СОДЕРЖАНИЕ

_

Том 62, номер 3, 2022

Физика моря

341
357
365

Химия моря

Трансформация макро- и микроэлементного состава стока растворенных веществ	
в устьях средних и малых рек черноморского побережья России	
А. В. Савенко, О. С. Покровский	380

Морская биология

Первичная продукция и хлорофилл размерных групп фитопланктона Карского моря в период схода сезонного льда	
А. Б. Демидов, В. М. Сергеева, В. И. Гагарин, Е. В. Еремеева, О. В. Воробьева, Т. А. Белевич, В. А. Артемьев, А. А. Полухин, А. В. Григорьев, А. Н. Храпко, С. А. Щука, М. В. Флинт	403
Временна́я динамика биомассы фитопланктона в поверхностном слое Черного моря по данным спутниковых наблюдений	
3. 3. Финенко, И. М. Мансурова, В. В. Суслин	416
Гетеротрофный бактериопланктон эстуария оби в вегетационный сезон: пространственная и временная изменчивость	
Н. Д. Романова, М. А. Болтенкова, А. А. Полухин, Е. М. Беззубова, С. А. Щука	428
Психротрофные углеводородокисляющие бактерии, выделенные из донных осадков залива Петра Великого Японского моря	
Е. А. Богатыренко, А. В. Ким, Н. С. Полоник, Т. И. Дункай,	
А. Л. Пономарева, Д. В. Дашков	439

Морская геология

Опыт крупномасштабного геоморфологического картографирования гляциальных шельфов по геофизическим данным (пролив Великая Салма Кандалакшского залива Белого моря) <i>Т. Ю. Репкина, А. Е. Рыбалко, Я. Е. Терехина, П. Г. Михайлюкова, И. И. Середа,</i> <i>М. А. Согодияа, А. К. Потанка, А. М. Токарев, М. Ю. Токарев</i>	
А. И. Исаченко, Н. В. Шабалин	451
Эволюция среды седиментации послеледниковых водоемов восточной части Финского залива под воздействием климатических изменений А. Ю. Сергеев, Д. В. Рябчук, Е. С. Носевич, Д. В. Прищепенко, В. А. Жамойда, А. Л. Пискарев-Васильев, Д. В. Элькина, Л. Д. Баширова, Е. П. Пономаренко,	
Л. М. Буданов, А. Г. Григорьев	466
К оценке параметров искусственного песчаного пляжа	
И. О. Леонтьев	485

Информация

Радиационно опасные объекты в Российской Арктике (85-ый рейс	
научно-исследовательского судна "Академик Мстислав Келдыш" в Карское море)	
Н. А. Римский-Корсаков, Н. Я. Книвель, А. Ю. Казеннов, О. Е. Кикнадзе, А. Б. Басин, А. А. Пронин	495
Исследования в Баренцевом и Карском морях в 52-м рейсе НИС "Академик Николай Страхов"	
С. Л. Никифоров, Н. О. Сорохтин, Р. А. Ананьев, Н. Н. Дмитревский, Е. А. Мороз, О. В. Кокин	499
Геолого-геофизические и океанографические исследования восточной части Охотского моря в 92-м рейсе научно-исследовательского судна "Академик М.А. Лаврентьев"	
М. Г. Валитов, Н. С. Ли, Р. Б. Шакиров, А. Л. Пономарева, Ю. А. Телегин, В. А. Буланов, З. Н. Прошкина, А. К. Окулов, А. Н. Иваненко, В. Ю. Калгин,	
Я. В. Рыжманова, А. Ю. Жуковин, М. А. Бовсун, Д. С. Максеев	502

CONTENTS

Vol. 62, No. 3, 2022

Marine Physics

Features of the Formation of the Density Field in the Mesoscale Eddies of the Lofoten Basin. Part 2	
V. V. Zhmur, E. V. Novoselova, T. V. Belonenko	341
Extreme Precipitations in June 2021 Over the Black Sea in the Context of Their Long Period Climate Change	
A. V. Gavrikov, O. G. Zolina, O. A. Razorenova, M. P. Aleksandrova, S. K. Gulev, G. L. Stenchikov	357
Currents in the Southwestern Peter the Great Bay, the Japan Sea, from the Stationary Wavescan Buoy Data in 2016	
O. O. Trusenkova, V. B. Lobanov, A. Yu. Lazaryuk	365

Marine Chemistry

Transformation of Major and Trace Element Composition of the Dissolved Matter Runoff	
in the Mouths of Medium and Small Rivers of the Black Sea Coast of Russia	
A. V. Savenko, O. S. Pokrovsky	

Marine Biology

380

Size-Fractionated Primary Production and Chlorophyll in the Kara Sea during First-Year Ice Retreat	
A. B. Demidov, V. M. Sergeeva, V. I. Gagarin, E. V. Eremeeva, O. V. Vorobieva, T. A. Belevich, V. A. Artemiev, A. A. Polukhin, A. V. Grigoriev, A. N. Khrapko, S. A. Shchuka, M. V. Flint	403
Temporal Dynamics of Phytoplankton Biomass in the Surface Layer of the Black Sea According to Satellite Observations	
Z. Z. Finenko, I. M. Mansurova, V. V. Suslin	416
Heterotrophic Bacteria of the Ob River Estuary: Spatial and Temporal Variability during Vegetative Season	
N. D. Romanova, M. A. Boltenkova, A. A. Polukhin, E. M. Bezzubova, S. A. Shchuka	428
Psychrotrophic Hydrocarbon-Oxidizing Bacteria Isolated from the Bottom Sediments of Peter the Great Bay, Sea of Japan	
E. A. Bogatyrenko, A. V. Kim, N. S. Polonik, T. I. Dunkai, A. L. Ponomareva, D. V. Dashkov	439
Marine Geology	
Experience of Large-Scale Geomorphological Mapping of Glacial Shelves Using Geophysical Data (Velikaya Salma Strait, Kandalakhsky Bay of the White Sea)	
T. Yu. Repkina, A. E. Rybalko, Ya. E. Terekhina, P. G. Mikhaylyukova, I. I. Sereda, M. A. Solovyeva, A. K. Potemka, A. M. Tokarev, M. Yu. Tokarev, A. I. Isachenko, N. V. Shabalin	451
Evolution of Sedimentation of Postglacial Basins in the Eastern Gulf of Finland during the Holocene under Climate Change	
A. Yu. Sergeev, D. V. Ryabchuk, E. S. Nosevich, D. V. Prishchepenko, V. A. Zhamoida, A. L. Piskarev-Vasiliev, D. V. Elkina, L. D. Bashirova, E. P. Ponomarenko, L. M. Budanov, A. G. Grigorev	466
Assessment of the Artificial Sandy Beach Parameters	
I. O. Leont'yev	485

Information

 Radiation Pollution of the Russian Arctic-2021 (85th Voyage of the Research Vessel "Akademic Mstislav Keldysh") N. A. Rimsky-Korsakov, N. Ya. Knivel, A. Yu. Kazennov, O. E. Kiknadze, A. B. Basin, A. A. Pronin 	495
Research in Barents and Kara Seas during the Cruise 52 of the R/V Akademik Nikolaj Strakhov S. L. Nikiforov, N. O. Sorokhtin, R. A. Ananiev, N. N. Dmitrevskiy, E. A. Moroz, O. V. Kokin	499
 Geological-Geophysical and Oceanographic Researches of the Easern Part of the Sea of Okhotsk during the 92ND Cruise of the R/V "Akademik M.A. Lavrentiev" M. G. Valitov, N. S. Lee, R. B. Shakirov, A. L. Ponomareva, Yu. A. Telegin, V. A. Bulanov, Z. N. Proshkina, A. K. Okulov, A. N. Ivanenko, V. Yu. Kalgin, Ya. V. Ryzhmanova, 	
A. Yu. Zhukovin, M. A. Bovsun, D. S. Makseev	502

УДК 551.468

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ПОЛЯ ПЛОТНОСТИ В МЕЗОМАСШТАБНЫХ ВИХРЯХ ЛОФОТЕНСКОЙ КОТЛОВИНЫ. ЧАСТЬ 2

© 2022 г. В. В. Жмур^{1, 2}, Е. В. Новоселова^{1, *}, Т. В. Белоненко¹

¹Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия ²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, Россия *e-mail: e.novoselova@spbu.ru Поступила в редакцию 27.09.2021 г. После доработки 16.12.2021 г. Принята к публикации 25.02.2022 г.

Эта статья продолжает исследования авторов об изменениях частоты Вяйсяля-Брента, вызванных мезомасштабными вихрями различной полярности. Если в первой части обсуждались теоретические выводы, то во второй части дается интерпретация этих результатов на основе натурных данных. Район исследования — Лофотенская котловина Норвежского моря. Для анализа используются данные океанического реанализа GLORYS12V1 за 10 июня 2010 г. Рассматриваются два вихря: квазипостоянный антициклон — Лофотенский вихрь (ЛВ), расположенный в центре котловины, и циклон, расположенный юго-восточнее ЛВ. Проверяются математические формулы, вычисляются характеристики вихрей, исследуются профили и вертикальные разрезы потенциальной завихренности и частоты Вяйсяля-Брента. На основе совместного анализа натурного и теоретического материала косвенно оценены свойства рассмотренных вихрей, которые невозможно измерить непосредственно и нельзя получить в моделях.

Ключевые слова: мезомасштабные вихри, потенциальная завихренность, частота Вяйсяля-Брента, частота плавучести, Лофотенская котловина

DOI: 10.31857/S0030157422030170

1. ВВЕДЕНИЕ

Лофотенская котловина представляет собой понижение в рельефе дна Норвежского моря с максимальной глубиной 3250 м и ограничена координатами 5° з.д.-20° в.д. и 64°-76° с.ш. [1]. Будучи обособленным топографическим образованием, котловина расположена между хребтом Мона на северо-западе и Скандинавским полуостровом на востоке, с юга она ограничена плато Воринг (рис. 1). Лофотенская котловина является одним из динамически активных районов Мирового океана и характеризуется повышенной вихревой активностью. Основными элементами циркуляции в регионе являются ветви Норвежского течения: Склоновое, Фронтальное и Прибрежное. Ввиду неустойчивости этих течений возникают условия для образования мезомасштабных вихрей [22, 23], которые, отрываясь от струи течения, перемещаются в котловине под влиянием топографических уклонов и β-эффекта, образуя несколько основных "коридоров" их перемещения [13, 17, 27].

Для исследования изменений частоты Вяйсяля-Брента (ВБ) в циклонах и антициклонах выбраны два вихря, на рис. 2а показано их расположение. Изменения частоты ВБ в вихрях анализировались относительно так называемой фоновой частоты ВБ N_0 (или частоты ВБ в покое). Отметим, что выбор подходяшего профиля не является простой задачей: на рис. 26 видно, что котловина "усеяна" мезомасштабными вихрями. Действительно, алгоритм автоматической идентификации и трекинга вихрей, примененный к спутниковым альтиметрическим данным, позволил обнаружить в Лофотенской котловине за период с 1993 по 2017 гг. проявление 166000 циклонических и 169395 антициклонических вихрей. Вихри перераспределяют тепло и соль по акватории котловины [15]. тем самым оказывая значительное влияние в том числе и на изменения частоты ВБ. Будучи транзитной зоной для теплых и соленых атлантических водных масс на их пути в Северный Ледовитый океан, Лофотенская котловина играет важную роль в поддержании глобальной Меридиональной термохалинной циркуляции в области, где атлантические водные массы отдают тепло в атмосферу, перемешиваются с окружающими водами и претерпевают трансформацию, необходимую для образования глубинных вод [8, 9]. Анализ мезомасштабной динамики, который проводился по



Рис. 1. Район исследования. Район наиболее вероятного расположения Лофотенского вихря показан пунктиром и стрелкой [2, 25]. Цветная шкала отражает характер топографии дна. Черными стрелками обозначены ветви Норвежского течения: 1 – Фронтальное течение, 2 – Прибрежное течение, 3 – Склоновое течение.

трекам долгоживущих (время жизни более 35 суток) вихрей, позволил выявить в котловине 120 циклонических и 210 антициклонических индивидуальных вихрей, связанных в треки [27]. При этом обнаружено, что в Лофотенской котловине могут существовать по крайней мере два механизма вихреобразования: это либо отрыв меандров от струи Норвежского течения, либо генерация вихрей на склонах котловины, где скорость течения невелика [12, 17, 24].

Квазипостоянный антишиклонический Лофотенский вихрь (ЛВ) является примечательной особенностью котловины [2, 7, 24]. Зимняя конвекция способствует существованию этого уникального природного феномена, создавая благоприятные условия его ежегодной регенерации [10, 11]. Другим механизмом, позволяющим поддерживать в центре котловины высокую антициклоническую завихренность, является слияние с мезомасштабными антициклоническими вихрями, отрывающимися от Норвежского течения [16]. Известно, что в окрестности крупных антициклонов часто существуют устойчивые циклонические образования, так называемые ринглеты [19] (см. также [3, 5, 6, 20, 21]). Действительно, в окрестности ЛВ также часто образуются циклоны, которые совместно с Лофотенским антициклоном образуют систему совместно вращающихся вихрей [14].

Растяжение или сжатие по вертикали элементарных жидких объемов приводит к изменениям частоты ВБ. В данной работе на основе эмпирических данных рассматривается воздействие мезомасштабных вихрей океана на перестройку частоты ВБ, которая возрастает при усилении стратификации морской воды и уменьшается в слабостратифицированных водах. Наличие вихрей приводит к деформации и смещению изопикн, которые в покоящемся океане при отсутствии вихрей представляют собой горизонтальные поверхности, причем наиболее сильной деформации будут подвергаться те части изопикнических поверхностей, которые попали внутрь вихревого ядра или находятся вблизи него. В настоящей работе использованы подходы, изложенные в первой части статьи [26]. Целью исследования является верификация полученных ранее выводов, а также оценка изменений частоты ВБ, связанных с воздействием мезомасштабных вихрей океана на стратификацию вод.

2. МАТЕМАТИЧЕСКАЯ ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ: ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ ЗАВИХРЕННОСТЬ, ПОЛЕ ПЛОТНОСТИ И ЧАСТОТА ВЯЙСЯЛЯ-БРЕНТА. ОСНОВНЫЕ ФОРМУЛЫ

Мы будем исходить из справедливости квазигеострофического подхода к описываемым явле-



Рис. 2. Аномалии уровня, м (а) и относительная завихренность на глубине 100 м, c^{-1} (б). Черными кругами показаны выбранные циклон (точками) и антициклон (штрихом). Черным крестиком обозначено расположение точки с профилем фоновой частоты Вяйсяля-Брента.

ниям, при котором должен выполняться закон сохранения потенциального вихря для движущейся жидкой частицы. Ниже для целостности изложения приводятся математические соотношения, которые будут использованы для оценок различных физических параметров вихрей [26].

В системе координат с двумя горизонтальными осями (x, y) и вертикальной осью z потенциальная завихренность σ выражается через функцию тока $\psi(x, y, z, t)$ (t - время, f - параметр Кориолиса) [4]:

$$\sigma = \Delta_h \Psi(x, y, z, t) + \frac{\partial}{\partial z} \frac{f^2}{N^2} \frac{\partial \Psi(x, y, z, t)}{\partial z}.$$
 (1)

ОКЕАНОЛОГИЯ том 62 № 3 2022

Здесь $\Delta_h \psi = \operatorname{rot}_z \vec{u}$. В общем случае частота Вяйсяля-Брента N(z) зависит от вертикальной координаты *z*. При постоянной частоте ВБ N_0 выражение для **о** сводится к соотношению

$$\sigma = \operatorname{rot}_{z} \vec{u} + \frac{\partial^{2} \Psi(x, y, \tilde{z}, t)}{\partial \tilde{z}^{2}}, \qquad (2)$$

где $\tilde{z} = \frac{N_0}{f}z$ — растянутая вертикальная координата.

Если первоначально покоящуюся жидкость с постоянной частотой ВБ N_0 привести в движе-

ние, описываемое функцией тока $\Psi(x, y, \tilde{z}, t)$, то новое распределение $N^2(x, y, z, t)$ примет вид:

$$N^{2}(x, y, z, t) = N_{0}^{2} \left\{ 1 + \frac{1}{f} \frac{\partial^{2} \psi(x, y, \tilde{z}, t)}{\partial \tilde{z}^{2}} \right\}.$$
 (3)

Для эллипсоидальных ядер вихрей (в терминологии [26]), однородных по потенциальной завихренности, получаем:

$$\operatorname{rot}_{z}\vec{u} = \frac{1}{2}\sigma K \int_{0}^{\infty} \frac{(2\tilde{\mu} + \nu)d\tilde{\mu}}{\left(K^{2} + \tilde{\mu}\right)^{\frac{1}{2}} \left(\tilde{\mu}^{2} + \nu\tilde{\mu} + 1\right)^{\frac{3}{2}}}, \quad (4)$$

$$\frac{\partial^2 \Psi}{\partial \tilde{z}^2} = \frac{1}{2} \sigma K \int_0^{\infty} \frac{d\tilde{\mu}}{\left(K^2 + \tilde{\mu}\right)^{3/2} \left(\tilde{\mu}^2 + \nu \tilde{\mu} + 1\right)^{1/2}}, \qquad (5)$$

откуда следуют следующие свойства вихрей: относительная завихренность rot_z \vec{u} и величина $\frac{\partial^2 \Psi}{\partial \tilde{z}^2}$

неизменны внутри ядра (не зависят от координат точки в ядре). Однако они параметрически зависят от двух безразмерных чисел: v - параметра горизонтальной вытянутости ядра и *K* – параметра вертикальной сплюснутости ядра:

$$v = \frac{a}{b} + \frac{b}{a}, \quad K = \frac{\tilde{c}}{\sqrt{ab}} = \frac{N_0}{f} \frac{c}{\sqrt{ab}}.$$
 (6)

Здесь a, b — горизонтальные полуоси эллипсоида, c – вертикальная полуось, \tilde{c} – растянутая в $\frac{N_0}{c}$ раз

вертикальная полуось $\tilde{c} = \frac{N_0}{f}c$.

Следует отметить, что постоянные характери-

стики ядра вихря $\operatorname{rot}_{z} \vec{u}$ и $\frac{\partial^{2} \Psi}{\partial \tilde{z}^{2}}$ – одного знака, сов-

падающего со знаком потенциальной завихренности ядра σ, и связаны между собой соотношением (2). Это означает, что каждое из выражений

 $\frac{\operatorname{rot}_z \vec{u}}{\sigma}$ и $\frac{1}{\sigma} \frac{\partial^2 \psi}{\partial \tilde{z}^2}$ меняется в диапазоне от нуля до еди-

ницы в зависимости от значений v и K. Увеличение одного приводит к уменьшению другого, и наоборот. Однако перераспределение первоначально постоянной частоты ВБ (3) связано только

с $\frac{\partial^2 \Psi}{\partial \tilde{z}^2}$ и не зависит от rot_z \vec{u} . Поэтому следует ожидать, что деформация частоты ВБ будет сильнее у

вихрей с максимально большим значением $\frac{1}{\sigma} \frac{\partial^2 \psi}{\partial \tilde{z}^2}$.

Как будет показано ниже, это условие выполняется для тонких осесимметричных вихрей с v = 2и *K* ≪ 1.

Применяемая здесь теория эллипсоидальных вихрей основана на двух предположениях: однородной потенциальной завихренности всех частиц вихревого ядра о и эллипсоидальности формы ядра. В реальности эти свойства вихрей нарушаются, однако при этом закон сохранения потенциальной завихренности частиц (1) и (2) остается в силе. Это дает возможность перейти к средним по объему ядра вихря характеристикам

 $\operatorname{rot}_{z}\vec{u}, \frac{\partial}{\partial z}\frac{f^{2}}{N_{0}^{2}(z)}\frac{\partial\psi(x, y, z, t)}{\partial z}$ и σ , которые связаны

соотношение

и К):

$$\operatorname{rot}_{z}\vec{u} + \frac{\partial}{\partial z}\frac{f^{2}}{N_{0}^{2}(z)}\frac{\partial\psi(x, y, z, t)}{\partial z} = \sigma,$$
(7)

где каждое из слагаемых левой части уравнения (7) зависит от формы ядра. В силу линейности задачи (1) или (2) по σ следует ожидать, что аналогичное свойство будет справедливым и для средних значений rot_z \vec{u} и $\frac{\partial}{\partial z} \frac{f^2}{N_0^2(z)} \frac{\partial \psi(x, y, z, t)}{\partial z}$ по объему ядра. Это позволяет ввести безразмерный коэффициент пропорциональности є $\frac{\partial}{\partial z} \frac{f^2}{N_0^2(z)} \frac{\partial \psi(x, y, z, t)}{\partial z}$, зависящий только от формы ядра (фактически зависящий от параметров v

$$\frac{\partial}{\partial z} \frac{f^2}{N_0^2(z)} \frac{\partial \psi(x, y, z, t)}{\partial z} = \varepsilon \sigma, \quad \operatorname{rot}_z \vec{u} = (1 - \varepsilon) \sigma. \quad (8)$$

Линейная зависимость $\operatorname{rot}_{z}\vec{u}$ и $\frac{\partial^{2}\psi}{\partial \vec{z}^{2}}$ от σ для эллипсоидальных вихрей следует непосредственно из решения задачи (4)-(5), откуда сразу определяется ε как функция от v и K:

$$\varepsilon = \frac{1}{2} K \int_{0}^{\infty} \frac{d\tilde{\mu}}{\left(K^{2} + \tilde{\mu}\right)^{\frac{3}{2}} \left(\tilde{\mu}^{2} + \nu\tilde{\mu} + 1\right)^{\frac{1}{2}}}.$$
 (9)

Физический смысл, относящийся к значению параметра є, для соотношений как (8), так и (9) один и тот же: он указывает на долю эффекта растяжения по вертикали в общем законе сохранения потенциальной завихренности. Если є приближено к своему максимальному значению 1, то в ядрах таких вихрей должно наблюдаться сильное изменение частоты ВБ. Если же є близко к нулю, то значительных изменений частоты ВБ в вихревых ядрах по сравнению с их фоновыми распределениями ожидать не следует. Отсюда следует оценка максимально возможных ча-

стот ВБ в циклонах ($\sigma > 0$) $N_{\text{max}}^2 = N_0^2 \left(1 + \frac{\sigma}{f}\right)$

ОКЕАНОЛОГИЯ том 62 Nº 3 2022

(для упрощения здесь и далее частотой ВБ называем ее квадрат). Причем число Россби Ro = $\frac{|\text{rot}_z \vec{u}|}{f} = \frac{(1-\varepsilon)\sigma}{f}$ в нашем подходе должно быть малым, что справедливо при є ~ 1 для тонких вихрей. Что касается антициклонов ($\sigma < 0$), то выражение для минимального возможного значения частоты ВБ $N_{\min}^2 = N_0^2 \left(1 - \frac{|\sigma|}{f}\right)$ указывает на существование ограничения $|\sigma| < f$ и на возможность достижения полностью однородного по плотности ядра. В [26] излагались более тонкие ограничения на потенциальную завихренность ядра σ антициклонов с учетом формы ядра. Указанные ограничения на экстремально возможные частоты ВБ N_{\min}^2 и N_{\max}^2 выведены для случая отсутствия фоновых течений (как баротропных, так и бароклинных). Учет баротропных течений приведет только к замене множителя о на $(\sigma_{in} - \sigma_{out})$ в соотношениях (4) и (5) и в тех формулах, которые привязаны к (4) и (5). Здесь σ_{in} и σ_{out} – потенциальные завихренности ядра и области вне ядра соответственно.

В теории также не учитывалась возможность водообмена вихревого ядра с внешним водным пространством. В реальности присутствует и то, и другое. Все это может сильнейшим образом перестроить указанные частоты N_{\min}^2 и N_{\max}^2 . Поэтому при изучении реальной трансформации поля частоты ВБ вихрями мы будем учитывать полученные ограничения качественно. В частности, можно ожидать, что у достаточно интенсивных антициклонов вихревые ядра будут полностью однородны по плотности, а сгущение "вытолкнутых" из ядра изопикн образуют над и под ядром зоны значительно повышенных частот ВБ. Для циклонов общим выводом служит более скромное свойство - с увеличением интенсивности циклона в вихревых ядрах максимально наблюдаемая частота ВБ должна нарастать, а значение $N_{\rm max}^2$ ограничено сверху.

Соотношение (3) представляет собой выражение для поля деформированной вихрем $N^2(x, y, z, t)$ первоначально постоянной N_0^2 частоты ВБ при отсутствии внешних фоновых течений. В случае эллипсоидальных вихрей при тех же условиях (3) преобразуется в точное выражение

$$N^{2} = N_{0}^{2} \left\{ 1 + \frac{\varepsilon}{1 - \varepsilon} \frac{\operatorname{rot}_{z} \vec{u}}{f} \right\} =$$

$$= N_{0}^{2} \left\{ 1 + \operatorname{sign}\left(\sigma\right) \frac{\varepsilon}{1 - \varepsilon} \operatorname{Ro} \right\},$$
(10)

ОКЕАНОЛОГИЯ том 62 № 3 2022

где параметр є определяется уравнением (9), а но-

вая частота ВБ N^2 в ядре оказывается постоянной величиной. В случае вихря с ядром овальной формы и более сложным распределением потенциальной завихренности ядра эта же формула может быть использована для оценок характеристик

вихря с числом Россби Ro = $\frac{|\text{rot}_z \vec{u}|}{f}$. Соотношение (10) позволяет по измеренным полям частоты BБ N^2 , N_0^2 и Ro получить из натурных данных параметр ε и тем самым из измеренных данных найти вклад, который вносит эффект вертикального растяжения элементарных жидких объемов в потенциальную завихренность ядра. В свою очередь, знание ε позволяет сделать оценки параметра вертикальной сплюснутости ядра *K*.

В работе мы будем рассчитывать распределение потенциальной завихренности в вихрях по натурным данным с использованием предположения о постоянстве N_0 и переменной N(z) частоты ВБ по формулам (1) и (2). Обсуждение такого подхода при оценке слагаемого $\frac{1}{f}\frac{\partial}{\partial z}$ ×

$$\times \frac{f^2}{N_0^2(z)} \frac{\partial \psi(x, y, z, t)}{\partial z}$$
 будет приведено ниже. В [26]

обсуждался вариант оценки этого же слагаемого через сравнение вертикальных распределений поля плотности в ядре вихря и зоне покоя, где можно пренебречь движением воды. В результате получено два полезных соотношения. Первое – можно получить простую оценку слагаемого $\frac{1}{f} \frac{\partial}{\partial z} \frac{f^2}{N_0^2(z)} \frac{\partial \psi(x, y, z, t)}{\partial z}$ для выбранного горизонта:

$$\frac{1}{f}\frac{\partial}{\partial z}\frac{f^2}{N_0^2(z)}\frac{\partial\psi(x,y,z,t)}{\partial z} =$$

$$=\frac{N^2(x,y,z,t)-N_0^2(z)}{N_0^2(z)}-$$

$$-\frac{g}{\rho_*}(\rho(x,y,z,t)-\rho_0(z))\frac{\partial}{\partial z}\left\{\frac{1}{N_0^2(z)}\right\},$$
(11)

где $N^2(x, y, z, t)$ — распределение квадрата частоты ВБ в зоне действия вихря, $N_0^2(z)$ — профиль квадрата частоты ВБ вне зоны действия вихря (фоновая частота ВБ). Здесь $\rho(x, y, z, t)$ — текущее значение полной плотности в рассматриваемой точке, $\rho_0(z)$ — плотность воды в покое на этом же горизонте (фоновая), ρ_* — средняя плотность воды (в расчетах 1028 кг/м³). Второе — вычисляя среднее значение $\frac{1}{f} \frac{\partial}{\partial z} \frac{f^2}{N_0^2(z)} \frac{\partial \psi(x, y, z, t)}{\partial z}$ по слою жидкости между

глубинами h_1 и h_2 , получим в тех же обозначениях следующее соотношение:

$$\left\langle \frac{1}{f} \frac{\partial}{\partial z} \frac{f^2}{N_0^2(z)} \frac{\partial \psi(x, y, z, t)}{\partial z} \right\rangle_{h_1}^{h_2} = \\ = -\frac{g}{\rho_*} \frac{1}{h_2 - h_1} \left\{ \frac{1}{N_0^2(h_2)} (\rho(x, y, h_2, t) - \rho_0(h_2)) - (12) - \frac{1}{N_0^2(h_1)} (\rho(x, y, h_1, t) - \rho_0(h_1)) \right\},$$

в котором уже нет производных, а все входящие в правую часть слагаемые легко вычисляются по натурным данным. Тогда, если подставить выражение (12) в формулу (7), можно получить итоговую формулу для расчета потенциальной завихренности по Россби:

$$\sigma = \langle \operatorname{rot}_{z} u \rangle_{h_{1}}^{h_{2}} - f \frac{g}{\rho_{*}} \frac{1}{h_{2} - h_{1}} \left\{ \frac{1}{N_{0}^{2}(h_{2})} (\rho(x, y, h_{2}, t) - \rho_{0}(h_{2})) - (13) - \frac{1}{N_{0}^{2}(h_{1})} (\rho(x, y, h_{1}, t) - \rho_{0}(h_{1})) \right\}.$$

3. ДАННЫЕ

Мы использовали данные GLORYS12V1. доступные на сайте CMEMS (Copernicus Marine Environment Monitoring Service) по ссылке http:// marine.copernicus.eu. GLORYS12V — глобальный океанический вихреразрешающий реанализ, основанный на модели NEMO, разработанный с использованием атмосферного реанализа ECMWF ERA-Interim. Начальные условия для температуры и солености взяты из данных EN.4.2.0 Hadley Center для 1991 г. Неоспоримым преимуществом peaнализа GLORYS12V1 является ассимиляция спутниковых и in situ данных. В частности, более 5000 профилей поплавков Argo ассимилированы в этом продукте. Ассимилируются также вдольтрековые аномалии уровня моря (SLA, Sea Level Anomalies), температура поверхности моря (SST, Sea Surface Temperature), а также профили температуры и солености из базы данных CMEMS СОRAv4.1, начиная с 2005 г. Для ассимиляции применяется фильтр Калмана. Данные о температуре и солености на 50 горизонтах с пространственным разрешением (1/12)°, что составляет приблизительно 4 × 8 км для высоких широт, доступны с ежесуточной и месячной дискретностью. Для верификации в работе мы использовали данные на 50 горизонтах за 10 июня 2010 г.

Профили частоты ВБ рассчитывались с помощью термодинамического уравнения TEOS-10 [18], реализованного в среде Matlab. Потенциальная завихренность рассчитывалась по формуле (1).

Несмотря на то, что частота N^2 стоит в знаменателе, для расчетов это не создает проблем, так как близкие к нулю значения частоты ВБ присутствуют только в верхнем квазиоднородном слое, а нулевые значения отсутствуют.

4. ОСНОВНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЦИКЛОНА

На рис. За видно, что анализируемый циклон (рис. 2б) является подповерхностным, при этом в слое до ≈ 450 м прогиб изопикн к поверхности достигает 100 м. Динамический сигнал вихря, обнаруживаемый в орбитальных скоростях, проявляется и в более глубоких слоях, превышающих 1000 м. Орбитальные скорости в циклоне достигают 30 см/с (рис. 3б). Максимальные значения относительной завихренности rot *"й* отмечаются до 500 м (рис. 3в). На горизонте 417 м пространственные масштабы циклона, определяемые по границе с нулевой относительной завихренностью, составляют 72.3 км длины и 48.8 км ширины с эффективным горизонтальным размером $L_{\rm eff} = \sqrt{ab} = 59.4$ км (рис. 3г) [4]. Потенциальная завихренность σ имеет максимальные значения порядка $1.0 \times 10^{-3} \,\mathrm{c}^{-1}$ в области сгущения изопикн под ядром циклона и отчасти в верхнем подповерхностном слое. Максимальные изменения частоты ВБ соответствуют слою от 100 до 400 м (рис. 3д). Две области сгущения изопикн в верхнем слое и на глубине 400-600 м соответствуют двум областям повышенных значений N². Ниже подповерхностного слоя значения о отрицательные; на рисунке как положительные, так и отрицательные экстремальные значения имеют поря-

док 1.0 × 10⁻⁴ с⁻¹ (рис. 3е). Видно, что основной вклад в о дает слагаемое $\frac{\partial}{\partial z} \frac{f^2}{N_0^2(z)} \frac{\partial \psi(x, y, z, t)}{\partial z}$.

5. ОСНОВНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ АНТИЦИКЛОНА

Антициклонический Лофотенский вихрь является мощным динамическим образованием (рис. 4а), динамический сигнал которого распространяется до самого дна [25]. Изменение термохалинных характеристик преимущественно отмечается в слое до 1000 м, а ядро расположено в слое 100–800 м. В работах [1, 2, 23] отмечалось расположение ядра на глубинах 200–800 м. Орбитальные скорости в антициклоне превышают 50 см/с (рис. 4б). Относительная завихренность максимальна (по модулю) в ядре (рис. 4в), но динами-



Рис. 3. Циклон: потенциальная плотность, кг/м³ (a); орбитальная скорость, м/с (б); относительная завихренность rot_z \vec{u} , c⁻¹ (в); относительная завихренность на горизонте 417 м, оси эллипса показаны черными линиями (г); квадрат частоты Вяйсяля-Брента, c⁻² (д); потенциальная завихренность σ , c⁻¹ (е). Серыми линиями нанесены изопикны. Вертикальной пунктирной линией отмечен центр вихря. Вертикальные разрезы проведены через 67.25° с.ш. Серая штриховая линия проходит через центр вихря.

ческий сигнал (отрицательные значения относительной завихренности) прослеживается до самого дна (3250 м). На рис. 4г видно, что масштабы антициклона существенно превышают масштабы циклона не только по вертикали, но и по горизонтали: a = 108.7 км, b = 67.9 км с эффективным горизонтальным размером $L_{\rm eff} = \sqrt{ab} = 85.9$ км. Ядро вихря хорошо выделяется на разрезе частоты ВБ (рис. 4д), при этом в слоях над и под ядром, где наблюдается сгущение изопикн, значения частоты ВБ положительны и максимальны, а в самом ядре — почти везде нулевые. Разрез потенциальной завихренности (рис. 4е) внешне похож на график частоты ВБ, а максимальные положительные значения σ соответствуют областям сгущения изопикн и достигают $1.0 \times 10^{-3} \text{ c}^{-1}$. Минимальные отрицательные значения расположены в прилегающих слоях, значения составляют $-1.0 \times 10^{-3} \text{ c}^{-1}$. Сравнение разрезов гоt_z \vec{u} и σ показывает, что основной вклад в σ также дает слагаемое

$$\frac{\partial}{\partial z} \frac{f^2}{N_0^2(z)} \frac{\partial \Psi(x, y, z, t)}{\partial z}.$$

При изучении полей относительной завихренности циклона и антициклона обращает на себя внимание наличие "столба" вращающейся жидкости под ядрами вихревых образований. Это можно наблюдать на рис. Зв и 4в. Судя по тому,

ОКЕАНОЛОГИЯ том 62 № 3 2022



Рис. 4. Антициклон: (а), (б), (в) – проходящие через ось антициклона вертикальные разрезы полей потенциальной плотности (кг/м³), орбитальной скорости (м/с), относительной завихренности rot $_{z}\vec{u}$ (c⁻¹) соответственно; (г) – горизонтальный разрез на глубине 417 м относительной завихренности, оси эллипса изображены черными линиями; (д) – квадрат частоты Вяйсяля-Брента, c⁻²; (е) – потенциальная завихренность σ , c⁻¹. Серыми линиями нанесены изопикны. Вертикальные разрезы проведены через 67.25° с.ш. Серая штриховая линия проходит через центр вихря.

что "столбы" протянулись от нижней границы вихревых ядер до дна, можно сделать вывод о баротропном происхождении этого явления. По всей видимости, эти "вращающиеся столбы" образовались в результате отклика океана на искривление вихрями уровня поверхности моря и неполной компенсации полученных скоростей смещением изопикн в толще моря.

6. ПРОФИЛИ ЧАСТОТЫ ВЯЙСЯЛЯ-БРЕНТА

Профили частоты ВБ в вихрях и соответствующие аномалии относительно фоновой частоты представлены на рис. 5. Видно, что экстремумы достигаются в верхнем 50-метровом слое. В ядре циклона в слое 100–400 м отмечается максимум аномалий частоты ВБ с положительными значениями аномалий. Это связано с прогибом изопикн к поверхности. Другой максимум расположен на горизонте 500 м, где происходит сгущение изопикн (рис. 5б). В ядре циклона (слой 200–300 м) аномалии частоты ВБ относительно фоновой положительны (рис. 5в). Однако следует отметить, что в ядре циклона наблюдаются как положительные, так и отрицательные аномалии, но преобладают положительные.

В ядре антициклона (рис. 56) вертикальные изменения частоты ВБ практически отсутствуют, так как ядро по плотности практически однородно (см. также рис. 4д), а аномалии частоты ВБ относительно фоновой частоты отрицательны (рис. 5в). Если рассматривать тонкие детали ча-



Рис. 5. Профили квадрата частоты ВБ, c^{-2} : (а) фоновая $N_0^2(z)$; (б) $N^2(z)$ в центре вихря; (в) аномалии $N^2(z) - N_0^2(z)$ в центре вихря. Оранжевая и синяя линии относятся к циклону и антициклону соответственно.

стоты ВБ в ядре антициклона, то следует отметить двухслойность ядра, состоящего из двух практически однородных по плотности слоев, в каждом из которых относительные колебания частоты ВБ

весьма малы: $\left| \frac{N^2(x, y, z, t)}{N_0^2(z)} \right| < 0.01$. В районе горизонта 350 м это неравенство нарушается: $\frac{N^2(x, y, z, t)}{N_0^2(z)} \approx 0.05$, что указывает на слабый ска-

чок плотности на этом горизонте. Однако среднее значение относительных колебаний частоты ВБ

остается в том же диапазоне: $\left| \frac{N^2(x, y, z, t)}{N_0^2(z)} \right| < 0.01.$

Таким образом, в ядре циклона частота ВБ в среднем увеличивается, а в ядре антициклона уменьшается практически до полной однородности по плотности.

7. ПАРАМЕТР ВЕРТИКАЛЬНОЙ СПЛЮСНУТОСТИ ВИХРЕВЫХ ЯДЕР В СООТВЕТСТВИИ С ТЕОРИЕЙ ЭЛЛИПСОИДАЛЬНЫХ ВИХРЕЙ

На рис. 6, согласно соотношениям (23) из работы [26], приведена зависимость безразмерного ротора скорости $\frac{\operatorname{rot}_z \vec{u}}{\sigma}$ от параметра K – это расстояние по вертикали от оси K до линии $\frac{\operatorname{rot}_z \vec{u}}{\sigma}$ для осесимметричных вихрей. На этом же рисунке безразмерное значение $\frac{1}{\sigma} \frac{\partial^2 \Psi}{\partial \tilde{z}^2}$ – это расстояние по

ОКЕАНОЛОГИЯ том 62 № 3 2022

вертикали от линии $\frac{\operatorname{rot}_z \vec{u}}{\sigma}$ до единицы. В принятых ранее обозначениях $\frac{1}{\sigma} \frac{\partial^2 \psi}{\partial \tilde{z}^2} = \varepsilon$, a $\frac{\operatorname{rot}_z \tilde{u}}{\sigma} = 1 - \varepsilon$. Как видим, в сумме обе величины $\frac{\operatorname{rot}_z \vec{u}}{\sigma}$ и $\frac{1}{\sigma} \frac{\partial^2 \Psi}{\partial \tilde{z}^2}$ составляют единицу. Для малых значений 0 < K < 0.6преобладает слагаемое $\frac{1}{\sigma} \frac{\partial^2 \Psi}{\partial z^2}$, а для больших K > 0.6 большее значение имеет слагаемое $\frac{\operatorname{rot}_{z} \vec{u}}{\sigma}$; очевидно, они одинаковы при $K \cong 0.6$. Согласно графику на рис. 6, слагаемое $\frac{1}{\sigma} \frac{\partial^2 \Psi}{\partial \tilde{z}^2}$ значительно превышает $\frac{\operatorname{rot}_z \vec{u}}{\sigma}$ в тонких вихрях, т.е. в вихрях с малыми значениями параметра К. Это означает, что в тонких вихрях должна наблюдаться значительная перестройка поля плотности. Тем не менее, на толщину антициклонов накладывается ограничение $\varepsilon < \frac{1}{1 + Ro}$. В нашем случае Ro = 0.3, поэтому и для параметра є это условие дает численное значение $\varepsilon < 0.77$, которое по приведенному графику можно пересчитать на параметр K, и для него получить свое ограничение K > 0.18, означающее, что антициклон не может быть слишком тонким. В общем случае предельное значение параметра K_0 , привязанное к предельному значению $\varepsilon_0 = \frac{1}{1 + Ro}$, зависит от числа Россби $K_0 = K_0$ (Ro) и может трактоваться как ограничение на толщину ядра антициклона



Рис. 6. Зависимость безразмерного параметра $\frac{\operatorname{rot}_{z}\vec{u}}{\sigma}$ от параметра вертикальной сплюснутости *K* для осесимметричных вихрей. При K = 0 $\frac{\operatorname{rot}_{z}\vec{u}}{\sigma} = 0$, при

$$K \to \infty \frac{\operatorname{rot}_{\mathcal{I}^{\mathcal{U}}}}{\sigma} \to 1.$$

 $\frac{N_0}{f}\frac{c}{\sqrt{ab}} > K_0$. При достижении предельных значений $\epsilon = \epsilon_0$ (или $K = K_0$) ядро антициклона становится полностью однородным по распределению плотности по вертикали. Условие $\frac{N_0}{f}\frac{c}{\sqrt{ab}} > K_0$ равносильно условию устойчивости стратификации в ядре вихря при конкретном числе Россби Ro. Аналогичных ограничений на циклон нет.

Для вихрей, месторасположение которых показано на рис. 2, рассчитан параметр сплюснутости их ядер [26]. Для циклона средняя частота ВБ $N_0 = 2.59 \times 10^{-3} \text{ c}^{-1}$, для антициклона $N_0 = 2.06 \times 10^{-3} \text{ с}^{-1}$ (рис. 5). Соответственно, параметры вертикальной сплюснутости для циклона K = 0.13, а для антициклона K = 0.15. Оба значения K соответствуют тонким вихрям по нашей классификации. Отметим, что ограничение, полученное ранее на параметр $K > K_0 = 0.18$ для антициклона хотя и не выполнено, но с небольшой погрешностью. Это может быть связано с тем, что ограничение $K > K_0$ получено в предположении осесимметричности вихря, т.е. параметра горизонтальной вытянутости ядра v = 2. В нашем случае вихрь асимметричен, и для антициклона этот параметр слегка больше v = 2.2. Согласно (5), асимметричность приводит к уменьшению значения K_0 , что приблизит K_0 к 0.15. Однако главная причина отличия оценки K кроется в том, что верхняя граница ядра вихря находится очень близко к поверхности или даже соприкасается с ней. Ниже будет предложена корректировка значений K с учетом близости ядра к поверхности моря.

8. ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА ИЗОБРАЖЕНИЙ К АНАЛИЗИРУЕМЫМ ВИХРЯМ

Применив метод изображений к анализируемым вихрям, можно сделать вывод, что наличие поверхности моря должно привести к фактическому увеличению параметра K, но не более чем в два раза. В результате получим диапазон эффективного значения параметра вертикальной сплюснутости для циклона: 0.13 < K < 0.26, аналогично для антициклона: 0.15 < K < 0.30. Если фактическое значение K будет близко к левому пределу неравенств, то влиянием поверхности моря можно пренебречь. Если же к правому, то влияние поверхности моря на перестройку поля плотности в ядрах вихрей будет очень важным.

Физически метод отображений используется в качестве замены приближения "твердой крышки" на поверхности моря, согласно которому на поверхности моря отсутствуют вертикальные движения. В реальности же поверхность моря деформируется движением вод, и это, в частности, можно зафиксировать на альтиметрических картах. В методе отображений не учитывается искривление свободной поверхности над подповерхностным вихрем, и это приводит к баротропному отклику по всей глубине моря. На горизонтах ниже ядра вихрей мы действительно наблюдаем "столб" завихренности, не затухающий при удалении вниз от вихревого ядра. Эффект "столба завихренности" может уменьшиться или вообще погаситься, если под поверхностью моря по каким-то причинам образуется прогиб изопикн противоположного направления, чем на поверхности моря. Этот эффект на сегодняшний день для нашего полигона практически не исследован и еще требует описания в модельных и натурных исследованиях.

9. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПО ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМ ДАННЫМ КОЭФФИЦИЕНТА ε КАК ВКЛАДА ЭФФЕКТА РАСТЯЖЕНИЯ В ПОТЕНЦИАЛЬНУЮ ЗАВИХРЕННОСТЬ ЯДРА. КОСВЕННОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАРАМЕТРА *К*

Будем исходить из рабочей формулы (10), полученной для постоянной фоновой частоты ВБ N_0^2 . Тогда, зная N^2 , N_0^2 и Ro, можно определить пара-

350



Рис. 7. Послойно осредненные характеристики $\langle N^2 - N_0^2 \rangle$ (а) и $\delta = \frac{\langle N^2 - N_0^2 \rangle}{\langle N_0^2 \rangle}$ (б) для циклона (оранжевые линии) и

антициклона (синие линии).

метр є. В реальности N_0^2 и N^2 зависят от координат профиля, а форма ядра отличается от эллипсоидальной. Предположим, что оценка Ro справедлива по всему объему ядра, как и искомый параметр є. Тогда получается, что фактически мы рассматриваем более сложную ситуацию, изложенную в разделе 2.4 первой части [26] (ядра со "сложной начинкой"). Из формулы (10) следует соотношение

$$N^{2} - N_{0}^{2} = N_{0}^{2} \operatorname{sign}(\sigma) \frac{\varepsilon}{1 - \varepsilon} \operatorname{Ro}.$$

Интегрируя это соотношение по z от поверхности моря z = 0 до глубины H, получим связь интегральных характеристик

$$\int_{0}^{H} (N^{2} - N_{0}^{2}) dz = \operatorname{sign}(\sigma) \frac{\varepsilon}{1 - \varepsilon} \operatorname{Ro} \int_{0}^{H} N_{0}^{2} dz,$$

которую можно трактовать как связь средних по толщине интегрирования *H*:

$$\langle N^2 - N_0^2 \rangle = \langle N_0^2 \rangle \operatorname{sign}(\sigma) \frac{\varepsilon}{1 - \varepsilon} \operatorname{Ro}.$$

На рис. 7 представлены графики $\langle N^2(z) - N_0^2(z) \rangle$ и $\delta(z) = \frac{\langle N^2(z) - N_0^2(z) \rangle}{\langle N_0^2(z) \rangle}$. В отличие от

параметра $\delta = \frac{N^2 - N_0^2}{N_0^2}$ (см. [26]), которое рассчитывается для случая постоянной фоновой часто-

ОКЕАНОЛОГИЯ том 62 № 3 2022

ты ВБ N_0^2 , здесь относительное изменение часто-ты ВБ рассматривается как функция глубины осреднения. Осреднение проводится послойно от поверхности до конкретной глубины: сначала верхний слой, затем два верхних слоя, затем три и т.д. – до глубин ниже границы ядра вихрей. Видно, что, начиная от глубин 50 м, $\delta(z)$ для циклона и антициклона представляют собой гладкие монотонные функции, при этом весьма слабо зависящие от нижней глубины залегания вихревого ядра. Для глубин от 50 до 417 м, что примерно соответствует положению ядра циклона, значение параметра $\delta(z) = 0.5$. Это означает, что в циклоне средние изменения квадрата частоты ВБ, индуцированные вихрем, составляют 50% от среднего квадрата фоновой частоты ВБ по толщине ядра циклона. Это также означает, что в циклоне внутри ядра при $\delta = 0.5$ стратификация увеличилась и приближенно выполняется равенство $N^{2}(z) \approx 1.5 N_{0}^{2}(z)$.

Согласно рис. 76, параметр $\delta(z)$ для горизонтов осреднения от 50 м до 833 м для антициклона равен $\delta = -0.69 \approx -0.7$. К сожалению, в этом подходе мы наблюдаем сильную зависимость параметра δ от глубины залегания верхней границы слоя. Так, если рассмотреть слой осреднения от 100 м до 833 м, то этот же параметр увеличится по абсолютной величине до $\delta \approx -0.9$. Качественно это означает следующее: относительное изменение квадрата частоты ВБ в ядре антициклона весьма велико. Жидкость в ядре антициклона становится более однородной по плотности. Отметим, что последние оценки для квадрата частоты ВБ получены с использованием натурных данных в предположении постоянства фоновой частоты ВБ и справедливости теории эллипсоидальных вихрей. В реальности же эта теория может оказаться очень грубой для случая переменной фоновой частоты ВБ. Для количественной оценки в этом случае воспользуемся следствием из равенства (11) в пренебрежении вторым слагаемым, которое является малой величиной согласно рис. 7. Тогла

$$\frac{1}{f}\frac{\partial}{\partial z}\frac{f^{2}}{N_{0}^{2}(z)}\frac{\partial\psi(x,y,z,t)}{\partial z}\approx\frac{N^{2}(x,y,z,t)-N_{0}^{2}(z)}{N_{0}^{2}(z)}.$$
(14)

В самом верхнем слое океан до глубин 50 м как на оси циклона, так и на оси антициклона наблюдаются большие значения параметра - - 2 / - - 2 / >

$$\frac{N^{2}(x, y, z, t) - N_{0}^{2}(z)}{N_{0}^{2}(z)}$$
, связанные со значительным

изменением частоты $N^{2}(x, y, z, t)$ в этом слое по сравнению с ее фоновым значением $N_0^2(z)$. В верхнем пятидесятиметровом слое вообще не следует ожидать выполнения связи типа (13). Поэтому, отметив экспериментальный факт больших значений $N^2(x, y, z, t)$, мы не будем учитывать этот слой в наших рассуждениях. Тем не менее, при приближении сверху вниз к горизонту 50 м на оси антициклона наблюдается резкое спа-

дание парамет

ра
$$\frac{N^2(x,y,z,t) - N_0^2(z)}{N_0^2(z)}$$
, который

для горизонта ≈50 м обращается в нуль.

На глубинах от 50 до 100 м параметр $\frac{N^{2}(x, y, z, t) - N_{0}^{2}(z)}{N_{0}^{2}(z)}$ для антициклона становится

отрицательным и достигает значения -1 на горизонте 100 м. Ниже этой глубины и до горизонта

830 м параметр
$$\frac{N^2(x, y, z, t) - N_0^2(z)}{N_0^2(z)}$$
 остается с

точностью не ниже 1% очень близким к -1 значением, что означает практически полную однородность плотности в вихревом ядре, исключая тонкий слой на глубине 350 м, где наблюдается слабый выброс в частоте ВБ или, что то же самое, слабый скачок в вертикальном распределении поля плотности. Интерпретация этого – следующая: ядро антициклона состоит из двух слоев однородной по плотности жидкости со слабо отличающимися значениями плотности в каждом слое. Поскольку перепад плотности незначительный, то, приближенно, ядро антициклона можно считать полностью однородным по плотности.

Итак, ядро антициклона практически однородно по плотности с численной оценкой осред-

ненного квадрата частоты ВБ ядра
$$\left\langle \frac{N^2(x, y, z, t)}{N_0^2(z)} \right\rangle <$$

< 0.01. Неравенство $\frac{N^2(x, y, z, t)}{N_0^2(z)}$ < 0.01 выполня-

ется локально на всех горизонтах вихревого ядра антициклона, кроме небольшого слоя в районе глубины 350 м. В качестве оценки квадрата частоты ВБ ядра антициклона примем

$$\left\langle N^{2}(x,y,z,t)\right\rangle \approx 0.01\left\langle N_{0}^{2}(z)\right\rangle.$$
 (15)

Что касается тонких эффектов в ядре циклона, то, согласно графикам на рис. 8, слагаемое, описывающее эффект растяжения (13) с переменной частотой ВБ, на толщине ядра имеет переменный знак с положительным средним значением, что следует трактовать как вихревое образование сложной структуры, интегрально представляющее собой циклон. Осредненное значение

параметра $\frac{N^2(x, y, z, t) - N_0^2(z)}{N_0^2(z)}$ по горизонтам ядра циклона 100–433 м оценивается как $\left\langle \frac{N^{2}(x, y, z, t) - N_{0}^{2}(z)}{N_{0}^{2}(z)} \right\rangle \approx 0.4$, что дает приближен-

ную связь индуцированной и фоновой частот ВБ

$$\langle N^2(x,y,z,t) \rangle \approx 1.4 \langle N_0^2(z) \rangle.$$
 (16)

Соотношение (15) практически совпадает с аналогичным соотношением $N^2(z) \approx 1.5 N_0^2(z)$, полученным при использовании более жесткого условия - постоянства частоты ВБ. Далее для определенности будем считать $N^{2}(z) \approx 1.5 N_{0}^{2}(z)$. Ниже вихревого ядра антициклона частота ВБ увеличивается и становится заметно больше фонового значения; над и под ядром антициклона изопикны сгущаются, выталкиваясь из ядра. В результате над и под ядром имеется увеличенное (по сравнению с фоном) значение частоты ВБ и, следовательно, увеличение потенциальной завихренности частиц рассматриваемых зон.

Итак, мы использовали два подхода к оценке вклада эффекта растяжения в потенциальную завихренность жидких частиц (фактически оценке второго слагаемого в соотношении (1)). В первом, более грубом, полходе для получения оценки используется постоянная фоновая частота ВБ, а затем, считая частоту переменной, мы усредняли результат по толщине ядра. При таком подходе активно использовалась аналитическая теория эллипсоидальных вихрей. Во втором подходе на частоту ВБ не накладывалось никаких ограничений и второе слагаемое вычислялось напрямую

ОКЕАНОЛОГИЯ 2022 том 62 Nº 3



Рис. 8. $\frac{N^{2}(x, y, z, t) - N_{0}^{2}(z)}{N_{0}^{2}(z)}$ (а) и $\frac{g}{\rho_{*}}(\rho(x, y, z, t) - \rho_{0}(z))\frac{\partial}{\partial z}\left\{\frac{1}{N_{0}^{2}(z)}\right\}$ (б) как функции глубины *z* для циклона (оранже-вый цвет) и антициклона (синий цвет).

из натурных данных. Второй подход более физичен, но в нем нет возможности обоснованного использования аналитических результатов, поскольку для общего случая соответствующая теория не построена. Как показали расчеты, оба подхода дают качественно одинаковые результаты. Однако для количественной оценки значимости эффекта растяжения в потенциальной завихренности жидких частиц вихревых ядер следует пользоваться более точным подходом (13).

По величине $\delta = 0.5$ и числу Россби Ro = 0.3 из равенства $\varepsilon = \frac{\delta}{\text{Ro} + \delta}$ можно оценить вклад эффекта растяжения в потенциальную завихренность циклона $\varepsilon = 0.63$. Соответственно, вращение дает остальные 37%. Как видим, роль обоих эффектов значительна, но эффект растяжения все-таки более важен.

Для косвенной оценки параметра вертикальной сплюснутости *K* ядра циклона воспользуемся графиком зависимости $\frac{1}{\sigma} \operatorname{rot}_z \vec{u}$ от *K* (рис. 6). Значению $\frac{1}{\sigma} \operatorname{rot}_z \vec{u} = 0.37$ соответствует значение K = 0.26, назовем его эффективным параметром вертикальной сплюснутости. Сравнивая его с диапазоном 0.13 < K < 0.26, полученным ранее прямым расчетом и поправкой на наличие свободной поверхности моря, делаем вывод, что поверхность моря сильно повлияла на перестройку

поля плотности в ядре циклона, поскольку эффективное значение параметра K = 0.26 совпадает с правой границей диапазона.

Аналогичная работа по натурным данным для антициклона показывает, что в антициклоне относительному изменению частоты ВБ $\delta = -0.7$ и Ro = 0.3 соответствует значение $\varepsilon = 0.70$. Оценка эффективного параметра вертикальной сплюснутости для антициклона K = 0.34. Диапазон значений K из теории эллипсоидальных вихрей с учетом влияния поверхности моря -0.15 < K < 0.30. Ограничения из условий устойчивости стратификации следующие: $\varepsilon < 0.77$ и $K > K_0 = 0.18$, с округлением до десятых долей даст в результате $K_0 = 0.2$.

Вся теория, на которую мы опирались, построена для процессов с малыми числами Россби Ro. В нашем случае Ro = 0.3. Это означает, что геострофическая компонента скоростей составляет 0.7 от общей скорости, а 30% – это агеострофические скорости, которые в теории отсутствуют, однако могут присутствовать в натурных данных. Разумно полагать, что точность теории по скоростям в целом также составляет примерно 30%. Поэтому все численные результаты по скоростям, отличающиеся менее чем на 30%, должны восприниматься как совпадающие. В этом смысле разумно полагать, что K = 0.34 и K = 0.30 – это практически одно и то же. Чтобы убрать это несоответствие, округлим указанные числа до десятых долей. В результате для циклона и антициклона параметры вертикальной сплюснутости окажутся совпадающими: K = 0.3. При этом ограничение на K для антициклона выполняется, поскольку $K_0 = 0.2$.

10. ЗАКЛЮЧЕНИЕ И ВЫВОДЫ

В работе исследуется роль частоты ВБ в мезомасштабных вихрях. В качестве примера по данным океанического реанализа GLORYS12V1 рассматриваются два вихря Лофотенской котловины Норвежского моря: циклон и антициклон. Для этих вихрей построены вертикальные разрезы потенциальной плотности и частоты ВБ, рассчитаны масштабы и орбитальные скорости, построены распределения частоты ВБ в ядре и ее аномалии относительно фоновой частоты ВБ, а также графики относительной и потенциальной завихренности. Анализ этих результатов позволил получить следующие выводы:

• Орбитальные скорости в циклоне достигают 30 см/с, а пространственные продольный и поперечный масштабы составляют 72.3 и 48.8 км соответственно.

• Орбитальные скорости в антициклоне превышают 50 см/с (максимальное значение – 50.8 см/с), а пространственные продольный и поперечный масштабы – 108.7 и 67.9 км.

• Изопикны в циклонах и антициклонах деформируются в среднем в противоположных направлениях. Циклонические вихри сближают изопикны, втягивая ближние внешние изопикны внутрь вихревого ядра, в то же время антициклонические вихри раздвигают изопикны друг от друга. Последнее приводит к увеличению частоты ВБ в вихревом ядре циклона и соответствующему ее уменьшению в антициклоне. Показано, что аномалии частоты ВБ относительно фоновой частоты положительны в ядре циклона и отрицательны в ядре антициклона. Относительные изменения квадрата частоты ВБ оказались значительными: для циклона – порядка 50%, а для антициклона – 99%. Теоретическое обоснование этого факта описывается формулой (10) первой части работы [26]. На рис. 5в дано подтверждение на соответствующих графиках.

• Эффективная перестройка частоты ВБ происходит исключительно в тонких вихрях с малыми параметрами вертикальной сплюснутости ядра K. Для антициклонов существует ограничение снизу на число $K > K_0$. Критическое K_0 связано безразмерными геометрическими параметрами ядра вихря и средним по вертикали значением квадрата частоты ВБ. Согласно теоретическим расчетам и оценкам по натурным данным, для выбранных вихрей – как циклона, так и антициклона – получены совпадающие значения указанных параметров K = 0.3, при этом $K_0 = 0.2$. • Потенциальная завихренность, рассчитываемая по формуле (1), как и относительная завихренность, хорошо выделяются в вихревых ядрах и прослеживаются в вихрях до самого дна (как в циклоне, так и в антициклоне).

• Расположение вихревых ядер вблизи поверхности моря приводит к тому, что поверхность моря оказывает значительное влияние на динамику вихрей, что, в свою очередь, отражается в увеличении эффективного значения параметра вертикальной сплюснутости вихревых ядер, оценочно — вдвое.

Благодарности. Авторы благодарят членов ученого совета Института океанологии, участвовавших в обсуждении данной работы.

Источники финансирования. Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ № 22-27-00004 и по теме государственного задания 0128-2021-0002.

The publication was funded by the Russian Science Foundation, project N 22-27-00004 and in the framework of the Shirshov Institute of Oceanology RAS state assignment N 0128-2021-0002.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Белоненко Т.В., Волков Д.Л., Норден Ю.Е., Ожигин В.К. Циркуляция вод в Лофотенской котловине Норвежского моря // Вестник СПбГУ. 2014. Т. 7. № 2. С. 108–121.
- 2. Белоненко Т.В., Колдунов А.В., Сентябов Е.В., Карсаков А.Л. Термохалинная структура Лофотенского вихря Норвежского моря на основе экспедиционных исследований и по данным гидродинамического моделирования // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. 2018. Т. 63. № 4. С. 502–519.

https://doi.org/10.21638/spbu07.2018.406

- 3. *Жмур В.В.* Мезомасштабные вихри океана. Москва: ГЕОС, 2011. 384 с.
- 4. Жмур В.В., Новоселова Е.В., Белоненко Т.В. Потенциальная завихренность в океане: подходы Эртеля и Россби с оценками для Лофотенского вихря // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2021. Т. 57. № 6. С. 721–732. https://doi.org/10.31857/S0002351521050151
- 5. Жмур В.В., Панкратов К.К. Динамика эллипсоидального приповерхностного вихря в неоднородном потоке // Океанология. 1989. Т. 29. № 2. С. 205–211.
- 6. *Жмур В.В., Щепеткин А.Ф.* Эволюция эллипсоидального вихря в стратифицированном океане в приближении f-плоскости // Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1991. Т. 27. № 5. С. 492–503.
- 7. Колдунов А.В., Белоненко Т.В. Гидродинамическое моделирование поля вертикальной скорости в Лофотенском вихре // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2020. Т. 56. № 5. С. 575–585. https://doi.org/10.31857/S0002351520040045
- Наумов Л.М., Гордеева С.М. Боковой перенос тепла и соли в Лофотенском бассейне: сравнение на основе трех баз данных // Фундаментальная и при-

кладная гидрофизика. 2020. Т. 13. № 3. С. 43–55. https://doi.org/10.7868/S207366732003003X

- 9. Новоселова Е.В., Белоненко Т.В. Изопикническая адвекция в Лофотенской котловине Норвежского моря // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2020. Т. 13. № 3. С. 56–67. https://doi.org/10.7868/S2073667320030041
- Травкин В.С., Белоненко Т.В. Оценка глубины зимней конвекции в Лофотенской котловине Норвежского моря и методы ее оценки // Гидрология и экология (Ученые записки РГГМУ). 2020. Т. 59. С. 67–83.

https://doi.org/10.33933/2074-2762-2020-59-67-83

- Федоров А., Башмачников И., Белоненко Т. Зимняя конвекция в Лофотенской котловине по данным буев ARGO и гидродинамического моделирования // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. 2019. Т. 64. № 3. С. 491–511. https://doi.org/10.21638/spbu07.2019.308
- Bashmachnikov I., Belonenko T., Kuibin P. et al. Pattern of vertical velocity in the Lofoten vortex (the Norwegian Sea) // Ocean Dynamics. 2018. V. 68. № 12. P. 1711–1725.

https://doi.org/10.1007/s10236-018-1213-1

13. Belonenko T.V., Travkin V.S., Koldunov A.V., Volkov D.L. Topographic experiments over dynamical processes in the Norwegian Sea // Russ. J. Earth. Sci. 2021. V. 21. ES1006.

https://doi.org/10.2205/2020ES000747

 Belonenko T.V., Zinchenko V.A., Fedorov A.M. et al. Interaction of the Lofoten vortex with a satellite cyclone // Pure and Applied Geophysics. 2021. V. 178. P. 287– 300.

https://doi.org/10.1007/s00024-020-02647-1

 Belonenko T., Zinchenko V., Gordeeva S., Raj R.P. Evaluation of heat and salt transports by mesoscale eddies in the Lofoten Basin // Russ. J. Earth Sci. 2020. V. 20. ES6011.

https://doi.org/10.2205/2020ES000720

- 16. Fedorov A.M., Belonenko T.V. Interaction of mesoscale vortices in the Lofoten Basin based on the GLORYS database // Russian Journal of Earth Sciences. 2020. V. 20. № 2. ES2002. https://doi.org/10.2205/2020ES000694
- Gordeeva S., Zinchenko V., Koldunov A. et al. Statistical analysis of long-lived mesoscale eddies in the Lofoten Basin from satellite altimetry // Advances in Space Research. 2020.
 https://doi.org/10.1016/j.asr.2020.05.043

https://doi.org/10.1016/j.asr.2020.05.043

- IOC, SCOR and IAPSO. The international thermodynamic equation of seawater – 2010: Calculation and use of thermodynamic properties. Intergovernmental Oceanographic Commission, Manuals and Guides No. 56, UNESCO (English), 2010. 196 p.
- Kennelly M.A., Evens R.H., Joyce T.M. Small-scale cyclones on the periphery of Gulf Stream warm-core rings // J. Geophys. Res. 1985. V. 90. № C5. P. 8845–8857.
- 20. *Meacham S.P., Pankratov K.K., Shchepetkin A.F., Zhmur V.V.* The interaction of ellipsoidal vortices with background shear flows in a stratified fluid // Dynamics of Atmospheres and Oceans. 1994. V. 21. № 2–3. P. 167–212. https://doi.org/10.1016/0377-0265(94)90008-6
- 21. *Pankratov K.K., Zhmur V.V.* Dynamics of desinglarized quasigeostrophic vortices // Physics of Fluids A: Fluid Dynamics. 1991. V. 3 (5). P. 1464–1464. https://doi.org/10.1063/1.857998
- 22. *Raj R.P., Halo I., Chatterjee S. et al.* Interaction between mesoscale eddies and the gyre circulation in the Lofoten Basin // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2020. V. 125. № 7. e2020JC016102. https://doi.org/10.1029/2020JC016102
- Sandalyuk N.V., Bosse A., Belonenko T.V. The 3D structure of Mesoscale Eddies in the Lofoten Basin of the Norwegian Sea: A composite analysis from altimetry and in situ data // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2020. V. 125. e2020JC016331. https://doi.org/10.1029/2020JC016331
- Travkin V.S., Belonenko T.V. Seasonal variability of mesoscale eddies of the Lofoten Basin using satellite and model data // Russian Journal of Earth Sciences. 2019. V. 19. № 5. ES5004. https://doi.org/10.2205/2019ES000676
- 25. Volkov D.L., Belonenko T.V., Foux V.R. Puzzling over the dynamics of the Lofoten Basin – a sub-Arctic hot spot of ocean variability // Geophys. Res. Lett. 2013. V. 40. № 4. P. 738–743. https://doi.org/10.1002/grl.50126
- Zhmur V.V., Novoselova E.V., Belonenko T.V. Peculiarities of formation of the density field in mesoscale eddies of the Lofoten Basin: Part 1 // Oceanology. 2021. V. 61. N

 № 6. P. 830–838. https://doi.org/10.1134/S0001437021060333
- Zinchenko V.A., Gordeeva S.M., Sobko Yu.V., Belonenko T.V. Analysis of mesoscale eddies in the Lofoten Basin based on satellite altimetry // Fundamentalnaya i Prikladnaya Gidrofzika. 2019. V. 12. № 3. P. 46–54.

https://doi.org/10.7868/S2073667319030067

Features of the Formation of the Density Field in the Mesoscale Eddies of the Lofoten Basin. Part 2

V. V. Zhmur^{*a*, *b*}, E. V. Novoselova^{*a*, #}, T. V. Belonenko^{*a*}

^aSaint Petersburg State University, St. Petersburg, Russia ^bShirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow Russia [#]e-mail: e.novoselova@spbu.ru

This article continues the authors' research on changes in the Väisälä-Brunt frequency caused by mesoscale vortices of different polarities. If the first part discussed theoretical conclusions, the second one gives

ОКЕАНОЛОГИЯ том 62 № 3 2022

ЖМУР и др.

an interpretation of these results based on field data. The research area is the Lofoten Basin in the Norwegian Sea. For the analysis, we use data from the ocean reanalysis GLORYS12V1 for June 10, 2010. Two vortices are considered: a quasi-permanent anticyclone is the Lofoten Vortex, located in the center of the basin, and a cyclone located southeast of the Lofoten Vortex. Mathematical formulas obtained in Part 1 are checked, the characteristics of vortices are calculated, profiles and vertical sections of potential vorticity and the Väisälä-Brunt frequency are studied. Based on the joint analysis of field and theoretical material, the properties of the considered vortices are indirectly estimated, which cannot be measured directly and cannot be obtained in models.

Keywords: mesoscale eddies, potential vorticity, Väisälä-Brunt frequency, buoyancy frequency, Lofoten Basin

———— ФИЗИКА МОРЯ ——

УДК 551.581.1

ЭКСТРЕМАЛЬНЫЕ ОСАДКИ В ИЮНЕ 2021 г. НАД ЧЕРНЫМ МОРЕМ В КОНТЕКСТЕ ИХ ДОЛГОПЕРИОДНОЙ КЛИМАТИЧЕСКОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ

© 2022 г. А. В. Гавриков^{1,} *, О. Г. Золина^{1,} **, О. А. Разоренова^{1,} ***, М. П. Александрова^{1,} ****, С. К. Гулев^{1,} *****, Г. Л. Стенчиков^{2,} *****

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Mосква, Poccuя ²Hаучно-технологический университет имени короля Абдаллы, Tyban, Koponeвство Caydoвская Аравия *e-mail: gavr@sail.msk.ru **e-mail: zol@sail.msk.ru ***e-mail: olgar@sail.msk.ru ****e-mail: olgar@sail.msk.ru ****e-mail: gul@sail.msk.ru *****e-mail: gul@sail.msk.ru *****e-mail: georgiy.stenchikov@kaust.edu.sa Поступила в редакцию 21.12.2021 г. После доработки 27.12.2021 г. Принята к публикации 25.02.2022 г.

На основе данных атмосферного реанализа ERA5 и глобального анализа температуры поверхности Мирового океана (HadISST) исследуется климатология летних экстремальных осадков над акваторией Черного моря за период 1979—2021 гг. Проведена детальная диагностика возникновения нескольких эпизодов экстремальных осадков над регионом Черного моря во второй половине июня 2021 года. Показана связь экстремальных осадков с увеличением температуры поверхности моря. Выявлено уменьшение количества сезонов с аномально сильными осадками на фоне увеличения их интенсивности.

Ключевые слова: Черное море, климатология атмосферных осадков, экстремальные осадки, ERA5, HadISST, температура поверхности моря DOI: 10.31857/S0030157422030054

введение

Возрастание частоты и интенсивности эпизодов экстремальных осадков в различных регионах Земного шара является характерной особенностью последних десятилетий. Последние отчеты Межправительственной Группы Экспертов по Изменениям Климата (МГЭИК) отмечают, что эти тенденции очевидны для наблюдаемого современного климата, а прогностические оценки, выполненные с помощью глобальных и региональных климатических моделей, свидетельствуют. что экстремальность осадков будет усиливаться [4, 15]. Усиление экстремальности осадков может быть связано как с общим увеличением средней интенсивности осадков, так и с кластеризацией сильных осадков в экстремальные дождевые периоды [22, 23]. В работе [21] показано, что на Европейском континенте в зимний сезон усиление экстремальности, как правило, связано

с общим увеличением осадков, тогда как в летний сезон рост экстремальности происходит преимущественно за счет их кластеризации без увеличения средних интенсивностей и даже без увеличения количества так называемых влажных дней, которые имеют тенденцию группироваться в относительно продолжительные дождевые периоды.

В этом смысле черноморский регион является весьма показательным. В последнее десятилетие здесь регулярно наблюдаются эпизоды сильных экстремальных осадков, приводящих к мощным наводнениям в береговых районах [9, 10, 11]. Наиболее сильными являются наводнения в Новороссийске в 2002 г. и Крымске в 2012 г., приведшие к многочисленным человеческим жертвам и разрушениям прибрежной инфраструктуры. В работе [12] показано, что экстремальные осадки в период 6–7 июля 2012 г., достигавшие значений 150 мм в день (по данным высокоразрешающего моделирования), были связаны с сильной локальной адвекцией влаги в мощном циклоне, развитие которого было обусловлено аномально высокой температурой поверхности Черного моря. Авторами [12] было отмечено, что повышение температуры поверхности Черного моря играет критическую роль в усилении такого рода явлений за последние десятилетия. Аналогичные результаты были получены и для западного Средиземноморья [17].

В данной работе анализируются эпизоды экстремальных осадков в районе Черного моря во второй половине июня 2021 года, приведшие к сильным наводнениям в Крыму (17–20.06.2021) и Краснодарском крае (24–27.06.2021). Оба эпизода сопровождались серьезными разрушениями инфраструктуры, нарушением транспортных коммуникаций, отключениями электроэнергии и введением чрезвычайного положения. Эти эпизоды, характеризовавшиеся экстремальными осадками, будут рассмотрены в контексте долговременных изменений средних и экстремальных осадков в данном регионе за последние 40 лет.

ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

Для долговременного климатического анализа нами использовались данные атмосферного реанализа ERA5 [3, 7], созданного Европейским Центром Среднесрочных Прогнозов Погоды (ECMWF). Это высокоразрешающий реанализ с пространственным разрешением около 30 км и дискретизацией по времени 1 час. Реанализ создавался с помощью спектральной модели Европейского Центра с разрешением Т629 в режиме усвоения большого количества данных наблюдений с помощью 4-мерного алгоритма усвоения. В настоящий момент ERA5 является самым современным глобальным реанализом. Качество воспроизведения осадков даже в самых современных реанализах уступает точечным измерениям и сверхвысокому численному моделированию, тем не менее ERA5 зарекомендовал себя как наиболее хорошо согласующийся со спутниковыми измерениями [5, 7] в воспроизведении как средних величин, так и экстремальных осадков [18], поэтому он должен достаточно адекватно воспроизводить климатические сигналы. В настоящей работе использовались ежечасные данные ERA5 о накопленных осадках, которые приводились к суточным накопленным. Кроме того, нами использовались данные наблюдений над осадками на гидрометеорологических станциях (табл. 1) за период экстремальных осадков с 17 по 27 июня 2021 года. Также были привлечены данные спутниковых наблюдений над осадками Глобального спутникового осадкомерного эксперимента [1], которые в целом демонстрируют более реалистичные значения осадков над морем по сравнению с реанализами (например, [5]). Данные GPM (Global Precipitation Measurement) доступны с получасовым разрешением по времени и разрешением 0.1 градуса по пространству.

Абсолютные значения экстремальных осадков оцениваются с помощью локального порогового значения, соответствующего заданному перцентилю (например, 95%), который определяется или по эмпирическим данным, или на основе их аппроксимации теоретическим распределением [20, 22]. Кроме того, может быть оценена относительная экстремальность осадков, характеризуемая вкладом осадков, превышающих заданный перцентиль в месячные или сезонные суммы. В этой работе используется индекс экстремальных осадков *R95tot* ([21, 22], который показывает долю экстремальных осадков дождливых дней:

...

$$R95tot = \frac{\sum_{w=1}^{W} R_{wj}, R_{wn} \ge R_{wn}95}{R_{j}},$$
 (1)

где R_j — суммарное количество осадков за период *j* (здесь рассматривается только летний сезон: июнь—август), R_{wj} — количество выпавших осадков за дождливые сутки (*w*). "Дождливыми" считаются сутки, за которые выпало более 1 мм осадков. Пороговым значением является 95-й перцентиль (R_{wj}), рассчитанный за весь период (1979—2021 гг.), который, ввиду высокой обеспеченности данными, получен эмпирически с использованием линейной интерполяции. Возможные неопределенности при использовании индекса (1) обсуждались в работе [22]. Нами рассматривались осадки с интенсивностью выше 1 мм/день, что позволяет избежать неопределенностей анализа слабых осадков в реанализе, связанных с эффектом инициализации модели.

Информация о температуре поверхности моря была взята из массива долговременного анализа HadISST [10] с пространственным разрешением 1°.

Ниже рассматриваются результаты только для летнего периода: с 1 июня по 31 августа. Осреднения по всему региону Черного моря относятся к области, ограниченной широтами 40° — 48° с.ш. и 27° — 43° в.д.

ЭКСТРЕМАЛЬНЫЕ ОСАДКИ НАД РЕГИОНОМ ЧЕРНОГО МОРЯ В ИЮНЕ 2021 г.

Экстремальные осадки в Крыму и на черноморском побережье Кавказа в период с 17 по 26 июня 2021 года привели к затоплениям Ялты и Геленджика, а также ряда других городов юга России. Экстремальные осадки на юге России были обусловлены аномальным развитием атмо-

•					
Источник данных	17.06 03:00 UTC	17.06 15:00 UTC	18.06 03:00 UTC	18.06 15:00 UTC	19.06 03:00 UTC
Станция	0.9	17	7	22	2
ERA5	18	11	8.6	6.5	0
GPM	9.6	7	7.7	7	0
Станция	0	10	28	13	0
ERA5	8.5	11	12	3	0.2
GPM	15	26	28	3.3	0
Станция	2	12	15	41	0
ERA5	46	6.3	5.5	1.5	0
GPM	23	3.6	23.9	0.3	0.2
Станция	2	0.6	42	91	0
ERA5	28	7.5	7.9	2	0
GPM	13.2	17.2	31.1	0.7	0.3
Станция	72	15	0	0	0
ERA5	17.5	0.7	0.5	0	0
GPM	61	1.4	0	0	0.1
Станция	98	15	0	0	0
ERA5	12.6	1.3	0.1	0	0
GPM	55	0.8	0.2	0.4	0.2
Станция	78	6	0	0	0
ERA5	15	0.7	0.1	0	0
GPM	38	0.2	0	0	0
Станция	0.1	0	0	0	28
ERA5	14	4.3	0	0	0
GPM	9.2	0.1	0.3	0	0.1
Станция	5	12	0	0	0
ERA5	18	0.1	0	0	0
GPM	1.5	0	0	0	0
	Источник данных Станция ЕRА5 GPM Станция ERA5 GPM Станция ERA5 GPM Станция ERA5 GPM Станция ERA5 GPM CTанция ERA5 <td>Источник данных 17.06 03:00 UTC Станция 0.9 ЕRА5 18 GPM 9.6 Станция 0 ERA5 8.5 GPM 15 Cтанция 2 ERA5 46 GPM 23 Станция 2 ERA5 28 GPM 13.2 Станция 72 ERA5 17.5 GPM 61 Станция 72 ERA5 12.6 GPM 55 Станция 98 ERA5 15 GPM 55 Станция 78 ERA5 15 GPM 38 Станция 0.1 ERA5 14 GPM 9.2 Станция 5 GPM 38 Станция 5 GPM 9.2 Станция</td> <td>Источник данных17.06 03:00 UTC17.06 15:00 UTCСтанция0.917ERA51811GPM9.67Станция010ERA58.511GPM1526Станция212ERA5466.3GPM233.6Станция20.6ERA5287.5GPM13.217.2Станция7215ERA517.50.7GPM611.4Станция9815ERA512.61.3GPM550.8Станция786ERA5150.7GPM380.2Станция786ERA5150.7GPM380.2Станция786ERA5144.3GPM9.20.1ERA5144.3GPM9.20.1ERA5180.1GPM1.50</td> <td>Источник данных17.06 03:00 UTC17.06 15:00 UTC18.06 03:00 UTCСтанция0.9177ЕRA518118.6GPM9.677.7Станция01028ERA58.51112GPM152628Станция21215ERA5466.35.5GPM233.623.9Станция20.642ERA5287.57.9GPM13.217.231.1Станция72150ERA517.50.70.5GPM611.40Станция98150ERA512.61.30.1GPM550.80.2Станция7860ERA5150.70.1GPM380.20Craнция0.100ERA5144.30GPM55120ERA5140.10.3Craнция5120ERA5180.10GPM1.500</td> <td>Источник данных17.06 03:00 UTC17.06 15:00 UTC18.06 03:00 UTC18.06 15:00 UTCСтанция0.917722ЕRA518118.66.5GPM9.677.77Станция0102813ЕRA58.511123GPM1526283.3Станция2121541ЕRA5466.35.51.5GPM233.623.90.3Станция20.64291ЕRA5287.57.92GPM13.217.231.10.7Станция721500ЕRA517.50.70.50GPM611.400Станция981500ЕRA512.61.30.10GPM550.80.20.4Станция78600ЕRA5150.70.10GPM380.200ЕRA5144.300GPM380.200Станция51200Станция51200GPM15000Станция51200Станция51200GPM</td>	Источник данных 17.06 03:00 UTC Станция 0.9 ЕRА5 18 GPM 9.6 Станция 0 ERA5 8.5 GPM 15 Cтанция 2 ERA5 46 GPM 23 Станция 2 ERA5 28 GPM 13.2 Станция 72 ERA5 17.5 GPM 61 Станция 72 ERA5 12.6 GPM 55 Станция 98 ERA5 15 GPM 55 Станция 78 ERA5 15 GPM 38 Станция 0.1 ERA5 14 GPM 9.2 Станция 5 GPM 38 Станция 5 GPM 9.2 Станция	Источник данных17.06 03:00 UTC17.06 15:00 UTCСтанция0.917ERA51811GPM9.67Станция010ERA58.511GPM1526Станция212ERA5466.3GPM233.6Станция20.6ERA5287.5GPM13.217.2Станция7215ERA517.50.7GPM611.4Станция9815ERA512.61.3GPM550.8Станция786ERA5150.7GPM380.2Станция786ERA5150.7GPM380.2Станция786ERA5144.3GPM9.20.1ERA5144.3GPM9.20.1ERA5180.1GPM1.50	Источник данных17.06 03:00 UTC17.06 15:00 UTC18.06 03:00 UTCСтанция0.9177ЕRA518118.6GPM9.677.7Станция01028ERA58.51112GPM152628Станция21215ERA5466.35.5GPM233.623.9Станция20.642ERA5287.57.9GPM13.217.231.1Станция72150ERA517.50.70.5GPM611.40Станция98150ERA512.61.30.1GPM550.80.2Станция7860ERA5150.70.1GPM380.20Craнция0.100ERA5144.30GPM55120ERA5140.10.3Craнция5120ERA5180.10GPM1.500	Источник данных17.06 03:00 UTC17.06 15:00 UTC18.06 03:00 UTC18.06 15:00 UTCСтанция0.917722ЕRA518118.66.5GPM9.677.77Станция0102813ЕRA58.511123GPM1526283.3Станция2121541ЕRA5466.35.51.5GPM233.623.90.3Станция20.64291ЕRA5287.57.92GPM13.217.231.10.7Станция721500ЕRA517.50.70.50GPM611.400Станция981500ЕRA512.61.30.10GPM550.80.20.4Станция78600ЕRA5150.70.10GPM380.200ЕRA5144.300GPM380.200Станция51200Станция51200GPM15000Станция51200Станция51200GPM

Таблица 1. 12-часовые накопленные суммы осадков (мм за 12 ч) на гидрометеорологических станциях, по данным реанализа ERA5 и спутниковой миссии GPM за период с 17.06 по 19.06.2021

сферной циркуляции. Распределение барических систем привело к развитию блокирующего процесса над центральной частью Европейской территории России и интенсификации циклогенеза в черноморском регионе. Холодный воздух, распространяясь по восточной периферии антициклона, столкнулся с теплой влажной воздушной массой над морской акваторией, что вызвало усиление черноморской ветви высотной фронтальной зоны и развитие интенсивной фронтальной деятельности над Черным морем. Аномально теплая поверхность Черного моря способствовала усилению процессов конвекции и испарения, что обусловило значительное увеличение влагосодержания морской воздушной массы. Таким образом, термодинамические факторы привели к образованию фронтальной волны, из которой

ОКЕАНОЛОГИЯ том 62 № 3 2022

15 июня 2021 г. сформировался быстро углубляющийся влагонасыщенный циклон с давлением в центре 1006 гПа над восточной акваторией Черного моря. Блокирующий антициклон, располагавшийся над центром Европейской территории России, препятствовал продвижению циклона в традиционном северном направлении, вследствие чего он в течение трех дней практически стационировал над бассейном Черного моря и прибрежными территориями, обусловив катастрофическое выпадение осадков в Крыму и на черноморском побережье Северного Кавказа. Свою роль сыграла и орография региона, способствовавшая усилению глубокой конвекции. В последующие дни циклон медленно смещался в западном направлении на территорию Румынии и Болгарии.

В конце месяца вновь были зарегистрированы обильные осадки одновременно в Крыму и в Краснодарском крае. В Сочи в ночь на 25 июня выпала месячная норма осадков. Больше других от проливных дождей пострадали Ялта, Геленджик, Анапа и Сочи. В ложбине, занимавшей весь причерноморский бассейн, к 23 июня сформировался шиклон. Область низкого давления охватила северную акваторию Черного моря, Крымский полуостров, Азовское море и кавказское побережье и принесла обильные осадки в регион. Ситуация стабилизировалась к 29 июня, когда циклон сместился в северные широты, а в Причерноморье распространился гребень высокого давления. В средней тропосфере во второй половине июня над черноморским бассейном располагалась обширная область низкого давления, поддерживающая циклогенез в нижних слоях тропосферы. Следует отметить, что интенсивный циклогенез и связанное с ним экстремальное количество выпавших осадков продолжались в июле и в августе, обеспечив аномальный летний сезон в черноморском бассейне и на юге России.

Идентификация осадков по различным данным во время экстремальных событий представляет собой непростую задачу. Развитие атмосферных процессов показывает, что интенсивные осадки в рассматриваемые периоды были сильно локализованы, что затрудняет прямое сравнение станционных данных с данными реанализа и спутников. Таблица показывает в качестве примера результаты сопоставления данных для нескольких станций черноморского побережья, обнаруживая достаточно существенные рассогласования.

В целом можно отметить качественное согласие станционных данных, данных реанализа и спутниковых наблюдений, однако количественные различия могут достигать нескольких десятком мм за 12 ч, что свидетельствует о существенной роли конвективных процессов и принципиальной трудности сопоставления станционных наблюдений с данными реанализа и спутниковых измерений. Хотя в целом процессы формирования экстремальных осадков за счет быстрого развития циклонической деятельности качественно описываются верно, количественные оценки отличаются от реально наблюдавшихся.

Тем не менее, отмечавшаяся интенсивность осадков существенно превышала характерные значения, и суммы осадков за период 2 суток на разных станциях приближались к месячным нормам или превосходили их. Это могло оказать существенное влияние на долгосрочную статистику осадков летнего сезона 2021 года.

АНАЛИЗ ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ ОСАДКОВ В ИЮНЕ 2021 г. В КОНТЕКСТЕ ДОЛГОПЕРИОДНОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ОСАДКОВ В ЧЕРНОМОРСКОМ РЕГИОНЕ

Были проведены расчеты долговременной изменчивости средних и экстремальных величин осадков для черноморского региона, причем рассчитывались характеристики как абсолютной, так и относительной экстремальности осадков. На рисунке 1 показана годовая динамика средних за летний сезон (июнь-август) суточных осадков (а) и их аномалий (б), полученных для региона Черного моря по данным реанализа ERA5. Расчет проводился для всего региона Черного моря, показанного на рис. 2а. Хорошо видно, что 2021 год резко выделяется по количеству средних выпавших осадков. За рассматриваемый 43-летний период только 2000 год имеет близкие по количеству выпавших осадков характеристики. Средние осадки за летний сезон 2021 года составляли более 8 мм в сутки, что на 2 мм в сутки больше, чем средние интенсивности за период 1979-2021 гг. Следует отметить (рис. 1), что за рассматриваемый период отмечается тенденция уменьшения количества аномальных сезонов, но при этом усиление интенсивности выпадения осадков каждого аномального сезона. Так, до 2000 года осадки за 12 летних сезонов превысили порог аномального значения, в то время как с 2000 г. аномальных сезонов было всего 8, однако два сезона в этот период (2000 и 2021 гг.) показали существенно более экстремальную интенсивность осалков.

Пространственное распределение индекса экстремальных осадков R95tot (рис. 2a), осредненного за весь период, показывает, что наиболее интенсивные осадки превалируют в прибрежных районах. Особенно большая (до 30%) доля экстремальных осадков приходится на восточное побережье, что связанно с орографией и характером летней циклонической активности, обеспечивающей адвекцию влаги [16]. На рис. 26 показан годовой ход величин индекса R95tot для всей области (сплошная кривая), для полуострова Крым (точки) и для Краснодарского края (пунктир). Видно, что в 2021 г. доля экстремальных осадков в обоих выделенных регионах превысила 40%, чего не отмечается в предыдущие 42 года. Во все годы за период с 1979 по 2020 экстремальность оставалась на уровне 10-25%, и только в 2001 году для региона Краснодарского края она приблизилась к 40%. Для района Крыма максимальная экстремальность отмечалась в 1994 и 1999 гг., когда она превышала 30%, что было тем не менее значительно меньше величин, отмеченных для Крыма в летний сезон 2021 года, когда индекс относительной экстремальности достиг 47% (рис. 2). Это показывает, что кратковременный период экс-



Рис. 1. Годовая динамика средних за летний сезон (июнь—август) суточных осадков (а) и их аномалий (б), полученных для региона Черного моря по данным реанализа ERA5.



Рис. 2. Распределение индекса экстремальности осадков (*R95tot*). (а) – регион Черного моря, для которого производился расчет индекса *R95tot*, (б) – годовой ход величин индекса *R95tot* для всей области (сплошная кривая), для полуострова Крым (точки) и для Краснодарского края (пунктир).

ОКЕАНОЛОГИЯ том 62 № 3 2022



Рис. 3. Температура поверхности Черного моря (а) и ее аномалии (б) за 43-летний период с 1979 по 2021 гг. На рис. Зб пунктирной линией показан тренд температуры поверхности моря.

тремальных осадков во второй половине июня 2021 года существенно повлиял на долговременную статистику экстремальных осадков в черноморском регионе и летний сезон 2021 года стал наиболее аномальным по относительной экстремальности за весь период с 1979 по 2021 гг.

Аномальная интенсивность осадков в летний сезон 2021 года развивалась на фоне экстремально высоких значений температуры поверхности Черного моря. На эту связь указывали авторы работы [8], которые анализировали наводнение в Крымске в 2012 г. В целом концепция такой связи основывается на влиянии температуры поверхности на потоки тепла и испарения с поверхности Черного моря, что, с одной стороны, повышает влагосодержание столба атмосферы, а с другой способствует развитию бароклинности в приводном слое и интенсификации циклонов. Рисунок 3 показывает существенный положительный тренд в температуре поверхности Черного моря (ТПМ) за 43-летний период с 1979 по 2021 гг. По данным массива HadISST, скорость потепления составляет почти 2°С за 43 года (тренд показан пунктирной линией на рис. 3б). Этот результат согласуется с выводами других исследователей [6, 9, 14, 17]. Таким образом, рост температуры поверхности Черного моря может рассматриваться как наиболее важный фактор увеличения частоты и усиления интенсивности экстремальных осадков в регионе. Не менее важным фактором развития рассматриваемых событий являлась и перестройка циркуляции во всем восточноевропейском регионе, развивающаяся на фоне долгопериодных климатических изменений, индикатором которых является рост температуры поверхности Черного моря.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное исследование позволило представить детальную диагностику возникновения нескольких эпизодов экстремальных осадков над регионом Черного моря во второй половине июня 2021 года, которые отличались мощными ливневыми осадками и наводнениями. Показано, что аномалии относительной экстремальности осадков (доли осадков за счет событий, превышающих 95%-ный перцентиль) для всего летнего сезона 2021 года достигали 40% в Краснодарском крае и 47% в Крыму, что превышает все значения, наблюдавшиеся для региона, начиная с 1979 года. Показано, что такие изменения, возможно, связаны с увеличением температуры поверхности моря, составляющим почти 2°С за 43 года.

Дальнейшие исследования должны быть направлены на детальное исследование локальных механизмов формирования экстремальных осадков с помощью высокоразрешающего негидростатического моделирования [5, 8]. Не менее важной задачей является анализ частоты и интенсивности такого рода событий в исторических интегрированиях климатических моделях ансамбля СМІР6, а также в прогностических экспериментах [4]. Этот анализ позволит показать, насколько такие события адекватно воспроизводятся в прогностических экспериментах с климатическими моделями и какова их предсказуемость. Более того, такой анализ может показать, насколько такие события связаны с глобальным трендом потепления, как это сделано для аномально высоких значений температуры [2]. Особый интерес представляет также анализ влияния таких событий на континентальный сток и на возникновение мощных опресненных плюмов на поверхности Черного моря, влияющих на локальную динамику вод и загрязнений прибрежных районов [10–13, 19].

Источник финансирования. Работа выполнена при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, номер соглашения в ГИИС "Электронный бюджет" – 075-15-2021-976 (внутренний № 13.2251.21.0049, идентификационный номер RF – 225121X0049).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Bolvin D.T., Braithwaite D., Hsu K. et al. NASA Global Precipitation Measurement (GPM) Integrated MultisatellitE Retrievals for GPM (IMERG) prepared for: Global Precipitation Measurement (GPM) // National Aeronautics and Space Administration (NASA). 2018. 26 p.
- Ciavarella A., Cotterill D., Stott P. et al. Prolonged Siberian heat of 2020 almost impossible without human influence // Climatic Change. 2021. V. 166 (9). https://doi.org/10.1007/s10584-021-03052-w
- 3. Copernicus Climate Change Service (C3S) (2017): ERA5: Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalyses of the global climate. Copernicus Climate Change Service Climate Data Store (CDS), 2021. https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/home
- 4. Douville H., Raghavan K., Renwick J. et al. Water Cycle Changes // In: Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S. L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M. I. Gomis, M. Huang, K.Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T. K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu and B. Zhou (eds.)]. Cambridge University Press, 2021. 239 p.
- Gavrikov A., Gulev S.K., Markina M. et al. RAS-NAAD: 40-yr high-resolution North Atlantic atmospheric hindcast for multipurpose applications (new dataset for the regional mesoscale studies in the atmosphere and the ocean) // Journal of Applied Meteorology and Climatology. 2020. № 5 (59). P. 793–817. https://doi.org/10.1175/JAMC-D-19-0190.1
- Ginzburg A.I., Kostianoy A.G., Serykh I.V., Lebedev S.A. Climate change in the hydrometeorological parameters of the Black and Azov seas (1980–2020) // Oceanology. 2021. V. 61. № 6. P. 900–912. https://doi.org/10.1134/S0001437021060060
- 7. Hersbach H., Bell B., Berrisford P. et al. The ERA5 global reanalysis // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 2020. № 730 (146). P. 1999–2049. https://doi.org/10.1002/qj.3803
- 8. *Klein Tank A.M.G., Peterson T.C., Quadir D.A. et al.* Changes in daily temperature and precipitation extremes in central and south Asia // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. 2006. V. 111. № D16. https://doi.org/10.1029/2005JD006316
- 9. *Kostianaia E.A., Kostianoy A.G.* Regional climate change impact on coastal tourism: a case study for the Black Sea coast of Russia // Hydrology. 2021. V. 8 (3). 133.

https://doi.org/10.3390/hydrology8030133

ОКЕАНОЛОГИЯ том 62 № 3 2022

- Kostianoy A.G., Lebedev S.A., Soloviev D.M. et al. On river plumes along the Turkish coast of the Black Sea // Ecologica Montenegrina. 2019. V. 25. P. 63–78. https://doi.org/10.37828/em.2019.25.7
- 11. Lebedev S.A., Kostianoy A.G., Soloviev D. et al. On a relationship between the river runoff and the river plume area in the northeastern Black Sea // International Journal of Remote Sensing. 2020. V. 41. № 15. P. 5806–5818. https://doi.org/10.1080/01431161.2019.1685723
- 12. *Meredith E.P., Semenov V.A., Maraun D. et al.* Crucial role of Black Sea warming in amplifying the 2012 Krymsk precipitation extreme // Nature Geoscience. 2015. № 8 (8). P. 615–619.
- Osadchiev A., Sedakov R. Spreading dynamics of small river plumes off the northeastern coast of the Black Sea observed by Landsat 8 and Sentinel-2 // Remote Sensing of Environment. 2019. V. 221. P. 522–533. https://doi.org/10.1016/j.rse.2018.11.043
- 14. Rayner N.A., Parker D.E., Horton E.B. et al. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. 2003. V. 108. № D14. https://doi.org/10.1029/2002JD002670
- Seneviratne S.I., Nicholls N., Easterling D. et al. Changes in climate extremes and their impacts on the natural physical environment // In: Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation. Cambridge University Press, 2012. P. 109–230.
- 16. *Tilinina N., Gulev S.K., Rudeva I. et al.* Comparing cyclone life cycle characteristics and their interannual variability in different reanalyses // Journal of Climate. 2013. № 17 (26). P. 6419–6438.
- 17. Volosciuk C., Maraun D., Semenov V.A. et al. Rising mediterranean sea surface temperatures amplify extreme summer precipitation in Central Europe // Scientific Reports. 2016. (6).
- Wehner M., Gleckler P., Lee J. et al. Characterization of long period return values of extreme daily temperature and precipitation in the CMIP6 models: Part 1, model evaluation // Weather and Climate Extremes. 2020. V. 30. https://doi.org/10.1016/j.wace.2020.100283
- 19. Zavialov I.B., Osadchiev A., Zavialov P. et al. Study of water exchange in the Kerch strait based on historical data and contact measurements in 2019 // Oceanology. 2021. № 3 (61). P. 329–337.
- 20. *Zolina O.* Analysis of extreme precipitation over Europe from different reanalyses: A comparative assessment // Global and Planetary Change. 2004. № 1–4 (44). P. 129–161.
- Zolina O., Simmer C., Kapala A. et al. Seasonally dependent changes of precipitation extremes over Germany since 1950 from a very dense observational network // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. 2008. V. 113. № D6. https://doi.org/10.1029/2007JD008393
- 22. Zolina O., Simmer C., Belyaev K. et al. Improving estimates of heavy and extreme precipitation using daily records from European rain gauges // Journal of Hydrometeorology. 2009. № 3 (10). P. 701–716.
- Zolina O., Simmer C., Belyaev K. et al. Changes in the duration of European wet and dry spells during the last 60 years // Journal of Climate. 2013. № 6 (26). P. 2022–2047.

Extreme Precipitations in June 2021 Over the Black Sea in the Context of Their Long Period Climate Change

A. V. Gavrikov^{a, #}, O. G. Zolina^{a, ##}, O. A. Razorenova^{a, ###}, M. P. Aleksandrova^{a, ####}, S. K. Gulev^{a, #####}, G. L. Stenchikov^{b, ######}

^aShirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia ^bKing Abdullah University of Science and Technology (KAUST), Thuwal, Kingdom of Saudi Arabia [#]e-mail: gavr@sail.msk.ru ^{###}e-mail: zol@sail.msk.ru ^{####}e-mail: olgar@sail.msk.ru ^{#####}e-mail: marina@sail.msk.ru ^{######}e-mail: gul@sail.msk.ru ^{######}e-mail: gul@sail.msk.ru

On the basis of ERA5 atmospheric reanalysis data and HadISST satellite data on the sea surface temperature, the climatology of summer extreme precipitation over the Black Sea water area is studied for the period 1979–2021. A detailed diagnosis of the occurrence of several episodes of extreme precipitation over the Black Sea region in the second half of June 2021 was carried out. The relationship between extreme precipitation and an increase in sea surface temperature is shown. A decrease in the number of seasons with abnormally heavy precipitation was revealed against the background of an increase in their intensity.

Keywords: Black Sea, climatology of atmospheric precipitation, extreme precipitation, ERA5, HadISST, SST

УДК 551.468

ТЕЧЕНИЯ В ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЗАЛИВА ПЕТРА ВЕЛИКОГО, ЯПОНСКОЕ МОРЕ (ПО ДАННЫМ СТАЦИОНАРНОГО БУЯ WAVESCAN, 2016 г.)

© 2022 г. О. О. Трусенкова^{1,} *, В. Б. Лобанов¹, А. Ю. Лазарюк¹

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

**e-mail: trolia@poi.dvo.ru* Поступила в редакцию 29.07.2021 г. После доработки 30.12.2021 г. Принята к публикации 25.02.2022 г.

Течения в юго-западной части залива Петра Великого Японского моря исследованы по ежечасным данным, полученным с помощью стационарного буя SEAWATCH WaveScan в мае–декабре 2016 г. На основе разложения на эмпирические ортогональные функции в осях "глубина–время" и вейвлет-преобразования проанализированы вертикальная структура и временные масштабы изменчивости. Показано, что при увеличении скорости течения в верхнем слое (2-18 м) она уменьшалась в нижнем (22-42 м), и наоборот, что сопровождалось как левыми, так и правыми поворотами вектора скорости. Эти изменения происходили на масштабах от 3-7 до 50-70 сут. В конце августа–начале сентября в период интенсивного атмосферного циклогенеза, включая прохождение тайфуна Лайонрок, происходил перенос энергии между масштабами 2-80 сут и 2 ч - 1 сут, сначала от больших масштабов к меньшим, затем от меньших к большим. Инерционные колебания прослеживались, постепенно ослабевая с глубиной, в слое 2-38 м. В скорости течения выявлен сигнал, перемещавшийся попеременно вниз и вверх, предположительно связанный с квазиинерционными волнами и их отражением от дна и сопровождавшийся как красным, так и голубым доплеровским сдвигом инерционной частоты. Оценена связанная с этим смещением фоновая относительная завихренность и показано, что поток в эти периоды находился в квазигеострофическом режиме.

Ключевые слова: Японское море, залив Петра Великого, шельф, буй SEAWATCH WaveScan, скорость течения, эмпирические ортогональные функции, вейвлет-преобразование, ротари-спектр, периодичность, поворот скорости с глубиной, придонный пограничный слой, инерционные колебания, квазиинерционные волны, доплеровский сдвиг, относительная завихренность, число Россби **DOI:** 10.31857/S0030157422030145

1. ВВЕДЕНИЕ

Залив Петра Великого расположен у юго-восточной морской границы России. В последние десятилетия эта обширная для Японского моря шельфовая зона подвержена все возрастающему воздействию как климатических изменений, так и антропогенной нагрузки. ТОИ ДВО РАН проводит мониторинг и исследования гидрометеорологических процессов залива с привлечением данных натурных экспериментов с помощью экспедиционных и полигонных съемок, спутниковой информации и других средств (см. обзор в работах [3, 8]). В рамках этих работ в юго-западной (ЮЗ) части залива был установлен стационарный буй SEAWATCH WaveScan (рис. 1), оснащенный доплеровским измерителем течений, а также приборами для измерения метеорологических параметров в приводном слое атмосферы и океанографических параметров в приповерхностном слое моря [8]. Измерения проводились с конца апреля

по предпоследнюю неделю декабря 2016 г., что позволило получить уникальные данные о течениях, поскольку имевшаяся до этого информация весьма фрагментарна (см. обзор по течениям в заливе Петра Великого в работе [8]).

Циркуляция вод ЮЗ части залива Петра Великого определяется направленным на запад вдоль континентального склона Приморским течением и в существенной мере – вихрями синоптического и мезо- (в другой терминологии – мезо- и субмезо-) масштабов, которые многократно наблюдались на спутниковых снимках [3, 7, 12, 13]. Синоптические вихри, преимущественно антициклонические, размерами 20–60 км, иногда до 110 км, могут существовать по 3–30 сут, более крупные вихри – до 40–60 сут [7]. В осенний сезон они связаны с потоками теплых вод северовосточного направления от устья р. Туманной [3]. К югу от о. Фуругельма развивались циклонические вихри диаметром 15–25 км [3]. На спутнико-



Рис. 1. Залив Петра Великого; положение буя WaveScan показано звездочкой, также показаны изобаты 50, 100, 200, 1000 и 2000 м. На врезке показано расположение района исследования в Японском море.

вых снимках наблюдались мезомасштабные вихри размерами 1–10 км, преимущественно спиральные циклонические, с временами жизни около 4 сут. Наблюдались и выходы на поверхность короткопериодных (с периодами от 100 до 10 мин и менее) внутренних волн, как сгенерированных и распространяющихся в самом заливе, так и возникающих на континентальном склоне в районе к югу от залива при взаимодействии течений с неоднородностями рельефа дна [3].

В зоне континентального склона генерируются также внутренние волны с периодами, близкими к инерционному (квазиинерционные волны), которые распространяются на шельф, что регистрировалось по данным полигонных съемок в ЮЗ части залива Петра Великого [10]. Квазиинерционные волны являются важным механизмом переноса энергии по вертикали: генерируясь в верхнем квазиоднородном слое (ВКС), например, под воздействием сильного ветра в циклонах, особенно тропических, эти волны проникают в пикноклин [16]. Они распространяются в районы, где инерционная частота уменьшается, т.е. к экватору, но также в зоны с антициклонической относительной завихренностью, где происходит красный доплеровский сдвиг инерционной

частоты [16, 20]. В частности, в антициклонических структурах может происходить захват квазиинерционных волн, перенос энергии по вертикали или диссипация [16]. Подобные явления были обнаружены в ЮЗ части Японского моря [24] и вдоль субарктического фронта Японского моря [26]. В прибрежной зоне квазиинерционные волны взаимодействуют с пограничными течениями и волнами и со склоновыми вихрями; значительное влияние оказывает рельеф дна, особенно в случае крутого склона [23]. Динамика осложняется трением о дно: на шельфе в заливе Петра Великого происходит трансформация с переносом энергии к короткопериодным внутренним волнам и диссипация [10].

В статье [8] измеренные с помощью буя WaveScan метеорологические параметры сопоставлялись с данными реанализа и ближайшего поста метеонаблюдений Посьет. Кроме того, была сделана эмпирическая оценка поворота течения с глубиной в теплый (слабый ветер, сильная стратификация) и в холодный (сильный ветер, слабая стратификация) периоды года. Особое внимание было уделено периоду конца августа—начала сентября, когда в район залива Петра Великого вышел тайфун Лайонрок, оказавший интенсивное воздействие на морскую среду. Лайонрок характеризовался аномальной траекторией движения: первоначально двигаясь на северо-восток в районе к востоку от Японских островов, он повернул на северо-запад под воздействием интенсивного тихоокеанского антициклона, пересек о. Хонсю и Японское море и 31 августа подошел в район залива Петра Великого, где объединился с внетропическим циклоном [4]. Было показано, что атмосферная циклоническая активность вызвала экстремальный подъем уровня моря в заливе, и высказано предположение о связи этого нагона с резонансным возбуждением длинных волн, возможно, захваченных краевых волн [9]. В этот период по данным буя WaveScan были зарегистрированы аномальные инерционные колебания течений [11].

Вместе с тем, высокая дискретность и длительный период измерений с помощью буя WaveScan позволяют сделать статистические оценки изменчивости течений, в том числе инерционных, с глубиной в течение всего периода наблюдений, что и является целью данной работы.

2. ДАННЫЕ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Стационарный буй SEAWATCH WaveScan компании Fugro (https://www.fugro.com/about-fugro/our-expertise/technology/seawatch-metoceanbuoys-and-sensors) был установлен в конце апреля 2016 г. в ЮЗ части залива Петра Великого к юго-востоку от о. Фуругельма в пункте с координатами 42.42° с.ш., 130.95° в.д. и глубиной места 50 м (рис. 1). Конфигурация буя и используемые приборы подробно обсуждаются в работе [8], а данная работа основана на измерениях скорости и направления течения с помощью акустического доплеровского профилографа Aquadopp 400 кГц (Nortek, Норвегия). Используются данные за период с 30 апреля по 23 декабря 2016 г. с дискретностью 1 ч. Профилирование производилось от горизонта 2 м до дна, с шагом 4 м, но измерения в придонном слое сильно зашумлены из-за отражения акустических сигналов от дна, поэтому анализируются данные в 11-ти слоях (2-6, 6-10, 42-46 м). Модуль скорости измерялся с точностью 0.5 см/с, направление — с точностью 2° [8]. В данных присутствовало около 3% краткосрочных пропусков и один продолжительный, 21-28 июня (172-179 сут от начала года), когда проводились профилактические работы. Все пропуски восполнялись линейной интерполяцией.

Для каждого момента времени были рассчитаны средние по глубине зональная и меридиональная составляющие скорости течения, по которым оценены средний модуль U_0 и средний вектор скорости U_0 , а также отклонения от средних модуля и вектора, далее обозначаемые как U и U. Для дальнейшего анализа средняя скорость была нормализована с использованием медианы и среднего от модулей отклонений от медианы, равных 12.5 и 6.6 см/с соответственно, поскольку статистическое распределение U_0 значительно отклоняется от нормального закона. (Нормализованный модуль средней скорости далее обозначается как \hat{U}_0 .) Для оценки инерционных колебаний, период которых на широте измерений составляет 0.74 сут (17.7 ч), была выполнена полосовая фильтрация исходной скорости ($U_0 + U$) в диапазоне 0.62–0.92 сут (14.8–22.1 ч) и получена выборка U^{in} .

К анализу привлекались данные о касательном напряжении ветра (τ), рассчитанном по измерениям скорости и направления ветра [8] на основе алгоритма COARE, версия 3.5 [17]. В отличие от традиционного, алгоритм COARE учитывает состояние атмосферы при расчете напряжения ветра, что существенно для сильных ветров, например, в циклонах, и дает приращение до 20% величины напряжения [17]. Информация о синоптических процессах над Японским морем в 2016 г., используемая для интерпретации результатов, взята из справочника ДВНИГМИ [4].

Разложение на эмпирические ортогональные функции (ЭОФ) широко применяется для исследования изменчивости пространственно-временны́х полей, которые в результате представляются набором мод, упорядоченных по вкладам в дисперсию поля [19]. Пространственное измерение правомочно взять в вертикальном направлении, в этом случае данные задаются в осях "глубина– время". Подобный анализ уже проводился для вертикальных профилей частоты плавучести и температуры, полученных с помощью автономного профилографа "Аквалог" вблизи восточной границы залива Петра Великого [15].

ЭОФ определяются как собственные вектора матрицы корреляций между вертикальными профилями *U*, что дает разложение $U = \sum A_k(d_j)B_k(n)$, где $A_k - \Theta O\Phi$, $B_k - главные компоненты (ГК), <math>k$ номера мод от 1 до 11, *d* – глубина, *j* – номера слоев от 1 до 11, *n* – временные отсчеты от 1 до 5686. Выполнено разложение U на комплексные ЭОФ (КЭОФ) [19], при этом вещественной частью комплексного сигнала является зональная компонента скорости, мнимой – меридиональная. Витоге U = $\sum (A_k^j e^{-i\theta k}) * B_k^n e^{-i\varphi n}$, где $A_k e^{-i\theta k} - K \Im O \Phi$, $B_k e^{-i\varphi n} - комплексные ГК (КГК), <math>A_k$ и В_к – пространственная и временная амплитуды, θ_k и ϕ_k – пространственная и временная фазы, определенные в интервале от -180° до 180°, е экспонента, і – мнимая единица, * – комплексное сопряжение. С помощью разложения на КЭОФ также были выявлены перемещающиеся сигналы по выборке Uⁱⁿ подобно тому, как это де-



Рис. 2. Средняя по глубине скорость \hat{U}_0^n (а) и ее WT-спектр (б). Здесь и далее: на графиках и спектрах 120–360 суткам от начала года соответствует период с 30 апреля по 26 декабря 2016 г., период профилактических работ (172–179 сут от начала года) показан разрывом, на спектрах пунктиром показан конус влияния краевых эффектов, жирными линиями – 90%-й уровень статистической значимости по отношению к красному шуму.

лалось для температурных аномалий [15]. Вещественную часть комплексного сигнала представляют исходные данные, мнимую — их преобразование Гильберта, что позволяет учесть временные сдвиги и оценить перемещение сигнала, которое происходит в зонах плавного изменения θ в периоды плавного изменения φ.

Значимыми считаются те моды, собственные числа которых отличаются друг от друга на величину, большую суммы их ошибок. Ошибки определяются как $\Delta \lambda_k = \lambda_k (2/N^*)^{1/2}$, где $\lambda_k - k$ -тое собственное число, N^* – число степеней свободы [25]. ЭОФ считаются значимыми на тех глубинах, где коэффициенты корреляции по времени (*R*) между *U* и ГК статистически значимы. Наименьшее число степеней свободы для зональной и меридиональной компонент и модуля скорости составляет 54, критическое значение *R* на 95%-м уровне значимости равно 0.27 (по критерию Фишера).

Для анализа временной изменчивости применялось вейвлет-преобразование (WT) с вещественным материнским вейвлетом "производная гауссиана 9-го порядка" (DOG-9), дающим хорошее разрешение по шкале времени, что способствует выявлению нерегулярных событий [27]. Высокий порядок производной позволяет получить неплохое разрешение и по шкале периодов

(скейлов). Спектр оценивался возведением WT в квадрат, т.е. на один период приходятся два соседних по времени спектральных максимума. Для оценки совместных спектров двух временных рядов использовалось WT на основе комплексного вейвлета Морле 6-го порядка, что позволило оценить когерентность и фазовый сдвиг. WT также использовалось для фильтрации данных. Для оценки статистической значимости использовался теоретический спектр красного шума; принят 90% уровень статистической значимости. Спектры считаются достоверными вне временных интервалов (конусов влияния) в начале и конце периода наблюдений, где они могли бы исказиться за счет краевых эффектов. Периоды колебаний оценивались по наибольшей мошности спектра внутри максимумов (для временны́х интервалов статистической значимости).

Для оценки инерционных колебаний тралиционно применяют ротари-спектры Фурье, оценивающие по отдельности циклоническую и антициклоническую компоненты векторов скорости течения [18]; в антициклонической компоненте спектра этим колебаниям отвечает максимум на инерционном масштабе. WT ротари-спектры [22] являются обобщением ротари-спектров Фурье и удобны для анализа временной изменчивости инерционных колебаний. Антициклоническая и циклоническая компоненты WT ротари-спектра рассчитывались по WT декартовых компонент скорости, оцененных на основе вейвлета Морле 6-го порядка по формулам из работы [22], что уже делалось нами для дрейфующих буев [14]. Расчеты проводились с помощью модифицированной процедуры из работы [27].

3. РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Временные масштабы изменчивости средней по глубине скорости течения

Временно́й изменчивости \hat{U}_0 (рис. 2a) свойственны умеренные отрицательные аномалии, не превышавшие двух средних отклонений. и значительные положительные аномалии, достигавшие 3-4 средних отклонений, а в конце августа-начале сентября (241-252 сут от начала года) - и 6-8 средних отклонений (рис. 2а). Для выявления временных масштабов изменчивости рассчитан WT-спектр \hat{U}_0 (рис. 26). В течение всего периода наблюдений были зарегистрированы колебания на масштабе 70-80 сут, которые находились вне конуса влияния краевых эффектов с конца мая по начало ноября (145-310 сут от начала года). Колебания гидрофизических параметров с близкими периодичностями (80–130 сут) были выявлены и в других районах вблизи побережья Приморского края [15, 28]. Колебания \hat{U}_0 с периодами 30–50 сут были статистически значимы со второй полови-

ОКЕАНОЛОГИЯ том 62 № 3 2022



Рис. 3. Напряжение ветра τ (дин/см²) в период наблюдений (a); \hat{U}_0^n (*1*) и τ (2, дин/см²) в период 30 апреля—4 июня (б), 28 августа—12 сентября (в), 27 октября—26 ноября (г).

ны мая до начала ноября (138–310 сут от начала года), с периодами 20–30 сут – в ноябре, с периодами 10–20 сут – со второй декады мая до начала июля и с середины августа до конца октября (рис. 26).

В некоторые временны́е интервалы были статистически значимы короткопериодные колебания \hat{U}_0 (2–10 сут), которые естественно связать с воздействием ветра, что, однако, не всегда было так. В теплый период года ветер был довольно слаб, со средним напряжением 0.13 дин/см², но усиливался в мае – начале июня (рис. 3а), когда над Японским морем был активен атмосферный циклогенез [4]. Тем не менее, в это время течения интенсифицировались независимо от ветра, за исключением 3 и 13 мая (123 и 133 сутки от начала года), когда усиление ветра сопровождалось увеличением \hat{U}_0 (рис. 36).

В конце августа—начале сентября погодные условия в районе исследования определялись интенсивным циклогенезом: глубокой депрессией 25—26 августа, глубоким циклоном 29—31 августа, подходом тайфуна Лайонрок 31 августа (см. Вве-

ОКЕАНОЛОГИЯ том 62 № 3 2022

ление). лепрессией 1 сентября [4]. Вслел за усилением ветра 29 и 30 августа и особенно 31 августа (241-243 сутки от начала года) значительно интенсифицировались течения, а 1 сентября U_0 и \hat{U}_0 достигли 70 см/с и 8.7 соответственно (рис. 3в). WT-спектр \hat{U}_0 показывает, что в это время происходила диссипация, с переносом энергии на масштабах от 80 до 2 сут (рис. 2б), что естественно ожидать при столь интенсивном атмосферном воздействии и подтверждает выдвинутое ранее предположение о резонансных явлениях [9]. Скорость \hat{U}_0 снова увеличивалась 4 и 8 сентября (247 и 251 сут от начала года), что также происходило при усилении ветра (рис. 3в), однако 9 сентября резкое увеличение \hat{U}_0 не было связано с ветром. Перенос энергии вверх по масштабам от 8 до 80 сут происходил 4-8 сентября (рис. 2б).

Статистически значимые колебания \hat{U}_0 с периодами 7–8 сут были также зарегистрированы 29 октября—21 ноября (302—325 сутки от начала года), в период развития зимнего муссона, когда над морем проходили циклоны, в тылу которых ветер значительно усиливался [4]. Вместе с тем,



Рис. 4. Коэффициенты корреляции *R* между *U* и ГК 1 (а) и между *U* и ГК 2 (г); амплитуда A, см/с (б, д) и фаза θ, град (в, е) КЭОФ 1 (б, в) и КЭОФ 2 (д, е). Здесь и на рис. 13: отсчеты по глубине отнесены к серединам 4-метровых слоев, 95%-й уровень статистической значимости коэффициентов корреляции показан пунктиром. Схемы статистически значимых вкладов КЭОФ 1 (ж) и КЭОФ 2 (з) в течения.

увеличение \hat{U}_0 не всегда следовало за усилением ветра: так происходило 29 октября и 20 ноября, но 8 ноября увеличение \hat{U}_0 предшествовало усилению ветра, 15 ноября усиление ветра не сопровождалось увеличением \hat{U}_0 (рис. 3г).

Таким образом, короткопериодные (менее 10 сут) синфазные колебания течений во всей толще вод связаны как с прямым воздействием ветра, так и с другими процессами, вероятно, с прохождением синоптических или мезомасштабных структур. Колебания с периодами менее суток были зарегистрированы в изменчивости \hat{U}_0 лишь эпизодически, в частности, в период активного атмосферного циклогенеза в конце августа—начале сентября. Приливных колебаний в скорости течения зарегистрировано не было, что уже отмечалось ранее [8].

Вертикальная структура течений

Выполнены разложения на ЭОФ по выборке Uи на КЭОФ по выборке U. В обоих случаях получено по две моды, различимые в смысле ошибок собственных чисел и учитывающие 43.4 ± 8.4% и 25.4 ± 8.4% (скалярные моды ЭОФ 1 и ЭОФ 2) и 49.4 ± 9.5% и 25.8 ± 5.0% (комплексные моды КЭОФ 1 и КЭОФ 2) дисперсии данных. Комплексные моды являются аналогами соответствующих скалярных: вещественные части КЭОФ и КГК практически совпадают с ЭОФ и ГК, а противоположным знакам ЭОФ и ГК соответствует близкий к 180° сдвиг фаз КЭОФ и КГК. Принимается, что КЭОФ значимы на тех глубинах, где, по критерию Фишера, значимы ЭОФ (рис. 4).

Зоны значимости ЭОФ 1, где |R| > 0.27, включают экстремумы противоположного знака в верх-

нем (2–18 м) и нижнем (22–42 м) слоях, которым соответствуют максимумы амплитуды и 160°-й сдвиг пространственной фазы КЭОФ 1 (θ_1 ; рис. 4а–4в), т.е. разнонаправленные вклады (U_1) в верхнем и нижнем слоях. Для наглядности U_1 (на значимых глубинах) представлены векторами, абсцисса и ордината которых равны вещественной и мнимой частям КЭОФ 1 (рис. 4ж). Поскольку направление U_1 определяется как $\theta_1 + \phi_1$, длина – как A_1B_1 , во времени вся картина поворачивается, а длины векторов изменяются.

Моды ЭОФ 1 и КЭОФ 1 представляют собой добавки к средней скорости U_0 , описывающие сдвиг и поворот течения с глубиной. Среднюю разницу скорости течения в верхнем и нижнем слоях можно оценить как $2A_1^{max}|B_1|^{med} = 2 \times 0.38 \times 15.42 = 5.8$ см/с, где $A_1^{max} - ЭОФ$ 1 в верхнем и нижнем максимумах, где она практически одинакова, B_1^{med} – медиана временной амплитуды первой комплексной моды. Медиана $U_0^{med} = 15.4$ см/с, т.е. в среднем различия скорости течения в верхнем и нижнем и нижнем слоях составляют около 40% U_0 . Для медианы $\phi_1^{med} = -81^\circ$ вклад КЭОФ 1 отклоняет течения в верхнем слое на юг-юго-восток, а в нижнем слое – на север-северо-запад.

Если главная компонента первой скалярной моды ГК 1 > 0, скорость течения увеличивается в верхнем слое и уменьшается в нижнем (кроме придонного слоя), а при ГК 1 < 0 происходят обратные изменения. ГК 1 принимает положительные значения в среднем в 2.3 раза чаще, чем отрицательные, в период до 25 августа — в 2.6 раза чаще, а с середины октября — в 1.4 раза чаще (рис. 5а). Максимум скорости в пикноклине и

ОКЕАНОЛОГИЯ том 62 № 3 2022

уменьшение ее с глубиной свойственны бароклинной среде при слабом ветре, что и отражает ход ГК 1 в теплый период года (до периода интенсивного циклогенеза в конце августа). В периоды сильного ветра, в том числе в период развития зимнего муссона, максимум скорости течения находится на поверхности, а скорость в подповерхностном слое может уменьшаться из-за разного направления чисто дрейфовых и градиентных течений.

Для оценки временных масштабов изменчивости рассчитан WT-спектр ГК 1, выявивший колебания с увеличивающимся периодом, составлявшим 20-40 сут до середины июня, 30-50 сут до середины октября и до 50-70 сут с конца октября (рис. 5б). Большую часть времени статистически значимы нерегулярные колебания с периодами 10-20 сут и менее 10 сут, в мае и в конце августаначале сентября и с середины октября, когда ветер был сильный – колебания с периодами менее суток. С конца октября (300 сут от начала года) относительно долгопериодная изменчивость (с периодами больше 10 сут) ослабла, а короткопериодная (с периодами меньше 10 сут) усилилась. Долгопериодные колебания (больше 100 сут) находятся в конусе влияния краевых эффектов, и по этой причине интерпретировать их не следует. В периоды сильного ветра (май, конец августаначало сентября и с начала октября) присутствовали колебания на масштабах меньше суток.

WT-спектры ГК 1 и \hat{U}_0 весьма различны, несмотря на соответствие колебаний на масштабах 20-50 сут (до середины августа; рис. 26, 56). Наиболее разительное отличие – это перенос энергии по масштабам в спектре \hat{U}_0 во время активного атмосферного циклогенеза в конце августа-начале сентября, как обсуждалось выше. В спектре ГК 1 в это время статистически значимы короткопериодные колебания (3-6, 1.5-3 и меньше 1 сут). Отклик на интенсивное атмосферное воздействие охватывает всю толщу вод шельфа и поэтому проявляется в U_0 . Напротив, короткопериодные колебания в верхнем и нижнем слоях, которые описываются ГК 1, вносят противоположные вклады в скорость, взаимно уничтожаясь при осреднении по глубине, и поэтому отсутствуют в \hat{U}_0 (рис. 26, 56).

Экстремумы ЭОФ 2 противоположного знака и экстремумы КЭОФ 2 с разностью фаз 180° находятся в промежуточном (10–30 м) и придонном (42–46 м) слоях (рис. 4 г–е). Схема на рис. 4з демонстрирует противоположное направление вкладов КЭОФ 2 в течения (U₂), которые, при средней временной фазе $\varphi_2^{\text{med}} = 27^\circ$, направлены на юго-запад в термоклине и на северо-восток в нижнем слое. Временная изменчивость ЭОФ 2 и КЭОФ 2 соответствует изменчивости U_0 : коэффициент корреляции *R* между U_0 и главной ком-



Рис. 5. Главная компонента ГК 1, см/с (а) и ее WT-спектр, cm^2/c^2 (б).

понентой моды ГК 2 равен 0.55, а при устранении изменчивости с периодами менее 1 сут R = 0.74. Направления U₂ (сумма $\theta_2 + \phi_2$) и U₀ также довольно близки: средняя разница между ними составляет 23°, хотя в отдельные моменты времени она доходит до 90° (рис. 6). Тем не менее, правомерна интерпретация ЭОФ 2 и КЭОФ 2 как усиления течения в термоклине и эффекта трения о дно в нижнем слое. Среднюю скорость торможения потока у дна можно оценить как $A^{2^b}|B_2|^{med} =$ $= 0.3 \times 5.2 = 1.6$ см/с, где $A^{2^b} - ЭОФ 2$ в придонном слое, B_2^{med} – медиана временной амплитуды второй комплексной моды.

КЭОФ 1 и КЭОФ 2 совместно учитывают больше 75% дисперсии данных, причем КЭОФ 2 описывает течение, близкое по направлению к **U**₀, поэтому поворот скорости с глубиной можно оценить на основе КЭОФ 1. Если угол между U_0 и U_1 в верхнем слое (U_1^{upper}) $\alpha > 0^\circ$, поворот течения от верхнего слоя ($\mathbf{U}_0 + \mathbf{U}_1^{\text{upper}}$) к нижнему ($\mathbf{U}_0 +$ + U₁^{lower}) происходит вправо (антициклонически; см. схему на рис. 7а); если $\alpha < 0^{\circ}$, этот поворот происходит влево (циклонически; рис. 7б). С конца мая до начала сентября (150-250 сут от начала года) имели место периоды преобладания правого или левого поворота, а при усилении ветра (в мае и с сентября) знак α изменялся довольно часто, однако при интенсивном атмосферном циклогенезе в конце августа-начале сентября, когда изменчивость U₀ была экстремальна, преобла-



Рис. 6. Направление (град.) векторов U_2 (в промежуточном слое; *1*) и U_0 (2). Колебания с периодами меньше 1.2 сут устранены с помощью низкочастотной фильтрации.

дал правый поворот течения ($\alpha > 0^{\circ}$; рис. 8a). В WT-спектре α (рис. 8б) статистически значима 30-50-суточная периодичность, соответствующая режимам с противоположным поворотом течения. Большую часть времени значима изменчивость α на масштабах 8-15 или 3-7 сут.

Двуслойность течений на шельфе залива Петра Великого обычно связывают с ветровой циркуляцией, когда под воздействием ветров северных румбов в верхнем слое происходит сгон (течение от берега), в нижнем – компенсационное течение к берегу, а под воздействием ветров южных румбов циркуляционная ячейка изменяет знак [5, 13]. Для анализа воздействия ветра рассчитан совместный WT-спектр направления ветра и α, в котором имелась значимая мощность на масштабах 3–7 сут, но когерентность превышала 0.5 лишь в первой половине августа и середине декабря, а знак α изменялся через сутки после изменения ветра в августе и через 1.5 сут в декабре. Статистически значимых взаимосвязей с величиной напряжения ветра обнаружено не было.

Для дальнейшего анализа было бы чрезвычайно полезным знание вертикальной плотностной стратификации. К сожалению, в период постановки буя измерения термохалинной структуры были выполнены только дважды: в рейсах НИС "Академик Лаврентьев" № 73 в конце апреля и № 79 в конце декабря. На станциях в районе буя толщина ВКС составляла 8 м в конце апреля и 16 м в конце декабря (рис. 9). В апреле скачок плотности находился на 9 м, а ниже – пикноклин до дна. В декабре скачок плотности находился на



Рис. 7. Схемы правого (а) и левого (б) поворота с глубиной вектора скорости течения. Обозначения: U_0 – вектор средней по глубине скорости, U_1^{upper} – вклад КЭОФ 1 в слое 4–16 м, U_1^{lower} – вклад КЭОФ1 в слое 24–40 м, α – угол между U_0 и U_1^{upper} .



Рис. 8. Угол α (град.) между U₀ и U₁ (колебания с периодами меньше 1.2 сут устранены с помощью низкочастотной фильтрации) (а) и его WT-спектр, град² (б).

ОКЕАНОЛОГИЯ том 62 № 3 2022
глубинах16–18 м, под ним – пикностад (19–22 м), на глубине 23–30 м находился второй пикноклин, а ниже плотность слабо возрастала.

В целом, о вертикальной стратификации в период проведения измерений можно судить по публикациям. В работе [2] обсуждаются гидрологические условия залива Петра Великого по данным съемки ДВНИГМИ в весенний сезон. Весна 2016 г. была, вследствие предшествующей теплой зимы, теплой, с большим количеством осадков. Поверхностные воды характеризовались низкой соленостью, на мелководье устойчивая вертикальная стратификация установилась рано и была сильной в течение всего теплого периода года. Летом 2008-2009 гг. структура вод была обусловлена, как и в 2016 г., обильными осадками и береговым стоком и, вследствие этого, низкой поверхностной соленостью. Имел место слой скачка на глубине 2-5 м за счет градиента солености, а сезонный пикноклин, преимущественно термической природы, находился на глубине 25-65 м [1]. По измерениям в районе к северо-востоку от о. Фуругельма в августе 2010 г. слой скачка располагался на глубине около 12 м, а вторичные максимумы градиента плотности — на 22 и 25 м [6].

Таким образом, можно полагать, что в теплый сезон 2016 г. толща вод в районе буя была хорошо стратифицирована, а статистические взаимосвязи с ветром имели место лишь в ограниченные периоды времени. Поэтому характер поворота вектора скорости течения с глубиной чаще всего связан не непосредственно с ветром, а с прохождением динамических структур, которые в разные годы регистрировались в этом районе по спутниковым данным [3, 7, 12].

Инерционные колебания скорости течения

Для оценки инерционных колебаний были рассчитаны WT ротари-спектры исходных векторов скорости течения на характерных глубинах, которые здесь показаны в диапазоне масштабов 0.1-2 сут (рис. 10). Эти колебания ясно видны в антициклонической компоненте спектра на масштабах вблизи инерционного (Tⁱⁿ; 0.74 сут или 17.7 ч), они ослабляются сверху вниз и практически исчезают ниже 42 м. Как в антициклонической, так и в циклонической компонентах спектра были зарегистрированы внутрисуточные колебания на меньших масштабах, которые были наиболее интенсивны в нижнем слое (42-46 м), где, как обсуждалось выше, хорошо заметно влияние трения о дно, и ослаблялись снизу вверх (рис. 10).

Для дальнейшего анализа выполнена полосовая фильтрация скорости течения в диапазоне 0.62–0.92 сут (см. раздел 2). На рис. 11 приведены исходные и фильтрованные вектора скорости те-



Рис. 9. Вертикальные профили условной плотности воды (σ , кг/м³) 21 апреля (*I*) и 21 декабря (*2*) 2016 г.

чения в слое 2–6 м (U_{2-6} и U_{2-6}^{in} соответственно) в период 240–255 сут (28 августа–12 сентября), когда течения были наиболее интенсивны, как обсуждалось выше. Видно, что этот максимум, как и эпизоды течений северных румбов, отсутствуют в U_{2-6}^{in} , но хорошо видны повороты течения, связанные с инерционными колебаниями.

В целом, инерционные колебания интенсифицировались в периоды усиления ветра в мае-начале июня и в октябре-ноябре, что соответствует известным представлениям об их возбуждении ветром [16]. Однако полного соответствия с эпизодами усиления ветра не наблюдалось, что демонстрируется рис. 12, где приведены величины скорости инерционных течений в слое 2-6 м и напряжения ветра. Эпизоды интенсивных инерционных колебаний наблюдались при слабом ветре в июле (182-208 сут от начала года) и в первой половине августа (215-223 сут), т.е. в период наиболее сильной вертикальной стратификации, когда они могли быть связаны с вертикальным сдвигом течений [20]. Несмотря на сильный ветер начального периода зимнего муссона, эти колебания ослабевали в 1-ю декаду ноября (305-315 сут) и в конце ноября-начале декабря (325-340 сут), когда ветер ослабевал, но все же был сильнее, чем в теплое время года (рис. 12). Усиление инерционных колебаний может быть связано с подходом квазиинерционных волн, генерирующихся над склоном в районе к югу от залива Петра Великого [10], где ветер может отличаться от измеренного на буе. Кроме того, при развитии осенне-зимней конвекции инерционные колебания размывают-



Рис. 10. Антициклонические (а, в, д, ж, и) и циклонические (б, г, е, з, к) компоненты WT ротари-спектров скорости течения (cm^2/c^2) в слоях 2–6 (а, б), 14–18 (в, г), 26–30 (д, е), 38–42 (ж, з), 42–46 м (и, к) в диапазоне периодов 2 ч – 2 сут. На антициклонических компонентах спектров прямой линией показан инерционный период.

ся по всей толщине углубляющегося ВКС, что приводит к уменьшению инерционной скорости в приповерхностном слое [16].

Инерционные колебания были наиболее интенсивны в период атмосферного циклогенеза в конце августа—начале сентября, что уже было выявлено на основе ротари-спектров Фурье [11], однако WT ротари-спектры показывают, что максимум энергии наблюдался 25–26 августа (237– 238 сутки от начала года), после прохождения глубокой ложбины атмосферного давления, но до подхода тайфуна Лайонрок. В этот период происходил энергообмен между колебаниями на масштабах 2 ч – 1 сут (рис. 10), что совпадало по времени с энергообменом между масштабами 2-80 сут (рис. 26).

Для оценки взаимосвязей инерционных колебаний в столбе воды выполнено разложение на КЭОФ по выборке модуля скорости фильтрованных течений U^{in} , что позволило выявить перемещающийся сигнал. Для сравнения выполнено разложение этих же данных на ЭОФ. Первые моды обоих разложений являются аналогами, как это имеет место для мод, полученных по полным выборкам. Они учитывают 41.8 ± 8.1% и 41.2 ± \pm 7.9% дисперсии данных соответственно, являясь значимыми в смысле ошибок собственных чисел, а зона значимости по критерию Фишера



Рис. 11. Исходные (U_{2-6} ; а) и подвергнутые полосовой фильтрации, с периодами отсечения 0.62 и 0.92 сут, (U_{2-6}^{in} ; б) вектора течений (см/с) в слое 2–6 м в период 28 августа–12 сентября.

охватывает большую часть столба воды (10-42 м), с максимумом в слое 22–34 м (рис. 13а, б). Зона возможного перемещения сигнала находится на глубинах 2–42 м, где пространственная фаза комплексной моды (θ_1^{in}) изменяется (рис. 13в).

Временны́е амплитуда (B_1^{in}) и фаза (φ_1^{in}) флуктуируют на масштабе, близком к инерционному, интенсифицируясь в то время, когда усиливаются инерционные колебания (ср. рис. 10, 12 и 14а), особенно в конце августа—начале сентября (рис. 14б). Колебания φ_1^{in} так же регулярны, как и колебания B_1^{in} , причем увеличение φ_1^{in} сменяется уменьшением (рис. 14а, 14б), т.е., поскольку θ_1^{in} увеличивается с уменьшением глубины, сигнал перемещается то вниз (при уменьшении φ_1^{in}), то вверх (при увеличении φ_1^{in}). Полный цикл колебаний близок к инерционному, несколько превышая его, как видно, например, на рис. 14б: в конце августа—начале сентября за 15 сут происходит 19 циклов, т.е. период составляет около 19 ч. Оценены коэффициенты корреляции R между B_1^{in} и φ_1^{in} за весь период наблюдений: они максимальны (|R| > 0.9) при временны́х сдвигах 4–5 ч (рис. 14в), т.е. примерно через четверть T^{in} (при дискретности измерений в 1 ч более точная оценка невозможна).

Скорость перемещения сигнала рассчитана как $w = (\Delta \varphi / t) / (\Delta \theta / h)$ [19], где h – глубина, на которой θ_1^{in} изменяется на $\Delta \theta$, t – время, за которое ϕ_l^{in} изменяется на $\Delta\phi.$ Фаза θ_l^{in} изменяется с глубиной неравномерно: в верхнем слое (2-18 м) $\Delta \theta_1 = 65^{\circ}$, в нижнем (18–42 м) $\Delta \theta_2 = 13^{\circ}$ и в среднем во всем слое (2–42 м) $\Delta \theta = 88^{\circ}$. При отнесении измерений к серединам 4-метровых слоев, $h_1 = 12$ м для верхнего, $h_2 = 24$ м для нижнего и h == 36 м для всего слоя. В среднем, Δφ было невелико (медиана равна 1.9°), но в периоды интенсивных колебаний достигало 10°-15° (рис. 14а, б). В эти периоды сигнал перемещался со скоростью $w_1 = (0.6 - 0.9) \times 10^{-2}$ cm/c в верхнем слое, $w_2 =$ $= (3.3-5.0) \times 10^{-2}$ см/с в нижнем слое, $w = (1.3-1)^{-2}$ $1.9) \times 10^{-2}$ см/с в среднем во всем слое. В периоды

интенсивных колебаний размах B_1^{in} был равен в среднем 5 см/с (рис. 14а), пространственная амплитуда в слое значимости равна 0.3–0.4 (рис. 13б), т.е. среднее изменение скорости течения за счет перемещающегося сигнала составляло 1.5–2.0 см/с, что превышает ошибки данных.

Можно предположить, что перемещающийся сигнал (изменения скорости течения) связан с квазиинерционными волнами [20], которые распространяются от поверхности вниз, отражаются от дна и распространяются вверх. Квазиинерционные внутренние волны уже регистрировались в районе к северо-востоку от о. Фуругельма [10].

Выполнен расчет WT-спектра B₁ⁱⁿ на основе материнского вейвлета Морле, дающего хорошее разрешение по шкале периодов (скейлов), что важно для точной оценки колебаний в узком диапазоне. Статистически значимая мощность спектра сосредоточена вблизи инерционного масшта-



Рис. 12. Величины скорости течения U_{2-6}^{in} (см/с) в слое 2–6 м, подвергнутой полосовой фильтрации в диапазоне 0.62–0.92 сут (1, левая ось ординат), и напряжения ветра τ (дин/см²) (2, правая ось ординат).



Рис. 13. Коэффициенты корреляции R между ГК 1 (разложение на ЭОФ по выборке U^{in}) и U^{in} (а); амплитуда A (б) и фаза θ , град (в) КЭОФ 1 по выборке U^{in} .

ба, однако несколько отклоняется от него. При осреднении WT-спектра по времени максимальная мощность достигается на периоде 20 ч и быстро уменьшается с ростом периода (рис. 14г). Известно, что относительная завихренность фоновых течений приводит к доплеровскому сдвигу инерционной частоты f^{in} , причем эффективная частота оценивается как $f_{\text{eff}} = f^{\text{in}} + \zeta/2$, где $\zeta - \phi$ оновая относительная завихренность [20]. Рассчитано число Россби Ro = $\zeta/f^{\text{in}} = 2(f^{\text{eff}}/f^{\text{in}} - 1) =$ $= 2(T^{\text{in}}/T^{\text{eff}} - 1)$, где $T^{\text{in}} = 2\pi/f^{\text{fn}}$ и эффективный период $T^{\text{eff}} = 2\pi/f^{\text{eff}}$. Если принять за T^{eff} периоды максимальной мощности из WT-спектра B_1^{in} , то среднее $T^{\text{eff}} = 20$ ч дает оценку Ro = -0.23, т.е. в среднем району постановки свойственны красный сдвиг f^{in} и антициклоническая завихренность. Принимая *w* как оценку фазовой скорости волны, можно оценить среднюю длину волны в вертикальном направлении как $w \times T^{\text{eff}} = 9-14$ м.

На рис. 14д представлены периоды (скейлы), для которых мощность WT-спектра B₁ⁱⁿ в каждый момент времени максимальна (временные отсчеты, когда спектр не является статистически значимым, исключены) и которые принимаются нами за T^{eff} . Большую часть времени T^{eff} превышает Tⁱⁿ, как этого и следовало ожидать, исходя из среднего спектра. Имели место эпизоды интенсивных инерционных колебаний, когда значения $T^{\rm eff}$ превышали 21 ч, т.е. Ro опускалось ниже -0.24, например, 31 мая – 7 июня, 26–30 октября и 1– 4 декабря (151-158, 299-303 и 335-338 сут от начала года; рис. 14д). Наиболее интенсивные эпизоды голубого смещения ($f^{\rm eff} > f^{\rm in}$ и $T^{\rm eff} < T^{\rm in}$) при циклонической завихренности происходили 6-13 мая, 28-29 августа и 4 октября (126-133, 240-241 и 277 сут от начала года), когда $T^{\rm eff}$ опускался ниже 16.8 ч, а Ro превышало 0.1. Меньшее, в сравнении с красным, голубое смещение можно объяснить тем, что подход квазиинерционных волн в район с циклонической завихренностью невозможен, если частота волны меньше локальной f^{eff} [20], и чем больше f^{eff} , тем он менее вероятен.

Поскольку периоды квазиинерционных волн несколько меньше T^{eff} (разница не превышает 20% $T^{\rm eff}$ [16]), приведенные оценки относительной завихренности смещены: антициклоническая завихренность занижена (по абсолютной величине), а шиклоническая завышена. Тем не менее, можно полагать, что в периоды интенсивных инерционных колебаний поток в районе буя находится преимущественно в квазигеострофическом режиме (|Ro| > 0.1), что естественно связать с прохождением вихревых динамических структур. многократно зарегистрированных на спутниковых изображениях [3, 7]. В работе [29] по измерениям скорости течения на заякоренной буйковой станции в Восточно-Китайском море были найдены доплеровские сдвиги инерционной частоты, которые не превышали 5%. Возможно, это объясняется предварительной фильтрацией данных в диапазоне $0.85f^{in} - 1.05f^{in}$, а также тем, что буй был установлен слева от струи Куросио, т.е. в зоне положительной (циклонической) относительной завихренности. Напротив, в работе [21] было показано, что в Южно-Китайском море сдвиг инерционной частоты может достигать 15% и изменять знак за несколько дней, что авторы связали с влиянием меандров и вихрей Куросио. Можно полагать, что малые размеры интенсивных вихрей в заливе Петра Великого [3] приводят к значительным градиентам скорости и значительной относительной завихренности.

4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Работа основана на ежечасных данных о скорости и направлении течений в мае-декабре 2016 г., полученных с помощью доплеровского профилографа, установленного на стационарном буе SEAWATCH WaveScan в районе юго-восточнее о. Фуругельма в ЮЗ части залива Петра Великого Японского моря. На основе разложения на ЭОФ, в том числе в комплексной форме, в осях "глубина-время" и вейвлет-преобразования проанализированы вертикальная структура и выявлены основные масштабы временной изменчивости течений в этом районе. Получены следующие результаты.

1. В течение всего периода наблюдений имели место значительные изменения скорости течения с глубиной: при увеличении скорости в верхнем слое (2–18 м) она уменьшалась в нижнем (22–42 м) и наоборот; в среднем разница составляла 40% от средней по глубине скорости. Эти колебания происходили с периодичностью, возраставшей в течение периода наблюдений от 20–40 до 50–70 сут, а также нерегулярно на синоптическом и мезо- масштабах (7–20 сут), причем с усилением



Рис. 14. Временна́я амплитуда B_1^{in} , см/с (*1*, левая ось ординат) и фаза φ_1^{in} , град (*2*, правая ось ординат) КЭО Φ^{in} 1 (a); фрагмент (a) для периода с 28 августа по 12 сентября (б); коэффициенты взаимной корреляции между B_1^{in} и φ_1^{in} в зависимости от временно́го сдвига, ч (в) (φ_1^{in} предшествует при отрицательном сдвиге, B_1^{in} при положительном); средний по времени WT-спектр B_1^{in} , см²/с² (*1*) и 90%-й уровень статистической значимости по отношению к красному шуму (*2*) (г); периоды (ч) максимальной мощности WT спектра B_1^{in} в диапазоне 15–22 ч, сглаженные с окном 48 ч (д) (прямой линией показан T^{in}).

ветра в октябре изменчивость на масштабах более 10 сут ослабла, а короткопериодная усилилась.

2. В период наблюдений происходили как циклонические (левые), так и антициклонические (правые) повороты вектора скорости от верхнего слоя к нижнему. С конца мая до начала сентября имели место периоды преобладания правого или левого поворота, а при усилении ветра (в мае и с октября) направление поворота изменялось за 8–15 или 3–7 сут. На масштабах 3–7 сут направление поворота изменялось за 8/15 или 3–7 сут в декабре после изменения ветра, но в другое время статистически значимых связей с ветром не обнаружено.

3. Наиболее долгопериодные колебания средней по глубине скорости течения (70—80 сут) совпадают с выявленными колебаниями пикноклина вблизи восточной границы залива Петра Вели-

лярные колебания средней скорости на масштабах 10–20, 20–30 и 30–50 сут. Оценен эффект трения о дно, которое усиливалось при увеличении средней скорости течения и ослаблялось при ее уменьшении, а средняя скорость торможения потока составляла около 1.6 см/с. 4. Инерционные колебания прослеживаются,

кого [15] и уровня моря у побережья северного

Приморья [28]. Зарегистрированы также нерегу-

4. Инерционные колеоания прослеживаются, постепенно ослабевая с глубиной, в слое 2–38 м, интенсифицируясь при усилении ветра в мае – начале июня, в конце августа-начале сентября и в октябре-ноябре. Вместе с тем, инерционные колебания были интенсивны в июле-августе при слабом ветре и ослаблены в 1-ю декаду ноября и в конце ноября-начале декабря при сильном ветре. В скорости инерционных течений выявлен сигнал, перемещавшийся со скоростью (1.3–1.9) × $\times 10^{-2}$ см/с попеременно вниз и вверх и предположительно связанный с квазиинерционными волнами и их отражением от дна. Вертикальный масштаб этих волн оценен как 9—14 м. В периоды интенсивных инерционных колебаний происходил как красный, так и голубой доплеровский сдвиг локальной инерционной частоты, связанный с антициклонической и циклонической фоновой относительной завихренностью соответственно, а поток при этом находился в квазигеострофическом режиме.

5. В конце августа—начале сентября в период интенсивного атмосферного циклогенеза, включая прохождение тайфуна Лайонрок, происходил перенос энергии между масштабами 2—80 сут и 2 ч — 1 сут, сначала от больших масштабов к меньшим (диссипация), затем от меньших к большим. В это время инерционные колебания были наиболее интенсивны за весь период наблюдений, но максимум их энергии наблюдался после прохождения глубокой ложбины атмосферного давления до подхода тайфуна Лайонрок.

Можно полагать, что короткопериодные изменения скорости течения связаны с прохождением синоптических и мезомасштабных динамических структур. Для подтверждения этого предположения планируется сопоставить выявленную изменчивость с доступной спутниковой информацией.

Благодарности. Авторы благодарят А.Ф. Сергеева, А.А. Воронина, П.Е. Щербинина и других сотрудников ТОИ ДВО РАН, участвовавших в подготовке буя WaveScan и организации натурного эксперимента, М.К. Пичугина за расчет напряжения ветра, анонимного рецензента за ценные замечания.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках государственного задания по теме № 121021700346-7.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Будаева В.Д., Зуенко Ю.И., Макаров В.Г. Структура и динамика вод залива Петра Великого в условиях сильного летнего распреснения (2008–2009 гг.) // Юбилейный вып. ДВНИГМИ – 60 лет. Владивосток: Дальнаука, 2010. С. 158–172.
- 2. Будаева В.Д., Макаров В.Г., Мезенцева Л.И., Любицкий Ю.В. О весеннем режиме вод в заливе Петра Великого (Японское море) и его изменчивости в текущем десятилетии (2010–2016 гг.) // Вестник ДВО РАН. 2018. № 1. С. 10–24.
- 3. Дубина В.А., Фищенко В.К., Константинов О.Г., Митник Л.М. Интеграция спутниковых данных и наземных видеонаблюдений в системах мониторинга // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2011. Т. 8. № 3. С. 214–222.

- Ежемесячный гидрометеорологический бюллетень ДВНИГМИ, 2016 г. Владивосток: ДВНИГМИ, 2016. 240 с.
- 5. Зуенко Ю.И. Промысловая океанография Японского моря. Владивосток: ТИНРО-центр, 2008. 227 с.
- Кошелева А.В., Лазарюк А.Ю., Ярощук И.О. и др. Акустико-океанологическое моделирование гидрофизических параметров морской воды по измерениям температуры в шельфовой зоне Японского моря // Вестник ДВО РАН. 2018. № 1. С. 25–30.
- 7. Ладыченко С.Ю., Лобанов В.Б. Синоптические вихри в районе залива Петра Великого по спутниковым данным // Исслед. Земли из космоса. 2013. № 4. С. 3–15.
- 8. Лобанов В.Б., Лазарюк А.Ю., Пономарев В.И. и др. Результаты гидрометеорологических измерений комплексом приборов буя WAVESCAN на юго-западном шельфе залива Петра Великого в 2016 г. // Океанологические исследования. 2020. Т. 48. № 4. С. 5–32.
- 9. Любицкий Ю.В. Штормовой нагон в заливе Петра Великого (Японское море), вызванный тайфуном Лайонрок 29 августа 2 сентября 2016 г. // Вестник ДВО РАН. 2018. № 1. С. 31–39.
- 10. Навроцкий В.В., Ляпидевский В.Ю., Павлова Е.П., Храпченков Ф.Ф. Трансформация и эффекты внутренних волн в прибрежной зоне моря // Океанологические исследования. 2019. Т. 47. № 2. С. 230– 245.
- 11. Новотрясов В.В., Лобанов В.Б., Сергеев А.Ф. Особенности инерционных колебаний скорости течений в заливе Петра Великого, возбужденных экстремальны атмосферным воздействием (на примере тайфуна Лайонрок) // Океанологические исследования. 2019. Т. 47. № 3. С. 92–103.
- 12. *Рогачев К.А.* Субмезомасштабные струи на континентальном шельфе залива Петра Великого (Японского моря) // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2010. Т. 7. № 3. С. 186–190.
- 13. *Рогачев К.А., Шлык Н.В.*Усиление прибрежного течения под действием отжимного ветра в заливе Петра Великого // Океанология. 2020. Т. 60. № 4. С. 495–506.
- 14. Трусенкова О.О., Лобанов В.Б., Ладыченко С.Ю., Каплуненко Д.Д. Дрейф поверхностных лагранжевых буев в центральной части Японского моря в октябре-ноябре 2011 г. // Исследование Земли из космоса. 2021. № 1. С. 12-24.
- Трусенкова О.О., Островский А.Г., Лазарюк А.Ю., Лобанов В.Б. Эволюция термохалинной стратификации северо-западной части Японского моря: синоптическая изменчивость и внутригодовые колебания // Океанология. 2021. Т. 61. № 3. С. 366–376.
- Alford M.H., MacKinnon J.A., Simmons H.L., Nash J.D. Near-inertial internal gravity waves in the ocean // Ann. Rev. Mar. Sci. 2016. V. 8. P. 95–123.
- 17. *Edson J.B., Jampana V., Weller R.A. et al.* On the exchange of momentum over the open ocean // J. Phys. Oceanogr. 2013. V. 43. № 8. P. 1589–1610.

378

- 18. *Gonella A*. A rotary-component method for analyzing meteorological and oceanographic vector time series // Deep-Sea Research. 1972. V. 19. № 12. P. 833–846.
- 19. *Hannachi A., Jolliffe I.T., Stephenson D.B.* Empirical orthogonal functions and related techniques in atmospheric science: a review // Int. J. Climatol. 2007. V. 27. Nº 9. P. 1119–1152.
- Kunze E. Near-inertial wave propagation in geostrophic shear // J. Phys. Oceanogr. 1985. V. 15. № 5. P. 544– 565.
- Le Boyer A., Alford M.H., Pinkel R. et al. Frequency shift of near-inertial waves in the South China Sea // J. Phys. Oceanogr. 2020. V. 50. № 5. P. 1121–1135.
- 22. *Liu P.C., Miller G.S.* Wavelet transforms and ocean current data analysis // Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. 1996. V. 13. № 5. P. 1090–1099.
- Nam S. Near-inertial Current Variability off the East Coast of Korea: PhD Dissertation. Seoul, Republic of Korea: Seoul National University, 2006. 149 p.
- Noh S., Nam S. Observations of enhanced internal waves in an area of strong mesoscale variability in the southwestern East Sea (Japan Sea) //Sci. Rep. 2020.

V. 10. P. 9068.

https://doi.org/10.1038/s41598-020-65751-1

- 25. North G.R., Bell T.L., Cahalon R.F., Moeng F.J. Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions // Mon. Wea. Rev. 1982. V. 110. № 7. P. 699–706.
- 26. *Shcherbina A.Y., Talley L.D.* Near-surface frontal zone trapping and deep upward propagation of internal wave energy in the Japan/East Sea // J. Phys. Oceanogr. 2003. V. 33. № 4. P. 900–912.
- 27. *Torrence C., Compo G.P.* A practical guide to wavelet analysis // Bull. Amer. Meteorol. Soc. 1998. V. 79. № 1. P. 61–78.
- 28. *Trusenkova O.O., Lobanov V.B., Primachev E.V.* Sea level intra-annual variability in the coastal northwestern part of the Sea of Japan // Fundamentalnaya i Prikladnaya Gidrofizika. 2021. V. 14. № 1. P. 54–62.
- 29. Yang B., Hu P., Hou Y. Variation and episodes of nearinertial internal waves on the continental slope of the southeastern East China Sea // Journal of Marine Science and Engineering. 2021. V. 9. № 8. P. 916. https://doi.org/10.3390/jmse9080916

Currents in the Southwestern Peter the Great Bay, the Japan Sea, from the Stationary Wavescan Buoy Data in 2016

O. O. Trusenkova^{*a*, #}, V. B. Lobanov^{*a*}, A. Yu. Lazaryuk^{*a*}

^aV.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia [#]e-mail: trolia@poi.dvo.ru</sup>

Coastal currents in the southwestern Peter the Great Bay, the Japan Sea, are studied based on hourly data from the SEAWATCH WaveScan buoy moored from May through December 2016. Using decomposition to empirical orthogonal functions in the depth – time domain and wavelet transform, the vertical structure and temporal variability are analyzed. It is found that the current velocity simultaneously increased in the upper layer (2-18 m) and decreased in the lower layer (22-42 m) or vice versa. These changes were accompanied by the left- or right-hand side vertical velocity shear changing its sign on the 3-7 to 50-70 day timescales. The energy cascades are detected on the timescales of 2 to 80 days and of 2 h to 1 day during the period of the intense atmospheric cyclogenesis in late August through early September when an extratropical hollow and a cyclone passed through this area, followed by the typhoon Lionrock. Inertial oscillations are detected in the 2-38 m layer, gradually weakening with the depth. The signal alternately moving down and up is revealed around the inertial timescale, which is assumedly related to near inertial waves and their reflection from the bottom. The events of the strong signal were accompanied by the red or blue Doppler shift of the inertial frequency. For these events, the background relative vorticity related to the Doppler shift is estimated and the flow is shown to reach the quasi-geostrophic regime.

Keywords: the Japan Sea, Peter the Great Bay, sea shelf, SEAWATCH WaveScan buoy, current velocity, empirical orthogonal functions, wavelet transform, rotary spectra, timescale, vertical velocity shear, bottom boundary layer, inertial oscillations, near inertial waves, Doppler shift, relative vorticity, Rossby number

УДК 551.48:556.54

ТРАНСФОРМАЦИЯ МАКРО- И МИКРОЭЛЕМЕНТНОГО СОСТАВА СТОКА РАСТВОРЕННЫХ ВЕЩЕСТВ В УСТЬЯХ СРЕДНИХ И МАЛЫХ РЕК ЧЕРНОМОРСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ РОССИИ

© 2022 г. А. В. Савенко^{1, *}, О. С. Покровский^{2, 3}

¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва, Россия ²Федеральный исследовательский центр комплексного изучения Арктики РАН, Архангельск, Россия ³Национальный исследовательский Томский государственный университет, *Томск, Россия* *e-mail: Alla_Savenko@rambler.ru Поступила в редакцию 12.11.2021 г. После доработки 24.11.2021 г. Принята к публикации 25.02.2022 г.

По данным натурных наблюдений изучены закономерности миграции растворенных веществ в устьевых областях рек Черноморского побережья России (Анапка, Ашамба, Мезыбь, Хотецай, Вулан, Кудепста, Мзымта). Консервативное поведение (линейная форма зависимости концентрации компонента от содержания хлоридов) установлено для ряда главных ионов и микроэлементов: Na, K, Mg, SO₄, Li, Rb, Cs, Sr, Co, Ni, Cu, Cd, Sb, Ga, B, F, V, As, Mo, U. Условно неконсервативное поведение кальция и гидрокарбонатов также фактически соответствует консервативному, поскольку их избыток в устьях некоторых рек связан с притоком в зону смешения, помимо речных вод, рассредоточенного подземного стока. Неконсервативное поведение (нелинейная форма зависимости концентрации компонента от солержания хлоридов, свидетельствующая о его участии во внутриводоемных процессах в зоне смешения речных и морских вод) характерно для биогенных элементов, вовлеченных в продукционно-деструкционные (P, Si) и сорбционно-десорбционные (P) процессы; бария, в большей или меньшей степени десорбирующегося с речных взвесей (от ~0 до 390% его концентрации в речных водах), а также для Mn, Fe, Pb, Al, Ti, Y и редкоземельных элементов, которые удаляются из раствора в процессе коагуляции и флоккуляции органических и органоминеральных коллоидов (от ~0 до 85%). Пространственно-временная изменчивость распределения растворенных макро- и микроэлементов в зоне смешения речных и морских вод зависит от изменчивости химического состава материкового стока и различий концентраций элементов на речной и морской границах зоны смешения, с возрастанием которых нивелируется влияние первого фактора. С привлечением ранее полученных данных показано сходство типов распределения растворенных макрои микроэлементов в устьях крупных и малых рек российских секторов Черного и Каспийского морей, которое отличается только степенью вовлеченности элементов в те или иные внутриводоемные процессы в устье каждой реки в конкретный период времени.

Ключевые слова: устья рек, зона смешения речных и морских вод, основной солевой состав, растворенныемикроэлементы, консервативное и неконсервативное поведение, Черноморское побережье России **DOI:** 10.31857/S003015742203011X

На химическую трансформацию материкового стока растворенных веществ в устьевых областях рек оказывает влияние состав как речных, так и морских вод. Сток рек Российской Арктики и Дальнего Востока формируется преимущественно в зоне таежно-тундровых ландшафтов с гумидным климатом, а принимающие его воды по составу и солености близки к "нормальной" морской воде, что за редкими исключениями (например, эстуарий Мезени с аномально высоким содержанием взвеси) предопределяет сходные черты пространственно-временно́го распределения макро- и микроэлементов в устьях разных рек [1, 2, 5–9, 11, 15]. Реки юга России впадают во внутренние моря с сильно распресненной водой (Азовское и Черное моря) или Каспийское озеро-море со специфическим составом, а их водосборы охватывают области от гумидного субтропического до семиаридного и аридного климата. Учитывая разнообразие химического состава вод южных рек и морских бассейнов, а также значительную роль малых рек и водотоков в материковом стоке на отдельных



Рис. 1. Расположение полигонов отбора проб воды в устьях рек Черноморского побережья России.

участках морских побережий, представляет интерес сравнительный анализ закономерностей миграции растворенных веществ в устьевых областях малых, средних и крупных рек Азово-Черноморского бассейна и Каспийского моря.

Цель настоящей работы состояла в установлении общих черт и различий распределения растворенных форм макро- и микроэлементов в устьях средних и малых рек Черноморского побережья России и сопоставлении их с ранее полученными данными для зон смешения вод Волги, Урала и Северного Каспия [4, 10].

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Пробы воды, послужившие материалом для исследований, были отобраны в 2006–2014 гг. во время учебно-производственных практик и экспедиций НСО географического факультета МГУ в устьях 7 рек Черноморского побережья (рис. 1): Анапка (М.Н. Кожин), Ашамба (А.В. Полякова, М.В. Кривушин), Мезыбь и Хотецай (М.В. Кривушин), Вулан (А.В. Полякова), Кудепста и Мзымта (А.А. Полухин).

Опробование производили пластиковой емкостью из поверхностного слоя (с глубины 0.5 м) по

ОКЕАНОЛОГИЯ том 62 № 3 2022

разрезам вдоль зоны смешения речных и морских вод. После этого растворы сразу отфильтровывали в 3 полипропиленовых флакона: 1) через плотный бумажный фильтр для анализа содержания главных ионов и фторидов; 2) через плотный бумажный фильтр с добавлением 1 мл хлороформа на 100 мл пробы для определения концентраций биогенных элементов; 3) через мембранный фильтр 0.45 мкм во флакон с предварительно добавленной аликвотой 5 М азотной кислоты марки ос.ч. (0.25 на 10 мл пробы) для анализа микроэлементного состава.

Для аналитических определений использовали методы объемного титрования (Cl меркуриметрически, Alk \approx HCO₃), капиллярного электрофореза (SO₄), спектрофотометрии (P, Si), ионометрии (F) и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой ИСП МС (Na, K, Mg, Ca, микроэлементы). Для измерений методом ИСП МС высокоминерализованные пробы разбавляли 2% азотной кислотой марки ос.ч. так, чтобы содержание растворенных веществ составляло 300– 500 мг/л. Относительная погрешность определений не превышала $\pm 3\%$. Правильность анализов оценивали с помощью международных стандартов речной воды SLRS-4 и SLRS-5 и стандарта воды из эстуария с соленостью 15‰ SLEW-3, для

№ пробы	Cl	SO_4	HCO ₃	Na	Κ	Mg	Ca	Si	Р _{мин}	Рорг
лепроов				MI	у/л				МК	г/л
				Р. Анап	ка, 5 мая 2	2014 г.				
1-1	45.8	44.9	294	36.4	3.91	8.21	106	4.89	17.7	8.75
1-2	274	84.6	303	160	8.37	24.9	116	4.78	70.7	10.7
1-3	848	152	306	451	18.9	62.1	127	4.47	139	8.25
1-4	2100	349	299	1133	43.4	150	148	3.79	136	2.66
1-5	3920	598	273	2196	82.3	283	179	2.95	108	1.20
1-6	6880	1000	235	3730	143	463	232	1.63	61.8	0.70
1-7	9360	1340	198	5189	193	636	274	0.37	12.6	0.69
	1			Р. Ашамб	ба, 15 июля	1 2010 г.			1	
2-1	6380	948	231	3580	132	437	136	1.25	16.7	1.03
2-2	6510	973	228	3680	135	442	134	1.20	16.5	0.94
2-3	23.4	26.9	183	15.2	1.93	3.79	71.0	3.80	14.1	0.95
2-4	5150	780	227	2910	105	342	122	1.63	16.7	0.82
2-5	7080	1060	218	4010	146	484	144	0.99	13.6	1.74
2-6	7720	1180	223	4480	161	528	151	0.75	11.9	2.73
2-7	8540	1240	213	4760	174	569	160	0.48	11.2	4.87
2-8	7940	1180	221	4480	161	539	152	0.64	12.6	5.19
2-9	7370	1110	227	4210	151	501	148	0.81	14.0	1.42
				То же, З	30 августа	2010 г.			•	
3-1	1270	233	248	742	27.2	89.4	97.3	2.92	82.2	21.4
3-2	1680	282	257	938	35.4	120	99.2	2.72	78.2	20.4
3-3	2480	400	270	1410	52.5	176	105	2.39	66.9	17.6
3-4	3830	600	264	2200	79.8	265	119	2.05	51.4	13.8
3-5	5130	778	263	2900	104	350	130	1.62	40.5	10.6
3-6	5880	875	260	3290	122	398	137	1.35	34.1	8.97
3-7	7370	1070	240	4080	151	493	152	0.84	24.9	6.42
				То же, 27	—28 январ	я 2011 г.				
4-1	741	139	255	401	16.9	48.3	78.7	2.91	21.4	0.49
4-2	1810	296	275	992	39.2	120	92.9	2.53	22.7	0.71
4-3	5840	853	244	3200	123	386	128	1.28	14.2	1.41
4-4	170	55.3	212	93.6	5.11	12.6	73.2	3.11	15.3	0.14
4-5	18.5	20.7	221	11.6	1.84	2.78	70.3	3.19	8.81	0.30
4-6	20.5	22.6	217	11.1	1.74	2.66	69.1	3.15	2.15	1.75
				Р. Мезыбь	, 1 сентябр	оя 2010 г.				
5-1	724	151	266	431	16.9	52.1	66.1	2.79	5.52	3.93
5-2	1110	203	271	639	23.9	78.2	72.8	2.62	6.04	3.77
5-3	1910	308	259	1070	40.1	128	81.4	2.37	9.39	4.22
5-4	2610	402	264	1450	54.8	175	86.7	2.22	16.6	3.39
5-5	3850	577	280	2150	79.7	260	99.1	1.82	15.5	2.94
5-6	5990	990 892 258		3350	125	404	121	1.17	12.5	3.40
5-7	8600	1250	222	4780	175	576	147	0.38	7.65	5.27

Таблица 1. Концентрации главных ионов и растворенных форм биогенных элементов в устьях средних и малых рек Черноморского побережья России*

ица 1. Окончание
и ца I. Окон

№ пробы	Cl	SO_4	HCO ₃	Na	K	Mg	Ca	Si	Р _{мин}	P _{opr}
ле проов				MI	∩∕л				мкі	г/л
]	Р. Хотецай	і, 3 сентябр	оя 2010 г.				
6-1	490	112	179	262	11.9	34.9	77.1	5.59	4.73	0.31
6-2	1360	230	200	732	29.8	95.7	85.1	4.71	6.84	1.05
6-3	2340	385	192	1350	50.8	162	98.8	4.06	13.9	0.21
6-4	4840	743	223	2760	101	333	118	2.72	7.71	1.05
6-5	6870	1030	212	3920	142	464	139	1.64	7.06	0.32
				Р. Вулан	н, 17 июля	2006 г.			ı ı	
7-1	9050	_	196	_	_	_	206	0.26	1.87	_
7-2	8010	_	203	_	_	_	191	0.65	2.87	_
7-3	54.9	_	110	_	_	_	31.7	3.08	6.46	_
7-4	5650	_	214	_	_	_	154	1.24	3.60	_
7-5	6140	_	220	_	_	_	162	1.16	3.73	_
7-6	657	_	137	_	_	_	52.8	2.40	5.17	_
7-7	6720	_	223	_	_	_	172	0.90	3.16	_
7-8	34.3	_	114	_	_	_	34.3	3.14	6.60	_
7-9	8.57	_	101	_	_	_	28.5	3.02	8.04	—
		I	I	Р. Кудеп	ста, 30 мая	2011 г.			ı ı	
8-1	5520	846	177	3170	116	382	104	1.22	_	_
8-2	7390	1100	189	4290	155	517	130	0.77	_	_
8-3	9660	1390	201	5340	196	644	156	0.25	—	_
8-4	144	70.0	121	111	5.31	13.4	33.3	2.44	—	_
8-5	232	77.3	134	142	6.05	17.8	37.1	2.41	-	_
		I	I	Р. Мзым	та, 29 мая	2011 г.			ı ı	
9-1	2.82	13.8	70.8	2.19	0.46	1.65	24.1	2.62	—	_
9-2	7150	1060	162	4020	146	484	119	0.72	_	_
9-3	9790	1420	185	5470	200	659	159	0.23	—	_
9-4	2140	379	99.4	1320	47.9	159	52.1	1.85	—	_
9-5	9700	1420	203	5430	197	654	157	0.31	_	_
9-6	5550	833	149	3120	115	376	98.5	1.12	—	_

* Здесь и в табл. 2-4 прочерк означает отсутствие данных.

которых расхождение измеренных и сертифицированных концентраций изученных элементов не превышало 20%.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Результаты анализа макро- и микроэлементного состава вод в устьевых областях рек Черноморского побережья России представлены в табл. 1—4. По этим данным были определены типы поведения и рассчитаны параметры зависимостей концентраций компонентов *i* от содержания хлоридов:

$$[i, \mathrm{M}\Gamma/\pi] = a + b[\mathrm{Cl}, \mathrm{M}\Gamma/\pi], \qquad (1)$$

где a — параметр, примерно равный концентрации компонента i в речных водах, выраженной в мг/л; b — угловой коэффициент. Численные значения параметров уравнения (1) для главных ионов и микроэлементов приведены в табл. 5.

Консервативное поведение, для которого характерна линейная форма зависимости (1), свидетельствующая об изменении концентрации компонентов только в результате гидродинамического смешения речной и морской водных масс, установлено для главных ионов, за исклю-

САВЕНКО, ПОКРОВСКИЙ

No upofiu	Li	Rb	Cs	Sr	Ba	В	F	V	As	Mo
л∾ прооы		мкг/л		мг/л	мкг/л	МІ	/л		мкг/л	
				Р. Ана	пка, 5 мая	2014 г.				
1-1	22.3	1.65	0.004	1.67	91.5	0.13	0.25	0.49	0.40	0.52
1-2	24.3	2.68	0.005	1.74	89.5	0.17	0.27	0.50	0.41	0.60
1-3	27.8	5.73	0.011	1.91	86.1	0.28	0.32	0.54	0.48	0.81
1-4	38.0	13.1	0.029	2.25	78.0	0.56	0.41	0.58	0.51	1.39
1-5	51.8	24.4	0.051	2.89	70.6	0.94	0.53	0.70	0.71	2.32
1-6	76.0	40.8	0.105	3.80	51.1	1.57	0.72	0.84	0.83	3.69
1-7	94.4	56.9	0.132	4.52	20.9	2.14	0.90	0.97	1.02	4.83
ľ			I	Р. Ашам	ба, 15 июл	я 2010 г.			I	
2-1	_	40.2	0.087	3.35	39.7	1.44	_	0.67	0.85	3.72
2-2	_	39.1	0.096	3.31	38.1	1.44	_	0.60	0.82	3.56
2-3	_	0.83	0.011	1.16	79.6	0.057	_	0.26	0.44	0.31
2-4	_	31.2	0.074	2.88	48.7	1.14	_	0.60	0.78	2.90
2-5	_	43.4	0.114	3.58	34.6	1.60	_	0.71	0.84	3.82
2-6	_	48.9	0.116	3.81	30.8	1.84	_	0.72	0.88	4.32
2-7	_	52.7	0.126	4.04	24.9	1.94	_	0.76	0.96	4.56
2-8	_	48.3	0.112	3.87	28.7	1.87	_	0.79	0.95	4.25
2-9	_	44.2	0.108	3.68	33.9	1.75	_	0.68	0.90	3.88
ľ			I	То же,	30 августа	2010 г.			I	
3-1	_	8.43	0.020	1.86	76.7	0.35	—	0.33	0.44	0.88
3-2	_	11.0	0.026	1.98	73.4	0.44	_	0.33	0.47	1.10
3-3	_	15.7	0.042	2.25	67.9	0.63	_	0.40	0.55	1.36
3-4	_	23.8	0.054	2.66	58.8	0.91	—	0.46	0.64	2.09
3-5	_	31.1	0.078	3.09	50.1	1.17	_	0.57	0.69	2.79
3-6	_	35.7	0.082	3.31	44.9	1.35	_	0.59	0.77	3.25
3-7	_	46.2	0.098	3.89	33.4	1.70	_	0.66	0.89	4.11
			1	То же, 2	7—28 янвај	оя 2011 г.			1	
4-1	_	4.70	0.014	1.18	63.3	0.18	_	0.28	0.20	0.59
4-2	_	11.3	0.027	1.50	57.6	0.41	_	0.36	0.29	1.21
4-3	_	35.9	0.088	3.06	37.4	1.28	_	0.63	0.60	3.08
4-4	_	1.45	0.006	0.98	67.1	0.071	_	0.22	0.15	0.32
4-5	_	0.61	0.009	0.92	66.9	0.038	_	0.21	0.14	0.23
4-6	_	0.55	0.006	0.90	67.3	0.037	_	0.21	0.12	0.24
ľ			I	Р. Мезыб	ь, 1 сентяб	бря 2010 г.			I	
5-1	_	4.83	0.015	1.16	118	0.27	_	0.26	0.78	0.84
5-2	_	6.73	0.019	1.31	121	0.35	_	0.28	0.76	0.85
5-3	_	11.3	0.025	1.67	112	0.50	—	0.29	0.84	1.24
5-4	_	16.2	0.040	1.86	103	0.66	—	0.38	0.90	1.47
5-5	—	22.9	0.063	2.27	87.6	0.88	—	0.44	0.93	2.38
5-6	_	36.4	0.081	3.16	62.8	1.33	—	0.58	1.06	3.24
5-7	_	51.5	0.131	4.12	24.6	1.95	_	0.78	1.15	4.60

Таблица 2. Концентрации растворенных форм редких щелочных, щелочноземельных и анионогенных элементов в устьях средних и малых рек Черноморского побережья России

Таблица 2. Окончание

No upofiu	Li	Rb	Cs	Sr	Ba	В	F	V	As	Мо
ле прооы		мкг/л		мг/л	мкг/л	МІ	/л		мкг/л	
				Р. Хотеца	й, 3 сентя	бря 2010 г.				
6-1	_	3.75	0.011	1.92	78.2	0.25	_	0.39	0.41	0.64
6-2	_	9.14	0.022	2.23	73.8	0.42	_	0.49	0.46	0.98
6-3	_	15.1	0.031	2.49	80.0	0.60	_	0.52	0.58	1.46
6-4	_	30.3	0.077	3.18	58.4	1.11	_	0.67	0.74	2.97
		1		Р. Вула	н, 17 июля	1 2006 г.	1		1	
7-1	82.6	55.4	0.133	4.50	23.0	2.05	_	0.81	1.02	4.68
7-2	75.0	48.4	0.126	4.02	35.6	1.76	_	0.72	0.98	4.06
7-3	6.03	0.73	0.005	1.13	105	0.076	_	0.22	0.39	0.29
7-4	53.0	34.4	0.074	3.04	57.4	1.36	_	0.55	0.79	3.06
7-5	57.8	37.5	0.090	3.36	54.0	1.50	_	0.65	0.78	3.41
7-6	9.04	3.92	0.019	1.21	107	0.20	_	0.21	0.42	0.46
7-7	62.1	40.6	0.094	3.53	3.53 49.2 1.62		_	0.71	0.87	3.53
7-8	7.10	0.61	0.007	0.97	105	0.074	_	0.23	0.32	0.35
7-9	3.61	0.49	0.006	0.84	103	0.044	_	0.16	0.38	0.19
		I	I	Р. Кудет	тста, 30 ма	я 2011 г.	I	I	I	I
8-1	_	33.5	0.087	2.64	73.8	1.33	_	0.67	0.75	3.18
8-2	_	45.4	0.109	3.48	68.6	1.77	_	0.80	0.86	4.26
8-3	_	57.7	0.140	4.34	23.2	2.26	_	0.93	1.06	5.19
8-4	_	1.72	0.009	0.32	46.6	0.092	_	0.41	0.47	0.63
8-5	_	2.01	0.011	0.36	51.6	0.076	_	0.37	0.39	0.61
I		I		Р. Мзы	мта, 29 ма	я 2011 г.	I		I	
9-1	_	0.50	0.009	0.27	5.80	0.034	_	0.47	0.74	0.36
9-2	_	42.9	0.099	3.27	23.5	1.65	_	0.86	1.13	3.74
9-3	_	60.6	0.142	4.48	18.2	2.33	_	1.02	1.25	5.41
9-4	_	15.0	0.041	1.20 31.2 0.59		—	0.58	0.86	1.60	
9-5	_	- 59.6 0.134		4.40	19.3	2.32	—	1.00	1.21	5.07
9-6	_	33.3	0.083	2.56	26.6	1.38	—	0.80	1.03	3.33

чением кальция и гидрокарбонатов, и ряда растворенных микроэлементов (Li, Rb, Cs, Sr, Co, Ni, Cu, Cd, Sb, Ga, B, F, V, As, Mo, U), что также наблюдалось в устьевых областях Волги и Урала [4, 10]. При этом распределение стронция, кобальта, никеля, меди, кадмия, сурьмы, галлия, ванадия, мышьяка и урана, концентрации которых на речной и морской границах зоны смешения различаются менее чем на порядок величины, находится под влиянием сильной пространственновременной изменчивости химического состава речного стока и в меньшей степени прибрежных морских вод (рис. 2, 3), тогда как для типично морских элементов (натрия, калия, магния, сульфатов, рубидия, цезия, бора и молибдена) этот фактор имеет второстепенное значение (рис. 4).

ОКЕАНОЛОГИЯ том 62 № 3 2022

Поведение растворенного кальция, миграция которого осуществляется в условиях значительных вариаций содержания в речных и морских водах (рис. 5), в устьях большинства рек также относится к консервативному типу, однако в зонах смешения Анапки и Вулана превышение его концентраций относительно расчетных значений по уравнению (1) достигает соответственно 7 и 11 мг/л, или 7 и 30% выноса с речным стоком. Дополнительное поступление гидрокарбонатов более значимо (до 9-67% их содержания в речном стоке с максимумом также для зоны смешения Вулана. см. табл. 5) и проявляется в устьях всех изученных рек, кроме Мзымты – самой многоводной реки региона с наименьшей величиной щелочности [3]. Поскольку хемогенное образование карбоната

САВЕНКО, ПОКРОВСКИЙ

№ пробы	ообы Mn Fe		Со	Ni	Cu	Cd	Pb	Sb
			Р. Ан	апка, 5 мая 2	014 г.			
1-1	11.8	51.5	0.130	1.46	1.86	0.032	0.351	0.075
1-2	8.45	39.4	0.124	1.39	1.80	0.030	0.075	0.082
1-3	7.65	26.2	0.121	1.42	1.70	0.027	0.049	0.088
1-4	6.68	19.6	0.112	1.33	1.66	0.030	0.048	0.112
1-5	5.52	14.3	0.100	1.25	1.38	0.040	0.057	0.149
1-6	3.50	10.2	0.081	1.02	0.91	0.039	0.080	0.204
1-7	2.03	5.15	0.064	0.90	0.60	0.047	0.108	0.242
	1	1	Р. Аша	мба, 15 июля	2010 г.		1	1
2-1	0.97	11.6	—	1.10	1.52	0.054	—	0.216
2-2	1.08	12.8	—	1.15	1.61	0.051	—	0.207
2-3	4.94	46.5	—	1.63	3.71	0.058	—	0.127
2-4	1.41	14.9	—	1.23	1.92	0.057	—	0.196
2-5	0.77	10.8	—	1.09	1.52	0.052	—	0.223
2-6	0.81	9.73	—	1.06	1.30	0.049	—	0.229
2-7	1.10	8.65	_	0.99	1.01	0.050	_	0.243
2-8	0.76	7.21	—	1.04	1.03	0.049	—	0.236
2-9	0.95	8.09	_	1.10	1.18	0.050	_	0.220
			То же	, 30 августа 2	2010 г.			
3-1	25.7	86.8	—	1.11	1.64	0.026	—	0.170
3-2	25.4	79.6	_	1.04	1.52	0.030	_	0.175
3-3	23.5	75.9	—	1.16	1.51	0.033	—	0.182
3-4	18.6	64.0	—	1.03	1.22	0.033	—	0.189
3-5	13.2	52.5	—	1.03	1.21	0.044	—	0.202
3-6	14.9	41.0	—	1.01	1.01	0.040	—	0.213
3-7	8.42	27.6	—	0.94	0.80	0.041	—	0.224
	_		То же, 2	27—28 января	а 2011 г.			
4-1	0.69	27.4	—	0.55	1.81	0.077	0.113	0.126
4-2	1.04	20.8	—	0.61	1.62	0.077	0.080	0.154
4-3	0.43	14.2	—	0.74	1.17	0.062	0.090	0.202
4-4	0.83	36.2	—	0.60	1.96	0.030	0.334	0.121
4-5	1.22	34.8	—	0.62	2.05	0.086	0.370	0.140
4-6	0.77	32.4	—	0.54	1.72	0.078	0.347	0.117
			Р. Мезы	бь, 1 сентябр	оя 2010 г.			
5-1	14.4	72.7	—	1.12	3.27	0.053	—	0.169
5-2	2.59	43.7	—	1.14	3.43	0.051	—	0.158
5-3	1.46	33.5	—	1.09	2.88	0.053	—	0.168
5-4	1.33	30.1	—	1.10	2.74	0.054	—	0.184
5-5	1.25	25.5	—	1.03	2.22	0.052	—	0.193
5-6	1.06	16.0	—	0.96	1.71	0.054	—	0.217
5-7	0.55	9.70	_	0.91	0.83	0.049	_	0.239

Таблица 3. Концентрации растворенных форм тяжелых металлов в устьях средних и малых рек Черноморского побережья России, мкг/л

ОКЕАНОЛОГИЯ	том 62	Nº 3

кальция, распространенное на устьевых взморьях южных рек России [13, 14] и, в частности, р. Урал [10]. приводит к синхронному удалению компонентов карбонатной системы из раствора, единственной возможной причиной отмеченного избытка кальция и гидрокарбонатов в устьях черноморских рек может быть присутствие в зоне смешения более двух типов вод, в результате чего возникает нарушение линейности зависимости (1) при фактически консервативном поведении компонентов, т.е. при отсутствии их вовлечения во внутриводоемные процессы. Третью, дополнительную водную массу на Черноморском побережье, скорее всего, образуют расположенные на материковом склоне рассредоточенные выходы гидрокарбонатно-кальциевых подземных вод, вно-

2022

сящих существенный вклад в общий сток растворенных веществ. В устьях Волги, Кубани и Дона также установлена кажущаяся (условная) неконсервативность поведения кальция и связанного с ним стронция, выражающаяся в периодических отклонениях зависимостей (1) от линейного вида, однако в этом случае разделение смешивающихся вод на разные модификации происходит вследствие неодинаковой трансформации материкового стока в проточных и застойных районах устьевого взморья [4, 12].

Распределение биогенных элементов (минерального, органического фосфора и кремния) неодинаково для устьев разных рек и в различные периоды времени (рис. 6, табл. 5). Так, в устье Ашамбы в июле 2010 г. содержание растворенно-

Νο προδιι	Mn	-						
ле проов	1,111	Fe	Co	Ni	Cu	Cd	Pb	Sb
			Р. Хотец	ай, 3 сентябр	оя 2010 г.			
6-1	1.01	39.5	—	1.62	1.83	0.032	—	0.142
6-2	1.12	26.2	_	1.56	1.68	0.037	—	0.141
6-3	1.27	20.1	_	1.43	1.61	0.031	—	0.157
6-4	0.93	15.4	_	1.29	1.33	0.041	—	0.186
			Р. Вул	ан, 17 июля 2	2006 г.			
7-1	0.69	—	0.068	0.81	0.65	0.050	0.110	0.237
7-2	1.07	—	0.077	0.77	0.66	0.052	0.089	0.214
7-3	29.2	—	0.152	0.44	1.07	0.048	0.126	0.053
7-4	1.06	—	0.100	0.62	0.88	0.051	0.059	0.154
7-5	1.10	—	0.099	0.69	0.78	0.051	0.062	0.180
7-6	3.04	_	0.152	0.36	1.09	0.060	0.029	0.062
7-7	0.88	_	0.091	0.74	0.77	0.051	0.078	0.177
7-8	6.29	—	0.174	0.49	1.31	0.067	0.101	0.055
7-9	22.5	—	0.160	0.35	1.02	0.059	0.054	0.040
			Р. Куде	епста, 30 мая	2011 г.			
8-1	4.49	20.9	—	1.18	1.87	0.062	—	0.206
8-2	3.33	16.6	_	1.05	1.36	0.059	_	0.230
8-3	2.10	7.74	—	0.85	0.56	0.050	—	0.251
8-4	29.0	98.7	—	1.61	3.36	0.075	—	0.159
8-5	8.88	96.2	_	1.64	3.55	0.086	—	0.149
			Р. Мзн	ымта, 29 мая	2011 г.			
9-1	11.3	128	—	1.19	3.53	0.027	0.353	0.133
9-2	3.68	15.8	_	0.94	1.31	0.043	0.100	0.222
9-3	1.52	5.78	—	0.86	0.58	0.046	0.110	0.256
9-4	6.35	51.7	—	1.10	3.07	0.036	0.082	0.157
9-5	1.86	8.76	—	0.88	0.46	0.053	0.100	0.243
9-6	4.00	22.0	—	1.01	1.96	0.041	0.093	0.194

Таблица 3. Окончание

_	Ŋ		0.57	0.61	0.67	0.83	1.04	1.40	1.74		1.25	1.24	0.38	1.04	1.25	1.37	1.47	1.44	1.33		0.45	0.51	0.61	0.82	1.04	1.09	1.36		0.28	0.43	1.02	0.18	0.15	0.15
и, мкг/л	Lu		0.0008	0.0005	0.0008	0.0013	0.0021	0.0035	0.0046	-		I	0.0022	I	I	I	I	Ι	I	_	I	I	Ι	I	I	Ι	Ι	-	0.0008	0.0013	0.0031	0.0014	0.0031	0.0024
ы Росси	Yb		0.0020	0.0011	0.0013	0.0019	0.0030	0.0045	0.0057	_	I	I	0.0024	Ι	I	Ι	Ι	Ι	I	_	I	Ι	Ι	I	I	Ι	I	-	0.0014	0.0017	0.0041	0.0024	0.0024	0.0032
обережн	Tm		0.0009	0.0006	0.0008	0.0013	0.0023	0.0039	0.0050	_	I	I	0.0018	I	Ι	Ι	Ι	Ι	I	_	I	Ι	Ι	I	I	Ι	Ι	_	0.0006	0.0014	0.0033	0.0021	0.0029	0.0027
оского п	Er		0.0023	0.0012	0.0017	0.0023	0.0035	0.0053	0.0073		I	I	0.0018	Ι	Ι	Ι	Ι	Ι	I		Ι	Ι	Ι	I	I	Ι	Ι	_	0.0013	0.0019	0.0048	0.0025	0.0018	0.0029
ерномој	Но		0.0014	0.0007	0.0010	0.0017	0.0028	0.0046	0.0057	_	Ι	I	0.0021	Ι	Ι	Ι	Ι	Ι	I	_	Ι	Ι	Ι	I	I	Ι	Ι	_	0.0010	0.0016	0.0037	0.0012	0.0040	0.0030
іх рек Ч	Dy		0.0040	0.0016	0.0018	0.0021	0.0031	0.0048	0.0063		I	I	0.0030	Ι	Ι	Ι	Ι	Ι	Ι	_	Ι	Ι	Ι	I	Ι	Ι	Ι	_	0.0018	0.0019	0.0039	0.0031	0.0056	0.0036
к и маль	Gd		0.0047	0.0019	0.0023	0.0035	0.0055	0.0091	0.0123	_	I		0.0053	I	Ι	Ι	Ι	Ι		_	I	Ι	Ι		Ι	Ι	Ι		0.0020	0.0035	0.0078	0.0017	0.0054	0.0027
средния	Eu	2014 r.	0.0094	0.0056	0.0056	0.0061	0.0070	0.0079	0.0091	я 2010 г.	I	I	0.0069	I	Ι	Ι	Ι	Ι	I	2010 r.	I	I	Ι	I	I	Ι	I	ы 2011 г	0.0053	0.0064	0.0075	0.0074	0.0083	0.0086
в устьях	Sm	а, 5 мая	0.0043	0.0026	0.0023	0.0028	0.0043	0.0061	0.0078	, 15 июл	I	I	0.0050	I	Ι	Ι	Ι	Ι	I	августа	I	Ι	Ι	I	Ι	Ι	Ι	28 январ	0.0025	0.0035	0.0055	0.0020	0.0037	0.0057
изатов	Nd	. Анапк	0.023	0.013	0.011	0.011	0.012	0.016	0.020	Alliam6a	I	I	0.014	I	Ι	Ι	Ι	Ι	I	о же, 30	I	Ι	Ι	I	Ι	Ι	Ι	же, 27–	0.013	0.011	0.015	0.020	0.019	0.023
офил-е	Pr	F	0.0032	0.0022	0.0019	0.0017	0.0020	0.0028	0.0033	Ъ.	0.0028	0.0029	0.0048	0.0025	0.0028	0.0030	0.0033	0.0030	0.0031	-F	I	Ι	Ι	I	Ι	Ι	I	To	0.0016	0.0017	0.0025	0.0019	0.0041	0.0032
ементон	Ce		0.027	0.013	0.010	0.009	0.010	0.015	0.019	_	0.015	0.015	0.075	0.013	0.014	0.017	0.017	0.016	0.016	_	I	Ι	Ι	I	Ι	Ι	I	-	0.008	0.008	0.013	0.011	0.024	0.013
re mqođ	La		0.050	0.010	0.007	0.008	0.009	0.012	0.015	_	0.012	0.011	0.061	0.010	0.013	0.012	0.015	0.014	0.013	_	I	Ι	Ι	I	Ι	Ι	Ι	-	0.006	0.009	0.010	0.011	0.022	0.013
енных (Υ		0.022	0.017	0.016	0.018	0.025	0.037	0.048	_	I	I	I	I	Ι	Ι	Ι	Ι	I	_	I	Ι	Ι	I	Ι	Ι	Ι	-	I	I	Ι	I	I	I
раствор	Ξ		0.218	0.188	0.121	0.064	0.051	0.040	0.041	_	0.077	0.083	0.547	0.062	0.077	0.062	0.050	0.049	0.056	_	0.797	0.709	0.574	0.508	0.422	0.326	0.245	-	0.185	0.097	0.064	0.323	0.463	0.444
нтрации	Ga		0.007	0.006	0.006	0.014	0.018	0.031	0.037	_	0.026	0.027	0.007	0.023	0.032	0.033	0.034	0.035	0.031	_	I	Ι	Ι	I	I	I	Ι	_	0.009	0.013	0.027	0.004	0.005	0.004
Концен	AI		17.5	12.7	8.04	6.98	6.92	6.01	6.28	-	6.37	6.72	8.57	6.49	6.29	6.82	6.21	5.80	6.26	-	12.5	11.7	10.0	8.91	8.08	7.32	6.60	_	5.55	4.71	5.66	4.00	5.97	3.82
Таблица 4.	№ пробы		1-1	1-2	1-3	1-4	1-5	1-6	1-7	-	2-1	2-2	2-3	2-4	2-5	2-6	2-7	2-8	2-9	-	3-1	3-2	3-3	3-4	3-5	3-6	3-7	_	4-1	4-2	4-3	4-4	4-5	4-6

388

САВЕНКО, ПОКРОВСКИЙ

Таблица 4. Окончание

D		.41	.46	.54	.67	.84	.13	47		.62	.74	88	20		56	.41	31	07	.14	.38	21	.32	.27		24	45	80	.66	.55		.35	.28	.62	.61	68	H.
		0	0	0	0	0	1	-	-	0	0	4	<u>.</u>	_	5 1.	2	0	1.	1	0	+	0 6	0	-	7 1.	- I.	5 1.	0	0	_	0	<u>~</u>	7	0	7 1.	9 1
Lu			I	Ι	Ι	Ι	Ι	Ι	_	0.000	0.0010	0.001	0.0026	_	0.004	0.0042	0.000	0.0030	0.003]	0.000	0.0034	0.000	0.000	_	0.0027	0.0037	0.0040	0.0027	0.0021	_	0.0016	0.0038	0.0043	0.0013	0.0047	0.0029
Yb		I	Ι	I	I	I	I	Ι		0.0014	0.0015	0.0021	0.0036		0.0058	0.0054	0.0018	0.0039	0.0043	0.0012	0.0044	0.0015	0.0019		0.0038	0.0047	0.0061	0.0069	0.0064		0.0034	0.0047	0.0060	0.0019	0.0062	0.0039
Tm		I	I	I	I	I	I	I	-	0.0006	0.0012	0.0014	0.0030	_	0.0049	0.0046	0.0007	0.0029	0.0033	0.0005	0.0036	0.000 O	0.0006	-	0.0032	0.0042	0.0052	0.0020	0.0016	-	0.0011	0.0039	0.0054	0.0016	0.0055	0.0031
Er			I	I	I	I	I	I	-	0.0015 0	0.0020	0.0024	0.0043	-	0.0069 0	0.0063 (0.0013 0	0.0048	0.0049	0.0011 0	0.0053 (0.0020	0.0015 0	-	0.0048 0	0.0059 (0.0076	0.0079 0	0.0076	-	0.0034	0.0056	0.0076	0.0025	0.0074	0.0046
Но			I	I	I	I	I	I	-	0.0011	0.0012 0	0.0017	0.0035 0	-	0.0056 0	0.0052 0	0.0007	0.0038 (0.0039 (0.0008	0.0043 0	0.0011	0.0010	-	0.0035 0	0.0048	0.0062 0	0.0040	0.0037	-	0.0024	0.0045	0.0062	0.0020	0.0061	0.0039 (
Dy			I	I	I	I	I		-	0.0022	0.0019	0.0027	0.0041	_	0.0062	0.0055	0.0031	0.0043	0.0039	0.0013	0.0046	0.0055	0.0047	-	0.0040	0.0048	0.0062	0.0174	0.0158	_	0.0093	0.0053	0.0070	0.0026	0.0067	0.0039
Gd		I	I	I	I	I	I	I	<u>.</u>	0.0029 0	0.0029	0.0041	0.0065 0	-	0.0126 0	0.0105 0	0.0019	0.0076	0.0089	0.0028	0.0087	0.0083	0.0046 (-	0.0079	0.0103 0	0.0131 0	0.0216	0.0197	-	0.0114	0.0097	0.0132	0.0041 0	0.0135 0	0.0075 0
Eu	ря 2010 г		I	I	I	I	I		ря 2010 г	0.0061	0.0060	0.0062	0.0077	2006 r.	0.0086	0.0088	0.0088	0.0077	0.0078	0.0054	0.0082	0.0106	0.0100	1 2011 r.	0.0076	0.0088	0.0090	0.0149	0.0134	2011 r.	0.0117	0.0084	0.0095	0.0061	0.0096	0.0073
Sm	сентяб	1	I	I	I	I	I	I	сентябј	0.0027	0.0026	0.0040	0.0048	Тиюля	0.0081	0.0069	0.0030	0.0049	0.0058	0.0018	0.0067	0.0077	0.0060	а, 30 мая	0.0051	0.0068	0.0083	0.0174	0.0165	., 29 мая	0.0120	0.0067	0.0077	0.0036	0.0083	0.0059
ΡN	зыбь, 1		I	I		I	I	Ι	гецай, Э	0.011	0.009	0.009	0.012	Зулан,	0.018	0.018	0.012	0.012	0.014	0.008	0.016	0.030	0.019	удепста	0.012	0.018	0.019	0.067	0.064	Изымта	0.038	0.015	0.018	0.008	0.020	0.015
Pr	P. Me		I	I	I	I	I	I	P. Xo	0.0025	0.0018	0.0016	0.0024	- <u>-</u>	0.0034	0.0031	0.0028	0.0025	0.0030	0.0014	0.0029	0.0063	0.0042	P. K	0.0027	0.0027	0.0034	0.0099	0.0094	P. 1	0.0091	0.0030	0.0035	0.0020	0.0032	0.0028
Ce			I	I	I	I	I		-	0.010	0.009	0.010	0.015	_	0.019	0.018	0.009	0.016	0.016	0.008	0.016	0.057	0.031	-	0.013	0.016	0.019	0.077	0.073	_	0.076	0.016	0.020	0.011	0.018	0.014
La			I	I	I	I	I		_	0.010	0.008	0.009	0.011	_	0.015	0.012	0.010	0.010	0.011	0.005	0.013	0.028	0.012	_	0.011	0.012	0.016	0.053	0.050	_	0.041	0.013	0.017	0.009	0.015	0.010
Υ			I	I	I	I	I		-		I	I	I		0.044	0.042	0.013	0.028	0.031	0.009	0.033	0.029	0.023	-		Ι	I	I	I	_	I	I	I			I
Ë		1.09	0.960	0.667	0.593	0.453	0.322	0.144	-	0.820	0.676	0.577	0.449	_	0.050	0.064	0.318	0.070	0.058	0.123	0.058	0.252	0.310	_	0.357	0.218	0.059	1.32	1.02	_	2.96	0.342	0.058	1.05	0.093	0.518
Ga		0.047	0.047	0.045	0.048	0.044	0.044	0.041	-	0.006	0.011	0.013	0.024	-	0.038	0.032	0.003	0.027	0.026	0.006	0.029	0.008	0.007	-	0.032	0.035	0.039	0.022	0.024	-	0.068	0.048	0.043	0.061	0.041	0.052
AI		34.6	29.7	25.6	22.1	18.1	13.1	8.13	-	8.70	8.37	7.66	5.70		5.82	5.95	4.73	5.53	4.56	4.57	5.56	6.65	6.11	_	6.85	5.58	5.87	44.4	39.1	_	35.0	6.55	5.74	7.57	6.10	5.98
№ пробы		5-1	5-2	5-3	5-4	5-5	5-6	5-7	-	6-1	6-2	6-3	6-4	_	7-1	7-2	7-3	7-4	7-5	7-6	7-7	7-8	7-9	_	8-1	8-2	8-3	8-4	8-5	_	9-1	9-2	9-3	9-4	9-5	9-6

ТРАНСФОРМАЦИЯ МАКРО- И МИКРОЭЛЕМЕНТНОГО СОСТАВА СТОКА

389

САВЕНКО, ПОКРОВСКИЙ

Компонент і	Устье реки	Поведение	Параметры зал дополнительн	висимостей (1) ого поступлени	или величины ія (удаления)*
			а	b	r
		Главные ионы			
Na	Все устья	Конс.	9.83	0.560	0.999
K	То же	Конс.	2.05	0.0203	0.999
Mg	»	Конс.	4.16	0.0671	0.999
Ca	Анапка	Условно неконс.**	Избыток (до 79	% при [Cl] = 1.0	г/л)
	Ашамба 07.2010, 01.2011	Конс.	70.8	0.0103	0.998
	То же, 08.2010	»	84.3	0.0090	0.999
	Мезыбь	»	60.8	0.0100	0.999
	Хотецай	»	73.3	0.0095	0.997
	Вулан	Условно неконс.	Избыток (до 30)% при [Cl] = 3.	0-5.0 г/л)
	Кудепста	Конс.	33.1	0.0129	0.999
	Мзымта	*	22.8	0.0138	0.999
SO_4	Все устья	Конс.	40.1	0.142	0.999
HCO ₃	Анапка	Условно неконс.	Избыток (до 99	% при [Cl] = 1.0	—2.5 г/л)
	Ашамба 07.2010	*	Избыток (до 21	1% при [Cl] = 4.	0 г/л)
	То же, 08.2010, 01.2011	»	Избыток (до 29	9% при [Cl] = 2.	5—3.5 г/л)
	Мезыбь	»	Избыток (до 99	% при [Cl] = 4.0	г/л)
	Хотецай	»	Избыток (до 21	1% при [Cl] = 4.	0 г/л)
	Вулан	»	Избыток (до 67	7% при [Cl] = 3.	0—4.0 г/л)
	Кудепста	»	Избыток (до 10	0% при [Cl] = 2.	0—3.0 г/л)
	Мзымта	Конс.	72.9	0.0126	0.992
		Биогенные элементы	!		
Si	Анапка	Конс.	4.88	-4.80×10^{-4}	0.999
	Ашамба 07.2010, 08.2010	Неконс.	Потери (до 129	б при [Cl] = 2.0	—2.5 г/л)
	То же, 01.2011	Конс.	3.16	-3.25×10^{-4}	0.999
	Мезыбь	»	2.98	-3.03×10^{-4}	0.999
	Хотецай	Неконс.	Потери (до 109	% при [Cl] = 2.0	—3.0 г/л)
	Вулан	»	Потери (до 149	% при [Cl] = 1.0-	–1.5 г/л)
	Кудепста	Конс.	2.47	-2.29×10^{-4}	0.999
	Мзымта	Неконс.	Потери (до 109	% при [Cl] = 2.0	—4.0 г/л)
Р _{мин}	Анапка	Неконс.	Избыток (до 70	00% при [Cl] = 1	1.3 г/л)
	Ашамба 07.2010	»	Избыток (до 35	5% при [Cl] = 4.	0—6.0 г/л)
	То же, 08.2010	*	Потери (до 11%	б при [Cl] = 4.0-	–4.5 г/л)
	То же, 01.2011	»	Избыток (до 93	50% при [Cl] = 1	1.0—1.5 г/л)
	Мезыбь	»	Избыток (до 18	80% при [Cl] = 2	2.5 г/л)
	Хотецай	»	Избыток (до 17	70% при [Cl] = 2	2.5 г/л)
	Вулан	»	Потери (до 329	% при [Cl] = 1.0	г/л)

Таблица 5. Типы и параметры распределения растворенных компонентов в устьях средних и малых рек Черно-морского побережья России

Таблица 5. Продолжение

Компонент і	Устье реки	Поведение	Параметры за дополнительн	висимостей (1) юго поступлени	или величины ія (удаления)*
			а	b	r
P _{opr}	Анапка	Неконс.	Потери (до 589	% при [Cl] = 2.5	г/л)
-	Ашамба 07.2010	»	Потери (до 320)% при [Cl] = 6.	0—6.5 г/л)
	То же, 08.2010	»	Потери (до 8%	при [Cl] = 4.0-	4.5 г/л)
	То же, 01.2011	»	Потери (до 809	% при [Cl] = 0.5	—1.0 г/л)
	Мезыбь	»	Потери (до 379	% при [Cl] = 5.0-	—6.0 г/л)
	Хотецай	»	Потери (до 609	% при [Cl] = 0.5	г/л)
		Микроэлементы			
Li	Анапка	Конс.	0.022	7.79×10^{-6}	0.999
Rb	Все устья	Конс.	5.7×10^{-4}	6.02×10^{-6}	0.999
Cs	То же	Конс.	4.5×10^{-6}	1.39×10^{-8}	0.995
Sr	Анапка, Хотецай	Конс.	1.71	3.03×10^{-4}	0.998
	Ашамба 07.2010, 01.2011	»	0.94	3.69×10^{-4}	0.998
	То же, 08.2010	»	1.42	3.28×10^{-4}	0.999
	Мезыбь, Вулан	»	0.92	3.83×10^{-4}	0.998
	Кудепста, Мзымта	»	0.26	4.27×10^{-4}	0.999
Ba	Анапка	Неконс.	Избыток (до 13	3% при [Cl] = 6.	0 г/л)
	Ашамба 07.2010	Конс.	0.080	-6.41×10^{-6}	0.999
	То же, 08.2010	»	0.085	-6.97×10^{-6}	0.999
	То же, 01.2011	»	0.067	-5.15×10^{-6}	0.999
	Мезыбь	Неконс.	Избыток (до 17	л 7% при [Cl] = 1.0	0—2.0 г/л)
	Хотецай	»	Избыток (до 18	8% при [Cl] = 2.	5 г/л)
	Вулан	»	Избыток (до 8	% при [Cl] = 0.5	—1.5 г/л)
	Кудепста	»	Избыток (до 93	3% при [Cl] = 5.	5—7.5 г/л)
	Мзымта	»	Избыток (до 3	90% при [Cl] = 2	2.0—2.5 г/л)
В	Все устья	Конс.	0.063	2.23×10^{-4}	0.998
F	Анапка	Конс.	0.25	6.89×10^{-5}	0.999
V	Анапка, Мзымта	Конс.	4.8×10^{-4}	5.36×10^{-8}	0.998
	Ашамба, Мезыбь, Вулан	»	2.1×10^{-4}	6.66×10^{-8}	0.990
	Хотецай, Кудепста	»	3.8×10^{-4}	5.66×10^{-8}	0.994
As	Анапка, Ашамба 07.2010, 08.2010, Хотецай, Вулан, Кудепста	Конс.	3.9×10^{-4}	6.82×10^{-8}	0.991
	Ашамба 01.2011	»	1.4×10^{-4}	7.94×10^{-8}	0.998
	Мезыбь, Мзымта	»	7.4×10^{-4}	5.08×10^{-8}	0.993
Мо	Все устья	Конс.	3.3×10^{-4}	4.97×10^{-7}	0.997
Mn	Анапка	Неконс.	Потери (до 289	 % при [Cl] = 0.5	—1.5 г/л)
	Ашамба 07.2010	»	Потери (до 439	% при [Cl] = 1.0-	—2.5 г/л)
	То же, 08.2010	Конс.	0.030	-2.87×10^{-6}	0.984

Таблица 5. Продолжение

Компонент і	Устье реки	Поведение	Параметры зависимостей (1) или величины дополнительного поступления (удаления)*						
			а	b	r				
	То же, 01.2011	Неконс.	Потери (до 209	% при [Cl] = 0.5	—1.0 г/л)				
	Мезыбь	»	Потери (до 779	% при [Cl] = 1.1-	–1.6 г/л)				
	Хотецай	Конс.	1.1×10^{-3}	-2.57×10^{-8}	0.326				
	Вулан	Неконс.	Потери (до 859	% при [Cl] = 0.3	—0.5 г/л)				
	Кудепста	*	Потери (до 67% при [Cl] = 0.3–0.5 г/л)						
	Мзымта	»	Потери (до 25% при [Cl] = 0.5–1.5 г/л)						
Fe	Анапка	Неконс.	Потери (до 42% при [Cl] = 1.0-2.0 г/л)						
	Ашамба 07.2010, Хотецай	»	Потери (до 39% при [Cl] = 1.0-2.0 г/л)						
	То же, 08.2010	Конс.	0.098	-9.47×10^{-6}	0.996				
	То же, 01.2011	Неконс.	Потери (до 26% при [Cl] = 1.5–3.0 г/л)						
	Мезыбь	»	Потери (до 39% при [Cl] = 2.0–2.5 г/л)						
	Кудепста	»	Потери (до 32% при [Cl] = 3.0-4.0 г/л)						
	Мзымта	»	Потери (до 419	% при [Cl] = 2.5-	–3.0 г/л)				
Co	Анапка	Конс.	1.3×10^{-4}	-6.80×10^{-9}	0.998				
	Вулан	»	1.6×10^{-4}	-1.05×10^{-8}	0.989				
Ni	Анапка	Конс.	1.4×10^{-3}	-5.06×10^{-8}	0.993				
	Ашамба 07.2010, Хотецай, Кудепста	»	1.6×10^{-3}	-7.81×10^{-8}	0.996				
	Ашамба 08.2010, Мезыбь, Мзымта	»	1.2×10^{-3}	-2.94×10^{-8}	0.956				
	Ашамба 01.2011	»	5.7×10^{-4}	2.78×10^{-8}	0.874				
	Вулан	»	4.0×10^{-4}	4.54×10^{-8}	0.961				
Cu	Анапка, Ашамба 08.2010, 01.2011, Хотецай	Конс.	1.9×10^{-3}	-1.37×10^{-7}	0.976				
	Ашамба 07.2010, Мезыбь, Кудепста, Мзымта	»	3.6×10^{-3}	-3.12×10^{-7}	0.995				
	Вулан	»	1.1×10^{-3}	-5.46×10^{-8}	0.931				
Cd	Анапка, Ашамба 08.2010, Хотецай, Мзымта	Конс.	2.9×10^{-5}	1.98×10^{-9}	0.946				
	Ашамба 07.2010, Мезыбь, Вулан	»	5.7×10^{-5}	-8.15×10^{-10}	0.608				
	Ашамба 01.2011, Кудепста	»	7.4×10^{-5}	-2.14×10^{-9}	0.550				
Pb	Анапка	Неконс.	Потери (до 809	 % при [Cl] = 0.5-	—1.0 г/л)				
	Ашамба 01.2011, Мзымта	»	Потери (до 65% при [Cl] = 1.0–1.5 г/л)						
	Вулан	»	Потери (до 74% при [Cl] = 0.5–1.2 г/л)						
Sb	Анапка	Конс.	7.5×10^{-5}	1.82×10^{-8}	0.999				
	Ашамба 07.2010, 01.2011, Хотецай, Мзымта	»	1.3×10^{-4}	1.30×10^{-8}	0.991				
	Ашамба 08.2010, Мезыбь, Кудепста	»	1.5×10^{-4}	9.89×10^{-9}	0.989				
	Вулан	»	4.8×10^{-5}	2.04×10^{-8}	0.996				

Таблица 5. Окончание

Компонент <i>і</i>	Устье реки	Поведение	Параметры зависимостей (1) или величины дополнительного поступления (удаления)*					
			а	Ь	r			
Al	Анапка	Неконс.	Потери (до 48% при [Cl] = 1.0-1.7 г/л)					
	Ашамба 07.2010, Хотецай	Конс.	$8.5 \times 10^{-3} -3.09 \times 10^{-7} 0.885$					
	Ашамба 01.2011, Вулан	»	5.1×10^{-3}	5.99×10^{-8}	0.348			
	Ашамба 08.2010	Неконс.	Потери (до 14% при [Cl] = 2.5–3.5 г/л)					
	Мезыбь	»	Потери (до 18% при [Cl] = 2.5–3.5 г/л)					
	Кудепста	*	Потери (до 69% при [Cl] = 1.0-1.3 г/л)					
	Мзымта	»	Потери (до 68% при [Cl] = 0.7–1.0 г/л)					
Ga	Анапка, Ашамба, Хотецай, Вулан	Конс.	5.3×10^{-6}	3.53×10^{-9}	0.993			
	Мезыбь	»	4.8×10^{-5}	-8.17×10^{-10}	0.923			
	Кудепста	»	2.2×10^{-5}	1.73×10^{-9}	0.996			
	Мзымта	»	6.7×10^{-5}	-2.58×10^{-9}	0.996			
Ti	Анапка, Вулан	Неконс.	Потери (до 60% при [Cl] = 1.5–2.5 г/л)					
	Ашамба 07.2010, 01.2011	»	Потери (до 65% при [Cl] = 1.0-2.0 г/л)					
	То же, 08.2010	»	Потери (до 12% при [Cl] = 2.0-3.0 г/л)					
	Мезыбь	»	Потери (до 25% при [Cl] = 1.5–2.5 г/л)					
	Хотецай, Кудепста	»	Потери (до 38% при [Cl] = 0.7–1.3 г/л)					
	Мзымта	»	Потери (до 42% при [Cl] = 1.3–2.5 г/л)					
Y	Анапка	Неконс.	Потери (до 459	% при [Cl] = 1.5-	—2.0 г/л)			
	Вулан	»	Потери (до 689	% при [Cl] = 1.0-	—1.5 г/л)			
La	Все устья	Неконс.	Потери (до 63-82% при [Cl] = 0.5 г/л)					
Ce	То же	Неконс.	Потери (до 59-82% при [Cl] = 0.5 г/л)					
Pr	»	Неконс.	Потери (до 45-	–79% при [Cl] =	0.5 г/л)			
Nd	»	Неконс.	Потери (до 47-	-81% при [Cl] =	0.5 г/л)			
Sm	»	Неконс.	Потери (до 54-	-85% при [Cl] =	• 0.5 г/л)			
Eu	»	Неконс.	Потери (до 34-	–54% при [Cl] =	• 0.5 г/л)			
Gd	»	Неконс.	Потери (до 67-	-88% при [Cl] =	0.5 г/л)			
Dy	»	Неконс.	Потери (до 66-	-89% при [Cl] =	0.5 г/л)			
Но	»	Неконс.	Потери (до 53-84% при [Cl] = 0.5 г/л)					
Er	»	Неконс.	Потери (до 45-84% при [Cl] = 0.5 г/л)					
Tm	»	Неконс.	Потери (до 55-84% при [Cl] = 0.5 г/л)					
Yb	»	Неконс.	Потери (до 48-88% при [Cl] = 0.5 г/л)					
Lu	»	-83% при [Cl] =	0.5 г/л)					
U	Анапка, Хотецай, Кудепста	Конс.	5.7×10^{-4}	1.24×10^{-7}	0.998			
	Ашамба 07.2010, 08.2010, Мезыбь, Вулан, Мзымта	»	3.0×10^{-4}	1.38×10^{-7}	0.998			
	Ашамба 01.2011	»	1.6×10^{-4}	1.49×10^{-7}	0.999			

* В % относительно содержания в речной водной массе; ** условно неконсервативное поведение обусловлено притоком в зону смешения подземных вод и фактически соответствует консервативному.



Рис. 2. Зависимости концентраций растворенных форм стронция, кобальта, никеля, меди, кадмия и сурьмы от содержания хлоридов в устьях рек Черноморского побережья России. (1) – Анапка, май 2014 г.; (2) – Ашамба, июль 2010 г.; (3) – то же, август 2010 г.; (4) – то же, январь 2011 г.; (5) – Мезыбь, сентябрь 2010 г.; (6) – Хотецай, сентябрь 2010 г.; (7) – Вулан, июль 2006 г.; (8) – Кудепста, май 2011 г.; (9) – Мзымта, май 2011 г.

го минерального фосфора было примерно постоянным (0.014–0.017 мг/л) на протяжении всей распресненной части зоны смешения, снижаясь до 0.011 мг/л лишь на устьевом взморье. Для органического фосфора наблюдалась обратная зависимость: при содержании хлоридов менее 6 г/л количество P_{opr} в растворе поддерживалось на уровне ~0.001 мг/л, тогда как при дальнейшем осолонении возрастало до 0.005 мг/л. Однако к 30 августа 2010 г. ситуация принципиально изменилась: концентрации растворенных форм минерального и органического фосфора в речном стоке возросли на порядок величины, а при взаимодействии с морской водой происходило их резкое снижение с потерями, достигающими в водах средней солености соответственно 11 и 8%. При-

394



Рис. 3. Зависимости концентраций растворенных форм ванадия, мышьяка, галлия и урана от содержания хлоридов в устьях рек Черноморского побережья России.

(1) – Анапка, май 2014 г.; (2) – Ашамба, июль 2010 г.; (3) – то же, август 2010 г.; (4) – то же, январь 2011 г.; (5) – Мезыбь, сентябрь 2010 г.; (6) – Хотецай, сентябрь 2010 г.; (7) – Вулан, июль 2006 г.; (8) – Кудепста, май 2011 г.; (9) – Мзымта, май 2011 г.

чиной аномально высокого содержания фосфора в речных водах в этот период мог быть ливневой смыв фосфорсодержащих удобрений с расположенных на водосборе виноградников, поскольку в момент съемки в устье реки проходила высокая паводковая волна. Данное предположение подтверждается при анализе распределения в устье Ашамбы кремния, которое в июле и августе 2010 г. описывалось общей зависимостью от содержания хлоридов с максимальными потерями в результате биологического потребления ~12%.

В январе 2011 г. в устье Ашамбы, а также в мае 2014 г. в устье Анапки во время съемок наблюдалось отсутствие стратификации, в результате чего ведущую роль в трансформации потоков растворенного фосфора играло, по-видимому, поступление в водную толщу поровых вод из взмучивающихся донных отложений, где происходит реминерализация органического вещества, в процессе которой в первую очередь высвобождаются фосфаты. Это привело к резкому возрастанию (соответственно в 9.5 и 7.0 раз) содержания минерального фосфора на начальных стадиях проникновения речных вод в морскую среду с последующим плавным снижением до свойственных морской водной массе значений, а также к противоположно направленному изменению концентрации органического фосфора. Поведение кремния при этом было близко к консервативному, что указывает на слабую интенсивность процессов его ассимиляции-реминерализации в пределах устьевых областей.

В устье Вулана отмечалось синхронное биологическое удаление растворенных форм минерального фосфора и кремния, концентрации которых снижались соответственно с 0.008 до 0.002 и с 3.0 до 0.3 мг/л при максимальных потерях, равных 32 и 14% выноса этих элементов с речными водами.

В устьях Мезыби и Хотецая главным фактором миграции растворенного минерального фосфора,



Рис. 4. Зависимости концентраций растворенных форм натрия, калия, магния, сульфатов, рубидия, цезия, бора и молибдена от содержания хлоридов в устьях рек Черноморского побережья России. (1) – Анапка, май 2014 г.; (2) – Ашамба, июль 2010 г.; (3) – то же, август 2010 г.; (4) – то же, январь 2011 г.; (5) – Мезыбь, сентябрь 2010 г.; (6) – Хотецай, сентябрь 2010 г.; (7) – Вулан, июль 2006 г.; (8) – Кудепста, май 2011 г.; (9) – Мзымта, май 2011 г.



Рис. 5. Зависимости концентраций растворенных форм кальция и гидрокарбонатов от содержания хлоридов в устьях рек Черноморского побережья России.

(1) – Анапка, май 2014 г.; (2) – Ашамба, июль 2010 г.;
(3) – то же, август 2010 г.; (4) – то же, январь 2011 г.;
(5) – Мезыбь, сентябрь 2010 г.; (6) – Хотецай, сентябрь 2010 г.; (7) – Вулан, июль 2006 г.; (8) – Кудепста, май 2011 г.; (9) – Мзымта, май 2011 г. Здесь и на рис. 6–9 пунктиром обозначены расчетные линии консервативного смешения двух водных масс.

по-видимому, служит десорбция с речных взвесей в водах промежуточной солености, приводящая к его дополнительному поступлению в раствор в количествах. превышающих речной сток до 1.8 и 1.7 раз. Решающим аргументом в пользу хемогенного механизма трансформации потока растворенных фосфатов в данном случае стало отсутствие взаимосвязи с концентрацией растворенного органического фосфора. Степень неконсервативности поведения кремния в устьях Мезыби, Хотецая, а также Кудепсты и Мзымты даже в одни и те же периоды времени сильно различается (табл. 5) и определяется, предположительно, локальными вариациями численности диатомовых водорослей, активно потребляющих этот элемент.



Рис. 6. Зависимости концентраций растворенных форм минерального, органического фосфора и кремния от содержания хлоридов в устьях рек Черноморского побережья России.

(1) – Анапка, май 2014 г.; (2) – Ашамба, июль 2010 г.;
(3) – то же, август 2010 г.; (4) – то же, январь 2011 г.;
(5) – Мезыбь, сентябрь 2010 г.; (6) – Хотецай, сентябрь 2010 г.;
(7) – Вулан, июль 2006 г.; (8) – Кудепста, май 2011 г.;
(9) – Мзымта, май 2011 г.



Рис. 7. Зависимости концентрации растворенного бария от содержания хлоридов в устьях рек Черноморского побережья России.

(1) – Анапка, май 2014 г.; (2) – Ашамба, июль 2010 г.; (3) – то же, август 2010 г.; (4) – то же, январь 2011 г.; (5) – Мезыбь, сентябрь 2010 г.; (6) – Хотецай, сентябрь 2010 г.; (7) – Вулан, июль 2006 г.; (8) – Кудепста, май 2011 г.; (9) – Мзымта, май 2011 г.

Таким образом, пространственно-временная изменчивость и степень неконсервативности распределения биогенных элементов в устьевых областях рек исследуемого района формируются под влиянием двух групп факторов: а) изменчивости химического состава речного стока; б) интенсивности протекания в зоне смешения речных и морских вод внутриводоемных биологических (ассимиляция гидробионтами, реминерализации органического вещества при взмучивании донных отложений) и химических (сорбционно-десорбционный обмен в поглощенном комплексе речных взвесей) процессов. В устьевых областях Волги и Урала поведение биогенных элементов контролируют эти же факторы, однако в первом случае главным внутриводоемным процессом, приводящим к удалению до 60-90 и 46-82% содержащихся в речных водах растворенных фосфатов и кремния, служит их ассимиляция водной биотой [4], а во втором – наиболее значимо поступление фосфатов в раствор из поровых вод поверхностного слоя донных отложений при сильном биологическом потреблении кремния [10].

На миграцию бария в зоне смешения речных и морских вод наибольшее влияние оказывают сорбционно-десорбционные процессы в поглощенном комплексе речных взвесей [1], и его поведение в устьевых областях рек Черноморского побережья России подтверждает этот вывод. Как показано на рис. 7, линейные зависимости концентрации растворенного бария от содержания хлоридов (1) наблюдаются только в устье Ашамбы, тогда как в устьях Вулана, Анапки, Мезыби и Хотецая максимальная десорбция этого элемента составляет 8, 13, 17 и 18% содержания в речных водах, в устье Кудепсты – сравнима с выносом речным стоком, а в устье Мзымты – превышает его почти в 4 раза (табл. 5). Дополнительное поступление бария в раствор в зонах смешения вод Волги и Урала с водами Северного Каспия достигает соответственно 52 и 20% [4, 10].

Распределение растворенных форм марганца, железа, свинца, алюминия, титана, иттрия и редкоземельных элементов также аналогично характерному для устьевых областей Волги. Урала и большинства рек мира [1, 4, 10]: доминирование прочных комплексов с образующим коллоидную фракцию растворенным органическим веществом приводит к резкому снижению подвижности этих элементов уже на ранних стадиях смешения с морской водой в результате коагуляции и флоккуляции органических и органоминеральных коллоидов (рис. 8, 9). Степень удаления элементов из раствора в устьях разных рек и в различные периоды времени варьируется в довольно широких пределах и зависит от их содержания в речных водах и химического состава последних (главным образом от содержания и состава органического вещества), причем для марганца, железа, свинца, алюминия, титана и иттрия оба фактора сопоставимы по значимости, тогда как для редкоземельных элементов ведущую роль играет их содержание в речном стоке. Так, в большинстве случаев максимальные потери марганца, железа и алюминия находятся в диапазоне 14-48%, хотя для устьев некоторых рек и Ашамбы в отдельные периоды поведение этих элементов близко к консервативному, а иногда их удаление из раствора достигает 67-85% (табл. 5). Сток растворенных свинца, титана и иттрия в зоне активной флоккуляции коллоидов уменьшается соответственно на 65-80, 12-65 и 45-68%; редкоземельных элементов – на 34-54...66-89% с минимумом для европия и максимумом для гадолиния и диспрозия. Для устьевых областей Волги и Урала, несмотря на специфику химического состава вод Северного Каспия, оценки потерь элементов этой группы на геохимическом барьере река-море за редкими исключениями (консервативное поведение иттрия, более интенсивное удаление титана) близки к таковым для устьев рек Черноморского побережья России [4, 10].

В итоге, проведенные исследования позволили установить сходство типов распределения растворенных макро- и микроэлементов в устьях крупных и малых рек российских секторов Черного и Каспийского морей, которое в подавляющем большинстве случаев отличается только степенью вовлеченности элементов в те или иные внутриводоемные процессы.



Рис. 8. Зависимости концентраций растворенных форм марганца, железа, свинца, алюминия, титана и иттрия от содержания хлоридов в устьях рек Черноморского побережья России. (1) – Анапка, май 2014 г.; (2) – Ашамба, июль 2010 г.; (3) – то же, август 2010 г.; (4) – то же, январь 2011 г.; (5) – Мезыбь,

сентябрь 2010 г.; (6) – Хотецай, сентябрь 2010 г.; (7) – Вулан, июль 2006 г.; (8) – Кудепста, май 2011 г.; (9) – Мзымта, май 2011 г.

выводы

1. В устьях 7 средних и малых рек Черноморского побережья России установлено консервативное поведение ряда главных ионов (Na, K, Mg, SO_4) и растворенных микроэлементов (Li, Rb, Cs, Sr, Co, Ni, Cu, Cd, Sb, Ga, B, F, V, As, Mo, U), а также условно неконсервативное, т.е. фактически соответствующее консервативному поведение кальция и гидрокарбонатов, обусловленное вкладом рассредоточенного подземного стока в их поступление в зону смешения речных и морских вод.



Рис. 9. Зависимости концентраций растворенных форм редкоземельных элементов от содержания хлоридов в устьях рек Черноморского побережья России.

(1) – Анапка, май 2014 г.; (2) – Ашамба, июль 2010 г.; (3) – то же, январь 2011 г.; (4) – Мезыбь, сентябрь 2010 г.; (5) – Хотецай, сентябрь 2010 г.; (6) – Вулан, июль 2006 г.; (7) – Кудепста, май 2011 г.; (8) – Мзымта, май 2011 г. 2. Степень неконсервативности распределения биогенных элементов (P, Si) в зоне смешения речных и морских вод является следствием совместного влияния двух групп факторов: а) условий формирования химического состава речного стока; б) вовлеченности во внутриводоемные биологические (ассимиляция гидробионтами, реминерализации органического вещества при взмучивании донных отложений) и химические (сорбционно-десорбционный обмен в поглощенном комплексе речных взвесей) процессы.

3. Сток растворенного бария в устьях изученных рек, за исключением Ашамбы, увеличивается на 8–390% его концентрации в речных водах за счет десорбции из поглощенного комплекса терригенного материала.

4. Доминирование прочных комплексов с образующим коллоидную фракцию растворенным органическим веществом приводит к снижению подвижности марганца, железа, свинца, алюминия, титана, иттрия и редкоземельных элементов (от ~0 до 85%) на ранних стадиях смешения с морской водой в результате коагуляции и флоккуляции органических и органоминеральных коллоидов.

5. Пространственно-временная изменчивость распределения всех изученных растворенных макро- и микроэлементов в зоне смешения речных и морских вод зависит от изменчивости химического состава материкового стока и различий концентраций элементов на речной и морской границах зоны смешения, с возрастанием которых нивелируется влияние первого фактора.

6. Сопоставление с ранее полученными данными для устьевых областей Волги и Урала показало сходство типов распределения растворенных макро- и микроэлементов в устьях крупных и малых рек российских секторов Черного и Каспийского морей, отличающееся степенью вовлеченности элементов в те или иные внутриводоемные процессы в устье каждой реки в конкретный период времени.

Источники финансирования. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 20-05-00802).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. *Гордеев В.В.* Геохимия системы река-море. М., 2012. 452 с.
- Гордеев В.В., Филиппов А.С., Кравчишина М.Д. и др. Особенности геохимии речного стока в Белое море // Система Белого моря. Т. 2. Водная толща и взаимодействующие с ней атмосфера, криосфера, речной сток и биосфера. Глава 4. М.: Научный мир, 2012. С. 225–308.

- Маккавеев П.Н., Завьялов П.О. Сток малых и средник рек российского побережья Черного моря и его влияние на характеристики вод // Система Черного моря. Глава 3. Геохимия речного стока в Черное море. Раздел 3.2. М.: Научный мир, 2018. С. 287–322.
- 4. Савенко А.В., Бреховских В.Ф., Покровский О.С. Миграция растворенных микроэлементов в зоне смешения вод Волги и Каспийского моря (по многолетним данным) // Геохимия. 2014. № 7. С. 590– 604.
- 5. Савенко А.В., Демиденко Н.А., Покровский О.С. Химическая трансформация стока растворенных веществ в устьевых областях Онеги и Мезени // Геохимия. 2016. № 5. С. 447–456.
- 6. Савенко А.В., Демиденко Н.А., Покровский О.С. Пространственно-временная изменчивость трансформации стока растворенных веществ в эстуарии Мезени // Океанология. 2019. Т. 59. № 2. С. 216– 226.
- Савенко А.В., Ефимова Л.Е. Трансформация стока растворенных веществ в зоне смешения речных и морских вод // Геоэкологическое состояние Арктического побережья России и безопасность природопользования. М.: ГЕОС, 2007. С. 285–299.
- Савенко А.В., Покровский О.С. Миграция растворенных веществ в устье р. Серебрянки бассейна Японского моря (Сихотэ-Алинский заповедник) // Водные ресурсы. 2014. Т. 41. № 6. С. 579–584.
- 9. Савенко А.В., Покровский О.С. Распределение растворенных веществ в эстуарии Енисея и на прилегающей акватории Карского моря и его межгодовая изменчивость // Геохимия. 2019. Т. 64. № 11. С. 1175–1186.
- 10. Савенко А.В., Покровский О.С. Трансформация стока растворенных веществ в устье р. Урал // Геохимия. 2020. Т. 65. № 8. С. 811–822.
- Савенко А.В., Покровский О.С., Кожин М.Н. Трансформация стока растворенных веществ в устьевых областях малых водотоков южного побережья Кольского полуострова // Океанология. 2011. Т. 51. № 5. С. 837–848.
- Савенко А.В., Цыцарин А.Г., Повалишникова Е.С. Поведение стронция, фтора и бора в устьевых областях Кубани и Дона // Водные ресурсы. 2002. Т. 29. № 6. С. 732–742.
- Хрусталев Ю.П. Закономерности современного осадконакопления в Северном Каспии. Ростовна-Дону: Изд-во РГУ, 1978. 208 с.
- Хрусталев Ю.П. Закономерности осадконакопления во внутриконтинентальных морях аридной зоны. Л.: Наука, 1989. 261 с.
- 15. Шулькин В.М. Металлы в экосистемах морских мелководий. Владивосток: Дальнаука, 2004. 279 с.

Transformation of Major and Trace Element Composition of the Dissolved Matter Runoff in the Mouths of Medium and Small Rivers of the Black Sea Coast of Russia

A. V. Savenko^{a, #}, O. S. Pokrovsky^{b, c}

^aM.V. Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, Moscow, Russia ^bFederal Research Centre of Complex Studying of the Arctic Region RAS, Arkhangelsk, Russia ^cNational Research Tomsk State University, Tomsk, Russia [#]e-mail: Alla Savenko@rambler.ru

Based on field observations, the regularities of dissolved matter migration in the mouth areas of rivers of the Black Sea coast of Russia (Anapka, Ashamba, Mezvb', Hotetsai, Vulan, Kudepsta, and Mzvmta) were studied. Conservative behavior (a linear form of the relationship between the component concentration and chlorides content) was established for a number of major ions and trace elements: Na, K, Mg, SO₄, Li, Rb, Cs, Sr, Co, Ni, Cu, Cd, Sb, Ga, B, F, V, As, Mo, and U. The conditionally non-conservative behavior of calcium and hydrocarbonates also actually corresponds to the conservative one, since their excess in the mouths of some rivers is associated with the inflow of dispersed groundwater runoff into the mixing zone, in addition to river waters. Non-conservative behavior (a nonlinear form of the relationship between the component concentration and chlorides content, indicating its participation in autochthonous processes in the mixing zone between the riverine and seawater masses) is typical for nutrients involved in production-destruction (P, Si) and sorption-desorption (P) processes; barium, to a greater or lesser extent desorbed from river suspended matter (from ~0 to 390% of its concentration in river waters), as well as for Mn, Fe, Pb, Al, Ti, Y, and rareearth elements, which are removed from the solution during coagulation and flocculation of organic and organo-mineral colloids (from ~0 to 85%). The spatiotemporal variability of the distribution of dissolved major and trace elements in the mixing zone between the riverine and seawater masses depends on the variability of the chemical composition of continental runoff and differences in the concentrations of elements at the river and sea boundaries of the mixing zone, with an increase in which the influence of the first factor is leveled. Using previously obtained data, the similarity of the types of distribution of dissolved major and trace elements in the mouths of large and small rivers of the Russian sectors of the Black and Caspian Seas was shown, which differs only in the degree of involvement of elements in certain autochthonous processes at the mouth of each river in a specific period of time.

Keywords: river mouths, mixing zone between the riverine and seawater masses, main salt composition, dissolved trace elements, conservative and nonconservative behavior, the Black Sea coast of Russia ——— МОРСКАЯ БИОЛОГИЯ —

УДК 581.132:574.583

ПЕРВИЧНАЯ ПРОДУКЦИЯ И ХЛОРОФИЛЛ РАЗМЕРНЫХ ГРУПП ФИТОПЛАНКТОНА КАРСКОГО МОРЯ В ПЕРИОД СХОДА СЕЗОННОГО ЛЬДА

© 2022 г. А. Б. Демидов^{1,} *, В. М. Сергеева¹, В. И. Гагарин¹, Е. В. Еремеева¹, О. В. Воробьева², Т. А. Белевич³, В. А. Артемьев¹, А. А. Полухин¹, А. В. Григорьев¹, А. Н. Храпко¹, С. А. Щука¹, М. В. Флинт¹

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

 2 Всероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии,

Москва, Россия

³Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова,

Москва, Россия

*e-mail: demspa@rambler.ru Поступила в редакцию 15.11.2021 г. После доработки 03.12.2021 г. Принята к публикации 16.12.2021 г.

Величины первичной продукции (ИПП) и хлорофилла "а" (Хл_{фс}) в столбе воды Карского моря получены в период схода сезонного льда в конце июня 2021 г. во время 83-го рейса НИС "Академик Мстислав Келдыш". В период проведения исследований ИПП достигала 1352 мгС/м² в день. Высокие средние значения ИПП (740 мгС/м² в день) и Хл_{фс} (81.40 мг/м²) у кромки льда позволяют говорить о весеннем "цветении" фитопланктона. Наибольшие величины ИПП отмечены на станциях, где хлорофилл "а" (хл "а") был сосредоточен в верхнем перемешанном слое. Также, высокие значения ИПП были зарегистрированы на станциях, где был отмечен подповерхностный максимум хл "а" в слое максимальных градиентов пикноклина. В зоне "цветения" микрофитопланктон (>20 µm) вносил основной вклад в суммарные величины ИПП и Хл_{фс}, в среднем, соответственно, 92 и 82%. Вклад пикофитопланктона (<3 µm) в суммарную величину первичной продукции возрастал в среднем с 3 до 70% от поверхности до границы слоя фотосинтеза на глубинах 32–55 м. В вертикальном распределении вклада различных размерных фракций в суммарные величины хл "а" такой тенденции не наблюдалось. Такие результаты свидетельствуют об увеличении удельной ассимиляционной активности пикофитопланктона при уменьшении интенсивности света с глубиной.

Ключевые слова: первичная продукция, хлорофилл "а", ассимиляционное число, "цветение" фитопланктона, размерная структура фитопланктона, Карское море DOI: 10.31857/S0030157422030030

ВВЕДЕНИЕ

Во время весеннего сезона, который в Арктическом океане (АО) длится приблизительно с апреля по июнь включительно, по разным оценкам создается до 50–54% годовой интегральной для столба воды первичной продукции (ИПП) [12, 27]. Эти оценки опираются на модельные расчеты и спутниковые данные. В тоже время известно, что значительный вклад в величину годовой ИПП может вносить "цветение" фитопланктона, которое отмечается подо льдом [9, 23, 42, 43, 51] и не регистрируется спутниковыми сканерами. Недоучет первичной продукции (ПП), создаваемой в этих условиях, может приводить к значительному занижению годовой ИПП АО [8] и свидетельствует о невозможности, оценить истинный

вклад весеннего "цветения" в годовую величину ИПП, используя лишь дистанционные методы. С этой точки зрения, экспедиционные исследования продолжают оставаться одним из основных источников данных для оценки ИПП в этот период вегетационного сезона. Следует отметить, что существует очень мало данных о "цветении" фитопланктона у кромки льда и подо льдом в морях АО [6]. В частности, очень мало известно об этом явлении в Карском море.

Кроме оценки интегральных величин продукционных параметров фитопланктона, представляют большой интерес знания о его размерной структуре в период весеннего "цветения". При изучении межгодовой изменчивости фитопланктона АО под воздействием климатических трен-



Рис. 1. Расположение станций (звездочки) в 83-м рейсе НИС "Академик Мстислав Келдыш" в конце июня 2021 г. Представлена ледовая обстановка на 26 июня, середину рейса (по http://siows.solab.rshu.ru).

дов дискуссионным является вопрос о смене доминирующей в его составе размерной группы. При этом выдвигается гипотеза о возрастании роли пикофитопланктона (<2-3 µm) (ПФ) в размерной структуре сообщества. Такая динамика рассматривается как следствие быстрого потепления и сокращения площади ледового покрова в АО [60, 61]. В этом аспекте высказывается гипотеза о том, что ПФ будет иметь преимущество перед микрофитопланктоном (>20 µm) (МФ) вследствие лучшей адаптации первого к повышению температуры и уменьшению солености воды в приповерхностных слоях [33, 55]. Известно, что различные размерные группы фитопланктона вносят разный вклад в интенсивность потока углерода в экосистеме [18, 25, 28, 31, 56, 58]. Таким образом, сдвиг размерной структуры фитоценоза в сторону доминирования ПФ может привести к существенным изменениям в биогеохимических процессах и уровне продуктивности АО. Следует отметить, что эта гипотеза выдвинута на основании данных, полученных, в основном, летом и осенью, когда в фитопланктоне доминирует мелкоразмерная фракция [13, 14, 20, 53, 60, 61]. В тоже время, известно, что весной в АО в составе фитопланктона часто преобладает МФ [37, 46]. Таким образом, оценивать межгодовую изменчивость размерной структуры фитопланктона, по-видимому, следует отдельно для разных сезонов.

В рамках настоящего исследования нами были сформулированы следующие цели: (1) — получить интегральные для столба воды величины ПП и хлорофилла "а" (хл "а") в Карском море в весенний период; (2) — изучить особенности вертикального распределения ПП и хл "а" в этот сезон; (3) — оценить вклад различных размерных групп фитопланктона как в интегральные величины ПП и хл "а", так и на разных горизонтах водного столба.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Характеристика исследованной акватории и отбор проб. Материал для настоящей статьи был получен в 83-м рейсе НИС "Академик Мстислав Келдыш", проведенном по программе "Экосистемы морей Сибирской Арктики", в Карское море в период с 22 по 30 июня 2021 г. На разрезе станции были расположены вдоль кромки сезонного льда (рис. 1). Еще две станции (ст. 7025 и 7026) были выполнены в западном отроге желоба Св. Анны. Ледовые карты были составлены по данным усовершенствованного микроволнового сканирующего радиометра AMSR2 (Advanced Microwave Scanning Radiometer) и получены с портала SIOWS: Arctic portal — Oceanographic investigations of the Arctic ocean (http://siows.solab.rshu.ru). Горизонты отбора проб определялись после предварительного зондирования температуры, электропроводности и флуоресценции СТD-зондом SBE-911 Plus (Seabird Electronics). Для определения содержания хл "а" и ПП пробы воды отбирали 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. Проба с поверхности на всех станциях отбиралась пластиковым ведром одновременно с замыканием батометров на верхнем горизонте.

Определение ПП. ПП измерялась при помощи радиоуглеродной модификации метода светлых и темных склянок [49]. Постановка опытов осуществлялась по схеме имитации световых условий [34, 50]. Склянки предварительно обрабатывались 1 N HCl. Пробы воды объемом 250 мл помешались под нейтральные светофильтры с пропусканием, соответствующим облученности на глубине отбора. Предварительно проводилось зондирование подводной облученности в диапазоне фотосинтетически активной радиации (ФАР) (см. ниже). После добавления меченого по углероду гидрокарбоната натрия (NaH¹⁴CO₃) активностью 0.05 µСі на 1 мл пробы экспонировали в течение половины светового лня (12 ч) 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 "а" и ПП". После фильтрации пробы промывали фильтрованной морской водой, высушивали при комнатной температуре в течение ночи 12-ти часов и помещали в сцинтилляционный флакон. После добавления 10 мл сцинтилляционного коктейля "Optiphase HiSafe III" (PerkinElmer) учет активности фильтров проводили через сутки на сцинтилляционном радиометре "Triathler" (Hidex). По результатам определения ПП на разных горизонтах строилась кривая вертикального распределения. Нижняя граница слоя фотосинтеза ($H_{\rm dc}$) определялась как глубина, на которой ПП, измеренная радиоуглеродным методом, равнялась нулю. Площадь, ограниченная кривой вертикального распределения ПП, соответствовала ИПП.

Определение содержания хл "а". Определение содержания хл "а" проводили флуориметрическим методом [29]. После фильтрации фильтры высушивали и хранили до анализа в морозильной камере при температуре –20°С не более суток в плотно закрытой емкости со свежепрокаленным силикагелем. Экстрагирование проводили 90%-м водным раствором ацетона в течение суток. Флуоресценцию полученных экстрактов измеряли на флуориметре Trilogy Turner Designs до и после подкис-

ОКЕАНОЛОГИЯ том 62 № 3 2022

ления водным 1 N раствором HCl. Калибровка флуориметра была проведена по спектрофотометрическому методу с использованием химически чистого хл "а" (Sigma) в качестве стандарта. Расчет концентрации хл "а" и феофитина "а" проводили согласно [30].

Фракционирование хл "а" и ПП. Автотрофный планктон включает следующие размерные классы: пикофитопланктон (ПФ) (<2 μ m), нанофитопланктон (НФ) (2–20 μ m) и микрофитопланктон (МФ) (>20 μ m) [48]. В настоящей работе пикофитопланктон определяется, как клетки размером <3 μ m [например, 59].

Для определения концентрации хл "а" во фракциях фитопланктона пробы воды объемом l л последовательно пропускали через нейлоновое сито с ячеей 20 µm, ядерные фильтры с размером пор 3 µm (Reatrack) и стекловолокнистые фильтры GF/F 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 "Владипор" МФАС-ОС-2 с размером пор 0.45 µm. Вакуум не более 0.1 атм применялся только на последней стадии фильтрации.

Методы определения надводной и подводной облученности. Интенсивность надводной облученности измеряли с использованием датчика падающей радиации в диапазоне ФАР LI-190SA (LI-COR), который каждую секунду фиксировал значения освещенности в диапазоне ФАР (µмоль квантов/м² в сек). 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 стациях – 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}).

Методы определения гидрохимических показателей. Пробы для определения pH, биогенных элементов (силикаты, фосфаты, формы азота) и щелочности отбирались в пластиковую посуду 0.5 л без консервации. Определение концентрации биогенных элементов проводилось непосредственно на борту согласно [24]. Колориметрические определения были выполнены на спектрофотометре DR 3900 (HACH-Lange).

Расчет содержания растворенного неорганического углерода проводилось pH-Alk методом по термодинамическим уравнениям карбонатного

No or	Дата работ	Дата без льда	φ	λ	Н	Параметр								
JNº C1.						T_0	S_0	ВПС	$NO_2 + NO_3$	NH_4	PO ₄	Si	I_0	
7015	22.06	19.06	71.12	58.22	239	1.5	32.85	5	0.16	0.51	0.12	1.07	49.8	
7016	23.06	17.06	72.05	58.43	243	0.9	33.03	15	0.05	0.11	0.07	1.01	30.2	
7017	23.06	18.06	73.01	60.18	181	-0.1	32.89	21	0.31	0.35	0.20	0.10	41.7	
7018	24.06	20.06	74.1	64.73	147	-0.9	32.90	13	0.49	0.05	0.11	0.51	41.7	
7019	25.06	24.06	74.83	68.00	270	-0.5	33.12	22	0.26	0.09	0.13	0.56	39.5	
7020	26.06	25.06	75.65	72.3	150	-1.6	32.95	14	0.16	0.20	0.13	0.86	37.2	
7021	26.06	25.06	76.5	77.09	70	-1.6	30.38	4	1.21	0.39	0.38	13.8	31.3	
7023	27.06	26.06	77.51	78.93	85	-1.5	31.32	11	0.05	0.05	0.22	5.26	31.3	
7025	28.06	12.05	76.77	70.87	405	-0.1	34.26	93	0.21	0.11	0.11	0.36	27.0	
7026	28.06	13.05	76.57	71.33	151	0.0	34.30	103	0.12	1.09	0.17	0.36	36.4	
7043	30.06	5.06	76.26	72.75	133	0.7	32.49	4	0.01	0.11	0.19	0.05	38.7	

Таблица 1. Значения некоторых абиотических факторов в поверхностном слое на станциях, выполненных в Карском море конце июня 2021 г.

Примечание. Северная широта (ϕ) и восточная долгота (λ) даны в градусах, минуты представлены в виде дробной части числа. Дата без льда – время полного освобождения ото льда. Параметры: H – глубина станции, м; T_0 – температура воды на поверхности, °C; S_0 – соленость на поверхности; ВПС – глубина верхнего перемешанного слоя, м; NO₂ + NO₃, NH₄, PO₄, Si – концентрация на поверхности, соответственно, суммы нитритного и нитратного азота, аммонийного азота, фосфатов и растворенного кремния, μ М; I_0 – подповерхностная облученность в диапазоне ФАР, моль квантов/м² в день.

равновесия с применением концентрационных констант диссоциации угольной кислоты Роя [38] с поправками для вод со свойствами, отличными от морской воды [35].

Определение подповерхностных максимумов, границ верхнего перемешанного слоя и нитраклина. Подповерхностный хлорофильный максимум (ПХМ) определялся нами, как слой, в котором датчик флуоресценции Wet Labs ECO-AFL/FL, установленный на зондирующем комплексе SBE-911 Plus, фиксировал повышенные значения по сравнению с выше- и нижележащими слоями. Непосредственно в ПХМ выделялся горизонт с максимальной для столба воды концентрацией хл "а" (Хл_м). Следует отметить, что, согласно работе [57], мы считали ПХМ хорошо выраженным, когда отношение $Xл_M/Xn_0 \ge 1.15$, где Xn_0 — концентрация хл "а" на поверхности.

За границу верхнего перемешанного слоя (ВПС) принимался горизонт, на котором плотность воды (σ_t) впервые превысила поверхностную величину на 0.3 кг/м³ [52]. Распределение суммы нитритного и нитратного азота (NO₂ + NO₃) в ВПС было гомогенным. Верхняя граница нитраклина определялась горизонтом, на котором происходило резкое повышение NO₂ + NO₃.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Ледовая обстановка и абиотические факторы в районе работ. Станции, выполненные в рейсе можно разделить на две группы: освободившиеся ото льда в интервале 1–6 дней до проведения работ и свободные ото льда относительно длительное время (от 25 дней до полутора месяцев) (табл. 1). Станции из первой группы могут быть охарактеризованы низкой (от -1.5 до 1.5° С) T_0 , поверхностной соленостью (S_0) 30–33 и глубиной ВПС от 4 до 22 м. Концентрация основных биогенных элементов на поверхности, которая характеризует их содержание в ВПС, (за исключением ст. 7021) была ниже лимитирующих рост и фотосинтез фитопланктона [22, 54].

К особенностям станций, выполненных в желобе Св. Анны, (вторая группа станций), следует отнести отсутствие резкого пикноклина и глубокий (приблизительно до 100 м) ВПС. Исключением можно считать ст. 7043, на которой глубина ВПС составила 4 м. По другим гидролого-гидрохимическим характеристикам станции, освободившиеся ото льда значительно раньше, мало отличались от первой группы (табл. 1). В условиях полярного дня район работ характеризовался высоким уровнем ФАР (27–49.8 моль квантов/м² в день).

Пространственное распределение продукционных параметров. В конце июня 2021 г. в Карском море было зарегистрировано "цветение" фитопланктона у отступающей кромки сезонного льда. В этот период в составе фитопланктона преобладали крупные диатомовые водоросли родов *Thalassiosira*, *Bacterosira* и *Porosira*, а также более мелкие формы родов *Navicula*, *Fragillariopsis* и *Chaetoceros*, которые формируют многоклеточные колонии. По размерному составу все эти группы относятся к МФ. Такое сообщество ха-

№ ст.	Дата	Параметр												
		Хл _{микро}	Хл _{нано}	Хл _{пико}	Хл _{тот}	ИПП _{микро}	ИПП _{нано}	ИПП _{пико}	ИПП _{тот}	АЧ _{микро}	АЧ _{нано}	АЧ _{пико}	AЧ _{тот}	
7015	22.06	4.54	7.09	4.39	16.2	170	54	57	281	4.06	1.37	2.13	2.08	
7016	23.06	72.16	6.2	5.81	84.17	474	5	26	505	4.86	0.26	2.03	4.04	
7017	23.06	58.31	31.13	5.51	94.95	547	12	63	622	1.34	0.46	1.46	1.27	
7018	24.06	133.64	10.39	5.7	151.53	677	15	21	713	1.11	0.21	0.27	0.95	
7019	25.06	94.85	10.24	7.65	112.74	1254	65	33	1352	3.9	0.85	0.63	2.95	
7020	26.06	58.16	11.38	7.41	76.95	1031	61	44	1136	2.37	0.53	0.54	1.88	
7021	26.06	20.99	3.55	1.72	26.26	308	20	19	347	1.06	0.44	1.06	0.95	
7023	27.06	69.51	8.83	2.08	80.42	907	22	18	947	1.76	0.36	1.76	1.63	
7025	28.06	12.2	5.46	4.04	21.7	224	72	81	377	1.87	1.18	1.22	1.58	
7026	28.06	8.2	4.58	2.73	15.51	118	31	54	203	2.38	1.10	2.47	2.04	
7043	30.06	81.51	5.73	2.12	89.36	697	24	30	751	1.78	0.43	1.02	1.51	

Таблица 2. Величины продукционных характеристик размерных групп фитопланктона в Карском море в конце июня 2021 г.

Примечание. Хл_{иикро}, Хл_{нано}, Хл_{пико} и Хл_{тот} – интегральное содержание хл "а" в слое фотосинтеза, соответственно, микро-, нано-, пикофитопланктона и суммарная величина, мг/м²; ИПП_{микро}, ИПП_{нано}, ИПП_{пико} и ИПП_{тот} – интегральная в столбе воды первичная продукция, соответственно, микро-, нано-, пикофитопланктона и суммарная величина, мгС/м² в день; АЧ_{микро}, АЧ_{нано}, АЧ_{пико} и АЧ_{тот} – максимальные ассимиляционные числа, соответственно, микро-, нано-, пико- и всего фитопланктона мгС/мг хл "а" в час.

рактерно для фитопланктона, развивающегося рядом с ледовой кромкой весной. Вывод о наличии "цветения" фитопланктона на большинстве станций (табл. 2) сделан нами на основе высоких величин продукционных характеристик, в первую очередь ИПП (>500 мгС/м² в день) [10].

ИПП на разрезе вдоль кромки льда изменялась в 5 раз, от 281 до 1352 мгС/м² в день, составив в среднем 740 мгС/м² в день. Концентрация хл "а" в слое фотосинтеза (Хл_{фс}) изменялась в 9 раз, от 16.20 до 151.53 мг/м², составив в среднем 81.40 мг/м² (табл. 2). Величины ИПП и Хл_{фс} в целом возрастали с юга на север до середины разреза – станций 7018 (по Хл_{фс}) и 7019 (по ИПП). Далее на север эти величины имели тенденцию к снижению. ИПП зависела от обилия фитопланктона в слое фотосинтеза, если в качестве этого показателя считать $X_{\pi_{bc}}$ (R = 0.56, N = 9) и в меньшей степени определялась его ассимиляционной активностью (АЧ_м) (R = 0.16, N = 9). Максимальное в слое фотосинтеза ассимиляционное число всех размерных групп фитопланктона (АЧтот) на разрезе варьировало от 0.95 до 4.04 мгС/мг хл "а" в час, составив в среднем 1.92 мгС/мг хл "а" в час.

Станции, выполненные в желобе Св. Анны (станции 7025 и 7026), находились вне зоны "цветения". Об этом свидетельствуют пониженные по сравнению с большинством станций разреза вдоль ледовой кромки, значения ИПП и $X_{\pi \phi c}$. Средние значения ИПП и $X_{\pi \phi c}$ в этом районе составили 290 мгС/м² в день и 18.57 мг/м² и были, соответственно, в 2.5 и 4 раза меньше, чем средние величины на разрезе. Среднее значение АЧ_{тот} на станциях в желобе Св. Анны практически не отличалось от средней величины этого параметра на разрезе (1.81 мгС/мг хл "а" в час).

Вертикальное распределение ПП и хл "а". Рассматривая вертикальное распределение хл "а" в Карском море в конце июня, можно также выделить две группы станций. Первая из них характеризовалась отсутствием выраженного ПХМ (рис. 2). В свою очередь, в пределах этой группы выделялись два типа вертикального распределения хл "а". Для первого типа значения Хл₀ мало отличались от величин на границе ВПС (станции 7019 и 7020 на рис. 2), а отношение Хл_м/Хл₀ не превышало 1.15 (табл. 3). На этих станциях были зарегистрированы самые высокие значения ИПП (табл. 2). На станциях второго типа, выполненные в желобе Св. Анны, характерно убывание хл "а" с глубиной (ст. 7025 и 7026 на рис. 2). Эти станции оказались относительно низкопродуктивными в исследованный период (табл. 2).

Для второй группы станций (рис. 3) характерно расположение ПХМ в слое максимальных градиентов пикноклина у границ Z_{eu} и нитраклина (Z_{nit}) (станции 7016—7018). Отдельно следует рассматривать ст. 7015, на которой горизонт с Хл_м располагался сразу под поверхностью (2 м) и совпадал с максимумом ПП (табл. 3). Такая картина могла быть следствием фотоингибирования фитопланктона очень высокой инсоляцией 26 июня (49.8 моль квантов/м² в день), вследствие чего водоросли были сконцентрированы в подповерх-



Рис. 2. Вертикальное распределение первичной продукции (ПП, мгС/м³ в день), концентрации хлорофилла "а" (Хл, мг/м³) и плотности воды (σ_t , кг/м³) на станциях без выраженного хлорофильного максимума. Горизонтальными линиями показаны граница эвфотической зоны (Z_{eu}) и нитраклина (Z_{nit}).
№ ст.	Дата		Параметр														
		ПХМ	Хл _м	Хл _м /Хл ₀	Фео "а"	ПМ	$H_{ m \varphi c}$	Т	$NO_2 + NO_{3 \Pi XM}$	Z _{nit}	<i>I</i> _z Хл _м абсолют.	I _z Хл _м отн.	Z _{eu}				
7015	22.06	2	0.619	1.21	25	2	45	0.8	0.16	8	868.1	74	38				
7016	23.06	20	3.999	6.25	8	0	37	-1.4	3.40	17	6.0	0.7	18				
7017	23.06	26	4.484	5.09	14	10	45	-1.5	2.94	24	8.1	1.8	30				
7018	24.06	19	6.839	1.64	7	2	32	-1.5	0.30	22	4.4	0.4	18				
7019	25.06	—	4.140	1.15	_	0	42	—	—	26	_	_	22				
7020	26.06	_	3.806	1.11	_	2	40	_	_	19	_	_	22				
7021	26.06	—	1.840	1.00	_	0	40	—	—	16	_	_	18				
7023	27.06	15	3.679	1.36	12	2	32	-1.1	0.72	23	9.3	1.6	17				
7025	28.06	—	0.766	1.00	_	0	55	—	—	66	_	_	44				
7026	28.06	—	0.486	1.00	_	0	53	—	—	26	_	_	48				
7043	30.06	50	3.893	5.92	10	10	37	-0.14	1.03	19	0.1	0.01	22				

Таблица 3. Биотические и абиотические параметры, характеризующие вертикальное распределение первичной продукции и хлорофилла "а" в Карском море в конце июня 2021 г.

Примечание. ПХМ – глубина подповерхностного хлорофильного максимума, м; X_{Λ_M} – максимальная концентрация хл "а" в столбе воды, мг/м³; $X_{\Lambda_M}/X_{\Lambda_0}$ – отношение максимальной и поверхностной величин концентрации хл "а"; Фео "а" – содержание феофитина "а" в % от суммы хл "а" и феофитина "а" на глубине ПХМ; ПМ – глубина максимума первичной продукции, м; $H_{\phi c}$ – толщина слоя фотосинтеза, м; T_M – температура воды на глубине X_{Λ_M} , °C; NO₂ + NO_{3 пхм} – сумма нитритов и нитратов на глубине X_{Λ_M} , μ (Z_{nit} – глубина верхней границы нитраклина, м; $I_Z X_{\Lambda_M}$ абсолют. – абсолютное значение ФАР на глубине X_{Λ_M} , %; Z_{eu} – граница эвфотического слоя, м; прочерк означает отсутствие ПХМ.

ностном слое. На ст. 7043, которая значительно раньше других на разрезе освободилась ото льда (табл. 1), и где, по-видимому, "цветение" фитопланктона развивалось уже длительное время, ПХМ опустился на глубину 50 м (рис. 3) и располагался, соответственно, на 21 и 28 м ниже $Z_{\rm eu}$ и $Z_{\rm nit}$.

Таким образом, за исключением ст. 7043, ПХМ располагался довольно высоко (в среднем 12 м) в слое фотосинтеза. Глубина $H_{\phi c}$ на разрезе вдоль ледовой кромки варьировала незначительно, от 32 до 45 м. На станциях, расположенных в желобе Св. Анны $H_{\phi c}$ находился глубже (53 и 55 м).

Вертикальное распределение ПП в июне 2021 г. характеризовалось максимумами на горизонте 0 м или в подповерхностном слое (2–10 м) (рис. 2 и 3). Последние, по-видимому, объясняются световым угнетением скорости фотосинтеза высокой инсоляцией на поверхности моря. Вторичные максимумы, которые могли быть связаны с ПХМ, не были обнаружены.

ПП и хл "а" размерных групп фитопланктона. Абсолютные значения продукционных характеристик размерных групп фитопланктона представлены в табл. 2. В конце июня 2021 г. размерная структура фитопланктонного сообщества, если ее индикаторами принимать ПП и содержание хл "а", была характерна для весеннего состояния, главная черта которого доминирование МФ (рис. 4). На станциях в зоне "цветения" у границы сезонного льда средний вклад МФ в суммарные величины ИПП и $X_{\Lambda_{\phi c}}$ составил 92 и 82% соответственно. На ст. 7015 и в желобе Св. Анны (станции 7025 и 7026) доля мелкоразмерных фракций возрастала, но МФ при этом продолжал доминировать. Так, доля НФ в суммарных величинах ИПП и $X_{\Lambda_{\phi c}}$ на этих станциях составила, соответственно, 18 и 33%, а доля ПФ – 23 и 21% (рис. 4).

Вклад мелкоразмерных фракций в суммарные величины ПП возрастал с глубиной. Особенно такая тенденция заметна для ПФ (рис. 5). В среднем доля этой размерной группы возросла от поверхности до границы слоя фотосинтеза с 3 до 70%. При этом доля МФ снизилась с 93 до 19%. Для вертикального распределения вклада различных размерных фракций в суммарные величины хл "а" такой тенденции не наблюдалось. Вклад одной и той же размерной группы на разных горизонтах был примерно одинаков (табл. 4; рис. 5). Наблюдаемая картина свидетельствует, с одной стороны, об увеличении удельной ассимиляционной активности ПФ при уменьшении интенсивности света с глубиной и, с другой стороны, о снижении этого адаптивного показателя к низкой освещенности у МФ. Полученный результат подтверждается распределением средних для разных слоев величин АЧ размерных фракций (табл. 4). Средняя величина АЧ МФ была выше (в 1.5 раза), чем у ПФ только в слое 0−10 м. В слое



Рис. 3. Вертикальное распределение первичной продукции (ПП, мгС/м³ в день), концентрации хлорофилла "а" (Хл, мг/м³) и плотности воды (σ_t , кг/м³) на станциях с хорошо выраженным хлорофильным максимумом. Другие условные обозначения см. в подписях к рис. 2.

10-20 м АЧ ПФ оказалось в 1.3 выше, чем АЧ МФ. В слоях 20-30 м и 30-40 м это отношение увеличилось, соответственно, до 2.3 раз и 12.5 раз и снизилось в слое 40-50 м до 9 раз.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Весеннее "цветение" фитопланктона в Карском море. Существует очень мало данных о первичной продукции в столбе воды Карского моря в весен-



Рис. 4. Вклад различных размерных групп фитопланктона в суммарные величины интегральной первичной продукции (ИПП) – (а) и хлорофилла "а" в столбе воды (Хл_{фс}) – (б) на станциях, выполненных в 83-м рейсе НИС "Академик Мстислав Келдыш". Черный цвет – микрофитопланктон (>20 µm), серый цвет – нанофитопланктон (3–20 µm), белый цвет – пикофитопланктон (<3 µm).



Рис. 5. Распределение по глубинам среднего вклада различных размерных групп фитопланктона в суммарные величины первичной продукции (ПП) – (а) и хлорофилла "а" (Хл) – (б). Условные обозначения см. в подписях к рис. 4.

ний период. В апреле 1998 г. на севере Карского моря (76°–78° с. ш.) величины ИПП и $X_{\Lambda_{\phi c}}$ составили в среднем, соответственно, 219 мгС/м² в день и 18.92 мг/м³. В мае средние значения этих параметров возрастали, соответственно, до 1250 мгС/м² в день и 118.57 мг/м³. Еще бо́льшие величины ИПП и $X_{\Lambda_{\phi c}}$ были зарегистрированы в июне (1791 мгС/м² в день и 171.71мг/м³,соответственно) (https://www.nodc.noaa.gov/archive/arc0028/ 0063065/1.1/data/ARCSS-P_FGDCmetadata.htm). Такие высокие значения этих параметров свидетельствуют о "цветении" фитопланктона на севере Карского моря в мае–июне.

Зафиксированные нами в конце июня 2021 г. высокие величины ИПП и Хл_{фс} в районах, недавно (в течение недели и менее) освободившихся ото льда, могут говорить о том, что весеннее "цветение" началось еще до полного схода сезонного льда. Этому могут способствовать многочисленные разводья в окраинной области тающего ледового поля, увеличивающие доступ света в водную толщу. Такое предположение подтверждают низкие на большинстве станций концентрации основных биогенных элементов в ВПС (табл. 1), что может быть следствием их потребления во время подледной фазы "цветения". Однако не исключено, что малые концентрации биогенных элементов связаны со слабой вертикальной зимней конвекцией и, соответственно, их ограниченным поступлением в ВПС. Сезонная конвекция в Карское море в значительной степени блокируется выраженной стратификацией водной толщи, связанной с опреснением ВПС огромным по объему речным стоком, оказывающим влияние на большинство районов шельфа [44]. Малая концентрация биогенов в начале вегетационного сезона может являться причиной их быстрого истощения в ВПС за счет потребления фитопланктоном уже на ранней стадии "цветения".

"Цветение" фитопланктона весной у отступающей кромки сезонного льда в АО часто регистрируется спутниковыми сканерами цвета океана и считается обычным явлением [45]. Этот феномен рассматривается как продолжение процесса массового развития фитопланктона подо льдом во время увеличения уровня приходящей солнечной радиации, уменьшения толщины ледового покрова и образования на нем проталин (ponds) [8, 9]. Тем не менее, во многих районах АО процессы массового развития фитопланктона подо льдом и у ледовой кромки практически не изучены [6].

Согласно имеющимся представлениям о временной динамике этого процесса в АО, на ранней стадии он охватывает толщу воды сразу под нижней границей льда, захватывая весь ВПС. Затем, по мере истощения биогенов в верхнем слое и освобождения акватории ото льда, "цветение" опускается в слой максимальных градиентов пикноклина, образуя ПХМ [9, 42]. Далее, эволюция ПХМ предполагает его опускание ниже слоя максимальных градиентов вслед за опусканием нитраклина и формирование классического глубинного максимума в слое высоких концентраций биогенов при еще достаточной для фотосинтеза освещенности у границы эвфотической зоны (1% ФАР) [5, 7, 15, 16]. В Карском море хорошо развитый ПХМ, образовавшийся, по-видимому, после "цветения" фитопланктона, был отмечен нами в июле [1, 19]. Таким образом, в конце июня 2021 г. в исследованных районах Карского моря "цветение" фитопланктона находилось на стадии образования ПХМ сразу под нижней границей ВПС.

На ст. 7043, полностью освободившейся ото льда за 25 дней до начала работ, наблюдалось опускание слоя X_{Λ_M} на горизонт 50 м. При этом высокие (>1 мг/м³) величины концентрации хл "а" наблюдались во всем слое фотосинтеза (37 м), что являлось одной из причин высокой ИПП (751 мгС/м² в день). Такая картина говорит о том, что "цветение" в этом районе могло продолжаться достаточно длительное время.

Влияние вертикального распределения хл "а" на ИПП. Высокие величины ИПП (>500 мгС/м² в день), за исключением ст. 7021, были отмечены на станциях, где хл "а" равномерно распределялся в ВПС или был отмечен ПХМ ниже этого слоя (табл. 2 и 3). Главный вклад в ИПП вносила ПП, которая создавалась в ВПС (от 39 до 100%, в среднем 80%). Станция 7043 была исключением, изза небольшой толщины ВПС (4 м). В предыдущих исследованиях отмечалось, что в середине лета вклад ВПС в ИПП составлял 26–74% [1], а в осенний период в водах разного трофического статуса он находился в пределах от 60 до 88% [2].

В конце июня ПХМ располагался довольно высоко в столбе воды (табл. 3), и фитопланктон в этом слое, по-видимому, находился в достаточно хороших условиях освещенности (за исключением ст. 7043). Клетки фитопланктона в этом слое находились в хорошем физиологическом состоянии, на что указывает низкое содержание феофитина (от 7 до 25%) (табл. 3). В тоже время, из-за положения ПХМ выше нитраклина содержание суммы нитритов и нитратов ($NO_2 + NO_3$) в ПХМ на некоторых станциях было ниже лимитирующих концентраций.

В последней декаде июня ПХМ находился в стадии формирования. Об этом свидетельствуют высокие значения X_{Λ_0} и концентрации хл "а" в ВПС, а также расположение X_{Λ_M} на большинстве станций сразу под нижней границей ВПС в слое максимальных градиентов пикноклина (рис. 3). На станциях с выраженным ПХМ содержание хл "а" часто начинало возрастать сразу с поверхности, поэтому трудно корректно установить границы этого слоя. В связи с этим рассчи-

тать величину ПП в ПХМ и оценить его вклад в ИПП по данным настоящей экспедиции не представляется возможным.

Вклад размерных групп фитопланктона в суммарные величины ПП и хл "а", как индикатор сезонных изменений сообшества. В конце июня 2021 г. сообщество фитопланктона в исследованных районах Карского моря находилось в весенней стадии развития. Одним из показателей такого состояния является вклад различных размерных групп в суммарные величины ПП и хл "а", в частности, доминирование МФ (рис. 4; табл. 2). Крупные фракции часто превалируют в фитопланктоне весной и в других районах АО [26, 37, 46]. Значительный вклад МФ в суммарные величины ПП и хл "а" в Карском море в июне 2021 г. соответствует "классическому" представлению о роли различных размерных групп в сообществе фитопланктона при изменении факторов среды. В настоящее время принятая точка зрения на пространственно-временное распределение размерных фракций фитопланктона в Мировом океане такова, что $\Pi \Phi$ доминирует в олиготрофных районах при низком содержании биогенных элементов и высокой температуре, а МФ преобладает в районах и сезоны года с повышенной продуктивностью при благоприятных условиях минерального питания и низкой температуре [4, 11, 17, 32, 36, 39-41, 47, 56].

Известно, что многие экологические и физиологические процессы связаны с размером клеток степенной зависимостью. ПФ имеет бо́льшее, чем МФ отношение площади поверхности к объему, что способствует большей эффективности поглощения биогенных элементов и света их клетками. Таким образом, ПФ имеет некоторые конкурентные преимущества перед МФ при недостатке минерального питания и в условиях светового лимитирования [21]. По-видимому, этим фактом можно объяснить увеличение вклада ПФ и, отчасти, НФ в суммарные величины ПП с глубиной (рис. 5; табл. 4).

Проведенные исследования позволили получить редкие данные о продукционных параметрах фитопланктона Карского моря в период схода сезонного льда в конце июня, необходимые для оценки сезонной динамики продуктивности экосистемы, расчетов интегральной годовой ПП, верификации данных, полученных по спутниковым наблюдениям и модельным расчетам [3]. Однако, истинную величину годовой ИПП можно получить, только оценив уровень ПП во время подледной фазы сезонного "цветения".

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках Государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской федерации № FMWE-2021-0007. Анализ гидрохимических проб проведен при финансовой под-

ОКЕАНОЛОГИЯ том 62 № 3 2022

держке гранта РНФ № 19-17-00196. Экспедиционные исследования проведены при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования РФ (целевое финансирование на проведение морских экспедиционных исследований).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. 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. https://doi.org/10.31857/S003015742105004X
- 2. Демидов А.Б., Мошаров С.А. Вертикальное распределение первичной продукции и хлорофилла "а" в Карском море // Океанология. 2015. Т. 55. № 4. С. 577–591.
- 3. Демидов А.Б., Шеберстов С.В., Гагарин В.И. Оценка годовой величины первичной продукции Карского моря // Океанология. 2018. Т. 58. № 3. С. 391–403.
- 4. 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.
- 5. 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.
- Ardyna M., Mundy C.J., Mayot N. et al. Under-ice phytoplankton blooms: shedding light on the "invisible" part of arctic primary production // Front. Mar. Sci. 2020. https://doi.org/10.3389/fmars.2020.608032
- Arrigo K.R., Matrai P.A., van Dijken G.L. Primary productivity in the Arctic Ocean: Impacts of complex optical properties and subsurface chlorophyll maxima on large scale estimates // J. Geophys. Res. 2011. V. 116. C11022, https://doi.org/10.1029/2011JC007273
- 8. Arrigo K.R., Perovich D.K., Pickart R.S. et al. Massive phytoplankton blooms under arctic sea ice // Science. 2012. V. 336. P. 1408.
- Arrigo K.R., Perovich D.K., Pickart R.S. Phytoplankton blooms beneath the sea ice in the Chukchi sea // Deep-Sea Res. II. 2014. V. 105. P. 1–16. https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2014.03.018
- Arrigo K.R., van Dijken G.L. Secular trends in Arctic Ocean net primary production // J. Geophys. Res. 2011. V. 116. C09011. https://doi.org/10.1029/2011JC007151
- Acevedo-Trejos E., Brandt G., Merico A., Lan Smith S. Biogeographical patterns of phytoplankton community size structure in the oceans // Global Ecology and Biogeography. 2013. V. 22. P. 1060–1070.
- 12. Bélanger S., Babin M., Tremblay J.-E. Increasing cloudiness in Arctic damps the increase in phytoplankton primary production due to sea ice receding // Biogeosciences. 2013. V. 10. № 6. P. 4087–4101.
- 13. *Bhavya P.S., Lee Jang H., Lee H.W. et al.* First in situ estimations of small phytoplankton carbon and nitrogen uptake rates in the Kara, Laptev, and East Siberian seas // Biogeosciences. 2018. V. 15. № 18. P. 5503–5517.

- Booth B.C., Horner R.A. Microalgae on the Arctic Ocean Section, 1994: species abundance and biomass // Deep-Sea Res. 1997. Part II. V. 44. N. 8. P. 1607–1622.
- Bouman H.A., Jackson T., Sathyendranath S., Platt T. Vertical structure in chlorophyll profiles: influence on primary production in the Arctic Ocean // Phil. Trans. R. Soc. 2020.

https://doi.org/10.1098/rsta.2019.0351

- 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.
- 17. *Chisholm S.W.* Phytoplankton size. In. Primary productivity and biogeochemical cycles in the sea. P.G. Falkowski and A.D. Woodhead (eds.). Plenum Press, New York: 1992. P. 213–237.
- Curran K., Brewin R.J.W., Tilstone G.H. et al. Estimation of size-fractionated primary production from satellite ocean colour in UK shelf seas // Remote Sens. 2018. V. 10.

https://doi.org/10.3390/rs10091389

- 19. *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
- Demidov A.B., Sukhanova I.N., Belevich T.A. et al. Sizefractionated surface phytoplankton in the Kara and Laptev seas: environmental control and spatial variability // Mar. Ecol. Progr. Ser. 2021. https://doi.org/10.3354/meps13652
- 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. № 1. P. 119–137. https://doi.org/10.1093/plankt/fbp098
- Fisher T.R., Peele E.R., Ammerman J.W., Harding L.W.J. Nutrient limitation of phytoplankton in Chesapeake Bay // Mar. Ecol. Progr. Ser. 1992. V. 82. P. 51–63.
- Fortier M., Fortier L., Michel C., Legendre L. Climatic and biological forcing of the vertical flux of biogenic particles under seasonal Arctic sea ice // Mar. Ecol. Prog. Ser. 2001. V. 225. P. 1–16. https://doi.org/10.3354/meps225001
- Grasshoff K., Kremling K., Ehrhardt M. Methods of seawater analysis, 3rd edn. New York: Wiley, 1999.
- Guidi L., Stemmann L., Jackson G.A. et al. Effects of phytoplankton community on production, size, and export of large aggregates: A world-ocean analysis // Limnol. Oceanogr. 2009. V. 54. P. 1951–1963. https://doi.org/10.4319/lo.2009.54.6.1951
- Hill V, Cota G., Stockwell D. Spring and summer phytoplankton communities in the Chukchi and Eastern Beaufort Seas // Deep-Sea Res. II. 2005. V. 52. P. 3369–3385.
- Hill V.J., Matrai P.A., Olson E. et al. Synthesis of integrated primary production in the Arctic Ocean: II. In situ and remotely sensed estimates // Progr. Oceanogr. 2013. V. 110. P. 107–125.
- Hirata T., Hardman-Mountford N.J., Barlow R. et al. An inherent optical property approach to the estimation of size-specific photosynthetic rates in eastern boundary upwelling zones from satellite ocean colour: An initial assessment // Prog. Oceanogr. 2009. V. 83. P. 393–397.

- 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.
- Holm-Hansen O., Riemann B. Chlorophyll a determination: improvements in methodology // Oikos. 1978. V. 30. P. 438–447.
- Jin X., Gruber N., Dunne J.P. et al. Diagnosing the contribution of phytoplankton functional groups to the production and export of particulate organic carbon, Ca-CO3, and opal from global nutrient and alkalinity distributions // Global Biogeochemical Cycles. 2006. V. 20. https://doi.org/10.1029/2005GB002532
- 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.
- 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.
- Lohrenz S.E. Estimation of primary production by the simulated *in situ* method // ICES mar. Sci. Symp. 1993. V. 197. P. 159–171.
- 35. *Makkaveev P.N.* The total alkalinity in the anoxic waters of the Black sea and in sea-river mixture zones. Intergovermental Oceanographic Commission. Joint IOC-JGOFS CO2 Advisory Panel Meeting. Seven Session. Annex V. UNESCO, 1998.
- Marañón E., Cermeño P., Rodriguez J. et al. Scaling of phytoplankton photosynthesis and cell size in the ocean // Limnology and Oceanography. 2007. V. 52. P. 2190– 2198.
- 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, Prog, Ser. 2003. V. 256. P. 13–27.
- Millero F.J. Thermodynamics of the carbon dioxide system in oceans // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1995. V.59. № 4. P.661–677.
- 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. https://doi.org/10.3354/meps10583
- 40. *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. https://doi.org/10.1002/lno.10772
- Mouw C.B., Ciochetto A.B., Yoder J.A. A satellite assessment of environmental controls of phytoplankton community size structure // Global Biogeochemical Cycles. 2019. V. 33. P. 540–558. https://doi.org/10.1029/2018GB006118
- 42. *Mundy C.J., Gosselin M., Ehn J. et al.* Contribution of under-ice primary production to an ice-edge upwelling phytoplankton bloom in the Canadian Beaufort Sea // Geophys. Res. Lett. 2009. V. 36. https://doi.org/10.1029/2009GL038837
- Mundy C.J., Gosselin M., Gratton Y. et al. Role of environmental factors on phytoplankton bloom initiation under landfast sea ice in Resolute Passage, Canada // Mar. Ecol. Prog. Ser. 2014. V. 497. P. 39–49. https://doi.org/10.3354/meps10587
- 44. Osadchiev A.A., Frey D., Shchuka S.A. et al. Structure of the freshened surface layer in the Kara Sea during ice-

free periods //J. Geophys. Res. 2020.

https://doi.org/10.1029/2020JC016486

- Perrette M., Yool A., Quartly G.D., Popova E.E. Nearubiquity of ice-edge blooms in the Arctic // Biogeosciences. 2011. V. 8. P. 515–524. https://doi.org/10.5194/bg-8-515-2011
- 46. Pesant S., Legendre L., Gosselin M et al. Size-differential regimes of phytoplankton production in the Northeast Water Polynya (77°–81° N) // Mar. Ecol. Prog. Ser. 1996. V. 142. P. 75–86. https://doi.org/10.3354/meps142075
- 47. 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 Sensing of Environment. 2013. V. 139. P. 185–197.
- 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.
- 49. *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.
- 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.
- Strass V.H., Nöthig E.-M. Seasonal shifts in ice edge phytoplankton blooms in the Barents Sea related to the water column stability // Pol. Biol. 1996. V. 16. P. 409–422. https://doi.org/10.1007/BF02390423
- Timmermans M.L., Cole S., Toole J. Horizontal density structure and restratification of the Arctic Ocean surface layer // J. Phys. Oceanogr. 2012. V. 42. P. 659–668.
- 53. *Tremblay G., Belzile C., Gosselin M. et al.* Late summer phytoplankton distribution along a 3500 km transect in Canadian Arctic waters: strong numerical dominance by picoeukaryotes // Aquat. Microb. Ecol. 2009. V. 54.

P. 55-70.

https://doi.org/10.3354/ame01257

- 54. *Tremblay J-É., Michel C., Hobson K.A. et al.* Bloom dynamics in early opening waters of the Arctic Ocean // Limnol. Oceanogr. 2006. V. 51. № 2. P. 900–912.
- 55. Tremblay J.-È., 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/c10584.012.040(_2)

https://doi.org/10.1007/s10584-012-0496-3

56. 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. GB3016.

https://doi.org/10.1029/2009GB003680

- 57. Uitz J., Claustre H., Morel A., Hooker S.B. Vertical distribution of phytoplankton communities in open ocean: An assessment on surface chlorophyll // J. Geophys. Res. 2006. V. 111. C08005. https://doi.org/10.1029/2005JC003207
- 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.
- 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.
- Wang Yu., Kang J., Xiang P. et al. Phytoplankton communities and size-fractioned chlorophyll a in newly opened summer waters of the central Arctic Ocean // Mar. Ecol. Progr. Ser. 2019. V. 622. P. 67–82. https://doi.org/10.3354/meps13001
- 61. *Zhang F, He J., Lin L., Jin H.* Dominance of picophytoplankton in the newly open surface water of the central Arctic Ocean // Polar Biol. 2015. V. 38. P. 1081–1089. https://doi.org/10.1007/s00300-015-1662-7

Size-Fractionated Primary Production and Chlorophyll in the Kara Sea during First-Year Ice Retreat

A. B. Demidov^{*a*, #}, V. M. Sergeeva^{*a*}, V. I. Gagarin^{*a*}, E. V. Eremeeva^{*a*}, O. V. Vorobieva^{*b*}, T. A. Belevich^{*c*}, V. A. Artemiev^{*a*}, A. A. Polukhin^{*a*}, A. V. Grigoriev^{*a*}, A. N. Khrapko^{*a*}, S. A. Shchuka^{*a*}, M. V. Flint^{*a*}

^aShirshov Institute of Oceanology Russian Academy of Science, Moscow, Russia ^bRussian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography, Moscow, Russia ^cLomonosov Moscow State University, Moscow, Russia [#]a mail. downang@marklen.m.

[#]e-mail: demspa@rambler.ru

Distribution of primary production (PP), chlorophyll *a* concentration (Chl *a*) and phytoplankton size structure were studied in the Kara Sea during first-year ice retreat in the end of June 2021. The maximal value of water column PP (IPP) achieved 1352 mgC m⁻² d⁻¹. High averaged values of IPP and water column Chl *a* (Chl_{int}), 740 mgC m⁻² d⁻¹ and 81.40 mg m⁻², respectively, characterized ice-edge phytoplankton bloom. The highest values of IPP were obtained at the sites where Chl *a* concentrated in the upper mixed layer or where subsurface chlorophyll maximum was observed within the pycnocline. Over the bloom area the contribution of microphytoplankton (>20 µm) to the total IPP and Chl_{int} was 92 and 82%, respectively. Contribution of picophytoplankton (<3 µm) to the total PP increased up to the bottom of the photosynthetic layer (32–55 m) from 3 to 70% on average. For Chl *a* the same relation was not observed. This pattern is evidence of increase of chlorophyll specific carbon fixation rate of picophytoplankton with depth under conditions of low insolation.

Keywords: primary production, chlorophyll *a*, assimilation number, phytoplankton bloom, phytoplankton size structure, Kara Sea

——— МОРСКАЯ БИОЛОГИЯ ——

УДК 582.26/.27:551.501.86(262.5)

ВРЕМЕННА́Я ДИНАМИКА БИОМАССЫ ФИТОПЛАНКТОНА В ПОВЕРХНОСТНОМ СЛОЕ ЧЕРНОГО МОРЯ ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

© 2022 г. 3. 3. Финенко¹, И. М. Мансурова^{1, *}, В. В. Суслин²

¹ФГБУН ФИЦ "Институт биологии южных морей им. А.О. Ковалевского РАН", Севастополь, Россия ²ФГБУН ФИЦ "Морской гидрофизический институт РАН", Севастополь, Россия *e-mail: ira.mansurova2013@yandex.ua Поступила в редакцию 04.06.2019 г. После доработки 28.12.2021 г.

Принята к публикации 25.02.2022 г.

Получена оценка динамики биомассы фитопланктона в поверхностном слое, глубины верхнего перемешиваемого слоя и зоны фотосинтеза с использованием спутниковых данных в глубоководных и прибрежных районах Черного моря в течение 1998—2015 гг. Годовая динамика биомассы во всех районах имела одинаковый характер и описывалась кривой, форма которой была близка к U-образной с некоторым отклонением в весенний период. Максимальные среднесезонные значения наблюдались зимой, минимальные — летом, и они различались в среднем в 2.0—2.5 раза. "Цветения" фитопланктона средней продолжительностью 1.0—2.5 месяца наблюдались во все сезоны, но с разной частотой. Наибольшее их количество отмечено в весенний период, наименьшее — летом и осенью, во время "цветения" максимальные значения биомассы вдвое превышали фоновые величины. Осенью биомасса фитопланктона увеличивалась по мере снижения температуры воды и повышения глубины перемешиваемого слоя. В остальные сезоны такой связи не наблюдалось. В глубоководной части моря с 1998 по 2015 гг. динамика среднегодовой биомассы фитопланктона имела отрицательный тренд, в прибрежной зоне его не наблюдалось. Наиболее выраженное снижение биомассы в течение исследованного периода было зарегистрировано весной и летом, зимой и осенью оно не обнаружено.

Ключевые слова: фитопланктон, биомасса фитопланктона, Черное море, спутниковые данные, концентрация хлорофилла "а"

DOI: 10.31857/S0030157422030042

введение

Одной из важнейших задач экологии моря является исследование процессов, контролирующих динамику фитопланктонного сообщества. Она зависит от многих факторов среды, биологического развития отдельных видов водорослей и их взаимодействия с растительноядными организмами. Годовой цикл черноморского фитопланктона наиболее детально изучен в прибрежных районах и бухтах. Результаты исследований, выполненных в Одесском заливе [17], северо-западной части [12, 14], Севастопольской бухте [13], северо-восточной части моря [1, 38], показывают, что в зависимости от региональных условий в течение года развивается от двух до шести пиков биомассы фитопланктона. В глубоководном бассейне регулярных измерений биомассы фитопланктона крайне недостаточно, длительные ря-

ды наблюдений практически отсутствуют, и по ним трудно судить о характере ее изменчивости [2, 3, 10]. Поэтому для анализа динамики биомассы фитоценоза часто привлекают данные по концентрации хлорофилла "а" (Хл), полученные с помощью контактных и дистанционных методов измерения [6, 25, 28, 37, 54]. Предполагается, что концентрация хлорофилла "а" в клетках водорослей изменяется в узких пределах, поэтому ее можно использовать как показатель биомассы фитопланктона. В то же время показано, что отношение органического углерода к хлорофиллу "а" в фитопланктоне (С:Хл отношение) может варьировать в пределах одного порядка величин в течение года и зависит от трофности водоема [20, 32, 49]. Основными факторами, влияющими на величину отношения С:Хл в водорослях, являются интенсивность света, концентрация биогенных веществ и таксономический состав водорослей



Рис. 1. Карта-схема расположения районов: западный циклонический круговорот (1), восточный циклонический круговорот (2), юго-восточный антициклонический круговорот (3), район шельфа и континентального склона в северной части моря у берегов Крыма и Кавказа (4).

[27, 31]. Поэтому есть все основания полагать, что временная динамика концентрации хлорофилла в поверхностном слое и биомассы фитопланктона может различаться. В данной работе биомасса фитопланктона рассчитана по разработанной ранее модели [18].

Цель работы — оценить мезомасштабную изменчивость динамики биомассы фитопланктона в поверхностном слое глубоководного бассейна и северной части шельфовой зоны Черного моря в течение 18-летнего периода.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Для исследования были выбраны четыре района: три района в глубоководной части моря, в которых находятся западный и восточный циклонические круговороты и юго-восточный антициклонический круговорот, а также район шельфа и континентального склона в северной части моря у берегов Крыма и Кавказа (рис. 1).

В этих районах расчет биомассы фитопланктона проводился с использованием модели, разработанной ранее в работе [18], согласно которой:

$$\mathbf{B} = \mathbf{X} \pi_0 / \mathbf{X} \pi : \mathbf{C},\tag{1}$$

где Хл₀ — концентрация хлорофилла "а" в поверхностном слое, мг м³;

Хл:С — удельное содержание хлорофилла "а" в органическом углероде фитопланктона, безразмерная величина.

Концентрация хлорофилла была рассчитана по спутниковым наблюдениям за период с 1998 по 2015 гг. Был использован алгоритм, разработанный для Черного моря с использованием коэффициента яркости моря в трех спектральных каналах [51], который более точно восстанавли-

ОКЕАНОЛОГИЯ том 62 № 3 2022

вает Хл₀ в поверхностном слое по сравнению с использованными ранее [35, 47], что показано в работе [15]. Данные второго уровня были получены с помощью приборов SeaWiFS (1998-2010 гг.) и MODIS-Aqua/Terra (2000-2015 гг.). Восстановление концентрации Хл₀ по этим приборам дает одинаковые результаты [51]. Глубина сканирования слоя в глубоководной части составляла 5–15 м. В целом слой формирования сигнала равен обратной величине показателя диффузного ослабления света. Концентрация Хл₀, полученная на пространственной сетке 0.025° по широте и 0.035° по долготе, усреднялась за двухнедельный период для каждого из районов. Средняя относительная ошибка восстановления Хл₀ по использованному нами алгоритму для глубоководной части Черного моря по данным SeaWiFS и MODIS-Aqua/Terra составила 40% [15].

Удельное содержание хлорофилла "а" в органическом углероде фитопланктона рассчитывалось как в работе [18]:

Xл:C =
$$r(E_{cp}a_{ph})^{-g}$$
, (2)

где r и g — коэффициенты, полученные в экспериментах с фитопланктоном, обитающем в поверхностном слое (r = 0.0072, g = 0.395);

 $E_{\rm cp}$ – средняя облученность в верхнем квазиоднородном слое, моль квантов м⁻² сут⁻¹;

 $a_{\rm ph}$ — удельное поглощение света фитопланктоном, нормированное на хлорофилл "а", м² мг Хл₀, рассчитанное как:

$$a_{\rm ph} = d X \pi_0^{-f}, \qquad (3)$$

где коэффициент d = 0.015, коэффициент f = 0.29 [24].

Среднесуточная облученность в верхнем квазиоднородном слое рассчитана как:

$$E_{\rm cp} = ((0.95 E_0 / k_d) (\exp(-k_d) - \exp(-k_d z_p))) / z_p,$$
(4)

где E_0 – интенсивность фотосинтетически активной радиации (ФАР), падающей на поверхность моря, осредненная за двухнедельный период, моль квантов м⁻² сут⁻¹;

 k_d — коэффициент диффузного ослабления света водой, м⁻¹;

 z_p — глубина перемешанного слоя, м.

Данные о ФАР, достигающей поверхности моря, взяты с сайта https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/ для трех оптических сканеров SeaWiFS [41] и МО-DIS-Aqua/Terra [42, 43]. ФАР — это стандартный спутниковый продукт [30], качество которого проверено для Чёрного моря [16, 52].

Коэффициент k_d рассчитывали, исходя из глубины эвфотической зоны (Z_{eu}), которая рассчитана по упрощенной модели с использованием показателя вертикального ослабления света на длине волны 490 нм [53]:

$$Z_{\rm eu} = 7/k_d (490)^{0.69} + 3.$$
 (5)

Коэффициент диффузного ослабления света рассчитывался как:

$$k_d = 4.6/Z_{\rm eu}.$$
 (6)

Для оценки толщины верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) и глубины верхнего перемешиваемого слоя (ГПС) использована модель, приведенная в работе Дорофеева и Сухих [26]. Толщина ВКС рассчитывалась как глубина, на которой потенциальная плотность воды увеличивалась на 0.1 кг м⁻³ от поверхностных значений, а ГПС – на 0.2 кг м⁻³. Модель основана на ассимиляции данных дистанционных измерений поверхностной температуры моря, возвышения свободной поверхности, среднегодовых профилей температуры, солености и циркуляции течений. В данной работе расчеты ГПС проведены с интервалом одни сутки для двух глубоководных районов, расположенных в западной (42.5°-43.5° с.ш.; 31°-33° в.д.) и восточной части моря (43°-44.5° с.ш.; 36°-38° в.д.).

Данные о температуре в поверхностном слое получены из спутниковых наблюдений: за период с 1998 по 2000 гг. взяты с сайта http://podaac.jpl. nasa.gov/sst/, за период с 2000 по 2015 гг. – с сайта https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/ [44, 45].

При определении продолжительности "цветения" его началом считали увеличение биомассы более чем на 40% по сравнению с предыдущим значением, окончанием — уменьшение более чем на 40%.

Для статистической обработки данных и построения графиков использовали пакет программ Sigma Plot 12.5.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Годовая динамика концентрации Хл, биомассы фитопланктона и Хл:С отношения за 18-летний период в исследованных районах приведена на рисунке 2. За весь период исследований в течение года различие между максимальными и минимальными значениями по Хл находилось в пределах от 8 до 19, 11-12 раз в среднем, а по биомассе – от 2 до 10, 4–5 раз в среднем. Динамика биомассы во всех районах имела одинаковый характер. В западном шиклоническом круговороте максимальные среднесезонные значения наблюдались в зимне-весенний период, в остальных районах они были зимой (табл. 1). Во все годы во всех районах минимальные значения зарегистрированы в летний период, осенью они были примерно в 1.5 раза выше. Изменение отношения Хл:С в течение года имело вид вогнутой кривой с

максимальными величинами в начале зимы и минимальными — в середине лета, различия между ними составляли от 3 до 5 раз (рис. 2). Во все сезоны величины Хл:С отношения между годами различались слабо. Сравнивая изменение среднесезонных величин Хл и биомассы фитопланктона от зимы к весне (табл. 1), можно констатировать, что увеличение концентрации хлорофилла на 50% зимой связано с ростом его внутриклеточной концентрации, а не с увеличением биомассы фитопланктона. Близкие значения получены, если рассчитать вклад фотоакклимации в увеличение хлорофилла от лета к весне и от лета к осени.

Годовой цикл фитопланктона удобнее рассматривать, начиная с лета. В этот период наблюдается максимальная температурная и плотностная стратификация полповерхностного слоя. Средние значения ВКС варьируют от 6.5 м в июне до 10.6 м в августе, ГПС – от 9.0 до 11.4 м соответственно. Разница между глубинами ВКС и ГПС уменьшается от начала к концу лета, составляя в среднем в июне 2.5 м, в августе – 0.8 м. Таким образом, наибольшая плотностная стратификация и наибольшая глубина перемешиваемого слоя наблюдаются в конце лета. В целом в летний сезон фитопланктон развивается при относительно стабильных условиях, при которых уровень биомассы и ее вариабельность низкие. Количество вспышек фитопланктона минимально (табл. 2). Их продолжительность не превышает одного месяца, а средняя амплитуда для рассматриваемых районов находится в пределах 30.4-40.7 мг С м⁻³, что в 1.5–2.0 раза выше средних значений за весь летний период. Следует отметить, что начиная с 2012 г. в исследованной акватории моря биомасса фитопланктона уменьшилась примерно вдвое по сравнению с предыдущими годами. Это снижение не связано с изменением температурного и светового режимов.

В осенний период начинается конвективное перемешивание, температура воды и интенсивность солнечной радиации снижается, происходит постепенное разрушение температурного градиента, а ГПС изменяется от 13 м в сентябре, до 28 м в начале декабря. Эти глубины не выходят за пределы зоны фотосинтеза, и фитопланктонное сообщество находится в освещенной зоне. В западном и восточном круговоротах наблюдается тесная отрицательная корреляция между температурой и ГПС ($R^2 = 0.90$). Осенью (сентябрь-ноябрь) "цветение" фитопланктона в западном циклоническом круговороте в течение 18-летнего периода наблюдалось четыре раза, в остальных глубоководных районах – по одному разу, в прибрежном оно отсутствовало (табл. 2). Продолжительность "цветения" во всех районах варьировала от 1.0 до 2.5 месяцев с максимумом в основном в сентябре-октябре; минимальная



Рис. 2. Годовая динамика концентрации хлорофилла "а" (слева), биомассы фитопланктона (в центре), относительного содержания хлорофилла "а" в фитопланктоне (справа) в 1998–2015 гг.: а, б, в – район западного циклонического круговорота, г, д, е – район восточного циклонического круговорота, ж, з, и – район юго-восточного антициклонического круговорота, к, л, м – район шельфа и континентального склона в северной части моря у берегов Крыма и Кавказа.

длительность зарегистрирована в западной части моря. Максимальные значения биомассы во время "цветения" находились в пределах от 30 до 55 мг С м⁻³. В восточной части моря и на шельфе они были примерно одинаковы — в среднем 54— 55 мг С м⁻³, в западной — на 25% ниже.

Между биомассой фитопланктона и температурой с сентября до конца года наблюдалась обратная зависимость, которая лучше всего описывается экспоненциальной функцией для каждого из районов. Следующие уравнения получены с помощью программы Sigma Plot 12.5:

	I I I I I									
		Район 1			Район 2	ійон 2				
	хлорофилл "a", мг м ⁻³	биомасса, мг С м ⁻³	Хл/С, мг Хл мг С ⁻¹	хлорофилл "а", мг м ⁻³	биомасса, мг С м ⁻³	Хл/С, мг Хл мг С ⁻¹				
Зима	$\frac{0.66 - 1.99^*}{1.30 \pm 0.29}$	$\frac{28.5-79.7}{51.4 \pm 9.8}$	$\frac{0.017 - 0.037}{0.026 \pm 0.004}$	$\frac{0.56 - 2.13}{1.29 \pm 0.30}$	$\frac{28.4-78.6}{53.0 \pm 9.9}$	$\frac{0.017 - 0.032}{0.024 \pm 0.003}$				
Весна	$\frac{0.10 - 2.26}{0.61 \pm 0.46}$	$\frac{12.5 - 133.9}{\textbf{46.0} \pm 26.6}$	$\frac{0.008 - 0.021}{0.012 \pm 0.003}$	$\frac{0.10 - 1.69}{0.57 \pm 0.41}$	$\frac{12.6 - 113.3}{\textbf{43.2} \pm 23.6}$	$\frac{0.007 - 0.019}{0.012 \pm 0.003}$				
Лето	$\frac{0.10 - 0.39}{0.19 \pm 0.05}$	$\frac{12.3-44.3}{23.3\pm5.2}$	$\frac{0.007 - 0.010}{0.008 \pm 0.001}$	$\frac{0.10 - 0.28}{0.18 \pm 0.04}$	$\frac{13.1 - 31.9}{22.5 \pm 4.2}$	$\frac{0.007 - 0.009}{0.008 \pm 0.001}$				
Осень	$\frac{0.17 - 1.48}{0.57 \pm 0.33}$	$\frac{18.5 - 61.0}{34.3 \pm 10.0}$	$\frac{0.009 - 0.029}{0.016 \pm 0.005}$	$\frac{0.17 - 1.31}{0.54 \pm 0.30}$	$\frac{18.3-56.0}{34.7\pm9.1}$	$\frac{0.009 - 0.025}{0.015 \pm 0.004}$				
		Район 3		Район 4						
Зима	$\frac{0.55 - 2.18}{1.29 \pm 0.33}$	$\frac{32.2-93.0}{56.6\pm11.7}$	$\frac{0.015 - 0.029}{0.023 \pm 0.003}$	$\frac{0.54-1.79}{1.20 \pm 0.29}$	$\frac{24.1 - 78.1}{47.6 \pm 10.1}$	$\frac{0.017 - 0.037}{0.025 \pm 0.004}$				
Весна	$\frac{0.10-2.96}{0.55 \pm 0.43}$	$\frac{12.7-197.8}{\textbf{43.3} \pm 26.8}$	$\frac{0.007 - 0.029}{0.012 \pm 0.003}$	$\frac{0.10-1.69}{0.54 \pm 0.38}$	$\frac{12.9-109.3}{40.3 \pm 21.2}$	$\frac{0.007 - 0.019}{0.012 \pm 0.003}$				
Лето	$\frac{0.10 - 0.31}{0.18 \pm 0.04}$	$\frac{12.7-34.6}{21.6 \pm 4.3}$	$\frac{0.007 - 0.009}{0.008 \pm 0.001}$	$\frac{0.10 - 0.30}{0.18 \pm 0.04}$	$\frac{14.1 - 33.4}{22.6 \pm 4.1}$	$\frac{0.007 - 0.009}{0.008 \pm 0.001}$				
Осень	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$		$\frac{0.009 - 0.024}{0.014 \pm 0.004}$	$\frac{0.19 - 1.42}{0.57 \pm 0.30}$	$\frac{21.1-56.7}{35.0\pm8.4}$	$\frac{0.009 - 0.026}{0.015 \pm 0.005}$				

Таблица 1. Среднесезонные значения концентрации хлорофилла "а", биомассы и относительного содержания хлорофилла "а" в фитопланктоне с 1998 по 2015 гг.

* Примечание: в числителе приведено минимальное и максимальное значения, в знаменателе – среднее значение и стандартное отклонение.

$$\mathbf{E} = (93.0 \pm 5.1)\exp((-0.057 \pm 0.004)T),$$
(7)

$$R^2 = 0.66, n = 144,$$

$$\mathcal{E} = (96.5 \pm 4.8) \exp((-0.056 \pm 0.003)T),$$

$$R^2 = 0.71, \quad n = 144,$$
(8)

$$B = (119.8 \pm 7.2)\exp((-0.063 \pm 0.003)T),$$

$$R^{2} = 0.70, \quad n = 144,$$
(9)

$$\mathbf{E} = (81.6 \pm 4.8) \exp((-0.046 \pm 0.004)T),$$

$$R^2 = 0.56, \quad n = 144,$$
(10)

где Б — биомасса фитопланктона, мг С м $^{-3}$;

T – температура, °С;

 R^{2} – коэффициент детерминации;

n – объем выборки.

Для западного и восточного циклонических круговоротов (уравнения (7) и (8) соответственно) численные коэффициенты были близки. Уравнение (9) описывает зависимость между биомассой фитопланктона и температурой воды для антициклонического круговорота, уравнение (10) для шельфа у берегов Крыма и Кавказа. Как видно, в глубоководных районах коэффициенты детерминации между температурой и биомассой несколько выше, чем в прибрежном. Это может быть следствием более интенсивного поступления питательных веществ с береговым стоком в прибрежном районе. В западной и восточной частях моря между биомассой фитопланктона и ГПС наблюдалась прямая зависимость с коэффициентами детерминации 0.60 и 0.71 соответственно.

В зимний период температурный градиент в подповерхностном слое полностью разрушается, интенсивность конвективного перемешивания воды достигает максимума в феврале, а глубина перемешиваемого слоя увеличивается. Для этого периода не отмечено связи между температурой воды в поверхностном слое и ГПС, т.к. последняя ограничивается глубиной галоклина, которая зависит от взаимодействия опресненных и соленых вод и динамики течений. Средние значения ГПС в январе, феврале, первой половине марта достоверно не различаются. В западной и восточной частях моря они составляют 39 и 38 м, 42 и 41 м, 39 и 40 м соответственно, что превышает глубину, куда проникает 1% света на 1-5 м. В этот период биомасса фитопланктона изменяется слабо и до-

	Зима	Весна	Лето	Осень	
	Рай	іон 1			
Общее количество "цветений"	4	18	3	4	
Продолжительность, мес.	1.0	$\frac{1.0-3.0^{*}}{1.9}$	1.0	1.0	
Амплитуда, мг С м ⁻³	$\frac{39.4-79.7}{62.2\pm15.8}$	$\frac{43.8 - 133.9}{82.5 \pm 22.7}$	$\frac{38.7 - 44.3}{40.7 \pm 3.1}$	$\frac{30.2 - 54.2}{41.1 \pm 11.3}$	
	Paŭ	іон 2			
Общее количество "цветений"	1	17	—	1	
Продолжительность, мес.	1.0	$\frac{1.0-2.5}{1.6}$	_	2.0	
Амплитуда, мг С м ⁻³	59.2	$\frac{50.0 - 113.3}{81.0 \pm 17.9}$	-	55.4	
	Рай	іон 3			
Общее количество "цветений"	3	15	—	1	
Продолжительность, мес.	$\frac{2.0-3.0}{2.3}$	$\frac{1.0-2.5}{1.7}$	-	2.5	
Амплитуда, мг С м ⁻³	$\frac{62.2 - 82.8}{69.8 \pm 11.3}$	$\frac{62.8-197.8}{87.1\pm 33.2}$	_	54.1	
	Рай	іон 4			
Общее количество "цветений"	4	17	1	—	
Продолжительность, мес.	$\frac{1.0-2.5}{1.6}$	$\frac{1.0-3.0}{1.9}$	1.0	_	
Амплитуда, мг C м ⁻³	$\frac{41.7 - 78.1}{61.7 \pm 15.0}$	$\frac{37.4 - 109.3}{75.5 \pm 17.4}$	30.4	_	

Таблица 2. Количество "цветений" фитопланктона, их продолжительность и амплитуда биомассы в различные сезоны с 1998 по 2015 гг.

*Примечание: в числителе приведено минимальное и максимальное значения, в знаменателе — средние значения и стандартное отклонение, для продолжительности "цветения" в знаменателе указано средневзвешенное значение.

стигает высоких значений. В отдельные годы значения ГПС в январе-феврале в течение 5-15 суток оставались одинаковыми, однако эти периоды не всегда сопровождались ростом биомассы. Несмотря на динамическую активность водных масс, общее количество "цветений" фитопланктона было больше, чем в осенний и летний периоды. Так, в западном циклоническом круговороте и в районе шельфа отмечено по четыре цветения за 18 лет, в антициклоническом – три, и в восточном циклоническом круговороте – одно (табл. 2). Короткопериодные вспышки в развитии фитопланктона встречены в основном в феврале и только в годы с теплыми зимами. Средняя для разных районов амплитуда составляла 60-70 мг С м⁻³, продолжительность "цветения" изменялась от 1 до 3 месяцев; наибольшая была отмечена в восточном антициклоническом районе. С начала

января по первую половину марта связь биомассы фитопланктона с температурой и ГПС отсутствует. Возможно, это связано с узким диапазоном изменений температуры воды, ГПС и биомассы фитопланктона в это время.

В глубоководной части и шельфовой зоне весеннее "цветение" воды фитопланктоном встречалось почти ежегодно в конце марта—начале апреля, оно отсутствовало три раза в течение 18-летнего периода в антициклоническом круговороте (табл. 2). Продолжительность "цветения" во всех районах была примерно одинаковой, и ее средневзвешенные значения варьировали от полутора до двух месяцев. В годы с холодными зимами, которые наиболее часто наблюдались в западном циклоническом круговороте, амплитуда биомассы фитопланктона и продолжительность были на 25—30% выше, чем в годы с теплыми зимами, что,



Рис. 3. Тренды биомассы фитопланктона для районов западного (1), восточного (2) циклонических круговоротов и восточного антициклонического круговорота (3): среднегодовых (а), среднесезонных весенних (б) и среднесезонных летних значений (в).

возможно, связано с разной степенью обогащения поверхностных вод питательными веществами в теплые и холодные зимы. В целом средняя амплитуда биомассы варьировала в узких пределах — от 76 до 87 мг С м⁻³, а перед началом "цветения" она была вдвое меньше.

Таким образом, цикл фитопланктона во все годы характеризуется минимальной биомассой в летний период, когда ее вариабельность низкая. Осенью наблюдается устойчивый рост биомассы водорослей. Она достигает максимальных значений в декабре, которые сохраняются в течение всей зимы. Во второй половине марта—начале апреля наблюдается весеннее "цветение" фитопланктона. В этот период уровень биомассы достигает максимума, превышая зимние значения в среднем в 1.4 раза. Затем она снижается, и в летний период составляет 22–23 мг С м⁻³. В течение года среднесезонные значения биомассы различаются в глубоководных районах в 2.5 раза, а в прибрежном — в 2 раза.

В циклонических и антициклоническом круговоротах изменение среднегодовых значений биомассы фитопланктона с 1998 по 2015 гг. имеет достоверный отрицательный тренд при уровне значимости $p \le 0.02$ (рис. 3). В течение этого периода биомасса в районах 1, 2, 3 уменьшилась на 7– 8 мг С м⁻³, что составляет 17–19% от начальной величины. В то же время изменение температуры в поверхностном слое в западной и восточной части моря имело положительный тренд. но при разном уровне значимости. В западном круговороте температура в течение 18 лет повысилась на 0.66° С, и тренд был достоверен при *p* = 0.03. В восточном круговороте температура увеличилась на 0.57°С, но тренд был достоверным только при p = 0.10. В антициклоническом круговороте температурный тренд был недостоверен. В прибрежном районе достоверного изменения биомассы в течение исследуемого периода не зарегистрировано.

По многолетним данным изменение среднесезонных значений биомассы фитопланктона различно. Зимой и осенью не отмечено достоверных трендов биомассы, в то время как весной и летом они были отрицательными (рис. 3). Наибольшие изменения биомассы наблюдались в весенний период. Так, в глубоководной части моря она снижалась на 16–23 мг С м⁻³, что составляет 31– 40% от начальных величин. Летом величины биомассы уменьшались на 25–33%. В шельфовой зоне весной и летом также наблюдался отрицательный достоверный тренд ($p \le 0.06$). Между многолетними изменениями биомассы и температуры в различные сезоны связи не обнаружено.

ОБСУЖДЕНИЕ

Черное море является одним из наиболее стратифицированных морей в Мировом океане [5]. Его отличительной чертой является наличие узких стратифицированных слоев с большим перепадом плотности. Физическая структура вод и биологические процессы, протекающие в водной толще, определяют гидрохимический режим водоема. В конце осени и зимой происходит охлаждение поверхностных вод и развивается конвективное перемешивание. Толщина ВКС изменяется в широких пределах, она минимальна в центре циклонических круговоротов, максимальна – на их периферии и в антициклонических вихрях. Результаты расчетов, проведенных по модели [26], показали, что зимой в западном и восточном круговоротах толщина ВКС варьирует в пределах от 17 до 25 м, в среднем 21 \pm 1 м, а глубина ГПС – от 33 до 45 м, в среднем -40 ± 3 м. Согласно кон-

тактным измерениям потенциальной плотности воды в центральной части моря средние значения толщины ВКС в январе-марте составляют 30-35 м [9]. В это время верхняя граница слоя максимальных градиентов концентрации нитратов и фосфатов находится на глубине 30-60 м [8]. В феврале и марте наблюдаются максимальные в течение года скорости восходящих потоков нитратов и фосфатов, которые находятся в пределах 1.2-1.8 мг-ат N м⁻² сут⁻¹ для нитратов и 0.20- $0.26 \text{ мг-ат P } \text{м}^{-2} \text{ сут}^{-1}$ для фосфатов. Таким образом, перемешивание достигает глубин, с которых осуществляется транспорт биогенных веществ из нижних слоев в верхние. В начале зимнего периода концентрация кремния максимальна и составляет в среднем около 3.5 мкМ, а в конце февраля в результате развития диатомовых водорослей она уменьшается до 1.5 мкМ [48]. Согласно проведенным нами расчетам, глубина зоны фотосинтеза в зимний период в глубоководной части моря и в районе шельфа и континентального склона варьирует от 18 до 65 м, ее средние значения составляют 34-37 м. Как видно, средние значения глубины перемешивания и зоны фотосинтеза практически совпадают. В результате фитопланктонное сообщество в течение всего зимнего периода находится в пределах освещенной зоны и может активно ассимилировать питательные вещества. Эта особенность является отличительной чертой Черного моря от других океанических районов умеренных и субполярных широт [21, 33]. В антициклональных вихрях толщина ВКС составляет 50-70 м, в северо-западной и северовосточной частях моря она может достигать 70-100 м [9]. В этом случае в результате турбулентного обмена биомасса фитопланктона будет размываться в большем столбе воды, и около половины ее будет находиться за пределами зоны фотосинтеза. Как следствие, биомасса в поверхностном слое в зимний период увеличивается от периферии круговоротов к их центрам [28].

На фоне относительно слабой изменчивости концентрации фитопланктона зимой в среднем раз в 4 года наблюдаются достоверные короткопериодные вспышки в развитии фитопланктона. В годы с теплой зимой может формироваться временный подповерхностный градиент плотности, который ограничивает перемешивание и способствует росту фитопланктона при относительно высоких концентрациях питательных веществ. Такое явление наблюдается в некоторых районах океана, когда глубина перемешиваемого слоя достигает нескольких сот метров [22, 23, 29].

Во второй половине марта—апреле интенсивность конвективного перемешивания ослабевает [46], а толщина ВКС по сравнению с предыдущим периодом уменьшается как по проведенным нами модельным расчетам с 22 до 8 м, так и по контактным измерениям с 30 до 20 м [9]. Начало весеннего развития фитопланктона происходит либо при отсутствии температурной стратификации, либо в начале ее формирования. Весеннее "цветение" фитопланктона в Черном море имеет две особенности: небольшую продолжительность и слабое увеличение биомассы от фоновых значений к максимуму, которое в среднем не превышает двух раз. Рост биомассы начинается при общей концентрации неорганических азотных соединений около 1 мкМ, силикатов – 2.5 мкМ, а отношение между общим азотом и фосфатами 20 [48]. При таких значениях весеннее развитие фитопланктона продолжается в среднем 1.5-2.0 месяца. Этих концентраций недостаточно для достижения высоких величин биомассы фитопланктона и поддержания продолжительного массового развития водорослей весной. В умеренных районах Атлантического океана зимне-весеннее развитие фитопланктона начинается в начале февраля при концентрации нитратов около 4 мкМ и продолжается в течение четырех месяцев [34].

Летом устанавливается температурный градиент в глубоководных и прибрежных районах моря. В теплый период года механическое воздействие ветра является основным фактором, вызывающим изменчивость толщины ВКС, которая увеличивается с востока на запад [9]. В это время зона фотосинтеза четко разделена на два слоя: над температурным градиентом и под ним. Фитопланктон, обитающий в верхнем слое, адаптируется к низкой концентрации биогенных элементов, относительно высоким значениям интенсивности света и температуры; источником питания для него служит преимущественно аммоний [19]. Фитопланктон ниже температурного градиента обитает при слабой интенсивности светового потока, низкой температуре и более высоких концентрациях нитратов и аммония. В зоне ОЧТ в летне-осенний период образуются антициклональные вихри и меандры, которые переносят прибрежный фитопланктон и биогены в открытую часть моря, что может приводить к кратковременному локальному росту биомассы фитопланктона в открытой части [28]. Пространственные размеры таких вихрей обычно составляют несколько десятков миль, а время их жизни - несколько недель [7]. Сильное ветровое воздействие способно вызвать ослабление сезонного термоклина и увеличение глубины ВКС за счет турбулентного вовлечения [4], что может приволить к переносу биогенных вешеств из слоя термоклина и кратковременному интенсивному росту фитопланктона в поверхностном слое. Последовательное влияние нескольких сильных ветровых явлений, наблюдаемых в юго-восточной части моря в августе 2015 г., привели к резкому нарушению физической структуры вод, изопикническому перемешиванию, вызванному сдвигом инерционных течений. Сильные ветра на локальных масштабах могут временно изменить систему течений и вертикальную физическую структуру водного столба [36]. В последние десятилетия в глубоководных и прибрежных районах моря в мае-июне часто доминируют Emiliania *huxlevi* [11, 40, 50], средняя биомасса которой в северо-восточной части моря в 2002, 2003-2007 гг. составила почти 200 мкг л⁻¹ или 47% от общей биомассы водорослей [11]. Если по этим данным рассчитать биомассу в единицах органического углерода, то она в среднем составит 29.5 мг С ${\rm M}^{-3}$. По нашей модели для этих месяцев и лет она равна 24.7 мг С м⁻³. При обобщении результатов исследований, выполненных в глубоководной части моря с 1996 по 2008 гг. в мае-октябре средняя биомасса составила 10.6 ± 2.4 г м⁻² [40]. Если принять, что фитопланктон в основном обитает в слое 0-50 м, то средняя биомасса в столбе воды будет равна 212 мг м⁻³ или 21.2 мг С м⁻³. По использованной нами модели для этих месяцев с 1998 по 2008 гг. она равна 27.6 \pm 6.3 мг С м⁻³. Средние значения статистически различаются при уровне значимости p = 0.05. Однако необходимо иметь ввиду, что средние значения получены при совершенно разной численности выборок: малой (прямые измерения) и большой (спутниковые наблюдения).

В начале осеннего периода сохраняется летняя физико-химическая структура в столбе воды, которая во второй половине октября-ноябре начинает разрушаться, одновременно наблюдается рост биомассы фитопланктона. В данном случае температура выступает как косвенный фактор. С уменьшением температуры в поверхностном слое ослабевает температурный градиент, в результате чего скорость потока биогенных веществ с более глубоких слоев к поверхности возрастает. Поэтому можно предположить, что осенью и в начале зимы скорость потока питательных веществ является основным фактором, определяющим развитие фитопланктона. Это подтверждается данными по толщине ГПС и ВКС. Разница между ними в сентябре-октябре в разные годы составляла от 0 до 3 м, а в декабре – от 1 до 14 м. Как видно, градиент плотности воды ослабевает от осени к началу зимы. Ослабление температурного градиента также может быть связано с ветровой активностью. Показано, что сильный ветер (≥8 м с⁻¹) положительно влияет на увеличение биомассы фитопланктона, которое определяется поступлением нитратов из нижних слоев в верхние [39]. Согласно нашим результатам, интенсивное развитие фитопланктона встречается в среднем для всех районов один раз в 9 лет.

Для прогноза развития "цветения" фитопланктона некоторые авторы используют модель турбулентной диффузии, в основу которой положены два механизма. Один из них применим для условий, когда водный столб хорошо перемешивается, и соответствует классической теории критической глубины Свердрупа. Второй подход основан на скорости турбулентного перемешивания. Если скорость турбулентного перемешивания меньше некоторой критической величины, скорость роста фитопланктона превышает скорость вертикального перемешивания, и "цветение" развивается независимо от глубины верхнего перемешиваемого слоя воды. Полученные результаты показывают, что "цветение" фитопланктона может развиваться в отсутствии вертикальной плотностной стратификации [34]. Таким образом, скорость турбулентной диффузии относится к важным параметрам, определяющим жизнедеятельность фитопланктонного сообщества.

Таким образом, осреднение величин на масштабах несколько сот миль показало, что несмотря на разную направленность течений в исследованных районах, наблюдается одинаковый характер годового цикла фитопланктона в поверхностном слое. Он описывается кривой, форма которой близка к U-образной. В течение года биомасса фитопланктона различается в среднем в 2.0-2.5 раза; максимальные среднесезонные величины отмечены для зимнего периода, минимальные летом. Короткопериодные вспышки в развитии фитопланктона были отмечены во все сезоны, но с разной частотой. Наибольшее их количество за 18-летний период было весной и зимой, наименьшее – осенью и летом. Максимальные значения биомассы фитопланктона наблюдались во время весеннего "цветения", и они были в среднем в 3.6 раз выше, чем летом. Динамика биомассы фитопланктона зависит от взаимодействия факторов в различные сезоны. Зимой она определяется поступлением биогенных веществ из нижних слоев в верхние, которое зависит от их концентрации на верхней границе галоклина, и коэффициента вертикальной диффузии и переноса. Весной уровень биомассы определяется ослаблением конвективного перемешивания, началом формирования температурного градиента и запасом биогенных веществ в поверхностном слое. Летом он зависит от температурных условий и пополнения биогенов в результате регенерации органического вещества и их переноса с вихрями от прибрежных районов в открытую часть моря. Осенью поток тепла становится отрицательным, начинается конвективное перемешивание и возрастает влияние ветровой активности. В результате ГПС увеличивается и фитопланктон, максимум которого располагался у основания сезонного термоклина, распределяется в перемешанном слое, что приводит к увеличению его биомассы в поверхностном слое.

выводы

1. Годовая динамика биомассы фитопланктона в поверхностном слое в исследованных глубоководных и прибрежных районах Черного моря в 1998—2015 гг. имела одинаковый характер и, как правило, описывалась U-образной кривой. Максимальные среднесезонные значения наблюдались зимой, минимальные — летом, они различались в среднем в 2.0—2.5 раза. Во все сезоны отмечены некоторые отклонения от U-образной формы кривой, которые за 18-тилетний период встречались единично, кроме весеннего "цветения" фитопланктона, наблюдавшегося в каждом из исследованных районов почти ежегодно. При этом максимальные значения биомассы вдвое превышали фоновые величины.

2. Осенью биомасса фитопланктона увеличивалась по мере снижения температуры воды и повышения глубины перемешиваемого слоя. В остальные сезоны такой связи не наблюдалось.

3. В глубоководной части моря с 1998 по 2015 гг. динамика среднегодовых величин биомассы фитопланктона имела отрицательный тренд, в прибрежной зоне его не наблюдалось. Наиболее выраженное снижение биомассы в течение исследованного периода было зарегистрировано весной и летом, зимой и осенью оно не обнаружено.

Источники финансирования. Работа выполнена по темам гос. задания ФИЦ ИнБЮМ № 0556-2021-0003 "Функциональные, метаболические и токсикологические аспекты существования гидробионтов и их популяций в биотопах с различным физико-химическим режимом", номер гос. регистрации 121041400077-1 и ФГБУН ФИЦ МГИ № 0555-2021-0003 "Развитие методов оперативной океанологии на основе междисциплинарных исследований процессов формирования и эволюции морской среды и математического моделирования с привлечением данных дистанционных и контактных измерений".

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. 964–964.
- Берсенева Г.П., Чурилова Т.Я., Георгиева Л.В. Сезонная изменчивость хлорофилла и биомассы фитопланктона в западной части Черного моря // Океанология. 2004. Т. 44. № 3. С. 389–398.
- Брянцев В.А., Брянцева Ю.В. Многолетние изменения в фитопланктоне глубоководной части Черного моря в связи с естественным и антропогенным факторами // Экология моря. 1999. Вып. 49. С. 24–28.
- Зацепин А.Г., Кременецкий В.В., Пиотух В.Б. и др. Формирование прибрежного течения в Черном море из-за пространственно-неоднородного вет-

ОКЕАНОЛОГИЯ том 62 № 3 2022

рового воздействия на верхний квазиоднородный слой // Океанология. 2008. Т. 48. № 2. С. 176–192.

- Иванов В.А., Белокопытов В.Н. Океанография Черного моря. Севастополь: МГИ НАН Украины, 2011. 212 с.
- Копелевич О.В., Салинг И.В., Вазюля С.В. и др. Биооптические характеристики морей, омывающих берега западной половины России, по данным спутниковых сканеров цвета 1998–2017 гг. М.: ООО "ВАШ ФОРМАТ", 2018. 140 с.
- 7. *Коротаев Г.К., Еремеев В.Н.* Введение в оперативную океанографию Черного моря Севастополь: НПЦ "ЭКОСИ-Гидрофизика", 2006. 382 с.
- Кривенко О.В., Пархоменко А.В. Восходящий и регенерационный потоки неорганических соединений азота и фосфора в глубоководной области Чёрного моря // Журнал общей биологии. 2014. Т. 75. № 5. С. 394–408.
- 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.
- Маштакова Г.П., Роухияйнен М.И. Сезонная динамика фитопланктона // Основы биологической продуктивности Чёрного моря. Ред. В.Н. Грезе. Киев: Наук. думка, 1979. С. 85–88.
- Микаэлян А.С., Силкин В.А., Паутова Л.А. Развитие кокколитофорид в Черном море: межгодовые и многолетние изменения // Океанология. 2011. Т. 51. № 1. С. 45–53.
- Нестерова Д.А. Развитие фитопланктона северозападной части Черного моря в весенний, летний и осенний периоды // Биология моря. 1977. Вып. 43. С. 17–23.
- Поликарпов И.Г., Сабурова М.А., Манжос Л.А. и др. Биологическое разнообразие микропланктона прибрежной зоны Черного моря в районе Севастополя (2001–2003 гг.) // Современное состояние биоразнообразия прибрежных вод Крыма (черноморский сектор) / Под ред. В.Н. Еремеева, А.В. Гаевской. НАН Украины, ИнБЮМ. Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2003. С. 16–42.
- 14. *Роухияйнен М.И.* О сезонной динамике фитопланктона Черного моря // Биология моря. 1975. Вып. 34. С. 3–15.
- 15. Суслин В.В., Чурилова Т.Я., Ли М.Е. и др. Концентрация хлорофилла-а в Черном море: сравнение спутниковых алгоритмов // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2018. Т. 11. № 3. С. 64–72.
- 16. Суслин В.В., Шокуров М.В., Чурилова Т.Я. и др. Фотосинтетически активная радиация в г. Севастополь: измерения и численные расчеты // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. 2014. № 28. С. 345–355.
- 17. *Теренько Л.М.* Сезонная динамика фитопланктона в прибрежных водах Одесского залива Черного моря (Украина) // Альгология. 2010. Т. 20. № 1. С. 73–85.
- 18. Финенко З.З., Ковалева И.В., Суслин В.В. Новый подход к оценке биомассы фитопланктона и ее ва-

риабельности в поверхностном слое Черного моря по спутниковым данным // Успехи современной биологии. 2018. Т. 138. № 3. С. 294–307.

- 19. Финенко З.З., Чурилова Т.Я., Сосик Х.М. Вертикальное распределение фотосинтетических характеристик в Черном море // Океанология. 2004. Т. 44. № 2. С. 222–237.
- Behrenfeld M.J., Boss E., Siegel D.A., Shea D.M. Carbon-based ocean productivity and phytoplankton physiology from space // Global biogeochemical cycles. 2005. № 19. GB1006. 14 p. https://doi.org/10.1029/2004GB002299
- 21. Boss E., Behrenfeld M. In situ evaluation of the initiation of the North Atlantic phytoplankton bloom // Geophysical Research Letter. 2010. № 37. L18603. 5 p. https://doi.org/10.1029/2010GL044174
- 22. Chiswell S.M. Annual cycles and spring blooms in phytoplankton: don't abandon Sverdrup completely // Marine Ecology Progress Series. 2011 V. 443. P. 39–50. https://doi.org/10.3354/meps09453
- 23. *Chiswell S.M., Calil P.H.R., Boyd P.W.* Spring blooms and annual cycles of phytoplankton: a unified perspective // Journal of Plankton Research. 2015. V. 37. № 3. P. 500–508. https://doi.org/10.1093/plankt/fbv021
- 24. *Churilova T., Berseneva G., Georgieva L.* Variability in bio-optical characteristics of phytoplankton in the Black Sea // Oceanology. 2004. V. 44. № 2. P. 192–204.
- 25. *Demidov A.B.* Seasonal dynamics and estimation of the annual primary production of phytoplankton in the Black Sea // Okeanology. 2008. V. 48. № 5. P. 664–678.

https://doi.org/10.1134/S0001437008050068

- Dorofeev V.L, Sukhikh L.I. Study of long-term variability of Black Sea dynamics on the basis of circulation model assimilation of remote measurements // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. 2017. V. 53. № 2. P. 224–232.
- Finenko Z.Z., Hoepffner N., Williams R., Puiontkovski S.A. Phytoplankton carbon to chlorophyll *a* ratio: response to light, temperature, and nutrient limitation // Mar. Ecol. J. 2003. V. 2. № 2. P. 40–64.
- Finenko Z.Z., Suslin V.V., Kovaleva I.V. Seasonal and long-term dynamics of the chlorophyll concentration in the Black sea according to satellite observations // Okeanology. 2014. V. 54. № 5. P. 596–605. https://doi.org/10.1134/S0001437014050063
- 29. *Franks P.J.S.* Has Sverdrup's critical depth hypothesis been tested? Mixed layers vs. turbulent layers // ICES Journal of Marine Science. 2014. V. 72. № 6. P. 1897–1907.

https://doi.org/10.1093/icesjms/fsu175

- Frouin R., McPherson J., Ueyoshi K., Franz B.A. A time series of photosynthetically available radiation at the ocean surface from SeaWiFS and MODIS data. Remote Sensing of the Marine Environment II. 2012. https://doi.org/10.1117/12.981264
- 31. *Geider R.J.* Light and temperature dependence of the carbon to chlorophyll a ratio in microalgae and cyanobacteria: implications for physiology and growth

of phytoplankton // New Phytologist. 1987. V. 106. P. 1–34.

- 32. Goericke R., Welschmeyer N.A. Response of Sargasso Sea phytoplankton biomass, growth rates and primary production to seasonally varying physical forcing // Journal of Plankton Research. 1998. V. 20. № 12. P. 2223–2249.
- 33. *González-Gil R., González Taboada F., Cáceres C. et al.* Winter-mixing preconditioning of the spring phytoplankton bloom in the Bay of Biscay // Limnology and Oceanography. 2018. V. 63. № 3. P. 1264–1282.
- 34. *Huisman J.E.F., van Oostveen P., Weissing F.J.* Critical depth and critical turbulence: two different mechanisms for the development of phytoplankton blooms. Limnology and oceanography. 1999. V. 44. № 7. P. 1781–1787.
- 35. Kopelevich O.V. et al. Application of SeaWiFS data for studing variability of bio-optical characteristics in the Barents, Black and Caspian Seas // Deep-Sea Research. Part II: Tropical Studies in Oceanography. 2004. V. 51, N 10–11. P. 1063–1091.
- 36. Kubryakov A.A., Zatsepin A.G., Stanichny S.V. Anomalous summer-autumn phytoplankton bloom in the Black Sea driven by several strong wind events // Journal of Marine Systems. 2019. V. 194. P. 11–24 https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2019.02.004
- Mikaelyan A.S., Chasovnikov V.K., Kubryakov A.A., Stanichny S.V. Phenology and drivers of the winterspring phytoplankton bloom in the open Black Sea: The application of Sverdrup's hypothesis and its refinements // Progress in oceanography. 2017. V. 151. P. 163–176.

https://doi.org/10.1016/j.pocean.2016.12.006

- 38. *Mikaelyan A.S., Pautova L.A., Chasovnikov V.K. et al.* Alternation of diatoms and coccolithophores in the northeastern Black Sea: a response to nutrient changes // Hydrobiologia. 2015. V. 755. № 1. P. 89–105.
- Mikaelyan A.S., Shapiro G.I., Chasovnikov V.K. et al. Drivers of the autumn phytoplankton development in the open Black Sea // Journal of Marine Systems. 2017. V. 174. P. 1–11.
 https://doi.org/10.1016/j.impergra.2017.05.006

https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2017.05.006

- 40. *Mikaelyan A.S., Zatsepin A.G., Chasovnikov V.K.* Longterm changes in nutrient supply of phytoplankton growth in the Black Sea // Journal of Marine Systems. 2013. V. 117. P. 53–64.
- NASA Goddard Space Flight Center, Ocean Ecology Laboratory, Ocean Biology Processing Group. Seaviewing Wide Field-of-view Sensor (SeaWiFS) Ocean Color Data; 2018 Reprocessing. NASA OB.DAAC, Greenbelt, MD, USA. doi: . Accessed on 05/22/2019. https://doi.org/10.5067/ORBVIEW-2/SEAWIFS/L2/ OC/2018
- 42. NASA Goddard Space Flight Center, Ocean Ecology Laboratory, Ocean Biology Processing Group. Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) Aqua Ocean Color Data; 2018 Reprocessing. NASA OB.DAAC, Greenbelt, MD, USA. Accessed on 05/22/2019.

https://doi.org/10.5067/AQUA/MODIS/L2/OC/2018

43. NASA Goddard Space Flight Center, Ocean Ecology Laboratory, Ocean Biology Processing Group. Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) Terra Ocean Color Data; 2018 Reprocessing. NASA OB.DAAC, Greenbelt, MD, USA. Accessed on 05/22/2019.

https://doi.org/10.5067/TERRA/MODIS/L2/OC/2018

44. NASA Goddard Space Flight Center, Ocean Ecology Laboratory, Ocean Biology Processing Group. Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) Aqua Sea Surface Temperature Data; 2014 Reprocessing. NASA OB.DAAC, Greenbelt, MD, USA. Accessed on 05/22/2019. https://doi.org/10.5067/AOUA/MODIS/L2/SST/2014

45. NASA Goddard Space Flight Center, Ocean Ecology Laboratory, Ocean Biology Processing Group. Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) Terra Sea Surface Temperature Data; 2014 Reprocessing. NASA OB.DAAC, Greenbelt, MD, USA. Accessed on 05/22/2019. https://doi.org/10.5067/TERRA/MODIS/L2/SST/2014

- 46. *Oguz T., Ducklow H., Malanotte-Rizzoli P. et al.* Simulation of annual plankton productivity cycle in the Black Sea by a one-dimensional physical-biological model // Journal of Geophysical Research: Oceans. 1996. V. 101. N

 © C7. P. 16585–16599.
- O'Reilly J.E. et al. SeaWiFS Postlaunch Calibration and Validation Analyses, Part 3 // NASA Tech. Memo. 2000-206892. 2000. V. 11, S.B. Hooker and E.R. Firestone, Eds., NASA Goddard Space Flight Center. 49 p.
- Pakhomova S., Vinogradova E., Yakushev E. et al. Interannual variability of the Black Sea Proper oxygen and nutrients regime: the role of climatic and anthropogenic forcing // Estuarine, Coastal and Shelf Science. 2014. V. 140. P. 134–145.

- 49. Sathyendranath S., Stuart V., Nair A. et al. Carbon-tochlorophyll ratio and growth rate of phytoplankton in the sea // Marine Ecology Progress Series. 2009. V. 383. P. 73–84.
- 50. *Stelmakh L., Gorbunova T. Emiliania huxleyi* blooms in the Black Sea: influence of abiotic and biotic factors // Botanica. 2018. V. 24. № 2. P. 172–184.
- 51. Suslin V.V., Churilova T.Y. A regional algorithm for separating light absorption by chlorophyll-a coloured detrital matter in the Black Sea, using 480-560 nm bands from ocean colour scanners // International Journal of Remote Sensing. 2016. V. 37. № 18. P. 4380–4400. https://doi.org/10.1080/01431161.2016.1211350
- 52. Suslin V.V., Korolev S.N., Kucheryaviy A.A. et al. Photosynthetically available radiation on surface of the Black Sea based on ocean color data // Proc. of SPIE. 2015, Vol. 9680, 96800T. 21st International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics, edited by G. G. Matvienko, O. A. Romanovskii. https://doi.org/10.1117/12.2203660.
- 53. Suslin V.V., Slabakova V.K., Churilova T.Ya. Diffuse attenuation coefficient for downwelling irradiance at 490 nm and its spectral characteristics in the Black Sea upper layer: modeling, in situ measurements and ocean color data, Proc. SPIE 10466, 23rd International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics, 104663H (30 November 2017). https://doi.org/10.1117/12.2287367.
- 54. Yunev O.A., Vedernikov V.I., Basturk O. et al. Long-term variations of surface chlorophyll a and primary production in the open Black Sea // Marine ecology progress series. 2002. V. 230. P. 11–28. https://doi.org/10.3354/meps230011

Temporal Dynamics of Phytoplankton Biomass in the Surface Layer of the Black Sea According to Satellite Observations

Z. Z. Finenko^{*a*}, I. M. Mansurova^{*a*, *#*}, V. V. Suslin^{*b*}

^aA.O. Kovalevsky Institute of Biology of the Southern Seas of RAS, Sevastopol, Russia ^bMarine Hydrophysical Institute of RAS, Sevastopol, Russia [#]e-mail: ira.mansurova2013@yandex.ua

An assessment of the dynamics of phytoplankton biomass in the surface layer, the depth of the upper mixing layer and the photosynthesis zone was obtained using satellite data in the deep sea and coastal regions of the Black Sea during 1998–2015. The annual biomass dynamics had the same character in all regions and was described with the curve that had a U-liked shape with some derivation in the spring. Maximum average seasonal values were at winter, minimum – at summer, they differed in 2.0-2.5 times. Phytoplankton blooms with average duration 1.0-2.5 months were present in all seasons but with different frequency. The highest numbers were registered in the spring, minimal numbers were at summer and autumn, during the bloom biomass were twice higher than background values. Phytoplankton biomass grew with decrease of water temperature and increase of mixed layer depth during autumn. Such dependence was absent during the other seasons. The dynamics of the annual average biomass showed negative trend in the deep sea from 1998 to 2015, one was absent in the coastal zone. The strongest decrease of biomass was registered at the spring and summer, it was not revealed at summer and autumn.

Keywords: phytoplankton, phytoplankton biomass, Black Sea, satellite data, chlorophyll a concentration

ГЕТЕРОТРОФНЫЙ БАКТЕРИОПЛАНКТОН ЭСТУАРИЯ ОБИ В ВЕГЕТАЦИОННЫЙ СЕЗОН: ПРОСТРАНСТВЕННАЯ И ВРЕМЕННА́Я ИЗМЕНЧИВОСТЬ

© 2022 г. Н. Д. Романова^{1,} *, М. А. Болтенкова², А. А. Полухин¹, Е. М. Беззубова¹, С. А. Щука¹

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия ²Мурманский морской биологический институт Кольского научного центра РАН, *Мурманск, Россия* *e-mail: NdRomanova@gmail.com Поступила в редакцию 12.10.2021 г. После доработки 06.12.2021 г. Принята к публикации 16.12.2021 г.

Анализ распределения обилия и активности бактериопланктона в эстуарной области реки Оби в июле 2016 и сентябре 2013 гг., а также факторов среды, позволяет выделить речную, солоноватоводную и морскую зоны. Летом обилие бактериопланктона варьировало от 2604 ± 436 тыс. кл/мл в солоноватых водах до 468 ± 91 тыс. кл/мл в морких. Средние величины бактериальной продукции для вод соленостью менее 8 и более 22 psu составляли 17.43 и 4.91 мгС/м³ в сутки соответственно. Осенью обилие бактерий снижалось по направлению к морю с 1289 ± 385 тыс. кл/мл в распресненных водах до 85 ± 37 тыс. кл/мл в мористой части, величина продукции снижалась более чем на порядок. Доля клеток с активной электрон-транспортной цепью в численности бактериопланктона снижалась с увеличением солености с 5.8 до 0.6% численности. Таким образом, распространение речного стока, маркируемое показателем солености, оказалось основным фактором, влияющим на пространственное распределение и активность бактериопланктона, однако механизм такой регуляции пока не ясен.

Ключевые слова: арктические эстуарии, бактериопланктон, временная изменчивость **DOI:** 10.31857/S0030157422030108

ВВЕДЕНИЕ

Речные эстуарии характеризуются активным вкладом микробного сообщества в формирование "биологической помпы" в области маргинального фильтра [6]. В Арктический бассейн ежегодно поступает около 11% мирового речного стока, тогда как его объем составляет всего 1% объема Мирового океана [25]. Среднегодовой пресноводный сток в Карское море составляет около 41% всего арктического стока (1300–1400 км³; [2, 7]), а средняя величина стока в Обскую губу составляет 500 км³/год [32]. Таким образом, процессы, происходящие в зоне смешения на границе река-море эстуария Оби влияют не только на прибрежные экосистемы, но и на весь Арктический бассейн [31].

В большинстве работ, рассматривающих вклад выносимого реками органического вещества в эстуариях арктических рек, отмечена его высокая консервативность [23, 33]. Только в период половодья доля лабильного растворенного углерода в стоке рек может возрастать до величин порядка 20–40% [27]. Таким образом, в течение большей части вегетационного сезона основным источником углерода для гетеротрофного бактериопланктона эстуарных областей шельфовых морей Арктики является органическое вещество, синтезируемое первичными продуцентами. В свою очередь, биогенные элементы по всей видимости не являются лимитирующим фактором развития гетеротрофного микропланктона на протяжении большей части года, и только в период активного таяния снега их концентрация существенно снижается [23]. Тем не менее, гидрохимические параметры могут служить маркером активности гетеротрофного сообщества [5].

В условиях ярко выраженной сезонности, продолжительной полярной ночи и ограниченного как во времени, так и в пространстве "цветения" фитопланктона, характерных для морей Сибирской Арктики, микробная петля [24] и гетеротрофный бактериопланктон в частности становятся важнейшим участником пелагического со-



Рис. 1. Карта-схема района работ в области эстуария Оби (а) летом 2016 г. и (б) осенью 2013 г. (●) – станции, на которых анализировали гидрохимические параметры воды, (+) – точки, на которых отбирали пробы для определения количественных параметров бактериопланктона.

общества. Даже в условиях низких температур бактериопланктон играет важнейшую роль в реминерализации биогенных элементов и трансформации органического вещества [17, 29]. Климатические изменения и активное промышленное освоение арктического шельфа спровоцировали рост интереса к микробным ценозам арктических морей. Несмотря на это, до сих пор нет общих представлений о динамике распределения и развития микроорганизмов, а также факторах, на них влияющих [10, 13, 14, 32, 36].

В данной работе сделана попытка оценить масштабы и характер изменчивости микробных сообществ в зоне активного фронтогенеза на границе река—море [18] на примере одной из крупнейших сибирских рек — Оби, а также выявить закономерности распределения и активности микроорганизмов в области эстуария и прилежащего шельфа на основании экспедиционных результатов и литературных данных.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Материал был собран на разрезах от эстуария Оби до континентального шельфа в ходе 125 рейса НИС "Профессор Штокман" (4–7 сентября 2013 г.) и 66 рейса "Академик Мстислав Келдыш"

ОКЕАНОЛОГИЯ том 62 № 3 2022

(19–24 июля 2016 г.) в Карское море в рамках программы "Морские экосистемы Сибирской Арктики" (рис. 1). Пробы воды отбирали с помощью 5-литровых батометров Нискина в составе комплекса "Розетта", оснащенного СТД-зондом (SBE 911 Plus by SeaBird Electronics, USA), с горизонтов, выбранных на основании профилей распределения температуры, солености и флуоресценции.

Отбор проб для определения гидрохимических параметров проводился в соответствии с ГОСТ 51592–2000 "Общие требования к отбору проб". Пробы на определение pH, биогенных элементов (силикаты, фосфаты, формы азота) и щелочности отбирали в пластиковую посуду объемом 0.5 л без фиксации. Из-за высокой концентрации взвеси в области смешения река–море пробы для определения содержания биогенных элементов предварительно фильтровали через фильтр с диаметром пор 0.45 мкм (Millero, 1995).

Содержание растворенного кислорода определяли методом Винклера [34]. Методика определения нитратного азота основана на восстановлении нитратов до нитритов и последующей колориметрии [34]. Содержание фосфатов определяли по методу Морфи и Райли [34]. Аммонийный азот определяли по [40].

Для учета общей численности бактерий и расчета биомассы бактериопланктона пробы воды фиксировали непосредственно после отбора нейтральным раствором формальдегида (конечная концентрация в пробе 1%) и хранили до последующей обработки. Осенью 2013 г. концентрацию бактериопланктона определяли окрашивая пробы флуорохромом DAPI на черных ядерных фильтрах (0.2 мкм, Трекпор Технолоджи) и анализируя под люминесцентным микроскопом [35]. Обработку фиксированных проб проводили не ранее трех месяцев после отбора [41]. Летом 2016 г. численность бактериопланктона определяли с помощью проточной цитометрии. Фиксированные пробы окрашивали флуоресцентным красителем SYBR GREEN I в течение 30 минут и просматривали на цитометре BD Accuri C6 в течение суток после отбора [28]. Для более точной оценки численности бактериопланктона одновременно просчитывали фильтрат, прошедший через фильтр с диаметром пор 0.2 мкм. На ряде станций пробы для цитометрического анализа также просматривали с помощью люминесцентной микроскопии. На основании результатов цитометрии рассчитывали соотношение клеток с высоким и низким содержанием нуклеиновых кислот – показатель, предположительно отражающий долю активных клеток [30]. Так как использованные методы учета численности микроорганизмов не позволяют различать архей и бактерий, в настоящей статье, используя термин бактерии, мы подразумеваем всех гетеротрофных прокариот.

В связи с разницей времени, предшествовавшего обработке проб 2013 и 2016 гг нами дополнительно был поставлен эксперимент для оценки влияния хранения фиксированных проб на изменение концентрации бактерий в них. Существует несколько работ, свидетельствующих о снижении численности бактериальных клеток в пробах морской воды при хранении [26]. При этом время хранения не влияло на количество клеток с видимым нуклеоидом: величина обилия снижалась в течение 40–70 дней после фиксации, после чего выходила на плато, совпадая со значением числа клеток с видимым нуклеоидом [41]. На протяжении года мы сравнивали изменение обилия клеток в жидких фиксированных пробах и на отфильтрованных непосредственно после отбора и замороженных препаратах. Полученные данные сопоставлялись с величиной жизнеспособных клеток (с видимым нуклеоидом), определенной непосредственно после отбора. Все измерения проводились в трех повторностях.

Линейные размеры клеток измеряли с помощью программы анализа изображений "Image-ScopeColor M". Бактериальную биомассу в углеродных единицах вычисляли по [12].

Определение бактериальной продукции и выедания бактериопланктона потребителями проводили прямым методом с использованием антибиотиков-ингибиторов бактериального роста [37] в модификации для естественных местообитаний [42]. Непосредственно после отбора пробы воды разливали в 100-мл флаконы. Для учета выедания бактериопланктона нано- и микрофагами в пробы воды добавляли антибиотики (бензилпенициллин 1 мг/л, ванкомицин 200 мг/л), подавляющие размножение бактерий, но не оказывающие влияние на их потребителей [37]. В качестве контроля экспонировали пробы без антибиотиков. Подготовленные таким образом пробы экспонировали 8–10 ч в бассейне с морской водой, расположенном на верхней палубе судна. Время экспозиции было выбрано на основании предварительно поставленного эксперимента по динамике действия антибиотиков в полярных водах. Все эксперименты были выполнены в двух повторностях. Манипуляции, связанные с постановкой экспериментов, проводили на открытой палубе судна при температуре окружающей среды.

Долю клеток с активной электрон-транспортной цепью определяли экспериментально, экспонируя пробы с флуорохромом СТС (5-циано 2,3-дитолил тетразолиум хлорида) [38]. В каждую аликвоту морской воды объемом 5.4 мл вносили раствор флуорохрома СТС в дистиллированной воде в финальной концентрации 100 мкг/мл. Пробы экспонировали в течении 4 часов при температуре 4 °C, после чего фиксировали 37% формалином (финальная концентрация 1%), окрашивали флуорохромом DAPI и концентрировали на черный ядерный фильтр с диаметром пор 0.2 мкм (Трекпор Технолоджи). Препараты просматривали под микроскопом Leica DM 2500 при увеличении ×1000 на длине волны 450-490 нм для учета СТС-окрашенных клеток и в ультрафиолетовом излучении для подсчета общей численности бактерий, окрашенных DAPI.

Для выявления корреляций между показателями характеристик сообществ рассчитывали коэффициент ранговой корреляции Спирмена. Расчеты проводили с помощью пакета программ PAST 3.14.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Эксперимент по оценке влияния хранения проб на изменение численности бактерий в них подтвердил выводы [41], что в течение года число бактериальных клеток в жидких фиксированных пробах снижается лишь в первые три месяца до значений обилия бактерий с видимым нуклеоидом, тогда как в сконцентрированных на фильтр пробах численность достоверно не изменяется в течение всего периода наблюдений (рис. 2).



Рис. 2. Результаты эксперимента по длительному хранению проб. Динамика изменения числа клеток бактерий в (¹) пробах, сконцентрированных на фильтр; () пробах, хранившихся в жидком виде. Серой линией отмечено число клеток с видимым нуклеоидом.

<u>Июль 2016 г.</u> Работы 2016 г. пришлись на время высоких величин стока р. Оби вскоре после схода сезонного ледового покрытия [39]. В отличие от наблюдений предыдущих лет [13], воздействие речного стока на свойства поверхностного слоя Карского моря было ограничено южной, примыкающей к эстуариям, областью бассейна [20]. Эстуарная область Оби и прилежащий мелководный шельф характеризовались высоким уровнем горизонтальной неравномерности, прежде всего в распределении солености (рис. 3а). Локальные увеличения градиентов гидрофизических параметров имели масштаб 10–50 км и формировали ярко выраженную фронтальную зону в области взаимодействия речных и морских вод [20].

В период наших наблюдений разрез вдоль эстуария Оби представлял собой пример так называемого "сложного фронта" [7], состоящего из вертикального фронта в южной части разреза (станции № 5323 и 5324) и горизонтального фронта, протягивающегося от станции № 5319 в сторону открытого моря. Присутствие вод губы прослеживается в поверхностных водах практически на всем протяжении разреза.

Относительное содержание растворенного кислорода было достаточно высоким (рис. 3д). В поверхностных водах, несмотря на относительно высокую температуру (11–12°С и более), содержание растворенного кислорода достигало почти 9 мл/л. Насыщение воды кислородом доходило до 129% и нигде не опускалось ниже 80%. Наибольшее содержание растворенного кислородом были отда и степень насыщения вод кислородом были от

мечены у поверхности на станциях № 5320 и 5321, где положение фронта менялось с вертикального на горизонтальное. Наиболее высокое содержание фосфатов (рис. 36) и нитратного азота (рис. 3е) наблюдалось на поверхности самой южной станции разреза (№ 5324). По мере продвижения на север их содержание быстро убывало. Севернее станции 5313 содержание растворенного неорганического фосфора в поверхностном слое воды могло опускаться до 0.02 µM, а содержание нитратного азота – до аналитического нуля. Стоит также отметить необычно низкое содержание аммонийного азота на разрезе: от 0.04 до 0.52 µМ (рис. 3г). Содержание нитритного азота, напротив, достигало 0.8 µM, в некоторых случаях его концентрация даже превышала содержание азота в нитратной и аммонийной формах. Типичный для работ предыдущих лет [1] придонный максимум фосфатов и нитратного азота не был обнаружен.

Обилие бактериопланктона на разрезе вдоль эстуария Оби изменялось от 98 до 4500 тыс.кл/мл (рис. 3в). В водах соленостью от 0.15 до 17 рѕи численность бактерий колебалась в пределах от 500 до 4467 тыс.кл/мл, составляя в среднем 2604 \pm \pm 436 тыс. кл/мл. При значениях солености более 22 рѕи этот показатель составлял в среднем 468 \pm \pm 91 тыс. кл/мл, изменяясь в пределах от 98 до 1263 тыс. кл/мл.

Доля клеток с высоким содержанием нуклеиновых кислот варьировала от 11 до 87%. В южной части разреза (вплоть до станции 5317) доля клеток с высоким содержанием нуклеиновых кислот



Рис. 3. Разрез вдоль эстуария Оби (июль 2016). (а) Соленость, psu: (б) концентрация неорганического фосфора, µM; (в) обилие бактерий, тыс.кл/мл; (г) концентрация аммонийного азота, µM; (д) насыщение кислородом, %; (е) концентрация нитратов, µM.

не превышала 65%, составляя в среднем 44 \pm 6%, тогда как севернее величины этого показателя варьировали от 48 до 81%, составляя в среднем 54 \pm \pm 6% в поверхностном слое воды и 76 \pm 3% ниже пикноклина.

Величина бактериальной биомассы изменялась от 1.4 до 53.65 мгС/м³. В водах соленостью менее 17 psu среднее значение этого показателя составляло 28.7 \pm 8.62 мгС/м³, тогда как при солености более 22 psu средняя величина биомассы бактериопланктона снижалась до 6.19 \pm 1.06 мгС/м³.

Максимальная величина бактериальной продукции наблюдались в поверхностном горизонте станции 5313, где на фоне высоких показателей биомассы и удельной скорости роста (2.81 сут⁻¹) ее значение достигало 150.73 мгС/м³ в сутки. В остальных точках величина продукции варьировала от 0.18 до 26.3 мгС/м³ в сутки, а удельная скорость роста от 0.05 до 3.29 сут⁻¹. Средние величины бактериальной продукции для вод соленостью менее 8 и более 22 рѕи составляли 17.43 и 4.91 мгС/м³ в сутки соответственно, однако большой разброс значений не позволяет говорить о достоверности этих различий. Значения удельной продукции, усредненные для столба воды, напротив, возрастали по направлению к морю с 0.8 до 1.52 сут⁻¹.

Сентябрь 2013 г. В первых числах сентября 2013 г. градиент солености на границе эстуария Оби и прилежащего шельфа Карского моря был относительно мал, поверхностная соленость в эстуарной фронтальной зоне возрастала от 0.1— 0.2 psu до 9—10 psu (рис. 4а) [19]. Как и летом 2016 г. на разрезе наблюдались как вертикальный, так и горизонтальный фронты. Вертикальный фронт был расположен в районе станций 125-14 и 125-17, и выделялся достаточно резким скачком солености от пресной воды до 1 psu.

Максимальные величины концентрации растворенного кислорода были приурочены к вертикальной фронтальной зоне (рис. 4д). Его содержание на поверхности достигало 8.9 мл/л. Сте-



Рис. 4. Разрез вдоль эстуария Оби (сентябрь 2013). (а) соленость, psu; (б) концентрация неорганического фосфора, µM; (в) обилие бактерий, тыс. кл/мл; (г) концентрация аммонийного азота, µM; (д) насыщение кислородом, %; (е) концентрация нитратов, µM.

пень насыщения кислородом в этой точке составляла 105—110% в слое до 5 м. Минимальное содержание кислорода (менее 70%) было отмечено в холодном придонном слое на 73° северной широты (станция 125-24), а также глубже пикноклина в области обского бара (станция 125-17). В этих точках также наблюдались относительно высокие концентрации фосфатов (1.53–2.05 µМ), нитратного и аммонийного азота (2.82–3.44 µМ и 2.8–4.1 µМ соответственно).

Распределение концентрации биогенных элементов было достаточно консервативно. Максимумы концентрации фосфатов (рис. 4б) и нитратного азота (рис. 4е) соотносились с орографическими особенностями Обского разреза. Максимум концентрации нитритов в поверхностном слое (1.06 μ M, станция 125-16) был приурочен к речным водам. По мере приближения к фронтальной зоне (станция 125-17), их содержание уменьшалось до аналитического нуля. Второй, придонный, максимум (1.14 μ M) на станции 125-26 был приурочен к выделенной по показателю pH северной границе фронтальной зоны. В тех же точ-

ОКЕАНОЛОГИЯ том 62 № 3 2022

ках поверхностного и придонного слоя были отмечены и максимумы концентрации аммонийного азота (4.32 и 3.46 µM соответственно, рис. 4г).

В сентябре 2013 года обилие бактерий в области эстуария Оби варьировало от 29 до 1875 тыс. кл/мл (рис. 4в). Максимальные величины (994-1875 тыс.кл/мл) наблюдались в верхнем перемешанном слое в южной части разреза; минимальные (29-218 тыс. кл/мл) - в мористой части разреза в придонном слое холодной соленой воды. Распределение численности бактериопланктона согласовывалось с изменением солености: обилие бактерий при солености менее 2.5 psu в среднем составляло 1289 ± 385 тыс. кл/мл, в распресненных водах соленостью 3.5-22 psu этот показатель снижался до 652 ± 123 тыс. кл/мл, тогда как в водах соленостью выше 29 psu общая численность бактерий не превышала 218 тыс. кл/мл, в среднем составляя 85 ± 37 тыс.кл/мл. Распределение биомассы бактериопланктона на разрезе вдоль эстуария Оби имело сходную картину распределения, при этом различия между средними величинами этого показателя в водах разной солености были

выражены еще ярче: при солености менее 2.5 psu средняя биомасса бактериопланктона составляла 22.7 ± 8.5 мгС/м³, в распресненных водах соленостью 3.5-22 psu этот показатель снижался до $9.9 \pm$ ± 2.5 мгС/м³, при солености выше 29 psu средняя величина биомассы снижалась до $1.2 \pm 1 \text{ мгC/м}^3$. В придонном слое воды на крайней северной станции разреза были отмечены высокие показатели биомассы бактериопланктона на фоне относительно низких значений его численности (7 мгС/м³ и 172 тыс. кл/мл соответственно). Высокий показатель биомассы вероятнее всего обусловлен значительной долей крупных палочковидных форм (38% общей численности), тогда как на остальных станциях их вклад не превышал 25%, большая часть клеток была представлена коккоидными формами.

Доля клеток бактериопланктона с активной ЭТЦ осенью 2013 г. также снижалась с увеличением солености: в водах соленостью менее 2.5 psu этот показатель составлял $5.8 \pm 0.27\%$, в распресненных водах — $2.6 \pm 0.5\%$, при значениях солености более 29 psu доля активно дышащих бактерий снижалась до $0.6 \pm 0.4\%$.

ОБСУЖДЕНИЕ

Июль 2016 г. Отмеченные нами высокие величины относительного содержания кислорода в поверхностных водах не наблюдались при предыдущих съемках в Обской губе в июле-августе 2010 г. [1, 15]. Возможно это свидетельство активного развития фитопланктона [16], что косвенно подтверждается крайне низкими концентрациями фосфатов и нитратного азота на выходе из губы. По всей видимости, доступные формы биогенных элементов потреблялись фитопланктоном в водах с диапазоном солености от 1 до 10 psu. Низкие величины концентрации аммонийного азота и, напротив, высокий вклад нитритного азота в содержание растворенного неорганического азота может свидетельствовать о "молодости" и незавершенности процессов окисления органического вещества.

Анализируя данные по распределению обилия и активности бактериопланктона исходя из условно выделенных интервалов солености важно учитывать, что воды разной солености в эстуарной области могут быть приурочены к различным глубинам. Тем не менее, в солоноватых водах (3.5-22 psu), находившихся на разных станциях разреза как в верхнем фотическом, так и в придонном слоях, величины обилия бактериопланктона имели близкие значения, и связи этого параметра с глубиной не наблюдалось (r = 0.2, p > 0.5).

В июле 2016 в водах соленостью менее 17 psu значимых корреляций между распределением обилия бактериопланктона и рассматриваемыми параметрами среды обнаружено не было. Изменение состава и количественных характеристик фитопланктонного сообщества на градиенте река-море никак не отразилось на обилии бактериопланктона [16]. Значения численности бактерий, превышающие 1 млн кл/мл, наблюдались в эвфотическом слое при колебании концентрации хлорофилла "а" от 0.46 до 33 мкг/л, а значения ниже 600 тыс. кл/мл были отмечены на фоне изменения концентрации пигмента в пределах 0.04–27.3 мкг/л [22].

Ниже пикноклина на глубинах вплоть до 30 м (где проводились измерения концентрации растворенного кислорода) была отмечена отрицательная корреляция обилия бактериопланктона и насышения воды кислородом (r = -0.64, p < 0.05). При этом средняя величина численности бактериопланктона при содержании кислорода менее 95% составляла 614 \pm 128 тыс. кл/мл, тогда как при его концентрации более 98% среднее значение обилия бактерий снижалось до 303 ± 98 тыс. кл/мл. Этот факт позволяет предположить активное участие бактериопланктона в реминерализации органического вещества. На преобразование органического вещества автохтонного происхождения в растворенную форму на придонных горизонтах мористой части разреза указывали также изменения концентрации растворенного органического углерода и возрастание в его составе доли коллоидной формы [20]. Также, в мористой части разреза высокие показатели удельной продукции бактериопланктона (более 1 су t^{-1}) были приурочены к областям повышенной концентрации коллоидного органического вещества. Максимальный вклад клеток с высоким содержанием нуклеиновых кислот, напротив, был приурочен к более богатым кислородом слоям воды (r = 0.74, p < 0.05) составляя в среднем $76 \pm 6\%$ против $54 \pm 11\%$ в водах с величиной насыщения кислородом менее 95%. Также была отмечена отрицательная корреляция между долей клеток с высоким содержанием нуклеиновых кислот и суммарной концентрацией растворенного неорганического азота (r = -0.77, *p* < 0.05).

Величина бактериальной продукции слабо коррелировала с численностью клеток с высоким содержанием нуклеиновых кислот (r = 0.45, p < < 0.05), а также с концентрацией хлорофилла "а" (r = 0.42, p < 0.05).

Сентябрь 2013 г. Максимум растворенного кислорода, приуроченный к вертикальному фронту на границе перехода от пресной воды к солености 1 psu свидетельствовал о повышенной активности первичных продуцентов. Концентрация биогенных элементов была достаточно консервативна и, по всей видимости, не служила лимитирующим фактором развития планктона. В то же время, снижение содержания нитритов в поверхностном слое по направлению к фронтальной зоне может свидетельствовать об активном их использовании. Также придонный максимум нитритов может свидетельствовать о незавершенном процессе окисления органического вещества.

Картина распределения обилия бактериопланктона сходна с изменчивостью концентрации хлорофилла "a" (r = 0.88, p < 0.05), также численность бактерий снижается с ростом доли феофитина (*r* = −0.83, *p* < 0.05) [3]. Однако заключить, влияет ли на распределение бактерий концентрация первичных продуцентов, или оба параметра регулируются одними факторами среды, на основании имеющихся данных не представляется возможным. Стоит отметить, что в то время как максимальные величины обилия бактериопланктона в поверхностном слое были отмечены при величинах солености менее 2.5 psu, область наиболее высоких концентраций фитопланктона совпадала с участком эстуарной фронтальной зоны, где соленость воды над пикноклином увеличивалась от 2.5 до 7 psu. С увеличением солености до 9.5 psu происходило резкое — на порядок — снижение обилия фитопланктона [16], тогда как обилие и продукция бактериопланктона в слое воды над пикноклином уменьшались всего в два раза.

В сравнении с данными наблюдений осени 2011 г. в области эстуария р. Енисея [9], доля клеток с активной ЭТЦ осенью 2013 г. в эстуарии Оби была на порядок ниже. К тому же, в 2011 г. было отмечено увеличение доли активно дышащих клеток в мористой части разреза по сравнению с речной, тогда как в период наших наблюдений ситуация была обратной. Тем не менее в области эстуария Оби увеличение доли клеток с высоким содержанием нуклеиновых кислот по направлению к морю было отмечено в июле 2016 г. Таким образом, можно заключить, что нет единой картины изменения распределения активных клеток бактериопланктона в эстуарной области.

Величины продукции бактериопланктона в ходе наших работ осенью 2013 г., как и показатели обилия, изменялись более чем на порядок с увеличением солености [4]. При значениях солености менее 2.5 psu средняя величина продукции бактерий была 26.8 \pm 4.2 мгС/м³ в сутки, в распресненных водах (3.5-22 psu) этот показатель составлял в среднем 10 ± 4 мгС/м³ в сутки, а в водах с соленостью выше 29 psu суточная продукция бактерий не превышала 5 мгС/м³ в сутки, в среднем составляя $2.1 \pm 0.9 \text{ мгC/м}^3$ в сутки. Несмотря на это, значения удельной продукции были выше при солености более 29 psu, составляя в среднем 1.9 ± 0.5 сут⁻¹, тогда как в более распресненных водах ее среднее значение было ниже: 1.1 ± ± 0.4 сут⁻¹ [4]. В слое воды под пикноклином значения продукции снижались с уменьшением концентрации растворенного кислорода (r = 0.82,

p < 0.05), что возможно свидетельствует об активном участии бактериопланктона в разложении органического вещества.

Количество вирусных частиц на разрезе вдоль эстуария Оби [4] существенно снижалось в слое воды под пикноклином, составляя в среднем 1794 ± 448 тыс. част/мл (изменяясь в пределах от 915 до 2917 тыс. част./мл) над градиентом солености, и снижаясь до 453 ± 153 тыс. част./мл (от 214 до 876 тыс. част./мл) глубже. Максимальные величины зараженных фагами бактериальных клеток прихолились на верхний лесятиметровый слой $(12 \pm 6\%$ общей численности бактериопланктона), с глубиной этот показатель существенно снижался $(3.5 \pm 0.6\%)$. В слое воды ниже пикноклина величина удельной скорости роста бактериопланктона снижалась при увеличении количества вирусных частиц (r = -0.66, p < 0.05), что позволяет предположить участие вирусного лизиса в регулировании скорости роста бактерий [4].

Таким образом, несмотря на наличие корреляций между распределением бактериопланктона и прочими биотическими и абиотическими параметрами среды, основным фактором, оказывающим влияние на распределение бактериопланктона в эстуарной области, является распространение речного стока, маркируемое в первую очередь изменением солености. Какие именно механизмы определяют это влияние, на основании имеющихся данных выявить не удалось.

Межгодовая изменчивость

Обобщая опубликованные на настоящее время данные по распределению бактериопланктона в области эстуария Оби в летне-осенний период [8, 11, 13, 32] уверенно можно говорить только о снижении обилия бактерий в направлении моря (рис. 5). Межгодовые колебания численности бактерий не объяснялись ни изменениями температуры, ни особенностями стока в рассмотренные годы [21, 39]. Осенью 1993 г. значения численности бактериопланктона в области эстуария Оби были относительно низкими, составляя 206 тыс. кл./мл в речной зоне и 173 тыс. кл./мл в области шельфа [8]. В конце лета 2001 г. в области эстуария Оби обилие бактериопланктона в водах поверхностного слоя составляло в среднем 1.4 млн. кл/мл в пресной (<1 psu), 2.1 млн. кл/мл в распресненной (5–15 psu) и менее 0.5 млн. кл/мл, в морской (>20 psu) зонах [32]. Средние величины бактериальной продукции также снижались в направлении моря, составляя в среднем 7.14, 5.06 и 3.21 мгС/м³ в сутки для пресноводной, распресненной и морской зон соответственно. Для всех зон отмечалось лимитирование бактериопланктона по доступному источнику углерода [32]. Осенью 2007 г. в области эстуария Оби численность бактериопланктона в пробах, хранившихся более чем три месяца (потенциально жизнеспособные



Рис. 5. Изменение общей численности бактерий (среднее значение для всех станций) поверхностного слоя в речной и морской зонах эстуарной области р. Обь в летний (а) и осенний (б) периоды.

клетки), в слое над пикноклином составляла 505 \pm ± 197 тыс. кл/мл в "речной" части разреза (соленость менее 5 psu) и 723 ± 146 тыс. кл/мл в мористой части эстуария [13]. В слое воды под пикноклином общая численность бактериопланктона заметно снижалась, до 376 ± 64 тыс. кл/мл. Величина удельной продукции бактерий в слое над пикноклином составляла 0.54 сут⁻¹ в "речных" водах против 0.18 сут⁻¹ в мористой части эстуарной зоны. В слое вод по пикноклином показатели удельной продукции бактерий стремились к нулю, незначительно возрастая до 0.06 сут⁻¹ в слое придонной воды [13]. Летом 2010 г. показатели обилия бактериопланктона в речных и морских водах различались не сильно, составляя 1400 ± ± 440 и 1200 ± 864 тыс. кл/мл соответственно [11]. Осенью того же года наблюдалась сходная картина: значения численности бактериопланктона в "речной" зоне оставались прежними, тогда как в морской части было отмечено незначительное ее снижение до 1000 ± 81 тыс. кл/мл [11].

На основании вышеприведенных данных можно заключить, что в эстуарной области реки Обь основным фактором, определяющим распределение и активность бактериопланктона, является распространение речного стока, маркируемое в первую очередь соленостью. При этом, какой именно механизм играет ключевую роль в регуляции этих параметров, на имеющимся материале выявить не удалось. Учитывая дискретность изменений характеристик бактериопланктона, позволяющую условно выделить речную, распресненную и морскую области, можно предположить влияние геохимических процессов, происходящих на определенных градиентах солености.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основываясь на анализе литературных данных и собственных результатов следует отметить, что в большинстве случаев в эстуарной области р. Оби распределение количественных и продукционных характеристик бактериопланктона определяется в первую очередь распространением речного стока, которое оценивается на основании солености. При этом в период наших наблюдений границы смены гидрохимичесих характеристик среды, обилия и состава разных компонентов планктонного сообщества не совпадали между собой. Сравнение данных, полученных в середине и конце вегетационного сезона, указывает на более высокие количественные показатели бактериопланктона в летний период, тем не менее в оба сезона наблюдается сходная картина распределения обилия бактериопланктона на градиенте река-море. В зоне эстуария Оби практически всегда можно выделить существенно различающиеся по рассматриваемым параметрам области распресненных и морских вод, между которыми характеристики бактериопланктона в большинстве случаев меняются дискретно. Однако, если обилие бактерий в большинстве случаев снижается по направлению к морю, то показатели его активности не столь консервативны. Летом доля клеток с высоким содержанием нуклеиновых кислот, равно как и величина удельной продукции увеличивалась по направлению к морю, тогда как в осенний период для доли бактерий с активной ЭТЦ наблюдалась обратная картина. Связь с иными факторами среды была выражена гораздо менее ярко. По всей видимости, поиск факторов, регулирующих взаимодействия в микропланктонном сообществе, требует поиска и анализа дополнительных характеристик среды, включая геохимические процессы на границе река—море.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках Госзадания № 0128-2021-0007 при финансовой поддержке гранта РНФ 17-77-10138 (обработка проб бактериопланктона); гранта РНФ 19-17-00196 (анализ гидрохимических параметров).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Артамонова К.В., Лапин С.А., Лукьянова О.Н. и др. Особенности гидрохимического режима Обской губы в период открытой воды // Океанология. 2013. Т. 53. № 3. С. 357–366. https://doi.org/10.7868/S0030157413030027
- 2. Добровольский А.Д., Залогин Б.С. Моря СССР. М.: Изд-во МГУ, 1982. 192 с.
- 3. Дриц А.В., Никишина А.Б., Семенова Т.Н. и др. Пространственное распределение и питание массовых видов зоопланктона в эстуарии реки Обь // Океанология. 2016. Т. 56. № 3. С. 414–428. https://doi.org/10.7868/S0030157416030047
- Копылов А.И., Сажин А.Ф., Заботкина Е.А. и др. Вирио-и бактериопланктон в эстуарной зоне реки Обь и прилегающих районах шельфа Карского моря //Океанология. 2017. Т. 57. № 1. С. 118–127. https://doi.org/10.7868/S0030157417010051
- Лапин С.А. Пространственно-временная изменчивость гидролого-гидрохимических характеристик Обской губы как основа оценки ее биопродуктивности: дис. ... канд. географических наук: 25.00.27 М., 2012. 128 с.
- Лисицын А.П. Маргинальный фильтр океанов // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 735–747
- Михайлов В.Н. Устья рек России и сопредельных стран: прошлое, настоящее и будущее. М.: ГЕОС, 1997. 413 с.
- 8. *Мицкевич И.Н., Намсараев Б.Б.* Численность и распределение бактериопланктона в Карском море в сентябре 1993 г. // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 704–708.
- Мошарова И.В., Ильинский В.В., Мошаров С.А. Состояние гетеротрофного бактериопланктона эстуария реки Енисей и зоны Обь-Енисейского речного выноса в осенний период в связи с факторами окружающей среды // Водные ресурсы. 2016. Т. 43. № 2. С. 202–215. https://doi.org/10.7868/S0321059616020097
- 10. Павлова М.А., Макаревич П.Р., Широколобова Т.И. Сообщества бактерий и вирусов в водах Обской и Тазовской губ // Доклады Академии наук. 2016. Т. 471. № 4. С. 503–507.
 - https://doi.org/10.7868/S0869565216340284
- Романова Н. Д. Структурно-функциональные характеристики бактериопланктона Карского моря: Дис. ... канд. биологических наук: 03.02.10. М., 2012. 125 с.
- 12. Романова Н.Д., Сажин А.Ф. Взаимосвязь между объемом бактериальных клеток и содержанием в

ОКЕАНОЛОГИЯ том 62 № 3 2022

них углерода // Океанология. 2010. Т. 50. № 4. С. 556-565.

- Романова Н.Д., Сажин А.Ф. Бактериопланктон шельфовой части Карского моря // Океанология. 2015. Т. 55. № 6. С. 949–954. https://doi.org/10.7868/S0030157415060179
- 14. Саввичев А.С., Захарова Е.Е., Веслополова Е.Ф. и др. Микробные процессы циклов углерода и серы в Карском море // Океанология. 2010. Т. 50. № 6. С. 942–957.
- 15. *Стунжас П. А., Маккавеев П. Н.* Объем вод Обской губы как фактор формирования гидрохимической неоднородности // Океанология. 2014. Т. 54. № 5. С. 622–622.

https://doi.org/10.7868/S0030157414050128

- Суханова И.Н., 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. https://doi.org/10.1134/S003015741806014X
- Теплинская Н.Г. Бактериальная трансформация соединений азота, углерода, серы и фосфора в субантарктических донных отложениях // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон. 2007. Т. 15. С. 581–589.
- Флинт М. В. Зацепин А.Г., Кучерук Н.В. и др. Комплексные исследования экосистемы Карского моря (54-й рейс научно-исследовательского судна "Академик Мстислав Келдыш") // Океанология. 2008. Т. 48. №. 6. С. 947–951.
- Флинт М.В. Отчет по морским экспедиционным работам НИС "Профессор Штокман", 125 Научный Рейс. М.: ИО РАН, 2013. 38 с.
- Флинт М.В., Анисимов И.М., Арашкевич Е.Г. и др. Экосистемы Карского моря и моря Лаптевых: экспедиционные исследования 2016 и 2018 гг. Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН. М.: Ерхова И.М., 2021. 368 с.
- Alekseev G.V., Glok N.I., Vyazilova, A.E., Kharlanenkova N.E. 2020. Climate change in the Arctic: causes and mechanisms // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. V. 606. № 1. P. 012002. https://doi.org/10.1088/1755-1315/606/1/012002
- 22. 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 // Polar Biology 2018. V. 41. № 3. P. 563–578. https://doi.org/10.1007/s00300-017-2217-x
- 23. *Dittmar T., Kattner G.* The Biogeochemistry of the River and Shelf Ecosystem of the Arctic Ocean: A Review // Marine Chemistry. 2003. V. 83. № 3. P. 103–20. https://doi.org/10.1016/S0304-4203(03)00105-1
- 24. *Fenchel T.* The Microbial Loop 25 Years Later // J. of Experimental Marine Biology and Ecology. 2008. V. 366. № 1. P. 99–103. https://doi.org/10.1016/j.jembe.2008.07.013
- 25. *Gordeev V.V.* River input of water, sediment, major ions, nutrients and trace metals from Russian territory to the Arctic Ocean //The freshwater budget of the Arctic Ocean. Dordrecht: Springer, 2000. P. 297–322.
- Gundersen K., Bratbak G., Heldal M. Factors influencing the loss of bacteria in preserved seawater samples // Marine ecology progress series. 1996. V. 137. P. 305–310. https://doi.org/10.3354/meps137305

https://doi.org/10.1029/2007GL032837

- Kamiya E., Izumiyama S., Nishimura M. et al. Effects of fixation and storage on flow cytometric analysis of marine bacteria // J. Oceanology. 2007. V. 63. P. 101–112. https://doi.org/10.1007/s10872-007-0008-7
- 29. *Kirchman D.L., Malmstrom R.R., Cottrell M.T.* Control of bacterial growth by temperature and organic matter in the Western Arctic // Deep-Sea Res. Part II: Topical Studies in Oceanography. 2005. V. 52. № 24. P. 3386–95. https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2005.09.005
- 30. Lebaron P., Servais P., Baudoux A.C. et al. Variations of bacterial-specific activity with cell size and nucleic acid content assessed by flow cytometry //Aquatic Microbial Ecology. 2002. V. 28. № 2. P. 131–140. https://doi.org/10.3354/ame028131
- McClelland J.W., Holmes R.M., Dunton K.H., Macdonald R.W. The Arctic Ocean Estuary // Estuaries and Coasts. 2011. V. 35. P. 353–368. https://doi.org/10.1007/s12237-010-9357-3
- 32. *Meon B., Amon R.M.W.* Heterotrophic bacterial activity and fluxes of dissolved free amino acids and glucose in the Arctic rivers Ob, Yenisei and the adjacent Kara Sea // Aquatic Microbial Ecology. 2004. V. 37. P. 121–135. https://doi.org/10.3354/ame037121
- 33. Osadchiev A.A., Izhitskiy A.S., Zavialov P.O. et al. Structure of the buoyant plume formed by Ob and Yenisei river discharge in the southern part of the Kara Sea during summer and autumn //Journal of Geophysical Research: Oceans. 2017. V. 122. №. 7. P. 5916– 5935.

https://doi.org/10.1002/2016JC012603

- 34. *Parsons T.R.* A Manual of Chemical & Biological Methods for Seawater Analysis. Elsevier: 2013. 173 p.
- 35. *Porter K.G., Feig Y.S.* The use of DAPI for identifying and counting aquatic microflora // Limnology and oceanography. 1980. V. 25. № 5. P. 943–948. https://doi.org/10.4319/lo.1980.25.5.0943
- 36. Saliot A., Cauwet G., Cahet G. et al. Microbial activities in the Lena River delta and Laptev Sea // Mar. Chem. 1996. V. 53. P. 247–254. https://doi.org/10.1016/0304-4203(96)00035-7
- Sherr B.F., Sherr E.B., Andrew T.L. et al. Trophic interactions between heterotrophic protozoa and bacterioplankton in estuarine water analyzed with selective metabolic inhibitors. // Marine Ecology Progress Series. 1986. V. 32. P. 169–179.
- Sherr B., Sherr E., del Giorgio P. Enumeration of Total and Highly Active Bacteria // Methods in Microbiology. 2001. V. 30. P. 129–160. https://doi.org/10.1016/S0580-9517(01)30043-0
- 39. Shiklomanov A.I., Holmes R.M., McClelland J.W., Tank S.E., Spencer R.G.M. 2021. Arctic Great Rivers Observatory. Discharge Dataset, Version 20210527. https://www.arcticrivers.org/data
- 40. *Solorzano L*. Determination of ammonia in natural waters by the phenolhypochlorite method // Limnology and oceanography. 1969. V. 14. № 5. P. 799–801. https://doi.org/10.4319/10.1969.14.5.0799
- 41. *Vosjan J.H., van Noort G.J.* Enumerating nucleoid-visible marine bacterioplankton: bacterial abundance determined after storage of formalin fixed samples agrees with isopropanol rinsing method // Aquatic microbial ecology. 1998. V. 14. № 2. P. 149–154. https://doi.org/10.3354/ame014149
- 42. *Weisse T*. The microbial loop in the Red Sea: Dynamics of pelagic bacteria and heterotrophic nanoflagellates // Marine Ecology Progress Series. 1989. V. 55. P. 241–250.

Heterotrophic Bacteria of the Ob River Estuary: Spatial and Temporal Variability during Vegetative Season

N. D. Romanova^{a, #}, M. A. Boltenkova^b, A. A. Polukhin^a, E. M. Bezzubova^a, S. A. Shchuka^a

^aShirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia ^bMurmansk Marine Biological Institute, Kola Scientific Centre of the Russian Academy of Sciences, Murmansk, Russia

[#]e-mail: NdRomanova@gmail.com

The results of the analisys of bacterial distribution and activity at the freshwater-marine transition zone of the Ob River in July 2016 and September 2013 and the potential factors driving these parameters are presented. The spatial discreteness in the distribution of bacterioplankton defines three zones along the estuary: freshwater, brackish waters and seawater. In summer the bacterial abundance varied from $(2604 \pm 436) \times 10^3$ cells mL⁻¹ in the brackish water zone to $(468 \pm 91) \times 10^3$ cells mL⁻¹ in the seawater. Average bacterial production values were 17.43 and 4.91 mgC m⁻³ day⁻¹ at salinity less than 8 and above 22 respectively. In autumn the bacterial abundance decreased from $(1289 \pm 385) \times 10^3$ cells mL⁻¹ in the brackish waters to $(85 \pm 37) \times 10^3$ cells mL⁻¹ in the seawater zone. The fraction of the actively respiring cells also declined with the increasing water salinity: from 5.8 to 0.6%. Thus, river flow distribution marked by salinity was the driving factor that affected spatial distribution and activity of bacterioplankton in both seasons, although the mechanism regulating these parameters requires further investigation.

Keywords: Arctic estuaries, bacterioplankton, temporal changes

——— МОРСКАЯ БИОЛОГИЯ ——

УДК 579.66:579.22:579.26

ПСИХРОТРОФНЫЕ УГЛЕВОДОРОДОКИСЛЯЮЩИЕ БАКТЕРИИ, ВЫДЕЛЕННЫЕ ИЗ ДОННЫХ ОСАДКОВ ЗАЛИВА ПЕТРА ВЕЛИКОГО ЯПОНСКОГО МОРЯ

© 2022 г. Е. А. Богатыренко^{1, *}, А. В. Ким^{1, 2}, Н. С. Полоник⁴, Т. И. Дункай^{1, 3}, А. Л. Пономарева⁴, Д. В. Дашков¹

¹Дальневосточный федеральный университет, Владивосток, Россия ²ФНЦ Биоразнообразия ДВО РАН, Владивосток, Россия ³Национальный научный центр морской биологии им. А.В. Жирмунского ДВО РАН, Владивосток, Россия ⁴Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия *e-mail: bogatyrenko.ea@dvfu.ru Поступила в редакцию 23.04.2021 г. После доработки 20.11.2021 г. Принята к публикации 16.12.2021 г.

Из донных осадков залива Петра Великого Японского моря выделены 5 штаммов психтрофных углеводородокисляющих бактерий, отнесенных к следующим видам или родам: *Rhodococcus erythropolis, Rhodococcus* sp., *Sphingomonas* sp., *Pseudomonas* sp. и *Alcanivorax* sp. Все исследуемые бактерии проявили высокую окислительную способность в отношении разложения *н*-алканов (C9–C27), фитана, пристана и полициклических ароматических углеводородов при температурах 5°С и 22°С. При этом при 5°С разложение углеводородов происходило интенсивнее. Несмотря на разную таксономическую принадлежность полученных микроорганизмов, все штаммы в первую очередь утилизировали коротко- (C9–C13) и длинноцепочечные (C21–27) алканы, а также полициклические ароматические углеводороды. Наибольшую углеводородокисляющюю активность продемонстрировал штамм *Rhodococcus erythropolis* AP_291, который за первую неделю эксперимента утилизировал более 50% всех углеводородов модельной смеси при 5°С.

Ключевые слова: психротрофы, углеводородокисляющие бактерии, нефть, углеводороды, Японское море, алканы, полициклические углеводороды

DOI: 10.31857/S0030157422030029

Растущая во всем мире антропогенная нагрузка делает поиск микроорганизмов-деструкторов углеводородов и создание на их основе препаратов для ликвидации нефтяного загрязнения морской среды актуальной научной задачей [16, 46]. Подобные биопрепараты зарекомендовали себя как эффективные и наиболее экологичные средства очистки и восстановления морских экосистем [36]. Особый интерес представляет поиск психрофильных и психротолерантных углеводородокисляющих микроорганизмов (УВОМ), способных эффективно осуществлять деструкцию компонентов нефти в условиях низких температур.

Исследования последних лет свидетельствуют о целесообразности использования для биоремедиации в каждом конкретном регионе аборигенных микроорганизмов, приспособленных к деградации углеводородов (УВ) в определенных экологических условиях. При этом они не являются генетически модифицированными и не оказывают токсичного действия на местную флору и фауну [40].

К числу наиболее распространенных в морской среде УВОМ относятся бактерии родов *Mycobacterium, Brevibacterium, Nocardia, Corynebacterium, Rhodococcus и Arthrobacter,* которых, как правило, выделяют из районов с сильным нефтяным загрязнением [1, 7, 8]. Довольно часто способность к окислению УВ встречается у *Acinetobacter, Achromobacter, Bacterium, Bacillus, Micrococcus и Pseudomonas.* В морской воде, а также во льду были обнаружены углеводородокисляющие (УВО) представители родов *Pseudoalteromonas, Psychrobacter, Marinobacter, Marinomonas, Oleispira и Shewanella* [32].

Информация об УВОМ дальневосточных морей в научной литературе практически отсутствует. В результате исследования микробиоты Берингова моря выявлена способность к деструкции УВ у бактерий родов Bacillus, Pseudomonas, Micrococcus, Pseudobacterium, Achromobacter, Bacterium, Brevibacterium [6]. Среди нефтеокислителей Охотского моря обнаружены Cobetia, Pseudoalteromonas, Oceanisphaera, Shewanella, Pseudomonas, Marinomonas и Thalassospira [14].

Для экосистемы Японского моря отмечается высокая степень антропогенного воздействия, связанная с увеличением численности населения, урбанизацией побережий, активным судоходством, индустриализацией и развитием туризма. На берегах залива Петра Великого, самого крупного залива российского побережья Японского моря, расположены порты г. Владивосток, г. Находка, г. Большой камень, пгт Посьет, а также специализированный морской нефтеналивной порт Козьмино. В большинстве прибрежных акваторий залива Петра Великого отмечается высокое содержание нефтяных УВ [4]. Проблема нефтяного загрязнения усугубляется действием низких температур в водах Японского моря большую часть года, что замедляет процессы окисления УВ. Так, среднегодовая температура поверхностных вод Японского моря составляет 12°С [2], а температура донных шельфовых вод редко поднимается выше 0°С [5].

Низкие температуры негативно влияют на скорость биоразложения нефти из-за уменьшения растворимости входящих в ее состав соединений. Подобные условия существование микроорганизмов ведут к снижению активности биохимических реакций, повышению вязкости среды, изменению текучести мембран и конформации белков. В ответ на понижение температуры психрофильные и психротрофные микроорганизмы выработали следующие адаптации: увеличение содержания в составе липидов мембран полиненасыщенных, короткоцепочечных и разветвленных жирных кислот; биосинтез криопротекторов и антифризных белков; продукцию белков теплового и холодового шока. Немаловажным приспособлением психрофильных углеводородокисляющих бактерий является синтез холодоактивных ферментов, а также биоэмульгаторов для уменьшения вязкости и поверхностного натяжения среды [33].

Несмотря на хроническое загрязнение Японского моря нефтепродуктами, УВО микробиота этого региона и ее участие в самоочищении экосистемы недостаточно изучены. Известно, что некоторые бактерии из поверхностных прибрежных вод Японии способны к окислению УВ: Alcanivorax [21, 25, 35, 41], Pseudomonas aeruginosa [15], Sphingomonas subarctica [25] и Cycloclasticus pugetii [35]. Однако, в современной научной литературе отсутствуют какие-либо сведения о таксономическом разнообразии и метаболическом потенциале психрофильных и психротрофных УВОМ Японского моря. В связи с этим целью настоящей работы являлось получение из донных осадков залива Петра Великого Японского моря культур психротрофных углеводородокисляющих бактерий, определение их таксономической принадлежности и оценка их способности к окислению нефтяных углеводородов.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Район исследования и отбор проб. Материалом для работы послужили пробы верхнего окисленного слоя донных осадков залива Петра Великого Японского моря, полученные в 2018—2019 годах в ходе береговых экспедиций.

Образцы осадков получали, руководствуясь нормативными документами и методическими рекомендациями и требованиями к отбору проб донных отложений водных объектов для анализа на загрязненность [10]. С момента отбора и до начала исследований образцы хранились в морозильной камере при температуре —30°С.

Получение культур углеводородокисляющих бактерий. Для получения культур углеводородокисляющих бактерий (УВОБ) в качестве источника УВ использовали флотский мазут как один из наиболее характерных для антропогенного загрязнения морской среды нефтепродуктов. Для создания накопительных культур УВОБ донные осадки помещали в модифицированную минеральную среду Ворошиловой – Диановой со стерильным флотским мазутом (2.5%) в качестве единственного источника углерода и энергии [9]. Состав минеральной среды (г/л дистиллированной воды): NaCl – 10.0, NH₄NO₃ – 1.0, K₂HPO₄ – 1.0, $KH_2PO_4 - 1.0$, $MgSO_4 - 0.2$, $CaCl_2 - 0.02$, FeCl₂ – 2 капли насыщенного раствора. Инкубацию проводили в течение 30 сут при температуре 5°С. Для получения чистых культур УВОБ проводили высев на аналогичную агаризованную среду и выращивали их в тех же условиях. Для оценки способности полученных изолятов УВОБ к утилизации УВ при более высоких температурах проводили их инкубацию на плотной минеральной среде с мазутом при температуре 22°С в течение 10 сут.

Молекулярно-генетическая идентификация углеводородокисляющих бактерий и филогенетический анализ. Выделение из культур бактерий геномной ДНК проводили с помощью коммерческого набора "Genomic DNA purification kit" (Thermo Fisher Scientific, США) согласно инструкции производителя. Фрагмент гена 16S рРНК амплифицировали с использованием пары праймеров 27F (5'–AGAGTTTGATCATGGCTCAG–3') и 1350R (5'–GACGGGCGGTGTGTACAAG–3') [30]. Продукты ПЦР реакций разделяли в агарозном геле (1%) с добавлением этидиум бромида в электрофорезной камере. Продукты амплификации нужной длины вырезали из геля и экстрагировали путем замораживания при температуре -80°С (30 мин), затем центрифугирования при 13.4 тыс. об/мин. в течение 20 мин. Полученные ПЦР-продукты секвенировали по методу Сэнгера с помощью набора реактивов "Big Dye Terminator v.3.1 Cycle Sequencing Kit" (Thermo Fisher Scientific, США) на генетическом анализаторе "ABI 3500 Genetic Analyser" (Applied Biosystems, США) в ЦКП "Биотехнология и генная инженерия" ФНЦ Биоразнообразия ДВО РАН.

Филогенетический анализ проводили путем анализа последовательностей генов 16S рРНК в международном банке данных (GenBank) с помощью программы BLAST [12] (http://www.ncbi.nlm. nih.gov/blast). Редактирование последовательностей проводили с помошью редактора BioEdit. для выравнивания последовательностей использовали алгоритм программы CLUSTAL W (http:// www.genebee.msu.su/clustal). Филогенетическое дерево строили с использованием метода ближайших соседей (neighbor-joining) на основе алгоритма Kimura two-parameters в программе MEGA X [29]. Показатель достоверности порядка ветвления определяли на основании "bootstrap"-анализа 100 альтернативных деревьев. Нуклеотидные последовательности фрагментов гена 16S рРНК бактерий были депонированы в базе ланных GenBank.

Оценка способности бактериальных штаммов к окислению углеводородов нефти. Модельная смесь УВ была приготовлена на основе коммерчески доступного летнего дизельного топлива сорта С, вид III (ДТ-Л-К5), ГОСТ Р 52368–2005 (ЕН 590:2009). В стерильном дизельном топливе объемом 1 л растворяли дополнительно 8 ммоль химически чистого нафталина, антрацена и фенантрена. Перед экспериментом модельная смесь УВ была повторно автоклавирована.

В стерильные пенициллиновые флаконы, содержащие 4650 мкл жидкой модифицированной среды Ворошиловой – Диановой и 300 мкл модельной смеси УВ, вносили по 50 мкл физиологического раствора с суточной культурой исследуемых бактерий (10⁵ кл/мл). Флаконы закрывали резиновыми пробками и запаивали алюминиевыми крышками. Инкубацию проводили 70 сут при температуре 5°С и 28 сут при температуре 22°С. В качестве контроля вместо бактериальной суспензии использовали стерильный физиологический раствор. Все эксперименты повторяли трижды.

Экстракцию проводили с помощью трихлорметана (ХЧ, перегнанный) на 7, 14, 28 сут для всех образцов, а также на 70 сут – только для образцов, которые инкубировали при температуре 5°С. Из экстрактов отбирали аликвоты объемом 1 мл, которые перед проведением хромато-масс-спектрометрического анализа разбавляли трихлорметаном в 6 раз.

Хромато-масс-спектрометрический анализ проводили на хромато-масс-спектрометре Shimadzu GCMS 2010 Ultra. Разделение компонентов осуществлялось на капиллярной колонке Ultra ALLOY-5 MS/HT (Frontier Lab., Япония; длина – 30 м, толщина фазы — 0.25 мкм, диаметр — 0.25 мм, фаза – 5% дифенил, 95% диметилполисилоксан). В качестве газа-носителя использовался гелий марки 6.0. Растворенный в хлороформе образец (1 мкл) с помощью автосэмплера вводился в инжектор, нагретый до температуры 230°С (режим – split, деление потока 1:40). Линейная скорость газа-носителя составляла 40 см/с, начальное давление газа – 66 кПа. Образцы хроматографировали в следующем режиме: изотермически в течение 7 мин при 40° C, при градиенте температуры от 40до 270°С со скоростью нагрева 4°С/мин, затем изотермически в течение 20 мин при 270°С. Температура ионного источника составляла 200°С, температура интерфейса масс-спектрометра -270°С. Диапазон сканирования масс-спектрометра – от 35 до 600 а.е.м с ионизацией электронным ударом при 70 эВ. Масс-фрагментограммы регистрировались по полному ионному току и в режиме регистрации выбранных ионов для ПАУ (m/z == 128 для нафталина и m/z = 178 для антрацена и фенантрена, соответственно). Интерпретацию органических соединений проводили на основе сопоставления полученных масс-спектров с масс-спектрами соединений из библиотеки NIST 08. Содержание УВ выражено в процентах и рассчитано методом внутренней нормализации масс-фрагментограмм по полному ионному току (TIC) для алифатических алканов и в режиме регистрации выбранных ионов (SIM) для ПАУ (нафталин, антрацен, фенантрен).

Степень утилизации бактериями УВ выражали в процентах и оценивали по изменению концентрации компонентов модельной смеси УВ в процессе инкубации по отношению к исходным значениям. Численность микроорганизмов определяли в динамике методом окрашивания клеток флуорохромным красителем ДАФИ (4,6-диамино-2-фенилиндол) [39]. Подсчет клеток проводили под эпифлуоресцентным микроскопом Zeiss Axio Imager M1 с помощью программы Image Test.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Получение коллекции УВОБ из донных осадков Японского моря. В ходе исследований из донных осадков залива Петра Великого Японского моря были выделены и таксономически охарактеризованы 5 штаммов УВОБ, способных расти при температуре 5°С на среде с мазутом в качестве единственного источника углерода. Для исследу-

БОГАТЫРЕНКО и др.



Рис. 1. Филогенетическое дерево, построенное на основе анализа последовательностей фрагментов гена 16S рРНК психротрофных УВОБ из донных осадков Японского моря. Дендрограмма построена на основе алгоритма метода объединения ближайших соседей (NJ). Последовательности, полученные в данной работе, отмечены черным кружком. Масштаб соответствует 2 нуклеотидным заменам на каждые 100 п. н. Представлены значения бутстреп поддержки выше 50%.

емых бактериальных штаммов был проведен филогенетический анализ путем поиска гомологичных последовательностей в международном банке данных (GenBank) и построено филогенетическое дерево (рис. 1).

Со станции, имеющей координаты 42°30' N, 132°41' Е (глубина 174 м), было получено 2 штамма: Sphingomonas sp. AP_231 (МW784855) и Rhodoсоссиз sp. AP_244 (МW784849). Нуклеотидная последовательность гена 16S рРНК штамма Sphingomonas sp. AP_231 показала высокий процент сходства (98.20%) с Sphingomonas paucimobilis 20ABA1 (МН482346) и с Sphingomonas sp. D36 (МN540917). Ближайшим гомологом изолята Rhodococcus sp. AP_244 (98.79%) стал штамм Rhodococcus erythropolis IEGM 1188 (MG637011).

Еще один представитель родококков — штамм *Rhodococcus erythropolis* AP_291 (MW784848) был выделен из донных осадков станции с координатами: 42°39′ N, 133°02′ E (глубина 90 м). Указанная точка отбора пробы находится вблизи морского нефтеналивного порта Козьмино. Анализ нуклеотидной последовательности гена 16S рРНК этого штамма показал наибольший процент сходства (99.53%) с *Rhodococcus erythropolis* BD7100 (LC030232).

Штамм *Pseudomonas* sp. AP_27 (MW784854) был выделен также из донных осадков в районе морского нефтеналивного порта Козьмино (42°34′ N, 133°02′ E, глубина 110 м). Исследуемый штамм имел одинаково высокий процент гомологии гена 16S pPHK (99.77%) с тремя разными видами псевдомонад: *Pseudomonas extremaustralis* cqsV14 (MN826583), *Pseudomonas marginalis* PMK1 (MT583077) и *Pseudomonas rhodesiae* D12 (MT374265).

Штамм Alcanivorax sp. AP_54 (МW784853) был выделен со станции, имеющей координаты 42°41′ N, 132°27′ E (глубина 82 м). Изолят имел одинаковый процент сходства генов 16S pPHK (98.40%) с Alcanivorax dieselolei RMR60 (MN974176) и с Alcanivorax xenomutans Y50-2 (MT585192).

Оценка способности бактериальных штаммов к окислению углеводородов нефти. Для полученных 5 бактериальных штаммов в течение 70 сут проводилась оценка динамики утилизации ими УВ модельной смеси при температуре 5°С. Уже к 7 сут эксперимента наблюдалось заметное уменьшение концентрации УВ во всех пробах (табл. 1). Наибольшие значения УВО активности были зафиксированы для штамма *Rhodococcus erythropolis* AP_291 (рис. 2). За неделю клетки бактерий этого штамма разложили более 50% всех УВ смеси. Лучше всего подверглись окислению алканы С9– С14 и С18–С27, а также все ПАУ. Несколько хуже бактерии утилизировали УВ с длиной углеродной цепи 15–17 атомов и пристан.

Также относительно высокую ферментативную активность продемонстрировал штамм *Pseudomonas* sp. AP_27. Как и в случае со штаммом *Rhodococcus erythropolis* AP_291, псевдомонады более эффективно окисляли коротко- и длинноцепочечные алканы, а также нафталин и антрацен. Гораздо хуже подверглись утилизации алканы C15-C19 (25% и менее), пристан (21%), Таблица 1. Степень утилизации УВ (%) при температуре 5°С по отношению к исходным концентрациям УВ в модельной смеси

| сут 7 сут 14 сут 28 сут 70 сут 7 сут 14 сут 28 с | $64 \pm 2 \left 65 \pm 2 \right 76 \pm 3 100 55 \pm 4 \left 60 \pm 2 \right 68 = 100$ | $\pm 2 \left[62 \pm 3 \right] 63 \pm 3 \left[60 \pm 3 \right] 51 \pm 4 \left[54 \pm 2 \right] 57 \pm$ | 58 ± 4 63 ± 2 62 ± 1 50 ± 2 56 ± 2 $51 \pm$ | 56 ± 4 52 ± 2 42 ± 2 43 ± 1 45 ± 2 | $\pm 4 49 \pm 2 38 \pm 3 43 \pm 2 42 =$ | $49 \pm 2 24 \pm 2 39 \pm 0 39 \pm$ | $8 \pm 2 \left 21 \pm 2 \right 28 \pm 3 \left 37 \pm 3 \right $

 | $\pm 2 26 \pm 4 25 \pm 4 40 =$ | 21 ± 3 31 ± 2 $39 \pm$ | $0 \pm 4 32 \pm 3 36 =$ | $\pm 1 23 \pm 1 32 =$ | $2 26 \pm 2 36 =$
 | $29 \pm 1 34 =$

 | $34 \pm 2 39 =$ | $4 \pm 2 48 =$ | 5 ± 2 55 ± | I ± 2 55 Ξ | ' ± 4 65 :
 | t ± 2 59 = | 5 ± 2 58 ± | -7 ± 2 58 = | $35 \pm 3 79 =$ | $1 \pm 3 68 =$
 | <u> </u> |
|--|---|--|---|---|--|---
--

--|--|---|---
--
--
--
---|--|--|---|---
--|--|---
--|---|--|--|
| сут 7 сут 14 сут 28 сут 70 сут 7 сут 14 | 64 ± 2 65 ± 2 76 ± 3 100 55 ± 4 60 | $\pm 2 62 \pm 3 63 \pm 3 60 \pm 3 51 \pm 4 54$ | $58 \pm 4 63 \pm 2 62 \pm 1 50 \pm 2 56$ | 56 ± 4 52 ± 2 42 ± 2 43 | $\pm 4 49 \pm 2 38 \pm 3 43$ | 49 ± 2 24 ± 2 39 | $8 \pm 2 21 \pm 228$

 | $\pm 2 26 \pm 4 25$ | 21 ± 3 31 | 0 ± 4 32 | E 1 23 | 26
 | 29

 | 45 | 4 | S | |
 | . + | 5 | 5 | 35 | Ξ
 | |
| сут 7 сут 14 сут 28 сут 70 сут 7 | 64 ± 2 65 ± 2 76 ± 3 100 55 | $\pm 2 \ 62 \pm 3 \ 63 \pm 3 \ 60 \pm 3 \ 51$ | $58 \pm 4 63 \pm 2 62 \pm 1 50$ | 56 ± 4 52 ± 2 42 | $\pm 4 49 \pm 2 38$ | 49 ± 2 | 8 ± 2

 | E 2 | 21 | 0 | TI | +1
 | +

 | ± 2 | ± 1 | + 2 4 | ± 2 | $\pm 3 47$
 | $\pm 25^{4}$ | ± 24 | ± 2 | ± 2 | ± 2
 | + 3 73 |
| сут 7 сут 14 сут 28 сут 70 | $64 \pm 2 \left 65 \pm 2 \right 76 \pm 3 $ | $\pm 2 62 \pm 3 63 \pm 3 60$ | $58 \pm 4 63 \pm 2 62$ | 56 ± 4 52 | ± 4 49 | 49 | \sim

 | TI | + | ± 1 | ± 2 | ± 2
 | ± 1 19

 | ± 2 25 | ± 2 33 | ± 2 40 | ± 3 41 | $\pm 3 44$
 | ± 4 38 | ± 3 36 | ± 2 32 | ± 1 82 | 土 3 67
 | + 7 57 |
| сут 7 сут 14 сут 28 | $64 \pm 2 65 \pm 2 76$ | $\pm 2 \left 62 \pm 3 \right 63$ | $58 \pm 4 63$ | 56 | | + | $\pm 0 48$

 | : ± 5 42 | ± 55 | $\pm 1 43$ | ± 2 | ± 2
 | $ \pm 2 $ 51

 | ± 158 | ' ± 2 63 | $ \pm 1 _{70}$ | ± 2 | ± 2
 | ± 280 | ± 282 | ± 281 | : ± 2 83 | ± 268
 | + 3 77 |
| сут 7 сут 14 | 64 ± 2 65 | ± 262 | 28 |) ± 2 | ± 2 53 | $ \pm 2 50$ | $7 \pm 3 48 $

 | 5 ± 3 | $0 \pm 3 46$ | 2 ± 1 41 | $3 \pm 3 43$ | 3 ± 3
 | ± 2

 | $\pm 2 48$ | $ \pm 2 57$ | 2 ± 1 59 | 5 ± 1 63 | $ \pm 2 $
 | $5 \pm 1 68$ | $ \pm 2 $ 71 | $7 \pm 2 65$ | . ± 1 88 | 6 ± 2 71
 | 5 + 3 66 |
| cyT 7 | é | 0 | 3 ± 2 | $3 \pm 2 49$ | $4 \pm 3 41$ | 9 ± 2 | 2 ± 3

 | 1 ± 3 | 3 ± 3 | $1 \pm 3 \frac{32}{32}$ | $1 \pm 4 38$ | $3 \pm 1 38$
 | 5 ± 3

 | 5 ± 3 | $1 \pm 2 5^2$ | $0 \pm 1 52$ | $5 \pm 1 50$ | $7 \pm 2 69$
 | $5 \pm 1 62$ | $8 \pm 2 69$ | $7 \pm 2 67$ | $6 \pm 3 81$ | $7 \pm 3 56$
 | $0 + 2 4^{4}$ |
| 0 | 100 | 7 ± 2 60 | 7 ± 4 5 | 8 ± 2 | 8 ± 2 | 4 ± 2 | 4 ± 2

 | 3 ± 2 | 3 ± 2 | 5 ± 2 | 0 ± 2 | 7 ± 2
 | 4 ± 1

 | 0 ± 2 | $7\pm 5 4 $ | 4 ± 4 | 7 ± 2 | $5\pm 2 6$
 | $0 \pm 3 6$ | 5 ± 2 | $1 \pm 0 6$ | 2 ± 1 | 7 ± 5
 | 2 + 5 10 |
| 28 cyr 7 | ⁷ 9 ± 3 | $57 \pm 2 6$ | 68 ± 36 | $50 \pm 3 6$ | 59 ± 1 | 57 ± 0 | $56 \pm 2 5$

 | $56 \pm 2 5$ | $50 \pm 2 6$ | $53 \pm 2 6$ | 53 ± 2 | 5 ± 2
 | 53 ± 2

 | $9 \pm 2 6$ | $3 \pm 1 5$ | $57 \pm 3 6$ | 68 ± 26 | 6 ± 2
 | 73 ± 2 | 6 ± 2 | 4 ± 0 | 31 ± 2 | $73 \pm 0 6$
 | 78 + 2 |
| 14 cyr 2 | 71 ± 2 | 54 ± 2 | $70 \pm 2 6$ | 58 ± 26 | 59 ± 1 | 57 ± 1 | 47 ± 3

 | 38 ± 3 | 58 ± 26 | 41 ± 36 | 47 ± 3 | 51 ± 2
 | $45 \pm 4_{5}$

 | 54 ± 3 | $56 \pm 2 6$ | $51 \pm 2 6$ | $52 \pm 2 6$ | 54 ± 2
 | 67 ± 2 | 56 ± 3 | 54 ± 1 | 86 ± 3 | 56 ± 3
 | 55 ± 3 |
| 7 сут | 50 ± 2 | 47 ± 3 | 33 ± 5 | 25 ± 5 | 17 ± 4 | 11 ± 3 | 6 ± 2

 | 11 ± 2 | 13 ± 2 | 3 ± 1 | 11 ± 2 | 14 ± 2
 | 16 ± 2

 | 24 ± 4 | 34 ± 1 | 42 ± 1 | 43 ± 2 | 55 ± 1
 | 54 ± 2 | 56 ± 3 | 56 ± 2 | 64 ± 2 | 44 ± 2
 | 18 ± 3 |
| 70 cyT | 100 | 72 ± 1 | 72 ± 3 | 64 ± 3 | 63 ± 2 | 61 ± 2 | 52 ± 1

 | 45 ± 4 | 55 ± 1 | 49 ± 2 | 51 ± 3 | 50 ± 2
 | 54 ± 2

 | 60 ± 3 | 68 ± 3 | 71 ± 3 | 70 ± 1 | 80 ± 1
 | 77 ± 3 | 75 ± 2 | 75 ± 2 | 89 ± 1 | 72 ± 3
 | 78 ± 3 |
| 28 cyT | 77 ± 2 | 63 ± 5 | 64 ± 3 | 57 ± 3 | 56 ± 4 | 53 ± 5 | 51 ± 2

 | 46 ± 4 | 53 ± 0 | 46 ± 2 | 47 ± 3 | 45 ± 2
 | 48 ± 4

 | 50 ± 2 | 56 ± 2 | 64 ± 2 | 65 ± 1 | 75 ± 3
 | 73 ± 3 | 74 ± 2 | 69 ± 3 | 91 ± 2 | 73 ± 1
 | 71 ± 2 |
| 14 cyr | 75 ± 2 | 70 ± 1 | 62 ± 3 | 52 ± 2 | 62 ± 2 | 58 ± 2 | 48 ± 4

 | 34 ± 3 | 53 ± 1 | 27 ± 4 | 30 ± 2 | 36 ± 4
 | 34 ± 3

 | 24 ± 2 | 31 ± 2 | 44 ± 1 | 46 ± 3 | 48 ± 1
 | 53 ± 2 | 59 ± 2 | 59 ± 2 | 83 ± 3 | 71 ± 2
 | 66 ± 2 |
| 7 cyT | 51 ± 3 | 54 ± 4 | 44 ± 2 | 35 ± 4 | 29 ± 4 | 21 ± 3 | 12 ± 1

 | 9 ± 3 | 0 | 0 | 0 | 3 ± 1
 | 0

 | 5 ± 1 | 19 ± 2 | 29 ± 3 | 31 ± 3 | 43 ± 2
 | 43 ± 2 | 39±2 | 38 ± 4 | 70 ± 3 | 35 ± 3
 | 12 ± 2 |
| 70 cy1 | 100 | [73 ± 3 | 71 ± 3 | 63 ± 2 | § 61 ± 2 | $\left 60 \pm 3 \right $ | § 60 ± 4

 | § 57 ± 2 | § 68 ± 2 | 59 ± 0 | $ 64 \pm 1$ | 61 ± 4
 | $ 64 \pm 1$

 | e7 ± 3 | 3 72 ± 1 | 2 <u>75</u> ± 3 | 80 ± 2 | 2 83 ± 2
 | 81 ± 3 | 82 ± 3 | 5 T8 ± 2 | 91 ± 3 | 80 ± 2
 | $ 85 \pm 1$ |
| r 28 cy1 | 382±4 | 2 73 ± 2 | 7 3 ± 0 | $\left 65 \pm 2 \right $ | $\left 63 \pm 3 \right $ | l 61 ± 2 | $2 = 30 \pm 3$

 | 253 ± 3 | $\left 62 \pm 3 \right $ | $\left 55\pm1\right $ | 25 ± 0 | $ 59\pm 1$
 | 2 57 ± 2

 | 2 ± 2 | 64 ± 3 | $[69 \pm 2]$ | $2 71 \pm 1$ | 2 T7 ± 2
 | $2 74 \pm 1$ |) 75 ± 2 |
71 ± 3 | 91 ± 0 | $\left 80 \pm 2 \right $
 |)
 74 ± 4 |
| 14 cy1 | t 76 ± 3 | 3 72 ± 2 | $2 73 \pm 1$ | l 59 ± 2 | $\left 62 \pm 2 \right $ | l 58 ± 1 | 353 ± 2

 | 2 46 ± 2 | $2 = 51 \pm 2$ | 2 48 ± 3 | $\left 55 \pm 2 \right $ | l 58 ± 1
 | $\left 59 \pm 2 \right $

 | 2 = 09 = 2 | $[62 \pm 2]$ | (<u>60</u> ± 2 | $\left 64 \pm 2 \right $ |)
62 ± 2
 | 2 65 ± 2 |)
67 ± (| $\left 65 \pm 1 \right $ | 90 ± 2 | $\left 61 \pm 2 \right $
 | 257 ± 0 |
| 7 cyr | 73 ± 4 | 66 ± 3 | 70 ± 2 | 59 ± 1 | 61 ± 2 | 59 ± 1 | (
 49 ± 3

 | 38 ± 2 | 48 ± 2 | 36 ± 2 | 56 ± 2 | 56 ± 1
 | 54 ± 2

 | 56 ± 2 | 55 ± 2 | 57 ± 1 | 60 ± 2 | 0 ∓ ()
 | $ 61 \pm 2$ | 67 ± C | 65 ± 2 | 86 ± 2 | 58 ± 2
 | 54 ± 2 |
| | Нонан (С9) | Цекан (C10) | Ундекан (С11) | Додекан (С12) | Гридекан (С13) | Гетрадекан (С14) | Тентадекан (С15)

 | сксадекан (С16) | ептадекан (С17) | Іристан | ктадекан (С18) | ритан
 | [онадекан (С19)

 | йкозан (С20) | нэйкозан (С21) | окозан (С22) | рикозан (С23) | стракозан (С24)
 | ентакозан (С25) | жсакозан (С26) | птакозан (С27) | афталин | нтрацен
 | енантрен |
| | 7 cyr 14 cyr 28 cyr 70 cyr | 7 сут 14 сут 28 сут 7 сут 14 сут 28 сут 70 сут 7 сут 14 сут 28 сут 70 сут 7 Нонан (C9) 73 ± 4 76 ± 3 82 ± 4 100 51 ± 3 75 ± 2 77 ± 2 100 50 ± 2 71 ± 2 70 ± 3 100 64 | T cyr 14 cyr 28 cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 70 cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 70 cyr 7 cyr Hohah (C9) 73 ± 4 76 ± 3 82 ± 4 100 51 ± 3 75 ± 2 77 ± 2 100 50 ± 2 71 ± 2 79 ± 3 100 64 ± Jekah (C10) 66 ± 3 72 ± 2 73 ± 2 73 ± 3 54 ± 4 70 ± 1 63 ± 5 72 ± 1 47 ± 3 64 ± 2 67 ± 2 67 ± 2 60 ± | 7 сут 14 сут 28 сут 70 сут 7 сут 14 сут 28 сут 70 сут 7 | T cyr14 cyr28 cyr70 cyr7 cyr14 cyr28 cyr70 cyr7 cyr14 cyr28 cyr70 cyr7 cHonan (C9)73 \pm 476 \pm 382 \pm 410051 \pm 375 \pm 277 \pm 2100 50 ± 2 71 \pm 279 \pm 3100 $64 = 3$ Jekan (C10) 66 ± 3 72 \pm 273 \pm 273 \pm 354 \pm 470 \pm 1 63 ± 5 72 \pm 1 47 ± 3 64 ± 2 67 ± 2 67 ± 2 60 ± 3 Vилскан (C11)70 \pm 273 \pm 173 \pm 071 \pm 3 44 ± 2 62 ± 3 64 ± 3 72 ± 2 67 ± 4 53 ± 4 Jonekan (C12) 59 ± 1 59 ± 2 65 ± 2 63 ± 2 55 ± 3 64 ± 3 25 ± 5 58 ± 2 60 ± 3 68 ± 2 43 ± 4 | 7 сут14 сут28 сут70 сут14 сут28 сут70 сут7 сут14 сут28 сут70 сут7 сутНонан (C9)73 ± 476 ± 382 ± 410051 ± 375 ± 277 ± 210050 ± 271 ± 279 ± 310064 =Лекан (C10)66 ± 372 ± 273 ± 273 ± 354 ± 470 ± 163 ± 572 ± 147 ± 364 ± 267 ± 260 ± 360 ± 3Индекан (C11)70 ± 273 ± 173 ± 071 ± 384 ± 262 ± 364 ± 372 ± 364 ± 453 ± 453 ± 4Іодекан (C12)59 ± 159 ± 173 ± 263 ± 253 ± 452 ± 257 ± 364 ± 355 ± 558 ± 260 ± 368 ± 243 ± 2Гридекан (C13)61 ± 262 ± 361 ± 229 ± 462 ± 256 ± 463 ± 217 ± 459 ± 158 ± 234 ± 234 ± 2 | 7 сут14 сут28 сут70 сут7 сут14 сут28 сут70 сут7 сут14 сут28 сут70 сут7 сут14 сут28 сут70 сут7 сутНонан (C9)73 ± 476 ± 382 ± 410051 ± 375 ± 277 ± 210050 ± 271 ± 279 ± 310064 =Гекан (C10)66 ± 372 ± 273 ± 354 ± 470 ± 163 ± 572 ± 147 ± 364 ± 267 ± 453 ±Илекан (C11)70 ± 273 ± 173 ± 071 ± 344 ± 262 ± 364 ± 372 ± 333 ± 570 ± 268 ± 367 ± 453 ±Цолекан (C12)59 ± 159 ± 153 ± 263 ± 263 ± 255 ± 452 ± 255 ± 453 ± 254 ± 353 ± 254 ± 353 ± 2Грилекан (C13)61 ± 262 ± 261 ± 229 ± 462 ± 256 ± 461 ± 253 ± 254 ± 2 <td>7 сут 14 сут 28 сут 7 сут 14 сут 28 сут 70 сут 7 сут 7 сут 14 сут 28 сут 70 сут 7 сут 100 64 = 100 54 ± 2 57 ± 2 57 ± 2 57 ± 4 53 ± 3 50 ± 2 50 ± 2 50 ± 2 53 ± 3 50 ± 2 54 ± 2 56 ± 2 54 ± 2 53 ± 3 53 ± 2 53 ± 2 53 ± 2 53 ± 2 53 ± 2 53 ± 2 53 ± 2 53 ± 2 53 ± 2 54 ± 2 53 ± 2</td> <td>Toyn(eta)$66 \pm 3$$72 \pm 2$$73 \pm 2$$73 \pm 3$$54 \pm 2$$53 \pm 2$$54 \pm 2$<</td> <td>7 cyr7 cyr14 cyr28 cyr70 cyr7 cyr14 cyr28 cyr70 cyr7 cyr14 cyr28 cyr70 cyr7 cyr7 cyr14 cyr28 cyr70 cyr7 cyr14 cyr28 cyr70 cyr7 cyr10064 =(ekah (C10)$66 \pm 3$$72 \pm 2$$73 \pm 3$$55 \pm 4$$70 \pm 1$$63 \pm 5$$72 \pm 1$$47 \pm 3$$64 \pm 2$$67 \pm 2$$60 \pm 3$$60 \pm 3$$72 \pm 2$$73 \pm 3$$72 \pm 3$$54 \pm 2$$67 \pm 2$$60 \pm 3$$60 \pm 3$$72 \pm 2$$72 \pm 3$$57 \pm 1$$47 \pm 3$$64 \pm 2$$67 \pm 2$$60 \pm 3$$60 \pm 3$$60 \pm 3$$67 \pm 4$$53 \pm 3$(одекан (C11)$70 \pm 2$$72 \pm 1$$77 \pm 3$$54 \pm 3$$57 \pm 4$$53 \pm 3$$56 \pm 2$$56 \pm 2$$58 \pm 2$<</td> <td>7 сут 14 сут 28 сут 70 сут 14 сут 28 сут 70 сут 7 сут 100 64 = (сиан (C9)) 73 ± 4 76 ± 3 82 ± 4 100 51 ± 3 75 ± 2 100 50 ± 2 67 ± 2 67 ± 2 60 ± 3 51 ± 2 79 ± 3 100 64 = (ккан (C10)) 66 ± 3 72 ± 1 73 ± 3 54 ± 2 62 ± 3 64 ± 3 72 ± 3 57 ± 2 66 ± 3 57 ± 4 53 ± 3 (олекан (C11)) 70 ± 2 59 ± 1 53 ± 2 55 ± 2 55 ± 4 52 ± 2 55 ± 5 54 ± 4 53 ± 3 57 ± 2 53 ± 3 57 ± 3 53 ± 2 54 ± 2 53 ± 3 53 ± 2 54 ± 2 53 ± 3 54 ± 2 53 ± 3 54 ± 2 54 ± 2 53 ± 3 54 ± 2 53 ± 3 54 ± 2 54 ± 2 54 ± 2 54 ± 2 54 ± 2 54 ± 2 54 ± 2 54 ± 2 54 ± 2 54 ± 2 54 ± 2 54 ± 2 54 ± 2 54</td> <td>7 сут 14 сут 28 сут 7 сут 14 сут 28 сут 70 сут 7 с Iohah (C9) 73 ± 4 76 ± 3 82 ± 4 100 51 ± 3 75 ± 2 77 ± 2 100 50 ± 2 71 ± 2 79 ± 3 100 64 = (ekah (C10) 66 ± 3 72 ± 2 73 ± 2 73 ± 3 54 ± 4 70 ± 1 63 ± 5 72 ± 1 47 ± 3 64 ± 2 67 ± 2 60 ± 3 64 ± 3 57 ± 2 60 ± 3 64 ± 3 57 ± 3 57 ± 2 60 ± 3 64 ± 3 57 ± 2 60 ± 3 67 ± 4 53 ± 3 (onckah (C10) 70 ± 2 73 ± 1 73 ± 3 54 ± 4 70 ± 1 63 ± 5 57 ± 3 64 ± 3 57 ± 2 60 ± 3 67 ± 4 53 ± 3 50 ± 2 63 ± 2 63 ± 2 63 ± 2 63 ± 3 54 ± 2 53 ± 2 53 ± 2 53 ± 2 53 ± 2 53 ± 2 53 ± 2 53 ± 2 53 ± 2 53 ± 2 53 ± 2 53 ± 2 53 ± 2 53 ± 2 53 ± 2 53 ± 2 53 ± 2 <t< td=""><td>7 cyr14 cyr28 cyr7 cyr14 cyr28 cyr70 cyr7 cyr14 cyr28 cyr70 cyr7 cyr10064 =exau (C9)73 ± 476 ± 382 ± 410051 ± 375 ± 277 ± 210050 ± 271 ± 279 ± 310064 =exau (C10)66 ± 372 ± 273 ± 354 ± 470 ± 163 ± 572 ± 144 ± 262 ± 364 ± 356 ± 267 ± 260 ± 364 ± 267 ± 260 ± 364 ± 264 ± 372 ± 273 ± 173 ± 071 ± 344 ± 262 ± 364 ± 372 ± 267 ± 453 ± 453 ± 453 ± 556 ± 364 ± 356 ± 266 ± 354 ± 256 ± 453 ± 453 ± 556 ± 453 ± 453 ± 453 ± 556 ± 453 ± 453 ± 453 ± 453 ± 453 ± 254 ± 2<td< td=""><td>7 сут14 сут28 сут7 сут7 сут14 сут28 сут70 сут7 сут14 сут28 сут70 сут7 сут7 сут14 сут28 сут70 сут7 сут14 сут28 сут70 сут7 сут14 сут28 сут70 сут7 сут7 сут7 сут14 сут28 сут70 сут7 сут1 сут20 сут7 0 сут7 сут7 сут1 сут20 сут7 0 сут7 сут1 сут20 сут20 сут7 0 сут7 сут1 сут20 сут20 сут7 0 сут7 сут1 сут20 сут20 сут20 сут7 0 сут7 сут20 сут<</td><td>7 cyr14 cyr28 cyr70 cyr74 cyr28 cyr70 cyr7 cyr14 cyr28 cyr70 cyr7 cyronan (C9)73 ± 476 ± 382 ± 410051 ± 375 ± 277 ± 210050 ± 267 ± 260 ± 3swan (C10)66 ± 372 ± 177 ± 384 ± 267 ± 354 ± 470 ± 354 ± 470 ± 354 ± 357 ± 257 ± 256 ± 356 ± 256 ± 356 ± 256 ± 356 ± 256 ± 356 ± 256 ± 357 ± 453 ± 453 ± 4Juekan (C11)70 ± 279 ± 159 ± 159 ± 157 ± 157 ± 157 ± 154 ± 254 ± 253 ± 453 ± 4Juuckan (C11)59 ± 159 ± 159 ± 265 ± 263 ± 213 ± 452 ± 453 ± 556 ± 254 ± 229 ± 4Juuckan (C13)61 ± 260 ± 361 ± 260 ± 361 ± 260 ± 358 ± 253 ± 557 ± 157 ± 157 ± 154 ± 222 ± 3strankean (C15)99 ± 158 ± 161 ± 260 ± 368 ± 253 ± 253 ± 252 ± 154 ± 252 ± 254 ± 222 ± 3strankean (C16)38 ± 258 ± 158 ± 258 ± 158 ± 258 ± 254 ± 253 ± 221 ± 3strankean (C16)38 ± 258 ± 158 ± 158 ± 158 ± 258 ± 256 ± 253 ± 221 ± 3strankean (C16)38 ± 258 ± 158 ± 158 ± 258 ± 258 ±</td><td>7 cyr7 cyr14 cyr28 cyr7 0 cyr7 cyr14 cyr28 cyr70 cyr7 cyr7 cyr14 cyr28 cyr70 cyr7 cyr7 cyr7 cyr14 cyr28 cyr70 cyr7 cyr</td><td>7 cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 7 0cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 7 0cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 7 0 cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 7 0 cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 7 0 cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 7 0 cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 7 0 cyr 7 0</td><td>Teyr Teyr <t< td=""><td>7 cyr1 cyr28 cyr7 cyr1 dyr28 cyr7 cyr1 dyr28 cyr7 0 cyr7 conan (C9)73 ± 476 ± 382 ± 410051 ± 375 ± 210050 ± 271 ± 279 ± 310064 ± 3xsan (C10)66 ± 372 ± 273 ± 173 ± 470 ± 163 ± 572 ± 147 ± 364 ± 267 ± 266 ± 3xsan (C10)66 ± 372 ± 273 ± 173 ± 470 ± 163 ± 572 ± 147 ± 364 ± 267 ± 266 ± 3xnexan (C11)70 ± 273 ± 173 ± 173 ± 456 ± 253 ± 457 ± 147 ± 356 ± 256 ± 2xnexan (C13)61 ± 265 ± 263 ± 351 ± 229 ± 462 ± 358 ± 258 ± 259 ± 158 ± 229 ± 3xnexan (C13)61 ± 265 ± 256 ± 256 ± 256 ± 256 ± 256 ± 256 ± 252 ± 223 ± 4xnanexan (C15)99 ± 158 ± 158 ± 256 ± 258 ± 256 ± 252 ± 223 ± 4xnanexan (C16)38 ± 258 ± 256 ± 258 ± 258 ± 256 ± 252 ± 223 ± 4xnanexan (C16)38 ± 248 ± 258 ± 158 ± 256 ± 256 ± 252 ± 223 ± 4xnanexan (C16)38 ± 258 ± 158 ± 258 ± 256 ± 253 ± 223 ± 4xnanexan (C16)38 ± 258 ± 158 ± 258 ± 256 ± 258 ± 252 ± 223</td><td>7 cyr14 cyr28 cyr70 cyr7 cyr14 cyr28 cyr26 cyr26 cyr26 cyr27 cyr1 cyr28 cyr26 cy</td><td>7 cyr1 cyr2 cyr7 cyr1 cyr2 cyr<th< td=""><td>7 cyr1 cyr7 cyr1 cyr2 cyr7 cyr1 cyr2 cyr1 cyr2 cyr7 cyr1 cyr2 cyr<th< td=""><td>7 cyr 14 cyr 7 cyr 14 cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 70 cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 20 cyr 70 cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 20 cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 20 cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 20 cyr 7 cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 20 cyr 7 cyr 12 cyr 20 cyr 20</td><td>7 сут 14 сут 26 сут 7 сут 14 сут 26 сут 7 сут 14 сут 28 сут 70 сут 71 сут 27 сут 24 сут 28 сут 20 сут 70 сут 72 сут 20 сут 72 сут 20 сут 20 сут 20 сут 20 сут</td></th<></td></th<></td></t<></td></td<></td></t<></td> | 7 сут 14 сут 28 сут 7 сут 14 сут 28 сут 70 сут 7 сут 7 сут 14 сут 28 сут 70 сут 7 сут 100 64 = 100 54 ± 2 57 ± 2 57 ± 2 57 ± 4 53 ± 3 50 ± 2 50 ± 2 50 ± 2 53 ± 3 50 ± 2 54 ± 2 56 ± 2 54 ± 2 53 ± 3 53 ± 2 53 ± 2 53 ± 2 53 ± 2 53 ± 2 53 ± 2 53 ± 2 53 ± 2 53 ± 2 54 ± 2 53 ± 2 | Toyn(eta) 66 ± 3 72 ± 2 73 ± 2 73 ± 3 54 ± 2 53 ± 2 54 ± 2 < | 7 cyr7 cyr14 cyr28 cyr70 cyr7 cyr14 cyr28 cyr70 cyr7 cyr14 cyr28 cyr70 cyr7 cyr7 cyr14 cyr28 cyr70 cyr7 cyr14 cyr28 cyr70 cyr7 cyr10064 =(ekah (C10) 66 ± 3 72 ± 2 73 ± 3 55 ± 4 70 ± 1 63 ± 5 72 ± 1 47 ± 3 64 ± 2 67 ± 2 60 ± 3 60 ± 3 72 ± 2 73 ± 3 72 ± 3 54 ± 2 67 ± 2 60 ± 3 60 ± 3 72 ± 2 72 ± 3 57 ± 1 47 ± 3 64 ± 2 67 ± 2 60 ± 3 60 ± 3 60 ± 3 67 ± 4 53 ± 3 (одекан (C11) 70 ± 2 72 ± 1 77 ± 3 54 ± 3 57 ± 4 53 ± 3 56 ± 2 58 ± 2 < | 7 сут 14 сут 28 сут 70 сут 14 сут 28 сут 70 сут 7 сут 100 64 = (сиан (C9)) 73 ± 4 76 ± 3 82 ± 4 100 51 ± 3 75 ± 2 100 50 ± 2 67 ± 2 67 ± 2 60 ± 3 51 ± 2 79 ± 3 100 64 = (ккан (C10)) 66 ± 3 72 ± 1 73 ± 3 54 ± 2 62 ± 3 64 ± 3 72 ± 3 57 ± 2 66 ± 3 57 ± 4 53 ± 3 (олекан (C11)) 70 ± 2 59 ± 1 53 ± 2 55 ± 2 55 ± 4 52 ± 2 55 ± 5 54 ± 4 53 ± 3 57 ± 2 53 ± 3 57 ± 3 53 ± 2 54 ± 2 53 ± 3 53 ± 2 54 ± 2 53 ± 3 54 ± 2 53 ± 3 54 ± 2 54 ± 2 53 ± 3 54 ± 2 53 ± 3 54 ± 2 54 ± 2 54 ± 2 54 ± 2 54 ± 2 54 ± 2 54 ± 2 54 ± 2 54 ± 2 54 ± 2 54 ± 2 54 ± 2 54 ± 2 54 | 7 сут 14 сут 28 сут 7 сут 14 сут 28 сут 70 сут 7 с Iohah (C9) 73 ± 4 76 ± 3 82 ± 4 100 51 ± 3 75 ± 2 77 ± 2 100 50 ± 2 71 ± 2 79 ± 3 100 64 = (ekah (C10) 66 ± 3 72 ± 2 73 ± 2 73 ± 3 54 ± 4 70 ± 1 63 ± 5 72 ± 1 47 ± 3 64 ± 2 67 ± 2 60 ± 3 64 ± 3 57 ± 2 60 ± 3 64 ± 3 57 ± 3 57 ± 2 60 ± 3 64 ± 3 57 ± 2 60 ± 3 67 ± 4 53 ± 3 (onckah (C10) 70 ± 2 73 ± 1 73 ± 3 54 ± 4 70 ± 1 63 ± 5 57 ± 3 64 ± 3 57 ± 2 60 ± 3 67 ± 4 53 ± 3 50 ± 2 63 ± 2 63 ± 2 63 ± 2 63 ± 3 54 ± 2 53 ± 2 53 ± 2 53 ± 2 53 ± 2 53 ± 2 53 ± 2 53 ± 2 53 ± 2 53 ± 2 53 ± 2 53 ± 2 53 ± 2 53 ± 2 53 ± 2 53 ± 2 53 ± 2 <t< td=""><td>7 cyr14 cyr28 cyr7 cyr14 cyr28 cyr70 cyr7 cyr14 cyr28 cyr70 cyr7 cyr10064 =exau (C9)73 ± 476 ± 382 ± 410051 ± 375 ± 277 ± 210050 ± 271 ± 279 ± 310064 =exau (C10)66 ± 372 ± 273 ± 354 ± 470 ± 163 ± 572 ± 144 ± 262 ± 364 ± 356 ± 267 ± 260 ± 364 ± 267 ± 260 ± 364 ± 264 ± 372 ± 273 ± 173 ± 071 ± 344 ± 262 ± 364 ± 372 ± 267 ± 453 ± 453 ± 453 ± 556 ± 364 ± 356 ± 266 ± 354 ± 256 ± 453 ± 453 ± 556 ± 453 ± 453 ± 453 ± 556 ± 453 ± 453 ± 453 ± 453 ± 453 ± 254 ± 2<td< td=""><td>7 сут14 сут28 сут7 сут7 сут14 сут28 сут70 сут7 сут14 сут28 сут70 сут7 сут7 сут14 сут28 сут70 сут7 сут14 сут28 сут70 сут7 сут14 сут28 сут70 сут7 сут7 сут7 сут14 сут28 сут70 сут7 сут1 сут20 сут7 0 сут7 сут7 сут1 сут20 сут7 0 сут7 сут1 сут20 сут20 сут7 0 сут7 сут1 сут20 сут20 сут7 0 сут7 сут1 сут20 сут20 сут20 сут7 0 сут7 сут20 сут<</td><td>7 cyr14 cyr28 cyr70 cyr74 cyr28 cyr70 cyr7 cyr14 cyr28 cyr70 cyr7 cyronan (C9)73 ± 476 ± 382 ± 410051 ± 375 ± 277 ± 210050 ± 267 ± 260 ± 3swan (C10)66 ± 372 ± 177 ± 384 ± 267 ± 354 ± 470 ± 354 ± 470 ± 354 ± 357 ± 257 ± 256 ± 356 ± 256 ± 356 ± 256 ± 356 ± 256 ± 356 ± 256 ± 357 ± 453 ± 453 ± 4Juekan (C11)70 ± 279 ± 159 ± 159 ± 157 ± 157 ± 157 ± 154 ± 254 ± 253 ± 453 ± 4Juuckan (C11)59 ± 159 ± 159 ± 265 ± 263 ± 213 ± 452 ± 453 ± 556 ± 254 ± 229 ± 4Juuckan (C13)61 ± 260 ± 361 ± 260 ± 361 ± 260 ± 358 ± 253 ± 557 ± 157 ± 157 ± 154 ± 222 ± 3strankean (C15)99 ± 158 ± 161 ± 260 ± 368 ± 253 ± 253 ± 252 ± 154 ± 252 ± 254 ± 222 ± 3strankean (C16)38 ± 258 ± 158 ± 258 ± 158 ± 258 ± 254 ± 253 ± 221 ± 3strankean (C16)38 ± 258 ± 158 ± 158 ± 158 ± 258 ± 256 ± 253 ± 221 ± 3strankean (C16)38 ± 258 ± 158 ± 158 ± 258 ± 258 ±</td><td>7 cyr7 cyr14 cyr28 cyr7 0 cyr7 cyr14 cyr28 cyr70 cyr7 cyr7 cyr14 cyr28 cyr70 cyr7 cyr7 cyr7 cyr14 cyr28 cyr70 cyr7 cyr</td><td>7 cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 7 0cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 7 0cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 7 0 cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 7 0 cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 7 0 cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 7 0 cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 7 0 cyr 7 0</td><td>Teyr Teyr <t< td=""><td>7 cyr1 cyr28 cyr7 cyr1 dyr28 cyr7 cyr1 dyr28 cyr7 0 cyr7 conan (C9)73 ± 476 ± 382 ± 410051 ± 375 ± 210050 ± 271 ± 279 ± 310064 ± 3xsan (C10)66 ± 372 ± 273 ± 173 ± 470 ± 163 ± 572 ± 147 ± 364 ± 267 ± 266 ± 3xsan (C10)66 ± 372 ± 273 ± 173 ± 470 ± 163 ± 572 ± 147 ± 364 ± 267 ± 266 ± 3xnexan (C11)70 ± 273 ± 173 ± 173 ± 456 ± 253 ± 457 ± 147 ± 356 ± 256 ± 2xnexan (C13)61 ± 265 ± 263 ± 351 ± 229 ± 462 ± 358 ± 258 ± 259 ± 158 ± 229 ± 3xnexan (C13)61 ± 265 ± 256 ± 256 ± 256 ± 256 ± 256 ± 256 ± 252 ± 223 ± 4xnanexan (C15)99 ± 158 ± 158 ± 256 ± 258 ± 256 ± 252 ± 223 ± 4xnanexan (C16)38 ± 258 ± 256 ± 258 ± 258 ± 256 ± 252 ± 223 ± 4xnanexan (C16)38 ± 248 ± 258 ± 158 ± 256 ± 256 ± 252 ± 223 ± 4xnanexan (C16)38 ± 258 ± 158 ± 258 ± 256 ± 253 ± 223 ± 4xnanexan (C16)38 ± 258 ± 158 ± 258 ± 256 ± 258 ± 252 ± 223</td><td>7 cyr14 cyr28 cyr70 cyr7 cyr14 cyr28 cyr26 cyr26 cyr26 cyr27 cyr1 cyr28 cyr26 cy</td><td>7 cyr1 cyr2 cyr7 cyr1 cyr2 cyr<th< td=""><td>7 cyr1 cyr7 cyr1 cyr2 cyr7 cyr1 cyr2 cyr1 cyr2 cyr7 cyr1 cyr2 cyr<th< td=""><td>7 cyr 14 cyr 7 cyr 14 cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 70 cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 20 cyr 70 cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 20 cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 20 cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 20 cyr 7 cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 20 cyr 7 cyr 12 cyr 20 cyr 20</td><td>7 сут 14 сут 26 сут 7 сут 14 сут 26 сут 7 сут 14 сут 28 сут 70 сут 71 сут 27 сут 24 сут 28 сут 20 сут 70 сут 72 сут 20 сут 72 сут 20 сут 20 сут 20 сут 20 сут</td></th<></td></th<></td></t<></td></td<></td></t<> | 7 cyr14 cyr28 cyr7 cyr14 cyr28 cyr70 cyr7 cyr14 cyr28 cyr70 cyr7 cyr10064 =exau (C9)73 ± 476 ± 382 ± 410051 ± 375 ± 277 ± 210050 ± 271 ± 279 ± 310064 =exau (C10)66 ± 372 ± 273 ± 354 ± 470 ± 163 ± 572 ± 144 ± 262 ± 364 ± 356 ± 267 ± 260 ± 364 ± 267 ± 260 ± 364 ± 264 ± 372 ± 273 ± 173 ± 071 ± 344 ± 262 ± 364 ± 372 ± 267 ± 453 ± 453 ± 453 ± 556 ± 364 ± 356 ± 266 ± 354 ± 256 ± 453 ± 453 ± 556 ± 453 ± 453 ± 453 ± 556 ± 453 ± 453 ± 453 ± 453 ± 453 ± 254 ± 2 <td< td=""><td>7 сут14 сут28 сут7 сут7 сут14 сут28 сут70 сут7 сут14 сут28 сут70 сут7 сут7 сут14 сут28 сут70 сут7 сут14 сут28 сут70 сут7 сут14 сут28 сут70 сут7 сут7 сут7 сут14 сут28 сут70 сут7 сут1 сут20 сут7 0 сут7 сут7 сут1 сут20 сут7 0 сут7 сут1 сут20 сут20 сут7 0 сут7 сут1 сут20 сут20 сут7 0 сут7 сут1 сут20 сут20 сут20 сут7 0 сут7 сут20 сут<</td><td>7 cyr14 cyr28 cyr70 cyr74 cyr28 cyr70 cyr7 cyr14 cyr28 cyr70 cyr7 cyronan (C9)73 ± 476 ± 382 ± 410051 ± 375 ± 277 ± 210050 ± 267 ± 260 ± 3swan (C10)66 ± 372 ± 177 ± 384 ± 267 ± 354 ± 470 ± 354 ± 470 ± 354 ± 357 ± 257 ± 256 ± 356 ± 256 ± 356 ± 256 ± 356 ± 256 ± 356 ± 256 ± 357 ± 453 ± 453 ± 4Juekan (C11)70 ± 279 ± 159 ± 159 ± 157 ± 157 ± 157 ± 154 ± 254 ± 253 ± 453 ± 4Juuckan (C11)59 ± 159 ± 159 ± 265 ± 263 ± 213 ± 452 ± 453 ± 556 ± 254 ± 229 ± 4Juuckan (C13)61 ± 260 ± 361 ± 260 ± 361 ± 260 ± 358 ± 253 ± 557 ± 157 ± 157 ± 154 ± 222 ± 3strankean (C15)99 ± 158 ± 161 ± 260 ± 368 ± 253 ± 253 ± 252 ± 154 ± 252 ± 254 ± 222 ± 3strankean (C16)38 ± 258 ± 158 ± 258 ± 158 ± 258 ± 254 ± 253 ± 221 ± 3strankean (C16)38 ± 258 ± 158 ± 158 ± 158 ± 258 ± 256 ± 253 ± 221 ± 3strankean (C16)38 ± 258 ± 158 ± 158 ± 258 ± 258 ±</td><td>7 cyr7 cyr14 cyr28 cyr7 0 cyr7 cyr14 cyr28 cyr70 cyr7 cyr7 cyr14 cyr28 cyr70 cyr7 cyr7 cyr7 cyr14 cyr28 cyr70 cyr7 cyr</td><td>7 cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 7 0cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 7 0cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 7 0 cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 7 0 cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 7 0 cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 7 0 cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 7 0 cyr 7 0</td><td>Teyr Teyr <t< td=""><td>7 cyr1 cyr28 cyr7 cyr1 dyr28 cyr7 cyr1 dyr28 cyr7 0 cyr7 conan (C9)73 ± 476 ± 382 ± 410051 ± 375 ± 210050 ± 271 ± 279 ± 310064 ± 3xsan (C10)66 ± 372 ± 273 ± 173 ± 470 ± 163 ± 572 ± 147 ± 364 ± 267 ± 266 ± 3xsan (C10)66 ± 372 ± 273 ± 173 ± 470 ± 163 ± 572 ± 147 ± 364 ± 267 ± 266 ± 3xnexan (C11)70 ± 273 ± 173 ± 173 ± 456 ± 253 ± 457 ± 147 ± 356 ± 256 ± 2xnexan (C13)61 ± 265 ± 263 ± 351 ± 229 ± 462 ± 358 ± 258 ± 259 ± 158 ± 229 ± 3xnexan (C13)61 ± 265 ± 256 ± 256 ± 256 ± 256 ± 256 ± 256 ± 252 ± 223 ± 4xnanexan (C15)99 ± 158 ± 158 ± 256 ± 258 ± 256 ± 252 ± 223 ± 4xnanexan (C16)38 ± 258 ± 256 ± 258 ± 258 ± 256 ± 252 ± 223 ± 4xnanexan (C16)38 ± 248 ± 258 ± 158 ± 256 ± 256 ± 252 ± 223 ± 4xnanexan (C16)38 ± 258 ± 158 ± 258 ± 256 ± 253 ± 223 ± 4xnanexan (C16)38 ± 258 ± 158 ± 258 ± 256 ± 258 ± 252 ± 223</td><td>7 cyr14 cyr28 cyr70 cyr7 cyr14 cyr28 cyr26 cyr26 cyr26 cyr27 cyr1 cyr28 cyr26 cy</td><td>7 cyr1 cyr2 cyr7 cyr1 cyr2 cyr<th< td=""><td>7 cyr1 cyr7 cyr1 cyr2 cyr7 cyr1 cyr2 cyr1 cyr2 cyr7 cyr1 cyr2 cyr<th< td=""><td>7 cyr 14 cyr 7 cyr 14 cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 70 cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 20 cyr 70 cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 20 cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 20 cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 20 cyr 7 cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 20 cyr 7 cyr 12 cyr 20 cyr 20</td><td>7 сут 14 сут 26 сут 7 сут 14 сут 26 сут 7 сут 14 сут 28 сут 70 сут 71 сут 27 сут 24 сут 28 сут 20 сут 70 сут 72 сут 20 сут 72 сут 20 сут 20 сут 20 сут 20 сут</td></th<></td></th<></td></t<></td></td<> | 7 сут14 сут28 сут7 сут7 сут14 сут28 сут70 сут7 сут14 сут28 сут70 сут7 сут7 сут14 сут28 сут70 сут7 сут14 сут28 сут70 сут7 сут14 сут28 сут70 сут7 сут7 сут7 сут14 сут28 сут70 сут7 сут1 сут20 сут7 0 сут7 сут7 сут1 сут20 сут7 0 сут7 сут1 сут20 сут20 сут7 0 сут7 сут1 сут20 сут20 сут7 0 сут7 сут1 сут20 сут20 сут20 сут7 0 сут7 сут20 сут< | 7 cyr14 cyr28 cyr70 cyr74 cyr28 cyr70 cyr7 cyr14 cyr28 cyr70 cyr7 cyronan (C9)73 ± 476 ± 382 ± 410051 ± 375 ± 277 ± 210050 ± 267 ± 260 ± 3swan (C10)66 ± 372 ± 177 ± 384 ± 267 ± 354 ± 470 ± 354 ± 470 ± 354 ± 357 ± 257 ± 256 ± 356 ± 256 ± 356 ± 256 ± 356 ± 256 ± 356 ± 256 ± 357 ± 453 ± 453 ± 4Juekan (C11)70 ± 279 ± 159 ± 159 ± 157 ± 157 ± 157 ± 154 ± 254 ± 253 ± 453 ± 4Juuckan (C11)59 ± 159 ± 159 ± 265 ± 263 ± 213 ± 452 ± 453 ± 556 ± 254 ± 229 ± 4Juuckan (C13)61 ± 260 ± 361 ± 260 ± 361 ± 260 ± 358 ± 253 ± 557 ± 157 ± 157 ± 154 ± 222 ± 3strankean (C15)99 ± 158 ± 161 ± 260 ± 368 ± 253 ± 253 ± 252 ± 154 ± 252 ± 254 ± 222 ± 3strankean (C16)38 ± 258 ± 158 ± 258 ± 158 ± 258 ± 254 ± 253 ± 221 ± 3strankean (C16)38 ± 258 ± 158 ± 158 ± 158 ± 258 ± 256 ± 253 ± 221 ± 3strankean (C16)38 ± 258 ± 158 ± 158 ± 258 ± 258 ± | 7 cyr7 cyr14 cyr28 cyr7 0 cyr7 cyr14 cyr28 cyr70 cyr7 cyr7 cyr14 cyr28 cyr70 cyr7 cyr7 cyr7 cyr14 cyr28 cyr70 cyr7 cyr | 7 cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 7 0cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 7 0cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 7 0 cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 7 0 cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 7 0 cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 7 0 cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 7 0 | Teyr Teyr <t< td=""><td>7 cyr1 cyr28 cyr7 cyr1 dyr28 cyr7 cyr1 dyr28 cyr7 0 cyr7 conan (C9)73 ± 476 ± 382 ± 410051 ± 375 ± 210050 ± 271 ± 279 ± 310064 ± 3xsan (C10)66 ± 372 ± 273 ± 173 ± 470 ± 163 ± 572 ± 147 ± 364 ± 267 ± 266 ± 3xsan (C10)66 ± 372 ± 273 ± 173 ± 470 ± 163 ± 572 ± 147 ± 364 ± 267 ± 266 ± 3xnexan (C11)70 ± 273 ± 173 ± 173 ± 456 ± 253 ± 457 ± 147 ± 356 ± 256 ± 2xnexan (C13)61 ± 265 ± 263 ± 351 ± 229 ± 462 ± 358 ± 258 ± 259 ± 158 ± 229 ± 3xnexan (C13)61 ± 265 ± 256 ± 256 ± 256 ± 256 ± 256 ± 256 ± 252 ± 223 ± 4xnanexan (C15)99 ± 158 ± 158 ± 256 ± 258 ± 256 ± 252 ± 223 ± 4xnanexan (C16)38 ± 258 ± 256 ± 258 ± 258 ± 256 ± 252 ± 223 ± 4xnanexan (C16)38 ± 248 ± 258 ± 158 ± 256 ± 256 ± 252 ± 223 ± 4xnanexan (C16)38 ± 258 ± 158 ± 258 ± 256 ± 253 ± 223 ± 4xnanexan (C16)38 ± 258 ± 158 ± 258 ± 256 ± 258 ± 252 ± 223</td><td>7 cyr14 cyr28 cyr70 cyr7 cyr14 cyr28 cyr26 cyr26 cyr26 cyr27 cyr1 cyr28 cyr26 cy</td><td>7 cyr1 cyr2 cyr7 cyr1 cyr2 cyr<th< td=""><td>7 cyr1 cyr7 cyr1 cyr2 cyr7 cyr1 cyr2 cyr1 cyr2 cyr7 cyr1 cyr2 cyr<th< td=""><td>7 cyr 14 cyr 7 cyr 14 cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 70 cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 20 cyr 70 cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 20 cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 20 cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 20 cyr 7 cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 20 cyr 7 cyr 12 cyr 20 cyr 20</td><td>7 сут 14 сут 26 сут 7 сут 14 сут 26 сут 7 сут 14 сут 28 сут 70 сут 71 сут 27 сут 24 сут 28 сут 20 сут 70 сут 72 сут 20 сут 72 сут 20 сут 20 сут 20 сут 20 сут</td></th<></td></th<></td></t<> | 7 cyr1 cyr28 cyr7 cyr1 dyr28 cyr7 cyr1 dyr28 cyr7 0 cyr7 conan (C9)73 ± 476 ± 382 ± 410051 ± 375 ± 210050 ± 271 ± 279 ± 310064 ± 3xsan (C10)66 ± 372 ± 273 ± 173 ± 470 ± 163 ± 572 ± 147 ± 364 ± 267 ± 266 ± 3xsan (C10)66 ± 372 ± 273 ± 173 ± 470 ± 163 ± 572 ± 147 ± 364 ± 267 ± 266 ± 3xnexan (C11)70 ± 273 ± 173 ± 173 ± 456 ± 253 ± 457 ± 147 ± 356 ± 256 ± 2xnexan (C13)61 ± 265 ± 263 ± 351 ± 229 ± 462 ± 358 ± 258 ± 259 ± 158 ± 229 ± 3xnexan (C13)61 ± 265 ± 256 ± 256 ± 256 ± 256 ± 256 ± 256 ± 252 ± 223 ± 4xnanexan (C15)99 ± 158 ± 158 ± 256 ± 258 ± 256 ± 252 ± 223 ± 4xnanexan (C16)38 ± 258 ± 256 ± 258 ± 258 ± 256 ± 252 ± 223 ± 4xnanexan (C16)38 ± 248 ± 258 ± 158 ± 256 ± 256 ± 252 ± 223 ± 4xnanexan (C16)38 ± 258 ± 158 ± 258 ± 256 ± 253 ± 223 ± 4xnanexan (C16)38 ± 258 ± 158 ± 258 ± 256 ± 258 ± 252 ± 223 | 7 cyr14 cyr28 cyr70 cyr7 cyr14 cyr28 cyr26 cyr26 cyr26 cyr27 cyr1 cyr28 cyr26 cy | 7 cyr1 cyr2 cyr7 cyr1 cyr2 cyr <th< td=""><td>7 cyr1 cyr7 cyr1 cyr2 cyr7 cyr1 cyr2 cyr1 cyr2 cyr7 cyr1 cyr2 cyr<th< td=""><td>7 cyr 14 cyr 7 cyr 14 cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 70 cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 20 cyr 70 cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 20 cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 20 cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 20 cyr 7 cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 20 cyr 7 cyr 12 cyr 20 cyr 20</td><td>7 сут 14 сут 26 сут 7 сут 14 сут 26 сут 7 сут 14 сут 28 сут 70 сут 71 сут 27 сут 24 сут 28 сут 20 сут 70 сут 72 сут 20 сут 72 сут 20 сут 20 сут 20 сут 20 сут</td></th<></td></th<> | 7 cyr1 cyr7 cyr1 cyr2 cyr7 cyr1 cyr2 cyr1 cyr2 cyr7 cyr1 cyr2 cyr <th< td=""><td>7 cyr 14 cyr 7 cyr 14 cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 70 cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 20 cyr 70 cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 20 cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 20 cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 20 cyr 7 cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 20 cyr 7 cyr 12 cyr 20 cyr 20</td><td>7 сут 14 сут 26 сут 7 сут 14 сут 26 сут 7 сут 14 сут 28 сут 70 сут 71 сут 27 сут 24 сут 28 сут 20 сут 70 сут 72 сут 20 сут 72 сут 20 сут 20 сут 20 сут 20 сут</td></th<> | 7 cyr 14 cyr 7 cyr 14 cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 70 cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 20 cyr 70 cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 20 cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 20 cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 20 cyr 7 cyr 7 cyr 14 cyr 28 cyr 20 cyr 7 cyr 12 cyr 20 | 7 сут 14 сут 26 сут 7 сут 14 сут 26 сут 7 сут 14 сут 28 сут 70 сут 71 сут 27 сут 24 сут 28 сут 20 сут 70 сут 72 сут 20 сут 72 сут 20 сут 20 сут 20 сут 20 сут |

ПСИХРОТРОФНЫЕ УГЛЕВОДОРОДОКИСЛЯЮЩИЕ БАКТЕРИИ

443



Рис. 2. Масс-фрагментограммы состава модельной смеси УВ на 7 сут эксперимента при 5°С: (а) штамм *Rhodococcus erythropolis* AP_291; (б) контроль. Условные обозначения: С9–С27 – *н*-алканы с соответствующей длиной углеродной цепи, Pr – пристан, Ph – фитан.

фитан (23%) и фенантрен (10%). Интересно отметить, что оба обсуждаемых штамма были выделены с соседних станций, расположенных вблизи нефтеналивного порта Козьмино.

Что касается остальных штаммов, то, несмотря на более низкие значения утилизации УВ в первую неделю эксперимента, для всех них отмечались схожие тенденции по предпочтению окисляемых субстратов. Из алканов в первую очередь разложению подверглись УВ с длиной углерод-

ной цепи 9–13 и 21–27 атомов. Из ПАУ лучше всего все штаммы разлагали нафталин (до 82%) и антрацен (до 67%). Фенантрен оказался менее предпочтительным УВ, особенно для штаммов *Rhodococcus* sp. AP_244 и *Alcanivorax* sp. AP_54 (степень утилизации 12 и 18% соответственно). Алканы C14–C20, включая фитан и пристан, практически не использовались бактериями в первую неделю опыта (степень утилизации составила 0-25%).
Хромато-масс-спектрометрический анализ проб на 14 сут эксперимента для штаммов *Rhodococcus* sp. AP_244 и Alcanivorax sp. AP_54 показал резкое увеличение потребления всех компонентов модельной смеси, включая С14-С20 и фенантрен. Для остальных штаммов степень утилизации всех УВ увеличивалась более плавно по сравнению с предыдущей неделей. Необходимо отметить, что все штаммы, кроме Sphingomonas sp.AP 231, окислили большую часть исследуемых УВ к 28 сут наблюдения. На 70 сут эксперимента не было зафиксировано существенной разницы в степени утилизации УВ по сравнению с данными, полученными на 28 сут. В то же время, штамм Sphingomonas sp. AP_231 до 70 сут наблюдения продолжал активно окислять УВ смеси. Таким образом, для всех исследуемых микробных штаммов к окончанию эксперимента убыль отдельных алканов составила 43-100%, а убыль ПАУ - 67-91%.

Динамика численности микробных клеток в ходе эксперимента коррелировала со степенью утилизации УВ среды. Так на 7 сут опыта для наиболее активных штаммов Rhodococcus erythropolis АР 291 и Pseudomonas sp. АР 27 численность возросла с 10^3 до 10^5 кл/мл, для остальных штаммов численность увеличилась до 10⁴ кл/мл. На 14 сут численность клеток *Rhodococcus* sp. AP 244, Sphingomonas sp. AP_231 и Alcanivorax sp. AP_54 увеличилась с 10⁴ кл/мл до 10⁵ кл/мл, что отразилось в резком потреблении УВ с 7 по 14 сут. Численность же Rhodococcus ervthropolis AP 291 и Pseudomonas sp. AP 27 за неделю не изменилась. На 28 сут количество клеток во всех образцах уменьшилось с 10⁵ кл/мл до 10⁴ кл/мл и оставалось таким до окончания наблюдений.

На следующем этапе работы для оценки способности нашей коллекции УВОБ к утилизации УВ при более высоких температурах проводили их инкубацию на плотной минеральной среде с мазутом при температуре 22°С в течение 10 сут. Установлено, что все изучаемые микроорганизмы росли при заданных условиях. В связи с этим, оценка динамики потребления бактериями отдельных УВ методом хромато-масс-спектрометрии была проведена и при температуре 22°С (табл. 2).

Результаты анализа показали, что хуже всех утилизацию УВ осуществлял штамм *Rhodococcus* erythropolis AP_291, который ранее продемонстрировал самую высокую УВО активность при температуре 5°С. При повышении температуры процесс окисления УВ этим штаммом существенно замедлился. Остальные 4 бактериальных штамма разлагали УВ с такой же или меньшей интенсивностью, чем при температуре 5°С.

Для всех исследуемых культур бактерий отмечалась та же избирательность в выборе окисляемых субстратов, как и при низкой температуре. Лучше всего бактерии разлагали коротко- и длинноцепочечные алканы, а также ПАУ, хуже всего – УВ с длиной углеродной цепи 15–19 атомов. Из ПАУ микроорганизмы в первую очередь окисляли нафталин и антрацен, а в последующие сутки эксперимента переходили на использование фенантрена.

В первую неделю опыта все исследуемые бактерии окисляли в среднем около 40% УВ модельной смеси. Однако, в период с 7 по 14 сут потребление УВ практически не происходило. Резкое увеличение скорости утилизации УВ было отмечено к 28 сут. Динамика численности микробных клеток в ходе эксперимента была сопоставима со степенью утилизации УВ среды. Так на 7 сут эксперимента численность клеток всех штаммов увеличилась с 10³ до 10⁴ кл/мл и не менялась до 28 сут, когда численность во всех пробах возросла до 10⁵ кл/мл.

ОБСУЖДЕНИЕ

Таксономическая характеристика УВОБ из донных осадков Японского моря. *Sphingomonas* sp. AP_231 (MW784855) – грамотрицательные аэробные палочки, относящиеся к классу Alphaproteobacteria. Согласно литературным данным, представители рода *Sphingomonas*, выделенные из загрязненных вод и почв, часто демонстрируют способность к деградации различных ПАУ, в частности, нафталина, фенантрена, антрацена, флуорена, пирена, бенз(а)пирена и др. [38].

Rhodococcus erythropolis AP_291 (МW784848) и *Rhodococcus* sp. AP_244 (МW784849) – грамположительные аэробные палочки, относящиеся к филуму Actinobacteria. Известно, что родококки – типичные почвенные микроорганизмы, которые довольно часто встречаются и в других экологических нишах различных климатических зон. В литературе имеется большое количество сведений о возможности их использования для биоремедиации, поскольку они способны утилизировать линейные и циклические алканы, а также широкий спектр ПАУ [27]. Кроме того, получены данные о психротрофных УВО штаммах вида *Rhodococcus erythropolis* [17, 37].

Штамм *Pseudomonas* sp. AP_27 (MW784854) – грамотрицательные аэробные палочки, относящиеся к классу Gammaproteobacteria. Бактерии рода *Pseudomonas*, будучи убиквистами, характерны для различных экосистем и обладают широким спектром ферментативной активности, включая способность к окислению нефтяных УВ. Ранее уже сообщалось об участии бактерий этого рода, выделенных из воды Охотского [14] и Японского морей [15], в разложении УВ.

Штамм *Alcanivorax* sp. AP_54 (MW784853) – грамотрицательные аэробные палочки, относя-

0
Me
йс
ΙOΗ
IBI
дел
МО
В
Э
N N
ЦЦ
atti
ğ
ен
HH
KO
Σ
НЬ
ЦО
CX
КИ
Q
ИН
ПС
IOI
ΗT
00
E
S
8
/be
ат
ep
Η
_
E
ои те
при те
%) при те
В (%) при те
УВ (%) при те
ии УВ (%) при те
ации УВ (%) при те
изации УВ (%) при те
илизации УВ (%) при те
утилизации УВ (%) при те
нь утилизации УВ (%) при те
пень утилизации УВ (%) при те
тепень утилизации УВ (%) при те
Степень утилизации УВ (%) при те
12. Степень утилизации УВ (%) при те
ща 2. Степень утилизации УВ (%) при те
блица 2. Степень утилизации УВ (%) при те
Таблица 2. Степень утилизации УВ (%) при те

Углеводород	Rhodoc	occus eryt AP_291	hropolis	Rhodocc	ccus sp. A	AP_244	Alcaniv	orax sp. A	NP_54	Pseudor	<i>nonas</i> sp.	AP_27	Sphingon	10nas sp.	AP_231
	7 сут	14 cyT	28 cyr	7 сут	14 cyr	28 сут	7 сут	14 cyr	28 cyT	7 сут	14 cyr	28 сут	7 сут	14 cyr	28 сут
Нонан (С9)	48 ± 3	54 ± 2	76 ± 3	57 ± 2	61 ± 2	83 ± 3	56 ± 1	54 ± 3	77 ± 2	65 ± 0	62 ± 4	68 ± 3	59 ± 3	58 ± 3	71 ± 2
Декан (С10)	48 ± 2	47 ± 2	67 ± 3	60 ± 2	59 ± 2	65 ± 2	56 ± 1	48 ± 5	64 ± 3	55 ± 2	58 ± 3	56 ± 3	57 ± 1	52 ± 5	60 ± 4
Ундекан (С11)	36 ± 2	37 ± 2	62 ± 3	49 ± 2	45 ± 3	66 ± 3	44 ± 3	46 ± 1	62 ± 3	57 ± 2	59 ± 2	56 ± 4	47 ± 2	45 ± 4	59 ± 2
Додекан (С12)	28 ± 1	28 ± 2	54 ± 4	43 ± 3	46 ± 2	58 ± 4	37 ± 2	39 ± 2	54 ± 3	48 ± 2	52 ± 2	47 ± 5	40 ± 2	38 ± 4	52 土 4
Тридекан (С13)	27 ± 2	21 ± 5	48 ± 3	33 ± 0	33 ± 0	55 ± 2	28 ± 2	26 ± 4	49 ± 2	40 ± 2	41 ± 2	45 ± 2	32 ± 2	35 ± 2	50 ± 3
Тетрадекан (С14)	25 ± 2	26 ± 1	43 ± 1	25 ± 2	30 ± 3	53 ± 2	22 ± 0	25 ± 3	47 ± 2	35 ± 2	37 ± 4	40 ± 2	26 ± 1	34 ± 1	46 ± 0
Пентадекан (С15)	19 ± 2	17 ± 3	39 ± 2	16 ± 1	26 ± 3	49 ± 2	15 ± 1	21 ± 2	44 ± 2	28 ± 2	23±5	36 ± 2	18 ± 2	31 ± 1	43 ± 1
Гексадекан (С16)	22 ± 0	22 ± 2	38 ± 2	17 ± 1	19 ± 2	49 ± 2	19 ± 2	25 ± 1	45 ± 2	28 ± 2	23 ± 2	26 ± 3	18 ± 1	34 ± 0	44 ± 2
Гептадекан (С17)	19 ± 1	22 ± 2	38 ± 2	17 ± 2	21 ± 2	48 ± 2	23 ± 1	24 ± 2	47 ± 3	20 ± 2	22 ± 3	42 ± 4	18 ± 3	32 土 4	44 ± 4
Пристан	8 ± 3	12 ± 2	36 ± 2	12 ± 4	19 ± 2	42 ± 2	22 ± 4	26 ± 3	39 ± 3	23 ± 4	24 ± 4	23 ± 3	18 ± 4	23 ± 3	41 ± 5
Октадекан (С18)	15 ± 2	10 ± 4	30 ± 2	15 ± 3	19 ± 4	46 ± 2	18 ± 2	17 ± 2	42 ± 3	19 ± 3	24 ± 1	30 ± 2	23 ± 5	25 ± 2	39 ± 2
Фитан	14 ± 2	19 ± 3	33 ± 2	18 ± 2	23 ± 2	43 ± 1	26 ± 2	28 ± 2	46 ± 3	20 ± 3	26 ± 1	28 ± 2	19 ± 2	27 ± 1	42 ± 3
Нонадекан (С19)	17 ± 2	14 ± 4	34 ± 2	22 ± 2	18 ± 2	46 ± 2	22 ± 3	27 ± 2	43 ± 2	19 ± 1	23 ± 0	28 ± 0	28 ± 0	28 ± 2	40 ± 2
Эйкозан (С20)	15 ± 2	23 ± 3	38 ± 2	31 ± 2	31 ± 2	49 ± 3	28 ± 2	31 ± 4	48 ± 2	24 ± 2	27 ± 2	33 ± 1	36 ± 1	29 ± 5	42 ± 2
Генэйкозан (С21)	25 ± 2	32 ± 2	46 ± 1	39 ± 2	34 ± 3	55 ± 2	40 ± 1	41 ± 1	54 ± 0	32 ± 1	28 ± 5	39 ± 2	49 ± 2	49 ± 1	49 ± 3
Докозан (С22)	34 ± 2	43 ± 1	51 ± 2	48 ± 3	50 ± 3	60 ± 1	47 ± 3	48 ± 4	59 ± 2	39 ± 2	38 ± 3	44 ± 2	56 ± 0	56 ± 0	56 ± 2
Трикозан (С23)	39 ± 2	46 ± 2	51 ± 3	52 ± 2	45 ± 1	64 ± 3	50 ± 2	53 ± 3	61 ± 1	42 ± 3	43 ± 2	49 ± 0	50 ± 2	48 ± 4	54 ± 2
Тетракозан (С24)	45 ± 2	55 ± 2	63 ± 3	58 ± 3	61 ± 2	71 ± 2	61 ± 4	58 ± 5	68 ± 1	46 ± 2	55 ± 2	61 ± 0	52 ± 3	52 ± 2	65 ± 2
Пентакозан (С25)	52 ± 1	53 ± 1	54 ± 2	57 ± 2	58 ± 2	71 ± 1	57 ± 1	52 ± 2	67 ± 2	47 ± 1	47 ± 2	68 ± 2	60 ± 2	59 ± 2	63 ± 2
Гексакозан (С26)	50 ± 2	55 ± 3	54 ± 2	61 ± 0	61 ± 0	70 ± 2	60 ± 1	55 ± 1	65 ± 2	48 ± 1	52 ± 2	65 ± 3	61 ± 4	62 ± 2	62 ± 2
Гептакозан (С27)	46 ± 2	43 ± 4	49 ± 1	49 ± 1	58 ± 1	65 ± 1	54 ± 2	56 ± 3	63 ± 1	41 ± 3	37 ± 4	66 ± 2	55 ± 1	55 ± 0	62 ± 1
Нафталин	50 ± 1	69 ± 2	89 ± 3	66 ± 2	65 ± 4	83 ± 2	74 ± 2	70 ± 4	85 ± 2	76 ± 2	73 ± 5	84 ± 2	75 ± 1	71 ± 4	83 ± 2
Антрацен	45 ± 0	46 ± 1	59 ± 1	45 ± 2	57 ± 1	76 ± 1	40 ± 2	47 ± 3	62 ± 2	49 ± 2	53 ± 0	60 ± 2	41 ± 1	47 ± 2	69 ± 1
Фенантрен	18 ± 6	4 ± 1	52 ± 2	15 ± 2	29 ± 2	72 ± 3	25 ± 1	29 ± 2	67 ± 2	32 ± 2	31 ± 3	56 ± 2	26 ± 3	40 ± 4	62 ± 1

ОКЕАНОЛОГИЯ том 62 № 3 2022

446

БОГАТЫРЕНКО и др.

щиеся к классу Gammaproteobacteria. *Alcanivorax* – характерные для морских биоценозов микроорганизмы, представители которых часто обладают способностью к разложению УВ и синтезу сурфактантов. Есть многочисленные сведения об УВО активности этих бактерий в различных морях, включая Японское море [21, 25, 35, 41].

Оценка способности бактериальных штаммов к окислению углеводородов нефти. Из литературы известно, что относительно немного видов бактерий способны расти на средах с *н*-алканами, содержащими до 8 атомов углерода. Использование же в качестве субстрата УВ с 9—18 атомами углерода распространено среди микроорганизмов довольно широко. Алифатические УВ под действием ферментов окисляются по концевой метильной группе до соответствующих спиртов, которые в дальнейшем окисляются до жирных кислот НАД-зависимыми дегидрогеназами [3].

Многие бактерии способны расти на широком спектре н-алканов, поэтому могут содержать несколько вариантов ферментных систем алкангидроксилаз [42]. Есть сведения, что гены деградации н-алканов экспрессируются избирательно в зависимости от состава УВ, стадии роста культуры бактерий и условий инкубации [11, 34, 43]. Так, например, добавление в среду дрожжевого экстракта стимулировало рост и ускоряло окисление линейных и разветвленных алканов у психротрофного штамма *Rhodococcus* sp. Q15 на среде с дизелем при температуре 5°С [45]. Авторами высказано предположение, что содержащиеся в дрожжевом экстракте факторы роста и витамины способствовали более быстрому наращиванию бактериальной биомассы, что приводило к ускорению процесса деградации УВ.

В одной из работ было показано, что консорциум УВОМ, выделенный из образцов смеси морского льда и морской воды о. Шпицберген, способен полностью разрушать н-алканы (С8-С34) и изопреноиды (пристан и фитан) в течение 28 дней инкубации при температуре 4°С [18]. При этом в первую очередь микроорганизмы деградировали короткоцепочечные алканы (С8-С14), утилизация которых происходила в течение первых двух недель культивирования. По истечении этого времени УВОМ переходили к окислению длинноцепочечных УВ (С15-С34), включая пристан и фитан. Молекулярно-генетический анализ позволил определить выявить в составе консорциума бактерий 6 родов: Marinobacter, Pseudomonas, Pseudoalteromonas, Psychrobacter, Shewanella и *Agreia* [18].

Бактерии из донных осадков залива Петра Великого также окисляли большую часть УВ модельной смеси за 28 сут эксперимента, однако, при этом они проявляли несколько иную субстратную специфичность. В первую неделю ис-

ОКЕАНОЛОГИЯ том 62 № 3 2022

следований микроорганизмы предпочитали разлагать коротко- (C9–C13) и длинноцепочечные (C21–27) алканы. И только ко второй неделе опыта отмечалась активная деструкция среднецепочечных УВ (C14–C20), включая пристан и фитан. Это может быть связано с тем, что за разложение алканов в зависимости от длины их углеродной цепи отвечают разные алкан-гидроксилазы, которые могут синтезироваться с неодинаковой скоростью [43].

У всех бактерий исследуемого нами района, несмотря на их разную таксономическую принадлежность, окисление алканов с разной длиной углеродной цепи происходило по одинаковым сценариям. Вероятно, соответствующие гены катаболизма УВ передаются от одних микроорганизмов другим путем горизонтального переноса за счет конъюгации. Плазмидная локализация генов, ответственных за окисление УВ, обеспечивает их распространение как внутри собственной популяции, так и среди представителей других видов бактерий, повышая тем самым метаболический потенциал микроорганизмов в изменяющихся условиях окружающей среды. Возможно, благодаря этому, в отдельных морских акваториях могут формироваться микробные сообщества с определенными катаболическими свойствами.

Интересной особенностью полученных нами штаммов бактерий стала их способность интенсивно окислять одновременно *н*-алканы и ПАУ с первых дней эксперимента. Исходя из химической структуры, биодоступность углеводородов для микроорганизмов уменьшается в следующем порядке: н-алканы > разветвленные алканы > > низкомолекулярные ароматические соединения > > циклоалканы > ПАУ [44]. Ароматические УВ для многих микроорганизмов являются менее предпочтительными субстратами, чем алифатические УВ, поскольку их утилизация требует более сложных ферментативных реакций [3]. Поэтому, как правило, в первую очередь разложению подвергаются линейные УВ, а затем все остальные. В современной научной литературе встречаются единичные работы, в которых была бы доказана способность бактерий окислять одновременно *н*-алканы и ПАУ. Подобные явления ко-метаболизма, когда параллельно идет разложение УВ разных классов, были показаны, например, на штаммах Rhodococcus sp. 1В [13] и Mycobacterium vanbaalenii PYR-1 [27].

Все полученные нами штаммы относятся к бактериям, которые, согласно литературным данным, часто обладают способностью к окислению различных ПАУ [20]. Причем гены деградации ПАУ грамположительных и грамотрицательных бактерий могут отличаться по своей структурной организации. Так, например, в отличие от *Pseudomonas* и других грамотрицательных бактерий, чьи гены деградации нафталина (*nah*) кластеризованы в один оперон, у грамположительных *Rhodoсоссиs* обычно встречаются три отдельных структурных гена разложения нафталина (*narAa, narAb* и *narB*) [28, 31]. Кроме того, транскрипция генов разложения нафталина у родококков индуцируется присутствием в среде нафталина, а *nah*-гены псевдомонад транскрибируются в ответ на накопление салицилатов [28, 31].

Большинство ароматических соединений превращается бактериями в протокатеховую кислоту или катехол, которые в дальнейшем разлагаются путем *орто-* или *мета-*расщепления [3]. В отличие от *nar* и *nah*, гены, кодирующие синтез ключевого фермента *мета-*расщепления катехола (катехол-2,3-диоксигеназы), у грамотрицательных и грамположительных бактерий нередко высоко гомологичны и легко передаются путем конъюгации [22].

Интенсивное потребление ПАУ полученными нами микроорганизмами может быть связано с их адаптацией к высоким концентрациям ПАУ в составе загрязняющих веществ исследуемого района. Аналогичные результаты были зафиксированы и для бактериальных штаммов, выделенных из прибрежных вод юга о. Сахалин, подверженных значительному влиянию антропогенного загрязнения [14]. В указанной работе бактерии родов *Cobetia, Pseudoalteromonas, Oceanisphaera, Shewanella, Pseudomonas, Marinomonas* и *Thalassospira* в первую очередь разлагали соединения ароматического ряда, а затем алифатические УВ.

Исследуемые нами микроорганизмы проявляли схожую субстратную специфичность как при низкой, так и при более высокой температуре инкубации. Вместе с тем, у всех штаммов, кроме Sphingomonas sp. AP_231, окисление УВ в холодильной камере происходило более интенсивно, чем при 22°C. Sphingomonas sp. AP_231 расщеплял УВ модельной смеси с одинаковой эффективностью, независимо от выбранной температуры. Полученные результаты могут быть связаны с постоянно действующими низкими температурами в местах обитания исследуемых штаммов и появлением соответствующей адаптации к ним у микроорганизмов. Вероятно, оптимум работы УВО ферментов указанных бактерий лежит в области низких температур, и изменение условий инкубации приводит к снижению энзиматической активности. Также не исключено, что данные микроорганизмы способны продуцировать изоферменты, отвечающие за разложение одних и тех же УВ при разных температурах. Переход от синтеза одного типа ферментов к другому может занимать продолжительное время. Возможно, по этой причине при 22°C с 7 по 14 сут эксперимента не происходило потребления УВ и увеличения микробной численности.

Динамика численности микробных клеток в ходе экспериментов при обеих температурах была сопоставима со степенью утилизации УВ среды. Однако, несмотря на интенсивное окисление УВ, численность клеток всех штаммов к концу экспоненциальной фазы увеличивалась не более, чем на два порядка по сравнению с исходными значениями. Это может быть связано, как с действием внутривидовой конкуренции за источник углерода в ограниченных условиях, так и с дефицитом азота. Известно, что при недостатке азота многие микроорганизмы запасают углерод в виде внутриклеточных включений. Например, штаммы бактерий рода Alcanivorax накапливают триацилглицерины и восковые эфиры при избытке в среде н-алканов [24]. Pseudomonas putida GPo1 может образовывать внутриклеточные включения поли- β -гидроксиоктаноата при росте на *н*-октане [19], тогда как Acinetobacter sp. М-1 образует восковые эфиры на среде с гексадеканом [23].

Таким образом, в ходе проведенных исследований из Японского моря нами впервые получена коллекция психротрофных УВОБ, способных к эффективному окислению широкого спектра УВ. Для точного понимания механизмов деградации бактериями УВ в разных условиях, несомненно, требуется проведение дополнительных исследований свойств УВО ферментов и генов, ответственных за их синтез. Данные штаммы бактерий в дальнейшем могут быть использованы для создания биопрепаратов для очистки морских акваторий дальневосточного региона от аварийных разливов нефти и нефтепродуктов.

Источник финансирования. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 19-74-00028).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алекперова А.И. О роли нефтеокисляющих бактерий в самоочищении загрязненного нефтью Самур-Апшеронского шельфа Каспийского моря // Вестник МГОУ. 2009. № 2. С. 6–9.
- Гайко Л.А. Многолетняя изменчивость температуры воды и воздуха у российского побережья Японского моря по данным гидрометеорологических станций. В кн.: Океанологические основы исследования дальневосточных морей и северо-западной части Тихого океана / гл ред. В.А. Акуличев. Владивосток: Дальнаука, 2013. с. 64–78.
- 3. *Готтшалк Г.* Метаболизм бактерий. М.: Мир, 1982. 310 с.
- 4. Доклад об экологической ситуации в Приморском крае в 2017 году // Приморская газета. 2018. № 75 (1569).
- Зуенко Ю.И. Сезонная и межгодовая изменчивость температуры воды в северо-западной части Японского моря // Известия ТИНРО. 2002. Т. 131. С. 3–21.
- 6. *Израэль Ю.А, Цыбань А.В.* Антропогенная экология океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1989. 528 с.

ОКЕАНОЛОГИЯ том 62 № 3 2022

- 7. Коронелли Т.В., Дермичева С.Г., Ильинский В.В. Видовая структура углеводородокисляющих бактериоценозов водных экосистем разных климатических зон // Микробиология. 1994. Т. 63. № 5. C. 917-923.
- 8. Коронелли Т.В., Ильинский В.В., Янушка В.А., Красникова Т.И. Углеводородокисляющая микрофлора акваторий Балтийского моря и Куршского залива, загрязненных при разливе мазута // Микробиология. 1987. Т. 56. № 3. С. 472-478.
- 9. Патент РФ № 2520084. 2014. Бузолева Л.С. Способ учета нефтеокисляющих бактерий в морской воде.
- 10. ПНД Ф 12.1:2:2.2:3:3.2-03 "Методические рекомендации. Отбор проб почв, грунтов, донных отложений, илов, осадков сточных вод, шламов промышленных сточных вод, отходов производства и потребления". М.: Министерство природных ресурсов РФ, 2003. 76 с.
- 11. Турова Т.П., Кузнецов Б.Б., Новикова Е.В. и др. Гетерогенность нуклеотидных последовательностей генов 16S рибосомной РНК типового штамма Desulfotomaculum kuznetsovii // Микробиология. 2001. T. 70. № 6. C. 788–795.
- 12. Altschul S.F., Madden T.L., Schaffer A.A. et al. Gapped BLAST and PSI-BLAST: a new generation of protein database search programs // Nucl. Acids Res. 1997. V. 5. P. 3389-3402.
- 13. Andreoni V., Bernasconi S., Colombo M. et al. Detection of genes for alkane and naphthalene catabolism in Rhodococcus sp. strain 1BN // Environ. Microbiol. 2000. V. 2 (5). P. 572-577.
- 14. Buzoleva L.S., Bogatyrenko E.A., Repina M.A., Belkova N.L. Oil-oxidizing activity of bacteria isolated from south Sakhalin coastal waters // Microbiology. 2017. V. 86. № 3. P. 338–345.
- 15. Chaerun S.K., Tazaki K., Asada R., Kogure K. Bioremediation of coastal areas 5 years after the Nakhodka oil spill in the Sea of Japan: isolation and characterization of hydrocarbon-degrading bacteria // Environ. Int. 2004. V. 30. № 7. P. 911-922.
- 16. Das N., Chandran P. Microbial degradation of petroleum hydrocarbon contaminants: an overview // Biotechnol. Res. Int. 2011. Art. ID 941810. https://doi.org/10.4061/2011/941810
- 17. Delegan Y., Valentovich L., Petrikov K. et al. Complete genome sequence of *Rhodococcus erythropolis* X5, a psychrotrophic hydrocarbon-degrading biosurfactantproducing bacterium // Microbiol. Resour. Announc. 2019. V. 8. № 48. Art. ID e01234-19. https://doi.org/10.1128/MRA.01234-19
- 18. Deppe U., Richnow H.-H., Michaelis W., Antranikian G. Degradation of crude oil by an Arctic microbial consortium // Extremophiles. 2005. V. 9. P. 461-470.
- 19. de Smet M.J., Eggink G., Witholt B. et al. Characterization of intracellular inclusions formed by Pseudomonas oleovorans during growth on octane // J. Bacteriol. 1983. V. 154. P. 870-878.
- 20. Ghosal D., Ghosh S., Dutta T.K., Ahn Y. Current state of knowledge in microbial degradation of polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs): a review // Front. Microbiol. 2016. V. 7. 1369. https://doi.org/10.3389/fmicb.2016.01369

- 21. Hara A., Syutsubo K., Harayama S. Alcanivorax which prevails in oil-contaminated seawater exhibits broad substrate specificity for alkane degradation // Environ. Microbiol. 2003. V. 5. № 9. P. 746-753.
- 22. Hupert-Kocurek K., Guzik U., Wojcieszyńska D. Characterization of catechol 2,3-dioxygenase from Planococcus sp. strain S5 induced by high phenol concentration // Acta Biochim. Pol. 2012. V. 59(3). P. 345-351.
- 23. Ishige T., Tani A., Takabe K. et al. Wax ester production from n-alkanes by Acinetobacter sp. strain M-1: ultrastructure of cellular inclusions and role of acyl coenzyme A reductase // Appl. Environ. Microbiol. 2002. V. 68. P. 1192-1195.
- 24. Kalscheuer R., Stoveken T., Malkus U. et al. Analysis of storage lipid accumulation in Alcanivorax borkumensis: evidence for alternative triacylglycerol biosynthesis routes in bacteria // J. Bacteriol. 2007. V. 189. P. 918-928
- 25. Kasai Y., Kishira H., Syutsubo K., Harayama S. Molecular detection of marine bacterial populations on beaches contaminated by the Nakhodka tanker oil-spill accident // Environ. Microbiol. 2001. V. 3. № 4. P. 246-255.
- 26. Kim D., Choi K.Y., Yoo M. et al. Biotechnological potential of *Rhodococcus* biodegradative pathways // J. Microbiol. Biotechnol. 2018. V. 28. № 7. P. 1037-1051
- 27. Kim S.J., Kweon O., Sutherland J.B. et al. Dynamic response of Mycobacterium vanbaalenii PYR-1 to BP Deepwater Horizon crude oil // Appl. Environ. Microbiol. 2015. V. 81. P. 4263-4276.
- 28. Kulakov L.A., Chen S., Allen C.C., Larkin M.J. Webtype evolution of rhodococcus gene clusters associated with utilization of naphthalene // Appl. Environ. Microbiol. 2005. V. 71. P. 1754-1764.
- 29. Kumar S., Stecher G., Li M. et al. MEGA X: Molecular evolutionary genetics analysis across computing platforms // Mol. Biol. Evol. 2018. V. 35. P. 1547-1549.
- 30. Lane D.J., Pace B., Olsen G.J. et al. Rapid determination of 16S ribosomal RNA sequences for phylogenetic analyses // P. Natl. Acad. Sci. USA. 1985. V. 82. № 20. P. 6955-6959.
- 31. Larkin M. J., Kulakov L.A., Allen C.C. Biodegradation and Rhodococcus-masters of catabolic versatility // Curr. Opin. Biotechnol. 2005. V. 16. P. 282-290.
- 32. Lo Giudice A., Bruni V., De Domenico M., Michaud L. Psychrophiles – cold adapted hydrocarbon – degrading microorganisms. In: Handbook of Hydrocarbon and Lipid Microbiology. [Ed. by Timmis K.N.]. Springer, Berlin, 2010. P. 1897-1921.
- 33. Margesin R., Neuner G., Storey K.B. Cold-loving microbes, plants, and animals – fundamental and applied aspects // Naturwissenschaften. 2007. V. 94. P. 77-99.
- 34. Marin M.M., Smits T.H.M., van Beilen J.B., Rojo F. The alkane hydroxylase gene of Burkholderia cepacia RR10 is under catabolite repression control // J. Bacteriol. 2001. V. 183. P. 4202-4209.
- 35. Maruyama A., Ishiwata H., Kitamura K. et al. Dynamics of microbial populations and strong selection for Cycloclasticus pugetii following the Nakhodka oil spill // Microb. Ecol. 2003. V. 46. № 4. P. 442-453.

ОКЕАНОЛОГИЯ том 62 Nº 3 2022

- Naeem U., Qazi M.A. Leading edges in bioremediation technologies for removal of petroleum hydrocarbons // Environ. Sci. Pollut. Res. Int. 2020. V. 27. № 22. P. 27 370–27 382.
- 37. Novikov A.D., Lavrov K.V., Kasianov A.S. et al. Draft genome sequence of *Rhodococcus erythropolis* HX7, a psychrotolerant soil-derived oil degrader // Microbiol. Resour. Announc. 2021. V. 10. № 3. Art. ID e01353-20. https://doi.org/10.1128/MRA.01353-20
- Pinyakong O., Habe H., Omori T. The unique aromatic catabolic genes in sphingomonads degrading polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) // J. Gen. Appl. Microbiol. 2003. V. 49. № 1. P. 1–19.
- Porter K.G., Feig Y.S. The use of DAPI for identifying and counting aquatic microflora // Limnol. Oceanogr. 1980. V. 25. № 5. P. 943–948.
- Swannell R.P., Lee K., McDonagh M. Field evaluations of marine oil spill bioremediation // Microbiol. Rev. 1996. V. 60. № 2. P. 342–365.
- 41. Tanaka D., Tanaka S., Yamashiro Y., Nakamura S. Distribution of oil-degrading bacteria in coastal seawater,

Toyama Bay, Japan // Environ. Toxicol. 2008. V. 23. P. 563–569.

- 42. van Beilen J.B., Li Z., Duetz W.A., Smits T.H.M., Witholt B. Diversity of alkane hydroxylase systems in the environment // Oil Gas Sci. Technol. 2003. V. 58. № 4. P. 427– 440.
- 43. van Beilen J.B., Funhoff E.G. Alkane hydroxylses involved in microbial alkane degradation // Appl. Microbiol. Biotechnol. 2007. V. 74. № 1. P. 13–21.
- 44. *van Hamme J.D., Singh A., Ward O.P.* Recent advances in petroleum microbiology // Microbiol. Mol. Rev. 2003. V. 67. P. 503–549.
- 45. Whyte L.G., Hawari J., Zhou E. et al. Biodegradation of variable-chain-length alkanes at low temperatures by a psychrotrophic *Rhodococcus* sp. // Appl. Environ. Microbiol. 1998. V. 64. № 7. P. 2578–2584.
- 46. *Xue J., Yu Y., Bai Y. et al.* Marine oil-degrading microorganisms and biodegradation process of petroleum hydrocarbon in marine environments: a review // Curr. Microbiol. 2015. V. 71. № 2. P. 220–228.

Psychrotrophic Hydrocarbon-Oxidizing Bacteria Isolated from the Bottom Sediments of Peter the Great Bay, Sea of Japan

E. A. Bogatyrenko^{a, #}, A. V. Kim^{a, b}, N. S. Polonik^d, T. I. Dunkai^{a, c}, A. L. Ponomareva^d, D. V. Dashkov^a

^aFar Eastern Federal University, Vladivostok, Russia

^bFederal Scientific Center of the East Asia Terrestrial Biodiversity, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia

^cZhirmunsky National Scientific Center of Marine Biology, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia

^dIlichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia [#]e-mail: bogatyrenko.ea@dvfu.ru

Five strains of psychtrophic hydrocarbon-oxidizing bacteria were isolated from the bottom sediments of the Peter the Great Bay of the Sea of Japan and classified as the following species: *Rhodococcus erythropolis*, *Rhodococcus* sp., *Sphingomonas* sp., *Pseudomonas* sp. and *Alcanivorax* sp. All the bacteria under study showed a high oxidizing ability in relation to the decomposition of *n*-alkanes (C9–C27), phytane, pristane and polycyclic aromatic hydrocarbons at 5°C and 22°C. At the same time at 5°C the degradation of hydrocarbons was more intense. Despite the different taxonomic affiliation of the obtained microorganisms all strains primarily utilized short- (C9–C13) and long-chain (C21–27) alkanes, as well as polycyclic aromatic hydrocarbons. The greatest hydrocarbon-oxidizing effect was demonstrated by the *Rhodococcus erythropolis* AP_291 strain, which utilized more than 50% of all hydrocarbons in the model mixture at 5°C during the first week of the experiment.

Keywords: psychrotrophs, hydrocarbon-oxidizing bacteria, oil, hydrocarbons, Sea of Japan, alkanes, polycyclic hydrocarbons УДК 551.462;551.435

ОПЫТ КРУПНОМАСШТАБНОГО ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО КАРТОГРАФИРОВАНИЯ ГЛЯЦИАЛЬНЫХ ШЕЛЬФОВ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ (ПРОЛИВ ВЕЛИКАЯ САЛМА КАНДАЛАКШСКОГО ЗАЛИВА БЕЛОГО МОРЯ)

© 2022 г. Т. Ю. Репкина^{1, 4, *}, А. Е. Рыбалко^{1, 5}, Я. Е. Терехина^{2, 3}, П. Г. Михайлюкова^{1, 4}, И. И. Середа^{1, 4}, М. А. Соловьева^{3, 6}, А. К. Потемка⁷, А. М. Токарев⁶, М. Ю. Токарев^{2, 3}, А. И. Исаченко⁸, Н. В. Шабалин¹

¹ООО "ЦМИ МГУ", Москва, Россия ²ООО "ЦАСД МГУ", Москва, Россия ³МГУ Геологический факультет, Москва, Россия ⁴МГУ Географический факультет, Москва, Россия ⁵СПбГУ, Институт наук о Земле, Санкт-Петербург, Россия ⁶ООО "Деко-Геофизика", Москва, Россия ⁷ООО "СПЛИТ", Москва, Россия ⁸ООО "Арктический Научный Центр", Москва, Россия *e-mail: t-repkina@yandex.ru Поступила в редакцию 30.05.2021 г. После доработки 30.08.2021 г. Принята к публикации 16.12.2021 г.

Рельеф дна фиардообразного пролива Великая Салма (Кандалакшский залив Белого моря) изучен методами многолучевого эхолотирования, гидролокации бокового обзора, непрерывного сейсмоакустического профилирования, геологического пробоотбора и съемки дна с телеуправляемых необитаемых подводных аппаратов. Создана цифровая модель рельефа дна с шагом сетки 2 м, карты углов наклона и экспозиции склонов. На дне пролива выделены формы мезо- и микрорельефа структурно-денудационного, ледникового и субаквального (гравитационного и гидрогенного) происхождения. Предложен подход к крупномасштабному геоморфологическому картографированию, основанный на выделении морфогенетических комплексов – закономерных сочетаний форм мезо- и микрорельефа. Границы морфогенетических комплексов воспроизводятся методами автоматизированного анализа морфометрических показателей, рассчитанных по TIN-модели. Предложенный подход может быть использован для целей ландшафтного и инженерно-геологического районирования, в том числе для выявления ареалов развития опасных геологических процессов.

Ключевые слова: гляциальный шельф, мезо- и микрорельеф, геоморфологическое картографирование, геофизические методы, морфометрия, TIN-модели, Белое море DOI: 10.31857/S003015742203008X

введение

Соотношение типов и форм структурного и скульптурного, реликтового (затопленного) и субаквального рельефа остается важной проблемой геоморфологии гляциальных шельфов, в формировании рельефа которых важнейшую роль сыграли экзарационно-аккумулятивная деятельность ледников, постгляциальные тектонические и гляциоизостатические движения, а также эвстатические колебания уровня Мирового океана [5, 28, 30 и др.]. Так, на геоморфологических картах дна Белого моря масштабов не крупнее 1 : 750000 [3, 21] выделены морские гидрогенные (современные) и ледниковые (реликтовые) денудационные и аккумулятивные равнины, а также отдельные формы рельефа гидрогенного, ледникового, аллювиального и структурно-денудационного происхождения. Согласно морфогенетической классификации рельефа дна арктических морей [30], формы мега- и макрорельефа (протяженность сотни и тысячи км) созданы эндогенными факторами; формы мезорельфа (протяженностью десятки км) отнесены к "экзогенным, реже структурным, формирование которых связано с особенностями палеогеографических и/или современных процессов", а формы микро-



Рис. 1. Положение района работ (а) и изображение рельефа дна пролива Великая Салма на навигационной карте масштаба 1 : 100000 (б) и батиметрических картах, созданных по ЦМР с шагом сетки: (в) – 100 м [11]; (г) – 2 м (данная работа). На фрагментах (б) и (в) видны борта и днище пролива, наследующие строение кровли кристаллического фундамента, а на фрагменте (г) – также формы мезо- и микрорельефа различного генезиса. Черными контурами показано положение фрагментов ЦМР, приведенных на рисунках 1–6 (цифра – номер рисунка).

рельфа относительной высотой и протяженностью метры и сантиметры — к экзогенным, сформированным современными процессами под водой. Такой классификационный подход применен, в частности, при создании ЦМР дна Белого моря, которая позволяет отображать рельеф дна в масштабах 1 : 100000—1 : 200000 [11] (рис. 1в). Геолого-геофизические данные высокого разрешения существенно дополняют представления о строении и происхождении рельефа дна (рис. 1г) и могут служить основой для геоморфологического картографирования гляциальных шельфов в крупных масштабах.

Вопросы крупномасштабного геоморфологического картографирования дна арктических морей актуальны для решения задач ландшафтного и инженерно-геологического районирования, в том числе выявления ареалов развития опасных геологических процессов.

Цель настоящего сообщения — генетическая интерпретация строения рельефа дна гляциальных шельфов по геофизическим и геологическим данным высокого разрешения и разработка подходов и методов крупномасштабного геоморфологического картографирования.

Объект исследования – пролив Великая Салма (Кандалакшский залив Белого моря), протяженностью 25 км при ширине 0.6–8 км и глубине до 120 м (рис. 1). Пролив является частью разветвленного фиарда¹ [6], или фиардообразного пролива [26], в морфологическом отношении типичного для Кандалакшского залива Белого моря [3, 21].

ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА РАБОТ

Конфигурация пролива Великая Салма, наиболее общие черты топографии его дна и строение разреза четвертичных отложений предопределены рельефом кровли архейского кристаллического фундамента [24], структурно-денудационный облик которой был сформирован длительной комплексной денудацией и ледниковой экзарацией к концу позднего неоплейстоцена [4]. Фундамент перекрыт ледниковыми отложениями мощностью до 50 м и слоистыми осадками надморенного комплекса (ледниково-озерными, ледниково-морскими и морским) мощностью до 20 м на мелководье, а на днище пролива – до 130 м; иногда архейские породы выходят на поверхность дна [24]. Кровля фундамента и перекрывающие его отложения, вплоть до голоценовых осадков, смещены субвертикальными разломами. Средние амплитуды смещения кровли фундамента составляют 10-12 м, а кровли морены и надморенной толщи - первые метры; максимальные амплитуды – 35–40 и 10–12 м соответственно [19, 24]. Это указывает на активные блоковые движения, вызванные или активизированные послеледниковым поднятием. На берегах пролива скорость поднятия изменялась от 9-13 мм/год в конце раннего голоцена до 3-6 мм/год в последние столетия. При этом темпы вертикальных движений не только противоположных бортов пролива, но и небольших блоков отличались на 1-3 мм/год [16, 18, 27, 29]. Неравномерное поднятие сопровождают землетрясения [12], провоцирующие гравитационные процессы на берегах и склонах пролива [19]. На суше, на продолжении ряда активных разрывов, секущих морское дно [24], возникли сейсмодислокации [1, 7]. Современную гидродинамику пролива глубже зоны воздействия волн определяют приливные течения скоростью до 0.5 м/с; средняя величина сизигийного прилива – 2.3 м [15].

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Строение рельефа дна пролива изучено комплексом геофизических и геологических методов, а также фото- и видеосъемкой дна с телеуправляемых необитаемых подводных аппаратов (ТНПА). Площадное обследование многолучевым эхолотом (МЛЭ), непрерывное сейсмическое профилирование (НСП) и съемка гидролокатором бокового обзора (ГЛБО) и отбор проб донных отложений грунтовыми трубками выполнены на участке площадью 35.12 км² с глубинами 10-120 м (рис. 1). Отбор проб поверхностных донных осадков и наблюдения ТПНА проведены на ключевых участках с глубинами 15-60 м (рис. 2-6). Полевые работы выполнены на маломерных судах ББС МГУ НИС "Студент МГУ" и НИС "Профессор Зенкевич".

Цифровая модель рельефа² (ЦМР) дна акватории (рис. 1Г) составлена по данным площадного обследования, выполненного с помощью гидрографического комплекса (МЛЭ Reson Seabat 7125 SV2, совмещенный гидрокомпас/датчик пространственных перемещений Ixsea Octans 3000, измеритель скорости звука Valeport Midas SVX2, ГНСС приемник Trimble R7 и программное обеспечение Fugro Starfix 10.1 SP4) по системе перекрывающихся профилей (всего 550.6 км) в соответствии с СП 11-114-2004 [23] в условной системе глубин. Ноль глубин близок к среднему уровню моря. Грид с размером ячейки 2 × 2 м составлен из облака точек методом интерполяции "nearest neighbor". Детальность ЦМР позволяет создавать геоморфологические карты крупных масштабов и планы [8]. На основе ЦМР в среде ArcGIS построены изобаты, рассчитаны углы наклона и экспозиции склонов. Для отображения углов наклона выбрана шкала с градациями: 0°-0.05°, 0.05°-1°, 1°-2.5°, 2.5°-5°, 5°-7.5°, 7.5°-10°, 10°-12.5°, 12.5°-15° и далее через 5°. Это позволило выделить границы субгоризонтальных поверхностей и участки, благоприятные для развития склоновых процессов разных типов. Карта экспозиции склонов составлена в стандартных градациях.

¹ Фиард (норв. *fiard*) – узкий, глубоко вдающийся в сушу залив с невысокими скалистыми берегами, часто сложенными древними кристаллическими породами. В отличие от *фиордов*, окруженных высокими скальными берегами, располагаются в пределах низкогорного, выположенного рельефа [6]. Особенности строения фиордов, фиардов и фиардообразных проливов подробно рассмотрены в работах [6, 26 и др.].

² Цифровая модель рельефа – определенная форма представления исходных данных и способ их структурного описания, позволяющего вычислять (восстанавливать) значения функции, определяющей поверхность, в заданной области путем интерполирования [20].

Интерпретация генезиса рельефа (рис. 2–6) и геоморфологическое районирование (рис. 7) проведены по хрономорфогенетическому принципу по данным о поле глубин, строении геологического разреза на профилях НСП и распределении современных донных осадков. За основу взята классификация рельефа дна арктических морей [30].

Также предпринята попытка воспроизвести результаты геоморфологических построений методами автоматизированного районирования в среде ArcGIS 10.4 (модули Spatial Analyst и 3D Analvst Tools) на основе морфометрических показателей – углов наклона и экспозиции склонов (рис. 8). Для этого были использованы модели, созданные на основе триангуляционной нерегулярной сети (Triangulated Irregular Network – TIN) [20]) (рис. 8а) и гексагональной сетки (рис. 8б) с длиной стороны ребра 50 м. Для каждой ячейки TIN-модели и гексагональной сетки были извлечены средние значения углов наклона поверхности и экспозиции склонов. Дальнейшее районирование включало: 1) нормирование значений углов наклона поверхности и азимута; 2) определение весовых коэффициентов, 3) расчет интегрального показателя морфометрических характеристик рельефа. Углу наклона поверхности придан весовой коэффициент равный 8, а экспозиции склонов – равный 2. Интегральный показатель рассчитывался по формуле:

$$8\alpha + 2\beta,$$
 (1)

где α — нормированное значение угла наклона поверхности, β — нормированное значение экспозиции склонов. Значение показателя изменяется от 0 до 10.

Результаты автоматизированного районирования представлены в цветовой шкале и на качественном уровне сопоставлены с результатами геоморфологического районирования, выполненного традиционными методами (рис. 8).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Генезис форм мезо- и микрорельефа

Реликтовый и унаследованный рельеф

Бо́льшую часть дна пролива Великая Салма занимает реликтовый и унаследованный (затопленный) рельеф. Выделены формы рельефа, предопределенные структурой кристаллического фундамента, а также формы ледниковой и водноледниковой аккумуляции. Формы рельефа, предопределенные структурой кристаллического фундамента (верхнепротерозойского-поздненеоплейсто ценового возраста, частично обновленные послеледниковыми вертикальными движениями)

Основные морфологические и морфометрические признаки структурных форм рельефа – прямолинейность или угловатость очертаний, упорядоченность простирания соседствующих форм и элементов рельефа, резкие, до 90°, изменения простирания в "морфоструктурных узлах" – зонах пересечения линеаментов [1], крутые (5°–20°) склоны, резкое изменение экспозиции последних. Для донных осадков характерна контрастность и мозаичность состава – от преимущественно грубых обломков в пределах положительных структур до тонких в депрессиях.

Наиболее крупные формы рельефа дна, предопределенные структурой фундамента, - грабенообразная депрессия пролива, ее склоны и днище, по морфометрическим параметрам [30] могут быть отнесены к формам мезорельефа. Северный склон пролива высокий (бровка на глубинах 20-25 м, подножие – 90–100 м), крутой (местами до 20°), с тонким чехлом морены, иногда образующей холмы высотой до 2 м, и морских осадков, мощность которых увеличивается вниз по склону. Значительные уклоны способствуют развитию оползней и гравитационных потоков, формирующих в нижней части склона специфические формы микрорельефа. На южном склоне поверхность кристаллического фундамента образует на глубинах до 65 м широкие (0.5-1 км) ступени, разделенные короткими уступами. Кровля перекрывающей их морены имеет холмисто-западинный микрорельеф, в той или иной мере нивелированный послеледниковыми осадками и/или эродированный приливными течениями. На бо́льших глубинах склон крутой, оползневой. Днище пролива приурочено к относительно погруженным блокам фундамента. Частично оно сложено оползневыми телами, залегающими на маломощной морене или непосредственно на коренных породах, и перекрытыми преимущественно морскими осадками алевро-пелитового состава [19, 24]. Днище осложнено узкими, удлиненными крутосклонными депрессиями (протяженность 0.2-1.6 км, ширина 0.05-0.3 км, относительная глубина до 40 м), разделенными структурными ступенями.

Меньшие по размерам структурные формы рельефа дна выявлены на юго-востоке участка, где на глубинах 10–40 м породы кристаллического фундамента выходят на поверхность дна (рис. 1, 2). Структурно-денудационные гряды (протяженность 0.1–2 км, относительная высота 1–20 м), депрессии между ними, а также отдельные уступы и узкие гребни, отчетливо выражены на ЦМР и изоб-



Рис. 2. Изображение структурно-денудационных гряд (1) и узких каменистых гребней (2) на ЦМР (а), мозаике ГЛБО (б), картах углов наклона (в) и экспозиции склонов (г). Положение фрагмента см. на рис. 1. Цветной вариант рисунков 2–5 представлен в электронной версии статьи.

[24] (рис. 1, 3).

ражениях ГЛБО (рис. 2). На мозаиках ГЛБО гребням и вершинам гряд соответствуют зоны интенсивного обратного рассеяния (более темный тон изображения на рис. 26), а в понижениях между ними – низко- и среднеамплитудные области (более светлый тон изображения).

По данным пробоотбора, первым отвечают выходы гравия и гравийного песка, а вторым – миктиты, алевритовые пески и песчаные алевриты. По морфометрическим показателям такие формы могут быть отнесены к микрорельфу [30].

Формы ледниковой и водно-ледниковой аккумуляции (поздненеоплейстоценовые)

На глубинах 20–50 м микрорельеф практически всех уплощенных участков и некоторых склонов наследует морфологию кровли ледниковых отложений. Характерными особенностями ледниковых форм и их комплексов являются неровные плановые очертания, изменчивость по высоте, крутые (преимущественно 7.5° – 12.5° , часто до 15° – 20°) склоны гряд и холмов. Положительные формы рельефа, как правило, связаны с увеличением мощности ледниковых отложений. В ряде случаев аккумулятивные ледниковые формы приурочены к вершинам или склонам выступов фундамента.

Холмисто-грядовую поверхность гряды с преобладающей северо-западной ориентировкой форм микрорельефа пересекают невысокие (до 1.5 м), узкие (15–20 м) и протяженные (0.3–0.6 км)

узкие (15-20 м) и протяженные (0.3-0.6 км) гряды северо-северо-восточной ориентировки. которые можно интерпретировать как морену Де Геера [28]. Благодаря селективной эрозии приливных течений пластика ледникового рельефа подчеркнута распределением донных осадков. На вершинах положительных форм ледникового рельефа кровля морены перемыта до образования валунно-галечного перлювия. На мозаиках ГЛБО они выражены как высокоамплитудные вытянутые области (рис. 3б). В понижениях формируются более тонкие осадки, также перлювиального генезиса. На мозаиках ГЛБО они соответствуют областям средних амплитуд с неявными или плавными переходами (рис. 3б). Сочетание форм микрорельефа разного простирания создает упорядоченный сетчатый рисунок изображения на ЦМР и морфометрических картах (рис. 3а, 3в, 3г).

Моренная гряда мощностью до 50 м приуроче-

на к приподнятому блоку фундамента, ограничи-

вающему пролив Великая Салма с северо-запада

Извилистая в плане, крутосклонная гряда протяженностью 3.5 км при относительной высоте 10–25 м и ширине вершинной поверхности 10–



Рис. 3. Изображение рельефа ледникового происхождения, препарированного деятельностью течений, на ЦМР (а), мозаике ГЛБО (б), картах углов наклона (в) и экспозиции склонов (г). Положение фрагмента см. на рис. 1.

30 м окаймляет прибрежную платформу на югозападе пролива (рис. 1; 1 на рис. 4). Судя по характеру записи на профиле НСП (рис. 4д), она сложена флювиогляциальными, вероятно супесчаными, отложениями, залегающими на морене, и практически лишена покрова морских осадков. Морфологические признаки, в частности ундуляция вершинной поверхности, также позволяют интерпретировать эту форму как оз, сходный с описанными на шельфе Норвегии [28].

Типичные для дна пролива небольшие (протяженность десятки – сотни метров, относительная высота – до 10 м), хаотично расположенные холмы и гряды с неровными плановыми очертаниями, разделенные западинами и ложбинами (рис. 1, 4), могут быть интерпретированы как образования донной морены [22]. На структурных ступенях и склонах, промываемых приливными течениями, они обнажаются на поверхности дна и видны на ЦМР и морфометрических картах (2 на рис. 4). Выходы морены, как правило, сопровождаются увеличением крупности и ухудшением сортировки донных осадков: на мозаиках ГЛБО они распознаются по локальным высокоамплитудным зонам (2 на рис. 4б) на фоне средне- и низкоамплитудных областей, соответствующих более тонким донным осадкам. В гидродинамической тени ледниковые формы частично или полностью скрыты под чехлом ледниково-морских и морских послеледниковых отложений (3 на рис. 4).

Формы ледникового рельефа и их сочетания, как правило, не являются уникальными для какого-либо участка дна пролива. Их яркие морфологические и морфометрические особенности (рис. 3, 4) могут быть использованы в качестве признаков при геоморфологическом районировании, в том числе автоматизированном.

Рельеф, созданный субаквальными процессами (поздненеоплейстоценовый-голоценовый)

Субаквальные процессы, моделирующие формы реликтового рельефа глубже зоны воздействия волн (глубины более 5–10 м), относятся к группам гравитационных (медленное сползание грунта, оползни, гравитационные потоки), гидрогенных (деятельность приливных течений, припайных льдов, выпадение взвеси из водной толщи), и биогенных (деятельность роющих организмов и т.д.). Они создают на дне пролива неравномерный, прерывистый чехол донных осадков и формы микро- и нанорельефа.

Формы рельефа гравитационного происхождения (поздненеоплейстоценовые-голоценовые) приурочены к крутым склонам и днищу депрессии пролива. Они представлены оползневыми телами (1, 2 на рис. 5) и складками, а также ложбинами, созданными гравитационными потоками (3 на рис. 5).



Рис. 4. Изображение форм ледниковой и водно-ледниковой аккумуляции, частично нивелированных процессами морской седиментации, на ЦМР (а), мозаике ГЛБО (б), картах углов наклона (в) и экспозиции склонов (г), а также профиле НСП (д). Цифрами обозначены: 1 – оз; постройки донной морены: 2 – обнажающиеся на поверхности дна, 3 – частично скрытые под послеледниковыми осадками. Положение фрагмента см. на рис. 1.

Оползневые тела имеют, как правило, протяженность до 100 м при относительной высоте до 5 м (2 на рис. 5), сложены смятыми морскими и ледниково-морскими отложениями и частично перекрыты современными морскими осадками. Они формируют неровный волнисто-ступенчатый микрорельеф склонов на глубинах более 40 м и перекрывают днище пролива. На ЦМР оползневые тела распознаются по сочетанию уплощенных ступеней, часто с обратным уклоном, крутых внешних склонов, а также западинам и ложбинам на контактах со стенками срыва.

Наиболее крупный оползень (протяженность 850 м, ширина 450 м, относительная высота 30 м)

выявлен на северо-востоке участка (5 на рис. 1). Бровка тела оползня (1 на рис. 5) имеет на ЦМР облик "хребта", а тыловой шов примыкает к высокой (35-40 м), относительно крутой ($2.5^{\circ}-7.5^{\circ}$) стенке срыва с дугообразными в плане очертаниями, перекрытой морскими осадками (рис. 5д). По данным ГЛБО наиболее высокоамплитудные участки с четкими границами соответствуют бровке тела оползня (1 на рис. 5б), тогда как его ступень характеризуется среднеамплитудной однородной записью.

Формирование крупных оползней связано, скорее всего, с эпохами высокой сейсмической активности позднего неоплейстоцена-раннего



Рис. 5. Изображение гравитационных форм рельефа на ЦМР (а), мозаике ГЛБО (б), картах углов наклона (в) и экспозиции склонов (г), а также профиле НСП (д). Цифрами обозначены: 1, 2 – оползневые тела, 3 – ложбины, созданные гравитационными потоками в морских голоценовых осадках. Положение фрагмента см. на рис. 1.

голоцена [12, 19]. Оползание отложений происходило, вероятно, в несколько этапов, что хорошо видно на сейсмограммах [24].

Ложбины, выработанные гравитационными потоками, приурочены к стенке срыва крупного оползня (3 на рис. 5). Они имеют U- или V-образные поперечные профили и отчетливые склоны

крутизной 5°—15°, выработанные в морских голоценовых осадках. Глубина вреза достигает 1.5—2 м. Источником материала для возникновения гравитационных потоков является, по-видимому, широкая, пологонаклонная ступень на глубинах от 20 до 35 м, — промежуточный коллектор наносов, поступающих с берега. Незначительные раз-

ОКЕАНОЛОГИЯ том 62 № 3 2022



Рис. 6. Изображение эрозионной ложбины, созданной приливными течениями (1) в понижении между структурноденудационной (2) и моренной (3) грядами, на ЦМР (а), мозаике ГЛБО (в), картах углов наклона (г) и экспозиции склонов (д); (б) – поперечный профиль ложбины по линии А–А'. На северо-востоке фрагмента виден оползневой склон (4). Положение фрагмента см. на рис. 1.

меры конусов выноса могут свидетельствовать о редкой активизации и незначительных объемах гравитационных потоков.

Формы рельефа гидрогенного происхождения (голоценовые). Основным гидрогенным рельефообразующим фактором являются приливные течения, воздействующие на дно пролива на всех глубинах. Скорости течений, достигают 0.5 м/с, а возможно и больше [15], что позволяет переносить осадки вплоть до мелких песков. Положение струй течений, и, тем самым, преобладание обстановок размыва или аккумуляции наносов разного состава контролирует морфология дна. На вершинах и склонах положительных форм рельефа, в узостях между ними, а также на структурных ступенях, как правило, преобладает размыв осадков (рис. 3), а в тылу гряд и выступов возникают затишные условия (рис. 4).

Эрозионные формы рельефа, созданные приливными течениями, – ложбины с V- или U-образными поперечными профилями и крутыми (до 20°) склонами, отчетливо видны на сейсмограммах, ЦМР и мозаиках ГЛБО (рис. 6). Они имеют относительную глубину 1–3 м при ширине днища 4–10 м (рис. 6б), бывают относительно протяженными (сотни метров) или состоят из продолжающих друг друга коротких (десятки метров) врезов. Ложбины обнаружены на разных глубинах, чаще всего у подножия склонов, в том числе на контакте локальных возвышенностей с уплощенными поверхностями, перекрытыми илами. На мозаиках ГЛБО эрозионные ложбины характеризуются низкими величинами обратного рассеяния (рис. 6в), что позволяет выделить поле осадков алевро-пелитовой размерности, выстилающих их дно и склоны.

Накопление взвеси, выпавшей из водной толщи, характерно для затишных участков дна, замкнутых и полузамкнутых понижений. На глубоководных участках Кандалакшского залива скорость накопления в верхнем слое осадка составляет ~0.2–0.62 мм/г [13, 14], а вблизи берегов – 0.3–1.0 мм/г [9]. Близкие оценки – 1.6 м за ~7.5–6.2 тыс. лет (т.е. около 0.2–0.3 мм/г) получены для мелководной губы Ругозерская по данным диатомового анализа [2]. Таким образом, скорость накопления наносов в результате нефелоидной седиментации невелика и в несколько раз меньше, чем темпы поднятия берегов [16, 18, 27, 29] и, вероятно, дна пролива.

Скорость поступления гранулометрически разнородных осадков, в том числе валунов, мобилизованных припайным льдом на приливной осушке [17, 25], оценивается для Кандалакшского залива в 0.006–0.007 мм/г [25], а в узком проливе Великая Салма, скорее всего, достигает больших значений. Продукты ледового разноса рассеяны по морскому дну неравномерно, однако их скоплений, создающих специфические формы рельефа, на участке исследований не обнаружено.

Pa	змер	Генезис
протяженность	относительная высота	Tenesne
сотни метров-километры	метры—десятки метров	структурные, ледниковые, гравитационные
десятки—сотни метров	метры—первые десятки метров	ледниковые, структурные, гравитационные, гидрогенные
первые метры	первые метры	ледниковые, структурные, гидрогенные
сантиметры-десятки сантиметров	сантиметры-десятки сантиметров	биогенные

Таблица 1. Морфометрические характеристики форм рельефа пролива Великая Салма

Линейные размеры форм биогенного микрорельефа меньше разрешения ЦМР. По данным видеосъемки, выполненной с ТНПА, они представлены, в основном, небольшими (протяженность и относительная высота – сантиметры—десятки сантиметров), холмиками, созданными роющими организмами. Размеры и плотность распространения форм изменяются от участка к участку.

Таким образом, мезо- и микрорельеф участка детальной съемки на всех масштабных уровнях полигенетичен (табл. 1) и формировался с позднего протерозоя, в основном в позднем неоплейстоцене-голоцене. При этом распространение тех или иных форм, вплоть до уровня микрорельефа (протяженность сотни метров-километры), контролирует блоковая структура архейского кристаллического фундамента. Выявленные формы нанорельефа – биогенные, формируются в настоящее время.

ТИПИЗАЦИЯ РЕЛЬЕФА ДНА ДЛЯ ЗАДАЧ ЛАНДШАФТНОГО И ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

Основными объектами отображения на геоморфологических картах крупных масштабов традиционно считаются мезоформы (например, троги, террасы) и их части (склоны, днища), а также осложняющие их микроформы [8]. Однако, в условиях сложно организованного рельефа дна (рисунки 1-6) выделение отдельных небольших форм рельефа и их элементов приведет к высокой дробности контуров, превышающей дискретность подводных ландшафтов [31]. По данным В.О. Мокиевского [10], характерные размеры элементов пространственной мозаики (локальных донных сообществ) составляют на шельфе 10³-10⁶ м². Близкий порядок (10³-10⁴ м²) имеет рекомендованный минимальный размер площадных выделов при районирования поверхности дна (масштабы 1 : 25000-1 : 50000) в ходе инженерных изысканий на этапе разработки предпроектной документации морских нефтегазопромысловых сооружений [23].

Крупномасштабное геоморфологическое картографирование дна пролива Великая Салма проведено на основе выделения морфогенетических комплексов — закономерных сочетаний форм мезо- и микрорельефа, созданных типичными для гляциальных шельфов активными и пассивными факторами рельефообразования (рис. 7, табл. 2).

Морфогенетические комплексы – участки с однотипными генезисом и морфологией мезорельефа. Их пространственное и батиметрическое положение обусловлено блоковым строением кристаллического фундамента. На участке съемки выделены 8 морфогенетических комплексов (табл. 2) – пологонаклонные структурные ступени, на которых сформировались равнины разного генезиса, склоны и днище депрессии пролива (площадь $-10^3 - 10^6 \text{ м}^2$, протяженность - первые километры при ширине сотни метров). Каждый из них характеризуется определенным набором морфологических признаков, особенностями строения фундамента. ледниковых и морских отложений, включая современные донные осадки, и рельефообразующих процессов, моделируюших поверхность дна, в том числе отнесенных к категории опасных [23]. Приоритет в названии отдан ведущему фактору, определившему современный облик рельефа.

Четыре морфогенетических комплекса, морфология и морфометрия рельефа которых, при единстве происхождения, не вполне однородны, разделены на подкомплексы — участки с однотипным генезисом и морфологией мезо- и микрорельефа (площадь — $10^4 - 10^6 \text{ м}^2$, протяженность сотни метров — первые километры при ширине сотни, редко — десятки метров). В пределах комплексов и подкомплексов могут быть выделены отдельные элементы мезо- и микрорельефа.

Комплексы и подкомплексы с однотипным строением геологического разреза и рельефа, а также составом донных осадков, рассматриваются как абиотическая (литоморфная) основа ландшафтов и однородный инженерно-геологический элемент с точки зрения районирования поверхности дна при инженерно-геологических изысканиях.



Рис. 7. Геоморфологическая карта участка пролива Великая Салма (исходный масштаб 1 : 25000). Описание морфогенетических комплексов (первая цифра индекса) и подкомплексов (вторая цифра индекса) см. в табл. 2.

АВТОМАТИЗИРОВАННОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ДНА ПРОЛИВА НА ОСНОВЕ МОРФОМЕТРИЧЕСКИХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ

Результаты автоматизированного районирования (рис. 8) на основе морфометрических показателей (углов наклона и экспозиции склонов), полученных по ЦМР, демонстрируют хорошую сходимость с результатами геоморфологического районирования, выполненного традиционными методами (рис. 7). Таким образом, можно полагать, что интегральный коэффициент морфометрических характеристик рельефа дна позволяет автоматизированными методами выделять границы крупныхморфогенетическихкомплексов. Этооказалось возможным благодаря ярким морфологическим и морфометрическим особенностям форм структурного и ледникового рельефа, определяющим морфологию дна пролива и гляциальных шельфов в целом. Обе апробированные модели позволяют с разной степенью уверенности выделить границы морфогенетических комплексов и подкомплексов. По мнению авторов, классификация рельефа по TIN-модели (рис. 8а) оказалась более достоверной, чем по гексагональной сетке (рис. 8б). Ребра TIN формируют непрерывные, непересекающиеся грани треугольников, что позволяет использовать их для определения положения линейных пространственных объектов, играющих важную роль в построении поверхностей, например, для линий хребтов или направлений водотоков на суше [20].

ОКЕАНОЛОГИЯ том 62 № 3 2022

Полученные результаты позволяют считать перспективной дальнейшую разработку методики автоматизированного районирования рельефа гляциальных шельфов, в том числе, для целей выделения донных ландшафтов и выявления ареалов развития опасных геологических процессов.

выводы

1. Рельеф дна фиардообразного пролива Великая Салма, в морфологическом отношении типичного лля Канлалакшского залива Белого моря, полигенетичен. Размеры (ранг) форм мезо- и микрорельефа не имеют устойчивой корреляции с их генезисом. Наиболее крупные формы рельефа (сотни метров-километры, превышения метры-десятки метров) - в основном структурные или структурно предопределенные, но могут иметь ледниковое (моренные гряды) или гравитационное (оползневые тела) происхождение. Формы размерами десятки-сотни метров с превышениями метры – первые десятки метров – ледниковые, структурные, гравитационные и гидрогенные. Формы меньших размеров – ледниковые, структурные, гидрогенные и биогенные.

2. Формы мезо- и микрорельефа дна пролива глубже зоны волновой переработки имеют возраст отпоздненеоплейстоценовогодоголоценовогоисовременного; при этом формы реликтового и унаследованного рельефа занимают большую часть дна.



Рис. 8. Результаты автоматизированного районирования дна пролива Великая Салма. (а) – TIN-модель с длиной стороны ребра 50 м; (б) – гексагональная сетка с тем же размером ребра. Индексами обозначены морфогенетические комплексы и подкомплексы рельефа, выделенные при геоморфологическом районировании (см. рис. 7).

3. Дифференциация рельефа и ландшафтов дна пролива вплоть до уровня микрорельефа (протяженность сотни метров–километры) предопределена блоковой структурой архейского кристаллического фундамента. 4. В условиях неоднородного рельефа дна отображение на крупномасштабных геоморфологических картах закономерных сочетаний форм мезо- и микрорельефа, созданных типичными для гляциальных шельфов активными и пассивными факто-

7
рис.
(cm.
ылма
яC
элика
a Be
олив
апр
а дн
ельеф
)d Mc
фot
и подкомплексы
сы и
комплеко
ческие
огенети
Морф
a 2.
Таблиц

ипным генезисом Глубины (м)/ микрорельефа Плошаль (м ²)	10-20/	105	$10^{5}-30/$	ными, 15–35/	ессиями 10 ⁴ -10 ⁶	3060/	15-40/	106	30-65/	100		25-40/	106	ии ступенчатые, 25–50/	$10^{5} - 10^{6}$	15-40/	ыми течениями 10° 50—110/		Tbie 40-70/	105	пожбинами 45-70/	70-90/	ть реликтового 45–60/	105		85-120/
Подкомплексы – участки с однот и морфологией форм мезо- и	1.1. на глубинах до 15—20 м		1.2. на глубинах 15—20 — 30 м	2.1. Крупногрядовые, с протяжен	крутосклонными грядами и депр	2.2. Пологогрядовые	Ι		I			I		6.1. Относительно крутые, местам	пологогрядовые или грядовые	 6.2. Крутые, короткие, 	существенно промытые приливн 71 Неровные стабоволнистые	с сериями небольших оползней	7.2. Относительно ровные, вогну	или пологоступенчатые,	расчлененные крутосклонными л 7.3. Тело крупного оползня	7.4. Пологоволнистые	и пологонаклонные аккумулятив 7.5. Пологонаклонная поверхнос	конуса выноса зерновых потоков	I	
Комплексы – участки с однотипным генезисом и морфологией форм мезорельефа (поздненеоплейстоценовые-голоценовые)	Наклонные пологоступенчатые структурно-денудационные равнины,	осложненные участками холмисто-западинного и грядового аккумуля-	тивного ледникового рельефа, с фрагментарным маломощным покровом морских осалков и релкими участками нефелоилной аккумулянии	в гидродинамической тени ледниковых гряд Грядовые структурно-денудационные равнины	на кристаллическом и ледниковом субстратах,	осложненные зонами локальной нефелоидной аккумуляции	Субгоризонтальные и пологонаклонные холмисто-западинно-грядовые	денудационно-аккумулятивные моренные равнины с фоатментарным маломошным чехпом морских осалков	е франконтартым жаломощаныя техном жорских осадков. формирующимся в условиях интенсивных приливных течений Субгоризонтальные или слабонаклонные пологоволнистые ленулани-	онно-аккумулятивные равнины, сложенные ледниковыми и ледниково-	морскими отложениями и перекрытые практически сплошным чехлом	морских осадков Пологоволнистые или пологонаклонные аккумулятивные	морские равнины с редкими грядами и холмами	ледникового происхождения, перекрытыми чехлом морских осадков Структурно-денудационные склоны на ледниковом субстрате			Стъуктурно-гравитационные ступениатые склоны на лепниковом	или раздробленном кристаллическом субстрате.	перекрытые оползневыми толщами и/или неравномерным чехлом	морских осадков, осложненные зонами аккумулятивного выровненного	рельефа на субгоризонтальных ступенях различного происхождения					перовные ступенчатые днища кругосклонных удлиненных депрессии
№ п/п				7			З	-	4			Ś		9			7								c	×

ОПЫТ КРУПНОМАСШТАБНОГО ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО...

463

рами рельефообразования (морфогенетических комплексов) более информативно, чем традиционный подход, основанный на выделении элементарных форм рельефа. На дне пролива выделены 8 морфогенетических комплексов площадью 10^3 — 10^6 м^2 , часть которых по морфологическим и морфометрическим критериям разделена на подкомплексы (площадь — 10^4 — 10^6 м^2). Крупность выделов соответствует характерным размерам элементов пространственной мозаики донных сообществ верхней части шельфа и, в принципе, отвечает требованиям инженерно-геологических изысканий под отдельные инженерные объекты.

5. Комплексы форм мезо- и микрорельефа, выделенные при геоморфологическом районировании, имеют характерные морфологические и морфометрические признаки. Поэтому их границы могут быть воспроизведены методами автоматизированного анализа морфометрических показателей.

6. Предложенный подход может быть использован для целей ландшафтного районирования и инженерно-геологических изысканий на гляциальных шельфах.

Благодарности. Исследования являются частью проекта, финансируемого ООО "Арктический научный центр". Авторы благодарят коллективы компаний "ЦМИ МГУ", "ЦАСД МГУ" и "СПЛИТ" за сбор полевых материалов и помощь в обработке и интерпретации данных; ББС МГУ им. Н.А.Перцова за поддержку исследований.

Источники финансирования. Часть работ по обобщению данных выполнена при финансовой поддержке Министерства образования и науки РФ (темы АААА-А20-120080690051-4, 121040100323-5) и РФФИ (проект 19-05-00966).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Авенариус И.Г. Морфоструктура Беломорского региона // Геоморфология. 2004. № 3. С. 48-56.
- 2. Агафонова Е.А., Полякова Е.И., Барымова А.А. Диатомовые ассоциации из голоценовых отложений Кандалакшского залива Белого моря (Ругозерская губа) // Естественные и технические науки. 2020. № 8. С. 105–109.

https://doi.org/10.25633/ETN.2020.08.10

- 3. Варейчук Н.С., Игнатов Е.И. Геоморфологическая карта дна Белого моря // Геоморфология. 1989. № 1. С. 67-72.
- Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 1000000. Третье поколение. Балтийская серия листов. Лист Q–(35), 36 с акваторией (Апатиты). Объяснительная записка. Спб.: МАГЭ, ВСЕГЕИ, 2012. 440 с.
- Ионин А.С., Павлидис Ю.А., Щербаков Ф.А. Проблемы геоморфологии гляциальных шельфов // Геоморфология. 1993. № 1. С. 15–31.
- 6. *Каплин П.А.* Фиордовые побережья Советского Союза. М.: Изд-во Акад. наук СССР, 1962. 188 с.

- Мараханов А.В., Романенко Ф.А. Новые данные о послеледниковых сейсмодислокациях Северной Карелии (Карельский берег Белого моря) // Материалы Всероссийской конференции "Геодинамика и экология Баренц–региона в XXI веке", г. Архангельск, 15–17 сентября 2014 г. С. 137–140. CD–ROM.
- Методическое руководство по геоморфологическому картированию и производству геоморфологической съемки в масштабе 1 : 50000–1 : 25000 / Под ред. Н. В. Башениной. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1962. 203 с.
- 9. Митяев М.В., Герасимова М.В., Павлова Л.Г. Взвесь и потоки осадочного вещества в губах Карельского побережья в 2016–2018 годах // Труды КНЦ РАН. 2019. Т. 10. №. 3. С. 5–13. https://doi.org/10.25702/KSC.2307–5252.2019.10.3.5–13
- Мокиевский В.О. Морские резерваты теоретические предпосылки к созданию и функционированию // Биология моря. 2009. Т. 35. № 6. С. 350– 459.
- Никифоров С.Л., Кошель С.М., Фроль В.В. О методах построения цифровых моделей рельефа дна (на примере Белого моря) // Океанология. 2015. Т. 55. № 2. С. 326–336. https://doi.org/10.7868/S0030157415020136
- Никонов А.А., Шварев С.В. Сильные землетрясения в российской части Фенноскандинавского щита за последние 13 тысяч лет // ГеоИнфо. 2019. № 1 [Электронный ресурс].
- Новигатский А.Н. Вертикальные потоки осадочного вещества в Белом море // Автореф. дис. к.г-м.н. М.: ИО РАН, 2013. 26 с.
- Новигатский А.Н., Лисицын А.П., Шевченко В.П. и др. Седиментогенез в Белом море: вертикальные потоки рассеянного осадочного вещества и абсолютные массы донных осадков // Океанология. 2020. Т. 60. № 3. С. 429–441. https://doi.org/10.31857/S0030157420030077
- Пантюлин А.Н. Структура и динамика водного тела Белого моря. Динамика, структура и водные массы // Система Белого моря. Т. 2. М.: Научный мир, 2012. С. 309–379.
- 16. Репкина Т.Ю., Романенко Ф.А. Рельеф побережий Бабьего моря и о. Великого: история развития и современные изменения // Труды Беломорской биостанции МГУ. Т. 12. М.: Т-во научных изданий КМК, 2016. С. 177–210, 245–251.
- 17. Романенко Ф.А., Репкина Т.Ю., Ефимова Л.Е., Булочникова А.С. Динамика ледового покрова и особенности ледового переноса осадочного материала на приливных осушках Кандалакшского залива Белого моря // Океанология. 2012. Т. 52. № 5. С. 1–12.
- 18. Романенко Ф.А., Шилова О.С. Послеледниковое поднятие Карельского берега Белого моря по данным радиоуглеродного и диатомового анализов озерно-болотных отложений п-ова Киндо // Докл. РАН. 2012. Т. 442. № 4. С. 544–548.
- Рыбалко А.Е., Журавлев В.А., Семенова Л.Р., Токарев М.Ю. Четвертичные отложения Белого моря и история развития современного Беломорского бассейна в позднем неоплейстоцене–голоцене // Система Белого моря. Т. 4. М.: Научный мир, 2017. С. 84–127.

ОКЕАНОЛОГИЯ том 62 № 3 2022

- 20. Самсонов Т. Е. Мультимасштабное картографирование рельефа: Общегеографические и гипсометрические карты. Lambert Academic Publishing Saarbrucken (LAP), 2011. 208 c.
- 21. Сафьянов Г. А., Соловьева Г. Д. Геоморфология дна и берегов Белого моря // Вестн. Моск. ун-та. Серия 5: География. 2005. № 3. С. 54–62.
- 22. Сорокин В.М., Старовойтов А.В., Токарев М.Ю. и др. Комплексные геолого-геофизические исследования осадочного чехла пролива Великая Салма // Разведка и охрана недр. 2009. № 2. С. 47-52.
- 23. СП 11-114-2004. "Инженерные изыскания на континентальном шельфе для строительства морских нефтегазопромысловых сооружений". М.: Производственный и научно-исследовательский институт по инженерным изысканиям в строительстве (ФГУП "ПНИИИС") Госстроя России, 2004. 93 c.
- 24. Старовойтов А.В., Токарев М.Ю., Терехина Я.Е., Козупица Н. А. Строение осадочного чехла Кандалакшского залива Белого моря по данным сейсмоакустики // Вестн. Моск. ун-та. Серия 4: Геология. 2018. № 2. С. 81–92.

https://doi.org/10.33623/0579-9406-2018-2-81-92

- 25. Чувардинский В.Г. Геолого-геоморфологическая деятельность припайных льдов (по исследованиям в Белом море) // Геоморфология. 1985. № 3. С. 70-77.
- 26. Шевченко Н.В. Особенности геоморфологического строения фиардовых берегов приливных морей на

примере Кандалакшского залива Белого моря. Автореф. дис. ... к.г.н. М.: МГУ, 1999. 16 с.

- 27. Baranskaya A.V., Khan N.S., Romanenko F.A. et al. A postglacial relative sea-level database for the Russian Arctic coast // Quat. Sci. Rev. 2018. V. 199. P. 188-205. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.07.033
- 28. Dowdeswell J.A., Canals M., Jakobsson M. et al. (eds) Atlas of Submarine Glacial Landforms: Modern, Ouaternary and Ancient // Geological Society. London, Memoirs. 2016. 46. P. 519-552. https://doi.org/10.1144/M46.183
- 29. Dreßler M., Schult M., Schubert M., Buck J. Basin elevation and salinity changes: late Holocene development of two freshwater lakes at the Karelian White Sea coast, northwest Russia as reflected in their sediments // Hydrobiologia. 2009. V. 631. P. 247-266. https://doi.org/10.1007/s10750-009-9814-9
- 30. Nikiforov S., Pavlidis Yu., Rachold V. Morphogenetic classification of the arctic coastal seabed // Berichte zur Polar–und Meeresforschung. 2003. № 443. P. 89–92.
- 31. Terekhina Ya E., Barymova A.A., Isachenko A.I. et al. Geomorphological and habitat mapping of the glaciated shelf (the Velikava Salma strait of the Kandalaksha gulf of the White Sea. Russia) // GeoHab Atlas of Seafloor Geomorphic Features and Benthic Habitats (Second Edition). Amsterdam, Netherlands: Elsevier, 2020. P. 655-673.

Experience of Large-Scale Geomorphological Mapping of Glacial Shelves Using Geophysical Data (Velikaya Salma Strait, Kandalakhsky Bay of the White Sea)

T. Yu. Repkina^{a, d, #}, A. E. Rybalko^{a, e}, Ya. E. Terekhina^{b, c}, P. G. Mikhaylyukova^{a, d}, I. I. Sereda^{a, d}, M. A. Solovyeva^{c, f}, A. K. Potemka^g, A. M. Tokarev^f, M. Yu. Tokarev^{b, c}, A. I. Isachenko^h, N. V. Shabalin^a

^aLLC "CMR LMSU", Moscow, Russia ^bLLC "SDAC LMSU", Moscow, Russia ^cFaculty of Geology LMSU, Moscow, Russia ^dFaculty of Geography LMSU, Moscow, Russia ^eInstitute of Earth Sciences, Saint Petersburg State University, St. Petersburg, Russia ^fLLC "Deco-Geophysics", Moscow, Russia gLLC "SPLIT", Moscow, Russia ^hLLC Rosneft Arctic Research Center, Moscow, Russia *e-mail: t-repkina@yandex.ru

Seabed relief of the Velikaya Salma Strait of the Kandalaksha Gulf White Sea was studied using multibeam echo sounding, side-scan sonar surveys, acoustic-seismic profiling, geological sampling, and survey from remote-controlled unmanned underwater vehicles. A digital model of the seabed relief with a grid spacing of 2m, a map of the angles of inclination and exposure of the slopes were created. Structural-denudation, glacial, gravity and tidal-current of meso- and microrelief forms were identified on the Strait seabed. An approach to large-scale geomorphological mapping was proposed, based on the identification of morphogenetic complexes - regular combinations of meso- and microrelief forms that are typical for glacial shelfes. The boundaries of morphogenetic complexes are reproduced by the methods of automated analysis of morphometric parameters calculated using the TIN- models. The proposed approach can be used for the purposes of landscape and engineering-geological zoning, including for identifying areas of geological hazard.

Keywords: glacial shelf, meso- and microrelief, geomorphological mapping, geophysical methods, morphometry, TIN-models, White Sea

https://doi.org/10.1016/B978-0-12-814960-7.00039-7

——— МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ ——

УДК 551.46

ЭВОЛЮЦИЯ СРЕДЫ СЕДИМЕНТАЦИИ ПОСЛЕЛЕДНИКОВЫХ ВОДОЕМОВ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФИНСКОГО ЗАЛИВА ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ

© 2022 г. А. Ю. Сергеев^{1,} *, Д. В. Рябчук¹, Е. С. Носевич¹, Д. В. Прищепенко¹, В. А. Жамойда¹, А. Л. Пискарев-Васильев^{2,} **, Д. В. Элькина², Л. Д. Баширова^{3,} ***, Е. П. Пономаренко³, Л. М. Буданов¹, А. Г. Григорьев¹

¹Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

²Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С. Грамберга, Санкт-Петербург, Россия

³Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

*e-mail: sergeevau@yandex.ru **e-mail: apiskarev@googlemail.com ***e-mail: bas_leila@mail.ru Поступила в редакцию 17.09.2021 г. После доработки 29.10.2021 г. Принята к публикации 16.12.2021 г.

По результатам детальных литологических, геохимических, палинологических и палеомагнитных исследований грунтовых колонок из восточной части Финского залива был уточнен характер палеоклиматических событий позднего неоплейстоцена и голоцена. По данным радиоуглеродного датирования уточнены временные рамки смены озерных условий седиментации на морские. Для отложений морской фазы развития Балтики в восточной части Финского залива выявлены циклы гипоксии, связанные с периодами потеплений в голоцене.

Ключевые слова: Спорово-пыльцевой анализ, палеомагнитные свойства, Анциловое озеро, Литориновое море, Балтийское ледниковое озеро, голоцен, Балтийское море DOI: 10.31857/S0030157422030121

введение

Балтийское море – одно из крупнейших солоноватоводных внутриконтинентальных морей (площадь водного зеркала 419000 км²) [21]. Его относительная мелководность (средняя глубина около 50 м) и большая площадь водосбора (1641400 км²) способствуют достаточно высоким скоростям осадконакопления (до 1-6 м/тыс. л.) [35, 40]. Таким образом, в распоряжении исследователей Балтийского моря находятся седиментационные архивы, охватывающие относительно небольшой с геологической точки зрения (столетия-первые десятки тысяч лет) период времени, однако характеризующиеся высоким разрешением, что делает их практически идеальным объектом для анализа изменений климата и природных обстановок за последние 16000 лет.

По сложившейся к настоящему времени концепции развития Балтийского моря в голоцене выделяют несколько основных стадий: Иольдиевое море (11.7–10.7 тыс. кал. л. н.); пресноводное Анциловое озеро (10.7—9.8 тыс. кал. л. н.); переходная регрессивная фаза, в ряде публикаций выделяемая в качестве моря Мастоглойя (9.8— 8.5 тыс. кал. л. н.); Литориновое море, образовавшееся около 8.5 тыс. кал. л. н. в результате окончательного соединения Балтийской котловины с Северным морем и Атлантическим океаном, а также Постлиториновую, или современную фазу (с 4.5 тыс. кал. л. н.), когда произошла относительная стабилизация уровня моря и очертания берегов приняли облик близкий к современному [24, 25].

Исключительная мелководность впадины восточной части Финского залива, относительно выровненный рельеф дна и побережий, незначительные (от 0 до +2 мм/год) современные скорости гляциоизостатического поднятия обусловили наличие и хорошую сохранность форм позднепослеледникового рельефа (в том числе, реликтовых береговых образований) как выше, так и ниже уровня моря [1, 46, 47]. Выделение отложений, соответствующих различным фазам послеледникового развития Балтийской впадины, в ходе проведения ФГБУ "ВСЕГЕИ" в 1984—2000 гг. геологической съемки шельфа восточной части Финского залива выполнялось преимущественно по литологическим признакам [22, 52] а также по данным немногочисленных палинологических, диатомовых и палеомагнитных исследований [4, 7–9, 13, 18, 52, 53].

Применение современных аналитических методов и исследование кернов отложений с высоким разрешением позволяет успешно решать задачи реконструкции параметров среды седиментации и климата [3, 5, 17, 29, 31–34, 38, 54, 57].

В восточной части Финского залива первым успешным примером седиментологических исследований высокого разрешения был выполненный в рамках международного проекта BONUS INFLOW комплексный анализ грунтовой колонки F40, который позволил получить данные об изменениях среды осадконакопления за последние 6000 лет и, в частности, новые доказательства в пользу времени прорыва р. Невы в Финский залив около 3.3 тыс. кал. л. н. [19, 55].

В 2017–2020 гг. специалистами ВСЕГЕИ в рамках грантов РНФ и РФФИ начат цикл седиментологических исследований донных отложений восточной части Финского залива [48]. Задачей настоящей статьи являются комплексный детальный литолого-стратиграфический анализ донных отложений из наиболее глубоководного седиментационного бассейна российской части Финского залива, расположенного между островами Гогландом и Мощным с целью реконструкции параметров среды седиментации палеоводоемов в голоцене.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Отбор колонок донных отложений выполнялся в ходе 35-го рейса Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН (ИО РАН) на НИС "Академик Николай Страхов" (2017 г.) и рейсов ФГБУ "ВСЕГЕИ" на НИС "СН1303" в 2017-2018 гг. Выбор районов исследования осуществлялся по результатам анализа баз геолого-геофизических данных ФГБУ "ВСЕГЕИ", полученных при геологической съемке шельфа (1980-2000 гг.). Для прицельного отбора грунтовых колонок было выполнено непрерывное сейсмоакустическое профилирование (НСАП) с использованием высокочастотного профилографа 3300-HM (Edge-Tech, США) с регистрирующей программой Discover Sub-Bottom v. 3.36 и сейсмоакустического комплекса GEONT-SHELF HRP (Спектр-Геофизика, Россия). В статье рассматриваются результаты исследований трех колонок длиной от 177 до 482 см (рис. 1). Колонки отбирались в пла-

ОКЕАНОЛОГИЯ том 62 № 3 2022

стиковые вкладыши и транспортировались в береговую лабораторию. Для характеристики современных условий на всех станциях осуществлялся дублирующий отбор поверхностного ненарушенного слоя осадков с применением бокскорера.

В лаборатории колонки разрезали, фотографировали и описывали с определением цветов по международной шкале Munsell Color Chart. Для всех кернов проведено изучение распределения содержания химических элементов (Al, Si, P, S, Cl, K, Ca, Ti, V, Cr, Mn, Fe, As, Y, Zr, Ba, Pb) с применением рентгенофлуоресцентного анализа (XRF-сканер Innov-X, OLYMPUS).

Для всех колонок выполнен гранулометрический анализ с использованием лазерного анализатора частиц "Микросайзер 201А" ("ВА Инстал"). Шаг отбора проб на гранулометрический анализ составлял 1 см.

Выполнены геохимические исследования (Sr, Pb, As, Zn, Cu, Ni, Co, Fe₂O₃, TiO₂, MnO, V, Cr, Br) с использованием рентгенофлуоресцентного спектрометра "СПЕКТРОСКАН МАКС-G" с шагом 3 см. Данные о распределении концентраций Br по вертикальному разрезу колонки использованы для расчета палеосолености водных бассейнов [29].

Для спорово-пыльцевого анализа выбрана колонка 17GG-1t, в которой без промежутков каждые 5 см в нижней части и каждые 3 см в верхней части отобрано 180 образцов. Обработка отложений производилась по расширенной методике В.П. Гричука [6]: осадок разрушался пирофосфатом натрия и центрифугировался в тяжелой жидкости. Из отмытого от реагентов материала изготавливали препараты для изучения под микроскопом. При интерпретации полученных результатов использовались работы [14–16, 42].

Для 14 проб донных осадков в лаборатории радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии Института географии РАН и Центре прикладных изотопных исследований Университета Джорджии (США) проведено радиоуглеродное датирование (табл. 1, рис. 2). Для калибровки возраста использовалась программа CALIB 8.2 с применением калибровочной кривой для наземных отложений IntCal20 [43]. Для верификации возрастной модели и расчета "резервуарного эффекта" использованы данные изменения содержания Pb в донных отложениях последних 2000 лет колонки 18MI-1t. так как пикам в распределении концентраций Pb в донных осадках Балтийского моря, обусловленным атмосферными выпадениями, соответствует точный календарный возраст: 750 ±50 кал. л. н. (1200 год н. э., средневековый максимум) и 1970-е годы [44, 55, 59]. Рассчитанный таким образом резервуарный эффект составил +370 лет [48], что хорошо сходится с ранее



Рис. 1. Расположение грунтовых колонок на схеме мощности голоценовых отложений (а): (1) – места отбора грунтовых колонок; (2) – линия геологического разреза; (3) – линии выпуклого перегиба рельефа дна, разделяющих локальные седиментационные бассейны; (4) – области современной седиментации алевропелитовых донных осадков; (5) – номер локального седиментационного бассейна; (6) – мощность голоценовых донных отложений в метрах по данным НСАП. Положение района исследования на схеме Балтийского моря (6). Геологический разрез с обозначением расположения грунтовых колонок (в): (7) – морские и озерные голоценовые отложения; (8) – ледниково-озерные неоплейстоценовые отложения (массивные и ленточные глины Балтийского ледникового озера); (9) – поверхность ледниковых отложений (морены) последнего оледенения.

выполненными расчетами для колонки F40 (+350 лет) [55].

Для всех колонок выполнены определения потерь при прокаливании (ППП) и содержания органического углерода (C_{opr}) с 5 см интервалом. Определение C_{opr} проводили на экспресс анализаторе углерода АН-7529М методом автоматического кулонометрического титрования по величине рН в лаборатории геологии Атлантики АО ИО РАН по стандартной методике [48].

В ходе работ для двух колонок донных осадков проводились палеомагнитные исследования, вклю-

чающие измерения естественной остаточной намагниченности. Измерения магнитной восприимчивости выполнены по всем колонкам, а измерения анизотропии магнитной восприимчивости проведены с использованием кубических образцов в колонке 17GG-1t.

Магнитная восприимчивость осадков измерялась по ненарушенной поверхности колонок при помощи каппаметра КТ-5 и/или сенсорного прибора Bartington MS2E с интервалами 6.5 и 2.5 см соответственно. Во время измерений MS2E проводилась корректировка значений магнитной восприимчивости для того, чтобы исключить тем-



Рис. 2. Литолого-стратиграфические комплексы колонок донных отложений восточной части Финского залива (длина колонок в сантиметрах): (1) – результаты радиоуглеродного датирования (тыс. кал. л. н.); (2) – частично биотурбированные отложения; (3) – ясно слоистые отложения; (4) – прослои гидротроилита (аморфный сульфид железа); (5) – эрозионные границы; (6) – обогащение песчаным материалом; ПЗ – палинозона и ее номер. Кривые магнитной восприимчивости, полученные при помощи разных методов измерений: MFK1-FA, KT-5, MS2E.

пературный дрейф оборудования. Пересчет значений магнитной восприимчивости осуществлялся автоматически с использованием программного обеспечения Multisus, Bartington.

181

500

Для колонки 17GG-1t палеомагнитные измерения проводились с использованием оборудования ресурсного центра Научного парка Санкт-Петербургского государственного университета "Геомодель". Измерения естественной остаточной намагниченности (ЕОН) выполнялись на СКВИД-магнитометре SRM-755 (2G Enterprises). После измерений естественной остаточной намагниченности для удаления вязкой остаточной намагниченности, наведенной современным магнитным полем Земли, а также выделения других компонент остаточной намагниченности, включая наиболее стабильную, выполнена магнитная чистка колонки. Ступенчатое размагничивание переменным магнитным полем проводилось с шагом 5 мТл в диапазоне от 5 до 30 мТл и с шагом 10 мТл, начиная с 30 мТл и максимум до поля 100 мТл. Также для кубиков верхних 260 см были продублированы измерения магнитной восприимчивости при помощи MFK1-FA Kappabridge.

500

Образцы для палеомагнитных измерений в колонке 17GG-1t отбирали непрерывно при помощи пластиковых кубиков с размерами граней 19 × × 19 × 20 мм и внутренним объемом около 8 см³.

Таблица 1. Резу.	льтаты радиоугл	іеродного датирован	ния колонок донны	х отложений			
Лаб. Номер IGAN _{AMS}	Глубина колонки (см)	Датируємый материал	¹⁴ С возраст ±1σ (кал. л. н.)	Калиброванный возраст (кал. л. н., 10 интервал)	Калиброванный возраст (кал. л. н., 20 интервал)	Калиброванный возраст (кал. л. н., медианное значение)	Калиброванный возраст с учетом резервуарного эффекта
				18MI-2t			
7975	16-17	Валовый осадок	3480 ± 20	3698-3824	3652-3831	3758	3388
7976	29–30	Валовый осадок	5370 ± 25	6034-6272	6008-6278	0619	5820
7977	100-101	Валовый осадок	6995 ± 30	7790–7919	7735–7931	7831	7461
7978	115-116	Валовый осадок	7315 ± 30	80408174	8031-8178	8105	7735
				18MI-1t			
7561	24–25	Валовый осадок	1280 ± 20	1177—1271	1176-1277	1227	857
7562	4445	Валовый осадок	5050 ± 20	5745—5891	5738-5896	5829	5459
7563	79—80	Валовый осадок	6505 ± 20	7340-7430	7330–7472	7379	7009
7564	83-84	Валовый осадок	8615 ± 25	9535–9592	9532—9676	9550	9180
7565	183-184	Валовый осадок	15540 ± 35	18803-18862	18770 - 18894	18833	18463
				17GG-1t			
7160	9-10	Валовый осадок	1420 ± 20	1300-1343	1296-1347	1324	954
7161	12-13	Валовый осадок	5620 ± 20	63206440	6311–6449	6394	6024
7162	57-58	Валовый осадок	7540 ± 25	8348-8382	8223-8405	8366	2006
7163	6061	Валовый осадок	8240 ± 25	9134-9276	9033–9399	9208	8838
7164	90—91	Валовый осадок	10620 ± 40	12623-12699	12498-12722	12658	12288

470

СЕРГЕЕВ и др.

ОКЕАНОЛОГИЯ том 62 № 3 2022

Кубики вдавливали в ненарушенный осадок по всей длине колонки. Так как колонка не была ориентирована в горизонтальной плоскости географических координат при отборе, ориентирование кубиков проводилось относительно координат колонки для компонент X и Y вектора ЕОН, а в вертикальной плоскости — вниз по глубине (Z). Размер пробоотборников определяет дискретность выполненных измерений. После извлечения кубики очищались от лишнего осадка и закрывались пластмассовой крышкой, далее хранились в холодильнике при средней температуре +5°C. Всего из колонки 17GG-1t отобрано 213 кубиков (рис. 2).

По результатам размагничивания методом компонентного анализа (PCA) [37] рассчитана характеристическая компонента (ChRM) остаточной намагниченности с максимальным угловым отклонением (MAD) в "Demagnetization Analysis in Excel" (DAIE) [49] в основном с использованием шагов размагничивания от 20 до 80 мТл.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Сейсмостратиграфия донных отложений. В акустических разрезах выделено 6 сейсмоакустических комплексов (СК), границы между которыми проводятся по резким отражающим горизонтам и/или резким изменениям инфраструктуры записи. СК-1 (морена) на разрезах высокочастотных НСАП является акустическим фундаментом. Он имеет резкую контрастную границу-кровлю сложной формы. Для комплекса характерно отсутствие или резкое затухание энергии отражений в нем. СК-2 (ленточные глины) практически повсеместно перекрывает СК-1. Внутренняя инфраструктура записи представляет собой серию выдержанных параллельных осей синфазности с относительно высокой интенсивностью отражений. Внутренние слойки комплекса залегают согласно с кровлей нижележащего комплекса. СК-3 ("белая пачка") – акустически прозрачный комплекс, который заполняет относительные понижения в кровле нижележащих СК-1 и СК-2. Когда комплекс СК-3 развит над СК-2, внутри него иногда выделяется субгоризонтальная граница. Комплекс СК-4 (отложения Балтийского ледникового озера) имеет схожую с СК-2 инфраструктуру – на разрезах представлен серией параллельных отражающих горизонтов, но имеет меньшую интенсивность отраженных сигналов, более тонкие слойки. СК-5 (отложения Анцилового озера) имеет сложный акустический облик – серия субгоризонтальных отражающих горизонтов с локальными зонами потери корреляции (как бы разрывы в отдельных отражающих границах). Комплекс распространен не повсеместно и заполняет локальные понижения в нижележащем

(СК-4 или СК-2) комплексе, нижние отражающие горизонты имеют слабо выраженное несогласие с кровлей подстилающих отложений. СК-6 (отложения Литоринового и постЛиторинового моря) завершает разрез, имеет немного большее распространение по сравнению с СК-5. Комплекс представляет собой серию субгоризонтальных отражений различной интенсивности, обычно более высокой, чем в СК-5. В отложениях комплекса встречаются газонасыщенные осадки, для них характерна зона горизонтальных хаотичных отражений с практически полным затуханием ниже нее.

Литология и геохимия донных отложений. Колонка 17GG-1t отобрана в западной части седиментационного бассейна на глубине 63.75 м (рис. 1–3). Длина керна составляет 482 см. Колонка охватывает отложения СК-4–СК-6.

Нижний интервал (482–239 см) представлен монотонными или полосчатыми массивными глинами. Цветовая полосчатость представляет собой переслаивание тонких (доли мм) слойков серого и коричневого цветов (10YR6/2, 5YR5/6, 5YR6/4, 5YR5/2, 10YR6/2). По гранулометрическому составу выделяются два интервала: осадки нижнего (482–300 см) характеризуются более тонким составом – среднее содержание пелитовой фракции¹ 80.9%, алевритовой – 13.4%, песчаной 5.7%); осадки верхнего (300–239 см) содержат 76.6% пелитовых, 18.1% алевритовых и 5.4% песчаных частиц.

Геохимические параметры по разрезу изменяются незначительно и имеют тренд распределения, сходный с вариациями гранулометрического состава отложений. На глубине колонки 300 см фиксируется пик содержания Zr.

Распределение расчетной палеосолености по разрезу керна на интервале 482–239 см имеет равномерно пилообразный характер, колеблясь от 0 до 2‰ (рис. 4). Основная масса изучаемых химических элементов тяготеют к пелитовой фракции.

Интервал 239—95 см сложен серовато-бурыми глинами и алевроглинами (5Y6/1). Важным диагностическим признаком отложений являются скопления черных "сажистых" стяжений размером до 1—2 мм в поперечнике (N1 black). Слабомагнитные стяжения, представляющие собой смесь нескольких минеральных фаз — пирита, мельниковита и частично окислившегося гидротроилита [48], обуславливают появление резких пиков на кривой магнитной восприимчивости (рис. 2). Стяжения концентрируются в отдельные гнезда до 1 см в диаметре, а иногда в линзоватые прослои. Наиболее четкий прослой приурочен к

¹ Здесь и далее используется гранулометрическая классификация Л.Б. Рухина <0.005 мм — пелит, 0.005–0.05 мм алеврит, 0.05–2 мм — песок.



Рис. 3. Положение колонок 17GG-1t, 18MI-1t, 18MI-2t на профилях НСАП.

интервалу 239–223 см. Интересно отметить, в пределах "гидротроилитовых горизонтов" наблюдаются колебания содержаний K, Si, Cu, однако не изменяется содержание Fe. По гранулометрическому составу осадки интервала 239– 95 см отличаются от нижележащих отложений. Выделяются слойки, обогащенные более крупными фракциями: алевритовые пелиты в интервалах 239–227 см, 224–223, 222–217 см, где содержание пелитовых частиц составляет 53.5–69.6%



Рис. 4. Фото колонки, гранулометрические и некоторые геохимические параметры колонки 17GG-1t. Отложения: БЛО – Балтийского ледникового озера; АНЦ – Анцилового озера; ГОЛ – "голубые глины" моря Мастоглоя; ЛИТ – Литоринового моря.

(среднее 64.4%), алевритовых — 24.0—41.4% (среднее 31.0%), песчаных — 3.3—6.4% (среднее 4.6%). В интервале 239—170 см наблюдается постепенное увеличение содержания пелитовых частиц (с 64 до 82%) и обратный тренд — уменьшение содержания пелита с 82 до 62% в интервале 170—91 см.

Содержания Si, K и Zr более изменчивы по сравнению с нижележащим интервалом. Расчетная палеосоленость (1.1-1.5%) остается низкой, за исключением верхних 20 см (увеличение до 2.5-3%) (рис. 4).

Верхний контакт на отметке 95 см маркируется прослоем пелитового алеврита, обогащенного песчаными частицами (содержание пелитовых частиц 38.7%, алевритовых – 42.0%, песчаных – 19.3%). Мощность прослоя – 1 см. Описываемый контакт характеризуется пиком содержания Zr, что связано с увеличением терригенной составляющей и относительным повышением количества песчаных частиц. Большинство кривых изменения геохимических индикаторов характеризуется наличием перегибов, что свидетельствует о достаточно резком изменении параметров среды седиментации. Для кровли слоя получена радиоуглеродная датировка, соответствующая возрасту 12.3 тыс. кал. л. н. (табл. 1).

Выше залегает резко выделяющийся по литологическому облику прослой "голубых глин" мощностью 34 см (интервал 60–95 см). Мода гранулометрического распределения смещается в сторону алевритовых фракций, гранулометрический состав достаточно выдержанный в пределах интервала, осадки представлены голубовато-

ОКЕАНОЛОГИЯ том 62 № 3 2022

серыми (5G6/2) пелитовыми алевритами и алевритовыми пелитами (содержание пелитовых частиц – 40.4–63.1% (среднее 49.2%), алевритовых – 32.0-55.9% (среднее 46.5%), песчаных - 2.7-9.0%, (среднее 4.3%)). В интервале 60-70 см и 88-91 см отмечаются пятна тонкодисперсного органического вещества (OB), в интервале 71-80 см отмечается горизонтальная слоистость (полосчатость) за счет обогащения ОВ. В "голубых глинах" фиксируется резкое увеличение содержания Mn, значение рассчитанной палеосолености скачкообразно увеличивается с 2 до 7‰. Прослой датируется 8.8 тыс. кал. л. н. (интервал 60-61 см) (таблица). Вследствие малой мощности прослой не идентифицируется на сейсмоакустических профилях (рис. 3).

Венчают разрез колонки 17GG-1t отложения, соответствующие СК-6. Мошность этих отложений существенно сокращена по сравнению с центральной частью описываемого седиментационного бассейна, где она превышает 2 м, а в других седиментационных бассейнах – 5 м (станция F40, 14-ТЗ и др. [48]). Отложения комплекса в колонке 17GG-1t по внешним литологическим признакам подразделяются на три слоя. Нижний слой (60-31 см) представлен зеленовато-серыми (5Y4/1) слоистыми пелитовыми алевритами, средний (31-11 см) – биотурбированными пелитовыми алевритами без выраженной слоистости. Верхний слой (0-11 см) сложен мягкими буроватыми неслоистыми алевропелитами. Гранулометрический состав осадков скачкообразно изменяется в подошве комплекса по сравнению с нижележащими

«голубыми глинами». Алевритовая фракция становится доминирующей (содержание алевритовых частиц – 47.4–65.1% (среднее 58.4%)), доля пелитовой фракции снижается до 31.1–49.2% (среднее 39.2%), песчаная примесь при этом попрежнему незначительна (2.6–8.0%, среднее 3.4%). Нижний (эрозионный) контакт подчеркивается пиками концентрации TiO_2 , К и Zr. Вверх по интервалу отмечается рост палеосолености (до 9.6‰). Для этих отложений получены две датировки: 57–58 см – 8.0 тыс. кал. л. н., 12–13 см – 6.0 тыс. кал. л. н. (табл. 1, рис. 4).

В интервале 14-11 см происходит скачкообразное изменение гранулометрического состава осадков. Горизонт размыва характеризуется резким изменением содержания Zr, K, TiO₂, Si и скачкообразным уменьшением расчетной палеосолености. Доля пелитовой фракции снижается до 22.2-26.1% (среднее 23.7%), содержание песчаной фракции – до 1.9–6.7% (среднее 3.8%), максимальное содержание песчаных частиц отмечено по нижней границе интервала. Выше, на интервале 0–11 см, выделяется прослой буроватосерых (5YR3/4) мягких алевроглин, в которых выражен тренд к постепенному увеличению содержания относительно более грубых фракций. Для горизонта 9-10 см получена датировка 1.0 тыс. кал. л. н. (табл. 1, рис. 4).

Колонки 18MI-1t и 18MI-2t отобраны в восточной части седиментационного бассейна (рис. 1) на глубинах 48 м и 38.25 м соответственно. Колонка 18MI-1t в интервале 218-204 см достигла отложений СК-4, представленных серовато-коричневыми (5Y6/1) алевроглинами и глинами (содержание пелитовой фракции варьирует от 68 до 79.6%, среднее 73.0%) с выраженной цветовой полосчатостью. В интервале 204-85 см отложения постепенно сменяются коричневато-серыми алевроглинами (содержание пелитовой фракции 51.1-77.7%, среднее 66.8%) (СК-5). В пределах интервалов 196-187 см и 133-108 см осадок резко обогащен линзами, стяжениями и пятнами сажистого цвета. Как гранулометрический состав, так и содержание химических элементов по разрезу интервала изменяются незначительно (рис. 5а). Для горизонта 183-184 см колонки 18MI-1t получена датировка 18.5 тыс. кал. л. (табл. 1). Колонка 18MI-2t вскрыла только верхнюю часть СК-5 (интервал 177-144 см) (рис. 5б). Осадки представлены коричневато-серыми (5Ү6/1) алевроглинами, прослой гидротроилита фиксируется на глубине керна 174-171 см. Средние показатели ППП и Сорг в обеих колонках составляют 4.8 и 0.6% соответственно, наблюдается слабый тренд увеличения этих показателей вверх по интервалу.

Верхняя граница отложений СК-5 в обеих колонках маркируется резким изменением гранулометрического состава, скачкообразным увеличением ППП и С_{орг} (до 6.0 и 1.0% соответственно).

Прослой "голубых глин" (5G6/2) фиксируется в обоих кернах: маломощный (2 см) в интервале 85-83 см колонки 18MI-1t и более выраженный (19 см) в интервале 144-125 см колонки 18MI-2t. Осадки представлены алевроглинами (содержание пелитовой фракции 56.5-69%, среднее 62.8%). В колонке 18MI-1t с этого прослоя и выше наблюдается увеличение рассчитанной палеосолености, по верхнему контакту слоя фиксируется резкое обогащение песчаным материалом (до 45.2%). Для колонки 18MI-1t (83-84 см) получена датировка 9.2 тысл. кал. л. н. (табл. 1, рис. 5а).

Выше по разрезу в керне 18MI-1t прослой "голубых глин" сменяется зеленовато-серыми (5G6/1) биотурбированными (83-30 см) и зеленовато-серыми слоистыми (30-0 см) пелитовыми алевритами. Гранулометрические параметры характеризуются значительной изменчивостью (содержание пелитовой фракции варьирует от 24.7 до 54.8%, среднее 37.1%). Выделяются шесть эрозионных прослоев с повышенным содержанием песчаных частиц (до 11% на глубине керна 80-81 см; 9.3% на глубине 77-78 см; 9.3% на глубине 75-76 см; 8.4% на глубине 66-67 см; 16.1% на глубине 47-48 см и 18.0% на глубине 29-30 см). В этих слойках фиксируется повышенное содержание Zr (рис. 5а). Для отложений колонки получены радиоуглеродные датировки – над нижним контактом слоя 79-80 см - 7.0 тыс. кал. л. н, над двумя верхними эрозионными горизонтами: 44-45 см - 5.5 тыс. кал. л. н. и 24-25 см -0.9 тыс. кал. л. н. (табл. 1).

В колонке 18MI-2t эрозионные прослои, обогащенные песком, за исключением интервала 6-8 см, не выражены. Однако по изменениям гранулометрического состава, геохимии и текстурных особенностей отложений выделяются три интервала (рис. 5б). Среднее содержание пелитовой фракции составляет 30.5% в интервале 125-33 см, 19.2% – в интервале 33-6 см и 24.2% – в интервале 6-0 см. Нижний интервал начинается 10-сантиметровым прослоем зеленоватосерых биотурбированных пелитовых алевритов, выше, до глубины керна 33 см, идет чередование горизонтально-слоистых и неслоистостых биотурбированных зеленовато-серых пелитовых алевритов. Слоистость исчезает выше 68 см. В гранулометрическом составе выражен слабый регрессивный тренд, на верхней границе интервала фиксируется обогащение песком (до 37%). В верхних интервалах наблюдается увеличение содержания Соог, а также изменение расчетной солености с 1.6‰ до 20‰. Геохимические параметры выдержаны по разрезу и резко изменяются на интервале 33-6 см (рис. 5б). Интервал 6-0 см



Рис. 5. Фото колонок, гранулометрические и некоторые геохимические параметры. (а) – колонка 18-МІ-1t, (б) – колонка 18-МІ-2t. Отложения: БЛО – Балтийского ледникового озера; АНЦ – Анцилового озера; ГОЛ – "голубые глины" моря Мастоглоя; ЛИТ – Литоринового моря.

представлен черными неслоистыми пелитовыми алевритами. Для отложений колонки получены следующие датировки: 7.7 тыс. кал. л. н. (115–116 см), 7.5 тыс. кал. л. н. (100–101 см), 5.8 тыс. кал. л. н. (29–30 см) и 3.4 тыс. кал. л. н. (16–17 см).

Палинологический анализ. По результатам спорово-пыльцевого анализа колонки 17GG-1t выделено 6 палинозон (рис. 6).

Палинозона 1 (485—380 см) характеризуется относительно невысоким содержанием пыльцы и спор при хорошей сохранности форм. Преобладают древесные (от 72.0% до 83.9%), особенно в нижней части палинозоны, среди которых выделяются *Pinus* (до 29.5%), *Betula* (до 49.7%) и *Betula nana* (до 12.9%). *Picea* составляет до 13.5%. Широколиственные *Quercus* и *Corylus* встречены единично в верхней части палинозоны; *Salix* отмечен повсеместно, но его содержание не превышает 1.6%. Травы (до 26.4%) представлены Ericaceae (до 7.7%), Роасеае (до 7.5%), присутствуют Asteraceae (до 2.4%), заметна *Artemisia* (до 2.3%). Малочисленные спо-

ры представлены Polypodiaceae и Lycopodium, в нижней части зоны отмечены Sphagnum, в верхней — единичные Equisetum. Зафиксировано большое количество цист водорослей, в нижней и средней части палинозоны встречены единичные раковинные амебы.

В палинозоне 2 (380–288 см) возрастает содержание *Pinus* (до 33.6%). *Betula* доминирует (до 34.2%), *Betula nana* в среднем составляет около 5.5%, но в нижней части зоны отмечен максимум 20.0%. Широколиственные *Tilia, Acer, Quercus* и *Ulmus* единично представлены по всей палинозоне, *Corylus* достигает 1.0%. *Picea* максимально составляет 10.2%. Общее количество древесных не превышает 81.9%. Среди трав (до 27.0%) выделяются Роасеае (до 11.7% в верхней части палинозоны) и Ericaceae (до 4.4%). Присутствуют Rosaceae и Cyperaceae (по 3.4%), отмечена *Artemisia* (до 1.2%). Споры Polypodiaceae, *Lycopodium* и *Selaginella* зафиксированы по всей палинозоне. Отмечено большое количество частиц угля.

СЕРГЕЕВ и др.



Рис. 6. Споро-пыльцевая диаграмма колонки 17GG-1t (автор Носевич Е.С.), климатический период приведен по [39].

В спорово-пыльцевых спектрах палинозоны 3 (288 - 190)см) возрастает содержание Picea (до 31.4%) и Pinus (до 41.7%) и сокращается количество Betula (до 18.3%) и Betula nana (до 1.8%). Широколиственные, в т.ч. Fagus, встречены по всей палинозоне и совокупно составляют до 2.6%. Salix достигает 2.3%. Таким образом, на древесные приходится до 90.4%. Среди трав (до 19.5%) доминируют Ericaceae (до 9.5% в верхней части палинозоны), Роасеае (до 10.2% в нижней части зоны), отмечены Urtica и Typha. В верхней части палинозоны отмечена Artemisia, которая затем выпадает из спектров. Споры немногочисленны, выделяются Bryales и Sphagnum. В образцах появляются цисты динофлагеллят.

Палинозона 4 (190–95 см) характеризуется высокой концентрацией пыльцы и спор и хорошей сохранностью форм. Доминируют древесные (до 88.7%), значительная часть которых приходится на *Pinus* (от 34.7 до 51.1%) и *Picea* (от 19.9 до 31.6%), а также *Betula* (до 16.5%). Отмечены широколиственные *Fagus, Ulmus* и *Fraxinus*, единично по всей палинозоне – *Carpinus*. Среди трав (до 18.9%) выделены Сурегасеае (до 5.3%), Ericaceae (до 6.1%) и Poaceae (до 3.6%). Присутствуют Apiаceae и Fabaceae. Зафиксированы споры Bryales, Polypodiaceae, *Botrychium*, единично *Dryopteris*. Встречены цисты динофлагеллят и водорослей.

В образцах палинозоны 5 (95–11 см) отмечена наиболее высокая по колонке концентрация пыльцы и спор при хорошей сохранности зерен. Древесные составляют до 89.9%. Доминируют *Picea* (до 31.3%), *Pinus* (до 44.2%) и *Betula* (20.4%). Среди широколиственных встречены *Fagus*, *Carpinus* и *Fraxinus*. Травы (до 22.4%) представлены Poaceae (до 5.4%), Ericaceae (до 7.8%) и Asteraceae (до 3.5%), а также Polygonaceae (до 2.0%) и Caryophyllaceae (до 2.2%). Встречаются Liliaceae, Alismataceae и *Typha*. В нижней части палинозоны отмечены споры Bryales, присутствуют *Sphagnum*, *Equisetum*, *Selaginella*, а также *Dryopteris*. В препаратах отмечено большое количество частиц угля, цист водорослей, а также ближе к нижней части зоны встречены единичные створки раковинных амеб.

В Палинозоне 6 (11–0 см) концентрация пыльцы и спор очень высокая, сохранность форм хорошая. Преобладают древесные (до 83.9%), среди которых доминирует *Pinus* (до 51.3%). Присутствуют *Picea* (до 8.4%), *Betula* (до 13.1%), *Betula nana* (до 4.4%), обильны широколиственные (до 2.6% совокупно). Травы (до 17.2%) представлены Роасеае (до 7.9%), Ericaceae (до 3.4%), а также Asteraceae (до 1.3%). Зафиксированы рудеральные *Rumex, Urtica*, Cereales и Alismataceae. Отмечены споры Bryales, Polypodiaceae, *Botrychium*.

Палеомагнитные исследования. На рис. 7 приведены результаты палеомагнитных измерений колонки 17GG-1t. Основная масса размагниченных образцов показала весьма низкие значения MAD (<5), что говорит о высокой достоверности полученных наклонения и склонения ChRM, а также о наличии одной основной компоненты, несущей намагниченность, не считая вязкой. Исключением являются образцы первого метра, чья ЕОН изначально довольно низкая, что отражается в результатах размагничивания в виде некоторого разброса намагниченности в пределах значе-



Рис. 7. Палеомагнитные параметры колонки 17GG-1t. Наклонение и склонение характеристической остаточной намагниченности (ChRM) обозначены зеленым цветом, черным цветом показана кривая естественной остаточной намагниченности (EOH) и кривые склонения, наклонения и интенсивности EOH. Максимальное угловое отклонение (MAD) – светло-голубая кривая. Кривые магнитной восприимчивости, полученные с помощью разных каппаметров: темно-синий – MFK1, красный – MS2E, черный – KT-5. В интервале глубин 460–100 см красной кривой показан тренд изменения значения наклонения.

ний, близких к значениям держателя для измерений магнитометра при высоких переменных полях. Совместно с низкой магнитной восприимчивостью это отражает сравнительно небольшое содержание магнитных минералов в литориновых отложениях.

Отложения Литоринового моря в верхней части колонки продатированы радиоуглеродным методом. Определено, что интервал разреза от 60 до 14 см ниже дна имеет возраст от 8 до 6 тыс. кал. л. н. В разрезе этих отложений, несмотря на флуктуации рассчитанных параметров, связанные с низкими значениями NRM и, как следствие, высокими значениями MAD, просматриваются вековые вариации направления вектора ЕОН. Другой причиной больших флюктуаций направления естественной остаточной намагниченности (NRM) в литориновых отложениях является то, что такое распределение свойственно в Северной Европе осадочным толщам с возрастом 4.5–7.5 тыс. кал. л. н., в пе-

ОКЕАНОЛОГИЯ том 62 № 3 2022

риод развития экскурса Соловки, максимальное развитие которого имело место 6 тыс. кал. л. н. [2]. Ранее, по данным изучения озерных отложений Великобритании [26–28] и Фенноскандии [50], получены уверенные данные о значительных изменениях в этом интервале времени склонения и наклонения.

По данным измерений, приведенным на рис. 7, а также по кривым магнитной восприимчивости колонок 18MI-1t и 18MI-2t (рис. 2), изменение характера осадконакопления между комплексами литориновых и анциловых отложений сопровождалось значительным изменением магнитных и палеомагнитных свойств осадков. Анциловые отложения обладают более высокой магнитной восприимчивостью и естественной остаточной намагниченностью. Это позволяет с высокой точностью выполнить определение склонения и наклонения в этом интервале разреза, что нашло отражение в низких значениях максимального углового отклонения (MAD). Отложения, расположенные на глубине более 100 см, характеризуются небольшими неупорядоченными флуктуациями склонения и закономерными изменениями наклонения. Общий ход кривой наклонения в этом интервале укладывается в полупериод с амплитудой изменения наклонения около 15°, со значениями от 62° до 77°. По литературным данным [26–28, 50], характерный полный период колебаний величины наклонения для возрастного интервала 33–6 тыс. лет составляет 3–4 тыс. лет.

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

В ходе дегляциации дна Финского залива вблизи края ледника формировались приледниковые озера, площадь которых возрастала вплоть до формирования единого Балтийского ледникового озера, уровень которого значительно превышал современный. В восточной части Финского залива этому периоду соответствует четко выделяющийся на профилях НСАП благодаря слоистой структуре и облекающему залеганию осадочный комплекс, начинающийся ленточными глинами, мощность ритма в которых постепенно уменьшается с 10-20 см до долей миллиметра, и заканчиваюшийся массивными неслоистыми глинами с цветовой полосчатостью [48, 52]. Датирование этих отложений с применением радиоуглеродного метода проблематично в связи с низким содержанием органического вещества. В ряде случаев верхний контакт озерно-ледниковых отложений может быть определен по наличию эрозионного горизонта, обогащенного алевропесчаным материалом, так как завершающая фаза развития Балтийского ледникового озера ознаменовалась "катастрофическим" палеогеографическим событием – прорывом вод в океан, когда уровень водоема резко упал на 25-27 м [24] и далее продолжал снижаться на протяжении нескольких сотен лет. Однако наличие такого прослоя в колонках донных отложений не является повсеместным, изменение литологического облика и гранулометрического состава осадков происходит в ряде случаев постепенно.

В связи с невозможностью датирования озерно-ледниковых отложений радиоуглеродным методом, особый интерес представляют результаты палеомагнитных и палинологических исследований колонки 17GG-1t.

Верхний контакт отложений Балтийского ледникового озера по визуальному описанию можно было предположить на горизонте 239 см, выше которого выделяется прослой серовато-бурых глин, обогащенных гидротроилитом. Однако отсутствие в палеомагнитной записи интервала, соответствующего по литологическому облику отложениям Балтийского ледникового озера, данных об экскурсе Гетеборг, возраст которого около

13 тыс. кал. л. н., позволяет ограничить интервал формирования этих отложений более поздним возрастом, а граница голоцена (11.7 тыс. кал. л. н.), по этим данным, располагается примерно на глубине 300-295 см. Общий ход кривой наклонения в интервале 460-100 см в колонке 17GG-1t укладывается в полупериод с амплитудой изменения наклонения около 15°. Следовательно, вероятная продолжительность осадконакопления в этом интервале составляет около 2 тыс. лет. Это подтверждают результаты палинологических исследований, которые свидетельствуют о том, что резкая смена растительности, соответствующая началу голоцена, фиксируется на глубине колонки 288 см (рис. 6). В интервале 482-288 см выделены 2 палинозоны, которые свидетельствуют о холодных и влажных климатических условиях. Присутствие холодостойких видов и сравнительно низкое участие хвойных в структуре растительного покрова позволяют сопоставить этот этап формирования растительности водосбора со временем Балтийского ледникового озера. Таким образом, по данным палинологического анализа и палеомагнитных измерений, положение границы начала голоцена в керне не совпало с визуально выделяемыми изменениями литологического облика отложений, и располагается на 20-30 см ниже нижнего контакта гидротроилитового горизонта.

Отложения, формирующие СК-5, интерпретированы как осадки Анцилового озера. Кривые изменения гранулометрического состава в пределах этого комплекса наряду с "преданциловой" регрессией водоема в ряде случаев демонстрируют сходные тренды – уменьшение медианного размера частиц в нижней части интервала и его увеличение к верхней границе комплекса. Ранее [48] нами было высказано предположение, что такой характер изменения гранулометрического состава указывает на трансгрессивно-регрессивные циклы в раннем голоцене. В целом, как гранулометрические параметры, так и кривые их изменения, а также кривые распределения содержания химических элементов и их соотношений являются индикаторами бассейнового осадконакопления в относительно глубоководных условиях. Геохимические индикаторы в колонке 17-GG-1t указывают на аккумуляцию отложений СК-5 при постепенной регрессии водоема (Fe/Mn, Ti/Mn) и уменьшении дальности переноса осадочного материала (Ti/Zr) (рис. 5). Исключением является содержание химических элементов в пределах гидротроилитовых горизонтов, где кривые распределения большинства химических элементов и их соотношений более изменчивы. Скорости осадконакопления составляют не менее 1.6 мм/год. Расчетная палеосоленость (2-3‰) указывает на пресноводный характер палеоводоема.

Заключительный этап развития Анцилового озера по существующим представлениям для ре-

гиона восточной части Финского залива, основанным, прежде всего, на палеолимнологических и геоархеологических исследованиях на суше [45, 47], носил регрессивный характер. На этом этапе началось первое проникновение в котловину Балтийского моря соленых вод. Данные спорово-пыльцевого анализа, выполненного для колонки 17GG-1t, свидетельствуют о существенном потеплении (палинозона 4) в конце описываемого этапа. В этом случае, характер изменения гранулометрического состава может быть объяснен также и усилением стока с суши, связанным с гумидизацией климата.

Переходный горизонт от озерных отложений к морским, прослеженный в колонках 17GG-1t, 18MI-1t и 18MI-2t, является наиболее интересным и информативным с палеогеографической точки зрения. Во всех исследованных колонках выявлен специфический по литологическому облику прослой "голубых глин" мощностью от 3 до 30 см, характеризующийся резким изменением гранулометрического состава (мода гранулометрического распределения смещается в сторону алевритовых фракций) и геохимических параметров. На нижней границе слоя отмечается также рост содержания органического вещества (ППП до 8.4%, Сорг до 1.2%), S, Mn, Br и расчетной палеосолености (от 2 до 6–7‰). В "голубых глинах" существенно меняются по отношению к ниже залегающим отложениям литолого-геохимические связи: поведение практически всех рассмотренных элементов индифферентно по отношению к гранулометрическому составу. Эти отложения были впервые продатированы в колонках 17GG-1t и 18MI-1t, результаты показали возраст 8.8 и 9.2 тыс. кал. л. н.

Впервые прослой "голубых глин" описан в работе [36] и наиболее полно проанализирован в работе [56]. В восточной части Финского залива прослой "голубых глин" был закартирован при пробоотборе в процессе геологической съемки шельфа масштаба 1 : 200000 (ВСЕГЕИ, 1984-2000 гг.). Лишь в крайне восточной части российского сектора Финского залива, примыкающей к Невской губе, горизонт "голубых глин" в грунтовых колонках отсутствует. В большинстве колонок, где были опробованы верхние части разреза анциловых отложений, мощность "голубых глин", судя по визуальному описанию, составляла от 1 до 10 см. До настоящего времени достаточно детально (с использованием послойного гранулометрического и геохимического анализа) были изучены только две грунтовые колонки 09-BI-3 и 17-Г-30-2, отобранные в российской части Финского залива и содержащие прослой "голубых глин" мощностью 8 см и 6 см соответственно. В обеих колонках как нижний, так и верхний контакты резкие, эрозионные, с обогащением песчаным материалом [20].

Полученные данные хорошо соотносятся с представлениями о палеогеографическом развитии Балтики. По опубликованным данным [24], этому периоду соответствовало понижение уровня водоема и первые слабые затоки соленой воды в западную Балтику и Борнхольмскую впадину [23, 25], датируемые возрастом 9.8 тыс. кал. л. н. Период 9.8–8.5 тыс. кал. л. н. датируется разными авторами как начальная стадия литориновой трансгрессии (Initial Littorina Sea) [23] или море Мастоглойа [3].

Резкое изменение среды седиментации под воздействием начавшейся морской трансгрессии при низком начальном уровне бассейна обусловило трансформацию литолого-геохимических характеристик отложений. По данным А.И. Блажчишина [3], в Арконской впадине (центральная Балтика) местами в верхней (регрессивной) части разреза анцилового озерного голоцена наблюдается прослой, обогащенный аллохтонным органическим детритом. В разрезе отложений, опробованных на подводной террасе, расположенной на глубине 45 м южнее банки Кригерс-Флак (Южная Балтика), максимуму анциловой регрессии соответствует торфянистая пачка, формировавшаяся в субаэральных условиях. На контакте анциловых и литориновых отложений в Западной Балтике повсеместно выделяется прослой (мошностью 5-15 см) серого песка, содержащего растительный детрит и комплекс диатомовых моря Мастоглоя [3]. Над этим горизонтом в Арконской впадине залегает песчанистый сапропель, а в Мекленбургской бухте (юго-западная Балтика) гумусированный алеврит мощностью 10-30 см. Формирование этих отложений связывается с дальнейшей регрессией моря Мастоглоя, а описанные отложения коррелируют с формированием в глубоководных впадинах Центральной Балтики нижнего горизонта мелкослоистых сапропелей, которые в мелководных районах замещаются торфянистыми прослоями [3]. В Гданьской впадине обсуждаемому временному интервалу соответствует прослой, представленный оливково-серыми алевроглинами с редкими линзоватыми полосами шириной 1-5 мм темного цвета и черными микростяжениями [29]. Я. Харфф [32] в Готландской и Борнхольмской впадинах выделяет отложения начальной фазы литориновой трансгрессии в качестве самостоятельного горизонта (В1), характеризующегося отчетливой сохранившейся в разрезе слоистостью (полосчатостью) и сформировавшегося в восстановительных условиях при недостатке кислорода на границе дно-вода.

В северной Балтике, Ботническом и Финском заливах, указанные переходные отложения представлены прослоем "голубых глин". В опорных колонках северной части Балтийского моря (станции MGML и AS2 [48]) указанные отложения мощностью 46 см, перекрывающие типич-

ОКЕАНОЛОГИЯ том 62 № 3 2022

ные анциловые алевроглины с прослоями гидротроилита, подразделяются на два прослоя (с постепенным переходом), снизу-вверх: серые глины с пятнистым обогащением тонкодисперсным органическим веществом (32 см) и голубовато-серые глины (14 см). Диагностическим признаком указанного комплекса отложений является появление многочисленных диагенетических хорошо раскристаллизованных сульфидов, формировавшихся как псевдоморфозы по ходам бентосной фауны [56]. Наибольшее обогащение сульфидами фиксируется, как правило, в небольшом по мощности прослое. Диагностика пирита подтверждается рентгеноструктурным фазовым анализом [10]. Содержание пирита, нацело составляющего тяжелую фракцию, в "голубых глинах" может лостигать 0.1-0.3% (весовых % осалков). Микроконкреции могут быть представлены несколькими разновидностями: 1 — единичные черные и бронзово-желтые глобули (размером до 0.05 мм) и их ксеноморфные сростки (размером до 0.5-0.65 мм); 2 - массивные изометричные золотистые образования (до 0.5-0.6 мм); 3 - ветвящиеся дендровидные образования длиной до 2-50 мм и диаметром в сечении — доли миллиметра, представляющие собой биоморфозы пирита по ходам ползания бентосной фауны [11, 12]. Таким образом, важно отметить, что специфические по литологическому облику отложения переходной от озерной к морской стадии развития Балтики формировались в исследуемом районе в условиях исключительно благоприятных для развития бентосной фауны. Нижний контакт этих отложений либо подчеркнут песчаным прослоем (например, в колонке 17GG-1t содержание фракции >2.0 мм возрастает до 19%), либо характеризуется возрастанием содержания алевритовых частиц (например, в колонке 18MI-2t). Значительный перерыв в осадконакоплении, маркируемый эрозионным прослоем в основании литориновых отложений, был также ранее выявлен авторами в ходе исследований колонки F40 [19, 55].

Отложения литолого-стратиграфического комплекса, венчающего геологический разрез, характеризуются максимальной изменчивостью гранулометрических и геохимических параметров, а также содержания Сорг, что отражает многократные изменения среды седиментации морского осадочного бассейна. В изученных колонках литориновых отложений выявлено от одного до четырех эрозионных горизонтов, а также ряд интервалов, на которых происходит резкое изменение литологических и геохимических характеристик. Литориновые отложения заметно отличаются по цвету и текстуре от нижележащих отложений, во всех колонках в них резко возрастает показатель рассчитанной солености, а также содержание Сорг, что связано с увеличением первичной продукции, либо с лучшей сохранностью органического вещества в условиях гипоксии [24, 51, 58].

В ряде работ, выполненных на основе седиментологических исследований колонок отложений Центральной и Юго-восточной Балтики [32, 57], предложены схемы корреляции колонок, основанные на чередовании литогеохимических параметров и текстурных особенностей отложений, обусловленных изменениями климата.

Впервые выполненное для донных отложений восточной части Финского залива датирование литориновой части разреза позволило сопоставить полученные результаты с данными из других районов Балтийского моря. Датировки отложений непосредственно над контактом с "голубыми глинами" - 8.0 и 7.0 тыс. кал. л. н., в колонках 17GG-1t и 18MI-2t, соответственно – показывают, что типичные осадки морского бассейна начали формироваться в седиментационном бассейне в районе о-ва Гогланд практически одновременно с отложениями начальной фазы морской трансгрессии, установленной в Центральной Балтике. В большинстве работ радиоуглеродные датировки начала трансгрессии лежат в пределах между 8.5 и 8 тыс. кал. л. н. [23, 51].

Первая фаза развития Литоринового моря в Центральной Балтике (В1 [32]) датируется временем 8.1-6.0 тыс. кал. л. н. и характеризуется как переходная от солоноватоводных условий к морским с доминированием в придонных слоях воды бескислородных условий, которые способствовали сохранению в разрезе ненарушенной деятельностью бентоса тонкой слоистости. Этому временному интервалу соответствуют нижние прослои литориновых отложений колонок 17GG-1t и 18MI-2t, датирующиеся периодом 8.0-6.0 тыс. кал. л. н и 7.7-5.8 тыс. кал. л. н. соответственно. В основании этого интервала в этих колонках, как и в исследованных ранее колонках того же седиментационного бассейна [48], выделяются тонко-горизонтально-слоистые отложения, являющиеся индикаторами бескислородной обстановки. В колонке 18MI-2t верхняя граница этих слоистых отложений датируется возрастом 7.5 тыс. кал. л. н. Мощность слоистого прослоя в колонке 17GG-1t аналогична, что позволяет предположить, что бескислородные условия существовали в описываемом седиментационном бассейне в период от начала литориновой трансгрессии до ее максимальной фазы (датируемой по данным исследований озер Карельского перешейка [41] 7.3 тыс. кал. л. н.). На графиках изменения геохимических параметров этот интервал характеризуется увеличением содержания Br, в колонке 18MI-2t имеется тренд к понижению содержания Ti, а в колонке 17GG-1t наблюдается изменение соотношений химических элементов (Fe/Mn, Ti/Mn), являющихся индикатором уменьшения поступления матери-
ала с суши и углубления бассейна [32]. Отложения, сформировавшиеся в период между 7.0 и 6.0 тыс. кал. л. н., характеризуются неслоистой текстурой в колонках 17GG-1t и 18MI-1t, либо наличием отдельных групп слойков при доминировании массивной текстуры осадка (колонка 18MI-2t), светлой окраской и указывают на отсутствие дефицита кислорода в придонной среде. Аналогичная картина установлена для колонок донных отложений Центральной Балтики по данным исследований [57], в соответствии с которыми этот отрезок времени характеризовался в Балтийском регионе похолоданием, сменившимся около 6.0 тыс. кал. л. н. резким потеплением (по более ранней публикации [32] дата этой смены седиментационных условий определялась как 5.7 тыс. кал. л. н.), которое вновь привело к доминированию бескислородной обстановки в придонной среде и формированию слоистых отложений. В колонке 17GG-1t отложения выше интервала с возрастом 6.0 тыс.кал.л.н срезаны мощным эрозионным прослоем, далее следует длительный перерыв в осадконакоплении, которое возобновилось только 1.0 тыс. кал. л. н.

В колонке 18MI-1t отложения начальной фазы литориновой трансгрессии в разрезе не сохранились. Датировка нижнего слоя литориновых отложений колонки 18MI-1t показала возраст 7.0 тыс. кал. л. н. Этот слой отличается относительно более грубым по сравнению с вышележащими отложениями гранулометрическим составом и включает в себя четыре пика обогащения песчаным материалом, что указывает на достаточно активную гидродинамическую обстановку в придонном слое во время образования этих отложений и наличие перерывов в осадконакоплении.

В колонках, отобранных в северной части Балтийского моря [30], также отмечаются слоистые отложения в условиях гипоксии/аноксии в придонных водах, обусловленной усилением стратификации водной толщи во время ранней фазы литориновой трансгрессии, а также вызванной увеличением поступления органического вещества в донные осадки. Увеличение продуктивности поверхностных вод объясняется повышением температуры во время начальной фазы термального максимума голоцена, а также регенерацией фосфора из донных осадков. Интервал 47-28 см в колонке 18MI-1t представлен слоистыми, зеленовато-серыми алевропелитами: поэлементные кривые распределения демонстрируют рост содержания S и Mn. Величина рассчитанной солености возрастает до 14‰ на глубине 37 см. Начало седиментации над эрозионным прослоем датируется временем 5.5 тыс. кал. л. н. Как было сказано выше, такие условия установлены для Центральной Балтики с 6.0 тыс. кал. л. н. [57].

Близкая датировка формирования слоистых литориновых отложений (5.5 тыс.кал.л.н.) получена ранее для колонки F40, отобранной в центральной части седиментационного бассейна, расположенного восточнее колонки 18MI-1t. В исследованной ранее колонке F40 [19, 55] описанные отложения непосредственно перекрывают поверхность анциловых глин, залегая на ней с размывом. Таким образом, перерыв в осадконакоплении в начальную фазу литориновой трансгрессии в центральной части седиментационного бассейна к югу от Березовых островов (седиментационный бассейн 3) был еще более длительным.

выводы

Детальные седиментологические исследования донных отложений наиболее западного седиментационного бассейна российской части Финского залива (между о-вами Гогланд и Мощный) позволили реконструировать палеоклиматические условия послеледниковых водоемом, продатировать основные фазы их развития и выявить региональные особенности процессов седиментации.

1. Осадконакопление в Балтийском ледниковом озере происходило в условиях холодного и влажного климата, в пресном водоеме, характеризующемся низким уровнем биогенных веществ. Переход от озерно-ледникового к озерному осадконакоплению характеризовался полной перестройкой седиментационных процессов; в сейсмоакустических разрезах этот переход фиксируется по стратиграфическому несогласию. изменению характера залегания отложений и переходу к "очаговой" аккумуляции в ограниченных бассейнах седиментации. В разрезе переход от осадков Балтийского ледникового озера к анциловым, как правило, сопровождается наличием горизонтов размыва, обогащенных песчаным материалом, и резким изменением спорово-пыльцевых спектров. В ряде случаев по данным палинологического анализа и палеомагнитных измерений, положение границы начала голоцена в керне не совпадает с визуально определяемым изменением литологического состава (нижний контакт гидротроилитового горизонта), а находится на 20-30 см ниже, отражаясь также в изменении гранулометрического состава отложений.

2. Отложения Анцилового озера формировались в пресноводном водоеме в условиях потепления климата и усиления стока с суши. Заключительный этап существования водоема имел регрессивный характер.

3. Кратковременная регрессия моря Мастоглойа в регионе Финского залива произошла около 9 тыс. кал. л. н. и выразилась в формировании специфического по литологическому облику прослоя "голубых глин" в условиях скачкообразного увеличения солености и биопродуктивности водоема.

4. Для отложений морской фазы развития Балтики в восточной части Финского залива выявлены шиклы гипоксии, связанные с периодами потеплений. Начало морского осадконакопления в седиментационном бассейне у о. Гогланд датируется 8.0 тыс. кал. л. н. Отложения первой фазы литориновой трансгрессии (8.0-7.0 тыс. кал. л. н.) сформировались в условиях недостатка кислорода в придонной среде. Период между 7.0 и 6.0 тыс. кал. л. н. характеризовался ломинированием богатой кислородом обстановки на границе дно-вода, способствовавшей активному развития бентоса. Климатические условия раннего голоцена, восстановленные для колонки 17GG-1t, были более мягкими, по меньшей мере, для части территории волосбора моря, чем в настоящее время. соленость превышала современную. В целом, биопродуктивность Литоринового моря значительно превышала биопродуктивность палеоводоемов озерно-ледниковой и озерной стадий развития Балтийского моря.

5. Характерной особенностью восточной части Финского залива является неоднократная резкая смена условий седиментации в среднемпозднем голоцене и наличие длительных перерывов в осадконакоплении, обусловленных регрессиями, и эрозионных прослоев, сформировавшихся при относительном понижении уровня моря.

6. Изменение характера осадконакопления между комплексами литориновых и анциловых отложений сопровождалось значительным изменением магнитных и палеомагнитных свойств осадков. Анциловые отложения обладают заметно более высокой магнитной восприимчивостью и естественной остаточной намагниченностью. Вероятная продолжительность осадконакопления в интервале 460–100 см в колонке 17GG-1t составляет около 2 тыс. лет, а вероятное время осадконакопления находится в пределах 13– 10 тыс. кал. л. н.

Источники финансирования. Исследования грунтовых колонок и камеральная обработка геофизических данных выполнены в рамках гранта РНФ 17-77-20041-П. Палеомагнитные исследования выполнены в рамках гранта РФФИ 19-05-00768. Сейсмоакустическое профилирование выполнялась в рамках госзадания ИО РАН (тема № FMWE-2021-0012).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

 Амантов А.В., Жамойда В.А., Рябчук Д.В. и др. Геологическое строение подводных террас восточной части Финского залива и моделирование условий их формирования на послеледниковом этапе развития региона // Региональная геология и металлогения. 2012. № 50. С. 15–27.

- 2. Бахмутов В.Г., Главацкий Д.В. Проблемы магнитостратиграфии плейстоценовых лессово-почвенных отложений юга Украины // Геофизический журнал. 2016. Т. 38. № 4. С. 59–74.
- 3. Блажчишин А.И. Палеогеография и эволюция позднечетвертичного осадконакопления в Балтийском море. Калининград: Янтарный сказ, 1998. 160 с.
- 4. Бутылин В.П., Жамойда В.А., Козин М.Б. и др. Литостратиграфия верхнечетвертичных отложений Финского залива и их корреляция с аналогичными образованиями центральной Балтики // Геология субаквальной зоны сочленения Балтийского щита и Русской плиты в пределах Финского залива. Л.: ВСЕГЕИ, 1989. С. 32–51.
- 5. Григорьев А.Г., Жамойда В.А., Спиридонов М.А. и др. Новые данные по истории развития юго-восточной части Балтийского моря от позднеледниковья до современности // Региональная геология и металлогения. 2009. № 40. С. 103–114.
- Гричук В.П., Моносзон М.Х. Определитель однолучевых спор папоротников из семейства Polypodiaсеае R. Br., произрастающих на территории СССР. Методическое пособие для спорово-пыльцевого анализа. М.: Наука, 1971. 127 с.
- Джиноридзе Р.Н., Гей Н.А., Рыбалко А.Е. К палеогеографии Финского залива в позднем голоцене // Вестник СПбГУ, сер.7. 1994. Вып. 4. С. 82–88.
- Джиноридзе Р.Н., Клейменова Г.И. Материалы к палеоботанической характеристике поздне- и послеледниковых отложений Лахтинской котловины // Докл. АН СССР. 1963. Т. 161. № 3. С. 700–703.
- Джиноридзе Р.Н., Клейменова Г.И. Материалы к палеоботанической характеристике поздне-и послеледниковых отложений Лахтинской котловины // Проблемы палеогеографии. Л.: Изд-во Ле-нингр. ун-та, 1965. С. 193–214.
- Доминиковская Т.В., Жамойда В.А. Минералогические особенности верхнечетвертичных отложений Финского залива // Гляциальные шельфы: проблемы геологии и методика изучения. Л.: ВСЕГЕИ, 1985. С. 35–43.
- Жамойда В.А. Литология и минералогические особенности верхнечетвертичных отложений гляциального шельфа. Автореф. на соиск. уч. степ. канд. геол.-мин. наук. Л.: ВСЕГЕИ, 1987. 22 с.
- Жамойда В.А. Сравнительные аспекты аутигенного минералообразования в четвертичных отложениях морей гляциального шельфа и использование аутигенных минералов для стратификации разрезов // Осадочный покров гляциального шельфа северо-западных морей России. СПб., 1992. С. 97– 104.
- Кочегура В.В., Русинов Б.Ш. Палеомагнитное расчленение и корреляция плейстоценовых и голоценовых осадков Онежского залива // Комплексные морские геолого-геофизические исследования внутренних морей гляциальных шельфов. Л., 1987. С. 63–71.

ОКЕАНОЛОГИЯ том 62 № 3 2022

- 14. Куприянова Л.А., Алешина Л.А. Пыльца двудольных растений флоры европейской части СССР. Ленинград: Наука, 1978. 184 с.
- 15. Куприянова Л.А., Алешина Л.А. Пыльца и споры растений флоры европейской части СССР. Ленинград: Наука, 1972. 171 с.
- 16. Куприянова Л.А., Алешина Л.А. Споры папоротникообразных и пыльца голосеменных и однодольных растений флоры европейской части СССР. Ленинград: Наука, 1983. 179 с.
- 17. Лито- и биостратиграфия донных отложений Балтийского моря / Под ред. Гуделиса В.К. Вильнюс, 1985. 205 c.
- 18. Малаховский Д.Б., Арсланов Х.А., Гей Н.А. и др. Новые данные по голоценовой истории Ладожского озера // Эволюция природных обстановок и современное состояние геосистемы Ладожского озера. СПб.: Изд-во Российского географического общества, 1993. С. 61-73.
- 19. Рябчук Д.В., Григорьев А.Г., Жамойда В.А. и др. Новые данные о формировании реки Нева по результатам седиментологических исследований в восточной части Финского залива // Региональная геология и металлогения. 2015. Т. 61. С. 6-20.
- 20. Рябчук Д.В., Григорьев А.Г., Сапелко Т.В. и др. Характеристика седиментационных процессов в послеледниковых водоемах по данным исследований колонок донных отложений восточной части Финского залива // Известия РГО. 2017. Т. 149 (3). C. 32-52.
- 21. Система Балтийского моря. М.: Научный мир, 2017. 608 c.
- 22. Спиридонов М.А. Ледниковая история Финского залива // Геология субаквальной части зоны сочленения Балтийского щита и Русской плиты в пределах Финского залива. Л.: ВСЕГЕИ, 1989. C. 15-23.
- 23. Andrén E., Andrén T., Sohleniu G. The Holocene history of the southwestern Baltic Sea as reflected in a sediment core from the Bornholm Basin // Boreas. 2000. V. 29 (3). C. 233–250.
- 24. Andrén T., Björck S., Andrén E. et al. The development of the Baltic Sea Basin during the last 130 ka // The Baltic Sea Basin / Harff J., Björck S., Hoth P. (eds.). Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2011. P. 75–97.
- 25. Berglund B.E., Sandgren P., Barnekow L. et al. Early Holocene history of the Baltic Sea, as reflected in coastal sediments in Blekinge, southeastern Sweden // Quat. Intern. 2005. V. 130 (1). P. 111–139.
- 26. Creer K.M., Tucholka P. On the current state of lake sediment palaeomagnetic research // Geophys. J. R. astr. SOC. 1983. V. 74. P. 223-238.
- 27. Creer K.M. Review of lake sediment palaeomagnetic data // Geophysical surveys. 1985. V. 7 (2). P. 125-160.
- 28. Creer K.M., Tucholka P. Secular variation as recorder in lake sediments: a discussion of North American and European results // Philos. Trans. R. Soc. Lond. A. 1982. V. 306. P. 87–102.
- 29. Grigoriev A., Zhamoida V., Spiridonov M. et al. Late-glacial and Holocene palaeoenvironments in the Baltic Sea based on a sedimentary record from the Gdansk Basin // Climate Research. 2011. V. 48 (1). P. 13-21.

- 30. Häusler K., Moros M., Wacker L. et al. Mid to late Holocene environmental separation of the northern and central Baltic Sea basins in response to differential land uplift // Boreas. 2017. V. 46. P. 111-128.
- 31. Harff J., Bohling G., Davis J. et al. Physico-chemical stratigraphy of Gotland basin Holocene sediments, the Baltic Sea // Baltica. 2001. V. 14. P. 58-66.
- 32. Harff J., Endler R., Emelvanov E. et al. Late Quaternary climate variations reflected in Baltic Sea sediments // The Baltic Sea Basin / Harff J., Björck S., Hoth P. (eds.). Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2011. P. 99-132.
- 33. Harff J., Lampe R., Lemke W. Et al. The Baltic Sea a model ocean to study interrelations of geosphere, ecosphere and anthroposphere in the coastal zone // Journal of Coastal Research. 2005. V. 21(3). P. 441-446.
- 34. Hyttinen O., Quintana Krupinski N., Bennike O. et al. Deglaciation dynamics of the Fennoscandian Ice Sheet in the Kattegat, the gateway between the North Sea and the Baltic Sea Basin // Boreas. 2021. V. 50 (2). P. 351-368.
- 35. Ignatius H. On the rate of sedimentation in the Baltic Sea // Bull. Comm. Geol. Finland. 1958. V. 180. P. 135-145.
- 36. Ignatius H., Kukkonen E., Winterhalter B. Notes on a pyritic zone in upper Ancylus sediments from the Bothnian Sea // Bull. Geol. Soc. Finland. 1968. V. 40. P. 131-134.
- 37. Kirschvink J.L. The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data // Geophys. Jour. Internat. 1980. V. 62. P. 699-718.
- 38. Kotilainen A.T., Arppe L., Dobosz S. et al. Echoes from the Past: A Healthy Baltic Sea Requires More Effort // AMBIO. 2014. V. 43. P. 60-68.
- 39. Mangerud J., Andersen S.T., Berglund B.E., Donner J.J. Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for termino logy and classification // Boreas. 1974. V. 3. P. 109-128.
- 40. Mattila J., Kankaanpaa H., Ilus E. Estimation of recent sediment accumulation rates in the Baltic Sea using artificial radionuclides ¹³⁷Cs and ^{239,240}Pu as time markers // Boreal environment research. 2006. V. 11 (2). P. 95-107.
- 41. Miettinen A., Savelieva L., Subetto D.A. et al. Palaeoenvironment of the Karelian Isthmus, the easternmost part of the Gulf of Finland, during the Litorina Sea stage of the Baltic Sea history // Boreas. 2007. V. 36 (4). P. 441-458.
- 42. Moore P.D., Webb J.A., Collinson M.E. Pollen Analysis. 3d Edition, Oxford: Blackwell, 1994. P. 1-216.
- 43. Reimer P., Austin W.E.N., Bard E. et al. The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0-55 cal kBP) // Radiocarbon. 2020. V. 62 (4). P. 725-757.
- 44. Renberg I., Bränvall M.L., Bindler R., Emteryd O. Stable lead isotopes and lake sediments – a useful combination for the study of atmospheric lead pollution history // The Science of the Total Environment. 2002. V. 292. P. 45–54.
- 45. Rosentau A., Muru M., Kriiska A. et al. Stone Age settlement and Holocene shore displacement in the Narva-Luga Klint Bay area, eastern Gulf of Finland // Boreas. 2013. V. 42 (4). P. 912-931.
- 46. Ryabchuk D., Sergeev A., Zhamoida V. et al. High-resolution geological mapping towards an understanding of

ОКЕАНОЛОГИЯ том 62 Nº 3 2022 post-glacial development and Holocene sedimentation processes in the eastern Gulf of Finland: an EMODnet Geology case study // From Continental Shelf to Slope: Mapping the Oceanic Realm / Asch K., Kitazato H., Vallius H. (eds): London: Geological Society, 2020. V. 505.

- Ryabchuk D., Zhamoida V., Amantov A. et al. Development of the coastal systems of the easternmost Gulf of Finland, and their links with Neolithic-Bronze and Iron Age settlements// Geology and Archaeology: Submerged Landscapes of the Continental Shelf / Harff J., Bailey G., Luth F. (Eds.). London: Geological Society, 2016. V. 411 (1). P. 51–76.
- Ryabchuk D.V., Sergeev A.Yu., Prishchepenko D.V. et al. Impact of climate change on sedimentation processes in the eastern Gulf of Finland during the Middle to Late Holocene // Boreas. 2021. V. 50 (2). P. 381–403.
- 49. Sagnotti L. Demagnetization Analysis in Excel (DAIE). An open source workbook in Excel for viewing and analyzing demagnetization data from paleomagnetic discrete samples and u-channels // Annals of Geophysics. 2013. V. 56. D0114.
- Snowball I., Zillén L., Ojala A. et al. FENNOSTACK and FENNORPIS: Varve dated Holocene paleomagnetic secular variation and relative palaeointensity stacks from Fennoscandia // Earth planet. Sci. Lett. 2007. V. 255. P. 106–116.
- Sohlenius G., Sternbeck J., Andrén E. et al. Holocene history of the Baltic Sea as recorded in a sediment core from the Gotland Deep // Marine Geology. 1996. V. 134 (3–4). P. 183–201.
- 52. Spiridonov M., Ryabchuk D., Kotilainen A. et al. The Quaternary deposits of the eastern Gulf of Finland //

Holocene sedimentary environment and sediment geochemistry of the Eastern Gulf of Finland, Baltic Sea / Vallius H. (Ed.). Geol. Surv. of Finland. 2007. V. 45. P. 5–17.

- Spiridonov M., Rybalko A., Butylin V. et al. Modern data, facts and views on the geological evolution of the Gulf of Finland // The Baltic Sea / Winterhalter B. (Ed.). Geological Survey of Finland Special Paper. 1988. V. 6. P. 95–100.
- Uścinowicz S. Geochemistry of Baltic Sea surface sediments. Warsaw: Pol. Geol. Inst.–Nat. Res. Inst., 2011. 355 p.
- 55. Virtasaalo J.J., Ryabchuk D., Kotilainen A.T. et al. Middle Holocene to present sedimentary environment in the easternmost Gulf of Finland (Baltic Sea) and the birth of the Neva River // Marine Geology. 2014. V. 350. P. 84–96.
- 56. Virtasalo J.J., Löwemark L., Papunen H. et al. Pyritic and baritic burrows and microbial filaments in postglacial lacustrine clays in the northern Baltic Sea // Jour. Geol. Society. 2010. V. 167 (6). P. 1185–1198.
- Warden L., Moros M., Neumann T. et al. Climate induced human demographic and cultural change in northern Europe during the mid-Holocene // Sci. Reports. 2017. V. 7 (1). P. 1–11.
- Winterhalter B. Late-Quaternary stratigraphy of Baltic Sea basins—a review // Bulletin of the Geological Society of Finland 1992. V. 64 (Part 2). P. 189–194.
- Zillén L., Lenz C., Jilbert T. Stable lead (Pb) isotopes and concentrations – a useful independent dating tool for Baltic Sea sediments // Quat. Geochronology. 2012. V. 8. P. 41–45.

Evolution of Sedimentation of Postglacial Basins in the Eastern Gulf of Finland during the Holocene under Climate Change

A. Yu. Sergeev^{a, #}, D. V. Ryabchuk^a, E. S. Nosevich^a, D. V. Prishchepenko^a,
V. A. Zhamoida^a, A. L. Piskarev-Vasiliev^{b, ##}, D. V. Elkina^b, L. D. Bashirova^{c, ###},
E. P. Ponomarenko^c, L. M. Budanov^a, A. G. Grigorev^a

^aA.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI), Saunt-Peterburg, Russia ^bAcademician I.S. Gramberg All-Russia Scientific Research Institute for Geology and Mineral Resources of the Ocean (VNIIOKEANGEOLOGIA), Saunt-Peterburg, Russia

^cP.P. Shirshov Institute of Oceanology of Russian Academy of Sciences (IO RAS), Moscow, Russia

[#]e-mail: sergeevau@yandex.ru

##e-mail: apiskarev@googlemail.com
###e-mail: bas leila@mail.ru

The palaeoclimatic events of the Late Pleistocene and Holocene were clarified according to the results of detailed lithological, geochemical, pollen and paleomagnetic studies of sediment cores collected in the eastern Gulf of Finland. The time frame of the change of lacustrine conditions of sedimentation to marine has been specified based on the radiocarbon dating. For the deposits of the marine phase of the Baltic Sea development in the eastern Gulf of Finland, hypoxia cycles associated with periods of warming during Holocene have been revealed.

Keywords: Pollen analysis, paleomagnetic properties, Ancylus Lake, Littorina Sea, Baltic Ice Lake, Holocene, Baltic Sea ———— МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ ——

УДК 551.435.3

К ОЦЕНКЕ ПАРАМЕТРОВ ИСКУССТВЕННОГО ПЕСЧАНОГО ПЛЯЖА

© 2022 г. И.О.Леонтьев*

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия *e-mail: igor.leontiev@gmail.com Поступила в редакцию 20.09.2021 г. После доработки 05.10.2021 г. Принята к публикации 16.12.2021 г.

Предлагаются решения ряда задач, связанных с проектированием искусственного песчаного пляжа, защищающего морской берег и обеспечивающего его рекреационный ресурс. Подводная часть искусственного профиля аппроксимируется профилем равновесия Дина [13], а надводный профиль определяется с учетом высоты волнового заплеска и штормового нагона. Параметры строительной бермы определяются исходя из условия, что весь необходимый объем материал вначале размещается в надводной части берега. Подводная часть профиля со временем формируется самими волнами, о чем свидетельствуют результаты проведенного моделирования. Если расчетная ширина пляжа отличается от проектной, то она может быть скорректирована путем сдвига всего искусственного профиля на определенное расстояние. Однако при слишком больших различиях остается только выбрать иную крупность песка. Потери пляжевого материала зависят от коэффициента вдольбереговой диффузии, который определяется автором как функция годовой суммы вдольбереговых потоков наносов. Приводятся графики потерь материала в зависимости от масштабов волновых воздействий, потоков наносов и длины пляжа. Учитываются и фоновые потери за счет повышения уровня моря. Предложенный алгоритм расчетов применен к расчету искусственного пляжа для берегового участка западного Крыма. Показано, что проектный профиль берега оказывается устойчивым по отношению к сильным штормам.

Ключевые слова: искусственный пляж, ширина пляжа, профиль равновесия, строительная берма, потери пляжевого материала, вдольбереговые потоки наносов

DOI: 10.31857/S0030157422030066

введение

Искусственный пляж представляет своего рода чехол, надетый на естественный берег. Он прикрывает прибрежную полосу с наиболее активной гидродинамикой и защищает берег от размыва при сильных штормах, действующих на фоне штормовых нагонов. Как показывает опыт, защитный эффект пляжа в наибольшей мере проявляется тогда, когда крупность слагающего его песка не меньше, чем крупность естественных наносов на защищаемом участке берега, так как более мелкий песок обычно не удерживается на пляже и уносится на подводный склон.

При проектировании искусственного пляжа требуется ответить на ряд вопросов. Главный из них — как оценить объем материала для создания пляжа требуемой ширины, устойчивого по отношению к заданным штормовым воздействиям. Решение должно основываться на представлениях о форме и размерах искусственного профиля, отвечающего условиям равновесия, определение которых само по себе является непростой задачей. Также актуален вопрос о потенциальных потерях материала вследствие его выноса за пределы пляжа. В качестве основного фактора здесь выступает вдольбереговой транспорт наносов, генерируемый волнами и сопутствующими течениями. Дополнительным источником потерь может служить фоновый размыв берега, например, за счет изменения относительного уровня моря.

Наконец, практически важным является вопрос о конфигурации строительной бермы. Основная часть материала, как правило, размещается в надводной части берега, что удобнее по соображениям технологии строительства. Нижняя часть профиля достраивается со временем самими волнами, которые в процессе формирования профиля равновесия переносят избыточный материал с пляжа на подводный склон. Параметры бермы должны определяться с учетом этих процессов.

Все эти вопросы в той или иной мере рассматривались ранее [10, 12, 13, 19], что однако не исключает потребность дальнейших проработок в данной области. Настоящая работа также нацеле-



Рис. 1. Схема искусственного пляжа. Основные обозначения: l_a – ширина бермы, l_R – ширина зоны волнового заплеска, l_* – протяженность подводной части искусственного профиля, l_{beach} – ширина надводного пляжа, X – выдвижение береговой линии, η и R – высоты штормового нагона и волнового заплеска, h_* – глубина замыкания, Y – протяженность пляжа вдоль берега.

на на поиск решений обозначенных проблем. В ней уточняется и дополняется концепция, изложенная в прежнем исследовании автора [5], и предлагается соответствующий алгоритм расчета искусственного пляжа. Полученные результаты иллюстрируются примером практического применения к сегменту берега западного Крыма.

ИСКУССТВЕННЫЙ ПРОФИЛЬ

Основание проектного профиля пляжа располагается на глубине h_* , маркирующей область значимых штормовых деформаций дна. Иначе говоря, искусственный и естественный профили совмещаются в некоторой точке x_* , где полная глубина с учетом штормового нагона равна h_* (рис. 1).

Проектный профиль включает три участка — l_* , l_R и l_a . Участок l_* характеризует подводную часть между точками x_* и x_c , где x_c — положение уреза при штормовом уровне (рис. 1). Профиль глубин h(x) здесь аппроксимируется профилем равновесия Дина [12, 13],

$$h = A(x_c - x)^{2/3},$$
 (1)

где A — функция размера твердых частиц (поряд-ка 10^{-1} м^{1/3}).

Участок l_R характеризует ширину зоны волнового заплеска (между точками x_c и x_R), а участок l_a соответствует ширине бермы, т.е. расстоянию между точками максимального уровня x_R и x_m на искусственном и естественном профилях соответственно (рис. 1). Размеры участков выражаются соотношениями:

$$l_* = \left(\frac{h_*}{A}\right)^{3/2}, \ l_R = R/\beta, \ l_a = x_m - x_R,$$
 (2)

где *R* – высота заплеска, β – равновесный уклон пляжа.

Важнейшими показателями являются расстояние l_{beach} между урезом и бережной границей искусственного профиля, а также расстояние Xмежду положениями уреза проектного и исходного профилей:

$$l_{\text{beach}} = x_m - x_0, \quad X = x_0 - x_0.$$
 (3)

Первое характеризует ширину надводной части искусственного пляжа, а второе — величину выдвижения береговой линии (рис. 1). Полная высота искусственного профиля составляет $(h_* + R)$, а максимальное возвышение пляжа относительного штилевого уровня равно сумме высот штормового нагона η и заплеска, т.е. $(\eta + R)$. Возвышения *z* проектного профиля относительно штилевого уровня выражаются следующими соотношениями:

$$x_{*} \leq x \leq x_{c}, \quad z = \eta - A (x_{c} - x)^{2/3},$$

$$x_{c} \leq x \leq x_{R}, \quad z = \eta + \beta (x - x_{c}),$$

$$x_{R} \leq x \leq x_{m}, \quad z = \eta + R.$$
(4)

Объем материала V на единицу длины берега (м³ м⁻¹), необходимый для строительства пляжа, определяется как

$$V = \int_{x_*}^{x_m} (z - z') dx,$$
 (5)

- 1-

где *z*' – возвышение фактического профиля.

РАСЧЕТНЫЕ ЗАВИСИМОСТИ

Параметр *А* увеличивается с крупностью наносов согласно зависимости, представленной Дином в табличной форме [13]. Эта зависимость может быть выражена аналитически в виде

$$A = 0.069 \ln d_{\sigma} + 0.21, \tag{6}$$

где средний размер твердых частиц d_g выражен в мм. Соотношение (6) применимо к терригенным песчаным наносам в диапазоне $0.1 < d_g \le 1$ мм. В случае биогенного кораллового песка параметр *A* оценивается по формуле [15]

$$A = 0.16d_g^{0.22}.$$
 (7)

Дальнейшие расчеты основываются на параметрах заданного шторма, характеризуемого значительной высотой волн на глубокой воде H_{s0} , ассоциированным периодом T_s и нагоном η . Высота волнового заплеска определяется по известной формуле [17], которую можно представить в виде

$$R = (0.385\beta + 0.55\sqrt{0.563\beta^2 + 0.004})\sqrt{H_{s0}L_0},$$
 (8)

где $L_0 = \frac{g}{2\pi}T_s^2$ – длина волн на глубокой воде.

Для оценки равновесного уклона пляжа β используется зависимость [18]:

$$\beta = 0.12 \left(\frac{T_s \sqrt{gd_g}}{H_{sB}} \right)^{0.5},\tag{9}$$

где H_{sB} — значительная высота волн на глубине обрушения h_B . Последняя отвечает обрушению

ОКЕАНОЛОГИЯ том 62 № 3 2022

волн с высотой 1% обеспеченности, достигающей отношения к глубине $\gamma_B = H_{1\%B}/h_B = 0.8$. При условии постоянства потока энергии глубина обрушения определяется как [3, 4]:

$$h_{B} = \left(\frac{1}{4\pi\gamma_{B}^{2}}\right)^{0.4} H_{1\%0}^{0.8} \left(gT_{s}^{2}\right)^{0.2} \left(\frac{\cos\Theta_{0}}{\cos\Theta_{B}}\right)^{0.4}, \quad (10)$$

где $H_{1\%0}$ – высота волн 1% обеспеченности на глубокой воде, Θ_0 и Θ_B – углы подхода волн относительно нормали к берегу на глубокой воде и в точке обрушения. В случае рэлеевского распределения высот волн $H_{1\%} = 1.52H_s$ и $H_{sB} = 0.53h_B$.

Глубина h_* , замыкающая область значимых штормовых деформаций, трактуется различным образом. Традиционный подход связывает глубину замыкания с высотой штормовых волн H_{s012} , характеризующейся превышением не более 12 ч в году [14]. Автором получена следующая формула:

$$h_* = \overline{K}H_{s012}, \quad \overline{K} = \left[b_1 \left(\frac{H_0}{L_0}\right)^{-4/15} + b_2 \left(\frac{H_0}{L_0}\right)^{4/55}\right], \quad (11)$$

где коэффициенты b_1 и b_2 зависят от заданного порога деформаций дна Δh_c [7]. Допустим, нас интересует граница прибрежной области, в которой деформации дна превышают величину $\Delta h_c =$ = 0.1 м. В этом случае $b_1 = 0.32$, $b_2 = 0.99$, и при характерной крутизне штормовых волн $H_0/L_0 =$ = 0.03–0.04 глубина замыкания составляет (1.5–1.6) H_{s012} .

С другой стороны, проект пляжа может быть ориентирован на противостояние экстремальному шторму с периодом повторяемости порядка ряда лет. В этом случае, поскольку наблюдаемые деформации дна по большей части ограничиваются пределами прибойной зоны, эквивалентом глубины замыкания может служить глубина обрушения волн: $h_* = h_B$. Таким образом, величина h_* оценивается по формулам (10) или (11) в зависимости от условий задачи.

ПАРАМЕТРЫ СТРОИТЕЛЬНОЙ БЕРМЫ

В пределах искусственного профиля выделяются две области — подводный склон и надводный пляж. Условной границей между ними служит положение штилевого уреза x_0 (рис. 1). Объемы материала V_1 и V_2 в соответствующих областях определяются как

$$V_1 = \int_{x_*}^{x_0} (z - z') dx, \quad V_2 = \int_{x_0}^{x_m} (z - z') dx, \quad (12)$$



Рис. 2. Схема профиля строительной бермы. Обозначения в тексте.

где *z* и *z*' — возвышения проектного и фактического профилей соответственно.

При создании искусственного пляжа строительный материал, как уже отмечалось, чаще всего концентрируется в надводной части берега, и объем строительной бермы должен быть равен полному объему пляжа V, т.е. $V = V_1 + V_2$. Прибавление объема V_1 к объему V_2 надводной части практически означает необходимость расширения бермы в сторону моря на некоторую величину Δl_a , что поясняет рис. 2.

Чтобы оценить величину Δl_a представим, что V_1 соответствует объему песчаного тела шириной Δl_a и высотой $(h_a + \eta + R)$, где h_a – глубина у внешнего края бермы (рис. 2). Глубину h_a , в свою очередь, можно выразить как $h_a = \overline{s} (X + \Delta l_a)$, где \overline{s} – средний уклон прибрежной части естественного профиля дна, а X – расстояние между положениями уреза исходного и проектного профилей. В результате приходим к квадратному уравнению: $\Delta l_a^2 + \left(\frac{\eta + R}{\overline{s}} + X\right) \Delta l_a - \frac{V_1}{\overline{s}} = 0$, решение которого определяет искомое приращение ширины бермы:

$$\Delta l_a = -\frac{p}{2} + \sqrt{\frac{p^2}{4} + \frac{V_1}{\overline{s}}}, \quad p = \frac{\eta + R}{\overline{s}} + X.$$
(13)

Как уже отмечалось, важным показателем пляжа является расстояние X, определяющее выдвижение береговой линии. Возможна ситуация, когда при заданных исходных параметрах расчетная величина X оказывается либо меньше, либо больше желаемого значения X_D . Иначе говоря, $X_D = X + \Delta X$, и чтобы достичь требуемой величины X_D , необходимо сдвинуть весь профиль на расстояние ΔX либо в сторону моря, либо в сторону берега. В первом случае для строительства пляжа потребуется больший объем песка, во втором – меньший. Сдвиг профиля в ту или иную сторону будет сопровождаться увеличением или уменьшением глубины в точке пересечения с естественным профилем, поскольку дно наклонное (рис. 2). Однако если уклон мал, а сдвиг ΔX не слишком велик, то изменением глубины можно пренебречь. Тогда изменения объема профиля в первом приближении составят $\Delta V = (h_* + R)\Delta X$. Увеличение или уменьшение объема строительной бермы на ту же величину ΔV должно вызывать увеличение или уменьшение ее ширины на соответствующую величину $\Delta I'_a$. В результате изменение ширины бермы, обусловленное сдвигом профиля на расстояние ΔX , определится как

$$\Delta l'_a = \frac{h_* + R}{h_a + \eta + R} \Delta X. \tag{14}$$

Таким образом, размеры строительной бермы по линии спокойного уровня l_{b1} и по линии максимального возвышения l_{b2} в общем случае должны составить

$$l_{b1} = X + \Delta l_a + \Delta l'_a, \ l_{b2} = l_a + \Delta l_a + \Delta l'_a.$$
 (15)

Средний уклон фронтального склона бермы близок к равновесному уклону пляжа β.

На рис. 2 подводный профиль бермы условно показан вертикальной линией. В действительности он должен иметь наклон, приблизительно соответствующий углу естественного откоса (для песка около 30°).

ОЦЕНКА ПОТЕРЬ МАТЕРИАЛА

Искусственный пляж представляет собой возмущение береговой линии с поперечным размером X и длиной вдоль берега Y (рис. 1). Потери материала связаны, главным образом, с вдольбереговым выносом песка за пределы пляжа. Соответствующие изменения положения береговой линии x_0 описываются уравнением сохранения массы в форме [2, 16]

$$\frac{\partial x_0}{\partial t} = \frac{\partial Q/\partial y}{h_* + R},\tag{16}$$

где t — время, Q — интегральный расход наносов вдоль берега, который можно представить в виде $Q = \hat{Q} \sin 2\Theta_B$. Допуская, что градиент $\partial Q/\partial y$ обусловлен главным образом изменением угла под-

хода волн
$$\frac{\partial \Theta_B}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial y} \left(\operatorname{arctg} \frac{dx_0}{dy} \right) = \frac{\partial^2 x_0}{\partial y^2}$$
 и полагая

 $\cos 2\Theta_B \approx 1$, приходим к уравнению диффузии,

$$\frac{\partial x_0}{\partial t} = G \frac{\partial^2 x_0}{\partial y^2}, \quad G = \frac{2\hat{Q}}{h_* + R}, \tag{17}$$

где G — коэффициент диффузии. Дин [13] на основе решения уравнения (17) получил зависимость, описывающую уменьшение объема пляжа V(t) со временем,

$$\frac{V(t)}{V_0} = 1 - \frac{2}{\sqrt{\pi}} \frac{\sqrt{Gt}}{Y},$$
(18)

где V_0 — первоначальный объем.

Величину \hat{Q} в выражении для *G* в (17) можно интерпретировать как виртуальный расход наносов при угле подхода волн $\Theta_B = 45^\circ$. Благодаря рефракции, волны подходят к точке обрушения под значительно меньшими углами Θ_B , а значит, величина \hat{Q} существенно больше, чем реальный расход наносов *Q*. Иначе говоря, $\hat{Q} = pQ$, где p > 1. Переходя к среднегодовым показателям, можно записать $\hat{Q} = \overline{p}Q_{\Sigma}$, где Q_{Σ} – суммарная емкость потоков наносов (м³/год), \overline{p} – усредненная величина *p*. Сравнение с имеющимися оценками *G* показывает, что типичные значения \overline{p} попадают в интервал от 2 до 3. Тогда *G* (м²/год) в первом приближении определится как

$$G = \frac{5Q_{\Sigma}}{h_* + R}.$$
 (19)

Зависимость (18) с учетом (19) представлена графически на рис. 3 для двух характерных случаев. Первый (рис. 3а) отвечает умеренной волновой активности (высота активного профиля $h_* + R = 4$ м) и небольшим потокам наносов (от 10 до 50 тыс. м³/год), типичным для закрытых морских заливов, крупных озер и водохранилищ. Второй случай (рис. 36) соответствует открытым морским побережьям с более высокой энергетикой ($h_* + R = 8$ м), где суммарные потоки Q_{Σ} достигают значений от 100 до 500 тыс. м³/год. Как видно на рис. 3, потери ускоряются с увеличением емкости потока наносов и замедляются с ростом протяженности искусственного пляжа. Очевидно, не имеет смысла создание короткого пляжа, так как даже при умеренных волновых воздействиях он исчезнет через 10–20 лет. Более протяженный пляж (2 км) может продержаться несколько десятков лет. Однако на открытых берегах с достаточно высокой волновой активностью подобный срок службы достигается только при протяженности пляжа не менее 4 км.

Суммарная годовая емкость потоков на
носов Q_{Σ} рассчитывается как

$$Q_{\Sigma} = \sum_{j} \left(\sum_{i} |Q_{i}| t_{wi} \right)_{j}, \qquad (20)$$

где t_w — продолжительность действия данного расхода Q (в часах в год), а индексы *i* и *j* относятся к данной высоте волн и их направлению соответственно. Расход Q, выраженный в м³/ч, можно определить по формуле [3, 4]

$$Q = 0.005 \mu_h \left(0.8 + 0.02 \frac{\sqrt{gh_B}}{w_g} \right) \times$$

$$\times H_{rmsB}^2 \sqrt{gh_B} \sin \Theta_B \cos \Theta_B,$$
(21)

где $\mu_h = 3600 [(\rho_g/\rho - 1)(1 - \sigma)]^{-1}, \rho_g/\rho$ – отношение плотности твердых частиц к плотности воды, σ – пористость песчаного грунта, g – ускорение силы тяжести, w_g – скорость осаждения твердых частиц (гидравлическая крупность), H_{rmsB} – среднеквадратичная высота в точке обрушения ($H_{rmsB} = \sqrt{2}H_{sB}$). Расход может быть положительным или отрицательным в зависимости от направления волн относительно береговой нормали, характеризуемого углом Θ_B . Последний рассчитывается на основе закона рефракции sin Θ/C = const, где C – скорость распространения волн.

Еще одной причиной потерь материала может быть повышение относительного уровня моря, обусловленное изменениями климата и тектоническим погружением прилегающей суши. Рост уровня провоцирует размыв пляжа и вынос песка на подводный склон. Согласно правилу Брууна [11], скорость отступания берега $\frac{\Delta x_0}{\Delta t}$ и объем ежегодных потерь песка ΔV_{ζ} оцениваются как

$$\frac{\Delta x_0}{\Delta t} = \frac{l_*}{h_* + R} \frac{\Delta \zeta}{\Delta t}, \quad \Delta V_{\zeta} = l_* \Delta \zeta, \tag{22}$$

где $\Delta \zeta$ — величина изменения уровня моря.



Рис. 3. Уменьшение со временем относительного объема искусственного пляжа V/V_0 в зависимости от его длины Y и суммарной емкости вдольбереговых потоков наносов Q_{Σ} , согласно зависимостям (18)–(19): (а) – условия глубоко врезанных морских заливов, сравнительно крупных озер и водохранилищ (высота активного профиля $h_* + R = 4$ м) при значениях Q_{Σ} : (1) – 10, (2) – 20, (3) – 50 тыс. м³/год; (б) – условия открытых морских берегов (высота активного профиля $h_* + R = 8$ м) при значениях Q_{Σ} : (1) – 100, (2) – 200, (3) – 50 тыс. м³/год; (б) – условия открытых морских берегов (высота активного профиля $h_* + R = 8$ м) при значениях Q_{Σ} : (1) – 100, (2) – 200, (3) – 500 тыс. м³/год.

ПРИМЕР ПРАКТИЧЕСКОГО ПРИМЕНЕНИЯ

Природные условия объекта. Проиллюстрируем полученные результаты примером, относящимся к участку берега западного Крыма, расположенного между оз. Донузлав и г. Евпатория. По сообщениям СМИ, здесь планируется строительство нового курортного кластера, в том числе, создание рекреационной пляжной зоны протяженностью около 5 км. В настоящее время берег характеризуется песчаным пляжем шириной от 10 м до 30 м и дюной высотой 2–2.5 м. Песча-

Таблица 1. Суммарная годовая продолжительность характерных волнений, подходящих к берегу с различных направлений (по данным [9])

<i>Н_{s0}</i> , м	<i>T_s</i> , c	<i>t</i> _w , ч						
		ЮВ	Ю	ЮЗ	3	C3		
0.4	4.6	666	526	552	482	403		
1.1	5.2	359	315	464	359	315		
1.9	6.1	61.3	70.0	193	131	114		
2.7	7.2	4.38	10.5	61.3	35.0	26.3		
3.4	8.3	—	1.75	17.5	6.13	4.38		
4.2	9.4	—	—	3.50	0.88	_		

ный слой продолжается до глубин 2–3 м, а далее располагается известняковый бенч. Весь район испытывает дефицит наносов [1, 8]. Обустройство рекреационной зоны в этих условиях, очевидно, невозможно без создания искусственного пляжа. Далее попытаемся определить его возможные параметры.

Обобщенный сглаженный профиль берега, характерный для рассматриваемого района, показан на рис. 4а (кривая *I*). Так как доминирует среднезернистый песок (известняковый детрит с примесью ракуши), то для искусственного пляжа следует использовать либо средний, либо крупный песчаный материал. В дальнейших расчетах будем ориентироваться на размер твердых частиц $d_g = 0.5$ мм.

Волновой режим у берегов западного Крыма отражает табл. 1, составленная по данным справочника [9], где отражены суммарные за год продолжительности (t_w) волнений разной силы для волноопасных румбов.

Параметры искусственного пляжа. Глубина замыкания принята как граница области штормовых деформаций дна более 0.1 м. Исходные данные и результаты расчетов приведены в табл. 2, где представлены два варианта. В первом из них урез выдвинут на расстояние X = 20 м, что следу-



Рис. 4. (а) — Профили берега: (1) — естественный, (2) и (3) — искусственные профили при выдвижении уреза на 20 (2) и 30 м (3). (б) — Естественный берег (1) и профили строительной бермы при выдвижении уреза на 20 (2) и 30 м (3).

ет непосредственно из расчетов по исходным данным. Во втором варианте с целью расширения пляжа весь профиль сдвинут в сторону моря, и выдвижение берега увеличено до 30 м. Вид соответствующих профилей показан на рис. 4а (кривые 2 и 3).

Как видно из табл. 2, при расширении пляжа объем строительного материала возрастает с 153 до 231 м³/м. Общий объем песка для 5-километрового пляжа составит 0.8 и 1.2 млн. м³ для первого и второго варианта соответственно. Профили строительной бермы показаны на рис. 46.

Для оценки морфологических изменений строительной бермы в ходе ее волновой переработки было проведено моделирование воздействия 2-суточного умеренного шторма (на базе модели CROSS-PB [6]). Результаты, представленные на рис. 5а, показывают, что материал бермы, как и ожидалось, распределяется по подводному склону, а формирующийся профиль (кривая 2) приближается к проектному (кривая 3).

На рис. 56 представлен результат моделирования воздействия сильного шторма на искусственный профиль. Очевидно, пляж не претерпевает существенных изменений и в целом остается устойчивым.

Потери материала. Потенциальные потери определяются, главным образом, емкостью вдольбереговых потоков наносов Q_{Σ} . Результаты расчетов Q_{Σ} по формулам (20) и (21) при использовании данных табл. 1 приведены в табл. 3. Береговая линия рассматриваемого побережья ориентирована вдоль направления СЗ-ЮВ, так что волны ЮЗ румба распространяются перпендикулярно берегу (угол $\Theta_0 = 0$) и не создают вдольбереговой перенос. ЮВ и СЗ волнения действуют параллельно берегу ($\Theta_0 = \pm 90^\circ$), но в силу рефракции способны достигать прибрежной полосы и перемещать наносы (в этих случаях при расчетах использовались значения $\Theta_0 < 90^\circ$). Основной вклад в продольный транспорт песка вносят южные и западные волнения с углами подхода $\Theta_0 = \pm 45^\circ$.

В табл. 3 отражены суммарные годовые потоки наносов для каждого румба, а также их алгебраическая сумма, представляющая результирующий поток Q_{net} . Последний, как видно, невелик и на-

d_g , MM	<i>H</i> _{s012} , м	<i>T</i> _{<i>s</i>012} , c	η, м	<i>R</i> ,м	<i>h</i> _∗ , м	β	Х,м	l_{beach} , м	<i>V</i> , м ³ /м	<i>l_{b1}</i> , м	<i>l_{b2}</i> , м
0.5	4.0	9.0	0.8	1.34	6.2	0.05	20	64	153	44	50
							30	74	231	64	70

Таблица 2. Исходные данные и результаты расчетов искусственного пляжа



Рис. 5. Моделирование штормовых воздействий: (а) – на строительную берму, (I) – начальный профиль, (2) – после 2-суточного умеренного шторма ($H_{s0} = 1.7$ м, $T_s = 6.0$ с, $\eta = 0.4$ м), (3) – проектный профиль. (б) – на искусственный пляж, (I) – начальный профиль, (2) – после 12-часового сильного шторма ($H_{s012} = 4.0$ м, $T_{s012} = 9.0$ с, $\eta = 0.5$ м).

правлен на юго-восток. Суммарная емкость потоков Q_{Σ} составляет 70 тыс. м³/год. Приблизительная оценка потерь материала на основе графиков рис. Зб показывает, что за 10 лет объем пляжа уменьшится примерно на 15%, а через 50 лет будет утрачено около 40% его объема.

Следует также принять во внимание, что рассматриваемый берег испытывает тектоническое погружение, и общее повышение относительного уровня оценивается как 2 мм/год [1]. Согласно (22), это должно приводить к отступанию берега на 0.1 м/год и ежегодным потерям песка около 0.6 м³/м, что при длине пляжа 5 км соответствует убыли 3 тыс. м³/год. Таким образом, за 50-летний период сумма всех потерь может превысить половину первоначального объема пляжа, и для его сохранения, очевидно, потребуются периодические подсыпки песка.

Таблица 3. Вдольбереговые потоки наносов, 10³ м³/год

Румб	ЮВ	Ю	ЮЗ	3	C3				
Θ_0 , град.	90	45	0	-45	-90				
$\sum Q_i t_{wi}$	3.94	20.45	0	-38.78	-6.77				
$Q_{\rm net}$	-21.2 (поток на ЮВ)								
Q_{Σ}	70.0								

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные результаты позволяют рекомендовать следующий алгоритм расчета искусственного пляжа. Вначале задается желаемая ширина надводного пляжа l_{beach} (и соответственно выдвижение берега X). С учетом имеющихся ресурсов выбирается средний размер строительного песка d_g , который должен быть не меньше крупности естественных наносов. По значению d_g оценивается параметр профиля равновесия A.

Затем на основе режимных характеристик волнения (примером служит табл. 1) определяются параметры расчетного шторма (например, H_{s012} и T_{s012}). По ним рассчитываются глубина замыкания, уклон надводного пляжа и высота волнового заплеска. В итоге определяются форма и размеры искусственного профиля. Сравнение полученного профиля с натуральным позволяет оценить величины l_{beach} и X, а также объем материала, требуемый для строительства. Если полученная ширипляжа *l*_{beach} удовлетворяют ожидаемому на значению, то вычисления переходят на следующий шаг, на котором рассчитываются параметры строительной бермы. Если же l_{beach} заметно отклоняется от заданного значения, то следует изменить параметр X, сдвинув весь искусственный профиль на соответствующую величину ΔX . Это влечет за собой изменение объема строительного

материала, и размеры бермы далее рассчитываются с учетом этих изменений. Наконец, если слвиг профиля не приволит к желаемым результатам, то единственным решением остается выбор иной крупности строительного песка.

Потери пляжевых наносов, обусловленные вдольбереговым переносом, оцениваются на основе зависимости Дина (18). При этом коэффициент диффузии трактуется как функция суммарной емкости потоков наносов, определяемой по методике автора (формула (19)). Фоновые потери, обусловленные повышением относительного уровня моря, подсчитываются с помощью известного правила Брууна.

Описанный алгоритм применен к расчету искусственного пляжа для участка берега западного Крыма. При использовании песка размером 0.5 мм можно построить пляж шириной от 64 до 74 м при объемах отсыпки от 150 до 230 м³/м. Выполненное моделирование волновых воздействий показывает, что строительный профиль со временем приблизится к проектному профилю и будет устойчив по отношению к сильным штормам.

Источник финансирования. Работа выполнена в рамках государственного задания ИО РАН (тема № 0128-2021-0004) при частичной поллержке РФФИ (грант № 18-55-34002 Куба т).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Горячкин Ю.Н. Изменения береговой зоны Евпатории за последние 100 лет // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2020. № 1. C. 5–21.

https://doi.org/10.22449/2413-5577-2020-1-5-21

- 2. Леонтьев И.О. Прибрежная динамика: волны, течения, потоки наносов. М.: ГЕОС, 2001. 272 с.
- 3. Леонтьев И.О. Морфодинамические процессы в береговой зоне моря. Saarbrücken: LAP LAMBERT Academic Publishing, 2014. 251 c. ISBN: 978-3-659-62831-3.
- 4. Леонтьев И.О. О расчете вдольберегового транспорта наносов // Океанология. 2014. Т. 54. № 2. C. 226-232.
- 5. Леонтьев И.О. Искусственный пляж как средство защиты берегов от штормовых нагонов (на примере восточной части Финского залива) // Океано-

логия. 2019. Т. 59. № 2. С. 292-301. https://doi.org/10.31857/S0030-1574592292-301

- 6. Леонтьев И.О. Динамика берегового профиля с подводными валами в масштабе штормового цикла // Океанология. 2020. Т. 60. № 5. С. 805-813. https://doi.org/10.31857/S0030157420050123
- 7. Леонтьев И.О. Копределению глубины замыкания у песчаного берега // Океанология. 2022. Т. 62. № 2. https://doi.org/10.31857/S0030157422020101
- 8. Романюк О.С., Лущик А.В., Морозов В.И. Условия формирования и динамика морского побережья в районе Сакской курортной зоны. Симферополь: ИМР. 1992. С. 12-21.
- 9. Российский морской регистр судоходства. Справочные данные по режиму ветра и волнения Балтийского, Северного, Черного, Азовского и Средиземного морей / Под ред. Л.И. Лопатухина и др. СПб.: Гидрометеоиздат. 2006. 452 с.
- 10. Свод правил "Проектирование морских берегозащитных сооружений" СП 32-103-97. НИЦ "Морские берега". ОАО ЦНИИС. 1997. 141 с.
- 11. Bruun P. The Bruun rule of erosion by sea-level rise: a discussion on large-scale two- and three-dimensional usages // J. of Coastal Res. 1988. V. 4. № 4. P. 627-648.
- 12. Dean R.G. Equilibrium beach profiles. Characteristics and applications // J. of Coastal Res. 1991. V. 7. № 1. P. 53-84.
- 13. Dean R.G. Beach nourishment: theory and practice. World Scientific Inc., 2002. 399 p.
- 14. Hallermeier R.J. Uses for a calculated limit depth to beach erosion // Proc. 16th Coastal Engineering Conference. ASCE. New York. 1978. V. 2. P. 1493-1512.
- 15. Hernandes C.G. Actuaciones para el control de la erosión en play as biogénicas el caso de la playa de Varadero. La Habana: Instituto de Oceanología de Academia de Ciencias de Cuba. 2005. 55 p.
- 16. Pelnard-Considére R. Essai de theorie de l'evolution des formes de rivage en plages de sable et de galets. Quatr. J. hydraulique. Paris, 1956. Question 3. Rapp. № 1.
- 17. Stockdon H.F., Holman R.A., Howd P.A., Sallenger A.H. Empirical parameterization of setup, swash, and runup // Coastal Engineering. 2006. V. 53. P. 573–588.
- 18. Sunamura T. Sandy beach geomorphology elucidated by laboratory modeling // Applications in coastal mod-eling / Eds. Lakhan V.C., Trenhail A.S. Amsterdam: Elsevier, 1989. P. 159-213.
- 19. Verhagen H.T. Method for artificial beach nourishment // Proc. 23rd Int. Conf. on Coastal Engineering. ASCE. Venice, 1992. P. 2474-2485.

Assessment of the Artificial Sandy Beach Parameters

I. O. Leont'vev[#]

Shirshov Institute of oceanology RAS, Moscow, Russia *[#]e-mail: igor.leontiev@gmail.com*

Some decisions are proposed to the problems of designing the artificial sandy beach protecting the sea shore and providing its recreational capacity. Submerged part of the artificial profile is approximated by Dean's [13] equilibrium profile, while its subaerial segment is determined taking account the storm surge and runup

ОКЕАНОЛОГИЯ том 62 Nº 3 2022

ЛЕОНТЬЕВ

heights. Parameters of building berm are determined under condition that initially the whole structural material is concentrated on subaerial beach. Submerged profile is formed by the waves themselves, what is confirmed by the numerical modelling performed. When computed beach width differs from designed value it can be corrected by shifting the whole artificial profile on appropriate distance. However in case of too large distinction the only thing to do is to take another sediment size. Beach material losses depend on the longshore diffusion coefficient, which is determined by the author as the function of yearly sum of the longshore sediment fluxes. The graphs of sediment losses versus the wave activity, sediment fluxes and beach length are represented. Background losses due to sea-level rise are also taken into consideration. Suggested calculating algorithm is applied to design the artificial beach in the Western Crimea coastal segment. It is shown that designed beach profile would not change significantly under severe storm attack.

Keywords: artificial beach, beach width, equilibrium beach profile, building berm, beach material losses, longshore sediment fluxes

УДК 551.465

РАДИАЦИОННО ОПАСНЫЕ ОБЪЕКТЫ В РОССИЙСКОЙ АРКТИКЕ (85-ый РЕЙС НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО СУДНА "АКАДЕМИК МСТИСЛАВ КЕЛДЫШ" В КАРСКОЕ МОРЕ)

© 2022 г. Н. А. Римский-Корсаков^{1,} *, Н. Я. Книвель^{2,} **, А. Ю. Казеннов², O. E. Кикнадзе², А. Б. Басин¹, А. А. Пронин¹

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 26.01.2022 г. После доработки 31.01.2022 г. Принята к публикации 25.02.2022 г.

DOI: 10.31857/S0030157422030091

Освоение Арктики – стратегический приоритет социально-экономического развития России, основными направлениями которого являются освоение месторождений углеводородов на шельфе, развитие Северного морского пути и расширение морского рыбного промысла. Активная хозяйственная деятельность в Арктике определяет необходимость обеспечения экологической безопасности, оценки и купирования накопленных экологических рисков.

С началом развития атомной энергетики в конце 50-х годов остро встала проблема утилизации радиоактивных отходов (РАО). Одним из вариантов утилизации было захоронение РАО в открытое море. Советский Союз, а позднее Российская Федерация в 1957–1993 гг. осуществляли такое захоронение в Арктических морях [1, 2]. Неконтролируемое состояние "ядерного наследия" может стать преградой для освоения арктического региона и прямой экологической угрозой. Это определяет необходимость подробной инвентаризации состояния ядерно и радиационно опасных объектов (ЯРОО), затопленных в российской Арктике и создание единой базы данных по объектам и уровням загрязнения.

Массовые захоронения радиоактивных отходов проводились в Карском море и заливах восточного берега Новой Земли. Для исследования современного состояния ЯРОО в этом регионе Институтом океанологии им. П.П. Ширшова РАН и Национальным Исследовательским центром (НИЦ) "Курчатовский институт" была проведена экспедиция на НИС "Академик Мстислав Келдыш" (85 рейс) с привлечением ведущих организаций, специализирующихся в области подводных исследований и подводно-технических работ: Центра подводных исследований Русского Географического общества (ЦПИ РГО), Центра спасательных операций "Лидер" МЧС России, НИИ спасания и подводных технологий МО РФ и ИПМТ РАН.

Экспедиция началась в порту Архангельск 27 августа 2021 г. и завершилась там же 30 сентября 2021 г. Руководителем экспедиции был заместитель начальника управления НИЦ "Курчатовский Институт" Н.Я. Книвель, судном командовал капитан дальнего плавания Ю.Н. Горбач. Маршрут экспедиции показан на рисунке 1. Экспедиция выполнялась в рамках Государственной программы "Научно-технологическое развитие Российской Федерации" (Подпрограмма № 4, мероприятие "Научно-технологическое обеспечение реабилитации арктического региона от затопленных и затонувших объектов с отработавшим ядерным топливом и радиоактивными отходами" и одновременно являлась продолжением комплексных исследований экосистем Российской Арктики, которые ИО РАН проводил с 2007 года [3].

Главные задачи экспедиции включали:

 поиск или уточнение местоположения объектов РАО;

 детальные исследования объектов РАО и дна прилегающей акватории для оценки состояния



Рис. 1. Маршрут экспедиции 85-го рейса НИС "Академик Мстислав Келдыш".

объектов и наличия утечек радиоактивных материалов;

 проведение общих океанологических и ландшафтных исследований в районах захоронения РАО, в том числе отбор проб бентоса и донного грунта и для последующего лабораторного анализа на наличие радиоактивного загрязнения.

В исследованиях был использован широкий набор инструментария: фото-, видео- и гидролокационная аппаратура, аппаратура радиационного контроля, размещенная на буксируемых (БНПА) и телеуправляемых необитаемых (ТНПА) подводных аппаратах, многолучевой эхолот, стандартные океанологические средства отбора проб воды, грунта и донных организмов.

На первом этапа экспедиции были исследованы захоронения твердых радиоактивных отходов (ТРО) в заливе Абросимова. Впервые с использованием уникальной технологии акустического многолучевого картирования были построены 3D модели затопленных в заливе объектов – реакторных отсеков АПЛ, судов и групп контейнеров с ТРО. Результаты этого картирования позволили провести измерения радиоактивности затопленных объектов с прецизионной детализацией. Измерения производились с помощью подводных гамма-спектрометров РЭМ-26 и РЭМ-35-2 нового поколения, разрабатываемых в НИЦ "Курчатовский институт", установленных на ТНПА "ГНОМ", "РОВБИЛДР" и "ФАЛЬКОН" [3, 4].

На втором этапе экспедиция выполнила исследования захоронений РО в заливе Степового, в том числе АПЛ К-27, которая считается наиболее потенциально опасным ядерным объектом, затопленным в Карском море в 1981 г. АПЛ оснащена двумя реакторами, в топливе которых содержится около 180 кг урана-235. По оценке специалистов НИЦ "Курчатовский институт" остаточная радиоактивность в реакторном отсеке АПЛ оценивается в 7.3 кКи.

Впервые, для оценки целостности корпусных конструкций АПЛ К-27 и точного выбора мест измерений радиоактивности была построена трехмерная модель подводной лодки с использованием технологии многолучевого эхолотирования ЦПИ РГО. С использованием этой методики было проведено обследование шести основных групповых захоронений ТРО в заливе и получены детальные картины расположения контейнеров и других объектов с ТРО.

Инженерно-радиационное обследование АПЛ К-27 и других радиационно опасных объектов, затопленных в заливе Степового, включало контрольные измерения уровней гамма-излучения на корпусах с помощью подводных гамма-спектрометров установленных на ТНПА. Был также проведен отбор проб грунта по периметру АПЛ. Экспресс-анализ радиоактивности отобранных проб выполнен на борту судна. Проанализировано 160 проб донных отложений и морских организмов на содержание в них техногенных радионуклидов.

На третьем этапе экспедиции были выполнены исследования состояния окружающей среды и подводных объектов на двух полигонах в Новоземельской впадине, в районе множественных захоронений ТРО. Наиболее опасным объектом в этом районе является аварийный ядерный реактор (ЯР) левого борта АПЛ К-140 (заказ № 421) с невыгруженным отработавшим ядерным топливом. В "Белой книге-2000" [1] указано, что реактор был помещен в свинцовую оболочку и затоплен вместе с баржей типа МБСН.

Поиски реального места затопления реактора в Новоземельской впадине велись с 1993 г. В ходе многих экспедиций, в основном организованных МЧС при участии ИО РАН и НИЦ "Курчатовский институт", панорамными методами были обследованы десятки квадратных километров морского дна, отобраны многочисленные пробы грунта, что не принесло результата.

В экспедиции 85-го рейса "Академик Мстислав Келдыш" с помощью гидролокатора бокового обзора (ГБО) "Мезоскан-Т" [4] было проведено непрерывное восьмисуточное обследование почти 200 км² поверхности дна в районе предполагаемого затопления баржи с реактором. Был обнаружен объект, однозначно идентифицированный как затонувшее судно. Исследования на объекте были продолжены с использованием БНПА "Видеомодуль" [4]. Полученные гидролокационные и видеоизображения палубы, люков, бортов и надстройки судна, сопоставленные с имеющейся информацией о габаритах и типе судна, а также типе захороненного ЯР, позволяют с полной уверенностью утверждать, что была обнаружена баржа МБСН с ЯРАПЛ К-140.

В ходе съемки с использованием БНПА "Видеомодуль" велись непрерывные измерения радиоактивного фона подводным автономным гамма-спектрометром РЭМ-26, установленным на

ОКЕАНОЛОГИЯ том 62 № 3 2022

БНПА. Полученные данные указывают на отсутствие выхода радиоактивности из затопленного объекта, что свидетельствует о целостности защитных барьеров конструкции, герметизирующей реактор. По периметру объекта были отобраны пробы грунта, которые будут исследованы в НИЦ "Курчатовский институт" на высокочувствительной спектрометрический аппаратуре, что позволит получить дополнительные сведения о состоянии объекта и возможных утечках радиоактивности.

В целом исследования, выполненные в экспедиции, позволили получить новые данные о локализации объектов захоронений РО и радиационной обстановке в районах Карского моря, где присутствуют массовые захоронения радиоактивных отходов.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИО РАН на 2021 год (темы 0128-2021-0011, 0128-2021-0012, 0128-2021-0008, 0128-2021-0010, 0128-2021-0006, 0128-2021-0016), контракта ИО РАН с НИЦ "Курчатовский институт" от 29.06.2021 № 43-03/21/44/58, а также государственного контракта ИО РАН с ФГКУ ЦСООР "ЛИДЕР" от 19.04.2021 года № 77-21.

Участники экспедиции выражают глубокую признательность академику М.В.Флинту и старшему научному сотруднику ИО РАН С.Г. Пояркову за помощь и содействие в организации экспедиции.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Сивинцев Ю.В., Вакуловский С.М., Васильев А.П. и др. Радиоэкологические последствия затопления радиоактивных отходов в морях, омывающих Россию. ("Белая книга-2000") // М.: ИздАТ, 2005.
- Амиев Г.Н., Беликов А.Д., Петров О.И. Материалы по захоронению РАО в морях, радиоэкологической обстановке в местах базирования кораблей ВМФ и в морских районах захоронения РАО // М.: Медицинская служба ВМФ. 1998.
- Казеннов А.Ю., Нерсесов Б.А., Римский-Корсаков Н.А. Экспедиционные исследования экологии морей Российской Арктики // М.: ФБГНУ "Аналитический центр" Минобрнауки России. 2018. 307 с.
- 4. Римский-Корсаков Н.А., Флинт М.В., Поярков С.Ги др. Развитие технологии комплексных инструментальных подводных наблюдений применительно к экосистемам Российской Арктики // Океанология. 2019. Т. 59. № 4. С. 679–683.

Radiation Pollution of the Russian Arctic-2021 (85th Voyage of the Research Vessel "Akademic Mstislav Keldysh")

N. A. Rimsky-Korsakov^{1, #}, N. Ya. Knivel^{2, ##}, A. Yu. Kazennov², O. E. Kiknadze², A. B. Basin¹, A. A. Pronin¹

¹Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Science, Moscow, Russia ²Kurchatov National Research Center, Moscow, Russia [#]e-mail: nrk@ocean.ru ^{##}e-mail: Knivel NY@nrcki.ru

e-mail: Knivel_NI@nrcki.ru

The information reports about the organization, conduct and main results obtained at 85 voyage expedition of the R/V "Akademic Mstislav Keldysh" to the Kara Sea on 27.08–30.09.2021. The main purpose of the expedition was to study the state of underwater radioactive waste burials and ecology at Novaya Zemlya bays and at the Novaya Zemlya Depression. Sonar and video survey equipment, as well as gamma-ray spectrometers and unmanned underwater vehicles, were used for the research. Benthic and bottom soil samples were taken for subsequent laboratory analysis. A number of potentially dangerous objects locations have been confirmed for the first time. Detailed information about known objects was obtained by multi beam mapping technology.

Keywords: Kara Sea, bays, radioactive waste, ecology, sonar, multi beam mapping, videography, gamma spectrometry

УДК 551.46

ИССЛЕДОВАНИЯ В БАРЕНЦЕВОМ И КАРСКОМ МОРЯХ В 52-м РЕЙСЕ НИС "АКАДЕМИК НИКОЛАЙ СТРАХОВ"

© 2022 г. С. Л. Никифоров¹, Н. О. Сорохтин¹, Р. А. Ананьев^{1,} *, Н. Н. Дмитревский¹, Е. А. Мороз², О. В. Кокин^{3, 4}

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия ²Геологический институт РАН, Москва, Россия

³Государственный океанографический институт им. Н.Н. Зубова, Москва, Россия

⁴Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

*e-mail: corer@mail.ru Поступила в редакцию 22.12.2021 г. После доработки 26.12.2021 г. Принята к публикации 25.02.2022 г.

В статье кратко описаны результаты работ в 52-м рейсе НИС "Академик Николай Страхов". На станциях комплексных исследований проведено гидрофизическое зондирование, отобраны пробы воды батометрами и донных осадков с помощью дночерпателя и грунтовой трубки. В результате геофизических исследований выявлены участки с проявлениями современных опасных природных процессов.

Ключевые слова: Баренцево море, Карское море, комплексные исследования, опасные природные процессы, рельеф

DOI: 10.31857/S0030157422030078

В 2021 г. состоялся 52-й рейс НИС "Академик Николай Страхов". Целью экспедиции являлось проведение комплексных геолого-геофизических, геохимических, гидрофизических и гидрометеорологических исследований на шельфе Баренцева и Карского морей. В рейсе принимали участие сотрудники Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Геологического института РАН, Института проблем промышленной экологии Севера ФИЦ КНЦ РАН, Государственного океанографического института им. Н.Н. Зубова, МГУ имени М.В. Ломоносова, Института физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН и Сколтеха.

Рейс продолжался 41 сутки и был разделен на 2 этапа, сроки проведения — с 15 октября по 24 ноября. Основная часть исследований 1-го этапа проходила в юго-восточной части Баренцева моря и юго-западной Карского (рис. 1), работы являлись продолжением серии морских экспедиционных исследований в данном регионе [1, 2]. На 2-м этапе экспедиции на переходе в п. Калининград с борта судна выполнялись попутные гидрометеорологические исследования.

Основными задачами исследований в морях Западной Арктики являлись: изучение особенностей строения рельефа и осадочной толщи, связанных с палеогеографией региона; уточнение границ распространения последнего позднеплейстоценового покровного оледенения; изучение современных опасных природных процессов (ледовая экзарация, области развития многолетнемерзлых пород и повышенной газонасыщенности и др.); обоснование вероятного сценария развития природных обстановок западного арктического шельфа в условиях изменения глобального климата и усиления антропогенного воздействия.

Основным использовавшимся оборудованием для решения задач картирования рельефа морского дна и верхней осадочной толщи являлись многолучевой эхолот Reson Seabat 8111 и сейсмопрофилограф EdgeTech 3300. Помимо судового оборудования использовался эхолот-профилограф SES-2000, приемо-передающая антенна этого прибора крепилась на опускающуюся поворотную штангу с правого борта. Общий объем работ. выполненный гидроакустическим комплексом, составил более 6200 морских мили. Помимо этого, для получения информации о строении осадочной толщи использовался сейсмоакустический комплекс "Геонт-шельф" с источником типа "спаркер". Исследования проводились с одноканальной сейсмокосой, объем работ сейсмо-



Рис. 1. Схема работ 1-го этапа 52-го рейса НИС "Академик Николай Страхов". Черными линиями показаны выполненные геофизические профили, красные круги — выполненные комплексные станции.

профилирования методом НСП составил порядка 2100 миль.

В ходе 52-го рейса НИС "Академик Николай Страхов" была выполнена 21 комплексная станция. Гидрофизические работы в рейсе осуществлялись на океанографических станциях при помощи СТД-зонда SBE19+ с получением данных по температуре, солености, давлению, электропроводности и мутности, всего была выполнено 18 станций. Помимо этого, проводился отбор проб донных отложений с помощью дночерпателя (6 станций) и ударной грунтовой трубки (14 станций). Выполнены литологическое описание и фотосъемка отобранных геологических образцов, в полученных кернах произведен отбор проб на минералогический, гранулометрический, геохимический и микропалеонтологический анализы. Кроме того, для проведения геоэкологических исследований на станциях проводился отбор проб воды с помощью батометров.

Для определения возраста борозд ледового выпахивания было отобрано 15 проб донных отложений, для контроля полученных результатов опробование грунта было проведено как непосредственно со дна борозды, так и с исходной (фоновой) поверхности, не подвергавшейся экзарационному воздействию. Для датирования предполагается использовать метод неравновесного ²¹⁰Pb, такие исследования будут проводиться впервые.

В результате исследований установлено, что процессы ледникового морфолитогенеза оказали

существенное влияние на формирование рельефа дна юго-западной части Карского моря. На правом борту Восточно-Новоземельского желоба были обнаружены ледниковые и водно-ледниковые формы рельефа. На полигоне, расположенном к северо-западу от о. Белый, были закартированы каналы стока талых ледниковых вод. Полученные новые данные о строении рельефа и верхней осадочной толщи дополнят представления о конфигурации границ оледенения и направлении движения покровного ледника в этом регионе.

По данным высокочастотного гидроакустического комплекса в северо-восточной части Печорского моря были обнаружены кратеры газовых воронок (покмарков), что указывает на существование благоприятных условий для дегазации. На некоторых участках исследований были зарегистрированы газовые выходы в водную толщу, в зоне одной из таких газовых аномалий в Карском море были обнаружены кристаллы икаита — метастабильного гексагидрата карбоната кальция (CaCO₃ · 6H₂O).

На сейсмических разрезах в Карском море внутри толщи новейших четвертичных отложений обнаружены акустические аномалии, вероятно, связанные с наличием многолетнемерзлых пород. Криолитогенетические изменения в морских осадках обусловливают сложную волновую картину сейсмоакустических записей, на таких участках наблюдается хаотический "крапчатый" рисунок записи с множеством пересекающихся искривленных осей синфазности и дифрагированных волн от разномасштабных неоднородностей.

В рамках исследований ледово-экзарационного рельефа в Карском море (в основном – в Байдарацкой губе) было полностью прослежено простирание нескольких крупных борозд выпахивания глубиной до 3.2 м и шириной до 110 м. их максимальная зафиксированная протяженность достигала 11 км. Такие "длинные" борозды имеют серпантиновилную конфигурацию в плане с резкими разворотами в противоположную сторону, что связывается с реверсивным характером смены приливных течений. Учитывая, что каждая смена направления борозды происходила не реже продолжительности приливно-отливного полуникла (около 6 ч), эти леляные образования лрейфовали со средней скоростью приблизительно от 4 до 8 м/мин.

Пополнен массив геолого-геофизических, гидрофизических и гидрометеорологических данных. На основании полученных результатов будут разработаны рекомендации по созданию составной части комплексной системы мониторинга морского дна, атмосферы, водной и осадочной толщи с целью изучения опасных природных процессов.

Благодарности. Авторы благодарят руководство и команду судна "Академик Николай Страхов" за помощь в организации морских работ.

Источники финансирования. Экспедиционные работы проводились в рамках тем государственных заданий ИО РАН №№ 0128-2021-0005, 0128-2021-0004, 0128-2021-0015 и 0128-2021-0016, государственного задания ГИН РАН (тема № 0135-2019-0076). Исследования ледово-экзарационного рельефа дна выполнялись за счет гранта Российского научного фонда (проект № 21-77-20038).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Nikiforov S.L., Ananiev R.A., Dmitrevskiy N.N. et al. Geological and Geophysical Studies on Cruise 41 of the R/V Akademik Nikolaj Strakhov in Arctic Seas in 2019 // Oceanology. 2020. V. 60. № 2. P. 295–296.
- 2. *Nikiforov S.L., Sorohtin N.O., Ananiev R.A. et al.* Comprehensive research in the western Arctic Seas on Cruise 49 of the R/V Akademik Nikolay Strakhov in 2020 // Oceanology. 2021. V. 61. № 3. P. 439–441.

Research in Barents and Kara Seas during the Cruise 52 of the R/V Akademik Nikolaj Strakhov

S. L. Nikiforov^a, N. O. Sorokhtin^a, R. A. Ananiev^{a, #}, N. N. Dmitrevskiy^a, E. A. Moroz^b, O. V. Kokin^{c, d}

^aShirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia ^bGeological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia ^cZubov State Oceanographic Institute, Moscow, Russia ^dLomonosov Moscow State University, Moscow, Russia [#]e-mail: corer@mail.ru

The article briefly describes the results of research during the Cruise 52 of the R/V Akademik Nikolaj Strakhov. Hydrophysical sounding was carried out, water samples were taken using bathometers and bottom sediments were taken using a bottom grab and a gravity corer at the complex stations. As a result of geophysical studies, areas with manifestations of modern hazardous natural processes have been identified.

Keywords: Barents Sea, Kara Sea, integrated research, hazardous natural processes, relief

УДК 550.83+550.84+551.465

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ И ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ОХОТСКОГО МОРЯ В 92-м РЕЙСЕ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО СУДНА "АКАДЕМИК М.А. ЛАВРЕНТЬЕВ"

© 2022 г. М. Г. Валитов^{1,} *, Н. С. Ли¹, Р. Б. Шакиров¹, А. Л. Пономарева¹, Ю. А. Телегин¹, В. А. Буланов¹, З. Н. Прошкина¹, А. К. Окулов¹, А. Н. Иваненко², В. Ю. Калгин¹, Я. В. Рыжманова³, А. Ю. Жуковин¹, М. А. Бовсун^{1, 4}, Д. С. Максеев¹

¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия ²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

³Институт биохимии и физиологии микроорганизмов им. Г.К. Скрябина РАН, Пущино, Россия ⁴Дальневосточный федеральный университет, Школа естественных наук, Владивосток, Россия

> **e-mail: valitov@poi.dvo.ru* Поступила в редакцию 09.06.2021 г. После доработки 23.12.2021 г. Принята к публикации 25.02.2022 г.

В работе приведены краткие результаты комплексных исследований северной части Курильской дуги Охотоморского региона, полученные в 92-м рейсе НИС "Академик М.А. Лаврентьев" в апреле—мае 2021 г. Уточнен рельеф, получено распределение геофизических и газогеохимических полей. Обнаружены скрытые в осадочном чехле вулканические постройки. Получен большой массив данных по распределению температуры и солености поверхностных вод, а в приводной атмосфере – концентраций метана, углекислого газа и атомарной ртути вдоль маршрута движения судна.

Ключевые слова: гравиметрия, магнитометрия, углеводороды, газогеохимия, микробиология **DOI:** 10.31857/S0030157422030169

Согласно Плану морских экспедиционных исследований с 17 апреля по 26 мая 2021 г. на НИС "Академик М.А. Лаврентьев" (рейс № 92) состоялась комплексная экспедиция, организованная Тихоокеанским океанологическим институтом им. В.И. Ильичева (ТОИ ДВО РАН). Помимо сотрудников ТОИ ДВО РАН в экспедиции приняли участие научные сотрудники ИО РАН и ИБФМ РАН, а также студенты ДВФУ (аспирант и магистрант).

Основными целями экспедиции являлось изучение тектоники и блоковой делимости земной коры, а также поиск новых потоков метана и исследование закономерностей распределения аномальных газогеохимических полей, исследования филогенетической и функциональной структуры микробиома и активности геобиохимических процессов в осадках и толще вод Курильской котловины.

Основной объем экспедиционных исследований был сосредоточен на полигоне в восточной части Охотского моря в районе о. Парамушир. Через Курильскую котловину и параллельно Курильской гряде выполнены профильные измерения (рис. 1).

По всему маршруту движения судна комплекс методов включал гравиметрические и магнитометрические исследования, непрерывное акустическое зондирование водной толщи и исследование рельефа дна, регистрацию температуры и солености в поверхностном слое воды, а также атмохимические измерения содержания метана, СО₂ и ртути в приводном слое атмосферы. На станциях осуществлялось геологическое опробование донных отложений гравитационными трубками и коробчатым пробоотборником, гидрологические исследования автономным зондом, извлечение газа из проб керна донных осадков и колонок воды, набортный газохроматографический анализ, минералогические и микробиологические исследования.

В экспедиции, несмотря на отсутствие штатного научного эхолота, гидроакустическими средствами удалось выйти в зону газовых факелов. В результате были получены данные о структуре газовых факелов, зафиксированы многочисленные



Рис. 1. Карта-схема района работ в рейсе № 92 НИС "Академик М.А. Лаврентьев", 17 апреля–26 мая 2021 г. (1) – Профили геофизической съемки, станции опробования осадка: (2) –гравитационной трубкой, (3) – коробчатым пробоотборником, (4) –сопровождавшиеся гидрологическим зондированием. На врезках: (а) – маршрут движения судна, региональные профили и положение района работ, (б) – отражение скрытой вулканической постройки в аномальном магнитном поле, (в) – детальная схема опробования припрамуширской акватории, (г) – припарамуширский газовый факел.

придонные акустические неоднородности неясного происхождения. Получены данные о рассеянии звука в верхнем слое моря, обусловленные мелкомасштабными неоднородностями (планктон, турбулизованные слои, пузырьки).

Геофизическое профилирование дополнило ранее полученные данные комплексных геологогеофизических экспедиций ТОИ ДВО РАН. В результате построены карты гравитационного и магнитного полей, позволяющие по-новому оценить блоковое строение земной коры исследуемого района. На исследуемой акватории обнаружены скрытые вулканические постройки, а в центральной части полигона в геофизических полях полосой отрицательных аномалий прослежена грабеноподобная структура.

Выполнено газогеохимическое опробование кернов и водной толщи на акватории припарамуширского района Охотского моря. Существенно расширены газогеохимические исследования данного района, получены новые данные по распределению углеводородных газов. По предварительным результатам в донных осадках выделяются два участка с высокими содержаниями метана. Первый находится в северо-восточной части площади, второй — в центральной, рядом с газовым факелом (станция LV92-47). Высокие концентрации, увеличение содержания газа к забою керна, более высокое отношение предельных к непредельным углеводородам говорит о глубинном термогенном источнике газа.

По результатам литологических исследований установлено, что осадки представлены преимущественно частицами пелитовой и алевритовой фракций. В прибрежной части акватории распространены осадки более крупнозернистые — песок, гравий и галька. Газонасыщенные осадки характеризуются неоднородным составом, присутствием запаха сероводорода.

Традиционно в наших экспедициях исследуется газовая составляющая атмосферы. На борту были установлены газоанализаторы Ріссаго, любезно предоставленные кафедрой почвоведения ДВФУ (зав. кафедрой — к.б.н., доцент Ольга Владимировна Нестерова), позволяющие в режиме реального времени отслеживать в приводной атмосфере концентрации метана, углекислого газа и паров воды.

По результатам микробиологических исследований было выявлено три района обнаружения термофильных микроорганизмов: вблизи о. Парамушир, вокруг вулкана Алаид и в зоне, прилегающей к полуострову Камчатка. Районы обнаружения термофильных микроорганизмов вблизи вулкана Алаид и о. Парамушир привязаны к курящимся вулканам, что позволяет сделать вывод о продолжении вулканической деятельности и в прибрежных шельфах. Район вблизи полуострова Камчатки находится в относительном удалении от вулканов, находящихся на суше. Но при этом на станциях с термофильными организмами содержание метана соответствует фоновым значениям.

Благодарности. Научный состав благодарит капитана дальнего плавания В.Б. Птушкина и экипаж НИС "Академик М.А. Лаврентьев" за помощь в успешном выполнении запланированных в экспедиции исследований. Отдельная благодарность УНИФ ДВО РАН и Минобрнауки РФ за содействие в решении вопросов организации экспедиции.

Источники финансирования. Экспедиционные работы проведены при финансовой поддержке Минобрнауки РФ в рамках Госзадания ТОИ ДВО РАН: Рег. №№ 121021500053-6, 121021500055-0, АААА-А19-119122090009-2, АААА-А20-120021990003-3, АААА-А20-120011090005-7.

Geological-Geophysical and Oceanographic Researches of the Easern Part of the Sea of Okhotsk during the 92ND Cruise of the R/V "Akademik M.A. Lavrentiev"

M. G. Valitov^{a, #}, N. S. Lee^a, R. B. Shakirov^a, A. L. Ponomareva^a, Yu. A. Telegin^a, V. A. Bulanov^a, Z. N. Proshkina^a, A. K. Okulov^a, A. N. Ivanenko^b, V. Yu. Kalgin^a, Ya. V. Ryzhmanova^c, A. Yu. Zhukovin^a, M. A. Bovsun^{a, d}, D. S. Makseev^a

^aIl'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia ^bShirshov Institute of Oceanology of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

^cSkryabin Institute of Biochemistry and Physiology of Microorganisms Russian Academy of Sciences, Pushchino, Russia ^dFar Eastern Federal University, School of Natural Sciences, Department of Soil Science, Vladivostok, Russia [#]e-mail: valitov@poi.dvo.ru

The paper presents brief results of integrated studies of the northern part of the Kuril arc of the Okhotsk Sea region, obtained in the 92^{nd} cruise of the R/V "Akademik M.A. Lavrentiev" in April–May 2021. The relief was refined, the distribution of geophysical and gas-geochemical fields was obtained. Volcanic edifices hidden in the sedimentary layer were discovered. A large array of data was obtained on the distribution of temperature and salinity of surface waters, and in the near-water atmosphere the concentrations of methane, carbon dioxide and atomic mercury along the route of the vessel.

Keywords: gravimetry, magnetometry, hydrocarbons, gas geochemistry, microbiology