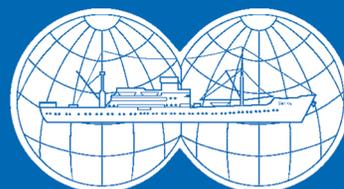




ОКЕАНОЛОГИЯ



НАУКА

— 1727 —

СОДЕРЖАНИЕ

Том 64, номер 6, 2024

Физика моря

- Теплозапас деятельного слоя в прибрежной зоне Черного моря на полигоне “Геленджик” и его эволюция в теплый период года
А. Г. Зацепин, О. И. Подымов, К. П. Сильвестрова, Ю. В. Мурзакова 871
- Ветровой дрейф, разрушение и нагромождение обломков ледяного поля
В. К. Гончаров 884
- Многолетний линейный меридиональный сдвиг струйной структуры антарктического циркумполярного течения к югу от Африки по данным спутниковой альтиметрии: зональное распределение
Р. Ю. Тараканов 895
-

Химия моря

- Статистическое обобщение химического состава атмосферного аэрозоля над морями Евразийского сектора Северного Ледовитого океана
Сакерин С. М., Полькин В. В., Голобокова Л. П., Калашикова Д. А., Кравчишина М. Д., Круглинский И. А., Онищук Н. А., Попова С. А., Почуфаров А. О., Симонова Г. В., Шевченко В. П., Шиховцев М. Ю. 911
- Стимулирование светом окисления сероводорода в анаэробной зоне Черного моря
А. В. Дубинин, М. Н. Римская-Корсакова, Е. О. Дубинина, Т. П. Демидова, Л. С. Семилова, Е. Д. Бережная, Е. Н. Золотина, О. А. Очередник 923
-

Морская биология

- Оценка вклада размерных групп фитопланктона Карского моря в величины первичной продукции и хлорофилла в разные сезоны
А. Б. Демидов, Т. А. Белевич, Е. В. Еремеева, А. С. Тюрина, О. В. Воробьева, В. А. Артемьев, Ю. О. Пронина, М. В. Флинт 934
- Пикоцианобактерии в эстуарной зоне реки Обь и прилегающем шельфе Карского моря в позднеосенний период: состав, распределение и функциональная роль
Т. А. Белевич, А. Б. Демидов, О. В. Воробьева, А. А. Полухин, М. В. Флинт 950
- Результаты комбинированного инструментального и визуального авиаучета китообразных в северо-восточной части Черного моря в 2019 г.
Р. А. Беликов, А. Н. Болтунов, В. В. Краснова, А. Д. Чернецкий, В. С. Левицкая, М. Л. Толстой 960
- Продукционные характеристики фито- и бактериопланктона на трансатлантическом разрезе (декабрь 2019 – январь 2020 гг.)
С. П. Захарков, Е. А. Штрайхерт, Ю. В. Шамбарова 973
-

Морская геология

Сравнение природных условий последнего межледникового и голоцена в Лофотенской котловине (Норвежское море)

*А. Г. Матуль, Е. А. Новичкова, М. П. Чеховская, Л. А. Лозинская,
П. Бехера, М. Тивари, Р. Мохан, М. Д. Кравчишина*

987

Геодинамические условия газонасыщения осадочных толщ юго-западной части Баренцева моря

*Н. О. Сорохтин, С. Л. Никифоров, Л. И. Лобковский, Р. А. Ананьев,
О. П. Корсакова, И. В. Чикирев, В. А. Путанс, Н. Н. Дмитриевский,
Н. Е. Козлов, Е. А. Сухих, А. П. Денисова, Е. А. Мороз, Н. В. Куликов*

995

Приборы и методы исследований

Исследование подводных радиоактивных объектов в заливе Степового (Новая Земля)

*Н. А. Римский-Корсаков, Н. Я. Книвель, М. В. Флинт, А. Ю. Казеннов,
О. Е. Кикнадзе, И. М. Анисимов, А. А. Пронин, А. В. Лесин, В. О. Муравья*

1010

Информация

Гидрофизические исследования в тропической Атлантике (94-й рейс научно-исследовательского судна “Академик Мстислав Келдыш”)

Е. Г. Морозов, Д. И. Фрей

1020

Прибрежная оперативная океанография – современный метод мониторинга шельфово-склоновой зоны морей и океанов

А. Г. Зацепин, В. В. Коваленко, С. Б. Куклев., В. А. Телегин

1023

Исследования строения и истории формирования подводных окраин Чукотского моря в 70-м рейсе научно-исследовательского судна “Академик Опарин”

В. Н. Карнаух, Е. Н. Суховеев, Д. А. Космач, А. А. Коптев, С. А. Зверев, Э. А. Спивак

1026

Contents

Vol. 64, No 6, 2024

Marine Physics

- Heat Reserve of the Active Layer in the Black Sea Coastal Zone
at the Gelendzhik Study Site and its Evolution during Warm Period
A. G. Zatsepin, O. I. Podymov, K. P. Silvestrova, Yu. V. Murzakova 871
- Wind Drift, Breakdown and Pilling up of the Ice Field Fragments
V. K. Goncharov 884
- Long-Term Linear Meridional Shift of the Jet Structure of the Antarctic Circumpolar
Current South of Africa on the Basis of the Satellite Altimetry Data: Zonal Distribution
R. Yu. Tarakanov 895
-

Marine Chemistry

- Statistical Summary of the Chemical Composition of Atmospheric Aerosol
over the Seas of the Eurasian Sector of the Arctic Ocean
*Sakerin S. M., Polkin V. V., Golobokova L. P., Kalashnikova D. A.,
Kravchishina M. D., Kruglinsky I. A., Onishchuk N. A., Popova S. A.,
Pochufarov A. O., Simonova G. V.c, Shevchenko V. P., Shikhovtsev M. Yu.* 911
- Light Stimulation of Sulfide Oxidation in the Black Sea Anoxic Water Column
*A. V. Dubinin, M. N. Rimskaya-Korsakova, E. O. Dubinina, T. P. Demidova,
L. S. Semilova, Berezhnaya E. D., Zologina E.N., O. A. Ocherednik* 923
-

Marine Biology

- Estimation of the Contribution of Size-Fractionated Phytoplankton
in the Kara Sea to Primary Production and Chlorophyll *a* for Different Seasons
*A. B. Demidov, T. A. Belevich, E. V. Ereemeeva, A. S. Tiurina,
O. V. Vorobieva, V. A. Artemiev, J. O. Pronina, M. V. Flint* 934
- Picocyanobacteria in the Ob Estuary and the Adjacent Kara Sea Shelf in late Autumn Season:
Composition, Distribution and Functional Role
T. A. Belevich, A. B. Demidov, O. V. Vorob'eva, A. A. Polukhin, M. V. Flint 950
- The Results of a Combined Instrumental and Visual Aerial Survey
of Cetaceans in the Northeastern part of the Black Sea in 2019
R. Belikov, A. Boltunov, V. Krasnova, A. Chernetsky, V. Levitskaya, M. Tolstoy 960
- Production Characteristics of Phyto and Bacterioplankton in the Transatlantic Section
(December 2019 – January 2020)
S. P. Zakharkov, E. A. Shtraikhert, Yu. V. Shambarova 973
-

Marine Geology

Comparison of Environments of the last Interglacial and the Holocene
in the Lofoten Basin (Norwegian Sea)

*A. Matul, E. Novichkova, M. Chekhovskaya, L. Lozinskaia,
P. Behera, M. Tiwari, R. Mohan, M. Kravchishina*

987

Geodynamic, Geological and Geomorphological Investigations of Gas-saturated Strata
in the Western Russian Arctic (Rybachy Peninsula and Adjacent Waters of the Barents Sea)

*N. O. Sorokhtin, S. L. Nikiforov, L. I. Lobkovsky, R. A. Ananiev, O. P. Korsakova,
I. V. Chikirev, V. A. Putans, N. N. Dmitrevsky, N. E. Kozlov, E. A. Sukhikh,
A. P. Denisova, E. A. Moroz, N. V. Kulikov*

995

Instruments and research methods

Investigation of Underwater Radioactive Objects in Stepovoye Bay (Novaya Zemlya)

*N. A. Rimsky-Korsakov, N. Ya. Knieval, M. V. Flint, A. Yu. Kazenov,
O. E. Kiknadze, I. M. Anisimov, A. A. Pronin, A. V. Lesin, V. O. Muraviya*

1010

Information

Oceanographic Investigations in the Tropical Atlantic
(Cruise 94 of the Research Vessel "Akademik Mstislav Keldysh")

E. G. Morozov, D. I. Frey

1020

Coastal Operational Oceanography – a Modern Method of Monitoring
the Shelf-Slope Zone of Seas and Oceans

A. G. Zatsepin, V. V. Kovalenko, S. B. Kuklev, V. A. Telegin

1023

Studies of Structure and Formation History the Submarine Borderland of Chukchi Sea
in the 70th Cruise of the R/V "Academic Oparin"

V. N. Karnaukh, E. N. Sukhoveev, D. A. Kosmach, A. A. Koptev, S. A. Zverev, E. A. Spivak

1026

УДК 551.465

ТЕПЛОЗАПАС ДЕЯТЕЛЬНОГО СЛОЯ В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ ЧЕРНОГО МОРЯ НА ПОЛИГОНЕ “ГЕЛЕНДЖИК” И ЕГО ЭВОЛЮЦИЯ В ТЕПЛЫЙ ПЕРИОД ГОДА

© 2024 г. А. Г. Зацепин, О. И. Подымов, К. П. Сильвестрова, Ю. В. Мурзакова

*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия*** e-mail: huravela@yahoo.com*

Поступила в редакцию 29.07.2024 г.

После доработки 30.07.2024 г.

Принята к публикации 08.08.2024 г.

На основе данных STD-зондирований, полученных в 2010–2023 гг. в северо-восточной части Черного моря на полигоне “Геленджик” ИО РАН, рассчитано относительное теплосодержание (теплозапас) деятельного слоя моря и его изменение в теплый период года, с апреля по ноябрь. Отдельно рассчитаны теплозапасы верхнего квазиоднородного слоя и сезонного термоклина, которые в сумме составляют деятельный слой. Оценки, полученные по реальным данным, сопоставлены с расчетами суммарного потока тепла по данным реанализов ERA5, NCEP CFSv2 и WHOI OAFflux. Показано, что наиболее близкий к реальному результат дает использование данных реанализа NCEP CFSv2.

Ключевые слова: Черное море, полигон “Геленджик” ИО РАН, многолетние данные STD-зондирований, теплый период года, теплозапас деятельного слоя по данным измерений и различных реанализов.

DOI: 10.31857/S0030157424060014, EDN: FIVUVB

ВВЕДЕНИЕ

Деятельный слой (ДС) океанов и морей определяется как примыкающий к атмосфере слой воды, в котором происходит заметное сезонное изменение гидрологических параметров и, прежде всего, температуры [7]. ДС играет важную роль во взаимодействии океана и атмосферы, в формировании теплозапаса океана в теплый период года и в отдаче тепла в атмосферу – в холодный [8]. Описание этих закономерностей процессов – нагревания и остывания ДС, одновременно с эволюцией его термической структуры, является важной задачей физики океана, которая различными способами решается уже на протяжении многих десятилетий. Эти закономерности, обусловленные действием различных физических механизмов, еще недостаточно хорошо изучены [16, 30].

Термическая структура деятельного слоя Черного моря, вследствие его замкнутости и высокой горизонтальной (изопикнической) однородности водной массы, практически полностью определяется процессами вертикального теплообмена [6]. Это дает возможность ее базисного описания на основе использования суммарного потока тепла

через границу раздела вода – воздух и закономерностей вертикального турбулентного теплообмена в стратифицированной водной среде.

Начиная с марта – апреля в Черном море формируются относительно тонкий и теплый верхний квазиоднородный слой (ВКС) и расположенный ниже сезонный термоклин (СТ), в котором температура уменьшается с глубиной, пока не достигает своих зимних значений на глубине залегания холодного промежуточного слоя (ХПС). ВКС и СТ совместно составляют ДС Черного моря. По мере весенне-летнего прогресса происходит увеличение температуры ВКС, которая достигает максимума к середине июля – первой половине августа. Во второй половине августа начинается охлаждение ВКС, его утолщение (заглубление) и постепенное разрушение термоклина. Такие характерные физические процессы и связанная с ними гидрологическая структура ДС, как отмечалось выше, оказывают существенное влияние на тепло- и массоперенос в верхнем 50–70 м слое Черного моря, на его первичную продуктивность и структуру биологических сообществ, на газообмен между морем и атмосферой (в том числе климатически важными парниковыми газами). Количественное описание

закономерностей образования и эволюции гидрологической структуры ДС, а также ее влияния на физические, химические и биологические процессы в Черном море является насущной задачей, решение которой необходимо для дальнейших фундаментальных и прикладных исследований функционирования черноморской экосистемы, ее абиотической и биотической составляющих. В настоящее время эта задача является нерешенной.

В данной работе на основе анализа данных многолетних (2010–2023 гг.) STD-зондирований, выполняемых ежегодно на полигоне “Геленджик” Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН (ИО РАН) (далее – Полигон) [5] на мониторинговом разрезе [1, 13], рассчитано относительное теплосодержание (теплозапас) ДС моря и его изменение в теплый период года (с апреля по ноябрь). При этом использовались данные зондирований на мониторинговой станции с глубиной места 500 м. За ДС принималась область изменения температуры вод по вертикали от поверхности моря до изотермы 9°C. Приблизительно с этой температуры в рассматриваемый период лет начинался ежегодный летний прогрев водного слоя, имеющего зимой квазиоднородное распределение температуры по вертикали вплоть до глубины залегания перманентного пикно-халоклина. Теплозапас ДС рассчитывался интегрированием распределения температуры по вертикали за вычетом 9°C. Чтобы обеспечить расчеты данными измерений, проводилось их осреднение по 10-суточным интервалам (декадам), включающим данные всех рассматриваемых годов. Такого рода осреднение сделано как для охвата каждой декады данными наблюдений, так и для уменьшения влияния синоптической изменчивости профилей температуры. Кроме того, чтобы уменьшить флуктуации, связанные с относительно небольшим количеством данных в каждой из декад, выполнялось сглаживание расчета теплозапаса скользящим средним по пяти декадам. Многолетний тренд температуры ДС не учитывался.

Следует отметить, что усредненная вышеописанным образом термическая структура ДС сильно отличается от ее мгновенных состояний, формирующихся под действием сильно флуктуирующих внешних условий. Смысл в построении и исследовании подекадно осредненного состояния термической структуры ДС заключается, на наш взгляд, в следующем. Во-первых, знание среднего состояния позволяет оценивать амплитуду и характер отклонений от него мгновенных

состояний и анализировать причины этих отклонений. Во-вторых, формирование среднедекадного состояния термической структуры ДС и его эволюция в теплый период года отражают совокупное влияние физических процессов и внешних факторов, участвующих в этом процессе. В-третьих, количественное представление среднедекадного состояния структуры ДС и его временной эволюции позволяет осуществить параметризацию этой структуры и описать ее универсальными функциями, что является предметом готовящейся к печати статьи того же коллектива авторов.

Как уже отмечалось выше, основным источником формирования термической структуры черноморских ВКС и СТ в теплый период года является поступление тепла сверху и турбулентное перемешивание в весенне-летний сезон. Углубление ВКС и поглощение им СТ осенью обусловлены оттоком тепла в атмосферу и, опять же, турбулентным перемешиванием вод. В данной работе оценивается усредненный за 14 лет реальный теплозапас деятельного слоя в различные декады, а затем проводится его сопоставление с виртуальным теплозапасом, рассчитанным интегрированием суммарного потока тепла через границу вода – воздух по времени за те же декады и усредненным за тот же 14-летний период (2010–2023 гг.) или за близкий 12-летний период (2012–2023 гг.), в зависимости от используемого реанализа.

Данное сопоставление отнюдь не гарантирует стопроцентного совпадения результатов, поскольку часть теплозапаса в море обеспечивается адвекцией тепла морскими течениями, апвеллингами и даунвеллингами. Кроме того, выбор изотермы 9°C в качестве нижней границы ДС тоже может являться источником расхождения, поскольку часть тепла, поступающего в море сверху, может проникать глубже залегания данной изотермы. Первоначально авторами рассматривался вариант выбора в качестве нижней границы ДС глубины нахождения T_{\min} – минимальной температуры в ХПС. В этом случае теплозапас ДС имел несколько большие значения. Однако, как известно из работ И.М. Овчинникова (см., например, [11]), обновленные воды ХПС образуются в феврале в областях циклонических круговоротов Черного моря и появляются благодаря адвекции в районе Полигона в мае. При этом они имеют температуру на 1–2°C более низкую, чем ее “зимние” значения в исследуемой нами прибрежной акватории [10]. Поэтому, с нашей точки зрения, использование глубины

залегания T_{\min} в качестве нижней границы ДС менее предпочтительно, чем изотермы 9°C . Другой причиной расхождений в оценках теплозапаса деятельного слоя может быть неточность расчета потоков через границу раздела вода – воздух. Мы не пытались проводить эти достаточно сложные расчеты по данным измерений *in situ*. В настоящее время имеется возможность использования баз данных различных атмосферных реанализов, таких как ERA5, NCEP-CFSR и др. При этом узел географической сетки баз данных реанализа выбирался наиболее близко расположенным к акватории Полигона в Черном море.

Описание методов обработки и анализа данных STD-зондирований, определение толщины и теплозапаса ВКС и термоклина с апреля по ноябрь, методик работы с данными атмосферного реанализа, определения подекадного суммарного потока тепла через границу вода – воздух, его изменений в годовом цикле и в среднем за рассматриваемые 14 лет, а также других важных характеристик будет дано в следующем разделе статьи.

ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДЫ ИХ ОБРАБОТКИ

Для анализа временной изменчивости гидрологической структуры ДС северо-восточной части Черного моря используются данные измерений, полученные на Полигоне, где уже многие годы подряд проводятся комплексные исследования состояния морской экосистемы шельфово-склоновой зоны моря путем регулярных судовых наблюдений [1, 13], а также с помощью автоматических измерений, выполняемых автономными станциями [5, 24]. Для настоящего исследования использовались данные регулярного судового мониторинга, проводившегося с борта МНИС “Ашамба” на протяжении 14 лет: с 2010 по 2023 г. включительно. В рамках мониторинга, в теплый период года (апрель – ноябрь), приблизительно раз в 2 недели, на траверсе Голубой Бухты, г. Геленджик, выполнялся 9-мильный судовой разрез со станциями STD-зондирования (рис. 1). Работы велись STD-зондом SBE19plus, установленным на гидрофизический комплекс “Розетта” (SBE55), оснащенный шестью батометрами

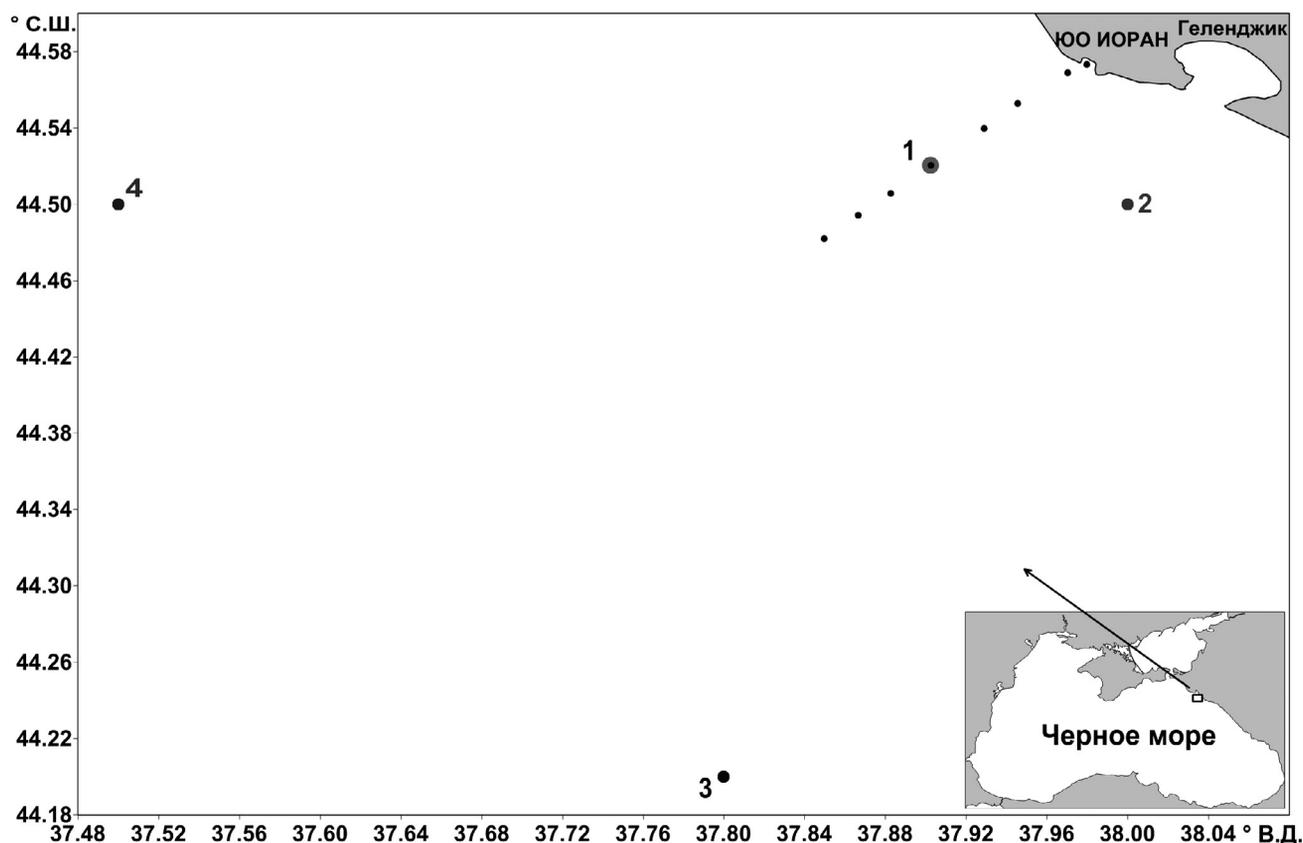


Рис. 1. Схема мониторингового судового разреза на траверсе Голубой бухты (г. Геленджик) с 8-ю станциями STD-зондирования. Центральная точка разреза с глубиной места 500 м отмечена цифрой 1. Узлы баз данных реанализа отмечены цифрами 2–4 на карте и имеют следующие координаты: 2– 44.5° с.ш., 38° в.д. (ERA5); 3– 44.2° с.ш., 37.8° в.д. (NCEP CFSv2); 4– 44.5° с.ш., 37.5° в.д. (WHOI OAFflux).

Нискина для отбора гидрохимических проб и работающим в режиме онлайн через бортовой блок SBE33. На станциях с глубинами места 10–300 м зондирование проводилось до дна, на станциях с глубинами 500–1500 м – до глубины 300 м. Для каждой станции полученные данные по температуре, солёности, потенциальной плотности и некоторым другим параметрам приводились к вертикальному шагу 1 м.

Для анализа временной изменчивости гидрологической структуры черноморского ДС использовались данные STD-зондирований на станции, расположенной над изобатой 500 м (далее – станция 500 м). Выбор этой станции связан с тем, что она является достаточно “глубокой”, т. е. полностью вмещает в себя ДС. Кроме того, она выполнялась практически каждый раз при проведении мониторингового разреза, тогда как более удаленные от берега станции выполнялись не всегда.

В данной работе нас не интересовала короткопериодная изменчивость гидрологической структуры, которая в исследуемом районе весьма значительна и обусловлена, главным образом, меандрами и вихрями Основного черноморского течения (ОЧТ), а также синоптической изменчивостью ветрового воздействия [3, 4, 14, 25]. Наоборот, мы стремились избавиться от ее влияния, равно как и от межгодовых различий. Поэтому было решено объединить вместе все 14 лет мониторинга и провести подекадную группировку данных. В результате в каждой декаде оказалось от 3 до 15 однотипных профилей характеристик. Каждый профиль был обработан отдельно, но результаты расчетов были осреднены подекадно. Данные действия позволили сосредоточить внимание на основных закономерностях междекадных и сезонных изменений гидрологической структуры ДС Черного моря.

Расчет теплозапаса по STD-данным проводился как отдельно для ВКС и термоклина, так и суммарно для этих слоев. Нижняя граница ВКС (она же верхняя граница термоклина) определялась методом “разбиений и слияний” (split and merge) [29]. В отличие от стандартных “градиентных” (граничных) методов, метод разбиений и слияний позволяет более корректно определять реальную границу термоклина в тех случаях, когда у нас не наблюдается резкого “скачкового” перехода от ВКС к СТ. Тем не менее, чтобы исключить возможные расчетные ошибки, все полученные результаты также верифицировались визуально. Нижней границей СТ считалась изотерма 9°C. Все профили температуры приводи-

лись к вертикальному шагу в 1 м, и теплозапас рассчитывался как

$$\sum_{k=1}^N (T_k - 9) dz, \quad (1)$$

где N – толщина слоя в метрах, T_k – значение температуры на каждом однометровом шаге, 9°C – температура на нижней границе ДС, $dz = 1$ м.

В данной работе первоначально для расчета суммарного потока тепла на поверхности моря предполагалось использовать данные реанализа ERA5 как наиболее современного. Реанализ охватывает временной период с 1940 г. по настоящее время с временной дискретностью 1 час [19]. Для исследования были выбраны ближайший

Таблица 1. Подекадная статистика обработанных профилей и суммарного теплозапаса по данным STD-зондирований в 2010–2023 гг.

Номер декады (начиная с 1 апреля)	Число профилей в декаде	Средне-декадный теплозапас, ВКС + термоклин (°C·м)	Стандартное отклонение теплозапаса
1	3	56.5	38.7
2	6	71.9	52.3
3	8	81.5	51.7
4	3	102.2	50.8
5	8	127.4	52.2
6	8	155.1	56.9
7	15	177.0	46.0
8	15	205.6	56.0
9	14	246.2	63.1
10	13	290.5	81.3
11	10	334.2	92.1
12	12	384.3	107.9
13	9	434.2	106.7
14	14	460.4	106.7
15	9	462.6	105.0
16	9	456.5	92.0
17	8	459.0	84.6
18	6	439.8	89.1
19	9	414.1	92.9
20	13	394.4	79.7
21	6	375.1	80.9
22	11	334.8	75.3
23	6	314.6	65.0
24	6	299.1	53.7

к Полигону узел с координатами 44.5° с.ш., 38° в.д. и данные в этом узле за период 2010–2023 гг. Однако в ходе обработки данных выяснилось, что суммарный поток, рассчитанный по данным реанализа ERA5, не отражает реальной ситуации (см. далее раздел “Сравнение реанализов”), и для расчетов были взяты также данные реанализа NCEP CFSv2 в узле 44.2° с.ш., 37.8° в.д. за период с 2012 по 2023 г. [27] и данные проекта по потокам между атмосферой и океаном Вудсхольского океанографического института WHOI Oaflux [31] в узле 44.5° с.ш., 37.5° в.д. Последние два скачивались с сайта Азиатско-Тихоокеанского исследовательского центра Гавайского университета [15].

Суммарный поток тепла Q_0 определялся следующим образом:

$$Q_0 = Q_{sshf} + Q_{str} + Q_{slhf} + Q_{ssrd}, \quad (2)$$

где Q_{sshf} – поток явного тепла, Q_{slhf} – поток скрытого тепла, Q_{str} – разница между потоком нисходящей на поверхность и исходящей от поверхности длинноволновой радиации, Q_{ssrd} – разница между потоком нисходящей на поверхность моря и исходящей вверх коротковолновой радиации.

При расчетах по формуле (2) были использованы часовые данные ERA5 и NCEP CFSv2 и суточные данные WHOI Oaflux. Положительные значения обозначают поток тепла из атмосферы в океан, отрицательные – в противоположную сторону. Полученный ряд данных был осреднен

по 24 декадам – с 1 апреля каждого года по 26 ноября. После осреднения данных по декадам были рассчитаны среднемноголетние значения суммарного потока для каждой декады.

Суммарный поток тепла через границу вода – воздух Q_0 [Вт/м²] было решено пересчитать в поток “температуры” q_0 [°С·м/с] для сравнения с данными измерений *in situ* по следующей формуле:

$$q_0 = Q_0 / (\rho \cdot c_p) = 2.42 \cdot 10^{-7} \cdot Q_0, \quad (3)$$

где ρ – характерное значение плотности воды (1013 кг/м³), c_p – удельная теплоемкость морской воды (4080 Дж/(кг·°С)). Рассчитанные значения q_0 по данным NCEP CFSv2 показаны на рис. 2. Затем они были просуммированы в годовом цикле от декады к декаде с тем, чтобы рассчитать виртуальный теплозапас ДС и его временную изменчивость для акватории геленджикского района Черного моря.

СРАВНЕНИЕ ПОТОКОВ ТЕПЛА ПО ДАННЫМ РЕАНАЛИЗОВ ERA5, NCEP CFSV2 И ПРОЕКТА WHOI OAFUX

Для анализа потоков тепла использовались данные с 2012 по 2023 г. – часовые для реанализов ERA5, NCEP CFSv2 и суточные для проекта WHOI Oaflux. Ниже в таблице 2 представлены результаты расчетов среднемноголетних среднемесячных

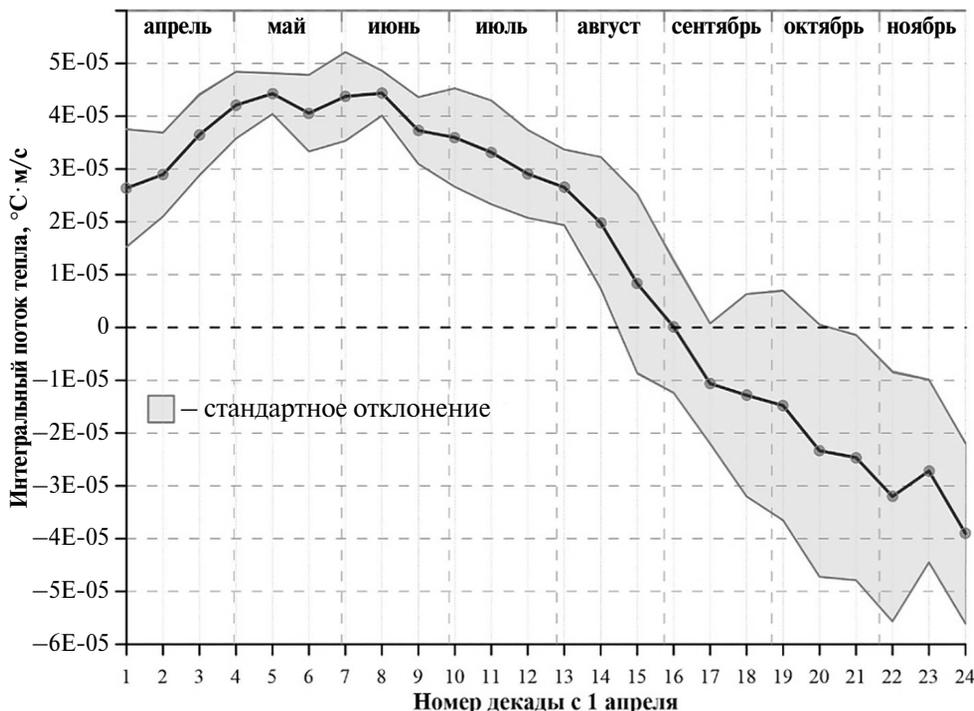


Рис. 2. Суммарный поток “температуры” через границу вода – воздух, рассчитанный по данным NCEP CFSv2 с использованием формулы (3).

потоков тепла через границу раздела вода – воздух для исследуемого района. Необходимо также дополнить, что в связи с отсутствием данных NCEP CFSv2 для сентября 2021 г. этот период не учитывался в расчетах.

Из таблицы 2 и рисунков 3а, б видно, что в среднегодовых значениях разница между тремя рядами данных невелика. Однако, рассмотрев посезонно и помесечно отдельные компоненты суммарного потока тепла, мы выявили следующие различия:

1) в осенней и зимней сезоны потоки явного и скрытого тепла по абсолютным значениям ниже для реанализа ERA5 и составляют -27 и -59 Вт/м² соответственно, в отличие от -42 и -87 Вт/м² для реанализа NCEP CFSv2, а также ERA5 дает чуть меньший поток длинноволновой радиации из океана в атмосферу;

2) весной и летом же, напротив, потоки явного и скрытого тепла из океана в атмосферу по

данным ERA5 значительно выше, чем для аналогичных сезонов по данным NCEP CFSv2 и WHOI OAFflux, в то время как поток коротковолновой радиации, являющийся основным фактором нагрева океана, в ERA5 ниже, чем в NCEP CFSv2. Проблемы с радиационными потоками в реанализах известны из-за различных параметризаций облачности. Таким образом, имеется большое различие в сезонных значениях суммарного потока, рассчитанного по вышеуказанным базам данных;

3) по данным реанализа NCEP CFSv2 имеем практически нулевой годовой баланс (1 Вт/м²), в то время как по данным реанализа ERA5 в районе исследования Черное море на акватории Полигона за год в среднем теряет тепло (-18 Вт/м²).

Обращаясь к предыдущим исследованиям потока тепла для всего Черного моря [20, 23, 28], можно отметить, что среднегодовые значения суммарного потока тепла, полученные по NCEP

Таблица 2. Сопоставление среднемноголетних среднемесячных потоков тепла в точках, близких к Полигону, в период 2012–2023 гг. Для расчета суммарного потока в WHOI OAFflux длинноволновая и коротковолновая компоненты потока использовались из ERA5

Месяц	Суммарный поток, Вт/м ²			Скрытое тепло, Вт/м ²			Явное тепло, Вт/м ²			Длинноволновая радиация, Вт/м ²		Коротковолновая радиация, Вт/м ²	
	ERA5	OAFflux+ ERA5	NCEP CFSv2	ERA5	OAFflux	NCEP CFSv2	ERA5	OAFflux	NCEP CFSv2	ERA5	NCEP CFSv2	ERA5	NCEP CFSv2
декабрь	-106	-165	-156	-64	-96	-93	-25	-52	-40	-64	-74	48	52
январь	-92	-161	-152	-59	-93	-92	-26	-61	-45	-59	-70	52	55
февраль	-58	-100	-94	-54	-75	-78	-29	-49	-39	-64	-72	89	95
зима	-85	-142	-134	-59	-88	-87	-27	-54	-42	-62	-72	63	67
март	2	-10	8	-52	-55	-61	-19	-28	-18	-66	-69	139	156
апрель	67	98	122	-51	-31	-36	-15	-4	2	-69	-71	202	228
май	88	130	171	-58	-30	-34	-17	-2	1	-67	-61	230	266
весна	52	73	100	-54	-39	-44	-17	-11	-5	-67	-67	190	217
июнь	83	124	168	-85	-58	-63	-18	-4	-1	-70	-66	255	298
июль	56	92	132	-105	-84	-95	-23	-8	-1	-75	-70	259	299
август	10	32	67	-120	-110	-127	-22	-11	-2	-79	-74	232	270
лето	50	83	122	-103	-84	-95	-21	-8	-1	-75	-70	249	289
сентябрь	-62	-85	-29	-121	-140	-141	-28	-31	-15	-82	-83	169	210
октябрь	-94	-127	-88	-98	-120	-114	-29	-40	-29	-80	-85	113	141
ноябрь	-107	-152	-132	-77	-103	-101	-28	-46	-34	-73	-82	70	84
осень	-88	-121	-83	-98	-121	-119	-28	-39	-26	-78	-83	117	145
Среднее	-18	-27	1	-79	-83	-86	-23	-28	-19	-71	-73	155	179
СКО	77	118	127	26	34	33	5	22	18	7	7	80	94

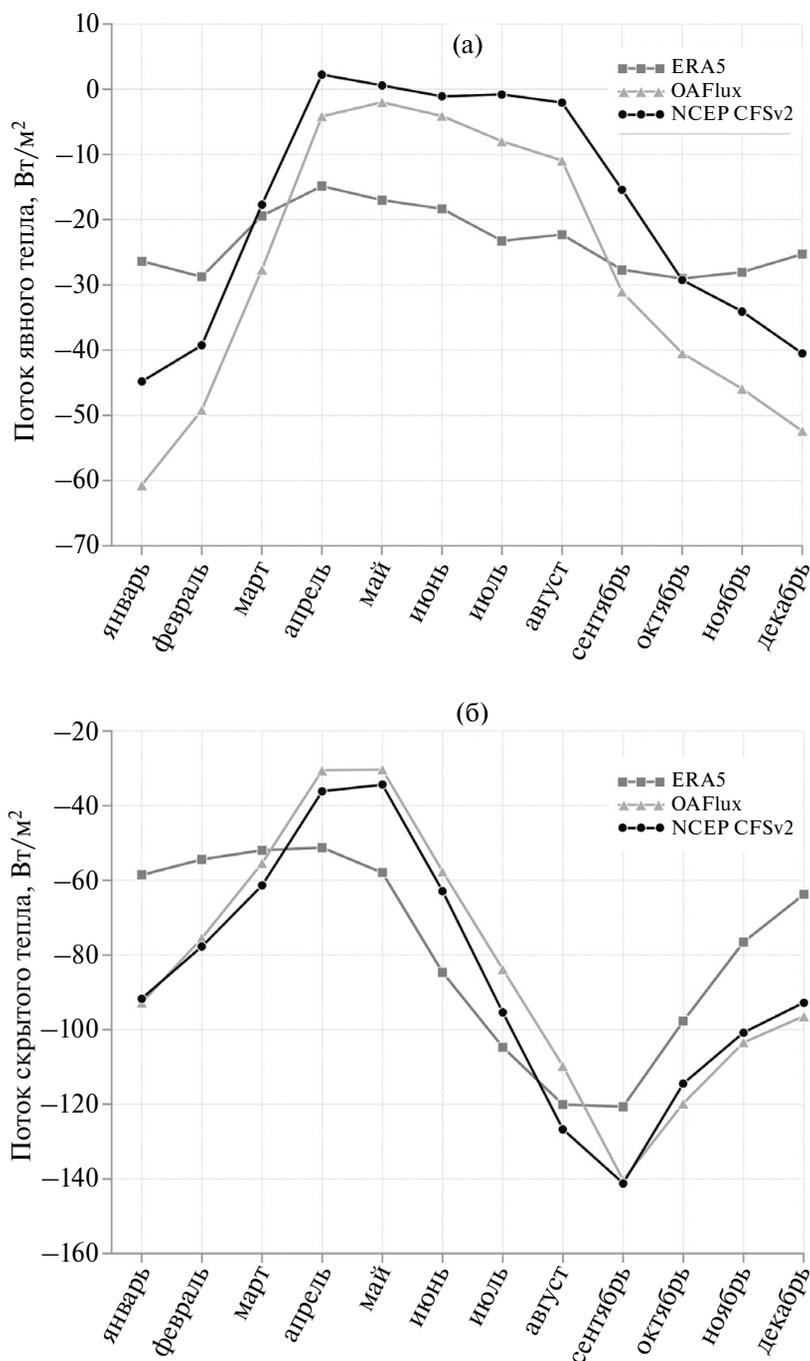


Рис. 3. Потоки тепла через границу вода – воздух по данным различных реанализов: а) явного тепла; б) скрытого тепла.

CFSv2 (1 Вт/м^2), а также в [28] по данным ECMWF и в [23], где использовались определенная модель для длинноволновой и коротковолновой компонент и расчеты для турбулентных потоков по входящим данным из ERA40, также близки к нулевому балансу (3.5 Вт/м^2 и 0 Вт/м^2). Однако есть довольно серьезные отличия по сезонным потокам тепла – как те, которые описаны выше для исследуемого нами района, так и в сравнении с другими работами для всего моря.

Так, зимой и осенью суммарный поток тепла в районе Геленджика равен $-85/-142/-134 \text{ Вт/м}^2$ и $-88/-121/-83 \text{ Вт/м}^2$ (ERA5/WHOI OAFflux/NCEP соответственно), в то время как в работах [20, 28] зимой получается $-87/-90 \text{ Вт/м}^2$ и осенью $-74/-81 \text{ Вт/м}^2$. Видно, что значения в WHOI OAFflux и NCEP значительно выше. Весной и летом у нас среднесезонные значения были $52/73/100 \text{ Вт/м}^2$ и $50/83/122 \text{ Вт/м}^2$ (ERA5/WHOI OAFflux/NCEP соответственно),

в [20, 28] получались близкие значения: $87/89 \text{ Вт/м}^2$ весной и $89/85 \text{ Вт/м}^2$ летом. Тут существенно ниже значения по данным ERA5 и выше по NCEP CFSv2.

Различия обусловлены выбором входных данных и используемых в них параметризаций. Для гидродинамического моделирования Черного моря эти различия являются довольно острым вопросом. Эта тема подробно обсуждается, например, в [21].

Потоки явного и скрытого тепла зависят от турбулентных процессов на границе океана и атмосферы, и, как известно, их изменчивость очень высока в зависимости от используемых методов оценки и параметризаций [26]. Определение этих потоков с использованием различных моделей до сих пор характеризуется большой неопределенностью. В проекте WHOI OAFflux, использующем математическую оптимизацию спутниковых данных и опорные станции для валидации расчетов, турбулентные потоки определяются точнее, и, если брать общую оценку для этих потоков, то реанализ NCEP CFSv2 выглядит предпочтительнее, чем ERA5 (рис. 3).

Таким образом, после сравнения с данными проекта WHOI OAFflux и с результатами сопоставления расчета виртуального теплозапаса ДС с данными судовых измерений, для дальнейшей работы было принято решение использовать реанализ NCEP CFSv2, который наиболее близко к реальности описывает суммарный поток тепла в теплый период года. Сравнение потоков в CFSv2 и ERA5 представляется важным в усло-

виях частого обращения океанологов к современным базам данных и весомым аргументом для использования NCEP CFSv2 в других подобных исследованиях.

РЕЗУЛЬТАТЫ

На рис. 4 представлены результаты сравнения “реального” теплозапаса по данным измерений и «виртуального» теплозапаса, рассчитанного интегрированием по времени суммарного потока тепла по данным различных реанализов. Из рисунка видно, что наиболее близким к реальному является виртуальный теплозапас, рассчитанный по данным реанализа NCEP CFSv2. Поэтому в дальнейшем мы будем анализировать потоки тепла между морем и атмосферой и виртуальный теплозапас ДС по данным этого реанализа.

С первой декады апреля реальный теплозапас ДС составляет около $50^\circ\text{C}\cdot\text{м}$, что говорит о том, что температура воды в апреле в ВКС выше 9°C . Теплозапас растет вплоть до первой декады августа и затем выходит на плато, сохраняя величину около $460^\circ\text{C}\cdot\text{м}$. Затем, в середине сентября теплозапас начинает постепенно снижаться до $300^\circ\text{C}\cdot\text{м}$ к концу ноября.

Виртуальный теплозапас к началу апреля также не является нулевой величиной, так как прогрев моря начинается уже в третьей декаде марта. Он также растет до середины августа до величины $\sim 420^\circ\text{C}\cdot\text{м}$ и затем в сентябре начинает снижаться.

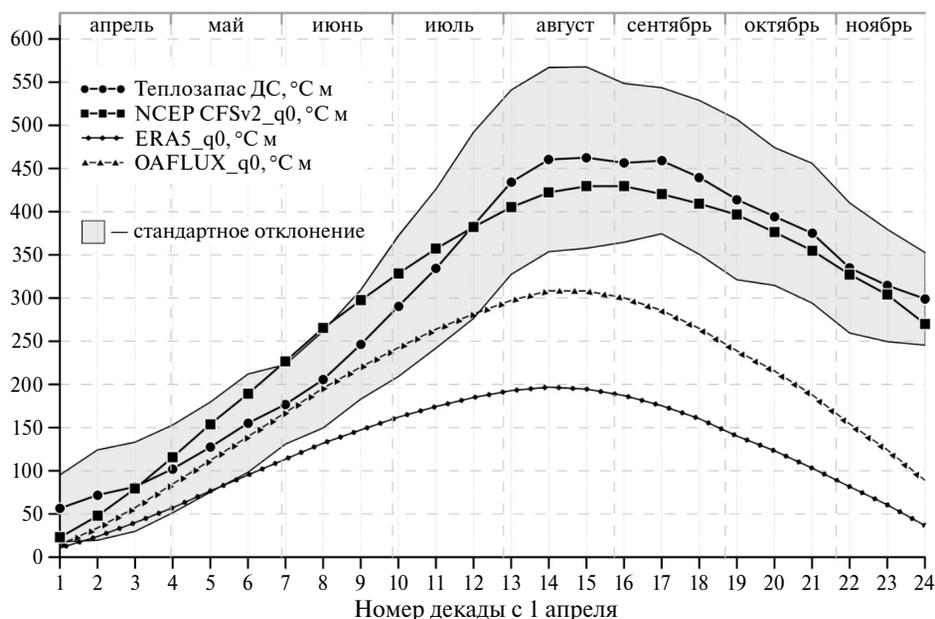


Рис. 4. Сравнение теплозапаса деятельного слоя по данным измерений с интегральным суммарным потоком тепла, рассчитанным по данным реанализов NCEP/CFSv2, ERA5 и проекта WHOI OAFflux.

Далее сопоставим особенности временной эволюции виртуального и реального теплозапасов ДС. С середины апреля и вплоть до середины июля реальный теплозапас меньше, чем виртуальный, а с середины июля он превышает виртуальный вплоть до ноября включительно. Хотя отмеченные выше различия невелики и вполне могут быть обусловлены статистическими погрешностями, не исключено, что за ними кроется определенный физический смысл. Так, с апреля до июня включительно уменьшается и достигает минимума экмановская накачка циркуляции и ОЧТ ослабевает [2, 22]. При этом изопикны в прибрежной зоне поднимаются ближе к поверхности, что хорошо видно на рис. 5. Следует отметить, что при этом синфазным образом поднимается и нижняя часть сезонного термоклина [25]. Эта ситуация соответствует сезонному апвеллингу в прибрежной зоне моря, вследствие чего ДС охлаждается снизу. В июле начинается новый цикл усиления экмановской накачки и интенсификации ОЧТ, который продолжается до февраля — марта следующего года. Происходит опускание изопикн, что соответствует даунвеллингу в прибрежной зоне и способствует увеличению теплозапаса ДС. Кроме того, возможна адвекция тепла с юго-востока (за счет ОЧТ), поскольку эта часть моря прогревается летом сильнее, чем его северо-восточная

часть [17, 18, 28]. Для более точных оценок вкладов адвекции, сезонных апвеллингов и даунвеллингов в теплозапас ДС нужны дополнительные исследования.

Наряду с теплосодержанием ДС, имеет смысл оценить по отдельности теплосодержания ВКС и СТ и их временную эволюцию в теплый период года. Соответствующие графики приведены на рис. 6.

Из этих графиков следует, что, за исключением апреля, когда теплозапас СТ больше теплозапаса ВКС, в последующие месяцы теплозапас ВКС догоняет теплозапас СТ, и вплоть до середины июля (13-я декада) они оба нарастают. Затем теплозапас ВКС продолжает нарастать вплоть до середины сентября (17-я декада), а теплозапас СТ быстро убывает. В конце наблюдений теплозапас ВКС в 3.5 раза превышает теплозапас СТ (рис. 7).

Отметим, что поток тепла через границу вода — воздух становится отрицательным начиная с 16-й декады (с начала сентября, см. рис. 2), тогда как теплозапас ДС начинает убывать декадой позднее. Возможно, что поддержание теплозапаса ДС на протяжении этой декады происходит за счет даунвеллинга и адвекции тепла ОЧТ.

Важными характеристиками термической структуры ДС являются температура T_0 ВКС и его толщина H . Эти характеристики для всех

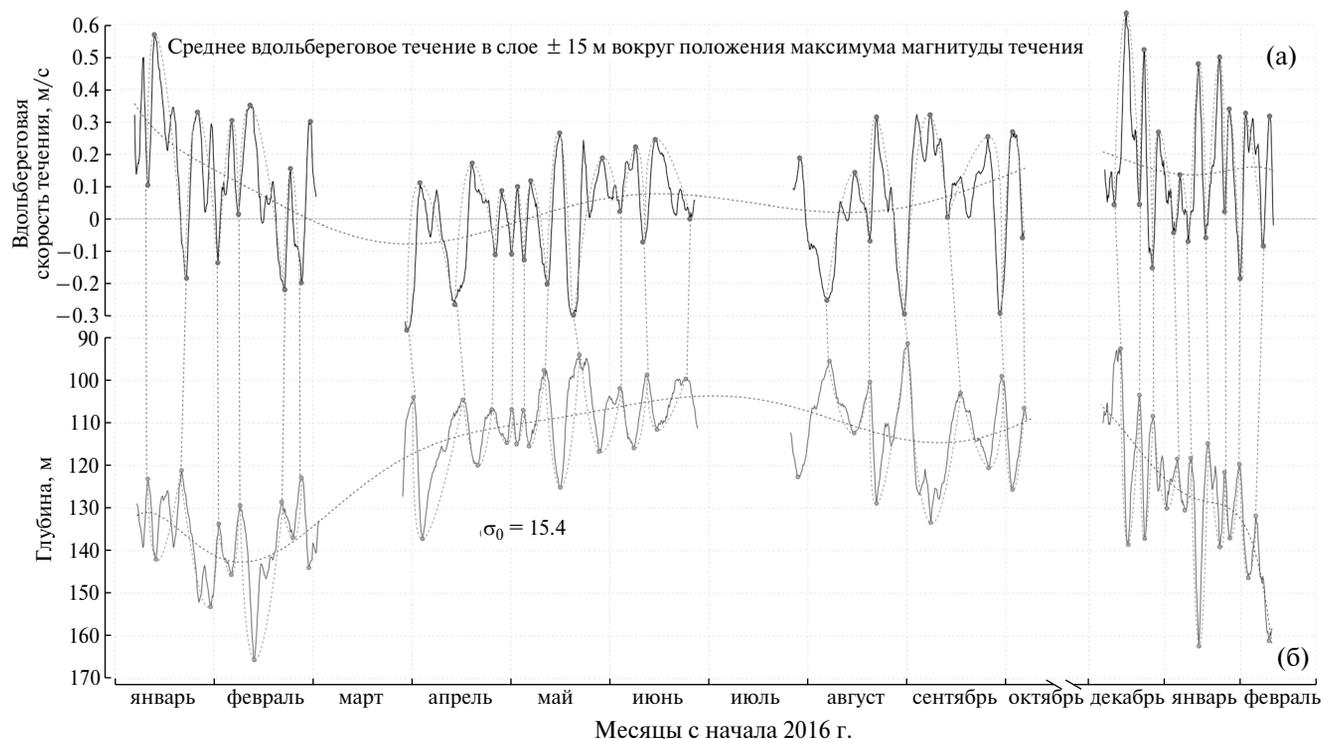


Рис. 5. Временная изменчивость скорости течения (А) и положения изопикны 15.4 кг/м^3 (Б) по данным зонда-профилографа “Аквалог” в 2016 г. (взято из [25]).

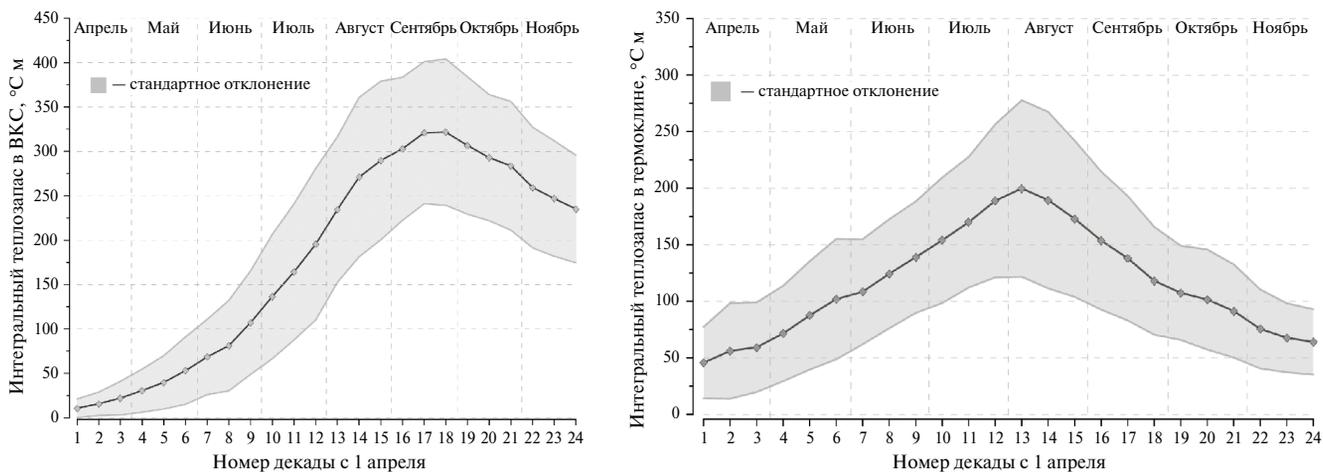


Рис. 6. Декадная изменчивость запасов удельного тепла по данным измерений: ВКС (слева) и термоклина (справа). Значения сглажены по пяти точкам методом скользящего среднего.

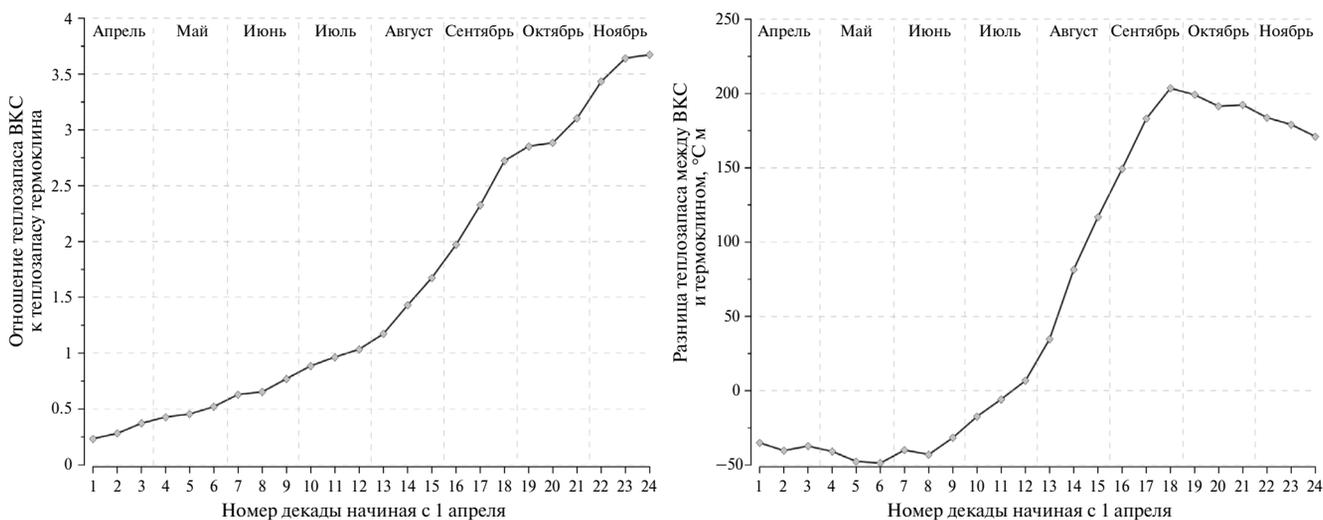


Рис. 7. Отношение теплозапаса ВКС к теплозапасу термоклина (слева) и их абсолютная разница (справа). Величина обоих теплозапасов предварительно сглажена по пяти точкам методом скользящего среднего.

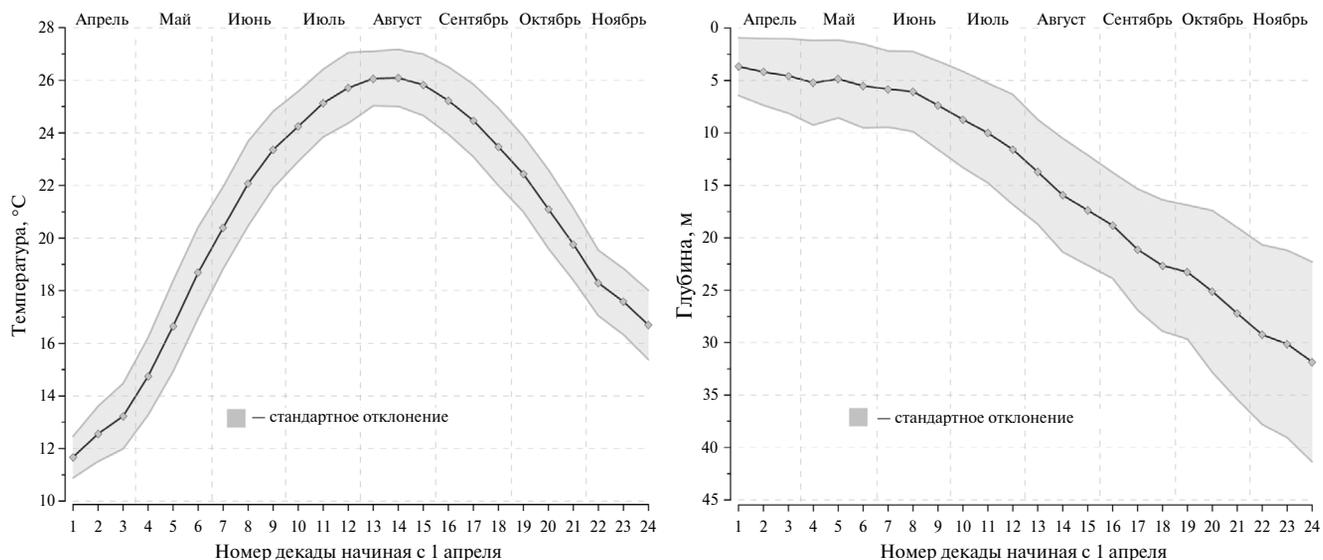


Рис. 8. Декадные значения температуры T_0 (слева) и толщина H ВКС (справа) по данным гидрологических измерений. Значения сглажены по пяти точкам методом скользящего среднего.

24-х декад представлены на рис. 8. Заметим, что определенные нами значения среднедекадной толщины ВКС в апреле – мае несколько меньше, чем ранее опубликованные, в частности, в [9]. Это различие может быть связано с тем, что измерения на Полигоне выполнялись преимущественно в маловетренную погоду и в дневное время суток, когда в ВКС присутствует дневной прогрев и связанный с ним скачок температуры. В дальнейшем мы планируем уточнить данные по толщине и температуре ВКС, используя измерения закормленных термокос, которые осуществляют круглосуточные и всепогодные измерения на протяжении длительных периодов времени [12].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Данная работа имеет, в некоторой степени, прикладной характер. На протяжении многих лет теплый период года (апрель – ноябрь) является временем проведения мониторингового судового разреза на Полигоне ИО РАН. При этом одной из основных задач мониторинга является совместное и квазисинхронное определение значений абиотических и биотических параметров морской экосистемы и их вертикального распределения в водах шельфа и верхней части континентального склона 1–2 раза каждый месяц. Такого рода определение необходимо, например, для исследования влияния физических процессов на химические и биологические параметры экосистемы, которое до сих пор недостаточно изучено.

Анализ данных наблюдений на Полигоне показал, что все измеряемые параметры морской экосистемы являются весьма изменчивыми на синоптическом масштабе времени – от нескольких суток до двух-трех недель [4]. Стало очевидным, что эта изменчивость обусловлена, прежде всего, изменчивостью динамики вод, процессов внутреннего перемешивания, которые к тому же испытывают влияние атмосферных процессов. Однако для того чтобы количественным образом охарактеризовать эту изменчивость, необходимо знать среднее состояние параметров экосистемы и их вертикального распределения, которое эволюционирует на сезонном и внутрисезонном масштабах времени. Прежде всего, это относится к термическим характеристикам водной среды в деятельном слое моря. Для того чтобы определить термическое состояние ДС по дан-

ным многолетнего судового мониторинга, было осуществлено подекадное осреднение профилей температуры от поверхности моря до глубины залегания изотермы 9°C, которая в современный климатический период является своеобразным критерием “подошвы” термоклина. Данная процедура позволила уменьшить разброс данных, вызванных их синоптической и межгодовой изменчивостью, а сглаживание по пяти декадам устранило практически все случайные выбросы.

В результате были получены следующие среднедекадные характеристики, относящиеся к термической структуре черноморского ДС в период с апреля по ноябрь на акватории Полигона ИО РАН:

- относительный теплозапас ДС и его составных частей – ВКС и СТ;
- температура и глубина ВКС;
- глубина залегания нижней границы СТ (изотермы 9°C);

Кроме того, сопоставление реального теплозапаса ДС с виртуальным, рассчитанным по суммарному потоку тепла через границу вода – воздух (по данным различных реанализов), позволило выявить наиболее достоверную для Черного моря базу данных реанализа, которой оказался реанализ NCEP CFSv2. В дальнейшем планируется использовать текущие данные этого реанализа для оценки относительного теплозапаса ДС в различные периоды времени.

Полученные в работе среднедекадные значения параметров теплозапаса и термической структуры ДС будут в дальнейшем использоваться для оценки величины аномалий, проявляющихся в данных текущих измерений, выявления природы этих аномалий и их взаимосвязи с химическими и биологическими параметрами прибрежной черноморской экосистемы на Полигоне ИО РАН. Установление таких взаимосвязей позволит уточнить закономерности влияния абиотических процессов на биотические, что является одной из наиболее важных задач современной океанологии.

Финансирование. Работа выполнена по темам ГЗ FMWE-2024-16 (Зацепин А.Г., Сильвестрова К.П.), FMWE-2024-27 (Подымов О.И.), FMWE-2023-01 (Мурзакова Ю.В.), а также при поддержке гранта РНФ 23-17-00056.

Конфликт интересов. Конфликт интересов у авторов отсутствует.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Арашкевич Е.Г., Луппова Н.Е., Никишина А.Б. и др.* Судовой экологический мониторинг в шельфовой зоне Черного моря: оценка современного состояния пелагической экосистемы // *Океанология*. 2015. Т. 55. № 6. С. 964–970.
2. *Зацепин А.Г., Кременецкий В.В., Пиотух В.Б. и др.* Формирование прибрежного плотностного течения из-за пространственно-неоднородного ветрового воздействия // *Океанология*. 2008. Т. 48. № 2. С. 176–192.
3. *Зацепин А.Г., Кременецкий В.В., Поярков С.Г. и др.* Влияние поля ветра на динамику вод Черного моря // *Комплексные исследования северо-восточной части Черного моря / под ред. А.Г. Зацепина и М.В. Флинта*. М.: Наука, 2002. С. 91–105.
4. *Зацепин А.Г., Островский А.Г., Кременецкий В.В. и др.* О природе короткопериодных колебаний основного черноморского пикноклина, субмезомасштабных вихрях и реакции морской среды на катастрофический ливень 2012 г. // *Известия РАН. ФАО*. 2013. № 6. С. 717–732.
5. *Зацепин А.Г., Островский А.Г., Кременецкий В.В. и др.* Подспутниковый полигон для изучения гидрофизических процессов в шельфово-склоновой зоне Черного моря // *Известия РАН. ФАО*. 2014. № 1. С. 16–29.
6. *Иванов В.А., Белокопытов В.Н.* Океанография Черного моря. Севастополь, 2011. 212 с.
7. *Калацкий В.И.* Моделирование вертикальной термической структуры деятельного слоя океана. Л.: Гидрометеиздат, 1978. 215 с.
8. *Китайгородский С.А.* Физика взаимодействия атмосферы и океана. Л.: Гидрометеиздат, 1970. 284 с.
9. *Кубряков А.А., Белокопытов В.Н., Зацепин А.Г. и др.* Изменчивость толщины перемешанного слоя в Черном море и ее связь с динамикой вод и атмосферным воздействием // *Морской гидрофизический журнал*. 2019. Т. 35. № 5. С. 449–468.
10. *Куклев С.Б., Зацепин А.Г., Подымов О.И.* Динамика холодного промежуточного слоя в шельфово-склоновой зоне северо-восточной части Черного моря // *Океанологические исследования*. 2019. № 3. С. 58–71.
11. *Овчинников И.М., Попов Ю.И.* Формирование холодного промежуточного слоя в Черном море // *Океанология*. 1987. Т. 27. № 5. С. 739–746.
12. *Очередник В.В., Зацепин А.Г., Куклев С.Б. и др.* Примеры подходов к исследованию температурной изменчивости вод шельфа Черного моря при помощи кластера термокос // *Океанология*. 2020. Т. 60. № 2. С. 173–185.
13. *Подымов О.И., Зацепин А.Г., Очередник В.В.* Рост солености и температуры в деятельном слое северо-восточной части Черного моря с 2010 по 2020 г. // *Морской гидрофизический журнал*. 2021. Т. 37. № 3 (219). С. 279–287.
14. *Сильвестрова К.П., Мысленков С.А., Зацепин А.Г. и др.* Возможности использования GPS-дрифтеров для исследования течений на шельфе Черного моря // *Океанология*. 2016. Т. 56. № 1. С. 159–166.
15. Asia-Pacific Data Research Center [Электронный ресурс]. URL: <https://apdrc.soest.hawaii.edu/> (Дата обращения: 19.07.2024)
16. *D'Asaro E.* Turbulence in the upper mixed layer // *Annu. Rev. Mar. Sci.* 2014. № 6. P. 101–115.
17. *Cocar T.* Spatial and temporal variability of the surface temperature in the Black Sea between 2000–2022 // *COMU J. Mar. Sci. and Fish.* 2023. V. 6. № 2. P. 158–165.
18. *Ginzburg A.I., Kostianoy A.G., Sheremet N.A.* Sea Surface Temperature Variability // *The Handbook of Env. Chem.* 2008. V. 5, Part Q. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. P. 255–275. https://doi.org/10.1007/698_5_067
19. *Hersbach H., Bell B., Berrisford P. et al.* The ERA5 global reanalysis // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 2020. V. 146. № 730. P. 1999–2049.
20. *Kara A.B., Barron C.N.* Comment on “Seasonal heat budgets of the Red and Black seas” by Matsoukas et al. // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113. P. C12008. <https://doi.org/10.1029/2008JC004760>, 2008
21. *Kara A.B., Hurlburt H.E., Wallcraft A.J. et al.* Black Sea mixed layer sensitivity to various wind and thermal forcing products on climatological time scales // *Journal of Climate*. 2005. V. 18. № 24. P. 5266–5293.
22. *Kubryakov A.A.; Stanichny S.V.; Zatsepina A.G. et al.* Long-term variations of the Black Sea dynamics and their impact on the marine ecosystem // *J. Mar. Syst.* 2016. V. 163. P. 80–94.
23. *Matsoukas C., Banks A.C., Pavlakis K.G. et al.* Seasonal heat budgets of the Red and Black seas // *J. Geophys. Res.: Oceans*. 2007. V. 112. № C10. C10017.
24. *Ostrovskii A.G., Kochetov O.Y., Kremenetskiy V.V. et al.* Automated tethered profiler for hydrophysical and bio-optical measurements in the Black Sea carbon observational site // *J. Mar. Sci. Eng.* 2022. V. 10. P. 322–339.
25. *Podymov O.I., Ocherednik V.V., Silvestrova K.P. et al.* Upwellings and downwellings caused by mesoscale water dynamics in the coastal zone of northeastern Black Sea // *J. Mar. Sci. Eng.* 2023. V. 11(8). P. 1628. <https://doi.org/10.3390/jmse11081628>
26. *Rai A., Saha S.K.* Evaluation of energy fluxes in the NCEP climate forecast system version 2.0 (CFSv2) // *Clim. Dyn.* 2018. V. 50. № 1–2. P. 101–114.
27. *Saha S., Moorthi S., Pan H.-L. et al.* The NCEP climate forecast system reanalysis // *Bulletin of the American Meteorological Society*. 2010. V. 91. № 8. P. 1015–1058.
28. *Schrump C., Staneva J., Stanev E. et al.* Air–sea exchange in the Black Sea estimated from atmospheric analysis for the period 1979–1993 // *J. Mar. Syst.* 2001. V. 31. P. 3–19.

29. Thomson R., Fine I. Estimating mixed layer depth from oceanic profile data // J. Atm. and Ocean Tech. 2003. V. 20. № 2. P. 319–339. [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(2003\)020<0319:EMLDFO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2003)020<0319:EMLDFO>2.0.CO;2)
30. Thorpe S.A. An Introduction to Ocean Turbulence. Oxford: Cambridge University Press. 2007. 240 p.
31. WHOI OAFflux Project [Электронный ресурс]. URL: <https://oafux.whoi.edu/> (дата обращения: 19.07.2024).

HEAT RESERVE OF THE ACTIVE LAYER IN THE BLACK SEA COASTAL ZONE AT THE GELENDZHNIK STUDY SITE AND ITS EVOLUTION DURING WARM PERIOD

A. G. Zatsepin, O. I. Podymov, K. P. Silvestrova, Yu. V. Murzakova

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

**e-mail: huravela@yahoo.com*

Based on the data of CTD-profiles, acquired in 2010–2023 in the northeastern part of the Black Sea, at the SIO RAS Gelendzhik study site, relative heat content of active layer was estimated, along with its changes during the warm period, from April to October. The heat content was also calculated individually for upper mixed layer and seasonal thermocline, which constitute the active layer. These real data estimations were compared with heat content calculations based on reanalysis datasets ERA5, NCEP CFSv2 and WHOI OAFflux. It was shown that NCEP CFSv2 provides the result closest to the real data.

Keywords: Black Sea, Gelendzhik study site, long-term CTD-soundings data, warm period of the year, heat reserve of the active layer according to measurement data and various reanalyses

УДК: 532.3; 551.326.1

ВЕТРОВОЙ ДРЕЙФ, РАЗРУШЕНИЕ И НАГРОМОЖДЕНИЕ ОБЛОМКОВ ЛЕДЯНОГО ПОЛЯ

© 2024 г. В. К. Гончаров*

Санкт-Петербургский государственный морской технический университет, Санкт-Петербург, Россия

* e-mail: vkgonch@mail.ru

Поступила в редакцию 15.02.2024 г.

После доработки 12.04.2024 г.

Принята к публикации 08.08.2024 г.

Статья содержит модель ветрового дрейфа ледяного поля, которая позволяет оценить скорость дрейфа в зависимости от скорости ветра и размеров ледяного поля, а также кинетическую энергию ледяного поля, которая при его столкновении с неподвижным препятствием выделится и вызовет хрупкое разрушение и образование обломков, формирующих нагромождения перед стационарными шельфовыми сооружениями. Основой для исследования явилось допущение о том, что воздействие ветра и водной массы на ледяное поле можно описать методами, использующимися в аэродинамике и теории корабля. Модель процесса образования нагромождения обломков льда и оценка его размеров основывались на допущении в том, что вся кинетическая энергия ледяного поля расходуется на его хрупкое разрушение, а формирование нагромождения обломков происходит по тем же закономерностям, что и у естественных нагромождений обломков льда: гряд торосов и стамух. Выполненное моделирование дало возможность связать размеры нагромождения обломков льда с размерами ледяных полей и скоростью ветра. Созданная модель и результаты компьютерного моделирования могут быть использованы для практических оценок и прогнозирования размеров нагромождений льда на стационарных платформах и терминалах в морях Арктики и в других замерзающих морях.

Ключевые слова: морской лед, дрейф, ветер, кинетическая энергия, разрушение, обломки льда, нагромождение

DOI: 10.31857/S0030157424060023, **EDN:** FIUAQQ

1. ВВЕДЕНИЕ

Нагромождения льда на береговых и шельфовых сооружениях достигают особенно больших объемов в арктических морях и затрудняют функционирование буровых и добывающих платформ и морских терминалов. Поэтому для эффективного контроля ледовых условий вблизи сооружений необходим прогноз этого явления в соответствии с меняющимися гидрометеорологическими условиями. Дрейф ледяного покрова как целого и отдельных ледяных полей, их давление на препятствие и соударение с препятствием сопровождаются частичным разрушением на обломки льда, которые, погружаясь под лед и поднимаясь на поверхность льда, формируют нагромождения и являются очевидным и понятным механизмом рассматриваемого явления. Интенсивность соударения с препятствием или величина давления в месте контакта льда с препятствием зависят от скорости вызываемого ветром и течениями дрейфа ледяного покрова или отдельных льдин.

Это явление в статическом представлении, когда неподвижное ледяное поле, находящееся в контакте с препятствием, разрушается под действием напора, возникающего в месте контакта вследствие трения ветра на поверхности ледяного поля, исследовалось ранее, и результаты содержатся в публикации [5].

Динамическое представление, при котором ледяное поле дрейфует под действием ветра по морской поверхности и сталкивается с неподвижным препятствием, затрачивая кинетическую энергию на хрупкое разрушение льда, требует математического описания дрейфа ледяного поля с целью оценки скорости его дрейфа и кинетической энергии. Задача аналитического описания дрейфа ледяных полей и ледяного покрова Северного Ледовитого океана изучается уже длительное время, и полученные результаты обобщены в монографиях [6, 7, 22]. Практическое применение этих результатов в рассматриваемой проблеме требует подробных сведений о гидрометеорологической обстановке в рассматриваемой акватории, либо

существенного упрощения решений, что обесценивает их адекватность поставленной задаче.

Перспективным представляется применение к описанию дрейфа изолированного ледяного поля методов теории корабля и аэродинамики, используемых для расчета ходкости судов и движения тел в жидкости на основе схематизации их формы и интегрального представления сопротивления движению со стороны окружающей среды [3, 11]. Этот подход использовался ранее, и полученные результаты, определяющие скорость дрейфа и объем обломков льда в зависимости от скорости ветра и размеров ледяного поля, содержатся в публикациях [4, 18, 19].

В исследовании, результаты которого изложены далее, рассматриваются последствия разрушения ледяного поля в квазистатической постановке, а именно: оцениваются только форма и размеры нагромождения обломков льда по завершении процесса разрушения. То есть собственно процесс разрушения ледяного поля и перемещения обломков льда в пространстве не анализируются. Предполагается, что указанные процессы завершились и возникло статически устойчивое образование с некоторыми фиксированными размерами, которые зависят от размеров обломков льда, подобно насыпям из обломков горных пород на поверхности земли.

В этом случае допустимо считать, что возникшее вблизи неподвижного препятствия нагромождение обломков льда по своей геометрии подобно торосам и грядам торосов, естественно образующимся в морях Арктики при столкновении дрейфующих льдов с припаем. Форма и размеры торосов достаточно хорошо исследованы [21, 23, 24, 26], и эти материалы в исследовании [19] использованы для оценки размеров нагромождений льда перед искусственными сооружениями на шельфе.

Данная статья содержит обоснование и изложение математической модели установившегося ветрового дрейфа ледяного поля и результаты моделирования этого процесса в виде зависимости скорости дрейфа и кинетической энергии от собственных размеров ледяного поля и скорости ветра. Эти результаты послужили в качестве исходных для оценки объема обломков льда, которые при хрупком разрушении могут образоваться при столкновении с неподвижным препятствием.

Далее в статье представлена геометрическая модель нагромождения льда перед препятствием на глубокой воде и результаты расчетов, иллюстрирующих зависимость размеров нагромож-

дения льда от размеров ледяного поля и скорости ветра.

В мелководной акватории условия формирования нагромождения обломков меняются, так как дном ограничивается возможность перемещения обломков льда под поверхность ледяного покрова. В этом случае есть основание предполагать, что форма нагромождения оказывается подобной форме стамух, возникающих при выносе скопления обломков льда на мелководье. На основе результатов измерения размеров стамух и их соотношения [1, 12, 20] построена геометрическая модель нагромождения и выполнены расчеты зависимости размеров нагромождения от размеров ледяного поля и скорости ветра.

Разработанные модели ветрового дрейфа ледяного поля, его разрушения и формирования нагромождений, безусловно, нуждаются в проверке специальными наблюдениями в естественных полевых условиях. В настоящее время для этой цели имеются только фотографии нагромождений льда перед платформой Приразломная в Печорском море, и полученные результаты соизмеримы нагромождениям на доступных фотографиях.

2. ВЕТРОВОЙ ДРЕЙФ ЛЕДЯНОГО ПОЛЯ

Уравнение движения ледяного поля при совместном воздействии ветра и течения, меняющихся по величине и направлению, представлено в работах [4, 18]. В данной статье рассматривается частная задача: движение ледяного поля, имеющего ограниченные размеры и массу, под действием ветра. Предполагается, что ледяное поле не контактирует с другими льдами и дрейфует достаточно далеко от берегов акватории, чтобы не иметь контакта с береговой линией и чтобы изменение глубины не влияло на скорость его движения. Ветер предполагается однородным на площади ледяного поля, и его характеристикой является вектор скорости, который не меняется во времени по направлению (вдоль оси OX) и модулю (скорости). Предполагается, что водная масса в акватории под ледяным полем неподвижна. Влиянием эффекта Кориолиса на траекторию и скорость дрейфа пренебрегаем, так как искривление траектории не влияет на величину кинетической энергии ледяного поля. Реальную форму в плане ледяного поля представляем в виде ориентированного вдоль оси OX прямоугольника с размерами L_{ij} и B_{ij} . Схема движения ледяного поля показана на рис. 1.

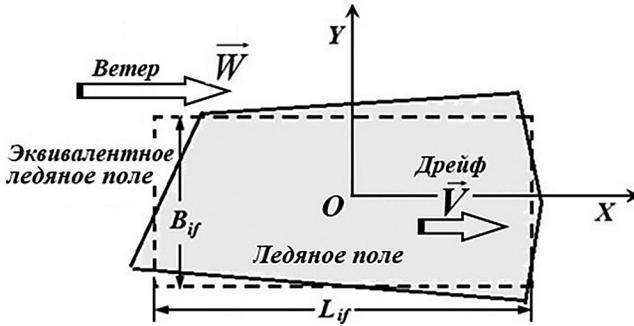


Рис. 1. Схема дрейфа ледяного поля под действием ветра. Пунктиром показано прямоугольное ледяное поле с размерами L_{if} и B_{if} , эквивалентное по площади реальному ледяному полю.

Воздействие ветра на ледяное поле представляет собой сумму трения воздуха на надводной поверхности и лобовой напор на надводной части наветренной стороны ледяного поля. Сопротивление движению складывается из трения воды на нижней поверхности ледяного поля и лобового сопротивления на погруженной части его подветренной стороны. Для аналитического представления этих сил используются методы аэродинамики и теории корабля [3, 11]. С целью упрощения решения реальную форму ледяного поля представляем “эквивалентным” ледяным полем, которое “в плане” является равным по площади прямоугольником, боковые стороны вертикальны, а верхняя и нижняя поверхности горизонтальные и ровные.

При принятых допущениях скорость ветрового дрейфа определяется балансом воздействия ветра на ледяное поле и сопротивления движению со стороны водной массы, которое зависит от скорости дрейфа. Скорость движения (дрейфа) ледяного поля в изложенной постановке можно определить из уравнения баланса сил, действующих на ледяное поле:

$$F_{fr}(w-v) + P_{hp}(w-v) = R_{fr}(v) + R_{hr}(v). \quad (1)$$

В этой формуле F_{fr} – сила трения ветра, P_{hp} – скоростной напор ветра, R_{fr} – сопротивление трения водной массы, R_{hr} – лобовое сопротивление со стороны водной массы, w – скорость ветра, v – скорость движения (дрейфа) ледяного поля. Схема действия этих сил показана на рис. 2. Чтобы не рассматривать ориентацию ледяного поля относительно траектории движения, в качестве характерного линейного размера для вычисления воздействия ветра и сопротивления дрейфу принята средняя величина, определяемая следующей формулой (S_{if} – площадь ледяного поля):

$$L_f = \sqrt{L_{if} B_{if}} = \sqrt{S_{if}}. \quad (2)$$

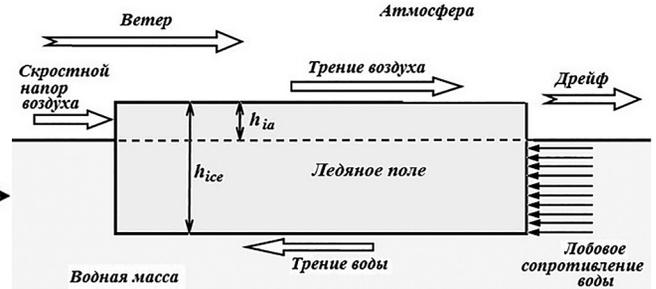


Рис. 2. Силы, действующие на дрейфующее ледяное поле (высота надводной части ледяного поля преувеличена для иллюстрации действующих на него сил).

Силы трения воды и воздуха определяются следующим образом:

$$F_{fr} = \frac{1}{2} \zeta_{fr}^a \rho_a (w-v)^2 S_{if}, \quad R_{fr} = \frac{1}{2} \zeta_{fr}^w \rho_w v^2 S_{if}. \quad (3)$$

В этих формулах $\zeta_{fr}^a, \zeta_{fr}^w$ – коэффициенты трения воздуха и воды соответственно, зависящие от числа Рейнольдса Re , ρ_a, ρ_w – массовая плотность воздуха и воды. Величины числа Рейнольдса и коэффициент сопротивления на границе раздела лед – воздух представим следующим образом [7]:

$$Re_{ai} = \frac{w_{sf}}{v_a} L_f, \quad \zeta_{fr}^a = \frac{0.455}{(\lg Re_{ai})^{2.58}}. \quad (4)$$

В формулах (4) w_{sf} – скорость ветра на поверхности ледяного поля, которая определяется с учетом возвышения ее над поверхностью воды h_{ia} . Эта величина связана с толщиной ледяного поля h_{ice} , с плотностью льда γ_{ice} и морской воды γ_w следующим образом

$$h_{ia} = \frac{\gamma_w - \gamma_{ice}}{\gamma_w} h_{ice}. \quad (5)$$

Используя известное выражение для изменения величины скорости ветра в приповерхностном пограничном слое над морем [6, 8, 16], получаем следующее выражение:

$$w_{sf} = w(h_{ia}) = W_{10} \left(1 + \frac{\sqrt{c_w}}{\chi_0} \ln \frac{h_{ia}}{z_{10}} \right) - v. \quad (6)$$

В этой формуле W_{10} – скорость ветра на высоте $z_{10} = 10$ м, $\chi_0 = 0.4$ – постоянная Кармана и c_w – коэффициент трения морской поверхности. Коэффициент c_w зависит от степени взволнованности морской поверхности, и для морской поверхности, покрытой дрейфующими льдами, препятствующими развитию ветрового волнения, этот коэффициент может быть оценен его минимальной величиной: $c_w = 1.11 \cdot 10^{-3}$ [8, 16].

Сопротивление трения ледяного поля о водную массу зависит от скорости дрейфа v и определяется подобным выражению (4) образом, то есть

$$\text{Re}_{wi} = \frac{v}{w} L_f, \quad \zeta_{fr}^w = \frac{0.455}{(\lg \text{Re}_{wi})^{2.58}}. \quad (7)$$

Лобовой напор ветра и лобовое сопротивление водной массы представим следующим образом:

$$P_{hp} = \frac{1}{2} \zeta_{hp}^a \rho_a (w - v)^2 h_{ia} L_f, \quad (8)$$

$$R_{hp} = \frac{1}{2} \zeta_{hp}^w \rho_w v^2 (h_i - h_{ia}) L_f.$$

Коэффициенты лобового напора и сопротивления можно принять одинаковыми для надводной и подводной частей ледяного поля. Передний и задний торцы следует рассматривать в качестве протяженных преград и принять $\zeta_{vh}^a = \zeta_{vh}^w = 2.1$ [16].

Подставляя полученные результаты в (4), получаем следующее трансцендентное уравнение, позволяющее оценить скорость дрейфа ледяного поля в зависимости от его размеров и скорости ветра:

$$\rho_a \left[\zeta_{hp}^a h_{ia} L_f + \zeta_{fr}^a S_{if} \right] (w - v)^2 - \rho_w \left[\zeta_{hp}^w (h_{ice} - h_{ia}) L_f + \zeta_{fr}^w S_{if} \right] v^2 = 0. \quad (10)$$

Трансцендентное уравнение (10) не имеет решения в явном виде: зависимости скорости дрейфа от скорости ветра $v = f(w)$. Поэтому уравнение решается численно, и результаты в качестве компонента используются в последующем моделировании образования нагромождения обломков ледяного поля перед неподвижным препятствием. На рис. 3 показана зависимость скорости дрейфа ледяного поля (размеры: $L_{if} = 200$ м, $B_{if} = 80$ м) от скорости ветра для различных толщин льда. Здесь же представлены зависимости для скорости дрейфа сплошного ледяного покрова (2% от скорости ветра [7, 22]) и скорость ветрового дрейфового течения в отсутствие ледяного покрова на широте = 70° с.ш., оцениваемая по известному решению Экмана [8]:

$$v_{wd} = \frac{0.0127 W_{10}}{\sqrt{\sin \phi}}. \quad (11)$$

Представленные материалы показывают, что скорость ветрового дрейфа отдельного ледяного поля существенно превышает скорость ветрового дрейфового поверхностного течения (в отсутствие льда) и скорость ветрового дрейфа сплош-

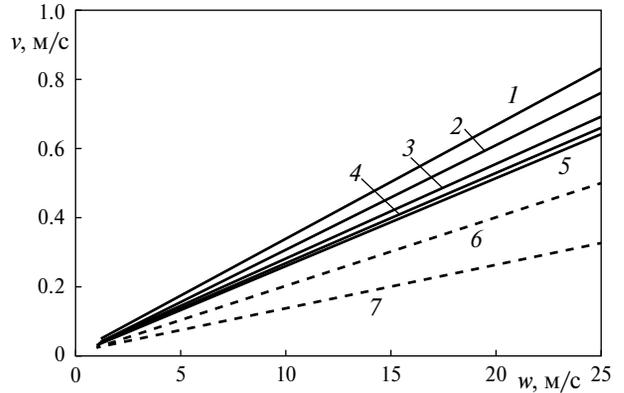


Рис. 3. Зависимость скорости дрейфа ледяного поля от скорости ветра при различных толщинах льда. Обозначения: 1 — $h_{ice} = 0.25$ м, 2 — $h_{ice} = 0.5$ м, 3 — $h_{ice} = 1$ м, 4 — $h_{ice} = 1.5$ м, 5 — $h_{ice} = 2$ м, 6 — скорость дрейфа сплошного ледяного покрова, 7 — скорость ветрового течения.

ного ледяного покрова в той же акватории. Этот эффект можно объяснить следующим образом: изолированное ледяное поле возвышается над поверхностью воды, и на наветренную сторону надводной части торца поля действует скоростной напор ветра, который превышает трение на сравнительно небольшой поверхности ледяного поля, в то время как у сплошного ледяного покрова существует только воздействие трения воздушной массы. Результаты расчетов также показывают, что скорость дрейфа ледяного поля уменьшается с увеличением толщины льда. Это связано с увеличением вклада лобового сопротивления погруженной части ледяного поля (8) в общем сопротивлении ветровому дрейфу ледяного поля.

3. ОЦЕНКА ОБЪЕМА ОБЛОМКОВ ЛЬДА ПРИ РАЗРУШЕНИИ ЛЕДЯНОГО ПОЛЯ

Величина кинетической энергии движущегося тела определяется его массой и скоростью. Для дрейфующего ледяного поля толщиной h_{ice} с характерным размером L_f кинетическая энергия является функцией скорости ветра w и определяется выражением

$$E_{kif}(w) = \frac{1}{2} \gamma_{ice} h_{ice} S_{if} \left[v(w, h_{ice}, L_f) \right]^2. \quad (12)$$

Это выражение показывает, что кинетическая энергия ледяного поля увеличивается с ростом его толщины и площади и возрастает пропорционально квадрату скорости дрейфа. В то же время сама скорость дрейфа ледяного поля зависит от его размеров и толщины, поэтому для оценки характера этой зависимости выполнено специальное моделирование с вариацией входящих в выражение (12) параметров.

Результаты расчетов по формуле (12) оказалось возможным аппроксимировать степенными зависимостями, которые имеют следующую форму:

$$E_{kif}(w) \propto w^{1.97}, E_{kif}(h_{ice}) \propto h_{ice}^{0.748}, \quad (13)$$

$$E_{kif}(L_f) \propto L_f^{2.18}.$$

Таким образом, проявляется многофакторная зависимость кинетической энергии дрейфующего ледяного поля от его размеров и скорости ветра. Полученные в результате моделирования зависимости (13) позволяют понять характер изменения кинетической энергии дрейфующего ледяного поля при вариации его размеров и скорости ветра.

Морской лед – специфичное твердое тело, которое обладает свойствами хрупкого разрушения и вязкоупругой деформации при ударной нагрузке [15, 17]. Сравнение затрат кинетической энергии ледяного поля на проявление каждого из этих свойств не представляется возможным, так как их соотношение зависит от реальной формы ледяного поля, ориентации его в пространстве относительно препятствия и других факторов. Поэтому, ориентируясь на практические приложения, целесообразно выполнить “оценку сверху”, полагая, что вся кинетическая энергия дрейфующего ледяного поля при ударе о препятствие затрачивается на хрупкое разрушение части ледяного поля. В результате разрушения образуются обломки – мелкие куски льда, форма и количество которых не рассматривается.

Соотношение энергии удара и объема образовавшихся осколков характеризуют ударной энергией разрушения. По имеющимся результатам измерений [13, 14, 25], величина удельной энергии разрушения морского льда лежит в относительно широком диапазоне: $e_F = 0.34 \div 4.5$ кДж/м³. Эти

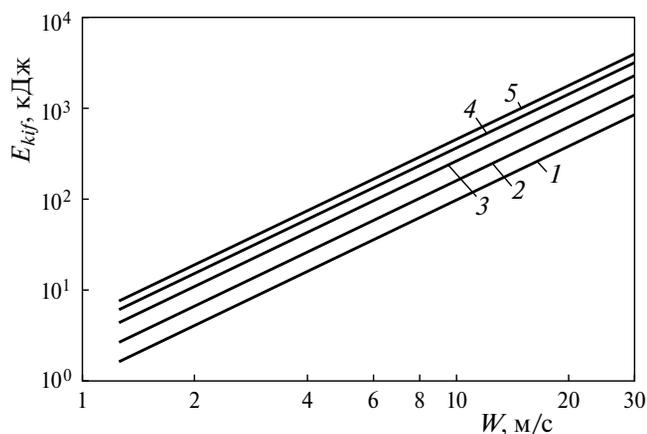


Рис. 4. Зависимость кинетической энергии дрейфующего ледяного поля от скорости ветра при различной толщине льда. Обозначения 1–5 – как на рис. 3.

результаты получены при испытаниях образцов льда с соленостью от 0 до 6.0‰ и температурой от –1°C до –60°C.

Полученное решение для величины кинетической энергии дрейфующего ледяного поля (12) позволяет оценить объем разрушения льда при ударе поля о неподвижное препятствие, приравняв кинетическую энергию ледяного поля E_{kif} к энергии, затраченной на образование объема Q_{if} обломков льда. Полученный результат следует рассматривать как оценку “сверху”, так как часть кинетической энергии ледяного поля в реальных условиях будет истрачена на эффекты, которые сопутствуют соударению реальных твердых тел и не рассматриваются в данном исследовании. Для оценки объема обломков ледяного поля Q_{if} получена следующая формула:

$$Q_{if}(w) = \frac{\gamma_{ice}}{2e_F} h_{ice} L_f^2 [v(w, h_{ice}, L_f)]^2. \quad (14)$$

С использованием этой формулы выполнены оценки объема разрушения льда для некоторой средней величины удельной энергии разрушения льда, например, $e_F = 1.5$ кДж/м³. На рис. 5 представлены результаты расчетов: зависимость объема обломков льда от скорости ветра для ледяного поля с характерным размером $L_f = 100$ м для нескольких толщин льда, которые свойственны однолетним морским льдам в арктических акваториях.

Эти материалы показывают, что при разрушении дрейфующего ледяного поля при столкновении с неподвижным препятствием могут образоваться большие (сотни и тысячи кубометров) объемы обломков льда, которые сформируют нагромождение значительных размеров, увеличивающееся с ростом толщины льда в соответствии с зависимостью (14). Однако эти объемы не столь велики в сравнении с объемом самого ледяного

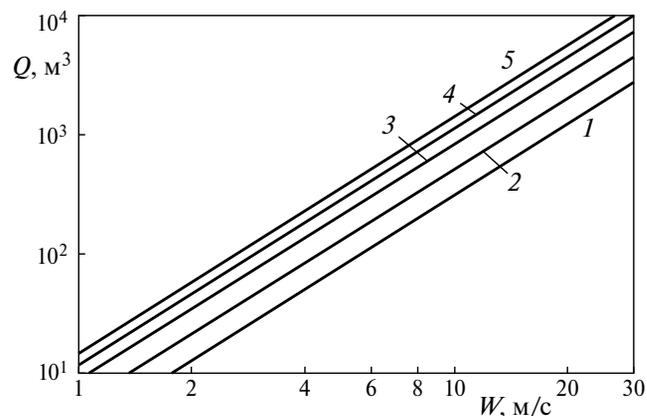


Рис. 5. Зависимость объема обломков льда, образовавшихся при столкновении ледяного поля с препятствием, от скорости ветра для различных толщин льда. Обозначения 1–5 – как на рис. 3.

поля. Согласно рис. 5, для скоростей ветра в диапазоне 10–15 м/с относительный объем обломков льда при разрушении ледяного поля размером $L_f = 100$ м (площадь $S_{lf} = 10000$ м²) не превышает 5% объема ледяного поля до столкновения. С ростом размеров ледяных полей становится неадекватным допущение об отсутствии их взаимодействия с другими ледяными полями, а также об однородности полей скорости ветра и дрейфового течения. Поэтому пределы применимости результатов оценок в отношении размеров ледяных полей требуют дополнительных исследований и уточнения.

4. НАГРОМОЖДЕНИЕ ОБЛОМКОВ ЛЬДА ПЕРЕД ПРЕПЯТСТВИЕМ В НЕОГРАНИЧИВАЕМОЙ ПО ГЛУБИНЕ АКВАТОРИИ

Изложенные выше результаты дают возможность оценить размеры нагромождения льда вблизи борта стационарной платформы. В качестве исходного предполагается, что именно столкновение некоторого конкретного дрейфующего ледяного поля с бортом платформы является естественным и единственным механизмом образования нагромождения и весь объем обломков льда, образовавшихся после столкновения, формирует рассматриваемое нагромождение. Именно этот процесс рассматривался в качестве основного в исследованиях нагромождений льда на платформах и других шельфовых сооружениях [23, 24].

В качестве исходного допущения предполагается считать, что обломки льда, образовавшиеся в результате столкновения дрейфующего ледяного поля с препятствием, формируют протяженную насыпь, подобную по форме своего поперечного сечения торосам в покрытых льдом акваториях. Формы надводной и подводной частей нагромождения, так же как тороса, характеризуются углами склона паруса и киля, которые, в свою очередь, зависят от размеров и веса обломков льда. Этот процесс подобен формированию склонов насыпей из обломков горных пород [9]. Данное допущение позволяет применить результаты исследований формы торосов из обломков льда [21, 23, 24, 26] для оценки размеров нагромождения обломков льда перед препятствием по прогнозируемому их суммарному объему.

Следующие основные характеристики формы торосов сочтено целесообразным принять для последующего анализа [27]:

- отношение высоты паруса H_s к глубине киля H_k равно $H_k/H_s = \beta_1 = 4.4$;

- отношение ширины киля W_k к высоте паруса H_s равно $W_k/H_s = \beta_3 = 15.1$;
- угол склона паруса $\alpha_s = 20.7^\circ$ и угол склона киля $\alpha_k = 26.6^\circ$.

На рис. 6 показана принятая на основе указанных выше допущений схема и геометрические размеры поперечного сечения нагромождения обломков льда перед стеной неподвижного препятствия, подобное половине поперечного сечения протяженного тороса, заимствованной из [27]. Принятая схема нагромождения обломков льда дает возможность представить его поперечное сечение в виде суммы паруса в форме прямоугольного треугольника и киля в форме трапеции с двумя прямыми углами.

Геометрических параметров поперечного сечения тороса, приведенных выше, достаточно, чтобы определить однозначно площадь поперечного сечения A_{ip} нагромождения обломков льда перед стеной препятствия, используя только единственный параметр: высоту паруса H_s . Соответственно, высоту паруса H_s можно представить в зависимости от площади поперечного сечения нагромождения A_{ip} . Соответствующая формула имеет следующий вид:

$$H_s = \sqrt{\frac{2A_{ip}}{\text{Ctg}(\alpha_s) + \beta_1[\beta_3 - \beta_1 \text{Ctg}(\alpha_k)]}}. \quad (15)$$

Чтобы оценить возвышение нагромождения относительно поверхности льда H_{sel} , необходимо учесть толщину ледяного поля h_{ice} и плотность морского льда γ_{ice} . В результате получается следующее выражение:

$$H_{sel} = \sqrt{\frac{2A_{ip}}{\text{Ctg}(\alpha_s) + \beta_1[\beta_3 - \beta_1 \text{Ctg}(\alpha_k)]}} - (1 - \gamma_{ice})h_{ice}. \quad (16)$$

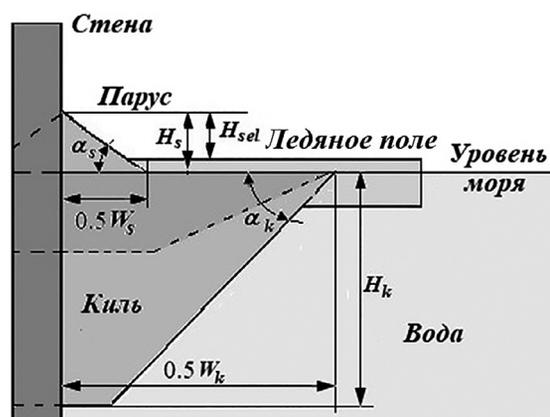


Рис 6. Схема нагромождения обломков льда перед препятствием как половина поперечного сечения тороса (ряды торосов).

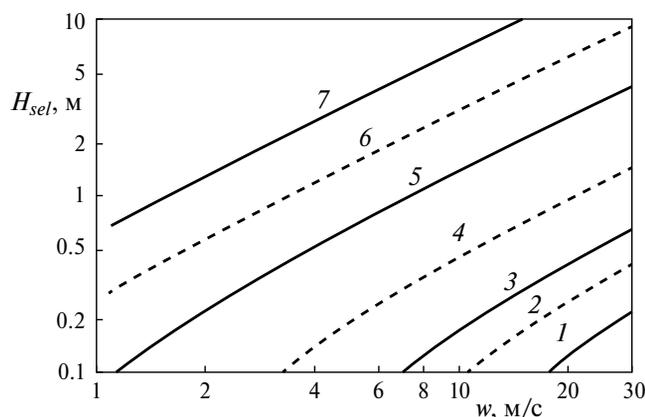


Рис. 7. Зависимость возвышения нагромождения льда перед бортом платформы от скорости ветра и размера ледяного поля с толщиной $h_{ice} = 1$ м. Обозначения: 1 – $L_f = 20$ м, 2 – $L_f = 50$ м, 3 – $L_f = 100$ м, 4 – $L_f = 200$ м, 5 – $L_f = 500$ м, 6 – $L_f = 1000$ м, 7 – $L_f = 2000$ м.

Площадь поперечного сечения нагромождения льда A_{ip} можно представить как объем обломков в следующих двух вариантах:

а) объем обломков льда на единицу длины нагромождения, если ширина ледяного поля, сталкивающегося с препятствием, меньше, чем длина борта платформы L_{pl} , или

б) объем обломков льда на единицу длины платформы, если ширина дрейфующего ледяного поля больше, чем длина борта платформы, и разрушается только часть ледяного поля:

$$A_{ip} = \frac{Q}{L_f}, \text{ при } L_f \leq L_{pl}; \quad A_{ip} = \frac{Q}{L_{pl}}, \text{ при } L_f > L_{pl}. \quad (17)$$

Основываясь на этом представлении, выполнены оценки высоты нагромождения льда вблизи борта платформы Приразломная в Печорском море в зависимости от размеров ледяных полей и скорости ветра с использованием формул (16) и (17). Результаты расчетов представлены на рис. 7.

Оценки возможных возвышений нагромождения льда вблизи борта платформы, выполненные по представленной модели, оказываются близкими к наблюдавшимся в реальных условиях. На фото на рис. 8 показана платформа Приразломная и рабочее судно рядом с нагромождением льда, заимствованное из общедоступного источника [10] (без указания авторства и предыстории образования нагромождения).

Судя по этому фотоснимку, высота нагромождения льда соизмерима с возвышением форштевня и палубы бака рабочего судна. То есть высота нагромождения льда может достигать примерно $H_{sel} \cong 3 \div 6$ м. Результаты моделирования, представленные на рис. 7, дают возможность предполагать, что нагромождения льда такой высоты могут быть результатом столкновения с платформой ледяного поля с размером $L_f > 500$ м в плане и толщиной $h_{ice} = 1$ м, которое дрейфовало под действием ветра со скоростью $w > 20$ м/с. Эти параметры не противоречат данным о ледовых условиях в Печорском море [2].



Рис. 8. Платформа Приразломная, общедоступное фото [10].

5. НАГРОМОЖДЕНИЕ ОБЛОМКОВ ЛЬДА ПЕРЕД ПРОТЯЖЕННЫМ ПРЕПЯТСТВИЕМ В МЕЛКОВОДНОЙ АКВАТОРИИ

Эта проблема актуальна для различного рода береговых сооружений, расположенных на малых глубинах. Для решения ее целесообразно использовать тот же метод, который использовался ранее: сравнение с подобным по механизму возникновения и достаточно хорошо изученным естественным природным процессом и аналогичным по внешним проявлениям его последствий. В качестве такого процесса целесообразно рассмотреть образование стамух: нагромождений обломков льда в прибрежных акваториях. Это явление связывают с ветровым дрейфом и переносом приливным и другими течениями отдельных льдин и торосов на мелководье, где они останавливаются, наслаиваются под действием приливов, смерзаются и образуют нагромождения, достигая значительных размеров [7].

Стамухи являются характерным ледяным образованием для мелководных морей Арктики и для Охотского моря. Анализ геометрических размеров стамух и их соотношения на основе опубликованных различными авторами материалов приведен в [20]. Эти материалы, а также представление о том, что угол наклона склона надледной части стамухи определяется теми же процессами, что у обычного тороса и у насыпи обломков горных пород, дают возможность оценить размеры нагромождения обломков льда перед неподвижным сооружением на мелководье.

Результаты статистического анализа размеров стамух [20] определяют следующие средние величины размеров поперечного сечения стамух:

- средняя высота возвышающейся надо льдом части стамухи $S_{gh} = 7.5$ м;
- средняя ширина поперечного сечения надводной части стамухи $B_{gh} = 36$ м;
- определяемый этими размерами угол склона стамухи $\alpha_{gh} = 22.62^\circ$.

Следует отметить, что угол склона надводной части стамухи ($\alpha_{gh} = 22.62^\circ$) близок к углу склона паруса тороса ($\alpha_s = 20.7^\circ$), хотя и превышает его, что можно связать с различием в размерах обломков льда, которые образуются при столкновении льдин (торосов) и столкновении с другим торосом в составе стамухи.

Геометрия подводной части стамухи определяется глубиной акватории, и склоновые процессы играют ограниченную роль. Поэтому можно считать, что обломки льда, попадающие под лед, формируют основание нагромождения льда,

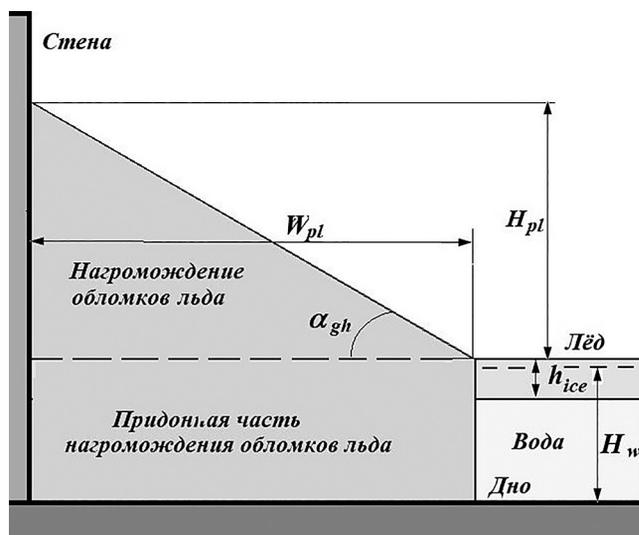


Рис. 9. Схема нагромождения обломков льда перед препятствием на мелководье как половина поперечного сечения стамухи.

имеющее в поперечном сечении форму, близкую к прямоугольнику [12]. Принятая для дальнейшего анализа схема поперечного сечения нагромождения льда на мелководье (как половина поперечного сечения стамухи) представлена на рис. 9.

Для принятой схемы (геометрии) поперечного сечения нагромождения льда на мелководной акватории оказывается возможным представить высоту нагромождения H_{pls} в виде зависимости от площади его поперечного сечения A_{pls} и угла склона надводной части нагромождения α_{gh} , а также от глубины акватории H_w и толщины льда h_{ice} в следующей форме:

$$H_{pls} = \left[\sqrt{1 + \frac{2 \operatorname{tg} \alpha_{gh} A_{ips}}{[H_w + (\gamma_w - \gamma_{ice}) h_{ice}]^2}} - 1 \right] \times [H_w + (\gamma_w - \gamma_{ice}) h_{ice}]. \quad (18)$$

Береговые сооружения имеют в большинстве случаев большую протяженность (набережная, волнозащитный мол), поэтому размеры ледяного поля во многих случаях могут быть существенно меньше протяженности преграды и площадь поперечного сечения нагромождения определяется объемом обломков льда $Q_{if}(5)$ и характерным размером ледяного поля L_f :

$$A_{ips} = \frac{\gamma_{ice}}{2e_F} h_{ice} L_f [v(w, h_{ice}, L_f)]^2. \quad (19)$$

В результате для высоты нагромождения льда перед преградой на мелководье получается следующая зависимость:

$$H_{pls} = \left[\sqrt{1 + \frac{\gamma_{ice} \operatorname{tg} \alpha_{gh} h_{ice} L_f \left[v(w, h_{ice}, L_f) \right]^2}{e_F \left[H_w + (\gamma_w - \gamma_{ice}) h_{ice} \right]^2}} - 1 \right] \times \left[H_w + (\gamma_w - \gamma_{ice}) h_{ice} \right]. \quad (20)$$

Полученное выражение показывает, что, в отличие от глубоководной акватории, на мелководье высота нагромождения льда оказывается зависящей от глубины акватории H_w . На рис. 10 представлены результаты расчетов по этой формуле: зависимость высоты нагромождения обломков льда от глубины акватории после столкновения с препятствием ледяного поля с характерным размером $L_f = 200$ м и толщиной $h_{ice} = 1$ м при различных скоростях ветра: от 10 м/с до 30 м/с.

Результаты моделирования: высоты нагромождений льда на мелководье соответствуют реально наблюдаемым величинам [1]. Поэтому полученное решение можно считать адекватным описанием исследуемого процесса.

6. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Заключительным результатом выполненных исследований является оценка эффектов, появляющихся при столкновении дрейфующих льдов с неподвижными препятствиями, которыми могут быть стационарные платформы и береговые сооружения. Полученное решение учитывает большинство факторов, которые влияют на размеры нагромождений льда перед стационарными гравитационными платформами и береговыми сооружениями, в том числе:

- размеры и толщину дрейфующих ледяных полей, а также удельную энергию разрушения льда;
- скорость ветра, приводящего ледяное поле в движение;
- глубину акватории.

Оценка размеров нагромождения обломков льда построена на предположении, что их геометрическая форма подобна форме торосов и стамух. Это предположение по своей сути не должно вызывать сомнений в его адекватности, так как процессы разрушения дрейфующего ледяного поля при столкновении с припаем и при столкновении с преградой подобны. Однако на процесс формирования нагромождения и его размеры может оказывать влияние форма и размеры самого препятствия. Поэтому представляют интерес полевые исследования форм и размеров нагромождений у платформ и береговых сооружений, а также контроль размеров и скорости дрейфа

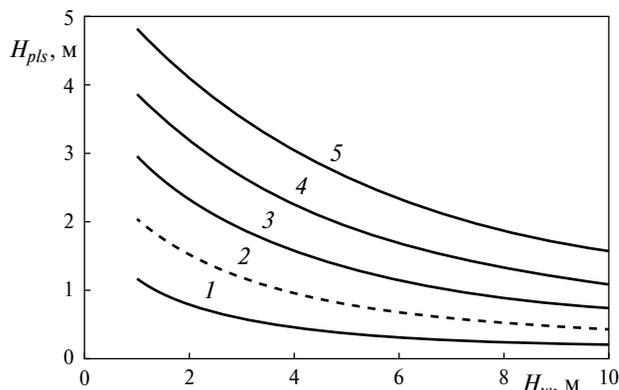


Рис. 10. Зависимость высоты нагромождения обломков льда перед препятствием на мелководье от глубины акватории при различных скоростях ветра. Обозначения: 1 – $w = 10$ м/с, 2 – $w = 15$ м/с, 3 – $w = 20$ м/с, 4 – $w = 25$ м/с, 5 – $w = 30$ м/с.

сталкивающихся с сооружениями ледяных полей. Полученные результаты предоставят возможность проверить и уточнить представленные в статье модели.

С другой стороны, результаты моделирования дрейфа ледяного поля свидетельствуют о том, что скорость поверхностного ветрового течения соизмерима со скоростью ветрового дрейфа ледяного поля относительно неподвижной водной массы на свободной ото льда части акватории. Поэтому необходимо специальное исследование влияния на дрейф ледяного поля ветрового течения, направление которого отличается от направления ветра и зависит от глубины акватории. Учет ветрового течения в модели ветрового дрейфа ледяного поля приведет к увеличению оцениваемой скорости дрейфа относительно неподвижной системы координат, к увеличению кинетической энергии ледяного поля, росту потенциального объема обломков льда и соответствующему увеличению оцениваемого объема нагромождения перед неподвижным препятствием.

7. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данном исследовании методы гидроаэродинамики и теории корабля применены для моделирования динамики морского льда. Основой этого подхода явилось предположение о том, что движение единичного объекта – ледяного поля по водной поверхности допустимо описать методами, которые эффективно применяются для оценки ходкости проектируемых судов. В результате построены модели, которые позволяют прогнозировать размеры нагромождений льда перед стационарными платформами и береговыми сооружениями, основываясь на сведениях о ледовых и метеорологических условиях в рассматриваемых

мой акватории. Созданные модели в дальнейшем предполагается уточнить на основе специального контроля форм и размеров реальных нагромождений льда.

Задачами дальнейших исследований рассматриваемой проблемы могут являться моделирование динамики дрейфа ледяных полей (поскольку для достижения установившейся скорости ветрового дрейфа может потребоваться время и дистанция, превышающая размеры акватории), а также учет вызываемого ветром дрейфового течения, направление которого отличается от направления вызывающего течение ветра. Кроме того, на дрейф ледяных полей оказывают влияние крупномасштабные океанские и приливные течения, которые могут вызвать столкновение ледяных полей с преградой и в отсутствие ветра.

Финансирование. Исследования выполнены при финансовой поддержке Министерства образования и Науки России в рамках реализации программы Научного центра мирового уровня по направлению “Передовые цифровые технологии” СПбГМТУ (соглашение от 20.04.2022 № 075-15-2022-312).

Конфликт интересов. Автор заявляет, что у него нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Астафьев В.Н., Сурков Г.А., Трусков П.А. Торосы и стамухи Охотского моря. СПб: Пресс-Погода, 1997. 197 с.
2. Бушуев А.В., Волков Н.А., Лоцилов В.С. Атлас ледовых образований. Л.: Гидрометеоздат, 1974. 140 с.
3. Войткунский Я.И. Сопротивление воды движению судов. Л.: Судостроение, 1988. 288 с.
4. Гончаров В.К. Ветровой дрейф и разрушение ледового поля // Труды Санкт-Петербургского государственного морского технического университета (СПбГМТУ). 2022. Вып. 4(4). С. 14–26.
5. Гончаров В.К., Пяткин В.А. Исследование взаимодействия ледовых полей с неподвижной преградой // Морские интеллектуальные технологии. 2020. Т. 3. № 1. С. 66–71. Doi.org 10.37220/MIT.2020.47.1.039.
6. Доронин Ю.П. Физика океана. СПб: Изд. РГГМУ, 2000. 340 с.
7. Доронин Ю.П., Хейсин Д.Е. Морской лед. Л.: Гидрометеоздат, 1975. 320 с.
8. Жуков Л.А. Общая океанология. Л.: Гидрометеоздат, 1976. 376 с.
9. Леонтьев О.К., Рычагов Г.И. Общая геоморфология (Учебное пособие) М.: Высшая школа, 1979. 287 с.
10. Объединенная судостроительная корпорация. Пресс-центр. Новости, 4 марта 2022 г. <https://www.aosk.ru/press-center/news/na-platforme-prirazlomnaya-dobyto-bolee-19-mln-tonn-nefti/>.
11. Фабрикант Н.Я. Аэродинамика. Общий курс. М.: Наука, 1964. 816 с.
12. Харитонов В.В., Бородкин В.А. Методика исследования стамух // Материалы докладов XIII Общероссийской научно-практической конференции и выставки “Перспективы развития инженерных изысканий в строительстве в Российской Федерации”, 2017. С. 216–223.
13. Хейсин Д.Е., Лихоманов В.А., Курдюмов В.А. Определение удельной энергии разрушения и контактных давлений при ударе твердого тела о лед // Труды ААНИИ. 1975. Т. 326. С. 210–218.
14. Цунрик В.Г. Теоретические исследования удельной энергии механического разрушения морского льда // Вестник Новосибирского государственного университета. Серия: Математика, механика, информатика. 2013. Т. 13. № 2. С. 119–125.
15. Bridges R., Riska K., Hopkins M., Wei Y. Ice interaction process during ice encroachment // Marine Structures. 2019. V. 67. 102629. <https://doi.org/10.1016/j.marstruc.2019.05.007>
16. Dawson T.H. Offshore structural engineering. Ленинград: Судостроение. 1986. 288 p.
17. Dong J., Li Zh., Lu P. et al. Design ice loads for piles subjected to ice impact // Cold Regions Science and Technology. 2012. V. 71. P. 34–43.
18. Goncharov V.K. Wind drift and breakdown of the ice field // 26th IAHR International Symposium on Ice (IAHR-22). Montreal, Canada. 2022. Paper 79. 11 p.
19. Goncharov V.K. Wind drift and pile up of the ice field // Journal of Marine Science and Engineering. 2023. V. 11. № 6. 13 p. <https://doi.org/10.3390/jmse11061227>
20. Goncharov V.K., Klementieva N. Yu., Li Z. et al. Effective forces on the grounded hummock and piled ice // Proceeding of the 19th International Conference on Port and Ocean Engineering Under Arctic Condition “Recent Development of Offshore Engineering in Cold Regions”, POAC’2007. China. 2007. V. 2. P. 735–746.
21. Hoyland K.V. Ice ridge characteristics and engineering concerns regarding ice ridges // Cold Region Science and Marine Technology (EOLSS). 2012. V. 1. Chapter 29. 19 p.
22. Leppäranta M. The drift of Sea Ice. Springer-Berlin, Heidelberg. Germany. 2011. 350 p.
23. Marchenko A. Modelling of ice piling up near offshore structures // Proceedings of the 20th IAHR International Symposium on Ice. Finland. 2010. 14 p.
24. Patil A., Sand B., Fransson L., Daiyan H. Constitutive models for sea ice rubble in first year ridges: a literature review // Proceedings of the 21st IAHR International Symposium on Ice. Dalian, China. 2012. P. 623–638.
25. Peyton H.R. Sea ice strength // Report NNR307–247. Geophysical Institute. University of Alaska. 1966. 273 p.

26. Sand B., Bonath V., Sudom D., Petrich C. Three year of measurements of the first-year ridges in the Barents Sea and Fram Strait // Proceedings of the International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions, POAC'15. Norway. 2015. 11 p. <https://www.poac.com/PapersOnline.html732-742>
27. Sudom D., Timco G., Sand B., Fransson L. Analysis of first-year and old ice ridge characteristics // Proceedings of the International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions, POAC'2011. Canada. 2011. V. 1. P. 732-742. <https://doi.org/10.4224/23004497>

WIND DRIFT, BREAKDOWN AND PILLING UP OF THE ICE FIELD FRAGMENTS

V. K. Goncharov*

Saint Petersburg State Marine Technical University, Saint Petersburg, Russia

**e-mail: vkgonch@mail.ru*

The article contains mathematical model of the wind drift of the ice field, which allows to estimate the drift speed depending on the wind speed and the size of the ice field, as well as the kinetic energy of the ice field that will be released after it collide with a fixed obstacle, and cause brittle fracture and the formation of fragments that forms piles in front of stationary offshore structures. The basis for the study was the assumption that the effect of wind and water mass on the ice field can be described by methods used in aerodynamics and theory of ship. The model of the process of ice pile formation and the estimation of its dimensions were based on the assumption that all kinetic energy of the ice field is spent on its brittle breakdown, and the formation of the ice fragments pile occurs according to the same laws as in natural accumulations of ice fragments: hummock ridges and stamukhs. The created model and results of computer modelling can be applied for practical assessments and forecast of the dimensions of the ice computer simulation made it possible to relate the size of the pile of ice fragments near stationary platforms and terminals in the Arctic seas and other ice infested seas.

Keywords: sea ice, drift, wind, kinetic energy, breakdown, ice fragments, pilling-up

УДК 551.465

МНОГОЛЕТНИЙ ЛИНЕЙНЫЙ МЕРИДИОНАЛЬНЫЙ СДВИГ СТРУЙНОЙ СТРУКТУРЫ АНТАРКТИЧЕСКОГО ЦИРКУМПОЛЯРНОГО ТЕЧЕНИЯ К ЮГУ ОТ АФРИКИ ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВОЙ АЛЬТИМЕТРИИ: ЗОНАЛЬНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ

© 2024 г. Р. Ю. Тараканов*

Институт океанологии им. П.П. Шишова РАН, Россия, 117997, Москва, Нахимовский просп., 36

* e-mail: rtarakanov@gmail.com

Поступила в редакцию 01.12.2023 г.

После доработки 15.04.2024 г.

Принята к публикации 08.08.2024 г.

Для периода спутниковых альтиметрических наблюдений 1993–2018 гг. выполнена оценка зонального распределения линейного меридионального сдвига струйной структуры и изменения интенсивности течений в секторе Антарктического циркумпольного течения (АЦТ) к югу от Африки (9.875° з.д. – 25.125° в.д.). Под струйной структурой понимается чередование в меридиональном направлении зон повышенных и пониженных значений модуля градиента абсолютной динамической топографии (АДТ), $|\nabla\zeta|$. Работа проведена с использованием разработанной ранее и дополненной в настоящей статье методики, базирующейся на расчетах линейных регрессий, включающей также оценку ошибок расчетов. Для оценки зональных распределений сектор был разделен на меридиональные полосы, для каждой из которых проводился расчет. Оптимальная ширина полосы оценена в 2.5° д. Показано наличие заметной зональной неоднородности сдвига струйной структуры и изменения интенсивности течений. С этой неоднородностью очевидно связаны количественные расхождения в расчетах указанных параметров с разделением на полосы, с последующим их осреднением по зональному ряду, и без разделения на полосы. Качественно картины сдвигов струйной структуры и изменения интенсивности течений с разделением на полосы и без него сходны.

Ключевые слова: динамическая топография, спутниковая альтиметрия, струи, Антарктическое циркумпольное течение

DOI: 10.31857/S0030157424060031, **EDN:** FITNTS

1. ВВЕДЕНИЕ

Самое мощное по расходу воды в Мировом океане Антарктическое циркумпольное течение (АЦТ), опоясывающее антарктический континент с запада на восток, разделяется на струи [1, 13], т. е. зоны, характеризующиеся на поверхности океана повышенными скоростями течения. В силу геострофической природы АЦТ, на поверхности океана струи проявляются увеличенным наклоном абсолютной динамической топографии (АДТ, ζ), изолинии которой (изогипсы) являются линиями тока геострофического течения на поверхности океана, а в толще океана – увеличенным наклоном изопикнических поверхностей. В Южном полушарии большие значения АДТ остаются слева от направления течения, в Северном – справа. Соответственно струям на картах АДТ соответствуют сгущения изогипс

(зоны увеличенных градиентов АДТ, $\nabla\zeta$). Чередование в поперечном к течению направлении зон повышенных и пониженных значений модуля градиента АДТ формирует струйную структуру АЦТ.

В соответствии с представлениями [13], считающимися на сегодняшний день классическими, в зоне АЦТ во всем циркумпольном круге выделяется три струи (в терминологии авторов этой работы): Субантарктический фронт, Полярный фронт и Южный фронт АЦТ. Следуя работе [2], эти струи мы будем называть Субантарктическим (САТ), Южным полярным (ЮПТ) и Южным антарктическим (ЮАТ) течениями соответственно. Более поздние исследования, опирающиеся на данные спутниковой альтиметрии, выделяют большее количество струй – до 9 во всем циркумпольном круге [14] и до 12 в региональных

исследованиях [5, 6, 7]. Согласно выводам работы [15], струи АЦТ во всем циркумполярном круге и во времени привязываются к одним и тем же изогипсам. Вместе с тем большая часть современных исследований не обнаруживает систематического долгосрочного меридионального смещения струй АЦТ (см. обзор в [10], а также в [16]). Кроме того, на сегодняшний день ряд исследований [9, 11, 17] не свидетельствует о том, что какой-либо один фронт поддерживает непрерывную структуру на всем протяжении АЦТ.

В работе [16] автором настоящей статьи на основе оригинальной методики, опирающейся на линейный регрессионный анализ, было проведено исследование линейного меридионального сдвига струйной структуры и линейного изменения интенсивности течений в АЦТ в секторе Южного океана к югу от Африки (от 10° з.д. до 25° в.д.) (рис. 1) за период 1993–2018 гг. Причем под сдвигом, в контексте этой работы, понималось смещение за весь период наблюдений формы осредненных по указанному сектору Южного океана среднегодовых кривых зависимости $|\nabla\zeta|$ от широты или значений АДТ, а под интенсивностью течений – величины $|\nabla\zeta|$. Отметим, что расчет именно меридионального сдвига связан с тем, что струи АЦТ в этом секторе квазизональны (рис. 1). В работе [4] методика была доработана и расширена в отношении оценок сдвигов струйной структуры по производным от модуля градиента АДТ величинам: собственно, по модулю градиента АДТ, модулю геострофической скорости $|u|$ на поверхности океана, удельной кинетической энергии $\frac{1}{2}u^2$ и половины квадрата модуля градиента АДТ $\frac{1}{2}|\nabla\zeta|^2$. Показано, что хотя качественно картины сдвигов и изменения интенсивности течений, рассчитанные по этим четырем параметрам, сходны, количественные различия в расчетах могут быть существенны, т. е. больше их ошибок, даже в паре параметров $|\nabla\zeta|$ и $|u|$, которые отличаются друг от друга лишь зависящим от широты множителем $|g/f|$ (g – ускорение свободного падения, f – параметр Кориолиса). При расчете через $|\nabla\zeta|$ смещение всей струйной структуры в полосе АЦТ (57° – 42° ю.ш.) составило $0.05^\circ \pm 0.03^\circ$ ш. (величина сдвига \pm стандартная ошибка), а относительно шкалы АДТ (в полосе от -130 до 20 см по шкале АДТ, приведенной к середине интервала 1993–2002 гг.) – 8.6 ± 0.3 см, что хорошо согласуется со средней величиной роста уровня Мирового океана, оцениваемого за

22 года (1993–2014 гг.) спутниковых альтиметрических наблюдений в 7.5 см [8]. В работе [3] методика, предложенная в [16], была модифицирована и дополнена для анализа сезонных гармонических колебаний меридионального сдвига струйной структуры АЦТ.

В настоящей работе, используя методику [16] с изменениями [4], проводится оценка зонального распределения сдвига струйной структуры и изменения интенсивности течения практически для того же сектора АЦТ к югу от Африки, что и в работах [3, 4, 16]. Исходя из методических соображений, сектор смещен на восток на одну восьмую градуса и простирается от 9.875° з.д. до 25.125° в.д. Как и в указанных работах, анализ проводится через модуль градиента АДТ. Сдвиг струйной структуры АЦТ исследуется не только относительно широты, но и относительно шкалы АДТ. В разделе 2 описаны данные, на основе которых выполнен анализ, в разделе 3 – метод анализа данных, в разделе 4 детально рассматриваются результаты расчетов, в разделе 5 содержится обсуждение результатов и основные выводы работы, а в Приложении описана процедура оценки ошибок расчетов средних по зональному распределению величин сдвига и изменения интенсивности течений.

2. ДАННЫЕ

Как и в [3, 4, 16], в настоящей работе использовались ежедневные данные по АДТ с сеткой $1/4^\circ \times 1/4^\circ$ из продукта SEALEVEL_GLO_PHY_L4_REP_OBSERVATIONS_008_047 за период 1993–2018 гг., который производится и распространяется Службой мониторинга морской и окружающей среды Copernicus (CMEMS) (<http://marine.copernicus.eu>). Данные АДТ приводятся на нецелые значения градусов – $0.125, 0.375, 0.625, 0.875$. Пример карты АДТ, построенной по этим данным, показан на рис. 1.

Синоптическая (мгновенная, т. е. в определенный момент времени) АДТ представляет собой сумму средней (по времени) АДТ и мгновенной аномалии уровня океана (АУО), определяемой на основе измерений спутниковых альтиметров. В указанном выше продукте использована версия средней АДТ MDT CNES-CLS18 [12], которая рассчитывается для периода 1993–2012 гг. на основе данных разнообразных измерений гидрофизических параметров в толще океана, данных спутниковых альтиметрических наблюдений, моделей геоида и средней уровенной поверхности моря и данных реанализа ветра. Данные АУО

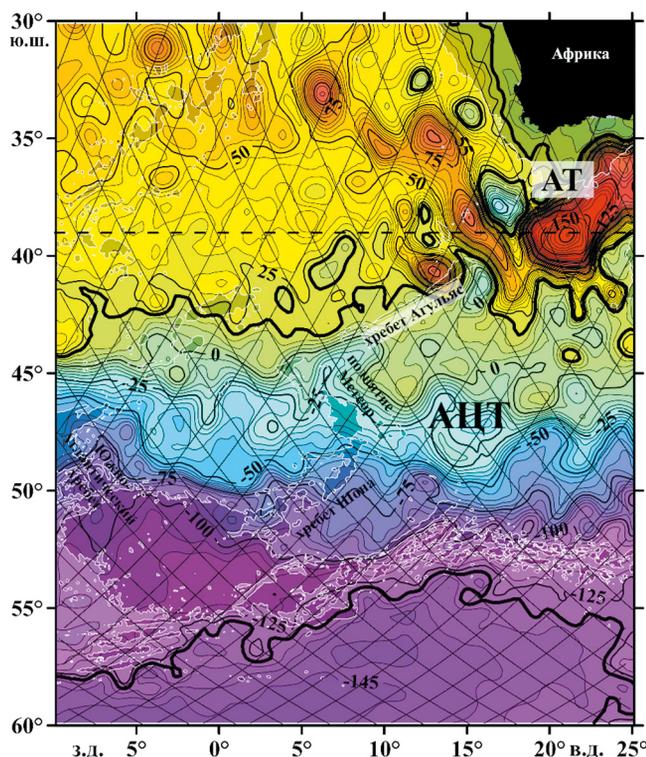


Рис. 1. Абсолютная динамическая топография (изолинии и заливка цветом) в районе к югу от Африки (9.875° з.д. – 25.125° в.д.) на 01.01.2003 г. Жирные изолинии –130 и 20 см показывают ориентировочные границы АЦТ. Аббревиатура АГТ – Агульясское течение, в котором значения АДТ также попадают в диапазон, характерный для АЦТ. Затемненные области, оконтуренные белыми линиями, соответствуют районам океана с глубинами менее 3000 м. Косыми линиями показаны основные треки спутников Т/Р, Jason-1, -2, -3. Штриховая линия на 39° ю.ш. показывает ограничение с севера для расчета кривых зависимости h от ζ .

интерполированы с треков спутников, прописываемых на поверхности Земли, на регулярную сетку для каждых суток. На рис. 1 приведена схема расположения в районе к югу от Африки так называемых основных треков спутников TOPEX/Poseidon (Т/Р) и Jason-1, -2, -3 с альтиметрами, которые повторяются с периодичностью $\tau \approx 10$ сут в течение всего периода спутниковых альтиметрических наблюдений. Дополнительные треки располагаются посередине между основными, т. е. вся сетка дополнительных треков сдвинута на полшага по пространству в зональном направлении относительно основных треков, а также на $\approx \tau/2$ суток по времени. Измерения вдоль них проводятся только в периоды полета одновременно двух указанных спутников с альтиметрами и также учитываются в расчете АУО. Используемый продукт включает в себя также данные других спутников с альтиметрами, имеющих большие углы наклона орбиты.

Вследствие этого их треки создают более частую сетку по пространству, но существенно более разреженную по времени.

3. МЕТОДИКА

Основой для оценки долговременного линейного меридионального сдвига струйной структуры и изменения интенсивности течений в АЦТ служит метод линейного регрессионного анализа. Вначале по ежедневным данным АДТ рассчитываются ежедневные же карты модуля градиента АДТ, которые затем осредняются за некоторый промежуток времени и по направлению на поверхности океана. В нашем случае осреднение проводится за год и вдоль широты или изогипс. Полученный ряд годовых кривых анализируется на многолетнее изменение их формы. Линейный регрессионный анализ позволяет разделить это изменение на линейные сдвиг поперек широты, т. е. вдоль меридиана, или поперек изогипс, т. е. вдоль шкалы АДТ, и изменение интенсивности течения, т. е. модуля градиента АДТ. В работах [4, 16] осреднение по направлению проводилось целиком для всего сектора АЦТ от 10° з.д. до 25° в.д. В нашем случае этот сектор смещен на восток до 9.875° з.д. – 25.125° в.д. и делится на отдельные меридиональные полосы, для каждой из которых выполняется подобный анализ. Полученные оценки сдвигов и изменения интенсивности течения осредняются по набору меридиональных полос. Вопрос выбора ширины меридиональных полос обсуждается ниже в подразделе 4.1 статьи.

3.1. Линейный регрессионный анализ

Изложим кратко, следуя работе [4], алгоритм линейного регрессионного анализа. Для исследуемой физической величины, в нашем случае $|\nabla\zeta|$, рассчитываются средние по меридиональной полосе и за каждый год кривые ее зависимости от параметра a (широты, φ , или АДТ, ζ). Обозначим полученные таким образом кривые как $h(a)$. Для района к югу от Африки расчет $h(a)$, как и в [4, 16], ограничивается с севера 39° ю.ш. с целью отсечения северной периферии Агульясского течения и его циклонических вихрей, значения ζ в которых попадают в диапазон, характерный для АЦТ (рис. 1). Детально способы расчета подобных кривых описаны в работе [16]. Таким образом, для каждой физической величины получается набор из 26-ти среднегодовых кривых.

На основе рассчитанного выше набора среднегодовых кривых вычисляются два распределения: $x(a)$ – производная по a от распределения h ,

которое является средним за все время наблюдений; $y(a)$ – линейные изменения значений h за весь период наблюдений для каждого сеточного значения a , рассчитываемые через коэффициент линейной регрессии зависимости значений h от времени, приведенного к единичному интервалу. Пара распределений $x(a)$ и $y(a)$ может быть представлена на одной плоскости с параметрической зависимостью от a . На этой плоскости для какого-либо диапазона a , например, соответствующего полосе АЦТ, оценивается линейная регрессия между x и y . При этом коэффициент k линейной регрессии с обратным знаком представляет собой линейный сдвиг струйной структуры АЦТ за весь период наблюдений, а свободный член регрессии b – изменение h по этому диапазону за тот же период. Разница между крайними значениями диапазона a далее нами будет пониматься как масштаб расчета \check{a} , а центральное значение a_0 – как срединная широта или срединное значение АДТ, в зависимости от выбора параметра a .

Процедура оценки ошибки расчета линейных сдвигов и изменения интенсивности течения описана в Приложении 1 в работе [4].

3.2. Осреднение по меридиональным полосам

Пусть D – ширина отдельной меридиональной полосы в градусах долготы такая, что полная ширина исследуемого сектора по широте делится на D без остатка. Тогда для пары величина масштаба, срединная широта (или срединное значение АДТ) средние по набору меридиональных полос величины коэффициента \bar{k} (с обратным знаком равного линейному меридиональному сдвигу) и свободного члена \bar{b} (равного изменению интенсивности течения) определяются следующим образом:

$$\bar{k} = \frac{1}{M} \sum_{m=1}^M k_m, \quad (1a)$$

$$\bar{b} = \frac{1}{M} \sum_{m=1}^M b_m. \quad (1б)$$

Здесь двойная черта обозначает осреднение по индексу m , т. е. по набору меридиональных полос, M – количество меридиональных полос, k_m и b_m – меридиональный сдвиг (с обратным знаком) и изменение интенсивности течения для m -й полосы. Величина D выбирается кратной шагу исходной сетки 0.25° д. Тогда, поскольку градиент АДТ рассчитывается на середину квадрата сетки, число меридиональных линий исходных четверть-градусных данных АДТ, необходимых для расчета, составляет $n = D/0.25 + 1$. При этом

соседние меридиональные полосы для расчета градиента АДТ имеют общие граничные меридиональные линии данных АДТ. Процедура оценки ошибки расчета изложена в Приложении к настоящей работе.

4. РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТОВ

4.1. Выбор ширины меридиональных полос

Идея выбора ширины меридиональных полос D исходит из соображений соответствия этой ширины разрешению поверхности океана основными треками спутников Т/Р, Jason-1, -2, -3. Общее количество таких треков одинакового наклона для всего Земного шара – 127. Таким образом, расстояние вдоль широты между соседними треками спутника составляет $360^\circ/127 \approx 2.83^\circ$ д. Ближайшее наименьшее значение, кратное шагу исходной сетки 0.25° , которое одновременно является делителем числа 360° без остатка, равно 2.5° д. Именно это значение и было нами выбрано в качестве ширины меридиональной полосы для представленного в двух следующих подразделах анализа.

На рис. 2а приведен 26-летний ряд среднегодовых распределений h , т. е. $\langle |\nabla \zeta| \rangle$ (угловые скобки здесь и далее обозначают осреднение по направлению, т. е. вдоль широты или изогипс, и за годовой промежуток времени), для всего исследуемого сектора в зависимости от ϕ . В соответствии с работой [16], широтные полосы, охватывающие зоны повышенных градиентов АДТ, мы условно будем называть течениями САТ, ЮПТ и ЮАТ, а зоны максимальных значений указанных параметров – ядрами этих течений. Граничные широты для каждой из полос указаны в табл. 1.

На рис. 2б, в показаны оценки линейного сдвига струйной структуры и линейного изменения указанного параметра (изменения интенсивности течения) за 26 лет наблюдений в зависимости от масштаба расчета и срединной широты, выполненные без разбиения на меридиональные полосы, а на рис. 2г, д – с разбиением на 14 полос шириной 2.5° д. Расчет проводился с шагом 0.5° ш. по оси масштабов и 0.25° ш. по оси срединной широты. Каждой точке на рисунках 2б, в соответствует один расчет, выполненный по методике, описанной в разделе 3.1, а на рис. 2г, д – с разбиением на меридиональные полосы и осреднением по алгоритму раздела 3.2. Например, для АЦТ северная и южная границы условно принимаются равными 42° ю.ш. и 57° ю.ш. Тогда расчет для полосы АЦТ на указанных рисунках соответствует 15° ш. по оси масштабов и 49.5° ю.ш. по оси срединной широты.

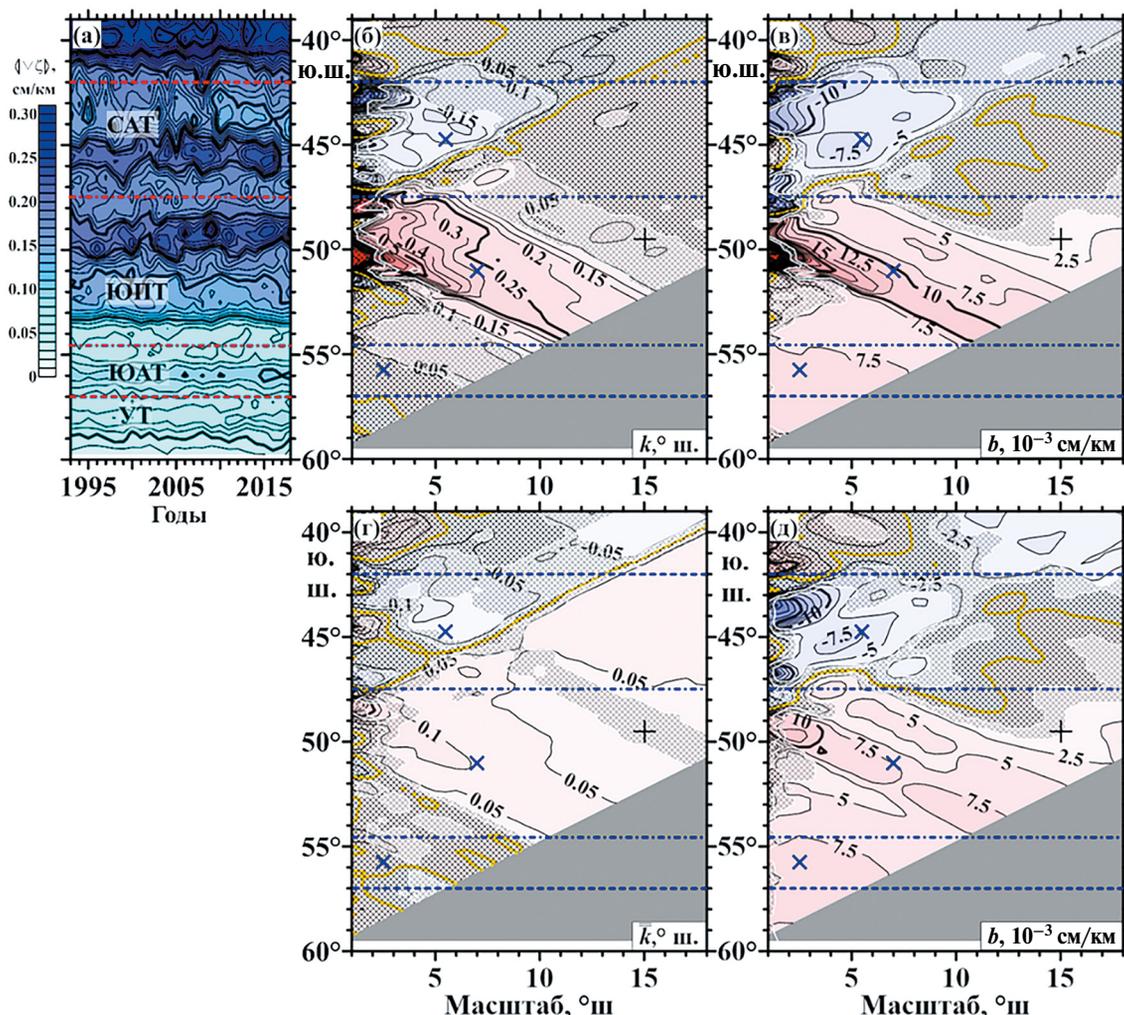


Рис. 2. К расчету сдвига струйной структуры АЦТ к югу от Африки относительно широты и изменения интенсивности течений: (а) – 26-летние ряды среднегодовых распределений $|\nabla\zeta|$ в зависимости от широты φ ; (б), (г) – линейные сдвиги (°ш.) струйной структуры течений в зависимости от срединной широты и масштаба расчета, соответственно без разделения и с разделением на меридиональные полосы; положительные значения сдвига – сдвиг на север; темная штриховка соответствует областям расчетных точек с оценкой сдвига, меньшей стандартной ошибки расчета, светлая – меньшей 95% уровня вероятности (по t-критерию Стьюдента); (в), (д) – соответствующие изменения интенсивности течений (10^{-3} см/км); 10^{-3} см/км в исследуемом секторе примерно соответствует 1 мм/с. Штриховые и штрих-пунктирные горизонтальные линии – условные границы АЦТ и границы между зонами повышенных градиентов АДТ внутри АЦТ. Кресты на рис. 2б, в, г, д обозначают точки, соответствующие полосам расчета САТ, ЮПТ и ЮАТ, а также АЦТ в целом; результаты расчетов для этих точек приведены в табл. 1. Аббревиатуры на рис. 2а: САТ – Субантарктическое течение, ЮПТ – Южное полярное течение, ЮАТ – Южное антарктическое течение, УТ – течение Уэдделла.

Таблица 1. Оценки сдвига меридиональной струйной структуры АЦТ и изменения $|\nabla\zeta|$ в полосе АЦТ относительно широты за 26 лет наблюдений

Струя АЦТ	Условные границы, °ю.ш.	Расчет без разбиения на меридиональные полосы		Расчет с разбиением на меридиональные полосы	
		Сдвиг струйной структуры, °ш. \pm ст. ошибка	Изменение абсолютных значений градиента АДТ, 10^{-3} см/км \pm ст. ошибка	Сдвиг струйной структуры, °ш. \pm ст. ошибка	Изменение абсолютных значений градиента АДТ, 10^{-3} см/км \pm ст. ошибка
САТ	42...47.5	-0.16 ± 0.05	-8.3 ± 1.7	-0.08 ± 0.04	-7.4 ± 1.6
ЮПТ	47.5...54.5	0.29 ± 0.05	10.7 ± 1.5	0.10 ± 0.02	7.4 ± 1.2
ЮАТ	54.5...57	0.02 ± 0.05	8.6 ± 1.2	0.01 ± 0.04	7.8 ± 1.3
АЦТ	42...57	0.05 ± 0.03	1.9 ± 0.9	0.02 ± 0.02	1.5 ± 0.8

Сравнение попарно рисунков 2б и 2г, а также 2в и 2д показывает качественное соответствие друг другу расчетов без разбиения и с разбиением на меридиональные полосы. В частности, области сдвигов струйной структуры одного знака на рис. 2б и 2г практически совпадают. То же касается и сходства в изменении интенсивности течений (рис. 2в и 2д). Вместе с тем, обнаруживаются количественные различия в результатах расчетов, особенно существенные в случае сдвига струйной структуры. Эти количественные различия обусловлены тем, что коэффициенты в линейных регрессионных зависимостях являются некоторым оптимумом (т. е. решением задачи о минимизации дисперсии остатка от линеаризации). В случае расчета по всему исследуемому сектору это оптимум по всем точкам сектора, попадающим в расчет. В случае разбиения на полосы отыскиваются оптимумы по каждой из полос, а затем рассчитывается их среднее. Ясно, что оптимум по всему множеству не обязан быть равным среднему от оптимумов по подмножествам. Таким образом, очевидно, что конечный результат расчета может зависеть от шага разбиения на меридиональные полосы.

Полученный выше вывод позволяет проверить корректность выбора шага меридиональных полос в 2.5 градуса. Для этого были выполнены дополнительные расчеты меридионального сдвига струйной структуры с разбиением на 2 полосы ($D = 17.5^\circ$ д.), 4 полосы ($D = 8.75^\circ$ д.), 7 полос ($D = 5^\circ$ д.), 28 полос ($D = 1.25^\circ$ д.) и 140 полос ($D = 0.25^\circ$ д.). В результатах расчета (рис. 3, а также рис. 2б) видны существенные количественные различия в картинах сдвигов между разбиениями от одной до 14 полос. Вместе с тем картина сдвигов с разбиениями от 14 до 140 полос практически не меняется даже несмотря на то, что использованный нами для анализа продукт является мульти-спутниковым, т. е. построен на данных всех имеющихся спутниковых альтиметров, включая дополнительные треки основных спутников, а также треки спутников с большими углами наклона орбиты. Первые образуют вместе с основными треками сетку с зональным межтрековым расстоянием около 1.42° д., а вторые характеризуются еще меньшими расстояниями между треками. Кроме того, очевидно, что при уменьшении шага увеличивается локальная, т. е. для одной полосы, ошибка расчетов. Таким образом, шаг именно в 2.5° д. представляется оптимальным для исследования зонального распределения меридионального сдвига струйной структуры.

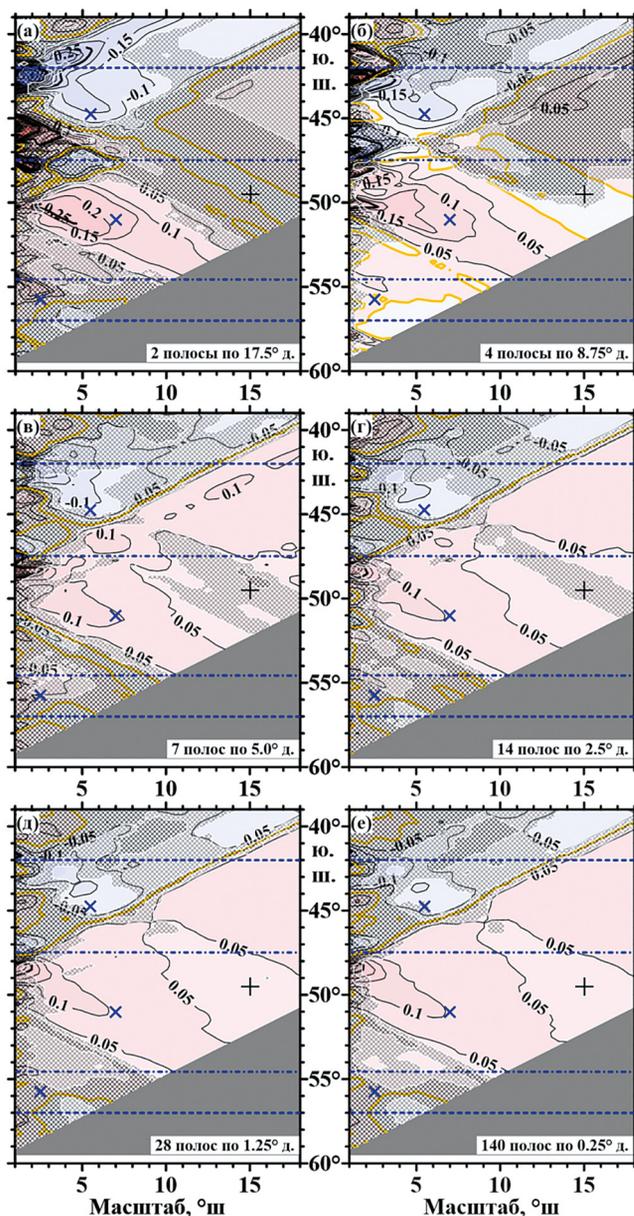


Рис. 3. Оценки среднего сдвига струйной структуры АЦТ ($^\circ$ ш.) в расчетах с разделением исходного сектора к югу от Африки на меридиональные полосы в зависимости от срединной широты и масштаба расчета: (а) – на 2 полосы шириной 17.5° д.; (б) – на 4 полосы шириной 8.75° д.; (в) – на 7 полос шириной 5.0° д.; (г) – на 14 полос шириной 2.5° д.; (д) – на 28 полос шириной 1.25° д.; (е) – на 140 полос шириной 0.25° д. Остальное – как на рис. 2.

4.2. Расчеты относительно шкалы широты

На рис. 4 приведено несколько 26-летних рядов среднегодовых распределений h в зависимости от φ для отдельных меридиональных 2.5° -градусных полос. Для каждой из полос на рис. 4 выделены примерные условные границы АЦТ в целом, а также САТ, ЮПТ и ЮАТ в соответствии с положением граничных изогипс на

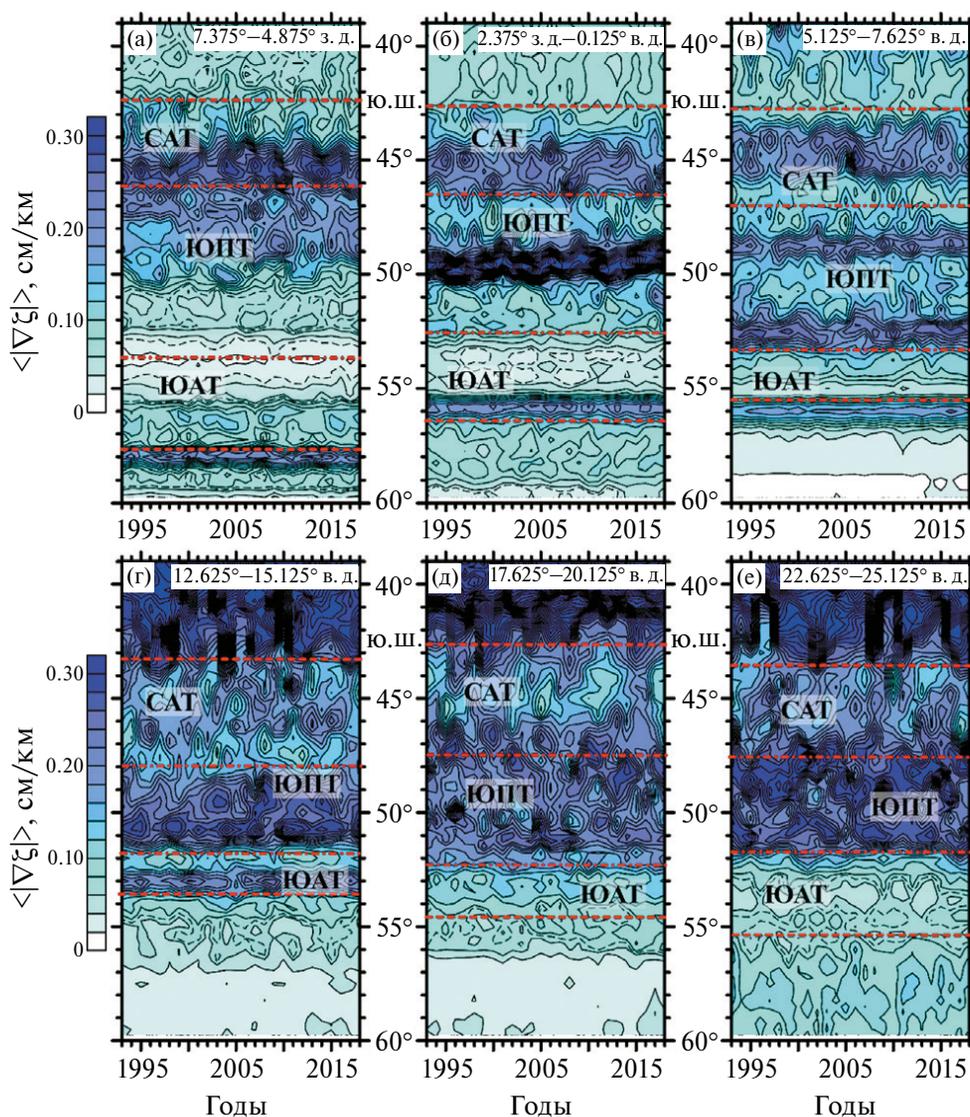


Рис. 4. 26-летние ряды среднегодовых распределений $|\nabla\xi|$ в зависимости от широты φ для отдельных 2.5-градусных меридиональных полос: (а) – 7.375°–4.875° з.д.; (б) – 2.375° з.д. – 0.125° в.д.; (в) – 5.125°–7.625° в.д.; (г) – 12.625°–15.125° в.д.; (д) – 17.625°–20.125° в.д.; (е) – 22.625°–25.125° в.д. Остальное – как на рис. 2а.

рис. 2а. Количество зон максимальных градиентов АДТ в полосе АЦТ в этих рядах составляет от 3-х до 6-ти. По меньшей мере две зоны максимальных градиентов АДТ наблюдается внутри ЮПТ во всех рядах 2.5-градусных меридиональных полос, при этом в полосах к западу от нулевого меридиана южное ядро ЮПТ оказывается слабым. Отметим, что ядра ЮПТ от полосы к полосе меняют свое положение по широте (рис. 4). Это обстоятельство приводит к тому, что при осреднении рядов по всему исследуемому сектору в ЮПТ на рис. 2а наблюдается только одна зона максимальных градиентов АДТ. Наличие дополнительных зон во всей зоне АЦТ в рядах на рис. 4 может быть связано с локальным продольным расщеплением струй и с изменением

положения ядер струй по широте внутри полос. Последнее, в частности, может иметь место к западу от нулевого меридиана, где над поднятием Буве на южной периферии АЦТ наблюдается разворот изогипс на север и даже их отклонение к западу по ходу течения (см. рис. 1). Отметим отсутствие явно выраженной зоны максимальных градиентов АДТ в ЮАТ в меридиональной полосе 5.125°–7.625° в.д. (рис. 4в). К западу от 12.625° в.д. струйная структура АЦТ устойчива во времени, т. е. количество максимумов градиента АДТ не меняется, а их положение по широте меняется незначительно или квазимонотонно. К востоку от указанной долготы струйная структура может меняться как по количеству максимумов (например, в полосе 12.625°–15.125° в.д., рис. 4г), так и по их

положению (та же меридиональная полоса). Наиболее ярко разрушение струйной структуры АЦТ наблюдается в полосе 17.625° – 20.125° в.д., где положение северного ядра АЦТ несколько раз за 26 лет меняется от 46° до 49° ю.ш.

Зональные распределения линейных сдвига струйной структуры и изменения интенсивности течения для нескольких масштабов расчета вдоль широты (рис. 5) имеют общие черты, которые воспроизводят особенности средних распределений как при осреднении по меридиональным по-

лосам, так и в расчетах без разделения на полосы (см. рис. 2). Во-первых, с увеличением масштаба расчета абсолютные значения обоих параметров в основном уменьшаются. Во-вторых, распределения обоих параметров можно разделить примерно по срединной широте 47° ю.ш. К югу от указанной широты оба параметра преимущественно положительны. К северу изменение интенсивности течений преимущественно отрицательное, сдвиг на малых масштабах отрицательный, меняясь на больших масштабах.

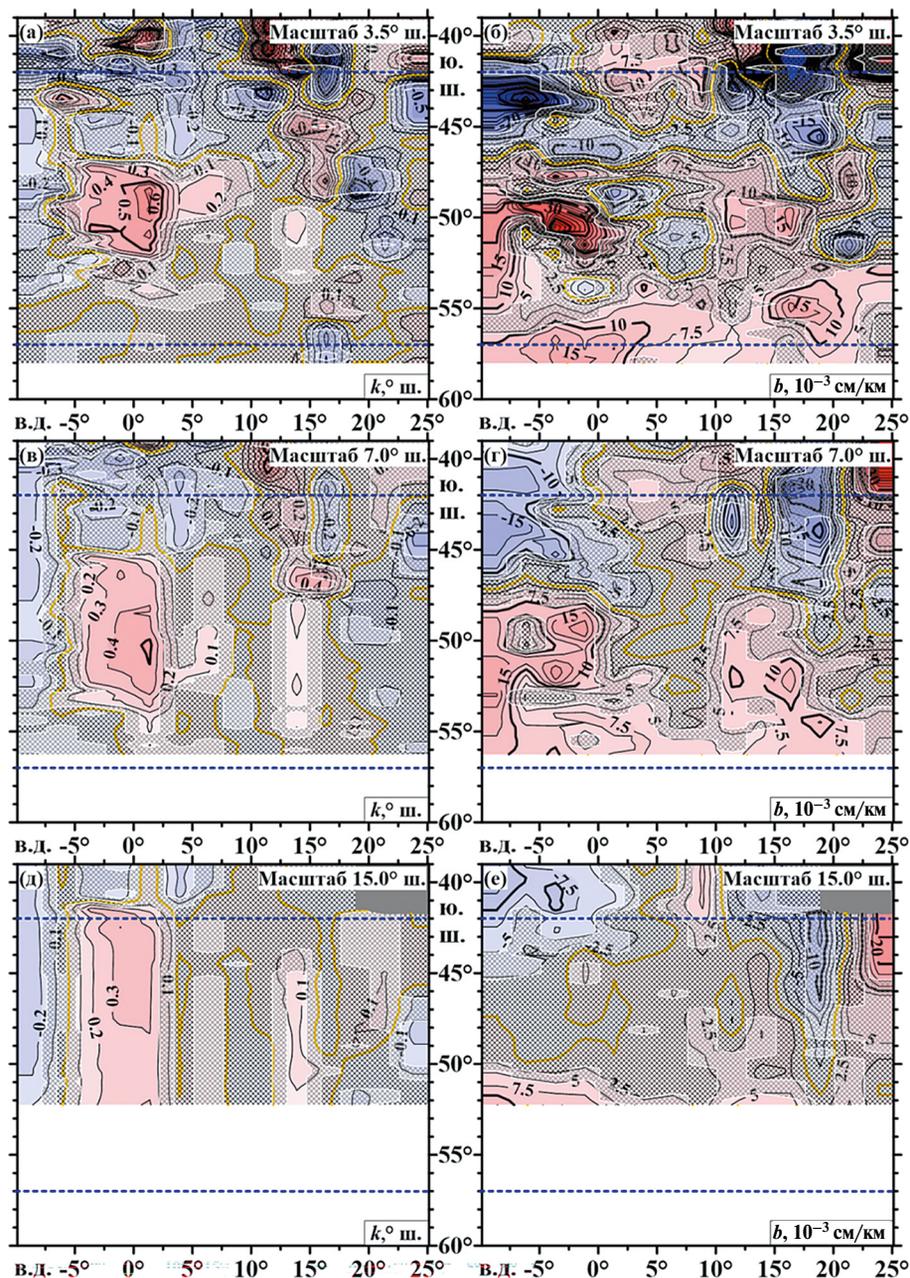


Рис. 5. Распределения меридионального сдвига ($^{\circ}$ ш.) и изменения интенсивности течения (10^{-3} см/км) в зависимости от долготы и срединной широты, построенные по 2.5-градусным меридиональным полосам: (а), (в), (д) – сдвиг; (б), (г), (е) – изменение интенсивности течения. Рис. 5а и 5б – масштаб расчета 3.5° ш., 5в и 5г – масштаб расчета 7° ш., 5д и 5е – масштаб расчета 15° ш. Синие штриховые линии – широты, ограничивающие АЦТ.

Абсолютные значения параметров в зональных распределениях на рис. 5 в основном оказываются меньше или на грани точности расчета. Значимые их величины наблюдаются в отдельных областях этих распределений. Отметим достоверный положительный сдвиг струйной структуры в диапазоне долгот 5.125° з.д. -7.625° в.д. с экстремальными значениями до 0.9° ш. на малых масштабах расчета примерно в зоне ядра ЮПТ. Этот диапазон соответствует району океана между Южно-Атлантическим хребтом и цепочкой возвышенностей хребет Агульяс – поднятие Метеор – хребет Шона (см. рис. 1). С увеличением масштаба расчета эта область расширяется от ядра ЮПТ практически на весь широтный диапазон АЦТ. Еще одна полоса положительного значимого сдвига до 0.15° ш. к югу от 47° ю.ш. соответствует $12.625^\circ-15.125^\circ$ в.д.; к северу от 47° ю.ш. в этой полосе на больших масштабах наблюдается достоверный положительный сдвиг до 0.5° ш. Значимые отрицательные сдвиги до -0.3° ш. отмечаются в крайней восточной меридиональной полосе и в полосе $2.625^\circ-5.125^\circ$ в.д., а также до -0.5° ш. в крайней западной полосе к северу от 47° ю.ш.

Суммарно область достоверных значений изменения интенсивности течений больше, чем сдвига струйной структуры. В частности, к югу от срединной широты 54° ю.ш. изменение интенсивности почти повсеместно достоверное и строго положительное. В зоне $47^\circ-54^\circ$ ю.ш. наблюдается область достоверных положительных изменений в диапазоне $4.875^\circ-2.375^\circ$ з.д. с экстремальными значениями до 50×10^{-3} см/км на малых масштабах расчета примерно в ядре ЮПТ. В этой же зоне на малых масштабах крайняя западная меридиональная полоса ($9.875^\circ-7.375^\circ$ з.д.) и частично следующая за ней на восток ($7.375^\circ-4.875^\circ$ з.д.), а также несколько включений на $10.125^\circ-17.125^\circ$ в.д. тоже характеризуются достоверными положительными изменениями интенсивности. При увеличении масштаба расчета эти области разрастаются, образуя два очага достоверных значений – западного (9.875° з.д. -5.125° в.д.) и восточного ($10.125^\circ-17.125^\circ$ в.д.). В зоне $47^\circ-42^\circ$ ю.ш. наблюдаются два очага достоверных отрицательных изменений интенсивности – западного в диапазоне $9.875^\circ-2.375^\circ$ з.д. и восточного в диапазоне $15.125^\circ-20.125^\circ$ в.д. Западный очаг заметно разрастается при увеличении масштаба расчета.

В предыдущем подразделе статьи уже указывалось на количественные различия между расчетами с разбиением на меридиональные полосы и без него (см. рис. 2). Соответствующие оцен-

ки по зонам отдельных струй и в целом по АЦТ приведены в табл. 1. Величины сдвига струйной структуры в зоне АЦТ в расчете с разбиением на меридиональные полосы в 2–5 раз меньше, чем без разбиения, а максимальные различия соответствуют ядру ЮПТ. При этом область достоверных значений оказывается больше именно в первом случае (см. рис. 2б, г). В расчете с разбиением максимальные достоверные значения среднего сдвига составляют 0.3° ш. на север на северной периферии ЮПТ и 0.15° ш. на юг на северной периферии САТ на малых масштабах расчета. Различия в оценках изменения интенсивности существенны только в полосе ЮПТ, где в расчете с разбиением они меньше в 1.5–2 раза, чем в расчете без разбиения (см. рис. 2в, д). Максимальные значения изменения интенсивности в расчете без разбиения достигают 13×10^{-3} см/км в ядре ЮПТ на малых масштабах расчета.

4.3. РАСЧЕТЫ ОТНОСИТЕЛЬНО ШКАЛЫ АДТ

При построении рядов зависимостей h от ζ был учтен полученный в [4, 16] по расчетам через $\langle |\nabla \zeta| \rangle$ сдвиг струйной структуры АЦТ к югу от Африки в целом на 8.6 см за период спутниковых альтиметрических наблюдений с 1993 по 2018 г. Эти ряды были приведены к шкале ζ' , соответствующей середине временного интервала 1993–2012 гг., в свою очередь, соответствующего интервалу осреднения средней динамической топографии MDT CNES-CLS18. На рис. 6а приведен 26-летний ряд среднегодовых для всего исследуемого сектора распределений h в зависимости от ζ' . В соответствии с работой [16], зона АЦТ разделена на три полосы, соответствующие САТ, ЮПТ и ЮАТ. Граничные значения АДТ для каждой полосы приведены в табл. 2. Отметим, что в зоне АЦТ выделяется четыре ядра течения, в т. ч. в ЮПТ – два, т. е. осреднение вдоль изогипс по всему сектору, в отличие от осреднения вдоль широты, сохраняет разделение ЮПТ на ядра (рис. 6а), наблюдающееся в узких 2.5-градусных полосах в рядах $h(\varphi)$ (рис. 4).

На рис. 6б, в показаны оценки линейного сдвига струйной структуры и линейного изменения интенсивности течения за 26 лет наблюдений в зависимости от масштаба расчета и срединного значения АДТ, выполненные без разбиения на меридиональные полосы, а на рис. 6г, д – с разбиением на 14 полос шириной 2.5° д. Расчет проводился с шагом 0.5 см по оси масштабов и 0.5 см по оси срединных значений ζ' . Оценки сдвигов

Таблица 2. Оценки сдвига струйной структуры АЦТ относительно АДГ, приведенной к середине интервала 1993–2012 гг., и изменения $|\nabla\zeta|$ в полосе АЦТ за 26 лет наблюдений

Струя АЦТ	Условные границы, см	Расчет без разбиения на меридиональные полосы		Расчет с разбиением на меридиональные полосы	
		Сдвиг струйной структуры, см \pm ст. ошибка	Изменение абсолютных значений градиента АДГ, 10^{-3} см/км \pm ст. ошибка	Сдвиг струйной структуры, см \pm ст. ошибка	Изменение абсолютных значений градиента АДГ, 10^{-3} см/км \pm ст. ошибка
САТ	-32...20	1.7 ± 0.8	-3.0 ± 1.8	1.7 ± 0.6	-0.2 ± 2.6
ЮПТ	-104...-32	0.5 ± 0.4	9.8 ± 1.5	1.6 ± 0.3	11.9 ± 1.4
ЮАТ	-130...-104	-1.3 ± 1.5	5.9 ± 1.6	0.0 ± 0.4	5.2 ± 2.3
АЦТ	-130...20	0.0 ± 0.3	4.3 ± 1.0	1.1 ± 0.2	5.2 ± 0.9

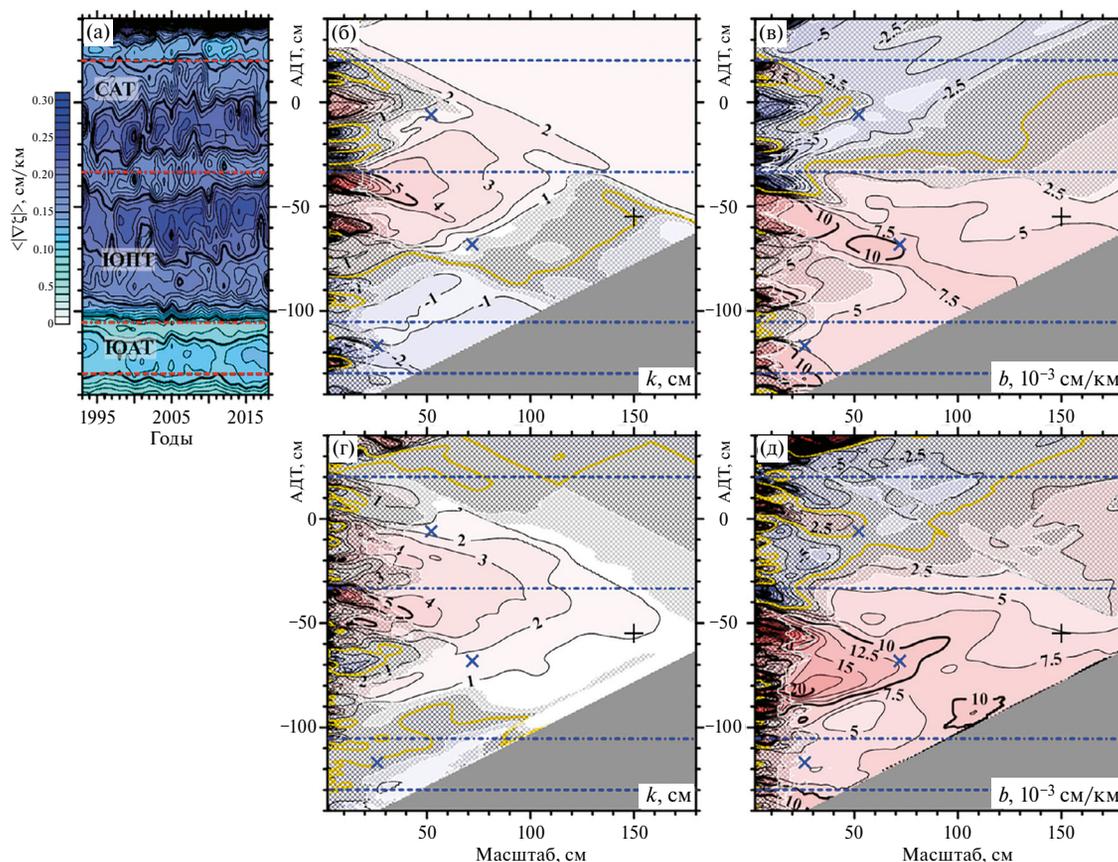


Рис. 6. К расчету сдвига струйной структуры АЦТ к югу от Африки относительно приведенной шкалы АДГ, ζ' и изменения интенсивности течений: (а) – 26-летние ряды среднегодовых распределений $\langle |\nabla\zeta| \rangle$ в зависимости от ζ' ; (б), (г) – линейные сдвиги (см) струйной структуры течений в зависимости от средних значений АДГ и масштаба расчета, соответственно без разделения и с разделением на меридиональные полосы; (в), (д) – соответствующие изменения интенсивности течений (10^{-3} ·см/км). Кресты на рис. бб, в, г, д обозначают точки, соответствующие полосам расчета САТ, ЮПТ и ЮАТ, а также АЦТ в целом; результаты расчетов для этих точек приведены в табл. 2. Остальное – как на рис. 2.

по отдельным зонам и АЦТ в целом приведены в табл. 2. Сравнение рисунков бб и бг показывает хорошее соответствие друг другу качественно и количественно оценок сдвигов струйной структуры в пределах АЦТ без разделения и с разделением на полосы. Наибольшие значения положительного сдвига отмечаются в зоне между ядрами

САТ и ЮПТ. Из различий отметим в случае расчета без разделения на полосы общий положительный сдвиг зоны АЦТ на 1.1 см и практически нулевые значения сдвига на южной периферии АЦТ. Картины изменения интенсивности течений в обоих способах расчета качественно также сходны (бв и бд), а также сходны с результатами

расчетов по широте (рис. 2в и 2д), т. е. наблюдаются ослабление интенсивности течения в САТ и его интенсификация в ЮПТ и ЮАТ. Однако в случае расчета относительно шкалы АДТ количественно изменение интенсивности течения в варианте с разделением на полосы больше (до трех раз), чем без разделения. При расчете относительно широты наблюдалась обратная картина.

На рис. 7 приведено несколько 26-летних рядов среднегодовых распределений h в зависимости от ζ' для отдельных меридиональных 2.5-градусных полос. Полосы выбраны те же, что и при расчете через широту. Из сравнения рис. 7 и рис. 4 видно, что осреднение вдоль изогипс приводит к исчезновению некоторых ядер, наблюдавшихся при осреднении вдоль широты, в полосах за-

падной части исследуемого сектора. Так, во всей зоне АЦТ в рядах $h(\zeta')$ к западу от нулевого меридиана наблюдаются только три ядра вместо пяти–шести, а в ЮПТ – только одно вместо двух–трех. Указанный эффект, так или иначе, связан с незональностью изогипс в этих узких зонах. Например, точки максимума модуля градиента АДТ на карте могут располагаться вдоль незональных изогипс. Тогда осреднение вдоль широты может приводить к формированию дополнительного ядра (ядер) в $h(\varphi)$, а вдоль изогипс этого происходить не будет. Если же цепочка максимумов градиента АДТ располагается на карте зонально, то осреднение вдоль незональных изогипс может приводить к исчезновению соответствующего ядра в $h(\zeta')$. Отметим, что к востоку от нулевого меридиана в узких 2.5-градусных полосах в зоне

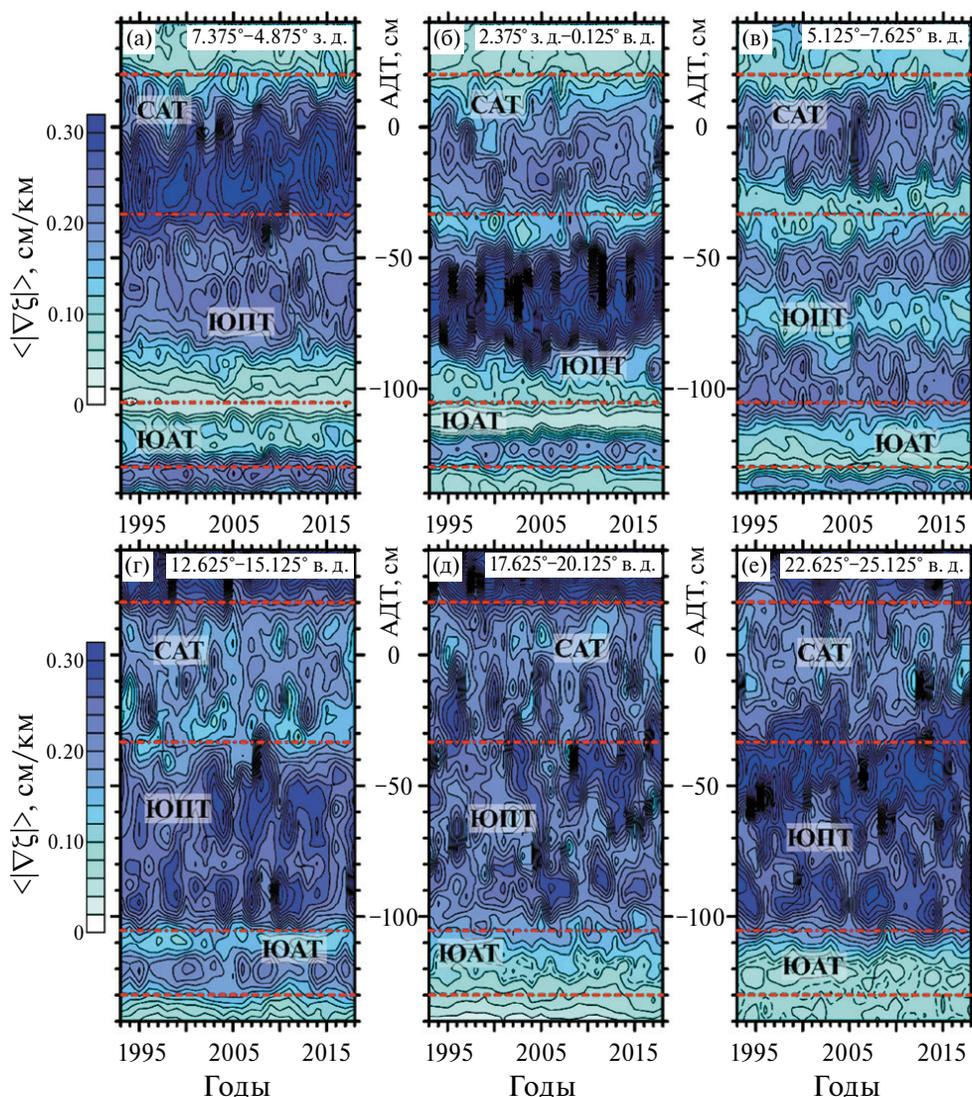


Рис. 7. 26-летние ряды среднегодовых распределений $\langle |\nabla \zeta| \rangle$ в зависимости от приведенной АДТ, ζ' для отдельных 2.5-градусных меридиональных полос: (а) – 7.375°–4.875° з.д.; (б) – 2.375° з.д. – 0.125° в.д.; (в) – 5.125°–7.625° в.д.; (г) – 12.625°–15.125° в.д.; (д) – 17.625°–20.125° в.д.; (е) – 22.625°–25.125° в.д. Остальное – как на рис. 6а.

АЦТ наблюдаются три–четыре ядра, а в ЮПТ – всегда два ядра. Кроме того, в этой части сектора может отсутствовать ядро в ЮАТ, как, например, в полосе 5.125° – 7.625° в.д. В распределениях $h(\xi')$, как и в $h(\varphi)$, в западной части исследуемой области струйная структура устойчива во времени, а в восточной части может быть неустойчива, как, например, в полосе 17.625° – 20.125° в.д. за счет неоднократного по ходу временного ряда

перемещения северного ядра АЦТ вдоль шкалы АДТ от -10 до -50 см.

Зональные распределения линейных сдвига струйной структуры и изменения интенсивности течения для нескольких масштабов расчета вдоль изогипс (рис. 8), как и в случае расчета вдоль широты, имеют общие черты со средними распределениями как без разделения на полосы, так и с разделением. Сдвиг в основном

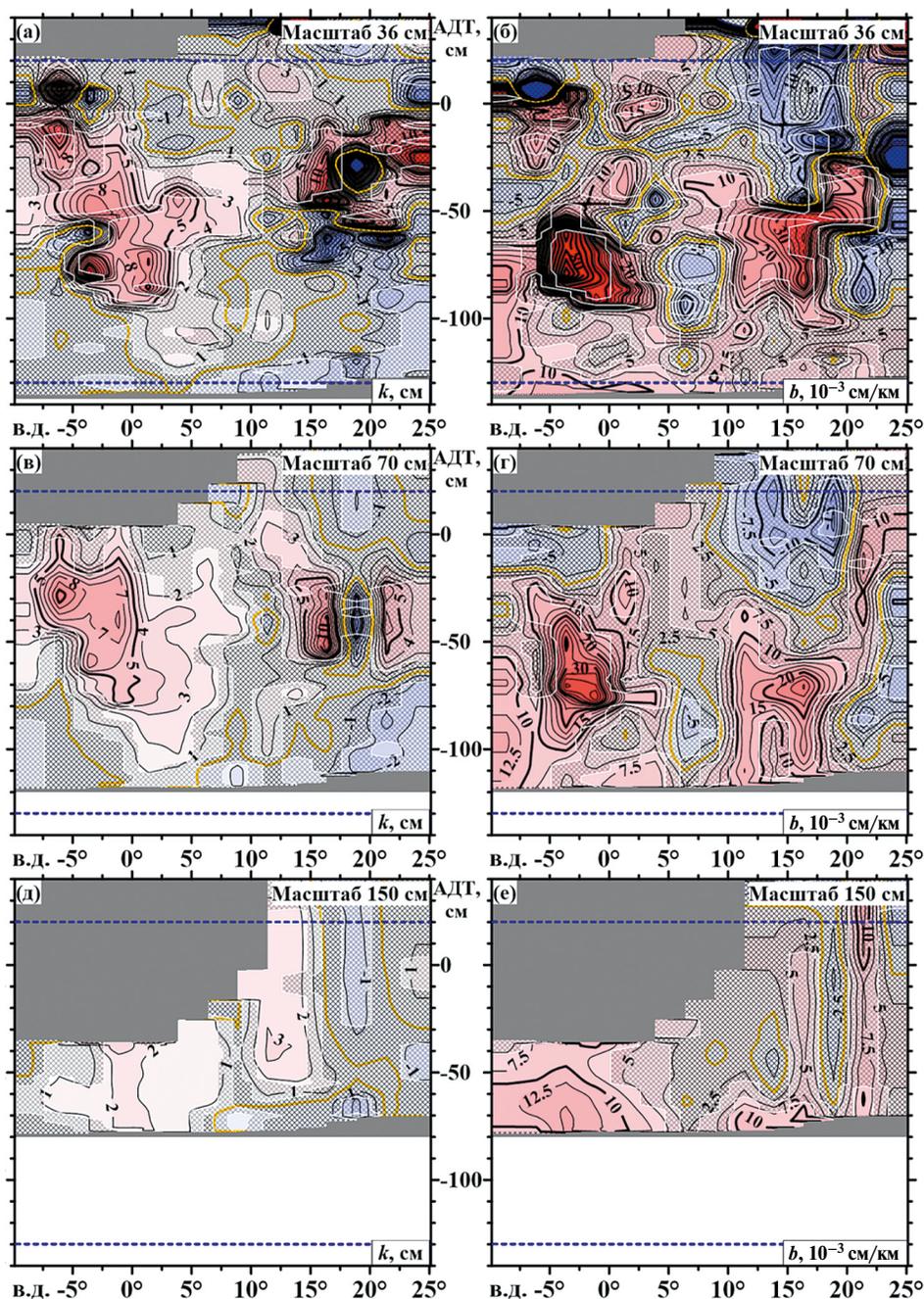


Рис. 8. Распределения меридионального сдвига (см) и изменения интенсивности течения (10^{-3} ·см/км) в зависимости от долготы и средних значений АДТ, построенные по 2.5-градусным меридиональным полосам: (а), (в), (д) – сдвиг; (б), (г), (е) – изменение интенсивности течения. Рис. 8а и 8б – масштаб расчета 36 см, 8в и 8г – масштаб расчета 70 см, 8д и 8е – масштаб расчета 150 см. Синие штриховые линии – изогипсы, ограничивающие АЦТ.

положительный в зонах САТ и ЮПТ и отрицательный в ЮАТ. Качественно картина распределения изменения интенсивности в расчете вдоль изогипс сходна с результатами расчета вдоль широты. Изменение интенсивности течения в основном положительное в ЮПТ и ЮАТ и отрицательное в САТ на малых масштабах расчета, меняясь на положительное на больших. При увеличении масштаба расчета уменьшаются абсолютные значения сдвигов и изменения интенсивности течения.

Достоверные положительные значения сдвига наблюдаются в западной части исследуемого сектора (к западу от 10° в.д.) с экстремальными значениями до 10–15 см на малых масштабах расчета в ЮПТ и южной части САТ в области 5° з.д. – 5° в.д. (рис. 8) между Южно-Атлантическим хребтом и цепочкой возвышенностей хребет Агульяс – поднятие Метеор – хребет Шона (см. рис. 1). Достоверные отрицательные сдвиги практически отсутствуют. Достоверные положительные значения изменения интенсивности течения наблюдаются в двух очагах в западной и восточной частях исследуемого сектора в ЮПТ, а также в зоне ЮАТ практически по всей протяженности сектора. В западной части максимальные достоверные значения изменения интенсивности достигают на малых масштабах расчета 0.08 см/км (приблизительно 8 см/с) примерно на 4.875° з.д. – 0.125° в.д., в восточной – 0.04 см/км (примерно 4 см/с), в ЮАТ – 5×10^{-3} – 15×10^{-3} см/км. Включения достоверных отрицательных значений изменения интенсивности отмечаются в зонах САТ и ЮПТ.

5. ОБСУЖДЕНИЕ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей статье на основе разработанной ранее ее автором методики [4, 16], опирающейся на линейный регрессионный анализ, по данным АДТ, публикуемым на сайте <http://marine.cornpnicus.eu>, выполнена оценка зонального распределения долговременного (за период спутниковых альтиметрических наблюдений 1993–2018 гг.) меридионального сдвига струйной структуры и изменения интенсивности течений в зоне АЦТ в секторе к югу от Африки (9.875° з.д. – 25.125° в.д.). Под струйной структурой течений понимается чередование в каком-то выделенном (в меридиональном в случае АЦТ) направлении зон повышенных и пониженных значений модуля градиента АДТ, $|\nabla\zeta|$. В рамках указанной методики сдвиг структуры представляет собой смещение формы осредненных по исследуемому сектору

Южного океана среднегодовых кривых зависимости $|\nabla\zeta|$ от широты или значений АДТ за весь период наблюдений. Причем сдвиг струйной структуры и изменение интенсивности течения зависят от подвергнутого обработке диапазона широт или АДТ, т. е. от ширины (масштаба) этого диапазона, и положения его середины на оси широты или АДТ. Для оценки зонального распределения указанных параметров исходный сектор был разделен на меридиональные полосы равной ширины, для каждой из которых были проведены расчеты по упомянутой выше методике. Кроме того, по всему набору полос были вычислены средние значения этих параметров в зависимости от масштаба расчета и срединной широты (или АДТ). Методика [4, 16] была доработана в отношении расчета ошибок этих средних значений.

Расчеты, проведенные для разных значений ширины меридиональных полос, показали, что качественно картины распределений средних величин сдвига струйной структуры (в зависимости от масштаба расчета и срединной широты) почти не зависят от ширины полос, но существенно зависят количественно, причем в определенных диапазонах ее изменения. Количественные различия наблюдаются при изменении ширины полос примерно от 2.5° д. в большую сторону, тогда как при изменении в меньшую сторону их практически не наблюдается. При этом очевидно, что при уменьшении ширины увеличивается локальная, т. е. для одной полосы, ошибка расчетов. Отметим также, что 2.5° д. – ближайшее (с меньшей стороны) значение к величине расстояния вдоль широты между основными треками спутников с альтиметрами (2.83° д.), которое кратно шагу исходной четверть-градусной сетки и одновременно является делителем без остатка для 360° . Таким образом, ширина меридиональной полосы в 2.5° д. является оптимальной для представления зонального распределения сдвига струйной структуры и изменения интенсивности течений.

Зональные распределения сдвига струйной структуры и изменения интенсивности течения сохраняют качественные черты средних по сектору к югу от Африки распределений. В случае осреднения вдоль широты в зоне САТ наблюдается в основном сдвиг на юг и ослабление интенсивности течения, в ЮПТ – сдвиг на север и усиление интенсивности течения, а в ЮАТ – интенсификация течения и отсутствие существенного сдвига. При осреднении вдоль изогипс (за вычетом долговременного подъема уровня на 8.6 см) картина изменения интенсивности течения – сходная с осреднением вдоль

широты, сдвиг положительный в САТ и ЮПТ и отрицательный, на грани точности расчета, в ЮАТ. Абсолютные значения сдвигов и изменения интенсивности с увеличением масштаба расчета уменьшаются.

Сдвиги струйной структуры и изменения интенсивности течения демонстрируют заметную неоднородность распределения по долготе. В частности, положительный достоверный сдвиг относительно широты (до 0.8° ш. на малых масштабах расчета) наблюдается почти исключительно в полосе ЮПТ в западной части исследуемого сектора между Южно-Атлантическим хребтом и цепочкой возвышенностей хребет Агульяс – поднятие Метеор – хребет Шона. Области достоверной интенсификации течения связаны в основном с тем же районом (до 40×10^{-3} см/км, что примерно соответствует изменению скорости 4 см/с) и со всей зоной ЮАТ (до 15×10^{-3} см/км). Области ослабления интенсивности течения (до -40×10^{-3} см/км) наблюдаются в зоне САТ. При расчетах относительно приведенной АДТ, достоверные положительные значения сдвига (до 9 см) отмечаются главным образом в той же западной части ЮПТ. Здесь же наблюдаются достоверные положительные значения изменения интенсивности течений (до 80×10^{-3} см/км), а также в ЮАТ по всему сектору (до 15×10^{-3} см/км) и в ЮПТ в восточной части сектора (до 40×10^{-3} см/км). С неоднородностью зональных распределений указанных параметров очевидно связаны количественные расхождения в их расчетах с разделением на меридиональные полосы и без него. Более детально этот вопрос будет рассмотрен в отдельной работе.

Финансирование. Настоящая работа поддержана темой госзадания 0128-2021-0002 (Разработка методики) и грантом Российского Научного Фонда 22-77-10004 (Подготовка и анализ данных).

Конфликт интересов. Автор данной работы заявляет, что у него нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бурков В.А. Антарктические струи // *Океанология*. 1994. Т. 34. № 2. С. 169–177.
2. Кошляков М.Н., Гладышев С.В., Тараканов Р.Ю., Федоров Д.А. Течения в западной части пролива Дрейка по данным наблюдений в январе 2010 г. // *Океанология*. 2011. Т. 51. № 2. С. 197–209.
3. Тараканов Р.Ю. О сезонном меридиональном смещении струйной структуры Антарктического циркумполярного течения к югу от Африки // *Океанология*. 2023. Т. 63. № 2. С. 182–199.
4. Tarakanov R.Yu. Comparative analysis of jet detection methods on the basis of satellite altimetry data by example of the Antarctic Circumpolar Current sector to the south of Africa // *Oceanology*. 2023. V. 63. № Suppl. P. S23-S41.
5. Тараканов Р.Ю., Гриценко А.М. Структура струй и фронтов к югу от Африки по данным разреза SR02 в декабре 2009 г. // *Океанология*. 2014. Т. 54. № 4. С. 437–450.
6. Тараканов Р.Ю., Гриценко А.М. Тонкая струйная структура Антарктического циркумполярного течения к югу от Африки // *Океанология*. 2014. Т. 54. № 6. С. 725–736.
7. Тараканов Р.Ю., Гриценко А.М. Струи Антарктического циркумполярного течения в проливе Дрейка по данным гидрофизических разрезов // *Океанология*. 2018. Т. 58. № 4. С. 541–555.
8. Ablain M., Legeais J.F., Prandi P. et al. Satellite altimetry-based sea level at global and regional scales // *Surv. Geophys.* 2017. V. 38. P. 7–31.
9. Chapman C.C. New perspectives on frontal variability in the Southern Ocean // *J. Phys. Oceanogr.* 2017. V. 47. P. 1151–1168.
10. Chapman C.C., Lea M.A., Meyer A. et al. Defining Southern Ocean fronts and their influence on biological and physical processes in a changing climate // *Nat. Clim. Change*. 2020. V. 10. P. 210–219. <https://doi.org/10.1038/s41558-020-0705-4>
11. Graham R.M., de Boer A.M., Heywood K.J. et al. Southern Ocean fronts: controlled by wind or topography? // *J. Geophys. Res. Oceans*. 2012. V. 117. <https://doi.org/10.1029/2012JC007887>
12. Mulet S., Rio M.-H., Etienne H. et al. New CNES-CLS18 Mean dynamic topography // *Ocean Sci.* 2021. V. 17. № 6. P. 789–808.
13. Orsi A.H., Whitworth Th. III, Nowlin W.D. Jr. On the meridional extent and fronts of the Antarctic Circumpolar Current // *Deep-Sea Res.* 1995. V. 42. № 5. P. 641–673.
14. Sokolov S., Rintoul S.R. The circumpolar structure and distribution of the Antarctic Circumpolar Current fronts. Part A: Mean circumpolar paths // *J. Geophys. Res.* 2009. V. 114. № C11018. <https://doi.org/10.1029/2008JC005108>
15. Sokolov S., Rintoul S.R. The circumpolar structure and distribution of the Antarctic Circumpolar Current fronts. Part B: Variability and relationship to sea surface height // *J. Geophys. Res.* 2009. V. 114. № C11019. <https://doi.org/10.1029/2008JC005248>
16. Tarakanov R. Yu. On the long-term linear meridional shift of the jet structure of the Antarctic Circumpolar Current south of Africa // *Oceanology*. 2021. V. 61. № 6. P. 815–829.
17. Thompson A.F., Haynes P.H., Wilson C., Richards K.J. Rapid Southern Ocean front transitions in an eddy-resolving ocean GCM // *Geophys. Res. Lett.* 2010. V. 37. № 23. L23602.

LONG-TERM LINEAR MERIDIONAL SHIFT OF THE JET STRUCTURE OF THE ANTARCTIC CIRCUMPOLAR CURRENT SOUTH OF AFRICA ON THE BASIS OF THE SATELLITE ALTIMETRY DATA: ZONAL DISTRIBUTION

R. Yu. Tarakanov*

P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Nakhimovskiy pr-t, 36, Moscow, 117997, Russia

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

For the period of satellite altimetry observations 1993–2018, the zonal distribution of the linear meridional shift of the jet structure and the change in the intensity of currents in the sector of the Antarctic Circumpolar Current (ACC) south of Africa (9.875°W–25.125°E) were estimated. The jet structure is understood as the alternation in the meridional direction of zones of increased and decreased values of the modulus of the absolute dynamic topography (ADT) gradient, $|\nabla\zeta|$. The work was carried out using the methodology developed earlier and supplemented in this article, based on the calculations of linear regressions, which also includes an assessment of calculation errors. To estimate the zonal distributions, the sector was divided into meridional bands, for each of which a calculation was carried out. The optimum width of the band is estimated at 2.5° lon. The presence of a noticeable zonal inhomogeneity in the shift of the jet structure and changes in the intensity of the currents are shown. This inhomogeneity is obviously associated with quantitative discrepancies in the calculations of these parameters with division into bands, with their subsequent averaging over the zonal series, and without division into bands. Qualitatively, the patterns of shifts in the jet structure and changes in the intensity of flows with and without separation into bands are similar.

Keywords: dynamic topography, satellite altimetry, jets, Antarctic Bircumpolar Current

ОЦЕНКА ОШИБОК РАСЧЕТОВ СРЕДНЕГО ЛИНЕЙНОГО СДВИГА СТРУЙНОЙ СТРУКТУРЫ

Полная ошибка расчетов складывается из ошибок процедур вычислений и ошибок данных. Полный квадрат ошибки расчетов среднего коэффициента \bar{k} представляется в виде:

$$\delta^2(\bar{k}) = \delta_{\bar{k}}^2 + \delta_{k_M}^2 + \delta_{k_\zeta}^2 + \delta_{k_\zeta}^2, \quad (\text{П1.1})$$

где

$$\delta_{\bar{k}}^2 = \frac{1}{M} \frac{A}{\dot{a}} \frac{\tau}{\Delta T} \sum_{m=1}^M (k_m - \bar{k})^2, \quad (\text{П1.2})$$

$$\delta_{k_M}^2 = \frac{1}{M^2} \sum_{m=1}^M \delta_{k_m}^2, \quad (\text{П1.3})$$

$$\delta_k^2 = \frac{1}{M^2} \frac{1}{R_M^2} \left(\sum_{m=1}^M \left(\sum_{i=1}^N \sum_{l=1}^L k_{h_{i,l}} \right)_m \right)^2 \delta^2, \quad (\text{П1.4})$$

$$\delta_k^2 = \frac{1}{M^2} \frac{1}{R_M^2} \left(\sum_{m=1}^M \left(\sum_{i=1}^N \sum_{l=1}^L k_{h_{i,l}} \right)_m \right)^2 \delta^2. \quad (\text{П1.5})$$

В формуле (П1.2) $\delta_{\bar{k}}$ – стандартная ошибка расчета среднего \bar{k} по набору значений k_m , $m = 1, M$. В формуле (П1.3) $\delta_{k_M}^2$ – вклад ошибок процедур расчета k_m по исходным данным, δ_{k_m} – величина этой ошибки для m -й меридиональной полосы; соответствующие формулы ее расчета приведены в [4]. В формуле (П1.4) δ_k^2 – вклад ошибки данных по аномалии уровня океана; δ_ζ – величина этой ошибки, под которой мы понимаем среднеквадратичное значение формальной ошибки картирования за весь период наблюдений и по всей полосе расчета; $k_{h_{i,l}}$ – частная производная от k по $h_{i,l}$ (формула (П1.20) из [4]), при этом следует подчеркнуть, что набор этих производных меняется по индексу m ; N и L – общее число значений аргумента a и количество лет при расчетах линейных сдвигов и изменения интенсивности течений для отдельных меридиональных полос. В формуле (П1.5) δ_k^2 – вклад ошибки данных средней динамической топографии; δ – оценка этой ошибки, под которой понимается среднеквадратичное ее значение по всей полосе расчета.

В вышеприведенных формулах масштабы A и τ соответствуют единичному измерению по оси аргумента и по времени, \dot{a} – масштаб расчета, т. е. разница между крайними точками обчитываемого диапазона по оси a . На карте участок единичного измерения соответствует “квадрату”, образованному соседними треками спутника (рис. 1 в основном теле статьи). Для исследуемого сектора Южного океана линейный размер R такого “квадрата” оценивается в 167 км. Если J – количество “квадратов”, попадающих на карте в полосу течения, то, при осреднении по какому-либо направлению (вдоль широты или вдоль изогипсы), масштаб единичного измерения A по оси аргумента оценивается как отношение ширины этой полосы к J . Согласно [16], для этого сектора масштаб $A = 0.1^\circ$ ш. для $a = \varphi$; масштаб $A = 1$ см для $a = \zeta$. Отметим, что масштаб единичного измерения для отдельной меридиональной полосы равен MA , где M – количество таких полос в исследуемом секторе. $\Delta T = 365.25$ – количество суток, эквивалентное шагу по оси времени.

Форма записи вклада ошибок данных (П1.4) и (П1.5) исходит из двух обстоятельств. Во-первых, эти ошибки являются зависимыми по индексу m . Во-вторых, единичный масштаб, в случае оценок ошибок данных (как для аномалии уровня океана, так и для средней АДТ), зависит только от линейных размеров обчитываемой области. Величина R_M формулах (П1.4) и (П1.5) представляет собой меньший линейный размер рассматриваемой зоны течения на карте всего исследуемого сектора. В частности, для сектора Южного океана в 35° д. меньший размер для $a = \varphi$ соответствует ширине полосы между крайними широтами, а для $a = \zeta$ – ширине полосы между крайними изогипсами, исходя из того, что 1 см АДТ в среднем эквивалентен 0.1° ш.

Для расчетов полной ошибки \bar{b} формулы (П1.1–П1.5) полностью аналогичны с заменой k на b .

УДК 551.513.2+550.42

СТАТИСТИЧЕСКОЕ ОБОБЩЕНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА АТМОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ НАД МОРЯМИ ЕВРАЗИЙСКОГО СЕКТОРА СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА

© 2024 г. С. М. Сакерин¹, В. В. Польшкин¹, Л. П. Голобокова²,
Д. А. Калашникова^{1, 3}, М. Д. Кравчишина⁴, И. А. Круглинский¹, Н. А. Онищук²,
С. А. Попова^{1, 5}, А. О. Почуфаров¹, Г. В. Симонова³, В. П. Шевченко⁴,
М. Ю. Шиховцев^{1, 2}

¹ Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, Томск, Россия

² Лимнологический институт СО РАН, Иркутск, Россия

³ Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

⁴ Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

⁵ Институт химической кинетики и горения СО РАН, Новосибирск, Россия

* e-mail: sms@iao.ru

Поступила в редакцию 13.05.2024 г.

После доработки 26.06.2024 г.

Принята к публикации 08.08.2024 г.

На основе результатов многолетних исследований в Евразийском секторе Северного Ледовитого океана, представлено статистическое обобщение химического состава атмосферного аэрозоля: концентраций 8 ионов, 22 микроэлементов, органического и элементного углерода (ОС, ЕС), а также изотопного состава общего углерода $\delta^{13}\text{C}$. Средние значения характеристик аэрозоля составили: суммарная концентрация ионов – 5,14 мкг/м³ при преобладающем вкладе (72%) ионов Na^+ и Cl^- ; суммарная концентрация микроэлементов – 175 нг/м³, при основном вкладе (70%) терригенных элементов Fe и Al; концентрации ОС – 700 нг/м³; концентрации ЕС – 32 нг/м³; $\delta^{13}\text{C} = -27.9\text{‰}$ VPDB. Выявлены высокие коэффициенты обогащения элементов Cr, Ni, Se, Mo, Sn, Pb, Cu, Zn, As, Ag и Sb (относительно состава земной коры), что свидетельствует об их техногенном происхождении. Пространственное распределение концентраций всех ионов характеризуется спадом (в среднем, в 3,5 раза) от Норвежского моря до Чукотского моря. Пространственное распределение концентраций микроэлементов разделилось на 3 группы с максимумами над Норвежским или Баренцевым или Карским морями и минимумом над Чукотским морем. В характеристиках углеродсодержащего аэрозоля тоже прослеживается тенденция изменения в восточном направлении: уменьшение концентраций ОС, ЕС и утяжеление изотопного состава углерода.

Ключевые слова: Северный Ледовитый океан, атмосферный аэрозоль, ионы, микроэлементы, органический и элементный углерод, изотопный состав углерода

DOI: 10.31857/S0030157424060049, EDN: FIQOEA

ВВЕДЕНИЕ

Аэрозоль является изменчивой и сложной по химическому составу компонентой атмосферы [18]. Разнообразию состава аэрозоля определяется действием местных источников аэрозольных эмиссий и переносами воздушных масс из соседних регионов. В последние годы, все большее внимание уделяется исследованиям аэрозоля в высокоширотных районах, наиболее чувствительных к изменениям климата и антропогенным воздействиям. Основную часть Арктики занимает Северный Ледовитый океан (СЛО), на

территории которого практически отсутствуют источники почвенного и антропогенного аэрозоля. Поэтому, существенное влияние на состав арктической атмосферы оказывают дальние переносы субмикронного аэрозоля различного типа из континентальных районов: выбросы предприятий добычи и переработки минеральных ресурсов, сжигание различных видов топлива, лесные пожары и др. Активно развиваемые модельные расчеты переносов аэрозольных загрязнений позволяют оценить вклад различных источников на арктическую атмосферу [1, 2, 13, 17].

Актуальность исследований аэрозоля имеет три основных аспекта. Аэрозольное рассеяние и поглощение являются важными составляющими радиационных взаимодействий в атмосфере. В зависимости от химического состава и размеров частиц, действие аэрозоля проявляется либо в выхолаживающем эффекте, либо в разогреве атмосферы дополнительно к парниковым газам [12, 16, 18]. Не менее важна роль атмосферного аэрозоля в процессах массообмена различных веществ (в т. ч. загрязняющих) между континентом и океаном [6, 28]. Дальние переносы антропогенных загрязнений в составе аэрозоля на сотни и тысячи километров, могут оказывать негативное влияние на экологическое состояние природной среды и здоровье человека [25, 29]. В конечном счете, аэрозоль осаждается на поверхность, определяя состав морской воды и осадочного вещества на дне океана.

Регулярные наблюдения на полярных станциях позволили определить особенности сезонной и межгодовой изменчивости содержания аэрозоля и его химического состава в отдельных районах Арктики (см. например, [5, 21, 22, 26]). Однако для определения закономерностей пространственного распределения аэрозоля на большой территории СЛО количества станций недостаточно. Прежде всего, это касается российского сектора Арктики, где регулярные многолетние измерения физико-химических характеристик аэрозоля ведутся только в Тикси и на “Мысе Баранова” (архипелаг Северная Земля).

Из-за малочисленности полярных станций возросла актуальность исследований аэрозоля в морских экспедициях в СЛО. Особенности изменчивости химического состава аэрозоля в отдельных экспедициях рассматривались в предшествующих публикациях (см. например, [3, 4, 24]), а в настоящей работе представлено статистическое обобщение полученных данных с анализом средних характеристик над отдельными арктическими морями. Важно отметить, что главную роль в общей изменчивости атмосферного аэрозоля играют синоптические колебания, связанные со сменой воздушных масс. Амплитуда или диапазон синоптических вариаций примерно на порядок больше пространственной составляющей (средних различий между районами). Поэтому, результаты отдельных экспедиций в основном отражают “аэрозольную погоду” в относительно короткие периоды измерений. А для выделения особенностей пространственного распределения необходимы измерения и усреднение данных в большом количестве экспедиций.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

С 2007 г. нами проводятся измерения химического состава аэрозоля в Евразийском секторе СЛО путем отбора проб аэрозольного вещества осажденного на фильтры. Список морских экспедиций и количество отобранных проб аэрозоля приведены в табл. 1, а на рис. 1 показаны районы измерений. Отбор проб аэрозоля

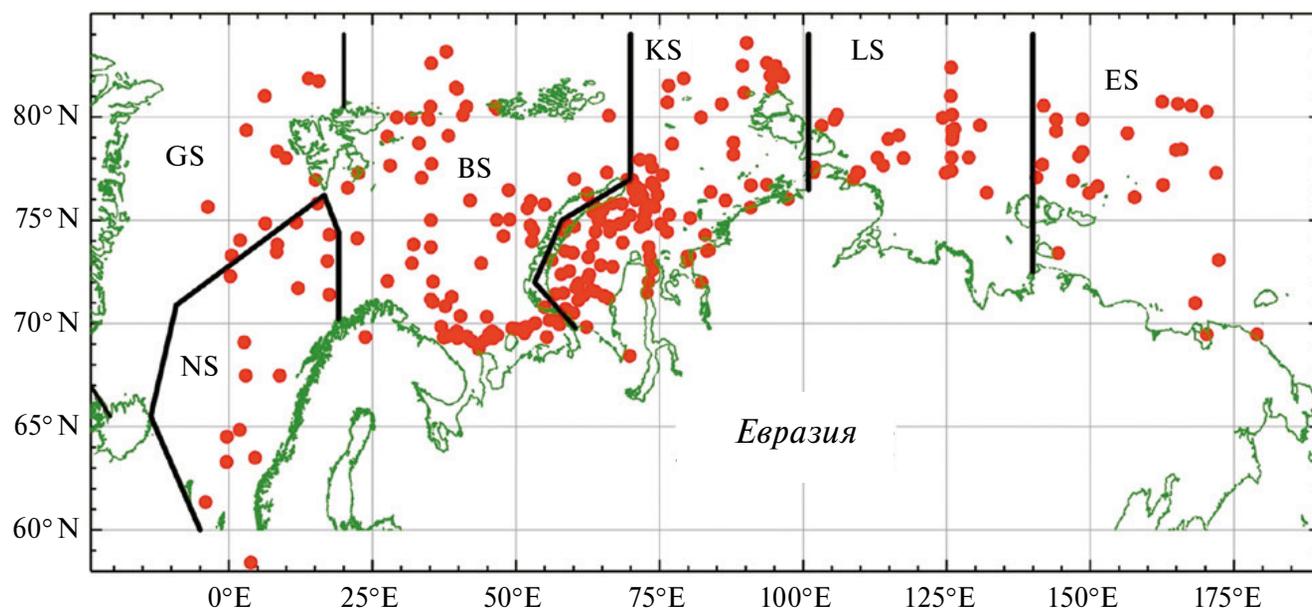


Рис. 1. Карта мест отбора проб аэрозоля в акватории различных морей: GS – Гренландское, NS – Норвежское, BS – Баренцево, KS – Карское, LS – Лаптевых, ES – Восточно-Сибирское вместе с Чукотским.

Таблица 1. Список экспедиций, в которых проводился отбор проб аэрозоля для определения: ионного и элементного составов (N_1); концентраций ОС, ЕС и изотопного состава общего углерода $\delta^{13}C$ (N_2)

№	Период	Экспедиции, НИС	N_1	N_2
1	Сент. – окт. 2007	54-й рейс “Академик Мстислав Келдыш”	47	–
2	Июль – сент. 2013	1-й рейс “Профессор Хлюстин”	37	–
3	Авг. – сент. 2013	<i>NABOS-2013</i> , “Академик Федоров”	17	–
4	Авг. – сент. 2015	<i>NABOS-2015</i> , “Академик Трешников”	24	–
5	Авг. – окт. 2016	Рейс “Академик Трешников”	17	–
6, 7	Июль – окт. 2016	66-й, 67-й рейсы “Академик Мстислав Келдыш”	48	–
8	Июнь – авг. 2018	71-й рейс “Академик Мстислав Келдыш”	20	11
9	Авг. – сент. 2018	<i>Арктика-2018</i> , “Академик Трешников”	18	9
10	Июль – сент. 2019	<i>Трансарктика-2019</i> , “Профессор Мультиановский”	13	9
11	Июль – авг. 2020	80-й рейс “Академик Мстислав Келдыш”	30	9
12, 13	Июнь – сент. 2021	83-й, 84-й рейсы “Академик Мстислав Келдыш”	36	14
14, 15	Сент. – ноябрь 2022	89-й, 90-й рейсы “Академик Мстислав Келдыш”	54	19

осуществлялся с помощью аспираторов на следующие типы фильтров: ионный и элементный состав – фильтры Whatman-41 и PTFE (диаметр 47 мм, диаметр пор 10–24 мкм и 0.8 мкм, соответственно); концентрации ОС и ЕС – стекловолоконистые фильтры Whatman диаметром 47 мм, класса EPM 2000; изотопный состав общего углерода ($\delta^{13}C$) – фильтры Munktell (диаметр 70 мм, пористость 0.7 мкм). Многоканальный аспиратор для отбора проб устанавливался на верхних палубах научных судов (высота над уровнем моря около 15 м). Продолжительность прокачки воздуха через фильтры (накопление аэрозольного вещества) составляла от одних до трех суток.

Приведем основное содержание используемых нами методик анализа аэрозольных проб [3–5, 24]. Концентрации ионов определялись методом ионной хроматографии после их экстракции деионизированной водой в ультразвуковой бане в течение 30 мин. Растворы фильтровали через ацетат-целлюлозные фильтры с диаметром пор 0.2 мкм. Измерение концентраций катионов Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , NH_4^+ , анионов Cl^- , NO_3^- , Br^- , SO_4^{2-} выполняли на ионной системе ICS-3000 (Dionex, USA) [14, 15].

Концентрации элементов (Al, Ti, Cu, Mn, Sr, Ba, V, Sb, Li, Sn, Se, Cd, Tl, Fe, Zn, Cr, Ni, V, Co, As, Pb, Mo, W) определялись методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на масс-спектрометре “Agilent 7500 ce” (США). Прибор откалиброван с использованием стандартных растворов высокой степени чистоты ICP-MS-68A-A-100 и ICP-MS-68A-B-100

(High-Purity Standards). Дрейф прибора контролировали внутренним стандартом и контрольным образцом с интервалом в десять образцов. Для подготовки проб к анализу использовали методику, предложенную в работе [36], а также аттестованную методику определения металлов в твердых объектах проб осадков станций аэраций и объектов окружающей среды [9]. Вещество аэрозоля, собранное на фильтре, разлагали смесью концентрированной азотной кислоты, очищенной на установке Savillex DST-1000, и 37% пероксида водорода в соотношении 1:5 в ультразвуковой печи (TOPwave AnalyticJena, Германия). Полученную вытяжку разбавляли ультрачистой водой (0.055 мкСм/см) из системы Sartorius arium@mini [15].

Для определения концентраций органического (ОС) и элементного (или черного) углерода (ЕС) использовался метод реакционной газовой хроматографии [19]. Суть методики состоит в том, что при нагревании пробы до 700°C органические вещества испаряются с поверхности стекловолоконистого фильтра и в потоке аргона переносятся на поверхность катализатора ($NiO+Al_2O_3$), где окисляются до двуокиси углерода. После чего анализируемый газ проходит через хроматографическую колонку, заполненную активированным углем, поступает в метанатор, предварительно смешиваясь с потоком водорода, конвертируется в метан и регистрируется пламенно-ионизационным детектором. Определение ЕС происходит аналогичным образом, за исключением нагревания образца при 700°C в окислительной среде (кислород/аргон).

Изотопный состав общего углерода ($\delta^{13}\text{C}$) в пробах аэрозоля определялся методом масс-спектрометрии изотопных отношений [8] с помощью изотопного масс-спектрометра DELTA V Advantage, совмещенного с элементным анализатором Flash 2000 (приборы предоставлены ТомЦКП СО РАН). Перед экспедициями фильтры прокаливались при температуре 500°C в течении 5 часов с целью удаления органических загрязнителей. При анализе отобранных проб, с помощью пуансона дырокола, из фильтра вырезался круг диаметром 6.8 мм (площадью 36.3 мм^2). Образцы фильтров помещали в оловянные капсулы, плотно запаковывали и загружали в автосамплер элементного анализатора Flash 2000. Капсула, попадая в окислительный реактор, сжигалась в потоке газа-носителя (гелий марки 6.0, 250 мл/мин) с одновременно поданным чистым кислородом (180 мл/мин). Полученный продукт окисления (CO_2) проходил через восстановительный реактор, затем через ловушку с перхлоратом магния для удаления воды. Газ CO_2 по капилляру попадал в ионный источник масс-спектрометра DELTA V Advantage через систему газораспределения Conflo IV. Все значения изотопного состава даны в промилле относительно международного стандарта VPDB.

Для статистического обобщения полученных результатов важно отметить единообразие методов отбора проб и последующего химического анализа. По ионному и элементному составу аэрозоля общее количество проб составило 275. Отбор проб для определения характеристик углеродсодержащего аэрозоля начался только в 2018 г. и данных получено существенно меньше (71 проба).

Кроме концентраций ионов, рассмотрено их относительное содержание в пробах аэрозоля с использованием долевых факторов [10] и коэффициентов обогащения [32]. Долевой фактор FM_{sea} , позволяет оценить вклад в ионный состав преимущественно морских источников (Na^+ , Cl^-):

$$\text{FM}_{\text{sea}} = 1 - \frac{\sum (C_i^a - k_i^{\text{sw}} C_{\text{Na}}^a)}{\sum (C_i^a)}, \quad (1)$$

где C_i^a – массовая концентрация i -того иона; C_{Na}^a – массовая концентрация Na^+ ; $k_i^{\text{sw}} = (C_i^{\text{sw}}/C_{\text{Na}}^{\text{sw}})$ – отношение концентраций i -того иона к концентрации Na^+ в морской воде; $\sum C_i^a$ – суммарная концентрация всех ионов в аэрозоле.

С помощью коэффициентов обогащения KO_i оценивался ионный состав аэрозоля относитель-

но морской воды. Коэффициенты KO_i рассчитывались по соотношению концентраций разных ионов, нормированных на концентрацию Na^+ , в составе аэрозоля и морской воды [32]:

$$\text{KO}_i = \left(C_i^a / C_{\text{Na}}^a \right) / \left(C_i^{\text{sw}} / C_{\text{Na}}^{\text{sw}} \right), \quad (2)$$

где $(C_i^a / C_{\text{Na}}^a)$ – концентрация i -того иона относительно Na^+ в составе аэрозоля; $(C_i^{\text{sw}} / C_{\text{Na}}^{\text{sw}})$ – концентрация i -того иона относительно Na^+ в составе морской воды [20]. Значительное превышение коэффициента обогащения ($\text{KO}_i \gg 1$) свидетельствует о континентальном (включая антропогенное) происхождении ионов.

Аналогичным образом определялись коэффициенты обогащения микроэлементов в составе аэрозоля (KO_3) относительно содержания Al в верхней части земной коры [23]:

$$\text{KO}_3 = (X_i / \text{Al})_{\text{aep}} / (X_i / \text{Al})_{\text{зк}}, \quad (3)$$

где X_i / Al – концентрация i -го элемента относительно Al в аэрозоле (аэр) и земной коре (зк). Расчеты коэффициентов KO_3 позволяют оценить влияние терригенных и нетерригенных источников на поступление вещества в атмосферу. Разделение источников обычно проводится по следующим значениям коэффициентов обогащения [7]: терригенные (литогенные) – при $\text{KO}_3 < 10$; нетерригенные (в основном, техногенные) – при $\text{KO}_3 > 50$; смешанные – при $10 < \text{KO}_3 < 50$.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Концентрации ионов. В табл. 2 представлены средние концентрации ионов, рассчитанные для отдельных морей: Гренландское – условное обозначение GS, Норвежское (NS), Баренцево (BS), Карское (KS), Лаптевых (LS), Восточно-Сибирское вместе с Чукотским (ES) и Евразийский сектор СЛО, в целом (без GS). Основной вклад в ионный состав аэрозоля во всех районах вносят ионы преимущественно морского происхождения: доля Na^+ и Cl^- , в среднем, составляет 72%. О преобладающем вкладе морских источников свидетельствует и долевой фактор FM_{sea} , который меняется в достаточно узком диапазоне значений 0.61–0.73 (за исключением Гренландского моря).

Максимальные концентрации большинства ионов наблюдаются над Норвежским и Баренцевым морями. Повышенное содержание ионов в этом секторе СЛО обусловлено близостью к Скандинавскому и Кольскому полуостровам – самым заселенным и промышленно развитым районам Северной Евразии. Вызывают интерес очень большие концентрации NH_4^+ над

Таблица 2. Средние (\pm СКО) значения концентраций ионов ($\mu\text{кг}/\text{м}^3$) в разных частях СЛО (Σ_i – суммарная концентрация ионов; FM_{sea} – долевой вклад морских источников; KO_i – коэффициенты обогащения ионов в составе аэрозоля; N – количество проб)

	GS	NS	BS	KS	LS	ES	Среднее (без GS)
Na ⁺	0.63 \pm 0.24	1.68 \pm 1.30	1.29 \pm 1.31	1.06 \pm 1.25	0.90 \pm 0.94	0.57 \pm 0.83	1.10 \pm 0.41
Cl ⁻	2.65 \pm 0.96	4.06 \pm 2.77	3.39 \pm 2.73	2.77 \pm 2.85	1.77 \pm 1.78	1.09 \pm 1.33	2.62 \pm 1.20
K ⁺	0.12 \pm 0.10	0.12 \pm 0.06	0.14 \pm 0.11	0.27 \pm 1.14	0.10 \pm 0.13	0.07 \pm 0.08	0.14 \pm 0.07
Mg ²⁺	0.08 \pm 0.08	0.20 \pm 0.21	0.16 \pm 0.17	0.11 \pm 0.16	0.09 \pm 0.09	0.06 \pm 0.08	0.12 \pm 0.06
SO ₄ ²⁻	0.38 \pm 0.21	0.80 \pm 0.57	0.66 \pm 0.51	0.56 \pm 0.69	0.31 \pm 0.28	0.23 \pm 0.27	0.51 \pm 0.24
Ca ²⁺	0.08 \pm 0.04	0.41 \pm 0.49	0.28 \pm 0.31	0.21 \pm 0.32	0.17 \pm 0.25	0.14 \pm 0.26	0.24 \pm 0.11
NO ₃ ⁻	0.14 \pm 0.08	0.46 \pm 0.50	0.26 \pm 0.34	0.04 \pm 0.06	0.04 \pm 0.05	0.02 \pm 0.03	0.16 \pm 0.19
NH ₄ ⁺	0.76 \pm 0.16	0.30 \pm 0.23	0.30 \pm 0.30	0.31 \pm 0.52	0.15 \pm 0.16	0.13 \pm 0.18	0.24 \pm 0.09
Σ_i	4.84 \pm 1.48	8.03 \pm 5.55	6.48 \pm 4.72	5.34 \pm 5.28	3.52 \pm 3.41	2.32 \pm 2.75	5.14 \pm 2.28
FM _{sea}	0.51 \pm 0.11	0.68 \pm 0.18	0.61 \pm 0.21	0.62 \pm 0.24	0.73 \pm 0.22	0.72 \pm 0.19	0.67 \pm 0.06
N	10	19	69	110	32	35	275
<i>KO_i no Na⁺ (Na⁺ по Cl⁻)</i>							
Na ⁺	0.44 \pm 0.13	0.71 \pm 0.24	4.24 \pm 29.9	0.68 \pm 0.30	0.87 \pm 0.28	0.88 \pm 0.31	1.62 \pm 15.0
Cl ⁻	2.45 \pm 0.63	1.58 \pm 0.60	1.82 \pm 0.83	2.36 \pm 4.80	1.31 \pm 0.61	1.41 \pm 0.93	1.92 \pm 3.11
Mg ₂ ⁺	1.00 \pm 0.86	0.90 \pm 0.60	1.25 \pm 1.11	1.10 \pm 2.45	0.91 \pm 0.54	0.81 \pm 0.32	1.06 \pm 1.68
K ⁺	6.00 \pm 5.20	3.62 \pm 4.00	4.80 \pm 4.81	28.2 \pm 163	5.14 \pm 6.16	6.76 \pm 6.96	14.4 \pm 103
SO ₄ ²⁻	2.36 \pm 0.73	2.85 \pm 2.50	3.52 \pm 3.68	3.94 \pm 4.90	2.06 \pm 1.73	2.32 \pm 1.96	3.21 \pm 3.76
Ca ²⁺	3.53 \pm 1.22	6.54 \pm 7.34	8.50 \pm 9.27	10.5 \pm 29.0	7.47 \pm 9.12	7.45 \pm 7.60	8.71 \pm 19.5

Гренландским морем – наиболее удаленным от континентов. Заметим, что измерения в этом районе проводились только в одной экспедиции (84-й рейс “Академик Мстислав Келдыш”, июль–август 2021 г.). Возможно, на состав аэрозоля в этот период повлияло осаждение продуктов извержения вулкана Крысувик в Исландии во второй декаде августа [30]. Существенное увеличение содержания NH₄⁺ в морских аэрозолях было ранее отмечено на значительном расстоянии от вулкана Миякедзима, расположенного на японском острове Изу, при его извержениях в 2000–2003 гг. [31, 33]. То есть, большие концентрации NH₄⁺ объяснимы, но из-за данных одной экспедиции (4 пробы аэрозоля) нельзя считать полученный результат типичным для Гренландского моря.

Долготное распределение средних и квартильных значений суммарной концентрации ионов (Σ_i) характеризуется спадом в восточном направлении (рис. 2а). От Норвежского моря до дальневосточных морей (ES) средние значения концентраций Σ_i уменьшаются в 3.5 раза. Для сравнительного анализа особенностей пространственного распределения отдельных ионов

рассчитаны относительные значения их концентраций, с нормировкой на средние значения в Евразийском секторе СЛО, приведенных в последнем столбце таблицы 2. Из рис. 2б видно, что у всех ионов наблюдается уменьшение концентраций в восточном направлении (от NS до ES). Тенденция уменьшения концентраций ионов с запада на восток согласуется с аналогичным изменением концентраций субмикронного аэрозоля [11]. Наряду с общей закономерностью, у двух ионов проявились особенности: (а) концентрация ионов NO₃⁻ отличается более резким спадом в Европейском секторе СЛО и практически не меняется в Азиатском секторе; (б) концентрация ионов K⁺ характеризуется максимумом над Карским морем и низкими значениями над Норвежским морем. Высокое содержание K⁺ над Карским морем проявилось и в максимальных значениях коэффициентов обогащения (см. нижнюю часть таблицы 2): $KO_i (K^+) > 28$. Увеличение K⁺ может быть связано не только с атмосферными переносами, но и с более сложным процессом: сначала, обогащением морской воды стоками реки Обь, содержащими калиевые полевые шпаты [27], а затем переходом калия в морской

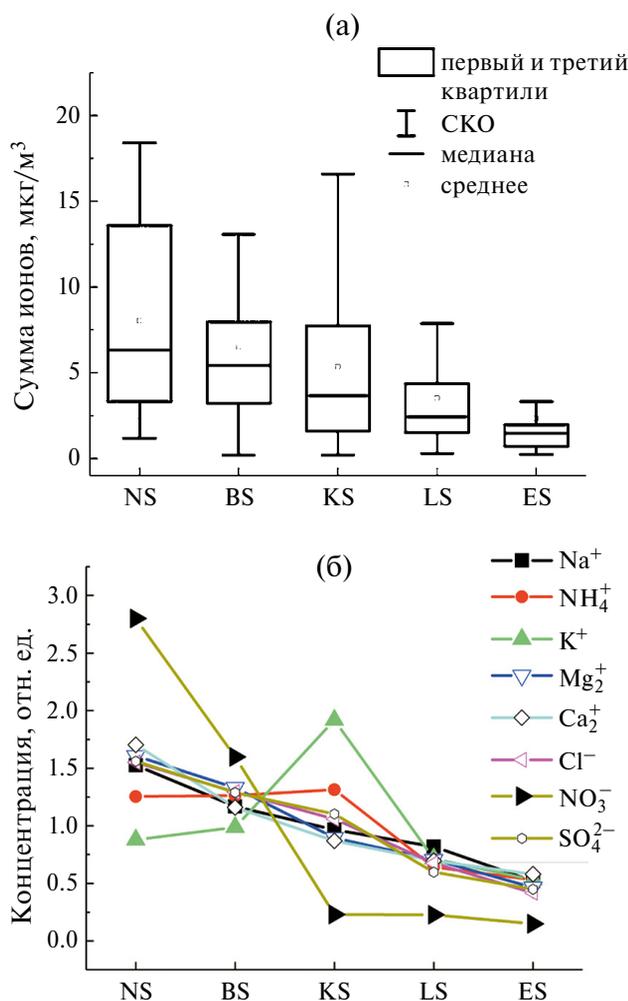


Рис. 2. Долготное распределение статистических характеристик суммы концентраций ионов (а) и средних нормированных концентраций отдельных ионов (б) над арктическими морями.

аэрозоль. Кроме ионов K^+ , Карское море отличается самым большим обогащением аэрозоля континентальными ионами SO_4^{2-} и Ca^{2+} . Этому способствуют выносы загрязнений из относительно близких районов добычи и переработки нефти, газа и других минеральных ресурсов в Таймырском (г. Норильск) и Ямало-Ненецком АО.

Концентрации микроэлементов. В таблице 3 приведены средние концентрации элементов в составе аэрозоля в Евразийском секторе СЛО. Основной вклад (70%) в суммарную концентрацию (Σ_3) вносят терригенные элементы Fe и Al. Самая большая суммарная концентрация наблюдается над Карским морем (рис. 3а). Уменьшение средних и квартильных значений Σ_3 в восточном секторе СЛО (от KS до ES) согласуется с распределением ионов (см. рис. 2а), а в западном секторе (от NS до KS) тенденция изменения противоположная.

По пространственному распределению, концентрации микроэлементов разделились на три группы. Первая группа элементов (V, Cr, Ni, Se) характеризуется непрерывным спадом концентраций от Норвежского моря до Восточно-Сибирского моря (рис. 3б). Во второй группе элементов (Ti, Zn, As, Mo, Sn, W, Ag, Sb) максимум концентраций наблюдается над Баренцевым морем (рис. 3в), а в третьей группе (Li, B, Al, Mn, Fe, Co, Cu, Cd, Ba, Pb, Sr) – над Карским морем (рис. 3г). Общим для всех элементов является уменьшение концентраций в Азиатском секторе СЛО. Тенденция спада концентраций в восточном направлении согласуется с результатами модельных расчетов атмосферных переносов в Арктику тяжелых металлов (Pb, Cd, As, Zn, Ni, Cr, Cu) [34]. Однако в модельных данных не проявился максимум концентраций Pb, Cd и Cu над Карским морем. Указанное отличие может быть обусловлено разными периодами анализируемых данных (модельных и измеренных).

Анализ коэффициентов обогащения микроэлементов в составе аэрозоля по отдельным арктическим морям показал следующее. В группу терригенных элементов ($KO_e < 10$) вошли B, Al, Ti, V, Mn, Fe и W. Еще пять элементов можно отнести к группе смешанных источников: коэффициент обогащения Ba, в среднем, составляет 13, Co – 14, Li – 44; Cd – 45, Sr – 51. Коэффициенты обогащения микроэлементов над разными морями несколько отличаются, но остаются в пределах значений KO_e , определенных для терригенных и смешанных источников.

Подробнее остановимся на элементах преимущественно техногенного происхождения, у которых получены высокие коэффициенты обогащения: Cr, Ni, Se, Mo, Sn, Pb, Cu, Zn, As, Ag, Sb. У этих же элементов выявлены высокие коэффициенты обогащения по данным измерений на полярной станции “Мыс Баранова” [5], расположенной между морями Лаптевых и Карским. Из таблицы 4 видно, что над Норвежским морем самые большие значения KO_e наблюдаются у элементов Cr, Ni и Se, над Баренцевым морем – у Mo, Sn и Pb, над Карским морем – у Cu. Указанные максимумы коэффициентов обогащения являются следствием соответствующего распределения концентраций самих элементов (см. рис. 3б, 3в). Предпосылки обогащения атмосферы техногенными элементами над Норвежским, Баренцевым и Карским морями уже отмечались выше: выносы загрязнений со стороны Скандинавских стран и районов

Таблица 3. Средние (\pm СКО) концентрации ($\text{нг}/\text{м}^3$) микроэлементов в составе аэрозоля над арктическими морями (N – количество проб, Σ_3 – суммарная концентрация)

	NS	BS	KS	LS	ES	Все моря
Li	0.19 \pm 0.04	0.17 \pm 0.10	0.33 \pm 0.75	0.19 \pm 0.14	0.25 \pm 0.21	0.23 \pm 0.06
B	0.08 \pm 0.12	0.42 \pm 1.09	0.92 \pm 0.96	0.66 \pm 1.04	0.59 \pm 0.77	0.54 \pm 0.31
Al	23.7 \pm 16.5	43.6 \pm 35.0	56.7 \pm 89.6	14.3 \pm 16.0	11.4 \pm 10.3	30.0 \pm 19.5
Ti	1.33 \pm 0.69	2.96 \pm 2.34	2.39 \pm 2.23	1.18 \pm 1.65	0.58 \pm 0.75	1.69 \pm 0.97
V	0.20 \pm 0.15	0.16 \pm 0.16	0.12 \pm 0.12	0.07 \pm 0.08	0.04 \pm 0.01	0.12 \pm 0.06
Cr	37.7 \pm 40.7	30.3 \pm 43.2	5.56 \pm 6.25	2.71 \pm 4.17	0.57 \pm 0.72	15.4 \pm 17.3
Mn	1.40 \pm 1.25	2.39 \pm 2.66	2.70 \pm 5.25	0.52 \pm 0.43	0.47 \pm 0.50	1.49 \pm 1.03
Fe	68.0 \pm 28.5	153 \pm 254	170 \pm 227	58.4 \pm 108	10.7 \pm 14.4	92.0 \pm 67.3
Co	0.12 \pm 0.06	0.14 \pm 0.13	0.15 \pm 0.25	0.06 \pm 0.08	0.02 \pm 0.02	0.10 \pm 0.06
Ni	4.96 \pm 4.66	4.53 \pm 3.88	2.59 \pm 2.60	1.07 \pm 1.54	0.38 \pm 0.37	2.71 \pm 2.03
Cu	6.54 \pm 6.54	11.4 \pm 13.0	20.6 \pm 48.9	4.82 \pm 8.04	1.95 \pm 0.96	9.06 \pm 7.31
Zn	11.7 \pm 4.55	14.0 \pm 14.0	11.9 \pm 11.7	9.73 \pm 12.9	7.59 \pm 7.47	11.0 \pm 2.43
As	0.07 \pm 0.05	0.11 \pm 0.13	0.08 \pm 0.07	0.04 \pm 0.08	0.04 \pm 0.08	0.07 \pm 0.03
Se	0.44 \pm 0.24	0.30 \pm 0.37	0.20 \pm 0.16	0.14 \pm 0.14	0.13 \pm 0.13	0.24 \pm 0.13
Sr	2.02 \pm 1.78	1.92 \pm 1.41	2.98 \pm 7.42	1.00 \pm 1.21	0.67 \pm 0.89	1.72 \pm 0.91
Mo	0.25 \pm 0.24	3.71 \pm 19.4	1.33 \pm 4.78	0.14 \pm 0.18	0.22 \pm 0.38	1.13 \pm 1.52
Ag	0.09 \pm 0.15	0.19 \pm 0.35	0.14 \pm 0.25	0.11 \pm 0.06	0.04 \pm 0.06	0.11 \pm 0.06
Cd	0.08 \pm 0.05	0.09 \pm 0.11	0.45 \pm 2.35	0.05 \pm 0.05	0.04 \pm 0.04	0.14 \pm 0.17
Sn	3.00 \pm 9.59	10.4 \pm 17.7	3.79 \pm 6.46	0.50 \pm 1.0	0.09 \pm 0.06	3.56 \pm 4.16
Sb	0.28 \pm 0.28	0.48 \pm 0.50	0.23 \pm 0.19	0.38 \pm 0.86	0.23 \pm 0.23	0.32 \pm 0.11
Ba	1.21 \pm 0.71	2.18 \pm 2.33	3.02 \pm 4.69	1.27 \pm 2.04	0.36 \pm 0.57	1.61 \pm 1.02
W	0.05 \pm 0.04	0.14 \pm 0.36	0.09 \pm 0.10	0.04 \pm 0.06	0.03 \pm 0.03	0.07 \pm 0.05
Pb	1.18 \pm 1.13	2.49 \pm 3.90	2.89 \pm 4.61	0.53 \pm 0.76	0.13 \pm 0.20	1.44 \pm 1.20
Σ_3	165 \pm 80	285 \pm 325	289 \pm 343	98 \pm 153	37.0 \pm 31.0	175 \pm 112
N	13	52	56	14	15	160

Таблица 4. Коэффициенты обогащения K_2O_3 техногенных элементов над арктическими морями

	NS	BS	KS	LS	ES
Cr	1307	570	82	155	41
Ni	215	107	47	77	34
Cu	453	428	596	551	281
Zn	539	352	229	742	730
As	157	136	75	170	199
Se	30159	11430	5879	15712	18456
Mo	788	6336	1754	827	1422
Ag	212	240	132	3449	178
Sn	4728	8923	2493	1305	279
Sb	4821	4564	1635	10770	8117
Pb	293	334	298	216	67

добычи минеральных ресурсов в Таймырском и Ямало-Ненецком АО.

У четырех оставшихся элементов (Zn, As, Ag, Sb) максимальные значения коэффициентов обогащения проявились в восточном секторе СЛО (LS или ES). К этому результату следует относиться с осторожностью из-за малого количества отобранных проб (см. N в табл. 3), часть из которых получена в условиях выносов дымов лесных пожаров. По этой же причине (малого числа проб) вызывают также сомнения экстремально высокие значения коэффициентов обогащения Se в районах NS, ES, LS и Sb над морем Лаптевых.

Концентрации ОС, ЕС и изотопный состав общего углерода $\delta^{13}\text{C}$. Из-за меньшего количества проб, отобранных для анализа характеристик углеродсодержащего аэрозоля (ОС, ЕС, $\delta^{13}\text{C}$),

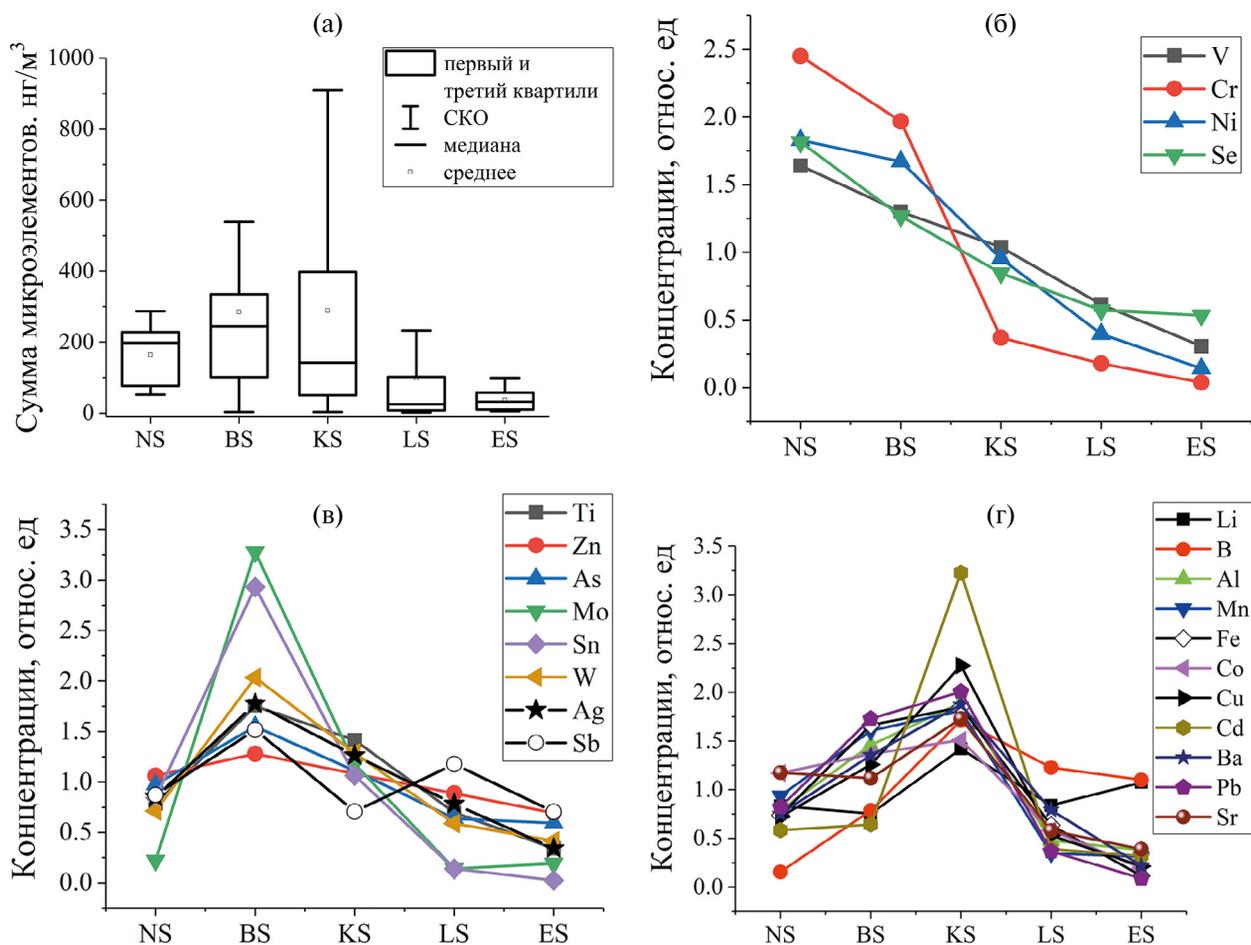


Рис. 3. Долготное распределение статистических характеристик суммарных концентраций элементов (а) и средних концентраций трех групп элементов, нормированных на средние значения в Евразийском секторе СЛО (б, в, г).

проведено обобщение данных в восточном секторе СЛО (LS + ES). На рис. 4а, б показано распределение статистических характеристик концентраций ОС и ЕС над арктическими морями. Самые большие концентрации углеродсодержащего аэрозоля получены в атмосфере Норвежского моря. Относительно Новежского моря наблюдается общая тенденция спада концентраций в восточном направлении с небольшим увеличением над восточными морями (LS + ES). Наиболее вероятной причиной указанного отклонения является малое количество данных, полученных в восточном секторе, в сочетании с выносами дымов лесных пожаров в период отбора проб.

Пространственное распределение изотопного состава общего углерода $\delta^{13}\text{C}$ в Евразийском секторе СЛО характеризуется относительно большим разбросом данных (рис. 4в). Тем не менее, в долготном распределении статистических характеристик $\delta^{13}\text{C}$ и в гистограммах повторяемости (рис. 4г) хорошо проявилась тенденция

утяжеления изотопного состава в восточном направлении. Более легкий изотопный состав $\delta^{13}\text{C}$ в Европейском секторе СЛО указывает на сжигание нефтепродуктов, а в Азиатском секторе начинают преобладать продукты сжигания угля и биомассы (лесные пожары) [35].

Учитывая малое количество проб, отобранных над отдельными морями, приведенные характеристики углеродсодержащего аэрозоля носят пока предварительный характер. Более достоверными следует считать статистические данные для всего Евразийского сектора СЛО, приведенные в таблице 5.

Таблица 5. Статистические характеристики ОС, ЕС, $\delta^{13}\text{C}$ в Евразийском секторе СЛО

	Средние \pm СКО	Медиана	Диапазон
ОС, ng/m^3	700 ± 758	524	15–3975
ЕС, ng/m^3	32 ± 39	15	2.9–250
$\delta^{13}\text{C}$, ‰	$-27.9 \pm 0,6$	-28	$-26.1 \div -29.2$

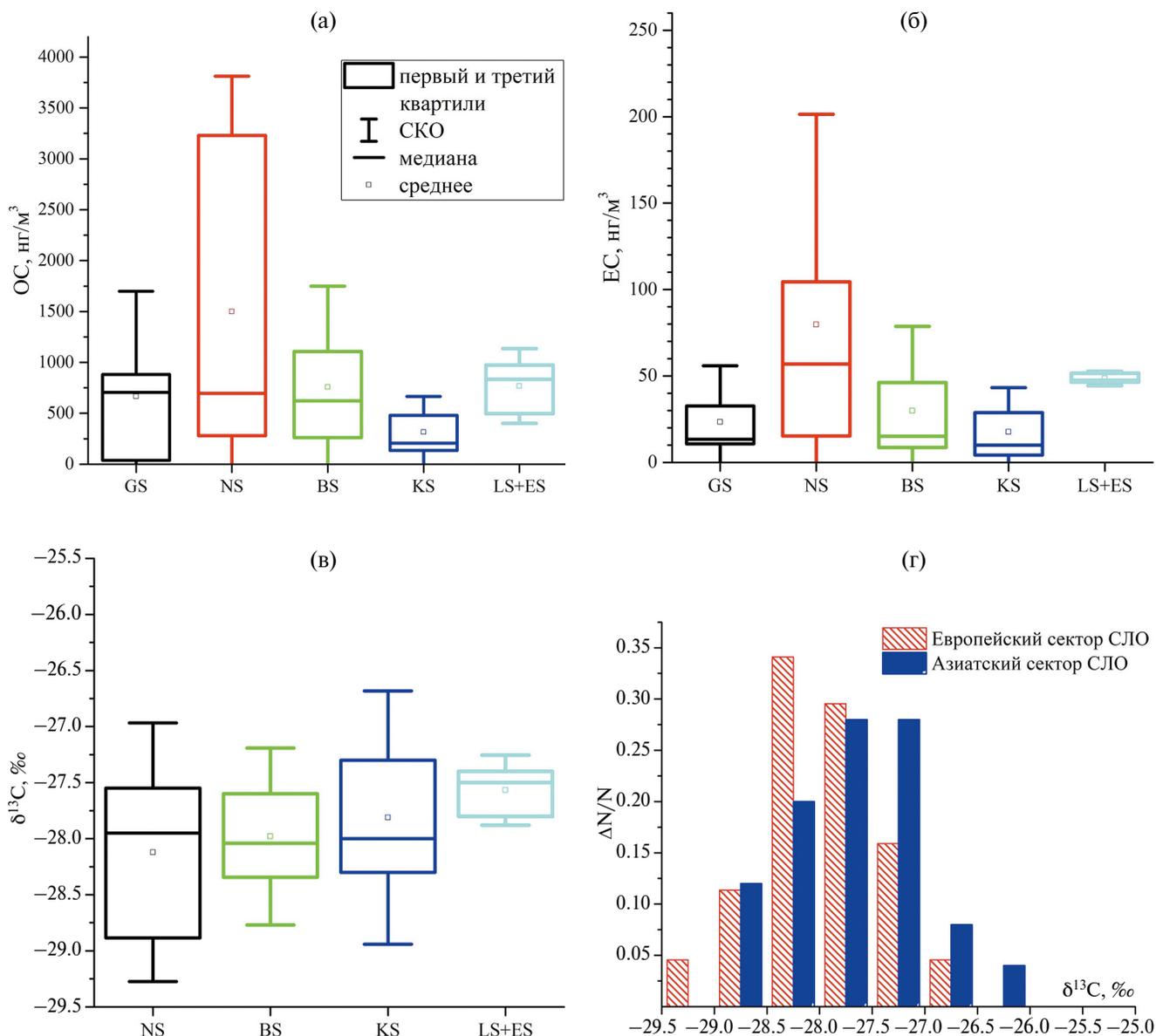


Рис. 4. Долготное распределение статистических характеристик концентраций ОС (а), ЕС (б), изотопного состава общего углерода $\delta^{13}C$ (в) и гистограммы повторяемости этих значений $\delta^{13}C$ в Европейском и Азиатском секторах СЛО (г).

ВЫВОДЫ

Проведено статистическое обобщение результатов многолетних измерений химического состава аэрозоля в Евразийском секторе Северного Ледовитого океана. Средние значения характеристик аэрозоля составили: суммарная концентрация восьми ионов – 5.14 мкг/м³ при преобладающем вкладе (72%) ионов Na^+ и Cl^- ; суммарная концентрация 22-х микроэлементов – 175 нг/м³, при основном вкладе (70%) терригенных элементов Fe и Al; концентрации органического и элементного углерода – 700 и 32 нг/м³, соответственно; изотопный состав общего углерода $\delta^{13}C = -27.9‰$.

Средние и квартильные значения концентраций всех ионов уменьшаются в восточном направлении (от Норвежского моря до Чукотского моря). Пространственное распределение микроэлементов в составе аэрозоля разделилось на 3 группы с максимумами концентраций над Норвежским, Баренцевым или Карским морями. Относительно указанных максимумов среднее содержание микроэлементов уменьшаются в западном и восточном направлении. В характеристиках углеродсодержащего аэрозоля, в среднем, тоже прослеживается тенденция изменения в восточном направлении: концентрации ОС и ЕС уменьшаются, а изотопный состав углерода становится более тяжелым (на западе преобладают

продукты сжигания нефтепродуктов, на востоке – угля и древесины).

Анализ коэффициентов обогащения микроэлементов показал, что содержание в аэрозоле В, Al, Ti, V, Mn, Fe и W не сильно отличается от элементного состава земной коры. Умеренные значения коэффициентов обогащения пяти элементов (Ba, Co, Li, Cd, Sr) в составе аэрозоля указывают на их смешанное происхождение (терригенное и техногенное). Выявлены высокие значения коэффициентов обогащения 11-и элементов (Cr, Ni, Se, Mo, Sn, Pb, Cu, Zn, As, Ag, Sb), что свидетельствует об их техногенном происхождении. Наиболее вероятными источниками загрязнений являются выносы субмикронного аэрозоля из районов добычи минеральных ресурсов в Таймырском, Ямало-Ненецком АО и промышленно развитых стран Северной Европы.

Благодарности. Авторы выражают благодарность сотрудникам ИОА СО РАН, ААНИИ, ЛИИ СО РАН – П. Н. Зенковой, О. Н. Изосимовой, Вас. В. Полькину, С. А. Терпуговой и О. Р. Сидоровой, которые проводили отбор проб аэрозоля в отдельных экспедициях.

Источник финансирования. Данная работа финансировалась за счет средств проекта Российского научного фонда № 21-77-20025. Экспедиционные исследования сотрудников ИО РАН проведены в рамках госзадания, тема № FMWE-2024-0020.

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Виноградова А.А., Пономарева Т.Я.* Атмосферный перенос антропогенных примесей в арктические районы России (1986–2010 гг.) // *Оптика атмосферы и океана*. 2012. Т. 25. № 6. С. 475–483.
2. *Виноградова А.А., Иванова Ю.А.* Перенос воздушных масс и загрязнений к арктическим островам России (1986–2016 гг.): долговременные, межгодовые и сезонные вариации // *Геофизические процессы и биосфера*. 2017. Т. 16. № 4. С. 5–20. <https://doi.org/10.21455/GPB2017.4-1>.
3. *Голобокова Л.П., Ходжер Т.В., Изосимова О.Н.* и др. Химический состав атмосферного аэрозоля в арктическом районе по маршрутам морских экспедиций 2018–2019 гг. // *Оптика атмосферы и океана*. 2020. Т. 33. № 6. С. 421–429. <https://doi.org/10.15372/AOO20200601>.
4. *Голобокова Л.П., Круглинский И.А., Почуфаров А.О.* и др. Современное состояние химического состава атмосферного аэрозоля Арктических районов по маршрутам морских экспедиций 83–84 рейсов НИС “Академик Мстислав Келдыш” // *Лед и снег*. 2022. Т. 62. № 4. С. 607–620. <https://doi.org/10.31857/S2076673422040155>.
5. *Голобокова Л.П., Бердашкинова О.И., Лоскутова М.А.* и др. Результаты многолетних исследований химического состава аэрозоля в атмосфере на стационаре “Ледовая база Мыс Баранова” // *Оптика атмосферы и океана*. 2023. Т. 36. № 11. С. 874–882. <https://doi.org/10.15372/AOO20231102>.
6. *Ивлев Л.С.* Химический состав и структура атмосферных аэрозолей. Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1982. 368 с.
7. *Лисицын А.П.* Современные представления об осадкообразовании в океанах и морях. Океан как природный самописец взаимодействия геосфер Земли // *Мировой океан*. Т. 2. Физика, химия, и биология океана. Осадкообразование в океане и взаимодействие геосфер Земли. М.: Научный мир, 2014. С. 331–571.
8. *Лебедев А.Т.* Масс-спектрометрия для анализа объектов окружающей среды. М: Техносфера, 2013. 632 с.
9. ПНД Ф 16.1:2.3:3.11–98 Методика выполнения измерений содержания металлов в твердых объектах методом спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой. С.-Пб.: Центр Исследования и Контроля Воды, 2005. 31 с.
10. *Полькин В.В., Щелканов Н.Н., Голобокова Л.П.* и др. Сравнение методик оценки вклада континентальных и морских источников в ионный состав приводного аэрозоля Белого моря // *Оптика атмосферы и океана*. 2008. Т. 21. № 1. С. 23–26.
11. *Сакерин С.М., Кабанов Д.М., Круглинский И.А.* Особенности пространственного распределения концентраций аэрозоля в атмосфере Евразийского сектора Северного Ледовитого океана // *Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы. Материалы XXX Международного симпозиума*. [Электронный ресурс]. Санкт-Петербург, 1–5 июля 2024 г.
12. *Abbatt J.P.D., Leaitch W.R., Aliabadi A.A.* et al. Overview paper: New insights into aerosol and climate in the Arctic // *Atmos. Chem. Phys.* 2019. V. 19. p. 2527–2560.
13. *Bond T.C., Streets D.G., Yarber K.F.* et al. A technology-based global inventory of black and organic carbon emissions from combustion // *J. Geophys. Res.* 2004. V. 109. D14203. <https://doi.org/10.1029/2003JD003697>.
14. EMEP manual for sampling and chemical analysis. EMEP/CCC-Report 1/95. Kjeller, Norway: NILU, 1996. 303 p.
15. *Golobokova L., Khodzher T., Khuriganova O.* et al. Variability of Chemical Properties of the Atmospheric Aerosol above Lake Baikal during Large Wildfires in Siberia // *Atmosphere*. 2020. V. 11(11). 1230. <https://doi.org/10.3390/atmos1111230>.

16. *Haywood J., Boucher O.* Estimates of the direct and indirect radiative forcing due to tropospheric aerosols: A review // *Rev. Geophys.* 2000. V. 38(4). P. 513–543.
17. *Hirdman D., Sodemann H., Eckhardt S. et al.* Source identification of short-lived air pollutants in the Arctic using statistical analysis of measurement data and particle dispersion model output // *Atmosph. Chem. Phys.* 2010. V. 10. P. 669–693.
18. *Kondratyev K. Ya., Ivlev L.S., Krapivin V.F. et al.* Atmospheric aerosol properties, formation processes, and impacts: from nano- to global scales. Chichester: Springer/PRAXIS, 2006. 572 p.
19. *Makarov V.I., Koutsenogii K.P., Koutsenogii P.K.* Daily and seasonal changes of organic and inorganic carbon content in atmospheric aerosol Novosibirsk region // *J. Aer. Sci.* 1999. V. 30. P. S255–S256.
20. *Millero F.J.* Chemical Oceanography. 4th ed. Boca Raton: CRC Press, 2016. 591 p.
21. *Physics and Chemistry of the Arctic Atmosphere / In: Kokhanovsky A., Claudio Tomasi C. (Eds.) Polar Sciences series.* Springer, 2020. 717 p.
<https://doi.org/10.1007/978-3-030-33566-3>
22. *Quinn P.K., Bates T.S., Schulz K. et al.* Decadal trends in aerosol chemical composition at Barrow, Alaska: 1976–2008 // *Atmospheric Chemistry and Physics.* 2009. V. 9. P. 8883–8888.
23. *Rudnick R.L., Gao S.* Composition of the continental crust // *Treatise on geochemistry.* 2014. V. 4. C. 1–51.
24. *Sakerin S.M., Kabanov D.M., Makarov V.I. et al.* Spatial distribution of atmospheric aerosol physicochemical characteristics in Russian sector of the Arctic Ocean // *Atmosphere.* 2020. V. 11(11). P. 1170.
<https://doi.org/10.3390/atmos1111170>.
25. *Schmale J., Arnold S., Law K.S. et al.* Local Arctic air pollution: A neglected but serious problem // *Earth's Future.* 2018. V. 6. P. 1385–1412.
<https://doi.org/10.1029/2018EF000952>.
26. *Schmale J., Sharma S., Decesari S. et al.* Pan-Arctic seasonal cycles and long-term trends of aerosol properties from 10 observatories // *Atmos. Chem. Phys.* 2022. V. 22. P. 3067–3096.
<https://doi.org/10.5194/acp-22-3067-2022>.
27. *Schoster F., Stein R.* Major and minor elements in surface sediments of Ob and Yenisei estuaries and the adjacent Kara Sea // *Ber. Polarforsch.* 1999. No. 300. P. 196–207.
28. *Shevchenko V.* The influence of aerosols on the oceanic sedimentation and environmental conditions in the Arctic // *Berichte zur Polar- und Meeresforschung.* 2003. No. 464. 149 p.
29. *Shindell D., Kuylenstierna J.C.I., Vignati E. et al.* Simultaneously mitigating near-term climate change and improving human health and food security // *Science.* 2012. V. 335(6065). P. 183–189.
<https://doi.org/10.1126/science.1210026>.
30. Smithsonian Institution – Global Volcanism Program: Worldwide Holocene Volcano and Eruption Information < <https://volcano.si.edu/> > (accessed on February 2022).
31. *Sutton M.A., Erisman J.W., Dentener F. et al.* Ammonia in the environment: From ancient times to the present // *Environmental Pollution.* 2008. V. 156. P. 583–604. doi: 10.1016/j.envpol.2008.03.013.
32. *Tsunogai S., Saito O., Yamada K. et al.* Chemical composition of oceanic aerosol // *J. Geophys. Res.* 1972. V. 77. No. 27. P. 5283–5292.
33. *Uematsu M., Toratani M., Kajino M. et al.* Enhancement of primary productivity in the western North Pacific caused by the eruption of the Miyakejima Volcano // *Geophys. Res. Lett.* 2004. V. 31. L06106.
<https://doi.org/10.1029/2003GL018790>.
34. *Vinogradova A.A., Kotova E.I.* Pollution of Russian northern seas with heavy metals: comparison of atmospheric flux and river flow // *Izvestia, Atmospheric and Oceanic Physics.* 2019. V.55. N.7. P. 695–704. Doi:10.1134/S0001433819070119.
35. *Widory D.* Combustibles, fuels and their combustion products: A view through carbon isotopes // *Combustion theory and modeling.* 2006. V. 10(5). P. 831–841.
<https://doi.org/10.1080/13647830600720264>.
36. *Xu G., Gao Y.* Atmospheric trace elements in aerosols observed over the Southern Ocean and coastal East Antarctica // *Polar Res.* 2014. V. 33. P. 23973.
<https://doi.org/10.3402/polarv.33.23973>.

STATISTICAL SUMMARY OF THE CHEMICAL COMPOSITION OF ATMOSPHERIC AEROSOL OVER THE SEAS OF THE EURASIAN SECTOR OF THE ARCTIC OCEAN

S. M. Sakerin^a, V. V. Polkin^a, L. P. Golobokova^b, D. A. Kalashnikova^{a, c}, M. D. Kravchishina^d,
I. A. Kruglinsky^a, N. A. Onishchuk^b, S. A. Popova^{a, e}, A. O. Pochufarov^a, G. V. Simonova^c, V. P.
Shevchenko^d, M. Yu. Shikhovtsev^{a, b}

^a*V.E. Zuev Institute of Atmospheric Optics, Tomsk, Russia*

^b*Limnology Institute, Irkutsk, Russia*

^c*Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems, Tomsk, Russia*

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

^e*Voevodsky Institute of Chemical Kinetics and Combustion, Novosibirsk, Russia*

**e-mail: sms@iao.ru*

Based on the results of long-term research in the Eurasian sector of the Arctic Ocean, a statistical summary of the chemical composition of atmospheric aerosol is presented: the concentrations of 8 ions, 22 microelements, organic and elemental carbon (OC, EC), as well as the isotopic composition of carbon $\delta^{13}\text{C}$. The average aerosol characteristics had been: $5.14 \mu\text{g}/\text{m}^3$ for the total ion concentration with a predominant contribution (72%) of Na^+ and Cl^- ions; $175 \text{ ng}/\text{m}^3$ for the total concentration of trace elements, with the main contribution (70%) of terrigenous elements Fe and Al; $700 \text{ ng}/\text{m}^3$ for the OC concentration; $32 \text{ ng}/\text{m}^3$ for the EC concentration; -27.9‰ for the isotopic composition $\delta^{13}\text{C}$. High enrichment factors for the elements Cr, Ni, Se, Mo, Sn, Pb, Cu, Zn, As, Ag and Sb (relative to the composition of the earth's crust) were revealed, which indicates their technogenic origin. The spatial distribution of concentrations of all ions is characterized by a decrease (on average, 3.5 times) from the Norwegian Sea to the Chukchi Sea. The spatial distribution of trace element concentrations was divided into 3 groups with maxima over the Norwegian or Barents or Kara Seas and a minimum over the Chukchi Sea. The characteristics of carbon-containing aerosol also show a trend of change in an easterly direction: a decrease in OC and EC concentrations and a heavier isotopic composition of carbon.

Keywords: Arctic Ocean, atmospheric aerosol, ions, trace elements, organic and elemental carbon, carbon isotope composition

УДК 551.465

СТИМУЛИРОВАНИЕ СВЕТОМ ОКИСЛЕНИЯ СЕРОВОДОРОДА В АНАЭРОБНОЙ ЗОНЕ ЧЕРНОГО МОРЯ

© 2024 г. А. В. Дубинин¹, М. Н. Римская-Корсакова¹, Е. О. Дубинина²,
Т. П. Демидова¹, Л. С. Семилова¹, Е. Д. Бережная¹, Е. Н. Золигина¹,
О. А. Очередник³

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

²Институт геологии рудных месторождений петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

³Южное отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Геленджик, Россия

*e-mail: dubinin@ocean.ru

Поступила в редакцию 22.05.24 г.

После доработки 06.06.24 г.

Принята к публикации 08.08.24 г.

Элементная сера — обычный продукт окисления сероводорода в фотической зоне меромиктических водоемов, появляющийся благодаря аноксигенному окислению сероводорода фотосинтетическими бактериями. Фотическая зона в Черном море ограничена 50–60 м, что гораздо выше верхней границы сероводородной зоны, которая в центре моря находится на глубине 90–100 м. В периферийных районах моря глубина редокс интерфейса достигает 150–170 м, где, как предполагалось, фотоавтотрофные бактерии мало распространены и находятся в неактивном состоянии. Исследование распределения элементной серы в анаэробной зоне Черного моря показало, что воды с глубин 180–300 м обладают световой чувствительностью. Это приводит к резкому росту концентраций серы до 11.3 мкмоль/кг при фоновых значениях 0.15–0.18 мкмоль/кг в строго анаэробных условиях. Выяснено, что столь значительный рост элементной серы связан с деятельностью фотоавтотрофных бактерий. Остаются невыясненными условия существования фотоавтотрофных бактерий на глубинах 180–300 м в Черном море при отсутствии света.

Ключевые слова: элементная сера, фотоавтотрофные бактерии, аноксигенное окисление сероводорода, Черное море

DOI: 10.31857/S0030157424060051, EDN: FIPODA

ВВЕДЕНИЕ

Элементная сера, являясь промежуточным продуктом окисления сульфида, обладает заметной реакционной способностью. Она может окисляться до сульфата или диспропорционировать на сульфид и сульфат [6, 26]. В анаэробных водах появление элементной серы обычно является результатом аноксигенного окисления сульфида фотоавтотрофными бактериями в фотической зоне меромиктических водоемов. Накопление серы происходит внутри бактериальной клетки у пурпурных фотоавтотрофных бактерий или снаружи у зеленых серных бактерий. Эта сера в условиях дефицита сульфида может использоваться в дальнейшем, окисляясь до сульфата, при наращивании биомассы бактерий за счет потребления растворенной углекислоты [11, 17, 24].

Появление элементной серы возможно при окислении метана в анаэробных условиях. В этом случае метанотрофные бактерии накапливают

серу внутри клеток после восстановления сульфата. Элементная сера диффундирует через клеточную мембрану и, реагируя с сероводородом, образует полисульфиды. Полисульфиды используются бактериями *Deltaproteobacteria*, которые их диспропорционируют на сульфид и сульфат [21].

Элементная сера — обычный продукт окисления сероводорода в зоне хемоклина меромиктических водоемов, где в качестве окислителя сульфида могут выступать растворенный кислород, нитрат, Mn(IV) и Fe(III) [12]. В Черном море повышенные концентрации элементной серы были выявлены в зоне взаимодействия кислородсодержащих вод нижнебосфорского течения и анаэробных вод в прибосфорском районе [18]. На границе окисленных и восстановленных вод в Черном море повышенные концентрации серы обычно не обнаруживаются [7]. Определенные концентрации элементной серы (больше 0.01 мкмоль/кг для используемой методики [2]

появляются вместе с сероводородом и слабо растут с глубиной в зависимости от концентраций сероводорода. Изотопный состав элементной серы Черного моря на глубинах 450 и 600 м у кавказского и крымского побережий показал, что величина $\delta^{34}\text{S}$ у элементной серы в среднем больше на 2.2‰, чем у сероводорода с этой же глубины [3]. Более тяжелый изотопный состав серы относительно сероводорода свидетельствует о бактериальном происхождении элементной серы [9, 10, 14, 16, 24].

Производство элементной серы фотосинтетическими бактериями в анаэробной зоне Черного моря возможно лишь в центральной его части, где граница редокс интерфейса ближе всего располагаются у поверхности моря. С глубиной интенсивность солнечного света уменьшается по экспоненциальному закону [20]. Заглубление границы интерфейса у побережья практически исключает фотосинтез у анаэробных бактерий и, следовательно, продуцирование ими элементной серы. Однако изучение распределения элементной серы с размером частиц больше 0.45 мкм показало, что ниже редокс интерфейса в зоне повышенных содержаний взвешенного органического углерода и максимума количества бактериальных клеток в воде с плотностью 16.43–16.75 кг/м³ (глубина 230–300 м) резко возрастает ее количество, достигая 11 мкмоль/кг. Это происходит в пробах воды, отобранных в строго анаэробных условиях в атмосфере аргона при отсутствии окислителей в присутствии сероводорода [3]. Если сероводород предварительно перевести в осадок, например, в виде ZnS, то при этих же условиях рост концентраций серы в выше обозначенном интервале глубин не происходит. Выявленный максимум элементной серы, вероятно, является следствием аноксигенного окисления сульфида. В условиях дефицита кислорода, элементная сера может являться продуктом окисления сульфида фотосинтетическими бактериями – зелеными и пурпурными серными бактериями. Однако рост концентраций серы наблюдается в воде на глубинах 230–300 м, до которых свет практически не проникает и, следовательно, аноксигенный фотосинтез невозможен.

Целью данной работы является выяснение происхождения максимума элементной серы в верхней части анаэробной зоны на глубинах 230–300 м на континентальном склоне кавказского побережья Черного моря. Для достижения этой цели в области глубин максимальных концентраций элементной серы были проведены эксперименты по предварительному удалению сероводорода

из проб и подавлению бактериальной активности раствором глутаральдегида в финальной концентрации 2.5%. В отобранных пробах взвешенной элементной серы (размер частиц > 0.45 мкм) было проведено определение величин $\delta^{34}\text{S}$. При помощи метода SEM-EDX рассмотрены формы выделения элементной серы на фильтрах.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Станции проведения исследований Ашамба29 (дата отбора 05.07.23) с координатами (44.489° с.ш., 37.869° в.д.) и Ашамба31 (10.10.23) с координатами (44.517° с.ш., 37.907° в.д.) находились в 7 и 5 милях от Голубой бухты на континентальном склоне, глубина водной толщи составляет 1200 и 500 м соответственно. Гидрофизические измерения выполнялись зондом “Sea Bird 19+” фирмы Sea-Bird Electronics, Inc. Отбор проб проводился с помощью комплекса “Rosette”, оснащенного шестью 4-литровыми батометрами Нискина. На обеих станциях для заполнения батометров при пробоотборе использовался аргон. Сероводород и растворенный кислород фиксировали в пробах на судне сразу после их отбора. Определения сероводорода и кислорода [1, 5], а также фильтрование проб морской воды в атмосфере аргона для последующего определения элементной серы и ее изотопного состава проводились после возвращения на берег в тот же день. На станции Ашамба29 все пробы были последовательно отфильтрованы в течение 52 часов, на станции Ашамба31 фильтрование проб заняло не более суток.

Для оценки влияния освещенности на аноксигенное окисление сульфида были отобраны три серии проб в июле 2023 года в интервале глубин 167–400 м на станции Ашамба29. Редокс интерфейс находился на станции Ашамба29 глубже 177 м (условная плотность 16.19, здесь и далее везде плотность выражена в кг/м³), где концентрация сероводорода составила 0.02 мкМ (табл. 1). Все бутылки из полиэтилена емкостью 1 л, предназначенные для отбора проб, были заранее заполнены аргоном. В первую серию было предварительно добавлено 10 мл суспензии основного карбоната цинка для связывания сероводорода в виде ZnS, разрушения полисульфидов и перевода серы с нулевым зарядом (zero-valent sulfur – ZVS) в осадок [2]. Вторая серия была отобрана без каких-либо добавок; третья серия (тоже без добавок) состояла из 5 проб, отобранных в диапазоне глубин от 230 до 300 м, и была предназначена для определения изотопного состава элементной серы. Все пробы получены в 12–13 часов в солнечный день.

Таблица 1. Концентрация ZVS (zero-valent sulfur) и элементной серы (размер частиц больше 0.45 мкм) на станции Ашамба29

Глубина, м	Условная плотность, кг/м ³	H ₂ S, мкМ	ZVS, мкмоль/кг	S ⁰ , мкмоль/кг
167	16.10	0.02	0.03	0.05
177	16.19	0.02	0.02	0.01
189	16.30	3.16	0.09	0.09
209	16.43	14.5	0.08	0.04
230	16.54	25.2	0.10	7.92
250	16.61	35.9	0.07	11.3
260	16.65	42.6	0.12	8.23
267	16.67	46.5	0.10	0.83
279	16.69	51.8	0.15	9.42
299	16.74	66.1	0.12	10.6
350	16.83	85.3	0.15	0.17
400	16.90	111	0.18	0.17

На станции Ашамба31 в октябре 2023 года были отобраны две серии из 5 проб с глубины 234–304 м. Редокс интерфейс находился на глубине 175 м (плотность 16.21, концентрация сероводорода 1.2 мкМ) (табл. 2). В пробы первой серии был добавлен раствор глутаральдегида в конечной концентрации 2.5%, в пробы второй серии никаких добавок не производилось. Отбор проб проходил в вечернее время в 17 часов.

Таблица 2. Элементная сера (размер частиц > 0.45 мкм) в воде станции Ашамба31 (октябрь 2023) в экспериментах с добавкой 2.5% раствора глутаральдегида

Глубина, м	Условная плотность, кг/м ³	H ₂ S, мкМ	S ⁰ (+глутаральдегид), мкмоль/кг	S ⁰ , мкмоль/кг
175	16.21	1.2	но	но
185	16.30	6.4	но	но
201	16.40	14	но	но
234	16.55	33	0.00	5.80
246	16.59	38	0.01	2.68
265	16.63	46	0.02	3.87
284	16.67	53	0.02	1.42
304	16.72	69	0.04	0.17

но – не определяли.

До процедуры фильтрации отобранные пробы воды хранились в темноте в холодильнике при температуре около +4°C. Фильтрование

проводилось через фильтры с размером пор 0.45 мкм Millipore в атмосфере аргона, масса проб составила примерно 1 кг. Фильтры с осадком помещались в герметичные полипропиленовые пробирки объемом 50 мл, предварительно заполненные аргоном, и замораживались при температуре –20°C. В лаборатории в ИО РАН в фильтрах определяли элементную серу спектрофотометрическим методом после дистилляции в виде сероводорода, полученного восстановлением элементной серы двухвалентным хромом [2]. Для определения концентраций элементной серы полученный сероводород осаждали в виде ZnS, для изотопного анализа – в виде Ag₂S [8].

Изотопный состав элементной серы полученных образцов на станции Ашамба29 (глубина 250 и 260 м) был определен методом CF-IRMS на масс-спектрометре DELTA V+ (Finnigan, Германия) после конвертации Ag₂S в элементном анализаторе FlashEA HT 1112 в газ SO₂. В каждой серии образцов анализировались международные стандарты IAEA-S-1 и IAEA-S-3 для приведения данных в международной шкале VCDT (Vienna Cañon Diablo Troilite) с использованием общепринятых величин δ³⁴S для IAEA-S-1 и IAEA-S-3 (–0.3‰) и (–32.55‰) соответственно. Кроме того, чтобы оценить возможное фракционирование изотопного состава элементной серы для сравнения анализировали изотопный состав серы сульфидов с тех же глубин. Воспроизводимость полученных данных была лучше ± 0.2‰. Результаты рассчитаны относительно VCDT:

$$\delta^{34}S_{\text{sample}} = \left(\frac{{}^{34}S/{}^{32}S}{\left(\frac{{}^{34}S/{}^{32}S}{\text{VCDT}} \right) - 1} \right)_{\text{sample}} \times 1000.$$

Проба с глубины 250 м с максимальной концентрацией элементной серы, полученной на станции Ашамба29, в виде фильтра была использована для визуальной оценки форм выделений серы и локального их анализа с помощью метода SEM-EDX на приборе JEOL-IT500LA (ИГЕМ РАН). В пробу при отборе предварительно был добавлен раствор глутаральдегида в конечной концентрации 1.25% для фиксации бактериальных клеток. Концентрация глутаральдегида подобрана таким образом, чтобы не полностью ингибировать рост бактериальных клеток и производство элементной серы и при этом повысить устойчивость клеток в процессах фильтрации и сушки образцов. Образец был отфильтрован через фильтр 0.45 мкм PVDF Millipore

в атмосфере аргона, после чего фильтр был заморожен при -20°C в атмосфере аргона в плотно закрытой полипропиленовой пробирке объемом 50 мл. Перед исследованием фильтр был высушен при $+60^{\circ}\text{C}$ до постоянной массы.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Отбор проб без добавления суспензии $\text{Zn}_2(\text{OH})_2\text{CO}_3$ в качестве фиксатора форм серы для отдельных горизонтов водной толщи показал, что аномальное накопление элементной серы наблюдается на тех же горизонтах, что и в рейсе НИС “Профессор Водяницкий” осенью 2022 года у крымского побережья [3]. Пробы с суспензией показали, что концентрация ZVS растет последовательно с глубиной от 0.02–0.03 мкмоль/кг на редокс интерфейсе до максимально 0.18 мкмоль/кг на глубине 400 м – самого глубокого горизонта, выбранного для опробования на станции Ашамба29 (табл. 1 и рис. 1). В пробах без добавления суспензии $\text{Zn}_2(\text{OH})_2\text{CO}_3$ концентрация взвешенной элементной серы в верхней части анаэробной зоны до глубины 209 м (16.43) менялась в тех же пределах, что и с суспензией – от 0.01 до 0.09 мкмоль/кг. Ниже этого горизонта в интервале глубин 230–299 м наблюдался рост

концентраций S^0 максимально до 11.3 мкмоль/кг на глубине 250 м (рис. 1). Высокие концентрации серы 7.9–11.3 мкмоль/кг были обнаружены на глубине 230–299 м (за исключением горизонта 267 м (0.83 мкмоль/кг)). Эти концентрации в 46–66 раз выше, чем на горизонтах 350–400 м, где вне зависимости от добавления суспензии концентрация серы и ZVS практически не различается и равна 0.15–0.18 мкмоль/кг.

От времени отбора проб до процедуры фильтрации проходило не более 52 часов на станции Ашамба29 и не более 1 суток на станции Ашамба31. Вероятно, высокая скорость появления элементной серы в пробах, отобранных в строго анаэробных условиях, может быть связана с бактериальными процессами аноксигенного окисления сероводорода. Чтобы убедиться в этом, осенью 2023 года на станции Ашамба31 мы отобрали по две серии проб на 5 горизонтах в интервале плотности 16.55–16.75 $\text{кг}/\text{м}^3$ и в одну из них добавили до пробоотбора раствор глутаральдегида в конечной концентрации 2.5% (табл. 2). Раствор глутаральдегида 2.5% ингибирует бактериальную активность. В результате мы получили подавление бактериальной деятельности и отсутствие накопления элементной серы в серии с глутаральдегидом (табл. 2 и рис. 2). В серии без глутаральде-

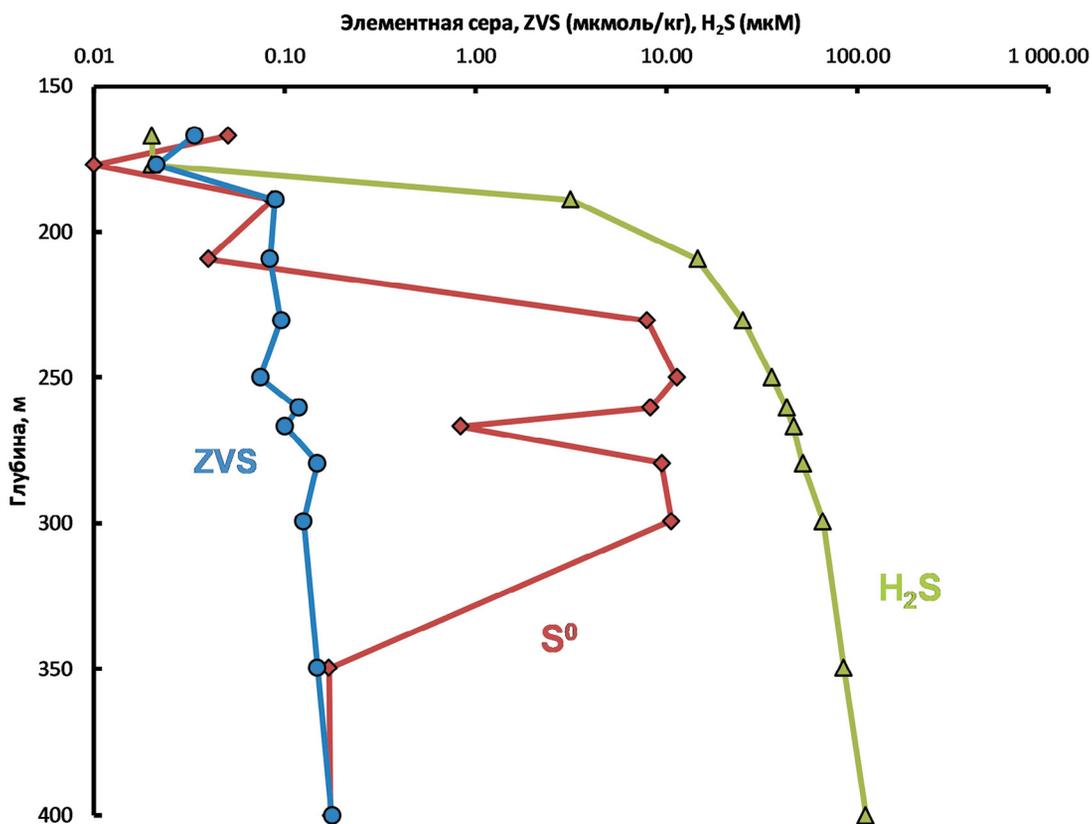


Рис. 1. Распределение ZVS, взвешенной элементной серы и сероводорода в воде станции Ашамба29 (июль 2023 года).

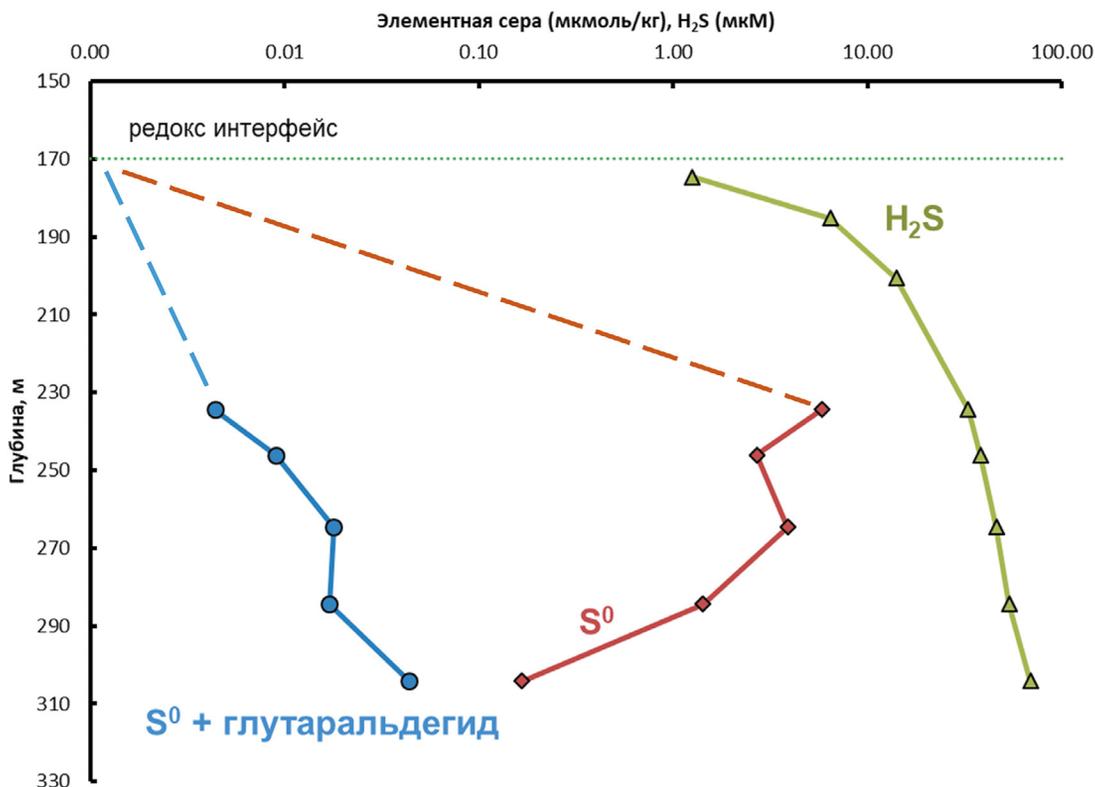


Рис. 2. Распределение элементарной серы (штриховой линией – предполагаемое) в пробах с добавлением глутаральдегида (2.5%) и без его добавления по вертикали толщи анаэробных вод на станции Ашамба31 в октябре 2023 года. Для характеристики анаэробных вод приведены концентрации сероводорода.

гида концентрации элементарной серы достигали 1.4–5.8 мкмоль/кг. Они были в целом ниже, чем летом. Причиной этого может быть худшая освещенность осенью во время отбора проб. Пробы в октябре 2023 года отбирали в вечернее время на закате солнца. Летом отбор проводился в полдень в солнечный день. Время освещения было примерно одинаковым, процедуры, которые проводились с пробами, были также аналогичными (транспортировка в закрытых пластиковых ящиках на берег, хранение до фильтрования в холодильнике при +4°C, фильтрование на следующий после отбора день в атмосфере аргона).

Величины $\delta^{34}\text{S}$ составили в среднем для двух отдельных проб $-36.8 \pm 0.2\text{‰}$ для горизонта 260 м и $-36.2 \pm 0.2\text{‰}$ для горизонта 250 м. Для сравнения и в качестве рабочего стандарта лаборатории использовался сульфид, полученный на этой станции с глубины 320 м в 2015 году, величина $\delta^{34}\text{S}$ которого по данным 5 измерений была равна $-40.8 \pm 0.4\text{‰}$. Необходимо отметить, что изотопный состав серы сульфида на глубинах 200–300 м метров варьирует в небольших пределах от -40.2‰ до -40.7‰ [4]. С учетом полученных данных по изотопному составу серы сульфида (-40.8‰) фракционирование изотопов серы

между сульфидом и элементарной серой составило $+4.0 - +4.6\text{‰}$. Это близко к изотопным эффектам, полученным в экспериментах для фототрофных бактерий [16], и близко к наблюдаемым в работах [14, 25] для мезомиктических озер.

Морфология выделений элементарной серы была рассмотрена при изучении фильтра образца с горизонта 250 м станции Ашамба29 методом SEM-EDX. Сера встречена в виде двух форм – элементарной серы в капсулах из органического вещества и в виде фрамбоидального пирита (рис. 3–5). Пирит не был связан с органическим веществом (рис. 4г). Элементарная сера при небольшом увеличении представляла собой скопления, которые могли быть сформированы отдельными цепочками или скоплениями палочковидных клеток бактерий, разрушенными частично в процессе фильтрования (рис. 3а и б). Размер отдельных клеток составляет примерно 2.5×1 мкм (рис. 4а-в), что очень близко по размерам к зеленым серным бактериям BS-1, которые в среднем имеют длину 2.8 ± 1.2 мкм и ширину 0.65 ± 0.1 мкм [19]. Вследствие процедуры фильтрования, цепочки или скопления клеток сохранились лишь частично. Устойчивость липидных оболочек бактерий к механическому воздействию повышали

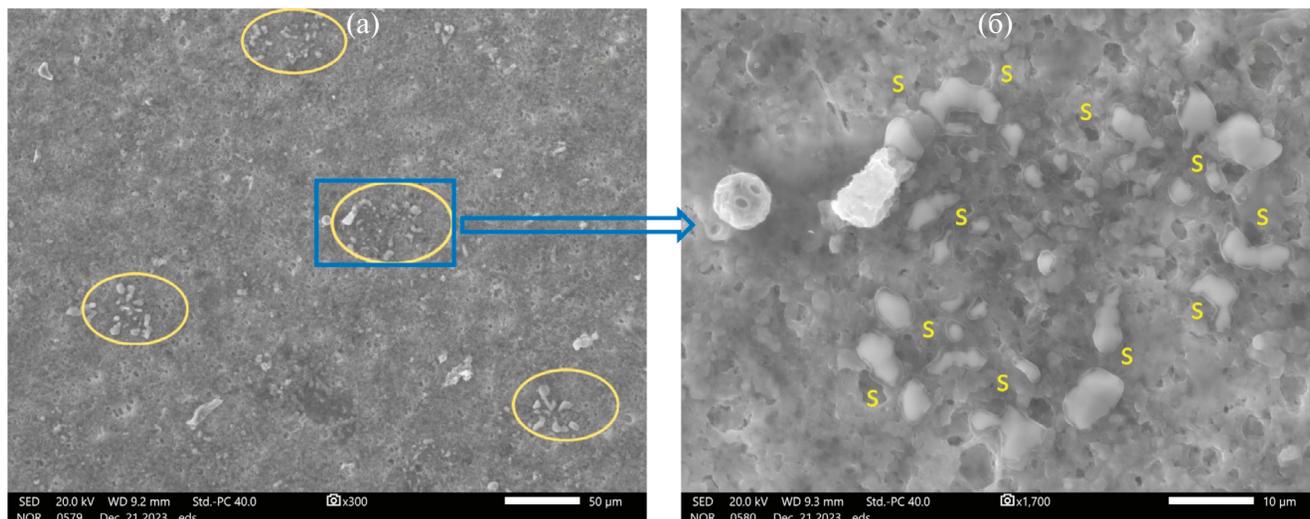


Рис. 3. Желтыми овалами на микрофотографии, полученной методом SEM-EDX, показаны очаговые скопления элементарной серы на фильтре горизонта 250 м станции Ашамба29 (а), и отдельное скопление серы при большом увеличении (б). Сера представлена фрагментами в капсулах из органического вещества, предположительно представляющих оболочки клеток бактерий. В поле зрения попал одиночный кокколитофорид *Emiliana huxleyi* рядом с обломком растительного происхождения.

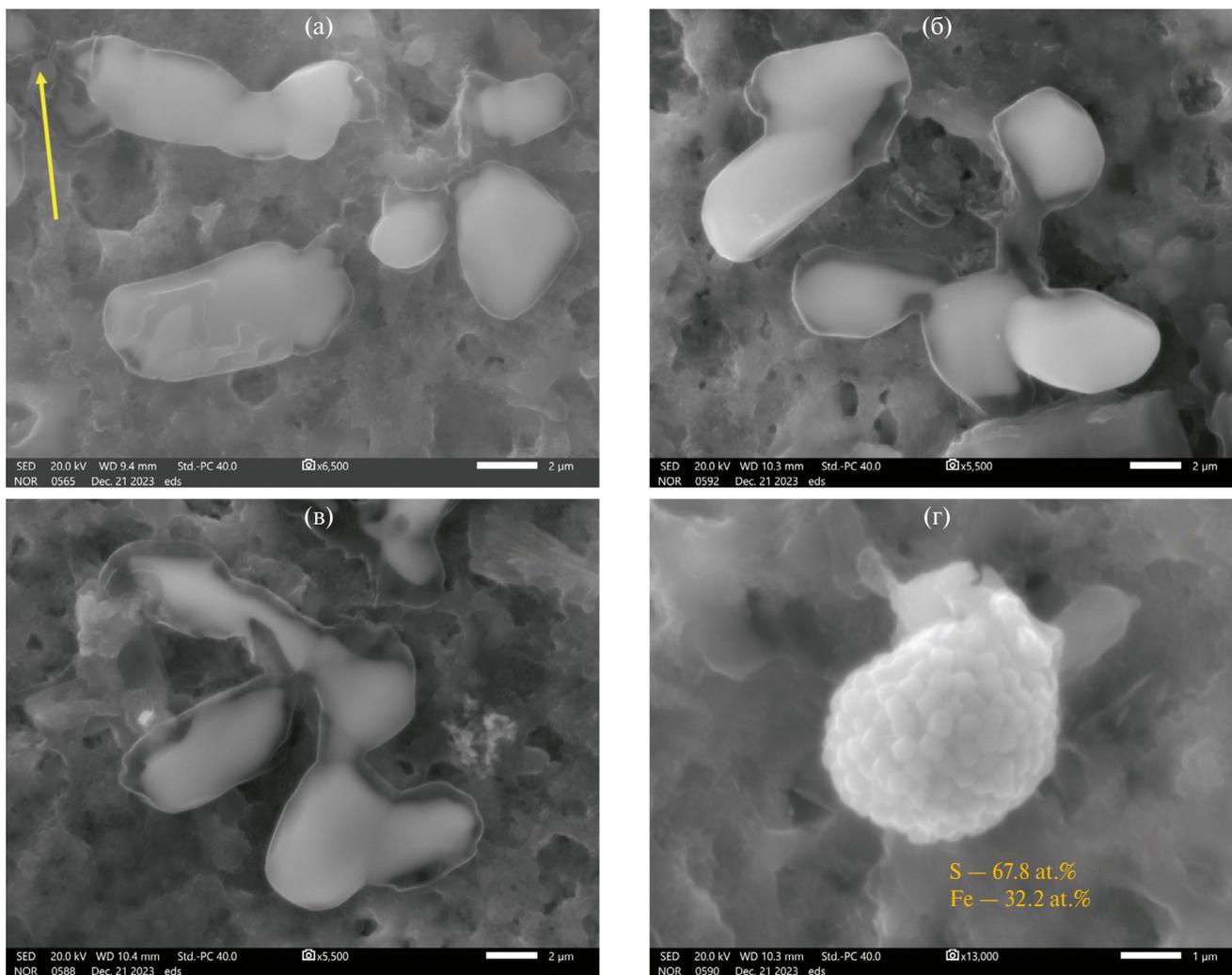


Рис. 4. Морфология выделений элементарной серы внутри оболочек из органического вещества (а-в) и пирита (г) на горизонте 250 м станции Ашамба29. Стрелкой показано на рис. 4а место соединения двух клеток бактерий.

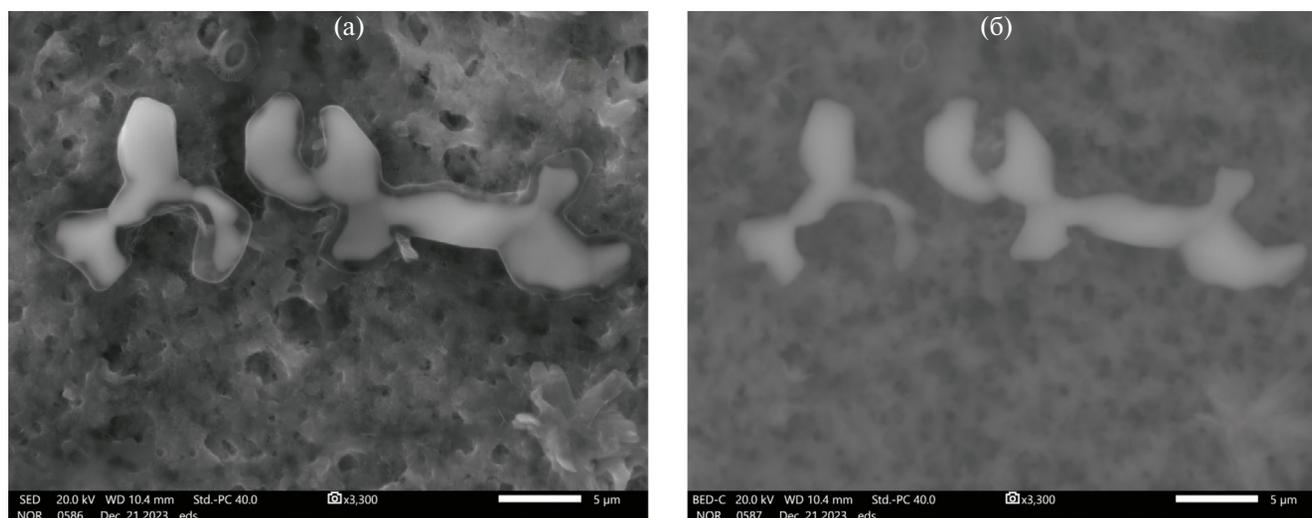
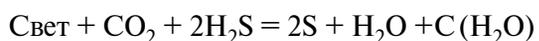


Рис. 5. Элементарная сера в бактериальных клетках в виде ветвящихся цепочек (а) и в отраженных электронах характеристического излучения серы (б).

добавлением во время отбора проб 1.25% раствора глутаральдегида, который действовал как сшивающий липиды агент. На рис. 4 и 5 хорошо видно, что элементарная сера заполняет внутреннее клеточное пространство и, по-видимому, является результатом бактериального окисления сульфидов. Накопление элементарной серы внутри клеток характерно для пурпурных серных бактерий, которые в меньшей степени чем зеленые серные бактерии чувствительны к свету [17].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Различия в количестве определяемой элементарной серы в пробах с суспензией $Zn_2(OH)_2CO_3$ и без нее зависят от наличия сероводорода в пробе. При добавлении суспензии $Zn_2(OH)_2CO_3$ сероводород переводится в осадок в виде ZnS вместе с элементарной серой, в том числе с той, которая связана с полисульфидами. В этом случае количество элементарной серы (форма ZVS) соответствует ее природной концентрации на определенных горизонтах (рис. 1). При отсутствии суспензии сероводород в растворе доступен в качестве донора электронов для фотосинтетических бактерий. Бактериальная активность в морской воде глубоких горизонтов (230–300 м), куда практически не проникает свет [20], может быть вызвана наличием светочувствительных бактерий в пробах после их отбора. Наличие света выступает триггером бактериального процесса окисления сероводорода. Светочувствительностью обладают фотоавтотрофные бактерии, которые производят элементарную серу по реакции:



О бактериальном происхождении элементарной серы свидетельствуют ее концентрация на фоновом уровне при добавлении ингибитора бактериальной деятельности 2.5% раствора глутаральдегида и формы ее выделений на фильтре (рис. 3–5). Различия в освещенности (отбор в полдень и вечером) при сохранении постоянными всех остальных параметров процедуры подготовки проб показывает, что количество элементарной серы при этом меняется. В вечернее время элементарной серы заметно меньше (примерно в 2 раза) для тех же горизонтов отбора (станция Ашамба31), исходя из их условной плотности (табл. 1 и 2).

Активизация фотоавтотрофных бактерий в пробах после отбора, которую можно проследить по появлению элементарной серы, проходит в верхней части анаэробной зоны до глубины 300 м или условной плотности 16.75 кг/м^3 до концентрации сероводорода порядка 66 мкМ . Это характерно для всех трех станций вне зависимости от их местоположения и времени отбора проб (лето или осень) (рис. 6). Максимум элементарной серы находится в воде с плотностью $16.43\text{--}16.75 \text{ кг/м}^3$ (глубина 180–300 м) при концентрациях сероводорода от 14 до 66 мкМ , где обычно встречается повышенное содержание взвешенного органического углерода и высокое количество бактериопланктона [22, 23]. В самой верхней части анаэробной зоны в воде с условной плотностью $16.20\text{--}16.43 \text{ кг/м}^3$ концентрация элементарной серы составляет не больше 1 мкмоль/кг [3]. Продукция элементарной серы на горизонтах с ее максимальным содержанием составила порядка 9 мкмоль/кг за сутки (для

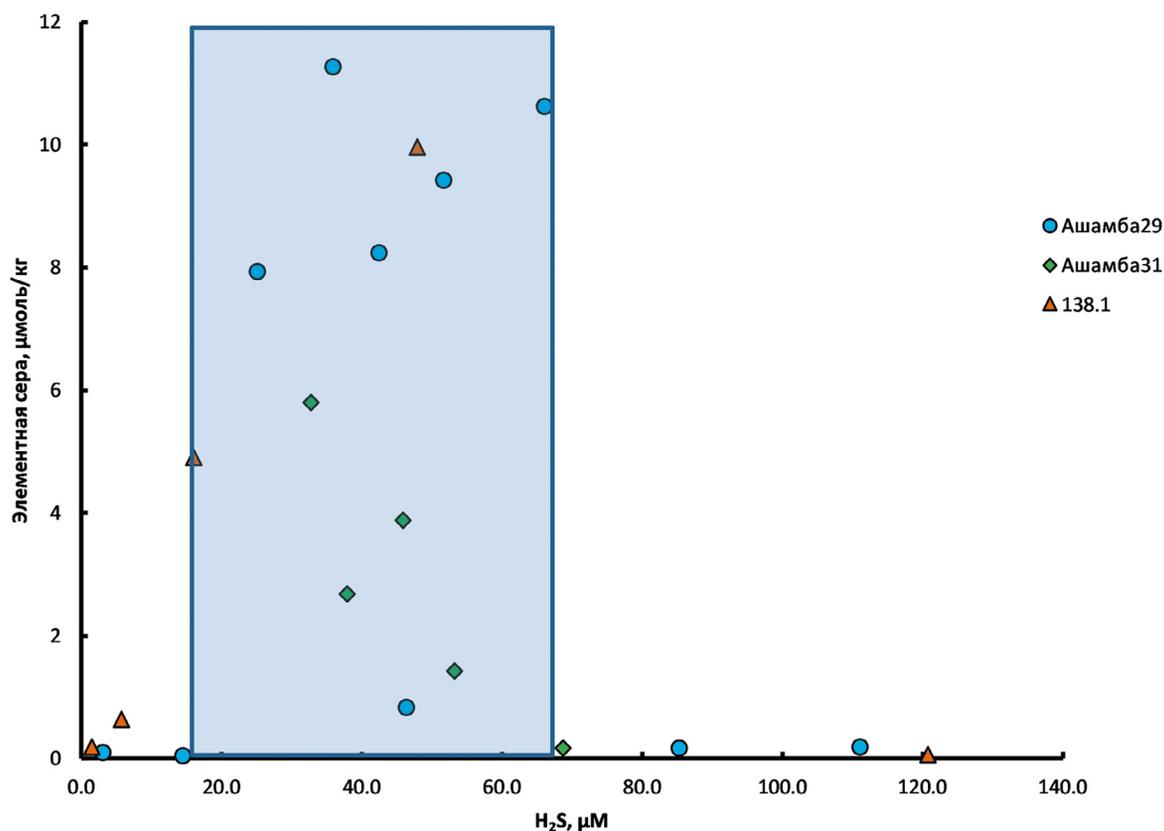


Рис. 6. Вариации концентрации взвешенной элементарной серы (размер частиц > 0.45 мкм) относительно сульфидной в анаэробной зоне Черного моря на станциях Ашамба29, Ашамба31 и 138.1 [3]. Синим цветом выделен интервал концентраций H₂S, при котором наблюдается фотосинтетический рост концентраций элементарной серы.

горизонта 300 м станции Ашамба29 время инкубации пробы до фильтрования составило 28 часов), что в 2.5 раза выше максимального результата по окислению сульфида на редокс интерфейсе на основе скорости фиксации CO₂ [13]. Это свидетельствует о высоком потенциале бактериального окисления сульфида на глубине 200–300 м на периферии Черного моря.

Изотопный состав элементарной серы на горизонтах 250 и 260 м станции Ашамба29 оказался на 4.6 и 4.0‰ тяжелее, чем у серы сульфида на горизонтах с такой же условной плотностью. Элементарная сера, обогащенная 34 изотопом относительно сульфида, характерна для продуктов метаболизма фотоавтотрофных бактерий [9, 16, 24], которые были исследованы в лабораторных экспериментах. В природной среде изотопный состав элементарной серы известен на границе анаэробной зоны озера Fayetteville Green Lake и Rogoznica [14, 25]. В обоих описанных случаях изотопный состав элементарной серы был на 6.8‰ и 4.8‰ тяжелее, чем серы сульфида. Эти данные получены в изученных озерах при естественной освещенности в пределах фотической зоны. Глубина редокс зоны была небольшой, соответственно 20 и 9 м,

и аноксигенное окисление сульфида могло происходить за счет деятельности фотоавтотрофных бактерий. В Черном море в прибрежной зоне на глубине выявленной нами светочувствительности воды существование фотоавтотрофных бактерий представляется крайне маловероятным событием. Исследование поведения фотоавтотрофных бактерий *Chlorobium* BS-1 показало, что в прибрежных районах они находятся в неактивном состоянии [20].

Активизация деятельности фотоавтотрофных бактерий происходит под воздействием света на борту судна в пробах воды в строго анаэробных условиях без добавления ингибирующих добавок. Добавка ингибиторов в виде суспензии основного карбоната цинка и 2.5% раствора глутаральдегида приводит к отсутствию роста концентраций метаболита – элементарной серы. Фотоавтотрофная продукция органического вещества в Черном море ограничена в основном верхними 55 м водной толщи [15]. Гетеротрофная продукция примерно равна хемоавтотрофной до глубины 95 м в центре моря. Фиксация углекислоты фотосинтетическими бактериями в процессах аноксигенного окисления сероводорода вследствие низкой освещен-

ности в Черном море признана незначительной [13, 15]. Авторы работы [19] полагают, что доля зеленых серных бактерий в окислении сероводорода в пределах хемоклина в Черном море не превышает 0.1%. В сульфидной зоне биомасса бактерий окислителей сульфида по данным [15] может достигать 5–10%. В работе [23] приводится схема вертикального распределения бактериального сообщества, исходя из распределения биомаркеров в морской воде. Бактерии доминируют над археями во всей водной толще Черного моря. В верхней части анаэробной зоны, там, где нами выявлены повышенные количества элементной серы, ожидаемо обнаружены бактерии и археи хемоавтотрофы, восстанавливающие железо и марганец, окисляющие сульфид и метан. Бактерии сульфат редуторы обнаружены во всей толще анаэробных вод. Присутствие аноксигенных зеленых серных фотосинтезирующих бактерий основывается на распределении в водной толще пигментов BСI e (бактерихлорофилл e) и каротиноидов. В центре моря их концентрация максимальна на глубине 100 м [11, 19]. О более глубоком расположении фотосинтетических бактерий в Черном море ничего не известно. Исходя из наших данных, нет оснований считать, что на периферии бассейна в пределах континентального склона фотосинтетические бактерии физиологически не активны. Нам представляется маловероятным, что высокая светочувствительность вод Черного моря на глубинах 180–300 м на периферии бассейна может быть вызвана неактивными фотосинтетическими бактериями и их небольшим количеством.

Измерение освещенности вод Черного моря показало, что зеленые серные бактерии *Chlorobium* BS-1 могут фиксировать углерод только при освещенности $0.015\text{--}0.055 \mu\text{моль Quanta m}^{-2}\text{s}^{-1}$ [20]. Относясь к облигатным анаэробам, зеленые фотосинтезирующие бактерии могут окислять сероводород только в центре моря, где анаэробная зона находится ближе всего к поверхности воды. Мы обнаружили продукты метаболизма фотосинтезирующих бактерий — элементную серу — на гораздо большей глубине (до 300 м), где освещенность абсолютно недостаточная для фотосинтеза. Однако в строго анаэробных условиях отбора проб при освещении проб на борту судна в них появляется элементная сера. Причина появления — фотосинтетические бактерии, для которых нужен свет, CO_2 и сероводород. Можно предположить, что потенциально способные к фотосинтезу бактерии присутствуют в определенном количестве на глубине до 300 м. Поскольку время между облучением проб и их фильтрованием на

станции Ашамба29 мы контролировали, то можем оценить скорость образования элементной серы. Максимальная скорость образования серы составила 9 мкМ в сутки на станции Ашамба29 летом 2023 года. Такой скорости появления серы соответствует потребление порядка 4.5 мкМ углерода, исходя из реакции фотосинтеза, или 54 мг углерода на м^2 в сутки. Такая продуктивность гораздо выше той, которая наблюдалась в хемоклине Черного моря для зеленых сероокисляющих бактерий, и близка к таковой для целого ряда меромиктических озер [19]. Она всего в 10 раз меньше продуктивности фитопланктона (575 мг м^{-2} в сутки) в центре моря по данным работы [15].

Морфология обнаруженных клеток бактерий сходна с коричнево-окрашенными фотосинтезирующими организмами, описанными в работе [11]. Они близки по морфологии к виду *Chl. Phaeovibrioides* и представлены прямыми или слегка изогнутыми палочками, которые формируют короткие цепи, часто изогнутые и раздвоенные. Но накопление серы у них происходит не снаружи клеток, а внутри, что характерно для пурпурных серных бактерий [24]. Поскольку мы обнаруживаем светочувствительность вод Черного моря по распределению элементной серы, то вполне возможно, что при низких содержаниях сероводорода в верхней части анаэробной толщи (рис. 6) аноксигенное окисление сероводорода в условиях дефицита сульфида идет до сульфата. Например, на станции Ашамба29 существенный рост концентраций серы происходит на горизонте, где концентрация сероводорода достигла 25 мкМ (рис. 1 и 6). На станции 138.1 рост количества элементной серы произошел при концентрации сероводорода 16.1 мкМ (рис. 6). Таким образом, лимитирующим фактором образования элементной серы может быть, помимо освещенности, концентрация сероводорода. Известно, что при дефиците сероводорода аноксигенное окисление его бактериями проходит до сульфата без накопления элементной серы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Появление элементной серы в воде проб, отобранных на глубинах 180–300 м в анаэробной зоне Черного моря, связано с аноксигенным окислением сероводорода фотоавтотрофными микроорганизмами. Бактериальная природа серы подтверждена результатами экспериментов с ингибированием бактериальной деятельности 2.5% глутаральдегидом. Удаление сероводорода из раствора морской воды в виде сульфида цинка

также препятствует появлению элементной серы. Скорость окисления сероводорода зависит от освещенности и достигает 9 мкмоль/кг в сутки летом и 5 мкмоль/кг в сутки в вечернее время осенью. Такая высокая скорость может быть обусловлена значительной популяцией микроорганизмов. Появление максимума серы совпадает по глубине и плотности с повышенным количеством взвешенного органического углерода и максимальным числом микроорганизмов в верхней части анаэробной зоны. Бактериальное происхождение серы в воде с плотностью 16.43–16.75 выявлено на трех станциях периферии Черного моря на кавказском и крымском побережьях. Исходя из наблюдений методом SEM-EDX, бактерии имеют палочкообразную форму размером 2.5×1 мкм и соединены в часто ветвящиеся цепочки. Элементная сера накапливается внутри клеток, что сходно с накоплением серы внутри пурпурных серных бактерий. Продуцируемая сера имеет изотопный состав тяжелее исходного сульфида на 4.0–4.6‰, что близко к наблюдаемому изотопному составу серы в фотической зоне меромиктических озер, где появление серы связано с деятельностью фотоавтотрофных бактерий. Высокая скорость окисления сероводорода фотоавтотрофными микроорганизмами может служить серьезным препятствием для подъема сероводородных вод в фотической слой Черного моря.

Источник финансирования. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-27-00355, <https://rscf.ru/project/23-27-00355/>

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дубинин А.В., Демидова Т.П., Кременецкий В.В. и др. Определение восстановленных форм серы в анаэробной зоне Черного моря: сравнение методов спектрофотометрии и иодометрии // *Океанология*. 2012. Т. 52. № 2. С. 200–209.
2. Дубинин А.В., Демидова Т.П., Римская-Корсакова М.Н. и др. Определение восстановленных форм серы в воде анаэробных бассейнов // *Морской гидрофизический журнал*. 2019. Т. 35. № 1. С. 37–51. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2019-1-37-51>
3. Дубинин А.В., Демидова Т.П., Семилова Л.С. и др. Элементная сера и ее изотопный состав в воде Черного моря // *Доклады РАН. Науки о Земле*. 2023. Т. 511. № 1. С. 24–30. <https://doi.org/10.31857/S2686739723600480>
4. Дубинин А.В., Дубинина Е.О., Демидова Т.П. и др. Изотопы серы в верхней части анаэробной зоны Черного моря // *Океанология*. 2017. Т. 57. № 6. С. 885–893. <https://doi.org/10.7868/S0030157417060041>
5. Якушев Е.В., Виноградова Е.Л., Дубинин А.В. и др. Об определении низких концентраций кислорода методом Винклера // *Океанология*. 2012. № 1. С. 131–138.
6. Canfield D.E. Biogeochemistry of sulfur isotopes // In: *Stable isotope geochemistry. Reviews in mineralogy and geochemistry*. 2001. V.43. P. 607–636.
7. Dubinin A.V., Demidova T.P., Ocherednik O.A. et al. Distribution and Variations of Elemental Sulfur in the Upper Part of the Black Sea Anoxic Water Column // *Oceanology*. 2024. V. 64. No. 2. P. 250–259. <https://doi.org/10.1134/S0001437024020048>
8. Dubinin A.V., Dubinina E.O., Demidova T.P. et al. Stable isotope evidence for the Bottom Convective Layer homogeneity in the Black Sea. *Geochemical Transactions*. 2014. 15:3. <https://doi.org/10.1186/1467-4866-15-3>
9. Fry B., Gest H., Hayes J.M. ³⁴S/³²S fractionation in sulfur cycles catalyzed by anaerobic bacteria // *Applied and Environmental Microbiology*. 1988a. P. 250–256.
10. Fry B., Ruf W., Gest H. et al. Sulfur isotope effects associated with oxidation of sulfide by O₂ in aqueous solution // *Chem. Geol.* 1988b. 73. P. 205–210.
11. Gorlenko V.V., Mikheev P.V., Rusanov I.I. et al. Ecophysiological properties of photosynthetic bacteria from the Black Sea chemocline zone // *Microbiology*. 2005. V.74. № 7. P. 239–247.
12. Henkel J.V., Dellwig O., Pollehne F. et al. A bacterial isolate from the Black Sea oxidizes sulfide with manganese (IV) oxide // *Proceedings of the National Academy of Sciences (PNAS)*. 2019. V.116. № 25. P. 12153–12155.
13. Jørgensen B.B., Fossing H., Wirsén C.O. et al. Sulfide oxidation in the anoxic Black Sea chemocline // *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers, Black Sea Oceanography: Results from the 1988 Black Sea Expedition*. 1991. V.38. P.S1083–S1103. [https://doi.org/10.1016/S0198-0149\(10\)80025-1](https://doi.org/10.1016/S0198-0149(10)80025-1)
14. Kamyshny Jr A., Zerkle A.L., Mansaray Z.F. et al. Biogeochemical sulfur cycling in the water column of a shallow stratified sea-water lake: Speciation and quadruple sulfur isotope composition // *Marine Chemistry*. 2011. 127. P. 144–154.
15. Karl D.M., Knauer G.A. Microbial production and particle flux in the upper 350 m of the Black Sea. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers, Black Sea Oceanography: Results from the 1988 Black Sea Expedition*. 1991. V. 38. P. S921–S942. [https://doi.org/10.1016/S0198-0149\(10\)80017-2](https://doi.org/10.1016/S0198-0149(10)80017-2)
16. Kelly D. Stable sulfur isotope fractionation by the Green Bacterium *Clorobaculum parvum* during photolithoautotrophic growth on sulfide // *Polish Journal of Microbiology*. 2008. V.57. № 4. P. 275–279.
17. Kleinjan W.E., de Keizer A., Janssen A.J.H. Biologi-

- cally produced sulfur // *Top Curr. Chem.* 2003. V.230. P. 167–188.
<https://doi.org/10.1007/b12114>
18. *Konovalov S.K., Luther G.I.W., Friederich G.E. et al.* Lateral injection of oxygen with the Bosphorus plume – fingers of oxidizing potential in the Black Sea // *Limnology and Oceanography*. 2003. V.48. P. 2369–2376.
<https://doi.org/10.4319/lo.2003.48.6.2369>
 19. *Manske A.K., Glaeser J., Kuypers M.M.M. et al.* Physiology and Phylogeny of Green Sulfur Bacteria Forming a Monospecific Phototrophic Assemblage at a Depth of 100 Meters in the Black Sea // *Applied And Environmental Microbiology*. 2005. V. 71. № 12. P. 8049–8060.
 20. *Marschall E., Jogler M., Henßge U. et al.* Large-scale distribution and activity patterns of an extremely low-light-adapted population of green sulfur bacteria in the Black Sea // *Environmental microbiology*. 2010. V.12. № 5. P. 1348–1362.
 21. *Milucka J., Ferdelman T.G., Polerecky L. et al.* Zero-valent sulphur is a key intermediate in marine methane oxidation // *Nature*. 2012. V.491. P. 541–546.
 22. *Pimenov N.V., Neretin L.N.* Composition and activities of microbial communities involved in carbon, sulfur, nitrogen and manganese cycling in the oxic/anoxic interface of the Black Sea // In: *Past and Present Water Column Anoxia*. Dordrecht: Springer, 2006. P. 501–521. (NATO Science Series: IV: Earth and Environmental Sciences; vol. 64).
https://doi.org/10.1007/1-4020-4297-3_19
 23. *Wakeham S.G., Amann R., Freeman K.H. et al.* Microbial ecology of the stratified water column of the Black Sea as revealed by a comprehensive biomarker study // *Org. Geochem.* 2007. V.38. P. 2070–2097.
<https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2007.08.003>
 24. *Zerkle A.L., Farquar J., Johnston D.T. et al.* Fractionation of multiple sulfur isotopes during phototrophic oxidation of sulfide and elemental sulfur by a green sulfur bacterium // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2009. V.73. P. 291–306.
 25. *Zerkle A.L., Kamyshny Jr.A., Kump L.R. et al.* Sulfur cycling in a stratified euxinic lake with moderately high sulfate: Constraints from quadruple S isotopes // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2010. V. 74. P. 4953–4970.
 26. *Zopfi J., Ferdelman T.G., Fossing H.* Distribution and fate of sulfur intermediates – sulfite, tetrathionate, thiosulfate, and elemental sulfur – in marine sediments // In: *Amend J.P. et al. (Eds.). Sulfur biogeochemistry – Past and present*. Geological Society of America Special Paper. Boulder, Colorado, 2004. V.379. P. 97–116.

LIGHT STIMULATION OF SULFIDE OXIDATION IN THE BLACK SEA ANOXIC WATER COLUMN

**A. V. Dubinin¹, M. N. Rimskaya-Korsakova¹, E. O. Dubinina², T. P. Demidova¹,
L. S. Semilova¹, E. D. Berezhnaya¹, E.N. Zologina¹, O. A. Ocherednik³**

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

²*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry,
Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

³*Southern Branch of the Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Gelendzhik, Russia*

Elemental sulfur is a common product of hydrogen sulfide oxidation in the photic zone of meromictic water bodies, due to the anoxygenic oxidation of hydrogen sulfide by photosynthetic bacteria. The photic zone in the Black Sea is limited to 50–60 m, which is much higher than the upper limit of the redox interface, which is at a depth of 90–100 m in the center of the sea. In the peripheral areas of the Black sea, the depth of the redox interface reaches 150–170 m, where, as expected, photoautotrophic bacteria are rare and in an inactive state. A study of the distribution of elemental sulfur in the anoxic zone of the Black Sea showed that waters from depths of 180–300 m are light sensitive. This leads to a sharp increase in sulfur concentrations up to 11.3 $\mu\text{mol/kg}$ with background values of 0.15–0.18 $\mu\text{mol/kg}$ under strictly anaerobic conditions. It was found that such a significant increase in elemental sulfur is associated with the activity of photoautotrophic bacteria. The conditions for the existence of photoautotrophic bacteria at depths of 180–300 m in the Black Sea in the absence of light remain unclear.

Keywords: elemental sulfur, photoautotrophic bacteria, anoxygenic oxidation of hydrogen sulfide, Black Sea

УДК 581.132:574.583

ОЦЕНКА ВКЛАДА РАЗМЕРНЫХ ГРУПП ФИТОПЛАНКТОНА КАРСКОГО МОРЯ В ВЕЛИЧИНЫ ПЕРВИЧНОЙ ПРОДУКЦИИ И ХЛОРОФИЛЛА В РАЗНЫЕ СЕЗОНЫ

© 2024 г. А. Б. Демидов^{1,*}, Т. А. Белевич², Е. В. Еремеева¹, А. С. Тюрина¹,
О. В. Воробьева^{2,3}, В. А. Артемьев¹, Ю. О. Пронина¹, М. В. Флинт¹

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

²Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, биологический факультет, Москва, Россия

³Всероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии, Москва, Россия

* e-mail: demspa@rambler.ru

Поступила в редакцию 30.01.2024 г.

После доработки 15.03.2024 г.

Принята к печати 08.08.2024 г.

По материалам 7 экспедиций 2017–2023 гг. впервые рассмотрены сезонные изменения вклада размерных групп фитопланктона в суммарные величины первичной продукции (ПП) и хлорофилла “а” (Хл) Карского моря. Микро- и нанофитопланктон (МФ+НФ) (> 3 μm) доминировал в составе сообщества в течение всего свободного ото льда периода (июнь–октябрь). Особенно его преобладание было заметно в период весеннего “цветения” фитопланктона сразу после освобождения акватории ото льда (до 97% по ПП и до 93% по Хл). Роль пикофитопланктона (ПФ) (< 3 μm) возростала летом (июль, август) (до 50% по ПП и до 44% по Хл) и снижалась к концу вегетационного сезона (сентябрь, октябрь). Сезонные изменения размерного состава фитопланктона определялись, главным образом, изменчивостью температуры воды и приходящей солнечной радиации. Вклад ПФ в суммарный Хл возростал (до 51%) на горизонтах глубинного хлорофильного максимума в июле и августе. Ассимиляционная активность ПФ была выше, чем МФ+НФ в июле–сентябре при повышении его вклада в суммарные ПП и Хл. Впервые проведена оценка годовых величин ПП размерных групп фитопланктона Карского моря: 8 ТгС (65%) для МФ+НФ и 5 ТгС (35%) для ПФ.

Ключевые слова: первичная продукция, хлорофилл “а”, размерные фракции фитопланктона, ассимиляционное число, сезонная изменчивость, вертикальная изменчивость, Карское море

DOI: 10.31857/S0030157424060068, **EDN:** FIPMRO

ВВЕДЕНИЕ

Размерная структура сообществ фитопланктона является одной из их важнейших характеристик наравне с таксономическим составом [28]. Размерный состав ассоциируется с функциональными группами фитопланктона, реакция которых на изменения в окружающей среде может быть различна [13, 27, 42, 61]. В связи с этим изменчивость размерного состава, а также вклад различных размерных групп в суммарные величины биомассы, концентрации хлорофилла “а” (Хл) и первичной продукции (ПП) часто используется при оценке влияния факторов среды на структуру и функционирование океанических экосистем в различных пространственно-временных шкалах [7, 57–60]. Считается, что изменения размерного состава фитопланктона играют критическую роль в передаче вещества и энергии по пи-

щевой цепи, в изменчивости в обмене CO_2 между океаном и атмосферой, а также в скорости осадконакопления [17, 28, 50].

Изучение динамики размерного состава фитопланктона в Арктическом океане (АО) особенно актуально в свете происходящих в этом регионе в последние десятилетия изменений ПП, связанных с быстрым потеплением, сокращением площади ледового покрова и опреснением поверхностного слоя [11, 36, 46, 71]. Существует точка зрения, что при таком сценарии стратегия сообществ направлена в сторону доминирования мелких размерных фракций фитопланктона [43, 44, 76]. В целом, возрастание вклада мелко-размерных фракций в суммарные величины Хл и ПП в настоящее время является одним из индикаторов влияния климатических трендов на состояние океанических экосистем [59].

Основной размерный спектр автотрофного планктона включает следующие классы: пикофитопланктон (ПФ) ($< 2 \mu\text{m}$), нанофитопланктон (НФ) ($2\text{--}20 \mu\text{m}$) и микрофитопланктон (МФ) ($> 20 \mu\text{m}$) [69]. В настоящей работе ПФ определяется, как клетки размером $< 3 \mu\text{m}$ (напр., [79]), а МФ и НФ объединены в единую размерную группу (МФ+НФ) $> 3 \mu\text{m}$.

Изменения размерного состава фитопланктона являются важной характеристикой сезонной сукцессии и следуют, главным образом, за сезонными изменениями температуры воды, фотосинтетически активной радиации (ФАР) и содержанием биогенных элементов [7]. Существует общее представление о сезонных изменениях вклада различных размерных групп в суммарные величины биомассы и ПП фитопланктона Северного полушария. Согласно им во время “цветения” фитопланктона, в зависимости от района, в зимне-весенний период или в начале лета в сообществе доминирует МФ [65]. В позднелетний период увеличивается вклад фракций НФ и ПФ [77]. Осенью вклад МФ снова может возрастать [39].

В сезонной динамике размерного состава арктического фитопланктона существенную роль может играть освещенность, как основной фактор, лимитирующий рост и фотосинтез в АО [10; 80]. Стоит отметить, что об изменениях размерного состава фитопланктона в течение всего сезонного цикла, или хотя бы в безледный период в АО, известно очень мало. Немногочисленные исследования охватывали отдельные части сезонного цикла [70]. Как правило, работы ограничивались каким-то одним сезоном года: весной [54; 62], летом [74] или осенью [67]. Таким образом, недостаточно данных и о влиянии различных абиотических факторов на вклад размерных групп в суммарные величины Хл, как показателя биомассы, и ПП в течение вегетационного сезона. Вышесказанное в полной мере относится к Карскому морю, где исследования сезонного цикла

размерного состава фитопланктона, в частности вклада различных фракций в суммарные величины Хл и ПП, никогда ранее не проводились.

Восстановление картины сезонных изменений позволяет произвести оценку годовых величин ПП различных размерных групп фитопланктона. Опорными значениями годовой ПП могут служить данные о величинах интегральной ПП (ИПП) и ПП, рассчитанной на площадь, свободную ото льда ($\text{ПП}_{\text{от}}$), полученные ранее для Карского моря по спутниковым данным и модельным расчетам [5]. Такая работа для Карского моря также никогда ранее не проводилась.

Исходя из вышеизложенного, целями настоящей работы являлись: (1) – оценка вклада ПФ и суммы МФ и НФ в суммарные величины Хл и ПП в безледный период (июнь – октябрь); (2) – выявление особенностей вертикальных изменений ПП и Хл размерных групп фитопланктона в Карском море в разные месяцы; (3) – оценка влияния абиотических факторов на сезонные изменения ПП и Хл размерных групп фитопланктона Карского моря; (4) – оценка годовых величин ПП размерных фракций фитопланктона Карского моря.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Источники данных и отбор проб. Изменчивость ПП и Хл размерных групп фитопланктона была исследована в Карском море в свободный ото льда период (июнь – октябрь) в 7 комплексных экспедициях (табл. 1).

Местоположение станций, на которых проводилось фракционирование фитопланктона показано на рис. 1. Горизонты отбора проб определялись после предварительного зондирования температуры, электропроводности и флуоресценции STD-зондом SBE-911 и SBE-32 Plus (Seabird Electronics, США). Для определения содержания Хл и ПП пробы воды отбирали 5- или

Таблица 1. Источники данных

Рейс	Месяц	Год	Количество станций	Источники литературы
83-й «Академик Мстислав Келдыш»	Июнь	2021	11	[2; 4]
76-й «Академик Мстислав Келдыш»	Июль	2019	29	[3]
72-й «Академик Мстислав Келдыш»	Август – сентябрь	2018	29	[24]
69-й «Академик Мстислав Келдыш»	Сентябрь	2017	6	[1]
81-й «Академик Мстислав Келдыш»	Сентябрь	2020	18	данная работа
89-й «Академик Мстислав Келдыш»	Сентябрь – октябрь	2022	11	[22]
92-й «Академик Мстислав Келдыш»	Октябрь	2023	9	данная работа

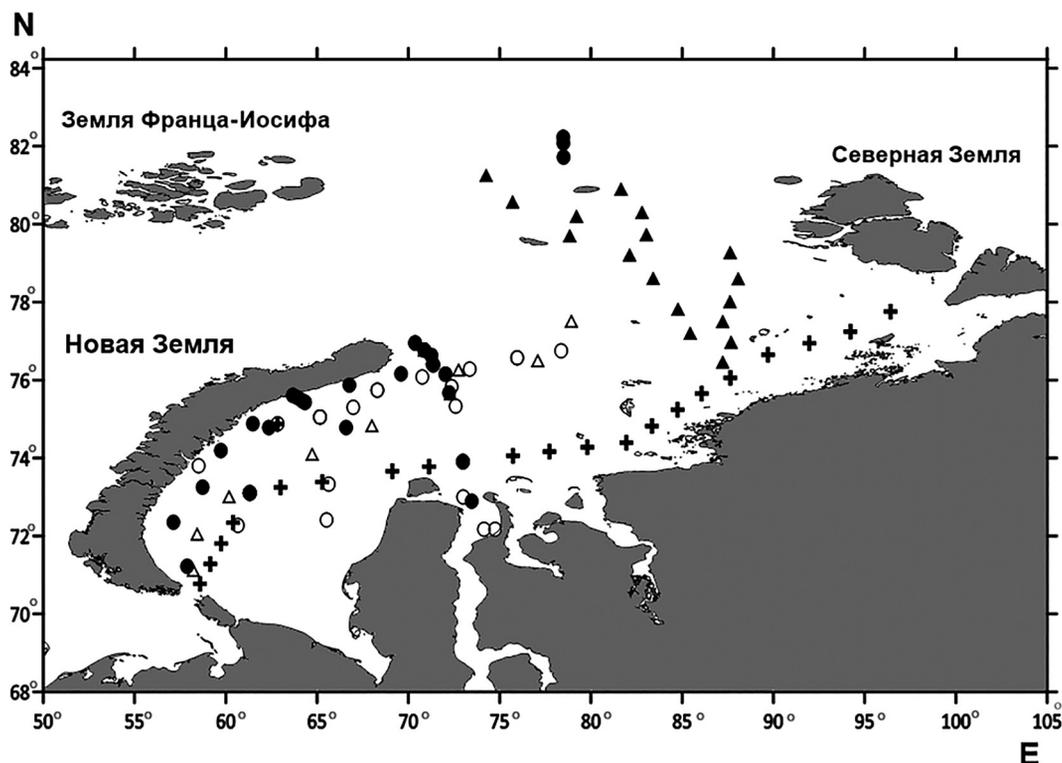


Рис. 1. Расположение станций, на которых выполнялось фракционирование фитопланктона в разные месяцы 2017–2023 гг. (табл. 1). Светлые треугольники – июнь; светлые кружки – июль; крестики – август; темные кружки – сентябрь; темные треугольники – октябрь.

10-литровыми пластиковыми батометрами комплекса Carousel Water Sampler с 6–10 горизонтов верхнего 100-метрового слоя. На мелководных станциях отбор проб был проведен до дна.

Определение ПП и расчет ИПП размерных групп фитопланктона. ПП измерялась при помощи радиоуглеродной модификации метода светлых и темных склянок [72]. Постановка опытов осуществлялась по схеме имитации световых условий [47, 73]. Для удаления загрязнений склянки предварительно обрабатывались 1N HCl. Перед отбором проб предварительно проводилось зондирование подводной облученности в диапазоне ФАР (см. ниже). Пробы воды объемом 250 мл помещались под нейтральные светофильтры с пропусканием, соответствующим облученности на глубине отбора. После добавления меченого по углероду гидрокарбоната натрия ($\text{NaH}^{14}\text{CO}_3$) активностью $0.05 \mu\text{Ci}$ на 1 мл пробы экспонировали в течение половины светового дня в палубном инкубаторе при естественном освещении. Температура воды в инкубаторе в течение экспозиции поддерживалась близкой к температуре поверхностного слоя моря (T_0) во время отбора проб. Схема фильтрации описана ниже в разделе “Фракционирование Хл и ПП”. После фильтрации пробы промыва-

ли фильтрованной морской водой, высушивали при комнатной температуре в течение приблизительно 3–4 часов и помещали в сцинтилляционный флакон. После добавления 10 мл сцинтилляционного коктейля “Optiphase HiSafe III” (PerkinElmer, США) счет активности фильтров проводили через 6 часов на сцинтилляционном радиометре “Triathler” (Hidex, Финляндия). По результатам определения ПП на разных горизонтах строилась кривая ее вертикального распределения. Нижняя граница слоя фотосинтеза ($H_{\text{фс}}$) определялась как глубина, на которой ПП, измеренная радиоуглеродным методом, равнялась нулю. ИПП рассчитывали по методу трапеций [35]. Величине ИПП соответствовала площадь, ограниченная кривой вертикального распределения ПП.

Прямые измерения ПП на разных горизонтах и расчеты ИПП ПФ и суммы МФ и НФ были выполнены на 21 станции. По этим данным были рассчитаны эмпирические статистически значимые ($p < 0.01$) зависимости $\text{ИПП}_{\text{пико}}$ и $\text{ИПП}_{\text{м+н}}$ от, соответственно, $\text{ПП}_{0 \text{ пико}}$ и $\text{ПП}_{0 \text{ м+н}}$. Уравнения линейной регрессии имели следующий вид:

$$\begin{aligned} \text{ИПП}_{\text{пико}} &= 19.93 \text{ ПП}_{0 \text{ пико}} + 7.50, \\ R &= 0.62, p = 0.003, N = 21 \end{aligned} \quad (1)$$

$$\text{ИПП}_{\text{M+N}} = 10.57 \text{ПП}_{0\text{M+N}} + 40.56, \\ R = 0.91, p < 0.0001, N = 21 \quad (2),$$

где ИПП_{пико} и ИПП_{М+Н} – интегральная ПП ПФ и суммы МФ и НФ соответственно, ПП_{0 пико} и ПП_{0 М+Н} – ПП этих размерных фракций на поверхности, R – коэффициент корреляции; p – уровень значимости; N – количество данных

Таким образом, анализируемый банк данных по ИПП_{пико} и ИПП_{М+Н} включил 21 измеренную и 62 расчетных величины.

Определение концентрации Хл. Определение содержания Хл проводили флуориметрическим методом [33]. После фильтрации фильтры высушивали и хранили до анализа в морозильной камере при температуре -20°C не более суток в плотно закрытой емкости со свежeproкаленным силикагелем. Экстрагирование проводили 90%-м водным раствором ацетона в течение суток. Флуоресценцию полученных экстрактов измеряли на флуориметре Trilogy Turner Designs (США) до и после подкисления водным 1N раствором HCl. Калибровка флуориметра была проведена по спектрофотометрическому методу с использованием химически чистого Хл (Sigma) в качестве стандарта. Расчет концентрации Хл и феофитина “а” проводили согласно [34].

Фракционирование Хл и ПП. Для определения концентрации Хл во фракциях фитопланктона пробы воды объемом 1 л последовательно пропускали через нейлоновое сито с ячейей 20 μm , ядерные фильтры с размером пор 3 μm (Reatrack, Россия) и стекловолоконистые фильтры GF/F ($\sim 0.7 \mu\text{m}$) под вакуумом не более 0.1 атм. Для определения ПП пробы объемом 250 мл после экспозиции были последовательно профильтрованы через нейлоновое сито 20 μm , ядерные фильтры 3 μm и мембранные фильтры из нитроцеллюлозы фирмы “Sartorius” с размером пор 0.45 μm . В этом случае вакуум не более 0.1 атм применялся только на последней стадии фильтрации.

Определение гидрохимических и оптических параметров. Пробы для определения рН, биогенных элементов (силикаты, фосфаты, нитраты, нитриты, аммонийный азот) и щелочности отбирались в пластиковую посуду 0.5 л без консервации. Определение концентрации биогенных элементов проводилось непосредственно на борту согласно [30]. Колориметрические определения были выполнены на спектрофотометре HACH Lange DR3900.

Расчет содержания растворенного неорганического углерода проводилось рН-Alk методом по термодинамическим уравнениям карбонат-

ного равновесия с применением концентрационных констант диссоциации угольной кислоты Роя [55] с поправками для вод со свойствами, отличными от морской воды [49]. Эти данные были использованы при расчетах ПП радиоуглеродным методом.

Интенсивность надводной облученности измеряли с использованием датчика падающей радиации в диапазоне ФАР LI-190SA (LI-COR, США), который каждую секунду фиксировал значения освещенности в диапазоне ФАР ($\mu\text{моль квантов/м}^2$ в секунду). В последующем эти величины использовались для расчета интегральной величины падающей радиации за световой день.

Измерения подводной облученности осуществлялись в следующем режиме. Датчик подводной освещенности LI-192SA, укрепленный вертикально на тросе, в режиме зондирования опускался на глубину ~ 60 – 80 м, а на мелководных станциях – до дна. В последующем для каждой глубины рассчитывались значения подводной освещенности в процентах от подповерхностной ФАР. На основе этих измерений восстанавливался профиль подводной освещенности и определялась глубина эвфотического слоя (1% ФАР) (Z_{eu}).

Статистические расчеты. Были применены методы параметрической статистики, требующие нормального распределения данных. Такой выбор позволил сделать нам тот факт, что различия между средней арифметической величиной (M) и медианой (Me) были незначительными. Вклад ПФ в суммарные величины ПП на поверхности составил в среднем 35 и 36% по M и Me соответственно. Для концентрации Хл соответствующие значения равнялись 31 и 32%. В столбе воды M и Me ПП_{пико} оказались равны (35%), а для Хл_{пико} эти величины составили 29 и 27% соответственно. Таким образом, можно заключить, что распределение исследуемых параметров было близким к нормальному, в качестве средней величины можно использовать M , а в качестве показателя разброса – стандартное отклонение (σ). Также на основании этих выводов для описания статистических связей был применен корреляционный анализ Пирсона. Достоверными считались связи при $p < 0.01$. Расчеты проводились с использованием программы Statistica 6 (StatSoft Inc., США).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Вклад размерных групп фитопланктона в суммарные величины Хл и ПП в разные месяцы. На рис. 2 и 3 представлены изменения вклада ПФ и МФ+НФ в суммарные величины Хл и ПП,

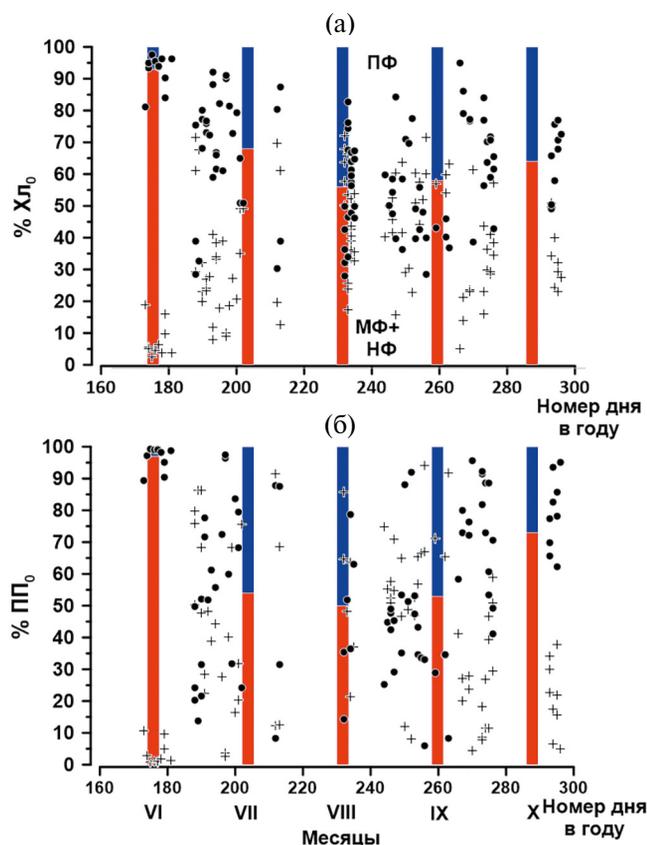


Рис. 2. Изменения в разные месяцы (июнь—октябрь) вклада (%) пикофитопланктона (ПФ) и суммы микро- и нанопланктона (МФ+НФ) в суммарные величины концентрации хлорофилла “а” и первичной продукции на поверхности. %Хл₀ — (а) и %ПП₀ — (б) соответственно. ПФ — крестики, МФ+НФ — темные кружки. Столбики — среднемесячный вклад ПФ (синий цвет) и МФ+НФ (красный цвет).

соответственно, на поверхности и в слое фотосинтеза с июня по октябрь. Статистические показатели этих изменений даны в табл. 2.

На поверхности (рис. 2) вклад ПФ в суммарные Хл (Хл_{0_пико}) и ПП (ПП_{0_пико}) был минимальным (7% и 3%) в июне, в период освобождения акватории Карского моря ото льда и массового развития фитопланктона. В это время в сообществе доминировали крупноразмерные фракции (МФ и НФ), вклад которых в величины Хл₀ и ПП₀ составлял, соответственно, 93 и 97% (табл. 2). В летний период роль Хл_{0_пико} и ПП_{0_пико} возрастала и достигала максимума в августе (44 и 50% соответственно). К концу вегетационного сезона вклад ПФ снижался и достигал в октябре 33% по Хл_{0_пико} и 27% по ПП_{0_пико}. При этом закономерно возрастала роль крупноразмерных фракций, вклад которых в октябре достигал 67 и 73%, соответственно, по Хл_{0_м+н} и ПП_{0_м+н} (рис. 2, табл. 2).

В слое фотосинтеза (рис. 3) сезонные изменения вклада ПФ в суммарную ИПП (ИПП_{пико})

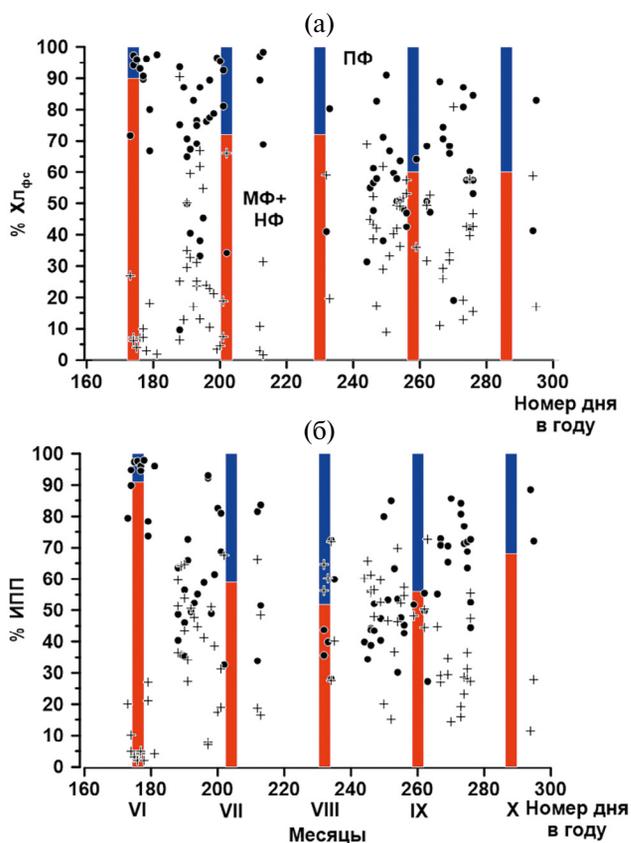


Рис. 3. Изменения в разные месяцы (июнь—октябрь) вклада (%) пикофитопланктона (ПФ) и суммы микро- и нанопланктона (МФ+НФ) в суммарные величины концентрации хлорофилла “а” и первичной продукции в слое фотосинтеза, %Хл_{фс} — (а) и %ИПП — (б) соответственно. ПФ — крестики, МФ+НФ — темные кружки. Столбики — среднемесячный вклад ПФ (синий цвет) и МФ+НФ (красный цвет).

были сходны с динамикой величин на поверхности. Так, его минимальное значение (9%) отмечено в июне, а максимальное (48%) — в августе. К октябрю вклад ИПП_{пико} уменьшился до 32% (табл. 2). Соответственно, роль МФ и НФ (ИПП_{м+н}) уменьшалась с максимальных значений в июне (91%) до минимальных в августе (52%) и увеличивалась к концу вегетационного сезона (октябрь) до 68%. В отличие от ИПП_{пико}, вклад ПФ в суммарный Хл в слое фотосинтеза (Хл_{фс_пико}) увеличивался от начала вегетационного сезона (июнь, 10%) к его концу (октябрь, 40%). Соответственно, вклад крупноразмерных фракций в этот период календарного года снижался с 90 до 60% (рис. 3, табл. 2).

В июне, во время массового развития фитопланктона в открытых районах Карского моря ассимиляционная активность МФ и НФ, выраженная ассимиляционным числом на поверхности (АЧ_{м+н}), в среднем в 2.4 раза превосходила ПФ (АЧ_{пико}) (1.58 и 0.66 мгС/мг хл “а” в час

Таблица 2. Вклад размерных групп фитопланктона в суммарные величины первичной продукции и хлорофилла “а” на поверхности и в слое фотосинтеза и их ассимиляционное число в разные месяцы

Месяц	Статистика	% ПП ₀ пико	% ПП ₀ м+н	% ИПП ₀ пико	% ИПП ₀ м+н	% Хл ₀ пико	% Хл ₀ м+н	% Хл _{фс} пико	% Хл _{фс} м+н	АЧ ₀ пико	АЧ ₀ м+н
Июнь	М	3	97	9	91	7	93	10	90	0.66	1.58
	σ	4	4	9	9	5	5	9	9	0.57	1.00
	N	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11
Июль	М	46	54	41	59	32	68	28	72	2.31	0.93
	σ	28	28	18	18	18	18	24	24	2.40	0.54
	N	23	23	23	23	29	29	23	23	23	23
Август	М	50	50	48	52	44	56	28	72	1.95	1.22
	σ	25	25	19	19	16	16	24	24	1.61	0.55
	N	8	8	8	8	24	24	4	4	8	8
Сентябрь	М	47	53	44	56	42	58	40	60	1.51	0.99
	σ	25	25	17	17	18	18	17	17	1.21	0.41
	N	32	32	32	32	32	32	31	31	32	32
Октябрь	М	27	73	32	68	33	67	40	60	0.45	0.68
	σ	16	16	12	12	10	10	16	16	0.40	0.42
	N	17	17	10	10	17	17	8	8	17	17

Примечания. %ПП₀ пико – вклад пикофитопланктона в суммарную величину первичной продукции на поверхности; % ПП₀ м+н – вклад суммы микро- и нанопланктона в суммарную величину первичной продукции на поверхности; % ИПП₀ пико – вклад пикофитопланктона в суммарную величину первичной продукции в столбе воды; % ИПП₀ м+н – вклад суммы микро- и нанопланктона в суммарную величину первичной продукции в столбе воды; % Хл₀ пико – вклад пикофитопланктона в суммарную величину концентрации хлорофилла “а” на поверхности; % Хл₀ м+н – вклад суммы микро- и нанопланктона в суммарную величину концентрации хлорофилла “а” на поверхности; % Хл_{фс} пико – вклад пикофитопланктона в суммарную величину концентрации хлорофилла “а” в слое фотосинтеза; % Хл_{фс} м+н – вклад суммы микро- и нанопланктона в суммарную величину концентрации хлорофилла “а” в слое фотосинтеза; М – средняя арифметическая величина; σ – стандартное отклонение; N – количество данных.

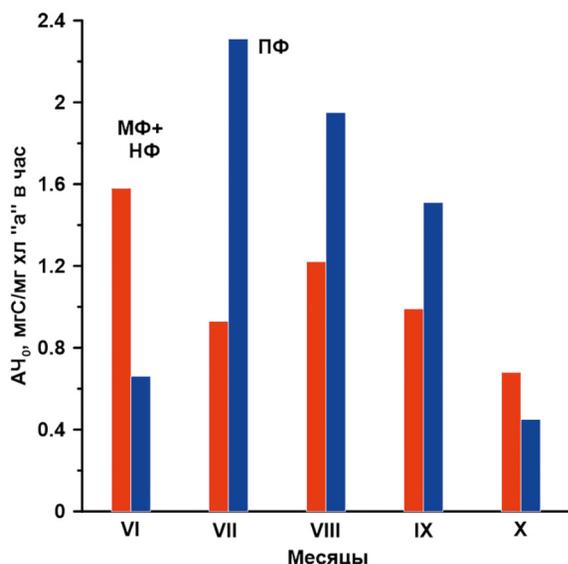


Рис. 4. Среднемесячные значения ассимиляционного числа на поверхности (АЧ₀) пикофитопланктона (ПФ, синий цвет) и суммы микро- и нанопланктона (МФ+НФ, красный цвет).

соответственно) (рис. 4). В июле АЧ₀ пико возросло в 3.5 раза до 2.31 мгС/мг хл “а” в час и оставалось довольно высоким в августе и сентябре (1.95 и 1.51 мгС/мг хл “а” в час соответственно). В эти месяцы АЧ₀ пико было выше, чем АЧ₀ м+н, соответственно, в 2.5, 1.6 и 1.5 раза (табл. 2). В октябре АЧ₀ пико снизилось в 3.4 раза по сравнению с сентябрем до 0.45 мгС/мг хл “а” в час. В целом, картины сезонных изменений АЧ₀ пико и АЧ₀ м+н оказались похожими. Исключением может считаться только повышенное среднее значение АЧ₀ м+н в июне в период абсолютного доминирования крупноразмерных фракций фитопланктона (рис. 4).

Вертикальная изменчивость вклада размерных групп фитопланктона в суммарные величины Хл в разные месяцы. В июне вклад Хл₀ пико и Хл₀ м+н в суммарные величины практически не изменялся с глубиной. Разность между максимальным и минимальным значением составила всего 2% (рис. 5). В июле максимумы ПФ

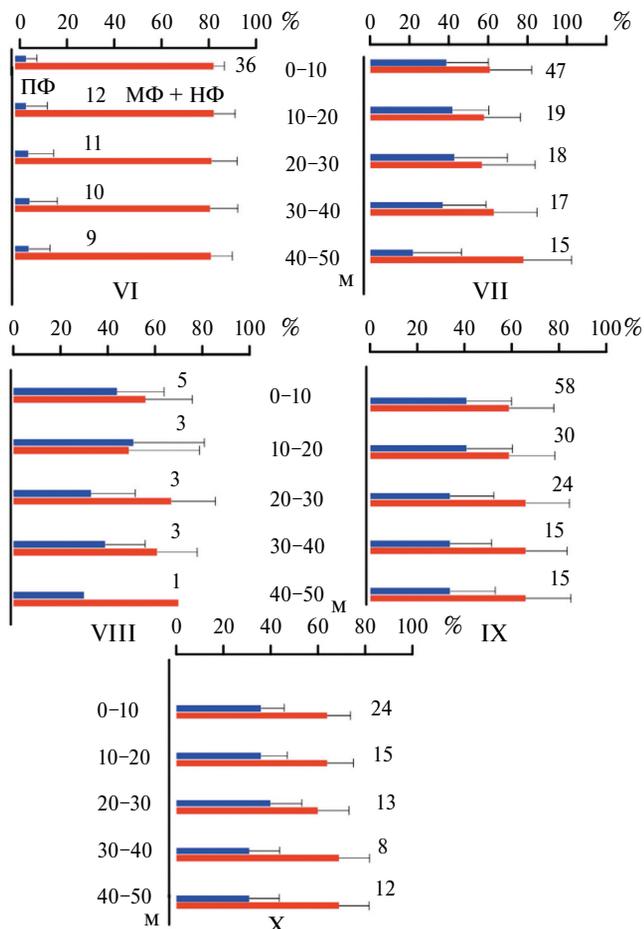


Рис. 5. Вертикальное распределение вклада (%) пикофитопланктона (ПФ, синий цвет) и суммы микро- и нанопланктона (МФ+НФ, красный цвет) в суммарные величины концентрации хлорофилла “а” в разные месяцы (июнь–октябрь). Представлены средние величины в слоях (вертикальная ось). Горизонтальные отрезки – стандартное отклонение, цифры у столбиков – количество измерений.

наблюдались в слоях 10–20 м и 20–30 м (42 и 43% соответственно), а минимум (22%) зарегистрирован в слое 40–50 м. Следует отметить, что максимумы вклада ПФ были выражены слабо и не превышали 6% по сравнению с ниже- и вышележащими слоями водного столба. В августе максимальный вклад $X_{л, \text{пико}}$ (51%) отмечен в слое 10–20 м. Второй, менее выраженный пик (39%) зарегистрирован в слое 30–40 м. Наибольшая величина превышения в этих максимумах по сравнению с соседними слоями воды составила 18%. В сентябре вклад $X_{л, \text{пико}}$ по глубинам изменялся незначительно. Разность между верхними слоями 0–10 м и 10–20 м и нижележащими была всего 7%. В октябре незначительное (4–7%) увеличение вклада $X_{л, \text{пико}}$ следует отметить в слое 20–30 м. В целом, в исследованный период наблюдалось уменьшение вклада ПФ на границе слоя фото-

синтеза по сравнению с поверхностью и, соответственно, увеличение роли крупных фракций МФ и НФ (рис. 5).

Зависимость вклада размерных групп фитопланктона в суммарные величины $X_{л}$ и ПП от факторов среды. Корреляционный анализ позволил выявить связи вклада ПФ и МФ+НФ в суммарные величины $X_{л}$ и ПП с абиотическими факторами, сезонные изменения которых показаны на рис. 6. В табл. 3 представлены статистически достоверные ($p < 0.01$) связи вклада $X_{л}$ и ПП этих фракций с подповерхностной ФАР (I_0-) и T_0 . С другими абиотическими факторами: концентрацией биогенных элементов и соленостью на поверхности, установить статистически достоверные связи не удалось.

Заметная положительная корреляция ($R = 0.49$ и 0.54) получена для связи $\% \text{ПП}_{\text{пико}}$ на поверхности и в слое фотосинтеза с T_0 . Соответственно, для $\% \text{ПП}_{\text{м+н}}$ эта зависимость отрицательна.

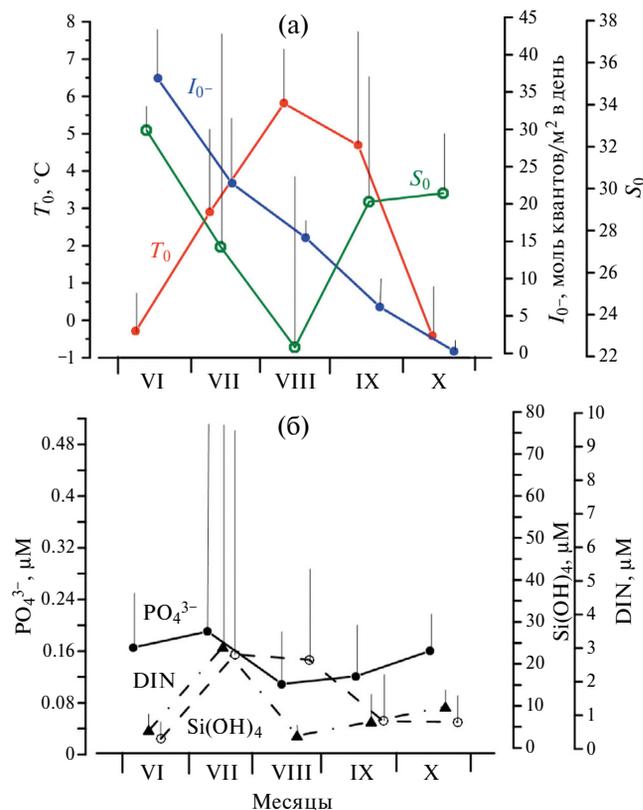


Рис. 6. Изменчивость в разные месяцы безледного периода (июнь–октябрь): (а) – температуры воды на поверхности (T_0), солености на поверхности (S_0) и подповерхностной фотосинтетически активной радиации (I_0-); (б) – концентрации на поверхности фосфатов (PO_4^{3-}), растворенного неорганического азота (DIN) и растворенного кремния ($\text{Si}(\text{OH})_4$). Представлены средние арифметические величины (символы) и стандартное отклонение (вертикальные отрезки).

Таблица 3. Корреляционные связи вклада первичной продукции и хлорофилла “а” различных размерных групп фитопланктона с подповерхностной ФАР и температурой воды на поверхности

Параметр	Статистика	ПП ₀ пико		ИПП ₀ пико		Хл ₀ пико		Хл _{фс} пико	
		%	%	%	%	%	%	%	%
I_{0-}	R	-0.21	0.21	-0.32	0.32	-0.39	0.39	-0.40	0.40
	N	90	90	83	83	111	111	81	81
	p	0.049	0.047	0.004	0.004	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001
T_0	R	0.49	-0.49	0.54	-0.54	0.44	-0.44	0.32	-0.32
	N	91	91	84	84	113	113	82	82
	p	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001	0.003	0.004

Примечания. I_{0-} – подповерхностная ФАР; T_0 – температура воды на поверхности; R – коэффициент корреляции Пирсона; N – количество данных; p – уровень значимости. Другие условные обозначения см. в примечаниях к табл. 2.

Такая же закономерность, но при менее тесных связях ($R = 0.32$ и 0.44) отмечена и для %Хл_{пико} (табл. 3). Умеренная ($R = -0.32$) отрицательная связь получена для %ИПП_{пико} и I_{0-} . В противоположность, для %ИПП_{м+н} эта зависимость была положительной. %Хл_{пико} с I_{0-} коррелировал отрицательно ($R = -0.39$ и -0.40 для %Хл_{0 пико} и %Хл_{фс пико} соответственно). В свою очередь, с %Хл_{0 м+н} корреляция оказалась положительной.

Для рассмотрения вопроса, как уровень продуктивности влияет на доминирование той или иной размерной группы фитопланктона, были проанализированы связи вклада ПФ с суммарными величинами ПП и Хл (рис. 7). Статистически достоверные ($p < 0.01$) экспоненциальные зависимости были установлены между вкладом ПФ в суммарные величины ПП и Хл на поверхности и в слое фотосинтеза (рис. 7, табл. 4). Вклад ПФ уменьшался при увеличении уровня продуктивности акватории.

Таблица 4. Статистические показатели регрессионной зависимости вида $y = ae^{-bx}$ вклада первичной продукции и хлорофилла “а” пикофитопланктона от их суммарных величин (сумма всех фракций фитопланктона) на поверхности и в слое фотосинтеза

y	x	a	b	R	N	p
% ПП _{0 пико}	ПП _{0 сум}	34.85	0.027	0.52	91	< 0.0001
% ИПП _{пико}	ИПП _{сум}	39.88	0.001	0.45	84	< 0.0001
% Хл _{0 пико}	Хл _{0 сум}	38.27	0.449	0.52	113	< 0.0001
% Хл _{фс пико}	Хл _{фс сум}	37.15	0.014	0.64	82	< 0.0001

Примечания. %ПП_{0 пико} – вклад пикофитопланктона в суммарную величину первичной продукции на поверхности; ПП_{0 сум} – первичная продукция на поверхности (сумма всех фракций фитопланктона); %ИПП_{пико} – вклад пикофитопланктона в суммарную величину первичной продукции в столбе воды; ИПП_{сум} – интегральная первичная продукция (сумма всех фракций фитопланктона); %Хл_{0 пико} – вклад пикофитопланктона в суммарную величину концентрации хлорофилла “а” на поверхности; Хл_{0 сум} – концентрация хлорофилла “а” на поверхности (сумма всех фракций фитопланктона); %Хл_{фс пико} – вклад пикофитопланктона в суммарную величину концентрации хлорофилла “а” в слое фотосинтеза; Хл_{фс сум} – содержание хлорофилла “а” в слое фотосинтеза (сумма всех фракций фитопланктона) R – коэффициент корреляции; N – количество данных; p – уровень значимости.

ПП размерных групп фитопланктона Карского моря в свободный ото льда период. Полученные данные о вкладе ПФ и МФ+НФ в суммарные величины ИПП (табл. 2) позволяют рассчитать ИПП (мгС/м² в день) этих размерных групп в конкретный месяц и, в целом, в период, свободный ото льда (июнь–октябрь). Кроме того, можно восстановить помесечные и годовые значения ПП этих фракций на площади, свободной ото льда (ПП_{топ}, ТгС) (1 Тг = 10¹² г). В качестве опорных были взяты величины ИПП и ПП_{топ} всего фитопланктона Карского моря, полученные ранее по спутниковым данным и модельным расчетам [5].

В течение исследованного периода среднемесячные величины ИПП_{м+н} постоянно снижались от 254 мгС/м² в день в июне до 18 мгС/м² в день в октябре. ИПП_{пико} возрастала от июня к июлю, когда был достигнут ее максимум (96 мгС/м² в день). Затем происходило

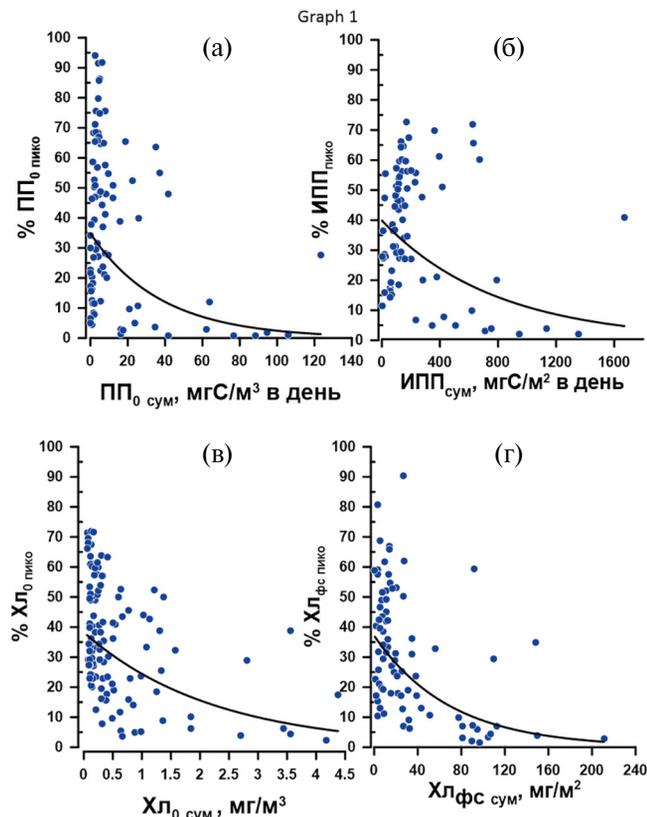


Рис. 7. Связи вклада первичной продукции пикофитопланктона с суммарными величинами на поверхности (% $ПП_0$ пико – $ПП_0$ сум) (а) и ее интегральными величинами (% $ИПП$ пико – $ИПП$ сум) (б). Связи вклада концентрации хлорофилла “а” пикофитопланктона с суммарными величинами на поверхности (% $Хл_0$ пико – $Хл_0$ сум) (в) и ее величинами в слое фотосинтеза (% $Хл_{фс}$ пико – $Хл_{фс}$ сум) (г). Линиями показаны экспоненциальные зависимости $y = ae^{-bx}$ (статистика представлена в табл. 4).

постепенное уменьшение среднемесячных величин этого параметра до 8 мгС/м² в день в октябре (рис. 8). Значения $ПП_{TOT}$ зависят от $ИПП$ и площади, свободной ото льда [5]. Их сезонный ход для ПФ и МФ+НФ следовал, в целом, одной схеме. Величины $ПП_{TOT\ M+N}$ имели максимум в июле, $ПП_{TOT\ пико}$ – в августе. К концу вегетационного сезона $ПП_{TOT}$ уменьшалась, вследствие снижения $ИПП$ и увеличения площади ледяного покрова (рис. 8).

Исходя из данных, представленных в табл. 2, можно рассчитать среднегодовой вклад $ИПП_{M+N}$ и $ИПП_{пико}$ в суммарную годовую величину $ИПП$. Этот вклад составил 35% для ПФ и 65% для МФ+НФ. Таким образом, принимая во внимание, что ранее рассчитанная годовая величина $ПП_{TOT}$ Карского моря составила 13 ТгС [5], годовые величины $ПП_{TOT\ пико}$ и $ПП_{TOT\ M+N}$ равны 5 и 8 ТгС соответственно.

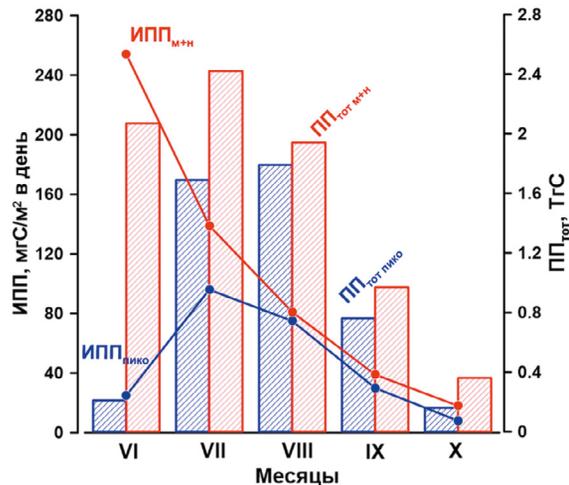


Рис. 8. Среднемесячные величины интегральной первичной продукции пикофитопланктона ($ИПП_{пико}$, синяя кривая), суммы микро- и нанофитопланктона ($ИПП_{M+N}$, красная кривая), первичной продукции пикофитопланктона, рассчитанной на площадь водоема ($ПП_{TOT\ пико}$, столбики с синей штриховкой) и первичной продукции суммы микро- и нанофитопланктона, рассчитанной на площадь водоема ($ПП_{TOT\ M+N}$, столбики с красной штриховкой).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Сравнение с литературными данными. Для сравнения полученных сезонных изменений размерного спектра фитопланктона мы использовали данные из Субарктических и Арктических районов. Во фьордах полуострова Лабрадор (Канада) летом и осенью ПФ вносил основной вклад в $ИПП$, в то время как картина по его вкладу в $Хл$ в столбе воды была не столь однозначна [70]. Летом и осенью в разных районах фьордовой системы полуострова по этому параметру мог доминировать как ПФ, так и МФ+НФ (рис. 5 в [70]).

В период с мая по июль 1993 г. в водах северо-восточной полыньи между Гренландией и Канадским арктическим архипелагом доминирование различных размерных групп зависело от стадии освобождения акватории ото льда [62]. При уменьшении площади ледового покрова доминирование мелкоразмерной фракции (<5 μ m) сменялось преобладанием крупного фитопланктона (> 5 μ m). В этих же водах с апреля по июль 1998 г. в среднем фракция >5 μ m генерировала 81% $ПП$ [54].

Летом 2020 г. в Чукотском море вклад МФ+НФ и ПФ в суммарный $Хл$ составил 60 и 40% соответственно [74]. Осенью 2002 г. в море Боффорта фракция < 5 μ m доминировала (75–95%) во вкладе в величину $Хл$ суммы (ПФ+НФ, до 20 μ m) [67]. К сожалению, отсутствие МФ в данных этих исследователей не позволяет восстановить полную

картину вклада всего размерного спектра фитопланктона в суммарный Хл.

В открытых водах Гренландского моря в мае доля крупноразмерных фракций была выше по сравнению с июнем и августом [65]. Также, в Гренландском море и соседних районах Баренцева моря в августе ПФ создавал основу для ПП [41].

Таким образом, результаты наших исследований и анализ приведенного литературного материала показывают, что, несмотря на биогеохимические различия исследованных регионов, общая тенденция в сезонной динамике размерного состава фитопланктона существует. Она заключается в доминировании крупноразмерных фракций в начале вегетационного сезона, в период освобождения акваторий ото льда и массового развития фитопланктона. Летом и осенью сдвиг размерного спектра сообщества направлен в сторону повышения роли мелкоразмерной фракции фитопланктона.

Контроль сезонных изменений размерных групп фитопланктона факторами среды. В настоящее время принята точка зрения, касающаяся связи размерных фракций фитопланктона с абиотическими факторами, такова, что роль ПФ повышается при низком содержании биогенов и высокой температуре, а крупноразмерные фракции преобладают при высоких концентрациях биогенных элементов и низкой температуре. Из этого следует, что в продуктивных районах следует ожидать доминирование МФ, а в олиготрофных – ПФ (напр., [7, 8, 57–60]). Принципиально эту схему, применимую в различных районах Мирового океана, можно перенести и на сезонные изменения вклада различных размерных групп, когда в продуктивный весенний сезон доминируют крупноразмерные фракции, а в условно олиготрофный период летом повышается роль мелкоразмерной группы [38, 65, 68].

Данные, представленные в настоящей работе, свидетельствуют, что в Карском море справедлива зависимость вклада размерных фракций в суммарные Хл и ПП от T_0 в летний период. Так, в начале календарного лета (июнь) при низких значениях T_0 была велика роль МФ и НФ ($\geq 90\%$ по Хл и ПП). В середине и конце лета при повышении T_0 возрастала роль ПФ, вклад которого составлял около 50%, согласно ПП₀, ИПП и Хл₀. Подтверждением этому выводу служат и результаты корреляционного анализа, демонстрирующие, соответственно, положительную и отрицательную связи вклада ПФ и МФ+НФ с T_0 .

Общая закономерность распределения в течение безледного периода вклада размерных групп фитопланктона в суммарные величины ПП и Хл сохраняется также, если рассматривать его связь с содержанием биогенных элементов. Так, максимальный вклад ПФ (рис. 2 и 3) отмечен в августе и сентябре, когда содержание растворенного неорганического азота (DIN) и фосфатов (PO_4^{3-}) было минимальным в исследованный период (рис. 6 б).

В отличие от температуры, достоверной связи степени доминирования размерных фракций с концентрацией основных биогенных элементов обнаружено не было. Известно, что тесные корреляционные связи между концентрацией биогенных элементов и продукционными параметрами часто установить довольно сложно [18, 23, 31]. Такую картину определяют разнообразные причины. Прирост биомассы фитопланктона часто сдерживается не низким содержанием биогенов, а выедаемим зоопланктоном, а также отмиранием и оседанием клеток [29]. Кроме того, время обогащения эвфотической зоны биогенными элементами в период зимней конвекции может наступать раньше времени достижения высоких величин ПП и Хл, отмечающихся при массовом развитии фитопланктона в период весеннего “цветения”. Поэтому, сезонные пики концентрации биогенов и продукционных параметров могут не совпадать [48, 75]. Также, при обогащении среды биогенными элементами скорость фотосинтеза может снижаться из-за энергетической конкуренции между ассимиляцией DIN и циклом Кальвина [26]. С другой стороны, при исчерпании биогенов в среде фитопланктон может использовать растворенный органический азот [25, 56], что позволяет, по-видимому, сохранять сравнительно высокую скорость фотосинтеза при лимитировании питательными веществами. В Карском море еще одной причиной слабой корреляции между продукционными параметрами и компонентами минерального питания может служить влияние аллохтонных биогенов, содержащихся в речных водах, которые являются одним из факторов, определяющих пространственную гетерогенность Карского моря (напр., [32]). Их влияние выражается в увеличении концентрации вследствие речного выноса в период после “цветения” в конце лета и осенью, когда свет становится основным фактором, лимитирующим ПП. Вышеизложенные причины могут привести к прямой, обратной или полному отсутствию зависимости между продукционными

параметрами и содержанием биогенных элементов в морях Сибирской Арктики [20].

Наряду с температурой воды и концентрацией биогенных элементов, световой фактор, как основной лимитирующий рост и фотосинтез, может играть одну из ключевых ролей в сезонной изменчивости ПП и Хл размерных групп фитопланктона АО [10, 15, 80]. В настоящей работе нами получены статистически достоверные отрицательные и положительные зависимости уровня приходящей ФАР с, соответственно, вкладом ПФ и МФ+НФ (табл. 3). Повышение роли мелкоразмерных форм фитопланктона при уменьшении ФАР и содержания биогенных элементов (рис. 6) объясняется увеличением отношения поверхности клеток к их объему. При этом клетки малого размера получают конкурентные преимущества в использовании абиотического ресурса в условиях его лимитирования [28].

Таким образом, в Карском море в продуктивный сезон, сразу после освобождения акватории ото льда (конец июня) [2; 4] по Хл и ПП доминировала сумма МФ+НФ. По мере истощения верхнего продуцирующего слоя биогенными элементами и повышения T_0 роль ПФ возрастала (рис. 2 и 3, табл. 2). Повышение вклада ПФ в суммарные величины ПП, Хл и биомассы фитопланктона в Карском море в конце лета и осенью было отмечено ранее [1, 24]. Вклад ПФ в суммарные ПП и Хл в зависимости от уровня продуктивности снижался по экспоненте и на поверхности, и в столбе воды (рис. 7). Такая закономерность, по-видимому, является универсальной для Мирового океана. Ранее уменьшение вклада ПФ при возрастании продуктивности акватории отмечалось в разных его районах [45, 52, 63].

Вклад размерных групп фитопланктона в интегральные величины ПП и Хл в столбе воды в зависимости от его вертикального распределения. При сравнении рис. 2 и 3 обращает на себя внимание сходство схем сезонного распределения вклада ПФ и МФ+НФ в суммарные величины Хл₀, ПП₀ и ИПП. Так, вклад МФ+НФ был максимальным в июне, снижался до минимальных значений в августе и вновь повышался к концу вегетационного сезона. Иная картина получена для сезонных изменений Хл_{фс} размерных фракций, согласно которой Хл_{фс} пико увеличивался в течение всего безледного периода от июня к октябрю (рис. 3 а). Суммарное увеличение вклада ПФ в Хл_{фс} составило 30% (табл. 2). Причина такого типа изменчивости, по-видимому, заключается в увеличении вклада Хл пико в слоях 10–20 м и 20–30 м в позднелетний и раннеосенний пе-

риоды по сравнению с началом вегетационного сезона (июнь) (рис. 5). Известно, что в Карском море в эти месяцы формируется глубинный хлорофильный максимум (ГХМ) [3, 21], явление, характерное в целом для всего АО [9, 14, 53]. ГХМ развивается, как правило, в области взаимодействия двух границ: верхней нутриклина и нижней эвфотической зоны, что создает компромиссные условия минерального питания и света для роста фитопланктона [19]. По-видимому, роль ПФ возрастает при уменьшении ФАР благодаря повышению эффективности поглощения света, присущей мелким клеткам [28]. Следует отметить, что необходимо привлечение большего объема данных по вертикальному распределению и Хл, и ПП размерных групп фитопланктона для подтверждения этих выводов.

Ассимиляционная активность размерных групп фитопланктона. Результаты исследования сезонной изменчивости АЧ_{м+н} и АЧ_{пико} показывают, что ассимиляционная активность МФ+НФ была выше в июне и октябре, месяцы наибольшего доминирования этих размерных групп. С июля по сентябрь, когда роль ПФ возрастала, картина менялась: АЧ_{пико} > АЧ_{м+н} (рис. 4). Ранее, исследования, проведенные в Карском море в конце августа–сентябре 2018 г., показали превышение АЧ_{пико} над АЧ МФ и НФ на поверхности [24].

Теоретически удельная интенсивность фотосинтеза у мелкого фитопланктона должны быть выше, чем у крупной фракции из-за более высокого отношения площади поверхности к объему [28]. Это положение подтверждается анализом большого количества полевых и экспериментальных данных [40]. Тем не менее, во многих исследованиях получены противоречивые зависимости между АЧ фитопланктона и размером его клеток. Одни авторы пришли к выводу, что максимальное АЧ [16, 78] МФ выше, чем ПФ. Напротив, в других работах отмечено, что АЧ уменьшается с увеличением размеров клеток [12, 37, 64, 66]. Третьи исследователи не находят отличий в ассимиляционной способности ПФ и МФ, отмечая при этом повышенную скорость метаболизма у НФ [51].

Сезонные изменения ИПП размерных групп фитопланктона и оценка ее годовой величины. Кривая сезонных изменений ИПП_{м+н} в Карском море, полученная по экспедиционным данным, (рис. 8) аналогична кривой сезонных изменений ИПП_{сум} [6] по модельным расчетам и спутниковым данным с максимумом в июне и постепенным уменьшением значений к концу вегетационного сезона. Несколько иной сезонный ход отмечен

для ИПП_{пико}. Максимум этого параметра приходится на июль, а минимальные значения отмечаются в июне и октябре, когда вклад ПФ в ПП незначителен (табл. 2). Сезонные изменения ПП_{тот} зависят как от величины ИПП, так и от площади, свободной ото льда. Максимумы ПП_{тот м+н} и ПП_{тот пико} отмечены, соответственно, в июле и августе, в месяцы с оптимальным сочетанием высоких величин ИПП и свободной ото льда акватории [5].

Оценка годовых величин ПП_{тот} размерных групп фитопланктона Карского моря никогда ранее не проводилась. Неизвестны такие исследования и для других акваторий АО. Значения вклада ПП_{тот м+н} и ПП_{тот пико} в суммарную годовую ПП, соответственно, 65 и 35% можно сопоставить с оценкой Uitz et al., 2010, сделанной для всего Мирового океана. Согласно этой оценке вклад годовых величин ПП_{тот м+н} и ПП_{тот пико} в суммарную годовую ПП составляет 76 и 24% соответственно, что в первом приближении не противоречит результатам, полученным в настоящей работе.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Настоящая работа является первым обобщением данных по размерному составу фитопланктона (в терминах ПП и Хл) Карского моря. Неизбежно, что на выводы из такого рода исследования можно наложить некоторые ограничения. Так, недостаток экспедиционных данных не позволил нам полностью объяснить вертикальные изменения вклада размерных групп в ПП. Также, исследования, проведенные в разные сезоны и годы, ограничены каким-то одним районом Карского моря. При этом возникает неопределенность в разграничении влияния пространственной и временной изменчивости на исследуемые параметры. Карское море это водоем, находящийся под интенсивным воздействием речного стока. Поэтому, при накоплении достаточного количества данных необходимо рассматривать отдельно сезонные изменения фракций фитопланктона в опресненных и типично океанических водах. Несомненно, что сезонные изменения размерных групп фитопланктона должны рассматриваться с точки зрения не только bottom-up, но и top-down control. Поэтому, комплексные работы должны быть направлены также на оценку роли выедания фитопланктона зоопланктоном в сезонных изменениях вклада различных фракций в суммарные величины ПП и Хл.

Благодарности. Авторы благодарят старшего научного сотрудника В.И. Гагарина (ИО РАН) за помощь в обработке проб первичной продукции. Авторы благодарят также ведущего научного сотрудника Е.Г. Арашкевич (ИО РАН) за обработку проб хлорофилла в 69-м рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш”.

Вклады авторов. А.Б. Демидов – разработка концепции, финансирование работы за счет средств гранта, обеспечение данными, написание основной части текста статьи, подготовка иллюстративного материала. Т.А. Белевич – обеспечение данными, корректировка и дополнения текста. Е.В. Еремеева, А.С. Тюрина и О.В. Воробьева – обработка данных в экспедициях. В.А. Артемьев и Ю.О. Пронина – обеспечение данными. М.В. Флинт – организация экспедиций и их руководство.

Источник финансирования. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (Грант № 23-27-00061).

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

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белевич Т.А., Ильяхи Л.В., Демидов А.Б., Флинт М.В. Распределение пикофитопланктона на Обском разрезе и в западной части Карского моря // *Океанология*. 2019. Т. 59. № 6. С. 964–973. <https://doi.org/10.31857/S0030-15745964-973>
2. Белевич Т.А., Милютин И.А., Демидов А.Б., Флинт М.В. Весенний пикофитопланктон Карского моря // *Океанология*. 2022. Т. 62. № 5. С. 743–753. <https://doi.org/10.31857/S0030157422050021>
3. Демидов А.Б., Гагарин В.И., Еремеева Е.В. и др. Вертикальная изменчивость первичной продукции и хлорофилла в Карском море в середине лета: вклад подповерхностных максимумов в интегральные величины // *Океанология*. 2021. Т. 61. № 5. С. 737–752. <https://doi.org/10.31857/S003015742105004X>
4. Демидов А.Б., Сергеева В.М., Гагарин В.И. и др. Первичная продукция и хлорофилл размерных групп фитопланктона Карского моря в период схода сезонного льда // *Океанология*. 2022. Т. 62. № 3. С. 403–415. <https://doi.org/10.31857/S0030157422030030>
5. Демидов А.Б., Шеберстов С.В., Гагарин В.И. Оценка годовой величины первичной продукции Карского моря // *Океанология*. 2018. Т. 58. № 3. С. 391–403. <https://doi.org/10.7868/S003015741803005X>

6. Демидов А.Б., Шеберстов С.В., Гагарин В.И., Хлебонашев П.В. Сезонная изменчивость первичной продукции фитопланктона Карского моря по спутниковым данным // *Океанология*. 2017. Т. 57. № 1. С. 103–117.
<https://doi.org/10.7868/S0030157417010026>
7. Acevedo-Trejos E., Brandt G., Merico A., Lan Smith S. Biogeographical patterns of phytoplankton community size structure in the oceans // *Glob. Ecol. Biogeogr.* 2013. V. 22. P. 1060–1070.
8. Agawin N.S.R., Duarte C.M., Agush S. Nutrient and temperature control of the contribution of picoplankton biomass and production // *Limnol. Oceanogr.* 2000. V. 45. № 3. P. 591–600.
9. Ardyna M., Babin M., Gosselin M. et al. Parameterization of vertical chlorophyll a in the Arctic Ocean: impact of the subsurface chlorophyll maximum on regional, seasonal and annual primary production estimates // *Biogeosciences*. 2013. V. 10. № 3. P. 1345–1399.
10. Ardyna M., Gosselin M., Michel C. et al. Environmental forcing of phytoplankton community structure and function in the Canadian High Arctic: contrasting oligotrophic and eutrophic regions. *Mar. Ecol. Progr. Ser.* 2011. V. 442. P. 37–57.
11. Arrigo K.R., van Dijken G.L. Continued increases in Arctic Ocean primary production // *Progr. Oceanogr.* 2015. V. 136. P. 60–70.
12. Bouman H., Platt T., Sathyendranath S., Stuart V. Dependence of light-saturated photosynthesis on temperature and community structure // *Deep-Sea Res. I*. 2005. V. 52. P. 1284–1299.
<https://doi.org/10.1016/j.dsr.2005.01.008>.
13. Brown J.H., Gillooly J.F., Allen A.P. et al. Toward a metabolic theory of ecology // *Ecology*. 2004. V. 85. P. 1771–1789.
14. Brown Z.W., Lowry K.E., Palmer M.A. et al. Characterizing the subsurface chlorophyll a maximum in the Chukchi Sea and Canada Basin // *Deep-Sea Res. II*. 2015. V. 118. P. 88–104.
15. Brugel S., Nozais C., Poulin M. et al. Phytoplankton biomass and production in the southeastern Beaufort Sea in autumn 2002 and 2003 // *Mar. Ecol. Progr. Ser.* 2009. V. 377. P. 63–77.
16. Cermeño O.P., Estévez-Blanco P., Marañón E., Fernandez E. Maximum photosynthetic efficiency of size-fractionated phytoplankton assessed by ¹⁴C uptake and fast repetition rate fluorometry // *Limnol. Oceanogr.* 2005. V. 50. № 5. P. 1438–1446.
17. Chisholm S.W. Phytoplankton size. In: Falkowski P.G., Woodhead A.D. (Eds.), *Primary Productivity and Biogeochemical Cycles in the Sea*. New York: Springer, 1992. P. 213–237.
18. Cota G.F., Pomeroy L.R., Harrison W.G. et al. Nutrients, primary production and microbial heterotrophy in the southeastern Chukchi Sea: Arctic summer nutrient depletion and heterotrophy // *Mar. Ecol. Progr. Ser.* 1996. V. 135. P. 247–258.
19. Cullen J.J. Subsurface chlorophyll maximum layers: enduring enigma or mystery solved? // *Annu. Rev. Mar. Sci.* 2015. V. 7. P. 207–239.
20. Demidov A.B., Belevich T.A., Sheberstov S.V. Optimal Assimilation Number of Phytoplankton in the Siberian Seas: Spatiotemporal Variability, Environmental Control and Estimation using a Region-Specific Model // *J. Mar. Sci. Eng.* 2023. V. 11. № 522.
<https://doi.org/10.3390/jmse11030522>
21. 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.
<https://doi.org/10.1007/s00300-017-2217-x>
22. Demidov A.B., Kostyleva A.V., Artemiev V.A. et al. Vertical distribution of primary production and chlorophyll a in the eastern Kara Sea: Relations with river plume effects in late summer and autumn // *Cont. Shelf Res.* 2024.
<https://doi.org/10.1016/j.csr.2024.105176>
23. Demidov A.B., Mosharov S.A., Makkaveev P.N. Patterns of the Kara Sea primary production in autumn: Biotic and abiotic forcing of subsurface layer // *J. Mar. Sys.* 2014. V. 132. P. 130–149.
24. Demidov A., Sukhanova I., Belevich T. et al. Size-fractionated surface phytoplankton in the Kara and Laptev seas: environmental control and spatial variability // *Mar. Ecol. Progr. Ser.* 2021. V. 664. P. 59–77.
doi.org/10.3354/meps13652
25. Estrada M., Bayer-Giraldi M., Felipe J. et al. Light and nutrient effects on microbial communities collected during spring and summer in the Beaufort Sea // *Aquat. Microb. Ecol.* 2009. V. 54. P. 217–231.
<https://doi.org/10.3354/ame01268>
26. Falkowski P.G., Stone D.P. Nitrate Uptake in Marine Phytoplankton: Energy Sources and the Interaction with Carbon Fixation // *Mar. Biol.* 1975. V. 32. P. 77–84.
27. Finkel Z.V. Does phytoplankton cell size matter? The evolution of modern marine food webs. In: Falkowski P.G., Knoll A.H. (Eds.) *Evolution of Aquatic Photoautotrophs*. San Diego, Academic Press: 2007. P. 333–350.
28. Finkel Z.V., Beardall J., Flynn K.J. et al. Phytoplankton in a changing world: cell size and elemental stoichiometry. *J. Plankton Res.* 2010. V. 32. P. 119–137.
29. Goldman J.C., McCarthy J.J., Peavey D.G. Growth rate influence on the chemical composition of phytoplankton in oceanic waters // *Nature*. 1979. V. 279. P. 210–215.
<https://doi.org/10.1038/279210a0>.
30. Grasshoff K., Kremling K., Ehrhardt M. *Methods of seawater analysis*, 3rd edn. New York: Wiley, 1999.
31. Harrison W.G., Cota G.F. Primary production in polar waters: relation to nutrient availability // *Polar Res.* 1991. V. 10. P. 87–104.
<https://doi.org/10.3402/polar.v10i1.6730>

32. *Holmes R.M., McClelland J.W., Peterson B.J. et al.* Seasonal and annual fluxes of nutrients and organic matter from large rivers to the Arctic Ocean and surrounding seas // *Estuaries and Coasts*. 2012. V. 35. P. 369–382.
33. *Holm-Hansen O., Lorenzen C.J., Holmes R.W., Strickland J.D.H.* Fluorometric determination of chlorophyll // *J. Cons. Perm. Int. Explor. Mer.* 1965. V. 30. P. 3–15.
34. *Holm-Hansen O., Riemann B.* Chlorophyll a determination: improvements in methodology // *Oikos*. 1978. V. 30. P. 438–447.
35. *Iserles A.* A First Course in the Numerical Analysis of Differential Equations // Cambridge University Press, 2009, 459 p.
36. *Kahru M., Lee Z., Mitchell B.G., Nevison Cynthia 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>
37. *Kameda T., Ishizaka J.* Size-fractionated primary production estimated by a two-phytoplankton community model applicable to ocean color remote sensing // *J. Oceanogr.* 2005. V. 61. P. 663–672.
38. *Kim Y., Youn S-H., Oh H-J. et al.* Seasonal Compositions of Size-Fractionated Surface Phytoplankton Communities in the Yellow Sea // *J. Mar. Sci. Eng.* 2022. V. 10. <https://doi.org/10.3390/jmse10081087>
39. *Kostadinov T.S., Siegel D.A., Maritorena S.* Global variability of phytoplankton functional types from space: assessment via the particle size distribution // *Biogeosciences*. 2010. V. 7. P. 3239–3257.
40. *Kremer C.T., Thomas M.K., Litchman E.* Temperature- and size-scaling of phytoplankton population growth rates: Reconciling the Eppley curve and the metabolic theory of ecology // *Limnol. Oceanogr.* 2017. V. 62. P. 1658–1670. <https://doi.org/10.1002/lno.10523>.
41. *Kudryavtseva E., Kravchishina M., Pautova L. et al.* Sea ice as a factor of primary production in the European Arctic: phytoplankton size classes and carbon fluxes // *J. Mar. Sci. Eng.* 2023. V. 11. <https://doi.org/10.3390/jmse11112131>
42. *Le Quééré C., Harrison S.P., Prentice I.C. et al.* Ecosystem dynamics based on plankton functional types for global ocean biogeochemistry models. *Glob. Change Biol.* 2005. V. 11. P. 2016–2040.
43. *Li W.K.W., McLaughlin F.A., Lovejoy C., Carmack E.C.* Smallest algae thrive as the Arctic Ocean freshens // *Science*. 2009. V. 326. P. 539.
44. *Lee S.H., Ryu J., Lee D. et al.* Spatial variations of small phytoplankton contributions in the northern Bering Sea and the southern Chukchi Sea. *GIScience Remote Sens.* 2019. V. 56. P. 794–810. <https://doi.org/10.1080/15481603.2019.1571265>
45. *Lee S.H., Yun M.S., Jang H.K. et al.* Size-differential photosynthetic traits of phytoplankton in the Chukchi Sea // *Cont. Shelf Res.* 2023. V. 255. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2023.104933>
46. *Lewis K.M., van Dijken G.L., Arrigo K.R.* Changes in phytoplankton concentration now drive increased Arctic Ocean primary production // *Science*. 2020. V. 369. P. 198–202. <https://doi.org/10.1126/science.aay8380>
47. *Lohrenz S.E.* Estimation of primary production by the simulated in situ method // *ICES mar. Sci. Symp.* 1993. V. 197. P. 159–171.
48. *Lyngsgaard M.M., Markager S., Richardson K.* How well does chlorophyll explain the seasonal variation in phytoplankton activity? // *Estuaries and Coasts*. 2017. V. 40. P. 1263–1275. <https://doi.org/10.1007/s12237-017-0215-4>
49. *Makkaveev P.N.* The total alkalinity in the anoxic waters of the Black sea and in sea-river mixture zones. *Intergovernmental Oceanographic Commission. Joint IOC-JGOFS CO2 Advisory Panel Meeting. Seven Session. Annex V. UNESCO*, 1998.
50. *Marañón E.* Phytoplankton size structure. In: *Steele, J. H., Turekian, K., Thorpe, S. A. (Eds.), Encyclopedia of Ocean Sciences*. Academic Press, Oxford: 2009.
51. *Marañón E.* Cell size as a key determinant of phytoplankton metabolism and community structure // *Annu. Rev. Mar. Sci.* 2015. V. 7. P. 241–64. <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-010814-015955>
52. *Marañón E., Cermeño P., Latasa M., Tadonlécé R.D.* Temperature, resources, and phytoplankton size structure in the ocean // *Limnol. Oceanogr.* 2012. V. 57. № 5. P. 1266–1278. <https://doi.org/10.4319/lo.2012.57.5.1266>
53. *Martin J., Tremblay J.-E., Gagnon J. et al.* Prevalence, structure and properties of subsurface chlorophyll maxima in Canadian Arctic waters // *Mar. Ecol. Progr. Ser.* 2010. V. 412. P. 69–84.
54. *Mei Z.P., Legendre L., Gratton Y. et al.* Phytoplankton production in the North Water Polynya: size-fractions and carbon fluxes, April to July 1998 // *Mar. Ecol. Progr. Ser.* 2003. V. 256. P. 13–27.
55. *Millero F.J.* Thermodynamics of the carbon dioxide system in oceans // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1995. V.59. № 4. P. 661–677.
56. *Moschonas G., Gowen R.J., Paterson R.F. et al.* Nitrogen dynamics and phytoplankton community structure: the role of organic nutrients // *Biogeochemistry*. 2017. V. 134. P. 125–145. <https://doi.org/10.1007/s10533-017-0351-8>.
57. *Mousing E.A., Ellegaard M., Richardson K.* Global patterns in phytoplankton community size structure – evidence for a direct temperature effect // *Mar. Ecol. Progr. Ser.* 2014. V. 497. P. 25–38.
58. *Mousing E.A., Richardson K., Ellegaard M.* Global patterns in phytoplankton biomass and community size structure in relation to macronutrients in the open ocean // *Limnol. Oceanogr.* 2018. V. 63. P. 1298–1312.
59. *Moran X.A.G., Lopez-Urrutia A., Calvo-Diaz A., Li W.K.W.* Increasing importance of small phytoplankton in a warmer ocean // *Glob. Change Biol.* 2010. V. 16. P. 1137–1144.

60. Mouw C.B., Ciochetto A.B., Yoder J.A. A satellite assessment of environmental controls of phytoplankton community size structure // *Global Biogeochem. Cycles*. 2019. V. 33. P. 540–558.
61. Nair A., Sathyendranath S., Platt T. et al. Remote sensing of phytoplankton functional types // *Remote Sens. Environ.* 2008. V. 112. P. 3366–3375.
62. Pesant S., Legendre L., Gosselin M. et al. Size-differential regimes of phytoplankton production in the North-east Water Polynya (77° – 81° N) // *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 1996. V. 142. P. 75–86.
63. Roy S., Sathyendranath S., Bouman H., Platt T. The global distribution of phytoplankton size spectrum and size classes from their light-absorption spectra derived from satellite data // *Remote Sens. Environ.* 2013. V. 139. P. 185–197.
64. Richardson K., Bendtsen J., Kragh T., Mousing E.A. Constraining the distribution of photosynthetic parameters in the global ocean // *Front. Mar. Sci.* 2016. V. 3. № 269. <https://doi.org/10.3389/fmars.2016.00269>
65. Richardson K., Markager S., Buch E. et al. Seasonal distribution of primary production, phytoplankton biomass and size distribution in the Greenland Sea // *Deep-Sea Res. I.* 2005. V. 52. P. 979–999.
66. Robinson A., Bouman H.A., Tilstone G.H., Sathyendranath S. Size class dependent relationships between temperature and phytoplankton photosynthesis-irradiance parameters in the Atlantic Ocean // *Front. Mar. Sci.* 2018. V.4. № 435. <https://doi.org/10.3389/fmars.2017.00435>
67. Schloss I.R., Nozais C., Mas S. et al. Picophytoplankton and nanophytoplankton abundance and distribution in the southeastern Beaufort Sea (Mackenzie Shelf and Amundsen Gulf) during Fall 2002 // *J. Mar. Sys.* 2008. V. 74. P. 978–993. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2008.01.004>
68. Shiimoto A., Inoue K. Seasonal variations of size-fractionated chlorophyll a and primary production in the coastal area of Hokkaido in the Okhotsk Sea // *SN Applied Sciences*. 2020. V. 2. <https://doi.org/10.1007/s42452-020-03739-2>
69. Sieburth J.M., Smetacek V., Lenz J. Pelagic ecosystem structure: heterotrophic compartments of the plankton and their relationship to plankton size fractions // *Limnol. Oceanogr.* 1978. V. 23. P. 1256–1263. <https://doi.org/10.1002/lno.11768>
70. Simo-Matchim A.G., Gosselin M., Blais M. et al. Seasonal variations of phytoplankton dynamics in Nunatsiavut fjords (Labrador, Canada) and their relationships with environmental conditions // *J. Mar. Sys.* 2016. V. 156. P. 56–75.
71. Song H., Ji R., Jin M. et al. Strong and regionally distinct links between ice-retreat timing and phytoplankton production in the Arctic Ocean // *Limnol. Oceanogr.* 2021. V. 66. P. 2498–2508.
72. Steemann Nielsen E. The use of radioactive carbon (C14) for measuring organic production in the sea // *J. Cons. Perm. Ins. Explor. Mer.* 1952. № 18. P. 117–140.
73. Steemann Nielsen E. Experimental methods for measuring organic production in the sea // *Rapp. P.-v. Réun. Cons. perm. int. Explor. Mer.* 1958. V. 144. P. 38–46.
74. Ting C.A.I., Qiang H.A.O., Youcheng B.A.I. et al. Variability of size-fractionated chlorophyll a in the high-latitude Arctic Ocean in summer 2020 // *Adv. Polar Sci.* 2022. V. 33. № 3. P. 253–266. <https://doi.org/10.13679/j.advps.2021.0056>
75. Tiselius P., Belgrano A., Andersson L., Lindahl O. Primary productivity in a coastal ecosystem: a trophic perspective on a long-term time series // *J. Plankton Res.* 2016. V. 38. № 4. P. 1092–1102. <https://doi.org/10.1093/plankt/fbv094>.
76. Tremblay J.-É., Robert D., Varela D.E. et al. Current state and trends in Canadian Arctic marine ecosystems: I. Primary production // *Climatic Change*. 2012. V. 115. Is. 1. P. 161–178. <https://doi.org/10.1007/s10584-012-0496-3>
77. Uitz J., Claustre H., Gentili B., Stramski D. Phytoplankton class-specific primary production in the world's oceans: Seasonal and interannual variability from satellite observations // *Global Biogeochem. Cycles*. 2010. V. 24. <https://doi.org/10.1029/2009GB003680>
78. Uitz J., Huot Y., Bruyant F. et al. Relating phytoplankton photophysiological properties to community structure on large scales // *Limnol. Oceanogr.* 2008. V. 53. № 2. P. 614–630.
79. Vaulot D., Eikrem W., Viprey M., Moreau H. The diversity of small eukaryotic phytoplankton (< 3 µm) in marine ecosystems // *FEMS Microbiol. Rev.* 2008. V. 32. P. 795–820.
80. Yun M.S., Chung K.H., Zimmerman S. et al. Phytoplankton productivity and its response to higher light levels in the Canada Basin // *Pol. Biol.* 2012. V. 35. P. 257–268.

ESTIMATION OF THE CONTRIBUTION OF SIZE-FRACTIONATED PHYTOPLANKTON IN THE KARA SEA TO PRIMARY PRODUCTION AND CHLOROPHYLL *a* FOR DIFFERENT SEASONS

A. B. Demidov^{a, *}, T. A. Belevich^b, E. V. Eremeeva^a, A. S. Tiurina^a,
O. V. Vorobieva^{b, c}, V. A. Artemiev^a, J. O. Pronina^a, M. V. Flint^a

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

^b Lomonosov Moscow State University, Faculty of Biology, Moscow, Russia

^c Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography, Moscow, Russia

* e-mail: demspa@rambler.ru

Based on the data obtained during 7 expeditions (2017–2023) to the Kara Sea, seasonal variation in the contribution of phytoplankton size groups to the total values of primary production (PP) and chlorophyll *a* (Chl) are examined for the first time. Micro- and nanophytoplankton (MPh+NPh) (> 3 μm) dominated in the community composition during the entire ice-free period (June–October). Its predominance was especially noticeable during the spring “bloom” immediately after first-year sea-ice retreat (up to 97% for PP and up to 93% for Chl). The role of picophytoplankton (PPh) (< 3 μm) increased in summer (July, August) (up to 50% for PP and up to 44% for Chl) and decreased by the end of the growing season (September, October). Seasonal variation in the size composition of phytoplankton during the growing season was determined mainly by variability in water temperature and incoming solar radiation. The contribution of PPh to total Chl increased (up to 51%) at the depths of the deep chlorophyll maximum in July and August. The assimilation activity of PPh was higher than that of MPh+NPh in July–September, with an increase in its contribution to the total PP and Chl. For the first time, annual PP of the phytoplankton size groups in the Kara Sea was assessed, 8 TgC (65%) for MPh+NPh and 5 TgC (35%) for PPh.

Keywords: primary production, chlorophyll *a*, size-fractionated phytoplankton, assimilation number, seasonal variability, vertical variability, Kara Sea

УДК 551.465

ПИКОЦИАНОБАКТЕРИИ В ЭСТУАРНОЙ ЗОНЕ РЕКИ ОБЬ И ПРИЛЕГАЮЩЕМ ШЕЛЬФЕ КАРСКОГО МОРЯ В ПОЗДНЕОСЕННИЙ ПЕРИОД: СОСТАВ, РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И ФУНКЦИОНАЛЬНАЯ РОЛЬ

© 2024 г. Т. А. Белевич¹, А. Б. Демидов², О. В. Воробьева^{1, 3},
А. А. Полухин², М. В. Флинт²

¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

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

³Всероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии, Москва, Россия

*e-mail: 3438083@list.ru

Поступила в редакцию 02.08.2024 г.

После доработки 05.08.2024 г.

Принята к печати 08.08.2024 г.

Пространственное распределение численности и биомассы пикофитопланктона (ПФ), а также распределение ФЭ-богатых и ФЦ-богатых пикоцианобактерий (ПЦБ) исследовано на акватории внешнего Обского эстуария и на прилегающем шельфе Карского моря в позднеосенний период в ходе 92-го рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш”. Дана оценка содержания хлорофилла “а” ПФ, вклада пикоформ в суммарное содержание хлорофилла, первичной продукции (ПП) фитопланктона и ПФ. Пределы колебания численности и биомассы ПФ составили $8.18\text{--}46.3 \times 10^6$ кл/л и $3.74\text{--}20.48$ мкг С/л соответственно. В пикофракции планктона преобладали ПЦБ рода *Synechococcus*, их вклад в суммарную биомассу пикоформ колебался от 81 до 94%. Численность ФЦ-богатых *Synechococcus* варьировала от 4.02 до 29.21×10^6 кл/л, обилие ФЭ богатых *Synechococcus* была достоверно ниже ($p < 0.001$) и изменялось в пределах $0.98\text{--}8.0 \times 10^6$ кл/л. Вклад пикофракции в общий хлорофилл “а” фитопланктона в среднем не превышал 11%. Величины суммарной ПП и ПП ПФ были низкими, составляя в среднем 3.99 ± 1.53 мг С/м³ и 0.77 ± 0.36 мг С/м³ в день соответственно. Вклад ПФ в суммарную ПП варьировал от 14% до 33%. Выявлены факторы, определяющие пространственное распределение ФЭ-богатых и ФЦ-богатых *Synechococcus*, а также продукционных параметров ПФ.

Ключевые слова: пикофитопланктон, пикоцианобактерии, *Synechococcus*, Карское море, Обский эстуарий, первичная продукция

DOI: 10.31857/S0030157424060074, EDN: FILLJQ

ВВЕДЕНИЕ

Пикоцианобактерии (ПЦБ, размер клеток менее 3 мкм) являются существенным компонентом пикофитопланктона (ПФ) и играют важную роль в углеродном цикле Мирового океана [34, 41]. К основным представителям ПЦБ относят одноклеточные цианобактерии родов *Prochlorococcus* и *Synechococcus*. Ареал распространения *Prochlorococcus* ограничен тропическими и субтропическими водами, в то время как *Synechococcus* встречается повсеместно, включая арктические широты [38, 39].

Представители рода *Synechococcus* обитают как в морских, так и пресноводных экосистемах и делятся по своему пигментному составу

на три типа [30, 46, 51]. К первому типу относятся штаммы *Synechococcus*, фикобилисомы которого содержат исключительно фикоцианобилин (ФЦ). Ко второму типу относятся *Synechococcus*, имеющие фикоцианобилин и фикоэритробилин (ФЦ+ФЭ), и к третьему типу относятся штаммы *Synechococcus*, содержащие ФЦ, ФЭ и фикоуробилины (ФЦ+ФЭ+ФУ). *Synechococcus* первого типа, ФЦ-богатый, имеют сине-зеленую окраску клеток и эффективно поглощают свет красного и оранжевого спектров. *Synechococcus* 2-го и 3-го типов называются ФЭ-богатым, его представители эффективно поглощают свет зеленого и синего спектра и имеют красную окраску клеток.

В арктических водах происхождение ПЦБ носит либо автохтонный [38], либо аллохтонный характер [18, 52]. Основным источником аллохтонных ПЦБ в Арктике помимо североатлантических [39] и тихоокеанских вод [18] является речной сток [52].

Карское море, являясь типичным краевым арктическим водоемом, находится под влиянием мощного пресноводного стока, объем которого превосходит 1200 км³ в год, и определяется крупными сибирскими реками Обь и Енисей [26, 44]. Средняя многолетняя величина объема пресных вод, поступающих через Обскую губу, по разным оценкам составляет 430–530 км³ [4–6, 40]. Основная часть годового стока ~80% приходится на период с мая по сентябрь [29], с октября сток речных вод существенно снижается. Южная и центральная части Обской губы в течение всего года остаются пресноводной. В северной части губы динамика вод и их свойства в весенне-летний период определяются речным стоком, а в осенние месяцы – приливными и сгонно-нагонными явлениями. Последние в 2–3 раза могут превышать по амплитуде приливные колебания [7, 10, 11, 28]. Внутрисезонная изменчивость гидрологического режима Обской губы во многом определяет пространственное распределение и состояние фитопланктона [12].

В Обском эстуарии и прилегающем районе Карского моря исследования ПЦБ ранее проводились в сентябре и были ограничены несколькими станциями в северной части губы [1, 2]. Обилие, функциональная роль мельчайших фотосинтетических прокариот, их роль в общем хлорофилле “а” (ХЛ) в период становления сезонного льда, когда обилие крупного фитопланктона невысоко, ранее не изучали. Исследования распределения ПЦБ с разным пигментным составом в морях российской Арктики и эстуариях крупных сибирских рек до настоящего времени не проводились.

Целью работы стало исследование обилия, состава и пространственного распределения планктонных ПЦБ, оценка их роли в первичной продукции фитопланктона и суммарном ХЛ в северной эстуарной части Обской губы в период становления сезонного льда.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Отбор проб и определение гидрохимических и гидрофизических параметров. Материалом для работы послужили пробы, отобранные в ходе 92-го рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш” в октябре 2023 г. на 13-ти станциях, расположенных во внешнем эстуарии реки Обь и прилегающем шельфе (рис. 1).

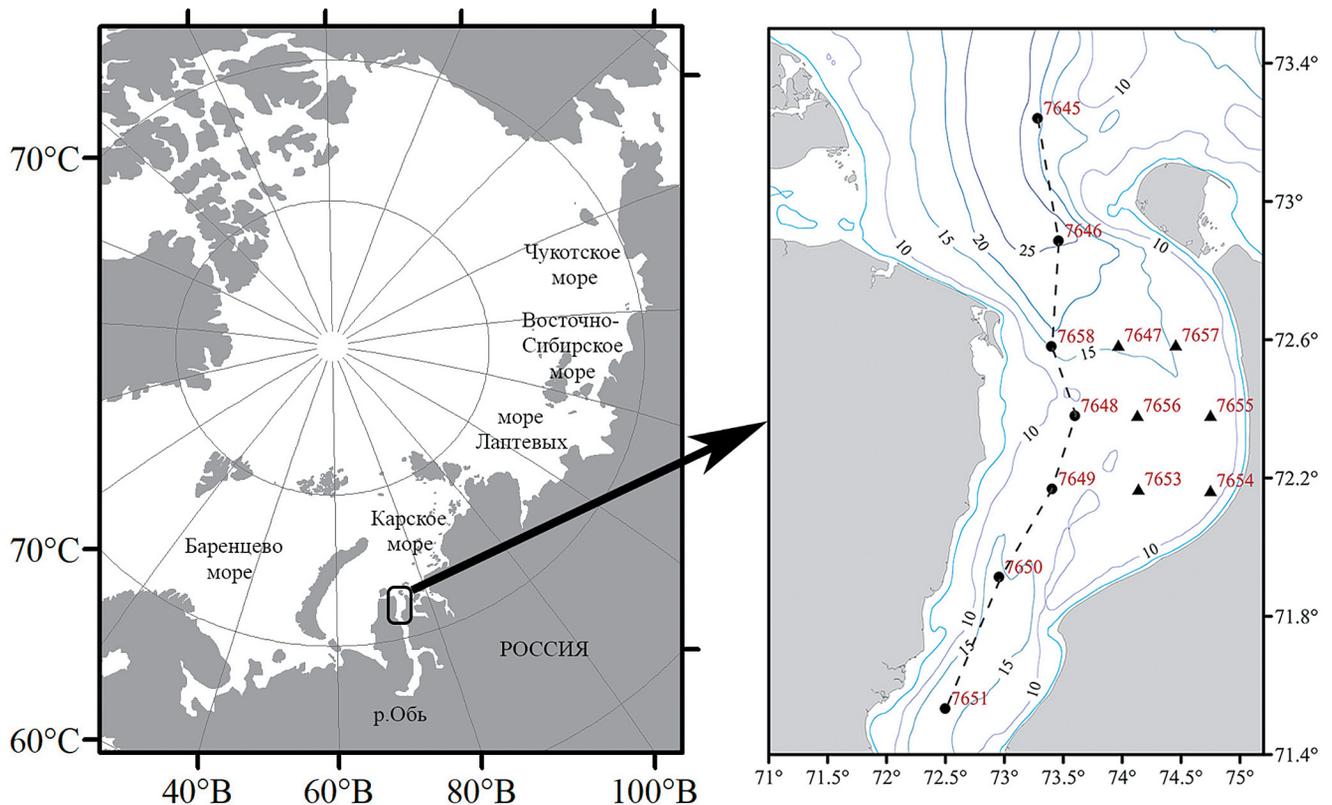


Рис. 1. Карта станций в Обском эстуарии в октябре 2023 г. ● – станции Разреза, ▲ – станции Восточной части.

Распределение температуры, солености, плотности воды и интенсивности флуоресценции хлорофилла оценивали на основании данных вертикального зондирования STD-зондом SeaBird-911 (Seabird Electronics, США), оснащенного флуориметром WET Labs. Интенсивность надводной и подводной облученности в диапазоне фотосинтетически активной радиации (ФАР) измеряли с использованием, соответственно, датчиков LI-190SA и LI-192SA (LI-COR, США). Подводная облученность определялась в режиме зондирования до дна. Данные зондирования подводной облученности были использованы для определения глубины эвфотической зоны (Z_{eu}) (1% ФАР). На станциях, выполненных в темное время суток, Z_{eu} рассчитывали с использованием региональной зависимости K_d от концентрации ХЛ на поверхности [19]. Пробы воды на станциях отбирали батометрами комплекса Carousel Water Sampler на двух горизонтах — поверхностном и 5(10) м. Всего отобрано и проанализировано 26 проб.

Концентрацию биогенных элементов — фосфатов (PO_4^{3-}), нитратов (NO_3^-), нитритов (NO_2^-), аммонийного азота (NH_4^+) и растворенного кремния ($Si(OH)_4$), определяли в соответствии с принятыми в РФ методами [9], которые соответствуют международной практике [37]. Далее по тексту все формы неорганического азота суммировали и обозначали DIN.

Определение численности и биомассы пикофитопланктона. Для оценки обилия фотосинтезирующих пикоформ (ПЦБ и эукариот) подпробы воды объемом 10 мл наливали в фильтрационную воронку, фиксировали 2% раствором глутаральдегида и осаждали на ядерные фильтры с диаметром пор 0.12 μm (ООО “РЕАТРЕК-Фильтр”, Обнинск, Россия), предварительно окрашенные суданом черным. Подсчет численности проводили с использованием люминесцентного микроскопа Leica DM1000 при увеличении $\times 100 \times 10 \times 1.3$ при освещении синим (возбуждающий фильтр 450–480 нм, барьерный фильтр 550 нм) и зеленым (возбуждающий фильтр 510–550 нм, барьерный фильтр 590 нм) светом. При освещении синим светом ФЭ-богатые клетки *Synechococcus* светятся оранжевым, автофлуоресценция ФЦ-богатых клеток не видна, а пикоэукариоты светятся красным. При освещении зеленым светом ФЭ-богатые клетки светятся ярко оранжевым, в то время как ФЦ-богатые излучают темно-красный свет, пикоэукариоты практически не видны. Для расчета биомассы содержание углерода в клетках цианобактерий принимали

равным 470 фг С/кл [50], а в клетках пикоэукариот определяли по клеточным объемам ($W_{кл}$) с использованием зависимости $lgC = 0.941lgW - 0.60$ [22]. Объем клеток пикоэукариот рассчитывали, исходя из объема соответствующих стереометрических фигур [50]. Значения численности и биомассы рассчитаны в среднем для слоя 0–10 м.

Определение содержания хлорофилла “а”. При определении концентрации суммарного хлорофилла “а” ($XL_{сум}$) пробы воды объемом 0.25–0.5 л фильтровали через фильтры GF/F. Для определения концентрации ХЛ пикофракции ($XL_{пико}$) пробы воды объемом 1 л последовательно пропускали через ядерные фильтры с размером пор 3 μm (Reatrack, Россия) и стекловолоконистые фильтры GF/F под вакуумом не более 0.1 атм. Концентрацию $XL_{сум}$ вычисляли как сумму $XL_{пико}$ и фракции более 3 μm , определенных флуориметрически в ацетоновом экстракте [14], используя флуориметр Trilogy Turner Designs (США).

Определение первичной продукции (ПП). ПП измерялась при помощи радиоуглеродной модификации метода светлых и темных склянок [45]. Для удаления загрязнений склянки предварительно обрабатывались 1N HCl. Пробы воды объемом 250 мл помещались под нейтральные светофильтры с пропусканием, соответствующим облученности на глубине отбора. После добавления меченого по углероду гидрокарбоната натрия ($NaH^{14}CO_3$) активностью 0.05 μCi на 1 мл пробы воды с поверхности объемом 250 мл экспонировали в течение светового дня (с восхода до заката) в палубном инкубаторе при естественном освещении. Температура воды в инкубаторе в течение экспозиции поддерживалась близкой к температуре поверхностного слоя моря (T_0) во время отбора проб. После экспозиции пробы были последовательно профильтрованы через ядерные фильтры 3 μm и мембранные фильтры из нитроцеллюлозы фирмы “Sartorius” с размером пор 0.45 μm . В этом случае вакуум не более 0.1 атм применялся только на последней стадии фильтрации. Далее пробы промывали фильтрованной морской водой, высушивали при комнатной температуре в течение приблизительно 3–4 часов и помещали в сцинтилляционный флакон. После добавления 10 мл сцинтилляционного коктейля “Optiphase HiSafe III” (PerkinElmer, США) счет активности фильтров проводили через 6 часов на сцинтилляционном радиометре “Triathler” (Hidex, Финляндия).

По данным биомассы, продукции и концентрации ХЛ были рассчитаны ассимиляционная активность ПФ и крупноразмерной

фракции фитопланктона ($AЧ_{\text{пико}}$ и $AЧ_{>3 \mu\text{м}}$, мг С/мг ХЛ в час), а также удельная скорость роста ПФ ($\mu_{\text{пико}} = \ln(1 + (\text{ПП}_{\text{пико}}/V_{\text{пико}}))$, день⁻¹, где $\text{ПП}_{\text{пико}}$ – первичная продукция пикофитопланктона, мг С/м³ в день, $V_{\text{пико}}$ – биомасса пикофитопланктона мг С/м³) в поверхностном слое Обского эстуария.

Статистический анализ. Для выявления факторов среды, оказывающих влияние на продукционные параметры ПЦБ и данные по обилию разных групп ПФ, был использован коэффициент корреляции Спирмена (R). Достоверность различий средних значений численности ПЦБ оценивали по критерию Манна-Уитни. Статистический анализ был проведен с использованием программы PAST V.3.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Характеристика района исследования. Все исследованные станции были разделены нами на две группы. В первую группу вошли семь станций (7645, 7646, 7658, 7648, 7649, 7650, 7651), расположенные вдоль оси эстуария на продольном разрезе, протяженность которого с севера на юг составила около 200 км (рис. 1, Разрез). Вторая группа из шести станций (7653, 7654, 7655, 7656, 7647, 7657) охватывала центральную и восточную часть эстуария (Восточная часть).

Гидрофизические условия в исследуемом районе подробно описаны в работе Сухановой с соавторами [13]. На Разрезе температура верхнего слоя воды плавно увеличивалась от 2.1°C до 4.4°C, а соленость снижалась с 15.8 до 5.3 по направлению с севера на юг. В Восточной части температура в верхнем 10-ти метровом слое практически не менялась, варьируя с 1.9°C до 2.2°C, соленость колебалась от 10.7 до 15.3 (табл. 1).

На Разрезе средние значения концентраций минеральных форм азота, фосфора и кремния в верхнем 10-ти метровом слое варьировали от 5.10 до 7.57 $\mu\text{М/л}$, от 0.97 до 1.28 $\mu\text{М/л}$ и от 44.42 до 60.74 $\mu\text{М/л}$ соответственно. Содержание азота и кремния снижалось в 1.4–1.6 раз по мере продвижения с юга на север в сторону моря. В Восточной части эстуария средняя концентрация общего азота составила 6.3 $\mu\text{М/л}$, фосфатов – 1.1 $\mu\text{М/л}$, растворенного кремния – 54.5 $\mu\text{М/л}$ (табл. 1).

Продолжительность светового дня в период с 11 по 13 октября изменялась от 8.3 до 8.8 часов. Глубина эвфотического слоя колебалась от 1.9 м до 3 м (табл. 1) с минимальным значением на самой мелководной станции 7649.

Таблица 1. Глубина станций (H , м), глубина эвфотического слоя (Z_{eu} 1%, м), температура (T_0 , °C) и соленость (S_0 , епс) в поверхностном слое, концентрации общего минерального азота (DIN, $\mu\text{М/л}$), фосфатов (PO_4^{3-} , $\mu\text{М/л}$) и растворенного кремния (Si(OH)_4 , $\mu\text{М/л}$) в верхнем 10-ти метровом слое Обского эстуария

Станция	H	Z_{eu}	Поверхность		Слой 0–10 м		
			T_0	S_0	DIN	PO_4^{3-}	Si(OH)_4
Разрез							
7645	24	2.3	2.1	15.8	5.10	0.97	44.42
7646	27	2.3	2.5	14.3	5.11	1.07	46.34
7658	18	2.3	2.8	8.9	7.04	1.22	53.13
7648	14	2.3	2.9	11.5	5.84	1.22	58.49
7649	12	1.9	3.5	7.1	5.58	1.28	60.62
7650	18	2.2	3.9	6.6	7.56	1.14	60.74
7651	21	2.3	4.4	5.3	7.57	1.13	60.13
Восточная часть							
7647	17	2.3	2.2	12.7	6.03	0.94	50.44
7653	14	2.3	2.3	10.8	6.60	1.14	57.65
7654	12	2.3	2.1	12.8	5.88	1.14	58.14
7655	13	2.3	1.9	14	7.74	1.07	53.71
7656	13	2.6	2.2	12.7	5.62	1.20	57.18
7657	16	3.0	1.9	15.1	5.79	1.08	49.99

Обилие и пространственное распределение пикофитопланктона. Параметры обилия пикофитопланктона существенно варьировали на исследуемой акватории. На Разрезе численность и биомасса ПФ изменялись от 8.18 до 24.15×10^6 кл/л и от 3.74 до 12.42 мкг С/л соответственно. Минимальные значения обоих параметров были приурочены к самой северной станции 7645, максимальные выявлены на станции 7649, расположенной непосредственно над баром в центральной части Разреза (табл. 2). В Восточной части численность изменялась в пределах $15.51–46.30 \times 10^6$ кл/л, биомасса варьировала от 7.86 до 20.48 мкг С/л. В целом средние значения обилия ПФ в Восточной части были выше, чем на Разрезе, однако различие было не достоверно ($p > 0.01$).

Концентрации $\text{ХЛ}_{\text{сум}}$ и $\text{ХЛ}_{\text{пико}}$ в слое 0–10 м были низкими и изменялись в пределах 0.43–0.88 мкг/л и от 0.03 до 0.08 мкг/л соответственно (табл. 2). Вклад пикофракции в общий хлорофилл “а” фитопланктона в среднем не превышал 11% по всему исследованному району Обской губы.

Таблица 2. Общая численность (N_{tot} , $\times 10^6$ кл/л) и биомасса ПФ (V_{tot} мкг С/л), численность ($N_{\text{циан}}$, $\times 10^6$ кл/л) и биомасса ПЦБ ($V_{\text{циан}}$ мкг С/л), общая концентрация хлорофилла “а” фитопланктона ($XL_{\text{сум}}$ мкг/л) и концентрация хлорофилла “а” пикофракции ($XL_{\text{пико}}$ мкг/л)

Станция	N_{tot}	$N_{\text{циан}}$	V_{tot}	$V_{\text{циан}}$	$XL_{\text{сум}}$	$XL_{\text{пико}}$
Разрез						
7645	8.18	6.85	3.74	3.22	0.48	0.06
7646	18.06	16.38	8.51	7.7	0.49	0.07
7658	12.44	11.70	5.92	5.49	0.51	0.05
7648	18.77	16.97	9.45	7.97	0.56	0.07
7649	24.15	21.78	12.42	10.23	0.65	0.04
7650	21.34	20.07	10.07	9.43	0.88	0.08
7651	11.68	11.06	5.55	5.2	0.69	0.07
Восточная часть						
7647	29.35	25.99	13.7	12.22	0.43	0.06
7656	30.32	26.43	15.36	12.42	0.46	0.05
7653	46.30	37.21	20.48	17.49	0.66	0.06
7657	16.68	15.39	7.94	7.23	0.65	0.08
7655	29.21	26.09	15	12.26	0.45	0.05
7654	15.51	13.41	7.86	6.3	0.33	0.03

ПФ был представлен эукариотными водорослями и цианобактериями, последние доминировали как по численности, так и по биомассе. Вклад одноклеточных цианобактерий в суммарную биомассу ПФ колебался от 81 до 94%.

Обилие и пространственное распределение ФЦ-богатых и ФЭ-богатых ПЦБ. Цианобактерии были представлены ФЦ-богатыми и ФЭ-богатыми представителями рода *Synechococcus*. Чис-

ленность ФЦ-богатых ПЦБ в Обском эстуарии варьировала от 4.02 до 29.21 $\times 10^6$ кл/л, обилие ФЭ богатых ПЦБ была достоверно ниже ($p < 0.001$) и изменялось в пределах 0.98–8.0 $\times 10^6$ кл/л (рис. 2). Вклад ФЦ-богатых *Synechococcus* в суммарную численность ПЦБ колебался от 59% до 91%, составляя в среднем 78%.

На Разрезе в направлении от р. Обь в сторону Карского моря вклад ФЭ-богатых *Synechococcus* увеличивается с 9% до 41%, в то время как доля ФЦ-богатых ПЦБ снижается (рис. 2а). В Восточной части вклад ФЭ-богатых ПЦБ составляет в среднем 24%, незначительно увеличиваясь до 26% у восточного берега Обского эстуария (станции 7654 и 7655) (рис. 2б).

Производственные параметры ПФ. Небольшая глубина эвфотического слоя (до 3 м), низкая надводная освещенность (0.72–2.30 моль квантов/м² в день) и короткая продолжительность светового дня (<9 часов) в позднесенний период определили измерение ПП только в поверхностном слое. Абсолютные значения производственных характеристик ПФ и крупноразмерной фракции фитопланктона (>3 μm) представлены в табл. 3. Величины суммарной ПП ($ПП_{\text{сум}}$) и $ПП_{\text{пико}}$ были экстремально низкими, их значения не превышали 6.38 и 1.43 мг С/м³ в день, составляя в среднем 3.99 ± 1.53 мг С/м³ и 0.77 ± 0.36 мг С/м³ в день соответственно. Вклад ПФ в суммарную ПП варьировал от 14% до 33%. Пространственная изменчивость продукции ПФ на Разрезе характеризовалась уменьшением ее величины от мористых станций в сторону устья (табл. 2). Исключение составила станция 7658, где значения $ПП_{\text{пико}}$ и крупного фитопланктона были самыми низкими на всей исследуемой акватории.

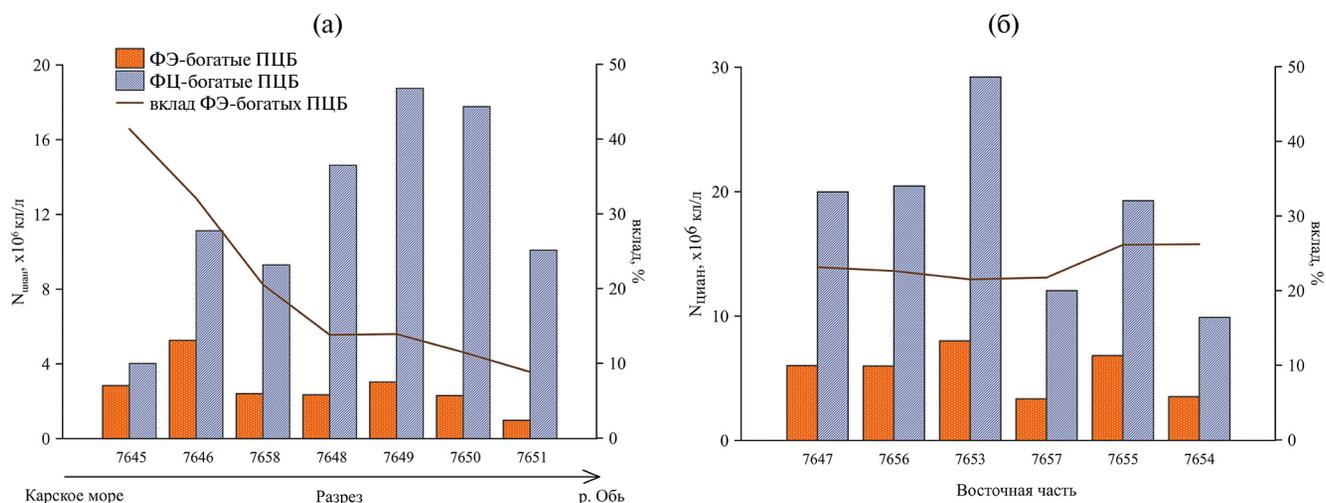


Рис. 2. Динамика численности ($N_{\text{циан}}$, $\times 10^6$ кл/л) ФЭ-богатых и ФЦ-богатых ПЦБ и вклада ФЭ-богатых ПЦБ на Разрезе (а) и в Восточной части (б) Обского эстуария.

Таблица 3. Величины поверхностной облученности в диапазоне ФАР ($E_{пов}$, моль квантов/м² в день), суммарной ПП фитопланктона (ПП_{сум}, мг С/м³ в день), ПП ПФ (ПП_{пико}, мг С/м³ в день), вклада ПП ПФ в ПП_{сум} (%ПП_{пико}), ассимиляционное число крупноразмерной фракции фитопланктона и ПФ (АЧ_{>3 μм} и АЧ_{пико}, мг С/мг ХЛ в час), удельная скорость роста ПФ ($\mu_{пико}$, день⁻¹) в Обском эстуарии в октябре 2023 г.

Станция	$E_{пов}$	ПП _{сум}	ПП _{пико}	%ПП _{пико}	АЧ _{>3 μм}	АЧ _{пико}	$\mu_{пико}$
Разрез							
7645	2.30	6.16	1.01	16	0.97	1.86	0.26
7646	2.30	4.25	1.18	28	0.57	2.07	0.09
7658	0.72	1.58	0.23	15	0.25	0.34	0.06
7648	2.30	5.56	1.43	26	0.67	1.88	0.21
7649	1.34	3.69	0.39	11	0.52	0.81	0.03
7650	1.34	6.38	0.78	12	0.66	0.81	0.07
7651	1.34	3.29	0.61	19	0.52	0.83	0.13
Восточная часть							
7653	1.34	5.37	1.15	21	0.58	1.46	0.04
7654	1.34	3.23	0.76	24	0.45	1.53	0.05
7655	0.72	2.41	0.79	33	0.36	1.51	0.02
7656	0.72	2.70	0.45	17	0.44	0.81	0.02
7657	0.72	2.63	0.38	14	0.49	0.45	0.03
7647	2.30	4.62	0.85	18	0.91	1.26	0.19

Среднее значения АЧ крупноразмерной фракции фитопланктона составило 0.57 ± 0.21 мг С/мг ХЛ в час и было в два раза ниже АЧ_{пико} – 1.2 ± 0.56 мг С/мг ХЛ в час ($p > 0.001$). Максимальные значения АЧ_{пико} были выявлены на северных морских станциях Разреза (табл. 2). Удельная скорость роста ПФ ($\mu_{пико}$) была низкая и в среднем составляла 0.1 ± 0.07 делений в сутки. Наибольшая $\mu_{пико}$ (0.26 д^{-1}) отмечена на самой северной станции 7645.

Связь с факторами среды. Результаты корреляционного анализа выявили достоверную прямую зависимость ФЭ-богатых *Synechococcus* от солености ($R = 0.51, p < 0.05$) и обратную связь с температурой ($R = -0.60, p < 0.01$). Численность ФЦ-богатых *Synechococcus* обратно зависела от величины поверхностной облученности ($R = -0.60, p < 0.02$). Также величина поверхностной облученности прямо влияла на все продукционные параметры – ПП_{сум}, ПП_{пико}, АЧ_{>3 μм}, АЧ_{пико}, $\mu_{пико}$ ($R = 0.68-0.81, p < 0.0001-0.001$). Выявлена прямая зависимость концентрации ХЛ_{сум} от содержания растворенного кремния ($R = 0.67, p < 0.001$)

и обратная связь с соленостью ($R = -0.61, p < 0.01$). Связь ХЛ_{пико} с ПП_{пико} ($R = 0.41$) и $V_{пико}$ ($R = 0.30$), оказалась недостоверной.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведенные в октябре 2023 г. исследования в эстуарной области реки Обь охватили период, предшествующий становлению сезонного льда. Район исследования характеризовался относительно равными гидрохимическими условиями, содержание нитратов, фосфатов и кремния в верхнем 10-метровом слое было выше лимитирующего уровня концентраций, который при низкой температуре составляет ~1 μМ/л для нитратов, 0.5 μМ/л для фосфатов и 2 μМ/л для кремния [23, 25, 48].

Низкие концентрации суммарного хлорофилла, которые были более чем в два раза ниже данных, полученных в сентябре 2007 и 2017 г в Обском эстуарии, свидетельствуют о периоде окончания вегетационного сезона [1, 8]. В тоже время содержание ХЛ_{пико} соответствовало такому, выявленному в сентябре 2017 (0.06 мкг/л) [1]. Таким образом, вклад ПФ в ХЛ_{сум} в октябре увеличивается почти в 2 раза по сравнению с более ранним периодом за счет снижения обилия крупного фитопланктона. В состав крупноразмерного фитопланктона эстуария в октябре входили морские диатомовые водоросли *Fragilariopsis cylindrus* и *Skeletonema costatum*, а также мелкие жгутиковые формы с размером клеток 5–7 мкм [13]. Численность и биомасса были низкими и колебались от 22×10^3 до 75×10^3 кл/л и от 7.3 до 19.0 мкг/л. Учитывая, что биомасса фитопланктона в единицах углерода составляет в среднем 10% от биомассы в единицах сырого веса [42], можно оценить роль ПФ в целом и ПЦБ в частности в общей углеродной биомассе фитопланктона: вклад ПФ варьировал от 65 до 95%, одноклеточных цианобактерий – от 56 до 83% от общей биомассы фитопланктона.

Все продукционные параметры как крупноклеточного фитопланктона, так и пикофитопланктона были низкие. Средняя величина поверхностной ПП_{сум} в октябре была в 6 раз ниже таковой, выявленной в Обском эстуарии во второй половине сентября 2007 г при аналогичных уровнях температуры, солености и глубины эвфотической зоны (24.6 мг С/м³) [8]. Продукция пикофитопланктона была почти в 5 раз меньше значений, выявленных для поверхностного слоя Карского моря и более чем в 20 раз ниже величин, измеренных в области влияния речного стока

в морях Карском и Лаптевых в сентябре 2017 г. (3.57 мг С/м^3 в день) [21]. К числу факторов, лимитирующих продукционную активность фитопланктона помимо вышеперечисленных температуры, солености и глубины эвфотической зоны, относят также концентрацию биогенных элементов и уровень ФАР. В отсутствие недостатка биогенов именно ФАР становится основным фактором, определяющим уровень ПП, что подтверждается результатами корреляционного анализа. Продукционные параметры обеих размерных групп фитопланктона прямо зависели от освещенности, что соответствует ранее проведенному анализу влияния абиотических факторов на величины первичной продукции Карского моря, в котором показано, что во второй половине сентября и начале октября именно уровень ФАР становится определяющим в ее лимитировании [20].

Более высокая ассимиляционная активность ПФ по сравнению с АЧ крупного фитопланктона соответствует результатам, ранее полученным в поверхностном слое Карского моря в августе-сентябре 2017 г [21]. Выявленная разница в интенсивности фотосинтеза крупных водорослей и пикофракции планктона скорее всего определяется более высоким отношением площади поверхности к объему у клеток пиководорослей [24].

Полученный низкий вклад ПФ в суммарный хлорофилл "а" (11%) плохо согласуется с расчетной долей пиководорослей в суммарной биомассе (65–95%) и вкладом в ПП (20%). Также в наших исследованиях мы не выявили достоверной связи $\text{ХЛ}_{\text{пико}}$ с $\text{ПП}_{\text{пико}}$ и $\text{В}_{\text{пико}}$. Это может быть связано с методическими трудностями фракционной фильтрации. Несмотря на сезонное падение объема речного стока в позднесенний период речные воды несут большое количество взвеси, которая адсорбирует клетки пикофитопланктона, образуя конгломераты размер, которых превышает 3 мкм . Таким образом, при фракционировании для определения концентрации ХЛ и ПП может происходить недоучет фракции ПФ и завышение оценок этих параметров для более крупной фракции фитопланктона.

ПЦБ доминировали как по численности, так и по биомассе в ПФ Обского эстуария. В составе сообществ одноклеточных цианобактерий выявлены два типа *Synechococcus*, различающиеся по пигментному составу. Сосуществование ФЭ-богатых и ФЦ-богатых цианобактерий встречается как в пресноводных, так и морских прибрежных экосистемах [33, 46]. ФЦ-богатые *Synechococ-*

cus вносили основной вклад в численность ПЦБ в мутных поверхностных водах, подверженных влиянию речного стока. Низкая прозрачность таких вод и более интенсивное поглощение света взвешенным и растворенным органическим веществом в коротковолновой части спектра создают условия, когда уже в подповерхностном слое водоросли существуют при доминирующем красном излучении [31, 32, 49, 54]. В целом в направлении река-море обилие цианобактерий падает за счет снижения численности ФЦ-богатых *Synechococcus*, в то же время численность ФЭ-богатых *Synechococcus* немного увеличивается. Постепенное снижение мутности речных вод, выходящих в море, способствует увеличению проникновения света зеленого и сине-зеленого спектра, что способствует развитию ФЭ-богатых штаммов *Synechococcus* [43, 53].

Тенденция к снижению численности и биомассы цианобактерий с увеличением солености ранее была выявлена в районе влияния вод реки Лена и восточной прибрежной части моря Лаптевых, а также в эстуарии реки Хатанга и западной части шельфа моря Лаптевых [3, 35]. Полученная картина пространственного распределения говорит о том, что в составе ФЦ-богатых *Synechococcus* присутствовали как морские формы, устойчивые к высоким уровням солености, так и пресноводные формы с нешироким диапазоном толерантности к солености. В то же время положительная корреляция обилия ФЭ-богатых штаммов *Synechococcus* с соленостью и отрицательная с температурой говорит о том, что скорее всего они были представлены морскими формами. Отдельные генотипы *Synechococcus* имеют выраженные различия в экологических нишах. Так в Чесапикском заливе выявлено более семи генотипов *Synechococcus*, два из которых преобладают в пикофитопланктоне верхней и средней части эстуария и способны выдерживать значительные колебания солености [17]. Толерантные к солености представители *Synechococcus* ранее были выявлены в эстуариях крупных сибирских рек Хатанги, Индигирки и Колымы, и на прилегающем шельфе морей Лаптевых и Восточно-Сибирского [16]. Часть выявленных филоотипов *Synechococcus* были общими для всех трех рек и можно предположить, что они также населяют Обский эстуарий и прилегающий район Карского моря.

Несмотря на снижение численности ПЦБ на градиенте река-море, Обские воды служат источником поступления цианобактерий в Карское море — их регулярное присутствие регистрируется в поверхностном опресненной слое вплоть до

северо-западной оконечности архипелага Новая Земля [3].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В позднесенний период в Обском эстуарии одноклеточные цианобактерии вносят существенный вклад в общую биомассу фитопланктона и играют основную роль в биомассе пикофитопланктона. Их роль в производстве первичной продукции в этот период относительно не высока (~20%), однако стабильная величина концентрации хлорофилла пикофракции в течение всего осеннего сезона на фоне снижения этого параметра у крупноразмерного фитопланктона делает ПЦБ значимым компонентом трофической сети [36]. За счет цианобактерий представители микрозоопланктона могут вести вполне “сытое” существование в низкопродуктивный сезон [27]. В представленной работе впервые дана характеристика сообществ ПЦБ Обской губы по пигментному составу, благодаря которому цианобактерии рода *Synechococcus* приспособились существовать в широком диапазоне световых условий, являясь постоянной частью пикофракции планктона. Даже в сезон низкого речного стока Обские воды служат источником поступления цианобактерий в Карское море.

Финансирование работы. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (грант № 24-24-00022).

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

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белевич Т.А., Ильяхи Л.В., Демидов А.Б. и др. Распределение пикофитопланктона на Обском разрезе и в западной части Карского моря // *Океанология*. 2019а. Т. 59. № 6. С. 964–973.
2. Белевич Т.А., Ильяхи Л.В., Чульцова А.Л., Флинт М.В. Пространственное распределение планктонных пикоцианобактерий на шельфе Карского моря, моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря // *Вестник Московского университета. Серия 16: Биология*. 2019б. Т. 74. № 4. С. 247–253.
3. Белевич Т.А., Милютин И.А., Троицкий А.В. и др. Пикофитопланктон залива Благополучия (архипелаг Новая Земля) и прилегающего района Карского моря // *Океанология*. 2020. Т. 60. № 4. С. 545–555.
4. Иванов В.В. Водный баланс и водные ресурсы суши Арктики // *Тр. ААНИИ*. 1976. Т. 323. С. 4–24.
5. Иванов В.В. Гидрологический режим низовьев и устьев рек Западной Сибири и проблема оценки его изменений под влиянием территориального перераспределения водных ресурсов // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 1980. Вып. 55. С. 20–43.
6. Иванов В.В., Осипова И.В. Сток Обских вод в море и его многолетняя изменчивость // *Тр. ААНИИ*. 1972. Т. 297. С. 86–91.
7. Лапин С.А. Особенности формирования пресноводного стока в эстуарных системах Оби и Енисея // *Труды ВНИРО*. 2017. Т. 166. С. 139–150.
8. Мошаров С.А. Распределение первичной продукции и хлорофилла “а” в Карском море в сентябре 2017 г. // *Океанология*. 2010. Т. 50. № 6. С. 933–941.
9. Современные методы гидрохимических исследований океана / Ред. Бордовский О.К., Иваненков В.Н. М.: ИО РАН, 1992. 200 с.
10. Становой В.В. Влияние приливных явлений на изменчивость термохалинной структуры в северной части Обской губы // *Тр. ААНИИ*. 1984. Т. 394. С. 19–22.
11. Становой В.В. Приливные явления в Обской губе // *Изучение природных условий низовьев и устьев рек арктической зоны для гидрометеорологического обеспечения народного хозяйства*. Л.: Гидрометиздат, 1985. Т. 2. С. 21–23.
12. Суханова И.А., Флинт М.В., Сахарова Е.Г. и др. Фитоценозы Обского эстуария и Карского шельфа в поздневесенний сезон // *Океанология*. 2018. Т. 58. № 6. С. 882–898.
13. Суханова И.А., Флинт М.В., Федоров А.В. и др. Фитопланктон Обского эстуария (Карское море) в предзимний период // *Океанология*. 2024. Т. 64. С. 561–569.
14. Arar E.J., Collins G.B. Method 445.0. in vitro determination of chlorophyll “a” and pheophytin “a” in marine and freshwater algae by fluorescence. Revision 1.2. Cincinnati: U.S. Environmental Protection Agency, 1997. 22 p.
15. Belevich T.A., Demidov A.B., Makkaveev P.N. et al. Picophytoplankton distribution along Khatanga Bay-shelf-continental slope environment gradients in the western Laptev Sea // *Heliyon*. 2021. V. 7. № 2. P. 1–9.
16. Belevich, T.A., Milyutina, I.A., Troitsky, A.V. Picocyanobacteria in Estuaries of Three Siberian Rivers and Adjacent Shelves of Russian Arctic Seas: Genetic Diversity and Distribution // *Diversity*. 2023. 15. 1049.
17. Chen F., Wang K., Kan J. et al. Diverse and unique picocyanobacteria in Chesapeake Bay, revealed by 16S-23S rRNA internal transcribed spacer sequences // *Appl. Environ. Microbiol.* 2006. 72. P. 2239–2243.
18. Cottrell M.T., Kirchman D.L. Photoheterotrophic microbes in the arctic ocean in summer and winter // *Appl. Environ. Microbiol.* 2009. V. 75. N15. P. 4958–4966.
19. 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.

20. Demidov A.B., Mosharov S.A., Makkaveev P.N. Patterns of the Kara Sea primary production in autumn: Biotic and abiotic forcing of subsurface layer // *J. Mar. Sys.* 2014. V. 132. P. 130–149.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.jmarsys.2014.01.014>
21. Demidov A.B., Sukhanova I.N., Belevich T.A. et al. Size-fractionated surface phytoplankton in the Kara and Laptev seas: environmental control and spatial variability // *Mar. Ecol. Progr. Ser.* 2021. V. 664. P. 59–77.
22. DuRand M.D., Olson R.J., Chisholm S.W. Phytoplankton population dynamics at the Bermuda Atlantic timeseries station in the Sargasso Sea // *Deep-Sea Research II.* 2001. V. 48. P. 1983–2003.
23. Egge J.K., Aksnes D.L. Silicate as regulating nutrient in phytoplankton competition // *Mar. Ecol. Progr. Ser.* 1992. V. 83. P. 281–289.
24. Finkel Z.V., Beardall J., Flynn K.J. et al. Phytoplankton in a changing world: cell size and elemental stoichiometry // *J. Plankton Res.* 2010. 32. P. 119–137.
25. Fisher T.R., Peele E.R., Ammerman J.W. et al. Nutrient limitation of phytoplankton in Chesapeake Bay // *Mar. Ecol. Progr. Ser.* 1992. V. 82. P. 51–63.
26. 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 // *Amer. J. Sci.* 1996. V. 296. P. 664–691.
27. Hagstrom A., Azam F., Andersson A. et al. Microbial loop in an oligotrophic pelagic marine ecosystem: possible roles of cyanobacteria and nanoflagellates in the organic fluxes // *Mar. Ecol. Progr. Ser.* 1988. 49. P. 171–178.
28. Harms I.H., Hubner U., Backhaus J.O. et al. Salt intrusions in Siberian river estuaries: Observations and model experiments in Ob and Yenisei // *Proc. Mar. Sci.* 2003. V. 6. P. 27–46.
29. Harms I.N., Karcher M.J. Modelling the seasonal variability of circulation and hydrography in the Kara Sea // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104. № (C6). P. 13431–13448.
30. Haverkamp T., Acinas S.G., Doeleman M. et al. Diversity and phylogeny of Baltic Sea picocyanobacteria inferred from their ITS and phycobiliprotein operons // *Environ. Microbiol.* 2008. 10. P. 174–188.
31. Jiang T., Chai C., Wang J. et al. Temporal and spatial variations of abundance of phycocyanin- and phycoerythrin-rich *Synechococcus* in Pearl River Estuary and adjacent coastal area // *J. Ocean Univ. China.* 2016. V. 15. P. 897–904.
32. Kirk J.T.O. Light and photosynthesis in aquatic ecosystems. 3rd edition. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2011. 649 p.
33. Li S., Dong Y., Sun X. et al. Seasonal and spatial variations of *Synechococcus* in abundance, pigment types, and genetic diversity in a temperate semi-enclosed bay // *Front. Microbiol.* 2024. 14. 1322548.
34. Li W.K.W. Primary production of prochlorophytes, cyanobacteria, and eucaryotic ultraphytoplankton: measurements from flow cytometric sorting // *Limnol. Oceanogr.* 1994. V. 39. № 1. P. 169–175.
35. Moreira-Turcq P.F., Martin J.M. Characterisation of fine particles by flow cytometry in estuarine and coastal Arctic waters // *J. of Sea Research.* 1998. 39. P. 217–226.
36. Novotny A., Serandour B., Kortsch S. et al. DNA metabarcoding highlights cyanobacteria as the main source of primary production in a pelagic food web model // *Sci. Adv.* 2023. 9. eadg1096.
37. Parsons T.R. A manual of chemical & biological methods for seawater analysis. Elsevier, 2013.
38. Partensky F., Blanchot J., Vaillot D. Differential distribution and ecology of *Prochlorococcus* and *Synechococcus* in oceanic waters: a review // *Bull. Inst. Oceanogr. Monaco.* 1999. 19. P. 457–476.
39. Paulsen M.L., Doré H., Garczarek L. et al. *Synechococcus* in the Atlantic gateway to the Arctic Ocean // *Front. Mar. Sci.* 2016. Vol. 3. 191
40. Peterson B.J., Holmes R.M., McClelland J.W. et al. Increasing River Discharge to the Arctic Ocean // *Science.* 2002. 298. 2171.
41. Platt T., Rao D.V.S., Irwin B. Photosynthesis of picoplankton in the oligotrophic ocean // *Nature.* 1983. 301. P. 702–704.
42. Sakshaug E., Slagstad D. Light and productivity of phytoplankton in polar marine ecosystems: a physiological review // *Polar Res.* 1991. 10. 1. P. 69–87.
43. Six C., Thomas J.-C., Garczarek L. et al. Diversity and evolution of phycobilisomes in marine *Synechococcus* spp.: a comparative genomics study // *Genome Biol.* 2007. V. 8. № 12. Art. ID R259.
<https://doi.org/10.1186/gb-2007-8-12-r259>
44. Stain R. Circum Arctic river discharge and its geological record // *Int. J. Earth Sciences.* 2000. V. 89. P. 447–449.
45. Steemann Nielsen E. The use of radioactive carbon (C14) for measuring organic production in the sea // *J. Cons. Perm. Ins. Explor. Mer.* 1952. № 18. P. 117–140.
46. Stomp M., Huisman J., Vöröš L. et al. Colourful coexistence of red and green picocyanobacteria in lakes and seas // *Ecology Letters.* 2007. 10. P. 290–298.
47. Stomp M., Huisman J., de Jongh F. et al. Adaptive divergence in pigment composition promotes phytoplankton biodiversity // *Nature.* 2004. 432. P. 104–107.
48. Tremblay J.É., Michel C., Hobson K.A. et al. Bloom dynamics in early-opening water of the Arctic Ocean // *Limnol. Oceanogr.* 2006. 51. P. 900–912.
49. Uysal Z. Pigments, size and distribution of *Synechococcus* spp. in the Black Sea // *J. Mar. Syst.* 2000. V. 24. № 3–4. P. 313–326.
50. Verity P.G., Robertson C.Y., Tronzo C.R. et al. Relationship between cell volume and the carbon and nitrogen content of marine photosynthetic nanoplankton // *Limnol. Oceanogr.* 1992. 37. P. 1434–1446.
51. Voros L., Callieri C., Balogh K.V. et al. Freshwater picocyanobacteria along a trophic gradient and light quality range // *Hydrobiologia.* 1998. 370. P. 117–125.

52. Waleron M., Waleron K., Vincent W.F. et al. Allochthonous inputs of riverine picocyanobacteria to coastal waters in the Arctic Ocean // FEMS Microbiol. Ecol. 2007. Vol. 59. N2. P. 356–365.
53. Waterbury J.B., Watson F.W., Valois F.W. et al. Biological and ecological characterization of the marine unicellular cyanobacterium *Synechococcus*. In T. Platt and W.K.W. Li (ed.) / Photosynthetic Picoplankton. Ottawa: Can. Dep. Fish. Oceans. 1986. P. 71–120.
54. Xia X., Guo W., Tan S., Liu H. *Synechococcus* assemblages across the salinity gradient in a salt wedge estuary // Front. Microbiol. 2017. V. 8. Art. ID1254.

PICOCYANOBACTERIA IN THE OB ESTUARY AND THE ADJACENT KARA SEA SHELF IN LATE AUTUMN SEASON: COMPOSITION, DISTRIBUTION AND FUNCTIONAL ROLE.

T. A. Belevich¹, A. B. Demidov², O. V. Vorob'eva^{1,3}, A. A. Polukhin², M. V. Flint²

¹ Moscow State University, Moscow, Russia

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

³ Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography, Moscow, Russia

* e-mail: 3438083@list.ru

The spatial distribution of picophytoplankton (Pico) abundance and biomass, as well as the distribution of PE-rich and PC-rich picocyanobacteria (PCB), was investigated in the waters of the outer Ob estuary and the adjacent shelf of the Kara Sea in late autumn during the 92nd cruise of the R/V "Akademik Mstislav Keldysh". The Pico chlorophyll "a" and its contribution to total chlorophyll "a", total phytoplankton primary production (PP) and Pico PP were estimated. Pico abundance and biomass varied from 8.18 to 46.3 × 10⁶ cells/l and from 3.74 to 20.48 µg C/l, respectively. The plankton picofraction was dominated by PCB of the genus *Synechococcus*, its contribution to the total biomass of Pico ranged from 81 to 94%. The abundance of PC-rich *Synechococcus* varied from 4.02 to 29.21 × 10⁶ cells/l, whereas the abundance of PE-rich *Synechococcus* was significantly lower (p<0.001) and varied from 0.98 to 8.0 × 10⁶ cells/l. The contribution of Pico to total phytoplankton chlorophyll "a" did not exceed 11% on average. The values of total PP and PP Pico were low, averaging 3.99 ± 1.53 mg C/m³ and 0.77 ± 0.36 mg C/m³ per day, respectively. The contribution of PP Pico to total PP ranged from 14% to 33%. Factors determining the spatial distribution of PE- and PC-rich *Synechococcus* and production parameters of Pico were identified.

Keywords: picophytoplankton, picocyanobacteria, *Synechococcus*, Kara Sea, Ob estuary, primary production

УДК 551.465

РЕЗУЛЬТАТЫ КОМБИНИРОВАННОГО ИНСТРУМЕНТАЛЬНОГО И ВИЗУАЛЬНОГО АВИАУЧЕТА КИТООБРАЗНЫХ В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ В 2019 г.

© 2024 г. Р. А. Беликов¹, А. Н. Болтунов², В. В. Краснова^{1,*}, А. Д. Чернецкий¹,
В. С. Левицкая¹, М. Л. Толстой¹

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

² Научно-экспедиционный центр по исследованию морских млекопитающих, Москва, Россия

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

Поступила в редакцию 17.01.2024 г.

После доработки 01.02.2024 г.

Принята к публикации 18.04.2024 г.

Представлены результаты первого комбинированного инструментального и визуального авиаучета китообразных в северо-восточной части Черного моря, проведенного в июле 2019 г. на акватории от г. Сочи до г. Анапы площадью 11244 км² в пределах российской 12-мильной зоны Черного моря. Общая расчетная численность китообразных – 17505 ± 2678 особей (CL90% 13484–22206). Ориентировочно белобочки составили 69% общей численности, афалины – 22%, азовки – 9%. Максимальная плотность белобочек достигала 8.13 особей/км², афалин – 1.87 особей/км², азовок – 0.62 особи/км². У всех трех видов наблюдается зона повышенной плотности в северной части обследованного района и зона низкой плотности в его средней части. Данные сопоставлены с результатами других учетов черноморских китообразных. Дана сравнительная оценка инструментального и визуального методов сбора данных.

Ключевые слова: китообразные, афалина (*Tursiops truncatus*), белобочка (*Delphinus delphis*), морская свинья (*Phocoena phocoena*), северо-восточная часть Черного моря, инструментальный и визуальный авиаучеты, оценка численности и плотности, распределение

DOI: 10.31857/S0030157424060089, EDN: FINIVF

ВВЕДЕНИЕ

В Черном море обитает три вида китообразных: дельфин-белобочка (*Delphinus delphis*), афалина (*Tursiops truncatus*) и обыкновенная морская свинья, или азовка, (*Phocoena phocoena*). В начале XX в., до начала интенсивного промысла, общая численность китообразных составляла, как полагают, около 1.5–2 миллионов особей, а плотность, возможно, была одной из самых высоких в мире [1, 9, 11]. Однако интенсивный промысел, достигавший в конце 1930-х гг. более ста тысяч особей в год [6], привел к 1960-м гг. к катастрофическому падению численности всех трех видов и, соответственно, резкому снижению объемов их добычи [24]. В 1966 г. СССР, Болгария и Румыния ввели запрет промысла черноморских китообразных, в 1983 г. к нему присоединилась Турция.

В 1967 г. начались систематические авиационные и судовые учеты китообразных Черного моря с целью их исследования и сохранения. Опреде-

ляли численность, структуру популяций и характер их распределения [8–10, 12–15, 23]. Несмотря на регулярность и масштабность работ, их результаты не были приняты научным сообществом: выявить тренды численности в ходе этих учетов не удалось, а полученные оценки были признаны недостоверными [25]. Тем не менее, согласно экспертному мнению [4, 24], после прекращения промысла китообразных наблюдалось кратковременное увеличение их численности, которое затем сменилось плавным ее снижением под воздействием комплекса неблагоприятных факторов, прежде всего антропогенных, связанных с истощением кормовой базы. В результате к концу 1980-х гг. наблюдалось значительное снижение численности афалин, считалось, что они могут оказаться на грани исчезновения [24]. В конце 1980-х гг. в Черном море произошла экологическая катастрофа из-за вселения хищного гребневика мнемнопсиса (*Mnemiopsis leidyi*) [16, 40],

которая не могла не отразиться отрицательным образом на популяциях китообразных [4, 5].

Несмотря на неблагоприятное состояние черноморских китообразных и острую необходимость получения актуальных данных об их статусе, с начала 1990-х гг. крупномасштабных работ по оценке их численности и распределения не проводили, осуществлялись лишь локальные исследования в разных районах Черного моря [2, 3, 7, 21]. Подобные работы полезны для оценки использования китообразными отдельных районов и местообитаний, но не могут дать ответа на ключевые вопросы о статусе популяций.

Последние три десятилетия авиаучеты, как наиболее эффективный метод исследования численности и распределения таких высокоподвижных животных, как китообразные, в Черном море применялись крайне редко и охватывали относительно небольшие площади. В 2001 и 2002 гг. был проведен авиаучет в Азовском море, Керченском проливе и северо-восточной части Черного моря [26]. Эта работа – первый в данном регионе авиаучет, проведенный методом дистанционного сэмпирования – регистрации животных на линейных трансектах с определением расстояния до обнаруженных особей [30]. Район работ был ограничен 200-м изобатой, из-за чего включал в себя лишь акваторию Керченского предпролива и узкую полосу вдоль побережья Кавказа в территориальном море РФ. В 2013 г. был впервые проведен учет всех трех видов, покрывший линейными трансектами значительную площадь в северо-западной части Черного моря, охватывающую воды Украины, Румынии и Болгарии [28]. В 2019 г. по аналогичной методике в рамках двух проектов CeNoBS и EMBLAS-PLUS удалось провести широкомасштабный авиаучет, охвативший семь регионов Черного моря [25].

Все вышеперечисленные авиаучеты, включая самые современные, проведенные методом дистанционного сэмпирования на линейных трансектах, использовали традиционный способ сбора первичных данных посредством визуальных наблюдений. Подобная ситуация характерна не только для Черного, но и для Средиземного моря [38], где масштабные авиаучеты проводились намного чаще.

Вместе с тем, два последних десятилетия наблюдалось активное развитие методов инструментального авиаучета животных, которые по сравнению с визуальными наблюдениями повышают объективность получаемых оценок. Высокодетальная цифровая фотосъемка широко используется в Северной Америке и Северной

Европе (например, [32, 36]). В России инструментальные методы успешно применяют для оценок численности ластоногих [19, 20], однако опыта их использования для учета черноморских китообразных до сих пор не было.

Черноморский регион в целом очень сильно освоен человеком, что неизбежно оказывает негативное воздействие на морскую экосистему [22]. Афадины, белобочки и азовки, находясь на вершине трофической пирамиды этой экосистемы, являются индикаторами ее состояния. В связи с этим изучение и мониторинг китообразных имеют большое значение для сохранения экосистемы Черного моря.

Целью нашего исследования являлось получение актуальных данных о численности и распределении китообразных в северо-восточной части Черного моря по результатам комбинированного инструментального и визуального авиаучета в июле 2019 г.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Авиаобследование с использованием вертолета МИ-8 МТВ 1 было проведено 02.07.2019 с 7:28 до 12:18 в пределах 12-мильной зоны Черного моря (территориальное море РФ) на участке от г. Сочи до г. Анапы (рис. 1). Площадь акватории, на которой проводились работы, составила 11244 км². Район представлен узким шельфом и быстро увеличивающимися глубинами, достигающими отметок свыше 500 м уже в нескольких километрах от береговой черты. Маршрут учета состоял из двух частей (рис. 1): (1) от г. Адлера до г. Анапы (563 км) и (2) 201 км на пути возврата вертолета из района г. Анапы до п. Солохаул. Общая протяженность учетного маршрута составила 764 км, продолжительность учета – 4 ч 10 мин. Полет над морем проходил в среднем на высоте 224 м (100–420 м) со средней скоростью 182 км/ч (138–209 км/ч).

Инструментальный учет осуществлялся посредством автоматической потоковой съемки в надир на цифровую полнокадровую зеркальную фотокамеру высокого разрешения (45.4 Мп) Nikon D850 с объективом Nikkor 24 мм (угол объектива 84.1°) с интервалом 4 сек. Камера была установлена в открытом люке в нижней части фюзеляжа вертолета. Крепление камеры обеспечивалось специальной платформой для цифровых камер, изготовленной ООО НЭЦ “Морские млекопитающие”.

Визуальную регистрацию и прицельную фотосъемку китообразных наблюдатели проводили

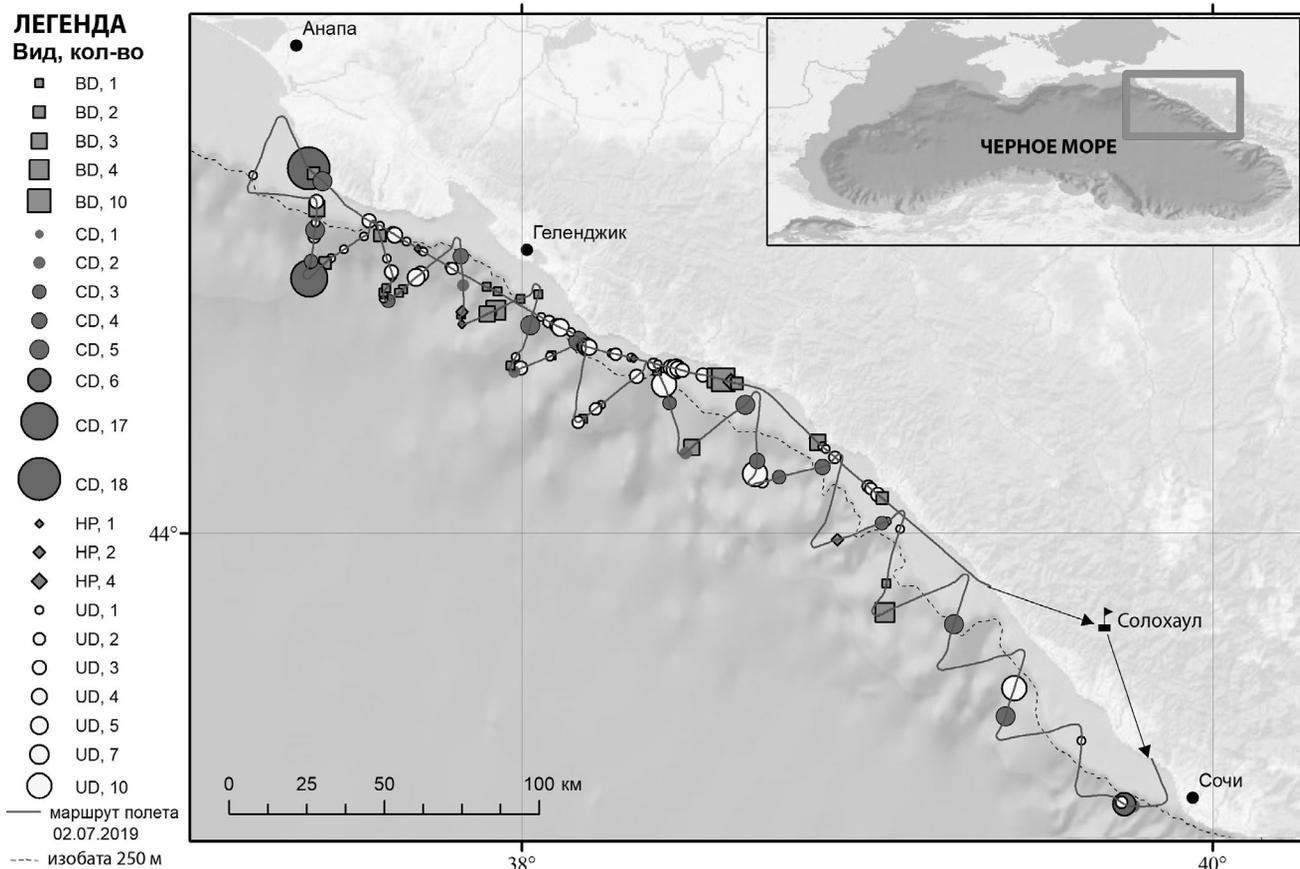


Рис. 1. Район проведения авиаучета китообразных в 2019 г. Результаты визуальных наблюдений (вид животного, количество особей): BD – черноморская афалина, CD – белобочка, HP – азовка, UD – вид не определен.

в иллюминаторы правого и левого бортов вертолета. Фотосъемка велась на камеры Nikon D300s и Nikon D7000 (объективы Nikkor 80–400 мм, Sigma 150–600 мм). Цель бортовых наблюдений и фотосъемки – получение материала о встречаемости и соотношении разных видов китообразных на протяжении учетного авиаобследования.

Объективная регистрация параметров полета (скорость, высота и географические координаты трека полета) обеспечивались GPS-приемником GlobalSat BU-353s4 с частотой обновления данных 1 раз в секунду. Таким образом, каждый снятый кадр имеет следующие атрибуты: (1) время съемки с точностью до секунды; (2) координаты съемки с точностью GPS; (3) высоту над уровнем моря, определяемую по альтиметру GPS приемника.

Расчет площади учетного участка

Оценка плотности и численности китообразных в исследуемой части Черного моря основана на выборочном авиаучете. Принцип примененного выборочного авиаучета заключается в том, что на обследованной акватории распределены учетные участки с известной площадью, на ко-

торых полностью подсчитаны все обнаруженные животные. По итогам подсчета рассчитывается плотность животных на учетных участках, которая затем экстраполируется на всю обследованную акваторию, а также используется для расчета общей численности животных.

Учетным участком в наших исследованиях являлась акватория, попавшая в кадр цифровой фотокамеры, установленной на вертолет и осуществлявшей потоковую фотосъемку в надир. Площадь учетного участка на поверхности воды зависела от высоты полета и от угла объектива камеры. При расчете площади участка также учитывалось, какая его часть непригодна для обнаружения на ней объектов учета из-за интенсивных бликов.

Площадь (p) учетного участка, полученного в ходе работ, рассчитывали на основе исходных данных, представленных на рисунке 2; учитывая, что при использовании камеры Nikon D850 с объективом с фокусным расстоянием 24 мм угол объектива составляет 84.1° ; отношение ширины кадра (a) к высоте кадра (b) $a/b = 1.5$. Высота полета определялась высотомером GPS приемника.

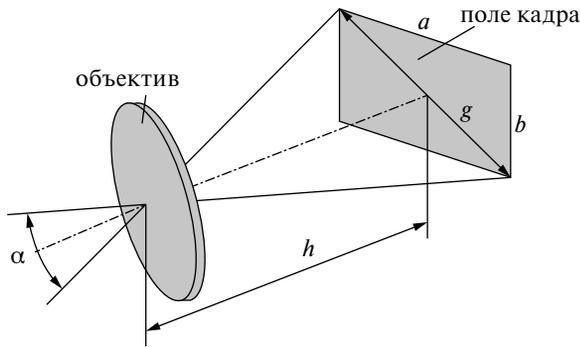


Рис. 2. Исходные данные для расчета площади учетного участка (кадра) на местности, где: α – угол объектива, h – высота полета, a – ширины кадра, b – высоте кадра.

Площадь учетного участка (p) рассчитывается по формуле:

$$p = 1.846 \left(h \cdot \operatorname{tg} \left(\frac{\alpha}{2} \right) \right)^2,$$

при значении $\operatorname{tg} \frac{84.1}{2} = 0.90$ формула приобретает вид:

$$p = 1.5h^2 \quad (1)$$

Для дальнейшего анализа на каждый кадр накладывалась специальная масштабная сетка, разбивающая учетный участок на 16 частей.

Определение площади засветки солнечными бликами проводили перцептивно (визуально): эксперт оценивал покрытую бликами площадь кадра, подсчитывая количество участков измерительной сетки. При этом учитывалась не только общая площадь засвеченного участка, но и плотность бликов в его различных зонах. Такое определение площади засветки связано с тем, что при предварительной обработке отдельные животные хорошо детектировались в зоне засветки – между солнечными бликами (иногда даже частично ими закрытые). Далее из площади кадра, определенной по формуле 1, вычитали долю засвеченной площади. Полученная незабликованная площадь использовалась для расчета плотности обнаруженных животных. Средняя степень забликованности поверхности воды, определенная визуально, составила $19.2 \pm 8.2\%$ кадра.

Обнаружение животных на кадрах

Для обеспечения точности дешифровки все полученные фотографии были проанализированы тремя экспертами. При обнаружении животных на кадре эксперт определял их вид и количество. Определение вида могло быть точным или вероятностным: афалина, белобочка, морская

свинья, афалина или белобочка, неопределенный вид.

Расчет численности и плотности

Расчет плотности и численности животных производился по алгоритмам экстраполяции плотности [17]. Весь обследованный район по окончании полетов разбивался на R учетных секторов методом адаптивного деления территории для проведения раздельной экстраполяции при неравномерном размещении выборочной площади [17]. Данный метод позволяет получить “квазирандомизированные” пробы и может быть применен практически при любых вариантах размещения выборочной площади. Всего был выделен 21 сектор ($R = 21$), каждый из которых состоял из двух частей (рис. 3). Учетные участки использовались в качестве элементов выборки, по которым рассчитывалась плотность и численность китообразных.

Для каждого сектора были определены:

S_r – площадь r -того сектора (км^2);

P_r – площадь, покрытая учетными участками в r -том секторе (км^2);

n_r – общее число животных (особей) на снимках в пределах r -того сектора.

По секторам была вычислена общая плотность китообразных в секторе (особей/ км^2) и плотность китообразных отдельных видов (особей/ км^2). На основе этих данных была вычислена оценка общей численности китообразных в исследованном районе, а также даны ориентировочные оценки численности китообразных по видам.

Все места обнаружения животных по фотоснимкам центральной камеры, снимающей в надир, и количество животных, обнаруженных на одном кадре, нанесены на карту в среде ArcGIS. Площадь поверхности, покрытой инструментальным учетом в пределах каждого сектора, определяется суммой площадей, покрытых фотоснимками в пределах каждого сектора.

Оценка общей экстраполированной численности животных на всей учетной акватории рассчитывалась как сумма оценок во всех секторах по формуле:

$$N = \sum_r N_r \quad (2),$$

где N_r – оценка численности китообразных в r -м секторе, рассчитанная по формуле:

$$N_r = \frac{n_r S_r}{P_r} \quad (3),$$

где n_r – количество объектов учета (животные) на всех кадрах в пределах r -го учетного сектора.

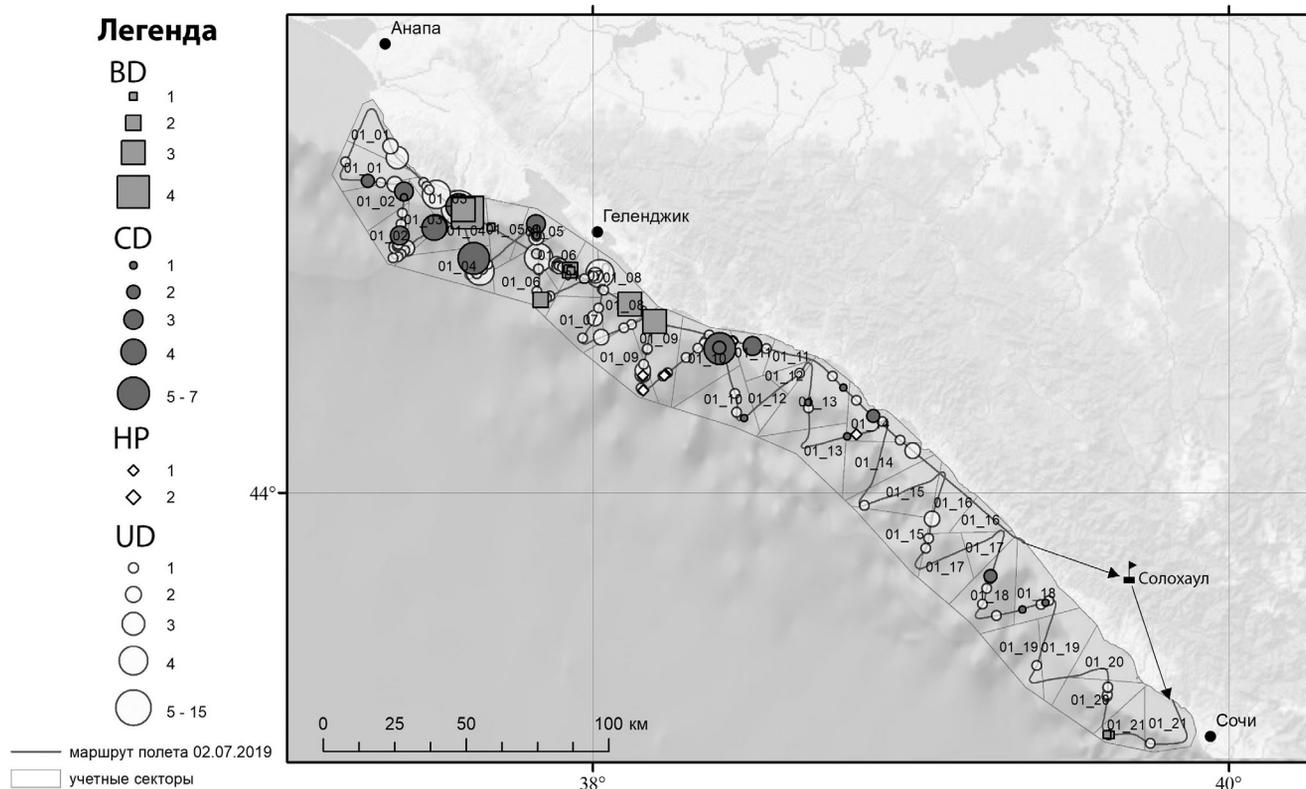


Рис. 3. Результаты обнаружения китообразных на снимках потоковой фотосъемки и выделенные учетные секторы, где BD – афалина, CD – белобочка, HP – морская свинья, UP – вид животного не определен.

Статистическая ошибка определяется дисперсией количества животных на двух частях одного сектора, а не всей их совокупности. Статистическую ошибку оценки численности китообразных в каждом секторе, разбитом на две части, вычисляли по практическим формулам, приведенным в работе Н.Г. Челинцева (2000) [17]:

$$m(N_r) = \sqrt{\frac{S_r(S_r - P_r)}{k(k - 1)} \sum \left(\frac{n_i}{P_i} - \frac{n_r}{P_r} \right)^2}, \quad (4)$$

где k – количество частей учетного сектора (в нашем случае $k = 2$), n_i – число обнаруженных животных в i -той части учетного сектора и P_i – суммарная площадь участков (кадров) в этом секторе соответственно.

Статистическая ошибка оценки общей экстраполированной численности китообразных на всей учетной акватории рассчитывалась как корень квадратный из суммы квадратов статистических ошибок на каждом учетном секторе:

$$M(N) = \sqrt{\sum_r m(N_r)^2}, \quad (5)$$

Для анализа распределения плотности животных на обследованной акватории к данным по плотности в каждой части расчетного сектора

применялась площадная (пространственная) интерполяция (*areal interpolation*) в дополнительном модуле ArcGIS *Geostatistical Analyst (Метод: пространственная интерполяция, Выходной тип: интерполяция, Вариограмма: ковариация, Тип модели: устойчивая)*.

Так как вид некоторых китообразных, обнаруженных на снимках, был не определен, полученная выборка оказалась недостаточна для прямого расчета плотности и численности китообразных по отдельным видам. В этой связи была рассчитана общая, т. е. суммарная численность и плотность китообразных в районе исследований.

Расчет доли отдельных видов в суммарной численности и плотности основан на соотношении особей, чей вид был определен достоверно при инструментальной съемке и при визуальных наблюдениях. Используя известное соотношение видов для идентифицированных особей, вычисляли доли отдельных видов для обнаруженных животных, чья идентификация была проведена до семейства или вообще была невозможна. При расчете учитывалось соотношение идентифицированных особей в каждом секторе и в соседних (смежных) секторах учета. Вычисленные значения по данным фотоучета в надир и данным аэровизуальных наблюдений усреднялись,

и полученные результаты использовались далее для расчетов численности и плотности отдельных видов.

Для оценки размера групп черноморских китообразных использовался U-критерий Манна-Уитни.

РЕЗУЛЬТАТЫ

В результате прицельной фотосъемки было получено 585 снимков китообразных. Всего визуально во время полета зарегистрировано 368 особей китообразных за 138 встреч (табл. 1). В половине случаев (53% встреч и 46.5% особей) вид китообразных определить не удалось. При равном числе встреч, по числу особей доминировали белобочки; морские свиньи были крайне редки и малочисленны (рис. 1). Отрицательной реакции животных на вертолет (старт-реакции и занывирания на большую глубину) не наблюдали.

В результате анализа 3722 снимков (рис. 4), полученных с камеры, снимавшей в нади́р, на 202 из них обнаружено 353 особи китообразных (табл. 1). Из-за недостаточно высокого разрешения снимков определить до вида удалось лишь около 30% обнаруженных животных. Как и при визуальных наблюдениях, доминировали белобочки, а морские свиньи были крайне редки и малочисленны.



Рис. 4. Фрагмент кадра автоматической фотосъемки в нади́р с группой из трех дельфинов-белобочек.

Оценка численности и плотности китообразных

По результатам инструментального учета средняя общая плотность китообразных без разделения по видам составила 1.6 ± 0.3 особей/км². Расчетная общая численность китообразных в районе работ площадью 11244 км² составила 17505 ± 2678 особей (CL90% 13484–22206). Выраженная область максимальной плотности китообразных (до 9.8 особей/км²) выявлена в северной части района обследований, средняя же его часть характеризовалась крайне низкой встречаемостью животных (рис. 5). Примечательно, что в этой части акватории обследования проводились в наиболее благоприятных условиях наблюдения (минимальное волнение поверхности моря, хорошее освещение), что повышает достоверность полученных в этом районе результатов.

В целом по результатам учетов китообразных на обследованной акватории белобочки составили около 69% всех встреченных животных, афалины – 22%, морские свиньи – 9%. Таким образом, в районе работ ориентировочная расчетная численность белобочек составила 12078 особей, афалины – 3851, азовки – 1575 особей.

Характер распределения отдельных видов (рис. 1, 5), в целом, схож с общим паттерном распределения, построенном на основе суммарных данных. У всех трех видов наблюдается зона высокой плотности в северной части района исследований и зона низкой плотности в его средней части, особенно у белобочек. У белобочек также наблюдаются зоны средней плотности северо-восточнее г. Сочи, а у афалин – зона высокой плотности прямо напротив г. Сочи. В отличие от двух других видов, азовки в южной части района исследования не наблюдались. Зона относительно высокой плотности морских свиней была хорошо выражена юго-западнее г. Туапсе.

Таблица 1. Результаты обнаружения китообразных с использованием визуального и инструментального методов авиаучета 02.06.2019 г.

ВИД	Визуальный учет		Инструментальный учет	
	Кол-во встреч	Кол-во животных	Кол-во встреч	Кол-во животных
Афалина	27	58	18	29
Белобочка	29	126	28	77
Азовка	8	13	10	11
Белобочка или афалина	—	—	80	138
Вид не определен	74	171	76	98
ИТОГО	138	368	212	353

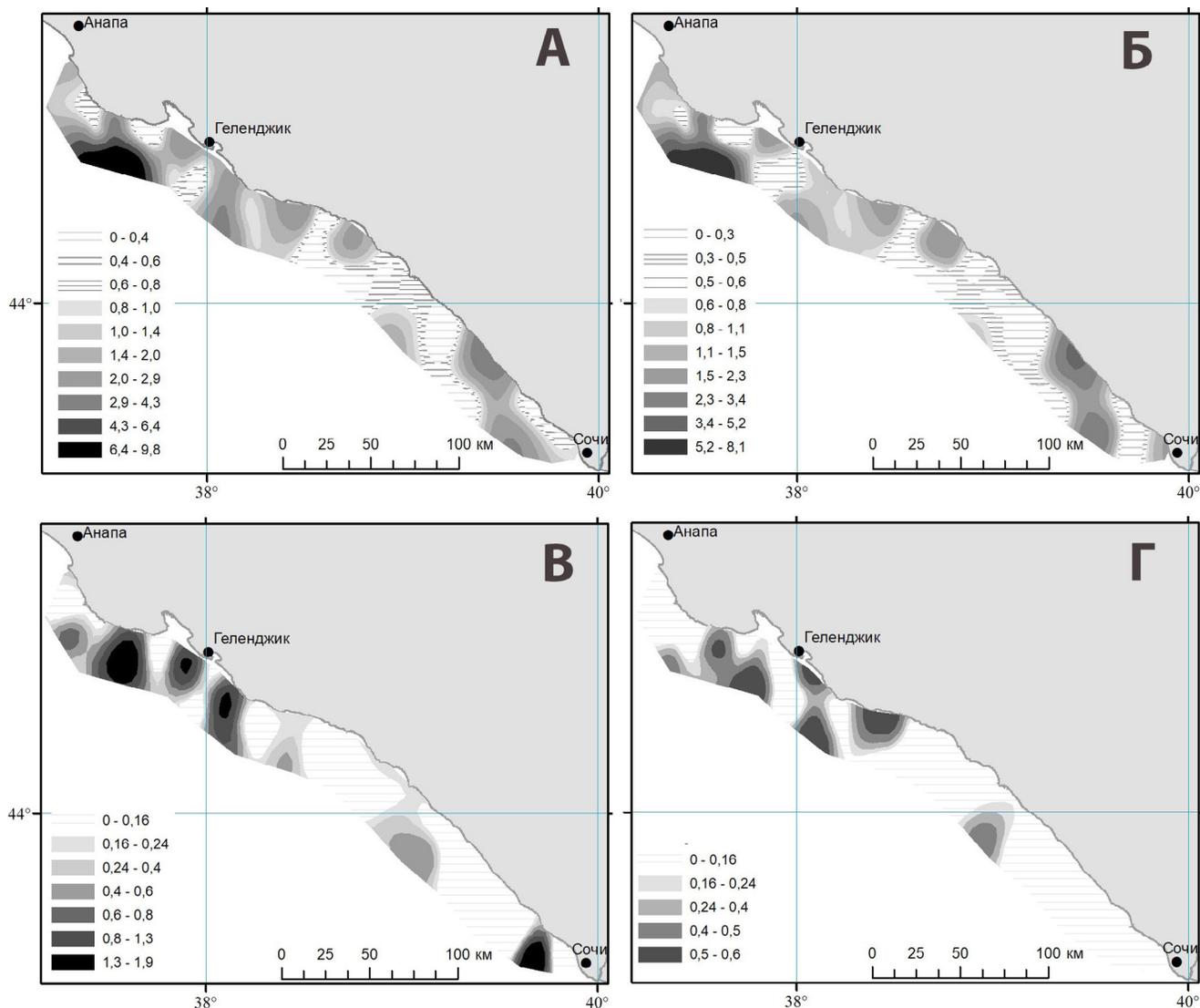


Рис. 5. Пространственная интерполяция распределения плотности китообразных на обследованной акватории 02.06.2019: А – общая, Б – белобочка, В – афалина, Г – морская свинья.

Зона относительно высокой плотности в северной части обследованного района у афалин и азовок была более фрагментированной, чем у белобочек (рис. 5). При этом уровни плотности у трех анализируемых видов китообразных отличались многократно, достигая у белобочек значений 8.13 особей/км², у афалин – 1.87 особей/км², а у азовок – всего 0.62 особи/км².

Групповая структура китообразных

Встречаемость различных групп китообразных по результатам визуального и инструментального учета заметно различалась (рис. 6 и табл. 2).

При визуальном учете белобочки преимущественно были обнаружены в составе групп из 2–5 особей (86% встреч) при среднем размере группы 4.3 ± 3.9 особей. Дельфины этого вида составили самую большую группу (18 особей), за-

меченную при визуальном учете. В тоже время по результатам инструментального учета встречи одиночных белобочек составили 42%, а на группы 2–5 особей пришлось 51%. Размер групп белобочек, обнаруженных при визуальном и при инструментальном учете, статистически значимо отличался ($U = 241.0000$, $p = 0.0075$).

Для афалин и азовок встречаемость определенных групп при визуальном и инструментальном учетах оказалась схожей (рис. 6), а размер их групп при двух рассматриваемых методах авиаучета статистически не отличался.

ОБСУЖДЕНИЕ

Результаты наших работ показали, что инструментальный учет более объективен, чем визуальный, особенно в отношении белобочек, которые

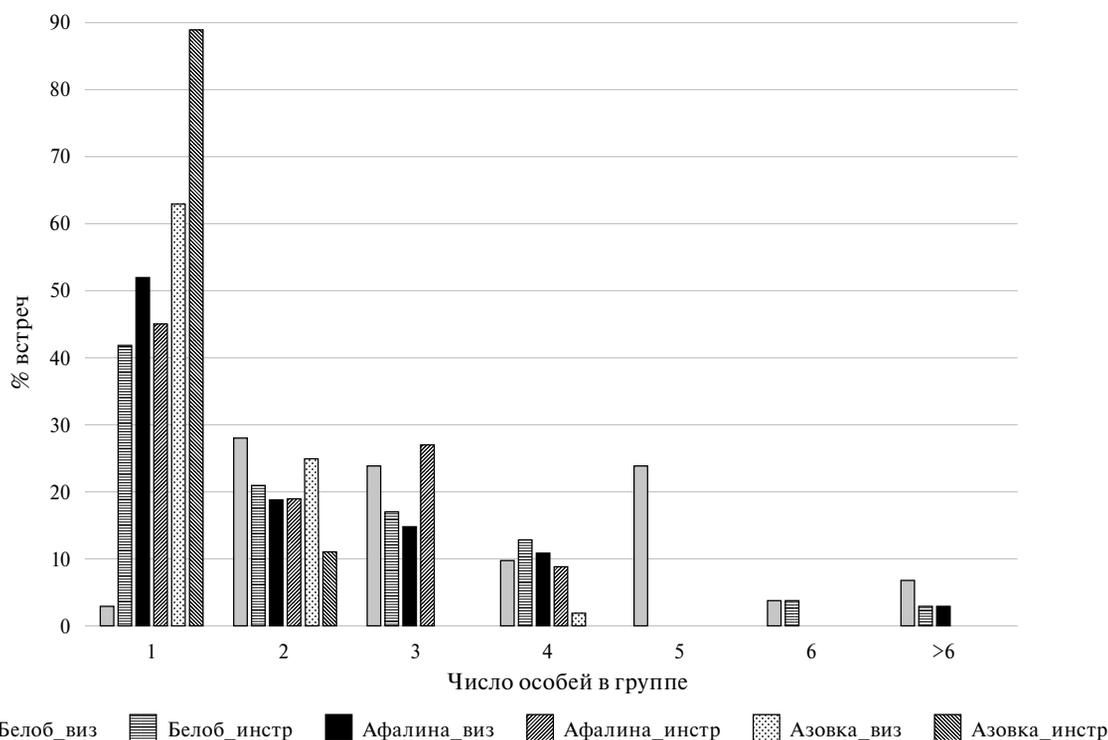


Рис. 6. Встречаемость (%) различных групп китообразных при визуальном и инструментальном авиаучетах.

Таблица 2. Размер групп китообразных, когда вид животного был уверенно определен

Учет	Величина групп	Вид		
		Белобочка	Афалина	Азовка
Авиаучет 02.06.2019 инструментальный	MAX	7	4	2
	M ± SD	2.4 ± 1,7	2 ± 1.1	1.1 ± 0.3
Авиаучет 02.06.2019 визуальный	MAX	18	10	4
	M ± SD	4.3 ± 3.9	2.2 ± 1,9	1.6 ± 1,1
Судовой визуальный 2019 г. прибрежный	MAX	12	10	3
	M ± SD	4.23 ± 3.08	3.13 ± 2,27	1,5 ± 0.84
Судовой визуальный 2019 г. морской	MAX	30	7	3
	M ± SD	3.97 ± 4.08	2.75 ± 2,3	1.3 ± 0.57
АССОВAMS2019 г. Авиационный визуальный	M (CV)	5.66 (0.105)	3.13 (0.086)	1,67 (0.4)

Примечание: по результатам визуального и инструментального авиаучета 02.06.2019, визуального судового учета 2019 г. (по [18]) и визуального авиационного учета АССОВAMS2019 г. (по [25]): MAX – максимальные значения, M – среднее значение, ± SD – стандартное отклонение, CV – коэффициент вариации.

чаще, чем афалины и азовки, формирует группы, и группы белобочек чаще состоят из большего числа особей. Очевидно, это обусловлено тем, что наблюдатели визуально чаще замечают скопления животных и пропускают одиночных особей, в то время как результаты инструментального учета лишены этой диспропорции.

Практически одновременно с нашим авиаучетом (15.06–17.06.2019; 21.06–26.06.2019) в том же самом районе проводились визуальные учеты китообразных с борта яхты [18]. Сравнение размеров

групп по результатам этого судового учета с результатами визуальных наблюдений в ходе настоящего авиаучета показали схожие значения для белобочек (4.23 ± 3.08 и 4.3 ± 3.9 соответственно) и более высокие значения для афалин (3.13 ± 2.27 и 2.2 ± 1.9) и азовок (1.5 ± 0.84 и 1.1 ± 0.3). Более частое обнаружение более многочисленных скоплений китообразных говорит о еще большей ошибке в сборе первичных данных при визуальном учете с борта судна, чем при визуальном и, тем более, инструментальном авиационном учете.

Визуальный авиаучет, в отличие от инструментального, зависит от следующих факторов: индивидуальных качеств наблюдателя (опыт, возможная усталость); точности оценки количества животных в группе непосредственно в момент их обнаружения; точности определения угла по направлению на обнаруженных животных (критично для определения расстояния от направления учетного маршрута до обнаруженного животного).

Тем не менее, визуальные наблюдения, проводимые одновременно с инструментальной съемкой, позволяют повысить долю идентифицированных до вида животных благодаря лучшей видимости и возможности наблюдать животных большее время и под разными углами. Результаты визуального учета нуждаются в верификации с помощью дополнительных методов, таких как, например, прицельная фотосъемка. В настоящее время наиболее перспективной является комбинация инструментальных и визуальных методов учета. Необходимо дальнейшее усовершенствование технических средств и методики инструментального авиаучета. Целесообразно применение более высокодетальной съемки, повышение точности определения высоты над уровнем моря в момент съемки, использование разнообразных организационных (выбор погодных условий и времени съемки) и технических средств (применение фильтров для снижения забликованности кадров и т. п.). Для оценки популяционных параметров оптимальным является расширение обследуемой акватории за счет удаленных морских районов и сочетание инструментальной съемки с визуальными наблюдениями, подкрепленными прицельной фотосъемкой для более уверенной оценки вероятности встречи того или иного вида.

Численность, плотность и распределение, включая их пространственную и временную изменчивость, одни из основных популяционных параметров, характеризующих статус черноморских китообразных [25, 28, 39]. Однако различия в методике сбора и обработки данных, несовпадение сроков и районов работ, выполненных в разное время различными коллективами, значительно затрудняют, а часто делают практически невозможным корректное сравнение количественных показателей. Тем не менее, соотношение видов и характер их распределения в обследованном нами районе могут быть сопоставлены с аналогичными показателями, выявленными в результате исследований в различных частях Черного моря.

Первые работы [3, 26, 27], выполненные в Черном море методом дистанционного эмплирования на линейных трансектах [29, 31], частично перекрывались с обследованным нами районом. В сентябре 2002 г. авиаучет проводился в прибрежной части до изобаты 200 м, при этом район исследования мог сужаться вплоть до 7 км [27]. Схема расположения судовых учетных маршрутов в сентябре – октябре 2003 г. была аналогична использованной нами и охватывала территориальное море РФ вдоль побережья Кавказа до Дагомыса, Сочи [3]. В целом наши данные хорошо согласуются с результатами более ранних работ [3, 27]. Во всех случаях морские свиньи показали наименьшую встречаемость, многократно уступая афалинам по численности. Выявленное первоначально в прибрежных водах Крыма [2] изменение соотношения численности афалин и морских свиней в пользу первых, вероятно, уже в начале 2000-х годов было характерно и для побережья Кавказа на северо-востоке Черного моря [3, 27]. Наиболее яркое отличие от ранних работ [3, 27], особенно 2002 г. [26] – это то, что в настоящем авиаучете (июль 2019 г.), как и во время судовых учетов (август – сентябрь 2018 г. и июнь 2019 г.) [18], а также в масштабных учетах 1970–1980-х годов [13, 14, 15] доминировали белобочки, в то время как в авиаучете в сентябре 2002 г. [27] зарегистрирована лишь одна встреча с одиночной особью. Однако и при судовом учете в сентябре 2018 г. [18] белобочки не встречались в 5-километровой прибрежной полосе. В осеннем судовом учете 2003 г. доминирование белобочек также не наблюдалось, они лишь незначительно превосходили по численности афалин [3]. При этом данные судового учета 2003 г. приводятся в целом по всему району исследования, охватывающему практически все территориальное море РФ и Украины. Относительная немногочисленность белобочек объяснялась их пелагической природой и предпочтением открытых районов моря. Прибрежные воды, по мнению авторов, белобочки посещают спорадически, совершая радиальные заходы [2]. Наши данные, напротив, свидетельствуют о высокой и регулярной встречаемости белобочек в теплое время года в прибрежной зоне, особенно в июне 2019 г. [18]. При этом они регулярно встречались в непосредственной близости от берега в водах у плюма р. Мзымты, что согласуется с сообщениями об активном использовании белобочками прибрежных акваторий в других районах Черного моря [41, 42] и в других популяциях [33, 35, 37].

В 2019 г. сложилась уникальная ситуация – проведено сразу четыре исследования: (1) международные авиаучеты CeNoBS – (июль) [25], (2) авиаучет в российском секторе Черного моря – EMBLAS (сентябрь) [25], а также (3) судовые обследования (июнь) [18] и (4) прибрежный авиаучет (июль), выполненные ИО РАН.

Интересно, что результаты авиаобследований 2019 г., проведенных разными исследовательскими группами, сильно отличаются друг от друга. В летних авиаучетах CeNoBS [25] наиболее встречаемым видом оказалась морская свинья, в то время как в летних авиа и судовом [18] учете ИО РАН, а также осенних работах EMBLAS [25] этот вид характеризовался крайне низкой встречаемостью. При этом наиболее встречаемым видом в учете EMBLAS неожиданно стала афалина, лишь немного уступающая в расчетной численности белобочке, в то время как в учете CeNoBS афалина, напротив, была самым редким видом. Таким образом, результаты авиаучета ИО РАН относительно хорошо согласуются с историческими данными [3, 26, 27] и результатами современных морских обследований ИО РАН [18], но сильно отличаются от данных, полученных другими группами исследователей в этот же год, как для того же района (EMBLAS), так и для других районов моря (CeNoBS) [25].

Общие оценки масштабных учетов 2013 г. [28], демонстрируя преобладание белобочек, также относительно хорошо согласуются с нашими данными, особенно в рамках украинской акватории, где афалины преобладали над азовками. Результаты CeNoBS [25], наоборот, сильно отличались от своих опорных данных [28], полученных по аналогичной методике. Выявлена концентрация морских свинок в юго-западной части и белобочек на юге Черного моря [25]. Не ясно, является ли это исключительной ситуацией, обусловленной влиянием неких случайных факторов в июле 2019 г. или отражает направленные тенденции изменения популяций черноморских китообразных. Оценки, полученные EMBLAS [25], также позволили высказать мнение о возможных сильных изменениях [Глазов Д.М., неопуб. сообщ.], произошедших со времени работ начала 2000-х годов [3, 26, 27].

Примечательно, что результаты авиаучета CeNoBS, проведенного в разных частях Черного моря, заметно отличались друг от друга, что, вероятно, отражает специфику районов исследования [25]. В ряде районов, как и в северо-восточном секторе, преобладали белобочки (блоки в Турции), в то время как в других (в Румынии, и, особенно, Болгарии) доминировали морские

свинок. Грузинская акватория характеризовалась низкой встречаемостью китообразных, причем, как и в российских водах, там практически не встречали морских свинок, и, как в водах восточной Турции, были крайне редки встречи афалин.

На фоне предположений о возможных существенных изменениях, произошедших за последние 10–20 лет в популяциях черноморских китообразных [25], результаты авиаучета ИО РАН и судовых обследований 2018–19 гг. [18] хорошо согласуются между собой и указывают на временную стабильность. С поправкой на сезонность и особенности каждого из методов, наблюдалось схожее соотношение учитываемых видов, а именно абсолютное доминирование белобочек и крайне низкая встречаемость морских свинок, а также концентрация китообразных на определенных участках, особенно на севере исследуемого района. Это указывает на надежность полученных результатов и говорит о взаимной валидации использованных методов – судовых наблюдений и авиаучета. Выявленная во время авиаучета высокая плотность китообразных в северной части обследованного района и в отдельных прибрежных районах, таких, как Геленджикская бухта, хорошо согласуется с результатами судовых наблюдений [18], а также с более ранними работами [3, 26, 27]. Акватория предпролива Керченского пролива традиционно считается одним из районов, предпочитаемых черноморскими китообразными, особенно афалинами и азовками [14, 24]. Временная стабильность выявленных “горячих пятен” схожа с таковой, обнаруженной в других местах, например, у берегов Крыма [3] и Болгарии [39]. Наличие таких критически важных для китообразных местообитаний позволяет ставить вопрос об особом природоохранном статусе данных акваторий [39], что крайне важно в условиях хозяйственного освоения региона [22].

Населяя сравнительно небольшое и в значительной степени изолированное Черное море, экосистема которого испытывает постоянное сильное антропогенное воздействие, популяции китообразных требуют к себе постоянного внимания. Контроль их состояния возможен только при регулярных мониторинговых исследованиях, включая локальные, субрегиональные, и что особенно важно, международные учеты с охватом всего бассейна Черного моря. Различия в методиках исследования значительно затрудняют сравнение результатов и отслеживание тенденций. Для повышения объективности результатов целесообразно развитие инструментальных средств регистрации китообразных, их обнаружения

и идентификации. Вероятно, активное развитие авиационных беспилотных систем, космического мониторинга и средств глубокого машинного научения позволит в будущем достичь значительного прогресса в этой области [34].

Финансирование работы. Данная работа финансировалась совместным проектом Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН и ПАО “НК “Роснефть” “Изучение и мониторинг морских млекопитающих как индикаторов устойчивого состояния экосистем Черного моря” и Госзадания Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН FMWE-2024-2022.

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

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арсеньев В.А., Земский В.А., Студенецкая И.С. Морские млекопитающие. М.: “Пищевая промышленность”, 1976. 232 с.
2. Биркун А.А., Кривохижин С.В. Распределение и тенденции в динамике численности китообразных у берегов Крыма // Морские млекопитающие Голарктики. Тез. докл. межд. конф. Архангельск, 2000. С. 23–27.
3. Биркун А.А. мл., Кривохижин С.В., Глазов Д.М. и др. Оценка численности китообразных в прибрежных водах северной части Черного моря: результаты судовых учетов в августе–октябре 2003 г. // Морские млекопитающие Голарктики. Тез. докл. III межд. конф. Коктебель, Крым, Украина, 2004. С. 64–67.
4. Бушуев С.Г. Истощение кормовой базы как фактор, лимитирующий численность черноморских дельфинов // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Севастополь: МГИ, 2000. С. 437–452.
5. Бушуев С.Г. Основные результаты авианаблюдений черноморских дельфинов в 1970–80-х гг. // Морские млекопитающие Голарктики. Тез. докл. II межд. конф. Байкал, Россия. М.: КМК, 2002. С. 60–61.
6. Гептнер В.Г., Чапский К.К., Арсеньев В.А., Соколов В.Е. Млекопитающие Советского Союза. Под ред. В.Г. Гептнера и Н.П. Наумова. Том II. Часть 3. Ластоногие и зубатые киты. М.: Высшая школа, 1976. 718 с.
7. Гольдин Е.Б. Китообразные в Керченском проливе и эколого-географический метод в их изучении // Морские млекопитающие Голарктики. Тез. докл. V межд. конф. Одесса, Украина, 2008. С. 208–214.
8. Земский В.А. Сколько дельфинов в Черном море? // Природа. 1975. № 6. С. 97–98.
9. Земский В.А., Михалев Ю.А., Минеев В.Н., Боровской В.С. Опыт наблюдения за черноморскими дельфинами с судна и самолета // Морские млекопитающие. Тез. докл. IX Всесоюз. совещ. 1986. С. 152–154.
10. Кириллук М.М., Зеленая Ф.Е. Распределение и численность дельфинов в Черном море // Морские млекопитающие Тез. докл. IX Всесоюз. совещ. 1986. С. 185–187.
11. Клейнберг С.Е. Млекопитающие Черного и Азовского морей. Опыт биолого-промыслового исследования. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 288 с.
12. Михалев Ю.А., Савусин В.П., Зеленая Ф.Е. О численности черноморских дельфинов // Морские млекопитающие. Тез. докл. VII всесоюз. совещ. М.: ВНИРО, 1978. С. 226–227.
13. Михалев Ю.А. Особенности распределения афалины, *Tursiops truncatus* (Cetacea), в Черном море // Вестник зоологии. 2005а. Т. 39. № 3. С. 29–42.
14. Михалев Ю.А. Особенности распределения морской свиньи, *Phocoena phocoena relicta* (Cetacea), в Черном море // Вестник зоологии. 2005. Т. 39. № 6. С. 25–35.
15. Михалев Ю.А. Особенности распределения белобочки, *Delphinus delphis* (Cetacea), в Черном море // Вестник зоологии. 2008. Т. 42. № 4. С. 325–337.
16. Хорошилов В.С., Лукашева Т.А. Изменения зоопланктонного сообщества Голубой бухты после вселения в Черное море гребневика мнемнопсица // Океанология. 1999. Т. 33. № 4. С. 558–562.
17. Челинцев Н.Г. Математические основы учета животных. М.: Центроохотконтроль, 2000. 431 с.
18. Чернецкий А.Д., Краснова В.В., Болтунов А.Н. и др. Встречаемость и распределение китообразных в северо-восточной части Черного моря // Океанология. 2021. Т. 61. № 4. С. 1–12
19. Черноок В.И., Грачев А.И., Васильев А.Н. и др. Результаты инструментального авиаучета ледовых форм тюленей на льдах Охотского моря в мае 2013 г. // Известия ТИНРО. 2014. Т. 179. № 4. С. 158–176.
20. Черноок В.И., Труханова И.С., Васильев А.Н. и др. Первый опыт инструментального авиаучета акибы (*Pusa hispida*) и лахтака (*Erignathus barbatus*) в российской зоне Чукотского и Восточно-Сибирского морей весной 2016 г. // Известия ТИНРО. 2019. Т. 199. № 4). С. 152–162.
21. Шпак О.В., Глазов Д.М., Крюкова А.А., Мухаметов Л.М. Применение метода фотоидентификации с целью изучения сезонного распределения черноморских дельфинов вдоль курортного побережья Большого Сочи // Морские млекопитающие Голарктики. Тез. докл. IV межд. конф. Санкт-Петербург, 2006. С. 561–563.

22. *Экологический атлас*. Черное и Азовское моря. М.: Фонд “НИР”, 2019. 464 с.
23. Юхов В.Л., Петухов А.Г., Корхов А.И. Учет численности черноморских дельфинов // Биология моря. 1986. № 6. С. 64–68.
24. Яскин В.А., Юхов В.Л. Численность и распределение черноморских афалин // В.Е. Соколов, Е.В. Романенко (ред.) Черноморская афалина *Tursiops truncatus ponticus*: Морфология, физиология, акустика, гидродинамика. М.: Наука. 1997. С. 19–26.
25. ACCOBAMS. Estimates of abundance and distribution of cetaceans in the Black Sea from 2019 surveys. By Paiu R.M., Panigada S., Cañadas A., Gol'din P., Popov D., David L., Amaha Ozturk A., Glazov D. Ed. ACCOBAMS – ACCOBAMS Survey Initiative / CeNoBS Projects, Monaco, 2021. 54 p.
26. Birkun A., Glazov D., Krivokhizin S., Mukhametov L. First aerial surveys of cetaceans in the Azov Sea and Kerch Strait // Bul. ACCOBAMS. 2002. № 4. P. 25–27.
27. Birkun A. Jr., Glazov D., Krivokhizin S. et al. Species composition and abundance estimates of cetaceans in the Kerch Strait and adjacent areas of the Black and Azov Seas: The second series of aerial surveys (August 2002) // Abstr. 17th ECS Conf. (Las Palmas, 9–13 March 2003). 2003. P. 271–272.
28. Birkun A. Jr., Northridge S.P., Willsteed E.A. et al. Studies for carrying out the common fisheries policy: adverse fisheries impacts on cetacean populations in the Black Sea // Final report to the European Commission. Brussels, 2014. 347p.
29. Buckland S.T., Anderson D.R., Burnham K.P., Laake J.L. Distance sampling: estimating abundance of biological populations. London: Chapman & Hall, 1993. xii + 446 p.
30. Buckland S.T., Anderson D.R., Burnham K.P. et al. Introduction to distance sampling: estimating abundance of biological populations // Oxford: Oxford University Press, UK, 2001. 432 p.
31. Buckland S.T., Rexstad E.A., Marques T.A., Oedekoven C.S. Distance sampling: methods and applications. Springer International Publishing: Cham, 2015. 277 p.
32. Charry B., Marcoux M., Humphries M.M. Aerial photographic identification of narwhal (*Monodon monoceros*) newborns and their spatial proximity to the nearest adult female // Arctic Science. 2018. V. 4. N4. P. 513–524. dx.doi.org/10.1139/as-2017–0051
33. Goold J.C. Acoustic assessment of populations of common dolphin off the West Wales coast, with perspectives from satellite infra-red imagery // J. Mar. Biol. UK. 1998. V. 78. P. 1353–1364.
34. Khabutdinov I.A., Krinitskiy M.A., Belikov R.A. Identifying cetacean mammals in high-resolution optical imagery using anomaly detection approach employing Machine Learning models // Moscow University Physics Bulletin. 2023. (in press).
35. Mason S., Salgado K.C., Donnelly D. et al. Atypical residency of short-beaked common dolphins (*Delphinus delphis*) to a shallow, urbanized embayment in south-eastern Australia // R. Soc. Open Sci. 2016. Sep 28; 3(9):160478.
36. Mayette A., Loseto L., Pearce T. et al. Group characteristics and spatial organization of the Eastern Beaufort Sea beluga whale (*Delphinapterus leucas*) population using aerial photographs // Can. J. Zool. 2022. V. 100. N6. P. 363–375 dx.doi.org/10.1139/cjz-2021–0232
37. Neumann D.R., Orams M.D. Behaviour and ecology of common dolphins (*Delphinus delphis*) and the impact of tourism in Mercury Bay, North Island, New Zealand // Science for conservation 254. Department of Conservation, Wellington, 2005. 40 p.
38. Panigada S., Lauriano G., Donovan G. et al. Estimating cetacean density and abundance in the Central and Western Mediterranean Sea through aerial surveys: implications for management // Deep Sea Res. II: Topical Studies in Oceanography. 2017. V. 141. P. 41–58.
39. Popov D., Meshkova G., Vishnyakova K. et al. Assessment of the bycatch level for the Black Sea harbour porpoise in the light of new data on population abundance // Front. Mar. Sci. 2023. 10:1119983. doi: 10.3389/fmars.2023.1119983
40. Purcell J.E., Shiganova T.A., Decker M.B., Houde E.D. The ctenophore *Mnemiopsis* in native and exotic habitats: U.S. estuaries versus the Black Sea basin // Hydrobiologia. 2001. V. 451. P. 145–176.
41. Uluduz N., Yanchukov A., Sözen M. Sightings of three cetacean species in the southern part of the Black Sea // Conference: 5th Ecology and Evolutionary Biology symposium 2018, Izmir (Turkey), October 2018. DOI:10.13140/RG.2.2.14070.65607
42. Uluduz N., Yanchukov A., Sözen M. Seasonal dynamics of occurrence and group size of three species of cetaceans (*Delphinidae* and *Phocoenidae*) on the southwestern coast of the Black Sea // Scientia Marina. 2020. V. 84. N4. P. 431–439. https://doi.org/10.3989/scimar.05086.21A

**THE RESULTS OF A COMBINED INSTRUMENTAL
AND VISUAL AERIAL SURVEY OF CETACEANS
IN THE NORTHEASTERN PART OF THE BLACK SEA IN 2019**

**R. A. Belikov¹, A. N. Boltunov², V. V. Krasnova^{1, *}, A. D. Chernetsky¹,
V. S. Levitskaya¹, M. L. Tolstoy¹**

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

²*Marine Mammal Research and Expedition Center, Moscow*

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

The results of the first combined instrumental and visual aerial survey of cetaceans in the northeastern part of the Black Sea, conducted in July 2019, are presented. The research area, covering 11,244 km², extended from Sochi to Anapa, encompassing the 12-mile zone of the Black Sea (territorial sea of the Russian Federation). The total estimated number of cetaceans is $17.505 \pm 2,678$ individuals (CL90% 13,484–22,206). Common dolphins comprised approximately 69% of this number, bottlenose dolphins accounted for 22%, and harbor porpoise for 9%. The maximum density of common dolphins reached 8.13 individuals/km², bottlenose dolphins at 1.87 individuals/km², and harbor porpoise at 0.62 individuals/km². High-density of all three species was found in the northern part of the surveyed area, while low-density was observed in its middle part. The data obtained in this survey are compared with the results of other counts of Black Sea cetaceans, and a comparative assessment of instrumental and visual methods is provided.

Keywords: cetaceans, bottlenose dolphin (*Tursiops truncatus*), common dolphins (*Delphinus delphis*), harbor porpoise (*Phocoena phocoena*), the northeastern part of the Black Sea, instrumental and visual aerial surveys, abundance and density estimation, distribution

УДК 574.5; 579.68...

ПРОДУКЦИОННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ФИТО- И БАКТЕРИОПЛАНКТОНА НА ТРАНСАТЛАНТИЧЕСКОМ РАЗРЕЗЕ (ДЕКАБРЬ 2019 – ЯНВАРЬ 2020 гг.)

© 2024 г. С. П. Захарков*, Е. А. Штрайхерт, Ю. В. Шамбарова

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия** e-mail: zakharkov@poi.dvo.ru

Поступила в редакцию 01.12.2022 г.

После доработки 23.02.2023 г.

Принята к публикации 18.04.2024 г.

Получены продукционные характеристики фито- и бактериопланктона на Трансатлантическом разрезе (79 рейс НИС “Академик Мстислав Келдыш”, декабрь 2019 – январь 2020 гг.). Анализ проводился с учетом биогеографического районирования региона. Первичная продукция (ПП) составляла 0.8–34.2 мгС/м³·сут при среднем значении 8.9 мгС/м³·сут в эвфотической зоне. Суточное ассимиляционное число на разрезе изменялось в поверхностных пробах от 7.2 до 260.1 мгС/мгХл в сут. Концентрация хлорофилла-а варьировала от 0.01 мг/м³ в районе SASTG до 0.59 мг/м³ в районе NASTG. Интегральная первичная продукция варьировала от 258 до 765 мгС/м². Бактериальная продукция (БП) в поверхностных горизонтах варьировала от 0.04 до 16.1 мгС/м³·сут со средним значением 3.7 мгС/м³·сут, максимальные значения наблюдались в течении Ломоносова с максимумом на глубине 160 м. Бактериальная продукция в столбе воды изменялась от 23.2 мгС/м² до 6182.7 мгС/м². Мы предполагаем, что наибольшая бактериопродукция, отмеченная на глубоководных горизонтах, связана с высокими концентрациями РОВ.

Ключевые слова: Атлантический океан, первичная продукция, бактериальная продукция, ассимиляционное число.

DOI: 10.31857/S0030157424060092, **EDN:** FHYANG

ВВЕДЕНИЕ

Изучение продукционных характеристик фито- и бактериопланктона важно для лучшего понимания их роли в глобальном круговороте углерода, биологического насоса, участия в механизмах формирования изменения климата, а также оценки продуктивности региона [41, 46]. О продуктивности региона часто судят по показателям концентрации хлорофилла (Кхл) и величине первичной продукции (ПП), к тому же результаты продукции органического вещества фитопланктоном оцениваются как особенность естественного круговорота веществ в экосистеме. Гетеротрофный бактериопланктон осуществляет процессы реминерализации, в результате которых биогенные элементы становятся доступны для первичных продуцентов [14].

Большая роль в естественном круговороте веществ в экосистеме принадлежит микроорганизмам, которые получают энергию исключительно за счет окисления органического вещества. Поскольку более 95% органического вещества в морских экосистемах состоит из полимерных

соединений с высокой молекулярной массой, только небольшая часть от общего растворенного органического вещества легко используется большинством морских организмов на более высоких трофических уровнях. Это означает, что растворенный органический углерод недоступен для большинства морских организмов напрямую. Органическое вещество океана в растворенной или взвешенной корпускулярной форме трансформируется микроорганизмами и активно вовлекается ими в биогенный круговорот элементов [15]. Бактериями потребляется от 40 до 60% углерода, создаваемого первичными продуцентами [7, 29, 31]. Уровень бактериальной продукции (БП) может быть спрогнозирован исходя из запасов органического вещества (углерода), поступающего в экосистему [2]. В работах [36, 39, 44] отмечается, что изменения продукционных характеристик бактериопланктона, в основном, связаны с температурой, выеданием зоопланктоном и наличием субстрата (органического вещества). При низкой температуре вод, например, при весеннем цветении водорослей

продукционные показатели бактериопланктона падают [29].

Считается, что функциональная активность бактерий и, следовательно, величина создаваемой ими продукции напрямую зависит от состояния и активности фитопланктона [18, 20, 29]. В работе J. Cole с соавторами [29] для отдельных районов Атлантики была выявлена значимая корреляционная связь, где БП составляет в среднем 20% ПП, а для оценки по целому столбу воды – около 30% [29]. Исследования в Антарктике также показывают значительную пространственную и временную изменчивость микробной биомассы и продуктивности, совпадающую с весенним цветением фитопланктона [36]. Таким образом, микробный цикл вместе с ПП контролирует продуктивность морских систем в океане.

ПП и БП (в меньшей степени) в Атлантическом океане исследовались различными научными группами в районах Канарского апвеллинга, субтропических антициклонических круговоротов, приэкваториальной зоны, Северо-Атлантического течения, полярного фронта. В России можно отметить цикл работ В.И. Ведерникова и А.Б. Демидова по Трансатлантическим разрезам, выполненным в конце XX – начале XXI веков [4, 5, 9, 10], а за рубежом – программу Atlantic Meridional Transect (под руководством J. Aiken), по которой с 1995 г. проводятся практически ежегодные экспедиции в основном по маршруту от Великобритании до Фолклендских островов и обратно [42].

При этом для изучения изменений продукционных характеристик фитопланктона используется разделение океана на биогеографические районы [27, 37, 45].

Трансатлантический разрез пересекает ряд экосистем от субполярных до тропических и от эвтрофных шельфовых морей и систем апвеллинга до олиготрофных срединно-океанических круговоротов. Поэтому в условиях изменения климата мониторинг и изучение изменений, например, физических, биологических, химических свойств и процессов через разнообразные экосистемы

от Северной до Южной Атлантики не перестает представлять особую актуальность и интерес.

В связи с этим, целью нашей работы было выявление закономерностей изменчивости продукционных характеристик фито- и бактериопланктона по маршруту, проходившему через разнообразные экосистемы Атлантического океана, с обсуждением возможных ее причин.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Исследования проводились по маршруту 79 рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш” в Атлантическом океане в декабре 2019 – январе 2020 гг. [17]. Исследования, представленные в работе, выполнены после выхода судна из пролива Ла-Манш и до 35° ю.ш. На рис. 1 показан район исследования и гидробиологические станции, которые были выполнены в декабре 2019 – январе 2020 гг. как на ходу судна, так и на гидрологических станциях.

Для анализа изменчивости продукционных характеристик фито- и бактериопланктона вдоль маршрута судна, эта область была разделена на биогеографические районы (табл. 1) аналогично тому, как это было сделано нами для изучения анализа распределения содержания хлорофилла-а в работе [24]. На рис. 1 представлено расположение гидробиологических станций в биогеографических районах: пролив Ла-Манш; NASTG – Северо-Атлантический субтропический антициклонический круговорот; CNRY – система Канарского апвеллинга; NATRE – восточная часть Северо-Атлантического тропического циклонического круговорота; CNZ – зона между CNRY и NATRE; TRA – тропическая область Атлантики; EC – экваториальное течение; SASTG – Южно-Атлантический субтропический антициклонический круговорот. Разделение на биогеографические районы Атлантического меридионального разреза (табл. 1) позволяет учитывать, уровень биогенных элементов, органического вещества и взвеси, выносимых при апвеллинге в деятельную часть океана [25].

Таблица 1. Названия и границы биогеографических районов по широте и номера станций, относящиеся к районам

Биогеографические районы	Пролив Ла-Манш	CNRY и восточная периферия NASTG	CNZ	NATRE	TRA	EC	SASTG
Границы района по широте и номера станций	49°50' с.ш.; Ст. 1	43°–18° с.ш.; Ст. 2–15	18°–16° с.ш.; Ст. 20	16°–10° с.ш.; Ст. 23	9°–1.5° с.ш., 1.5°–5° ю.ш. Ст. 26, 30, 32, 39	1.5° с.ш. – 1.5° ю.ш.; Ст. 33–38	7°–34° ю.ш.; Ст. 41–55

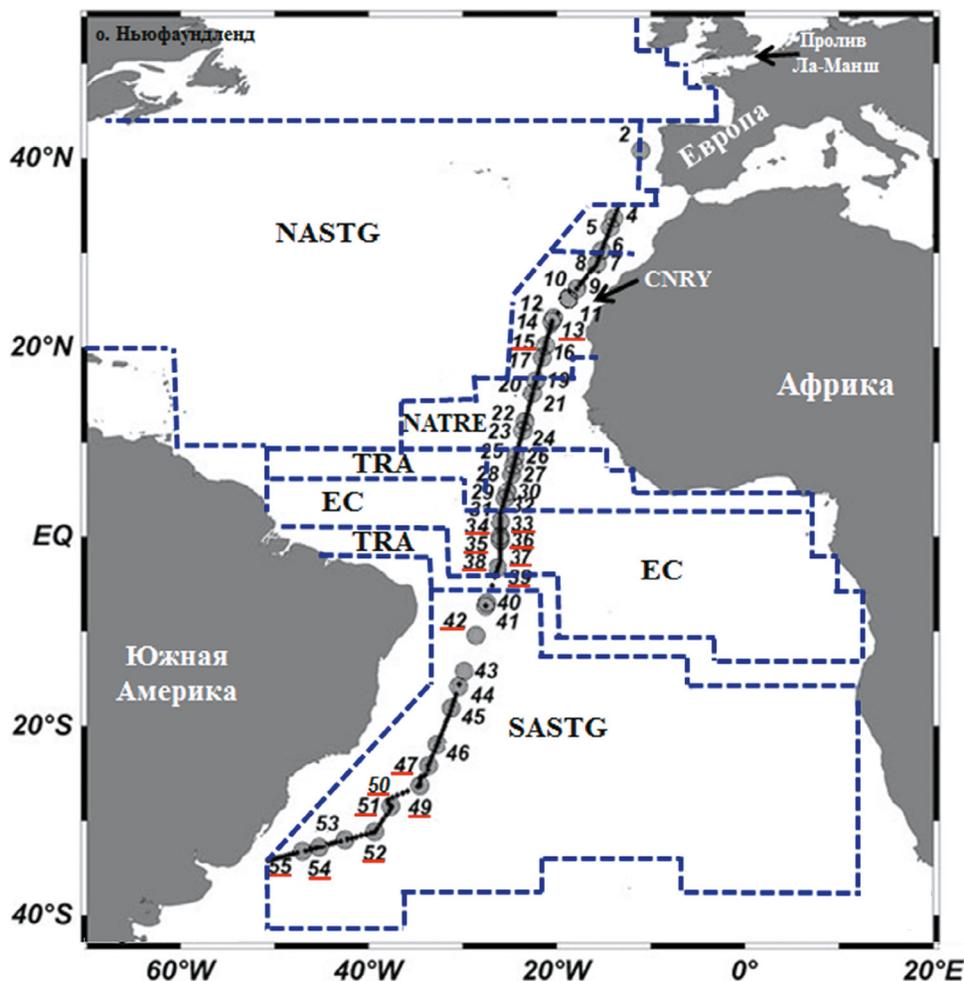


Рис. 1. Маршрут НИС “Академик Мстислав Келдыш” по Трансатлантическому разрезу. Расположение гидробиологических станций по маршруту в биогеографических районах: пролив Ла-Манш; NASTG – Северо-Атлантический субтропический антициклонический круговорот; CNRY – система Канарского апвеллинга; NATRE – восточная часть Северо-Атлантического тропического циклонического круговорота; CNZ – зона между CNRY и NATRE; TRA – тропическая область Атлантики; EC – экваториальное течение; SASTG – Южно-Атлантический субтропический антициклонический круговорот.

Большая часть проб данного рейса отбиралась с поверхностных горизонтов 0–2 м по ходу судна с использованием ныряющего батометра из нержавеющей стали (в табл. 2 это станции с одним горизонтом отбора 0 м, и с номерами 1–4, 7, 8, 10, 20, 23, 30, 32, 41, 42, 45, 46). Батометр перед забором воды стерилизовался 70% раствором этилового спирта. После отбора пробы разливались по стерильным склянкам для дальнейшего определения БП, ПП и Кхл. Другая часть проб для определения вышеуказанных параметров отбиралась из батометров Нискина объемом 5 л и системой “Rosette”-1015 с горизонтов, выбранных после предварительного STD-зондирования в эвфотической зоне (в табл. 2 станции с номерами 13, 15, 33–35, 37, 38, 39, 42, 47, 49, 51, 52, 54, 55, при этом на станциях выделенных полужирным шрифтом пробы дополнитель-

но отбирались еще и с поверхности ныряющим батометром). Отбор проб с использованием разных батометров принципиальной разницы для наших исследований не имел. 24 пробы воды из приповерхностного горизонта были взяты из проточной системы. Ввиду того, что при прохождении воды через проточную систему клетки фитопланктона повреждаются [11], значения Кхл, полученные стандартным экстракционным спектрофотометрическим методом по пробам воды из проточной системы, были откалиброваны на значения Кхл, полученные этим же методом, но по пробам воды, отобраным одновременно из батометра. Уравнение связи между Кхл в пробах, полученных из батометра (y) и Кхл с этими же пробами, прошедшими через проточную систему (x) ($y = 1.3x$; $R^2 = 0.9$; $N = 15$), показывает, что хлорофилл содержащие органеллы

поврежденных клеток проходят через фильтры “Владисарт” с диаметром пор 0.65 мкм.

Концентрация хлорофилла-а. Определения Кхл в 79 рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш” на части маршрута в Атлантическом океане в декабре 2019 г. – январе 2020 г. изложены в работе [24]. Кхл определялась стандартным спектрофотометрическим методом [8, 34]. Для этого метода проба воды объемом 1.5 литра пропусклась через мембранные фильтры “Владисарт” с диаметром пор 0.65 мкм. Фильтры замораживались и хранились при температуре – 18°C для дальнейшей обработки в лабораторных условиях на берегу.

Вертикальные профили и определение глубины эвфотической зоны. Вертикальные профили Кхл на гидрологических станциях измерялись с помощью погружаемых гидрологических зондов с флуоресцентными датчиками. Все измерения, выполненные флуоресцентными датчиками, были откалиброваны на значения Кхл, определенное стандартным экстракционным методом [24].

Глубины эвфотической зоны (ЭЗ) рассчитывались по коэффициентам ослабления света морской водой, полученным из показаний прозрачного номера [1, 43].

Прибор ПУМ позволял измерять коэффициенты ослабления света морской водой (ϵ_0) на длине волны 530 нм из которых с помощью модельного соотношения. По данной формуле оценивалась глубина ЭЗ (Z_f):

$$Z_f = 102.7 \times \exp(-2.407 \times \epsilon_0(530)) + 29.1. \quad (1)$$

Первичная продукция. Определение уровня ПП проводилось с использованием радиоуглеродной модификации скляночного метода [6]. Подробная методика работы с пробами описана нами ранее [12]. Пробы для определения ПП фитопланктона разливали по стеклянным склянкам объемом от 0.25 до 0.5 л (по 2 светлых и 1 темной на каждой станции), вносили реактив $\text{NaH}^{14}\text{CO}_3$ активностью 0.5–1 μCu (ОАО “СПб “Изотоп”, Россия). ПП определялась в стеклянных склянках емкостью 0.25 л, которые располагались в проточном аквариуме с забортной водой. При этом освещенность поддерживалась равной 0.5 от поверхностной, т. е. пробы со всех горизонтов экспонировались при насыщающей фотосинтез освещенности. Экспонирование проводилось в течение половины светового дня: если пробы отбирались после полудня и до восхода – от восхода до астрономического полудня, и с полудня до заката – если пробы отбирались в дополуденное время. После окончания экспонирования, пробы фиксировали Люголем до слабо-желтой

окраски и фильтровали через фильтры диаметром 25 мм и размером пор 0.45 мкм. Дальнейший расчет ПП в столбе воды (интегральная ПП) проводили по формуле (2), предложенной Бехренфельдом и Фальковски [26] и модифицированной нами [13]:

$$PP = 0.825 \times AЧ \times C_{хл} \times Z_f \times T_{эф}. \quad (2)$$

Здесь PP – интегральная ПП, $\text{мгС}/\text{м}^2 \cdot \text{сут}$; $AЧ$ и $C_{хл}$ – средние значения ассимиляционного числа ($\text{мгС}/\text{мгХл}$ в час) и Кхл в слое фотосинтеза ($\text{мг}/\text{м}^3$) соответственно, Z_f – толщина эвфотического слоя (м), $T_{эф}$ – эффективный фотопериод (час), рассчитывается по формуле:

$$T_{эф} = 0.8 \times T_d. \quad (3)$$

где T_d – продолжительность светового дня, который зависит от географического положения.

Удельная скорость фотосинтеза, или АЧ, от которого зависит величина первичной продукции, определяется как отношение ПП к концентрации хлорофилла. Если АЧ определялось только на одном горизонте (на ст. 51), то оно использовалось для расчетов в качестве среднего значения АЧ эвфотической зоны.

Формула (4) соответствует предложенному ранее эмпирическому уравнению для расчета ПП в столбе воды [13].

В связи с тем, что пробы экспонировались в течение половины светового дня, были введены некоторые модификации:

$$PP = 0.66 \times SAЧ_{ср} \times C_{хл} \times Z_f. \quad (4)$$

Здесь PP – первичная продукция, $\text{мгС}/\text{м}^2 \cdot \text{сут}$; $SAЧ_{ср}$ – среднее значение суточного ассимиляционного числа в день ($AЧ \cdot T_{эф}$) ($\text{мгС}/\text{мгХл}$ в сут), $SAЧ$ – суточное ассимиляционное число, определялось как значение ПП, деленное на Кхл на горизонте; $C_{хл}$ – среднее значение Кхл ($\text{мг}/\text{м}^3$); Z_f – глубина эвфотической зоны. По этой формуле нами проводились дальнейшие расчеты для интегральной первичной продукции.

Определение уровня продукции бактериопланктона. Определение БП проводили с использованием радиоуглеродного скляночного метода, предложенного В.И. Романенко [19] с модификациями других авторов [12; 22; 46]. Метод основан на измерении с помощью ^{14}C темновой ассимиляции углекислоты (ТАУ). Этот метод вызывал определенные споры у авторов [35], но в других работах [46] показана возможность применения этого метода с ограничениями для количественного определения БП, в работе Максимова с соавторами [16] показано что результаты, полученные двумя методами (лейци-

новым и темновой ассимиляции углекислоты), сопоставимы и выражены сравнимыми величинами. Метод основан на измерении с помощью ^{14}C темновой ассимиляции углекислоты (ТАУ). Для определения БП образцы воды отбирались на каждой станции и/или каждой глубине в три параллельные склянки. Прежде чем внести в них раствор изотопа, набор образцов помещали в черные мешки приблизительно на 1 час при температуре, близкой к температуре места взятия проб. После внесения реактива $\text{NaH}^{14}\text{CO}_3$ активностью 1–5 μCi они немедленно закрывались стеклянными пробками, покрытыми кусочками полимерной пленки, закрепленной на горлышках круглыми резинками. При этом контроль фиксировали Люголем до слабо-желтой окраски [46]. Горловины черных мешков плотно затягивали круглыми резинками. Наполненные таким образом пробы помещались для экспозиции в темный инкубатор. Для имитации температуры вертикальных профилей на борту судна — использовали два холодильника с выставленной температурой, совпадающей с температурой отбора проб с точностью $\pm 1^\circ\text{C}$. При высоких температурах заборной воды пробы экспонировали в темных ящиках внутри лабораторных помещений, при этом температура в них поддерживалась равной температуре заборной воды с точностью $\pm 1^\circ\text{C}$. Для регулировки температуры в ящиках нами использовались емкости с холодной или теплой водой с контролем температуры каждые 2–3 часа. После инкубации образцы снова переносили в затемненное место. Один за другим мешки открывали и пробы фиксировали раствором Люголя до слабого желтоватого цвета пробы. Затем содержимое каждой склянки проходило предфильтрацию через фильтры с диаметром пор 3 мкм в воронке с диаметром рабочей зоны ~ 40 мм. Фильтрат собирали, а затем повторно фильтровали через мембранный фильтр, задерживающий бактерии, с диаметром пор 0.2 мкм. Фильтры замораживались и хранились при температуре — 18°C для дальнейшей обработки в лабораторных условиях на берегу. Та же самая операция проводилась с «мертвым контролем» (в монографии Сорокина [46] перевод похожего термина, означающего — «клетки убитые слабым раствором Люголя перед внесением изотопа», нами интерпретирован в термин «мертвый контроль»). Затем, среднее значение активности, измеренное для каждого образца, корректировалось вычитанием среднего значения показателей контроля [46]. Радиоактивность фито- и бактериопланктона, сконцентрированных после экс-

позиции на мембранные фильтры, измеряли по стандартной методике на жидкостно-сцинтилляционном счетчике “Tri-Carb 2800 TR” фирмы “PerkinElmer/Packard” США. Использовался сцинтилляционный коктейль “ULTIMA GOLD AB” также фирмы “PerkinElmer/Packard США”. Измерения проводили после 2-часовой экспозиции флаконов с образцами в темноте.

Интегральные значения БП рассчитывались по методу трапеции. Для расчета и значений БП в столбе воды по методу трапеций нами были использованы величины БП, рассчитанные для разных по толщине слоев. Как правило, эти слои совпадали с эвфотической зоной, за исключением экваториального района, где было обнаружено повышение флуоресценции растворенной органики на глубинах 150–160 м гидрооптической группой 79 рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш”.

Статистическая обработка применялась для расчета коэффициента корреляции между БП и ПП на тех горизонтах, где эти параметры определялись одновременно. Статистическая обработка, полученных данных выполнена на персональном компьютере с использованием “Microsoft Excel”.

Буи АРГО. Для дополнительной информации о вертикальной структуре температуры и солености морской воды использовали данные буев АРГО (<http://dataselection.euro-argo.eu>). Информация о зондированиях буев АРГО, в изучаемом регионе представлена в работе Штрайхерт с соавторами [24].

РЕЗУЛЬТАТЫ

Основные районы исследований — биогеографические провинции Трансатлантического разреза (пролив Ла-Манш, CNRY и восточная периферия NASTG, CNZ, NATRE, TRA, EC, SASTG) (табл. 2).

Глубина эвфотического слоя в районе CNRY и восточной периферии NASTG варьировала от 73 до 85 м, в районе EC от 81 до 91 м, в TRA (в южном полушарии) — 92 м, в SASTG от 91 до 99 м.

Суточное ассимиляционное число (САЧ) в поверхностном слое имело наибольшие значения на ст. 23 (101.4 мгС/мгХл в сут) в районе NATRE, и на большинстве станций района SASTG от 111.33 до 260.15 мгС/мгХл в сут. Наблюдаемый выброс на ст. 42—752.33 мгС/мгХл в сут., связан с высокими ошибками определения Кхл, при низком значении последнего 0.01 мг/м³.

Таблица 2. Бактериальная продукция (БП) и первичная продукция (ПП), САЧ (суточное ассимиляционное число), концентрация хлорофилла-а (Кхл) и соотношение бактериальной продукции к первичной продукции (БП/ПП) на Трансатлантическом разрезе

Районы	Ст.	Горизонт, м	ПП, мг С/м ³ ·сут	БП, мг С/м ³ ·сут	Кхл, мг/м ³	САЧ, мг С/мг хл·сут	БП/ПП
пролив Ла-Манш	1	0	13.54	0.51	0.34	39.91	0.04
CNRU, восточная периферия NASTG	2	0	34.23	1.01	0.59	58.12	0.03
	3	0	2.67				
	4	0	2.27	1.16	0.18	12.8	0.51
	7	0	13.54	11.87	0.16	84.02	0.88
	8	0	30.81	1.49	0.38	80.83	0.05
	10	0		2.57	0,1		
	13	10	17.5	0.81	0.42	44.82	0.05
		35	10.29	0.04	0.42	29.4	0.00
		80		0.52	0.24		
		15	0	15.6	6.38	0.32	48.53
		70	11.39	0	0.31	36.38	
		120		0	0.08		
CNZ	20	0	26.08	6.39	0.57	45.64	0.25
NATRE	23	0	14.15	7.74	0.08	181.61	0.55
TRA (в северном полушарии)	26	0	6.69	4.28	0.14	47.88	0.64
	30	0	9.92	11.89	0.14	70.61	1.2
	32	0	4.02	7.68	0.06	61.96	1.91
ЕС	33	5	1.71	1.67	0.12	14.2	0.98
		50	7.08	1.41	0.7	10.1	0.2
		90	0.99	3.44	0.14	7.19	3.47
		150		1.01	0.08		
	34	5	2.64		0.13	20	
		50	15.99		0.6	26.7	
		88	28.98		0.22	113.8	
		150			0.03		
	35	5			0.19		
		20	7.07	3.7	0.12	57.66	0.52
		60	16.8	16.15	0.5	33.6	0.96
		90	1.23	1.77	0.16	7.5	1.44
		160		181.2	0.09		
	36	5	5.99	0.6	0.08	70.93	0.10
		50		6.54	0.27		
		75	8.18	8.39	0.4	20.5	1.03
	37	5	2.29	4.52	0.14	16.4	1.97
		20	1.03	1.69	0.17	5.92	1.64
75		8.56	2.22	0.51	16.9	0.26	
160			3.02				
38	0	5.09	0.09				
	70		0.66				

Таблица 2. Окончание

Районы	Ст.	Горизонт, м	ПП, мг С/м ³ ·сут	БП, мг С/м ³ ·сут	Кхл, мг/м ³	САЧ, мг С/мг Хл·сут	БП/ПП
TRA (в южном полушарии)	39	0	1.08		0.05	20.56	
		70	6.41		0.49	13.1	
SASTG	41	0	4.79	3.07	0.02	258.31	
		42	6.35	4.28	0.01	752.33	0.67
		280		0.78			
		800		0			
	43	0		2.86	0.01		
	45	0	6.62	4.95	0.03	260.15	0.75
	46	0	4.46	1.95	0.02	248.36	0.44
	47	0	2.19	2.98	0.04	54.65	1.36
		901		0			
	49	0	6.97	1.9	0.04	190.77	0.27
		106	4.82	2.87	0.17	28.37	0.60
	51	40	5.78	2.22	0.1	57.8	0.38
		120		0	0,3		
	52	40	19.19	2.27	0.12	165.45	0.12
		95	17.11		0.49	34.9	
	54	0	8.71		0.08	111.53	
40		2.11		0.15	13.96		
55	105	3.68		0.36	10.2		
	20	0.82		0.1	8.2		
	60	1.6		0.12	13.72		
		86	1.17		0.49	2.4	

Примечание: Полужирным шрифтом отмечен выброс значений САЧ на ст. 42.

*Продукционные характеристики
фитопланктона (Кхл, САЧ, ПП),
бактериопланктона (БП) и соотношения
БП/ПП в приповерхностном слое*

Из табл. 2 по продукционным характеристикам фитопланктона (Кхл, САЧ, ПП), бактериопланктона (БП) отмечено, что в приповерхностном слое наибольшие значения Кхл (0.59 мг/м³ и 0.57 мг/м³) и ПП (34.2 мгС/м³·сут и 26.1 мгС/м³·сут) находились в зонах CNRY с NASTG и CNZ, САЧ (с показателями выше 100 мгС/мгХл в сут) – в районах SASTG и NATRE, БП (11.87 мгС/м³·сут и 11.89 мгС/м³·сут) – в районах CNRY и TRA, БП/ПП (1.91 и 1.97) – в районах TRA и ЕС. Наименьшие значения Кхл (до 0.19 мг/м³) в приповерхностном слое (0–5 м) были зарегистрированы в районах SASTG (0.01 мг/м³–0.08 мг/м³),

TRA (0.05 мг/м³–0.14 мг/м³), NATRE (0.14 мг/м³), ЕС (0.08 мг/м³–0.19 мг/м³). Значения ПП в приповерхностном слое этих районах варьировали соответственно от 2.19 мгС/м³·сут до 8.71 мгС/м³·сут; от 1.08 мгС/м³·сут до 4 мгС/м³·сут; 6 мгС/м³·сут. Наименьшие значения ПП были зарегистрированы в районах TRA (1.08 мгС/м³·сут); ЕС (1.7 мгС/м³·сут); SASTG (2.19 мгС/м³·сут) при значениях Кхл от 0.04 мг/м³ до 0.12 мг/м³. Наименьшие значения САЧ (12.8 мгС/мгХл в сут и 14.2 мгС/мгХл в сут) и БП (0.51 мгС/м³·сут и 0.6 мгС/м³·сут) были отмечены в районах CNRY и ЕС. При этом значения ПП и Кхл были невысокими. В районе CNRY ПП и Кхл составляли соответственно 2.3 мгС/м³·сут и 0.18 мг/м³, а в районе ЕС – 1.7 мгС/м³·сут и 0.12 мг/м³. Наименьшие значения соотношения БП/ПП (0.03–0.05) были зафиксированы в районе CNRY.

*Продукционные характеристики
фитопланктона (Кхл, САЧ, ПП),
бактериопланктона (БП) и соотношение
БП/ПП в толще воды*

Район CNRY. В толще воды Кхл на представленных профилях мало меняется по вертикали до глубины 70 м в пределах эвфотической зоны со средним значением 0.4 мг/м^3 на ст. 13 и 0.3 мг/м^3 на ст. 15. Ниже они плавно уменьшаются до нулевых значений на глубинах около 90 м вследствие лимитации в освещенности (рис. 2). ПП на ст. 13 с глубиной уменьшалась с $17.5 \text{ мгС/м}^3 \cdot \text{сут}$ на 10 м до $10.3 \text{ мгС/м}^3 \cdot \text{сут}$ на 35 м и на ст. 15 с $15.6 \text{ мгС/м}^3 \cdot \text{сут}$ на поверхности до $11.4 \text{ мгС/м}^3 \cdot \text{сут}$ на 70 м. САЧ также как и ПП с глубиной уменьшалась соответственно с 44.8 мгС/мгХл в сут до 29.4 мгС/мгХл в сут и с 48.5 мгС/мгХл в сут до 36.4 мгС/мгХл в сут (табл. 2). БП по глубине была распределена неоднородно. На приповерхностных горизонтах (0–10 м) по сравнению с ее показателями на глубине БП имела повышенное значение $0.81 \text{ мгС/м}^3 \cdot \text{сут}$ и $6.38 \text{ мгС/м}^3 \cdot \text{сут}$ соответственно на ст. 13 и ст. 15. БП падала почти до нулевых значений на тех глубинах, где Кхл была однородна. В слое скачка плотности вод БП увеличивалась до 0.52 мг/м^3 (ст. 13). Соответственно с уменьшением уровня БП с глубиной уменьшалось соотношение БП/ПП.

Район ЕС. В вертикальном распределении Кхл (ст. 33–37) наблюдался максимум на глубинах 45–75 м, достигающий значений $0.5–0.7 \text{ мг/м}^3$. Он находился в окрестности верхней границы подповерхностного холодного противотечения Ломоносова, движущегося на восток, примерно на глубине 50–200 м. Глубинные максимумы Кхл и ПП (диапазон значений ПП в ГМХ – $7.1 \text{ мгС/м}^3 \cdot \text{сут}$ – $16.8 \text{ мгС/м}^3 \cdot \text{сут}$) на ст. 33, 35, 36, 37 совпадали за исключением ст. 34. На ст. 34 максимум ПП ($29 \text{ мгС/м}^3 \cdot \text{сут}$) был зарегистрирован глубже максимума Кхл, на глубине 88 м (табл. 1). Соответственно максимум САЧ (131.8 мгС/мгХл в сут) на этой станции также наблюдался на 88 м. На ст. 33, 35, 36 САЧ уменьшалось с глубиной за исключением ст. 37, где на глубине 75 м оно увеличивалось до значения 16.9 мгС/мгХл в сут, что было выше значения 16.4 мгС/мгХл в сут на приповерхностном горизонте. Распределение БП по глубине было неоднородным. Максимумы значений БП в приповерхностном слое были отмечены на ст. 37, 38 ($4.52 \text{ мгС/м}^3 \cdot \text{сут}$; $5.09 \text{ мгС/м}^3 \cdot \text{сут}$), в слое максимума Кхл – на ст. 35, 36, 37 ($16.15 \text{ мгС/м}^3 \cdot \text{сут}$; $8.39 \text{ мгС/м}^3 \cdot \text{сут}$; $2.22 \text{ мгС/м}^3 \cdot \text{сут}$), ниже слоя скачка плотности вод – на ст. 33, 35 ($7.2 \text{ мгС/м}^3 \cdot \text{сут}$

на 90 м; $181.2 \text{ мгС/м}^3 \cdot \text{сут}$ на 160 м). Соотношение БП/ПП, как правило, на больших глубинах 75, 90 м имело повышенные значения (1.03–3.47) по сравнению со значениями (0.1–0.98) в вышележащей части столба воды, но на ст. 37 повышенные значения (1.96 в приповерхностном слое до 0.26 на 75 м) этого соотношения располагались в приповерхностном слое.

Район SASTG. Вертикальные распределения Кхл в районе SASTG отличались от распределений в районе экватора заглублением максимума Кхл до глубин 85–120 м (рис. 2). На станциях на западной периферии круговорота глубинный максимум Кхл (ГМХ) располагался выше (85–105 м, ст. 52, 53, 54, 55), чем на станциях, смещенных в северо-восточном направлении (105–120 м, ст. 42, 49, 51). Значения Кхл в максимуме периферийных станций также были выше (около $0.35–0.49 \text{ мг/м}^3$) по сравнению со станциями (ст. 42, 49, 51), где максимум Кхл не превышал 0.3 мг/м^3 . Значения ПП и САЧ с глубиной, как правило, уменьшались, за исключением ст. 55, где максимум этих характеристик находился на глубине 60 м и составлял соответственно значения $1.6 \text{ мгС/м}^3 \cdot \text{сут}$ и 13.72 мгС/мгХл в сут. При этом максимум Кхл располагался ниже, на глубине 86 м со значением 0.49 мг/м^3 . Максимум БП совпадал с максимумом Кхл на ст. 49 (106 м). Измерения БП, выполненные на глубинах 800–900 м (ст. 42, 47) имели нулевые значения, тогда как на глубине 280 м (ст. 42) значение этой характеристики еще не снизилось до 0 и составляло $0.78 \text{ мгС/м}^3 \cdot \text{сут}$. Соотношение БП/ПП по имеющимся данным ст. 49 было выше (0.6) на глубине (106 м) по сравнению с приповерхностным горизонтом, где оно составляло 0.27.

ОБСУЖДЕНИЕ

Во время проведения работ в Северном полушарии был сезон поздней осени – начала зимы, а в Южном полушарии поздней весны – начала лета. Такие особенности биопродукционных характеристик (Кхл, ПП, БП) фито- и бактериопланктона в разных полушариях объясняют изменчивость, как самих величин продукционных характеристик, так и отношения между ними.

В районе CNRY в период исследований в декабре 2019 г. маршрут судна проходил вне зоны прибрежного Канарского апвеллинга, но периодически пересекал зоны локальных апвеллингов [31] в общей системе района CNRY. Поэтому наибольшие значения Кхл (0.59 мг/м^3 и 0.57 мг/м^3) и ПП ($34.2 \text{ мгС/м}^3 \cdot \text{сут}$ и $26.1 \text{ мгС/м}^3 \cdot \text{сут}$)

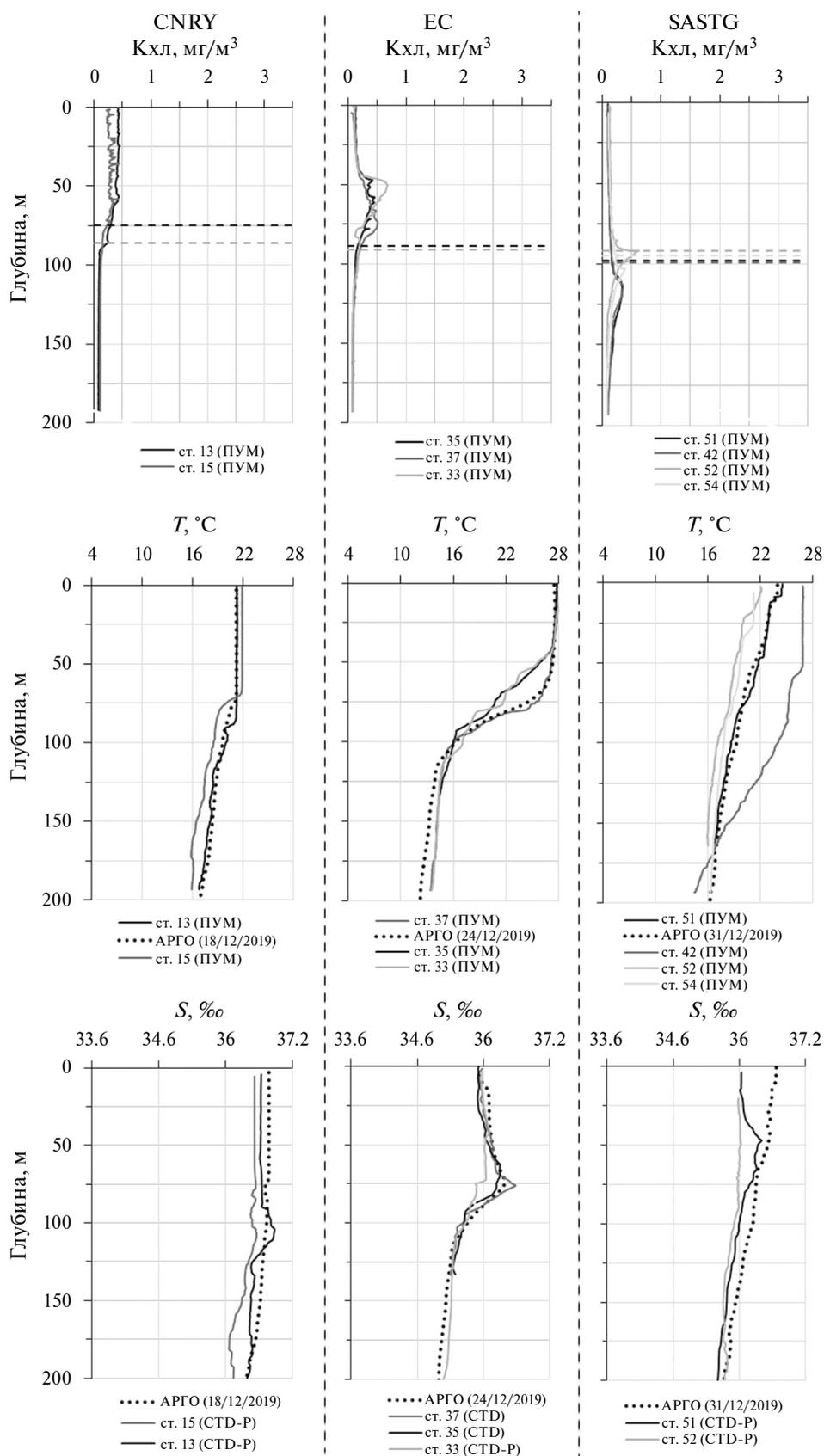


Рис. 2. Вертикальное распределение Кхл (концентрации хлорофилла-а), температуры, солёности вод в биогеографических районах Атлантического океана (CNRY, EC, SASTG), через которые проходил маршрут 79-го рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш”.

приповерхностного слоя в зонах CNRY с NASTG и CNZ обусловлены соответственно влиянием насыщенных биогенными элементами вод в результате локальных апвеллингов вблизи прибрежного Канарского апвеллинга и взаимодействием Северно-Атлантического экваториального и Мавританского течений [25, 40]. В отличие от Кхл, мало меняющейся в CNRY по вертикали до глубины 70 м в пределах эвфотической зоны, ПП с глубиной уменьшалась, что связано с уменьшением САЧ.

Наименьшие значения Кхл (до 0.19 мг/м^3) в приповерхностном слое (0–5 м) были зарегистрированы в районах SASTG, TRA, NATRE, ЕС. Экваториальная и тропическая области характеризовались высокими значениями температуры и солености вод [24]. Теплая менее плотная вода на поверхности препятствовала обменным процессам верхних слоев с глубинными водами, обогащенными биогенными веществами. Поэтому Кхл у поверхности в этих районах имеют низкие значения. Район SASTG также характеризовался относительно высокой соленостью вод. Но температура вод при удалении от экватора постепенно снижалась [24]. Низкие значения Кхл в SASTG вызваны опусканием биогенных веществ и клеток фитопланктона в глубинные слои водных масс в результате даунвеллинга [10, 28].

Так как САЧ зависит от Кхл и ПП [3], то высокие показатели САЧ в приповерхностном слое в SASTG были обусловлены наименьшими значениями Кхл в этом районе, а в NATRE оптимальным соотношением между ПП и Кхл, в котором ПП была выше, чем в SASTG. Наименьшие значения САЧ ($12.8 \text{ мгС/мгХл в сут}$ и $14.2 \text{ мгС/мгХл в сут}$) и БП ($0.51 \text{ мгС/м}^3 \cdot \text{сут}$ и $0.6 \text{ мгС/м}^3 \cdot \text{сут}$) были отмечены в районах CNRY и ЕС. При этом значения ПП и Кхл были невысокими. В районе CNRY ПП и Кхл составляли соответственно $2.3 \text{ мгС/м}^3 \cdot \text{сут}$ и 0.18 мг/м^3 , а в районе ЕС – $1.7 \text{ мгС/м}^3 \cdot \text{сут}$ и 0.12 мг/м^3 .

Наибольшим значениям БП ($11.87 \text{ мгС/м}^3 \cdot \text{сут}$ и $11.89 \text{ мгС/м}^3 \cdot \text{сут}$ в районах CNRY и TRA) соответствовали средние уровни ПП соответственно равные $13.5 \text{ мгС/м}^3 \cdot \text{сут}$ и $9.9 \text{ мгС/м}^3 \cdot \text{сут}$. Высоким уровням ПП $34.2 \text{ мгС/м}^3 \cdot \text{сут}$ (ст. 2) и $30.8 \text{ мгС/м}^3 \cdot \text{сут}$ (ст. 8) (район CNRY с восточной периферией NASTG) соответствовали низкие значения БП – $1.01 \text{ мгС/м}^3 \cdot \text{сут}$ и $1.49 \text{ мгС/м}^3 \cdot \text{сут}$. Эти факты свидетельствуют о том, что бактериопланктон развивается вслед за развитием фитопланктона и связан с изменениями содержания хлорофилла-а и температуры, что отмечается в работах [2, 30, 32].

Между ПП и БП было отмечено наличие значимой связи при $\gamma = 0.05$ ($R^2 = 0.27$; $N = 17$) для приповерхностных горизонтов. При этом значения ПП и БП, для которых отношение БП/ПП оказалось меньше 0.05 были исключены. Такими стали данные 4-х станций, расположенных в северном полушарии. Отношение БП/ПП меньше 0.05 характерно для вод умеренного типа [11, 23]. Очевидно, что фазы развития ПП и БП на отмеченных выше станциях отличалась от станций, данные которых были включены в уравнение взаимосвязи между этими характеристиками.

Для выборки, включающей данные ПП и БП приповерхностного и горизонтов, отобранных в толще воды и содержащей 34 пары значений, при исключении 6 пар из них, где отношение БП/ПП было меньше 0.05 было отмечено наличие значимой взаимосвязи при $\gamma = 0.05$ ($R^2 = 0.26$; $N = 28$).

При отсутствии указанного выше разбиения выборки, взаимосвязь между ПП и БП была не значимой. Сильный разброс в значениях соотношения БП/ПП от 0.03 в районе CNRY, до 1.91 и 1.97 соответственно в районах TRA и ЕС был вызван сменой режимов с автотрофного на гетеротрофный, что подтверждается другими авторами для участков вдоль Трансатлантического разреза [33].

В районе CNRY ПП варьировала от 2.3 до $34.2 \text{ мгС/м}^3 \cdot \text{сут}$. Наименьшие значения соотношения БП/ПП (0.03–0.05) были зафиксированы в районе CNRY на отдельных станциях (2, 8, 13). Район CNRY характеризовался температурами вод $20\text{--}22^\circ\text{C}$ (рис. 2), что могло влиять на развитие фито- и бактериопланктона. В частности температурная зависимость величины ПП отражена в общепринятой модели VGPM для определения ПП в Мировом океане [26].

Наименьшие значения ПП отмечены в подповерхностном слое в олиготрофных районах SASTG и ЕС. Минимальное значение ПП в столбе воды наблюдалось на станциях, выполненных в районе экватора. При этом ограничивающим фактором для роста фитопланктона может быть поступление питательных веществ в олиготрофных регионах Атлантического океана [38]. Между ПП и Кхл по данным всего рейса для приповерхностных горизонтов наблюдалась значимая связь ($R^2 = 0.76$; $N = 24$). Для всей выборки, включающей как приповерхностные, так и подповерхностные горизонты взаимосвязь также была значима, но значение коэффициента детерминации (R^2) в ней значительно уменьшалось ($R^2 = 0.3$; $N = 46$). С увеличением глубины резко падает

уровень ПП, кроме низкоширотных станций, где на распределение ПП, в большей степени влияет не освещенность, а распределение биогенных элементов в столбе воды [5].

Исследований БП на Трансатлантическом разрезе относительно немного [33, 42, 48] и они различаются методами для оценки БП. В статье [33] рассматриваются данные рейса, совпадающие по сезону (ноябрь – январь) с данными нашего рейса и, несмотря на разные методы оценки БП, общий ход этого параметра сравним с нашими результатами. Превышение БП над ПП наблюдается в приэкваториальной зоне от 22° с.ш. до 32° ю.ш. Для такого превышения требуется, как указано в данной работе, дополнительное снабжение источниками органического углерода нетогетеротрофных областей. Такие запасы происходят за счет: (1) экваториального апвеллинга, обеспечивающего подток растворенного органического углерода, (2) сильных течений (Северные и Южные экваториальные течения, противотечения), переносящих материалы из отдаленных зон апвеллинга в этот район (Канарские острова, Бенгела), больших рек (Амазонка, Конго, Нигер) и, возможно, (3) временного переноса органического вещества как медленно разлагающейся фракции первичной продукции.

Рейсы, рассматриваемые в статье [42] были выполнены в другие сезоны (апрель – май) и (сентябрь – октябрь). Для этих сезонов характерны, отличные от наших, более низкие значения БП – 0.1–0.2 мгС/м³·сут для северного и южного круговоротов, и в 2–4 раза выше в теплых экваториальных водах. При этом в работе [42] отмечается высокая вариабельность БП в приэкваториальных регионах. В работе [48] по определению БП данные были получены в сентябре – октябре и мае – июне, что отличается от сезона исследования в нашем рейсе. БП в работе [48] измерялась в направлении от прибрежных районов в открытый океан, поэтому сравнение с нашими данными затруднено.

БП по глубине была распределена неоднородно. На приповерхностных горизонтах (0–10 м) по сравнению с ее показателями на глубине БП имела повышенное значение 0.81 и 6.38 соответственно на ст. 13 и ст. 15. На глубине, где Кхл была однородна БП падала почти до нулевых значений, а в слое скачка плотности вод увеличивалась до 0.52 (ст. 13). Соответственно с уменьшением уровня БП с глубиной уменьшалось соотношение БП/ПП.

Соотношение между интегрированными БП и ПП (табл. 3) было 0.03 в зоне умеренного климата, от 1.16 до 12.58 в тропических областях.

Таблица 3. Интегрированные первичная продукция (ПП) и бактериальная продукция (БП), соотношение бактериальной продукции к первичной продукции (БП/ПП)

№ станции	ПП, мгС/м ²	БП, мгС/м ²	БП/ПП
13	683.2	23.2	0.03
33	258.1	299.8	1.16
35	491.4	6182.7	12.58
36	420.8	347.3	0.82
37	237.8	376.8	1.58
42	414.9	911.2	2.19

Впервые такую закономерность для тропических регионов Мирового океана отметил Сорокин Ю.И. [21, 47]. Изменчивость соотношения интегральных БП/ПП указывает на снабжение дополнительными источниками растворенного органического вещества районов ЕС и SASTG во время проведения разреза. Также установлено, что отношение БП/ПП коррелирует с температурой, как на севере, так и в южной части Атлантики [33].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изученные нами акватории Атлантики различались как по биомассе фитопланктона, выраженной в значениях концентрации хлорофилла, так и по условиям формирования первичной и бактериальной продукции. Анализ данных показал, что продукционные характеристики зависели от района и сезона исследования. Первичная и бактериальная продукция были распределены по глубине неравномерно. С увеличением глубины резко падает уровень ПП, кроме низкоширотных станций, где на распределение ПП, в большей степени влияет распределение биогенных элементов в столбе воды. БП по сравнению с ПП более равномерно убывает с глубиной. Отмеченная достоверная связь между БП и ПП при отношении БП/ПП > 0,05 была как для приповерхностных горизонтов, так и выборки, включающей приповерхностные и горизонты в толще воды. Условию БП/ПП > 0.05 не соответствовало 6 пар значений с 4 станций, расположенных в северном полушарии.

В целом же по всему разрезу для 34 пар коэффициент корреляции равен 0.11, что указывает на отсутствие связи между параметрами для $\gamma = 0.05$. Мы предполагаем, что наибольшая бактериопродукция, отмеченная на глубоководных горизонтах, связана с высокими концентрациями РОВ.

Финансирование. Исследования субантарктических и антарктических районов Атлантического океана выполнены в рамках госбюджетных тем 0211-2019-0005 (ТОИ ДВО РАН), исследование распределения первичной и бактериальной продукции в океане по теме № 121021700342-9.

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

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

Благодарности. Авторы выражают благодарность начальнику рейса Морозову Е.Г., ученому секретарю Демидовой Т.А., заместителю начальника рейса Спиридонову В.А., зам.директора ТОИ ДВО РАН Шакирову Р.Б. за организацию научных работ в рейсе, членам экипажа НИС “Академик М. Келдыш” за поддержку в работе, магистрантке Мозес А.И. за техническую помощь в оформлении статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Артемов В.А., Таскаев В.Р., Григорьев А.В.* Автономный прозрачномер ПУМ-200 // *Материалы 17-й международной научно-технической конференции “Современные методы и средства океанологических исследований”*. М.: Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 2021. С. 95–99.
2. *Бульон В.В.* Внеклеточная продукция фитопланктона и ее значение для гетеротрофной активности бактерий // *Известия Российской академии наук. Серия биологическая*. 2021. № 3. С. 299–308.
3. *Ведерников В.И.* Зависимость ассимиляционного числа и хлорофилла “а” от продуктивности вод в различных температурных областях мирового океана // *Океанология*. 1975. Т. 15. № 4. С. 703–707.
4. *Ведерников В.И., Демидов А.Б.* Первичная продукция и хлорофилл в Северной Атлантике (сентябрь–октябрь 1991 г.) // *Океанология*. 1999. Т. 39. № 6. С. 876–886.
5. *Ведерников В.И., Гагарин В.И., Демидов А.Б. и др.* Распределение первичной продукции и хлорофилла в субтропических и тропических водах Атлантического океана осенью 2002 г. // *Океанология*. 2007. Т. 47. № 3. С. 418–431.
6. *Винберг Г.Г.* Первичная продукция водоемов. Минск: Изд-во АН СССР, 1960. 329 с.
7. *Виноградов М.Е., Шушкина Э.А.* Функционирование планктонных сообществ эпипелагиали океана. М.: Наука, 1987. 240 с.
8. *ГОСТ 17.1.04.02–91.* Вода. Методика спектрофотометрического определения хлорофилла-а. Государственный стандарт союза ССР. М.: Изд-во стандартов, 1991. 14 с.
9. *Демидов А.Б., Ведерников В.И., Гагарин В.И. и др.* Продукционные характеристики фитопланктона в восточных районах Атлантики и Атлантическом секторе Южного океана в октябре – ноябре 2004 г. // *Океанология*. 2008. Т. 48. № 3. С. 396–410.
10. *Демидов А.Б., Мошаров С.А., Гагарин В.И.* Продукционные характеристики фитопланктона в Южной Атлантике и Атлантическом секторе Южного океана летом 2009–2010 гг. // *Океанология*. 2012. Т. 52. № 2. С. 226–226.
11. *Диденко Ю.Т., Аникеев В.В., Ильичев В.И. и др.* Исследование влияния ультразвуковой кавитации на монокультуры водорослей методом измерения замедленной флуоресценции // *Биофизика*. 1985. Т. 30. № 1. С. 103–106.
12. *Захарков С.П., Владимиров А.С., Штрайхерт Е.А. и др.* Продукционные характеристики бактерий и фитопланктона в весенне-летний период в Охотском и Беринговом морях // *Микробиология*. 2017. Т. 86. № 3. С. 364–372.
13. *Захарков С.П., Лепская Е.В., Тепнин О.Б. и др.* Первичная продукция Авачинской бухты летом 2017 г. // *Вестник Дальневосточного отделения Российской академии наук*. 2020. № 1 (209). С. 83–89.
14. *Ильинский В.В.* Гетеротрофный бактериопланктон: экология и роль в процессах естественного очищения среды от нефтяных загрязнений // *Дисс. ... д. б. н. М.: МГУ, 2000.*
15. *Копылов А.И., Косолапов Д.Б.* Микробная “петля” в планктонных сообществах морских и пресноводных экосистем. – Ижевск: КнигоГрад, 2001. 332 с.
16. *Максимов В.В., Щетинина Е.В., Глебова И.В. и др.* Определение бактериальной продукции в водах озера Байкал различными методами // *Журнал Сибирского федерального университета. Биология*. 2009. Т. 2. № 3. С. 255–262.
17. *Морозов Е.Г., Спиридонов В.А., Молодцова Т.Н. и др.* Исследования экосистемы Атлантического сектора Антарктики (79-й рейс научно-исследовательского судна “Академик Мстислав Келдыш”) // *Океанология*. 2020. Т. 60. № 5. С. 823–825.
18. *Мошаров С.А., Мошарова И.В., Фрей Д.И. и др.* Первичная и бактериальная продукция в проливе Брансфилда (Антарктика) в летний период // *Океанология*. 2023. Т. 63. № 4. С. 604–617.
19. *Романенко В.И.* Гетеротрофная ассимиляция CO₂ бактериальной флорой воды // *Микробиология*. 1964. Т. 33. № 4. С. 679–683.
20. *Сажин А.Ф., Романова Н.Д., Мошаров С.А.* Бактериальная и первичная продукция в водах Карского моря // *Океанология*. 2010. Т. 50. № 5. С. 801–808.
21. *Сорокин Ю.И.* Численность и продукция бактерий в толще воды центральной части Тихого океана // *Океанология*. 1971. Т. 11. № 1. С. 105–116.

22. *Сорокин Ю.И.* Применение изотопного метода в водной микробиологии // *Успехи микробиологии.* 1975. Т. 10. С. 214.
23. *Флинт М.В., Копылов А.И., Суханова И.Н.* Сравнительная роль бактерий и фитопланктона в цикле органического углерода в пелагической экосистеме восточной части Берингова моря (район островов Прибылова) // *Океанология.* 2003. Т. 43. № 1. С. 54–68.
24. *Штрайхерт Е.А., Захарков С.П., Салюк П.А. и др.* Распределение содержания хлорофилла-а в Атлантическом океане в декабре 2019 г – январе 2020 г. по данным судовых измерений при различных гидрометеорологических условиях // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика.* 2022. Т. 15. № 3. С. 97–113.
25. *Aristegui J., Barton E.D., Álvarez-Salgado X.A. et al.* Subregional ecosystem variability in the Canary Current upwelling // *Progress in Oceanography.* 2009. V. 83. P. 33–48.
26. *Behrenfeld M.J., Falkowski P.G.* A consumer's guide to phytoplankton primary production models // *Limnology and oceanography.* 1997. V. 42. P. 1479–1491.
27. *Bunse C., Pinhassi J.* Marine bacterioplankton seasonal succession dynamics // *Trends in microbiology.* 2017. V. 25. N6. P. 494–505.
28. *Cabrerizo M.J., Carrillo P., Villafañe V.E. et al.* Current and predicted global change impacts of UVR, temperature and nutrient inputs on photosynthesis and respiration of key marine phytoplankton groups // *Journal of experimental marine biology and ecology.* 2014. V. 461. P. 371–380.
29. *Cole J.J., Findlay S., Pace M.L.* Bacterial production in fresh and saltwater ecosystems: a cross-system overview // *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 1988. V. 43. P. 1–10.
30. *Cullen J.J.* The deep chlorophyll maximum: comparing vertical profiles of chlorophyll “a” // *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences.* 1982. V. 39. P. 791–803.
31. *Ducklow H.W., Carlson C.A.* Oceanic bacterial production // *Adv. Microb. Ecol.* 1992. V. 12. P. 113–181.
32. *Glukhovets D.I., Salyuk P.A., Artemiev V.A., Shtraikherth E.A., Zakharkov S.P.* Variability of Bio-Optical Characteristics of Surface Water Layer during Transatlantic Transect in 2019–2020 // *Oceanology.* 2021. V. 61. P. 872–880.
33. *Hoppe H.G., Gocke K., Koppe R. et al.* Bacterial growth and primary production along a north–south transect of the Atlantic Ocean // *Nature.* 2002. V. 416. P. 168–171.
34. *Jeffrey S.W., Humphrey G.F.* New spectrophotometric equations for determining chlorophylls a, b, c1 and c2 in higher plants, algae and natural phytoplankton // *Biochemie und Physiologie der Pflanzen.* 1975. V. 167. N2. P. 191–194.
35. *Jordan M.J., Likens G.E.* Measurement of planktonic bacterial production in an oligotrophic Lake 1 // *Limnology and Oceanography.* 1980. T. 25. N4. P. 719–732.
36. *Karl D.M., Holm-Hansen O., Taylor G.T. et al.* Microbial biomass and productivity in the western Bransfield Strait, Antarctica during the 1986–87 austral summer // *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers.* 1991. V. 38. P. 1029–1055.
37. *Longhurst A.* Ecological geography of the sea (2nd Edition) // San Diego, San Francisco, New York, Boston, London, Sydney, Tokyo: Academic Press, 2006. 543 p.
38. *Marañón E., Holligan P.M., Varela M. et al.* Basin-scale variability of phytoplankton biomass, production and growth in the Atlantic Ocean // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers.* 2000. T. 47. N5. P. 825–857.
39. *Pace M.L.* Bacterial mortality and the fate of bacterial production // *Hydrobiologia.* 1988. V. 159. P. 41–49.
40. *Pérez V., Fernández E., Marañón E. et al.* Seasonal and interannual variability of chlorophyll a and primary production in the Equatorial Atlantic: in situ and remote sensing observations // *Journal of Plankton Research.* 2005. V. 27. N2. P. 189–197.
41. *Puigcorbó V., Roca-Martí M., Masqué P. et al.* Latitudinal distributions of particulate carbon export across the North Western Atlantic Ocean // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers.* 2017. V. 129. P. 116–130.
42. *Robinson C., Poulton A.J., Holligan P.M. et al.* The Atlantic Meridional Transect (AMT) programme: a contextual view 1995–2005 // *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography.* 2006. V. 53. N14–16. P. 1485–1515.
43. *Salyuk P.A., Artemiev V.A., Glukhovets D.I. et al.* Bio-optical models for estimating euphotic zone depth in the western Atlantic sector of the Southern Ocean in the Antarctic summer. Antarctic Peninsula Region of the Southern Ocean // *Oceanography and Ecology.* 2021. P. 241–250.
44. *Sherr B.F., Sherr E.B., Hopkinson C.S.* Trophic interactions within pelagic microbial communities: Indications of feedback regulation of carbon flow // *Hydrobiologia.* 1988. V. 159. P. 19–26.
45. *Smyth T., Quartly G., Jackson T. et al.* Determining Atlantic Ocean province contrasts and variations // *Prog. Oceanogr.* 2017. V. 158. P. 19–40.
46. *Sorokin Yu.I.* Radioisotopic Methods in Hydrobiology. Heidelberg: Springer Verlag., 1999. 321 p.
47. *Sorokin Y I.* Bacterial populations as components of oceanic ecosystems // *Marine Biology.* 1971. V. 11. P. 101–105.
48. *Vaqué D., Alonso-Sáez L., Aristegui J. et al.* Bacterial production and losses to predators along an open ocean productivity gradient in the Subtropical North East Atlantic Ocean // *Journal of Plankton Research.* 2014. V. 36. P. 198–213.

PRODUCTION CHARACTERISTICS OF PHYTO AND BACTERIOPLANKTON IN THE TRANSATLANTIC SECTION (DECEMBER 2019 – JANUARY 2020)

S. P. Zakharkov, E. A. Shtraikhert, Yu. V. Shambarova

V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences

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

The production characteristics of phyto- and bacterioplankton were obtained on the Transatlantic transect along the route of the 79th cruises of the R/V "Akademik Mstislav Keldysh" in the Atlantic Ocean in December 2019 – January 2020. The analysis of these data was carried out taking into account the biogeographical zoning of the research region, determined by various hydrometeorological conditions. Primary production (PP) was 0.8–34.2 mgC/m²·day with an average value of 8.9 mgC/m²·day in the euphotic zone. The daily assimilation number on the section varied in surface samples from 7.2 to 260.1 mgC/mgChl per day. Chlorophyll-a concentrations ranged from 0.01 mg/m³ in the SASTG region to 0.59 mg/m³ in the NASTG region. Integral primary production varied from 258 to 765 mgC/m². Bacterial production (BP) in the surface horizons varied from 0.04 to 16.1 mgC/m³·day with an average value of 3.7 mgC/m³·day, the maximum values were observed during the Lomonosov Current with a maximum at a depth of 160 m. Bacterial production in the water column varied from 23.2 mgC/m² to 6182.7 mgC/m². Between PP and BP with a BP/PP ratio >0.05, a significant relationship was noted at a 95% confidence level both for near-surface horizons and for a sample that included near-surface and horizons in the water column. The condition BP/PP >0.05 did not correspond to 6 pairs of values from 4 stations located in the northern hemisphere. In general, across the entire section for 34 pairs the correlation coefficient is 0.11, which indicates the absence of a relationship between the parameters for $\gamma = 0.05$. We assume that the highest bacterial production observed in deep-sea horizons is associated with high concentrations of DOM.

Keywords: Atlantic Ocean, chlorophyll concentration, primary production, bacterial production, assimilation number

УДК 551.461.8

СРАВНЕНИЕ ПРИРОДНЫХ УСЛОВИЙ ПОСЛЕДНЕГО МЕЖЛЕДНИКОВЬЯ И ГОЛОЦЕНА В ЛОФОТЕНСКОЙ КОТЛОВИНЕ (НОРВЕЖСКОЕ МОРЕ)

© 2024 г. А. Г. Матуль^{1,*}, Е. А. Новичкова¹, М. П. Чеховская¹,
Л. А. Лозинская¹, П. Бехера^{2,3}, М. Тивари², Р. Мохан², М. Д. Кравчишина¹

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

²Национальный центр полярных и океанских исследований, г. Васко да Гама, Гоа, Индия

³Школа Географии, Геологии и Окружающей Среды, Университет Лестер,
г. Лестер, Великобритания

* e-mail: amatul@mail.ru

Поступила в редакцию 28.05.2024 г.

После доработки 24.06.2024 г.

Принята к публикации 08.08.2024 г.

По седиментологическим, изотопно-геохимическим и микропалеонтологическим параметрам донных осадков из колонки АМК-5188 выявлены различия природной среды последнего межледниковья позднего плейстоцена (морская изотопно-кислородная подстадия 5e) и голоцена в Лофотенской котловине Норвежского моря. Местный термический оптимум последнего межледниковья был смещен на вторую половину подстадии 5e ~124–115 тыс. лет назад и состоял из двух коротких интервалов, разделенных сильным похолоданием ~122–120 тыс. лет назад. В раннем–среднем голоцене ~10–3 тыс. лет назад отмечен длинный устойчивый климатический оптимум по всем основным выявленным параметрам, а короткий палеотемпературный минимум произошел в позднем голоцене ~3–2 тыс. лет назад в ходе регионального неогляциального похолодания.

Ключевые слова: четвертичная палеоокеанология, межледниковые условия, палеоклиматический оптимум, микропалеонтология, седиментология

DOI: 10.31857/S0030157424060107, **EDN:** FHUDWM

ВВЕДЕНИЕ

Изучение четвертичных межледниковий в северной части Атлантического океана позволяет улучшить понимание регионального развития субарктических природных систем при сильном потеплении глобального климата. Высокие широты Северной Атлантики, включая Норвежско-Гренландский бассейн (НГБ), — давний классический полигон изучения четвертичной палеоокеанологии [26]. Многие работы зарубежных и отечественных коллег детально исследовали условия в момент последнего ледникового максимума и на переходе от него к голоцену [12]. Но палеоокеанология межледниковий в регионе остается менее изученной.

Среди других последнее в плейстоцене Эмское межледниковье *sensu stricto* (в морской хроностратиграфии ≈ подстадия 5e “теплой” изотопно-кислородной стадии (ИКС) 5) [16] описано в работах по палеоокеанологии НГБ в наиболь-

шей степени. По [4] в четвертичное время только палеоусловия ИКС 5e и голоцена как нынешнего межледниковья (≈ ИКС 1) могли быть сходными в НГБ по уровню общего потепления. В конце 1970-х гг. было впервые показано вероятное сходство поверхностных и глубинных условий НГБ в ИКС 5e и голоцене [15]. В 1990-е гг. при изучении осадочного материала из скважин глубоководного бурения и длинных колонок выявлена сильная изменчивость температуры поверхностной воды и накопления биогенных карбонатов, а также неоднократное поступление крупнозернистого терригенного материала ледового разноса в центре и на севере НГБ в ИКС 5e [5]. В отличие от голоцена, в ИКС 5e предполагается усиление ветви теплой атлантической воды от Норвежского течения в сторону Гренландии [4], а максимум тепла мог быть смещен к концу ИКС 5e [33]. Поэтому палеоокеанология последнего межледниковья, если рассматривать

его как аналог голоцена в НГБ, требует дополнительного анализа.

Данная статья сопоставляет природные условия в последнем межледниковье (\approx ИКС 5e) и голоцене (\approx ИКС 1) в центре Норвежского моря по седиментологическим, изотопно-геохимическим и микропалеонтологическим данным анализа четвертичных отложений, включая реконструкцию палеотемпературы подповерхностной воды. Наши результаты показывают сходные черты и существенные различия палеообстановки как при наступлении межледниковых ИКС 5e и 1, так и внутри них.

Район нашего исследования (рис. 1) – юго-западная часть Лофотенской котловины – находится под влиянием западной ветви североатлантических вод Норвежского течения, но недалеко от Арктического фронта. Он хорошо подходит для описания ледниковых/межледниковых смещений Арктического фронта и потоков атлантических/арктических вод. Две основные системы течений определяют современную океанографию НГБ [8, 24]. Теплая соленая атлантическая вода поступает с юга главным

образом между Исландией и Шетландскими островами через Фарерско-Исландский порог и Фарерско-Шетландский желоб. Она распространяется на север двумя ветвями: основной восточной вдоль Норвегии и западной, огибающей Лофотенскую котловину с юга и запада. Холодные, менее соленые полярные воды Восточно-Гренландского течения выходят из Арктики в западной части пролива Фрама вдоль окраины Гренландии и частично ответвляются в центр НГБ на $\sim 73^\circ$ с.ш. Взаимодействие и смешивание полярных вод с атлантическими водами образует арктические воды. Близкое расположение полярных, арктических и атлантических вод с различными гидрологическими параметрами создает четкие широтные градиенты температуры и солености, биопродуктивности и концентрации морского льда. Важной океанографической границей между арктическими и атлантическими водами служит Арктический фронт [30]. Фронтальная зона имеет высокую динамичность и чувствительность к изменениям распределения и параметров основных течений.

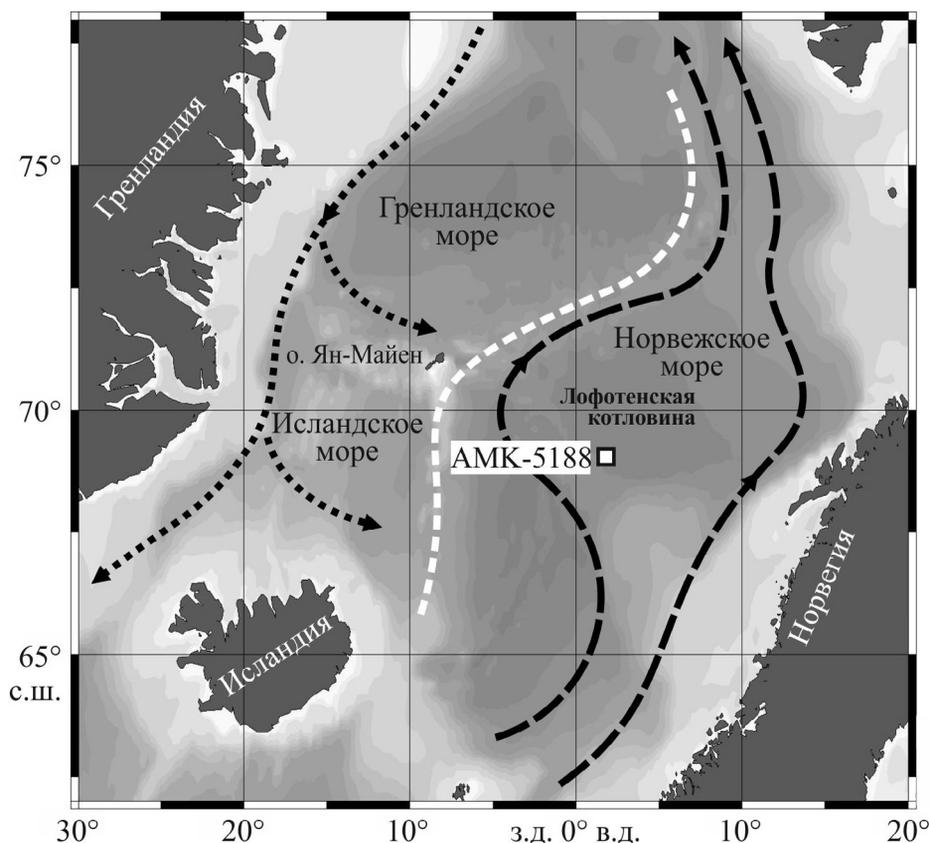


Рис. 1. Расположение колонки осадков АМК-5188 в Норвежско-Гренландском бассейне. В генерализованном виде по [8, 24, 30] показаны: теплые поверхностные течения – черными штриховыми стрелками, холодные поверхностные – черными пунктирными стрелками, Арктический фронт – белой штриховой линией. Бланк карты сделан при помощи компьютерной программы Ocean Data View [27].

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Колонка АМК-5188 (69°02.67' с.ш., 02°06.59' в.д., глубина моря 3206 м, длина разреза 417 см) (рис. 1) получена гравитационной трубой в 62-м рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш” в 2015 г. Осадки представлены серыми, оливково-серыми и коричневатыми пелитовыми и авлевритово-пелитовыми илами с прослоями мелкозернистого песка.

Два способа позволили построить хроностратиграфию разреза. Один способ – радиоуглеродное датирование абсолютного возраста – использован для хроностратиграфии верхних 110 см колонки. Десять AMS¹⁴C-датировок абсолютного возраста (таблица) по раковинам вида планктонных фораминифер *Neogloboquadrina (N.) pachyderma* (sin.) сделаны в лабораториях Beta Analytic Testing Laboratory, Miami, FL, USA, и Poznan Radiocarbon Laboratory, Poznan, Poland. Радиоуглеродные даты калиброваны в календарные в компьютерной программе CALIB ver. 8.2 [29] с использованием калибровочной кривой IntCal20 [25], учитывая поправку на региональный резервуарный эффект по [10, 28]. Возраст проб осадков из верхних 110 см разреза по калиброванным ¹⁴C-датам рассчитан при помощи компьютерной программы rbacon ver. 3.0.0 на основе Bayesian modelling [6]. Другой способ – изотопно-кислородная стратиграфия по определениям δ¹⁸O (‰ PDB) в раковинах вида планктонных фораминифер *N. pachyderma* (sin.) – использован для хроностратиграфии от уровня 110 см вниз до основания колонки. Данные по δ¹⁸O получены для образцов через каждые 2–10 см разреза в Leibniz Laboratory of Radiometric Dating and Stable Isotope Research of Kiel University, Germany, и в Marine Stable Isotope Laboratory

(MASTIL) of National Centre for Polar and Ocean Research, Vasco da Gama, Goa, India. Хроностратиграфия разреза от уровня 110 см до основания колонки (уровень 417 см) рассчитана по корреляции записей δ¹⁸O в нашей колонке АМК-5188 и одной из опорных колонок средне-позднеплейстоценовых отложений НГБ GIK23071–3 с плато Воринг [31], при этом хроностратиграфия колонки GIK23071–3 основана на стандартной четвертичной изотопно-кислородной шкале для океана SPECMAP [20]. Возраст проб осадков ниже уровня 110 см по данным указанной выше корреляции записей δ¹⁸O рассчитан при помощи компьютерной программы PaleoData View ver. 1.0.0.2 на основе Bayesian modelling [17].

Для проб через каждые 10 см разреза сделаны определения содержания валового неорганического и органического углерода, из разницы которых с коэффициентом 8.33 вычислена концентрация карбоната кальция (весовые %).

В пробах через каждые 10 см разреза, а в интервалах 0–110 см и 180–260 см (включая голоцен и последнее межледниковье плейстоцена соответственно) через каждые 1–2 см подсчитано общее содержание раковин планктонных фораминифер (ПФ) во фракции осадка >125 мкм и бентосных фораминифер (БФ) во фракции осадка >63 мкм с последующим расчетом общего содержания экземпляров в 1 г сухого непромытого осадка (экз./г) и относительная концентрация видов (% от общего числа подсчитанных экземпляров). При анализе фораминифер определено число крупных терригенных зерен во фракции >250 мкм (экз./г сухого непромытого осадка) как показатель содержания материала ледового/айсбергового разноса (МЛР).

Таблица. Радиоуглеродные датировки абсолютного возраста осадков колонки АМК-5188

Глубина в колонке, см	Код лаборатории датирования	Материал датирования	¹⁴ C-датировки, лет	Поправка на резервуарный эффект, лет [10, 28]
2–3	Beta-527817	Раковины вида планктонных фораминифер <i>Neogloboquadrina pachyderma</i> (sin.)	1920 ± 30	–405
14–15	Poz-100589		3845 ± 35	–405
28–29	Poz-100588		6750 ± 40	–405
36–37	Poz-100587		7990 ± 50	–405
45–46	Poz-100586		8040 ± 50	–405
70–71	Poz-100585		9600 ± 50	–405
77–78	Beta-518121		10980 ± 30	–500
91–92	Beta-518122		16600 ± 40	–1400
99–100	Beta-518123		19700 ± 60	–700
110–111	Beta-518124		25280 ± 100	–700

Реконструкция палеотемпературы летней подповерхностной воды (глубина моря 50 м) по распределению видов ПФ сделана с использованием компьютерной программы PaleoTool Vox (факторный анализ) по методике, описанной в [21].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Детали определения интервалов стандартных изотопно-кислородных стадий (ИКС) и возрастных уровней в колонке даны в [2]. Рис. 2 показывает сопоставление изотопно-кислородной кривой

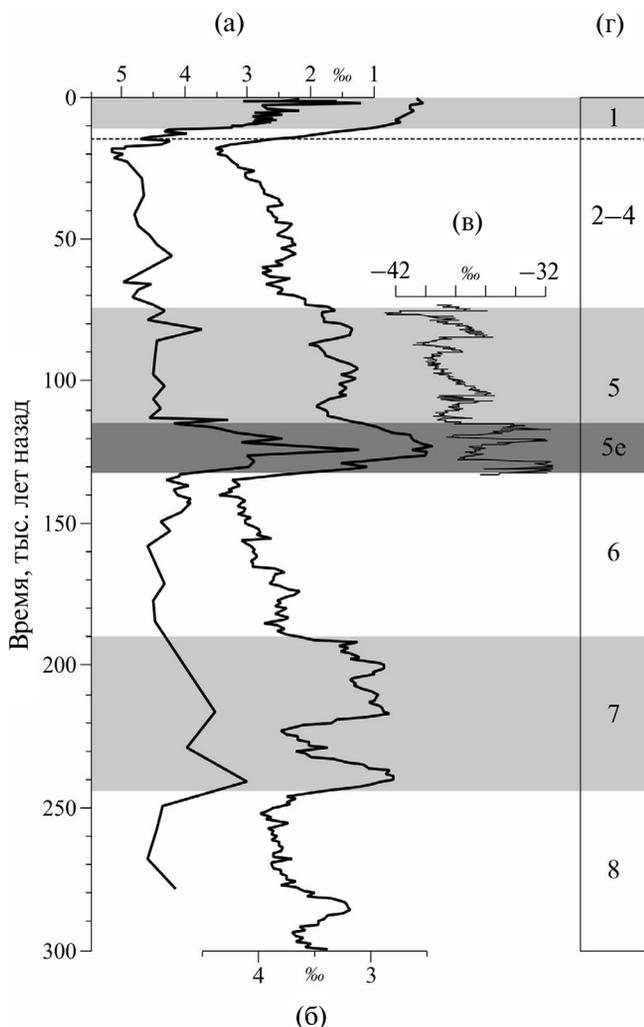


Рис. 2. Хроностратиграфия колонки АМК-5188: а) изотопно-кислородная кривая, б) стандартная глобальная изотопно-кислородная кривая LR04 Global Pliocene-Pleistocene Benthic Stack [18], изотопно-кислородная кривая для колонки Гренландского льда GRIP1997 в пределах ИКС 5 [14], г) номера стандартных изотопно-кислородных стадий (ИКС). Горизонтальные серые полосы показывают интервалы теплых ИКС, горизонтальная темно-серая полоса показывает интервал последнего межледниковья плейстоцена (ИКС 5e). Горизонтальная штриховая линия показывает стандартное начало межстадиала беллинг 14.6 тлн [22].

по колонке АМК-5188 с аналогичными кривыми: LR04 Global Pliocene-Pleistocene Benthic Stack $\delta^{18}\text{O}$ PDB – общепринятой международной стандартной для океана [18], и GRIP1997 $\delta^{18}\text{O}$ SMOW – для колонки Гренландского льда в пределах ИКС 5 [14]. Колонка АМК-5188 охватывает интервал ИКС 8–1 от конца среднего плейстоцена по голоцен в пределах последних ~280 тыс. лет. Подстадия ИКС 5e как последнее межледниковье ~132–115 тыс. лет назад (тлн) в пределах “теплой” ИКС 5 и стадия ИКС 1 ~11–0 тлн как голоцен или нынешнее межледниковье имеют четко выраженные пики самых “легких” для всей колонки значений $\delta^{18}\text{O}$. Временные границы ИКС 5e соответствуют общепринятым для глобальных событий позднего плейстоцена [16], но начало ИКС 1 в колонке АМК-5188 как резкий переход на графике $\delta^{18}\text{O}$ (рис. 2а) сильно запаздывает по отношению к стандартному началу межстадиала беллинг 14.6 тлн [22], которое четко проявляется на кривой LR04 (рис. 2б).

Рис. 3 показывает распределение выявленных палеопараметров в интервалах колонки АМК-5188, охватывающих ИКС 5e и 1. Изменения двух ведущих параметров, которые иллюстрируют ледниковую обстановку – $\delta^{18}\text{O}$ и МЛР, – согласованно обозначают начало межледниковых ИКС 5e и 1. Резкое падение концентрации МЛР вплоть до исчезновения в осадках произошло в момент быстрого уменьшения значений $\delta^{18}\text{O}$ от 4–4.5 до 3 и менее ‰ PDB на уровне ~132 тлн для ИКС 5e и ~11 тлн для ИКС 1. Еще один общий признак ИКС 5e и 1 – отставание изменений других характеристик осадков от ледниково-межледникового перехода в распределении $\delta^{18}\text{O}$ и МЛР: с задержкой росли содержание CaCO_3 , абсолютные концентрации ПФ и БФ, роль межледниковых комплексов ПФ и БФ (по относительной доли типичных видов). Но форма и временная величина отставания этих характеристик была разной для обеих ИКС.

В пределах ИКС 5e содержание CaCO_3 , ПФ и БФ хоть и показывало слабый тренд к увеличению, но резко выросло до значений, обычно характерных для теплых интервалов, только по окончании этой подстадии после уровня ~115 тлн. В конце ледниковой ИКС 6, на переходе от ледниковой ИКС 6 к межледниковой ИКС 5e и в первой половине ИКС 5e вплоть до уровня ~124 тлн в ЮЗ части Лофотенской котловины существовали полярные комплексы ПФ с концентрацией около 90% вида *N. pachyderma* (sin.). В интервале ~124–115 тлн его содержание дважды падало почти до 40%, а подповерхностная температура

резко повысилась до современных значений — более 7°C. Таким образом, “оптимальная” часть межледниковой ИКС 5е в районе исследования была смещена в ее вторую половину, а сам оптимум разделялся на два коротких эпизода длительностью до ~1–3 тыс. лет, относящихся к уровням ~124–123 и ~118–115 тлн. В этих эпизодах несколько повышалась абсолютная концентрация раковин фораминифер и усиливалась роль относительно тепловодных видов ПФ (*N. pachyderma* (dex.) до 12–17%, *Turborotalita quinqueloba* до 30%, *Globigerina bulloides* до 3%, *Globigerinita glutinata* до 4–7%). Сходные сведения о развитии природной среды есть для плато Воринг, находящегося под основным потоком атлантической воды [3], где максимум потепления отмечен во второй половине последнего межледниковья (≈ ИКС 5е) между ~125 и ~115 тлн, но без сильного похолодания в середине интервала. Математические модели [11] показывают, что сочетание высокого уровня инсоляции и активного таяния материковых лед-

ников могли привести к сильному опреснению/охлаждению поверхности и ослаблению вертикальной конвекции и термохалинной циркуляции в Северной Атлантике и НГБ в начале ИКС 5е. Наши данные по палеотемпературе и комплексам фораминифер подтверждают такую общую картину о холодной первой половине последнего межледниковья в НГБ. Также на активную вертикальную конвекцию только во второй половине ИКС 5е ~121–114 тлн, приводившую к большей гидродинамике придонной воды, насыщенной кислородом, в записях колонки АМК-5188 может указывать устойчивый максимум до 26–36% содержания вида БФ *Cibicidoides* (*C.*) *wuellerstorfi* [32]. Очень высокая концентрация *C. wuellerstorfi* может иметь два объяснения: как показатель активности вертикальной (термохалинной) конвекции в районе исследования (в Лофотенской котловине) и/или, по аналогии с нынешней ситуацией, как индикатор поступления сюда придонной воды из Гренландского моря (основного

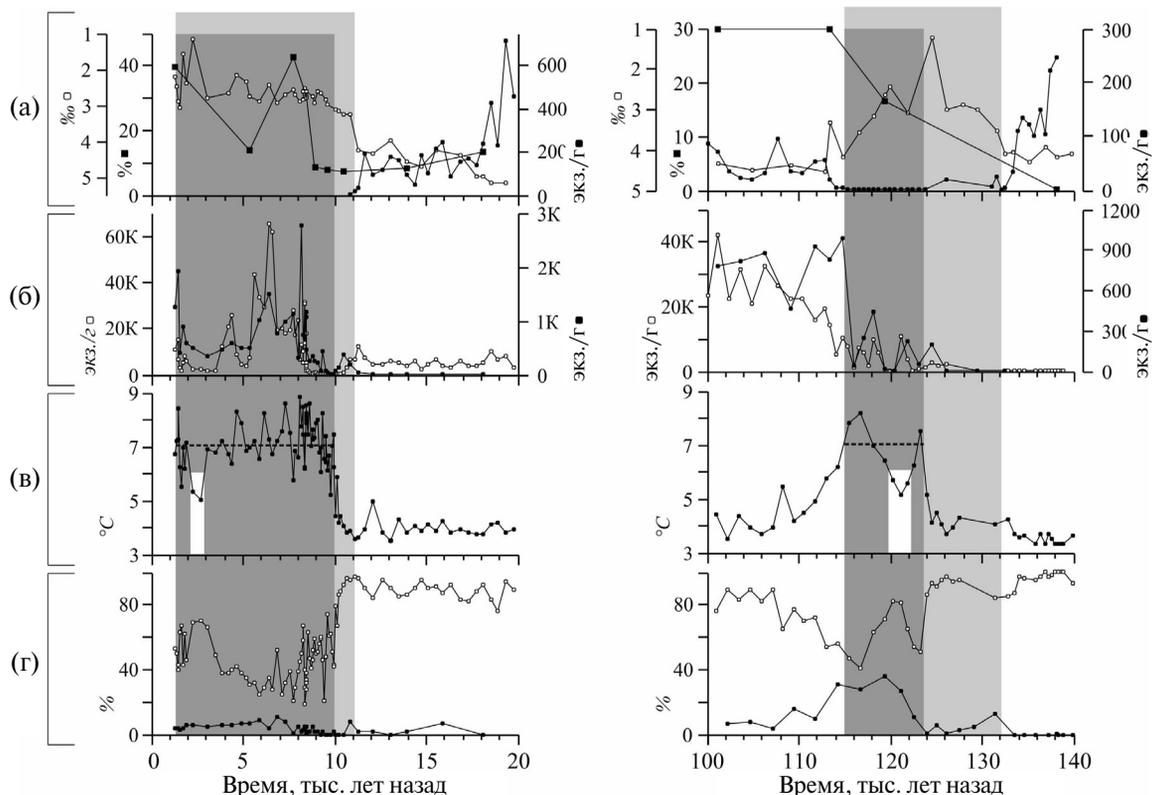


Рис. 3. Распределение палеопараметров в колонке АМК-5188: а) CaCO_3 (черные квадраты), $\delta^{18}\text{O}$ (белые кружки), материал ледового разноса (черные кружки); б) общее содержание планктонных фораминифер (белые кружки) и бентосных фораминифер (черные кружки); буква К в числах на вертикальных осях означает $\cdot 10^3$; в) летняя температура подповерхностной воды (глубина 50 м), реконструированная по распределению планктонных фораминифер; горизонтальная штриховая линия показывает современную температуру в точке колонки АМК-5188 по данным из World Ocean Atlas 2018 [19]; г) относительная концентрация характерных видов фораминифер — планктонный вид *Neogloboquadrina pachyderma* (sin.) (белые кружки) и бентосный вид *Cibicidoides wuellerstorfi* (черные кружки). Серые вертикальные полосы показывают интервалы последнего межледниковья (≈ ИКС 5е) и голоцена (≈ ИКС 1) на правой и левой панели рисунка соответственно. Темно-серые вертикальные полосы показывают интервалы температурных оптимумов. Белые вертикальные полосы на графиках в) показывают интервалы температурных минимумов.

района современной конвекции в НГБ) через разломные проходы к северу от о. Ян-Майен [7]. Наши данные по колонке АМК-5188 пока не могут дать ясное обоснование для какого-то из этих объяснений.

В середине обнаруженного нами позднего местного оптимума ИКС 5е между ~122 и 120 тлн произошло глубокое падение температуры подповерхностной воды, соответствующее только сильному росту концентрации полярного вида *N. pachyderma* (sin.), но не вариациям других параметров осадка, как вероятный отклик на кратковременное продвижение Арктического фронта к району исследования. Поступление МЛР в осадок в это время не возобновлялось. Нестабильность глобального климата в последнее межледниковье давно установлена разными работами [9]. Но для НГБ четкий палеотемпературный минимум в пределах ИКС 5е пока не был установлен. В нашем случае его можно соотнести с холодными событиями (cold-event) C27/C26 в середине ИКС 5е для открытой Северной Атлантики [23], а также для ледовой колонки Гренландии GRIP [14]. После ИКС 5е большое накопление карбоната кальция и раковин ПФ+БФ в ЮЗ части Лофотенской котловины при небольшой ледовой активности (низкие значения МЛР) могло означать близкое расположение Арктического фронта как зоны высокой биопродуктивности в интервале продолжающейся теплой ИКС 5.

В голоцене (~ межледниковая ИКС 1) пики концентрации CaCO_3 , ПФ и БФ тоже произошли с задержкой в ~2.5 тыс. лет после ледниково-межледникового перехода (после одновременного снижения накопления МЛР и уменьшения значений $\delta^{18}\text{O}$). Задержка была короткой и случилась только в самом начале межледниковой ИКС 1. Максимальное содержание CaCO_3 , ПФ и БФ приурочено к региональному оптимуму раннего—среднего голоцена [13] и к потеплению в конце голоцена после уровня ~2 тлн [1]. Это сильно отличается от ИКС 5, когда данные параметры показали свой рост только после всего интервала межледниковой ИКС 5е. Как предполагалось выше, в ИКС 5 пики этих параметров могли скорее отразить близкое расположение Арктического фронта (по низким значениям реконструированной температуры) с его высокой биопродуктивностью. Но в голоцене они, видимо, показали окончательное восстановление близкого к современному уровня притока теплой североатлантической воды. Признаки последней хорошо видны в появлении ряда видов ПФ как типичных таксонов умеренной зоны Северной Атлантики, при

этом в значительно бóльших концентрациях, чем в оптимуме ИКС 5е (*N. pachyderma* (dex.) до 15–28%, *Turborotalita quinqueloba* до 50–66%, *Globigerina bulloides* до 15–24%, *Globigerinita glutinata* до 3–5%). Высокая палеотемпература с небольшими вариациями около современного уровня сохранялась в длинном интервале ~10–3 тлн. Она резко снизилась ~3–2 тлн (на фоне низкой концентрации ПФ и БФ) во время неогляциального похолодания и восстановилась после уровня ~2 тлн. Содержание вида БФ *C. wuellerstorfi* в голоцене было невысоким: первые проценты до уровня ~7.5 тлн и до 10% позднее, — что может указывать на меньшее, чем во второй половине ИКС 5е, влияние насыщенной кислородом придонной воды (? менее активная вертикальная конвекция).

ВЫВОДЫ

В ЮЗ части Лофотенской котловины наступление последнего межледниковья (~ ИКС 5е) ~132 тлн и голоцена как нынешнего межледниковья (~ ИКС 1) ~11 тлн отмечается по одновременно произошедшим сильному снижению значений $\delta^{18}\text{O}$ раковин ПФ и резкому падению содержания вплоть до исчезновения МЛР.

По распределению видов ПФ и реконструированной палеотемпературы подповерхностной воды местный оптимум последнего межледниковья был смещен на вторую половину ИКС 5е ~124–115 тлн и состоял из двух коротких интервалов, разделенных сильным похолоданием ~122–120 тлн. Большие величины содержания CaCO_3 и раковин фораминифер в осадках после оптимума ИКС 5е могли отразить высокую биопродуктивность вблизи Арктического фронта.

В отличие от ИКС 5е, в раннем—среднем голоцене ~10–3 тлн отмечен длинный оптимум по основным выявленным параметрам: устойчиво “легким” значениям $\delta^{18}\text{O}$ раковин ПФ, высоким величинам CaCO_3 и общей концентрации раковин фораминифер, резкому падению содержания полярного вида ПФ *N. pachyderma* (sin.) на фоне значительного роста видов ПФ из умеренной зоны Северной Атлантики, палеотемпературе подповерхностной воды около или выше современной. В позднем голоцене короткий минимум палеотемпературы ~3–2 тлн отразил региональное неогляциальное похолодание.

Благодарности. Авторы благодарны экипажу НИС “Академик Мстислав Келдыш”, А.И. Мамочкиной, Г.В. Малафееву и С.М. Исаченко за помощь в отборе проб осадков, А.А. Клювиткину и Н.В. Политовой за всестороннее содействие

в работе. Мы благодарим рецензента за комментарии и предложения по улучшению статьи.

Источники финансирования. Работа выполнена по проекту РНФ № 24-17-00044, <https://rscf.ru/project/24-17-00044>, (палеорекострукции, написание статьи) и по Госзаданию ИО РАН № FMWE-2024-0020 (отбор осадков, геохимические исследования).

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Клювиткина Т.С., Новичкова Е.А., Матуль А.Г., Кравчишина М.Д. Природная среда Норвежского моря в голоцене по данным анализа ископаемых микроводорослей // Докл. РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 513. № 2. С. 89–94. <https://doi.org/10.31857/S2686739723601631>
2. Новичкова Е.А., Демина Л.Л., Стародымова Д.П. и др. Средне-позднечетвертичная стратиграфия и палеосреда осадконакопления Норвежского моря на основе комплекса данных по палеомаркерам // Докл. РАН. Науки о Земле. 2024. (в печати).
3. Bauch H.A., Erlenkeuser H. A “critical” climatic evaluation of last interglacial (MIS5e) records from the Norwegian Sea // Polar Research. 2008. V. 27. P. 135–151. <https://doi.org/10.1111/j.1751-8369.2008.00059.x>
4. Bauch H.A., Struck U., Thiede J. Planktic and Benthic Foraminifera as Indicators of Past Ocean Changes in Surface and Deep Waters of the Nordic Seas // The Northern North Atlantic / P. Schäfer, W. Ritzrau, M. Schlüter, J. Thiede (Eds.). Berlin, Heidelberg: Springer, 2001. P. 411–421. https://doi.org/10.1007/978-3-642-56876-3_22
5. Baumann K.-H., Lackschewitz K.S., Mangerud J. et al. Reflection of Scandinavian Ice Sheet Fluctuations in Norwegian Sea Sediments during the Past 150,000 Years // Quaternary Research. 1995. V. 43(2). P. 185–197. <https://doi.org/10.1006/qres.1995.1019>
6. Blaauw M., Christen J.A. Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process // Bayesian Analysis. 2011. V. 6(3). P. 457–474. <https://doi.org/10.1214/11-BA618>
7. Blindheim J. Arctic intermediate water in the Norwegian sea // Deep Sea Research Part A. 1990. V. 37. Is. 9. P. 1475–1489. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(90\)90138-L](https://doi.org/10.1016/0198-0149(90)90138-L)
8. Blindheim J., Østerhus S. The Nordic Seas, main oceanographic features // The Nordic Seas: An Integrated Perspective / H. Drange, T. Dokken, T. Furevik et al. (Eds.). AGU Geophysical Monograph 158. Washington, DC: American Geophysical Union (AGU), 2005. P. 11–38. <https://doi.org/10.1029/158GM03>
9. Cheddadi R., Mamakowa K., Guiot J. et al. Was the climate of the Eemian stable? A quantitative climate reconstruction from seven European pollen records // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1998. V. 143. P. 73–85. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(98\)000-67-4](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(98)000-67-4)
10. Ezat M.M., Rasmussen T.L., Skinner L.C., Zamelczyk K. Deep ocean ¹⁴C ventilation age reconstructions from the Arctic Mediterranean reassessed // Earth and Planetary Science Letters. 2019. V. 518. P. 67–75. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.04.027>
11. Govin A., Braconnot P., Capron E. et al. Persistent influence of ice sheet melting on high northern latitude climate during the early Last Interglacial // Climate of the Past. 2012. V. 8. P. 483–507. <https://doi.org/10.5194/cp-8-483-2012>
12. Hald M., Andersson C., Ebbesen H. et al. Variations in temperature and extent of Atlantic water in the northern North Atlantic during the Holocene // Quaternary Science Reviews. 2007. V. 26. P. 3423–3440. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.10.005>
13. Jansen E., Andersson C., Moros M. et al. The Early to Mid-Holocene Thermal Optimum in the North Atlantic // Natural Climate Variability and Global Warming / R.W. Battarbee, H.A. Binney (Eds.). Oxford, UK: Blackwell Publishing Ltd., 2008. P. 123–137. <https://doi.org/10.1002/9781444300932.ch5>
14. Johnsen S.J., Clausen H.B., Dansgaard W. et al. The δ¹⁸O record along the Greenland Ice Core Project deep ice core and the problem of possible Eemian climatic instability // Journal of Geophysical Research. 1997. V. 102. P. 26397–26410. <https://doi.org/10.1029/97JC00167>
15. Kellogg T.B., Duplessy J.-C., Shackleton N.J. Planktonic foraminiferal and oxygen isotopic stratigraphy and paleoclimatology of Norwegian Sea deep-sea cores // Boreas. 1978. V. 7(1). P. 61–73. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.1978.tb00051.x>
16. Kukla G.J., Bender M.L., de Beaulieu J.-L. et al. Last Interglacial Climates // Quaternary Research. 2002. V. 58(1). P. 2–13. <https://doi.org/10.1016/qres.2001.2316>
17. Langner M., Mulitza S. Technical note: PaleoData-View – a software toolbox for the collection, homogenization and visualization of marine proxy data // Climate of the Past. 2019. V. 15(6). P. 2067–2072. <https://doi.org/10.5194/cp-15-2067-2019>
18. Lisiecki L.E., Raymo M.E. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic δ¹⁸O records // Paleooceanography. 2005. V. 20. PA1003. <https://doi.org/10.1029/2004PA001071>
19. Locarnini R.A., Mishonov A.V., Baranova O.K. et al. World Ocean Atlas 2018, V. 1: Temperature. NOAA Atlas NESDIS 81, 2018. 52 pp. <https://www.ncei.noaa.gov/products/world-ocean-atlas>.
20. Martinson D.G., Pisias N.G., Hays J.D. et al. Age dating and the orbital theory of the ice ages: Development

- of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy // *Quaternary Research*. 1987. V. 27. P. 1–30. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(87\)90046-9](https://doi.org/10.1016/0033-5894(87)90046-9)
21. *Matul A., Barash M.S., Khusid T.A. et al.* Paleoenvironment Variability during Termination I at the Reykjanes Ridge, North Atlantic // *Geosciences*. 2018. V. 8. № 10. Art. 375. <https://doi.org/10.3390/geosciences8100375>
 22. *Naughton F., Sánchez-Goñi M.F., Landais A. et al.* Chapter 6 – The Bølling–Allerød Interstadial // *European Glacial Landscapes / D. Palacios, P.D. Hughes, J.M. García-Ruiz, N. Andrés (Eds.)*. Amsterdam, Netherlands: Elsevier BV, 2023. P. 45–50. <https://doi.org/10.1016/B978-0-323-91899-2.00015-2>
 23. *Oppo D.W., McManus J.F., Cullen J.L.* Evolution and demise of the Last Interglacial warmth in the subpolar North Atlantic // *Quaternary Science Reviews*. 2006. V. 25. Is. 23–24. P. 3268–3277. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.07.006>
 24. *Orvik K.A., Niiler P.* Major pathways of Atlantic water in the northern North Atlantic and Nordic Seas towards Arctic // *Geophysical Research Letters*. 2002. V. 29. 1896. <https://doi.org/10.1029/2002GL015002>
 25. *Reimer P., Austin W., Bard E. et al.* The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP) // *Radiocarbon*. 2020. V. 62(4). P. 725–757. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>
 26. *Ruddiman W.F., McIntyre A.* Northeast Atlantic paleoclimatic changes over the past 600,000 years // *Geological Society of America Memoirs*. 1976. V. 145. P. 111–146.
 27. *Schlitzer R.* Ocean Data View. 2021. odv.awi.de (accessed on 21 May 2024).
 28. *Skinner L.C., Muschitiello F., Scrivner A.E.* Marine Reservoir Age Variability Over the Last Deglaciation: Implications for Marine Carbon Cycling and Prospects for Regional Radiocarbon Calibrations // *Paleoceanography and Paleoclimatology*. 2019. V. 34. P. 1807–1815. <https://doi.org/10.1029/2019PA003667>
 29. *Stuiver M., Reimer P.J.* Extended ¹⁴C Data Base and Revised CALIB 3.0 ¹⁴C Age Program // *Radiocarbon*. 1993. V. 35. P. 215–230.
 30. *Swift J.* The Arctic waters // *The Nordic Seas / B. Hurdle (Ed.)*. New York, NY, USA: Springer, 1986. P. 129–151.
 31. *Vogelsang E.* Paläo-Ozeanographie des Europäischen Nordmeeres an Hand stabiler Kohlenstoff- und Sauerstoffisotope // *Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313, Christian-Albrechts-Universität, Kiel*. 1990. V. 23. 136 p. <https://doi.org/10.2312/reports-sfb313.1990.23>
 32. *Wang W., Zhao M., Yang J. et al.* The marine environmental evolution in the northern Norwegian Sea revealed by foraminifera during the last 60 ka // *Advances in Polar Science*. 2021. V. 32(3). P. 210–220. <https://doi.org/10.13679/j.advps.2021.0020>
 33. *Zhuravleva A., Bauch H.A., Spielhagen R.F.* Atlantic water heat transfer through the Arctic Gateway (Fram Strait) during the Last Interglacial // *Global and Planetary Change*. 2017. V. 157. P. 232–243. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2017.09.005>

COMPARISON OF ENVIRONMENTS OF THE LAST INTERGLACIAL AND THE HOLOCENE IN THE LOFOTEN BASIN (NORWEGIAN SEA)

A. Matul^{a,*}, E. Novichkova^a, M. Chekhovskaya^a, L. Lozinskaia^a,
P. Behera^{b,c}, M. Tiwari^b, R. Mohan^b, M. Kravchishina^a

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

^b *National Centre of Polar and Ocean Research, Vasco da Gama, Goa, India*

^c *School of Geography, Geology and the Environment, University of Leicester, Leicester, United Kingdom*

* e-mail: amatul@mail.ru

Based on sedimentological, isotope-geochemical and micropaleontological parameters of bottom sediments of the core AMK-5188, differences in the natural environment of the last interglacial of the Late Pleistocene (marine oxygen isotope substage 5e) and the Holocene in the Lofoten Basin of the Norwegian Sea were revealed. The local thermal optimum of the last interglacial was shifted to the second half of substage 5e ~124–115 thousand years ago and consisted of two short intervals separated by strong cooling ~122–120 thousand years ago. In the Early-Middle Holocene ~10–3 thousand years ago, a long stable climate optimum was noted for main identified parameters, and a short paleotemperature minimum occurred in the Late Holocene ~3–2 thousand years ago during the regional Neoglacial cooling.

Keywords: Quaternary paleoceanology, interglacial environments, paleoclimatic optimum, micropaleontology, sedimentology

УДК 551.242.056+551.462.8+553.981

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ГАЗОНАСЫЩЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

© 2024 г. Н. О. Сорохтин^{1, *}, С. Л. Никифоров¹, Л. И. Лобковский¹,
Р. А. Ананьев¹, О. П. Корсакова², И. В. Чикирев², В. А. Путанс¹, Н. Н. Дмитриевский¹,
Н. Е. Козлов², Е. А. Сухих³, А. П. Денисова³, Е. А. Мороз³, Н. В. Куликов⁴

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

²Геологический институт Кольского НЦ РАН, Апатиты, Россия

³Геологический институт РАН, Москва, Россия

⁴ООО «Арктические технологии», Москва, Россия

Поступила в редакцию 04.03.2024 г.

После доработки 07.03.2024 г.

Принята к публикации 18.04.2024 г.

В статье рассматриваются вопросы выявления пространственно-временных закономерностей формирования потенциально нефтегазонасыщенного региона и условий газонасыщения современных осадков в зоне сочленения двух разновозрастных континентальных литосферных плит: древней (архейской) – Русской и молодой с гренвилевским фундаментом – Баренцевоморской. Дается описание геодинамической эволюции региона, приводятся данные геологического строения структурно-вещественных комплексов неопротерозоя полуостровов Средний и Рыбачий (Кольский п-ов) и прилегающих к ним акваторий Баренцева моря. Совокупность приведенных данных позволяет предположить, что рельеф западной части Российской Арктики был в основном сформирован в результате процессов закрытия Протоатлантического и Уральского палеоокеанов, а позже и палеоокеана Япетус. Нефтегазовый потенциал описываемого региона был сформирован в результате проявления многостадийного и продолжительного по времени процесса, который развивался в фундаменте Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и Баренцевоморско-Печорской плиты (БПП).

Ключевые слова: геодинамика, арктический шельф, углеводородное сырье, п-ова Средний и Рыбачий, Баренцево море, метан, покмарки, сейсмоакустика

DOI: 10.31857/S0030157424060118, **EDN:** FHRWOU

ВВЕДЕНИЕ

Определение условий и способов генерации и созревания углеводородного сырья, выявление возможных областей их локализации в пространстве и времени является крайне важной проблемой, т. к. позволяет оценить их прогнозные ресурсы и технологические условия извлечения из недр. Для этого необходимо определить характер геодинамической эволюции региона и увязать процессы эндогенной и экзогенной активности литосферы с формированием промышленно значимых концентраций не только нефти и газа, но и полезных ископаемых в целом.

Наиболее древние осадочные комплексы, с которыми может быть связана генерация углеводородного сырья в западной части арктического шельфа России и северной Норвегии, по нашему мнению, представлены толщами осадков

пассивной окраины континента средне-поздне-рифейского возраста (1350–620 млн лет назад). Этот период времени продолжительностью около 730 млн лет позволил сформировать на склоне и в основании континента (северное ограничение Балтийского щита) многокилометровые и обогащенные органикой толщи осадков, которые в процессе эволюции дрейфовали совместно с ним из приэкваториальных областей в приполярные. По данным В.Е. Хаина [34] и О.Г. Сорохтина [29], Балтийский щит на рубеже 1.0 млрд лет назад был включен в состав суперконтинента Мезогей (Родиния) и находился на 10–30 градусе северной широты, а позже переместился в приполярные области. Об этом свидетельствуют находки тиллитов и тиллоидов в континентальных терригенных осадках венда (650–570 млн лет назад) в северо-западной оконечности Балтийского

шита [35]. Под действием литостатического давления в них могли формироваться залежи нефти и газа, подобные тем месторождениям, которые в мезокайнозой были сформированы на континентальных склонах Атлантического океана.

Фрагменты описываемого осадочного комплекса, представленного самыми верхними частями разреза, сегодня наблюдаются в зоне сочленения архейского фундамента Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и Баренцево-морско-Печорской плитой (БПП), а их совокупная мощность достигает 20-и км [18].

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ

В позднем венде—раннем кембрии около 620—540 млн лет назад произошло сочленение северной и северо-восточной оконечностей Русской плиты с Баренцево-Печорской плитой, которая впоследствии была разделена на Баренцево-морскую (Свальбардскую), Северо-Карскую и Печорскую [34]. Именно в данный период впервые сложилась близкая к современному облику структура Восточно-Европейской платформы. При этом к северо-западу от нее еще существовал океан Япетус, сформированный после распада суперконтинента Мезогея [30, 43]. Процесс приращения Восточно-Европейской платформы с севера в современных румбах протекал без интенсивной складчатости и магматизма в зоне сочленения плит, что косвенно указывает на касательное сдвиговое приращение единой литосферной плиты или серии эшелонированных островных дуг докембрийского возраста [28]. Сочленение двух разновозрастных литосферных плит привело к надвиганию шельфовых и континентально-склоновых образований среднего и позднего рифея и венда на окраину Русской плиты и формированию в районе полуостровов Средний и Рыбачий крупных правосторонних сдвиговых и взбросо-надвиговых структур [25]. Описанные факты мы связываем с правосторонне-сдвиговым (трансформным) сочленением двух литосферных плит, при котором разделяющий их океанический бассейн был закрыт без субдукционного поглощения на большей ее части. При этом наиболее молодые фрагменты разреза шельфовых и континентально-склоновых образований Восточно-Европейской платформы были взброшены на край плиты, а частью срезаны, перемещены и сгружены в юго-восточном направлении [20]. Эти процессы привели к увеличению степени складчатости и метаморфизма вплоть до зеленосланцевой фации в пределах Канинской

и Тиманской части разреза, а также к проявлению контрастного магматизма от гранитоидного и гранодиоритового до габбро-диабазового. Еще южнее (в Предуралье) эта зона переходит в конвергентную структуру, о чем свидетельствует вскрытый бурением комплекс магматических пород островодужного типа [34].

Выявление силур—раннедевонского и девон—каменноугольного несогласий в чехольных комплексах Свальбардской плиты свидетельствует о многостадийном процессе закрытия океана Япетус к западу от нее и формирования орогенного комплекса Североатлантических Каледонид Норвегии в позднем девоне около 375—362 млн лет назад [23, 24]. На ранней стадии произошло наращивание Свальбардской плиты с запада и формирование складчатой системы субмеридионального (в современных румбах) простираения [34]. Кроме того, в разрезе последнего складчатые образования осложнены крупноамплитудными левосторонними сдвигами, что помогает определить вектор движения литосферных плит друг относительно друга. Также в низах разреза западного блока Шпицбергена выявлены глаукофановые сланцы, свидетельствующие о субдукции более древней Североамериканской плиты под Свальбардскую в этом районе.

Рассматривая процессы закрытия Палеоуральского океана, следует отметить, что в разрезе Свальбардской плиты отраженные события тектонической активизации Герцинского этапа привели к формированию несогласного перекрытия верхнепалеозойских отложений триас-юрскими терригенно-карбонатными толщами [24]. Процесс формирования Уральской складчатой системы сопровождался многостадийным и неравномерным ее сближением и пододвиганием пассивной окраины Восточно-Европейской и Баренцево-морской плиты под активную окраину Западно-Сибирской молодой платформы. Это привело к образованию коллизионной структуры сложной конфигурации в период с раннего карбона (около 350 млн лет назад) на юге по ранний триас (около 265 млн лет назад) на севере [12]. Пассивная окраина Северо-Карской плиты при этом была надвинута на Сибирский кратон, сформировав Таймырскую складчатую систему [18, 27].

В результате завершения Каледонского и Герцинского этапов тектогенеза был сформирован единый суперконтинент Пангея, в северной части которого оказались коллизионно совмещенными литосферные плиты Северо-Американского, Восточно-Европейского и Сибирского древних кратонов. Между ними были зажаты

литосферные плиты с гренвилемским фундаментом, к которым можно отнести Западно-Сибирскую и Баренцевоморско-Печорскую платформы.

Столь сложно сконфигурированное коллизонное сочленение разновозрастных литосферных плит наряду с образованием складчатых систем формировало в их теле систему закономерно расположенных в пространстве разрывных нарушений и специфической складчатости перекрывающих их чехольных комплексов. На рис. 1 отражены условия закономерного образования рифтогенных структур и крупного трансформного разлома в пределах Баренцевоморско-Карского региона, которые неизбежно должны были возникать в результате закрытия палеоокеанов Япетус и Уральский [21, 22]. Характерная углообразная конфигурация коллизонных структур Гренладской и Южно-Карской (Западно-Сибирской) с объединенной в Восточно-Европейскую платформу Русской и Баренцевоморской плитами привело к формированию ортогональной Норвежско-Мезенской системы рифтов (рис. 1). Узлы пересечения наиболее крупных линеамен-

тов зачастую маркируются магматическими комплексами и характеризуются условиями интенсивного прогибания фундамента [42].

Детальные геолого-геофизические исследования в зоне перехода континент — океан в северной части Балтийского щита показали, что на полуострове Рыбачий и в прилегающей к нему акватории Баренцева моря развиты всбросо-сдвиговые, надвиговые и сбросовые структуры, формирующиеся на плечах Норвежско-Мезенской системы рифтогенеза палеозойского времени и образующие блоковую структуру в зоне перехода от древних архейских комплексов Балтийского щита к Баренцевоморской литосферной плите гренвилемского возраста (рис. 2).

Анализ полученных данных показывает закономерное пространственное соподчинение структур проседания в пределах развития грабена Варангер к северу от Кольского п-ова (северная оконечность Балтийского щита) и развития структурных элементов клавишного типа на п-ове Рыбачий. Так, центральная часть п-ова Рыбачий является структурой проседания, ограниченной

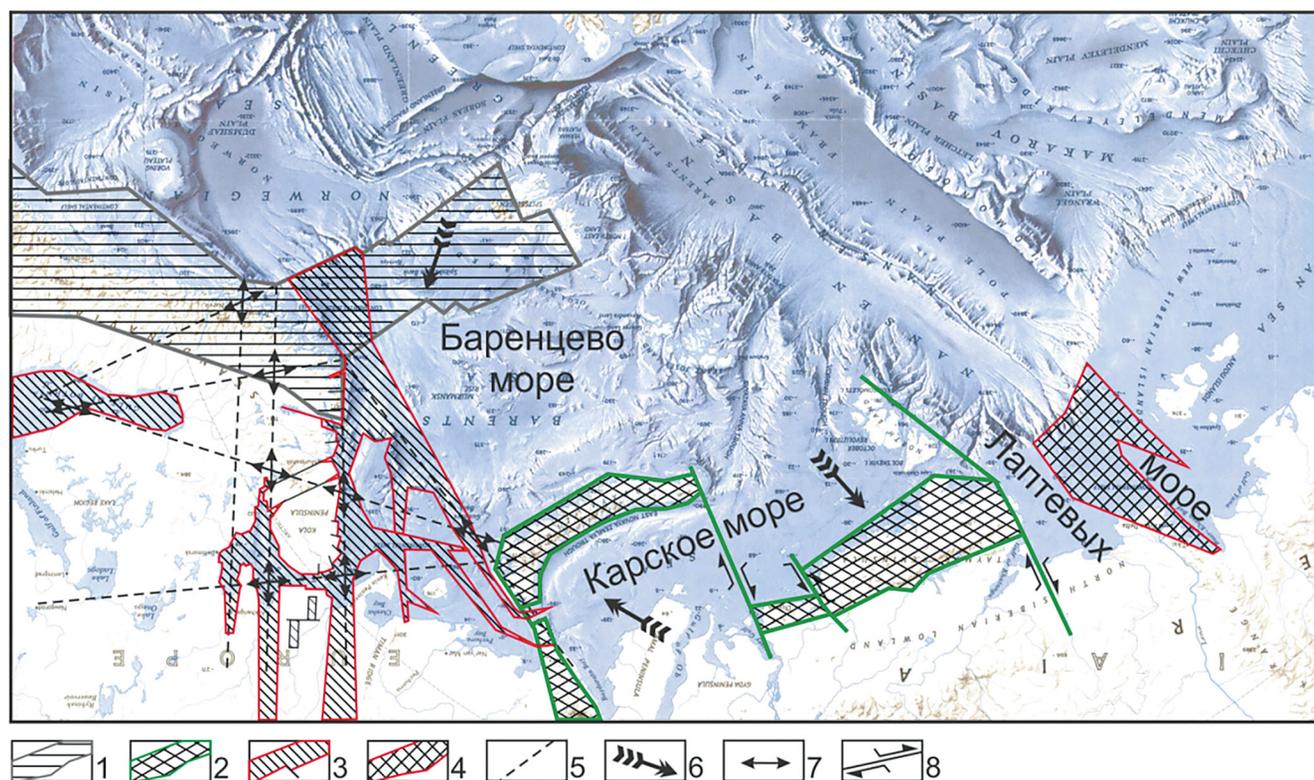


Рис. 1. Реконструкция разрывных нарушений в Восточно-Европейской, Западно-Сибирской и Сибирской платформах в Фанерозое (650–241 млн лет назад): 1 – каледонская фаза складчатости и границы каледонид Норвегии; 2 – герцинская фаза складчатости и формирование Уральской и Таймырской складчатых систем; 3 – рифты Норвежско-Мезенской и Печорской системы; 4 – область формирования континентально-рифтогенных структур на продолжении хребта Гаккеля в Северном Ледовитом океане; 5 – генерализованные линеаменты, формирующиеся в континентальной литосферной плите и маркирующие зоны развития глубинных разломов; 6 – генерализованное направление перемещения литосферных плит; 7 – векторы полей напряжения в континентальной литосфере, 8 – сдвиговая зона трансформного типа.

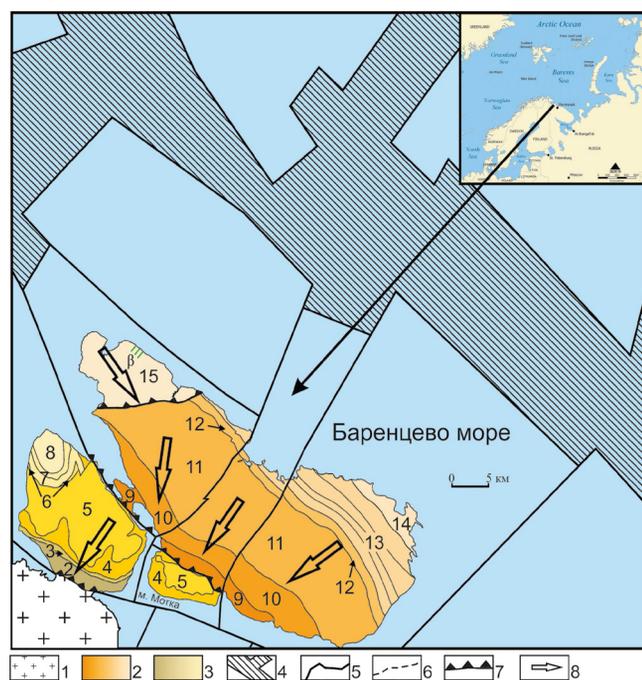


Рис. 2. Схема геологического и блокового строения прибрежной зоны северо-восточной оконечности Балтийского щита с использованием данных [13]. 1 – архейские комплексы Балтийского щита (хребет Мустатунтури), 2 – неопротерозойские (рифейские) комплексы п-ова Рыбачий, 3 – неопротерозойские (рифей–вендские?) комплексы п-ова Средний, 4 – границы блоков коры, 5 – границы стратиграфических подразделений, 6–7 – разрывные нарушения: 6 – с неясной кинематикой, 7 – всбросо-надвиги и надвиги, 8 – векторы движения блоков коры. Цифры на карте: 2–6 – свиты кильдинской серии: 2 – пярярвинская; 3 – палвинская; 4 – поропелонская; 5 – землепахтинская; 6 – каруярвинская; 7–8 – свиты волоковой серии: 7 – куяканская; 8 – пуманская; 9–11 – свиты эйновской серии: 9 – мотовская; 10 – лонская; 11 – перевальная; 12–15 – свиты баргоутной серии: 12 – майская; 13 – зубовская; 14 – цыпнаволокская; 15 – скарбеевская.

крупноамплитудными сдвигами. Горизонтальные амплитуды смещения по ним достигают 100–150 м, а вертикальная составляющая – около 60 м в северной части.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ П-ОВОВ СРЕДНИЙ И РЫБАЧИЙ

В пределах исследуемого региона выделяется две структурно-формационные зоны: перикратонного опускания, включающая территорию п-ова Средний, о. Кильдин и мыса Мотка (п-ов Рыбачий), и пассивной окраины, занимающая значительную часть территории п-ова Рыбачий. Считается, что осадочные образования п-ова Рыбачий слагают аллохтонную пластину, надвинутую на отложения п-ова Средний (рис. 2).

Зона перикратонного опускания. Согласно существующей стратиграфической схеме среди отложений, распространенных на п-ове Средний и мысе Мотка (рис. 2), выделяются две серии (снизу вверх): кильдинская (пярярвинская, палвинская, поропелонская, землепахтинская и каруярвинская свиты) и волоковая (куяканская и пуманская свиты).

Кильдинская и волоковая серии сложены аркозовыми, олигомиктовыми, кварцевыми крупно-, среднезернистыми песчаниками, а также алевролитами и аргиллитами. Подчиненную роль в разрезе играют конгломераты и гравелиты. Карбонатные породы представлены в основном доломитами, которые встречаются лишь среди отложений палвинской и каруярвинской свит. Степень преобразования пород п-ова Средний не превышает позднего (глубинного) катагенеза, о чем говорит широкое развитие в псаммитах регенерационного цемента и инкорпорационного сочленения зерен [14].

Отложения кильдинской и волоковой серий характеризуются высокой степенью дифференциации материала, химической зрелостью, сортированностью и окатанностью алевропсаммитовых фракций. Формирование отложений кильдинской и волоковой серий происходило в подводно-дельтовых обстановках, о чем говорят структурно-текстурные признаки (преобладание в разрезе хорошо- и среднесортированных псаммитов, однонаправленная косая слоистость, сменяющаяся разнонаправленной и др.).

Зона пассивной окраины. Эйновская и баргоутная серия п-ова Рыбачий характеризуются флишоидным строением и представлены переслаиванием псефитов, псаммитов, алевролитов и алевропелитов. Ярко выражена тенденция уменьшения доли грубообломочных пород за счет увеличения объема тонкозернистых разностей снизу вверх по разрезу для отдельных свит и в целом. Степень изменения пород п-ова Рыбачий отвечает стадии метагенеза, о чем говорит широкое развитие в псаммитах хлорита, серицита и эпидота.

Характер ритмичности комплекса п-ова Рыбачьего и закономерности ее изменения в направлении снизу (мотовская свита) вверх (цыпнаволокская свита) свидетельствуют о нормальной последовательности отложений, отвечающей трансгрессии бассейна в условиях лавинной седиментации, когда каждый последующий слой формировался в условиях более удаленных от береговой линии, чем предыдущий. С лавинным типом седиментации согласуются петрографические

(широкое развитие кварцевых граувакк, несортированность и неокатанность алевропсаммитовых фракций) и геохимические (низкая степень дифференциации осадочного материала, его химическая незрелость) свойства пород. Отложения эйновской серии могут рассматриваться как проксимальные фации подводного конуса выноса, а баргоутной – как дистальные [14].

ВОЗРАСТ ОТЛОЖЕНИЙ П-ОВОВ СРЕДНИЙ И РЫБАЧИЙ

Вопрос о возрасте отложений п-овов Средний и Рыбачий окончательно не решен. Лишь отложения кильдинской серии имеет достаточно надежно доказанный позднерифейский возраст. Цифры 1059–762 млн лет получены калий-аргоновым методом по глаукониту из песчаников, залегающих в нижней части серии (палвинская свита) [2]. Кроме того, по комплексу микрофоссилий, акритарх и цианобактерий также определен позднерифейский возраст для отложений кильдинской серии, поропелонской и каруярвинской свит [11, 40].

Изучение столбчатых построек строматолитов среди карбонатных прослоев кильдинской серии на о. Кильдин также свидетельствует о ее принадлежности к верхнему рифею [10, 39].

Менее определен возраст волоковой серии. Исходя из ее залегания непосредственно выше кильдинской серии и по аналогии с опорными разрезами верхнего докембрия смежных районов Б.М. Келлер с Б.С. Соколовым и Ю.Р. Беккер предполагают ее вендский возраст [1, 7]. Правомерность такого предположения подтверждается не только размывом и несогласием на границе волоковой и кильдинской серий, но и обнаружением в них комплекса микрофоссилий позднерифейского возраста [11]. Таким образом, возраст волоковой серии можно условно принять как позднерифейско–вендский.

По комплексу микрофоссилий отложения п-ова Рыбачьего Б.В. Тимофеев относил к нижнему–среднему рифею [32], а Н.С. Михайлова – условно к верхнему рифею–венду, при этом отмечая в нижней части разреза (эйновская серия) микрофоссилии характерные для среднего рифея, а в верхней части (баргоутная серия) – микрофоссилии типичные для позднего рифея [11]. Следует заметить, что представление о вендском возрасте пород п-ова Рыбачий было основано на данных В.З. Негруцы о стратиграфическом контакте между отложениями мотовской свиты и комплексом пород п-ова Средний [13].

Последующие исследования подтвердили точку зрения А.А. Полканова об аллохтонном залегании отложений п-ова Рыбачий на породах п-ова Средний [19], что позволяет отнести отложения комплекса п-ова Рыбачий к среднему–верхнему рифею. Данное предположение подтверждается и тем, что сланцы скарбеевской и цыпнаволоксской свит, венчающих разрез п-ова Рыбачьего, по литолого-геохимическим данным хорошо коррелируются с породами формации Конгсфиорд, залегающих в основании всего спарагмитового комплекса северной Норвегии [8]. Позднерифейский возраст для последних считается наиболее вероятным [41].

РЕЛЬЕФ П-ОВОВ СРЕДНИЙ И РЫБАЧИЙ

Рельеф полуостровов Средний и Рыбачий представлен слабо холмистой пластовой равниной, основой которой является блоковая морфоструктура. Это обусловило прямолинейность береговой линии, а также наличие оконтуривающих крутых, часто обрывистых уступов, обращенных к морю. Подводные склоны круто снижаются до глубины 50–70 м и более. Поверхности п-ва Средний приподняты до высоты 300–334 м над уровнем моря (н. у. м.) и полого понижается на юго-запад. При этом северо-восточный и восточный склоны отличаются довольно крутым уклоном. Для п-ва Рыбачий, поверхность которого возвышается до 200–300 м н. у. м., характерен общий пологий уклон в северо-восточном направлении.

В морфологии поверхности полуостровов отчетливо проявляется структурно обусловленная ориентировка узких междуречий, долин рек и ручьев, ложбин. Здесь преобладает линейность северо-восточного направления [31], т. е. вдоль восточных их берегов. Местами она сочетается с линейностью северо-западного направления, параллельной простиранию северо-восточных берегов полуостровов Рыбачий и Средний.

На большей части поверхности полуостровов отмечается тонкий и прерывистый покров элювия из продуктов разрушения пород рифея и венда. Четвертичные рыхлые отложения на полуостровах маломощные и представлены в основном на их побережье, где они образуют береговые формы рельефа. Наиболее древние из береговых форм представлены отчетливо выраженными абразионными уступами и сериями галечниковых береговых валов. Положение верхней морской границы маркировано

прибрежно-морскими отложениями, формирующими береговые валы на высоте 88–96 м н. у. м. По данным Б.И. Кошечкина [9], аккумулятивные береговые формы представлены в виде террас на высоте от 60 до 70 м н. у. м. Береговые образования раннеголоценового возраста, сложенные песчаными осадками, встречаются в теле морской террасы и отмечены на отметках 43–50 м н. у. м. на северо-восточной оконечности п-ва Рыбачий. В основном они были сформированы во время эвстатической трансгрессии Тапес примерно 10.5–7 тыс. лет назад, вызванной таянием Лаврентийского ледникового щита. Осадки этого этапа характеризуются наличием теплолюбивой фауны *Arctica islandica* [9].

Наиболее морфологически выраженные береговые формы в виде серии галечниковых и песчаных береговых валов и террас сформировались на высоте от 13–15 м н. у. м. до современной береговой линии. В современном рельефе побережья отчетливо представлены средне- и позднеголоценовые береговые образования в виде террас, склонов разной крутизны без выраженных береговых форм и с сериями береговых валов, сформированных после трансгрессии Тапес. Они были изучены и хронологически привязаны на побережье губы Маталаниеми п-ова Средний (рис. 3). Здесь же на высоте 96 м н. у. м. установлена и верхняя

морская граница, а также положение главной береговой линии на высоте 75 м н. у. м., маркирующей максимум трансгрессии Тапес [38].

Приведенные выше значения палеоуровней береговой линии, маркирующих развитие трансгрессии Тапес, могут оказаться искаженными, т. к. в постледниковое время данный регион подвергся значительному изостатическому выравниванию, выраженному в интенсивном поднятии суши. Так, в центральной части баренцевоморского побережья Кольского полуострова (пос. Дальние Зеленцы и пос. Териберка), максимальная скорость поднятия в интервале времени 12.5–11 тыс. лет назад составляло примерно 30–40 мм/год. В районах г. Никель и г. Полярный интенсивное поднятие происходило в интервале времени 11–10 тыс. лет назад со скоростью до 40–60 мм/год [33, 37]. После 8 тыс. лет назад отмечается медленная регрессия береговой линии со средней скоростью от 2 до 4 мм/год.

Ледниковые образования встречаются редко, хотя эратические валуны гранитоидов и гнейсов распространены повсеместно. Так краевой грядовый рельеф напорных морен, образованных в среднем дриасе (около 14.0–14.6 тыс. лет назад) фрагментарно представлен на побережье залива Большая Мотка и Эйно губы, а также в пределах узкой полосы на юге полуострова

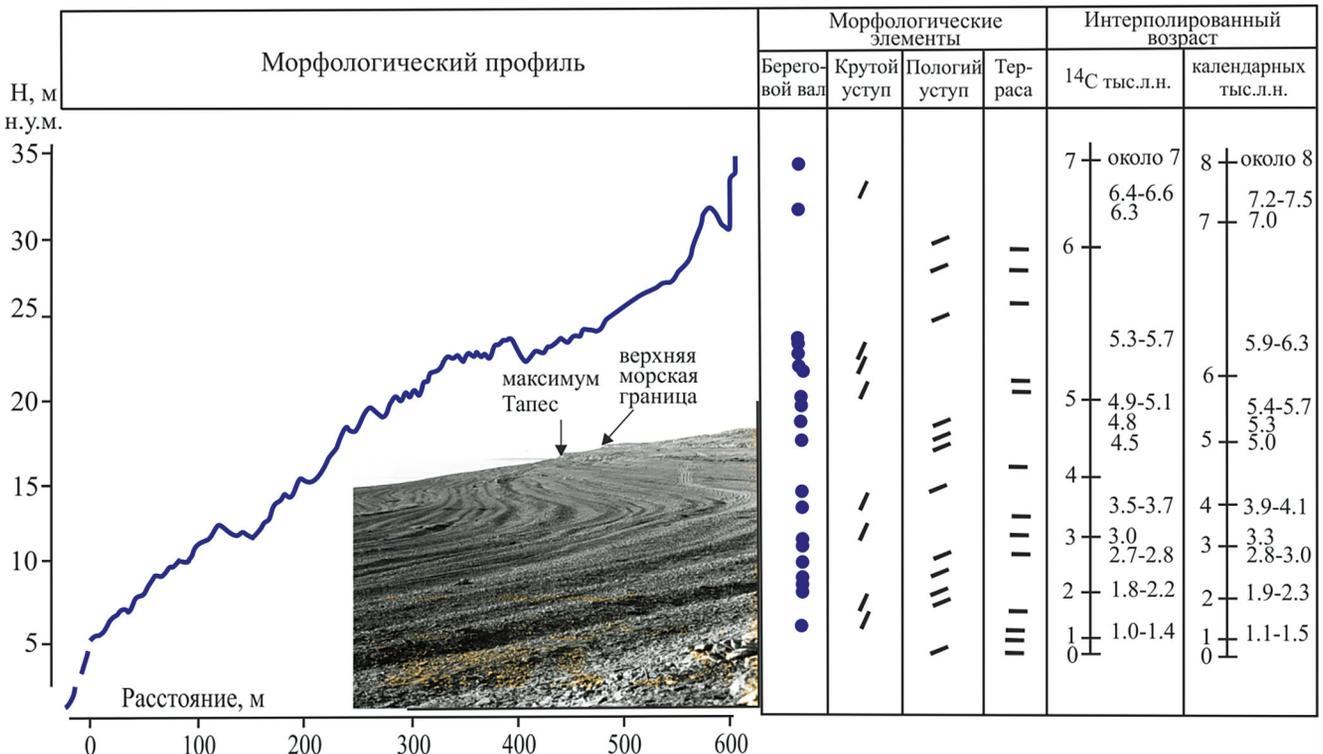


Рис. 3. Береговые формы рельефа на побережье губы Маталаниеми, сформированные после регрессивной фазы развития морского бассейна Тапес, на врезке – фото верхней части берегового склона с видом на северо-запад (по данным из работы [36]).

Рыбачий. Кроме того, речные долины, открытые к востоку и северу, местами заполнены флювиогляциальными отложениями, формирующими дельты.

СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ И МОРФОЛОГИЯ МОРСКОГО ДНА НА ДЕТАЛЬНЫХ УЧАСТКАХ В РАЙОНЕ П-ВА РЫБАЧИЙ

В прибрежной зоне п-ва Рыбачий в 2018–2022 гг. в ходе экспедиционных исследований на НИС “Академик Николай Страхов” [15, 17] и НИС “Академик Борис Петров” [16] была проведена съемка морского дна с помощью акустического комплекса, куда входят многолучевой эхолот и сейсмопрофилограф [5]. За пределами 12-и мильной зоны были изучены два детальных

участка и выявлены признаки газонасыщенности осадочного чехла (рис. 4).

Геофизические исследования МОВ-ОГТ п-ва Рыбачий, а так же прибрежной акватории Баренцева моря, выполненные вкрест простирания грабенообразной структуры и южного обрамления Варангерской ветви Норвежско–Мезенской системы рифтов (рис. 4) показали, что структуры континентальной окраины Балтийского щита архейского возраста плавно погружаются в северном направлении, где перекрываются осадочными толщами рифея, а мористее – толщами палеозоя, мезозоя и кайнозоя [4] (рис. 5).

Батиметрические исследования на детальных участках в районе п-ва Рыбачий показали высокий потенциал газонасыщенности осадочного чехла (рисунки 6, 7). Полигон 1 (рис. 6) располагается на борту грабенообразной структуры в 25 км

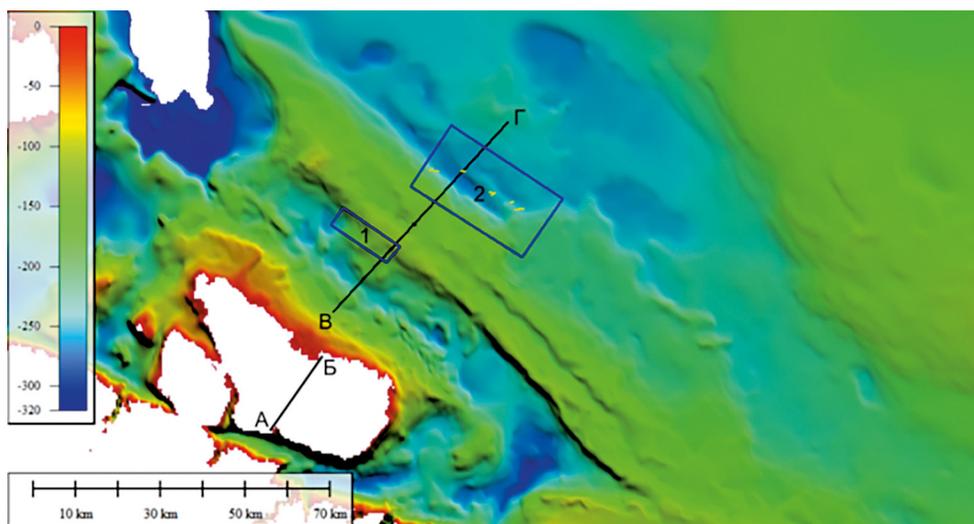


Рис. 4. Схема размещения детальных участков батиметрической съемки (1 и 2) и сейсмогеологических разрезов МОВ-ОГТ на п-ве Рыбачий (А–Б) и в прибрежной акватории Баренцева моря (В–Г).

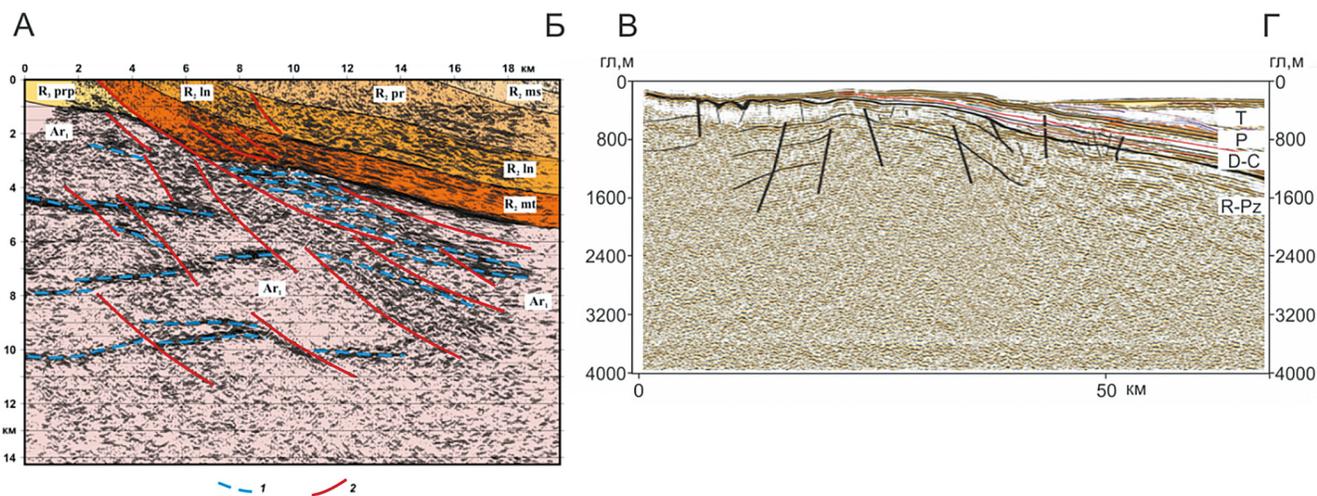


Рис. 5. Сейсмогеологические разрезы МОВ-ОГТ на п-ве Рыбачий (А–Б) и в прибрежной акватории Баренцева моря (В–Г). 1 – границы в разрезе архея, 2 – разломы по [4]. Местоположение профилей см. на рис. 4.

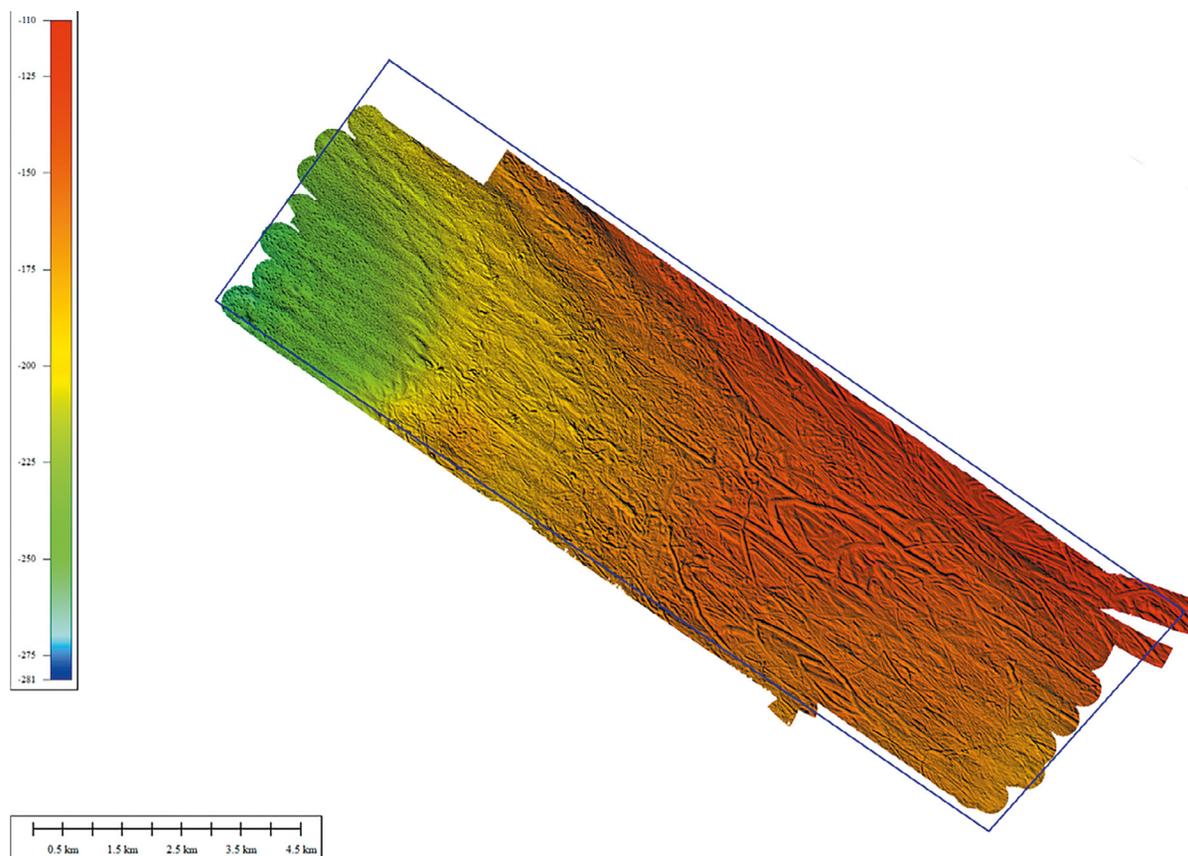


Рис. 6. Цифровая модель рельефа дна детального полигона 1 на рис. 4. Слева приведена шкала глубин. Пояснения в тексте.

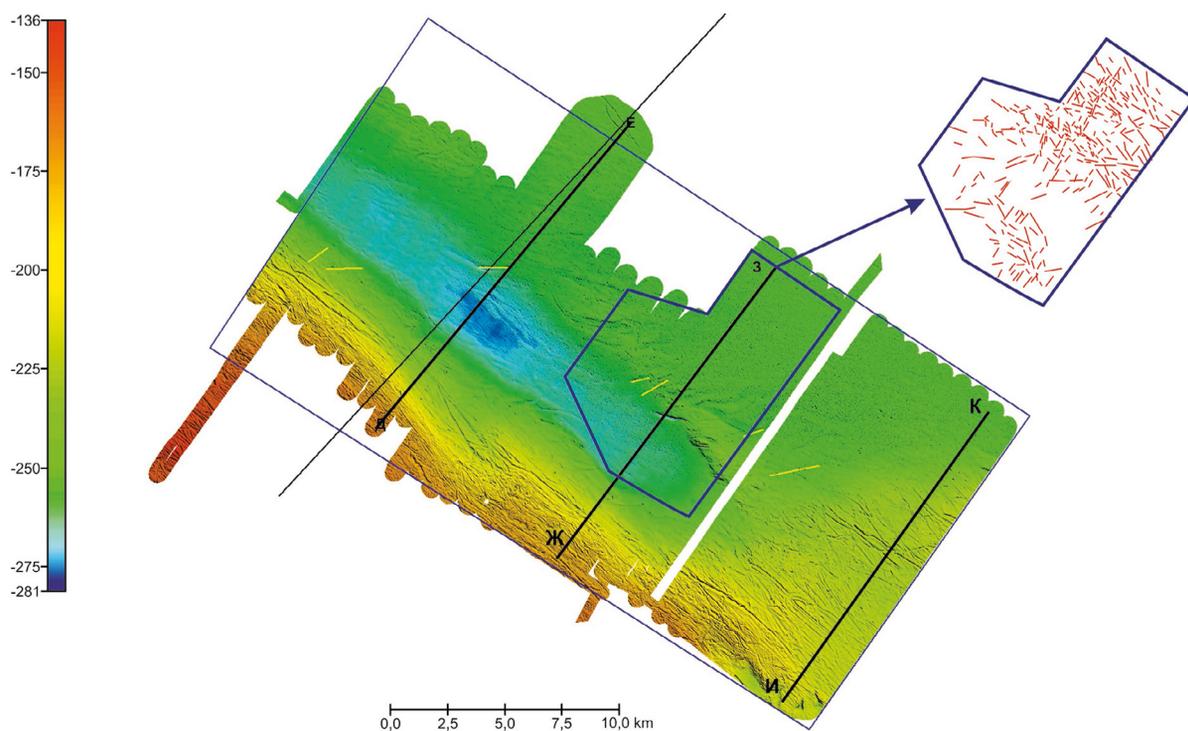


Рис. 7. Цифровая модель рельефа дна детального полигона 2 (см. рис. 4). Слева приведена шкала глубин. В центральной части полигона выделена область проведения дешифрирования линейных структур, образованных покмарками. Справа вверху приведены данные дешифрирования участка морского дна с выделением ориентировок покмарок. Профили Parasound Д–Е, Ж–З и И–К приведены на рис. 8.

от береговой линии п-ова Рыбачий (рис. 4). Рельеф полигона представляет собой полого наклоненную к западу поверхность дна, осложненную следами айсбергового выпахивания и полями газовых воронок (покмарок). Глубина моря в пределах полигона изменяется от 125 м в восточной части до 265 м в западной.

Борозды ледового выпахивания, широко распространенные на арктическом шельфе [17, 36], отмечены на полигоне 1 в диапазоне глубин 125–200 м. Наиболее крупные борозды распространены на глубинах, не превышающих 150 м, ширина этих борозд достигает 170 м по бровке. Крутизна стенок борозд варьирует от 4° до 11° в рельефе дна. Борозды выпахивания меньшего размера располагаются в диапазоне глубин от 150 до 185 м. Ширина таких борозд по бровке варьирует от 20 до 45 м, в плане борозды данного типа характеризуются большей линейностью. В интервале глубин 185–200 м обнаруживаются формы выпахивания, схожие с развитыми на предыдущем гипсометрическом уровне, однако, плотность распределения их по дну существенно ниже.

Таким образом, морфометрические характеристики и конфигурация борозд напрямую коррелируют с их гипсометрическим положением. Время формирования форм выпахивания меньшего размера, расположенных на глубинах более 150 м, по-видимому, относится к начальной стадии позднеплейстоцен–голоценовой морской трансгрессии. Крупные борозды поздней генерации формировались на более поздних этапах трансгрессии, так как они не прослеживаются ниже изобаты 150 м, а на меньших глубинах пререзают борозды ранней генерации.

В западной части полигона ниже глубины 200 м формы ледовой экзарации по данным многолучевой съемки не обнаруживаются. Для этого участка характерны многочисленные кратеры газовых воронок — покмарок, развитые на поверхности нижней части склона. Воронки в плане имеют форму от округлой до слабо вытянутой, средний диаметр кратеров составляет 30 м.

В рамках Полигона 2 на рисунках 4 и 7 в рельефе дна выделяется три типа ярко выраженных геоморфологических структур с четкими границами, которые отражаются на сопутствующих сейсмоакустических разрезах:

1. Поднятия с простираем СЗ-ЮВ, одно из которых сопряжено с достаточно резким повышением дна от 225 до 150 м в сторону берега, и таким образом, образует поверхность склона около 5°. На сейсмоакустических разрезах сопряжено с выходом акустического фундамента рифей–мезозо-

йского возраста практически на поверхность дна. Также наблюдается небольшое поднятие в форме клинообразного вала к востоку от центра исследованной области. Вал на глубинах 230 м вытянут по оси СЗ-ЮВ и имеет ярко выраженные границы в рельефе дна (рис. 8, профили Д–Е и Ж–З). В рельефе обоих поднятий наблюдаются длинные узкие полосы, которые в данном регионе традиционно интерпретируются как следы ледниковой экзарации, связанной с процессами айсбергового выпахивания поверхности дна. Время проявления этих процессов связано последним в истории Земли оледенением, происходившим около 18 тыс. лет назад.

2. Понижение рельефа (ложбина) имеет форму сглаженной дуги общей ориентации СЗ-ЮВ. Она ограничена достаточно резкими (до 7°) поднятиями, на “плечах” которых также наблюдаются борозды ледникового выпахивания. Большинство из них вытянуто по линиям СЗ-ЮВ, однако в восточной части ложбины наблюдается несколько “закругленных” борозд, так называемые возвратные структуры разворота. Скорее всего, это связано с приливо-отливными их перемещениями вдоль берегов. Приблизительно по центру ложбины наблюдается локальное резкое понижение дна овальной формы (ориентация оси сохраняется СЗ-ЮВ). Дно ложбины в целом медленно поднимается к юго-востоку, пока не упирается в описанный выше клиновидный вал. Также в ложбине в рельефе дна начинают встречаться мелкие покмарки, которые связаны с выходами растворенного во флюиде газа на поверхность. Их количество увеличивается на западном борту, но особенно велико оно в зоне максимального понижения рельефа (рис. 7).

3. Сравнительно ровное дно с небольшими перепадами глубин и с невысокими холмами до 10–15 м. Данный тип рельефа начинается к востоку от ложбины и клиновидного вала и простирается до краев полигона. Здесь тоже присутствуют борозды выпахивания, но главная особенность этой зоны заключается в наличии хорошо выраженных в рельефе многочисленных покмарок, которые формируют характерную ноздреватую структуру поверхности дна. Наряду с этим действующие сипы в описываемом регионе не обнаружены [6], что может указывать на незначительный объем, импульсный характер выхода нефтегазонасыщенных флюидов из осадочного чехла в водную толщу, либо на полное отсутствие флюидной активности в настоящее время. В некоторых случаях цепочки покмарок образуют прямые линии, которые были нами

выявлены в результате дешифрирования поверхности дна в пределах центральной части описываемого полигона (рис. 7). По нашему мнению, высокая плотность и выраженная линейность распространения покмарок обусловлена их приуроченностью к разрывным нарушениям, выделяемым по геофизическим данным (рис. 5) [4].

Проведенная съемка сеймопрофилографом Parasound показала наличие некоторого числа от-

ражающих границ. Местами границы довольно яркие, однако ни одна из них не обладает достаточной выдержанностью, чтобы сформировать региональный рефlector (опорный отражающий горизонт). Тем не менее, распределение характеристик волнового поля, а также соотношение наблюдаемых акустических границ, позволяет выделить две региональные поверхности несогласия (рис. 8). Поверхность 1 выделяется по местам

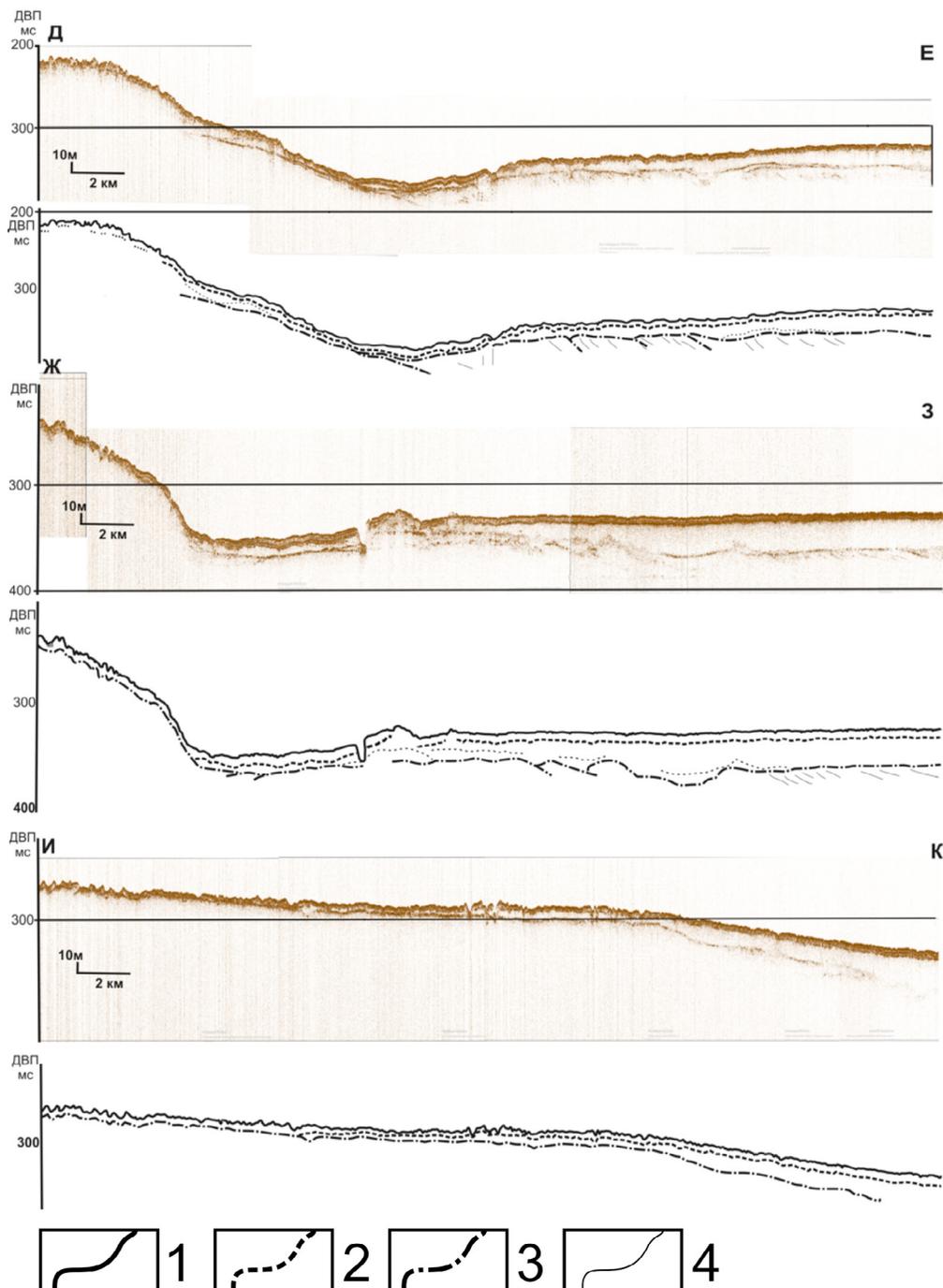


Рис. 8. Сейсмоакустические разрезы по профилям, отображенные на рис. 7, и их интерпретация: 1 – поверхность дна, 2 – поверхность 1-го регионального несогласия, 3 – поверхность 2-го регионального несогласия, 4 – внутренние границы толщи осадков.

резкого изменения характеристик акустического сигнала. Она представляет условный уровень, на котором вместо формирования отражающей границы происходит резкое рассеяние сигнала и последовательность выраженных отражений сменяется зоной акустической прозрачности. В юго-восточной части полигона она выклинивается. Поверхность 2 имеет слабый отражающий горизонт со сложным рельефом, состоящий из набора мелких отражающих площадок, которые в совокупности отмечают зону контакта двух акустически прозрачных пачек, внутри которых наблюдаются локальные отражающие границы. Поверхность 2 представляет собой верхнее региональное несогласие между рыхлыми четвертичными отложениями и консолидированными породами акустического фундамента протерозой–мезозойского возраста.

При увеличении фрагмента сейсмоакустического разреза отчетливо видна структурная неоднородность в поверхностном слое осадков, которая может быть интерпретирована как подводящие каналы к покмаркам и отражать условия дегазации более глубоких слоев осадочного чехла (рис. 9).

РЕЗУЛЬТАТЫ АЭРОГАЗОВОЙ СЪЕМКИ НА П-ОВАХ РЫБАЧИЙ И СРЕДНИЙ

Проведенная на п-ове Рыбачий аэрогазовая съемка позволила обнаружить приповерхностные ореолы эманации метана и пропана в приземном слое воздуха [3] (рис. 10, 11). Проведенные исследования выявили закономерное возрастание содержания метана в приземном слое атмосферы в областях распространения рифейских пород на западе и востоке п-ова Рыбачий. Эти области достаточно однородны в плане, особенно по содержанию пропана, и полностью повторяют главные черты геологического строения и структурной организации п-ова Рыбачий. Следует также от-

метить, что обе указанные изометричные аномальные области повышенных содержаний легких углеводородов пространственно приурочены к областям относительно понижения рельефа в береговой зоне запада и востока п-ова Рыбачий. Здесь наблюдаются пологие области пенеплена, выделяемым отметками в 25–100 м, на общем фоне отметок высот в диапазоне 150–350 м. В совокупности эти две региональные газовые аномалии показывают относительно повышенное содержание легких углеводородов в материнских породах, обладающих относительно высокой проницаемостью и пониженной устойчивостью к процессам денудации.

Еще одной выразительной особенностью распределения легких углеводородов является линейная аномальная зона, вытянутая в субмеридиональном направлении от южного до северного побережья п-ова Рыбачий в его центральной части. Такая зона просматривается как в аномалиях по метану (рис. 10), так и по пропану (рис. 11), где она занимает несколько более широкое пространственное положение. Выдержанная ориентированность этой зоны и ее пространственная приуроченность к локальной области понижения высотных отметок (долина, пересекающая возвышенности к западу и востоку от нее) позволяет предполагать связь этой зоны с тектоникой рифейского осадочного чехла (рис. 12). При этом можно однозначно утверждать об отсутствии связи с составом пород процессов выделения углеводородных газов, поскольку в этой области представлены достаточно однородные геологические комплексы, с преимущественной запад–северо-западной ориентировкой.

Почти изометричная локальная аномалия повышения концентрации метана располагается к востоку от описанной выше линейной зоны. Эта аномалия в основной своей части приурочена к относительно депрессии рельефа в прибрежной

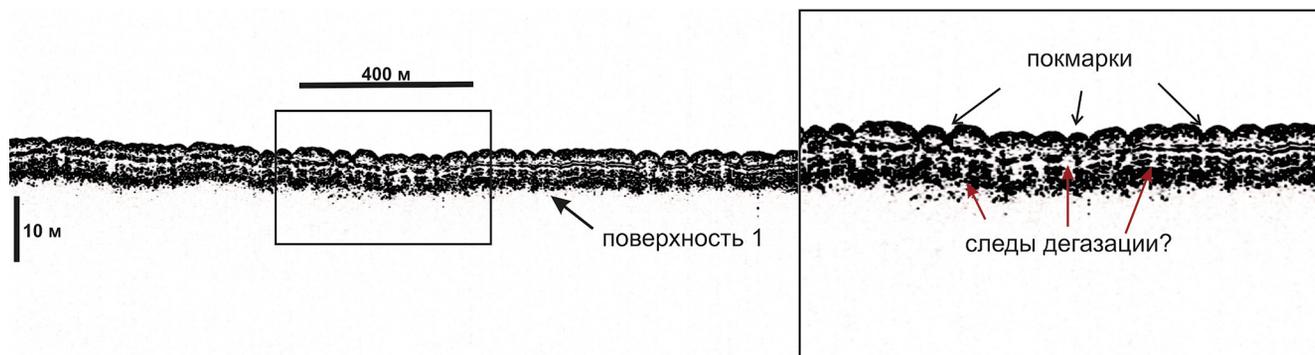


Рис. 9. Фрагмент сейсмоакустического разреза (рис. 8) со следами структурной неоднородности в поверхностном слое осадков.

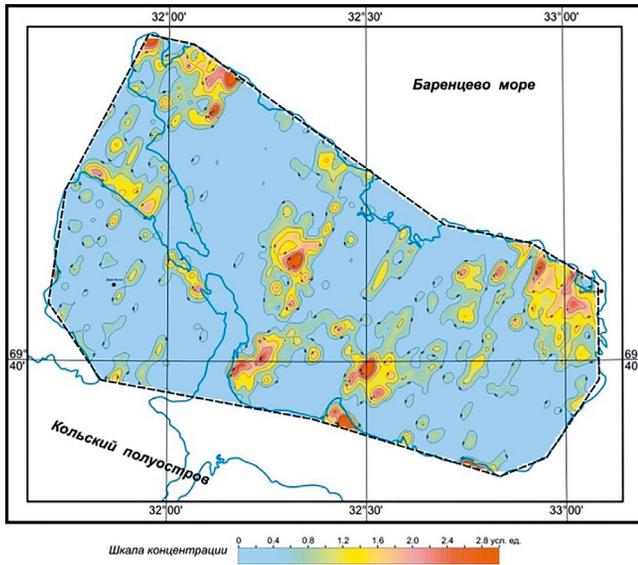


Рис. 10. Карта результатов газовой съемки по метану [3].

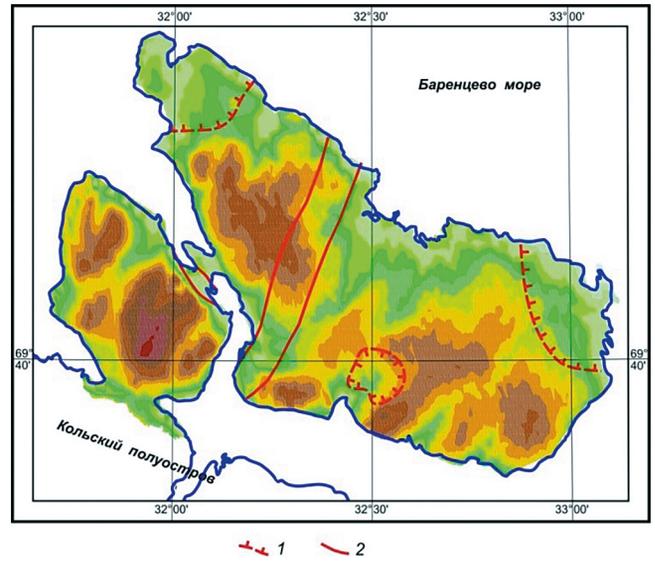


Рис. 11. Карта рельефа п-овов Средний и Рыбачий с результатами интерпретации данных газовой съемки по пропану [3]. 1 – изометричные области аномальных содержаний пропана; 2 – линейные зоны с аномальными содержаниями пропана. Затемненные участки – возвышенности.

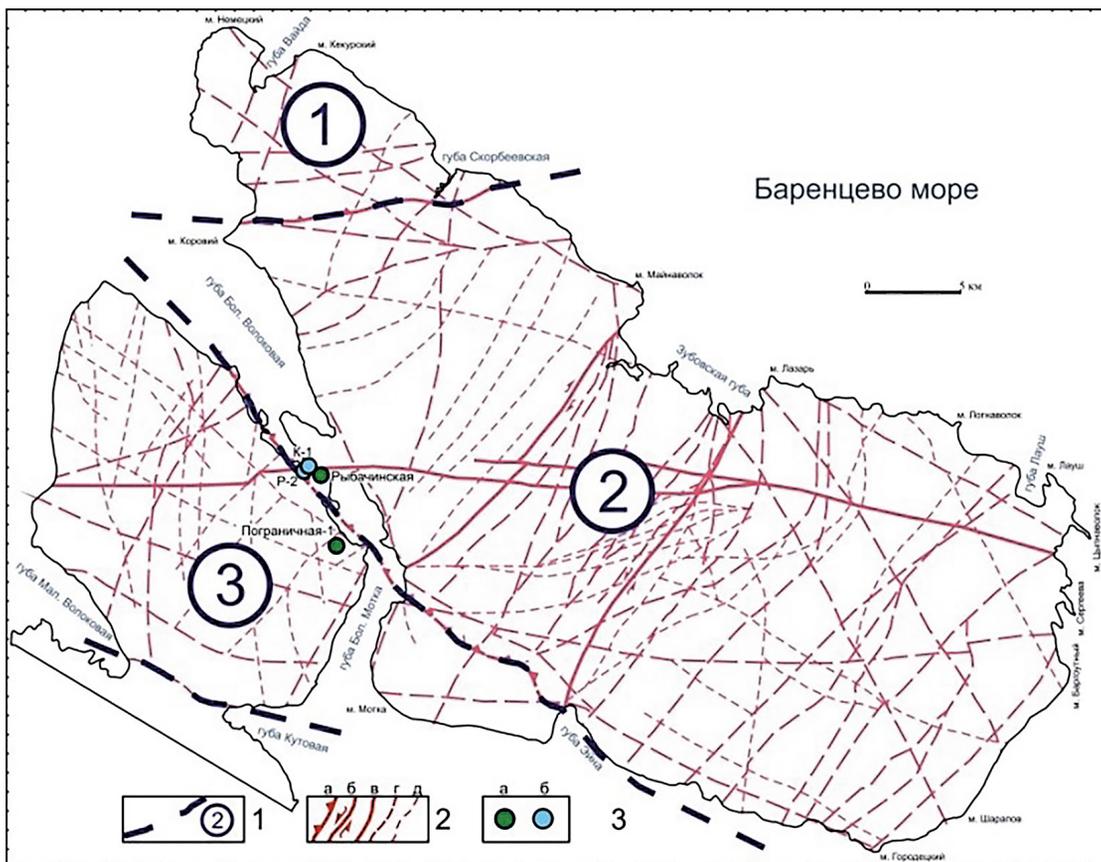


Рис. 12. Структурно-тектоническая схема районирования п-овов Средний и Рыбачий по [23]. 1 – структурно-фациальные зоны (цифры в кружках): 1 – Северная или Скорбеевская, 2 – Центральная или собственно Рыбачинская, 3 – Южная (п-ов Средний и м. Мотка п-ова Рыбачий); 2 – разрывные нарушения: а–в – первого ранга: а – надвиги и всбро-сдвиги, б – сдвиги, в – разломы с неясной кинематикой; г – второго ранга; д – разломы третьего ранга; 3 – места расположения скважин: а – пробуренных параметрических, б – пробуренных поисковых.

области юга п-ова Рыбачий и соответствует типичным породам этой серии. Наблюдается также локальная зона незначительных по амплитуде аномалий по метану (рис. 10) и пропану (рис. 11), пространственно совпадающая с субширотной зоной тектонического контакта пород п-ова Средний и Рыбачий. Эта небольшая по размерам зона, вероятно, является областью вывода на поверхность летучих легких углеводородов, которые присутствуют в рифейских породах осадочного чехла.

ВЫВОДЫ

Исследования структурно-вещественных комплексов северо-западной части Тимано-Варангерского пояса показали, что полого залегающие и слабометаморфизованные осадочные толщи неопротерозоя (рифей) могут обладать очень большим нефтегазоносным потенциалом как традиционного, так и нетрадиционного типов. Изучение физических свойств горных пород разреза выявило наличие благоприятных условий для формирования залежей УВ сырья и, в первую очередь, для скоплений “сланцевого газа” [26].

На п-овах Средний и Рыбачий были выявлены аномально высокие концентрации углеводородных газов в рифейских отложениях. Значения коэффициента $CH_4/\Sigma TV$ в пробах (от 2.4 до 40.0) не отличаются от показателей, характерных для обычных газоконденсатных и газонефтяных месторождений в отложениях фанерозоя [23, 24]. Широкое распространение покмарок в прибрежной зоне к северу от Кольского п-ова, в соответствующей полосе развития рифейских и палеозойских отложений также могут указывать на повышенное содержание в них УВ газов, маркирующих зоны локализации месторождений нефти и газа.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках Государственного задания ИОРАН FMWE-2024-0018 (анализ геодинамической эволюции региона), № FMWE-2024-0019 (исследования геоморфологических особенностей развития региона), грантов РНФ № 22-67-00025 (изучение процессов газонасыщения осадочных толщ в зоне перехода суша—море) и № 22-77-10091 (анализ сейсмоакустических данных морского дна Баренцева моря).

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беккер Ю.Р. Молассы докембрия, Л.: Недра, 1988. 288 с.

2. Беккер Ю.Р., Негруца В.З., Полевая Н.И. Возраст глауконитовых горизонтов и верхней границы гиперборей восточной части Балтийского щита // Докл. АН СССР. 1970. Т. 193. № 5. С. 1123–1126.
3. Гололобов и др. Отчет по комплексной аэрогеофизической (магнитной, гамма-спектрометрической, газовой на метан и пропан) съемке масштаба 1:50000 на территории Мурманской области (район п-овов Средний и Рыбачий). ФГУ НПП “Геологоразведка”. СПб., 2003. Фонды ЗАО МНГ, Мурманск.
4. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Лист R-(35), 36 – Мурманск. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. 197 с.
5. Дмитриевский Н.Н., Ананьев Р.А., Либина Н.В., Росляков А.Г. Использование сейсмоакустического комплекса для исследования верхней осадочной толщи и рельефа морского дна в восточной Арктике // Океанология. 2013. Т. 53. № 3. С. 412–417.
6. Иванов А.Ю., Матросова Е.Р., Кучейко А.Ю. и др. Поиск и обнаружение естественных нефтепроявлений в морях России по данным космической радиолокации // Исследование Земли из космоса. 2020. № 5. С. 43–62.
7. Келлер Б.М., Соколов Б.С. Поздний докембрий севера Мурманской области // Докл. АН СССР. 1960. Т. 133. № 5. С. 1154–1157.
8. Коноплева Н.Г. О стратиграфии рифейских отложений полуострова Рыбачьего // Новые данные по геологии и стратиграфии Северо-Запада РСФСР. Тр. Министерства геологии РСФСР. 1977. Вып. 6. С. 62–80.
9. Кошечкин Б.И. Голоценовая тектоника восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1979. 158 с.
10. Крылов И.Н., Любцов В.В. Строматолитовые бигермы острова Кильдин // Природа и хозяйство Севера. 1976. Вып. 4. С. 50–56.
11. Любцов В.В., Михайлова Н.С., Предовский А.А. Литостратиграфия и микрофоссилии позднего докембрия Кольского полуострова. Апатиты, 1989. 130 с.
12. Милановский Е.Е. Геология России и ближнего зарубежья (Северной Евразии). М.: Изд-во МГУ, 1996. 448 с.
13. Негруца В.З. Стратиграфия гиперборейских отложений полуостровов Среднего, Рыбачьего и острова Кильдина // Проблемы геологии докембрия Балтийского щита и покрова Русской платформы. Тр. ВСЕГЕИ. 1971. Т. 175. С. 153–186.
14. Негруца В.З., Басалаев А.А., Чикирев И.В. Баренцево-морский фосфоритовый бассейн. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1993. 119 с.
15. Никифоров С.Л., Ананьев Р.А., Дмитриевский Н.Н. и др. Геолого-геофизические исследования в морях Северного Ледовитого океана в 41-м рейсе научно-исследовательского судна “Академик

- Николай Страхов” в 2019 г. // *Океанология*. 2020. Т. 60. № 2. С. 334–336.
16. *Никифоров С.Л., Сорохтин Н.О., Ананьев Р.А. и др.* Геолого-геофизические, геоморфологические и гидрофизические исследования в Баренцевом и Карском морях в 51-м рейсе НИС “Академик Борис Петров” в 2022 г. // *Океанология*. 2023. Т. 63. № 5. С. 858–861.
 17. *Никифоров С.Л., Сорохтин Н.О., Дмитриевский Н.Н. и др.* Исследования в 38-м рейсе научно-исследовательского судна “Академик Николай Страхов” в Баренцевом море // *Океанология*. 2019. Т. 59. № 5. С. 885–887.
 18. Объяснительная записка к тектонической карте Баренцева моря и северной части Европейской России масштаба 1:2500000 / Отв. ред.: Н.А. Богданов, В.Е. Хаин. М.: Ин-т литосферы окраин и внутр. морей РАН, 1996. 94 с.
 19. *Полканов А.А.* Геологический очерк Кольского полуострова // *Тр. Аркт. ин-та*. 1936. Т. 53. 171 с.
 20. *Симонов А.П., Губерман Д.М., Яковлев Ю.Н. и др.* Полуостров Рыбачий (Баренцево море): новые данные о тектонике и перспективах нефтегазоносности рифейских отложений прибрежной зоны Кольского полуострова // *Докл. РАН*. 2002. Т. 384. № 6. С. 795–801.
 21. *Сорохтин Н.О., Козлов Н.Е., Мартынов Е.В. и др.* Метаморфиты Мурманского домена (Кольский полуостров) в сравнении с древнейшими ассоциациями пород северо-востока Балтийского щита, Канады и Гренландии // *Геохимия*. 2008. № 6. С. 660–665.
 22. *Сорохтин Н.О., Козлов Н.Е.* Геодинамическая эволюция Восточной части Балтийского щита // *Известия секции наук о Земле РАЕН*. 2008. Вып. 18. С. 5–19.
 23. *Сорохтин Н.О., Козлов Н.Е., Глазнев В.Н. и др.* Архей и неопротерозой полуостровов Рыбачий и Средний (Балтийский щит): геология, геодинамика, нефтегазоносность и алмазоносность. Апатиты: Издательство ФИЦ КНЦ РАН, 2022. 853 с.
 24. *Сорохтин Н.О., Козлов Н.Е., Глазнев В.Н., Чикирев И.В.* Геология и потенциальная нефтегазоносность п-ова Рыбачий (Кольский полуостров) // *Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений*. 2011. № 5. С. 14–19.
 25. *Сорохтин Н.О., Козлов Н.Е., Глазнев В.Н., Чикирев И.В.* Потенциальная нефтегазоносность западной части Арктического шельфа России и прогнозные критерии поиска УВ сырья в прибрежной зоне Кольского полуострова // *Вестник МГТУ (Труды Мурманского Государственного университета)*. 2010. Т. 13. № 14/1. С. 736–750.
 26. *Сорохтин Н.О., Лобковский Л.И., Козлов Н.Е. и др.* Нефтегазоносность неопротерозойских осадочных комплексов Тимано-Варангерского пояса // *Вестник МГТУ (Труды Мурманского Государственного университета)*. 2014. Т. 17. № 2. С. 349–363.
 27. *Сорохтин Н.О., Лобковский Л.И., Никифоров С.Л.* Геодинамическая эволюция нефтегазоносных бассейнов Карско-Баренцевоморского шельфа России // *Арктика: экология и экономика*. 2015. № 2(18). С. 14–25.
 28. *Сорохтин Н.О., Никифоров С.Л., Кошель С.М., Козлов Н.Е.* Геодинамическая эволюция и морфоструктурный анализ западной части арктического шельфа России // *Вестник МГТУ*. 2016. Т. 19. № 1/1. С. 123–137.
 29. *Сорохтин О.Г.* Жизнь Земли. М. – Ижевск: Институт компьютерных исследований; НИЦ “Регулярная и хаотическая динамика”, 2007. 452 с.
 30. *Сорохтин О.Г., Ушаков С.А.* Глобальная эволюция Земли. М.: Изд-во МГУ, 1991. 446 с.
 31. *Стрелков С.А.* Морфоструктуры северо-восточной части Балтийского щита и основные закономерности их формирования // *Палеогеография и морфоструктуры Кольского полуострова*. Л.: Наука, 1973. С. 5–80.
 32. *Тимофеев Б.В.* Микрорепозитологическое исследование древних свит. Л.: Наука, 1966. 147 с.
 33. *Толстобров Д.С., Толстоброва А.Н., Шихирина К.А.* Предварительные данные об изменении уровня Баренцева моря в районе хребта Мустатунтури, северо-запад Мурманской области // *Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН*. 2023. Т. 20. С. 211–217.
 34. *Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Науч. мир, 2001. 606 с.
 35. *Чумаков Н.М.* Докембрийские тиллиты и тиллоиды. М.: Наука, 1978. 202 с.
 36. *Ananyev R., Dmitrevskiy N., Jakobsson M. et al.* Sea-ice ploughmarks in the eastern Laptev Sea, East Siberian Arctic shelf // *Atlas of Submarine Glacial Landforms: Modern, Quaternary and Ancient / Dowdeswell J.A., Canals M., Jakobsson M. et al. (eds). Geological Society, London, Memoirs*. 2016. V. 46. P. 301–302.
 37. *Kolka V., Tolstobrov D., Corner G.D. et al.* Isolation basin stratigraphy and Holocene relative sea-level change on the Barents Sea coast at Teriberka, Kola Peninsula, northwestern Russia // *The Holocene*. 2023. V. 33(9). P. 1060–1072.
 38. *Møller J.J., Yevzerov V. Ya., Kolka V.V., Corner G.D.* Holocene raised beach-ridges and sea-ice pushed boulders on Kola Peninsula, Northwest Russia: indicators of climatic change // *The Holocene*. 2002. V. 12. № 2. P. 169–176.
 39. *Raaben M.E., Lyubtsov V.V.* Stromatolites on Kildin Island, Kanin Peninsula (Russia) and Grasdalen Formation and Porsanger Dolomite (Northern Norway) // *Norwegian-Russian Collaboration Programme “North Area”, 1-st International Barents Symposium, 21–24 October, 1993, Kirkenes, Norway. Abstract Volume*. P. 33.

40. *Samuelsson J.* Biostratigraphy of Kildin Island and Sredni Peninsula: preliminary results // Norwegian-Russian Collaboration Programme "North Area", 1-st International Barents Symposium (Abstracts), 21–24 October, 1993, Kirkenes, Norway. Abstract Volume. P. 39.
41. *Siedlecka A., Roberts D.* The bedrock geology of Varranger Peninsula, Finmark, North Norway: an excursion guide. *Nor. Geol. Unders. Special Publ.* 1992. V. 5. 45 p.
42. *Sorokhtin N.O., Chilingar G.V., Kozlov N.E., Shin S.* The Oil and Gas Potential of the Eurasian Western Arctic Shelf // *Energy Sources. Part A: Recovery, Utilization, and Environmental Effects.* 2012. V. 34. Is. 23. P. 2220–2233.
43. *Sorokhtin O.G., Chilingarian G.V., Sorokhtin N.O.* Evolution of Earth and its climate // *Elsevier Science. Developments in Earth and Environmental Sciences.* 2011. V. 10. 763 p.

GEODYNAMIC, GEOLOGICAL AND GEOMORPHOLOGICAL INVESTIGATIONS OF GAS-SATURATED STRATA IN THE WESTERN RUSSIAN ARCTIC (RYBACHY PENINSULA AND ADJACENT WATERS OF THE BARENTS SEA)

N. O. Sorokhtin^{a, *}, S. L. Nikiforov^a, L. I. Lobkovsky^a, R. A. Ananiev^a,
O. P. Korsakova^b, I. V. Chikirev^b, V. A. Putans^a, N. N. Dmitrevsky^a, N. E. Kozlov^b,
E. A. Sukhikh^c, A. P. Denisova^c, E. A. Moroz^c, N. V. Kulikov^d

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

^b *Geological Institute of the Kola Science Centre RAS, Apatity, Russia*

^c *Geological Institute RAS, Moscow, Russia*

^d *LLC "Arctic technologies", Moscow, Russia*

* *e-mail: nsorokhtin@ocean.ru*

The Arctic shelf is an area of national priority for Russia. Huge reserves of hydrocarbon raw materials in addition to transport and logistics communications are concentrated within its borders. The article discusses the issues of identifying the spatiotemporal patterns of the formation of a potentially oil-and-gas-bearing region in the junction zone of two continental lithospheric plates of different ages: the ancient Archean (Russian) and the young Barents Sea plate (with the Grenville basement). A description of the geodynamic evolution of the region is given, and data on the geological structure of the Neoproterozoic complexes of the Sredny and Rybachy peninsulas (Kola Peninsula) and the adjacent water areas of the Barents Sea are provided. The totality of the data presented suggests that the relief of the western part of the Russian Arctic was mainly formed as a result of the processes of closure of the Proto-Atlantic and Ural paleo-oceans (and later the Japetus paleo-ocean). The oil and gas potential of the described region was formed as a result of a multi-stage and time-long process that led to the enrichment of Neoproterozoic complexes of the northern part of the Kola Peninsula and the adjacent waters of the Barents Sea with hydrocarbon raw materials.

Keywords: geodynamics, Arctic shelf, hydrocarbons, Sredny and Rybachy Peninsulas, Barents Sea, methane, pockmarks, seismic and acoustic methods

УДК 502.057, 504.064.3****

ИССЛЕДОВАНИЕ ПОДВОДНЫХ РАДИОАКТИВНЫХ ОБЪЕКТОВ В ЗАЛИВЕ СТЕПОВОГО (НОВАЯ ЗЕМЛЯ)

© 2024 г. Н. А. Римский-Корсаков^{1,*}, Н. Я. Книвель^{2,**}, М. В. Флинт¹,
А. Ю. Казеннов², О. Е. Кикнадзе², И. М. Анисимов¹, А. А. Пронин¹,
А. В. Лесин¹, В. О. Муравья¹

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

²Национальный исследовательский центр “Курчатовский институт”, Москва, Россия

* e-mail: nrk@ocean.ru

** e-mail: Knivel_NY@nrcki.ru

Поступила в редакцию 15.05.2024 г.

После доработки 17.06.2024 г.

Принята к публикации 08.08.2024 г.

Рассмотрены результаты исследований состояния атомной подводной лодки К-27, затопленной с реакторами с невыгруженным отработавшим ядерным топливом в заливе Степового на Новой Земле в 1981 году. Отмечена актуальность регулярного контроля состояния АПЛ. Приведены некоторые архивные сведения о захоронении АПЛ, и о последующих работах по наблюдению за ее состоянием, а также состоянием окружающей среды и других затопленных здесь радиационно опасных объектов. Рассмотрены технологии и результаты исследований, включающие гидролокационный поиск подводных объектов, визуальные наблюдения и спектрометрические измерения радиоактивности, в том числе с использованием телеуправляемых необитаемых подводных аппаратов. Приведены результаты измерений радиоактивности, выполненные впервые непосредственно на прочном корпусе атомной подводной лодки в районе реакторного отсека.

Ключевые слова: Новая Земля, залив Степового, АПЛ К-27, радиоактивность, защитные барьеры, контроль, экология, подводный аппарат, гамма-спектрометр

DOI: 10.31857/S0030157424060123, **EDN:** FHNXWF

ВВЕДЕНИЕ

Согласно имеющимся архивным данным [10, 13, 15], в 1981 г. в заливе Степового на Новой Земле была затоплена АПЛ К-27 проекта 645 (зав. № 601). В состав ядерной энергетической установки (ЯЭУ) АПЛ К-27 входят два реактора с жидкометаллическим теплоносителем на основе эвтектики Рb–Вi. После аварии, произошедшей в 1968 году [2, 3], Министерством обороны восстановление К-27 было признано нецелесообразным. В течение 13 лет АПЛ находилась в резерве на базе в Гремихе, после чего в 1981 году была затоплена в Карском море с невыгруженным отработавшим ядерным топливом (ОЯТ), суммарная активность которого на 2000 год составляла, согласно оценкам [15], 22.5 ТБк (831 кКи). АПЛ К-27 считается потенциально наиболее опасным ядерным объектом, затопленным в Карском море.

Помимо АПЛ К-27, по сведениям из источников архивных данных [10, 13, 15] за период с 1968 по 1975 гг. в заливе Степового были затоплены

1917 контейнеров и твердые радиоактивные отходы (ТРО) без упаковки. Согласно расчетным оценкам, суммарная активность затопленных ТРО на 2000 год составляет 28.1ТБк (760,6 Ки). Залив Степового считается хорошо исследованным. Так, гидролокационное обследование акватории, проведенное в 2004 году, позволило в основном определить местоположение затопленных здесь подводных потенциально опасных объектов (ППОО), содержащих ТРО и ОЯТ [5, 7]. Работы по уточнению мест затопления и состояния ППОО в заливе Степового продолжались вплоть до 2021 года, когда в экспедиции на НИС “Академик Мстислав Келдыш” (85 рейс) [12] специалистами Центра подводных исследований Русского географического общества (ЦПИ РГО) здесь была выполнена подробная гидролокационная съемка поверхности дна с использованием многолучевого высокоразрешающего эхолота (МЛЭ) SEABAT T50R фирмы RESON (Дания). На рисунке 1 представлена схема расположения техногенных

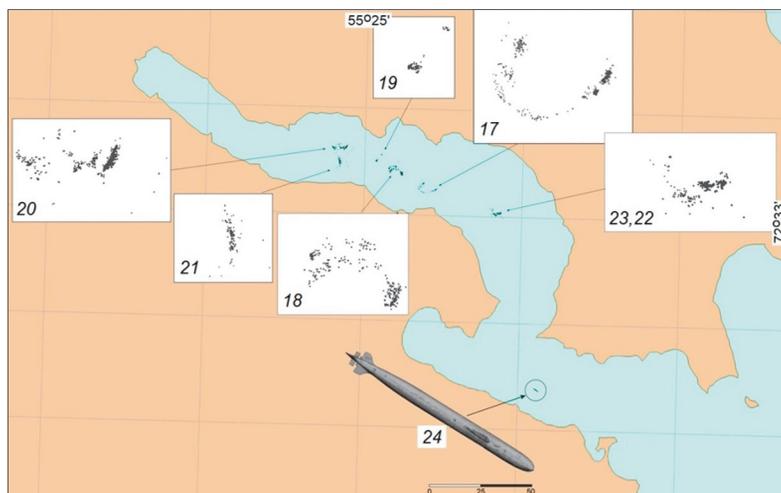


Рис. 1. Схема затопления радиоактивных отходов в заливе Степового (Новая Земля). На схеме обозначены объекты захоронения: 17–23 – свалки контейнеров с твердыми радиоактивными отходами; 24 – АПЛ К-27.

объектов в заливе Степового, исследованных в 2004–2023 годах. Нумерация объектов соответствует нумерации, использованной в перечне объектов, зарегистрированных в заливе в процессе гидролокационной съемки в 2004 году в экспедиции на НИС “Профессор Штокман” (65 рейс).

В ряду всех работ по обследованию АПЛ К-27 следует отдельно отметить проведенную в 2012 г. совместную российско-норвежскую экспедицию, организованную Минприроды России и Норвежским агентством по радиационной защите (NRPA) [17]. Данные, полученные в этой экспедиции норвежскими специалистами, подтвердили результаты российских экспедиций.

С 2013 г. в организации экспедиций в Карское море существенную роль начинают играть проекты РФФИ ИО РАН – в частности, экспедиционные работы 2015 года по обследованию К-27 были частично профинансированы за счет проекта РФФИ 14-05-05001 [16]. При этом, помимо собственно работ по исследованию радиационного фона в этих экспедициях значительное внимание уделялось исследованию окружающей морской среды – проводятся работы по изучению геологии, гидрофизики и биологии в районах захоронений радиоактивных отходов (РАО). В таблице 1 в хронологическом порядке приведены все основные экспедиции, в которых проводились работы по исследованию состояния АПЛ К-27 и окружающей ее среды.

ТЕХНОЛОГИЯ И РЕЗУЛЬТАТЫ

Для точного определения местоположения затопленной АПЛ, а также оценки общего состояния ее корпуса неоднократно проводились гидролокационные съемки с помощью буксире-

мых гидролокаторов бокового обзора (ГБО). Первое гидролокационное изображение АПЛ было получено в 2004 г. с помощью ГБО “SSS-3000” (США). В последующих экспедициях такие измерения были повторены с использованием различных ГБО, в том числе “Мезоскан-Т” (ИО РАН), “Микросаунд” (ИОРАН) и YellowFin (Канада). ГБО использовались как с борта НИС, так и с судового катера [14]. В 2013 году гидролокационная съемка АПЛ (рис. 2) была выполнена с помощью бортовой аппаратуры автономного необитаемого подводного аппарата (АНПА) “Пилигрим” разработки ИПМТ РАН [4]. В 2021 году Центром подводных исследований Русского географического общества (ЦПИ РГО) были получены детальные гидролокационные изображения, батиметрические данные и 3-D модели АПЛ К-19, групп контейнеров с ТРО и крупных элементов ядерных энергетических установок в заливе Степового и Абросимова. Полученные модели (рис. 3),

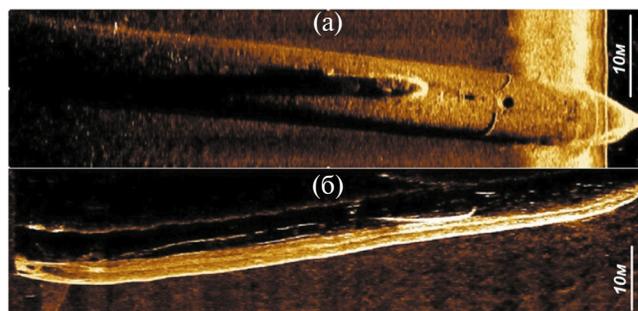


Рис. 2. Гидролокационные изображения, полученные с помощью высокочастотного ГБО АНПА “Пилигрим” в 2013 году в экспедиции на НИС “Профессор Штокман” (126 рейс): а – при проходе по маршруту перпендикулярному оси АПЛ на расстоянии 18 метров от дна; б – при проходе по маршруту параллельному оси АПЛ на расстоянии 18 м от дна.

Таблица 1. Основные экспедиции по обследованию АПЛ К-27*

Год	Судно**	Основные участники
1993 г.	ВБ	Росгидромет, Норвежское Агенство по радиационной защите (NRPA)
1993 г.	ВК	ВМФ, Радиевый институт им. В.Г. Хлопина, ИАЭ им. И.В. Курчатова
1994 г.	ВБ	Росгидромет, Норвежское Агенство по радиационной защите (NRPA)
2002 г.	АБП	МЧС России, ГЕОХИ РАН, МГТУ, РНЦ “Курчатовский ин-т”, ВСЕГЕИ, ИГЕМ РАН
2003 г.	АБП	МЧС России, ГЕОХИ РАН, МГТУ, РНЦ “Курчатовский ин-т»
2004 г.	ПШ	МЧС России, ИО РАН, МГТУ, ГЕОХИ РАН, РНЦ “Курчатовский ин-т”, МГУ
2005 г.	ПШ	МЧС России, ИО РАН, ГЕОХИ РАН, РНЦ “Курчатовски ин-т”, МГУ, ВСЕГЕИ
2006 г.	ПШ	МЧС России, ИО РАН, РНЦ “Курчатовский ин-т”, ГОСАКВАСПАС
2012 г.	Н	МЧС России, ВНИИОкеангеология, ГОСАКВАСПАС, НИЦ “Курчатовский ин-т”, ГЕОХИ РАН, СИТЕКРИМ.
2012 г.	ИП	Минприроды, Росгидромет, МАГАТЭ, НПО Тайфун, НИЦ “Курчатовский ин-т”, Крыловский ГНЦ, ЮЖМОРГЕО, NRPA (Норвегия), НИЕН (Норвегия), ИМИ (Норвегия), ИЭТ (Норвегия).
2013 г.	ПШ	МЧС России; ИО РАН, ГОСАКВАСПАС, ИПМТ РАН, НИЦ “Курчатовский ин-т”, СИТЕКРИМ, Крыловский ГНЦ, Радиевый институт им. В.Г. Хлопина.
2015 г.	АМК	ИО РАН, НИЦ “Курчатовский ин-т»
2016 г.	АМК	ИО РАН, МЧС России, НИЦ “Курчатовский ин-т”, ИГЕМ РАН, ГЕОХИ РАН
2019 г.	АМК	ИО РАН, ГЕОХИ РАН, ИГЕМ РАН
2020 г.	АМК	ИО РАН, НИЦ “Курчатовский ин-т”, МЧС России
2021 г.	АМК	НИЦ “Курчатовский ин-т”, ИО РАН, МЧС России, ЦПИ РГО, ИПМТ РАН
2023 г.	АМК	НИЦ “Курчатовский ин-т”, ИО РАН, МЧС России, ЦПИ РГО

* отдельные сведения об экспедициях заимствованы из источника [15]

** сокращенные названия судов:

АМК – НИС “Академик Мстислав Келдыш” (ИО РАН);
 ПШ – НИС “Профессор Штокман” (ИО РАН);
 АБП – НИС “Академик Борис Петров” (ГЕОХИ РАН);
 ВБ – НИС “Виктор Буйницкий” (Росгидромет);
 ВК – НИС “В. Каврайский” (ГС СФ);
 Н – МСБ “Неотразимый” (ФГУ ГОСАКВАСПАС);
 ИП – НИС “Иван Петров” (Северное УГМС Росгидромета).

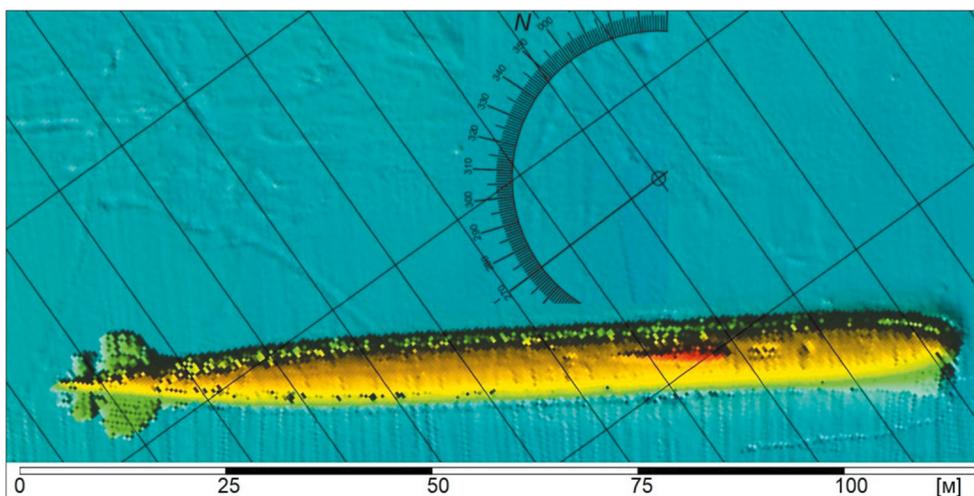


Рис. 3. Детальное батиметрическое изображение объекта 24 (АПЛ К-27) в заливе Степового, полученное специалистами ЦПИ РГО с помощью многолучевого эхолота (МЛЭ) SEABAT T50R фирмы RESON (Дания) в сентябре 2021 года в экспедиции на НИС “Академик Мстислав Келдыш” (85 рейс). На рисунке обозначено: сетка географических координат с шагом 1' по широте и долготе; глубина места составляет около 32 метров, глубина в верхней части рубки 21 м, глубина в районе палубы 24 м. Ориентация корпуса (корма-нос) – СЗ-ЮВ.

позволяют вести точный отбор проб, а также элементарные исследования объектов РАО и их надежную идентификацию с помощью видеоборудования ТНПА и БНПА.

Первый визуальный осмотр АПЛ К-27 был проведен в 1993 г. в совместной российско-норвежской экспедиции. Для этой цели использовали телеуправляемый подводный аппарат (ТНПА) “Buster” (Великобритания) [18]. Начиная с 2004 г. для визуального осмотра подводных объектов стали использоваться ТНПА малого и сверхмалого классов, а именно: “SeaLion” (США) – в 2005 году, “ГНОМ” (ИОРАН) [6] – с 2006 по 2023 год, “Falcon” (SeaEye) – с 2012 по 2023 год, “РТМ-500” (Южморгео) – в 2012 году, “Мираж” (Россия) – с 2015 по 2023 год. На рисунке 4 представлены стоп-кадры видеосъемки, выполненной с использованием видеосистемы ТНПА “ГНОМСупер”. По результатам проведенных визуальных наблюдений АПЛ К-27 можно сделать следующие выводы: АПЛ лежит на ровном киле (заглубление в грунт около 1 м); в носовой части отмечены небольшие отвалы грунта; видимых коррозионных повреждений наружных корпусных конструкций не обнаружено; леерные ограждения на палубе почти полностью разрушены; отсутствуют несколько листов наружного корпуса на палубе АПЛ; палуба покрыта слоем иловых отложений и донных организмов толщиной 3–5 см; в носовой и кормовой частях АПЛ отмечены остатки продукционных шлангов и буксировочных тросов; в носовой части обнаружена спускающаяся с АПЛ на грунт цепь с якорем; гребные винты отсутствуют.

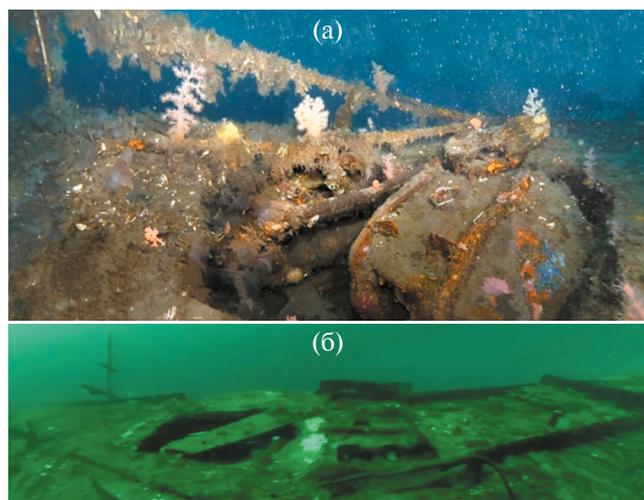


Рис. 4. Стоп-кадры видеосъемки, выполненной с помощью ТНПА “ГНОМСупер” при обследовании АПЛ К-27 в 2019 году в экспедиции на НИС “Академик Мстислав Келдыш” (76 рейс): а – палуба лодки в районе реакторного отсека (справа аварийный люк реакторного отсека); б – палуба в центральной части АПЛ (слева остатки леерного ограждения).

Одной из главных целей обследования АПЛ К-27 является выявление выхода радионуклидов из реакторов лодки, что может свидетельствовать о нарушении целостности защитных барьеров. Обычно исследование подводных радиационно-опасных объектов включает отбор проб придонной воды и донного грунта вблизи объекта, а также отбор образцов материала самого объекта. Однако обнаружить точное место выхода радионуклидов из объекта методами отбора проб практически невозможно. При этом измерения радиоактивности проб занимает существенное время. Здесь следует отметить, что практически для всех затопленных радиационно-опасных объектов основным индикатором утечки радиоактивности, а, следовательно, и разрушения защитных барьеров, является обнаружение в воде долгоживущих гамма-излучающих радионуклидов: продукта деления ядерного топлива ^{137}Cs и продукта нейтронной активации реакторных конструкций ^{60}Co . При этом для надежного обнаружения этих радионуклидов в морской среде необходим именно спектрометрический метод, так как в состав морской воды и донных отложений входят природные источники гамма излучения: ^{40}K и дочерние продукты распада радиоактивных семейств U и Th. Из-за излучения этих природных радионуклидов мощность дозы в море при приближении дозиметра к донному грунту может естественным образом увеличиться более чем в 10 раз. В этой связи для экспедиционных исследований состояния элементов радиоактивных отходов (РАО), а также ядерно- и радиационно опасных объектов (ЯРОО), захороненных в морской среде, в том числе АПЛ-27, стал использоваться качественно новый способ контроля радиационной обстановки в акваториях, который предполагает измерение уровней излучения в непосредственной близости от конкретных объектов с помощью подводной гамма-спектрометрической аппаратуры типа РЭМ, разработанной в НИЦ “Курчатовский институт”. В качестве носителя гамма-спектрометра было решено использовать ТНПА ГНОМ, созданный ООО «Индел-Партнер» в сотрудничестве с ИО РАН [9]. На фотографии на рисунке 5 представлен ТНПА ГНОМ с гамма-спектрометром РЭМ-35-2.

В разное время в Арктических экспедициях ИО РАН, в том числе для контроля состояния подводных потенциально опасных объектов с использованием гамма-спектрометров, применялись также ТНПА осмотрового класса “Мираж” и «Фалькон». С 2021 года использовался также ТНПА “РБ-300”, изготавливаемый



Рис. 5. ТНПА “ГНОМСупер” с гамма-спектрометром РЭМ-35-2: 1 – дополнительные блоки плавучести; 2 – правый верхний светильник; 3 – передняя основная видеокамера; 4 – кабель-трос; 5 – гамма-спектрометр; 6 – блок маршевых двигателей левого борта.

компанией “Ровбилдр” (Россия). Основной применяемый высокочувствительный подводный спектрометр РЭМ-35–2 представляет собой блок детектирования БДЭГ-75(75) Б на основе монокристалла ВГО 75×75 мм с низкофоновым ФЭУ типа R6233-01 [11]. Рабочая глубина спектрометра 200 м. Чувствительность кристалла ВГО позволяет проводить измерения концентраций гамма-излучающих техногенных радионуклидов в морской воде на уровне в десятки раз ниже предельно допустимых для питьевой воды, а в донном грунте – на уровне фоновых значений, вызванных глобальными выпадениями. Спектрометр предназначен для работы как в автономном режиме, так и в режиме реального времени, с использованием интерфейса RS-485. Небольшие размеры гамма-спектрометра позволяют опускать его в воду с борта катера вручную для исследования радиоактивности окружающей среды. В процессе исследований с помощью РЭМ-35-2 регистрируемые спектры в режиме реального времени отображаются на дисплее ПЭВМ, что позволяет корректировать перемещение ТНПА в зависимости от наличия и интенсив-

ности техногенных гамма-излучателей в морской среде. В процессе работы оператор ТНПА может наблюдать окрестности измерений и визуально идентифицировать объекты или их элементы, являющиеся источником радиоактивного излучения. Измерение начинается при подходе ТНПА к исследуемому объекту. Экспозиция единичного измерения выбирается равной 60–90 с, что обеспечивает предел обнаружения радионуклида ^{137}Cs в поверхностном слое донных отложений на уровне 15 Бк/кг мокрого грунта и 0,35 Бк/л – в морской воде. Пример представления первичной информации, получаемой с помощью комплекса “ГНОМ-РЭМ” приведен на рисунке 6.

Последние по времени исследования захоронений ТРО и радиационные измерения в заливе Степового были выполнены в 2023 году в экспедиции на НИС “Академик Мстислав Келдыш” (92 рейс). Основным интерес представляют результаты измерений, выполненные на наружном и прочном корпусе (НК и ПК) АПЛ-К27 в районе палубы реакторного отсека. Радиационное обследование лодки К-27 проводилось с помощью подводных гамма-спектрометров РЭМ-4-50, разработанных в НИЦ “Курчатовский институт”. В качестве носителя измерительной аппаратуры использовался ТНПА “Фалькон”, на котором был размещен один из спектрометров, позволяющий в режиме реального времени отслеживать радиационную обстановку вблизи ТНПА (рис. 7). Такой метод измерений дал возможность оперативно получить пространственное распределение мощности дозы гамма-излучения на корпусе АПЛ. Регистрация гамма-спектров была произведена в 15 точках, расположенных в верхней части наружного корпуса АПЛ К-27, на палубе реакторного отсека (рис. 8). Экспозиция каждого измерения была задана равной 180 с. Два характерных спектра, полученных в ходе этого обследования, представлены выше на рисунке 6. Спектры, представленные на рис. 6, сформированы

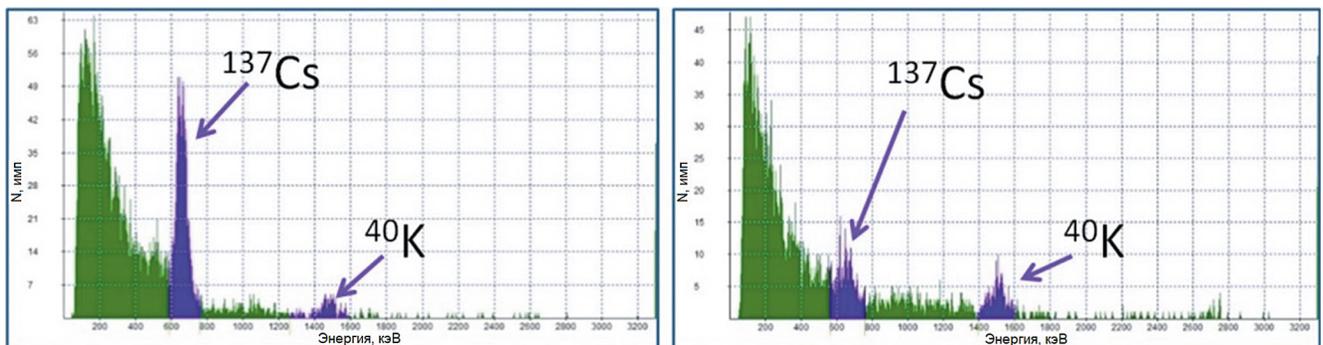


Рис. 6. Спектры, зарегистрированные на палубе АПЛ К-27 в т. 12 (слева) и 15 (справа). Нумерация точек и их расположение соответствует схеме, представленной на рисунке 8.



Рис. 7. ТНПА «Фалькон»: пунктирной линией обведен гамма-спектрометр РЭМ-4-50.

двумя радионуклидами – естественным радионуклидом ^{40}K и техногенным радионуклидом ^{137}Cs . Они характеризуются малой счетностью и имеют небольшую рассеянную часть, что дает основание утверждать, что радиационное загрязнение палубы АПЛ носит исключительно поверхностный характер. Пространственное распределение мощности дозы в верхней части легкого корпуса АПЛ и расположение точек, в которых проводились измерения, показаны на рисунке 8.

В случае частичного разрушения защитных барьеров, препятствующих выходу радиоактивности из реакторов АПЛ К-27 в окружающую морскую среду, возможно поступление радиоактивных материалов первоначально во внутренний объем реакторного отсека. Это дает теоретическую возможность провести удаленную диагностику состояния защитных барьеров, т. к. измерения на

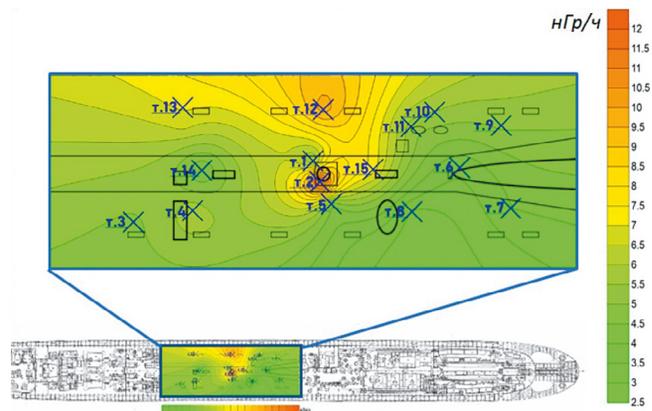


Рис. 8. Картограмма пространственного распределения мощности дозы в верхней части наружного корпуса АПЛ и расположение точек, в которых проводились измерения с помощью гамма-спектрометра РЭМ-4-50, установленного на ТНПА «Фалькон».

прочном корпусе АПЛ, в принципе, позволяют зафиксировать наличие заглубленного объемного источника гамма-излучения, при условии, что удастся набрать достаточное количество статистически достоверных данных, обеспечивающих представительность выполненного измерения.

Для решения этой задачи с помощью манипулятора ТНПА «Фалькон» спектрометр РЭМ-4-50 был установлен на ПК АПЛ, в зазор между горловиной люка реакторного отсека и конструкциями НК для проведения спектрометрических измерений в автономном режиме с длительной экспозицией. Подобное исследование проводилось впервые и стало возможным только после демонтажа крышки люка реакторного отсека, выполненного в 2021 году. Особенности размещения спектрометра на ПК показаны на рисунке 9. В ходе



Рис. 9. Стоп-кадр видеосъемки аварийного люка РО АПЛ К-27, проведенной с помощью ТНПА «Фалькон» в 2023 году в экспедиции на НИС АМК (92 рейс): а – люк АПЛ: 1 – петли срезанной крышки люка ПКБ, 2 – технологическая пластина, приваренная к комингсу люка ПК, 3 – пространство между НК и ПК, 4 – палуба АПЛ, 5 – кромка выреза в НК; б – установка гамма-спектрометра: 1 – технологическая пластина, приваренная к комингсу люка ПК; 2 – подводный гамма-спектрометр РЭМ-4-50; 3 – технологическая штанга для подвески гамма-спектрометра; 4 – «кисть» манипулятора ТНПА «Фалькон»; 5 – пространство между НК и ПК.

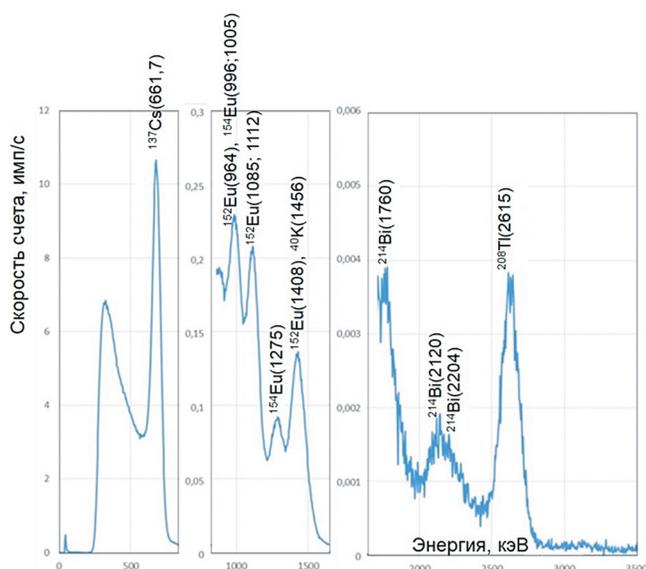


Рис. 10. Суммарный спектр, зарегистрированный на прочном корпусе АПЛ К-27 в люке реакторного отсека (экспозиция 21 ч 10 мин).

измерений на прочном корпусе было зарегистрировано 254 спектра с единичной экспозицией 300 с, что соответствует суммарной экспозиции измерений 21 час 10 минут (рис. 10).

Анализ зарегистрированных спектров показал, что основным дозообразующим нуклидом, как и ожидалось, является ^{137}Cs , продукт деления ядерного топлива, однако заметное влияние на формирование спектра оказало присутствие продуктов активации конструкционных материалов реактора — ^{152}Eu и ^{154}Eu . В области более 1.5 МэВ основной вклад в спектр вносит излучение естественных радионуклидов — продуктов распада рядов ^{238}U (^{214}Bi) и ^{232}Th (^{208}Tl).

В указанной выше точке измерения на прочном корпусе (рис. 9) была зафиксирована мощность дозы, равная 0.23 мкГр/ч, что примерно

в 100 раз превышает результаты измерения мощности дозы в морской воде и на порядок больше значений мощности дозы, зарегистрированных над РО на наружном корпусе. Следует отметить, что выявленное загрязнение связано не с выходом активности из АПЛ после ее затопления в заливе Степового, а скорее всего с последствиями произошедшей в 1968 г. радиационной аварии [2, 3]. В частности это подтверждают результаты измерения уровней гамма активности воды в районе рубки и донных отложений в месте затопления АПЛ, где концентрация ^{137}Cs не превышает пределов обнаружения спектрометра.

Пробы донного грунта вблизи АПЛ отбирались с использованием дночерпателя Ван-Вина с площадью захвата 0.1 м^2 и трубчатого гравитационного отборника грунта “трубка Неймисто” с диаметром вкладыша 4.5 см (рис. 11а). В лабораторных условиях на борту судна было произведено послойное разделение кернов по 2 см (рис. 11б) и их высушивание для гамма-спектрометрических измерений. Измерения проводились с использованием спектрометрического комплекса СКС-07П-Г5 “Кондор” (рис. 11в) на основе полупроводникового детектора с последующим анализом спектров с целью обнаружения и количественного определения в них признаков техногенных радионуклидов. На рисунке 12 приведены усредненные по всем точкам отбора проб грунта в экспедиции 2021 года профили удельной активности ^{137}Cs в грунте в зависимости от глубины керна для внутренней (7 кернов) и внешней (там где затоплена АПЛ К-27, 9 кернов), частей залива Степового. Как видно, общий уровень загрязнения донных отложений внешней части залива Степового приблизительно в три раза ниже, чем для внутренней. При этом для обеих частей залива в слое грунта 3–7 см отмечается



Рис. 11. Отбор и измерение радиоактивности проб донного грунта: а) трубчатый гравитационный отборник “трубка Неймисто»; б) срез керна в процессе послойного разделения; в) спектрометрический комплекс СКС-07П-Г5 “Кондор” на основе полупроводникового детектора (справа).

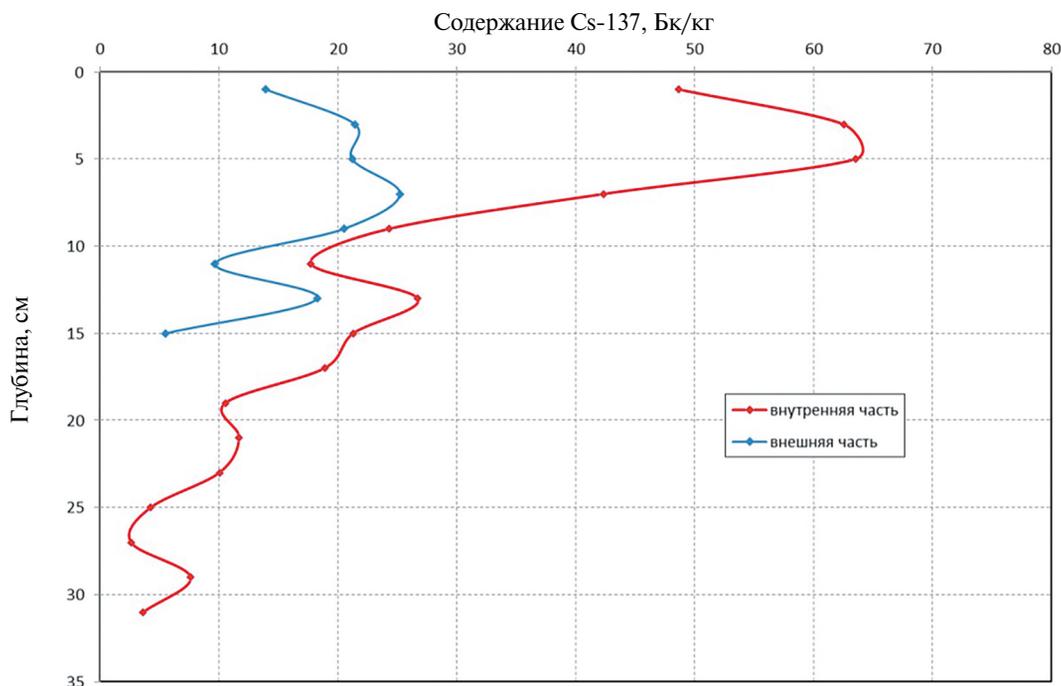


Рис. 12. Усредненные профили удельной активности ^{137}Cs в грунте в зависимости от глубины керна донного грунта для внутренней (красная линия) и внешней (голубая линия) частей залива Степового.

максимальный уровень загрязнения донных отложений ^{137}Cs , что с учетом скорости осадконакопления в заливе Степового, примерно соответствует времени затопления в заливе контейнеров с ТРО (с 1968 по 1975 год) [1, 15].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследования состояния АПЛ К-27 и окружающей среды в районе ее затопления в заливе Степового, выполненные в 2023 году и в предыдущие годы с использованием прямых методов и гамма-спектрометрических измерений показали, что:

1. Зарегистрированные значения мощности эквивалентной дозы (МЭД) на расстоянии 1–2 м от наружного корпуса АПЛ малы и составляют не более 8.3 нЗв/ч, что значительно меньше средних значений радиационного фона на поверхности суши.

2. Присутствие ^{137}Cs на палубе реакторного отсека в 2023 году было обнаружено в 6 точках (точки 1, 2, 5, 12, 13, 15 на рис. 8) из 15, в которых были проведены спектрометрические наблюдения". При этом максимальное значение МЭД на этом участке НК составляет 0.09 мкЗв/час, что примерно в 1.5 раза меньше средних значений радиационного фона на поверхности суши, составляющих около 0.12 мкЗв/час или 12 мкр/час [8]. Полученные данные о распределении значений

МЭД крайне важны для разработки обоснования безопасности в обеспечении проекта дальнейшего обращения с АПЛ К-27.

3. Во время прошлых исследований измерить параметры радиоактивности на поверхности прочного корпуса АПЛ К-27 не удалось. Измеренные в 2023 году параметры отличаются от измеренных на наружном корпусе более высокой активностью и более разнообразным составом радионуклидов. В практическом плане из этого следует, что при разработке проекта возможного подъема и дальнейшего обращения с АПЛ К-27 необходимо учитывать то обстоятельство, что после удаления воды из межкорпусного пространства именно запас активности, сосредоточенный в районе реакторного отсека, будет определять радиационную обстановку на всех этапах выполнения работ по утилизации АПЛ.

4. Выход техногенных радионуклидов из АПЛ К-27 в окружающую морскую среду не обнаружен. Зарегистрированные в 2021–2023 годах уровни содержания ^{137}Cs в донном грунте не отличаются от результатов, полученных в предыдущих экспедициях, в частности, в совместной российско-норвежской экспедиции в 2012 году [17]. При этом наиболее вероятным источником зарегистрированного ^{137}Cs является не АПЛ К-27, а контейнеры с ТРО, затопленные в большом количестве во внутренней части залива Степового в период с 1968 по 1975 год, выход

радионуклидов из которых в окружающую среду зарегистрирован многочисленными экспедициями [5, 7, 13, 15, 17].

5. Анализ результатов многолетних исследований подтверждает эффективность разработанной технологии комплексных исследований ЯРОО и РАО, которая позволила собрать достоверные экспериментальные данные о радиационной обстановке в непосредственной близости от АПЛ К-27.

6. Результаты исследований подтверждают необходимость разработки и размещения в заливе Степового (Новая Земля) комплекса специальных средств радиационного мониторинга этого района Карского моря, в том числе системы постоянного контроля состояния реакторов АПЛ К-27.

Финансирование работы. Данная работа финансировалась за счет средств бюджета Института океанологии им.П.П.Ширшова РАН по теме государственного задания № FMWE-2024-0024. Экспериментальные исследования выполнены при поддержке Российского научного фонда из средств проекта № 23-17-00156.

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алиев Р.А.* Осадконакопление в заливах Карского моря // Подводные технологии и мир океана. 2006. № 4. С. 12–19.
2. *Антонов А.М.* Атомная подводная лодка пр. 645 // Подводные лодки: история развития. Сборник статей. Екатеринбург, 2003. [Электронный ресурс.] Режим доступа: <http://book.uraic.ru/elib/pl/lodki/645.htm>, дата последнего обращения 3.07.2024 г.
3. *Апальков Ю.В.* Подводные лодки советского флота 1945–1991 гг. Том I: Первое поколение АПЛ. М.: Моркнига, 2009. 194 с.
4. *Боровик А.И.* Технология использования АНПА для исследования подводных потенциально опасных объектов в Карском море // Подводные исследования и робототехника. 2022. № 1 (39). С. 32–39.
5. *Вяльшев А.И., Добров В.М., Долгов А.А. и др.* Экологический мониторинг окраинных морей России. М.: ФГБНУ “Аналитический центр” Минобрнауки России, 2019. 240 с.
6. *Елкин А.В., Комаров В.С., Розман Б.Я.* Телеуправляемые подводные аппараты-роботы “ГНОМ” // Освоение морских глубин. М.: Оружие и технологии, 2018. С. 332–336.
7. *Казеннов А.Ю., Нерсесов Б.А., Римский-Корсаков Н.А.* Исследование подводных потенциально опасных объектов в Карском море. М.: ФГБНУ “Аналитический центр” Минобрнауки России, 2017. 274 с.
8. *Майкович В.П., Панченко А.М.* Основы радиационной безопасности: учебное пособие для вузов. М.: Энергоатомиздат. 1990. 176 с.
9. *Поярко С.Г., Римский-Корсаков Н.А., Флинт М.В.* Технические аспекты исследований окружающей среды западной части Карского моря // Океанологические исследования. 2017. Т. 45. № 1. С. 171–186.
10. *Реестр* подводных потенциально опасных объектов во внутренних водах и территориальном море Российской Федерации // Министерство Российской Федерации по делам гражданской обороны, чрезвычайным ситуациям и ликвидации последствий стихийных бедствий, ФГБОУ ВО Санкт-Петербургский университет ГПС МЧС России, 2019, 115 с.
11. *Римский-Корсаков Н.А., Казеннов А.Ю., Розман Б.Я.* Технология мониторинга экологии заливов восточного побережья Новой Земли // Материалы научной конференции “Экосистема Карского моря – новые данные экспедиционных исследований”, М.: АПР, 2015. С. 258–266.
12. *Римский-Корсаков Н.А., Книпель Н.Я., Казеннов А.Ю. и др.* Радиационно опасные объекты в Российской Арктике (85-й рейс научно-исследовательского судна “Академик Мстислав Келдыш” в Карское море) // Океанология. 2022., Т. 62. № 3. С. 495–498.
13. *Саркисов А.А., Сивинцев Ю.В., Высоцкий В.Л., Никитин В.С.* Атомное наследие холодной войны на дне Арктики; радиоэкологические и технико-экономические проблемы радиационной реабилитации морей. М.: Ин-т проблем безопасного развития атомной энергетики РАН, 2015. 699 с.
14. *Римский-Корсаков Н.А., Тронза С.Н., Анисимов И.М.* Развитие гидролокационных технологий глубоководных исследований рельефа дна и подводных объектов // Международный журнал прикладных и фундаментальных исследований. 2019. № 9. С. 85–90.
15. *Сивинцев Ю.В., Вакуловский С.М., Васильев А.П. и др.* Техногенные радионуклиды в морях, омывающих Россию («Белая книга – 2000»). М.: ИздАТ, 2005. 624 с.
16. *Флинт М.В., Римский-Корсаков Н.А., Поярко С.Г.* Экосистемы российской Арктики –2015 (63-й рейс научно-исследовательского судна “Академик Мстислав Келдыш”) // Океанология. 2016. Т. 56. № 3. С. 499–501.
17. *Gwynn J.P., Nikitin A., Shershakov V. et al.* Main results of the 2012 joint Norwegian-Russian expedition to the dumping sites of the nuclear submarine K-27 and solid radioactive waste in Stepovogo Fjord, Novaya Zemlya // J. Environ. Radioact. 2016 V. 151. Pt. 2. P. 417–426.
18. *Joint Russian-Norwegian Expert Group for Investigation of Radioactive Contamination in the Northern Areas.* Dumping of Radioactive Waste and Radioactive Contamination in the Kara Sea // Results from 3 years of investigations (1992–1994) performed by the Joint Russian-Norwegian Expert Group for Investigation of Radioactive Contamination in the Northern Areas. Norwegian Radiation Protection Authority, Østeraås, Norway. 1996 (First Edition). ISBN 82-993079-5-3.

INVESTIGATION OF UNDERWATER RADIOACTIVE OBJECTS IN STEPVOVOYE BAY (NOVAYA ZEMLYA)

N. A. Rimsky-Korsakov^{1,*}, N. Ya. Knievel^{2,**}, M. V. Flint¹, A. Yu. Kazenov²,
O. E. Kiknadze², I. M. Anisimov¹, A. A. Pronin¹, A. V. Lesin¹, V. O. Muraviya¹

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

²*National Research Center "Kurchatov Institute", Moscow, Russia*

* e-mail: nrk@ocean.ru

** e-mail: Knivel_NY@nrcki.ru

In 1965, the K-27 submarine with an emergency portside reactor with unloaded spent nuclear fuel (SNF) was flooded in Stepovoye Bay (Novaya Zemlya). The source of radioactivity is nuclear fuel in the port side reactor and fuel carried into the corresponding steam generator. Before flooding, the elements of the power plant were sealed with furfural, and the entire compartment was then filled with bitumen. It is believed that when water entering the reactor core, a self-sustaining fission chain reaction (SCR) may occur. However, this process is possible only if the above-mentioned protective barriers are violated. The state of the protective barriers can be judged by the magnitude and variations of the radioactive background on the deck and near the submarine on the ground. Thus, the most important task of monitoring and preventing an emergency situation on the K-27 submarine is the constant monitoring of the environment (ecology) in Stepovoy Bay in general and near the submerged submarine in particular. The article considers the results of research on the submarine and its environment, including the R/V Akademik Mstislav Keldysh (cruise 92, 2023) expedition, when the parameters of the radioactive background were for the first time measured directly on the submarine robust hull in the area of the reactor compartment.

Keywords: Novaya Zemlya, Stepovogo Bay, NS K-27, radioactivity, protective barriers, condition monitoring, ecology, underwater vehicle, gamma-ray spectrometer

УДК 551.465

ГИДРОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ТРОПИЧЕСКОЙ АТЛАНТИКЕ (94-Й РЕЙС НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО СУДНА “АКАДЕМИК МСТИСЛАВ КЕЛДЫШ”)

© 2024 г. Е. Г. Морозов*, Д. И. Фрей

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

*e-mail: egmorozov@mail.ru

Поступила в редакцию 21.02.2024 г.

После доработки 21.02.2024 г.

Принята к публикации 08.08.2024 г.

Выполнены работы по изучению потока Антарктической донной воды на протяжении абиссального канала Видал и разлома Вима в тропической части северо-западной Атлантики. Проведены исследования в Северном экваториальном противотечении и на разрезе через плюм реки Амазонка в открытом океане.

Ключевые слова: Антарктическая донная вода, абиссальный канал Видал, разлом Вима, плюм Амазонки

DOI: 10.31857/S0030157424060134, **EDN:** FHMNFR

С 9 декабря 2023 г. по 30 февраля 2024 г. проведена экспедиция в тропическую Атлантику — 94-й рейс НИС “Академик Мстислав Келдыш”. Впервые выполнены гидрологические измерения в абиссальном канале Видал к северо-западу от разлома Вима. В этом канале наблюдается поток Антарктической донной воды, который заполняет всю Северо-американскую котловину и глубоководную впадину Пуэрто-Рико, где находится наибольшая глубина Атлантики. Ранее в этом канале никаких гидрологических измерений не проводилось. Исследования выполнены в районе разлома Вима вдоль 11° с.ш. от 46° до 41° з.д. Исследовано затекание донной воды в разлом и ее поток вдоль разлома до поперечного хребта на 41° з.д. В последней части экспедиции выполнен гидрологический разрез по долготе 38°40' з.д. от 3° с.ш. до 12° с.ш. через Северное экваториальное противотечение и плюм распресненных вод реки Амазонка. Всего выполнено 125 станций зондирования, из них 78 глубоководных (на глубинах более 5000 м) (рис. 1). Экспедиционные работы проводились по теме: “Изучение глубоководных течений в абиссальных глубинах Атлантики”.

В рейсе приняли участие 14 сотрудников российских научных учреждений (Институт океанологии РАН, Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, Институт гидродинамики СО РАН).

Экспедиция работала CTD-зондами Idronaut OS320 plus, Daowan DW1616D, AML Base X, профилографом течений TRDI Monitor 300 kHz; выполнялись анализы растворенного кислорода, содержания силикатов и нитратов, pH, щелочности. Проводились измерения в проточной системе флуориметром Turner Designs C6P для определения оптических параметров и содержания хлорофилла. Измерения скорости течений на ходу судна проводились с помощью бортового профилографа SADCP: Teledyne RD Instruments Ocean Surveyor (TRDI OS) с частотой 76,8 кГц. Осреднение измерений по времени было 120 с. При скорости судна 8–9 узлов это давало измерения каждые 500 м. По пути судна выполнялся промер глубин.

Впервые выполнены гидрологические измерения в абиссальном канале Видал. Перепад глубин в канале от 5200 до 5800 м. Его протяженность около 800 км. Станции делались вдоль канала и на трех поперечных разрезах. Глубина канала на фоне окружающих глубин около 100–150 м. Ширина канала 1–3 км. Обнаружен и исследован поток Антарктической донной воды вдоль канала.

Задачей исследований в разломе Вима было выявление физических особенностей абиссальной среды и потока Антарктической донной воды вдоль разлома. Выполнен разрез вдоль разлома, и в седьмой раз (2006, 2014, 2015, апрель 2016, октябрь 2016, 2022 гг.) повторен поперечный разрез

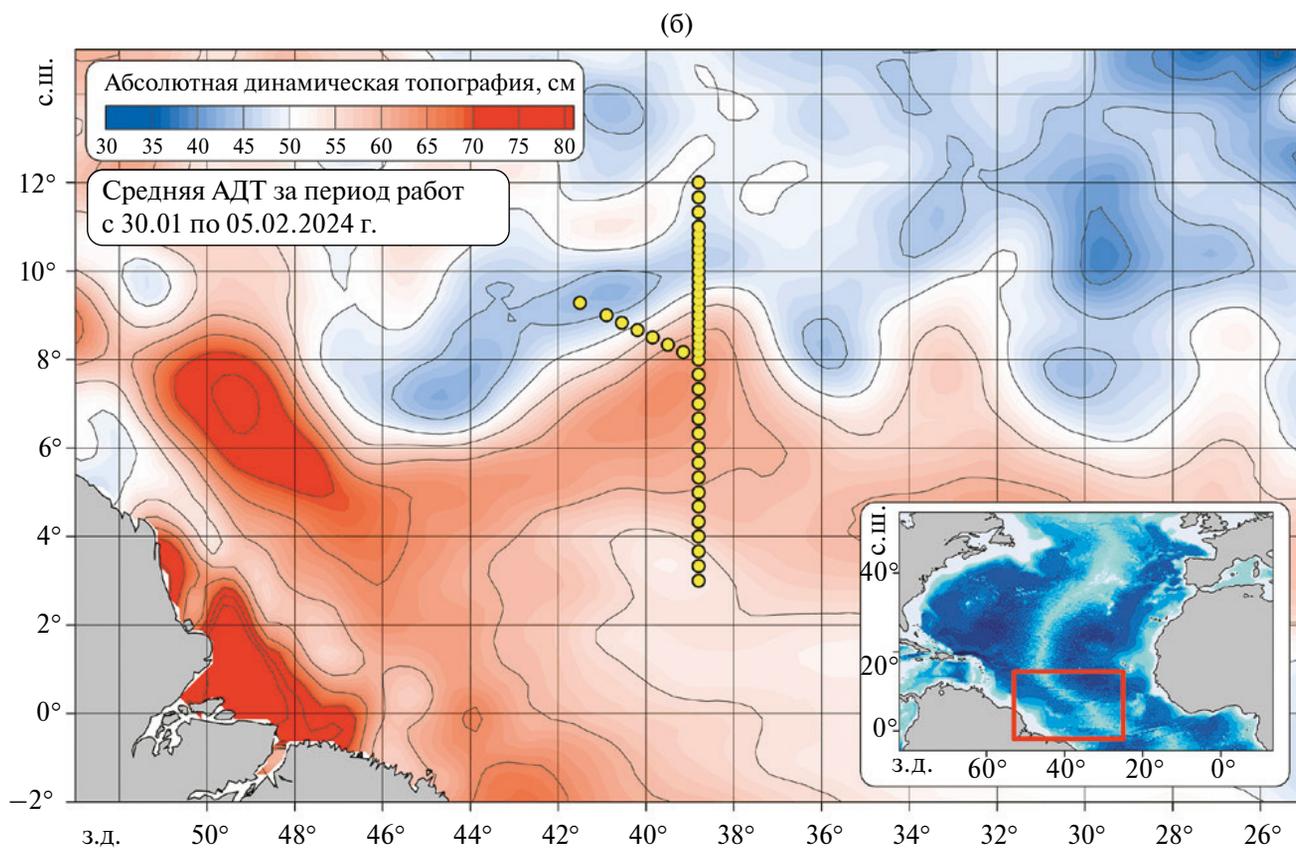
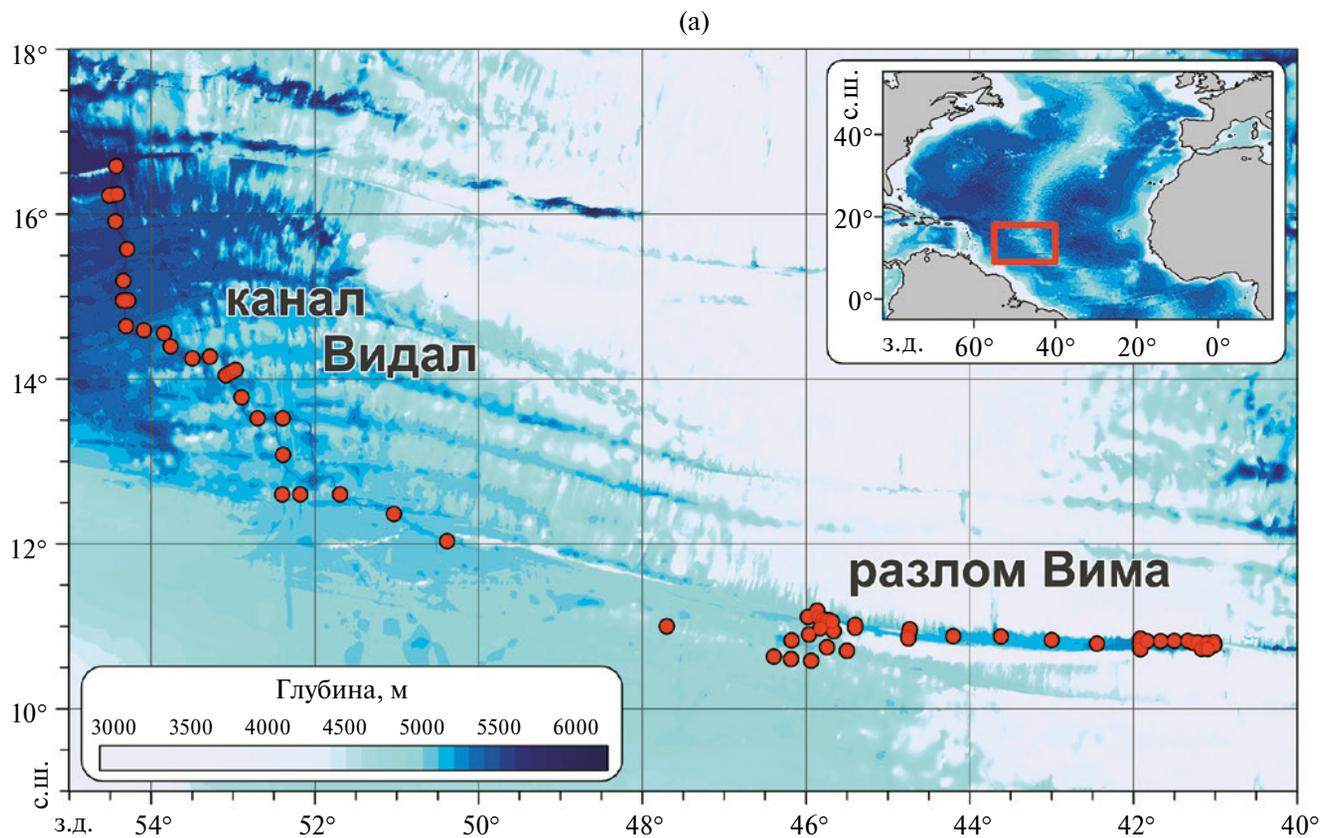


Рис. 1. Схема расположения станций в 94 рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш»; станции в канале Видал и разломе Вима (а) и разрез, пересекающий Северное экваториальное противотечение и плюм распресненных вод Амазонки (б).

на главной седловине разлома. Работы выполнены на 46 станциях зондирования на глубинах от 4500 до 5400 м. Это дало возможность исследовать изменчивость потока донных вод через разлом Вима аналогично работе, выполненной в предыдущей работе о потоках в разломе Вима и канале Вима [3]. На 18 станциях изучено затекание донной воды в разлом Вима. Исследован поток Антарктической донной воды вдоль разлома Вима до поперечного хребта. Повторен разрез 2022 г. из 30 зондирований до абиссальных глубин. Выполнено 4 поперечных разреза через разлом. Максимальная скорость потока донной воды обнаружена на глубинах 4000–4200 м. Скорость доходит до 30 см/с. Под скоростным потоком расположена застойная зона со скоростями 1–3 см/с. К западу от поперечного хребта исследована вертикальная конвективная ячейка вертикальной циркуляции, которая возникает за счет набегания скоростного потока со сдвигом скорости на препятствие в виде поперечного хребта. Точки станций выбирались с учетом предварительно выполненных расчетов придонной циркуляции в разломе Вима на основе численной модели INMOM [2, 4]. Выполненные работы – продолжение наших многолетних гидрологических исследований района разлома Вима [1, 3, 5].

На разрезе вдоль 38°48 з.д. от 3° до 12° с.ш. выполнено 45 станций зондирования зондом AML Base X до глубин 700 м. Пересечено Северное экваториальное противотечение и плюм реки Амазонка. Скорость в течении превышает 50 см/с.

Соленость в плюме 35.85 PSU по сравнению с окружающими водами с соленостью 36.10 PSU. Плюм проникает до глубин около 100 м.

Источник финансирования. Работа поддержана госзаданием FMWE-2024-0017 и грантом РФФ 21-77-20004.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Морозов Е.Г., Тараканов Р.Ю., Макаренко Н.И. Потоки Антарктической донной воды через разломы южной части Северо-Атлантического хребта // *Океанология* 2015. т. 55, № 6. С. 883–887. <https://doi.org/10.7868/S003015741506012X>
2. Фрей Д.И., Морозов Е.Г., Фомин В.В., Дианский Н.А. Пространственная структура потока антарктических вод в разломе Вима Срединно-Атлантического хребта, *Известия РАН, сер. Физика атмосферы и океана* 2018. том 54, № 6. С. 727–732. <https://doi.org/10.1134/S0001433818060063>
3. Morozov E.G., Frey D.I., Zuev O.A., et al. Antarctic Bottom Water in the Vema Fracture Zone // *J. Geophys. Res. Oceans*. 2023. V. 128, e2023JC019967. <https://doi.org/10.1029/2023JC019967>
4. Frey D.I., Morozov E.G., Fomin V.V. et al. Regional modeling of Antarctic Bottom Water flows in the key passages of the Atlantic // *J. Geophys. Res.: Oceans*. 2019. V. 124. P. 8414–8428. <https://doi.org/10.1029/2019JC015315>
5. Morozov E.G., Tarakanov R. Yu., Frey D.I. et al. Bottom water flows in the tropical fractures of the Northern Mid-Atlantic Ridge // *J. Oceanography*. 2018. V. 74 (2). P. 147–167. <https://doi.org/10.1007/s10872-017-0445-x>

OCEANOGRAPHIC INVESTIGATIONS IN THE TROPICAL ATLANTIC (CRUISE94 OF THE RESEARCH VESSEL “AKADEMIK MSTISLAV KELDYSH”)

E. G. Morozov*, D. I. Frey

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

* e-mail: egmorozov@mail.ru

Oceanographic research has been carried out to study the flow of Antarctic Bottom Water along the Vidal abyssal channel and the Vema Fracture Zone in the tropical part of the northwestern Atlantic. Research was also carried out in the North Equatorial Countercurrent and on a section through the Amazon River plume in the open ocean.

Keywords: Antarctic Bottom Water, Vidal abyssal channel, Vema Fracture Zone, Amazon plume

УДК 551.465

ПРИБРЕЖНАЯ ОПЕРАТИВНАЯ ОКЕАНОГРАФИЯ – СОВРЕМЕННЫЙ МЕТОД МОНИТОРИНГА ШЕЛЬФОВО- СКЛОНОВОЙ ЗОНЫ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

© 2024 г. А. Г. Зацепин, В. В. Коваленко, С. Б. Куклев, В. А. Телегин

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

** e-mail: zatsepin@ocean.ru*

Поступила в редакцию 01.08.2024 г.

После доработки 01.08.2024 г.

Принята к публикации 08.08.2024 г.

Приводится информация о новом проекте, поддержанном Минобрнауки РФ, направленном на развитие научных основ прибрежной оперативной океанографии и экспериментальном воплощении ее составляющих на полигоне Геленджик в Черном море.

Ключевые слова: оперативная океанография, прибрежная зона, КВ-радиолокация, контактные измерения, численное моделирование, Черное море, полигон “Геленджик”

DOI: 10.31857/S0030157424060143, **EDN:** FHMKYW

Оперативная океанография – быстро развивающийся раздел современной океанологии и гидрометеорологии [3, 4]. Основной задачей оперативной океанографии является создание и поддержание системы мониторинга и прогноза состояния морской среды на основе численного моделирования океанской циркуляции с усвоением данных измерений (дистанционных и контактных), получаемых в реальном времени. Современная технология оперативного мониторинга морских акваторий базируется на получении в реальном времени данных атмосферного воздействия, спутниковых измерений уровня моря (спутниковой альтиметрии) и температуры морской поверхности (спутниковой ТПМ) и их усвоении в численных гидродинамических моделях. С помощью моделей даются текущее оценивание, и прогноз трехмерных полей температуры, солености и скорости течения на срок до десятка суток. Верификация результатов численных расчетов производится на основе сопоставления с разнообразными данными контактных наблюдений, в том числе, ныряющих поплавков типа Арго. Технологии оперативного контроля и прогноза состояния морской среды позволяют значительно повысить эффективность разнообразных операций на море и избежать негативных последствий хозяйственной деятельности, давать надежные оценки и прогнозировать экологические последствия антропогенных воздействий на морскую среду. Они также используются в инте-

ресах гражданского судоходства и обеспечения деятельности военно-морского флота.

Вместе с тем, весьма актуальным является развитие оперативной океанографии, применительно к мониторингу прибрежных зон Мирового океана и морей России. В прибрежной зоне, где энергонесущие процессы имеют значительно меньшие пространственные и временные масштабы, а глубина моря изменяется в широких пределах, наблюдательная система, созданная для открытого океана, не может быть использована в качестве основы оперативных прогнозов. В этих зонах, шириной до 200 км, вместо ассимиляции данных уровня моря, которые ненадежны, возможно усвоение данных поверхностной скорости течения, получаемых доплеровскими радиолокаторами КВ диапазона, производящих регулярные измерения и оборудованных системами оперативной передачи данных (рис. 1). Этот метод используется в ряде стран для текущего оценивания состояния морских прибрежных зон [5].

В нашей стране такой подход пока не развит, не производятся доплеровские радиолокаторы КВ диапазона, предназначенные для измерения скорости поверхностного течения в морских акваториях. Тем не менее, у ИО РАН, совместно с КГНЦ, имеется задел в измерении скорости поверхностного морского течения с помощью доплеровского КВ радара Sea Sonde (США) на черноморском гидрофизическом полигоне “Геленджик” (далее – Полигон) [1]. Основу

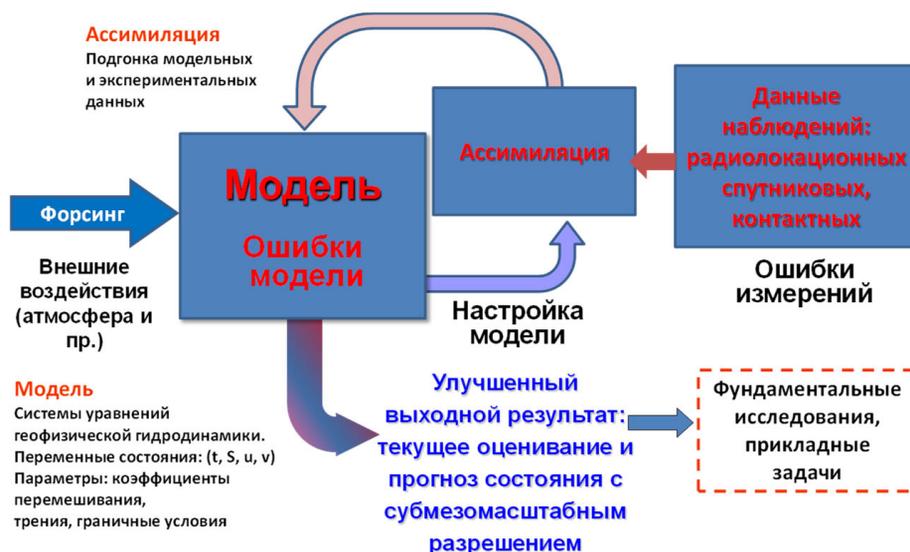


Рис. 1. Концептуальная схема прибрежной оперативной океанографии.

Полигона составляет кластер автоматических закоренных буйковых и донных станций, производящих регулярные измерения вертикальных распределений гидрофизических параметров на шельфе и континентальном склоне [2].

В ближайшие два года (2025–2026 гг.), благодаря финансированию Минобрнауки РФ по новой теме госзадания, планируется установление на побережье северо-восточной части Черного моря двух доплеровских КВ-радиолокаторов, полученных ранее КГНЦ и предназначенных для измерения поля скорости поверхностного течения на акватории 60×60 кв. км, включающей акваторию Полигона. С их помощью станет возможным оперативный и долговременный мониторинг поля поверхностного течения.

В тоже время, с использованием численных гидродинамических моделей для акватории Черного моря, включающей Полигон, проводятся диагностические и прогностические расчеты позволяющие воспроизводить такие гидрофизические процессы и явления, как, апвеллинги и даунвеллинги, вентиляция вод в бухтах и заливах, кроссшельфовый водообмен, Основное черноморское течение и вихревые структуры. Расчеты проводятся с высоким пространственным разрешением, а их результаты сопоставляются с данными натурных измерений. Существенного прогресса в текущем оценивании гидрофизических полей планируется достичь за счет усвоения в численных моделях данных радиолокационных и контактных измерений в реальном времени. Это позволит, в дальнейшем, перейти к систематическому оперативному мониторингу прибрежной зоны Черного моря, а в дальнейшем исполь-

зовать приобретенный опыт для организации такого мониторинга в арктических и дальневосточных морях России.

Финансирование работы. Работа выполнена при поддержке Минобрнауки РФ в рамках темы госзадания № 8.5.

Конфликт интересов. Авторы не имеют конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Горбачкий В.В., Сабинин К.Д., Телегин В.А., Зацепин А.Г., Куклев С.Б. Применение доплеровского КВ-радиолокатора для исследования пространственной структуры течений в Черном море. // Морской гидрофизический журнал. 2017. № 3. С. 63–73.
2. Зацепин А.Г., Островский А.Г., Кременецкий В.В. и др. Подспутниковый полигон для изучения гидрофизических процессов в шельфово-склоновой зоне Черного моря // Известия РАН. ФАО. 2014. № 1. С. 16–29.
3. Коваленко В.В., Родионов А.А., Ванкевич Р.Е. Методические основы построения систем оперативной океанографии в приложении к задачам подводного наблюдения // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2021. Т. 14, № 3. С. 4–19. <https://doi.org/10.7868/S2073667321030011>
4. Коротаев Г.К. Оперативная океанография – новая ветвь современной океанологической науки // Вестник российской академии наук. 2018. Т. 88. № 7, С. 579–588.
5. Marmain J., Molcard A., Forget P., Barth A., Ourmières Y. Assimilation of HF radar surface currents to optimize forcing in the northwestern Mediterranean Sea // Nonlin. Processes Geophys., 21, 659–675, 2014. <https://doi.org/10.5194/npg-21-659-2014>

**COASTAL OPERATIONAL OCEANOGRAPHY –
A MODERN METHOD OF MONITORING THE SHELF-SLOPE
ZONE OF SEAS AND OCEANS**

A. G. Zatsepin, V. V. Kovalenko, S. B. Kuklev, V. A. Telegin

Shirshov Institute of Oceanology of Russian Academy of Sciences

** e-mail: zatsepin@ocean.ru*

Information is provided on a new project supported by the Ministry of Education and Science of the Russian Federation, aimed at developing the scientific foundations of coastal operational oceanography and the experimental implementation of its components at the Gelendzhik test site in the Black Sea.

Keywords: Operational oceanography, coastal zone, HF radar, contact measurements, numerical modeling, Black Sea, Gelendzhik testing site

УДК 550.83(26)+550.834+551.465

ИССЛЕДОВАНИЯ СТРОЕНИЯ И ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДВОДНЫХ ОКРАИН ЧУКОТСКОГО МОРЯ В 70-М РЕЙСЕ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО СУДНА “АКАДЕМИК ОПАРИН”

© 2024 г. В. Н. Карнаух*, Е. Н. Суховеев, Д. А. Космач,
А. А. Коптев, С. А. Зверев, Э. А. Спивак

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

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

Поступила в редакцию 29.05.2024 г.

После доработки 11.06.2024 г.

Принята к публикации 08.08.2024 г.

В ходе выполнения 70-го рейса НИС “Академик Опарин” были проведены геофизические и гидрологические исследования и атмосферные наблюдения на акватории шельфа Чукотского моря. Получены новые данные о строении морского дна, структуре осадочных отложений, особенностях магнитного поля, пространственном распределении парниковых газов на границе вода-атмосфера.

Ключевые слова: сейсмоакустика, приповерхностные скопления газа, подводная мерзлота, магнитное поле, метан, Чукотское море

DOI: 10.31857/S0030157424060153, EDN: FHFCTQ

С 24 октября по 3 декабря 2023 г. в соответствии с планом государственного задания ТОИ ДВО РАН на 2023 г. в части тем “Палеоокеанология и палеоклиматология окраинных морей Востока Азии и примыкающих районов Северного Ледовитого и Тихого океанов, современное и мезозойско-кайнозойское осадконакопление, геодинамика, магматизм и рудогенез” и “Исследования климатических, геологических, биогеохимических и экологических последствий деградации реликтовой прибрежно-шельфовой криолитозоны морей Северной Евразии” была проведена экспедиция на НИС “Академик Опарин” (рейс № 70), целью которой являлись комплексные океанологические исследования строения и истории развития подводных окраин северо-восточной Евразии, состояния и динамики вод, осадконакопления в областях активной шельфовой и склоновой циркуляции вод, изучение их вклада в формирование геологических структур.

В экспедиции выполнялись батиметрические, сейсмоакустические и магнитометрические исследования дна Чукотского моря для определения геологического строения шельфа, выяснения характера деградации подводной мерзлоты и формирования приповерхностных скоплений газа. Для оценки межгодовой динамики эмиссии

метана в морях Тихоокеанского и Восточно-арктического сектора России производились гидрологическая съемка, измерения параметров геосистемы “литосфера–гидросфера–атмосфера”, количественное определение концентраций диоксида углерода и метана в атмосфере и морской воде по маршруту следования НИС и изотопное определение компонентов метана.

За время экспедиции получено 415 км высококоразрешающих сейсмоакустических профилей с высокочастотным профилографом “GeoPulse Subbottom Profiler”, 400 км профилей 16-канального сейсмического профилирования с электроискровым источником, 7000 км профилей эхолотного промера, 66650 определений значений магнитного поля, две океанологические станции, и попутные измерения концентрации парниковых газов (КПГ) на границе вода–атмосфера (рис. 1).

При изучении шельфа Чукотского моря были получены новые данные, касающиеся рельефа дна, строения осадочных отложений, структуре магнитного поля и характера распределения концентрации парниковых газов.

В водной толще северной части шельфа Чукотского моря обнаружены газовые факелы. Они располагаются в части шельфа, где в структуре

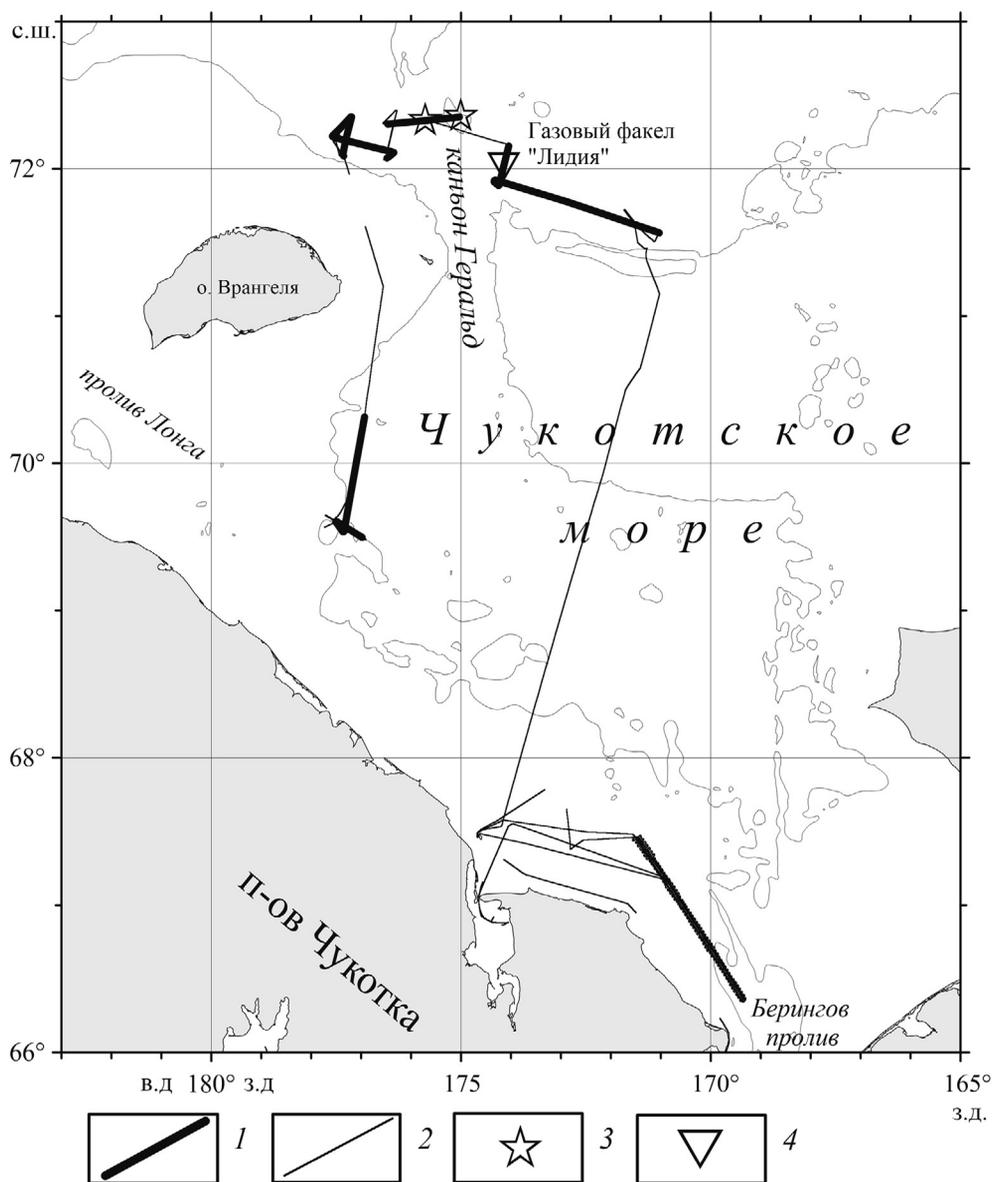


Рис. 1. Расположение геофизических профилей и океанологических станций, полученных в рейсе № 70 НИС «Академик Опарин» в Чукотском море. 1 – профили 16-канального сейсмопрофилирования, работ с профилографом, магнитометром, эхолотом, измерения КПП на границе вода-атмосфера; 2 – измерения КПП на границе вода-атмосфера и эхолотный промер; 3 – океанологические станции; 4 – местоположение газового факела в водной толще.

верхней части осадочных отложений установлены акустические аномалии газовой природы. Проведено детальное изучение осадочного чехла на глубину до, примерно, 300 м. В верхней части осадочных отложений обнаружены многочисленные погребенные эрозионные речные долины глубиной до 20 м и палеозера глубиной до 40 м. Наличие последних указывает на локальное протаивание грунта вследствие деградации многолетнемерзлых грунтов. В каньоне Геральд и на его западном борту установлены признаки современной гидрологической активности, выражающейся в формировании на морском дне обширной сети промоин глубиной до 6 м. В каньоне подтверж-

дено существование долгоживущей системы включений газа в осадочные отложения. Выполнен повтор высокоразрешающего сейсмоакустического профиля, отработанного ранее в 2008 г. Сравнение разрезов показало, что за прошедшие 15 лет наблюдается незначительное укрупнение акустической аномалии газовой природы в осевой части каньона. В результате эхолотных измерений получен массив батиметрических данных, уточняющих рельеф дна Чукотского моря. Получены новые геомагнитные данные, позволяющие детализировать характер распределения магнитного поля в Чукотском море. Установлено, что амплитуда измеренного магнитного поля

меняется от 56773.01 до 58759.22 нТл. Нормальное геомагнитное поле на участке исследований в период измерений составляло 57044–57594 нТл. Аномальное магнитное поле характеризуется существенным разбросом амплитуд от –437.65 до 1199.22 нТл.

Концентрации растворенного метана в поверхностном слое воды морей Тихоокеанского сектора по маршруту следования судна изменялись от 4.2 до 65 нМ/л, что свидетельствует о перенасыщении поверхностного слоя воды относительно атмосферы. Это позволяет считать исследованные акватории значимым источником эмиссии метана в атмосферу. Анализ вертикального распределения метана, полученного на двух комплексных гидрологических станциях в каньоне Геральд, показывает, что поверхностные концентрации метана являются в среднем характерными для всего восточноарктического шельфа с превышением относительно фона в 2–3 раза. Придонные концентрации в точках отбора свидетельствуют о наличии мощного локального источника эмиссии метана из донных осадков. На профиле выделяются горизонты высоких концентраций метана (относительно поверхностного и придонного горизонта), коррелирующие с вклиненным теплым слоем воды. Это может указывать на поступление метана из области формирования первоначальной аномалии, сформированной путем эмиссии из донных осадков на изобатах 30–40 м. По данным мониторинга содержания метана в воздухе анализаторов Picarro G2301 на 2 горизонтах, проявления повышенной разгрузки метана в Чукотском море не отмечены. В то же время минимальный уровень концентрации метана в приводном воздухе составил

2.02 ppm при среднем значении около 2.03 ppm, что намного превышает среднеширотную концентрацию метана равную 1.85 ppm. Источником этих повышенных концентраций метана в приводном воздухе могут быть поверхностные воды моря, в которые метан поступает из источников, находящихся на дне.

В поверхностном слое моря выделяются три основные водные массы. В южной части моря (до широты 66°) регистрировались теплые (2–3°C) и соленые (27–30 епс) воды, образованные в результате затока тихоокеанских вод из Берингова моря и смешения их с более холодными и более пресными водами Чукотского моря. У побережья Чукотки и в западной части моря располагалась холодная и распресненная поверхностная водная масса с температурой от –1°C до 0°C и соленостью порядка 25.5 епс. В северо-западной части моря, на границе плавучих льдов, отмечена холодная и соленая водная масса, характеризующаяся температурой –1.4°C и соленостью 31.5 епс.

Таким образом, океанологические исследования, выполненные в 70-м рейсе НИС “Академик Опарин”, позволили установить новые особенности геологического строения шельфа Чукотского моря и уточнить характер распределения парниковых газов.

Источники финансирования: Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования России (темы № 124022100084-8, 124022100083-1), гранта РФФИ № 21-77-30001.

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

STUDIES OF STRUCTURE AND FORMATION HISTORY THE SUBMARINE BORDERLAND OF CHUKCHI SEA IN THE 70TH CRUISE OF THE R/V “ACADEMIC OPARIN”

V. N. Karnaukh*, E. N. Sukhoveev, D. A. Kosmach, A. A. Koptev, S. A. Zverev, E. A. Spivak

Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch Russian Academy of Science, Vladivostok, Russia

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

During the 70th cruise of the RV *Academic Oparin* geophysical, hydrological and atmospheric studies within the shelf Chukchi Sea were conducted. New data on the structure sea bottom, sedimentary cover, features of the magnetic field, spatial distribution of greenhouse gases at the water-atmosphere boundary.

Keywords: seismoacoustic, subsurface gas accumulations, submarine permafrost, magnetic field, methane, Chukchi Sea