96.2	0.001	2.19	2.52
5427	76°17.55	62°18.34	60	30.04	13.12	10.76	46.08	0.051	>10	2.47
Разрез Медвежинский желоб										
5429	76°22.96	33°37.79	278	0.39	18.17	15.91	65.53	0.002	9.85	10.62
5430	75°0	29°50.21	389	0	3.03	6.05	90.92	0.001	2.77	3.96
5431	73°40.03	25°0.231	462	0	1.35	7.93	90.72	0.001	2.37	3.09
5433	72°40.02	14°40.11	773	11.46	43.79	10.38	34.37	0.001	2.40	2.89
5434	71°37.82	11°57.01	2223	0.48	6.58	8.3	84.64	0.113	8.54	0.04
Меридиональный разрез Норвегия–Шпицберген										
5435	71°0	17°30	236	17.04	35.21	7.43	40.32	0.001	2.79	2.41
5436	71°45.11	17°30.29	308	7.53	62.79	5.71	23.97	0.109	>10	0.08
5437	72°30	17°30.11	353	1.94	35.23	12.19	50.64	0.144	3.90	0.16
5438	74°0.01	17°29.88	212	2.65	59.54	7.16	30.65	0.010	>10	1.53
5439	74°45.21	17°31.59	276	0.58	80.08	6.17	13.17	0.123	6.94	0.05
5440	75°30	17°30.36	166	69.01	8.19	8.13	14.67	0.145	1.35	1.00
5441	76°10.17	17°29.69	316	0.58	1.39	5.15	92.88	10.000	8.53	0.01
Разрез Кольский меридиан										
5442	74°0.034	33°30.06	329	0	9.47	15.9	74.63	0.001	2.40	2.73
5443	75°0.037	33°30.09	148	17.66	40.56	15.81	25.97	0.001	3.94	7.77
5444	76°0.03	33°30.11	308	3.25	8.32	20.93	67.5	0.132	6.87	0.19
Широтный разрез Шпицберген–Земля Франца-Иосифа										
5445	80°30	27°30.06	175	76.59	3.5	14.88	5.03	0.003	5.47	2.10
5446	80°29.96	30°54.02	181	2.22	15.42	20.79	61.57	8.355	1.63	0.54
5447	80°29.99	34°17.67	135	30.24	25.53	12.96	31.27	0.002	9.16	8.02
5448	80°30.02	36°0.001	272	0	0.57	2.16	97.27	0.145	>10	0.57
5450	80°30.02	40°55.89	318	0	8.28	24.09	67.63	0.001	2.44	2.78
5452	80°30.04	43°38	384	0.34	0.97	5.67	93.02	0.001	5.96	9.13
Пролив Кембридж (Земля Франца-Иосифа)										
5453	80°19.99	46°26.76	404	1.49	1.78	15.48	81.25	0.001	3.09	2.35
5454	80°35.6	47°42.14	638	0.95	1.17	5.73	92.15	0.001	2.22	2.67
5455	80°32.02	47°24.39	548	0.35	0.99	5.37	93.29	0.001	2.34	3.06
5456	80°36.83	48°15.17	594	0.52	0.33	12.2	86.95	0.001	2.81	4.10

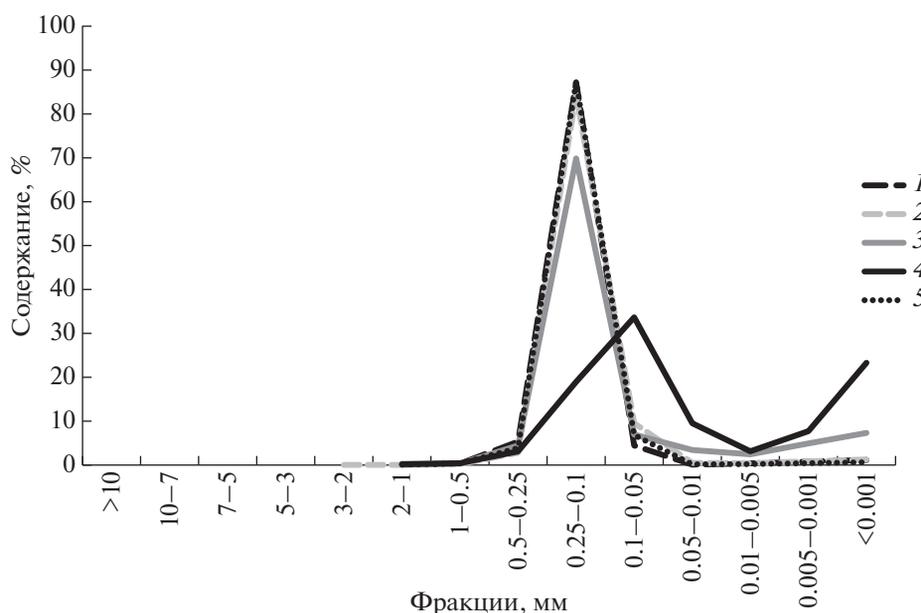


Рис. 2. Содержание гранулометрических фракций в поверхностном слое осадков на Печорском полигоне. Станции: 1 – 5405, 2 – 5406, 3 – 5407, 4 – 5408, 5 – 5409.

ющая фракция <0.01 мм) илы, занимающие более 50% его площади [29, 31, 40]. Высокий процент тонкого материала объясняется следующими причинами: – основная осадкообразующая роль в восточной части Баренцева моря принадлежит тонкому материалу, поставляемого ледниками Новой Земли; – гидродинамическая обстановка в бассейне такова, что силы течений хватает для переноса только тонкого материала; – система течений в Баренцевом море имеет замкнутый, циклонический характер, поэтому тонкий материал не выносится за пределы шельфа [31]. Распределение выделенных типов осадков по площади дна подчиняется правилам вертикальной и циркумконтинентальной зональности: на малых глубинах или вблизи берегов распространены пески, глубже и дальше от берега алевриты и илы.

Рассмотрим гранулометрические типы осадков по выделенным районам.

**Полигон Печорское море.** Печорское море представляет собой субгоризонтальную аккумулятивную равнину с глубинами до 90 м и протяженностью 100–140 км с севера на юг и 350–400 км с запада на восток. В Печорском море, в отличие от открытой акватории Баренцева моря, определенное влияние на процессы современного осадконакопления оказывает ледовый режим, наличие многолетней мерзлоты на берегах, а также процессы солифлюкции и термообразования [32]. Одним из источников поступления осадочного материала в Печорское море является река Печора. Осадочный материал речного происхождения после прохождения маргинального фильтра [20] по-

ступает в акваторию Печорской губы, а затем уже часть его выносится в море с помощью стоковых и приливно-отливных течений. Распределение осадков в Печорском море представляет собой достаточно мозаичную картину [8]. Для осадков, сформированных на малых глубинах, характерным является обогащение их песком.

На полигоне Печорское море поверхностный слой донных осадков представлен отложениями преимущественно песчаной и алевритово-песчаной размерности (табл. 1, рис. 2), коричневого цвета (10YR/4/3) с примесью незначительного количества гравийного и галечного материала. В осадке присутствует примесь раковинного материала, целые створки раковин моллюсков 3–5 см и их обломки. В осадках на станциях 5407, 5408 отмечено большое количество полихет и их чехлов. Среди песков преобладают мелкозернистые разновидности, в которых большую часть составляет фракция 0.25–0.1 мм (станции 5405, 5406, 5407, 5408, 5409). Среди песчаных отложений Печорского моря по гранулометрическому составу выделяются “чистые” пески, суммарное содержание песчаных фракций в которых составляет более 90% (на ст. 5405 пески составляют 92.87%, а на ст. 5409 – 91.57%) (рис. 3). Нижняя граница распространения “чистых” песков ограничивается изобатой 50 м, что соответствует зоне максимального волнового воздействия на дно [7].

Гистограммы осадков – одновершинные с максимумом в мелких песках (до 87.33%), – характеризуют хорошо сортированные осадки, что говорит о нормальном ходе механической дифференци-

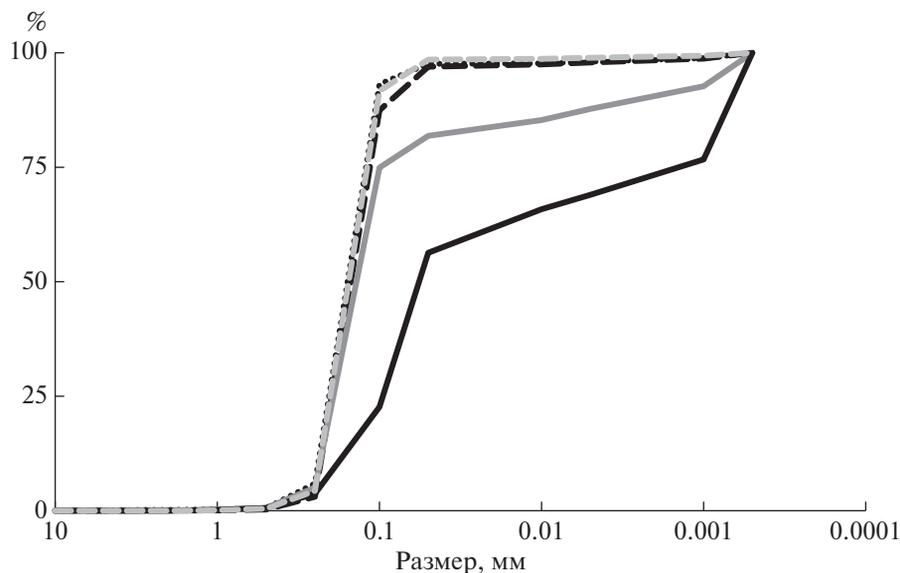


Рис. 3. Кумулятивные кривые гранулометрического состава поверхностных донных отложений Печорского моря.

ции и стабильном гидродинамическом режиме (рис. 2). Кумулятивные кривые, построенные по гранулометрическим анализам осадков Печорского моря (за исключением осадков на ст. 5408), также подтверждают их хорошую сортированность ( $S_0 < 2$ ), близкие значения моды  $M_0$  и медианы  $M_d$  (рис. 3).

На ст. 5408 “чистые” разности сменяются смешанными осадками, где преобладают алеврит (43.18%), причем, в основном крупный (33.67%), и пелит, преимущественно мелкий (34.16 и 23.29% соответственно), коричневого (10YR/4/3) и оливково-коричневого цвета (2.5Y/4/3), окисленный, с примесью гравийного и галечного материала, каменный материал ожелезнен. Такие миктиты в целом более крупнозернистые (песчаные) отмечались в Печорском море и другими исследователями [18]. Их образование чаще всего объясняется наличием разных источников сноса.

**Полигон Центрально-Баренцевоморский (Штокманский)** протягивался с юга на север по центру российской части Баренцева моря: от Южно-Баренцевоморской впадины до впадины Персея.

На Центрально-Баренцевоморском полигоне поверхностные осадки представлены преимущественно тонкими и средними пелитовыми илами оливково-коричневого цвета (2.5Y/4/3) с примесью песчаного, гравийного, галечного и валунного материала, с большим количеством полихет и их чехлов (табл. 1, рис. 4). Содержание пелитовых фракций на станциях в центре моря колеблется от 11.22 до 96.2%. Осадки средне- ( $S_0$  около 2) или плохо ( $S_0 > 3$ ) сортированы (рис. 5).

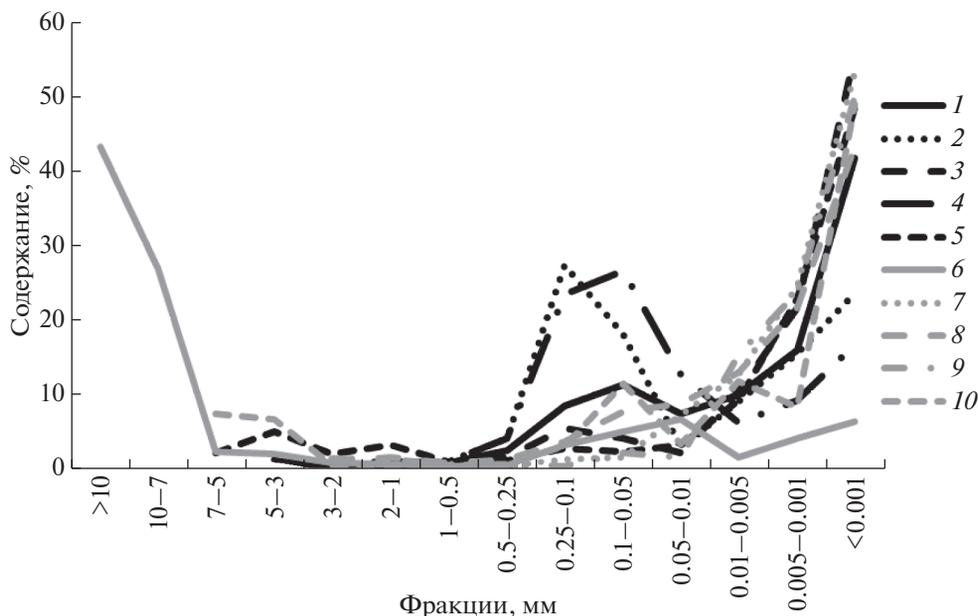
Осадки на ст. 5411, расположенной на склоне Южно-Баренцевоморской впадины у Канинской

банки (346 м), представлены песчанисто-алеврито-пелитовым илом оливково-коричневого цвета (2.5Y/4/4) с примесью раковинного детрита (< 2%), присутствуют полихеты и их чехлы. Ил содержит 66.93% пелита, 18.2% алеврита, 10.76% песка и 4.19% гравия (рис. 6).

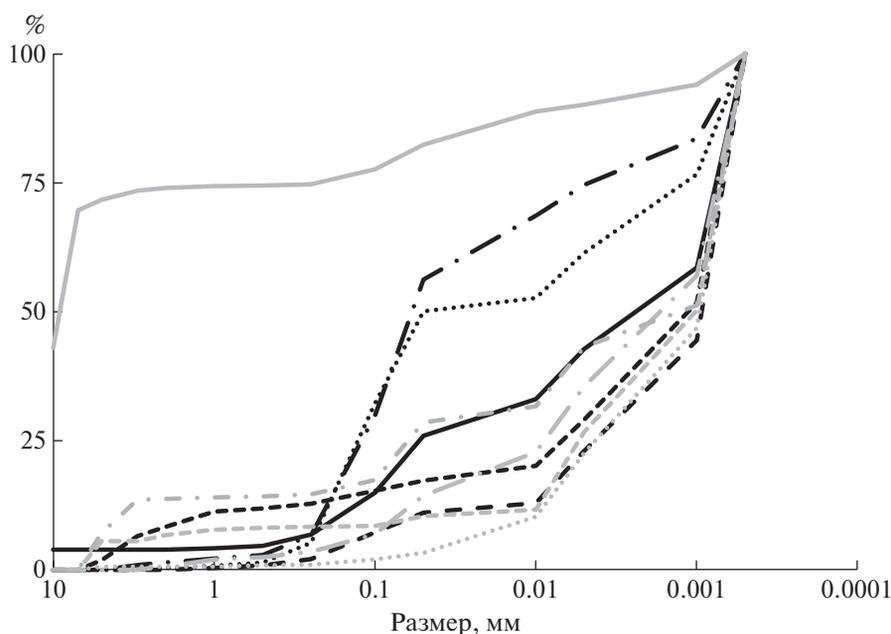
Осадки на станциях 5412 и 5414 имеют смешанный гранулометрический состав, представлены алеврито-пелитовым илом темно серо-коричневого цвета (5Y/3/2) с примесью большого количества хорошо окатанного песчаного, гравийного, галечного и валунного материала. Осадки ст. 5416 содержат 74.32% крупнозернистого материала (>1 мм). Возможным способом его переноса является ледовый разнос. Эти станции находятся вблизи архипелага Новая Земля, который поставляет грубообломочный материал как водотоков, так и ледников, а также ледового припая. Хорошая окатанность крупных обломков может быть обусловлена волновым воздействием на обломки в пляжевой области, откуда далее они могли с припайными льдами переноситься и захораниваться в центре моря.

**Полигон Залив Русская Гавань (Новая Земля).** Залив Русская Гавань, расположенный на севере архипелага, состоит из двух бухт (Воронина и Откупщикова), разделенных полуостровом Горякова. Бухта Откупщикова в своей кутовой части представлена крутым обрывом ледника Шокальского – одного из выводных языков области покровного оледенения Северного острова архипелага [16]. Именно ледник является самым значимым источником осадочного вещества для залива.

В заливе Русская Гавань осадки отобраны на глубинах 60–176 м (табл. 1, рис. 7, 8). Донные отло-



**Рис. 4.** Содержание гранулометрических фракций в поверхностном слое осадков на полигоне Центрально-Баренцевоморский (Штокманский). Станции: 1 – 5411, 2 – 5412, 3 – 5413, 4 – 5414, 5 – 5415, 6 – 5416, 7 – 5417, 8 – 5418, 9 – 5421, 10 – 5422.



**Рис. 5.** Кумулятивные кривые гранулометрического состава поверхностных донных отложений Центрально-Баренцевоморского полигона.

жения более глубоководных станций внутри залива: 5424 (176 м) и 5425 (153 м) – представлены однородным, мягким, пластичным пелитовым илом серого цвета (5Y/5/1), в них присутствует гидротроилит, зафиксированы крупные полихеты, без чехлов. Гранулометрический анализ этого материала показал, что доля песчаных и алеврито-

вых фракций в нем очень мала, основную часть терригенного материала составляют пелитовые илы. Это наиболее тонкий тип осадков, содержащий от 93.98 до 96.2% фракции <0.01 мм. Гравийные отложения встречаются на глубинах 60 и 151 м на станциях, расположенных вне залива. Осадки ст. 5427 представлены песчано-алеври-

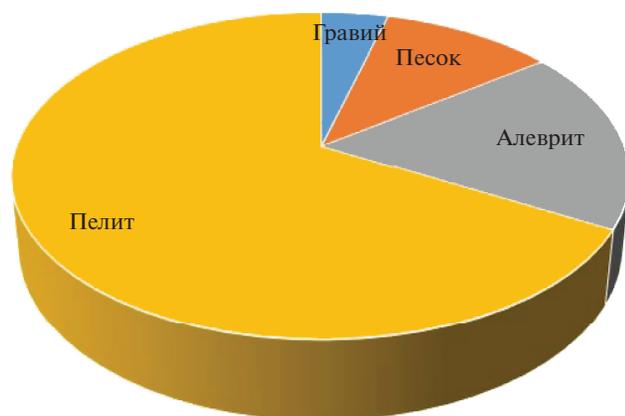


Рис. 6. Циклограмма гранулометрического состава ст. 5411 на склоне Южно-Баренцевоморской впадины.

то-пелитовым илом темно-зелено-серого цвета (Gley1/4/10Y) с примесью гравийного и галечного материала. Большая часть обломков пород имеет хорошую окатанность, материал покрыт розовой карбонатной коркой, красными водорослями. На обломках пород наблюдаются баянусы и мшанки. Осадки ст. 5423 — это песчано-алеврито-пелитовый ил темно-серого цвета (5Y/4/1) с примесью гравийного материала, в осадке наблюдаются полихеты и их чехлы.

Таким образом, влияние ледников Новой Земли на осадкообразование в северной части бассейна достаточно велико, оно проявляется не только в разносе обломочного материала ледниковыми глыбами, но и поступлением в море тонкодисперсного материала при таянии ледников [31, 43].

**Разрез Медвежинский желоб.** Медвежинский желоб находится в западной части Баренцева моря и охватывает наиболее глубоководную его часть, представляет собой широкую асимметричную долину, тальвег которой прижат к северному борту. Простирается желоба северо-восточное. Глубина осевой части желоба в целом понижается с востока на запад, а дно представляет собой сложное сочетание макроформ рельефа. Северо-западный борт желоба относится к крутым подводным склонам ступенчатого строения, юго-восточный борт пологий [26]. Краевые шельфовые желоба являются основными путями транзита осадочного вещества с шельфа в область континентального склона [17, 24], поэтому в этих районах значима роль гравитационных литодинамических процессов [35]. Есть данные, что крупные депрессии в краевых желобах Баренцева моря являются ловушками, где аккумулируются большое количество осадочного материала [27].

Донные отложения ст. 5429 в вершине желоба представлены алеврито-песчано-пелитовым илом оливково-серого цвета (5Y/4/2). Осадки Медве-

жинского желоба в его средней части в основном представлены пелитовым илом (станции 5430, 5431), окисленным, оливково-серого цвета (5Y/4/2), темно-серого цвета (5Y/4/1), наблюдается большое количество полихет и их чехлов, гидротроилитовые прослои, ожелезненные стяжения и трубки. Содержание фракции <0.001 мм более 90% (табл., рис. 9). Интересно, что по соотношению фракций 0.01–0.005 мм, 0.005–0.001 мм и менее 0.001 мм осадки этих станций почти не отличаются друг от друга, что позволяет говорить об общем их источнике и механизме поступления. На ст. 5433 на перегибе континентального склона залегают донные осадки смешанного типа (гравий — 11.46%, песок — 43.79%, алеврит — 10.38%, пелит — 34.37%). Пелитовый ил на ст. 5434, расположенной практически у подножья континентального склона, на границе Баренцева и Норвежского морей, серого цвета (2.5Y/5/1), в нем наблюдаются полихеты и их чехлы, стяжения и трубки, встречаются фораминиферы песчаной размерности.

**Меридиональный разрез Норвегия—Шпицберген.** На меридиональном разрезе Норвегия—Шпицберген осадки содержат от 35.21 до 80.08% песков (табл. 1, рис. 10). Одни пробы имеют смешанную структуру со значительной примесью гравийного материала до 17.04%, другие — значительную примесь пелитового материала до 30.65%, лишь на одной станции (5437) содержание пелитовой фракции превышает 50%.

Осадки станций 5435 (236 м), 5436 (308 м), 5438 (212 м), 5439 (276 м) имели оливково-серый (5Y/4/2), серый (5Y/5/1), серо-коричневый цвета (2.5Y/4/2), примесь гравийного, галечного и валунного материала, обломков и целых раковин моллюсков и их детрита. На поверхности осадка обнаружены губки, мшанки. На ст. 5437 (353 м) отложения представлены гравийно-песчаным пелитовым илом темно серо-коричневого цвета (2.5Y/4/2) с небольшой примесью галечного материала. Осадок заполнен спикулами губок.

Осадки ст. 5440 (166 м), расположенной на склоне Медвежинского мелководья, имеют грубообломочную структуру (до 69% гравийно-галечного материала).

В желобе Стурфьорд, ближе к берегам Шпицбергена на ст. 5441 (316 м) осадки представлены пелитовым илом темно-серо-коричневого (2.5Y/4/2) и темно зелено-серого цветов (Gley1/4/5GY), наблюдается небольшое количество полихет и их чехлов и гидротроилитовые примазки.

**Разрез Кольский меридиан.** Донные осадки отбились только в норвежской части Кольского меридиана (33°30' в.д.), практически в центре Баренцева моря. Для них характерно преобладание пелитовой

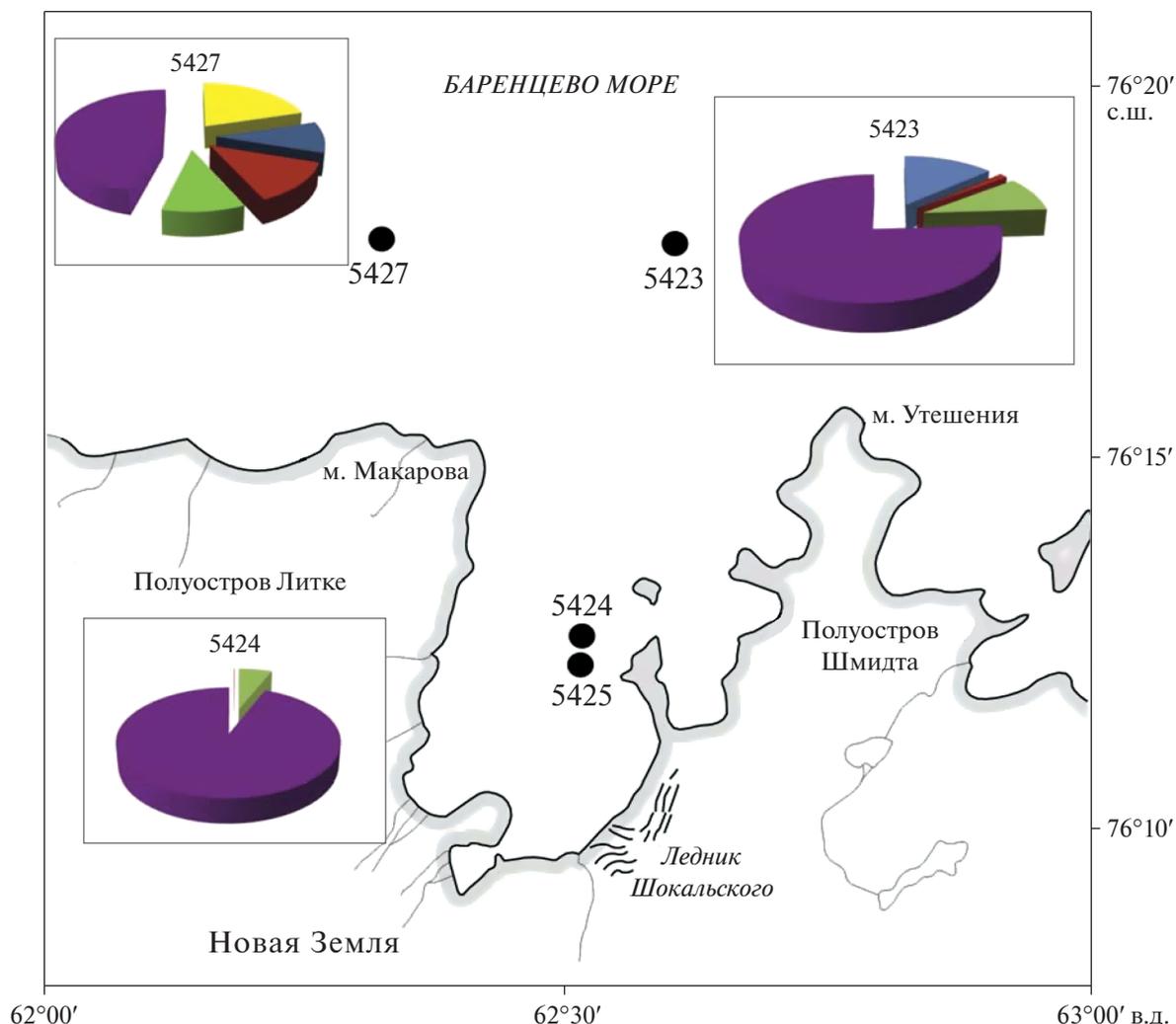


Рис. 7. Карта залива Русская Гавань (архипелаг Новая Земля) и содержание гранулометрических фракций в поверхностном слое донных осадков на станциях 5423, 5424, 5425, 5427. Цветом на циклограммах выделены фракции: галечная – желтый, гравийная – синий, песчаная – красный, алевритовая – зеленый, пелитовая – фиолетовый.

фракции в осадках впадин, огрубление и несортированность отложений на возвышенностях.

Осадки станций 5442 (329 м) и 5444 (308 м) представлены алеврито-пелитовым илом (табл. 1, рис. 11) темно серо-коричневого цвета (2.5Y/4/2), с большим количеством полихет и их чехлов, каверн. В осадке присутствует примесь гравийно-галечного материала и единичные раковины моллюсков. Отложения ст. 5443 (148 м) имеют смешанную структуру: алеврито-пелитово-песчаный ил оливково-серого цвета (5Y/4/2), с примесью гравийно-галечного материала (окатанной и средне-окатанной формы) и обломков раковинного материала (<1%). В осадке наблюдается большое количество Fe–Mn корок, трубок. Эта станция находится на Центральной возвышенности, где, вероятно, сильнее проходят процессы донной эрозии и вымывание тонкого материала, тогда как две другие расположены в глубоководье.

**Широтный разрез Шпицберген–Земля Франца-Иосифа.** Осадки на разрезе по 80°30' с.ш. имели разнообразную структуру. Содержание пелитовой фракции в отложениях менялось от 5 до 97.27% (табл. 1, рис. 12). На станциях вблизи островов архипелага Шпицбергена, где глубины не превышали 200 м, осадки грубозернистые или смешанные, тогда как, приближаясь к желобу Франц-Виктория, происходит увеличение содержания тонких фракций в отложениях.

В полосе глубин 175 м (ст. 5445) осадок представлен гравийно-галечно-валунным материалом с примесью песчано-алеврито-пелитового ила темно-серого цвета (5Y/4/1). Смешанные осадки, практически не сортированные, обнаружены на ст. 5447 (135 м). Они представлены алеврито-песчано-пелитовым илом темно серо-коричневого цвета (10YR/3/2) и серого цвета (5Y/5/1), с примесью гравийно-галечно-валунного материала.

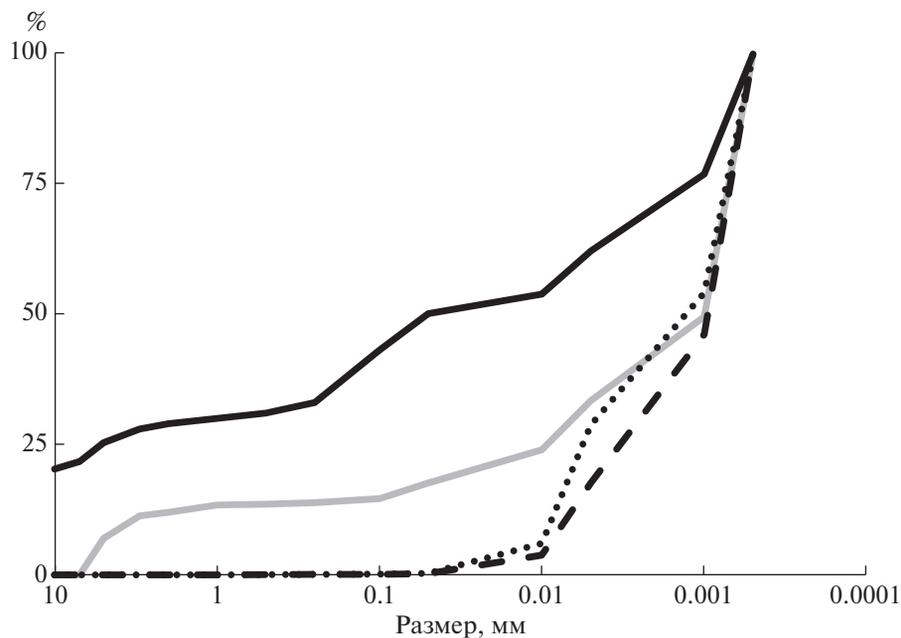


Рис. 8. Содержание гранулометрических фракций в поверхностном слое донных осадков залива Русская Гавань (Новая Земля).

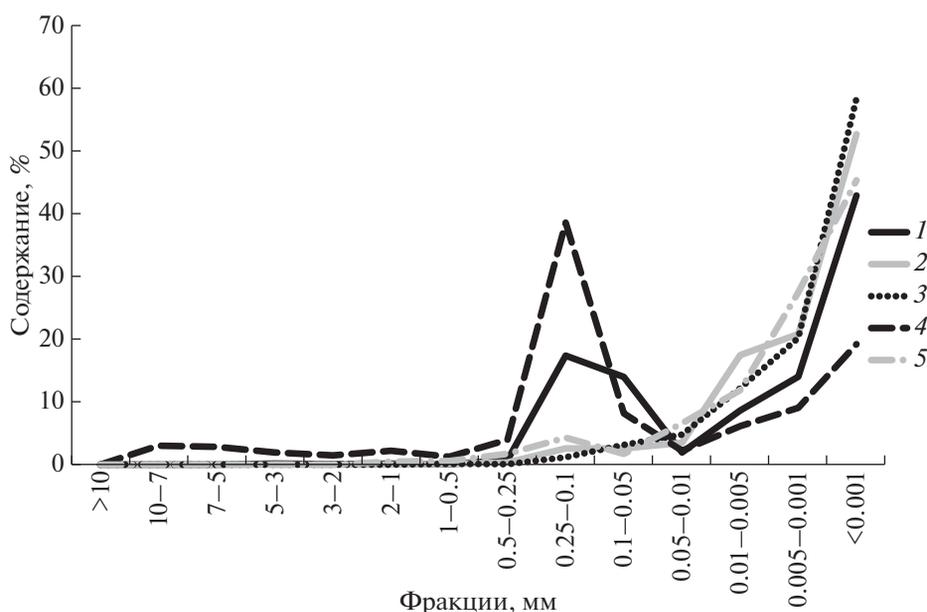


Рис. 9. Содержание гранулометрических фракций в поверхностном слое осадков на разрезе по тальвегу Медвежинского желоба. Станции: 1 – 5429, 2 – 5430, 3 – 5432, 4 – 5433, 5 – 5434.

В осадке встречены Fe–Mn корки, трубки. Весь каменный материал неокатанной формы. Содержание гравийно-галечной фракции в отложениях меняется от 30.24% (ст. 5447) до 76.59% (ст. 5445). Преобладающими фракциями в осадках на ст. 5445 являются фракции >10 мм (25.6%) и 10–7 мм (48.41%). Отложения станций 5446 (181 м), 5448 (272 м), 5450 (318 м), 5452 (384 м) отнесены нами к пелитовым илам серо-коричневого

(2.5Y/4/2) и зелено-серого цвета (Gley1/4/10Y) с примесью алевритового и песчаного материала, т.к. фракция <0.01 мм (61.57–97.27%) преобладает. В осадке можно наблюдать обломки раковин моллюсков (<3%), полихет и их чехлов, Fe–Mn корки, трубки, мшанки. Осадки на станциях 5446 и 5450 содержат 15.42 и 8.28% песков, это достаточно высокое содержание для таких глубин. Возможно, здесь пески спускаются на такие же глу-

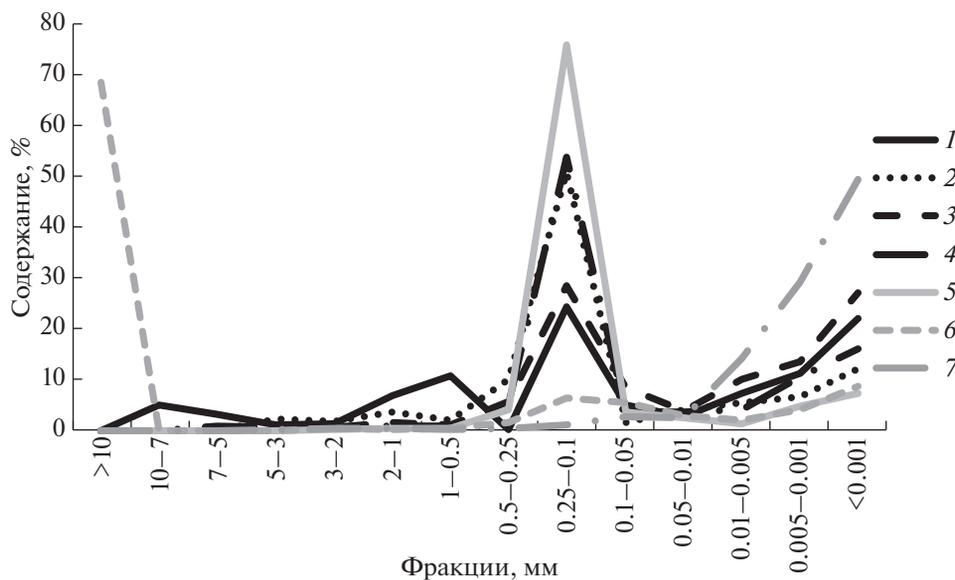


Рис. 10. Содержание гранулометрических фракций в поверхностном слое на меридиональном разрезе Норвегия–Шпицберген. Станции: 1 – 5435, 2 – 5436, 3 – 5437, 4 – 5438, 5 – 5439, 6 – 5440, 7 – 5441.

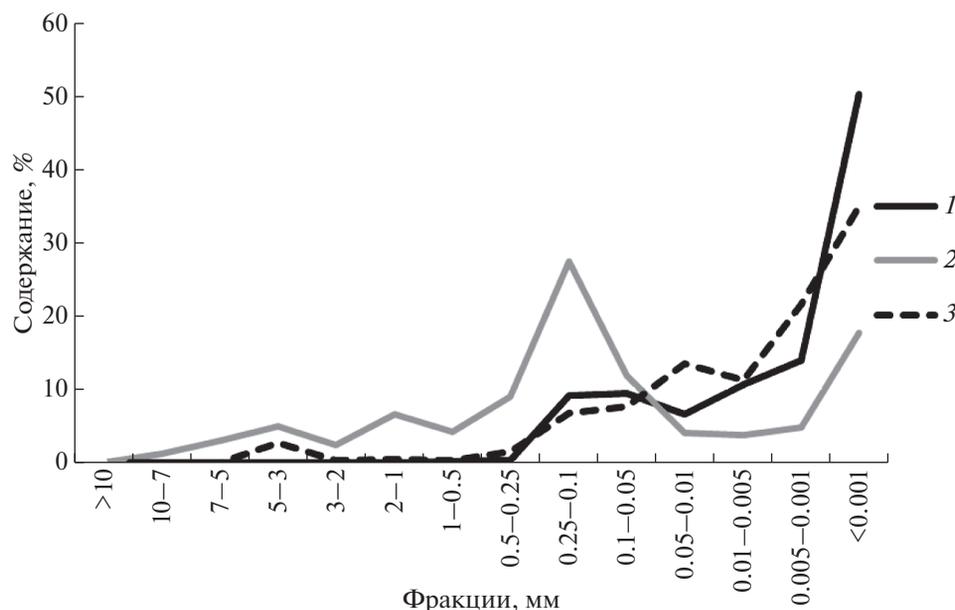


Рис. 11. Содержание гранулометрических фракций в поверхностном слое на профиле Кольский меридиан. Станции: 1 – 5442, 2 – 5443, 3 – 5444.

бины, как илы из-за высокой гидродинамической активности в данных районах.

**Пролив Кембридж (Земля Франца-Иосифа).** Этот пролив расположен между островами Земля Александры и Земля Георга. Глубины в нем достигают 640 м при относительно небольшой ширине в 10 км (рис. 13). Острова покрыты ледниковыми шапками, спускающимися в море. Именно ледники являются здесь основными поставщиками осадочного материала.

Наиболее распространенными отложениями в проливе Кембридж являются пелитовые илы окисленные, темно серо-коричневого (10YR/4/2) или темно зелено-серого цвета (Gley1/3/10Y) с небольшой примесью алевритового, песчаного или гравийно-галечного материала, а также обломков раковин моллюсков (1–2%). В осадке наблюдаются ожелезненные пятна, стяжения, трубки. Осадки содержат от 81.25 до 93.29% фракции <0.01 мм (табл. 1, рис. 14), причем око-

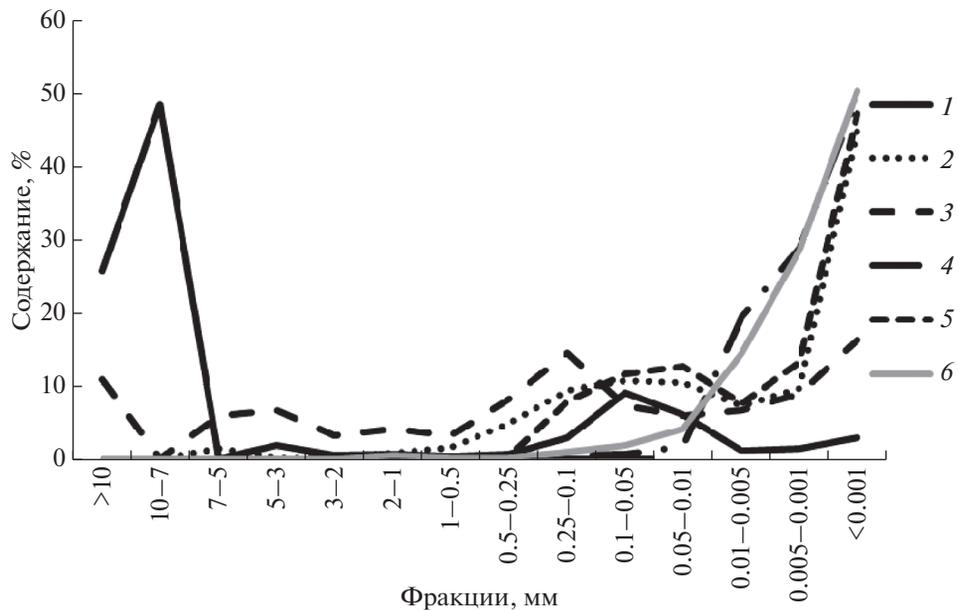
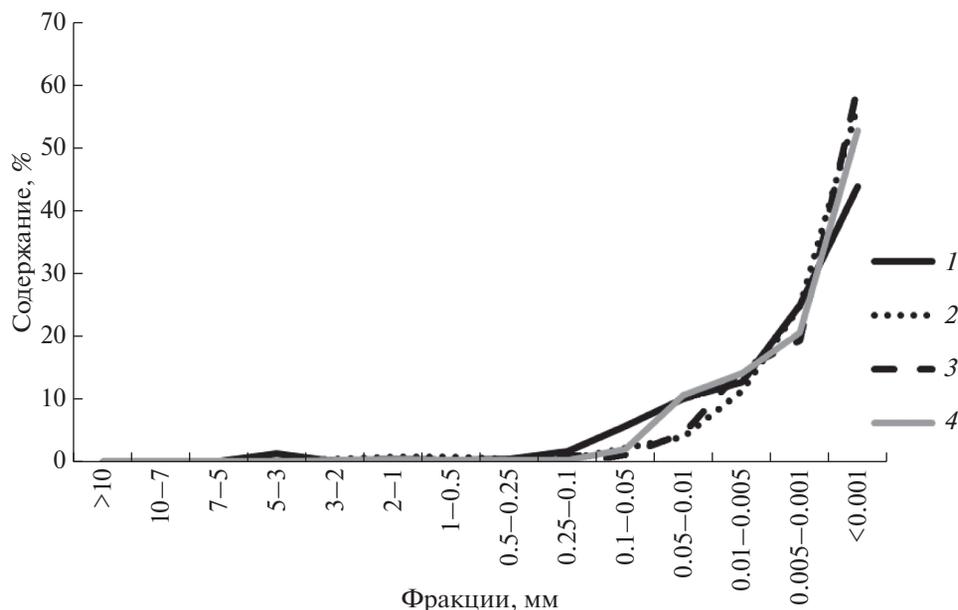


Рис. 12. Содержание гранулометрических фракций в поверхностном слое на широтном разрезе Шпицберген–Земля Франца-Иосифа. Станции: 1 – 5445, 2 – 5446, 3 – 5447, 4 – 5448, 5 – 5450, 6 – 5452.



Рис. 13. Карта расположения станций в проливе Кембридж, Земля Франца-Иосифа.



**Рис. 14.** Содержание гранулометрических фракций в поверхностном слое осадков в проливе Кембридж, Земля Франца-Иосифа. Станции: 1 – 5453, 2 – 5454, 3 – 5455, 4 – 5456.

ло или более 50% приходится на субколлоидную фракцию  $<0.001$  мм.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Характерной чертой донных осадков Баренцева моря является резкое преобладание в них терригенного разнородного материала, поступающего с суши в результате разрушения кристаллических и осадочных пород. Его основными источниками являются Кольская, Тимано-Печорская, Новоземельская питающие провинции, а также, в меньшей степени, архипелаги Земля Франца-Иосифа и Шпицберген [31]. Содержание биогенного карбонатного материала, в целом невелико, но в некоторых районах концентрации его повышены. Примесь биогенных частиц (раковин моллюсков или их обломков) наблюдалась на станциях, близких к берегу, или банках в южной части моря. На континентальном склоне к Норвежскому морю встречены типично океанские осадки с большим количеством биогенных частиц (крупных раковин моллюсков, скелетов фораминифер).

При изучении ледового разноса отмечено, что в весовом отношении наибольшее количество крупнообломочной фракции найдено у берегов Новой Земли (особенно в заливе Русская Гавань, где осуществляются непосредственное поступление осадочного материала с ледника Шокальского), а также у северных берегов Шпицбергена и континентальной Норвегии.

Полигонные исследования в акватории Баренцева моря помогли выявить большую изменчивость в распределении типов осадков. Общая закономерность циркумконтинентальной зональности в распределении гранулометрических типов осадков сильно искажается другими факторами, влияющими на осадконакопление: течениями, рельефом, ледниками.

Крупнообломочный материал (валунно-галечного-гравийный) преобладает у побережий Кольского полуострова, Шпицбергена, Новой Земли. Песчаный материал распространен в юго-восточной части моря и на границе с Норвежским морем. В Печорском море встречены хорошо сортированные “чистые” пески. Алевритовая и пелитовая фракции встречаются как в прибрежной зоне, так и в центральных глубоководных областях моря. Наиболее распространенными на шельфе Баренцева моря являются пелитовые осадки с преобладающей фракцией и медианным диаметром  $<0.01$  мм. Они включают ряд литологических типов, таких как песчано-алевритово-пелитовые, алевритово-пелитовые и собственно пелитовые илы, состоящие на 90% частиц пелитовой размерности. Эти осадки широко развиты в центральной части моря и во всех относительно глубоководных котловинах. Также подобные осадки встречены в бухтах и проливах Новой Земли и Земли Франца-Иосифа, находящихся в непосредственной близости от ледников, поставляющих осадочный материал в море.

Высокий процент тонкого материала терригенного происхождения объясняется следующи-

ми основными причинами. Во-первых, основная осадкообразующая роль в северной и восточной части Баренцева моря принадлежит пелитовому материалу, поставляемому ледниками архипелагов. Во-вторых, гидродинамическая обстановка в бассейне такова, что транспортирующей силы течений хватает для переноса только наиболее тонкого материала. В-третьих, система течений в Баренцевом море имеет замкнутый циклонический характер, вследствие чего тонкий материал не выносится за пределы шельфа.

Также нужно отметить, что в Баренцевом море довольно часто были встречены осадки смешанного гранулометрического типа (миктиты), что может быть результатом смешения материала из различных источников.

**Благодарности.** Авторы благодарны экипажу НИС “Академик Мстислав Келдыш” и его капитану Ю.Н. Горбачу, а также всем участникам 67-ого рейса за помощь в экспедиции, академику А.П. Лисицыну за общее руководство работами по теме.

**Источник финансирования.** Работа выполнена в рамках базовой темы Госзадания ИОРАН № 0149-2019-0007, экспедиционные и аналитические работы поддерживались РНФ (гранты № 14-27-00114-П “Взаимодействие геосфер в морских бассейнах России: оценка роли биогеохимических процессов в мобилизации, транспорте и седиментации рассеянного осадочного вещества” и № 19-77-00015 – частично обработка и анализ проб).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Айбулатов Н.А. Экологическое эхо холодной войны в морях Российской Арктики. М.: ГЕОС, 2000. 305 с.
2. Андреева И.А., Ваништейн Б.Г., Зинченко А.Г. и др. Ландшафтно-экологические исследования Баренцева моря как основа для постановки долгосрочного мониторинга // Концептуальные проблемы геоэкологического изучения шельфа. СПб.: Изд-во ВНИИОкеангеология, 2000. С. 17–32.
3. Арктический шельф Евразии в позднечетвертичное время / Под ред. Аксенова А.А. М.: Наука, 1987. 278 с.
4. Бадюков Д.Д. Взвесь и донные осадки прибрежно-морских экосистем // Новая Земля. Природа. История. Археология. Культура. Труды Морской Арктической комплексной экспедиции. Книга 1. М.: Российский НИИ культурного и природного наследия, 1998. С. 87–100.
5. Безруков П.Л., Лисицын А.П. Классификация осадков современных морских водоемов // Геологические исследования в Дальневосточных морях. Тр. Ин-та океанологии. Т. XXXII. М.: АН СССР, 1960. С. 3–14.
6. Геология СССР. Т. XXVI. Острова Советской Арктики. М.: Недра, 1970. 548 с.
7. Геоэкология шельфа и берегов морей России / Под ред. Айбулатова Н.А. М.: Ноосфера, 2001. 428 с.
8. Денисенко С.Г. Биоразнообразия и биоресурсы макрозообентоса Баренцева моря Структура и многолетние изменения. СПб: Наука, 2013. 284 с.
9. Дерюгин К.М. Баренцево море по Кольскому меридиану (33°30' в.д.) // Тр. Северной научно-промысловой экспедиции. 1924. Вып. 19. С. 3–103.
10. Добровольский А.Д., Залогин Б.С. Моря СССР. М.: Изд-во МГУ, 1982. 192 с.
11. Зубов Н.Н. Избранные труды по океанологии. М., Воениздат, 1955. 547 с.
12. Иванов А.Г., Иванов Г.И., Wahsner M., Stein R. Глинистые минералы поверхностного слоя осадков северной части Баренцева моря // Теория и практика комплексных морских исследований в интересах экономики и безопасности Севера. Апатиты: изд-во КНОЦ РАН, 2005. С. 50–51.
13. Калинин В.В. Особенности седиментации в срединной части Баренцева моря // Геология и геоморфология шельфов и материковых окраин. М.: Наука, 1985. С. 101–112.
14. Калинин В.В. Глинистые минералы в осадках Арктических морей // Литология и полезн. ископаемые. 2001. № 4. С. 418–429.
15. Кленова М.В. Геология Баренцева моря. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 367 с.
16. Корякин В.С. Ледники Арктики. М.: Наука, 1988. 158 с.
17. Котенев Б.Н. К палеогеографии Баренцева моря в позднеледниковье и голоцене // Позднечетвертичная история и седиментогенез окраинных и внутренних морей. М.: Наука, 1979. С. 20–28.
18. Левитан М.А., Буртман М.В., Дара О.М. Верхнечетвертичные донные отложения // Печорское море: Системные исследования (гидрофизика, гидрология, оптика, биология, химия, геология, экология, социоэкономические проблемы) / Под ред. Романкевича Е.А., Лисицына А.П., Виноградова М.Е. М.: Море, 2003. С. 263–284.
19. Лисицын А.П. Ледовая седиментация в Мировом океане. М.: Наука, 1994. 448 с.
20. Лисицын А.П. Маргинальный фильтр океанов // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 735–743.
21. Лисицын А.П. Новый тип седиментогенеза в Арктике – ледовый морской, новые подходы к исследованию процессов // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 1. С. 18–60.
22. 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.
23. Матишов Г.Г. Рельеф, морфотектоника и основные черты развития шельфа Баренцева моря // Океанология. 1977. Т. XVII. Вып. 3. С. 490–496.
24. Матишов Г.Г. Дно океанов в ледниковый период. М.: Наука, 1984. 176 с.
25. Матишов Г.Г., Дружков Н.В., Дружкова Е.И., Ларионов В.В. Фитопланктон северной части Баренцева моря (желоб Франц-Виктория) в начале зимнего периода // Докл. РАН. 1999. Т. 367. № 4. С. 560–562.
26. Матишов Г.Г., Митяев М.В., Хасанкаев В.Б. и др. Современные области аккумуляции осадочного ве-

- щества в Медвежинском желобе Баренцева моря // Докл. РАН. 2002. Т. 384. № 6. С. 818–820.
27. Митяев М.В., Хасанкаев В.Б., Голубев В.А. Желоба Баренцева моря – современные каналы транспортировки или ловушки осадочного вещества? // Арктика и Антарктика. 2007. Выпуск 5(39). С. 72–79.
  28. Мурдмаа И.О., Иванова Е.В. Последлениковая история осадконакопления в шельфовых впадинах Баренцева моря // Литология и полезные ископаемые. 1999. № 6. С. 576–595.
  29. Павлидис М.А. Особенности распределения поверхностных осадков восточной части Баренцева моря // Океанология. 1995. Т. 35. № 4. С. 614–622.
  30. Павлидис Ю.А., Ионин А.С. Некоторые особенности морфолитогенеза на арктическом шельфе в позднечетвертичное время // Проблемы четвертичной истории шельфа. М.: Наука, 1982. С. 74–85.
  31. Павлидис Ю.А., Ионин А.С., Щербаков Ф.А. и др. Арктический шельф. Позднечетвертичная история как основа развития. М.: ГЕОС, 1998. 187 с.
  32. Павлидис Ю.А., Никифоров С.Л., Огородов С.А., Тарасов Г.А. Печорское море: прошлое, настоящее и будущее // Океанология. 2007. Т. 47. № 6. С. 927–939.
  33. Петелин В.П. Новый метод водно-механического анализа морских осадков // Океанология. 1961. Т. 1. Вып. 1. С. 144–148.
  34. Политова Н.В., Новигатский А.Н., Козина Н.В., Терпугова С.А. Мультидисциплинарные исследования в Баренцевом море в 67-м рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш” // Океанология. 2018. Т. 58. № 3. С. 534–536.
  35. Процессы седиментации на гляциальных шельфах / Под ред. Г.Г. Матишова. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2000. 473 с.
  36. Рыбалко А.Е. Позднечетвертичный седиментогенез внутренних морей гляциальных шельфов Северо-Запада России. Дисс. Д.г.-м.н. СПб: 1999. 392 с.
  37. Свальнов В.Н., Алексеева Т.Н. Гранулометрический состав осадков Мирового океана. М.: Наука, 2005. 295 с.
  38. Тарасов Г.А. Особенности гранулометрии песчаных отложений в прибрежной зоне Тимано-Колгуевского мелководья // Донные отложения и биоцеенозы Баренцева и Белого морей. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1974. С. 68–74.
  39. Gordeev V.V. Fluvial sediment flux to the Arctic Ocean // Geomorphology. 2006. V. 80. P. 94–104.
  40. Elverhoi A., Pfirman S.L., Solheim A., Larssen B.B. Glaciomarine sedimentation in epicontinental seas exemplified by the Northern Barents Sea // Marine Geology. 1989. V. 85. P. 225–250.
  41. Lisitzin A.P. Sea-Ice and Iceberg Sedimentation in the Ocean. Recent and Past. Berlin: Springer Verl., 2002. 563 p.
  42. Munsell soil-color charts with genuine Munsell® color chips 2009 year revised 2012.
  43. Politova N.V., Shevchenko V.P., Zernova V.V. Distribution, composition, and vertical fluxes of particulate matter in bays of Novaya Zemlya Archipelago, Vaigach Island at the end of summer // Advances in Meteorology, 2012, V. 2012. Article ID 259316.15p. doi: 10.1155/2012/259316.
  44. Shevchenko V.P. Aerosols over the Russian Arctic seas // Seabed morphology of Arctic Russian shelf / Ed. Niki-forov S. New York: Nova Science Publishers Inc., 2010. P. 87–92.
  45. Vogt C., Knies J. Sediment pathways in the western Barents Sea inferred from clay mineral assemblages in surface sediments // Norwegian Journal of Geology. 2009. V. 89. P. 41–55.

## Granulometric Composition of the Surface Layer of Bottom Sediments of the Barents Sea

T. N. Alekseeva<sup>a, #</sup>, N. V. Politova<sup>a, ##</sup>, N. V. Kozina<sup>a</sup>

<sup>a</sup>*Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia*

<sup>#</sup>*e-mail: tania@blackout.ru*

<sup>##</sup>*e-mail: politova@ocean.ru*

The paper presents data from granulometric analysis based on the results of studying of 44 surface (0–5 sm) sediment samples obtained on the 67th cruise of the R/V “Akademik Mstislav Keldysh” (2016) from different parts of the Barents Sea. Pebble and gravel material is found in surface sediments in the form of admixture scattered throughout the sea. Such a chaotic distribution pattern is apparently associated with ice rafting. Coarse material is most common in the Barents Sea off the coast of the Kola Peninsula, Novaya Zemlya, Spitsbergen, where it accumulates due to coastal abrasion. In addition, a fraction > 1 mm is widespread at depths where fine fractions are stirred and washed away. The most common sediments in coastal shallow water are sands. Sands (0.1–1 mm) are widespread in the southern and southeastern regions of the sea, in the region of the Pechora polygon, the Kaninsky shallow water, the Kola Peninsula shallow area, and in the northwest, off the coast of Svalbard. With increasing depth, the coarse sediments are replaced by mixed sediments with a low admixture of pelite. Fine-grained sediments are prevalent in the central part of the sea. Sediments with a pelitic fraction (<0.01 mm) of more than 50% occupy about 70% of the Barents Sea. They are widespread in deep-sea hollows and trenches, as well as in the numerous fiords of the North Island of Novaya Zemlya and Franz Josef Land.

**Keywords:** Barents Sea, bottom sediments, granulometric composition

УДК 504.422

## РАДИАЦИОННО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ УСТОЙЧИВОСТЬ ДОННЫХ ОСАДКОВ В ЭСТУАРИЯХ ОБИ И ЕНИСЕЯ И НА ПРИЛЕГАЮЩЕМ МЕЛКОВОДЬЕ КАРСКОГО МОРЯ

© 2020 г. А. Ю. Мирошников<sup>1</sup>, \*, М. В. Флинт<sup>2</sup>, Э. Э. Асадулин<sup>1</sup>, В. Б. Комаров<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии,  
минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

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

\*e-mail: alexey-miroshnikov@yandex.ru

Поступила в редакцию 03.06.2020 г.

После доработки 30.06.2020 г.

Принята к публикации 15.08.2020 г.

В статье представлены результаты исследований изменений радиационно-экологического состояния донных отложений Обь-Енисейского мелководья и эстуариев Оби и Енисея. Материалы получены в два этапа: 1995–2001 и 2014–2019 гг. в семи экспедициях на НИС “Академик Борис Петров”, “Профессор Штокман” и “Академик Мстислав Келдыш”. Повторный отбор колонок донных осадков в ключевых точках зон повышенной активности радиоцезия и последующий анализ распределения радионуклидов позволил установить положительные тенденции в изменении радиационного состояния региональной экосистемы. Установлена полная деградация Обской зоны повышенной активности радиоцезия и весьма существенная – Енисейской, которая первоначально была наиболее загрязненной. Сопоставление положения максимумов удельной активности в вертикальном распределении <sup>137</sup>Cs в колонках донных отложений позволило оценить скорости седиментации в дистальной и проксимальной фазах эстуариев Енисейского залива на уровне 4.7–5.8 и 3.2–3.7 мм/год соответственно. Установленные изменения, произошедшие за период около 20 лет, доказывают способность экосистемы Карского к самоочищению. Существенную роль в самовосстановлении экосистемы играют процессы диффузии и ассимиляции загрязнителей донными отложениями, что наиболее интенсивно проявляется в зонах влияния геохимического барьера “река–море”.

**Ключевые слова:** Карское море, Обь-Енисейское мелководье, эстуарий, Обь, Енисей, радиоактивность, радиоцезий, геохимическая барьерная зона, донные осадки, <sup>137</sup>Cs, седиментация, самоочищение, экосистема

DOI: 10.31857/S0030157420060088

### ВВЕДЕНИЕ

Понимание механизмов, определяющих способность компонентов морских экосистем к ассимиляции определенного количества различных загрязнителей, в том числе и техногенных радионуклидов, имеет не только экологическое, но и социально-экономическое значение и лежит в основе оценки накопленных экологических рисков. Отсутствие достаточных знаний в этой области определяли некоторый перекоп в области обоснования и обеспечения безопасной эксплуатации объектов атомной отрасли в сторону неоправданного ужесточения экологических требований, что приводит, в том числе, и к дополнительным экономическим затратам [6].

В ходе реализации советского атомного проекта во второй половине XX века были созданы основные радиохимические предприятия – ПО “Маяк”, Сибирский химический комбинат (СХК) и Крас-

ноярский горно-химический комбинат (КГХК) – расположенные в водосборных бассейнах Оби и Енисея на широте 55–56° с.ш. В результате их работы часть жидких радиоактивных отходов (ЖРО) с различными уровнями активности попадала в гидрографические сети, что допускалось существовавшим в то время регламентом. В итоге радиоактивное загрязнение в составе пресноводного стока из водосборных бассейнов Обской губы и Енисейского залива поступало в область смешения с водами Карского моря [12, 18, 27]. При этом часть глобальных выпадений радиоактивности, осаждающаяся на соответствующих водосборных площадях в 6.1 млн км<sup>2</sup>, также вступала в процессы миграции в виде твердого и жидкого стока.

Геохимическая барьерная зона (ГБЗ) “река–море” [4], южная граница которой в нашем случае расположена в эстуариях Оби и Енисея, играет ключевую роль в предотвращении свободного

продвижения радионуклидов в морские экосистемы и их дальнейшего широкого распространения с морскими течениями.

В целом механизм работы такой ГБЗ определяется влиянием целого ряда внутренних геохимических барьеров. Резкое замедление скорости речного потока приводит к интенсивному осаждению частиц крупнее “стоксовской” величины (5–10 мкм). При смешении с морской водой, являющейся электролитом, частицы размером менее 2–5 мкм сорбируют органические кислоты. Начинается процесс смены заряда с отрицательного на положительный или нейтральный [3, 11]. Происходит слипание диспергированных частиц (коагуляция), увеличение их размера и ускорение осаждения. При увеличении солености флокуляция приводит к выпадению в осадок хлопьями и части того материала, который поступает в область ГБЗ в растворенных формах. Все перечисленные обстоятельства определили то, что эстуарии и примыкающие к ним участки моря являются областями лавинной седиментации [3, 10]. Происходит осаждение огромных масс взвешенного вещества, вместе с которым переходят в осадок и радиоактивные загрязнители [2, 31].

Несмотря на то, что в эстуарии Оби и Енисея поступило рекордное для любого арктического моря количество радионуклидов, катастрофы не случилось, т.к. установленные уровни активности хотя и вызывали тревогу, но, как оказалось, не представляли серьезной опасности [13, 28, 31].

Устойчивость экосистем в условиях постоянного действия природных и антропогенных факторов определяется их способностью к самоочищению. Оно связано с разрушением или нейтрализацией загрязнителей в результате естественных природных процессов: физических, химических и биологических. Не менее важной составляющей, повышающей долговременную устойчивость экосистемы к радиационному или иному загрязнению, являются ее транзитные свойства, благодаря которым поллютанты естественным путем могут перемещаться за ее пределы или “консервироваться” без контакта с подвижными компонентами среды и биотой. Такая комплексная оценка воздействия загрязнителей на экосистемы называется биосферным подходом [6].

Применение биосферного принципа при оценке уязвимости и радиационной защите водных объектов позволяет разрешить большинство противоречий между антропоцентрическими и экологическими подходами [6], а оценка радиологической емкости отождествляется с ассимиляционной емкостью и способностью экосистем к самоочищению [5, 7, 15].

Донные осадки в ГБЗ “река–море” формируются в результате совмещения целого ряда относительно независимых процессов, связанных с

изменением гидродинамики и гидрохимической структуры водной толщи, глубиной дна, удаленностью от основных областей сноса, различиями питающих провинций и т.д. [9]. Анализ фациальной изменчивости поверхностного слоя донных отложений Обь–Енисейского мелководья и эстуариев обеих рек показал, что современные литофафии района, характерные и для Обской губы, и для Енисейского залива, указывают на сходство седиментационных процессов [8]. Литологические исследования, проведенные в изучаемом районе, показали, что в донных осадках присутствует весь спектр гранулометрических фракций от пелитов до песков [8, 29], что в существенной степени влияет на способность донных осадков аккумулировать радиоактивные загрязнители.

Целью настоящей работы была оценка механизмов и скорости самоочищения экосистем крупнейших арктических эстуариев рек Оби и Енисея и прилегающего шельфа Карского моря от радиоактивного загрязнения, поступающего с континентальным стоком.

## МАТЕРИАЛЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В основу исследований положены материалы по двум районам Карского моря, собранные в ходе двух этапов работ, разделенных во времени интервалами около 17 лет и 21 года соответственно. Область исследований охватывала северные части эстуариев Оби и Енисея и южную часть Обь–Енисейского мелководья (рис. 1).

Первый этап включал в себя четыре экспедиции, выполненные в период с 1995 по 2001 гг. на НИС “Академик Борис Петров” (код станций – ВР) в ходе совместных работ с Институтом геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН (ГЕОХИ) и Институтом морских полярных исследований им. Альфреда Вегенера (AWI). Работы второго этапа были проведены в трех экспедициях Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН на НИС “Профессор Штокман” (код станций – PS) в 2014 г. (128-й рейс) и на НИС “Академик Мстислав Келдыш” (код станций – АМК) в 2016 и 2019 г. (66-й и 76-й рейсы).

Одним из основных результатов работ первого этапа стала схема “Распределение радиоцезия в верхнем слое донных осадков Карского моря”, построенная нами на основе материалов, полученных на 160-ти морских станциях [13]. На большей части обследованной донной поверхности моря активность  $^{137}\text{Cs}$  составляла 0–5(10) Бк/кг, что было принято нами за условно-фоновый диапазон. На этом фоне выделялись четыре аномальных участка, в которых активность  $^{137}\text{Cs}$  превышала 15 Бк/кг. Два из них с активностью до 30–35 Бк/кг находились в восточной части Карского моря: Вайгачская зона повышенной активности

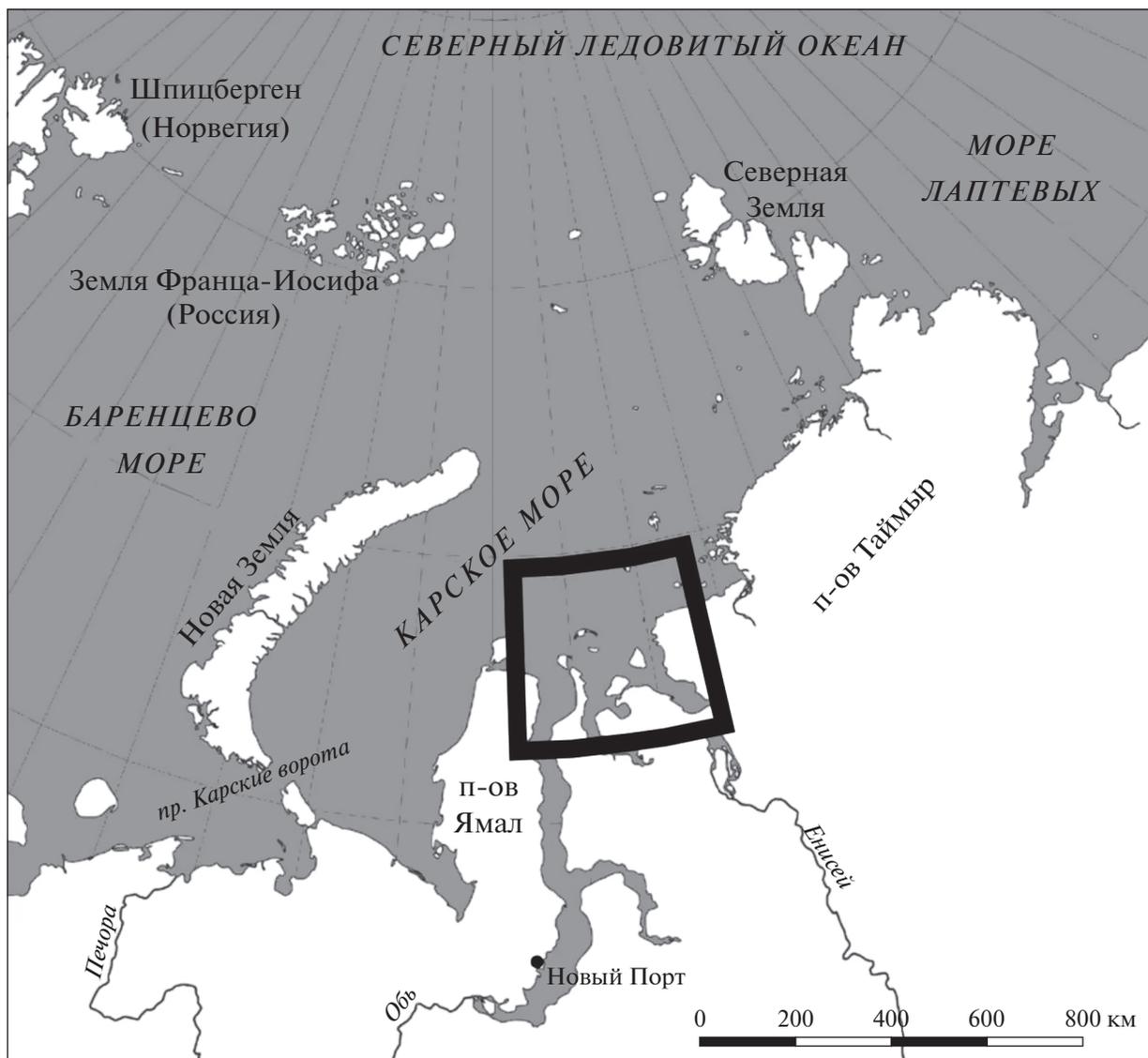


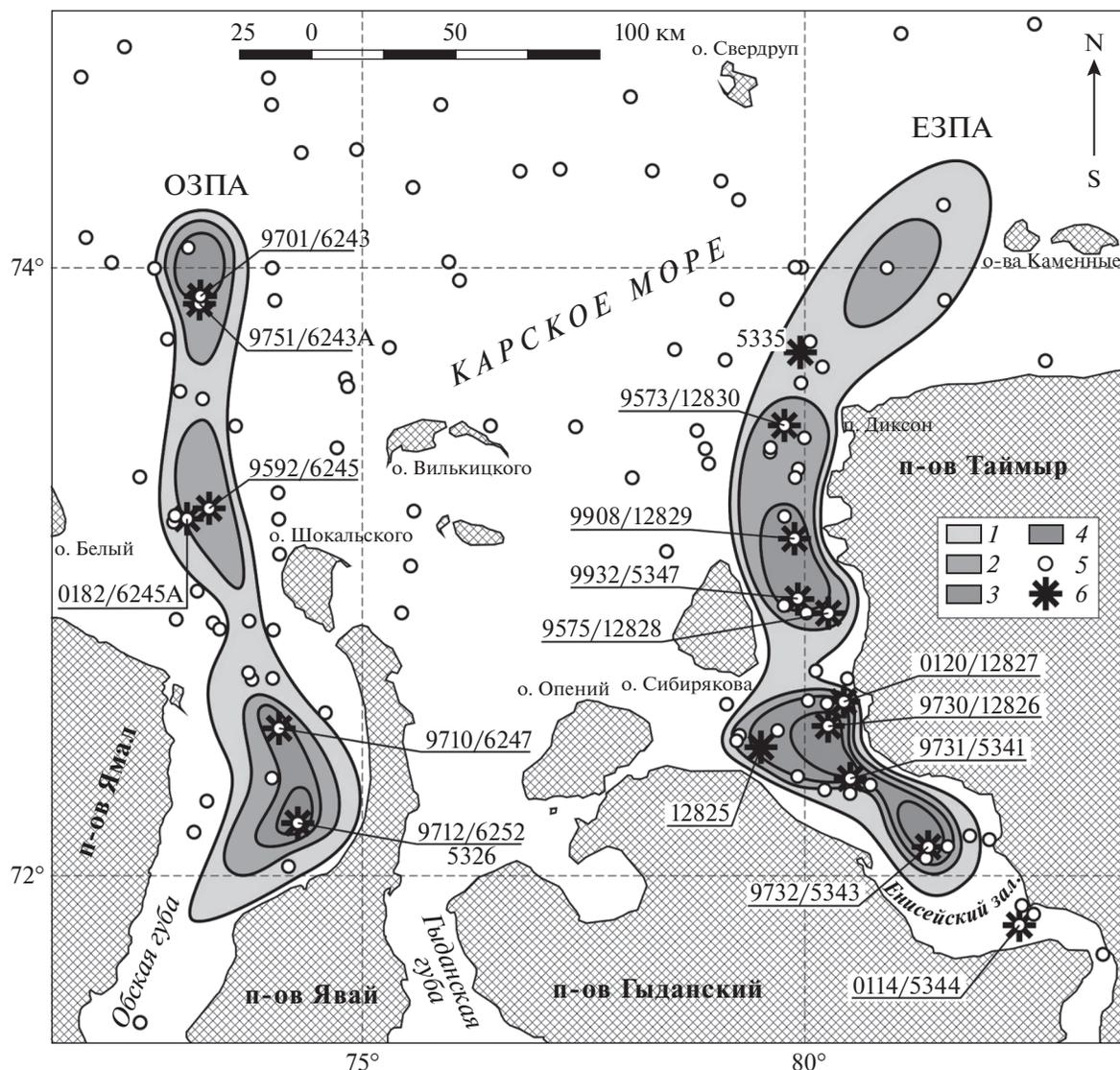
Рис. 1. Положение района исследований в Карском море (прямоугольник в центре рисунка).

(ЗПА) восточнее пролива Карские Ворота и Новоземельская ЗПА у берегов о. Северного от залива Цивольки до залива Благополучия. Аномалии с активностью до 80 Бк/кг в верхнем слое осадков были обнаружены во внешних частях эстуариев Оби и Енисея и распространялись на южную часть Обь-Енисейского мелководья. На основании полученных материалов в донных отложениях этой области были установлены Обская и Енисейская ЗПА радиоцезия с внешней границей в 15 Бк/кг (рис. 2).

Протяженность Енисейской ЗПА составляла 340 км вдоль западного берега п-ова Таймыр при ширине в 40–60 км. Обская ЗПА имела такую же ширину и протяженность с юга на север 320 км. Внутреннее строение обеих ЗПА определялось влиянием морфологии донной поверхности и

структурой фронтов в ГБЗ, что в результате привело к формированию в обеих ЗПА трех последовательно расположенных загрязненных участков, имеющих свои отдельные максимумы не только в верхнем слое, но и в вертикальных разрезах (рис. 2).

При выполнении исследований второго этапа в пределах южной и центральной частей Енисейской ЗПА в 2014 и 2016 гг. были отобраны колонки донных отложений на 11 станциях. При этом 8 станций для обеспечения повторных наблюдений были выполнены в тех же координатах, что и станции первого этапа, на которых были установлены наиболее высокие уровни удельной активности  $^{137}\text{Cs}$ , а одна (АМК-5344), контрольная — за пределами Енисейской ЗПА (рис. 2, табл. 1).



**Рис. 2.** Расположение Обской (ОЗПА) и Енисейской (ЕЗПА) зон повышенной активности и точек отбора проб донных отложений. 1 – 15–20 Бк/кг; 2 – 20–25 Бк/кг; 3 – 25–30 Бк/кг; 4 – 30–80 Бк/кг; 5 – станции первого этапа; 6 – станции второго этапа.

В контуре Обской ЗПА повторный отбор колонок был проведен в 2019 г. на шести станциях: по две в северной, центральной и южной частях. Здесь также все колонки были получены в точках с координатами станций первого этапа, в которых отмечались максимальные уровни активности радиоцезия как в верхнем слое осадков, так и ниже по кернам (рис. 2, табл. 1). Одна колонка, седьмая, была отобрана в 2016 г. в точке станции АМК-5326 в 580 м южнее станций ВР-9712/АМК-6252.

В целом по двум зонам повышенной активности радиоцезия был получен материал в основном из одних и тех же точек наблюдения. Средние значения временного интервала между отборами колонок донных отложений для Енисейской и

Обской ЗПА составили 16.7 и 20.8 лет соответственно, что превышает половину периода полураспада  $^{137}\text{Cs}$  ( $T = 30.17$ ).

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Забортные работы с отбором образцов донных отложений при проведении работ как первого, так и второго этапов проводились с применением коробчатых пробоотборников (боксеров), а также ковшовых пробоотборников грейферного типа Океан-0.25 или Van Veen при отборе только верхнего слоя.

Используя один сборно-разборный сабкорер и второй цельный из прозрачного поликарбоната

**Таблица 1.** Координаты станций I-го и II-го этапов, на которых проводился повторный отбор колонок донных осадков, их глубина и разница лет в отборе

№ п/п	Станции I-го этап	Станции II-го этапа	Широта (°)	Долгота (°)	Глубина (м)	Разница (лет)	ЗПА
1	BP-9573	PS-12830	73.5733	79.7817	38.0	19	Енисейская
2	BP-9908	PS-12829	73.1350	79.9533	26.5	15	
3	BP-9932	AMK-5347	72.9367	80.0000	22.0	17	
4	BP-9575	PS-12828	73.9178	79.9967	21.5	19	
5	BP-0120	PS-12827	72.6335	80.6875	17.8	13	
6	BP-9730	PS-12826	72.5052	80.3352	14.0	17	
7	BP-9731	AMK-5341	72.3650	80.2067	9.0	19	
8	BP-9732	AMK-5343	72.0933	81.4817	11.0	19	
9	BP-9701	AMK-6243	73.9107	73.1838	32.0	22	Обская
10	BP-9751	AMK-6243A	73.8881	73.1730	31.0	22	
11	BP-9592	AMK-6245	73.2452	73.2949	22.0	24	
12	BP-0182	AMK-6245A	73.1968	73.0272	28.0	18	
13	BP-9710	AMK-6247	72.5027	74.0803	15.0	22	
14	BP-9712	AMK-6252	72.1702	74.2935	13.5	22	
15	BP-9712*	AMK-5326*	72.1650	74.2950	13.0	19	

\* Расстояние между BP-9712 и AMK-5326 составляет 580 м.

или полипропилена, из каждой пробы боксорера получали две колонки осадка глубиной до 550 мм и диаметром 100 мм. Первая разрезалась вертикально на две половины для дальнейших литологических исследований, включая описание и опробование. Вторая колонка секционировалась горизонтально на слои по 10 мм. Каждый слой отделялся от колонки предварительным рассечением капроновой леской и срезался пластиковым резаком. При этом периферийная часть каждой полученной пробы обязательно удалялась по всей окружности пробы на расстоянии 5–8 мм от внешней кромки, чтобы предотвратить попадание материала из вышележащих горизонтов, происходящее при вертикальном движении пластикового ядра вдоль стенок трубы боксорера. Каждая проба, полученная таким образом, помещалась в чистую герметично закрывающуюся пластиковую банку. Перед отбором следующей пробы все инструменты тщательно промывались и вытирались сухой салфеткой. Далее пробы сушились при температуре 60°C до воздушно-сухого состояния.

Определение удельной активности техногенного  $^{137}\text{Cs}$ , а также природных радионуклидов  $^{40}\text{K}$ ,  $^{226}\text{Ra}$ ,  $^{232}\text{Th}$  проводилось  $\gamma$ -спектрометрическим методом анализа в лаборатории Радиогеологии и радиогеоэкологии ИГЕМ РАН (аналитики А.Л. Керзин и Р.В. Соломенников). Измерения воздушно-сухих проб проводили на сцинтилляционном  $\gamma$ -спектрометрическом комплексе, оснащенный двумя низкофоновыми NaI(Tl)-детекторами размером 160 × 160 мм с колодцем 55 × 110 мм.

Длительность экспозиций составляла 3600 с. Параллельно, в целях контроля точности измерений, использовался низкофоновый  $\gamma$ -спектрометр с полупроводниковым H<sub>p</sub>Ge детектором GEM-4519 и амплитудным анализатором 919 EG&G ORTEC с последующей обработкой информации специальными программными средствами. Длительность экспозиций составляла 28800 с.

Для каждой из 47-ми колонок, отобранных в ходе первого этапа исследований, и для 15 колонок второго этапа были построены диаграммы вертикального распределения  $^{137}\text{Cs}$  по слоям с шагом 10 мм, отражающие удельную активность радиоцезия в каждом слое.

С целью проявления закономерной составляющей распределения  $^{137}\text{Cs}$  относительно менее упорядоченных флуктуаций в вертикальном разрезе осадков применялся метод сглаживания полученных данных – аппроксимация, то есть эмпирический подбор функции  $y = \varphi(x)$ , наилучшим образом показывающей тренд неслучайной изменчивости зависимой переменной  $y$  во временном ряду. В нашем случае независимой переменной  $x$  является отметка глубины пробы донного осадка, а зависимой переменной  $y$  – удельная активность радиоцезия.

При работе с экспериментальными данными или с результатами химических анализов компонентов природной среды подбор вида функции не имеет строгого решения. Как правило, решение этой задачи опирается на опыт и интуицию

исследователя, но возможен и “слепой” перебор из конечного числа функций и выбор лучшей из них [17]. Расчет параметров функций и построение линий трендов производилось программными средствами пакета Microsoft Excel с одновременным вычислением коэффициента детерминации ( $R^2$ ), который позволяет оценить качество смоделированного тренда. В диапазоне значений от 0 до 1 он отражает величину корреляции между наблюдаемыми значениями и полученными в результате аппроксимации. При выборе вида функциональной зависимости  $\varphi(x)$  мы остановились на полиномиальной аппроксимации шестой степени ( $y = a_0 + a_1x + a_2x^2 + a_3x^3 + a_4x^4 + a_5x^5 + a_6x^6$ ), для лучшего моделирования нелинейных трендов вертикальной изменчивости активности  $^{137}\text{Cs}$  в большинстве рассмотренных колонок.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Различия в распределении радиоцезия в осадках Обской и Енисейской ЗПА, выявленные нами в ходе работ первого этапа, оказались явными и достаточно контрастными [12]. Ниже мы рассмотрим те изменения, которые произошли в донных осадках обеих зон за период между первым и вторым этапами исследований.

**Енисейская ЗПА.** Вертикальное распределение  $^{137}\text{Cs}$  в Енисейской ЗПА сначала изучалось по 27 колонкам донных отложений. Глубина колонок составляла от 15 до 43 см. Максимальная активность  $^{137}\text{Cs}$ , составляющая 263 Бк/кг, была установлена в горизонте осадка на глубине 5 см в точке расположения станции ВР-9732 (рис. 2). Интервал средних значений удельной активности  $^{137}\text{Cs}$  по горизонтам всех 27 колонок составлял 1.18–57.68 Бк/кг, а значения полиномиальной кривой находились в диапазоне от 10 до 52 Бк/кг (рис. 3-I). В диапазоне глубины осадка от 43 до 20 см аппроксимированная кривая активности радионуклидов колебалась около значений 10–12 Бк/кг. Выше горизонта 20 см она плавно возрастала до максимальных значений функции около 52 Бк/кг на отметке 7–6 см и затем равномерно убывала до 20 Бк/кг на поверхности.

Анализ вертикального распределения радиоцезия по данным второго этапа исследований был основан на изучении 8 колонок с вертикальной мощностью осадка от 17 до 45 см, отобранных на станциях внутри Енисейской ЗПА в пределах дистальной (внешней) и проксимальной (внутренней) частей фации эстуариев. Линия полинома, построенная по графику усредненных значений активности  $^{137}\text{Cs}$  для каждого 10 мм слоя, показывает, что от самых нижних горизонтов до уровня 25 см активность варьировала в диапазоне 0–5 Бк/кг, плавно возрастая до максимума в 32 Бк/кг

на отметке 11–12 см, и убывала к поверхности осадка до 12 Бк/кг (рис. 3-II).

Величина коэффициента детерминации выделенных линий тренда для данных первого и второго этапов достаточно высокая ( $R^2 > 0.9$ ).

Отчетливое смещение зоны максимальной активности радиоцезия примерно на 6 см в глубину осадка иллюстрирует тот факт, что поступление радионуклидов в Енисейскую ЗПА существенно снизилось, и горизонт их максимальной концентрации постепенно перекрывается новообразованным осадочным материалом. Снижение и выравнивание активности  $^{137}\text{Cs}$  ниже глубины 20 см объясняется, по-видимому, не только радиоактивным распадом, но и процессами диагенеза, диффузии радионуклидов и биотурбации.

Особенно ярко проявились изменения, произошедшие за период 17–19 лет в двух точках наблюдения ВР-9732/АМК-5343 и ВР-9932/АМК-5347 (рис. 2), где в одних и тех же координатах был сделан повторный отбор колонок осадка. Эти изменения иллюстрируют графики, представленные на рис. 4 и 5.

Максимальная измеренная активность радиоцезия в донных осадках Енисейской ЗПА в точке ст. ВР-9732, где была отобрана колонка в 1997 г., составляла 263 Бк/кг. Этот пик располагался в глубине осадка на горизонте 5 см (рис. 4). Значение КД ( $R^2$ ) было 0.762. В этих же координатах была отобрана колонка в 2016 г. (ст. АМК-5343), что позволило зафиксировать снижение максимальной активности  $^{137}\text{Cs}$  ровно в два раза до 130 Бк/кг (рис. 4). За 19 лет, разделяющие эти два пробоотбора, произошло погружение горизонтов с наибольшей удельной активностью на 6 см, а по максимуму линии полинома на 7 см. Полученные результаты позволяют оценить скорость осадконакопления в этой точке, находящейся в проксимальной части фации эстуариев, величинами от 3.16 до 3.68 мм/год.

Следует отметить, что наши данные по колонке, отобранной на станции АМК-5343, существенно отличаются от данных наблюдений ГЕОХИ (2016 г.), как по измеренным значениям удельной активности  $^{137}\text{Cs}$ , так и по полученной скорости седиментации [16]. Причина этих расхождений очевидна и имеет простое методическое объяснение. Как было отмечено выше, в процессе секционирования колонок крайне важно соблюдать два простых правила: удалять периферийное кольцо пробы и тщательно мыть используемые инструменты, что позволяет уверенно избежать попадания материала из вышележащих проб (горизонтов) в нижележащие. Перемешивание осадков при несоблюдении этого методического правила приводит к частичному смещению вещества вниз и “размазыванию” более активных горизонтов и, помимо этого, снижению показа-

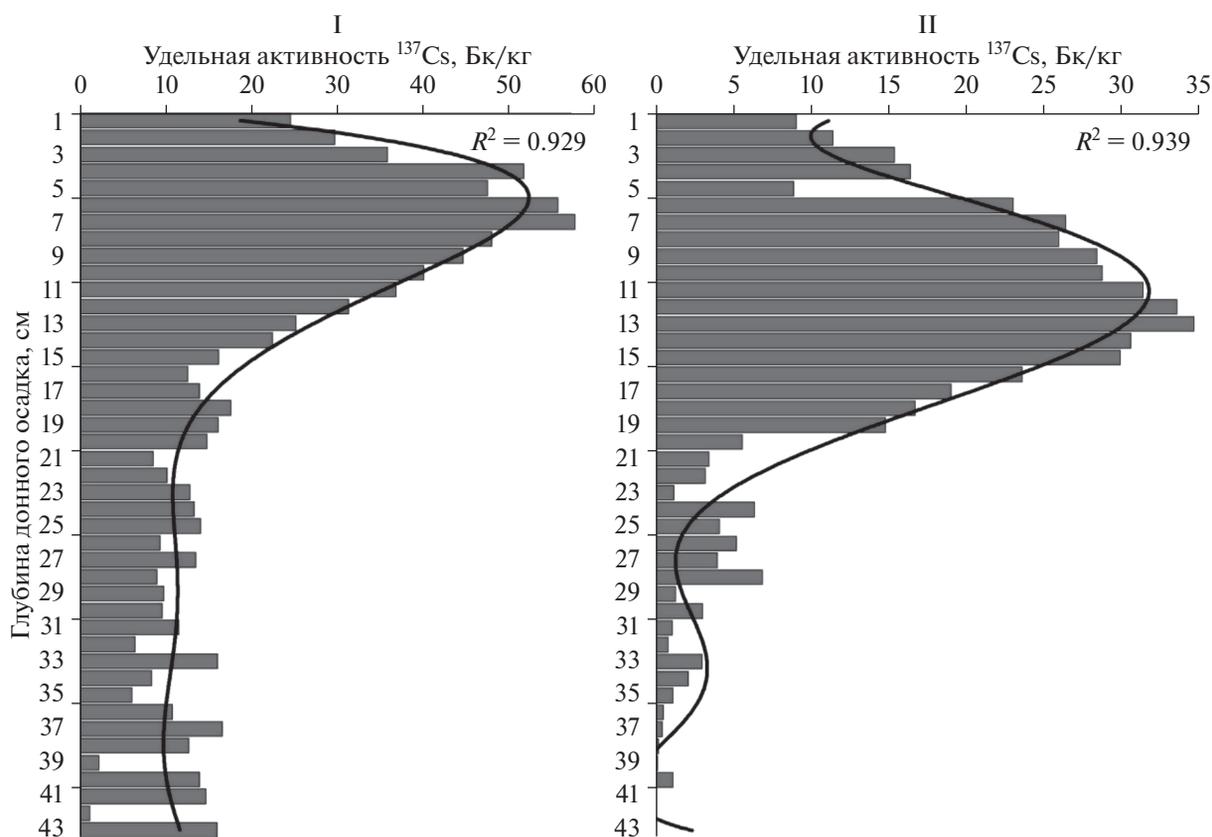


Рис. 3. Вертикальное распределение  $^{137}\text{Cs}$  (по средним значениям) в Енисейской ЗПА в различные периоды наблюдений. I – первый этап (1995–2001); II – второй этап (2014–2016).

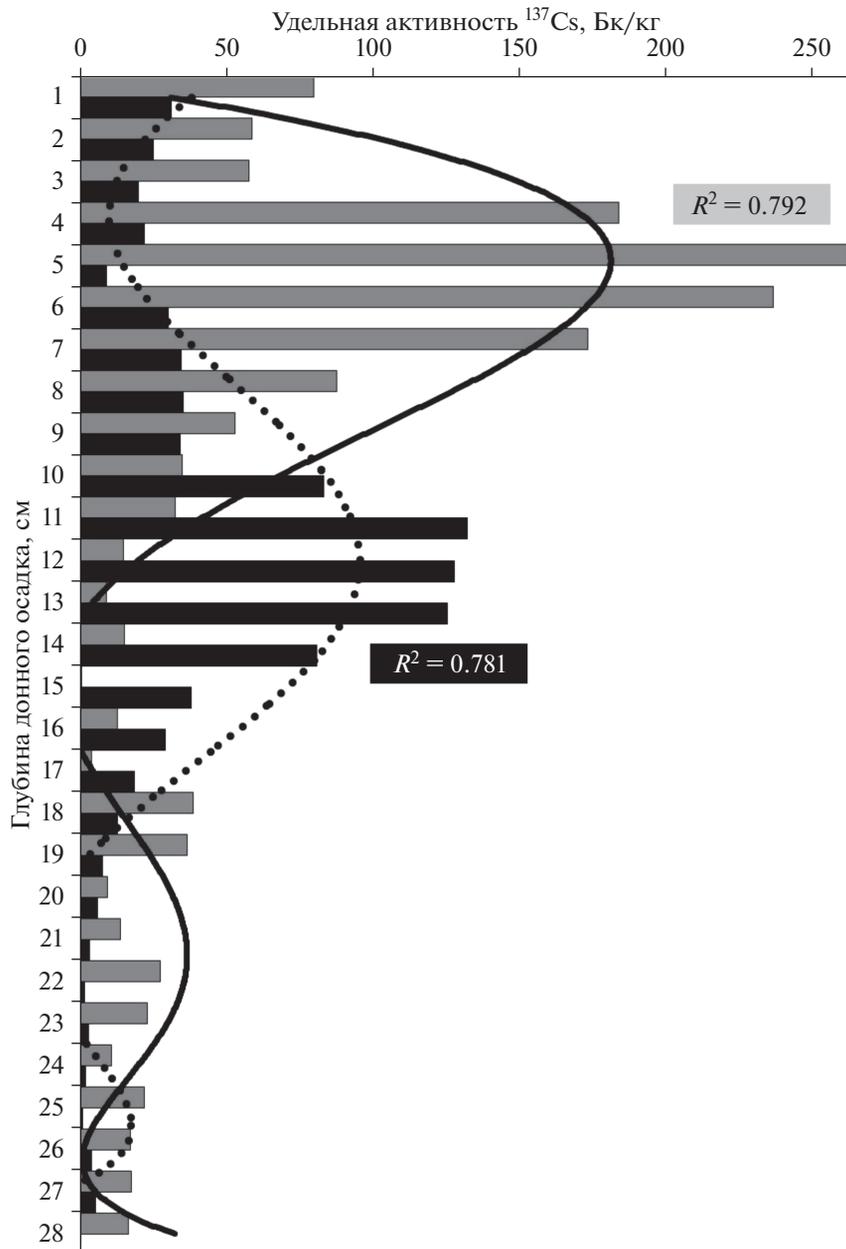
телей удельной активности в определениях. В целом положение горизонтов повышенных значений активности радиоцезия, установленное нами в интервале 10–14 см по глубине колонки, совпадает с интервалом 10–19 см, приведенным в работе [16]. При этом в силу методических причин интервал горизонтов колонки с высокими значениями удельной радиоактивности, определенный в указанной работе, получился “размазанным” вниз на 5 см, т.е. более протяженным по вертикали и соответственно “менее активным”. Как следствие, методическая ошибка проецировалась и на расчеты скоростей осадконакопления [16], которые дали результаты существенно завышенные по сравнению с опубликованными ранее [14, 19, 20].

Анализ изменений радиоактивности осадков был выполнен и по материалам, полученным во второй точке с максимальными активностями  $^{137}\text{Cs}$  в центральной части Енисейской ЗПА. Основой послужили колонки, отобранные на ст. ВР-9932 в 1999 г. и ст. АМК-5347 в 2016 г. (рис. 2). Изменения в распределении  $^{137}\text{Cs}$  по вертикали, произошедшие в этой точке за 17 лет, также указывают на погружение в осадок уровней пиковой активности с горизонта 5 до 15 см по абсолютным значениям и с 4 до 12 см по максимумам линии

полиномиального тренда (рис. 5). При этом активность в максимуме снизилась с 48 до 25 Бк/кг, т.е. также практически в два раза. Таким образом, за прошедшие 17 лет в этой точке, находящейся в дистальной части фации эстуариев, накопился слой донных отложений мощностью 8–10 см, а скорость осадконакопления может быть оценена величиной от 4.70 до 5.88 мм/год.

Полученные в настоящей работе на основании распределения радиоцезия оценки скорости седиментации в Енисейском эстуарии составляют от 3.16 до 5.88 мм в год и согласуются с данными, полученными другими методами. Например, оценки скорости осадконакопления, полученные датированием осадков по  $^{210}\text{Pb}$ , составляют 4.2–4.5 мм в год для эстуариев Оби и Енисея [19]. Эти оценки по  $^{210}\text{Pb}$  можно считать достаточно корректными, поскольку свинец-210, поступающий из атмосферы с постоянной скоростью, неустойчив в природных водах и легко переходит в донные отложения [21, 22].

**Обская ЗПА.** На первом этапе исследований анализ вертикального распределения средних значений активности  $^{137}\text{Cs}$  был выполнен по материалам 20-ти колонок, глубина которых состав-



**Рис. 4.** Вертикальное распределение  $^{137}\text{Cs}$  в осадках проксимальной части фации эстуариев в точке расположения станций ВР-9732 (серое + сплошная линия) и АМК-5343 (черное + пунктирная линия).

ляла от 15 до 40 см. Для Обской ЗПА в основном было характерно существенно более равномерное по сравнению с Енисейской ЗПА распределение радиоцезия в вертикальном разрезе донных осадков при отсутствии ярко выраженных пиковых интервалов. Наибольшая активность  $^{137}\text{Cs}$  в 112 Бк/кг была установлена в точке станции ВР-9712 (рис. 2) на глубине 19 см в толще осадка. Величины средних значений удельной активности  $^{137}\text{Cs}$  по горизонтам всех 20 колонок находились в диапазоне 0.14–34.93 Бк/кг. Размах “максимум–минимум” аппроксимирующей кривой невелик: от 19 до 24 Бк/кг (рис. 6-1).

Семь колонок донных отложений, отобранных на втором этапе исследований внутри контура Обской ЗПА, позволили проанализировать вертикальное распределение  $^{137}\text{Cs}$  по состоянию на 2016–2019 гг. Были получены керны длиной от 22 до 48 см. Максимальная активность радиоцезия в 13.5 Бк/кг была измерена на глубине 9 см в колонке со станции АМК-6245 (рис. 2). Эта точка отбора совпадала по координатам со станцией ВР-9592, на которой в 1995 г. удельная активность

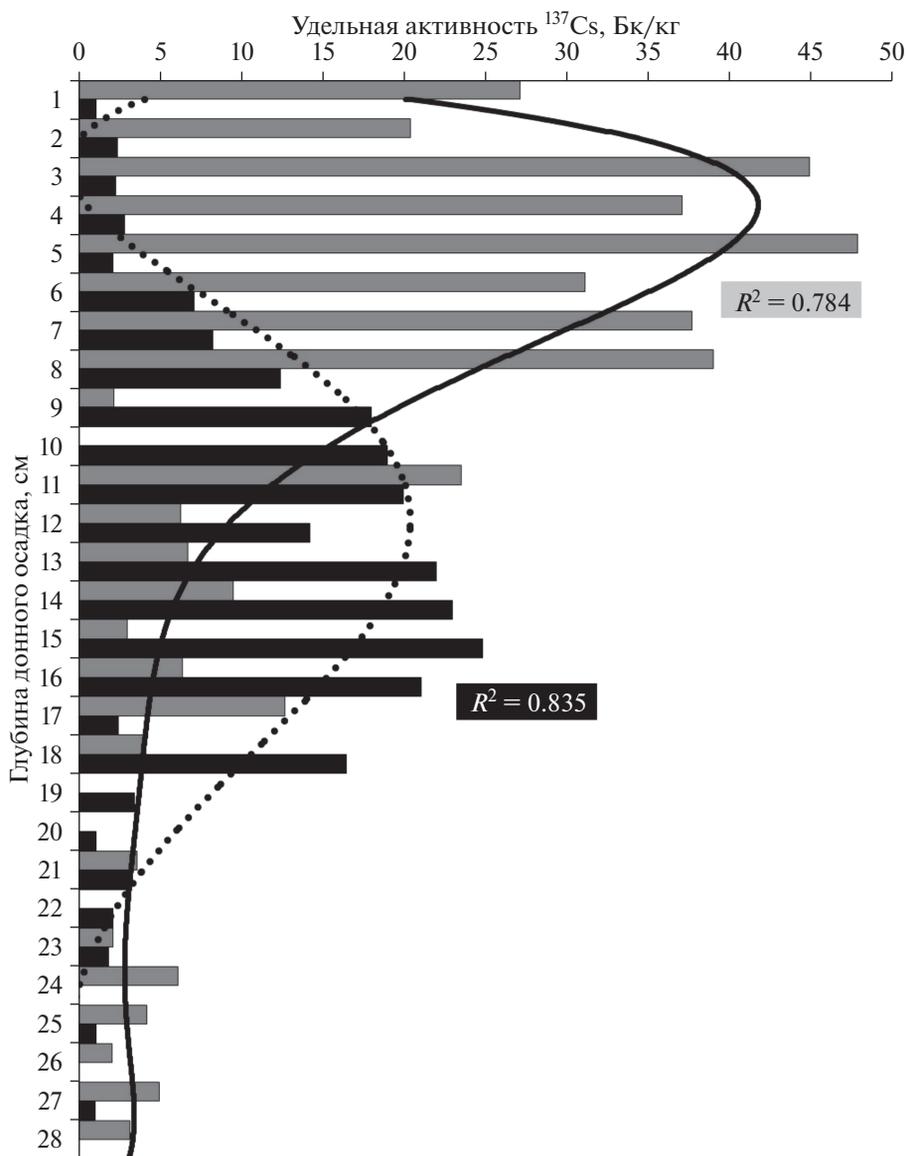


Рис. 5. Вертикальное распределение  $^{137}\text{Cs}$  в осадках дистальной части фации эстуариев в точке расположения станций BP-9932 (серое + сплошная линия) и AMK-5347 (черное + пунктирная линия).

$^{137}\text{Cs}$  в верхнем слое осадка составляла 22 Бк/кг, но колонка донных отложений не отбиралась.

Линия тренда, построенная по данным средних значений активности  $^{137}\text{Cs}$  для каждого слоя по семи колонкам второго этапа, имеет достаточный для ее принятия коэффициент детерминации ( $R^2 = 0.782$ ). В выборке данных первого этапа эта величина была весьма мала ( $R^2 = 0.063$ ), что не позволяет считать линию тренда значимой. При этом размах колебаний был кратен десяткам Бк/кг, в то время как в выборке второго этапа — единицам, не достигая 8 Бк/кг (рис. 6-II). Появление очевидного тренда спустя почти 20 лет в данных второго этапа скорее всего связано с различной интенсивностью перераспределения оса-

дочного вещества в процессе диагенеза. Если бы уменьшение активности  $^{137}\text{Cs}$  было обусловлено только естественным радиоактивным распадом, форма распределения величин осталась бы прежней. Нельзя исключить и влияние биотурбации.

Положение южной части Обской ЗПА (рис. 2) пространственно совпадает с фацией донных осадков эстуариев, в проксимальной части которой существует гидродинамический барьер. Именно в этой части, в точках расположения станций BP-9712 и BP-9710, были зафиксированы максимальные для Обской ЗПА уровни активности  $^{137}\text{Cs}$ , превышающие 100 Бк/кг. В тех же координатах станций первого этапа были отобраны колонки донных осадков на станциях AMK-6252

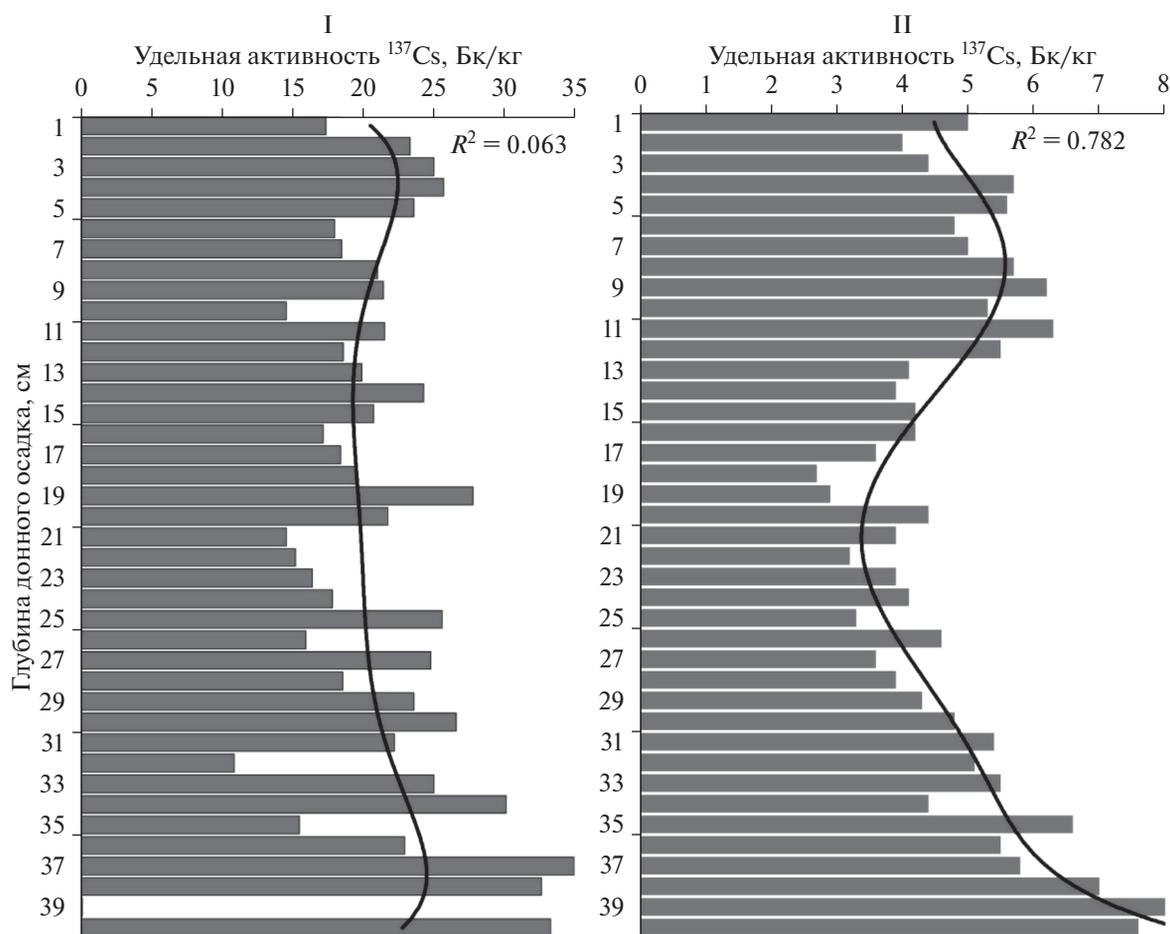


Рис. 6. Вертикальное распределение  $^{137}\text{Cs}$  (по средним значениям) в Обской ЗПА в различные периоды наблюдений. I – первый этап (1995–2001); II – второй этап (2019).

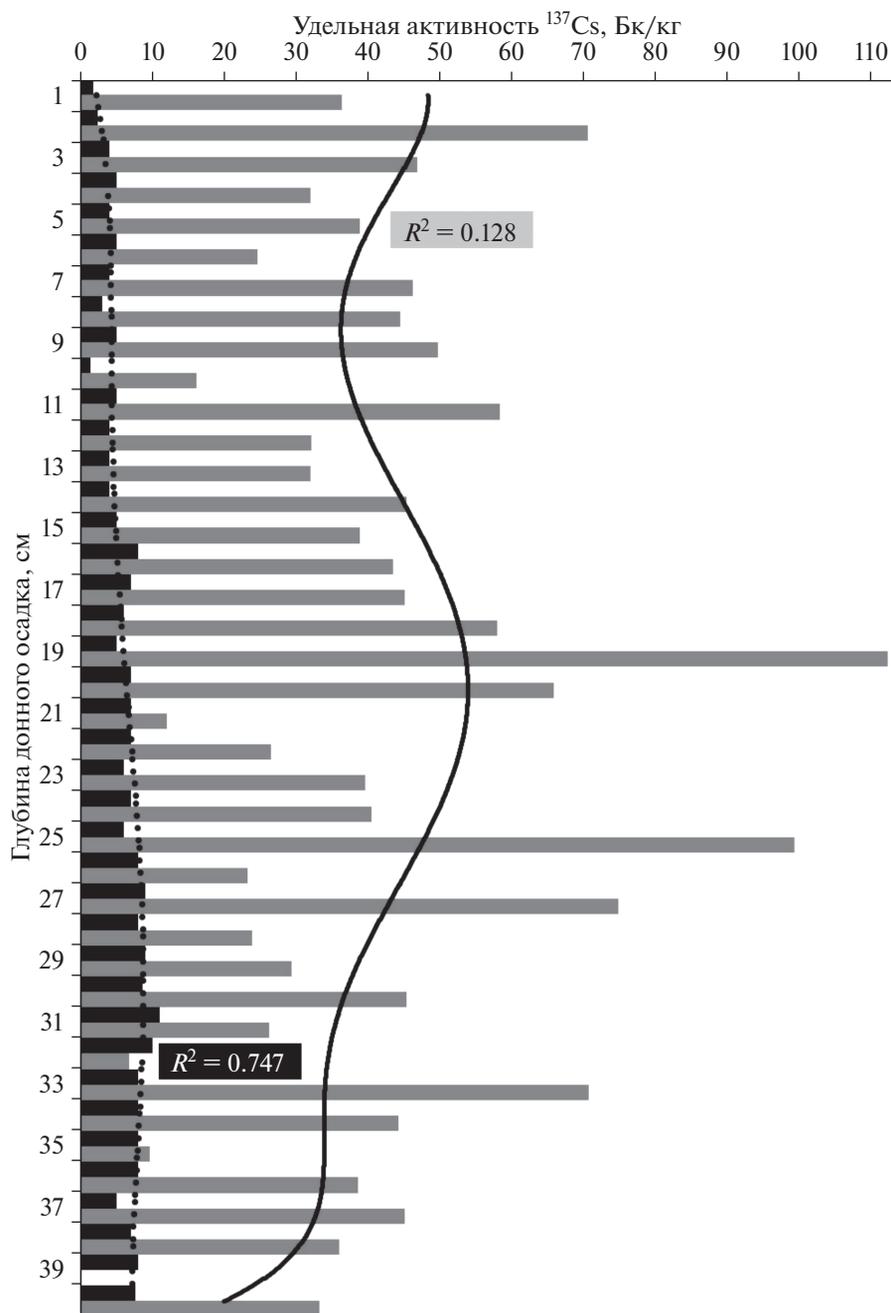
и АМК-6247 соответственно. Изменения, произошедшие в южной части Обской ЗПА, отражены в графиках, представленных на рис. 7 и 8.

В точке ВР-9712/АМК-6252 (рис. 7), где активность радиоцезия в поверхностных осадках на первом этапе наблюдений стала самой высокой в верхнем слое для всей Обской ЗПА и составляла 36.5 Бк/кг, она снизилась за 22 года в ~15 раз. В глубине осадка максимальные значения с 60–112 Бк/кг упали до 10–11 Бк/кг. При этом максимум линии полинома в колонке ВР-9712, составлявший в 1997 г. 55 Бк/кг, в колонке АМК-6252 в 2019 г. снизился до 8 Бк/кг, а ( $R^2$ ) возрос с 0.128 до 0.705. Если рассматривать данные по этой колонке в укрупненном горизонтальном масштабе, почти линейный тренд уменьшения активности радиоцезия снизу вверх будет выражен более отчетливо. Заметим, что плотность осадков в нижних горизонтах в этой точке более высокая, чем в верхних.

В точке наблюдений ВР-9710/АМК-6247 (рис. 8), в которой уровень максимальной активности

$^{137}\text{Cs}$  в 1997 г. составлял 102 Бк/кг на горизонте 4 см, наблюдались еще высокие значения на глубинах 8, 14–15 и 19 см. Однако, шестая степень полиномиальной аппроксимации для отражения этих колебаний оказывается недостаточной ( $R^2 = 0.413$ ). В колонке АМК-6247 соответствие модели истинному распределению еще хуже, но, как и в примере АМК-6252 (рис. 7), можно увидеть снижение активности радиоцезия от нижних горизонтов донных осадков к поверхности.

В центральной части Обской ЗПА в области донных отложений дистальной части фации эстуариев повторный отбор донных осадков также проводился в двух точках. Одна из них, станции ВР-9592/АМК-6245, к сожалению, не имеет колонки из первого этапа наблюдений, и здесь уместно говорить об изменениях радиационного состояния только поверхностного слоя. В нем удельная активность  $^{137}\text{Cs}$  снизилась за 24 года практически в 5 раз с 25 Бк/кг до фоновых значений около 5–7 Бк/кг. При этом зона максимальной активности в вертикальном профиле колон-



**Рис. 7.** Вертикальное распределение  $^{137}\text{Cs}$  в осадках в точке расположения станций ВР-9712 (серое + сплошная линия) и АМК-6252 (черное + пунктирная линия).

ки, отобранной на станции АМК-6245, располагалась на глубине осадка 9–12.

Вторая точка наблюдений в этой части Обской ЗПА позволяет провести сравнение колонок, отобранных на станциях ВР-0182 и АМК-6245А с интервалом во времени в 18 лет. Если в 2001 г. удельные активности радиоцезия в вертикальном разрезе осадков колебались в диапазоне от 15 до 28 Бк/кг, не проявляя выраженного тренда, то в колонке, отобранной в 2019 г., отмечалось сниже-

ние активности до условно фоновых значений, отмеченных на первом этапе исследований, не только в верхнем слое, но и по глубине осадка. При этом закономерность изменений становится более выраженной: значение  $R^2$  модели аппроксимации изменилось с 0.139 до 0.725.

Северная часть Обской ЗПА, в которой повторный отбор колонок донных отложений был сделан в координатах станций ВР-9701/АМК-6243 и ВР-9751/АМК-6243А, расположена в осад-

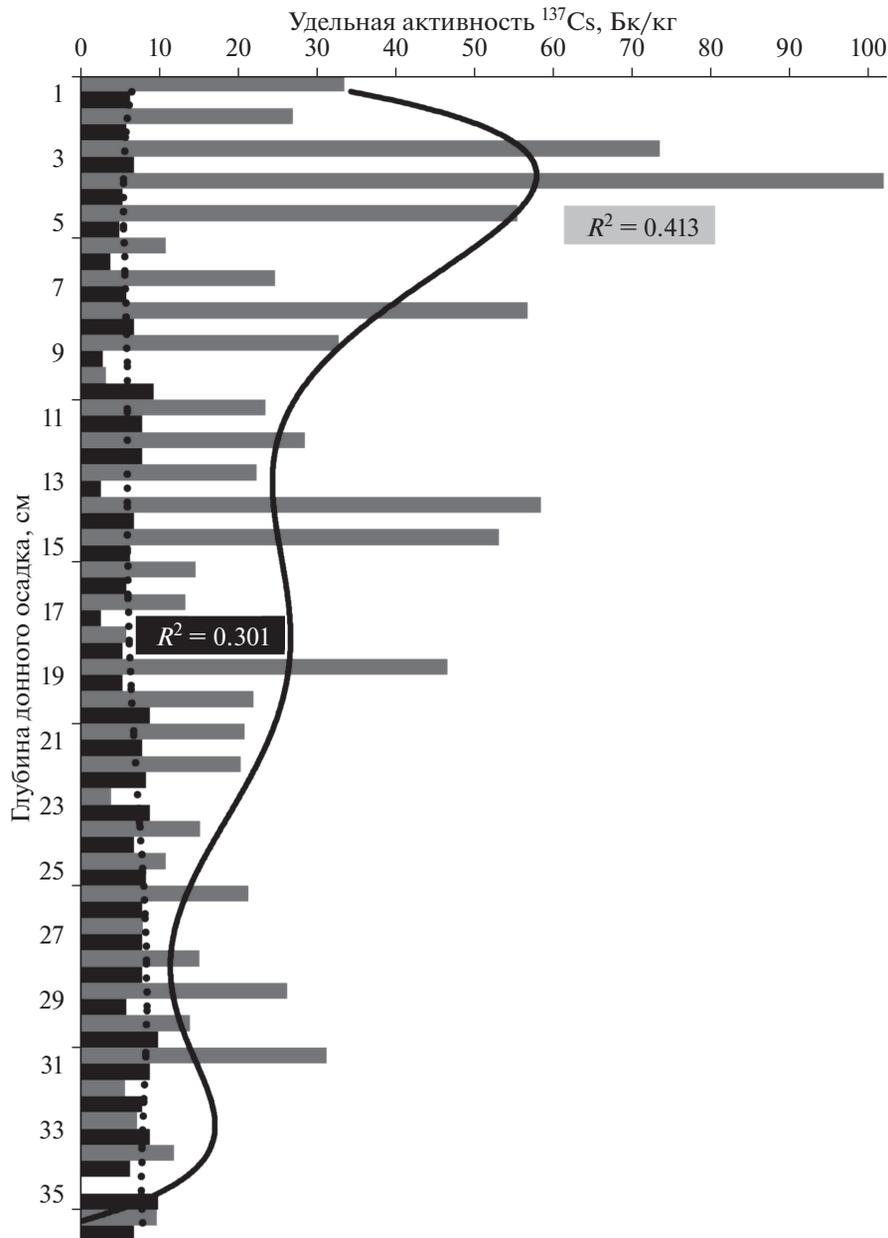


Рис. 8. Вертикальное распределение  $^{137}\text{Cs}$  в осадках в точке расположения станций ВР-9710 (серое + сплошная линия) и АМК-6247 (черное + пунктирная линия).

ках палеорусловой части фации внутреннего шельфа. Сравнивая полученные результаты, следует отметить тот факт, что в первой точке (ВР-9701/АМК-6243) также отмечается существенное снижение уровня активности  $^{137}\text{Cs}$ . Если в колонке ВР-9701, отобранной на первом этапе исследований, диапазон тренда колебался от 15 до 48 Бк/кг, то в колонке АМК-6243, полученной на втором этапе через 22 года, этот диапазон составляет 0–9 Бк/кг. При этом обе кривые имеют достаточно нетипичную для Обской ЗПА конфигурацию, а именно — выраженные отдельные интервалы повышенных активностей, что более ха-

рактерно для Енисейской ЗПА. Временная разница в расположении зоны максимальной активности в вертикальном профиле отсутствует и в обеих колонках приурочена к горизонту 9 см. Удельная активность  $^{137}\text{Cs}$  в верхнем слое снизилась с 38 до 4 Бк/кг, достигнув условного фона. Для второй точки наблюдений (ВР-9751/АМК-6243А) также характерным является снижение удельной активности радиоцезия, причем, по всей длине вертикального профиля, а не только в верхнем слое.

В целом, в вертикальном распределении  $^{137}\text{Cs}$  по Обской ЗПА не наблюдается настолько ярко

выраженных максимумов активности, как это выявлено в Енисейской зоне, что заставляет нас быть более сдержанными при попытке интерпретации полученных данных для определения скоростей седиментации. Но по двум точкам из шести, расположенным на станциях ВР-0182/АМК-6245А и ВР-9712/5326, можно с осторожностью предположить, что максимумы активности, отмеченные в верхнем слое осадков (0–2 см), за 18–19 лет переместились вниз на расстояние около 40–50 мм. Это позволяет со всеми сделанными выше оговорками оценить скорость осадконакопления в южной и центральной частях Обской ЗПА величинами в 2.3–2.7 мм в год.

Полученные значения отличаются в 1.7–1.8 раз в меньшую сторону от результатов, приведенных ранее для точек в координатах станций ВР-9710 и ВР-9712 по материалам 1997 г. [19, 30]. Возможно, часть этих расхождений объясняется неучтенным уплотнением осадочных отложений, которое произошло за время в 18–19 лет между наблюдениями. Расхождения полученных нами данных с данными [16] оказались более существенными. Значения скорости седиментации, приведенные в [16] и полученные на материале, отобранном одновременно с нашими наблюдениями в 2016 г. на ст. АМК-5326, в 5 раз превышают наши оценки и почти в 3 раза результаты [19, 30], полученные на основе проб со станции ВР-9712, отличающейся по положению на 3 кабельтовых. Существующее расхождение в важных для региона оценках, вероятнее всего, объясняется методологическими причинами. Авторы цитируемых публикаций, например, в своих построениях опираются на ничем не обоснованное предположение, что в изучаемых колонках они “видят” след чернобыльской катастрофы 1986 г. Однако известно, что измерения плотности выпадений  $^{137}\text{Cs}$  непосредственно на акватории арктических морей никем не проводились, а основное количество “чернобыльских” радионуклидов выпало в Европе и лишь около 1% предположительно (!) могло попасть непосредственно во все арктические регионы севернее 70-й широты [18, 23].

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обский и Енисейский эстуарии и прилегающий мелководный шельф Карского моря являются важнейшей областью взаимодействия в глобальной системе континент–Северный Ледовитый океан. Изменения радиационного состояния донных отложений в этой области, произошедшие за рассматриваемый период около 20 лет, демонстрируют определенную геохимическую устойчивость экосистемы региона к радиационным нагрузкам и ее способность к самоочищению на многолетнем масштабе.

Наиболее яркой иллюстрацией потенциала самоочищения является практически полное исчезновение Обской ЗПА  $^{137}\text{Cs}$ , в области локализации которой активность радионуклидов в донных отложениях в настоящее время находятся на уровне условно-фоновых значений для этого района Арктики, не превышающих 10 Бк/кг. Изначально более загрязненная Енисейская ЗПА “потеряла” за примерно 20 лет не менее 50% аккумулярованного радиоцезия, и в настоящее время максимальные величины удельной активности  $^{137}\text{Cs}$ , незначительно превышающие 100 Бк/кг, обнаружены лишь в единственной точке на трех отдельных 10 мм горизонтах осадков. Можно уверенно предположить, что в течение ближайших 15–18 лет уровень загрязнения радиоцезием Енисейской ЗПА также деградирует до уровня фоновых показателей. Это может произойти лишь в том случае, если в бассейне Енисея не возобновятся сбросы ЖРО в гидрографическую сеть.

Основными факторами снижения удельной радиоактивности в осадках являются естественные процессы радиоактивного распада изотопов, диффузии радионуклидов в нижние горизонты и биотурбации осадков богатым бентосным сообществом эстуарных зон. Конкретизация границ экосистемы во многом зависит от цели исследований [25]. В случае исследований судьбы радиоактивного загрязнения нижней границей экосистемы Карского моря и эстуариев Оби и Енисея можно условно считать верхнюю границу зоны диагенеза. Именно в направлении этой границы перемещается остаточное радиоактивное загрязнение вместе с ассимилировавшим его осадком, покидая таким образом саму активно функционирующую экосистему.

В этом процессе ключевую роль играет геохимическая барьерная зона, формирующаяся в области взаимодействия речных и морских вод в эстуариях и на прилежащем морском шельфе. Эта зона на первом этапе происходящих в ней процессов не пропускает загрязнения, приносимые речными водами, осаждая его в своих пределах, а на втором этапе – после ослабления источников радиационного воздействия, обеспечивает мощный постоянный вертикальный поток взвешенного вещества, который надежно перекрывает накопленные в осадках загрязнения. На втором этапе ключевое значение приобретают параметры осадочного потока, которые отражаются в вертикальных профилях осадков.

Одним из таких естественных параметров, влияющих на геохимическую эволюцию радиационного загрязнения, являются многолетние колебания речного стока, прежде всего расходов взвешенных наносов, как главного агента переноса нерастворимых и слаборастворимых форм радиоцезия и формирования осадков в геохими-

ческой барьерной зоне. Сравнение наших графиков вертикального распределения  $^{137}\text{Cs}$  в Обской и Енисейской ЗПА с графиками многолетних колебаний среднегодовых расходов взвешенных наносов Оби и Енисея [1] продемонстрировало их отчетливое сходство [13].

Вероятно, свой вклад в формирование относительно выровненного распределения  $^{137}\text{Cs}$  в Обской ЗПА по сравнению с ярко выраженными обособленными интервалами его аномальных активностей в Енисейской ЗПА оказали и достаточно сложные аккумулятивно-транзитные характеристики геохимических ландшафтов водосборного бассейна Обской губы [24]. Также вероятно и воздействие ветро-волновых процессов, влияющих на особенности седиментации в пределах Обь-Енисейского мелководья на фоне существенных различий ряда параметров, которыми обусловлено ежегодное формирование Обского и Енисейского плумов [26].

Анализ изменений вертикального распределения радиоцезия во времени позволяет сделать оценки скоростей осадконакопления в различных фациальных обстановках геохимической барьерной зоны “река—море”. Полученные величины скоростей седиментации в Енисейской ЗПА для осадков проксимальной части фации эстуариев составили от 3.16 до 3.68 мм в год, а для осадков дистальной части фации эстуариев — от 4.7 до 5.8 мм/год. В последнем случае нам представляется более достоверными нижние значения интервала, близкие к 4.7 мм/год.

Результаты настоящего исследования впервые иллюстрируют исчезновение одних ранее установленных участков радиоактивного загрязнения донных отложений и устойчивое улучшение радиационного состояния других в ключевом районе Арктики, принимающем крупнейший в регионе пресноводный сток.

Проблема оценки изменений особенностей седиментации во времени с целью датирования конкретных горизонтов донных отложений является принципиально важной при анализе геохимической устойчивости любой морской экосистемы, особенно при оценке ее способности к самовосстановлению при поступлении долгоживущих загрязнений. Получение достоверных и надежных данных позволит более уверенно прогнозировать развитие процессов самоочищения экосистемы, при этом получение таких данных требует тщательного методического подхода.

**Благодарности.** Авторы благодарят капитана НИС “Академик Мстислав Келдыш” Ю.Н. Горбача и весь экипаж легендарного судна. Мы особенно благодарны Г.И. Надъярных, выполнявшей трудоемкий цикл работ от пробоотбора на борту судна до пробоподготовки в лаборатории.

**Источники финансирования.** Работа выполнена по теме госзадания ИГЕМ РАН в части  $\gamma$ -спектрометрического анализа и обобщения данных литературы при финансовой поддержке РФФИ: грант № 18-05-60246 при реализации аналитической программы, проведении экспедиционных исследований и подготовке настоящей статьи; грант № 18-05-00480 при проведении экспедиционных работ части научной группы ИГЕМ РАН.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бабич Д.Б., Большианов Д.Ю., Зайцев А.А. и др.* Региональные особенности формирования эстуарно-дельтовых систем Арктического побережья Сибири // Эстуарно-дельтовые системы России и Китая: Гидролого-морфологические процессы, геоморфология и прогноз развития. М.: ГЕОС, 2007. С. 112–240.
2. *Галимов Э.М., Лаверов Н.П., Степанец О.В., Ковина Л.А.* Предварительные результаты эколого-геохимического исследования Арктических морей России (по материалам 22-го рейса НИС “Академик Борис Петров”) // Геохимия. 1996. № 7. С. 579–597.
3. *Гордеев В.В.* Геохимия системы река—море. М.: И.П. Матушкина И.И., 2012. 452 с.
4. *Емельянов Е.М.* Барьерные зоны в океане. Осадко- и рудообразование. Геоэкология. Калининград: Янтарный сказ, 1998. 410 с.
5. *Казakov С.В.* Управление радиационным состоянием водоемов-охладителей АЭС. Киев: Техника, 1995. 192 с.
6. *Казakov С.В., Уткин С.С.* Подходы и принципы радиационной защиты водных объектов. М.: Наука, 2008. 318 с.
7. *Крышев И.И., Сазыкина Т.Г.* Математическое моделирование миграции радионуклидов в водных экосистемах. М.: Энергоатомиздат, 1986. 240 с.
8. *Левитан М.А., Буртман М.В., Демина Л.Л. и др.* Фациальная изменчивость поверхностного слоя осадков Обь-Енисейского мелководья и эстуариев Оби и Енисея // Литология и полез. ископаемые. 2005. № 5. С. 472–484.
9. *Левитан М.А., Лаврушин Ю.А., Штайн Р.* Очерки истории седиментации в Северном Ледовитом океане и морях Субарктики в течение последних 130 тыс. лет. М.: ГЕОС, 2007. 404 с.
10. *Лисицын А.П.* Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении. М.: Наука, 1988. 309 с.
11. *Лисицын А.П.* Маргинальный фильтр океанов // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 735–747.
12. *Матишов Г.Г., Ильин Г.В., Усягина И.С., Кириллова Е.Э.* Динамика искусственных радионуклидов в экосистемах морей Северного Ледовитого океана на рубеже XX—XXI веков. Часть 2. Донные отложения // Наука Юга России. 2019. Т. 15. № 4. С. 24–35.
13. *Мирошников А.Ю.* Закономерности распределения радиоцезия в донных отложениях Карского моря // Геоэкология. 2012. № 6. С. 516–526.
14. *Мирошников А.Ю., Флинт М.В., Дубинина Е.О. и др.* Изменение радиационного состояния донных отложений Енисейского залива // Докл. РАН. 2018. Т. 483. № 6. С. 673–676.

15. Поликарпов Г. Г., Егоров В. Н. Морская динамическая радиохемозоология. М.: Энергоатомиздат, 1986. 176 с.
16. Русаков В.Ю., Борисов А.П., Соловьева Г.Ю. Скорости седиментации (по данным изотопного анализа  $^{210}\text{Pb}$  и  $^{137}\text{Cs}$ ) в разных фациально-генетических типах донных осадков Карского моря // Геохимия. 2019. Т. 64. № 11. С. 1158–1174.
17. Семакин И.Г., Хеннер Е.К. Информационные системы и модели. М.: Бином, Лаборатория знаний, 2005. 303 с.
18. Сивинцев Ю.В., Вакуловский С.М., Васильев А.П. и др. Техногенные радионуклиды в морях, омывающих Россию. Радиоэкологические последствия удаления радиоактивных отходов в арктические и дальневосточные моря (Белая книга – 2000). М.: ИздАТ, 2005. 624 с.
19. Степанец О.В., Кремлякова Н.Ю., Лигаев А.Н. Использование нового метода определения  $^{210}\text{Pb}$  ( $^{90}\text{Sr}$ ) в пробах донных отложений для оценки скорости осадконакопления в эстуариях сибирских рек // Опыт системных экологических исследований в Арктике. М.: Научный Мир, 2001. С. 425–429.
20. Степанец О.В., Борисов А.П., Лигаев А.Н., Галимов Э.М. Оценка скорости седиментации современных осадков Карского моря с использованием радиоактивных трассеров // Геохимия. 2001. № 7. С. 752–761.
21. Степанец О.В., Борисов А.П., Травкина А.В. и др. Использование радионуклидов  $^{210}\text{Pb}$  и  $^{137}\text{Cs}$  для геохронологии современных осадков арктического бассейна в местах захоронения твердых радиоактивных отходов // Геохимия. 2010. № 4. С. 424–429.
22. Aliev R.A., Bobrov V.A., Kalmykov S.N. et al. Natural and artificial radionuclides as a tool for sedimentation studies in the Arctic region // Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry. 2007. V. 274. № 2. P. 315–321.
23. MacDonald R.W., Bewers J.M. Contaminants in the Arctic marine environment: priorities for protection // Journal of Marine Science. 1996. V. 53. № 3. P. 537–563.
24. Miroshnikov A. Yu., Simenkov I.N. Migration of Global Radioactive Fallouts to the Arctic Region (on the example of the Ob River basin) // Radiation Protection Dosimetry. Oxford University Press, 2012. V. 152. № 1–3. P. 89–93.
25. Odum E.P. Fundamentals of Ecology. Philadelphia: Saunders, 1953. 384 p.
26. Osadchiev A.A., Asadulin 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 // Scientific Reports. 2019. № 9. No 18642.
27. Povinec P.P., Osvath I., Baxter M.S. et al. Summary of IAEA-MEL's investigation of Kara Sea radioactivity and radiological assessment // Marine Pollution Bulletin. 1997. V. 37. № 7–12. P. 235–241.
28. Standring W.J.F., Stepanets O.V., Brown J.E. et al. Radionuclide contamination of sediment deposits in the Ob and Yenisei estuaries and areas of the Kara Sea // Journal of Environmental Radioactivity. 2008. V. 99. № 4. P. 665–679.
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. № 11–13. P. 1485–1511.
30. Stepanets O.V., Borisov A.P., Ligaev A.N. et al. Geoecological investigations of artificial radionuclides in the aquatic system of the Ob River and Kara Sea // Radio-protection. 2009. V. 44. № 5. P. 311–314.
31. Stepanets O.V., Borisov A.P., Solov'eva G. Yu. Distribution of anthropogenic radionuclides in the estuaries of Ob and Yenisei rivers and adjacent Kara Sea // Berichte zur Polarforschung. 1999. V. 300. P. 132–140.

## Radiation-Geochemical Stability of Bottom Sediments in the Ob and Yenisei Estuaries and in the Adjacent Shoalness of the Kara Sea

A. Yu. Miroshnikov<sup>a, #</sup>, M. V. Flint<sup>b</sup>, E. E. Asadulin<sup>a</sup>, V. B. Komarov<sup>a</sup>

<sup>a</sup>Institute of Geology of Ore Deposits Petrography Mineralogy and Geochemistry RAS, Moscow, Russia

<sup>b</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia

<sup>#</sup>e-mail: alexey-miroshnikov@yandex.ru

This paper reports the results of investigations on the radioecological state of the bottom sediments of the Ob-Yenisei shoalness and the Ob and Yenisei estuaries. Materials were obtained in two periods: 1995–2001 and 2014–2019 during seven expeditions on R/V “Akademik Boris Petrov”, “Professor Shtokman” and “Akademik Mstislav Keldysh”. Re-sampling of bottom sediment columns at key-points in areas of increased activity of radiocesium and subsequent analysis of the distribution of radionuclides allowed establishing positive trends in the change of the radiation state of regional ecosystem. The total degradation of the Ob increased radiocesium activity zone and quite significant of the Yenisei zone (primarily most polluted) were detected. Comparison of current specific activity max-positions in vertical distribution of  $^{137}\text{Cs}$  in sediment cores allowed determining sedimentation rate in the distal and proximal facies of Yenisei estuary as 4.7–5.8 and 3.2–3.7 mm/yr, respectively. The established changes that have occurred over a period of about 20 years prove the ability of the Kara sea ecosystem to self-purify. Processes of diffusion and assimilation of pollutants by bottom sediments play significant role in self-regeneration of ecosystem. That is most intense in influence zone of the river-sea geochemical barrier.

**Keywords:** Kara sea, Ob-Yenisei shoalness, estuary, Ob, Yenisei, radioactivity, radiocesium, geochemical barrier zone, bottom sediments,  $^{137}\text{Cs}$ , sedimentation, self-regeneration, ecosystem

УДК 550.47:556.54

## ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ БИТУМОИДОВ В ДОННЫХ ОСАДКАХ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

© 2020 г. Ю. С. Глязнецова<sup>1, \*</sup>, И. А. Немировская<sup>2, \*\*</sup><sup>1</sup>Институт проблем нефти и газа СО РАН, Якутск, Россия<sup>2</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

\*e-mail glyaz1408@mail.ru

\*\*e-mail: nemir44@mail.ru

Поступила в редакцию 17.05.2020 г.

После доработки 20.05.2020 г.

Принята к публикации 22.06.2020 г.

Представлены результаты по содержанию, составу и распределению хлороформенных битумоидов (ХБ) в голоценовых осадках Баренцева моря (68-й рейс НИС “Академик Мстислав Келдыш” июль–август 2017 г.). В зависимости от условий осадконакопления концентрации ХБ в среднем изменялись (мкг/г сухого веса): арх. Н. Земля (174) > арх. Шпицберген (131) > Западная часть (78) > Центральная часть (69) > ЗФИ (52). В составе ХБ практически половину составляли углеводороды (в среднем 46%, максимально – 85%). Распределение ХБ по глубине захоронения носит различный характер и зависит не только от гранулометрического состава осадков и содержания в них органического вещества, но и от изменчивости окислительно-восстановительных условий и флюидных потоков углеводородов из осадочной толщи. Поэтому маркеры состава алканов и спектры ИК-Фурье указывали как на седиментационный (Мурманская банка, шельф ЗФИ), так и на точечный нефтяной (шельф арх. Шпицберген, Медвежинский желоб) источник углеводородов.

**Ключевые слова:** донные осадки, органическое вещество, битуминозность, углеводороды, алканы

**DOI:** 10.31857/S0030157420050068

Баренцево море относится к одному из наиболее перспективных акваторий освоения шельфовых ресурсов [7]. Необходимость раздельного прогноза зон нефте- и газонакопления в Баренцевом море требует детального изучения органического вещества (ОВ), а также геологических условий формирования нефтяного потенциала отложений в разных структурных зонах моря [6, 20, 22]. Аномалии в распределении компонентов ОВ, а в их составе углеводородов (УВ), могут служить прямыми признаками их генезиса [16]. С целью выявления геохимических особенностей ОВ Баренцева моря были проведены битуминологические исследования донных осадков и УВ в пробах, отобранных в 68-м рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш” (июль–август 2017 г.).

Кроме того, изучение состава, распределения и генезиса УВ в донных осадках может служить основой для последующего геоэкологического контроля при разведочных и добычных работах [12, 15, 23]. При этом необходимо учитывать природный углеводородный фон, возникающий вследствие естественной жизнедеятельности фитопланктона и высачивания УВ из осадочной толщи [12, 23, 28].

ОВ и УВ, присутствующие в водах и донных осадках, обычно характеризуются сложным составом [12]. Они представляют собой разные по

происхождению автохтонные и аллохтонные компоненты. Первые сингенетичны окружающей среде и состоят из продуктов био- и геохимических процессов трансформации ОВ, протекающих в водной толще в ходе седиментогенеза и на ранних стадиях захоронения в осадках. Вторая, эпигенетическая категория УВ еще более разнообразная. В нее включаются продукты, мигрирующие из осадочных толщ, где их образование происходит в процессах катагенеза и в жестких условиях метаморфизма [6, 8]. Наконец, в составе УВ могут присутствовать антропогенные компоненты, попадающие в водную среду (особенно на мелководье) и в донные осадки с нефтью и нефтепродуктами при загрязнении ими акваторий [23].

Опыт морских исследований показывает, что надежная и наиболее полная расшифровка генетического состава ОВ возможна при использовании всего комплекса диагенетических параметров [12]. Изучение состава УВ в Баренцевом море определяет выбор стратегии геолого-разведочных работ и становится актуальной и необходимой задачей для оценки его перспектив [18].

### МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Донные осадки отбирали с помощью дночерпателя “Океан” и мультикорера как с поверхно-

сти 0–3 см, так и с разных горизонтов с интервалом 5 см. Пробы замораживали при температуре  $-18^{\circ}\text{C}$  и доставляли в стационарную лабораторию. Из размороженных и высушенных при комнатной температуре проб ситованием выделяли фракцию 0.5 мм. Оценку содержания экстрагируемого ОВ в донных осадках определяли по выходу хлороформенных битумоидов (ХБ), извлекаемых экстракцией хлороформом [21, 27].

Комплекс аналитических исследований включал: изучение структурно-группового состава ХБ и их фракций методом ИК-Фурье спектроскопии на спектрометре “Protege 460” фирмы “Nicolet” в диапазоне волновых чисел  $500\text{--}4000\text{ см}^{-1}$ , аттестованном в соответствии со стандартами ISO 9000 и 9002 Госстандартом России. Расшифровка спектров проведена по атласам ИК-спектров и таблицам волновых чисел [2, 3]. Групповой состав ХБ определяли по аттестованной методике с помощью жидкостно-адсорбционной колоночной хроматографии после осаждения асфальтенов 40-кратным количеством петroleйного эфира. Мальтеновую часть разделяли на УВ, бензолные и спиртобензолные смолы, выполняемую сочетанием элюэнтного (для УВ) и вытеснительного (для смолистой части) методов на стеклянных колонках, заполненных силикагелем [27].

Для анализа насыщенных УВ использовали хромато-масс-спектрометр Agilent 6890, имеющий интерфейс с высокоэффективным масс-селективным детектором Agilent 5973N, с кварцевой капиллярной колонкой  $30\text{ м} \times 0.25\text{ мм}$ , импрегнированной фазой HP-5MS; газ-носитель – гелий, скорость потока – 1 мл/мин, программирование температуры от 100 до  $300^{\circ}\text{C}$  со скоростью  $6^{\circ}\text{C}/\text{мин}$ , при температуре испарителя –  $320^{\circ}\text{C}$ , ионизирующее напряжение источника – 70 eV. Идентификацию соединений осуществляли по временам удерживания путем сравнения полученных масс-фрагментограмм с уже имеющимися спектрами в библиотеке системы [17].

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

В Баренцевом море природа голоценовых осадков в основном морская терригенная с заметным влиянием аллювиальных фаций в прибрежной части шельфа и ледово-морских на севере акватории [1]. Особенности ледового режима и рельефа дна, а также тесно связанные с ними процессы динамики водной массы определяют направленность литодинамических процессов. Большинство изученных отложений представлены терригенными бескарбонатными алевритовыми и алеврито-пелитовыми илами с примесью грубообломочного материала. Процессы раннего диагенеза протекают в условиях термодинамической неравновесности, а биотурбация усложняет эти процессы [19]. В современных и голоценовых отложениях широко развиты процессы аутигенного

минералообразования в зависимости от окислительно-восстановительных условий и от скорости биогеохимических реакций [11].

Полученные данные показали, что содержание ХБ в поверхностном слое донных осадков изменялось от 12 до 336 мкг/г, при средней 104 мкг/г (табл. 1). Для различных районов Баренцева моря средние концентрации ХБ уменьшались в последовательности (мкг/г сухого веса): арх. Н. Земля (174) > арх. Шпицберген (131) > Западная часть (78) > Центральная часть (69) > ЗФИ – Земля Франца-Иосифа (52). В этой же последовательности изменялись их концентрации в составе ОВ (%), которые в среднем колебались в интервале 2.91 (Н. Земля) – 0.52 (ЗФИ). Наиболее высокие концентрации ХБ (рис. 1) приурочены к илистым осадкам: в северной оконечности арх. Н. Земля (станции 5566 и 5567) и на шельфе арх. Шпицберген – в восточной части (на станциях 5551 и 5552 – 226–267 мкг/г) и южной части (на станциях 5532 и 5531 – 179–211 мкг/г). На этих станциях содержание  $C_{\text{орг}}$  превышало 1%. Минимальное содержание ХБ (12 мкг/г) установлено в песчаном осадке Мурманской банки на ст. 5581 при содержании  $C_{\text{орг}}$  0.032%.

Наши данные по содержанию ХБ совпадают с полученными ранее в осадках восточной части Баренцева моря, где их величины изменялись в интервале 100–300 мкг/г в алевритовых и пелитовых разностях и были значительно меньше 100 мкг/г в песках [16].

В противоположность этому средние концентрации  $C_{\text{орг}}$  в донных осадках уменьшались в последовательности (%): арх. Шпицберген (1.729) > ЗФИ (1.235) > Н. Земля (1.193) > Центральная часть (0.926) > Западная часть моря (0.647) [13]. Сопоставление данных по влажности осадков и  $C_{\text{орг}}$  показало, что гранулометрический состав в большей степени оказывает влияние на распределение  $C_{\text{орг}}$  в Центральной части моря, где значение коэффициента корреляции между этими параметрами:  $r = 0.89$  ( $n = 8$ ), в районе ЗФИ –  $r = 0.84$ ,  $n = 7$  и в районе арх. Шпицберген –  $r = 0.76$ ,  $n = 10$ . Хуже связи между этими параметрами в районе Н. Земли ( $r = 0.47$ ). Было установлено [13], что в акватории Штокманского месторождения связь между распределением  $C_{\text{орг}}$ , УВ и влажности осадков отсутствовала:  $r(C_{\text{орг}} - \text{УВ}) = 0.02$  ( $n = 7$ ), а  $r(\text{УВ} - \text{Вл.}) = -0.45$ , что может указывать на дополнительные источники ОВ, не связанные с минеральной матрицей [14, 15].

Специфика донных отложений находит отражение в групповом компонентном составе ХБ (табл. 1), где средние концентрации изменялись в поверхностном слое в последовательности (%): УВ (46) > спирто-бензолные смолы (26) > асфальтены (15) > бензолные смолы (14). В составе ХБ практически половину (в среднем 46%) составляли УВ, с максимумом на шельфе Норвегии

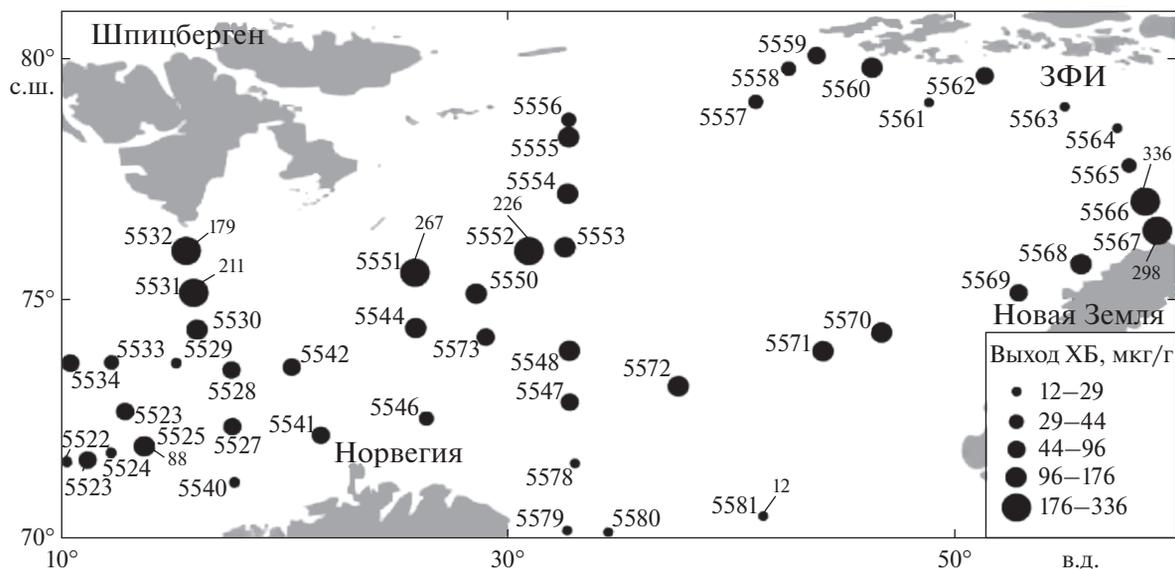


Рис. 1. Распределение ХБ в поверхностном слое донных осадков. 5522–5581 – номера станций отбора проб. Мелким шрифтом со стрелками приведены концентрации на некоторых станциях (мкг/г).

(ст. 5579) – 85% (рис. 2). В остальных районах моря концентрации УВ в составе ХБ были близкими и в среднем колебались в интервале от 41% (район арх. Шпицбергена) до 45% (район арх. Н. Земля). В осадках Западно-Новоземельского желоба (ст. 5565, глубина 350 м), в отличие от других районов моря, установлено аномально высокое содержание асфальтенов (72%, рис. 2), что характерно для преобразованного ОВ [12]. На стадии диагенеза накопление смолисто-асфальтеновых компонентов тесно связано с составом осадка, глубиной отбора проб и окислительно-восста-

новительной обстановкой в осадочной толще. С увеличением глубины отбора проб количество асфальтенов растет, а асфальтогеновых кислот и спиртобензольных смол уменьшается [4, 9]. Поэтому на ст. 5566 при глубине моря 180 м доля асфальтенов уже снизилась до 8.3%.

Изменчивость концентраций ХБ в голоценовых осадках Баренцева моря носила различный характер (рис. 3). На шельфе Норвегии (ст. 5579) и на севере Предновоземельского прогиба (ст. 5565) происходило плавное уменьшение содержания

Таблица 1. Содержание и состав ХБ поверхностного слоя донных осадков Баренцева моря

Район	Станции	n*	C <sub>орг</sub> , %	ХБ, мкг/г	Групповой состав ХБ, %			
					УВ	бензольные смолы	спирто-бенз. смолы	асфальтены
					Интервал Среднее	Интервал Среднее	Интервал Среднее	Интервал Среднее
Все районы	5542–5581	33	0.032–2.377 1.023	12–336 104	14.7–85.2 46.1	3.4–30.9 14.0	1.3–55.9 26.4	1.5–72.4 15.0
Западная часть	5522–5541	13	0.032–1.692 0.647	14–211 78	19–54 40	7–17 13	22–52 34	3–29 14
Шпицберген	5542–5556	12	1.113–2.377 1.729	42–267 131	23.9–64.9 40.7	8.9–30.9 13.7	21.2–55.9 32.2	3.7–28.6 13.4
ЗФИ	5557–5564	8	0.720–1.720 1.235	20–109 52	14.7–68.2 41.6	8.1–14.0 11.1	20.0–30.8 22.4	3.4–46.5 24.9
Новая Земля	5565–5569	5	0.800–1.662 1.193	42–336 174	14.7–69.4 44.6	5.4–31 13.85	7.5–44.7 23.1	1.5–72.4 18.5
Центральная часть	5570–5573, 5578–5581	8	0.32–1.937 0.926	12–176 69	42.5–85.2 60.9	3.4–22.6 15.5	1.3–33.1 17.7	3.3–10.1 5.9

\* Количество проб.

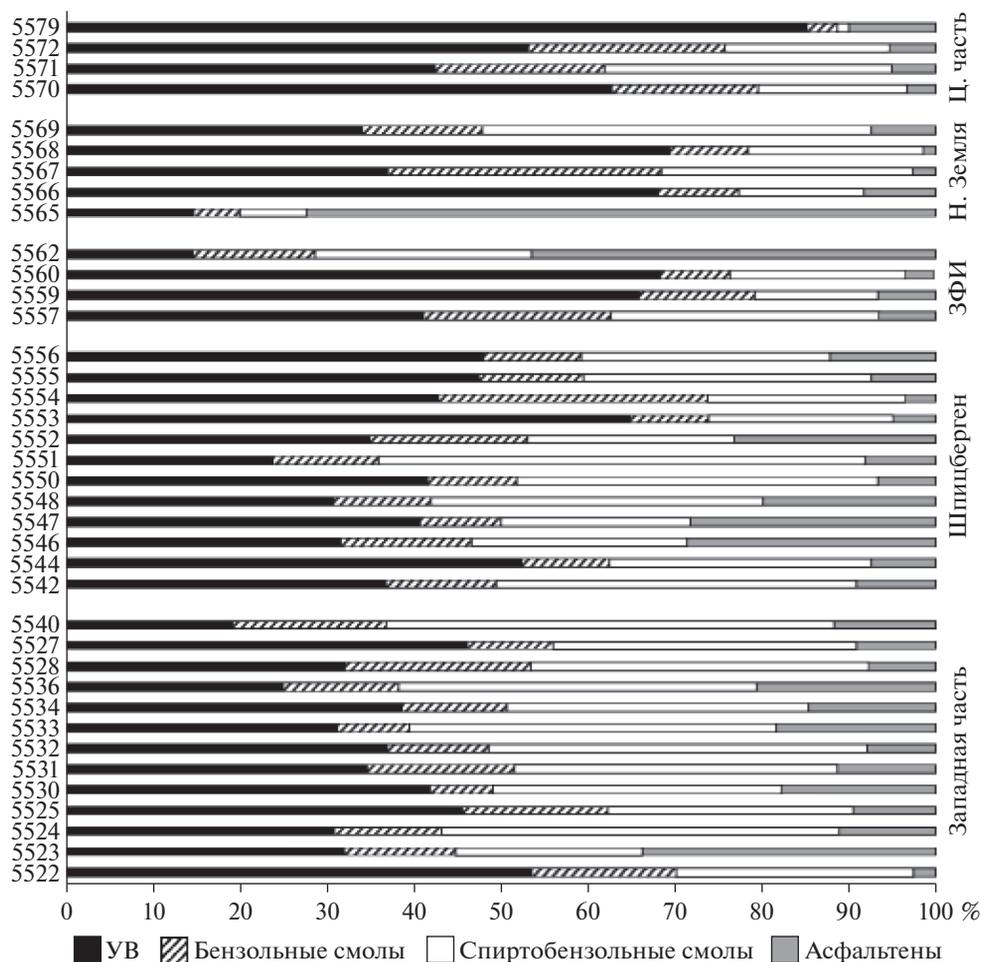


Рис. 2. Групповой компонентный состав ХБ поверхностных донных осадков на отдельных станциях.

ХБ с глубиной захоронения (на ст. 5565 в 1.6 раз к слою 20 см). На ст. 5542 в Медвежинском желобе в толще осадков содержание ХБ уменьшалось в 1.5 раза до слоя 20 см, где его концентрация достигала 64 мкг/г, а при переходе от слоя 15–20 см к слою 20–25 см наоборот увеличивалось до 81 мкг/г.

На ст. 5560 на шельфе ЗФИ при переходе от слоя 0–3 см к слою 5–10 см содержание ХБ резко возрастало (в 3.7 раза с 80 до 298 мкг/г), а к слою 15–20 см уменьшалось в 6 раз до 49 мкг/г. При этом в групповом составе ХБ на всех горизонтах УВ (68–72%) преобладали над смолисто-асфальтовыми компонентами (27–32%). Близкое распределение ХБ наблюдалось в осадочной толще на ст. 5572 в Центральном желобе, где содержание ХБ увеличивалось в 4 раза с 79 до 326 мкг/г в слое 5–10 см, а затем уменьшалось к слою 20 см в 2 раза до 138 мкг/г. В составе ХБ также доминировали УВ, но их доля в составе ХБ была меньше, чем на ст. 5560 – всего 53–59%, а количество смол и асфальтенов колебалось от 41 до 47%.

В противоположность этому на станциях 5533 и 5555 в шельфовой части арх. Шпицберген и в

центральной части (ст. 5548) содержание ХБ изменялось от слоя к слою, но наиболее высокие концентрации установлены в нижнем горизонте (до 270 мкг/г, ст. 5548, рис. 3). На ст. 5555 в составе ХБ с глубиной захоронения концентрации УВ плавно увеличивались к слою 20–25 см с 48 до 58%. Такие изменения состава ХБ в толще осадков могут происходить при трансформации высачивающихся нефтяных УВ [24]. Последнее приводит также к изменению доли смолистых компонентов с 52 до 43%. В осадках ст. 5555 согласно ИК-спектрам в составе ХБ преобладали УВ с метиленовыми и метильными группами (полосы поглощения (п.п.) – 1460, 1380, 720 см<sup>-1</sup>) над кислородсодержащими карбонильными и эфирными группами (п.п. 1700–1740, 1170 см<sup>-1</sup>). В толще осадка увеличивались структурные группы, соответствующие ароматическим нефтяным УВ с незамещенными атомами водорода в бензольном кольце (п.п. 750, 810, 880 см<sup>-1</sup>) и ароматических циклов (п.п. 1600 см<sup>-1</sup>) [27].

В толще осадков на ст. 5548 в групповом составе ХБ также возрастало количество УВ с 33% на гор. 0–5 см до 51% к гор. 20–25 см. Однако в

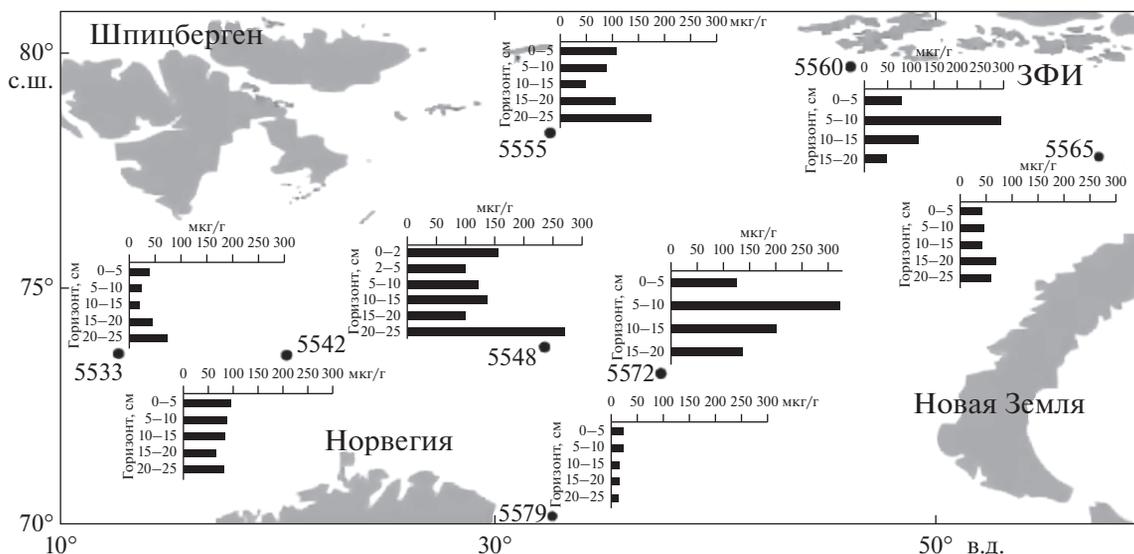


Рис. 3. Распределение ХБ в осадочной толще на отдельных станциях.

ИК-спектрах ХБ доминировали соединения с длинными метиленовыми цепями, как в углеводородной, так и в асфальтово-смолистой фракции (дублет в области  $720\text{--}730\text{ см}^{-1}$ ), и отсутствовали полосы, характерные для ароматических структур.

В составе насыщенных УВ донных осадков доминировали *n*-алканы, доля которых в среднем составила 78.2%, а концентрация более устойчивых изо-алканов, — всего 10.7%, при отношении изо-алканов к *n*-алканам 0.14 (табл. 2). В большинстве проб преобладали высокомолекулярные гомологи *n*-алканов (рис. 4, табл. 2), об этом свидетельствуют значения отношения  $\Sigma n\text{-C}_{13}\text{--C}_{20}/\Sigma n\text{-C}_{21}\text{--C}_{35}$ , в среднем — 0.36. Довольно низкие значения величины СРІ (отношение нечетных к четным алканам), которые в высокомолекулярной области изменялись в интервале 1.28–3.66 (в среднем 1.94), могут указывать на незначительное преобразование УВ. Примечательно, что в осадках Штокманской площади значения СРІ были еще ниже — 0.72–1.83 [14], и были ниже значений, характерных для гумусового рассеянного ОВ раннедиагенетической стадии трансформации: 1.5–4.4 [16].

Значения СРІ обычно увеличиваются при трансформации УВ, так как в составе *n*-алканов возрастает серия нечетных более устойчивых терригенных гомологов [8, 12, 30]. Для сравнения, в голоценовых шельфовых осадках Карского моря величины СРІ<sub>22-33</sub> изменялись в интервале 2.5–8.1, при средней 5.2 [26].

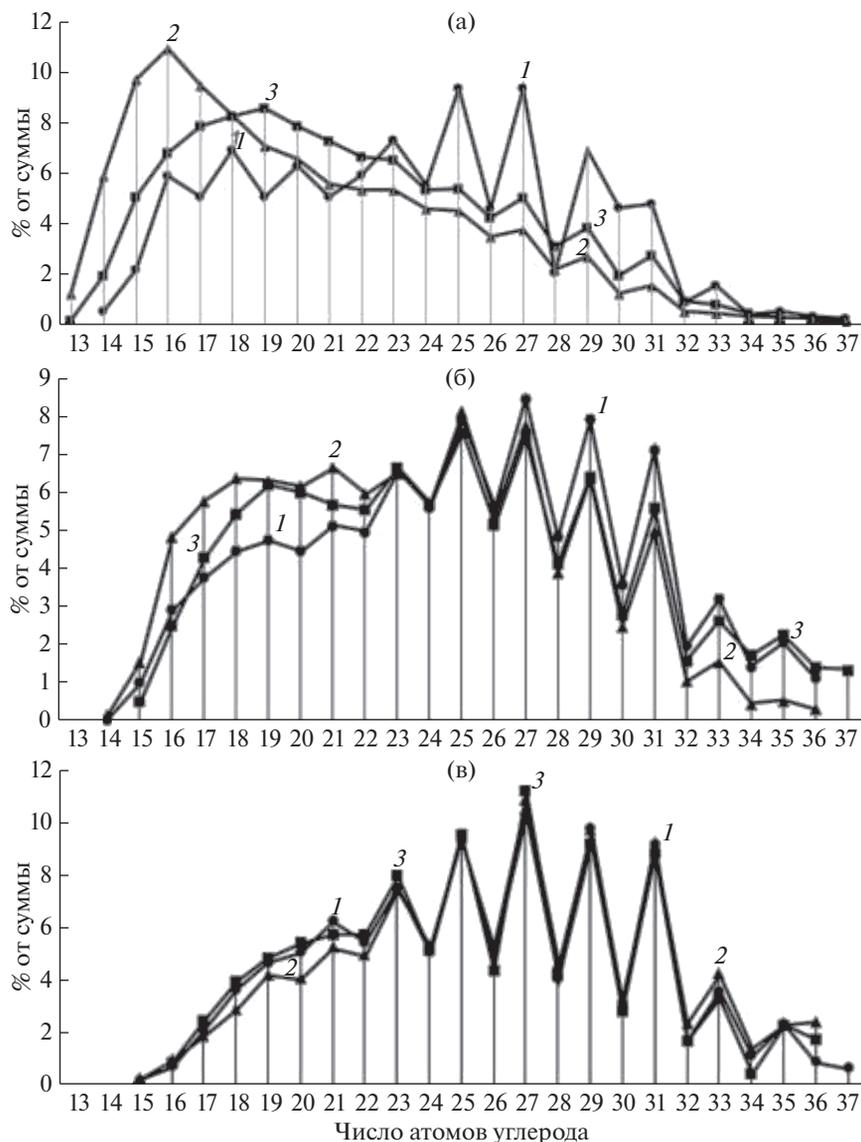
Распределение маркеров в составе алканов свидетельствовало о разных процессах, происходящих в осадочной толще. На ст. 5531 в составе *n*-алканов доминировали низкомолекулярные гомологи и отношение  $\Sigma n\text{-C}_{13}\text{--C}_{20}/\Sigma n\text{-C}_{21}\text{--C}_{35} = 1.42$  (табл. 2), повышенное значение этого от-

ношения также наблюдалось в осадках станций 5532 (0.84) и 5555 (0.62). На отдельных станциях рост доли низкомолекулярных гомологов происходил в толще осадков (станции 5542, 5560, рис. 4). При этом при переходе от окисленного к восстановленному слою состав алканов становился более “автохтонным”, чем в поверхностном.

Изменчивость в составе УВ осадков основных изомеров пристана (Pr) и фитана (Ph) приводит к тому, что их отношение колебалось в большом интервале: 0.52–2.12 (табл. 2). Доминировал преимущественно Pr, что свидетельствует об образовании УВ непосредственно в толще осадков. Отношение Pr/*n*-C<sub>17</sub> в большинстве проб < 1, так как степень трансформации *n*-алканов незначительна. Это подтверждают и низкие значения коэффициента изопреноидности —  $K_i = (\Sigma(\text{Pr} + \text{Ph})/\Sigma(n\text{-C}_{17} + \text{C}_{18}))$ , который близок к 1 (в среднем 1.18). Последнее также может указывать на незначительный вклад микробных процессов в состав алканов [29]. Величины  $K_i$  практически равны в поверхностном и подповерхностном слоях осадков, так как не происходит утраты низкомолекулярных гомологов с глубиной захоронения (рис. 5).

При этом, если на шельфе арх. Шпицберген и в Медвежинском желобе происходило изменение величин основных маркеров в составе алканов в толще осадков, особенно отношение изопреноидов (рис. 5а, б), то в осадках ст. 5560 на шельфе ЗФИ их значения были неизменными, за исключением величины СРІ<sub>23-35</sub>, которая уменьшалась с глубиной захоронения (рис. 5в).

Таким образом, в зависимости от условий осадконакопления содержание ХБ для различных районов изменялось в среднем в 5.4 раза (табл. 1). Геохимическая обстановка накопления и началь-



**Рис. 4.** Изменение состава алканов: (а) – в поверхностном слое 1 – ст. 5525, 2 – ст. 5531, 3 – ст. 5532; (б) – в толще осадков на ст. 5542: 1 – 0–5 см, 2 – 5–10 см, 3 – 10–20 см; (в) – на ст. 5560: 1 – 0–5 см, 2 – 5–10 см, 3 – 10–20 см.

ная стадия преобразования ОВ накладывают свой отпечаток на состав ХБ и в первую очередь на соотношение между УВ и смолисто-асфальтеновыми компонентами. Накопление последних связано с составом осадка, глубиной отбора проб и с окислительно-восстановительной обстановкой захоронения [4]. Согласно полученным данным, повышенные концентрации УВ в поверхностном слое донных осадков приурочены к южной акватории Шпицбергена, Зюйдкапскому и Медвежинскому желобам (табл. 1). В распределении ХБ и  $C_{орг}$  гранулометрический фактор не всегда оказывает одинаковое влияние. Ранее, в центральной части моря, где наблюдается влияние полярного фронта, способствующего подъему глубинных вод, обогащенных биогенными элементами, содержание  $C_{орг}$  достигало 3.12% [16]. Во время

наших исследований столь высокие концентрации  $C_{орг}$  не зафиксированы, а максимальное содержание установлено в районе арх. Шпицберген на ст. 5551 – 2.377% [13].

На участках шельфа, где доминируют процессы устойчивой аккумуляции (ст. 5579), формируется голоценовая толща с наименьшей изменчивостью ХБ (рис. 3). Однако во многих районах моря сопоставление осредненных геохимических параметров показало нетипичное их распределение. Аномалии в составе ХБ и УВ с глубиной захоронения позволяют предположить существование дополнительного фактора, определяющего специфику их распределения по глубине разреза. В качестве источника ХБ можно рассматривать поступление УВ из нижележащих горизонтов, так как они доминируют практически во всех пробах.

Таблица 2. Распределение насыщенных УВ в донных осадках на отдельных станциях

Станция/ горизонт, см	$\frac{\sum \text{HC}_{13}-\text{C}_{20}}{\sum \text{HC}_{21}-\text{C}_{35}}$	$\frac{\sum \text{изопр.}}{\sum \text{H-алканов}}$	CPI		Pr/Ph	Pr/HC <sub>17</sub>	Ph/HC <sub>18</sub>	$\frac{\text{Pr} + \text{Ph}}{\text{HC}_{17} + \text{HC}_{18}}$
			H-C <sub>13</sub> -C <sub>35</sub>	H-C <sub>23</sub> -C <sub>35</sub>				
5522/0-5	0.31	0.14	1.50	2.18	0.32	0.66	1.01	0.89
5523/0-5	0.50	0.16	1.35	2.19	1.00	0.82	0.66	0.73
5523/5-25	0.40	0.16	1.49	2.14	1.00	0.82	0.78	0.90
5524/0-5	0.67	0.26	1.32	2.02	1.83	1.28	0.86	1.09
5524/5-20	0.75	0.25	1.28	1.99	1.68	1.16	0.79	0.99
5525/0-5	0.45	0.22	1.47	1.86	1.81	2.15	0.86	1.41
5528/0-5	0.21	0.07	1.20	1.35	0.68	1.13	0.72	1.84
5530/0-5	0.39	0.12	1.13	1.29	1.32	1.06	0.58	0.78
5531/0-5	1.42	0.21	1.03	1.28	2.40	0.82	0.39	0.62
5532/0-5	0.84	0.17	1.12	1.33	2.44	0.99	0.39	0.68
5533/0-5	0.38	0.13	1.57	2.46	0.73	0.74	0.68	0.70
5534/0-5	0.35	0.13	1.29	1.69	1.09	1.06	0.61	0.79
5534/5-20	0.29	0.13	1.30	1.59	0.93	1.05	0.75	0.87
5536/0-5	0.18	0.06	1.29	1.36	0.48	0.62	0.66	0.64
5540/0-5	0.10	0.04	1.14	1.17	0.55	0.67	0.82	0.76
5542/0-5	0.28	0.14	1.41	1.68	1.88	1.68	0.75	1.18
5542/5-10	0.47	0.17	1.27	1.67	1.91	1.31	0.63	0.95
5542/10-20	0.34	0.16	1.32	1.59	1.56	1.53	0.78	1.11
5544/0-5	0.17	0.07	1.42	1.84	0.57	1.61	1.03	1.18
5546/0-5	0.22	0.10	1.36	1.56	1.02	1.14	0.72	0.89
5547/0-5	0.16	0.11	1.57	1.87	0.52	1.20	1.42	1.33
5548/0-5	0.15	0.09	1.68	1.95	1.10	1.44	0.97	1.17
5548/5-10	0.22	0.10	1.71	2.16	1.03	1.10	0.78	0.92
5548/10-20	0.20	0.09	1.73	2.14	1.03	1.10	0.76	0.90
5551/0-5	0.32	0.13	1.37	2.00	2.12	1.75	0.63	1.11
5554/0-5	0.29	0.19	1.45	1.78	1.85	2.36	0.90	1.63
5555/0-15	0.62	0.29	1.27	1.63	2.56	2.29	1.54	1.58
5555/15-25	0.54	0.27	1.22	1.47	2.08	2.19	0.96	1.54
5560/0-5	0.19	0.09	1.85	2.36	1.24	2.01	0.92	1.32
5560/5-10	0.16	0.08	1.82	2.19	1.28	1.94	0.96	1.34
5560/10-20	0.21	0.10	1.89	2.58	1.31	2.02	0.95	1.35
5566/0-3	0.12	0.08	2.71	3.66	0.49	1.45	3.25	2.31
5567/0-3	0.20	0.09	1.69	2.11	0.77	1.62	1.10	1.28

Учитывая высокий нефтегазоносный потенциал Баренцева моря и особенности поверхности морского дна (воронки покмарков), данное предположение вполне обосновано. Существование периодов быстрого погружения, а также накопление битуминозных пород является достоверным признаком возможного накопления значительного количества УВ [5]. Особенно это относится к углеродистым осадкам на шельфе арх. Шпицберген (ст. 5555) и осадкам Медвежинского желоба и Стур-фиорда (ст. 5525–5533). Рассчитанные коэффициенты поглощения кислородсодержащих и ароматических соединений в ИК-спектрах ХБ на ст. 5555 также показали рост структур ароматических УВ к слою 15–25 см. Исследование потоков метана установило повышенную их эмиссию из донных осадков вблизи Стур-фьорда на ст. 5531 (до 4140 нмоль л<sup>-1</sup>) в воде у дна, при фоновом 50–800 нмоль л<sup>-1</sup> [10], то есть дегазацию метана из донных отложений.

Флюидные потоки и их трансформация в поверхностном слое рассматривалась в качестве ос-

новного источника УВ при исследовании донных осадков в районе Штокманской площади [12–15]. Здесь в осадочной толще на фоне уменьшения содержания С<sub>орг</sub> наблюдался рост величин УВ [14]. Предполагалось, что увеличение концентраций УВ в пересчете на сухую массу в подповерхностном слое 10–20 см с 8 до 85 мкг/г и в составе С<sub>орг</sub> (в среднем ≤ 1%) по сравнению с поверхностным 4–19 мкг/г обусловлено снижением интенсивности флюидных потоков. Необходимо учитывать, что углеводородные залежи Штокманского месторождения перекрыты непроницаемой толщей преимущественно глинистых пород [11]. Разгрузки флюидных источников оказывают влияние на распределение и состав УВ в толще донных осадков и в придонных водах.

Считается, что высокомолекулярные УВ могут двигаться во флюидных потоках как отдельная фаза по порам осадочных пород и оставлять геохимический след в поверхностных осадках благодаря аккумуляции, особенно в местах газовой разгрузки [15, 25]. Низкие величины CPI (табл. 2),

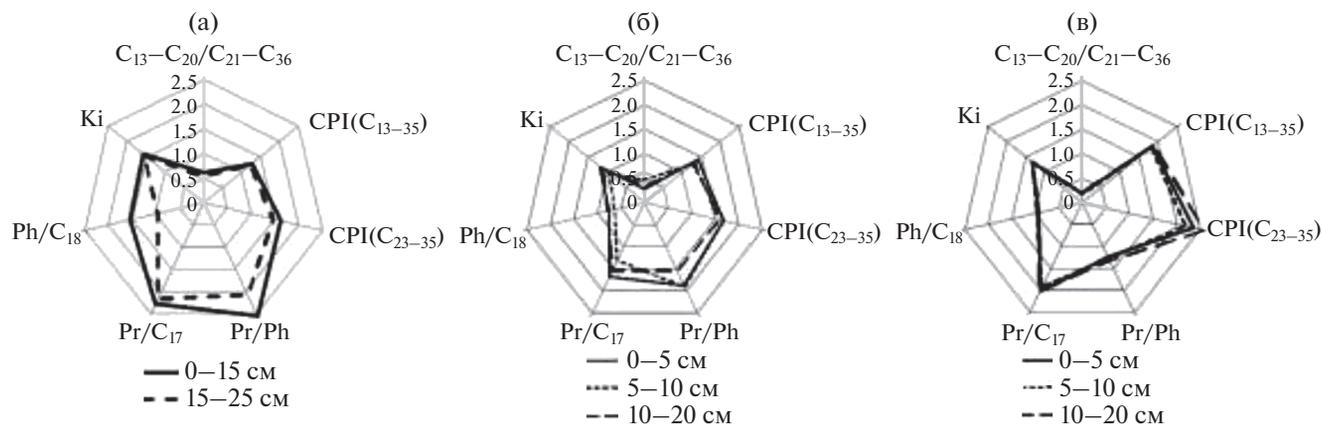


Рис. 5. Распределение основных маркеров в составе алканов в осадочной толще: (а) – ст. 5555, (б) – ст. 5542, (в) – ст. 5560.

свидетельствующие о слабой степени деградации алканов, могут служить подтверждением этого предположения. Поэтому осадки Баренцева моря можно рассматривать, как динамическую генерирующую систему, являющуюся функцией геологического пространства и времени [4].

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты изучения ХБ в донных осадках Баренцева моря показали, что их концентрации изменялись от 12 до 336 мкг/г, при средней 104 мкг/г. Для различных районов моря средние концентрации ХБ уменьшались в последовательности (мкг/г сухого веса): Н. Земля (174) > арх. Шпицберген (131) > Западная часть (78) > Центральная часть (69) > ЗФИ (52). В составе ХБ во многих районах преобладала углеводородная фракция, доля которой в центральной части моря достигала на ст. 5579 (шельф Норвегии) – 85.2%. В преобразованном ОВ в осадках Западно-Новоземельского желоба (ст. 5565), в отличие от других районов моря, установлено аномально высокое содержание асфальтенов (72%).

Распределение концентраций ХБ так же, как их компонентный состав в голоценовых осадках, носит различный характер и зависит от условий осадконакопления, изменчивости окислительно-восстановительных условий и флюидных потоков из осадочной толщи. Наименьшая изменчивость ХБ по разрезу осадков происходит при доминировании седиментационных процессов накопления осадков.

В составе насыщенных УВ донных осадков доминировали n-алканы (до 72%), в составе которых преобладали высокомолекулярные нечетные гомологи. Низкие значения величины CPI (1.47–3.66, в среднем 1.90), указывали на незначительное преобразование УВ. Аномалии в распределении и в составе ХБ и УВ на отдельных станциях арх. Шпицберген и в Медвежинском желобе Ба-

ренцева моря формируются за счет возможного точечного влияния потоков УВ из толщи осадков.

**Источники финансирования.** Отбор проб осуществляли за счет Программы IX.131.1, результаты получены в рамках государственного задания (тема 0128-2019-0011), обобщение результатов и подготовка к публикации – при поддержке РНФ проект 19-17-00234 и проекта АААА-А17-1170400710036-4.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баренцевская шельфовая плита / под ред. И.С. Грамберга. Л.: Недра, 1988. 264 с.
2. Беллами Л. ИК-спектры сложных молекул. М.: ИЛ, 1963. 590 с.
3. Беллами Л. Новые данные по ИК-спектрам сложных молекул. М.: Мир, 1971. 318 с.
4. Борисова Л.С. Геохимия, состав и структура протосафальтенов в органическом веществе современных озерных осадков // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 3–4. С. 366–371.
5. Галиева Е.Р. Оценка перспектив нефтегазоносности Баренцевоморского бассейна по критерию скорости осадконакопления // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2009. Т. 4. [Электронный ресурс] URL: [http://www.ngtp.ru/gub/5/28\\_2009.pdf](http://www.ngtp.ru/gub/5/28_2009.pdf) (дата обращения: 17.03.2020).
6. Григоренко Ю.Н. Зоны нефтегазоаккумуляции как объект накопления и прогноза // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2016. № 4. [Электронный ресурс] URL: [http://www.ngtp.ru/gub/6/49\\_2016.pdf](http://www.ngtp.ru/gub/6/49_2016.pdf) (дата обращения: 27.03.2020).
7. 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.
8. Каширцев В.А. Органическая геохимия нефтидов востока Сибирской платформы. Якутск: ЯФ Изд-ва СО РАН, 2003. 160 с.
9. Конторович А.Э., Борисова Л.С. Состав асфальтенов как индикатор типа рассеянного органического вещества // Геохимия. 1994. № 11. С. 1660–1667.

10. *Кравчишина М.Д., Новигатский А.Н., Саввичев А.С. и др.* Исследование седиментосистем Баренцева моря и Норвежско-Гренландского бассейна в 68-м рейсе научно-исследовательского судна “Академик Мстислав Келдыш” // *Океанология*. 2019. Т. 59. № 1. С. 167–169.
11. *Леин А.Ю., Немировская И.А., Иванов М.В.* Изотопный состав органического и карбонатного углерода поверхностных горизонтов донных отложений в районе Штокманского месторождения и на “поле покмарков” в Баренцевом море // *Докл. РАН*. 2012. Т. 446. № 1. С. 67–70.
12. *Немировская И.А.* Нефть в океане (загрязнение и природные потоки). М.: Научн. мир, 2013. 432 с.
13. *Немировская И.А.* Углеводороды в водах и донных осадках Баренцева моря в период изменчивости ледового покрова // *Геохимия*. 2020. Т. 65. № 7. С. 679–692.
14. *Немировская И.А., Травкина А.В.* Содержание и состав углеводородов донных осадков Штокманского месторождения Баренцева моря // *Водные ресурсы*. 2014. Т. 41. № 6. С. 585–595.
15. *Петрова В.И., Батова Г.И., Куршева 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).
16. *Печорское море. Опыт системных исследований.* М.: Издательская группа “Море”, 2003. 486 с.
17. *Столяров Б.В., Савинов И.М., Витенберг А.Г.* Руководство к практическим работам по газовой хроматографии: Учеб. Пособие для вузов. Л.: Химия, 1988. 336 с.
18. *Ступакова А.В.* Структура и нефтегазоносность Баренцево-Карского шельфа и прилегающих территорий // *Геология нефти и газа*. 2011. № 6. С. 99–115.
19. *Тарасов Г.А., Алексеев В.В.* Литолого-геологические особенности среды обитания организмов // Палеогеография и палеоэкология Баренцева и Белого морей в четвертичный период. Апатиты: КНЦ РАН, 1987. С. 24–43.
20. *Тиссо Б., Вельте Д.* Образование и распространение нефти: Пер. с англ. М.: Мир, 1981. 501 с.
21. *Успенский В.А., Радченко О.А., Горская А.И., Шишкова А.П.* Методы битуминологических исследований. Л.: Недра, 1975. 123 с.
22. *Яшин Д.С.* Голоценовый седиментогенез арктических морей России // *Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона*. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. Вып. 3. С. 57–67.
23. AMAP (Arctic Monitoring and Assessment Programme) Ch. 4. Sources, Inputs and Concentrations of Petroleum Hydrocarbons, Polycyclic Aromatic Hydrocarbons, and other Contaminants Related to Oil and Gas Activities in the Arctic. Oslo: AMAP. 2007. 87 p.
24. *Ehrhardt J.D.* Negative-ion mass spectra of methylated diuretics // *Repid. Com. Mass. Spect.* 1992. V. 6. № 5. P. 349–351.
25. *England W.A., MacKenzie A.S., Mann D.M., Quigley T.M.* The movement and entrapment of petroleum fluids in the subsurface // *Journal of the Geological Society*. 1987. V. 144. P. 327–347.
26. *Fernandes M.B., Sicre M.A.* The importance of terrestrial organic carbon inputs on Kara Sea shelves as revealed by n-alkanes, OC and  $\delta^{13}C$  values // *Organic Geochemistry*. 2000. V. 31. P. 363–374.
27. *Glyaznetsova Yu.S., Zueva I.N., Chalaya O.N., Lifshits S.Kh.* Features of bitumoids composition of bottom sediments of the coastal zone of the East Siberian Sea // *IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science*. 2018. V. 193. Article 012009. P. 1–6.
28. NAS (National Academy of Sciences) Oil in the Sea III: Inputs, Fates, and Effects. Washington, D.C.: NRC. 2003. 265 p.
29. *Nishimura M., Baker E.W.* Possible origin of n-alkanes with remarkable even-to-odd predominance in recent marine sediments // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1985. V. 50. № 2. P. 299–305.
30. *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 // *Organic Geochemistry*. 2015. № 89–90. P. 80–116.

## Features of Bitumoid Distribution in Bottom Sediments of the Barents Sea

Yu. S. Glyaznetsova<sup>a, #</sup>, I. A. Nemirovskaya<sup>b, ##</sup>

<sup>a</sup>Institute of Oil and Gas Problems, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Yakutsk, Russia

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

<sup>#</sup>e-mail [glyaz1408@mail.ru](mailto:glyaz1408@mail.ru)

<sup>##</sup>e-mail: [nemir44@mail.ru](mailto:nemir44@mail.ru)

The results of studying the content and composition of chloroform bitumoids (CBs) in the Holocene sediments of the Barents Sea are presented (Cruise 68th R/V *Akademik Mstislav Keldysh*, July–August 2017). Depending on the conditions of sedimentation, CB concentrations varied on average ( $\mu\text{g/g}$  dry weight): arch. Novaya Zemlya (174) > arch. Svalbard (131) > Western part (78) > Central part (69) > Franz Josef Land (52). In the composition of CBs, almost half were hydrocarbons (on average 46%, maximum – 85%). The distribution of CBs along the burial depth is different and depends not only on the granulometric composition of sediments and the content of organic matter in them, but also on the variability of redox conditions and flows from a sedimentary thickness of rocks. Therefore, composition markers of alkane and IR-Fourier spectra indicated both sedimentary (Murmansk bank, the Franz Josef Land shelf) and point oil (shelf of arch. Svalbard, Medvezhinsky trench) sources of hydrocarbons.

**Keywords:** bottom sediments, organic matter, bituminous, hydrocarbons, alkanes

УДК 551.1/4

## КАМЕННЫЙ МАТЕРИАЛ НА ДНЕ ПОЛЯРНЫХ МОРЕЙ: РАСПРЕДЕЛЕНИЕ, СОСТАВ, ГЕНЕЗИС

© 2020 г. Г. С. Харин<sup>1</sup>, \*, Д. В. Ерошенко<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

\*e-mail: kharings@mail.ru

Поступила в редакцию 27.12.2019 г.

После доработки 21.01.2020 г.

Принята к публикации 08.04.2020 г.

Обобщены результаты исследований каменного материала, полученного в экспедициях Института океанологии РАН путем промывания на ситах донных четвертичных осадков полярных морей Арктики, Северной Атлантики и Антарктики. Составлены карты количественного распространения этого материала по акваториям и циклограммы петрографического состава для различных участков. Выявлено большое разнообразие петрографических типов горных пород, обусловленное их приносом ледниками, айсбергами и льдом из центров оледенения на континентах и островах при их экзарации ледниками. По составу каменного материала выделены петрографические провинции и определены источники. Большое значение при этом уделялось поиску горных пород-маркеров, позволяющих проводить корреляцию каменного материала морей с их наземными источниками.

**Ключевые слова:** донный каменный материал, ледовый разнос, ледниковая экзарация, петрография, песчаники, гнейсы, граниты, породы-индикаторы

DOI: 10.31857/S0030157420050093

### ВВЕДЕНИЕ

К полярным относятся моря, значительная часть которых расположена в полярных зонах обоих полушарий: в Арктике – севернее, а в Антарктике – южнее полярного круга (66°33' с.ш.). Больше всего полярных морей в Северном Ледовитом океане. Они находятся, иногда полностью, на континентальных окраинах и шельфах Евразии и Северной Америки, примыкая к современным и древним центрам оледенения. К востоку от Гренландии здесь расположены следующие полярные моря: Гренландское, Норвежское, Баренцево, Карское, море Лаптевых, Восточно-Сибирское, Чукотское, Берингово. Большею частью эти моря мелководные (глубина менее 500 м). Некоторые моря (Гренландское, Норвежское и др.) имеют спрединговое происхождение. К Антарктиде примыкают полярные моря Росса, Амундсена, Беллинсгаузена, Уэдделла.

Для морей Арктики и Антарктики характерно широкое развитие ледового седиментогенеза [20]. Здесь значительную роль имела поставка каменного материала льдами и айсбергами из центров оледенения не только на дно полярных морей, но и в глубоководные области Северного Ледовитого, Атлантического, Тихого и Индийского океанов, удаленные от центров оледенения на тысячи километров.

Наши и другие данные [20, 28] свидетельствуют о том, что при ледовом разнесе донный каменный материал (ДКМ) полярных морей содержит обломки горных пород, принесенные с континентов. Если не учитывать это обстоятельство, а считать их местными, коренными, то последующие палеорекострукции приведут к ошибочным геологическим заключениям. А это, в свою очередь, вызовет неверные представления о правовой принадлежности участков дна с континентальным каменным обломочным материалом к тому или иному государству. Учитывая то, что полярные моря содержат много таких участков, а их границы точно не определены и не обозначены на дне моря, нетрудно себе представить, какие разногласия могут возникнуть между разными государствами по правам их обладания. Выход из данной ситуации может быть найден не только в детальном изучении обломочного материала, но, и в ряде случаев, в проведении геофизических исследований и буровых работ с отбором керна и изучением состава горных пород.

ДКМ большинства перечисленных выше полярных морей изучен слабо. Наиболее изучен он в Баренцевом, Карском, Норвежском, Гренландском морях Арктики. Хотя и там этот материал изучался попутно, при проведении исследований горных пород океанического фундамента.

Большое значение ДКМ имеет при решении вопросов об источниках терригенных обломков, при выявлении динамики ледникового покрова и участков экзарации как в центрах оледенения, так и на путях транспортировки льда. Возникает необходимость рассмотрения ДКМ наиболее изученных полярных морей. Это в свою очередь даст возможность судить о масштабах ледовой седиментации и решить ряд геологических проблем, в том числе связанных с размещением месторождений полезных ископаемых.

## МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА

Институт океанологии РАН и его Атлантическое отделение давно (с 50-х гг. прошлого века) изучают каменный материал со дна полярных морей (Норвежского, Гренландского, Баренцева), Северной Атлантики, Тихого океана, а также Балтийского моря.

Цель данной работы – выявить особенности распределения, состава и генезиса каменного материала в разных полярных морях и определить возможность его использования для геологического картирования и выяснения деталей движения ледовых покровов. Статья базируется на материале, полученном в советских, российских и международных экспедициях Института океанологии в период с 1956 по 2018 гг.

Методика сбора каменного материала в ранние годы наших работ заключалась в проведении драгирований и тралений, недостатком которых является отсутствие возможности количественного учета распределения его количества на дне моря. Более совершенный способ, применяемый сейчас, заключается в отборе проб осадков трубой большого диаметра и дночерпателями и последующей промывке дозированной дозы осадка (обычно 10 л) на ситах. Полученные при этом размерные фракции каменного материала фотографируются, взвешиваются и изучаются раздельно. Это более трудоемкий способ изучения, но зато он дает возможность количественной оценки распределения каменного материала в изученном регионе и более надежной привязки его к источнику. Наряду с оригинальными данными для этих целей использовались и публикации в отечественных и зарубежных изданиях. Наиболее полные данные и обобщения ДКМ в осадках океана приведены А.П. Лисицыным в его статьях и в монографии “Ледовая седиментация в Мировом океане” [20, 41].

## МОРЕ УЭДДЕЛЛА (ПРИАНТАРКТИКА)

В море Уэдделла на материковом склоне Антарктиды, в центральной котловине и на шельфовом склоне Оркнейских островов в 5 скважинах глубоководного бурения (скважины 692–696) по

программе 113-го рейса НИС “JOIDES Resolution” был отобран валунно-галечный материал ледового разноса, приуроченный к осадочным горизонтам олигоцена, миоцена, плиоцена и четвертичного периода [36] (см. рис. 1). Этот материал маркирует горизонты как древних олигоцен-миоценовых оледенений, приведших к формированию покровных ледников Антарктиды, так и плиоцен-современных.

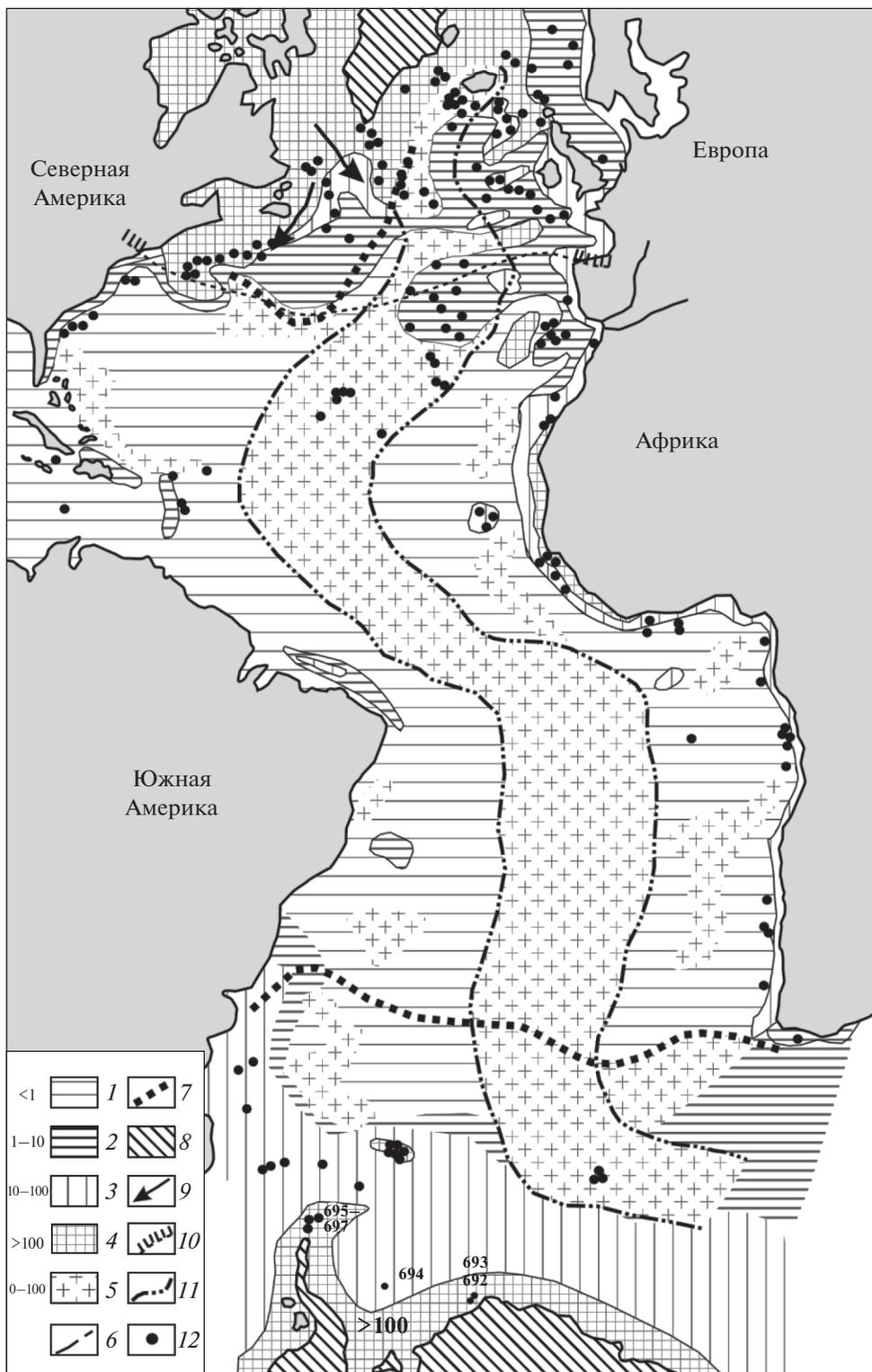
ДКМ олигоцен-среднемиоценового возраста вскрыт в осадках восточного материкового склона Антарктиды (скважины 692–693) и в центральной котловине (скв. 694). Он представлен преимущественно вулканическими и магматическими породами (базальтами, гранитами, диабазами), а также единичными обломками песчаников и биотитовых сланцев.

Ареал распространения ДКМ позднего миоцена более обширен и захватывает все три исследованных участка моря Уэдделла. Он характеризуется доминированием осадочных пород над магматическими и представлен в основном роговиками, амфиболит-биотитовыми гнейсами, биотит-гранатовыми сланцами и песчаниками. Этот материал маркирует снос с континента в период развития максимального антарктического оледенения.

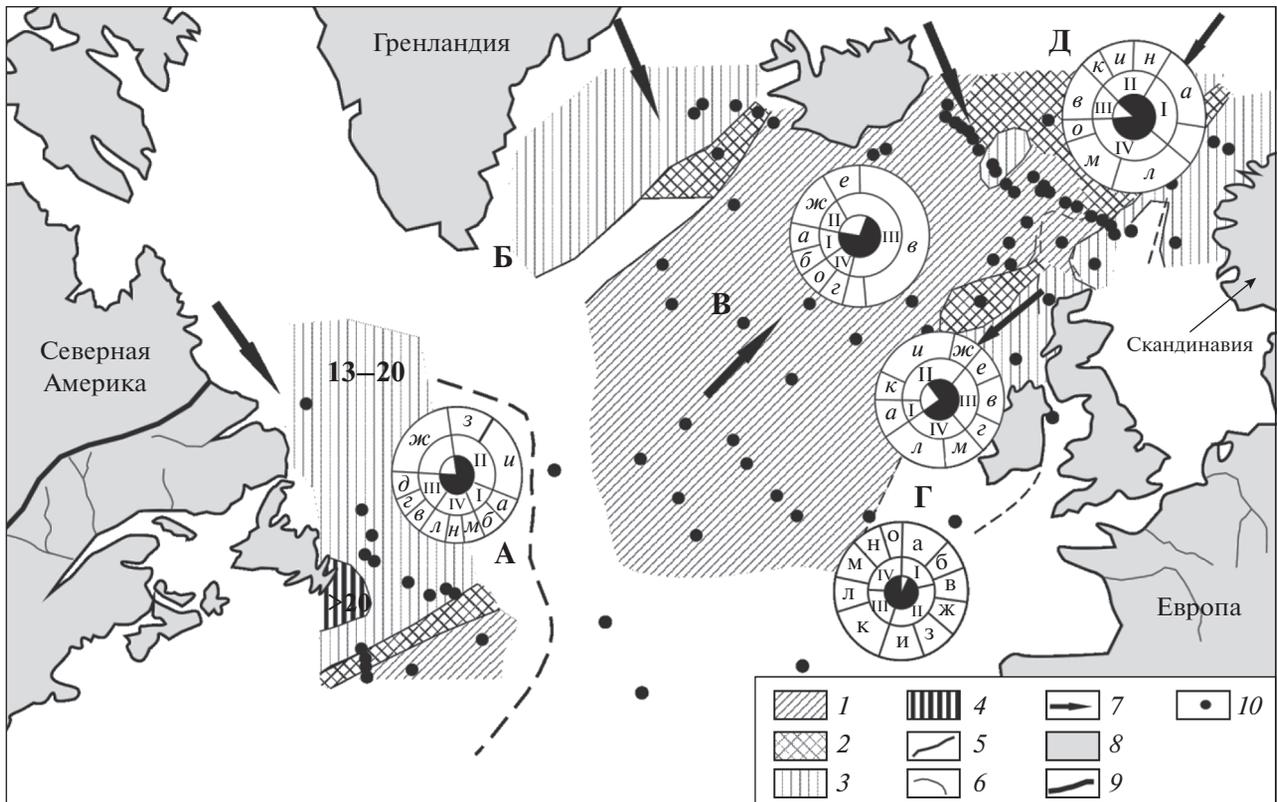
ДКМ в осадках плиоцен-четвертичного возраста приурочен в основном к скважинам склона Оркнейских островов (скв. 696) и материкового склона антарктического континента (скв. 693). Основная часть ДКМ скважин 695–696 представлена магматическими и вулканическими породами (базальты, андезиты, граниты), которые приурочены к локальным источникам (вулканы Оркнейских островов). Обломки пироксен-амфиболитового гнейса в скважинах 693–694 указывают на айсберговый разнос с Антарктиды.

## СЕВЕРНАЯ АТЛАНТИКА И НОРВЕЖСКО-ГРЕНЛАНДСКИЙ БАССЕЙН

Данные по распределению ДКМ ( $\text{кг}/\text{м}^3$ ), его составу и генезису в четвертичных осадках Атлантического океана представлены А.В. Солдатовым с группой исследователей [28] (рис. 1). На этой схеме ясно выделяются полярные моря Арктики и Антарктики с обилием каменного материала и его разнообразным составом. В Норвежском и Гренландском морях осадки на участках дна, примыкающих к Гренландии и Скандинавии, содержат более  $100 \text{ кг}/\text{м}^3$  каменного материала ледового разноса, принесенных в основном айсбергами. По данным глубоководного бурения нами выявлено, что этот материал начал накапливаться в осадках с возрастом до 3.5–4.5 млн лет [30]. Следовательно, формирование центров оледенения и



**Рис. 1.** Количественное распределение ( $\text{кг}/\text{м}^3$ ) грубообломочного материала в верхнем пятиметровом слое донных осадков Атлантики и ее полярных морей по [28]. 1 –  $< 1$ , 2 – 1–10, 3 – 10–100, 4 –  $> 100$   $\text{кг}/\text{м}^3$ , 5 – неравномерное, 6 – граница распространения плавучих льдов во время максимума последнего оледенения, 7 – современные границы распространения плавучих льдов, 8 – области современного оледенения, 9 – движение субарктических водных масс в заключительной стадии оледенения, 10 – граница многолетней мерзлоты в Европе и Северной Америке, 11 – границы Срединно-Атлантического хребта, 12 – местоположение станций и скважин DSDP с ДКМ и номера изученных скважин.



**Рис. 2.** Карта петрографического состава и терригенно-петрографических провинций грубообломочного материала Северной Атлантики и Норвежско-Гренландского бассейна по [20]. Петрографическое разнообразие горных пород, количество разновидностей (1–4): 1 – от 1 до 7, 2 – от 8 до 12, 3 – от 13 до 20, 4 – более 20; 5 – граница областей с разным петрографическим разнообразием; 6 – граница петрографических провинций; 7 – предполагаемые пути поступления грубообломочного материала, 8 – суша, 9 – граница водосбора, 10 – местоположение станций. Круговые диаграммы: I–IV – типы пород: I – магматические, II – осадочные, III – вулканогенные, IV – метаморфические; а – гранитоиды, б – габброиды, в – базальты, г – андезиты, д – риолиты, е – основные туфы, ж – алевролиты, з – аргиллиты, и – песчаники, к – карбонатные породы, л – гнейсы, м – амфиболы, н – сланцы, о – кварциты. А–Д – петрографические провинции: А – Ньюфаундленд-Лабрадорская, Б – Гренландская, В – Исландская, Г – Британская, Д – Норвежская.

первых айсбергов началось еще в плиоцене. Этот материал разносился айсбергами на юг в Центральную Атлантику до 29–30° с.ш., т.е. широты Канарских островов. В составе каменного материала преобладают древние горные породы, в том числе гранито-гнейсы и амфиболовые сланцы. Абсолютный возраст сланцев по нашим данным в тропе Кинг 1.2–1.3 млрд лет. Они широко развиты в Скандинавии и доставлены сюда айсбергами [22].

У Норвежского побережья повсеместно преобладают разнообразные магматические и метаморфические породы: габбро, пироксениты, диориты, сиениты, кварциты, амфиболиты, кристаллические сланцы. Большое разнообразие петрографических типов пород (до 9–10 типов) отмечено в осадках Норвежской котловины (рис. 2) и на Фареро-Исландском пороге [14, 31]. На пороге обломки каменного материала представлены базальтами, гранитами, гранодиоритами, диоритами, пегматитами, гранито-гнейсами, пироксе-

нитами, амфиболитами, сланцами. Некоторые авторы (например, Б.Н. Котенев, И.Э. Ломакин [14] до сих пор считают Фареро-Исландский порог континентальной структурой). Хотя здесь пробурены глубоководные скважины DSDP и доказано, что порог является океанической структурой, возникшей под влиянием Исландского плюма при спрединге плит [39].

По вещественному составу грубообломочного материала в морях Северной Атлантики и Норвежско-Гренландского бассейна выделены следующие терригенно-петрографические провинции (рис. 2).

1. Ньюфаундленд-Лабрадорская алевролит-песчаник-гнейс-гранит-лабрадоритовая провинция расположена на западе Северной Атлантики у северо-восточного побережья Северной Америки. Преобладающие петрографические разновидности пород в грубообломочном материале донных осадков провинции представлены глини-

стыми известковыми алевролитами, аркозовыми песчаниками, биотитовыми лейкократовыми гранитами. В меньшем количестве присутствуют лабрадориты, гнейсы; единичны образцы аргиллитов, сланцев, органогенно-обломочных известняков, кварцитов, диоритов, уралитизированных базальтов, средних и кислых туфов. Отмечены находки фосфоритовых конкреций в южной части Большой Ньюфаундлендской банки. Формирование в плейстоцене грубообломочного материала этой провинции было связано, главным образом, с айсберговым и ледовым приносами из районов распространения пород палеозоя—докембрия, прежде всего, с Канадского щита (полуостров Лабрадор) и, в меньшей степени, с Гренландского щита;

2. В районах, примыкающих к Гренландии, роль изверженных и метаморфических пород настолько велика, что здесь следует выделить самостоятельную Гренландскую петрографическую подпровинцию;

3. Британская песчаник-базальто-гнейсо-амфиболитовая петрографическая провинция выделяется в восточной части Северной Атлантики и ограничивается западными берегами Британских островов, протягиваясь к поднятию Роккол на юге. В провинции наибольшим развитием среди грубообломочного материала пользуются красные железистые, зеленые хлоритовые и граувакковые песчаники, массивные базальты, гранито-гнейсы, роговообманковые, пироксеновые амфиболиты и кристаллические сланцы. Такой набор пород в донном грубообломочном материале соответствует породам, слагающим палеозойские массивы островов северо-западной Великобритании;

4. Норвежская гнейсо-гранит-амфиболит-филлитовая петрографическая провинция охватывает юго-восточную часть Норвежского моря, протягивается с запада на восток от хребта Ян-Майендо западных берегов Норвегии и ограничена на юге Фареро-Шетландским желобом. Здесь в грубообломочном материале господствуют гнейсы, катаклазированные граниты, пироксеновые амфиболиты, окварцованные филлиты. В меньших количествах встречены гальки кварцевых песчаников, органогенно-обломочных известняков, глинистых катунов. Петрографический состав донных обломков провинции сходен с составом пород побережья Норвегии. Сравнительное постоянство состава подводных образцов в подповерхностных и поверхностных слоях осадков может быть объяснено неизменностью питающих участков, т.е. терригенный материал длительное геологическое время поставлялся, главным образом, со Скандинавского щита айсбергами и ледниками;

5. Исландская базальтовая петрографическая провинция включает срединный район Северной Атлантики, в том числе хребты Рейкьянес и Кольбейнсей. Она выделяется постоянством петрографических разновидностей пород донного грубообломочного материала, в котором обычно преобладают базальтоиды, принесенные айсбергами из Исландии.

## БАРЕНЦЕВО МОРЕ

Неоднократные попытки сбора и исследования состава каменного материала не решили вопрос его происхождения и характера распределения в Баренцевом море и ряде полярных морей. И сейчас имеются два основных мнения: 1 — каменный материал имеет местное происхождение, т.е. соответствует составу коренных пород того участка земной коры, где он собран [1, 7, 8, 11, 33]; 2 — каменный материал экзарирован и принесен ледником, в основном, из центров оледенения [19, 20, 24, 32]. Центры оледенения в Баренцевоморском регионе находились в плейстоцене и находятся сейчас, в голоцене, в горных районах и на поднятиях земной коры, окружающих акваторию моря.

По идее, предложенной А.П.Лисицыным [19, 21, 24, 41], изучение ДКМ даст возможность решить названную выше проблему его происхождения и распределения, которая весьма важна и в практическом плане при геокрировании дна, прогнозировании и поиске месторождений полезных ископаемых. Каменный материал дает также сведения об источниках терригенного вещества, поступающего в осадочные бассейны, позволяет выявлять трассы движения ледников, определять масштабы оледенения и решать другие геологические и палеогеографические задачи [19, 21, 24, 41].

Изучение ДКМ Баренцева моря было начато в 20-х годах прошлого столетия М.В. Кленовой по сборам научно-промысловых и рыбацких судов; в результате сделаны два основных вывода: 1 — о слабом влиянии льдов на перенос крупнообломочного материала, 2 — “каждому элементу рельефа Баренцевоморской равнины... присущ своеобразный набор пород” [11]. Эти представления стал развивать В.Д. Дибнер [7, 8], на их основе он составил геологическую карту Баренцева моря. Далее идею подхватили В.Б. Хасанкаев [33] и другие исследователи, применив ее для изучения как Баренцева моря, так и некоторых других геоструктур Северного Ледовитого океана.

В 1976 г. сбор ДКМ при помощи драги и тяжелой трубы большого диаметра и его исследование по профилю п-ов Рыбачий — Земля Франца-Иосифа выполнен Г.С. Хариним и А.А. Красильщиковым [32] в 23-м рейсе НИС “Академии Кур-

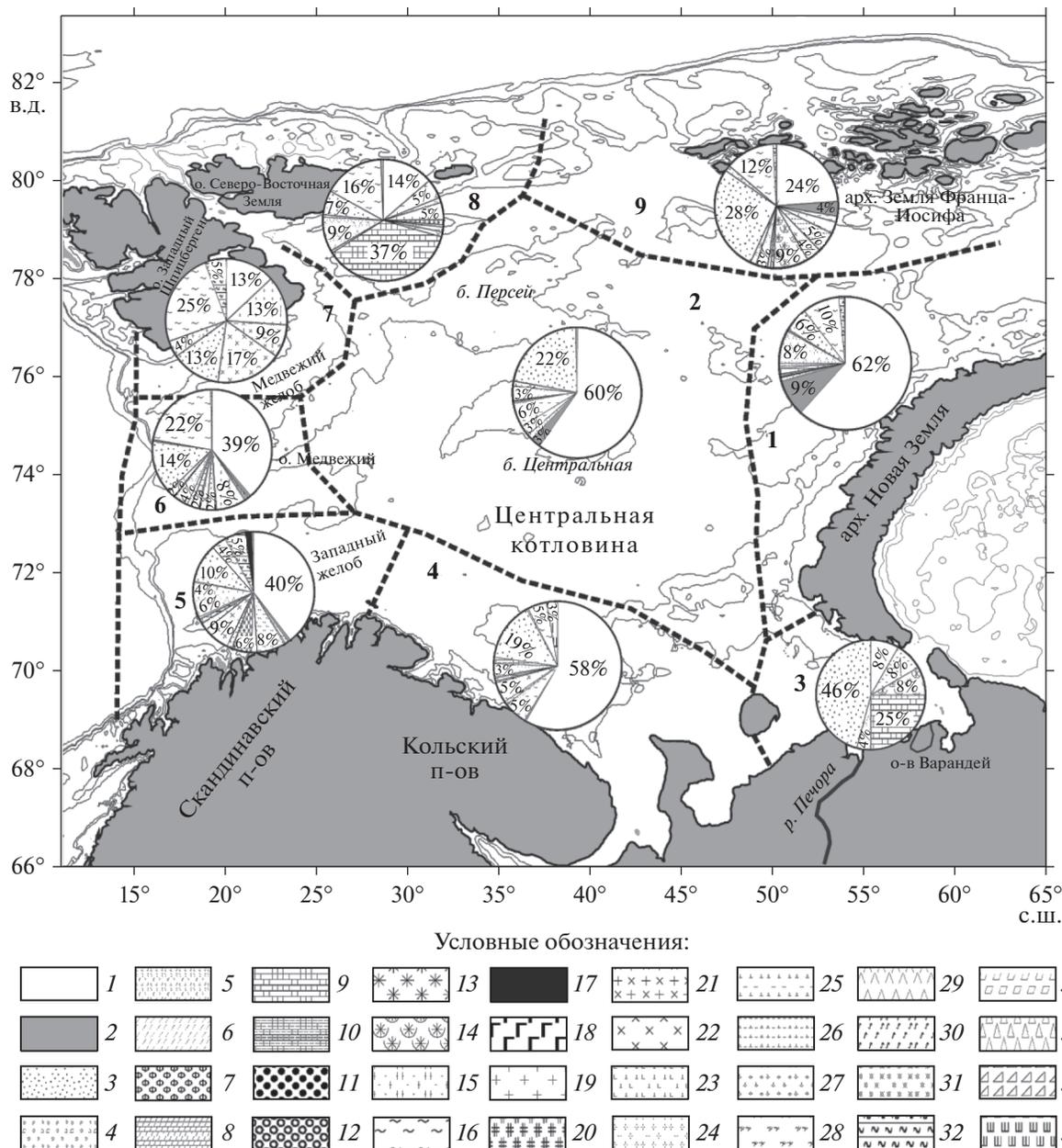
чатов” (1976 г.). Было выявлено, что в составе ДКМ существенно преобладает обломочный материал, принесенный издалека. Так, источником гранитов, гранито-гнейсов, амфиболитов, габброидов и других древних пород были кристаллические комплексы Балтийского щита. Но в центральной части профиля в районе Центральной Баренцева плато и Центральной банки предположена возможность наличия коренных обнажений верхнего мела. Здесь драгой и трубой были получены слабосцементированные алевролиты, возраст которых, по данным палинологического анализа 13 образцов, близок между собой и определен как альб-сеноманский.

По итогам работ 67 и 68-го рейсов НИС “Академик Мстислав Келдыш” был изучен петрографический состав ДКМ в 9 районах моря: 1 – северо-западная окраина арх. Новая Земля; 2 – центр Баренцева моря; 3 – район Печоры-Варандей; 4 – район Кольского полуострова; 5 – район Скандинавии; 6 – район о. Медвежий; 7 – район Шпицберген Южный; 8 – район Шпицберген Северный; 9 – район арх. Земля Франца-Иосифа. Были выделены 35 петрографических типов и подтипов пород (рис. 3), которые отражают большое разнообразие состава ДКМ практически в каждом районе моря (больше 10 типов горных пород) [12, 16, 25]. ДКМ распространен в верхней части осадочной толщи Баренцева моря неравномерно. Максимальное количество выделенных типов и подтипов каменного материала приурочено к районам Скандинавского п-ва, Мурманского поднятия, западной прибрежной части арх. Новая Земля (к глубинам 200–250 м) и континентальному склону западной окраины Баренцева моря (к юго-западу от о. Медвежий) (глубины 400–450 м). Среди проанализированных эталонных образцов были определены доминирующие типы ДКМ: алевролиты, песчаники, сланцы и диориты. Максимальные концентрации алевролитов и песчаников отмечены для центральной (банки Персей, Центральная) и западной (побережье Скандинавии, район о. Медвежий, юго-западный склон Шпицбергенской банки) частей моря. Восточная часть моря характеризуется меньшим количеством упомянутых типов ДКМ, что должно объясняться, вероятно, менее интенсивной экзарацией и гидродинамикой прибрежной зоны. Магматические типы пород ДКМ выявлены в разных количествах (от единичных обломков до 43% от общего количества ДКМ) во всех районах, но, в целом, составляют незначительную долю. Их максимальные скопления приурочены, в основном, к побережьям Скандинавского и Кольского полуостровов, что можно объяснить их происхождением в результате экзарации и абразии береговых горных массивов.

Почти для всех выделенных районов в составах ДКМ имеются петрографические маркеры –

типы горных пород, указывающие на место их происхождения, откуда они были доставлены ледником. Но, при этом, один и тот же маркер отмечается в нескольких районах. Это свидетельствует о транзите его ледником из одного источника в разные районы. К таким маркерам относятся, например, коричневые (красноцветные) песчаники, фосфориты, развитые в пермских отложениях Северного острова архипелага Новая Земля. Из обнажений этого возраста в районы центральной части Баренцева моря ледник принес нижнедевонские оолитовые известняки, доломиты грибовской свиты и черные сланцы. Такое же происхождение имеют и обломки гранитов. Граниты района Печоры-Варандей принесены речным льдом с Полярного Урала. В районах Скандинавии и Кольского полуострова маркерами являются пегматиты, граниты, диориты. Характерно, что кольские обломки пегматоидов присутствуют в составе ДКМ в районе о. Медвежий. В составе маркеров ДКМ района Шпицберген Северный, отмечены угловатые, слабоокатанные обломки и окатанная галька базальтов, гранитов, гнейсов, диоритов, кварцитов, розовой яшмы, кварца, песчаников, черных сланцев, алевролитов. В районах Шпицберген Южный и Печора-Варандей было получено только 5 угловатых и слабоокатанных обломков размером от 1 до 4 см серого известняка, черного сланца и алевролита.

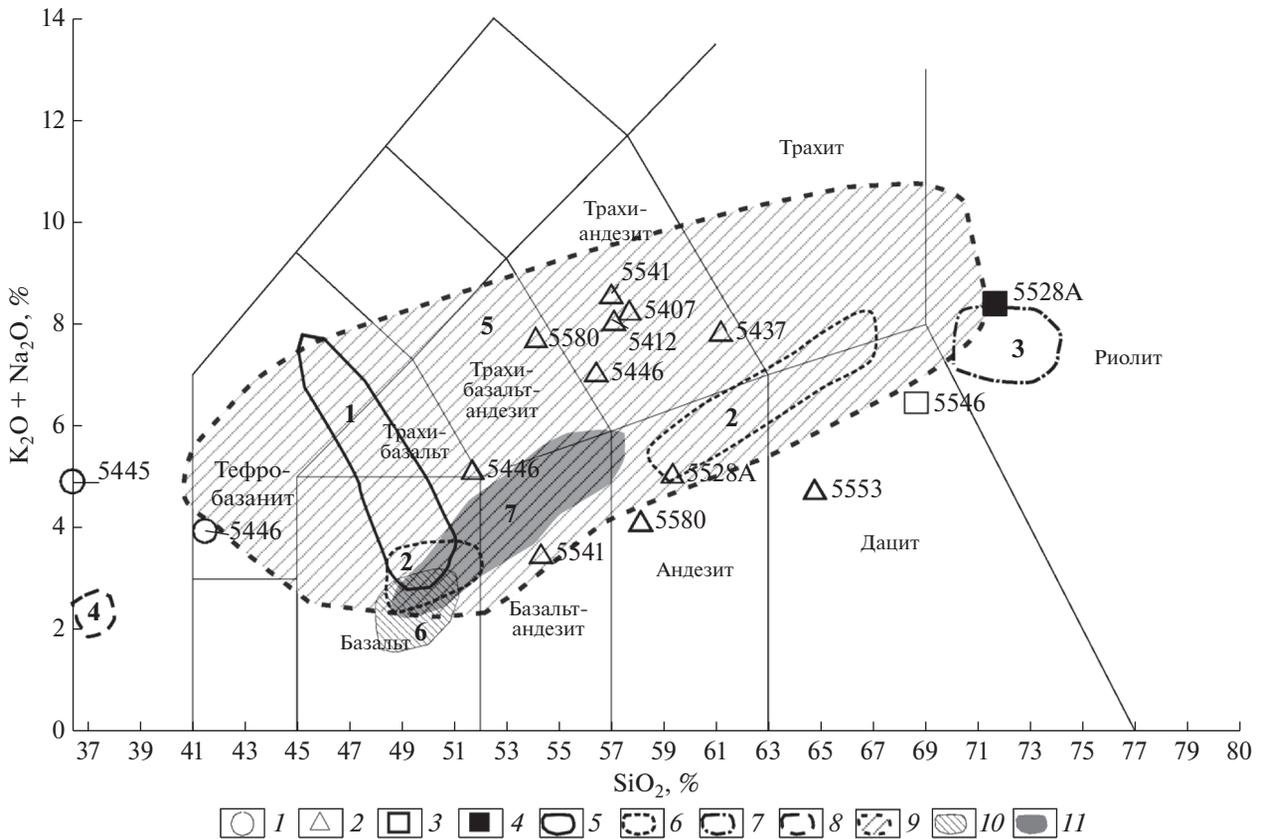
Магматические типы пород ДКМ выявлены в разных количествах (от единичных обломков до 43%) во всех районах, но, в целом, составляют незначительную долю. Их максимальные концентрации отмечены, в первую очередь, для периферийных районов Баренцева моря, вблизи материкового склона Балтийского щита (Скандинавского и Кольского полуостровов) и около склона архипелагов Новая Земля и Шпицберген, их минимальное содержание – в осадках центральной части Баренцева моря в районе банок Персей и Центральная. На диаграмме химического состава (рис. 4) среди магматических пород можно выделить: 1 – диориты нормального ряда (районы Печора-Варандей, Скандинавского и Кольского полуостровов, о. Медвежий и Шпицберген Северный); 2 – субщелочные граниты и диориты, приуроченные к западной и центральной частям Баренцева моря (к югу от о. Медвежий, в районах Северный Шпицберген и Центральная котловина). Достаточно наглядно прослеживается связь магматических пород ДКМ Баренцева моря с магматизмом прилегающих островных и наземных источников – областей сноса. Поле раннепротерозойских вулканитов Печенгского района Кольского полуострова охватывает почти все составы магматических пород ДКМ Баренцева моря.



**Рис. 3.** Петрографический состав каменного материала Баренцева и Печорского морей по результатам работ в 67 и 68-м рейсах НИС "Академик Мстислав Келдыш" по [33]. Типы пород: осадочно-органогенные иэффузивно-осадочные: 1 – алевролит, 2 – аргиллит, 3 – песчаник, 4 – брекчия, 5 – конгломерат, 6 – яшма, 7 – фосфорит, 8 – доломит, 9 – известняк, 10 – мергель, 11 – коралл, 12 – белемнит, 13 – железистые конкреции, 14 – железистые корки, 15 – кремень, 16 – сланец, 17 – уголь; изверженные глубинные: 18 – габброид, 19 – гранит, 20 – гранитоид, 21 – гранодиорит, 22 – диорит, 23 – перидотит; изверженные жильные: 24 – пегматоид; изверженные эффузивные: 25 – базальт, 26 – диабаз, 27 – порфирит; метаморфические: 28 – гнейс, 29 – кварцит, 30 – роговик, 31 – скарн, 32 – слюдястый сланец; отдельные минералы и образцы: 33 – кальцит, 34 – кварц, 35 – полевой шпат, 36 – шлак. Пунктиром показаны границы районов Баренцева моря (1 – район арх. Новая Земля, 2 – центр Баренцева моря, 3 – район Печора-Варандей, 4 – район Кольского п-ва, 5 – район Скандинавского п-ва, 6 – район о. Медвежий, 7 – район Шпицберген Южный, 8 – район Шпицберген Северный, 9 – район арх. Земля Франца-Иосифа).

Проведенный анализ зависимости количества выделенных эталонных образцов (показатель разнообразия ДКМ) от долей содержания гранулометрических фракции и степени окатанности образцов показал, что разнообразие ДКМ не при-

вязано к определенной фракции (т.е. данный материал не сортирован) – значения коэффициента линейной аппроксимации  $R^2 < 0.4$ . Но наблюдается некая положительная корреляция количества эталонных образцов с распределением не-



**Рис. 4.** Магматические породы ДКМ Баренцева моря и поля их предполагаемых источников на классификационной диаграмме  $(K_2O + Na_2O)–SiO_2$  [40]. 1–4 – ДКМ Баренцева моря (цифры – номера станций 67 и 68-го рейсов НИС “Академик Мстислав Келдыш”): 1 – базальты, диабазы, 2 – диориты, 3 – гранодиорит, 4 – щелочной гранит; 5–11 – поля предполагаемых наземных источников ДКМ (цифры – номера полей на диаграмме): 5 – долеритовые дайки Шпицбергена (Конг–Карлс–Ланд) (1) [36], 6 – верхнеюрские и нижнемеловые базальты, долериты Шпицбергена (Конг–Карлс–Ланд) (2) [36], 7 – гранитоиды девонских конгломератов, о. Западный Шпицберген (серия Ред–Бей) (3) [27], 8 – палеозойский кимберлитовые дайки, Шпицберген (4) [9], 9 – раннепротерозойские вулканы Печенгского района, Кольский п-ов (5) [43], 10 – базальты ЗФИ (6) [42], 11 – андезиты ЗФИ (7) [42].

окатанного материала, степень аппроксимации в этом случае  $R^2 > 0.5$ . Данная картина распределения может быть косвенным доказательством ведущей роли ледниково-айсбергового разноса (неокатанный материал) при формировании ДКМ Баренцева моря и зависимости его состава от геологического строения и петрографии областей сноса.

По результатам исследования ДКМ в Баренцевом море сделаем ряд выводов.

**I.** Изучение грубообломочного материала (донного каменного материала – ДКМ) в позднечетвертичных и голоценовых осадках Баренцева и Печорского морей показало, что он распространен неравномерно, но почти повсеместно. Петрографический состав ДКМ в разных районах Баренцева моря подвержен значительным колебаниям, но в целом он комплементарен набору горных пород прилегающей суши и количественно обеспечивается размером экзарации и выно-

сом материала ледником в районы седиментации. В этих районах в составе ДКМ имеются обломки пород-индикаторов, указывающих на источник их происхождения.

**II.** В составе гравийной фракции в большинстве изученных районах (центральной части Баренцева моря, районах Земли Франца-Иосифа, северо-западной части Новой Земли Печоры-Варандея) существенно преобладают слабосцементированные алевролиты. Этот факт объясняется двумя причинами: 1 – эти породы легко дробятся и при транспортировке льдом и течениями в водной среде измельчаются, искажая истинное соотношение типов пород в ДКМ; 2 – в центральной части Баренцева моря на донных поднятиях и банках возможны коренные обнажения меловых слабосцементированных алевролитов. При низком уровне моря в плейстоцене здесь формировались баренцевоморские центры оледенения, откуда алевролиты при экзарации разносились ледниками по акватории моря.

III. Учитывая большую мобильность ДКМ и разнообразный его состав, следует сделать заключение, что перспективы его использования для геокартирования и прогнозирования на минеральные ресурсы дна Баренцева и Печорского морей весьма ограничены.

### КАРСКОЕ МОРЕ

ДКМ этого моря изучен слабо. В 49-м рейсе НИС “Дмитрий Менделеев” (1993 г.) в этом море были впервые выполнены количественные определения содержания и петрографического состава грубообломочного материала на 42 станциях (рис. 5). Для извлечения каменного материала промывалось в каждой пробе более чем 100 л донных осадков. При лабораторных исследованиях этого материала была проведена его дифференциация на группы по способу транспортировки, дальности переноса, петрографическому и минеральному составу, вторичным преобразованиям, возрасту, петрохимическим особенностям [23]. Ниже приводятся данные о ДКМ, петрографических провинциях на дне Карского моря и его континентальных источниках.

**Свойства каменного материала из донных осадков.** Концентрация ДКМ для 42 станций в 1 л донного осадка из верхнего слоя современных отложений оказалось в пределах от 0 до 48 г/л [23]. Вклад каменного материала повышается на подводных поднятиях и снижается в понижениях рельефа, т.е. прослеживается четкая связь с рельефом дна моря – так же как и в других районах распространения каменного материала [15, 16, 20, 23]. Ни на одной из станций не удалось получить надежных доказательств распространения моренных отложений, которые подтвердили бы гипотезу существования Карского покровного ледника с центром оледенения в открытых частях Карского моря. Большая часть отложений содержит меньше 5% каменного материала и только на отдельных поднятиях дна отмечены значения 5–25% [38].

В осадках Карского моря преобладают окатанные и полуокатанные обломки, как в крупных фракциях, так и в гравийной фракции и в крупнопесчаной, где обломки пород еще сохраняются, т.е. не разделяются на отдельные составляющие их минеральные зерна, переходящие в песчаные и алевритовые фракции. Преобладает материал мелкий – гравийный и крупнопесчаный, крупные обломки (галька и более крупные) редки. Валунного материала (крупнее 10 см) получено не было. Траления на поднятиях не дали крупного или экзотического материала, который по своим показателям (крупность, окатанность, характер поверхности и др.) мог бы уверенно определяться как моренный материал или как выходы коренных пород [23].

Каменные обломки диаметром более 5 см были обнаружены в пробах из дночерпателей и траплов с 15 станций. Из них на 5 станциях в крупных обломках встречалась одна и та же порода – базальт (станции 4400, 4405, 5510, 4411, 4412). Эти станции расположены в устье р. Енисей.

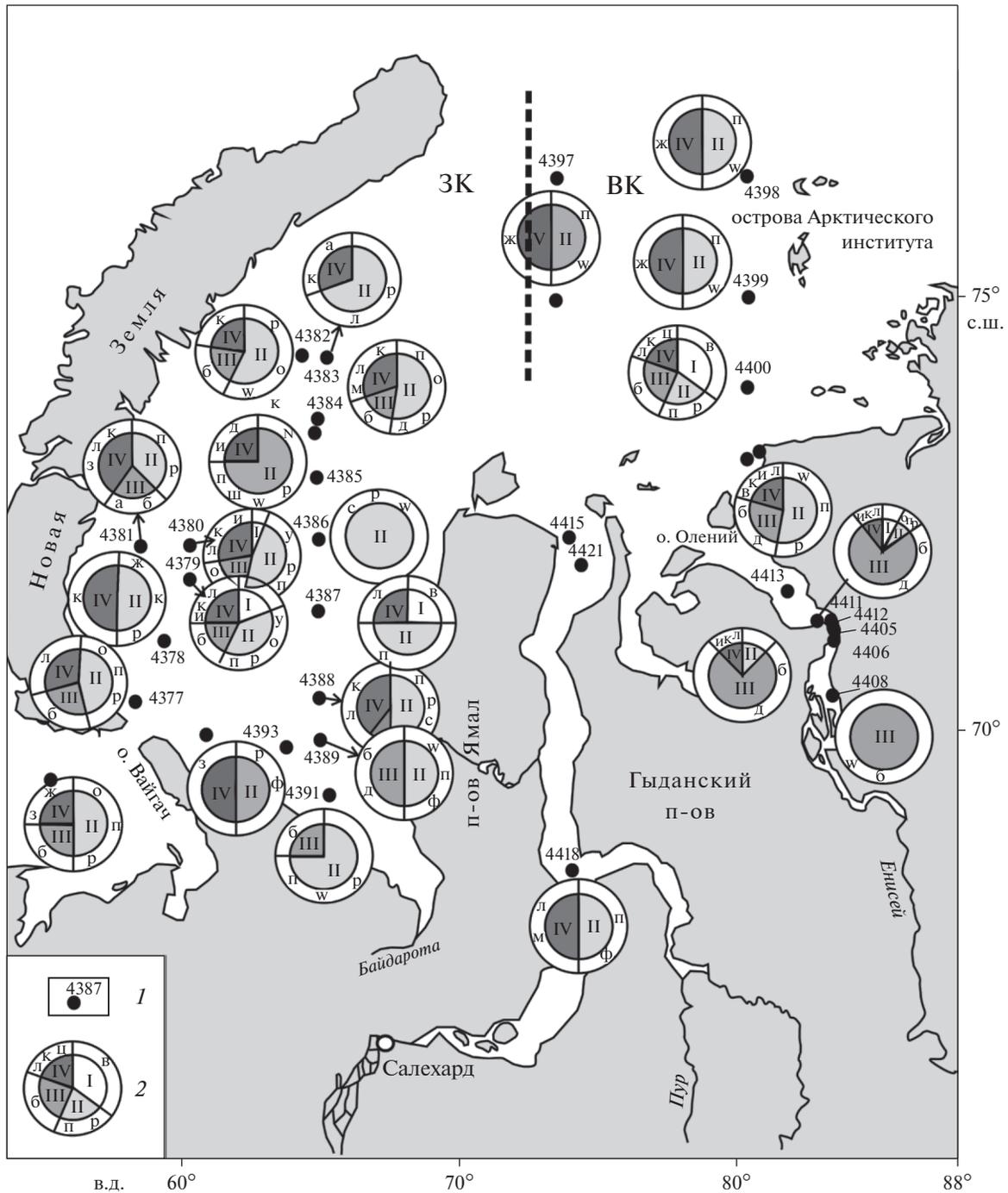
Для двух образцов базальта (4405-3 и 4411-1) был определен возраст K–Ar методом: 209 и 218 млн лет [24]. Это существенно меньше, чем возраст сибирских траппов (247–248 млн лет), и намного больше, чем возраст траппов Земли Франца-Иосифа (80–160 млн лет).

Характерны очень низкие содержания грубообломочного материала и неравномерное его распространение по поверхности дна (рис. 6). Концентрация этого материала заметно возрастает у восточного побережья Новой Земли (станции 4380, 4382), а также вблизи юго-восточного берега полуострова Таймыр (ст. 4402, около о. Диксон) и в Енисейской губе (станции 4405–4413).

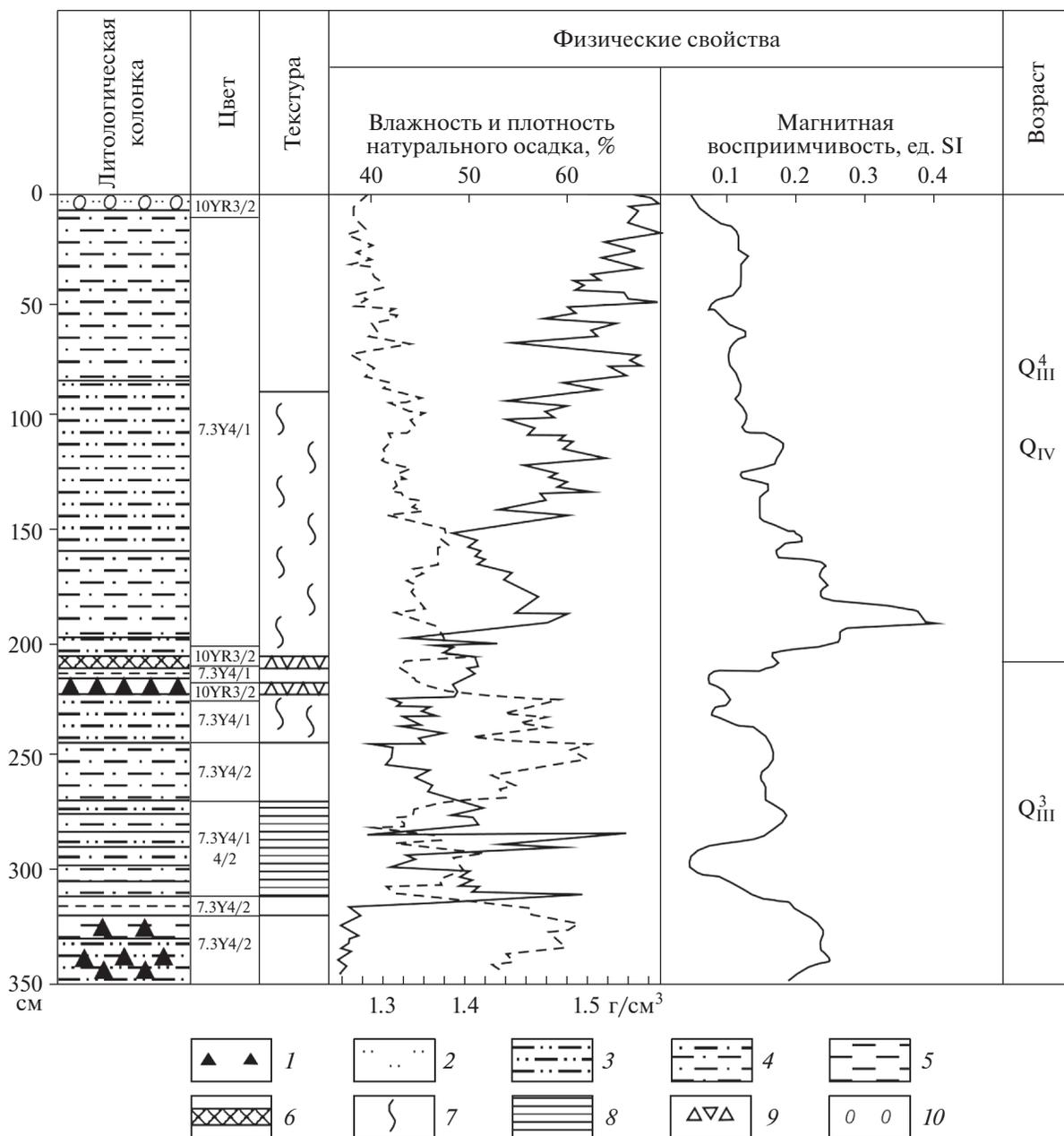
Большая часть собранного трапами и дночерпателями каменного материала, судя по форме обломков и их окатанности, а также характеру поверхности, разнообразию их петрографического состава, была перенесена плавучими льдами. Не исключается возможность транспортировки древнего грубообломочного материала ледниками и айсбергами, особенно в позднем плейстоцене, что отмечается в колонках (рис. 7). В пользу ледникового и айсбергового разноса свидетельствует следующее: 1 – осадки “ледникового” верхнеплейстоценового возраста более насыщены грубообломочным материалом, чем осадки “морского” голоцена; 2 – этот материал приурочен к отдельным горизонтам, маркирует время наибольшего распространения ледников; 3 – к этим же горизонтам нередко приурочены и так называемые “сухие глины”, которые могут представлять собой моренные образования, экзарированные на Новой Земле.

Неравномерность распределения грубообломочного материала наблюдается и в других разрезах позднечетвертичных отложений, в том числе и в голоцене [18]. Здесь также присутствуют грубообломочный материал, прослой и линзы “сухой глины” (ст. 4384). Поэтому надо полагать, что айсберговый разнос континентальных образований продолжался и в начале голоценового времени.

**Петрографические провинции.** Состав ДКМ позволяет выделить две петрографические провинции: Западно-Карскую и Восточно-Карскую, также как и для тонкозернистой части донных осадков [16, 24]. Источниками сноса Западно-Карской провинции являются острова Новой Земли, полуостров Пай-Хой и остров Вайгач (см. рис. 6). Маркерные породы – обломки филлитов, хлорит-серицитовых сланцев, найденные на станциях 4379–4381, 4385. Они принесены,



**Рис. 5.** Схема распределения петрографических типов грубообломочного каменного материала на дне Карского моря по [18]. 1 – местоположение и номера станций, 2 – круговая диаграмма с данными о соотношениях типов в составе пород. I–IV – типы пород: I – магматические, II – осадочные, III – вулканогенные, IV – метаморфические. а – андезиты, б – базальты, в – габброиды, г – граниты, д – диабазы (долериты), е – диориты, ж – гнейсы, з – кристаллические сланцы, и – филлиты, к – углистые, графитовые, глинистые, хлорит-серицитовые сланцы, л – кварциты, м – кварц, н – аргиллиты, о – алевролиты, п – песчаники, р – известняки и мергели, с – доломиты, у – уголь, ф – фосфатные включения, ш – шлаки, остеклованные обломки, s – сульфидная минерализация, w – рудные (железомарганцевые корки), N – битуминозность. Пунктир – граница между Западно-Карской (ЗК) и Восточно-Карской (ВК) петрографическими провинциями.



**Рис. 6.** Разрез верхне-четвертичных отложений на ст. 4381, глубина моря 375 м, по [17, 18]. Осадки: 1 – гравий, галька; 2 – алевриты; 3 – пелитово-алевритовые илы; 4 – алевритово-пелитовый ил; 5 – пелитовые илы; 6 – “сухие глины”. Текстуры: 7 – пятнисто-диагенетическая; 8 – горизонтально-слоистая; 9 – комковатая. Органические остатки: 10 – трубочки полихет.

скорее всего, с Южного острова Новой Земли, где залегают среди кембрийских отложений [29, 35]. Другая группа осадочных маркерных пород – доломиты (станции 4386, 4388) были доставлены, вероятно, с Северного острова Новой Земли. Известно, что на северо-востоке этого острова (Русская Гавань, губа Грибовая) развита мощная (до 500 м) доломитовая толща в грибовской свите нижнего девона [3]. Вероятно, с этой свитой могут быть связаны и фосфатные известняки с

лингулами (ст. 4380). Со среднедевонскими черносланцевыми и карбонатно-терригенными формациями Северного острова связан и грубо-обломочный материал станций 4383–4389, представленный кварц-полевошпатовыми песчаниками, черными и углисто-глинистыми сланцами. Группа карбонатных маркеров: светлые и серые битуминозные известняки, окремненные известняки и мергели станций 4380 и 4386, очевидно, поступала из верхнекарбонатовых отложений



**Рис. 7.** Схема количественного распределения и путей ледово-айсбергового разноса грубообломочного материала по [18]. 1 – станции отбора проб, их номер, количество грубообломочного материала, полученного при промывке 100 л осадка из дночерпателя, 2 – пробы из тралов, 3 – пробы из дночерпателей, 4 – гравий, галька в колонках, 5 – “сухая глина” в колонках, 6 – следы ледниковой обработки каменного материала, 7 – ветрогранники среди обломков, 8 – конечные морены второго и третьего (голоценового) поясов по [5], 9 – главное направление переноса вод и современного льда, 10 – возможное направление движения ледников и айсбергов в плейстоцене и голоцене.

Новой Земли, где отмечены аналогичные породы [3]. Из магматических пород маркерами являются гальки гранитов (станции 4379, 4380) и обломки липаритов (ст. 4388). Они, видимо, связаны с герцинскими гранитоидными интрузиями, известными на Новой Земле [3]. Обломки известковистых фосфатистых песчаников с глауконитом (станции 4377, 4380), скорее всего, доставле-

ны из мезозойских терригенных отложений Пай-Хоя, острова Вайгач, Предуральяского прогиба [23].

Загадочным является коренной источник дробовидного палагонитизированного базальтового стекла (ст. 4391). Это могут быть мезозойские вулканогенные образования Пай-Хоя [10] или кайнозойские вулканогенные образования северной оконечности Новой Земли, которые плохо изуче-

ны, площади их распространения точно не определены [12].

Грубообломочный материал Восточно-Карской петрографической провинции изучен на 4-х станциях (4397–4400). В отличие от Западно-Карской провинции набор горных пород здесь очень беден. В северной части провинции (станции 4397–4399) он состоит лишь из галек рассланцованных песчаников и парагнейсов. Это северная подпровинция метаморфических пород. Кроме того, в аутигенных железомарганцевых корках и конкрециях встречаются включения гравия белого кварца, углистых и карбонатных пород [2]. Встречены также мореноподобные слабо литифицированные образования глинисто-песчаного состава с коркой оксидов железа.

Южнее, на ст. 4400, грубообломочный материал более разнообразен. Здесь присутствуют габброиды, базальты, малиновые кварциты, филлиты, углистые сланцы, кварц-полевошпатовые песчаники, окремненные известняки. Встречена одна галька прозрачного кварца. Значительное разнообразие отмечается в составе обломочного материала вблизи побережья Диксона (ст. 4402). В Енисейской губе на большинстве станций в составе грубообломочного материала преобладают базальтоиды [24], отмечены также мелкие обломки гранитоидов и сиенитов. Их поступление в осадки губы связано с транспортировкой с Таймыра, где широко развит трапповый и щелочной гранитоидный магматизм [4]. Возможно, обнажения базальтов имеются в береговых обрывах или вблизи побережья Таймыра. Значительное количество обломков базальтов с Таймыра выносилось льдами, а в плейстоцене – ледниками, возможно, айсбергами в южную часть Восточно-Карской провинции. В северной части этой провинции наблюдается обедненный состав грубообломочного материала. Это можно объяснить тем, что области сноса были небольшими и однообразными по составу горных пород. Видимо, ими являются острова Арктического института, возможно, другие острова восточной части Карского моря и Северной Земли.

Обедненным по петрографическому составу пород является грубообломочный материал Обской губы (ст. 4418). Он формировался, скорее всего, за счет размыва четвертичных толщ региона. Исследование в районе г. Ноябрьск показало, что в их составе присутствуют озерно-ледниковые пески, флювиогляциальные пески с гравием и галькой, супесь с галькой и валунами [5].

Нельзя исключить возможность поставки грубообломочного материала ледником и айсбергами с архипелага Северной Земли. Об этом свидетельствуют результаты траления на станциях 4397 и 4398, где обнаружен одинаковый однообразный состав обломочного материала (парагнейсы, квар-

циты, песчаники), количество, которого заметно увеличивается в восточном направлении, т.е. к Северной Земле, где встречаются такие породы [6].

Таким образом, петрографо-минералогическое изучение грубообломочного материала, полученного из верхнечетвертичных отложений Карского моря на 42 станциях в 49-м рейсе НИС “Дмитрий Менделеев”, позволило выделить 2 главные петрографические провинции: Западно-Карскую, Восточно-Карскую, и в их пределах несколько подпровинций. Формирование первой было обусловлено поступлением материала, в основном, с островов Новой Земли, второй – с полуострова Таймыр и из водосборных бассейнов Енисея и Оби. Вблизи этих двух источников сноса наблюдается наибольшее количество грубообломочного материала и его максимальное петрографическое разнообразие. Северная часть Восточно-Карской провинции отличается однообразным составом грубообломочного материала, количественное распределение которого дает возможность предполагать его поступление с архипелага Северной Земли. Неравномерность распределения грубообломочного материала во времени отмечается по данным опробования геологическими трубками и в разрезах верхнечетвертичных отложений.

Транспортировка грубообломочного материала осуществлялась плавающим морским льдом, а также ледниками и айсбергами. Об этом свидетельствуют форма обломков, их разнообразная окатанность и др. В верхнем плейстоцене, скорее всего, преобладал ледниковый разнос. В нижних слоях колонок отмечается насыщение грубообломочным материалом в сочетании с горизонтами “сухих глин”. По всей вероятности они образовались за счет захвата айсбергами моренных отложений Новой Земли. В осадки Восточно-Карской провинции материал поступал с таймырскими и североземельскими айсбергами и ледниками. Как видно на рис. 7, в позднечетвертичное время каменный материал встречался в осадках чаще, чем сейчас. Основным видом транспортировки грубообломочного материала были, судя по окатанности, плавающие дрейфующие льды, а также очень редкие айсберги.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Представленные выше сведения дают представление о количественном распределении и составе каменного материала в осадках наиболее изученных полярных морей Атлантики, Норвежского, Гренландского, Баренцева и Карского морей. Следует обсудить и сделать общие выводы, пригодные не только для названных, но и других полярных морей. Отметим, что при этом имеется трудность в сравнении их ДКМ. Она обусловлена различной методикой отбора проб каменного ма-

териала. В морях Северной Атлантики и Норвежско-Гренландского бассейна каменный материал был получен в основном при драгировании, в Баренцевом и Карском морях — при отмывке на судах дозированных объемов осадков, взятых большой ударной трубкой и дночерпателем, а в море Уэддела — по кернам скважин глубоководного бурения.

Для Баренцева и Карского морей можно констатировать, что количество ДКМ уменьшается в восточном направлении с дальнейшим подобным трендом в море Лаптевых и Восточно-Сибирском море [23], обусловленном, видимо, уменьшением на суше в этом направлении ледникового покрова и количества айсбергов.

В Норвежском и Гренландском морях и в Северной Атлантике количество ДКМ увеличивается по направлению к континентам, где, судя по размещению ДКМ в морских осадках, оледенение началось в плиоцене [30]. Наибольшее количество ДКМ выявлено у западного побережья Скандинавии, у восточного побережья Гренландии и у берегов полуострова Лабрадор. Увеличение количества ДКМ совпадает с ростом количества петрографических континентальных разновидностей горных пород. По их составу выделяются петрографические провинции ДКМ, обусловленные поставкой обломочного каменного материала с суши ледниками, айсбергами, морским и речным льдом. Речной ледовый разнос сибирских траппов отмечен в Енисейской губе и Карском море. В Баренцевом море, в районе Печоры-Варандея, в составе ДКМ присутствуют граниты, видимо, перенесенные речным льдом с Полярного Урала.

В Норвежском, Гренландском и Баренцевом морях преобладал ледниковый и айсберговый разнос ДКМ. Этот же вид переноса выявлен по данным глубоководного бурения в Приантарктике и в море Уэдделла. Он, очевидно, характерен и для других приантарктических морей.

Петрографические провинции ДКМ хорошо выделяются в морях Северной Атлантики, Норвежско-Гренландском бассейне и Карском море, где континентальные источники сноса ДКМ отстоят друг от друга на большом расстоянии. В Баренцевом море эти источники сближены и расположены на периферии его акватории. Снос ДКМ с них при его ледово-айсберговом разносе направлен к центру акватории Баренцева моря и в сторону Северного Ледовитого океана. В результате этого в акватории моря при ледовом седиментогенезе часто происходит смещение ДКМ из разных источников. Учитывая это обстоятельство (смешивание ДКМ), не стоит считать оправданными попытки использовать ДКМ для геологического картирования и составления геологических карт, а также прогнозировать поиски мине-

ральных ресурсов в акватории полярных морей. Например, фосфоритов, обломки которых присутствуют в ДКМ Баренцева и Карского морей. Прежде чем начинать эти и другие дорогостоящие работы необходимо тщательно изучить ДКМ и определить: 1 — его распределение по акватории (хотя бы приблизительно), 2 — петрографический состав, 3 — источники сноса и виды транспортировки.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключении еще раз подчеркнем следующее.

1. Полярные моря, широко развитые на Земле, характеризуются сейчас интенсивным развитием ледового седиментогенеза, который в плейстоцене был еще более обширным;

2. Эти моря нередко сейчас сопряжены с центрами оледенения на континентах и островах, а в плейстоцене соседствовали с областями с покровными оледенениями;

3. Разнообразный по петрографическому составу каменный материал, в большом количестве экзарированный ледниками, не только накапливался при ледовом седиментогенезе в полярных морях, но и разносился айсбергами и плавучим льдом по акватории океанов (вплоть до экватора);

4. Каменный материал ледового разноса формировался ранее и формируется сейчас в основном за счет экзарации горных пород континентов;

5. Обломки пород континентального ряда, в том числе и обломки пород, являющихся минеральными ресурсами, при ледово-айсберговом разносе часто осаждаются в океанических осадках, нередко создавая иллюзии о наличии континентальных отторженцев;

6. Ошибочное мнение о коренном (местном) происхождении принесенного в море ДКМ вызывает у некоторых исследователей попытки использовать этот материал (ДКМ) для составления геологических карт и прогнозирования полезных ископаемых;

7. Для избежания подобных и других возможных дорогостоящих ошибок необходимо комплексное изучение ДКМ не только в полярных морях, но и в других морях и в океанах.

**Благодарности.** Авторы благодарят экипаж НИС “Академик Мстислав Келдыш”, А.В. Булохова, Н.В. Политову, М.Д. Кравчишину, А.Н. Новигатского, Н.В. Козину, Г.В. Малафеева за помощь в сборе материала, а также академику А.П. Лисицыну за поддержку работы и научное руководство.

**Источники финансирования.** Обработка материала частично выполнялась при финансовой поддержке Российского научного фонда (проекты № 20-17-00157, № 14-27-00114-П). Статья под-

готовлена в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования РФ (тема № 0128-2019-0011).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белов Н.А., Лапина К.Н. Донные отложения Арктического бассейна. Л.: Гидрометеиздат, 1961. 152 с.
2. Богданов Ю.А., Горшков А.И., Гурвич Е.Г. и др. Железомарганцевые конкреции Карского моря // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 789–800.
3. Бондарев В.И., Романович Б.С., Черкесова Е.В., Енокая В.С. Геологическое строение Новой Земли, Вайгача, Пай-Хоя, Полярного Урала и Севера Печорской депрессии // Геология и перспективы нефтегазоносности Советской Арктики. Л.: НИИГА, 1972. С. 21–27.
4. Верниковский В.А., Пике В.Л., Верниковская А.Е. Раннетриасовые А-граниты Таймыра – результат Северо-Азиатского суперплюма // Докл. РАН. 2001. Т. 380. № 1. С. 87–93.
5. Волков И.А. Пределы распространения Сартанского ледника в Западной Сибири // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 6. С. 1049–1054.
6. Геология архипелага Северная Земля. Л.: ПГО “Севморгеология”, 1982. 185 с.
7. Дибнер В.Д. Морфоструктура шельфа Баренцева моря. Л.: Недра, 1978. 211 с.
8. Дибнер В.Д. Сборы и получение донного каменно-го материала с целью геологического картирования // Геология моря. Л.: НИИГА, 1971. Вып. 1. С. 17–25.
9. Евдокимов А.Н., Сироткин А.Н. и др. Позднепалеозойский щелочно-ультраосновной магматизм архипелага Шпицберген // Записки горного института. 2013. Т. 200. С. 201–209.
10. Иорданский Н.Н. Следы мезозойской вулканической деятельности на Пай-Хое // Мат. ЦНИГРИ. Палеонтология и стратиграфия. М.: НИИГА, 1933. Вып. 1. С. 36–37.
11. Кленова М.В. Геология Баренцева моря. М.: АН СССР, 1960. 342 с.
12. Ключиткин А.А., Гладышев С.В., Кравчишина М.Д. и др. Геологические и гидрологические исследования в Северной Атлантике в 2017 г. на разрезе по 59°30' с.ш. (68-й рейс научно-исследовательского судна “Академик Мстислав Келдыш”) // Океанология. 2019. Т. 59. № 1. С. 177–180.
13. Кораго Е.А., Старицын В.Ф., Ильин В.Ф. и др. Первая находка кайнозойских вулканитов на Новой Земле // Докл. АН СССР. 1985. Т. 284. № 6. С. 1457–1461.
14. Котенев Б.Н., Ломакин И.Э. Фареро-Исландский порог // Природа. 1968. № 7. С. 15–21.
15. Кошелева В.А. Особенности вещественного состава неоплейстоцен-голоценовых отложений арктических морей России // Литология и полезн. ископаемые. 2002. № 2. С. 160–171.
16. Кравчишина М.Д., Новигатский А.Н., Саввичев А.С. и др. Исследование седиментосистем Баренцева моря и Норвежско-Гренландского бассейна в 68-м рейсе научно-исследовательского судна “Академик Мстислав Келдыш” // Океанология. 2019. Т. 59. № 1. С. 173–176.
17. Левитан М.А., Хусид Т.А., Купцов В.М. и др. Типы разрезов верхнечетвертичных отложений Карского моря // Океанология. 1995. Т. 34. № 5. С. 776–788.
18. Лисицын А.П. Закономерности ледового разноса грубообломочного материала // Современные осадки морей и океанов. М.: Изд. АН СССР, 1961. С. 232–285.
19. Лисицын А.П. К методике изучения галечных отложений открытого моря // Труды Института океанологии АН СССР. 1951. Т. 5. С. 991–945.
20. Лисицын А.П. Ледовая седиментация в Мировом океане. М.: Наука, 1994. 450 с.
21. Лисицын А.П., Канаев В.Ф. Механический анализ грубообломочного материала в судовых условиях // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1956. Т. 19. С. 43–51.
22. Лисицын А.П., Харин Г.С. Грубообломочный материал айсбергового разноса в Северной Атлантике и на дне трога Кинг (наблюдение с ГОА “Мир”) // Океанология. 1995. Т. 35. № 5. С. 743–754.
23. Лисицын А.П., Харин Г.С., Чернышева Е.А. Грубообломочный материал ледового разноса на дне Карского моря // Океанология, 2004. Т. 44. № 3. С. 440–456.
24. Лисицын А.П., Харин Г.С., Чернышева Е.А. Базальты в грубообломочном материале донных осадков Карского моря // Океанология. 2004. Т. 44. № 4. С. 589–599.
25. Политова Н.В., Новигатский А.Н., Козина Н.В., Терпугова С.А. Мультидисциплинарные исследования в Баренцевом море в 67-м рейсе научно-исследовательского судна “Академик Мстислав Келдыш” // Океанология. 2018. Т. 58. № 3. С. 534–536.
26. Ронкина З.З., Вишневецкая Т.Н. Минералогические критерии палеогеографических реконструкций для Карского седиментационного суббассейна в юрско-меловое время // Литология и палеогеография Баренцева и Карского морей. Л.: НИИГА, 1981. С. 85–96.
27. Сироткин А.Н., Евдокимов А.Н. Состав, возраст и тектоническое значение гранитных валунов в девонских конгломератах северо-западной части Шпицбергена // Записки горного института. 2016. Т. 222. С. 789–797.
28. Солдатов А.В., Харин Г.С., Емельянов Е.М. Распределение и состав грубообломочного материала на дне Атлантического океана // Океанологические исследования. 1981. № 33. С. 6–49.
29. Тектоника и металлогения ранних киммерид Новой Земли. СПб.: Недра, 1992. 196 с.
30. Харин Г.С. Магматизм и формирование литосферы Атлантического океана. М.: Наука, 1993. 257 с.
31. Харин Г.С. Магматические породы Фареро-Исландского порога // Океанология. 1976. Т. XVI. № 3. С. 488–493.
32. Харин Г.С., Красильщиков А.А. Состав и закономерности распределения донного каменного материала в Баренцевом море по профилю полуостровов Ры-

- бачий – Земля Франца Иосифа // Литология и палеогеография Баренцева и Карского морей. Л.: НИИГА, 1981. С. 33–41.
33. Харин Г.С., Политова Н.В., Лисицын А.П. и др. Грубообломочный материал ледового разноса на дне Баренцева моря // Материалы XXII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. II. М.: ИО РАН, 2017. С. 115–119.
  34. Хасанкаев В.Б. Изучение каменного материала как источника информации о составе коренных пород дна юго-восточной части Баренцева моря // Литология и полезн. ископаемые. 1978. № 3. С. 118–120.
  35. Шварц Т.В. Основные этапы развития осадочных бассейнов акватории Баренцева моря в фанерозое // Литология и палеогеография Баренцева и Карского морей. Л.: НИИГА, 1981. С. 5–32.
  36. Bailey J.C., Rasmussen M.H. Petrochemistry of Jurassic and Cretaceous tholeiites from Kong Karls Land, Svalbard, and their relation to Mesozoic magmatism in the Arctic // Polar Research. 1997. V. 16. № 1. P. 37–62.
  37. Barker P.E., Kennett J.P. et al. Proc. ODP, Init. Repts. 1988. V. 113. 785 p.
  38. Gurevich V.I. Recent sedimentogenesis and environment on the Arctic shelf of Western Eurasia. Oslo: Norsk Polarinstitut Meddelelser, 1995. № 131. 92 p.
  39. Kharin G.S. The petrology of magmatic rocks, DSDP Leg 38 // Init. Reports of DSDP. 1976. V. 38. P. 685–716.
  40. Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. A chemical classification of volcanic rocks based on total alkali-silica diagram // Jour. of Petrology. 1986. V. 27. № 3. P. 345–350.
  41. Lisitzin A.P. Sea-ice and iceberg sedimentation in the ocean. Recent and past. Berlin: Springer, 2002. 543 p.
  42. Ntaflou T., Richter W. Geochemical constraints on the origin of the Continental Flood Basalt magmatism in Franz Josef Land, Arctic Russia // European Journal of Mineralogy. 2003. V. 15. P. 649–663.
  43. Skufin P.K., Theart H.F.J. Geochemical and tectono-magmatic evolution of the volcano-sedimentary rocks of Pechenga and other greenstone fragments within the Kola Greenstone Belt, Russia // Precambrian Research. 2005. V. 14. P. 1–48.

## Rock Material at the Bottom of Polar Seas: Distribution, Composition, Genesis

G. S. Kharin<sup>a, #</sup>, D. V. Eroshenko<sup>a</sup>

<sup>a</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia

<sup>#</sup>e-mail: kharings@mail.ru

We summarized the results of studies of bottom rock material in quaternary sediments in the polar seas of the Arctic, North Atlantic and Antarctic, which was obtained in expeditions of the Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences by sieve washing. We have compiled maps of the quantitative distribution of this material over water areas, created cyclograms of petrographic composition for various sites. A wide variety of petrographic types of rocks was revealed, which is caused by their transport by glaciers, icebergs and ice from glaciation centers on continents and islands. We identified petrographic provinces according to the composition of the stone material and determined the sources of its. At the same time, great importance was given to the search for marker rocks, allowing correlation of the rock material of the seas with their land sources.

**Keywords:** bottom rock material, ice rafting, glacial examination, petrography, sandstones, gneisses, granites, indicator rocks

---

---

**ПРИБОРЫ И МЕТОДЫ  
ИССЛЕДОВАНИЙ**

---

---

УДК 551.46;550.83(86)

**ЦИФРОВЫЕ МОДЕЛИ РЕЛЬЕФА ДНА  
КАК ЭЛЕМЕНТ СИСТЕМЫ ОПЕРАТИВНОЙ ОКЕАНОЛОГИИ**

© 2020 г. Н. В. Либина<sup>1</sup>, \*, С. Л. Никифоров<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

\*e-mail: lnatvit@mail.ru

Поступила в редакцию 08.05.2020 г.

После доработки 25.05.2020 г.

Принята к публикации 22.06.2020 г.

Новое направление океанологии – “оперативная океанология” – предполагает комплексную оценку и прогноз изменчивости состояния морской среды. Для этого необходимо системное изучение многочисленных природных параметров, создание систем комплексного измерения свойств водной толщи и морского дна, систем оперативного сбора и передачи данных, ассимиляции новых данных в модели и т.д. Морское дно оказывает значительное влияние на гидрофизическое состояние среды и наоборот – соответственно необходима информация о состоянии и свойствах дна в районе развертывания различных средств наблюдения, включая оценку возможных георисков. Пространственное распределение и возможная изменчивость геоморфологических и геолого-геофизических параметров дна, определяющих геоакустические свойства, зависит от формы рельефа и его морфометрических характеристик. Таким образом, цифровая модель рельефа дна (ЦМР) является важнейшим компонентом морских геоинформационных систем и существенным элементом оперативной океанологии. Под ЦМР дна понимается организованная структура файлов, содержащих векторные представления пространственных объектов разного типа, атрибутивную информацию о них и топологические соотношения между ними. ЦМР отображает рельеф дна в виде сеточного файла с шагом, соответствующим заданному масштабу. Методы пространственной математической обработки непосредственно ЦМР позволяют получать широкий ряд характеристик поверхности дна, в том числе и морфометрических. ЦМР могут иметь как самостоятельное практическое применение, так и выступать в качестве параметров систематизации, типизации и районирования морского дна. В работе намечены некоторые направления возможного применения ЦМР в сфере оперативной океанологии на примере арктического шельфа.

**Ключевые слова:** арктический шельф, цифровая модель рельефа дна, оперативная океанология, геориски, ледовая экзарация, морфометрические характеристики рельефа дна

**DOI:** 10.31857/S0030157420050135

## ВВЕДЕНИЕ

Современное развитие вычислительной и измерительной техники создает условия для формирования новых направлений исследований. “Оперативная океанология” является одним из таких разделов океанологии. Данное направление на системном уровне выполняет оценку гидрофизической изменчивости состояния водной толщи и морского дна в различных пространственных масштабах, используя все возможные средства получения информации о морской среде. Анализ, а также прогноз пространственной изменчивости состояния природных обстановок имеет как фундаментальное, так и прикладное значение.

Природные изменения на морском дне и в водной толще взаимосвязаны. Огромную роль в стратификации и динамике водной толщи пред-

ставляет волнение, которое, в свою очередь, является главным фактором в формировании берегов. С другой стороны, геодинамические процессы и сейсмичность могут формировать геориски глобального масштаба – с быстрым изменением рельефа дна, осадочной и водной толщи, а также береговой линии. Рельеф дна, его морфометрические свойства оказывают прямое воздействие на циркуляцию водной массы в придонной области. Конфигурация береговой линии, крутизна, наличие линеаментов и резких изменений рельефа дна влияют на направление и скорость течений, а также на образование топогенных вихрей прибрежного апвеллинга.

На шельфе исследование рельефа дна имеет особое значение, что связано с их современным активным индустриальным освоением. Это, в

свою очередь, подразумевает создание систем комплексного управления [5].

Под ЦМР дна понимается организованная структура файлов, содержащих векторные представления пространственных объектов разного типа, атрибутивную информацию о них и топологические соотношения между ними. ЦМР отображает рельеф дна в виде сеточного файла с шагом, соответствующим заданному масштабу. ЦМР является важнейшим компонентом базы пространственных данных ГИС различной направленности. Преимущество ГИС заключается в возможности формировать неограниченное число слоев, характеризующих те или иные свойства морского дна, и применять средства пространственного анализа данных и геоинформационного картографирования для решения фундаментальных и практических задач в области морской геологии и геоморфологии, а также картографии, палеогеографии, геоэкологии, гидроакустики и множества других прикладных направлений исследований.

Моделирование рельефа дна, с некоторой долей условности, можно разделить на два типа: создание генеральных моделей рельефа дна крупных акваторий в условиях резкого дефицита пространственно-координированных значений глубины; моделирование рельефа дна небольших по площади участков с достаточным количеством данных.

В данной работе рассматриваются генеральные модели рельефа дна. При промышленном освоении шельфа они необходимы на стадии обоснования, планирования и определения георисков, разведки и строительства, а на стадии эксплуатации служат основой для проведения мониторинга, обеспечения мероприятий по отражению возможных угроз, включая природные. Учет рельефа морского дна необходим и при построении геоакустических моделей, что необходимо при развертывании многоцелевого наблюдательно-измерительного оборудования.

Моделирование рельефа дна крупных акваторий всегда проводится в условиях дефицита данных гидрографического промера, а равномерной и детальной изученности рельефа дна не стоит ожидать и в ближайшем будущем. Поэтому необходимо использовать имеющуюся геолого-геоморфологическую информацию.

ЦМР должна отвечать следующим требованиям: достоверность по глубинам — построенные изобаты ЦМР должны совпадать с исходными и с точностью, зависящей от шага сетки ЦМР; топологическая достоверность — должно соблюдаться соответствие между реальными и модельными элементами рельефа дна. На построенной модели не должно быть ложных локальных максимумов и минимумов или других очевидных аномалий. Для

выполнения этих требований необходимо научное обоснование причин формирования рельефа дна (концепция развития рельефа дна) с учетом его происхождения, структурной принадлежности, палеогеографических и современных особенностей развития. Вся используемая информация должна быть кондиционной, получена и обработана на сертифицированном оборудовании [9, 10].

## ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И ПРОГРАММНЫЕ СРЕДСТВА МОДЕЛИРОВАНИЯ

Исходными для построения ЦМР могут использоваться следующие данные:

1. Данные промерных работ Главного управления навигации и океанографии Министерства обороны РФ (СССР) в высокоширотных экспедициях. В результате гидрографических исследований получены натурные данные, привязанные к среднему (или указанному) уровню моря и включающие все морфологические формы рельефа, в том числе арктический шельф. На основе гидрографических работ построены навигационные карты разного масштаба.

2. Альтиметрические данные или совмещенные натурные и альтиметрические данные для увеличения покрытия акватории точками глубин, например, цифровая карта ИВСаО. Начиная с 2000 г., первая версия этой цифровой карты использовалась многочисленными международными организациями для геолого-геоморфологических и океанографических исследований. Дальнейшие версии ИВСаО были использованы в качестве основы Генеральной батиметрической карты Мирового океана (General Bathymetric Chart of the Oceans — GEBCO) с размерностью грида 2 угл. мин., а также для грида “ЕТОРО2”. В последней версии — ИВСаО 3.0 — дополнительно были использованы новые базы данных, собранные арктическими государствами, в том числе данные от рыболовных судов, а также полученные подводными лодками ВМС США и исследовательскими судами. Улучшенный алгоритм при формировании грида позволил построить модель с шагом сетки 500 м. В этой версии процент покрытия данными от съемок многолучевыми эхолотами увеличился с 6% (т.е. в версии ИВСаО 2.23) до 11%. Следует особенно подчеркнуть, что натурные данные составляют всего 11% от общего количества данных при построении поверхности рельефа дна. Примененные цифровые методы позволили построить грид с шагом 500 × 500 м. Однако при анализе построенных поверхностей хорошо видно несогласие натуральных и альтиметрических данных и их явная нестыковка по глубине.

В пределах арктического шельфа и континентального склона было выполнено сравнение натуральных данных (эхолотный промер, данные промерных работ Главного управления навигации и океанографии Министерства обороны РФ (СССР) в высокоширотных экспедициях) и по гриду IBCAO (выборка глубин в тех же координатах). Как правило, наблюдалось полное несоответствие натуральных батиметрических данных с гридом IBCAO ver.3, особенно в областях с большими перепадами глубин. Поэтому возникла необходимость создания новой методики построения ЦМР с целью увеличения достоверности по глубинам и топологической достоверности. При этом вся используемая информация должна быть кондиционной.

Основой для создания ЦМР Белого и Баренцева морей являлись навигационные карты различного масштаба, преимущественно 1 : 100 000 и 1 : 200 000, которые построены исключительно на натуральных данных. Однако цель гидрографического промера (и, как результат, навигационные карты) направлена не на выявление морфометрических геолого-геоморфологических особенностей рельефа дна, а на указание опасных участков именно для мореплавания — указание расположения мелей, отличительных глубин и других подводных объектов. Каждая из проводимых изобат имеет свое назначение — 2-метровая ограничивает глубины, опасные для плавания всех видов кораблей, 5-метровая указывает на глубины, недоступные для судов со средней осадкой, 10-метровая — для судов с большой осадкой, 10–20-метровая ограничивает глубины, доступные для всех судов.

Для построения ЦМР указанных изобат явно недостаточно. Поэтому на навигационных картах проводились дополнительные изобаты с учетом имеющихся геолого-геоморфологических данных. Сечение изобат выбиралось из условия наиболее полного, по возможности, отражения имеющихся эндогенных и относительно небольших по размерам экзогенных форм рельефа.

При построении ЦМР использовалась геоинформационная система ArcGIS — программного продукта американской компании ESRI, одного из лидеров мирового рынка геоинформационных систем. ArcGIS позволяет осуществлять сбор, хранение, анализ, визуализацию и распространение больших объемов информации в ГИС-формате (имеющих географическую привязку). В среде создаются и редактируются карты всех масштабов. В ArcGIS встроены широкий инструментальный анализ пространственной информации, который может включать в свой состав пространственные базы данных, редакторы растровой и векторной графики, различные средства пространственного анализа данных.

Методика построения ЦМР дна подробно описана в работах [8–10]. Используя эту методи-

ку, была построена ЦМР Баренцева моря [10–12]. Ее проверка проводилась путем сравнения глубин эхолотного промера с глубинами из ЦМР в тех же координатах. Вычислялось матожидание и среднеквадратичное отклонение разности глубин из ЦМР и полученных при эхолотировании. Матожидание разности глубин дает информацию о систематическом отклонении глубин из ЦМР от натуральных измеренных глубин. Среднеквадратичное отклонение разности глубин показывает, в каких пределах изменяются отклонения между глубинами из ЦМР и данными эхолотирования. В результате достоверность по глубинам имеет высокие значения [10].

В предлагаемой статье ЦМР Баренцева моря является основой для создания батиметрической и специализированных карт — экзарационной опасности, морфометрических характеристик дна, расчлененности рельефа и т.д.

На участки, где аналогичные ЦМР еще не построены (море Лаптевых), в качестве основы была использована цифровая модель IBCAO последней версии.

Для создания тематических карт на базе ЦМР также использовался программный пакет GoldenSoftware Surfer.

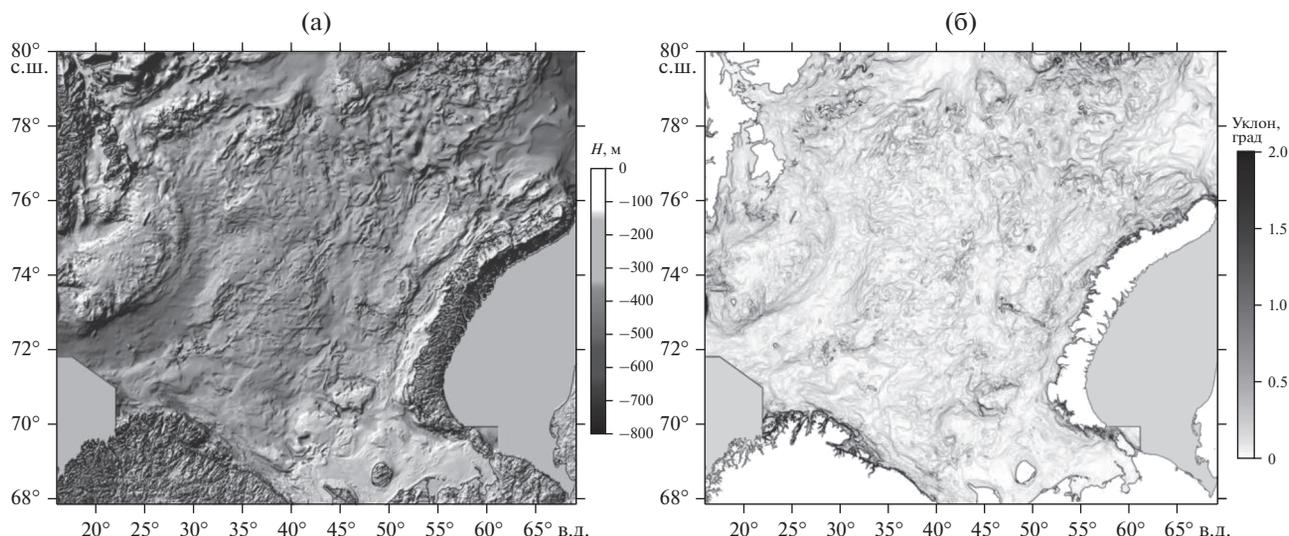
#### НАПРАВЛЕНИЯ ПРИМЕНЕНИЯ ЦМР ДНА В ЗАДАЧАХ ОПЕРАТИВНОЙ ОКЕАНОЛОГИИ

ЦМР могут применяться при решении следующих задач:

- построение батиметрических и специализированных карт;
- построение морфометрических характеристик рельефа: профилей дна, гистограмм распределения глубин, трехмерных изображений;
- расчет и построение морфометрических характеристик на основе производных рельефа: карт углов наклона, расчлененности рельефа, значений кривизны (кривизн);
- анализ рельефа и его геоморфометрических показателей для оценки георисков.

ЦМР в сочетании с данными по свойствам рельефа дна и геолого-геофизическими характеристиками дна могут применяться при решении следующих задач:

- построение геоакустических моделей;
- создание морских геоинформационных систем различного назначения;
- планирование развертывания систем оперативного наблюдения, устанавливаемых на поверхности дна;
- планирование размещения различных подводных сооружений и коммуникаций;



**Рис. 1.** Цифровые модели дна Баренцева моря: а) цифровая модель рельефа дна Баренцева моря [11]; б) цифровая модель углов наклона поверхности дна Баренцева моря, выполнена на основе ЦМР [11].

— оценка вероятных георисков, влияющих на размещение и функционирование подводного оборудования и коммуникаций: экзарация (ледовое выпаживание морского дна), оползни, эмиссия газов;

— при разработке и эксплуатации гидроакустических средств подводного наблюдения.

Программное обеспечение пространственного анализа данных, входящее в состав ГИС, позволяет получать широкий диапазон морфометрических характеристик поверхности, что широко используется в наземных исследованиях при изучении, например, ландшафтов. В геоморфологии цифровые методы в морских исследованиях пока не так распространены, но в настоящее время активно развиваются и находят широкое применение для характеристики морского дна в широком диапазоне глубин [1, 15 и др.].

Основные морфометрические параметры рельефа дна рассчитываются на основе частных производных первого порядка — уклон (крутизна) и экспозиция склона, и на основе частных производных второго порядка — кривизны поверхности и других параметров [14 и др.].

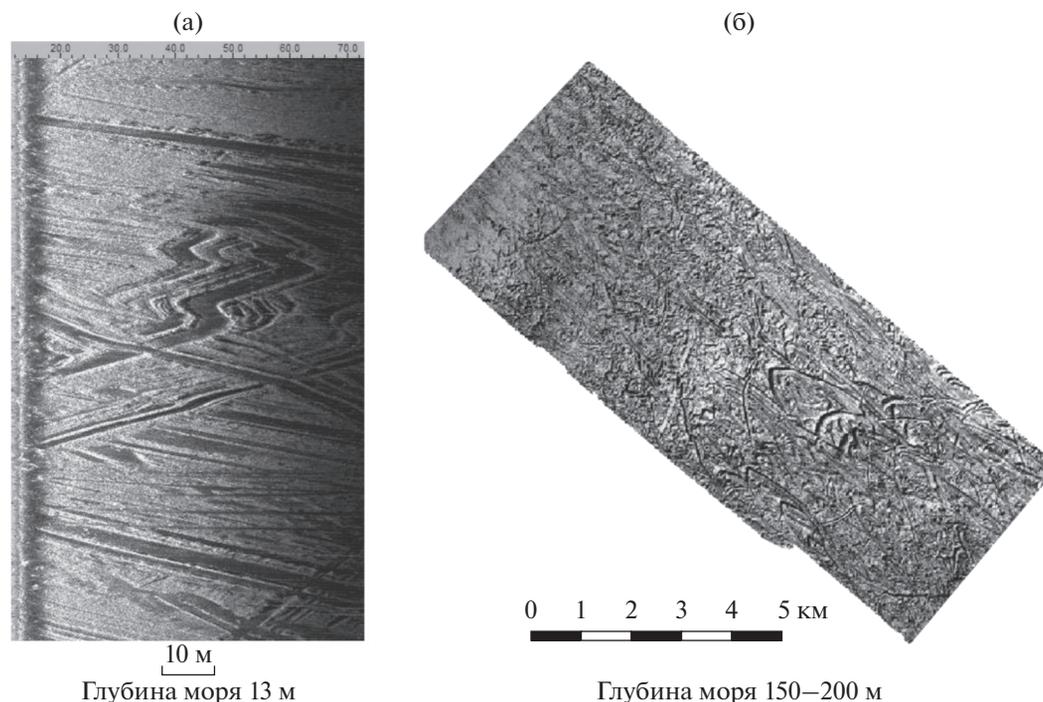
Уклон поверхности — угол наклона в точке пересечения между горизонтальной плоскостью и плоскостью, касательной к земной поверхности, — показывает интенсивность перепада высот (градиент) между двумя заданными точками. Уклон характеризует скорость склоновых процессов, которые обусловлены перемещением вещества (грунтов, мутьевых потоков) по поверхности дна под действием силы тяжести. Цифровая модель углов наклона (уклона) поверхности дна Баренцева моря, выполненная на основе ЦМР [11] с ис-

пользованием SURFER Golden Software, представлена на рис. 1.

Основные геоморфометрические параметры, рассчитываемые на основе производных второго порядка, — кривизны поверхности. Наиболее часто в геоморфометрическом анализе используются горизонтальная (плановая), вертикальная (профильная) кривизна [13].

Горизонтальная кривизна описывает градиент экспозиции вдоль заданного контура; характеризует так называемый первый механизм аккумуляции. Вертикальная кривизна описывает градиент уклона вдоль заданного контура и меру изменения градиента; характеризует скорость стока и процессов транспорта седиментов, т.е. так называемого второго механизма аккумуляции. Таким образом, при помощи вертикальной кривизны можно определять местоположение зон аккумуляции материала на вогнутых участках и зон его сноса — на выпуклых.

Для построения геоакустических моделей ЦМР используется в сочетании с данными по свойствам рельефа дна и геолого-геофизическими характеристиками дна. Геоакустическая модель рельефа дна включает учет строения и структуры осадочной толщи, пространственное распределение свойств грунтов, влияющих на акустические свойства дна (скорости звуковых волн, рассеивающие свойства). Пространственное распределение и возможная изменчивость геоморфометрических и геолого-геофизических параметров дна, определяющих геоакустические свойства, зависит от формы рельефа и его морфометрических характеристик [4, 11, 12].



**Рис. 2.** Примеры акустического изображения экзарационных борозд: а) мелководные (по данным гидролокатора бокового обзора); б) глубоководные (по данным многолучевого эхолота).

Для оценки современного состояния морского дна, включая геориски, необходимо использовать комплекс приборных средств – пространственно распределенных сейсмостанций, сенсоров и т.д., которые непосредственно устанавливаются на дно. Понятно, что равномерного площадного покрытия системы приборных средств для получения первичных данных достичь невозможно, да и не нужно. Для этого необходимо выделить “ключевые” участки, где изменения рельефа дна будут наиболее значительными. Без генеральной карты (ЦМР) высокой точности определить подобные участки не представляется возможным. Кроме этого, ЦМР дна является важнейшей составной частью акустической модели осадочной толщи, которая, кроме ЦМР, включает данные сейсмопрофилирования, привязанные к данным геологического пробоотбора. Также требуются определение слоистости, обоснование стратификации осадков на основе геолого-геофизического анализа (гранулометрия осадков, определение физических свойств, определение акустических характеристик и т.п.), определение генезиса различных слоев, построение пространственно-координированных площадных моделей на основе карт изопакит (карт мощностей) для слоев различного возраста и генезиса, а также их привязка к акустическим стандартам.

При инженерном освоении прибрежной зоны и размещении оборудования и коммуникаций на

дне получаемые морфометрические параметры позволяют выявлять районы возможного возникновения оползней и других георисков, создающих опасность для размещаемого оборудования и коммуникаций. В замерзающих морях существенную опасность представляет ледовое воздействие на дно.

Ледовая экзарация на шельфе арктических морей может быть вызвана торосами и стамухами, возникшими в результате разрушения сезонных или многолетних ледовых полей, а также айсбергами, образованными в результате разрушения ледников Новой Земли, Гренландии, архипелагов Шпицберген, Земля Франца-Иосифа и др.

Результаты экспедиционных исследований последних лет зафиксировали следы экзарационного воздействия в широком диапазоне глубин – от прибрежного мелководья до бровки шельфа и глубже, как в западном, так и в восточном секторе Арктики [2, 3, 6, 7 и др.]. На рис. 2 показаны фрагменты акустического изображения экзарационных борозд. На рис. 2а приведен фрагмент записи дна моря Лаптевых, полученный в 57-м рейсе НИС “Академик М.А. Лаврентьев” (2011 г.) [2]. На рис. 2б приведен фрагмент записи многолучевого эхолота, полученный в 38-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” (2018 г.) в Баренцевом море. Так, в различных районах Баренцева моря наблюдались одиночные и многочисленные борозды ледового выпаживания в широком диапазо-

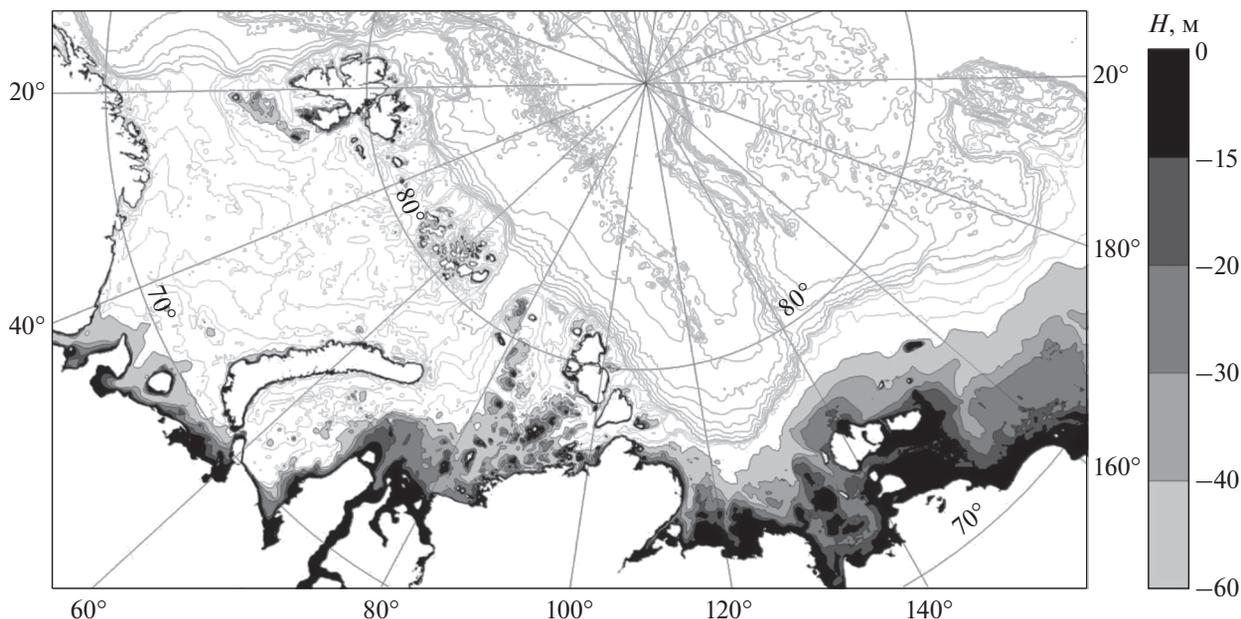


Рис. 3. Обзорная карта-схема районов экзарационного воздействия на дно арктического шельфа, выполнена на основе данных ИВСаО.

не глубин, в том числе на глубинах 300 м. Протяженность борозд может достигать нескольких километров, ширина — десятков метров, глубина вреза — от 1 до 8 м [2, 3]. Большинство глубоководных борозд являются реликтовыми.

По статистическим оценкам многолетних данных [6], килевые (подводные) части стамух редко превышают 15 м. Таким образом, морское дно с глубинами 15–20 м может подвергаться ледовому выпаживанию с высокой долей вероятности. Борозды могут замываться и перекрываться более поздними образованиями. С увеличением глубины моря вероятность современного экзарационного воздействия уменьшается.

Айсберги, которые в основном встречаются в Баренцевом море, могут выпаживать дно на существенно больших глубинах, чем торосы.

Образование глубоководных борозд выпаживания в Баренцевом море связано с палеогеографическими причинами. Деграция покровных ледников позднего плейстоцена, покрывавших области архипелагов Земля Франца-Иосифа, Шпицберген, о-вов Новой Земли и Кольского полуострова могла вызвать образование огромных айсбергов, которые оказывали воздействия на дно до глубин 2 км и более.

Карты районов возможного экзарационного воздействия на дно арктического шельфа приведены на рис. 3, а на дно Баренцева моря — на рис. 4. В левой части рисунков показана шкала возможной экзарационной опасности в соответствии с изменениями глубины моря. На приведенных рисунках интенсивность цвета уменьшается с глу-

биной в соответствии с уменьшением возможности современного ледового воздействия (шкала слева).

Карты применимы как для предварительной оценки возможности современного ледового выпаживания дна, так и для выделения участков дна, деформированных в результате реликтового ледового воздействия, которое может встречаться от глубин 40 м до сотен метров.

Таким образом, на шельфе арктических морей можно выделить: 1) области экзарационной опасности, формирование которых связано с современными процессами и 2) области кумулятивного экзарационного воздействия. В первом случае можно оценить вероятность опасности ледового воздействия на дно в соответствии с глубиной моря. Во втором случае рассматривается накопленное воздействие ледовых образований на дно: к районам потенциальной экзарационной опасности добавляются области, когда-либо подвергавшиеся ледовому воздействию (в том числе и древние) независимо от частоты встречаемости воздействия.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Данные по свойствам рельефа дна, основанные на ЦМР, могут применяться при решении широкого круга геоморфологических, геолого-геофизических, инженерных и других задач, имеющих фундаментальное и прикладное значения. Оперативная океанография является важной об-

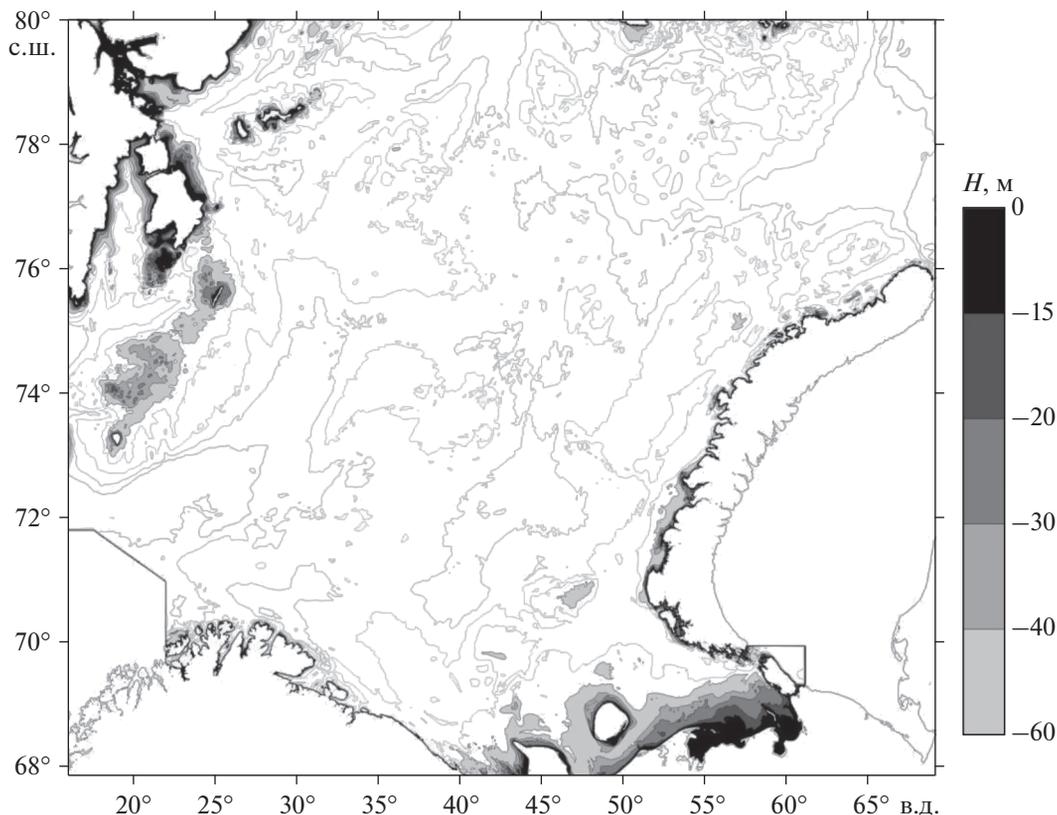


Рис. 4. Карта-схема районов экзарационного воздействия на дно Баренцева моря, выполнена на основе ЦМР [11].

ластью применения данных ЦМР дна и получаемых на их основе специализированных моделей.

Дальнейшее развитие цифровых тематических моделей имеет большие перспективы, в том числе при прогнозных построениях развития прибрежно-шельфовых зон и создании систем их комплексного управления, а также акустических расчетах в прикладных целях.

**Источник финансирования:** государственный заказ № 0149-2020-0006.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдеев А.И., Белокопытов В.Н. Морфометрические характеристики и расчлененность рельефа дна северной части Черного моря // Морской гидрофизический журн. 2011. № 4. С. 43–63.
2. Дмитриевский Н.Н., Ананьев Р.А., Либина Н.В., Росляков А.Г. Сейсмоакустические исследования верхней осадочной толщи и рельефа морского дна в морях Восточной Арктики в 57-м рейсе научно-исследовательского судна “Академик М.А. Лаврентьев” // Океанология. 2012. Т. 52. № 4. С. 617–620.
3. Зайончек А.В., Брекке Х., Соколов С.Ю. и др. Структура зоны перехода континент–океан северо-западного обрамления Баренцева моря (по данным 24–26-го рейсов НИС “Академик Николай Стрехов”, 2006–2009 гг.). Структура и история развития литосферы. М.: Paulsen, 2010. С. 111–157.
4. Ильин А.В., Аверьянов С.Б., Никифоров С.Л., Попов О.Е. Геоакустическое моделирование дна океана // Доклады XIII школы-семинара академика Л.М. Бреховских “Акустика океана”, совмещенной с XXIII сессией Российского акустического общества. М.: ГЕОС, 2011. С. 229–239.
5. Коваленко В.В., Зенин В.М., Телегин В.А., Хилько А.И. Проблемы оперативной океанографии прибрежных районов // Морские информационно-управляющие системы. 2018. № 1 (13). С. 28–36.
6. Ледяные образования морей Западной Арктики. Под ред. Зубакина Г.К. ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский центр, СПб.: ААНИИ, 2006. 272 с.
7. Миронюк С.Г., Иванова А.А., Колобакин А.А. Экстремальные глубины современного ледового выпаживания на шельфе северо-восточной части Баренцева моря // Информационно-аналитический сборник “Российские полярные исследования”. 2018. № 1. С. 12–14.
8. Никифоров С.Л., Кошель С.М., Либина Н.В. Цифровая модель рельефа дна Белого и Баренцева морей // Геоинформатика. 2018. № 2. С. 32–36.
9. Никифоров С.Л., Кошель С.М., Фроль В.В. Цифровая модель рельефа дна Белого моря // Вестник Московского университета. Сер. 5. География. 2012. № 3. С. 86–92.

10. Никифоров С.Л., Кошель С.М., Фроль В.В. и др. О методах построения цифровых моделей рельефа дна (на примере Белого моря) // *Океанология*. 2015. Т. 55. № 2. С. 326–336.
11. Никифоров С.Л., Попов О.Е., Попов В.А., Селезнев И.А. Концепция создания единой базы геоакустических данных морского дна и технологии геоакустического моделирования // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2010. Т. 3. № 3. С. 49–61.
12. Никифоров С.Л., Селезнев И.А., Попов В.А., Кошель С.М. Создание геомodelей рельефа морского дна для задач прикладной гидроакустики // *Освоение морских глубин*. М.: Изд. дом “Оружие и технологии”, 2018. С. 71–76.
13. Никифоров С.Л., Сорохтин Н.О., Кошель С.М., Лобковский Л.И. Морфоструктурный анализ и типизация рельефа шельфа // *Океанология*. 2018. Т. 58. № 2. С. 285–292.
14. Шарый П.А. Геоморфометрия в науках о земле и экологии, обзор методов и приложений // *Известия Самарского научного центра РАН*. 2006. Т. 8. № 2. С. 458–473.
15. Lecours V., Dolan M.F.J., Micallef A., Lucieer V.L. A review of marine geomorphometry, the quantitative study of the seafloor // *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 2016. V. 20 (8). P. 3207–3244.

## Digital Elevation Models of Bottom in Operational Oceanology System

N. V. Libina<sup>a, #</sup>, S. L. Nikiforov<sup>a</sup>

<sup>a</sup>*Shirshov Institute of oceanology Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

<sup>#</sup>*e-mail: lnatvit@mail.ru*

“Operation oceanology” understanding evaluation and prediction of variability of seabed environment and water state also. Successful functioning of this field must be used within interaction of all marine parameters. Seabed morphology as a main component interacted with water possible variations. Under these studies must be activated digital elevation model of seabed (DEM) that is also must be the component of marine geographic information system. These data are necessary for underwater environment processes understanding including within the field of hydroacoustic data due to effective functioning of the acoustic information processing algorithms. Methods of mathematical processing could create digital models directly that allows a wide range of surface characteristics analyses, including its morphometric ones. As a result seabed DEM can have wide applications, and could be as a main parameters that allows to systematize, typing, zoning of the seabed in a wide range of tasks, and in particular in operational oceanography also. In our work fixed some possible activating of DEM into some problems of operational oceanography (arctic shelf as an example).

**Keywords:** arctic shelf, digital elevation models, operational oceanology, geohazards, ice gouging, seabed morphology

## ПРИБОРЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

УДК 551.46.077

### АВТОМАТИЧЕСКИЙ ПОДЛЕДНЫЙ ЗОНД

© 2020 г. А. Г. Островский<sup>1, \*</sup>, А. Г. Зацепин<sup>1</sup>, Д. А. Швоев<sup>1</sup>,  
С. В. Волков<sup>1, 2</sup>, О. Ю. Кочетов<sup>1</sup>, В. М. Ольшанский<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

<sup>2</sup>Институт проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова РАН, Москва, Россия

\*e-mail: osasha@ocean.ru

Поступила в редакцию 28.05.2020 г.

После доработки 27.07.2020 г.

Принята к публикации 04.08.2020 г.

Автоматизированный мониторинг среды в российском секторе Арктики остро нуждается в новых эффективных технических средствах для долговременных измерений. С этой целью в ИО РАН разрабатывается автономная ледовая дрейфующая станция с автоматизированным подледным зондирующим аппаратом. Статья посвящена разработке носителя переменной плавучести, перемещающегося циклическим образом вверх-вниз в водной толще вдоль троса с грузом на нижнем конце, который опущен в майну во льду. Носитель разработан в первую очередь под акустический доплеровский профилограф течений. Он также комплектуется STD-зондом, производящим измерения солёности, температуры и давления воды. Совместный анализ эхо-сигналов, отраженных от поверхности раздела вода/лед, и данных измерений гидростатического давления позволяет определять осадку льда. Кроме того, совместная обработка данных измерений вертикального распределения скорости течения и плотности воды позволяет рассчитать значения числа Ричардсона и коэффициента вертикального турбулентного обмена массой. В статье представлены состав и конструкция аппарата. Приведена гидравлическая схема системы изменения плавучести носителя.

**Ключевые слова:** Арктика, автономный зондирующий аппарат, носитель переменной плавучести, акустический доплеровский профилограф течений, STD-зонд, осадка льда

**DOI:** 10.31857/S0030157420060106

#### 1. ВВЕДЕНИЕ

Настоящая работа выполнена в рамках темы по созданию автономной ледовой станции для мониторинговых измерений вертикального распределения параметров морской среды в Арктике, а также определения толщины льда и регистрации метеорологических характеристик в приводном слое воздуха, с возможностью оперативной передачи данных измерений по каналу спутниковой связи в удаленный центр мониторинга. Работы по схожей тематике интенсивно ведутся за рубежом последние 15–20 лет. США, Канада, ЕС и Япония развернули в Арктике сеть автоматических дрейфующих станций, в основном, с использованием мобильного профилографа Ice Tethered Profiler (ИТР) [15]. Начиная с 2004 г., один только Вудсхольский океанографический институт (США) запустил 109 аппаратов ИТР на дрейфующих льдах в целях долговременного круглогодичного мониторинга состояния водной среды Арктики (<https://www.who.edu/page.do?pid=20781>).

Автоматизированный мониторинг в российском секторе Арктики остро нуждается в эффективных отечественных технических средствах. Разрабатываемая автономная ледовая дрейфую-

щая станция будет состоять из двух частей – подледной и ледовой (рис. 1), а именно:

– подледного океанологического аппарата (далее – зонда), оснащенного измерительными датчиками и системой передачи данных, автоматически передвигающегося вверх-вниз по тросу, который вывешен с грузом с плавучего буя-держателя на припайном или дрейфующем льду,

– буя-держателя (вмораживаемого в лед) с метеостанцией и с системами спутниковой связи Гонец-М или Iridium и навигации GPS/Глонасс.

Ниже представлена конструкция зонда, автоматически погружающегося на глубину и поднимающегося к нижней границе льда, оснащенного комплектом океанологических датчиков, специально подобранных для длительных подледных измерений. Аппаратно-программный комплекс управления зондом и испытания зонда описаны в отдельной статье [4].

#### 2. КРАТКИЙ ОБЗОР И ТЕХНИЧЕСКИЕ ТРЕБОВАНИЯ К РАЗРАБАТЫВАЕМОЙ АППАРАТУРЕ

История систематического применения автономных автоматических профилографов водной

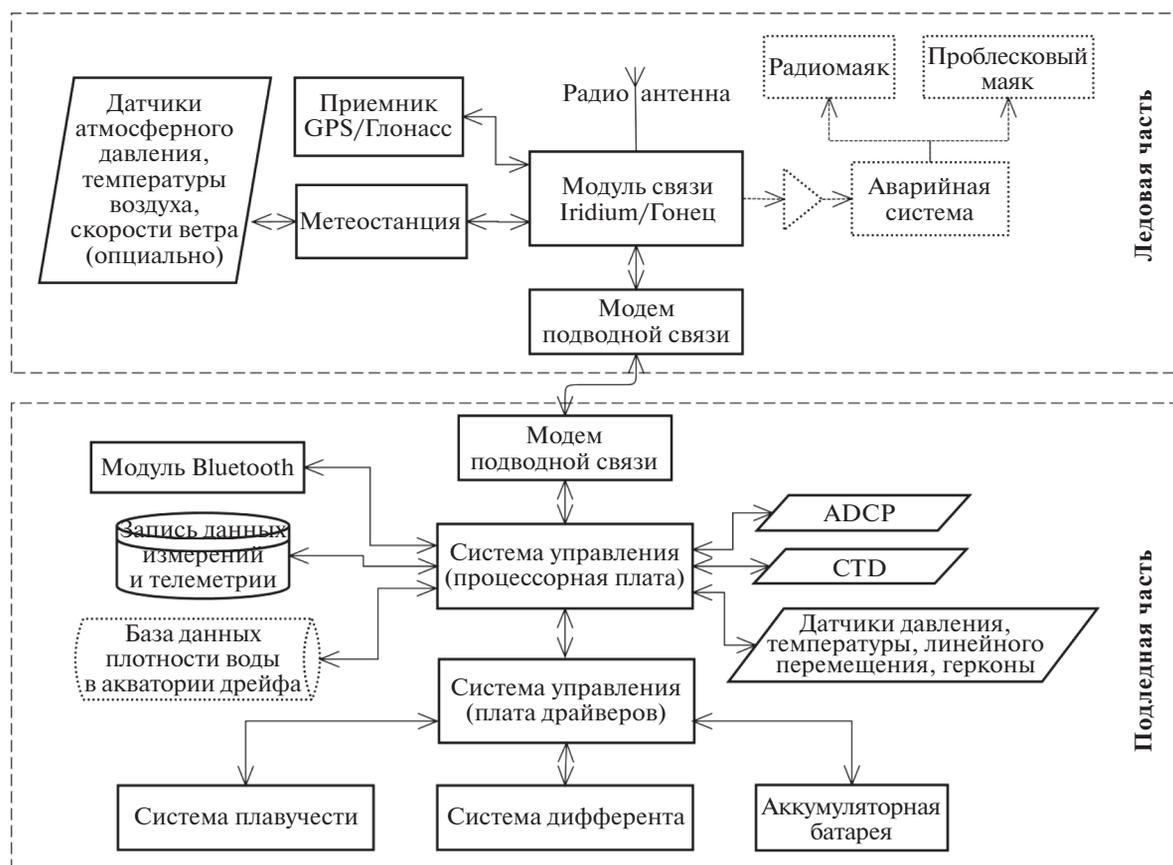


Рис. 1. Блок-схема автономной ледовой дрейфующей станции (обозначения по ГОСТу [2]).

среды в Арктике началась в 1983–1984 гг. с эксперимента MIZEX (Marginal Ice Zone Experiment) в проливе Фрама, где впервые были использованы аппараты Cyclesonde [16], уже зарекомендовавшие себя по океанографическим работам на морском шельфе. Этот аппарат двигался вверх-вниз по тросу заякоренной буйковой станции. В конструкцию аппарата Cyclesonde было заложено несколько оригинальных решений [17], некоторые из которых остаются актуальными до сих пор. В частности, аппарат имел переменную плавучесть за счет надува/сдува пузыря емкостью 600 см<sup>3</sup> сжатым гелием из акваланга, причем надув осуществлялся перед подъемом, а перед спуском газ стравливался в воду из пузыря. Ограниченный объем пузыря должен был обеспечивать выталкивающую силу, которая как минимум в 2 раза должна была бы превышать силу гидродинамического сопротивления в горизонтальном потоке воды. Из-за постоянного расхода газа автономность аппарата Cyclesonde была невысокой, продолжительность постановок буйковой станции, как правило, составляла несколько суток.

Чтобы минимизировать гидродинамическое сопротивление, обтекатель аппарата была придана вытянутая удобообтекаемая форма с вертикальным килем, а сам аппарат подвешивался к

тросу на ролике в горизонтальном положении, что способствовало его устойчивой ориентации в течении, при которой океанологические датчики производили измерения в набегающем потоке воды. В эксперименте MIZEX аппараты Cyclesonde с периодичностью 1 раз в час перемещались вверх-вниз вдоль тросов, вывешенных с льдин с грузом на конце, и производили зондирования верхней 200 м толщи воды в течение нескольких суток. В комплект океанологических датчиков каждого аппарата входили CTD-зонд и измеритель скорости течения с лопастной вертушкой типа ротора Савониуса с горизонтальной осью, принцип работы которой основан на зависимости скорости вращения лопастей вертушки от воздействия набегающего водного потока. Данные измерений записывались на магнитный носитель. Надводная часть такой станции, располагающаяся на льду, комплектовалась передатчиком ARGOS для отслеживания ее дрейфа.

В отличие от аппарата Cyclesonde, более современный прибор ITP, созданный по технологии McLane Moored Profiler [9], перемещается за счет электропривода, шкив которого катится по вертикально натянутому тросу вверх или вниз в зависимости от направления вращения мотора. Во избежание проскальзывания шкива используется

пружина, прижимающая его к тросу. Первоначально для прибора ИТР был разработан акустический доплеровский профилограф течений (англ. ADCP) TRDI DVS [9]. Однако этот измеритель мало использовался практически и недавно был снят с производства. Зондирующая система ИТР может измерять профили океанологических параметров до горизонта 800 м и более. Продолжительность автономной работы системы зависит от периодичности зондирований. Так, например, в экономном режиме работы при выполнении 1 цикла погружение/всплытие в сутки прибор может работать непрерывно один год и более. Обоим автономным зондирующим аппаратам Cyclesonde и ИТР перед постановками нужно придать такую массу, чтобы их плавучесть была близкой к нейтральной в гидрологических условиях исследуемых акваторий в целях обеспечения минимального по расходу энергии вертикального перемещения носителя вниз и вверх по тросу и экономии заряда батарей электропитания.

Работы по созданию отечественного автономного зондирующего аппарата были начаты в Московском авиационном институте (МАИ) по заказу ИО АН СССР. В 1979 г. в СКБ “Океан” МАИ был создан многофункциональный носитель гидрофизической аппаратуры, предназначенный для циклического зондирования водной толщи до 700 метров при погружениях-всплытиях по программе, предусматривающей возможность останова носителя на заданной глубине (<http://www.ainros.ru/kid/t3.pdf>). В ходе работ была изобретена система изменения плавучести носителя, которая позднее была взята за прототип системы изменения плавучести подводного аппарата [7]. К сожалению, нам не известны изделия, в которых было бы реализовано данное изобретение на практике, в частности, для работы подо льдом в Арктике. Российскими исследователями пока реализуется другой подход к проведению океанологических измерений в Арктике с помощью вмораживаемых в лед термокос на несущих дрейферах со спутниковым каналом связи, датчиками температуры воздуха и атмосферного давления [5]. Такие дрейферы могут рассматриваться не как альтернатива океанологической зондирующей системе, а лишь как дополнение к ней. Термокосы не измеряют профили солености и плотности вод, а также скорости течения и других важных параметров водной среды, таких как концентрация растворенного в воде кислорода, флуоресценция хлорофилла “а”, мутность. Кроме того, толщина слоя воды, который охватывается измерениями термокос, даже в перспективе не превышает 150 м. Необходимость зондирования до глубин 800–1000 м обусловлена хотя бы тем, что таким образом удается контролировать слой атлантических вод, которые являются основным источником тепла и соли для арктической водной среды. Созданный в России автономный зонд-профило-

граф Аквалог [6, 8], аналогичный по принципу работы аппарату [9], из-за своих массо-габаритных характеристик не удобен для работы со льда.

С 2018 г. ИО РАН ведет разработку нового зонда, пригодного для подледных измерений. Перед разработчиками была поставлена задача создания аппарата, перемещающегося вверх/вниз вдоль троса, опущенного со льда, с грузом на нижнем свободном конце. Причем в дополнение к тем функциям, которые имеют приборы Cyclesonde и ИТР, новый аппарат должен: а) обеспечивать измерения глубины осадки льда, б) обеспечивать измерения вертикального профиля скорости течения с условием минимизации измерительного шума из-за вибрации троса, в) передавать данные измерений на надводный модуль, располагающийся сверху на льдине. Зонд должен иметь ресурс батарей для автономной работы по продолжительности, сопоставимой с зондирующей системой ИТР. Рабочая глубина зонда должна быть не менее 800 м.

Исходя их поставленных задач по составу измерений, новый аппарат целесообразно оснастить ADCP. Следует отметить, что в настоящее время для измерений осадки льда используются не только специальные сонары [1, 11, 14], но и акустические доплеровские профилографы течений в комбинации с прецизионными датчиками гидростатического давления [10, 13]. ADCP, помимо применения по своему прямому назначению, может рассматриваться в качестве прибора, позволяющего дистанционно снизу зондировать ледяной покров. Сонары и ADCP в составе донных станций имеют ограничения на глубину района постановки из-за небольшой дальности акустического зондирования (обычно 20–50 м) с достаточно высоким вертикальным разрешением, хотя есть сонар с максимальной дальностью 175 м (<https://aslenv.com/ips.html>). Другое дело, если установить акустический измеритель на носитель, который может подниматься из глубины к ледяному покрову. Поэтому, в контексте поставленных в данной работе задач, новый зонд должен в первую очередь проектироваться как носитель ADCP.

Учитывая опыт предыдущих разработок, следует отметить, что аппарат ИТР, движущийся с помощью электропривода, плохо приспособлен для измерений скорости течения. Корпус этого аппарата имеет цилиндрическую форму, он устанавливается в вертикальном положении. Как известно, за цилиндром в сильном течении возникают вихри, которые, отрываясь от цилиндра, вызывают его колебания. Кроме того, аппарат ИТР устанавливается на трос с помощью направляющих роликов так, что он касается троса на сегментах окружностей 3 роликов: верхнего и нижнего направляющих роликов, а также шкива электропривода в центре. Трос натянут вертикально под тяжестью груза, который сам может колебаться, как маятник, под влиянием внутренних волн.

**Таблица 1.** Затраты электроэнергии на увеличение плавучести поплавка APEX при подъеме с глубины 800 м по данным (<http://runt.ocean.washington.edu/swift/JES-ApexSbe-energy-budget/node2.html>)

Внешнее давление, бар	Объем перекачиваемого балласта, мл	Затраты электроэнергии	
		Дж	Вт час
80	31	1135	0.315
45	44	1260	0.350
5	66	1339	0.372
0	16	310	0.086
Итого	157	4044	1.122

Трос может вибрировать, как струна, которую дергают за нижний конец. Колебания и вибрация троса воздействуют на аппарат ИТР, который испытывает сложную качку, например, конусообразную. Колебания аппарата происходят в основном в диапазоне частот 10–0.1 Гц. Низкочастотные колебания частично удавалось учитывать при измерениях скорости с помощью ADCP TRDI DVS благодаря наличию в нем двухосевого инклинометра и компаса с частотой опроса 15 Гц. Однако этот измерительный прибор больше не производится. Ближайший аналог, Nortek Aquadopp HR Profiler, поддерживает частоту измерений 8 Гц. Этого не вполне достаточно для выделения высокочастотных колебаний носителя.

По вышеназванным причинам целесообразно отказаться от вертикального расположения носителя по схеме ИТР и вместо этого воспользоваться схемой горизонтального расположения аппарата, подобной Cyclesonde. Причем подвес носителя на тросе должен быть максимально свободным, то есть, по возможности, без постоянного тесного контакта деталей аппарата с тросом. Это возвращает нас к технологии аппарата с переменной плавучестью, который стабилизирован гидродинамически в потоке воды. В таком случае трос будет проходить свободно через каретку на раме носителя и, следовательно, его колебания под воздействием вибрации троса должны уменьшаться.

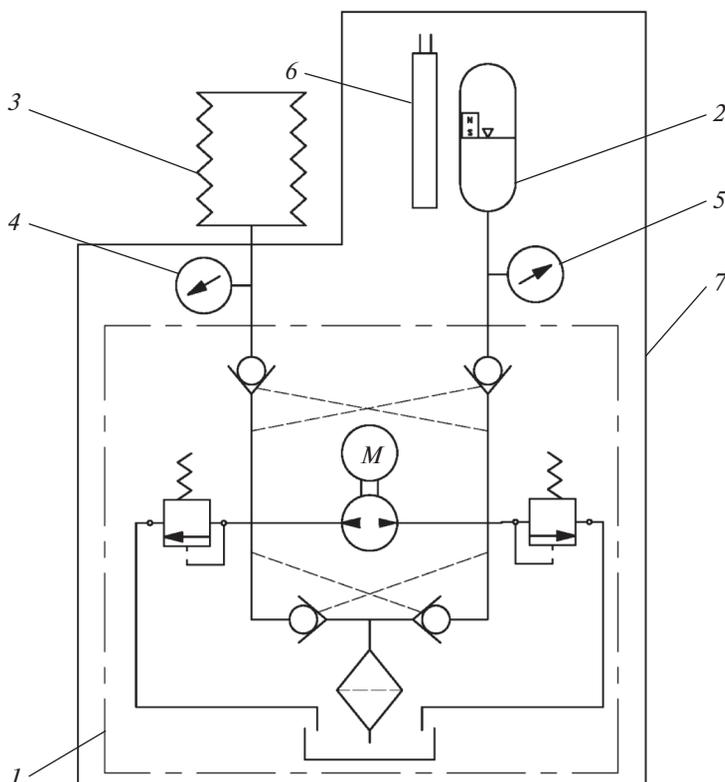
Сравним энергетические затраты на перемещение аппаратов с электроприводом типа Аквалог и буйв-профиломеров АРГО с системой изменения плавучести. В заякоренном мобильном профилографе Аквалог [6] электромеханический привод обеспечивает вертикальное перемещение аппарата по ходовому тросу (буйрепу) буйковой станции за счет вращения приводного ролика, взаимодействующего с поверхностью ходового троса. Тяговое усилие привода достигает 30–40 Н, что позволяет аппарату перемещаться вверх-вниз по тросу при скорости набегающего течения до 0.6–0.7 м/с. Потребляемая аппаратом мощность растет с увеличением скорости движения носителя относительно воды  $V$  пропорционально  $V^3$  [8], но при  $V \leq 0.2$  м/с не превышает 3–4 Вт. В условиях слабых течений типичная скорость вертикального движения носителя равна 0.2 м/с, а затраты электроэнергии на его перемещение растут ли-

нейно с увеличением пройденного пути: для подъема с глубины 100 м до приповерхностного слоя они составляют минимум 0.25–0.3 Вт ч, а с глубины 800 м – 2–2.4 Вт ч. Свободно дрейфующие поплавки APEX типа АРГО перемещаются вверх-вниз между батиметрией и поверхностью моря благодаря изменяемой плавучести. Затраты электроэнергии на подъем дрейфующего поплавка с изменяемой плавучестью APEX с глубины 800 м равны 1.1–1.2 Вт ч (таблица 1). Таким образом, при достаточно глубоком зондировании эффективность системы плавучести (без учета трения при касании троса), по сравнению с электроприводной системой, оказывается вдвое выше.

### 3. СИСТЕМА ПЛАВУЧЕСТИ ЗОНДА

Система плавучести определяет массогабаритные характеристики аппарата. Например, длину прочного корпуса буйв-профиломера АРГО задает в основном длина одноцилиндрового гидравлического поршневого насоса с выдвинутым штоком. Объем насоса буйв АРГО составляет примерно 200 см<sup>3</sup>, что для аппарата, перемещающегося по тросу, было бы недостаточно, как показывает опыт использования аппарата Cyclesonde, у которого первоначально объем внешней расширительной емкости (пузыря) составлял 400 см<sup>3</sup>, но позже был увеличен до 600 см<sup>3</sup>. Поршневой гидравлический насос объема 600 см<sup>3</sup> был бы слишком громоздким и тяжелым для разрабатываемого нами подводного зонда. Поэтому было решено использовать гидравлический шестеренчатый насос высокого давления не менее 8 МПа. При этом насос может быть низкого расхода в пределах 1–10 см<sup>3</sup>/с, но реверсивным, обеспечивающим перекачку рабочей жидкости в наружную расширительную емкость и обратно в прочный корпус.

Однако шестеренчатые насосы высокого давления, как правило, не могут начать перекачку, если нет давления жидкости во входной магистрали. По этой причине в некоторых подводных аппаратах системы плавучести дополняют стартовым насосом низкого давления. Нами предложена гидравлическая схема (рис. 2) без контура предварительной подкачки рабочей жидкости на стороне всасывания из внутреннего резервуара в



**Рис. 2.** Гидравлическая схема автоматического подледного зонда (обозначения по ГОСТу [3]): 1 – гидроагрегат, включающий насос с мотором (обозначен буквой М), предохранительные и запорные клапаны, фильтр, слив, 2 – пневмогидроаккумулятор, 3 – наружная расширительная емкость, 4 – датчик высокого давления, 5 – датчик низкого давления, 6 – датчик положения поршня, 7 – прочный корпус.

шестеренчатый насос. В качестве внутреннего резервуара рабочей жидкости применен пневмогидроаккумулятор емкостью 800 см<sup>3</sup>, изготовленный из хонингованной тонкостенной трубы, выдерживающий внутреннее давление до 0.6 МПа. За счет давления воздуха в пневмогидроаккумуляторе создается напор рабочей жидкости в магистрали низкого давления.

В состав системы плавучести входят следующие основные части (рис. 2):

- гидроагрегат, включая гидравлический насос;
- пневмогидроаккумулятор;
- гидравлическая магистраль высокого давления;
- гидравлическая магистраль низкого давления;
- наружная расширительная емкость.

Современные гидроагрегаты, пригодные по своим характеристикам для разрабатываемого зонда, представляют собой компактные сборки, включающие в себя:

- мотор постоянного тока,
- реверсивный шестеренчатый насос,
- вспомогательный резервуар для рабочей жидкости,
- фильтр рабочей жидкости,

- предохранительные клапаны, работающие при превышении порогового значения напора рабочей жидкости, в нашем случае 10 МПа,

- гидравлические замки, перекрывающие движение жидкости в одном из направлений,

- монтажную плиту.

В монтажной плите имеются гидравлические магистрали и отверстия для установки мотора и насоса. На монтажной плите на одной стороне расположен мотор, а с противоположной стороны – насос внутри резервуара с рабочей жидкостью, который герметично крепится к монтажной плите. При такой компоновке вал насоса проходит насквозь через отверстие в монтажной плите и соединен с валом мотора с помощью муфты. Габариты гидроагрегата зависят не только от размеров резервуара, длины электропривода, но также от конструкций клапанов и способа их монтажа. В нашем случае как предохранительные клапаны, так и гидравлические замки, управляемые давлением рабочей жидкости (см. рис. 2), встроены в монтажную плиту. Также использованы элементы защиты и резервирования с целью обеспечения надежности.

Управление расходом рабочей жидкости осуществляется с высокой точностью (не хуже 2 см<sup>3</sup>)

с помощью линейки датчиков Холла, регистрирующих положение поршня во внутреннем резервуаре — пневмогидроаккумуляторе. Для дублирования контроля расхода используется датчик низкого давления, установленный во внутреннем резервуаре; время отклика датчика — менее 0.2 мс и точность —  $\pm 0.25\%$  от полной шкалы. Точные данные об объеме жидкости во внутреннем резервуаре, а, значит, и в наружной расширительной емкости необходимы для контроля баланса сил плавучести и силы тяжести зонда, если нужно, чтобы он вышел на заданный горизонт глубины, плотность воды на котором может быть заранее известна. Второй датчик давления смонтирован на штуцере, который соединяет насос с магистралью высокого давления, ведущей к наружной расширительной емкости. Фактически второй датчик давления измеряет гидростатическое давление, контролируя глубину погружения.

Наружная расширительная емкость имеет шарообразную форму, она изготовлена из маслостойкой резины. В качестве рабочей жидкости используется масло для всесезонной эксплуатации в гидроприводах и гидравлических системах машин, которое имеет вязкостные, антиокислительные, противоизносные, антикоррозионные, низкотемпературные и антипенные свойства, в том числе, кинематическую вязкость при  $50^\circ\text{C}$  не менее  $10.0 \text{ м}^2/\text{с}$ , при  $-40^\circ\text{C}$  не более  $1500 \text{ м}^2/\text{с}$ , температуру застывания не выше  $-60^\circ\text{C}$ , индекс вязкости не менее 160, плотность при  $20^\circ\text{C}$  не более  $865 \text{ кг}/\text{м}^3$ .

Система плавучести экспериментального образца зонда обеспечивает следующие характеристики по назначению:

- изменение объема носителя в диапазоне  $-4 \times 10^{-4} - 4 \times 10^{-4} \text{ м}^3$ ,
- погрешность изменения объема носителя  $2 \times 10^{-6} \text{ м}^3$ ,
- диапазон скорости изменения объема носителя  $0 - 8 \times 10^{-6} \text{ м}^3/\text{с}$ ,
- выход на рабочий режим перекачки рабочей жидкости со старта 6 с, выключение 0.1 с.

#### 4. КОНСТРУКЦИЯ НОСИТЕЛЯ С ПЕРЕМЕННОЙ ПЛАВУЧЕСТЬЮ

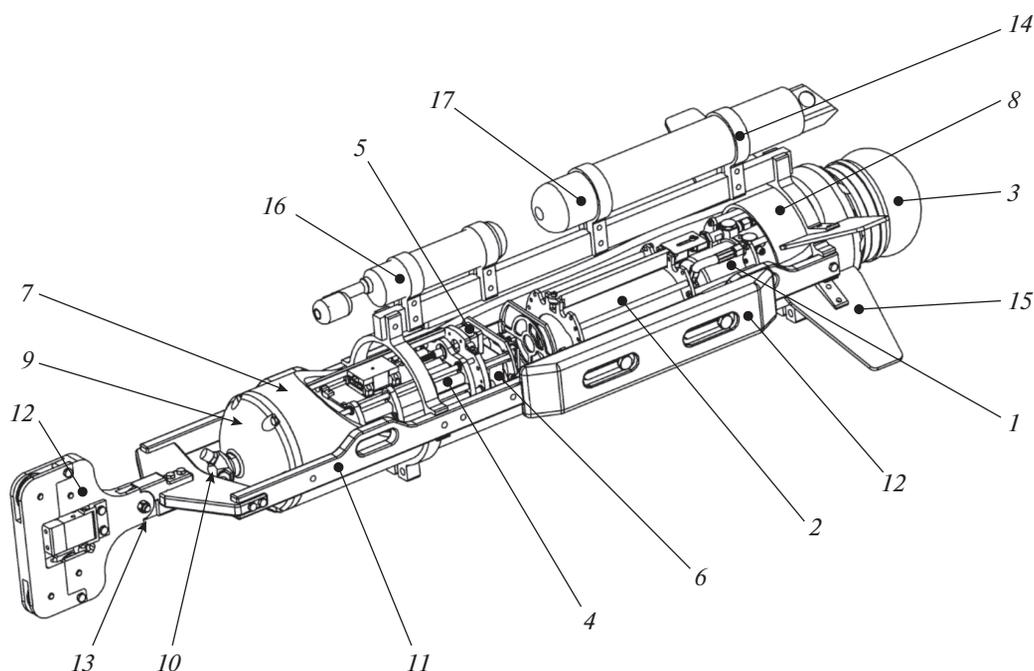
Оборудование носителя размещено в цилиндрическом корпусе (рис. 3). Корпус заглушен полусферическими крышками из полиацетали марки ПОМ-С. Длина корпуса с крышками составляет 1.2 м, диаметр 0.2 м. Корпус имеет двухслойную конструкцию: в герметичный контейнер из ПОМ-С вставлена тонкостенная гильза из алюминиевого сплава, что обеспечивает прочность, необходимую для погружения до глубины 2000 м. На передней крышке смонтированы разъемы для подключения океанологических измери-

тельных приборов: ADCP, CTD-зонда, а также для подключения модема подводной связи.

На задней крышке корпуса установлена наружная расширительная емкость (рис. 3). При перекачке балласта в системе плавучести происходит перемещение как центра массы, так и центра вытеснения зонда (точки приложения архимедовой силы). При погружении на нижний горизонт наружная емкость должна быть пустой, а зонд должен находиться в горизонтальном положении в устойчивом равновесии, что достигается путем совмещения положения центра вытеснения и центра массы на продольной оси зонда. Отметим, что для устойчивости центр вытеснения всегда должен располагаться над центром массы. Для подъема нужно придать зонду положительную плавучесть, перекачав рабочую жидкость в наружную расширительную емкость. При этом как центр масс, так и центр вытеснения смещаются подальше от ходового троса. Однако это смещение происходит на разную величину. Также при подъеме появляется составляющая силы гидродинамического сопротивления, направленная вниз, что может приводить к дифференту аппарата. По достижении верхнего горизонта зондирования рабочая жидкость перекачивается из наружной расширительной емкости во внутренний резервуар носителя, поэтому центры масс и вытеснения перемещаются ближе к ходовому тросу. При погружении возникает составляющая силы гидродинамического сопротивления, направленная вверх. Желательно, чтобы аппарат погружался и всплывал с небольшой скоростью, поскольку вертикальная составляющая силы гидродинамического сопротивления пропорциональна квадрату скорости движения аппарата относительно воды.

Для компенсации наклона зонда в вертикальной плоскости в носителе предусмотрена система дифферента, позволяющая быстро перемещать аккумуляторную батарею массой примерно 2.5 кг (рис. 3) параллельно продольной оси аппарата. Прецизионное линейное перемещение батареи в пределах 0.1 м осуществляется с помощью шагового актуатора. Точность смещения и скорость перемещения составляют порядка  $10^{-3} \text{ м}$  и  $10^{-2} \text{ м}/\text{с}$  соответственно. Чтобы наклон зонда не зависел от наклона троса, в конструкции каретки рамы носителя предусмотрен поворотный узел с консолью из ПОМ-С (рис. 3). Этот узел также необходим при постановке и подъеме носителя на лед из майны после завершения миссии. В последнем случае линейный актуатор перемещает батарею в предельное положение ближе к хвостовой части так, что носитель принимает вертикальное положение, повиснув на поворотном узле.

Батарея представляет собой сборку литий-ионных аккумуляторов и имеет номинальное напряжение 24.6 В и емкость около 700 Вт ч. Электронный модуль управления аппаратом распола-



**Рис. 3.** Чертеж общего вида подводного зонда: 1 – насос, 2 – пневмогидроаккумулятор, 3 – наружная расширительная емкость, 4 – батарея, 5 – мотор линейного актуатора, 6 – место установки электронного модуля, 7 – герметичная оболочка корпуса, 8 – прочная гильза корпуса, 9 – крышка корпуса, 10 – узел с подводными разъемами, 11 – рама, 12 – каретка, 13 – поворотный узел, 14 – хомут, 15 – стабилизаторы, 16 – CTD, 17 – ADCP.

гается между внутренним резервуаром с рабочей жидкостью и батареей. Этот модуль, помимо своей основной функции управления работой носителя, осуществляет обмен командами и данными с океанологическими измерительными приборами (см. статью [4]).

Океанологические измерительные приборы, в данном случае RBR CTD и Nortek Aquadopp HR ADCP, установлены снаружи на раме над носителем так, как показано на рис. 3. Оба прибора имеют небольшие габариты и массу в воде (использован Aquadopp HR ADCP в безбатарейном укороченном корпусе). Оба подключены к системе управления зондом. CTD RBRbrevio обеспечивает возможность измерений температуры, электропроводности и давления с частотой не ниже 4 Гц. Стоит отметить, что, в дальнейшем используя CTD RBRconcerto, можно будет дополнительно подсоединять еще два датчика из тех, что предлагаются производителем (см. <https://rbr-global.com/products/standard-loggers/rbrduo-ct>). ADCP в горизонтальном положении может проводить измерения при угле наклона прибора до 30°. Измерительная головка бокового обзора оснащена тремя трансдюсерами. ADCP установлен так, что акустические лучи направлены вверх под углами 25° к вертикальной оси. ADCP измеряет вертикальный профиль скорости течения над зондом на удалении до 4 м, при вертикальном разрешении 0.03 м. Измерения проводятся с частотой 8 Гц на несущей частоте 2 МГц. Обработка этих дан-

ных совместно с данными датчика давления RBR CTD позволяет определить заглублиение нижней кромки льда, построить распределение скорости течения и эхограмму в координатах глубина–время. Кроме того, совместная обработка данных измерений вертикального распределения скорости течения и плотности воды позволяет рассчитать значения числа Ричардсона и коэффициента вертикального турбулентного обмена массой [12].

Герметичный корпус носителя закреплен на раме с помощью двух хомутов. Рама и хомуты изготовлены из высокомолекулярного полиэтилена. Зонд полностью коррозионностойкий, весь крепеж сделан из полиамида и нержавеющей стали марки А4 (316). На боковые продольные рейки рамы устанавливаются накладки-плавучести из синтактика так, что с их помощью можно регулировать положение центра масс. Сзади на раме устанавливается оперение для стабилизации зонда в горизонтальном течении. Спереди на дышле рамы имеется кронштейн с кареткой для навешивания на ходовой трос. В каретке установлены два ролика, которые уменьшают трение при касании о трос. В целом зонд вместе с океанологическими измерительными приборами весит не более 60 кг в воздухе и имеет плавучесть, близкую к нейтральной в морской воде. В варианте использования прибора на мелкой воде до глубины 300 м допускается использование однослойного корпуса без упрочняющей гильзы, что позволяет облегчить зонд примерно на 10 кг.

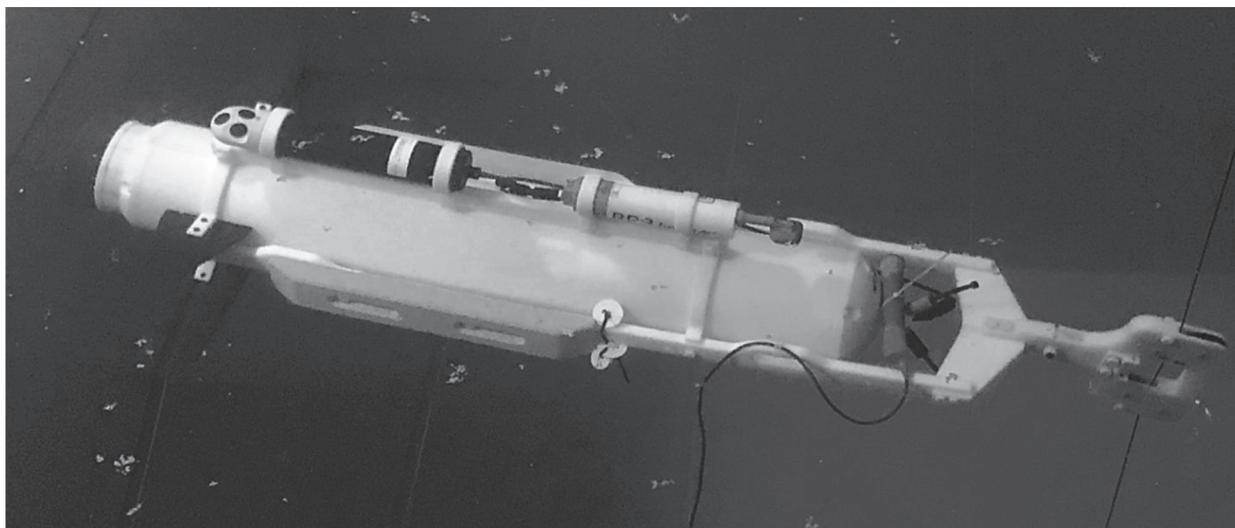


Рис. 4. Фото автоматического подледного зонда в испытательном бассейне.

В июне–июле 2020 г. были проведены предварительные испытания изделия (рис. 4) в испытательном бассейне и полунатурные испытания в морских условиях. При подъеме с горизонта 55 м было перекачено  $600 \text{ см}^3$  рабочей жидкости в наружную расширительную емкость за примерно 370 с. За это время аппарат поднялся до горизонта 45 м, а далее свободно всплывал к поверхности моря. При перекачке рабочей жидкости ток в электрической цепи гидроагрегата достигал 450 мА. Общие затраты энергии на время выполнения цикла погружение/всплытие, работу системы дифферентовки, а также работу зонда СТД составили около 3.8 Вт ч. Скорость перемещения зонда вниз составила 0.11 м/с, вверх – 0.05 м/с. Качение аппарата было незначительным в пределах  $5^\circ$ . По результатам испытаний определены задачи по разработке изделия.

## 5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящее время большая часть данных о течениях в Мировом океане и его морях собирается с помощью ADCP. Этот подход оказался наиболее эффективным по величине затрат на единицу объема получаемой информации. Создание носителя ADCP, обеспечивающего в полной мере применение акустического доплеровского метода, – важная задача развития морской техники. Данное исследование отчасти направлено на улучшение отношения сигнал/шум и на повышение вертикального разрешения подводных акустических измерений. Экспериментальный образец автоматического подледного аппарата разрабатывался как совместный носитель ADCP и СТД-зонда. В конструкции нового носителя удалось избавиться от нескольких недостатков предшествующих разработок аналогичной по назначению океанологической техники. В отличие от

аппарата Cyclesonde, созданного в 1970–80-х гг., разработанный нами зонд имеет ресурс автономной работы на порядок больший, а также на порядок большую рабочую глубину. В отличие от аппарата ИТР разработки начала 2000-х гг. наш носитель устойчив в течении и при наличии хвостового обтекателя не подвержен колебаниям из-за отрыва вихрей при обтекании потоком воды.

Применение ADCP на автоматическом подледном носителе дает возможность квази-непрерывно регистрировать поверхность раздела лед/вода в течение нескольких месяцев, что дает определенную надежду на оптимизацию состава ледовых измерительных систем в будущем. В свою очередь, использование СТД-зонда на разработанном носителе позволит регистрировать долговременные изменения термохалинной структуры вод в Арктике и оценивать текущие значения тепло- и солезапаса в слое атлантических вод и выше него. Разработанный нами зонд будет полезен также для регистрации тонкой структуры процессов перемешивания вод, а также для обнаружения звукорассеивающих слоев в водной толще. Заложенные в зонде возможности позволят применять его не только для подледных исследований, но и для глубоководных. В этом случае аппарат может использоваться в составе автономной приповерхностной буйковой станции. Таким образом, разработана конструкция подводного зонда-профилографа нового поколения, обеспечивающего долговременные и потенциально наилучшие по точности измерения вертикального профиля скорости течения, а также профилей температуры, солености, плотности и, опционально, других параметров водной среды.

**Источник финансирования.** Работа выполнена в рамках государственного задания № 0149-2019-0011 и гранта РФФИ № 18-05-60124\_Арктика.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Балакин Р.А., Вилков Г.И. Исследование акустических свойств морского льда, покрытого снегом // Лед и Снег. 2018. Т. 58. № 3. С. 387–395. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-3-387-395>
2. ГОСТ 19.701-90 ЕСПД. Схемы алгоритмов, программ, данных и систем. Обозначения условные и правила выполнения. Москва: Издательство стандартов, 1991. 26 с.
3. ГОСТ 2.781-96 ЕСКД. Обозначения условные графические. Аппараты гидравлические и пневматические, устройства управления и приборы контрольно-измерительные. Москва: Издательство стандартов, 2004. Переиздание. 16 с.
4. Кочетов О.Ю., Волков С.В. и др. Система управления автоматического подледного зонда // Океанология. 2021 (сдана в печать).
5. Мотыжев С.В., Лунев Е.Г., Толстошеев А.П. Опыт применения автономных дрейфтеров в системе наблюдений ледовых полей и верхнего слоя океана в Арктике // Морской гидрофизический журн. 2017. № 2. С. 54–68.
6. Островский А.Г., Зацепин А.Г., Соловьёв В.А. и др. Автономный мобильный аппаратно-программный комплекс вертикального зондирования морской среды на заякоренной буйковой станции // Океанология. 2013. Т. 53. № 2. С. 259–268.
7. Татаренко Е.И., Смирнов В.Д., Купер В.Я., Рубцов М.Г. Система для изменения плавучести подводного аппарата // Патент на изобретение. ФИПС РФ. 2016. № RU 2602640 С1. Дата начала отсчета срока действия патента 29.04.2015. Опубликовано: 20.11.2016. Бюл. № 32.
8. Carlson D.F., Ostrovskii A., Kebkal K., Gildor H. Moored automatic mobile profilers and their applications // In: Oren, G. (Ed.), *Advances in Marine Robotics*. Lambert Academic Publishing. 2013. P. 169–206, ISBN: 978-3-659-41689-7.
9. Krishfield R., Toole J., Proshutinsky A., Timmermans M.-L. Automated ice-tethered profilers for seawater observations under pack ice in all seasons // *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. 2008. V. 25. № 11. P. 2091–2105. <https://doi.org/10.1175/2008JTECH0587.1>
10. Magnell B., Ivanov L., Siegel E. Measurements of ice parameters in the Beaufort Sea using the Nortek AWAC acoustic Doppler current profiler // *Oceans 2010 MTS/IEEE Seattle*, Seattle, WA. 2010. P. 1–8. <https://doi.org/10.1109/OCEANS.2010.5664016>
11. Melling H. Sound scattering from sea ice: Aspects relevant to ice-draft profiling by sonar // *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. 1998. V. 15. № 4. P. 1023–1034.
12. Podymov O., Zatsepin A., Kubryakov A., Ostrovskii A. Seasonal and interannual variability of vertical turbulent exchange coefficient in the Black Sea pycnocline in 2013–2016 and its relation to variability of mean kinetic energy of surface currents // *Ocean Dynamics*. 2020. V. 70. P. 199–211. <https://doi.org/10.1007/s10236-019-01331-w>
13. Shcherbina A.Y., Rudnick D.L., Talley L.D. Ice-draft profiling from bottom-mounted ADCP data // *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. 2004. V. 22. № 8. P. 1249–1266.
14. Strass V. Measuring sea ice draft and coverage with moored upward looking sonars // *Deep-Sea Research*. 1998. V. 45. № 4–5. P. 795–818. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(97\)00065-4](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(97)00065-4)
15. Toole J.M., Krishfield R.A., Timmermans M.-L., Proshutinsky A. The ice-tethered profiler: Argo of the Arctic // *Oceanography*. 2011. V. 24. № 3. P. 126–135. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2011.64>
16. Van Leer J. An automatic Arctic profiling system for oceanography under ice // *OCEANS '85 – Ocean Engineering and the Environment*, San Diego, CA, USA, 1985. P. 433–436.
17. Van Leer J., Düing W., Erath R., Kennelly E., Speidel A. The cyclesonde: an unattended vertical profiler for scalar and vector quantities in the upper ocean // *Deep-Sea Research*. 1974. V. 21. № 5. P. 385–386. [https://doi.org/10.1016/0011-7471\(74\)90043-6](https://doi.org/10.1016/0011-7471(74)90043-6)

## Automatic Profiling System for under Ice Measurements

A. G. Ostrovskii<sup>a, #</sup>, A. G. Zatsepin<sup>a</sup>, D. A. Shvoev<sup>a</sup>,  
S. V. Volkov<sup>a, b</sup>, O. Yu. Kochetov<sup>a</sup>, V. M. Olshanskiy<sup>b</sup>

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

<sup>b</sup>Severtsov Institute of Ecology and Evolution, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

<sup>#</sup>e-mail: osasha@ocean.ru

The article is devoted to the development of an autonomous profiling system for measurements of the water environment under ice. The system moves up and down in the water column along a cable with a load at the lower end, which is lowered into a lane in the ice. The system carrier is designed for transporting an acoustic Doppler current profiler and a probe for salinity, temperature and pressure. The system will be useful for long-term measurements of vertical profiles of the current speed and of the marine environment parameters, as well as for measurements of the ice thickness. The article describes in detail the structure and operation of the system. The hydraulic scheme of the carrier buoyancy system is presented.

**Keywords:** Arctic, autonomous profiling apparatus, variable buoyancy, acoustic Doppler current profiler, ice thickness

УДК 551.46+551.352

## ИССЛЕДОВАНИЕ СОВРЕМЕННОЙ ЛАТЕРАЛЬНОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ НА КОНТИНЕНТАЛЬНОМ СКЛОНЕ АРГЕНТИНЫ В 79-м РЕЙСЕ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО СУДНА “АКАДЕМИК МСТИСЛАВ КЕЛДЫШ”

© 2020 г. Е. В. Иванова<sup>1, \*</sup>, Д. Г. Борисов<sup>1</sup>, И. О. Мурдмаа<sup>1</sup>, Н. А. Беляев<sup>1</sup>,  
Т. Ф. Зингер<sup>1</sup>, Н. В. Немченко<sup>1</sup>, Н. В. Симагин<sup>1</sup>, А. А. Сипко<sup>1</sup>, Н. А. Шульга<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

\*e-mail: e\_v\_ivanova@ocean.ru

Поступила в редакцию 09.04.2020 г.

После доработки 21.05.2020 г.

Принята к публикации 22.06.2020 г.

Приведены сведения о литолого-палеоокеанологических исследованиях на континентальном склоне Аргентинской Патагонии в 79-м рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш” в марте 2020 г. Обсуждаются предварительные результаты.

**Ключевые слова:** каньоны, контуритовые террасы, Антарктические донные воды, глауконит

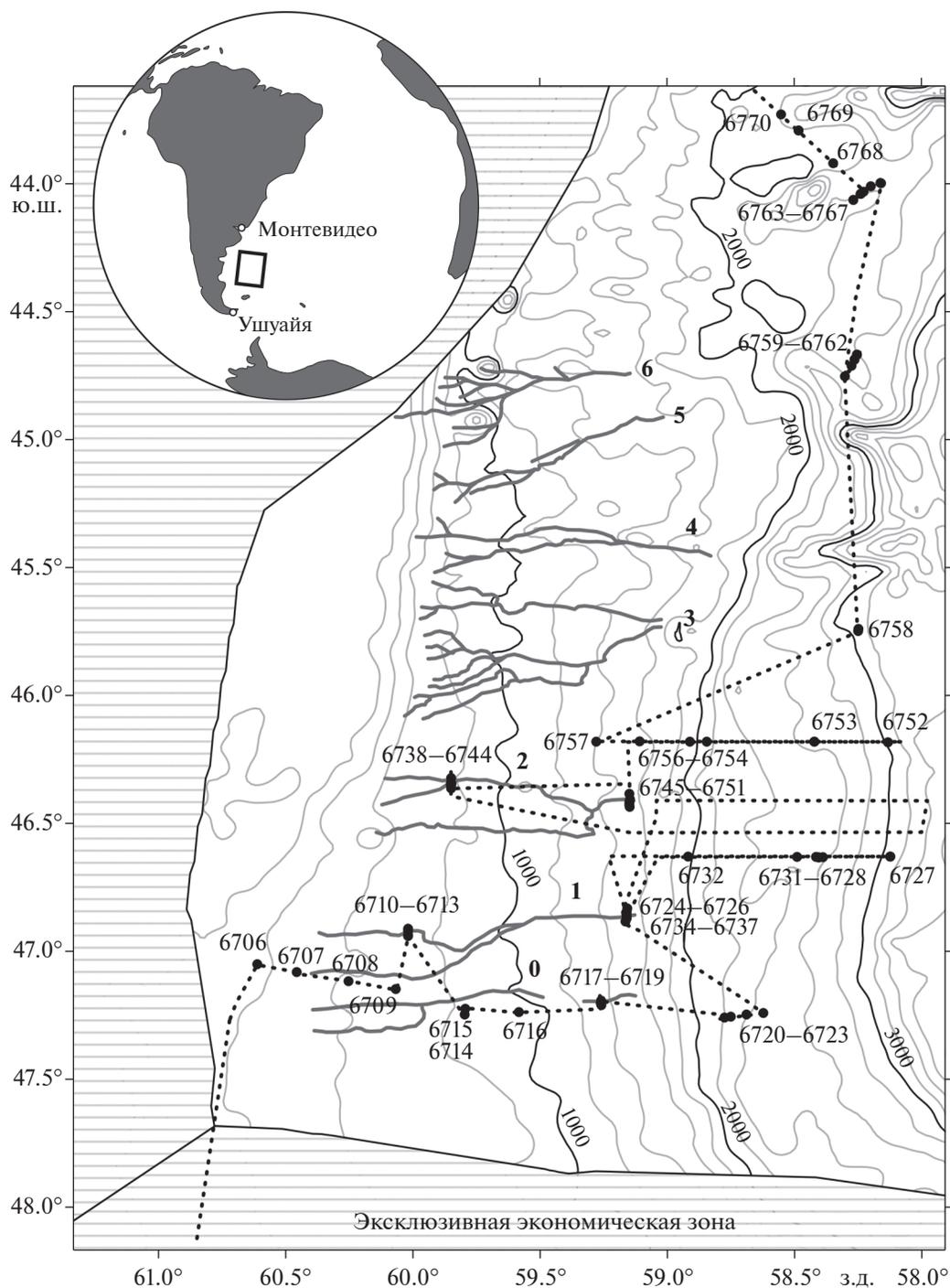
**DOI:** 10.31857/S0030157420050081

На 4-м этапе 79-го рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш” в соответствии с утвержденной Министерством науки и образования Российской Федерации экспедиционной программой проведены литологические, стратиграфические и палеоокеанологические исследования с целью изучения процессов латеральной седиментации и палеоциркуляции на континентальном склоне Аргентинской Патагонии. Заборные работы проводились с 10 по 19 марта 2020 г. на переходе из порта Ушуйя (Аргентина) в порт Монтевидео (Уругвай), в пределах  $47^{\circ}30'–43^{\circ}15'$  ю.ш. и  $60^{\circ}45'–58^{\circ}$  з.д. (рис. 1).

**Цель экспедиционных работ на полигоне Патагония** – сбор материалов для изучения процессов современного и голоценового осадконакопления на контуритовых террасах [1, 2], в подводных каньонах и каналах континентального склона [3–5]. Задачи: отбор проб донных осадков на поперечных профилях через каньоны для сопоставления распространения фаций в каньонах по сравнению с террасами и анализа современной активности и истории формирования каньонов; изучение необычайно обширного распространения глауконита на глубинах до 2–3 км на террасе Пьедра Буэна [1]; отбор проб взвеси для изучения переноса осадочного материала в придонном нефелюидном слое.

**Основные виды и объем работ.** Отбор колонок донных осадков проводился на 12 станциях короткой ударной трубкой (с внутренним диамет-

ром 96 мм), сконструированной на борту судна Н.А. Беляевым. Пробы верхнего слоя осадков получены на 51 станции дночерпателем “Океан 0.25”, из ненарушенных осадков вырезаны монолиты. На пяти поперечных батиметрических профилях через каньоны континентального склона отобрано 28 монолитов и дночерпательных проб донных осадков, в том числе с крупными обломками горных пород и бентосной макрофауны. 14 колонок донных осадков длиной до 96 см отобраны в основном в северной части полигона. Станции пробоотбора выбирались на сейсмоакустических профилях сверхвысокого разрешения, выполненных в 32-м, 33-м, 37-м и 53-м рейсах НИС “Академик Иоффе” (2010–2017 гг.). Выбор станций на поперечных профилях через каньоны и террасы проводился на основе непрерывной записи глубоководного эхолота Kongsberg EA600. Выход судна в намеченные точки обеспечивался спутниковой системой навигации GPS Trimble. На борту судна выполнены визуальное описание всех проб донных осадков, полученных с помощью трубки и дночерпателя на 60 станциях; фотографирование проб осадков, фрагментов горных пород и бентосной макрофауны; определение плотности и влажности натурального осадка; определения цвета осадка в цветовом пространстве  $La^*b^*$  (color reflectance); качественная оценка основных компонентов песчаной фракции под биноклем. Сделан анализ записей эхолота и построены батиметрические профили. Возраст



**Рис. 1.** Положение батиметрических профилей (пунктирные линии) и станций пробоотбора (черные точки с номерами) на континентальном склоне Патагонии. Цифрами 0–6 обозначены подводные каньоны по [5]. На врезке показан район работ в Южной Атлантике.

вскрытых отложений предварительно определен по составу комплексов и индекс-видам планктонных фораминифер.

**Предварительные научные результаты.** Получены первичные данные о вещественном и гранулометрическом составе, текстуре, цветовых характеристиках, плотности и влажности донных осад-

ков. На верхней террасе Нагера и в каньонах на террасе Перито Морено доминируют кварцевые или кварц-глауконитовые пески, часто с грубообломочным материалом и остатками бентоса. Особенно много бентоса (в основном кораллов) собрано в нижней части каньона #2 (по нумерации из [5]). На трех станциях более глубоководной

террасы Пьедра Буэна и 9 станциях северной части полигона с глубин 2.2–3 км подняты преимущественно биогенные известковые илы с невысоким (первые проценты) содержанием терригенных зерен. Они подстилаются кварц-глауконитовыми песками с микрофоссилиями (радиоляриями и фораминиферами) преимущественно хорошей сохранности.

Предварительная интерпретация собранного материала из верхних и нижних частей каньонов и с террас позволяет сделать вывод о современной активности каньонов, которая ставилась под сомнение предыдущими исследователями [4].

В песчаной фракции поверхностного слоя осадков зерна глауконита обнаружены почти во всех полученных в экспедиции пробах. В биогенных известковых илах на террасе Пьедра Буэна они встречаются единично, а в терригенных песках террасы Нагера и в каньонах являются одним из доминирующих (массовых) компонентов. В колонке АМК-6763 установлены явные тектурные признаки контуритов.

Предварительная оценка возраста осадков по планктонным фораминиферам не подтвердила выход эоценовых отложений на поверхность дна ни в одной из точек пробоотбора. Вскрытые отложения, по-видимому, не древнее раннего-среднего плейстоцена.

**Благодарности.** Авторы благодарны капитану Л.В. Сазонову, экипажу НИС “Академик Мстислав Келдыш” и коллегам из научного состава

экспедиции за помощь в отборе проб донных осадков и воды для фильтрации взвеси.

**Источники финансирования.** Экспедиционные работы выполнялись и финансировались в рамках проекта РНФ № 18-17-00227 и Госзадания № 0149-2019-0007. Судовое время оплачивалось за счет Госзадания “Перевозка пассажиров и (или) грузов при обеспечении научных исследований”.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Мурдмаа И.О., Сейткалиева Э.А., Дара О.М. и др.* Глауконитовые пески на террасах континентального склона Патагонии (Юго-Западная Атлантика) // Литология и полезные ископаемые. 2018. № 6. С. 1–6.
2. *Hernández-Molina F.J., Paterlini M., Somoza L. et al.* Giant mounded drifts in the Argentine Continental Margin: Origins, and global implications for the history of thermohaline circulation // Marine and Petroleum Geology. 2010. V. 27. P. 1508–1530.
3. *Lastras G., Acosta J., Muñoz A., Canals M.* Submarine canyon formation and evolution in the Argentine continental margin between 44°30' S and 48° S // Geomorphology. 2011. V. 128. P. 116–136.
4. *Muñoz A., Acosta J., Cristobo J. et al.* Geomorphology and shallow structure of a segment of the Atlantic Patagonian margin // Earth-Science Reviews. 2013. V. 121. P. 73–95.
5. *Muñoz A., Cristobo J., Rios P. et al.* Sediment drifts and cold-water coral reefs in the Patagonian upper and middle continental slope // Marine and Petroleum Geology. 2012. V. 36. P. 70–82.

## Investigation of the Modern Lateral Sedimentation on the Argentine Continental Slope during Cruise 79 of the R/V “Akademik Mstislav Keldysh”

E. V. Ivanova<sup>a, #</sup>, D. G. Borisov<sup>a</sup>, I. O. Murdmaa<sup>a</sup>, N. V. Belyaev<sup>a</sup>, T. F. Zinger<sup>a</sup>,  
N. V. Nemchenko<sup>a</sup>, N. V. Simagin<sup>a</sup>, A. A. Sipko<sup>a</sup>, N. A. Shulga<sup>a</sup>

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

<sup>#</sup>*e-mail: e\_v\_ivanova@ocean.ru*

Herein we provide information on the sedimentological and paleoceanographic research on the Argentine Patagonian continental slope during cruise 79 of the R/V “Akademik Mstislav Keldysh” in March 2020. The preliminary scientific results are discussed.

**Keywords:** canyons, contour terraces, Antarctic bottom waters, glauconite

## АКАДЕМИКУ РОБЕРТУ ИСКАНДЕРОВИЧУ НИГМАТУЛИНУ 80 ЛЕТ

DOI: 10.31857/S003015742006009X



Роберт Искандерович Нигматулин родился в Москве в 1940 г. Он получил широкое образование, окончив с отличием МВТУ им. Н.Э. Баумана (1963) и Механико-математический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова (1965). Научную и преподавательскую деятельность он начал в Институте механики и на Механико-математическом факультете МГУ. В 1971 г. он доктор физико-математических наук, в 1974 г. — заведующий лабораторией механики многофазных сред. В 1976 г. он получает звание профессора, в 1987 г. избирается членом-корреспондентом АН СССР, в 1991 г. — академиком РАН.

Р.И. Нигматулина как ученого всегда характеризовала академическая широта знаний и интересов. Он успешно реализовал себя в областях прикладной математики, механики, теплофизики, термодинамики, акустики, физике взрыва, нефтяных, химических и ядерных технологий, океанологии, климатологии и экономической теории. Высокий научный авторитет, дар научного организатора и научная интуиция всегда позволяли ему привлекать к решению перспективных проблем сильные научные коллективы.

Талант Р.И. Нигматулина как руководителя и организатора науки особенно ярко проявился, когда в 1986 г., когда он с группой единомышленников переезжает в Сибирь для организации Тюменского научного центра СО РАН и Института механики многофазных сред. В 1993 году Президиум РАН назначил Р.И. Нигматулина председателем Уфимского научного центра РАН. В 1996 г. он был избран Президентом Академии наук Республики Башкортостан и возглавил обе академические организации — УНЦ РАН и АН РБ. Неукротимая энергия, феноменальная работоспособность и широчайшая эрудиция Роберта Искандеровича позволили ему на протяжении 13 лет успешно руководить деятельностью огромного разнопланового научного коллектива, где велись и академические, и прикладные исследования.

В 1995 и 1999 гг. академик Нигматулин был избран депутатом Государственного собрания РБ, а в 1999 г. — депутатом Государственной Думы РФ. В Думе он возглавил Высший экологический совет, руководил созданием закона РФ о регулировании работ с облученным ядерным топливом (2001 г.), активно представлял Российскую Федерацию в Парламентской ассамблее Совета Европы. В этот период Роберт Искандерович в полной мере проявил себя как одаренный политик, умеющий отстаивать свою гражданскую позицию и интересы страны.

В 2006 г. академик Р.И. Нигматулин вошел в состав Президиума РАН и был избран директором Института океанологии им. П.П. Ширшова — одного из крупнейших институтов РАН. Его главной заботой стало развитие морских научных исследований и научного флота, который в то время был в “забвении” благодаря отсутствию внимания государства к исследованиям Мирового океана. По предложению Р.И. Нигматулина Президент В.В. Путин дал распоряжение о создании Центра морских экспедиций и флота при Институте океанологии РАН, в котором за много лет аккумулирован колоссальный опыт управления научным флотом.

В настоящее время Роберт Искандерович научный руководитель Института океанологии РАН, член Президиума РАН. Он продолжает важнейшую работу по отстаиванию интересов отечественной морской науки на государственном уровне и успешно сочетает ее с научной и преподавательской деятельностью — заведует кафедрой

Газовой и волновой динамики механико-математического факультета МГУ, занимает профессорскую позицию в Сколковском институте науки и технологий. Он член комиссии РАН по научной этике, член Национального комитета России по теоретической и прикладной механике, член редколлегий ведущих международных журналов по механике и теплофизике, эксперт Московского экономического форума, член Вольного экономического общества. С 2006 до 2020 г. он возглавлял Редколлегию журнала «Океанология».

Академик Нигматулин автор более 200 научных публикаций, в т.ч. 10 книг, и 21 изобретения, среди которых работы по механике, математике, физике, технологиям, океанологии, экономике. Как исследователь он работал в ведущих научных учреждениях США и Франции, читал курсы лекций в университетах США, Китая, Франции, Великобритании, выступал на многих десятках российских и международных научных форумов.

За научную, педагогическую и государственную деятельность академик Р.И. Нигматулин награжден Золотой медалью ВДНХ СССР, премией Ленинского комсомола, (1973 г.), Государственной премией СССР (1983 г.), Премией Правительства РФ (2012 г.), орденом Почета (2000 г.), орденом За заслуги перед Отечеством 4-й степени (2011 г.).

Академик Нигматулин активный Гражданин, активный член российского академического сообщества, настоящий российский интеллигент, равнодушный к тому, что происходит в нашей стране, ее будущему. Мы поздравляем Роберта Искандеровича с юбилеем, желаем здоровья и благополучия, молодости и бодрости духа, счастья, которое дает ему его большая и дружная семья и занятие любимым делом, верных друзей и учеников. Желаем побед в борьбе за здравый смысл и справедливость, за достойную роль науки в нашем Отечестве.

## МАКС СЕМЕНОВИЧ БАРАШ (к 85-летию со дня рождения)

DOI: 10.31857/S0030157420060027



1 апреля 2020 г. исполнилось 85 лет Максиму Семеновичу Барашу — главному научному сотруднику Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, доктору геолого-минералогических наук, профессору, одному из ведущих отечественных ученых в области морской геологии, микропалеонтологии, стратиграфии, палеоокеанологии, многолетнему члену Редколлегии журнала “Океанология”.

Макс Семенович родился в Москве. В 1952 г. поступил на Геологический факультет Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова. После окончания университета в 1957 г. начинает работу в Институте океанологии им. П.П. Ширшова, с которым связана вся его дальнейшая научная деятельность. В 1957–1960 гг. он лаборант, в 1961–1963 гг. учится в очной аспи-

рантуре и в 1964 г. защищает кандидатскую диссертацию на тему: “Стратиграфия донных осадков северной части Атлантического океана по планктонным фораминиферам”. С 1972 г. Макс Семенович старший научный сотрудник, с 1982 г. — первый заведующий созданной в Институте Лаборатории палеоэкологии и биостратиграфии, которая объединила 16 микропалеонтологов. В 1984 г. М.С. Бараш защитил диссертацию “Четвертичная палеоокеанология Атлантического океана”, в 1989 г. ему было присвоено звание профессора по специальности “Геология океанов и морей”.

М.С. Бараш — основатель и глава отечественной школы палеоокеанологии. В 1960-е годы им впервые в мире были установлены статистические связи между условиями океанической среды и распределением планктонных фораминифер, что позволило решать обратную задачу, опираясь на ископаемые комплексы этих организмов. М.С. Барашем впервые в мировой науке был предложен метод количественной реконструкции четвертичных палеотемператур океана по танатоценозам фораминифер. В последующие годы метод был развит и использован для глобальных палеоокеанологических реконструкций. Разработанные Максимом Семеновичем методы успешно применяются для глобальных реконструкций истории Океана в диапазоне от позднего мела до четвертичного периода. Они позволяют восстановить палеобиогеографию основных групп микрофоссилий, биогеографическую зональность, климатические пояса, положение гидрологических фронтов, палеотечений, апвеллингов и другие особенности древнего океана. М.С. Бараш впервые в нашей стране осуществил изотопнокислородные исследования осадков океана. При исследовании железо-марганцевых конкреций им предложена новая гипотеза, объясняющая механизм их накопления на поверхности дна, связанный с размывом и выносом содержащих конкреции рыхлых осадков придонными течениями.

С 2005 г. М.С. Бараш исследует абиотические причины массовых вымираний морской биоты в масштабе фанерозоя. Развивает и обосновывает гипотезу о взаимосвязи приводящих к массовым вымираниям земных факторов (тектоники, вулканизма, климата, колебаний геомагнитного по-

ля и др.) с космическими (столкновения с астероидами и кометами, вспышки сверхновых), полагая, что все они определяются внешними по отношению к Солнечной системе космическими факторами.

М.С. Бараш участвовал в многочисленных океанологических экспедициях в Атлантическом, Индийском и Тихом океанах, в Японском, Охотском, Соломоновом, Гвинейском, Баренцевом, Каспийском морях на судах науки.

В течение нескольких десятков лет М.С. Бараш был членом Ученого совета Института, членом Специализированного ученого совета по защите диссертаций, председателем Рабочей группы “Стратиграфия” Научного совета по проблемам Мирового океана. С 1968 г. он активно взаимодействует с журналом “Океанология”, сначала как научный редактор, а затем как член Редколлегии.

Результаты исследований Макса Семеновича опубликованы более чем в 150 научных работах, в том числе 11 монографиях и атласах, были пред-

ставлены на международных конгрессах и совещаниях и широко признаны мировым научным сообществом (<https://ocean.ru/index.php/scientific-directions/morskaya-geologiya-i-geokhimiya/item/439-barash-maks-semenovich> и научно-информационном сайте [https://www.researchgate.net/profile/Max\\_Barash](https://www.researchgate.net/profile/Max_Barash)).

Макс Семенович яркий представитель отечественной академической науки, он обладает обширными знаниями по широчайшему спектру вопросов геологии, климатологии, океанологии, географии, философии. Его выдающаяся черта как исследователя – способность выдвигать перспективные научные проблемы. Своей огромной эрудицией, готовностью поделиться знаниями, показать перспективы работы Макс Семенович заслужил самое теплое уважение своих коллег и учеников.

Редколлегия журнала сердечно поздравляет Вас, Макс Семенович, с 85-летним юбилеем. Мы желаем Вам здоровья, благополучия и новых творческих начинаний и успехов!

**ПЕТР НИКОЛАЕВИЧ МАККАВЕЕВ**  
**22.12.1955–23.05.2020**

DOI: 10.31857/S0030157420060076



23 мая 2020 года скоропостижно ушел из жизни Петр Николаевич Маккавеев — один из ведущих морских гидрохимиков страны, заведующий лабораторией биогидрохимии Института океанологии РАН, доктор географических наук. Ему было всего 65 лет, он был полон энергии и вместе со своими сотрудниками готовил экспедиции в дельту Волги и в Арктику.

Наука — фамильное дело Петра Николаевича. Его отец был известным гидрологом, профессором Географического факультета МГУ. Петр пошел по его стопам и поступил в МГУ на кафедру океанологии. В первой своей экспедиции на озеро Иссык-Куль он участвовал еще студентом. Окончив Университет в 1978 г. П.Н. Маккавеев два года проработал в Институте водных проблем РАН, после чего перешел в Институт океанологии. Работе в Институте океанологии он посвятил свою научную жизнь.

Морская экспедиционная гидрохимия стала научной страстью Петра Николаевича. Она ярко проявилась в тонком знании районов, в которых планировались исследования, в умении поставить самые интересные полевые задачи и организовать работу в сложных экспедиционных условиях, в неиссякаемой энергии, с которой он отдавал себя работе. В первых же рейсах раскрылись его человеческие качества — доброжелательность, мягкое чувство юмора и, одновременно, трудо-

любие и жесткая ответственность за дело, которое он делает. Все это определило самое теплое отношение к Петру Николаевичу всех, кто с ним работал.

Много работая в экспедициях в самых разных районах Мирового океана, П.Н. Маккавеев быстро вошел в ряды ведущих морских гидрохимиков. Он активно интересовался целым рядом важнейших океанологических проблем: биогенный режим верхнего слоя Океана и его изменчивость, гидрохимический сток рек, процессы на границе вода—дно, карбонатная система Океана. Его докторская диссертация “Карбонатная система в прошлые периоды Земли” раскрыла его как океанолога-теоретика. Многие годы ни одна из крупных комплексных экспедиций Института океанологии, многие экспедиционные работы в прибрежных морских районах были немыслимы без участия Петра Николаевича. Он был во многом одаренным человеком, обладал острым взглядом и талантом карикатуриста. Его рисованные “календари” позволяют в деталях восстановить историю каждой экспедиции.

Петр Николаевич много лет с большой ответственностью возглавлял лабораторию биогидрохимии Института океанологии. Он строил научные планы, находил для всех сотрудников научные интересы, заботился о молодежи, организовывал работу так, чтобы исследования лаборатории были широко востребованы в институтской науке. Он всегда вел дела спокойно, с вниманием, уважением и теплотой к коллегам. При этом на все вопросы о его собственных трудностях всегда отвечал со смешком — “Да все нормально”.

Петр Николаевич много сделал в науке. Представить традиционные для Института крупные комплексные экспедиции без его активного участия невозможно. Он оставил замечательные научные статьи, идеи, которые будут питать морскую гидрохимическую науку, сильную, ключевую для Института лабораторию. Много сил он отдавал работе в Редколлегии журнала “Океанология”, заботливо сопровождая каждую из статей, за которые отвечал.

Для коллектива Института океанологии в научном и человеческом смысле Петр Николаевич был цементирующим ученым. Для нас трудно поверить, что в Арктику, которую он так любил, в следующую экспедицию мы пойдем без него.