Том 63, Номер 2

ISSN 0030-1574 Март - Апрель 2023





СОДЕРЖАНИЕ

Том 63, номер 2, 2023

Физика моря

Влияние атлантической меридиональной океанической циркуляции на температуру верхнего слоя Северной Атлантики и атлантического сектора Северного Ледовитого океана Д. А. Яковлева, И. Л. Башмачников, Д. А. Кузнецова	173
О сезонном меридиональном смещении струйной структуры антарктического циркумполярного течения к югу от Африки <i>Р. Ю. Тараканов</i>	182
Условия трансформации мезомасштабного вихря в субмезомасштабную вихревую нить при вытягивании его неоднородным баротропным течением В. В. Жмур, Т. В. Белоненко, Е. В. Новоселова, Б. П. Суетин	200
Приложение к реальному океану теории трансформации мезомасштабного вихря в субмезомасштабную вихревую нить при вытягивании его неоднородным баротропным течением <i>В В Жихр Т В Базоцацко F. В. Нодосагода, Б. П. Сударии</i>	211
D. D. Жмур, 1. D. Deлоненко, E. D. Повоселова, D. 11. Суетан	211
Морская биология	
Влияние регионального потепления на первичную продукцию Карского моря в последние две декады (2002–2021 гг.)	
А. Б. Демидов, В. И. Гагарин, С. В. Шеберстов	224
Гетеротрофный нано- и микропланктон Карского моря в осенний период А. Ф. Сажин, Н. Д. Романова, А. И. Копылов, А. В. Романенко, Е. А. Заботкина	243
Сезонные изменения численности, биомассы и видового разнообразия зоопланктона в открытом море у берегов Крыма (Черное и Азовское моря) Ю. А. Загородняя, И. Е. Драпун, Е. А. Галаговец, О. А. Гарбазей, В. В. Губанов, А. С. Кудякова, Д. А. Литвинюк, Е. В. Попова	255
Морская геология	
Запасы и распределение мощностей песка на морском подводном береговом склоне Анапской пересыпи	
Н. Н. Дунаев, Е. А. Бирюков, П. А. Маев, Р. Д. Косьян, В. В. Крыленко	266
О развитии песчаных отложений южной части Куршской косы Д. В. Ерошенко, М. Г. Напреенко, Е. В. Дорохова, Г. С. Харин, И. П. Жуковская, Л. Д. Баширова	276
Литология и стратиграфия четвертичных отложений сектора Амегино атлантической континентальной окраины Патагонии Е. В. Иванова, Д. Г. Борисов, И. О. Мурдмаа, Г. Х. Казарина, Н. В. Симагин. Т. Ф. Зингер	292
Поверхностные донные осадки Северной Атлантики на профиле вдоль 59.5° с.ш. <i>А. Г. Матуль, Е. А. Новичкова, Г. Х. Казарина, А. В. Тихонова,</i> <i>Н. В. Козина, П. Бехера, Н. Саху, М. Тивари, Р. Мохан</i>	307
	201

Информация

Экосистемы морей Сибирской Арктики – 2022: Экосистема восточной части
Карского моря, накопленные в бассейне экологические риски
(2-ой этап 89-го рейса научно-исследовательского судна
"Академик Мстислав Келдыш")

М. В. Флинт, С. Г. Поярков, А. А. Полухин, А. Ю. Мирошников

_

_

Гидрофизические исследования в тропической Атлантике (52-й рейс научно-исследовательского судна "Академик Борис Петров") <i>Е. Г. Морозов, П. О. Завьялов, Д. И. Фрей</i>	332
Геологические исследования Срединно-Атлантического хребта между разломами Чарли Гиббс и Максвелл в 53-м рейсе судна "Академик Николай Страхов"	
А. А. Пейве, С. Ю. Соколов, А. Н. Иваненко, А. А. Разумовский, И. С. Патина, В. А. Боголюбский, И. А. Веклич, А. П. Денисова, В. Н. Добролюбов, С. А. Докашенко, Е. С. Иванова, С. А. Лапина, И. А. Наумов, Н. С. Никитин, З. Ф. Уразмуратова	335
Геолого-геофизические и океанографические исследования в Японском море, Татарском проливе в 79-м рейсе научно-исследовательского судна "Профессор Гагаринский"	
М. Г. Валитов, Н. С. Ли, А. А. Легкодимов, А. Л. Пономарева, С. П. Плетнев, А. Ю. Жуковин, Р. А. Григоров, Д. С. Максеев	338

CONTENTS

Vol. 63, No. 2, 2023

Marine Physics	
Impact of the Atlantic Meridional Overturning Circulation on Upper Water Temperature of the North Atlantic and the Atlantic Sector of the Arctic Ocean <i>D. A. Iakovleva, I. L. Bashmachnikov, D. A. Kuznetsova</i>	173
Seasonal Meridional Displacement of the Jet Structure of the Antarctic Circumpolar Current South of Africa <i>R. Yu. Tarakanov</i>	182
Conditions for the Transformation of a Mesoscale Vortex into a Submesoscale Vortex Thread When the Vortex Elongates by an Inhomogeneous Barotropic Flow <i>V. V. Zhmur, T. V. Belonenko, E. V. Novoselova, B. P. Suetin</i>	200
Application to the World Ocean of the Theory of Transformation of a Mesoscale Vortex into a Submesoscale Vortex Thread When the Vortex Elongates by an Inhomogeneous Barotropic Flow	
V. V. Zhmur, T. V. Belonenko, E. V. Novoselova, B. P. Suetin	211
Marine Biology	
Influence of Regional Warming on Primary Production of the Kara Sea during the Last Two Decades (2002–2021)	
A. B. Demidov, V. I. Gagarin, S. V. Sheberstov	224
Heterotrophic Nano- and Microplankton in the Kara Sea in Autumn A. F. Sazhin, N. D. Romanova, A. I. Kopylov, A. V. Romanenko, E. A. Zabotkina	243
Seasonal Changes in Abundance, Biomass, and Species Diversity of Zooplankton in Areas Offshore the Crimea (Black and Azov Seas)	
Ju. A. Zagorodnyaya, I. E. Drapun, E. A. Galagovets, O. A. Garbazey, V. V. Gubanov, A. S. Kudyakova, D. A. Litvinuk, E. V. Popova	255
Marine Geology	
Reserves and Distribution of Sand Capacities on the Marine Underwater Coastal Slope of the Anapa Bay-Bar	
N. N. Dunaev, E. A. Biryukov, P. A. Maev, R. D. Kosyan, V. V. Krylenko	266
On the development of Sand Deposits in the Southern Part of the Curonian Spit	
D. V. Eroshenko, M. G. Napreenko, E. V. Dorohova, G. S. Kharin, I. P. Zhukovskaya, L. D. Bashirova	276
Lithology and Stratigraphy of the Quaternary Sediments from the Ameghino Segment of the Atlantic Patagonian Margin	
E. V. Ivanova, D. G. Borisov, I. O. Murdmaa, G. Kh. Kazarina, N. V. Simagin, T. F. Zinger	292
Surface Bottom Sediments of the North Atlantic on the Transect along 59.5° N	
A. G. Matul, E. A. Novichkova, G. Kh. Kazarina, A. V. Tikhonova, N. V. Kozina, P. Behera, N. Sahoo, M. Tiwari, R. Mohan	307

Information

Ecosystems of Siberian Arctic Seas – 2022: Ecosystem of the Eastern Kara Sea, Ecological Risks Accumulated in the Basin (89 Cruise of Research Vessel "Akademik Mstislav Keldysh")

M. V. Flint, S. G. Poyarkov, A. A. Polukhin, A. Yu. Miroshnikov

Oceanographic Investigations in the Tropical Atlantic (Cruise 52 of the Research Vessel "Akademik Boris Petrov") <i>E. G. Morozov, P. O. Zavialov, D. I. Frey</i>	332
Geological Investigations of the Mid-Atlantic Ridge between the Charlie Gibbs and Maxwell Transform Faults during Cruise 53 of the R/V "Akademik Nikolaj Strakhov"	
A. A. Peyve, S. Yu. Sokolov, A. N. Ivanenko, A. A. Razumovskii, I. S. Patina, V. A. Bogolyubskii, I. A. Veklich, A. P. Denisova, V. N. Dobrolyubov, S. A. Dokashenko, E. S. Ivanova, S. A. Lapina, I. A. Naumov, N. S. Nikitin, Z. F. Urazmuratova	335
Geological-Geophysical and Oceanographic Researches in the Sea of Japan, the Tatar Strait 79th Cruise of the R/V " <i>Professor Gagarinsky</i> "	
M. G. Valitov, N. S. Lee, A. A. Legkodimov, A. L. Ponomareva, S. P. Pletnev, A. Yu. Zhukovin, R. A. Grigorov, D. S. Makseev	338

——— ФИЗИКА МОРЯ ——

УДК 551.465

ВЛИЯНИЕ АТЛАНТИЧЕСКОЙ МЕРИДИОНАЛЬНОЙ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ НА ТЕМПЕРАТУРУ ВЕРХНЕГО СЛОЯ СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ И АТЛАНТИЧЕСКОГО СЕКТОРА СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА

© 2023 г. Д. А. Яковлева^{1, 2,} *, И. Л. Башмачников^{1, 2}, Д. А. Кузнецова^{1, 2}

¹Санкт-Петербургский государственный университет, Университетская наб. 7/9, Санкт-Петербург, 199034 Россия ²Научный фонд "Международный центр по окружающей среде и дистанционному зондированию имени Нансена", 14-я линия В. О., 7, Санкт-Петербург, 199034 Россия *e-mail: d.iakovleva@spbu.ru Поступила в редакцию 09.06.2022 г. После доработки 07.09.2022 г.

Принята к публикации 12.09.2022 г.

В данной работе исследуется влияние изменчивости интенсивности Атлантической меридиональной океанической циркуляции (АМОЦ) на температуру 100-метрового слоя Северной Атлантики и Северного Ледовитого океана во второй половине XX–начале XXI вв. Температура воды получена по трем массивам данных (ARMOR-3D, SODA3.4.2 и ORAS4) с разным пространственным разрешением и разным временным интервалом. Разложение изменчивости температуры воды на естественные ортогональные функции (ЕОФ) показало, что вторая мода ЕОФ, объясняющая 20-27% дисперсии температуры воды верхнего слоя моря, связана с изменением интенсивности АМОЦ. Временная изменчивость главной компоненты этой моды значимо коррелирует с АМОЦ (0.6–0.9, в зависимости от массива данных и типа индекса АМОЦ). Усиление АМОЦ приводит к увеличению температуры воды на большей части Северной Атлантики Норвежского моря и к уменьшению температуры верхнего слоя океана на большей части Гренландского моря, Баренцева моря и в области и к северу от Шпицбергена. Наибольшее влияние АМОЦ оказывает на температуру воды моря Ирмингера, в центральной части которого связанная с АМОЦ амплитуда колебаний температуры воды достигает 1.5–2°С.

Ключевые слова: Атлантическая меридиональная океаническая циркуляция, температура воды, ЕОФ, Северная Атлантика, Северный Ледовитый океан **DOI:** 10.31857/S0030157423020132, **EDN:** NQTBSJ

введение

Атлантическая меридиональная океаническая циркуляция (АМОЦ) характеризует обобщенный перенос массы (тепла, соли) в меридиональном направлении. Алвекция тепла верхней ветвью АМОЦ в субполярные регионы Северной Атлантики перераспределяется в Исландской котловине межлу двумя основными продолжениями Северо-Атлантического течения: течением Ирмингера, которое переносит тепло в Субполярный круговорот (моря Ирмингера и Лабрадор), и Норвежским течением, которое переносит тепло через Северо-Европейский бассейн. Относительно малая доля общего потока тепла также попадает в Норвежское течение с одним из продолжений течения Ирмингера, огибающим Исландию с запада (так называемое Северо-Исландское течение Ирмингера).

Нижняя ветвь АМОЦ, возвратный глубинный поток АМОЦ, формируется в районах глубокой

конвекции в морях Ирмингера, Лабрадор и Гренландском, где зимой наблюдается интенсивная потеря тепла океаном. Долгое время считалось, что изменчивость объема образующихся глубинных вод в море Лабрадор [31] является одним из наиболее значимых факторов изменчивости АМОЦ. Изменчивость объема глубинных вод, образующихся в море Ирмингера, является куда более важным источником межгодовой изменчивости АМОЦ [6, 20]. При довольно небольшой интенсивности конвекции до начала 2000-х гг., к середине 2010-х гг. площадь глубокой конвекции восточной части Субполярного круговорота (в море Ирмингера и в области южнее мыса Фарвель) превысила площадь области глубокой конвекции моря Лабрадор, впервые с 1950-х гг., а объем вновь формирующихся промежуточных водных масс стал сравним с таковым моря Лабрадор. Согласно литературным источникам, такая ситуация сохранялась по крайне мере до конца 2010-х гг. [25].

Целью данной работы является выявление вклада АМОЦ в изменчивость температуры верхнего слоя Северной Атлантики и атлантического сектора Северного Ледовитого океана (СЛО). Особенно важно оценить влияние АМОЦ на температуру верхнего слоя субполярных регионов, где находятся основные области глубокой конвекции. Возможное влияние на эти области потоков тепла АМОЦ может формировать обратные связи, стабилизирующие АМОЦ [19].

Возможное влияние АМОЦ на температуру атлантических вод в Северном Ледовитом океане следует из наблюдаемого характера переноса аномалий температуры системой поверхностных течений Северной Атлантики. В частности, показано, что изменчивость температуры вод Северо-Атлантического течения в Фареро-Шетландском проливе может проникать далеко в Евразийский бассейн СЛО [1, 17, 23]. Можно также проследить распространение аномалий температуры поверхности океана от областей тропической Северной Атлантики до пролива Фрама (примерно в течение 4-х лет) и далее, вдоль кромки шельфа Евразийского бассейна, до центральных районов СЛО [9]. Предполагается, что такое распространение аномалий температуры в океане поддерживается крупномасштабными механизмами взаимодействия океана и атмосферы, которые, в свою очередь, приводят к увеличению атмосферного переноса тепла в Арктику. что оказывает сушественное влияние на межгодовую изменчивость площади морских льдов в СЛО [2].

Достоверно линамику АМОШ в Северной Атлантике можно оценить с начала функционирования трансатлантического массива наблюдений RAPID с первой половины 2000-х гг. [30]. С первой половины 1990-х гг. динамику АМОЦ можно оценить по результаты совместной обработки данных спутниковой альтиметрии и буев Арго, по отдельным наблюдениям за течениями за некоторые годы, а также с использованием косвенных индикаторов [12, 15, 16, 21]. Все имеющиеся данные указывают на процесс постепенного ослабления АМОЦ с 1960-х по 1980-е гг. Далее, во второй половине 1990-х гг., произошло кратковременное усиление АМОЦ. В этот период объем, температура и соленость атлантических вод в Северо-Европейском бассейне, а, несколько позже, и в Евразийском бассейне СЛО, выросла и оставалась высокой относительно климатического среднего до середины 1990-х гг. [9, 17]. С середины 1990-х гг. отмечается локальное снижение интенсивности АМОЦ [15], которое сопровождалось снижением потока тепла и расхода Западно-Шпицбергенского течения [17]. В середине 2000-х гг. наблюдался локальный максимум АМОЦ, после чего началось достаточно быстрое уменьшение интенсивности АМОЦ, продолжавшееся

до 2010-х гг., отмеченное и по данным прямых наблюдений на разрезе RAPID (26° с.ш.) [15, 21]. Оно сопровождалось уменьшением глубокой конвекции в морях Лабрадор и Ирмингера [4] и ослаблением течений Субполярного круговорота (Лабрадорского, Восточно-Гренландского, Западно-Гренландского и Ирмингера) [5]. Далее расход АМОЦ стабилизировался на более низких значениях. Подавляющее большинство современных климатических моделей прогнозирует долгосрочную тенденцию к дальнейшему замедлению АМОЦ, в среднем на 30% к концу XXI века [29]. На эту тенденцию могут накладываться отмеченные ранее декадные и внутридекадные колебания.

Конечно, АМОЦ является лишь одним из механизмов, который может регулировать колебания потока океанического тепла в субполярных и полярных регионах. На основе анализа натурных и модельных данных многие исследователи связывают усиление интенсивности переноса тепла на север через Северо-Европейский бассейн в 1990-х гг. с региональным усилением атмосферной циклонической циркуляции над бассейном и ослаблением теплоотдачи поверхностью океана в этом районе [2, 17]. Интенсивность потоков тепла в этом регионе также связывают с влиянием крупномасштабных атмосферных структур, характеризующихся индексами Северо-Атлантической осцилляции (САО), Восточно-Атлантического колебания, индексами циркуляции Вангергейма-Гирса [17, 28]. С другой стороны, изменчивость САО и динамика АМОЦ предположительно связаны между собой через многочисленные механизмы прямых и обратных связей (см., например, [2, 26]).

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В работе исследуется изменчивость температуры верхнего 100-метрового слоя океана Северной Атлантики и атлантического сектора СЛО (45°– 90° с.ш. и 70° з.д.–140° в.д.; рис. 1а). Анализ проводится с использованием среднемесячных данных температуры воды 3-х массивов: ARMOR-3D¹, SODA3.4.2² и ORAS4³. ARMOR-3D обладает лучшим пространственным разрешением, тогда как ORAS4 и SODA3.4.2 имеют более продолжительные ряды данных.

ARMOR-3D (1993–2020 гг.) представляет собой массив комбинированных натурных и спутниковых данных на регулярной сетке с пространственным разрешением 0.25° × 0.25° [18, 22]. В формировании массива ARMOR-3D используются натурные профили температуры World Ocean Database (WOD) и других баз данных на-

¹ http://marine.copernicus.eu/.

² http://www.soda.umd.edu/.

³ https://www.cen.uni-hamburg.de/en/icdc/data/ocean/easy-initocean/ecmwf-ocean-reanalysis-system-4-oras4.html.



Рис. 1. (а) район исследования, на котором показано среднее поле ТПО и скорости течений, осредненные за период 1993–2020 гг. по данным ARMOR-3D. Зелеными эллипсами показаны районы, где наиболее часто встречается зимняя конвекция глубже 1000 м. Бм – Баренцево море, Гм – Гренландское море, мИ – море Ирмингера, мЛ – море Лабрадор, Нм – Норвежское море, ВГт – Восточно-Гренландское течение, ЗГт – Западно-Гренландское течение, ЗШт – Западно-Шпицбергенское течение, Лт – Лабрадорское течение, Нт – Норвежское течение, САт – Северо-Атлантическое течение, тИ – течение Ирмингера, пФ – пролив Фрама, ФШп – Фареро-Шетландский пролив; (б) межгодовая изменчивость нормированных значений 3-х индексов АМОЦ по массивам HADIsst (температурный индекс), EN4 (соленостный индекс), ISHII&Scripps (соленостный индекс) и ансамблевого индекса АМОЦ с 1958 г.

блюдений [18], а также спутниковая температура поверхности океана (ТПО) на регулярной сетке массива Reinolds и данные спутниковой альтиметрии AVISO. Для воспроизведения 3-мерных полей температуры воды, на первом шаге, спутниковые данные интерполируются вглубь моря методом множественной линейной регрессии, формируя "синтетические" вертикальные профили ТПО. Далее натурные и "синтетические" профили объединяются методом оптимальной интерполяции в 3-мерный массив ежемесячных полей температуры воды [27]. В связи с особенностями формирования массива, ARMOR-3D хорошо воспроизводит изменчивость температуры верхнего слоя океана тропических и субполярных районов, но плохо отражает изменчивость подповерхностной температуры воды покрытых льдом акваторий СЛО.

Океанический реанализ SODA3 (версия 4.2, Simple Ocean Data Assimilation, 1980—2020 гг.) имеет пространственное разрешение $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$. Реанализ SODA3.4.2 основан на модели динамики океана MOM5 с блоком льда SIS1. Модель ас-

симилирует данные профилей температуры in-situ (из WOD), данные ТПО (данные наблюдений ICOADS – International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set) и спутниковые данные ТПО [14]. Атмосферным форсингом на верхней границе модели SODA3.4.2 выступает атмосферный реанализ ERA-Interim.

Океанический реанализ ORAS4 (Осеап Re-Analysis System 4, 1958–2017 гг.) основан на океанической модели NEMO V3.0. Он имеет пространственное разрешение 1° × 1° [10]. В зависимости от периода моделирования, в качестве форсинга модели используются либо данные атмосферного реанализа ERA-40 (с 1957 по 1989 гг.), либо ERA-Interim (с 1989 по 2009 гг.), либо ECMWF NWP (с 2010 г.). ORAS4 ассимилирует натурные вертикальные профили температуры и солености воды, данные буйковых станций и датчиков, закрепленных на морских животных, а также спутниковые данные ТПО и концентрации морского льда.

Поля пространственно-временной изменчивости температуры верхнего слоя океана раскладывались на характерные моды своей изменчивости методом естественных ортогональных функций (ЕОФ). Метод позволяет выделить характерные пространственные структуры вариации параметра, которые имеют однотипную изменчивость во времени, а также определить вклад каждой из этих структур в общую дисперсию исходной изменчивости температуры выделенного региона [7]. Моды, полученные по методу $EO\Phi$, ортогональны друг к другу, т.е. можно ожидать, что физические процессы, описывающие разные моды ЕОФ, различны, хотя это не всегда так. Дополнительную сложность в интерпретации результатов ЕОФ представляет тот факт, что различные природные процессы, формирующие изменчивость температуры воды, часто оказываются взаимосвязанными.

Интенсивность Атлантической меридиональной океанической циркуляции за весь период наблюдений (рис. 16) характеризовалась как температурным, так и соленостными индексами [15]. Согласно цитируемой работе, соленостные индексы определялись как средняя соленость вод Северной Атлантики между 45–65° с.ш. в слое 0– 1500 м. Один индекс был рассчитан по базам натурных данных ISHII⁴ (1946–2015 гг.) и Scripps⁵ (2004–2020 гг.), другой – по данным базы EN4⁶ (1946–2020 гг.). Температурный индекс HADIsst (1871–2020 гг.), также полученный по данным EN4, представляет собой разницу между ТПО в регионе субполярного круговорота и глобальной ТПО [13]. Эти индексы хорошо воспроизводят из-

Таблица 1. Дисперсия (%) первых трех мод ЕОФ температуры воды в слое 0–100 м по массивам данных ARMOR-3D, SODA3.4.2 и ORAS4

	ЕОФ 1	ЕОФ 2	ЕОФ 3
ARMOR-3D	41	27	9
SODA3.4.2	43	21	8
ORAS4	41	20	10

менчивость АМОЦ, полученную как по результатам анализа данных наблюдений массива RAPID с 2004 г., так и по результатам совместного анализа данных альтиметрии и траекторий буев Арго с начала 1990-х гг. [15]. Ансамблевый индекс АМОЦ характеризует среднее между тремя вышеупомянутыми индексами, предварительно нормированными.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

По результатам ЕОФ-анализа температуры воды Северной Атлантики и СЛО, дисперсии первых трех ЕОФ температуры воды суммарно превышают 70% для любого из 3-х используемых массивов данных (табл. 1).

Первая мода ЕОФ характеризует общую тенденцию температуры верхнего слоя моря к увеличению за весь период наблюдений (Приложение 1). Эта мода характеризует процесс потепления верхнего слоя океана и, по всем трем базам данных, вносит наибольший вклад в общую дисперсию, превышающий 40% (табл. 1).

Дисперсия второй моды ЕОФ тоже достаточно велика и составляет для ARMOR-3D - 27%, SODA3.4.2 – 21% и ORAS4 – 20% (табл. 1). Вторая мода ЕОФ температуры воды представляет для нас наибольший интерес, так как именно ее главная компонента (ГК) имеет высокие (от 0.60 до 0.90) корреляции со всеми индексами АМОЦ. включая ансамблевый индекс (табл. 2 и рис. 2). Эта мода определяет, в основном, междекадную изменчивость температуры верхнего слоя океана. Связанная с ней изменчивость температуры воды отражает тенденцию к уменьшению интенсивности АМОЦ с середины 1960-х гг. до середины 1970-х гг., увеличению интенсивности АМОЦ в 1990-х гг. и до середины 2000-х гг., новому ослаблению АМОЦ до начала 2010-х гг. и слабо выраженной тенденции к некоторому усилению АМОЦ в конце 2010-х гг. Ослабление и дальнейшее усиление АМОЦ начала XXI века согласуется с данными прямых наблюдений с 2004 года [30], в то время как ослабление АМОЦ в 1960-х-1970-х гг. подтверждается данными анализа состояния коралловых рифов и прямыми гидрографическими наблюдениями за отдельные годы [24].

Третья мода ЕОФ описывает порядка 10% общей величины дисперсии температуры воды (табл. 1 и Приложение 2). Она характеризует более ко-

⁴ http://rda.ucar.edu/datasets/ds285.3/.

⁵ http://www.argo.ucsd.edu/Gridded_fields.html.

⁶ https://www.metoffice.gov.uk/hadobs/en4/.



Рис. 2. Межгодовая изменчивость ансамблевого индекса АМОЦ (черная линия) и главных компонент ЕОФ по данным ARMOR-3D (2-ая мода, с 1993 г.), SODA3.4.2 (2-ая мода, с 1980 г.) и ORAS4 (2-ая мода, с 1958 г.). Поля соответствующих ЕОФ приведены на рис. 3.

роткопериодную внутридекадную изменчивость температуры воды.

Связь изменчивости второй ГК с изменчивостью АМОЦ позволяет выявить влияние АМОЦ на пространственную структуру температуры верхнего слоя океана (рис. 3). Пространственные распределения аномалий температуры, связанные с динамикой АМОЦ, схожи по всем трем массивам данных. В субполярной Северной Атлантике и в морях Северо-Европейского бассейна с усилением интенсивности АМОЦ происходит повышение температуры верхнего 100-метрового слоя океана (рис. 3). Наиболее сильное увеличение температуры воды наблюдается в центральной части моря Ирмингера, северо-восточной части моря Лабрадор и вдоль Лабрадорского течения. При этом теплее становятся также южная и юго-восточная части Норвежского моря. Однако в Гренландском и Баренцевом морях, а также севернее Шпицбергена реанализы SODA3.4.2 и ORAS4 показывают понижение температуры

верхнего 100-метрового слоя моря с увеличением интенсивности АМОЦ. В ARMOR-3D, на фоне общего увеличения температуры воды в значительной части Северо-Европейского бассейна, также наблюдается некоторое уменьшение температуры воды к северу от Шпицбергена и в восточной части Баренцева моря. В верхнем слое морей Карского, Лаптевых и Восточно-Сибирского, где слабо воздействие адвекции атлантических вод, связь температуры верхнего слоя воды с изменчивостью АМОЦ не прослеживается.

Различия в проявлении холодных областей при усилении АМОЦ в массиве ARMOR-3D могут быть связаны с разной длиной рядов. Так, ЕОФ2 относительно короткого ряда ARMOR-3D включает в себя часть тренда современного потепления, что видно по некоторому наклону второй ГК ARMOR-3D по отношению к соответствующим ГК SODA3.4.2 и ORAS4 за период 1993–2020 гг. (рис. 2). Практически отсутствующая изменчивость в высоких широтах Арктиче-

Таблица 2. Корреляции вторых ГК температуры воды в слое 0—100 м с индексами АМОЦ. Уровень значимости корреляций для каждого из массивов данных указан в скобках в первом столбце таблицы

Массив данных\ индекс АМОЦ	АМОЦ HADIsst	АМОЦ ISHII&Scripps	АМОЦ EN4	Ансамблевый индекс АМОЦ
АRMOR-3D, ГК2 (0.38)	0.79	0.77	0.88	0.86
SODA3.4.2, ГК2 (0.31)	0.80	0.66	0.61	0.73
ORAS4, ΓK2 (0.25)	0.92	0.85	0.80	0.90



Рис. 3. Пространственные распределения амплитуды изменчивости 2-ой моды ЕОФ температуры воды в слое 0—100 м, связанной с изменчивостью АМОЦ: (а) по данным ARMOR-3D, (б) по данным SODA3.4.2, (в) по данным ORAS4. Черным прямоугольником выделен район моря Ирмингера.

ского бассейна второй ЕОФ массива ARMOR-3D, в отличие от реанализов SODA3.4.2 и ORAS4, связана с тем, что данные ARMOR-3D базируются исключительно на спутниковых данных и данных наблюдений, которых крайне мало в покрытых льдом регионах, что не позволяет достоверно выявлять пространственно-временную изменчивость характеристик вод в этих областях СЛО.

Амплитуда колебаний температуры воды слоя 0-100 м в результате изменения интенсивности АМОЦ в районе глубокой конвекции (см. [3, 8]) центральной части моря Ирмингера максимальна и составляет $1.5-2^{\circ}$ С. Этот результат был подтвержден дополнительным ЕОФ-анализом, охватывающим только море Ирмингера (черный прямоугольник на рис. 3). В этом ограниченном регионе процент дисперсии температуры воды верхнего 100-метрового слоя, связанный с изменчивостью АМОЦ, составляя 61% по данным ORAS4, 78% по данным SODA3.4.2 и 85% по ARMOR-3D. Корреляции ансамблевого индекса АМОЦ с соответствующими ГК любого из трех массивов данных составили 0.9.

выводы

На основе анализа нескольких массивов данных с разной длительностью рядов показано, что АМОЦ формирует вторую моду ЕОФ температуры верхнего слоя Северной Атлантики и атлантического сектора СЛО, вклад которой составляет 20–27% от общей дисперсии температуры воды. В частности, нами показано, что АМОЦ вносит существенный вклад в понижение температуры верхнего слоя моря с середины 1960-х до середины 1970-х гг., повышение с 1990-х гг. до середины 2000-х гг. и новое понижение с середины 2000-х гг. до середины 2010-х гг., выделявшееся ранее для разных областей Атлантики и в юго-восточной части Северо-Европейского бассейна СЛО (см., например, [9, 11, 12]).

Наши результаты показывают, что влияние АМОЦ наиболее велико на верхние слои центральной части моря Ирмингера, где наблюдаемая в последние десятилетия изменчивость интенсивности АМОЦ может приводить к амплитуде колебаний температуры верхнего 100-метрового слоя моря в $1.5-2^{\circ}$ С. Это может существенно повлиять на интенсивность конвекции в этом ключевом регионе.

В то же время, данные SODA3.4.2 и ORAS4 показывают, что усиление AMOЦ приводит к понижению температуры на большей части Баренцева моря (прежде всего, в восточной его части), в Гренландском море и к северу от Шпицбергена. Данные наблюдений показывают, что хотя долгосрочная 80-летняя изменчивость температуры атлантических вод в Арктике синфазна с изменчивостью температуры верхнего слоя северной Атлантики, более краткосрочная изменчивость может находиться в противофазе [23]. Также обращаем внимание, что в данной статье речь идет не столько о слое атлантических вод, сколько о верхнем 100-метровом слое моря. Причины снижения температуры верхнего слоя воды северных областей Северо-Европейского бассейна и прилегающей части СЛО при увеличении интенсивности АМОЦ требуют дальнейшего исследования.

Источник финансирования: проект Министерства науки и высшего образования РФ No 13.2251.21.0006 (идентификатор RF-225121X0006, соглашение No 075-10-2021-104 в информационной системе "Электронный бюджет" РФ).

ПРИЛОЖЕНИЕ 1



Межгодовая изменчивость главных компонент ЕОФ по данным ARMOR-3D (1-ая мода, с 1993 г.), SODA3.4.2 (1-ая мода, с 1980 г.) и ORAS4 (1-ая мода, с 1958 г.).

ПРИЛОЖЕНИЕ 2



Межгодовая изменчивость главных компонент ЕОФ по данным ARMOR-3D (3-я мода, с 1993 г.), SODA3.4.2 (3-я мода, с 1980 г.) и ORAS4 (3-я мода, с 1958 г.).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Алексеев Г.В., Вязилова А.Е., Глок Н.И. и др. Влияние аномалий температуры воды в низких широтах океана на колебания климата Арктики и их предсказуемость // Арктика: экология и экономика. 2019. Т. 3. № 35. С. 73–83. https://doi.org/10.25283/2223-4594-2019-3-73-83
- 2. Алексеев Г.В., Кузмина С.И., Глок Н.И. и др. Влия-
- 2. Алексеев Г.Б., кузмала С.И., плок П.И. и ор. Блияние Атлантики на потепление и сокращение морского ледяного покрова в Арктике // Лед и снег. 2017. Т. 57. № 3. С. 381–390. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2017-3-381-390
- 3. Башмачников И.Л., Федоров А.М., Весман А.В. и др. Термохалинная конвекция в субполярных морях Северной Атлантики и Северо-Европейского бассейна СЛО по спутниковым и натурным данным. Часть 1: локализация областей конвекции // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2018. Т. 15. № 7. С. 184–194. https://doi.org/10.21046/2070-7401-2018-15-7-184-194
- 4. Башмачников И.Л., Федоров А.М., Весман А.В. и др. Термохалинная конвекция в субполярных морях Северной Атлантики и Северо-Европейского бассейна СЛО по спутниковым и натурным данным. Часть 2: индексы интенсивности конвекции // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2019. Т. 16. № 1. С. 191–201. https://doi.org/10.21046/2070-7401-2019-16-1-191-201
- Белоненко Т.В., Федоров А.М., Башмачников И.Л., Фукс В.Р. Тренды интенсивности течений в Лабрадорском море и море Ирмингера по спутниковым альтиметрическим данным // Исследование Земли из космоса. 2018. № 2. С. 3–12. https://doi.org/10.7868/S020596141802001X
- Кузнецова Д.А., Башмачников И.Л. О механизмах изменчивости Атлантической меридиональной океанической циркуляции (АМОЦ) // Океанология. 2021. Т. 61. № 6. С. 843–855. https://doi.org/10.31857/S0030157421060071
- Ляхов А.Н. Современные методы обработки данных в геофизике // Труды Международной Байкальской Молодежной Научной Школы по Фундаментальной Физике и Конференции молодых ученых "Физические процессы в космосе и околоземной среде". Иркутск: Редакционно-издательский отдел ИСЗФ СО РАН, 2006 г. С. 39–46.
- 8. Федоров А.М., Башмачников И.Л., Белоненко Т.В. Локализация областей глубокой конвекции в морях Северо-Европейского бассейна, Лабрадор и Ирмингера // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. 2018. Т. 63. № 3. С. 345–362.

https://doi.org/10.21638/spbu07.2018.306

- 9. Alekseev G.V., Smirnov A.V., Pnyushkov A.V. et al. Changes of fresh water content in the upper layer of the Arctic Basin in the 1950s-2010s // Fundamentalnaya i Prikladnaya Gidrofzika. 2021. V. 14. № 4. P. 25–38. https://doi.org/10.7868/S2073667321040031
- 10. Balmaseda M.A., Mogensen K., Weaver A.T. Evaluation of the ECMWF ocean reanalysis system ORAS4 // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 2013. V. 139. № 674. P. 1132–1161. https://doi.org/10.1002/qj.2063

- 11. Bryden H.L., Johns W.E., King B.A. et al. Reduction in ocean heat transport at 26 N since 2008 cools the eastern subpolar gyre of the North Atlantic Ocean // Journal of Climate. 2020. V. 33. № 5. P. 1677–1689. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0323.1
- Caesar L., McCarthy G.D., Thornalley D.J.R. et al. Current Atlantic meridional overturning circulation weakest in last millennium // Nature Geoscience. 2021. V. 14. № 3. P. 118–120. https://doi.org/10.1038/s41561-021-00699-z
- Caesar L., Rahmstorf S., Robinson A. et al. Observed fingerprint of a weakening Atlantic Ocean overturning circulation // Nature. 2018. V. 556. № 7700. P. 191– 196.

https://doi.org/10.1038/s41586-018-0006-5

- Carton J.A., Chepurin G.A., Chen L. SODA3: A new ocean climate reanalysis // Journal of Climate. 2018. V. 31. № 17. P. 6967–6983. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0149.1
- 15. *Chen X., Tung K.K.* Global surface warming enhanced by weak Atlantic overturning circulation // Nature. 2018. V. 559. № 7714. P. 387–391. https://doi.org/10.1038/s41586-018-0320-y
- Frajka-Williams E., Ansorge I.J., Baehr J. et al. Atlantic meridional overturning circulation: observed transport and variability // Frontiers in Marine Science. 2019. V. 6. № 260. https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00260
- 17. *Karcher M.J., Gerdes R., Kauker F., Köberle C.* Arctic warming: evolution and spreading of the 1990s warm event in the Nordic seas and the Arctic Ocean // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2003. V. 108. N[©] C2.

https://doi.org/10.1029/2001JC001265

- Larnicol G., Guinehut S., Rio M.H. et al. The global observed ocean products of the French Mercator project // Proceedings of the Symposium on 15 Years of Progress in Radar Altimetry. European Space Agency Special Publication SP-614. 2006.
- 19. Levermann A., Born A. Bistability of the Atlantic subpolar gyre in a coarse-resolution climate model // Geophysical Research Letters. 2007. V. 34. № 24. https://doi.org/10.1029/2007GL031732
- 20. Lozier M.S., Li F., Bacon S. et al. A sea change in our view of overturning in the subpolar North Atlantic // Science. 2019. V. 363. № 6426. P. 516–521. https://doi.org/10.1126/science.aau6592
- McCarthy G.D, Brown P.J., Flagg C.N. et al. Sustainable observations of the AMOC: methodology and technology // Reviews of Geophysics. 2020. V. 58. № 1. P. e2019RG000654. https://doi.org/10.1029/2019RG000654
- 22. Nardelli B.B., Guinehut S., Pascual A. et al. Towards high resolution mapping of 3-D mesoscale dynamics from observations // Ocean Science. 2012. V. 8. № 5. P. 885–901. https://doi.org/10.5194/os-8-885-2012
- Polyakov I., Johnson M. Arctic decadal and interdecadal variability // Geophysical Research Letters. 2000. V. 27. № 24. P. 4097–4100. https://doi.org/10.1029/2000GL011909

- Rahmstorf S., Box J.E., Feulner G. et al. Exceptional twentieth-century slowdown in Atlantic Ocean overturning circulation // Nature climate change. 2015. V. 5. № 5. P. 475–480. https://doi.org/10.1038/nclimate2554
- Rühs S., Oliver E.C., Biastoch A. et al. Changing spatial patterns of deep convection in the subpolar North Atlantic // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2021. V. 126. № 7. P. e2021JC017245. https://doi.org/10.1029/2021JC017245
- 26. Våge K., Pickart R.S., Sarafanov A. et al. The Irminger Gyre: Circulation, convection, and interannual variability // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. 2011. V. 58. № 5. P. 590–614. https://doi.org/10.1016/j.dsr.2011.03.001
- Verbrugge N., Mulet S., Guinehut S. QUALITY IN-FORMATION DOCUMENT For Global Ocean Observation-based Products GLOBAL_ANALYSIS_PHYS_ 001 020 // Copernicus, EU, URL: https://resources.

marine.copernicus.eu/documents/QUID/CMEMS-GLOQUID-001-021. pdf. 2017.

- 28. Vesman A.V., Bashmachnikov, I.L., Golubkin P.A., Raj R.P. The coherence of the oceanic heat transport through the Nordic seas: oceanic heat budget and interannual variability // Ocean Science Discussions. 2020. P. 1–24. https://doi.org/10.5194/os-2020-109
- 29. *Visbeck M.* Power of pull // Nature. 2007. V. 447. № 7143. P. 383–383. https://doi.org/10.1038/447383a
- Volkov D.L., Meinen C.S., Schmid C. et al. Atlantic meridional overturning circulation and associated heat transport // In: Blunden J., Arndt D.S. (eds.). State of the climate in 2019. American Meteorological Society. 2020. P. 159–163. https://doi.org/10.1175/BAMS-D-20-0105.1
- Yashayaev I. Hydrographic changes in the Labrador Sea, 1960–2005 // Progress in Oceanography. 2007. V. 73. № 3–4. P. 242–276. https://doi.org/10.1016/j.pocean.2007.04.015

Impact of the Atlantic Meridional Overturning Circulation on Upper Water Temperature of the North Atlantic and the Atlantic Sector of the Arctic Ocean

D. A. Iakovleva^{*a*, *b*, *#*}, I. L. Bashmachnikov^{*a*, *b*}, D. A. Kuznetsova^{*a*, *b*}

^aSt. Petersburg State University, SPbSU, 7/9 Universitetskaya nab., St. Petersburg, 199034 Russia ^bNansen International Environmental and Remote Sensing Centre, 14 Line V.O., 7, St. Petersburg, 199034 Russia [#]e-mail: d.iakovleva@spbu.ru

In this study we investigate the impact of variability of the Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) on water temperature of the upper 100-m layer of the North Atlantic and Arctic oceans. We use three data-sets (ARMOR-3D, SODA3.4.2 μ ORAS4) with different spatial resolution and covering different time periods. The temperature variability is decomposed into its natural modes using Empirical Orthogonal Functions (EOF). The second EOF, which accounts for 20–27% of dispersion of water temperature in the upper ocean, is associated with a change in the AMOC intensity. The time variability of the principal component of this mode has high correlation with the AMOC (0.6–0.9 depending on the data-set and the AMOC index used). The AMOC has the highest impact on water temperature in the Irminger and Labrador seas. The related amplitude of water temperature fluctuations reaches $1.5-2^{\circ}$ C in the central part of the Irminger Sea, which is one of the key deep convection regions. Intensification of the AMOC leads to an increase the upper ocean temperature over most of the North Atlantic and Norwegian Sea and to a decrease of water temperature over most of the Greenland Sea, Barents Sea and in an area north of Spitsbergen.

Keywords: Atlantic Meridional Overturning Circulation, water temperature, EOF, the North Atlantic, the Arctic Ocean

———— ФИЗИКА МОРЯ ———

УДК 551.465

О СЕЗОННОМ МЕРИДИОНАЛЬНОМ СМЕЩЕНИИ СТРУЙНОЙ СТРУКТУРЫ АНТАРКТИЧЕСКОГО ЦИРКУМПОЛЯРНОГО ТЕЧЕНИЯ К ЮГУ ОТ АФРИКИ

© 2023 г. Р. Ю. Тараканов*

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Нахимовский просп., 36, Москва, 117997 Россия *e-mail: rtarakanov@gmail.com Поступила в редакцию 20.12.2021 г. После доработки 11.03.2022 г. Принята к публикации 13.07.2022 г.

В настоящей работе изложена методика анализа сезонной изменчивости струйной структуры квазизональных течений на основе данных спутниковой альтиметрии по абсолютной динамической топографии (АДТ). Под этой структурой понимается чередование в меридиональном направлении зон повышенных значений модуля градиента АДТ и зон их пониженных значений, т.е. струй и межструйных промежутков. Методика использует линейный и гармонический регрессионный анализы и позволяет рассчитать амплитуды и фазы стационарных гармонических колебаний, аппроксимирующих сезонные ходы модуля градиента АДТ и меридионального смещения указанной структуры, а также дать оценку стандартной ошибки расчетов. На основе этой методики сделаны соответствующие расчеты для полосы Антарктического циркумполярного течения (АЦТ) к югу от Африки (от 10° з.д. до 25° в.д.). В частности, амплитуда сезонного меридионального сдвига градиентного поля АДТ для АЦТ в целом составила 0.009 ± 0.013° ш. с максимальным сдвигом на север в декабре. При этом внутри полосы АШТ имеются зоны, где эта амплитуда достигает 0.12° ш., 0.16° ш. и 0.28° ш. Амплитуда сдвига указанного поля относительно шкалы самой АДТ внутри полосы АЦТ на разных масштабах составляет 0.6–2.5 см. Показано, что этот слвиг обусловлен, главным образом, сезонным ходом АДТ в географических точках. Амплитуда сезонного изменения модуля градиента АДТ относительно как широты, так и шкалы АДТ возрастает от 1×10^{-3} см/км в центральной части АЦТ до $6-7 \times 10^{-3}$ см/км на южной и северной перифериях.

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

DOI: 10.31857/S003015742301015X, EDN: FASQUP

1. ВВЕДЕНИЕ

Антарктическое циркумполярное течение (АЦТ) – самое мощное геострофическое течение Мирового океана, которое с запада на восток опоясывает антарктический континент. АЦТ разделяется на струи [1, 12], т.е. зоны, характеризующиеся на поверхности океана повышенными скоростями течения. что соответствует увеличенному наклону абсолютной динамической топографии (АДТ, ζ). Изолинии АДТ (изогипсы) являются линиями тока геострофического течения на этой поверхности. В Южном полушарии большие значения АДТ остаются слева от направления течения, в Северном – справа. Соответственно сгущения изогипс (зоны увеличенных градиентов АДТ, $\nabla \zeta$) на картах АДТ соответствуют струям. В толще океана геострофические струи проявляются увеличенным наклоном изопикнических поверхностей.

В соответствии с представлениями [12], считающимися на сегодняшний день классическими, в зоне АЦТ во всем циркумполярном круге выделяется три струи (в терминологии авторов этой работы): Субантарктический фронт, Полярный фронт и Южный фронт АЦТ. Следуя работе [2], эти струи мы будем называть Субантарктическим (САТ), Южным полярным (ЮПТ) и Южным антарктическим (ЮАТ) течениями соответственно. С наступлением и развитием эры спутниковых наблюдений за поверхностью океана объем данных для исследования струйной структуры АЦТ вырос на порядки. На основе этих данных, в частности, данных спутниковой альтиметрии, стали выделять до 9 одновременно существующих струй в полосе АЦТ во всем циркумполярном круге [14] и до 12 в региональных исследованиях [3–5].

Согласно выводам [15], струи АЦТ во всем циркумполярном круге и во времени привязыва-



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

ются к одним и тем же изогипсам. Естественно, что в условиях роста уровня океана, составившего за 22 года (1993—2014 гг.) спутниковых альтиметрических наблюдений в среднем 7.5 см [6], такая привязка должна приводить к меридиональному смещению полосы АЦТ к югу. Однако бо́льшая часть современных исследований не обнаруживает систематического долгосрочного меридионального смещения струй АЦТ (см. обзор в [8], а также в [16]). Кроме того, на сегодняшний день ряд исследований [7, 10, 17] не свидетельствует о том, что какой-либо один фронт поддерживает непрерывную структуру на всем протяжении АЦТ.

В работе [16] автором настоящей статьи на основе оригинальной методики, опирающейся на линейный регрессионный анализ, было проведено исследование долгосрочного линейного меридионального сдвига струйной структуры АЦТ в секторе Южного океана к югу от Африки (от 10° з.д. до 25° в.д.) (рис. 1) за период с середины 1993 до середины 2018 гг. Причем под этой структурой понимается чередование в меридиональном направлении зон повышенных и пониженных значений модуля градиента АДТ, |∇ζ|. Отметим, что расчет именно меридионального сдвига связан с тем, что струи АЦТ в этом секторе квазизональны (рис. 1). В работе [16], в частности, было показано смещение всей полосы АЦТ на север на 0.05°, которое, однако, не превышает ошибку расчетов. Вместе с тем для отдельных зон в полосе АЦТ сдвиг оказывается значимым, достигая 0.4° на юг внутри САТ и 1.5° на север внутри ЮПТ. Показано смещение струйной структуры АЦТ относительно шкалы АДТ, составившее за указанный выше период 8.3 ± 1.0 см, что хорошо согласуется со средней оценкой роста уровня океана.



Рис. 2. Распределения в районе к югу от Африки модуля градиента АДТ (в 10^{-3} см/км) (а) и абсолютной геострофической скорости течения (в см/с) на поверхности океана (б), соответствующих средней динамической топографии, показанной на рис. 1. Цветные жирные сплошные и пунктирные линии – изолинии АДТ, соответствующие условным границам АЦТ и ориентировочно ядрам зон повышенных градиентов АДТ.

Струйная структура течений, помимо данного выше определения, вполне может пониматься и как чередование зон повышенных значений мо-

дулей геострофических скоростей $u = \left| \frac{g}{f} \nabla \zeta \right|$ (*g* – ускорение свободного падения, *f* – параметр Кориолиса) или удельных кинетических энергий $u^2/2$ на поверхности океана. Однако для этих физических величин, в силу их обратной пропорциональности параметру Кориолиса и его квадрату соответственно, расчеты дадут иные количественные оценки сдвигов струй. Сопоставление этих оценок требует дополнительного отдельного исследования. Исходя из того, что настоящая работа использует результаты статьи [16], далее мы под струйной структурой будем понимать, как и в [16], чередование зон повышенных и пониженных значений $|\nabla \zeta|$.

Настоящая работа продолжает начатое в [16] исследование временной изменчивости меридионального смещения струйной структуры АЦТ к югу от Африки. В настоящей работе рассматривается сезонный ход этого смещения. При этом анализируется смещение струйной структуры АЦТ не только в меридиональном направлении, но и относительно шкалы АЛТ. В последнем случае количественно оценивается справедливость утверждения о долговременной привязке стрежней струй (т.е. линий максимумов $|\nabla \zeta|$ на поверхности океана) к определенным изогипсам в отношении годового периода колебаний. В разделе 2 описаны данные, на основе которых выполнен анализ, в разделе 3 – метод анализа данных, в разделе 4 обсуждаются результаты расчетов, в разделе 5 приводятся основные выводы работы, а в Приложениях 1 и 2 описана методика оценки ошибок расчетов.

2. ДАННЫЕ

Как и в [16], в настоящей работе использовались ежедневные данные по АДТ с сеткой $\frac{1}{4} \times \frac{1}{4}$ из продукта SEALEVEL GLO PHY L4 ŘЕР OBSERVATIONS 008 047, который производится и распространяется Службой мониторинга морской и окружающей среды Copernicus (CMEMS) (http://marine.copernicus.eu). Пример карты АДТ, построенной по этим данным, показан на рис. 1, а на рис. 2 приведены соответствующие ей карты $|\nabla \zeta|$ и модуля абсолютной геострофической скорости на поверхности океана. Синоптическая (мгновенная, т.е. в определенный момент времени) АДТ представляет собой сумму средней (по времени) АДТ и мгновенной аномалии уровня океана (АУО), определяемой на основе измерений спутниковых альтиметров. В указанном выше продукте использована версия средней АДТ

MDT CNES-CLS18 [11], которая рассчитывается на основе данных измерений температуры и солености в толще океана, измерений скорости течений дрейфующими буями, данных спутниковых альтиметрических наблюдений, модели геоида, построенной по данным спутниковых измерений, модели средней уровенной поверхности моря и данных реанализа ветра, а данные АУО интерполированы с треков спутников, прописываемых на поверхности Земли, на регулярную сетку для каждых суток. На рис. 1 приведена схема расположения в районе к югу от Африки так называемых основных треков спутников TOPEX/Poseidon (T/P) и Jason-1, -2, -3 с альтиметрами, которые повторяются с периодичностью $\tau \approx 10$ сут в течение всего периода спутниковых альтиметрических наблюдений. Дополнительные треки располагаются посередине между основными, т.е. вся сетка дополнительных треков сдвинута на полшага по пространству в зональном направлении относительно основных треков, а также на ≈т/2 суток по времени. Измерения вдоль них проводятся только в периоды полета одновременно двух указанных спутников с альтиметрами.

3. МЕТОДИКА

3.1. Оценка сезонного хода структуры градиента АДТ

Основой для оценки сезонного хода структуры градиентного поля АДТ служат методы линейного и гармонического регрессионных анализов. Анализируется два набора из 12-ти среднемноголетних для каждого месяца кривых зависимости модуля градиента АДТ, $\langle |\nabla \zeta| \rangle$ (угловые скобки обозначают осреднение за промежуток времени и по некоторому направлению на поверхности океана) от широты (ϕ) и АДТ (ζ). Вначале для их расчета для каждой цифровой карты для каждой даты для каждого четверть-градусного квадрата по значениям ζ в его вершинах рассчитывается значение $|\nabla \zeta|$. Далее проводится осреднение $|\nabla \zeta|$ для каждого значения Ф, соответствующего середине шага сетки по широте. Таким образом получаются кривые зависимости $\langle |\nabla \zeta| \rangle$ от φ . Для расчета кривых зависимостей $\langle |\nabla \zeta| \rangle$ от ζ выполняется осреднение вдоль изогипс; шаг интерполяции $\Delta \zeta$, как и в [16], выбран равным 0.2 см. Поскольку изогипсы, по сути, представляют собой криволинейные координаты, в этой процедуре каждый квадрат исходной сетки, в пределы которого попадает коридор значений $\zeta_i \pm \Delta \zeta/2$ вокруг интер-поляционного значения ζ_i , при суммировании взвешивается пропорционально площади фигуры, ограниченной этими изогипсами внутри квадрата. Для определения таких площадей проводится билинейная интерполяция ζ на более мелкую географическую сетку. При этом значения $|\nabla \zeta|$ из центра каждого квадрата исходной сетки приписываются всем ячейкам более мелкой сетки, попавшим внутрь этого квадрата. Более детально способ расчета этих кривых описан в работе [16].

Для района к югу от Африки расчет кривых зависимости $\langle |\nabla \zeta| \rangle$ от ϕ и ζ , как и в [16], ограничивается с севера 39° ю.ш. с целью отсечения северной периферии Агульясского течения и его циклонических вихрей, значения ζ в которых попадают в диапазон, характерный для АЦТ (рис. 1). Отметим, что при расчете зависимости $\langle |\nabla \zeta| \rangle$ от ϕ из-за незональности струй и их меандрирования может происходить размывание и даже исчезновение минимумов и максимумов $\langle |\nabla \zeta| \rangle$; последние, как показано в [4], привязываются по крайней мере на промежутках времени до года и по пространству к одним и тем же достаточно узким диапазонам АДТ. Такому размыванию в меньшей степени подвержен расчет зависимости $\langle |\nabla \zeta| \rangle$ от ζ .

Методика разделяется на четыре этапа:

1. Для каждого значения аргумента a_i (т.е. ϕ_i или ζ_i) и каждого *l*-го месяца (l = 1, 12) рассчитываются среднемноголетние значения модуля градиента АДТ, $h_{i,l} = \langle |\nabla \zeta| \rangle_{i,l}$, а также среднее за весь период наблюдений значение \overline{h}_i ; черта сверху обозначает осреднение по 12-ти месяцам. При расчете кривых зависимостей $\langle |\nabla \zeta| \rangle$ от ζ предварительно учитывается линейный сдвиг структуры градиента АДТ относительно шкалы ζ, составляющий, согласно [16], для полосы АЦТ 8.3 ± 1.0 см за 26 лет наблюдений. При этом весь ряд кривых $\langle |\nabla \zeta| \rangle$, ζ (здесь и далее функция и аргумент для удобства читаемости могут приводиться через запятую) приводится к шкале ζ', соответствующей середине временного интервала 1993-2012 гг., в свою очередь, соответствующего интервалу осреднения средней динамической топографии MDT CNES-CLS18.

2. На основе рассчитанных на первом этапе данных вычисляются значения аномалии модуля градиента АДТ для каждого *l*-го месяца и каждого *i*-го значения аргумента:

$$y_{i,l} = h_{i,l} - h_i \tag{1}$$

и производной по *a* от распределения модуля градиента АДТ, которое является средним между среднемноголетним месячным и осредненным за все время наблюдений:

$$x_{i,l} = \frac{X_{i+1,l} - X_{i-1,l}}{2\Delta a},$$
 (2a)

где



Рис. 3. (а) – среднемноголетние (за 26 лет) кривые $\Delta \langle |\nabla \xi| \rangle, \zeta'$ и $d \langle |\nabla \xi| \rangle / d\xi$, ζ' для ноября; вертикальные штриховые линии обозначают условные границы Южного полярного течения (ЮПТ), для которого приведен расчет на рис. 36; (б) – распределение $\Delta \langle |\nabla \zeta| \rangle, d \langle |\nabla \zeta| \rangle / d\zeta$ с параметрической зависимостью от ζ' и линейная аппроксимация этого распределения, рассчитанная по набору точек, попадающих в пределы ЮПТ.

$$X_{i,l} = \frac{1}{2} (h_{i,l} + \overline{h_i}).$$
 (26)

В формуле (2а) для i = 1 необходимо заменить i - 1 на 1, а для i = N заменить i + 1 на N, где N – общее число значений аргумента a, $2\Delta a$ заменяется на Δa . Примеры кривых $\Delta \langle |\nabla \zeta| \rangle$, ζ' и $d \langle |\nabla \zeta| \rangle / d\zeta$, ζ' показаны на рис. За.

3. Распределения $x_{i,l}$ и $y_{i,l}$ (i = 1, N) могут быть представлены на одной плоскости с параметрической зависимостью от *a* (пример на рис. 3б); при этом *x* соответствует оси абсцисс, а *y* – оси ординат. Для выбранного диапазона *a* для каждого месяца проводится линеаризация каждого из получившихся распределений *y*(*x*):

$$y = k_l x + b_l. \tag{3}$$

При этом коэффициент линейного регресса с обратным знаком соответствует среднемноголетнему месячному сдвигу структуры градиента АДТ относительно ее среднего положения за весь период наблюдений:

$$k_{l}(x,y) = \frac{\sum_{i=1}^{N} (y_{i,l} - \tilde{y}_{l}) (x_{i,l} - \tilde{x}_{l}) w_{i,l}}{\sum_{i=1}^{N} (x_{i,l} - \tilde{x}_{l})^{2} w_{i,l}}, \qquad (4a)$$

а свободный член — среднемноголетнему месячному изменению модуля градиента АДТ относительно среднего значения:

$$b_l(x, y) = \tilde{y}_l - k_l(x, y)\tilde{x}_l.$$
(46)

Знак "тильда" сверху обозначает осреднение по индексу *i*; $w_{i,l}$ – весовые коэффициенты; при этом $\sum_{i=1}^{N} w_{i,l} = 1$. В рамках настоящей работы мы принимаем $w_{i,l} = 1/N$ для *a*, соответствующей широте, и $w_{i,l} = s_{i,l} / \sum_{j=1}^{N} s_{j,l}$ для *a*, соответствующей ζ ;

здесь $s_{i,l}$ — оценка площади участков карт, соответствующих *l*-му месяцу и ограниченных изогипсами $\zeta_i \pm \Delta \zeta/2$. Таким образом получается набор из 12 оценок двух указанных параметров, характеризующий сезонный ход для выбранного

4. Амплитуда \mathcal{K} сезонного изменчивости сдвига оценивается как коэффициент синусоидальной аппроксимации годового набора соответствующих месячных значений k_l , полученных на третьем этапе:

лиапазона а (рис. 4).

$$k = \mathcal{K}\sin t_l + \bar{k},\tag{5}$$

$$\mathscr{K}(t,k) = \frac{\sum_{l=1}^{L} (k_l - \overline{k}) \sin(t_l - \overline{t})}{\sum_{l=1}^{L} \sin^2(t_l - \overline{t})}.$$
(6)

Временны́е отсчеты для L = 12 месяцев принимаются в интервале приведенного к 2π времени t от $-\pi(1-1/L)$ до $\pi(1-1/L)$ с шагом $2\pi/L$. Таким образом, \overline{t} в данном случае равно 0. Сдвигая стартовую точку расчета последовательно на 1 месяц, получаем 12 оценок $\mathscr{K}(t,k)$. Из полученного набора оценок выбирается та, для которой величина дисперсии остатка наименьшая. Таким образом, определяется еще и фаза сезонного хода, в качестве которой принимается точка максимума t_{max} гармонической функции (рис. 4). Мы полагаем *t*_{max} соответствующим 1-му числу следующего месяца; t_{max} в примере на рис. 4 соответствует 1 декабря, t_0 – стартовая точка синусоиды. Для амплитуды сезонного хода изменения градиента АДТ (Э) формулы полностью аналогичны (5) и (6) с заменой k на b и \mathcal{K} на \mathcal{B} .

Процедура оценки ошибки расчета синусоидальной аппроксимации описана в Приложении 1. По сравнению с работой [16] иным способом учтена ошибка средней АДТ, что снизило оценку общей величины ошибки примерно в 1.5–2 раза.

3.2. Оценка сезонного хода АДТ в географических точках

Для оценки сезонного хода АДТ предварительно в каждой географической точке удаляется линейный сдвиг АДТ в соответствии с расчетами, выполненными в [16]. Затем также для каждой географической точки для каждого месяца года рассчитываются среднемноголетние значения АДТ. Таким образом, для каждой точки получается набор из 12 значений АДТ, соответствующих календарному месяцу года. Амплитуда сезонного хода оценивается как коэффициент *k* синусоидальной





Рис. 4. Сезонный ход (в см) сдвига структуры градиентного поля АДТ в границах, соответствующих ЮПТ, как показано на рис. 3, и синусоидальная аппроксимация этого хода; t_0 – стартовая точка синусоиды, t_{max} – точка максимума синусоиды, принимаемая в качестве фазы сезонного хода.

аппроксимации годового набора соответствующих месячных значений:

$$\zeta_l = k(t, \zeta) \sin t_l + \overline{\zeta}, \tag{7}$$

$$k(t,\zeta) = \frac{\sum_{l=1}^{L} (\zeta_l - \overline{\zeta}) \sin(t_l - \overline{t})}{\sum_{l=1}^{L} \sin^2(t_l - \overline{t})}.$$
(8)

Временные отсчеты для L = 12 месяцев принимаются в интервале от $-\pi(1-1/L)$ до $\pi(1-1/L)$ с шагом $2\pi/L$. Таким образом, \overline{t} в данном случае равно 0. Сдвигая стартовую точку расчета последовательно на 1 месяц, получаем 12 оценок $k(t, \zeta)$. Из полученного набора оценок выбирается та, для которой величина дисперсии остатка наименьшая. Таким образом, определяется еще и фаза сезонного хода, в качестве которой принимается точка максимума гармонической функции. Процедура оценки ошибки расчета амплитуды описана в Приложении 2.

4. РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТОВ

На рис. 5 приведен годовой ряд среднемноголетних (за 26 лет) месячных распределений $\langle |\nabla \zeta| \rangle$, φ , оценка амплитуды, ошибки и фаза (месяц, в котором наблюдается максимальный сдвиг на север) сезонного меридионального хода структуры

ТАРАКАНОВ

Таблица 1. Оценки амплитуд сезонных изменчивостей сдвига структуры градиентного поля АДТ и модуля градиента АДТ в полосе АЦТ за 26 лет наблюдений относительно широты и АДТ, приведенной к середине интервала 1993—2012 гг.

Струя АЦТ	Условные границы, °ю.ш.	Амплитуда сдвига структуры градиентного поля АДТ ± ст. ошибка, ° ш., в широтных границах струи (фаза: 1-е число месяца)	Амплитуда изменения абсолютных значений градиента АДТ ± ± ст. ошибка, 10^{-3} см/км, в широтных границах струи (фаза: 1-е число месяца)	Условные границы, см	Амплитуда сдвига структуры градиентного поля АДТ ± ст. ошибка, см, в границах струи в изогипсах (фаза: 1-е число месяца)	Амплитуда изменения абсолютных значений градиента АДТ ± ± ст. ошибка, 10^{-3} см/км, в границах струи в изогипсах (фаза: 1-е число месяца)
CAT	4247.5	0.011 ± 0.024	3.80 ± 0.14	-3220	1.28 ± 0.37	3.77 ± 0.63
ЮПТ	47.554.5	(октябрь) 0.005 ± 0.019 (сентябрь)	(апрель) 1.24 ± 0.31 (май)	-10432	(февраль) 0.87 ± 0.18 (лекабрь)	(май) 2.20 ± 0.35 (апрель)
ЮАТ	54.557	0.095 ± 0.023	2.60 ± 0.11	-130104	1.02 ± 0.29	2.07 ± 0.26
		(ноябрь)	(май)		(ноябрь)	(май)
АЦТ в целом	4257	0.009 ± 0.013	2.33 ± 0.15	-13020	0.78 ± 0.17	3.07 ± 0.33
		(декабрь)	(апрель)		(январь)	(апрель)

градиентов АДТ, а также амплитуда и фаза (месяц. в котором наблюдается максимальное увеличение модуля градиента АДТ) сезонного изменения модуля градиента АДТ в зависимости от широты и масштаба расчета. Расчет проводился с шагом 0.5° ш. по оси масштабов и 0.25° ш. по широте. Каждой точке на диаграммах 56-5ж соответствует один расчет, выполненный по методике, описанной в п. 2.1. При этом полученная величина рассчитанного параметра приписывается середине интервала между пределами расчета. Например, для АШТ северная и южная границы условно принимаются равными 42° ю.ш. и 57° ю.ш. Тогда расчет для полосы АЦТ на указанных диаграммах соответствует 15° ш. по оси масштабов и 49.5° ю.ш. по оси АЛТ.

На рис. 5а в полосе АЦТ можно выделить три зоны повышенных значений абсолютного градиента АДТ на 45°-46° ю.ш., 48°-50° ю.ш. и 55°-57° ю.ш. Это те же зоны, которые выделялись в 26-летнем ряду среднегодовых значений модуля градиента АДТ при расчете линейного меридионального сдвига структуры градиентного поля АДТ [16]. Соответственно, как и в работе [16], полосы АДТ, охватывающие эти зоны, мы условно будем называть Субантарктическим (САТ), Южным полярным (ЮПТ) и Южным антарктическим течениями (ЮАТ), а зоны повышенных значений $\langle |\nabla \zeta| \rangle$ – ядрами этих течений. Зону повышенных значений $\langle |\nabla \zeta| \rangle$, наблюдающуюся к югу от полосы АЦТ примерно на 57°–58° ю.ш., также условно будем называть течением Уэдделла (УТ), а к северу на 37°–41° ю.ш. – Агульясским течением (АТ).

Амплитуда сезонного меридионального хода структуры градиентного поля АДТ (рис. 56) на значительной части полосы АЦТ превышает ошибку расчета (рис. 5г). Характерные значения амплитуды на двухградусном масштабе составляют $0.04^{\circ}-0.08^{\circ}$ ш. В среднем по полосам САТ, ЮПТ и в целом АЦТ величина амплитуды меньше ошибки расчета, и только для ЮАТ существенно ее превышает (табл. 1). Для АЦТ амплитуда сезонного хода градиентного поля АДТ составляет $0.01^{\circ} \pm 0.01^{\circ}$ ш. с фазой, соответствующей декабрю. Максимальных значений с превышени-

Рис. 5. (а) – Годовой ряд среднемноголетних месячных распределений (⟨∇ζ|⟩, ф для полосы АЦТ к югу от Африки; (б) и (в) – амплитуды сезонного хода (°ш.) структуры градиентного поля АДТ и изменения модуля градиента АДТ (см/км·10⁻³) в зависимости от широты и масштаба расчета, заштрихованы области с оценкой сдвига и изменения модуля градиента АДТ, меньшими стандартной ошибки расчета; (г) и (д) – оценки ошибок соответствующих расчетов; (е) и (ж) – фазы сезонного хода структуры градиента АДТ и изменения модуля градиента АДТ соответственно. Кресты на рис. 56, 5в, 5г, 5д, 5е и 5ж обозначают точки, соответствующие полосам САТ, ЮПТ и ЮАТ, а также АЦТ в целом. Аббревиатуры на рис. 5а: САТ – Субантарктическое течение, ЮПТ – Южное полярное течение, ЮАТ – Южное антарктическое течение, УТ – течение Уэдделла.



ем ошибки расчета амплитуда достигает на северной периферии САТ (0.28° ш.), на южной периферии САТ и северной периферии ЮПТ (0.16° ш.), а также на южных перифериях ЮПТ и ЮАТ (0.12° ш.). Фаза сезонного хода на малых масштабах расчета меняется поперек полосы АЦТ очень резко от июля-августа на северной периферии САТ до декабря-января в его ядре и до октября на южной периферии САТ (рис. 5е). В северной половине полосы ЮПТ фаза сезонного хода соответствует августу-сентябрю, меняясь на январьфевраль в южной части. В полосе ЮАТ фаза сезонного хода соответствует ноябрю-декабрю. Мы не приводим в статье распределений составляющих ошибок расчетов. Однако отметим, что полная дисперсия ошибки расчетов (рис. 5г) почти полностью исчерпывается тремя составляющими: ошибкой расчета среднемноголетних месячных модулей градиента АДТ по исходным ежедневным данным (60–98%), ошибкой данных средней динамической топографии (5-40%) с максимальными значениями на малых масштабах в южной части ЮПТ и ошибкой расчета сдвига среднемноголетней структуры градиентного поля за каждый месяц по отношению к среднему положению за весь период наблюдений (до 10%) с ростом весов в сторону больших масштабов.

Амплитуда сезонного изменения модуля градиента АДТ (рис. 5в) в координатах широты и масштаба расчета по ϕ почти на всех масштабах многократно превышает ошибку расчета (рис. 5д). Исключение составляют всего несколько участков на малых масштабах до 3-4-х градусов на северной и южной перифериях САТ, на северной периферии ЮПТ и к югу от ядра ЮПТ. В полосе ЮПТ амплитуда минимальна (около 1.0 × $\times 10^{-3}$ см/км) и растет к южной и северной перифериям АЦТ до $6-7 \times 10^{-3}$ см/км. Указанные величины составляют 0.4-3.5% от характерных значений модуля градиента АДТ, приведенных на рис. 5а. Отметим, что на исследуемых широтах модуль градиента АДТ 1.0 × 10⁻³ см/км соответствует скоростям геострофического течения примерно 0.08-0.13 см/с с нарастанием их величин в направлении к экватору. Локальное соответствие $|\nabla \zeta|$ и абсолютной геострофической скорости иллюстрируется рис. 2. В среднем по полосе АЦТ амплитуда модуля градиента АДТ составляет $2.3 \pm 1.5 \times 10^{-3}$ см/км с фазой, соответствующей апрелю. На более мелких масштабах фаза меняется в основном от февраля до июня (рис. 5ж). Полная дисперсия ошибки расчетов (рис. 5д) почти полностью исчерпывается тремя составляющими: ошибкой расчета среднемноголетних месячных модулей градиента АДТ по исходным ежедневным данным (5-98%), ошибкой данных средней динамической топографии (5-40%) и ошибкой расчета изменения среднемноголетнего модуля градиента

АДТ за каждый месяц по отношению к среднему значению за весь период наблюдений (3–95%).

На рис. 6 приведен годовой ряд среднемноголетних (за 26 лет) месячных распределений $\langle |\nabla \zeta| \rangle$, ζ' , оценка амплитуды, ошибки и фаза сезонного хода относительно ζ' структуры градиента АДТ, а также амплитуда и фаза сезонного изменения модуля градиента АДТ в зависимости от ζ' и масштаба расчета. В ряду $\langle |\nabla \zeta| \rangle$, ζ' (рис. 6а) отмечаются те же четыре зоны повышенных градиентов ζ' , которые были выявлены в 26-летнем ряду среднегодовых распределений [16]. Дополнительная по отношению к ряду $\langle |\nabla \zeta| \rangle$, ϕ четвертая зона наблюдается в южной половине ЮПТ (рис. 6а).

Характерные значения амплитуды сезонного хода структуры градиентного поля АДТ относительно шкалы ζ' составляют 0.6–2.5 см (рис. 6б), на средних и больших масштабах многократно превышая ошибку расчета (рис. 6г). Фаза сезонного хода на этих масштабах постепенно меняется от ноября-декабря на южной периферии АЦТ до февраля-марта на северной. На мелких масштабах фаза сезонного хода с амплитудой большей ошибки расчета меняется примерно так же. Включения с фазами в другие месяцы соответствуют колебаниям с амплитудой меньшей ошибки расчета (рис. 6е). Наибольшая амплитуда, 2.5 см, наблюдается в ядре ЮАТ на масштабе расчета 20 см, с фазой, соответствующей ноябрю. В целом по АШТ амплитуда сезонного хода оценивается в 0.78 ± 0.17 см с максимальным сдвигом на север в январе (табл.), а по отдельным зонам: САТ – 1.28 \pm 0.37 см (1 февраля), ЮПТ – 0.87 \pm ± 0.18 см (1 декабря), ЮАТ $- 1.02 \pm 0.29$ см (1 ноября). Полная дисперсия ошибки расчетов (рис. 6г) почти полностью исчерпывается тремя составляющими: ошибкой расчета среднемноголетних месячных модулей градиента АДТ по исходным ежедневным данным (30-85%) с максимальными весами на масштабах 20-40 см и их уменьшением с увеличением и уменьшением масштаба, ошибкой данных средней динамической топографии (10-70%) с максимальными весами на малых масштабах, и ошибкой расчета сдвига среднемноголетней структуры градиентного поля за каждый месяц по отношению к среднему положению за весь период наблюдений (1-40%) с постепенным ростом веса от минимальных масштабов к максимальным.

Амплитуда сезонного изменения модуля градиента АДТ в координатах (ζ' , масштаб расчета по ζ) (рис. 6в), как и в координатах (φ , масштаб расчета по φ) почти повсеместно превышает ошибку расчета (рис. 6е). В средней части полосы АЦТ амплитуда характеризуется значениями 0.4— 2.5 × 10⁻³ см/км и существенно растет до 5.0 × × 10⁻³ см/км на южном краю ЮАТ. На северной



Рис. 6. (а) — годовой ряд среднемноголетних месячных распределений $\langle |\nabla \xi| \rangle$, ζ' для полосы АЦТ к югу от Африки; (б) и (в) — амплитуды сезонного хода (см) относительно ζ' структуры градиентного поля АДТ и изменения модуля градиента АДТ (см/км·10⁻³) в зависимости от ζ' и масштаба расчета, заштрихованы области с оценкой сдвига и изменения модуля градиента АДТ, меньшими стандартной ошибки расчета; (г) и (д) — оценки ошибок соответствующих расчетов; (е) и (ж) — фазы сезонных ходов структуры градиента АДТ и изменения модуля градиента АДТ, соответственно. Остальное — как на рис. 5.



Рис. 7. (а) – Амплитуда сезонного хода АДТ (см) в географических точках в секторе Южного океана к югу от Африки, заштрихованы области с оценкой амплитуды, меньшей ошибки расчета; (б) – оценки ошибок соответствующих расчетов; (в) – фаза сезонного хода АДТ, соответствующая максимальным значениям АДТ. (г) – амплитуда, стандартная ошибка и фаза сезонного хода АДТ для средних вдоль широты значений. Жирные сплошные и пунктирные линии – изолинии АДТ, соответствующие условным границам АЦТ и ориентировочно ядрам зон повышенных градиентов АДТ, представленных на рис. 6б. Остальное – как на рис. 1.

193

периферии АШТ она достигает 7.0×10^{-3} см/км в ядре САТ и в зоне между двумя ядрами ЮПТ на 20-сантиметровом масштабе. В среднем по АЦТ амплитуда сезонного изменения модуля градиента АДТ оценивается в $3.07 \pm 0.33 \times 10^{-3}$ см/км с максимумом в апреле (табл.). Распределение фаз в координатах (ζ' , масштаб расчета по ζ) (рис. 6ж) вполне ожидаемо аналогично распределению в координатах (ϕ , масштаб расчета по ϕ) (рис. 5ж). Полная дисперсия ошибки расчетов (рис. 6д) почти полностью исчерпывается тремя составляющими: ошибкой расчета среднемноголетних месячных модулей градиента АДТ по исходным ежедневным данным (2-75%) с максимальными весами на масштабах 20-40 см, ошибкой данных средней динамической топографии (1-70%) с максимальными весами на малых масштабах и ошибкой расчета изменения среднемноголетнего модуля градиента АДТ за каждый месяц по отношению к среднему за весь период наблюдений (1-98%) с ростом весов в сторону бо́льших масштабов.

На рис. 7 приведена оценка амплитуды, ошибки расчета и фазы сезонного хода АДТ в географических точках. а также для значений АЛТ осредненных вдоль широты. Величина амплитуды на большей части полосы АЦТ составляет 1-2 см (рис. 7а, 7г). На северной и южной перифериях АЦТ отмечаются районы с амплитудой до 3-4 см. Указанные величины соответствуют по абсолютному значению амплитуде сезонного хода структуры градиента АДТ в поле (ζ', масштаб расчета по ζ). Фаза сезонного хода АДТ (рис. 7в) также очень сходна с фазой сезонного хода структуры градиента АДТ в координатах (ζ' , масштаб расчета по ζ) (рис. 6е) и существенно отличается, за исключением полосы ЮАТ, от фаз в координатах (ф, масштаб расчета по ф) (рис. 5е). Для северной половины АЦТ фаза сезонного хода АДТ соответствует в основном январю - марту, для южной – в основном ноябрю (рис. 7в, 7г). Такое сочетание фаз и амплитуд в указанных распределениях указывает на то, что сезонный ход структуры градиента АДТ в координатах (ζ', масштаб расчета по ζ) обусловлен, главным образом, сезонным ходом АДТ в географических точках, а не ходом меридионального сдвига в координатах (ϕ , масштаб расчета по ϕ). Ошибка расчета сезонного хода АДТ в полосе АЦТ составляет 0.2–1.0 см (рис. 7б).

Отметим, что приведенные в статье оценки амплитуд и фаз относятся к стационарным гармоническим колебаниям, аппроксимирующим сезонные ходы меридионального сдвига структуры градиентного поля АДТ и модуля градиента АДТ. При этом реальный сезонный ход зачастую оказывается существенно несимметричным (рис. 3), что приводит к занижению амплитуд и некоторому искажению фаз, оцениваемых таким способом. В частности, в примере на рис. 3 оценка амплитуды гармоническим колебанием занижена на 25–30%.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе изложена методика анализа сезонной изменчивости структуры градиентного поля АДТ по данным спутниковой альтиметрии, распространяемым на сайте https://marine.copernicus.eu. Под этой структурой понимается чередование в меридиональном направлении зон повышенных значений модуля градиента АДТ |∇ζ| (струй) и зон их пониженных значений (межструйных промежутков). Методика использует линейный и гармонический регрессионный анализы и является развитием работы [16], в которой исследовался линейный многолетний меридиональный сдвиг структуры градиентного поля АДТ в полосе АЦТ к югу от Африки. Методика позволяет рассчитать амплитуды и фазы стационарных гармонических колебаний, аппроксимирующих сезонные ходы меридионального сдвига структуры градиентного поля АДТ и модуля градиента АДТ, а также дать оценку ошибки расчетов.

Для района к югу от Африки (от 10° з.д. до 25° в.д.) на основе разработанной методики получены следующие основные результаты:

1. Амплитуда сезонного хода меридионального смещения структуры градиентного поля АДТ на значительной части полосы АЦТ превышает ошибку расчета. Характерные значения амплитуды на двухградусном масштабе составляют 0.04— 0.08° ш. При этом внутри полосы АЦТ имеются зоны, где эта амплитуда достигает 0.12° ш., 0.16° ш. и 0.28° ш. Фаза сезонного хода меняется поперек течения неоднократно и очень резко от июляавгуста до января-февраля. В среднем по отдельным зонам оценки амплитуд и фаз составляют: $CAT - 0.011 \pm 0.024^{\circ}$ ш. с максимальным сдвигом на север 1 октября, ЮПТ $-0.005 \pm 0.019^{\circ}$ ш. (1 сентября), ЮАТ $- 0.095 \pm 0.023^{\circ}$ ш. (1 ноября). Для АЦТ в целом амплитуда сезонного хода градиентного поля АДТ составляет $0.009^{\circ} \pm 0.013^{\circ}$ ш. с фазой, соответствующей 1 декабря.

2. Характерные значения амплитуды сезонного хода структуры градиентного поля АДТ относительно шкалы самой АДТ составляют 0.6–2.5 см, на средних и больших масштабах многократно превышая ошибку расчета. Фаза сезонного хода постепенно меняется от ноября–декабря на южной периферии АЦТ до февраля–марта на северной. В среднем по отдельным зонам оценки амплитуд и фаз составляют: САТ – 1.28 ± 0.37 см с максимальным сдвигом на север 1 февраля, ЮПТ – 0.87 ± 0.18 см (1 декабря), ЮАТ – 1.02 ± ± 0.29 см (1 ноября). Для АЦТ в целом амплитуда сезонного хода градиентного поля АДТ составляет 0.78 ± 0.17 см с фазой, соответствующей 1 января. Сопоставление фаз и амплитуд рассчитанных в настоящей работе характеристик показывает, что указанный ход обусловлен главным образом сезонным ходом АДТ в географических точках, а не сезонным ходом структуры градиентного поля АДТ по широте.

3. Амплитуда сезонного изменения модуля градиента АДТ в координатах (ϕ , масштаб расчета по ϕ) возрастает от 1 × 10⁻³ см/км в центральной части АЦТ до 6–7 × 10⁻³ см/км на южной и северной перифериях. Амплитуда сезонного изменения относительно АДТ характеризуется те ми же значениями, но с дополнительными локальными максимумами в ядре САТ и между двумя ядрами ЮПТ до 7 × 10⁻³ см/км на 20-сантиметровом масштабе. Фазы сезонного хода в координатах (ϕ , масштаб расчета по ϕ) и (ζ ', масштаб расчета по ζ) сходны.

В дальнейшем предполагается провести анализ межгодовой изменчивости структуры градиента АДТ в полосе АЦТ к югу от Африки, а также обобщить исследование на весь циркумполярный круг.

Источники финансирования. Настоящая работа поддержана темой госзадания 0128-2021-0002.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. *Бурков В.А*. Антарктические струи // Океанология. 1994. Т. 34. № 2. С. 169–177.
- 2. Кошляков М.Н., Гладышев С.В., Тараканов Р.Ю., Федоров Д.А. Течения в западной части пролива Дрейка по данным наблюдений в январе 2010 г. // Океанология. 2011. Т. 51. № 2. С. 197–209.
- 3. *Тараканов Р.Ю., Гриценко А.М.* Структура струй и фронтов к югу от Африки по данным разреза SR02 в декабре 2009 г. // Океанология. 2014. Т. 54. № 4. С. 437–450.
- 4. *Тараканов Р.Ю., Гриценко А.М.* Тонкая струйная структура Антарктического циркумполярного течения к югу от Африки // Океанология. 2014. Т. 54. № 6. С. 725–736.
- Тараканов Р.Ю., Гриценко А.М. Струи Антарктического циркумполярного течения в проливе Дрейка по данным гидрофизических разрезов // Океанология. 2018. Т. 58. № 4. С. 541–555.
- Ablain M., Legeais J.F., Prandi P. et al. Satellite altimetry-based sea level at global and regional scales // Surv. Geophys. 2017. V. 38. P. 7–31.
- Chapman C.C. New perspectives on frontal variability in the Southern Ocean // J. Phys. Oceanogr. 2017. V. 47. P. 1151–1168.
- Chapman C.C., Lea M.A., Meyer A. et al. Defining Southern Ocean fronts and their influence on biological and physical processes in a changing climate // Nat. Clim. Change. 2020. V. 10. P. 210–219. https://doi.org/10.1038/s41558-020-0705-4

- Ducet N., Le Traon P.Y., Reverdin G. Global high-resolution mapping of ocean circulation from TOPEX/Poseidon and ERS-1 and -2 // J. Geophys. Res. 2000. V. 105. № C8. P. 19477–19498.
- Graham R.M., de Boer A.M., Heywood K.J. et al. Southern Ocean fronts: controlled by wind or topography? // J. Geophys. Res. Oceans. 2012. V. 117. https://doi.org/10.1029/2012JC007887
- Mulet S., Rio M.-H., Etienne H. et al. New CNES-CLS18 Mean dynamic topography // Ocean Sci. 2021. V. 17. № 6. P. 789–808.
- 12. Orsi A.H., Whitworth Th. III, Nowlin W.D. Jr. On the meridional extent and fronts of the Antarctic Circumpolar Current // Deep-Sea Res. 1995. V. 42. № 5. P. 641–673.
- Rio M.-H., Guinehut S., Larnicol G. New CNES-CLS09 global mean dynamic topography computed from the combination of GRACE data, altimetry, and in situ measurements // J. Geophys. Res. 2011. V. 116. № C07018. https://doi.org/10.1029/2010JC006505
- 14. Sokolov S., Rintoul S.R. The circumpolar structure and distribution of the Antarctic Circumpolar Current fronts. Part A: Mean circumpolar paths // J. Geophys. Res. 2009. V. 114. № C11018. https://doi.org/10.1029/2008JC005108
- 15. Sokolov S., Rintoul S.R. The circumpolar structure and distribution of the Antarctic Circumpolar Current fronts. Part B: Variability and relationship to sea surface height // J. Geophys. Res. 2009. V. 114. № C11019. https://doi.org/10.1029/2008JC005248
- *Tarakanov R.Yu.* On the long-term linear meridional shift of the jet structure of the Antarctic Circumpolar Current south of Africa // Oceanology. 2021. V. 61. N
 № 6. P. 815–829.
- Thompson A.F., Haynes P.H., Wilson C., Richards K.J. Rapid Southern Ocean front transitions in an eddy-resolving ocean GCM // Geophys. Res. Lett. 2010. V. 37. № 23. L23602.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1

Оценка ошибок расчетов сезонного хода структуры градиента АДТ

Полная ошибка расчетов складывается из ошибки процедуры вычислений и ошибок данных. Для выведения формул для оценок полных ошибок расчетов амплитуд сдвига структуры $\mathcal{K}(t,k)$ и абсолютных величин $\mathfrak{B}(t,b)$ градиента АДТ рассмотрим их как функции от $N \times L$ независимых переменных $h_{i,l} = \langle \nabla \zeta \rangle_{i,l}$. Квадрат полной ошибки расчетов амплитуды \mathcal{K} можно представить в виде нескольких слагаемых, соответствующих этапам расчетов распределений *x* по данным *h*, далее *k* по данным *x*, этапу итогового расчета \mathcal{K} по распределениям *k* и *t*, а также вкладу ошибок данных и расчетов $h_{i,l}$ по исходным ежедневным данным и данным средней динамической топо-

графии. Полный квадрат ошибки расчетов амплитуды К представляется в виде:

$$\delta^{2}(\mathcal{H}) = \delta^{2}_{\mathcal{H}} + \delta^{2}_{\mathcal{H}_{k}} + \delta^{2}_{\mathcal{H}_{\bar{h}}} + \delta^{2}_{\mathcal{H}_{e}} + \delta^{2}_{\mathcal{H}_{h}} + \delta^{2}_{\mathcal{H}_{h}}, \quad (\Pi 1.1)$$

где

$$\delta_{\mathcal{H}}^{2} = \frac{1}{LN \frac{\Delta T \Delta a}{\tau A} - 2} \times \frac{\sum_{l=1}^{L} (k_{l} - \overline{k} - \mathcal{H}(t, k) \sin(t_{l} - \overline{t}))^{2}}{\sum_{l=1}^{L} \sin^{2}(t_{l} - \overline{t})}, \quad (\Pi 1.2)$$

$$\delta_{\mathcal{H}_k}^2 = \sum_{l=1}^{L} \mathcal{H}_{k_l}^2 \left(\delta_{k_l}^2 + \frac{\tau A}{\Delta T \Delta a} \sum_{i=1}^{N} k_{l_{x_i}}^2 \delta_{x_{i,l}}^2 \right), \qquad (\Pi 1.3)$$

$$\delta_{\mathcal{H}_{\overline{h}}}^{2} = \frac{A}{\Delta a} \frac{\tau}{\Delta T} \sum_{i=1}^{N} \mathcal{H}_{\overline{h}_{i}}^{2} \delta_{\overline{h}_{i}}^{2}, \qquad (\Pi 1.4)$$

$$\delta_{\mathcal{H}_e}^2 = \frac{A}{\Delta a} \frac{\tau}{\Delta T} \sum_{l=1}^{L} \sum_{i=1}^{N} \mathcal{H}_{h_{i,l}}^2 \delta_{e_{i,l}}^2, \qquad (\Pi 1.5)$$

$$\delta_{\mathcal{H}_{h'}}^2 = \frac{A}{\Delta a} \frac{\tau}{\Delta T} \sum_{l=1}^{L} \sum_{i=1}^{N} \mathcal{H}_{h_{i,l}}^2 \delta_{h_{i,l}}^2, \qquad (\Pi 1.6)$$

$$\delta_{\mathcal{H}_{\hat{h}}}^2 = \frac{A}{\Delta a} \sum_{i=1}^N \mathcal{H}_{\hat{h}_i}^2 \delta_{\hat{h}_i}^2. \tag{\Pi1.7}$$

В формуле (П1.2) $\delta_{\mathcal{H}}$ – стандартная ошибка про-цедуры расчета \mathcal{K} по распределениям *t* и *k*, которая основывается на оценке дисперсии остатка; верхняя черта обозначает осреднение по индексу *l*. В формуле (П1.3) $\delta^2_{\mathcal{H}_k}$ – вклад ошибок процедур расчета $\mathcal H$ по данным k_l и k_l по данным $x_{i,l}$ в полную дисперсию; $\delta_{k_l}^2$ и $\delta_{x_{i,l}}^2$ – оценки этих ошибок; \mathscr{K}_{k_l} – частная производная от \mathscr{K} по k_l ; k_{lx_l} – частная производная от k_l по переменной $x_{i,l}$. В формуле (П1.4) $\delta^2_{{\mathcal H}_{\overline{h}}}$ — вклад ошибки процедур расчета средних по индексу *l* величин $\overline{h_i}$ в целом, а $\delta_{\overline{h_i}}$ – ошибка среднего для каждого і. В формуле (П1.5) $\delta^2_{\mathcal{H}_e}$ – вклад ошибки процедур расчета $h_{i,l}$ по исходным ежедневным данным; δ_{e_i} – оценка этой ошибки для каждой пары *i*,*l*, которая соответствует среднемноголетнему средне-квадратичному отклонению модуля градиента АДТ за конкретный месяц. В формуле (П1.6) $\delta^2_{\mathcal{H}_{h'}}$ – вклад ошибки модуля градиента аномалии уровня океана; $\delta_{h_{i}}$ – оценка этой ошибки для каждой пары $i,l; \mathcal{K}_{h_i}$ –

ОКЕАНОЛОГИЯ том 63 № 2 2023

частная производная от ${\mathcal K}$ по $h_{i,i}$. В формуле (П1.7)

 $\delta^2_{\mathscr{X}_{i}}$ – вклад ошибки модуля градиента средней динамической топографии; $\delta_{\hat{h}}$ – оценка этой ошибки для каждого *i*. Масштабы А и τ соответствуют единичному измерению по оси аргумента и по времени, соответственно, $\Delta a -$ шаг по оси аргумента, $\Delta T = 365.25 \times Y/L - количество суток,$ эквивалентное шагу по оси приведенного времени t; для L = 12 месяцев и Y = 26 лет получаем $\Delta T = 791.375$ сут. На карте участок единичного измерения соответствует "квадрату", образованному соседними треками спутника (рис. 1 в основном теле статьи). Если *М* – количество "квадратов", попадающих на карте в полосу течения, то, при осреднении по какому-либо направлению (вдоль широты или вдоль изогипсы), масштаб единичного измерения А по оси аргумента оценивается как отношение ширины этой полосы к М. Таким образом, число $LN\Delta T\Delta a/\tau A$ – общее количество единичных измерений в полосе течения. Для исследуемого сектора Южного океана, согласно [16], шаг $\Delta a = 0.25^{\circ}$ ш. и масштаб $A = 0.1^{\circ}$ ш. для $a = \varphi$; шаг $\Delta a = 0.2$ см и масштаб A = 1 см для $a = \zeta$. Формулы для расчета $\delta^2(\mathfrak{B})$ полностью аналогичны формулам (П1.1-П1.7) с заменой \mathcal{K} на \mathfrak{B} и k на b.

Для амплитуд \mathcal{K} и \mathfrak{B} производные по k_l и b_l , соответственно:

$$\mathscr{K}_{k_{l}} \equiv \mathfrak{B}_{b_{l}} = \frac{\sin\left(t_{l} - \overline{t}\right)}{\sum_{l=1}^{L} \sin^{2}\left(t_{l} - \overline{t}\right)}, \qquad (\Pi 1.8)$$

 $\delta_{k_l}^2$ и $\delta_{b_l}^2$ — дисперсии остатков, соответствующие ошибкам процедур расчетов k_l и b_l по распределениям *x* и *y*:

$$\delta_{k_{l}}^{2} = \frac{1}{N \frac{\Delta T \Delta a}{\tau A} - 2} \times \frac{\sum_{i=1}^{N} (y_{i,l} - k_{l} (x, y) x_{i,l} - b_{l} (x, y))^{2} w_{i,l}}{\sum_{i=1}^{N} (x_{i,l} - \tilde{x}_{l})^{2} w_{i,l}}, \qquad (\Pi 1.9)$$

$$\delta_{b_{l}}^{2} = \delta_{k_{l}}^{2} \sum_{i=1}^{N} x_{i,l}^{2} w_{i,l}, \qquad (\Pi 1.10)$$

где $N\Delta T\Delta a/\tau A$ — общее число единичных измерений в полосе течения за весь период наблюдений для конкретного месяца. $\delta_{x_{i,l}}^2$ — оценка дисперсии среднего (за временной интервал между соседними отсчетами) модуля градиента АДТ:

$$\delta_{x_{i,l}}^2 = \left(\frac{h_{i+1,l} - h_{i-1,l} - \overline{h}_{i+1} + \overline{h}_{i-1}}{2\Delta a}\right)^2.$$
(II1.11)

В этой формуле, если i = 1, то i - 1 необходимо заменить на 1, а если i = N, то заменить i + 1 на N, где N – общее число значений аргумента a, $2\Delta a$ заменяется на Δa . Аналогичным образом следует поступать и для остальных приведенных ниже формул, когда индекс i выходит на края множества.

Для вывода формулы расчета вклада суммарной ошибки данных запишем полный дифференциал коэффициента k_l через полные дифференциалы переменных $x_{i,l}$ и $y_{i,l}$, принимаемых независимыми:

$$dk_{l}(x,y) = \sum_{i=1}^{N} k_{lx_{i}} dx_{i,l} + \sum_{i=1}^{N} k_{ly_{i}} dy_{i,l}, \qquad (\Pi 1.12)$$

где k_{lx_i} и k_{ly_i} – частные производные от k_l по этим переменным:

$$k_{lx_{i}} = \frac{w_{i,l}}{\sum_{j=1}^{N} (x_{j,l} - \tilde{x}_{l})^{2} w_{j,l}} \times (\Pi 1.13)$$

$$\times \left(\left(y_{i,l} - \tilde{y}_{l} \right) - 2k_{l} \left(x_{i,l} - \tilde{x}_{l} \right) \right),$$

$$k_{ly_{i}} = \frac{w_{i,l}}{\sum_{i=1}^{N} \left(x_{j,l} - \tilde{x}_{l} \right)^{2} w_{j,l}} (\pi_{l,l} - \tilde{x}_{l}). \quad (\Pi 1.14)$$

Дифференциалы *dx*_{*i*,*l*} и *dy*_{*i*,*l*} можно записать через дифференциалы единичного измерения АДТ:

$$dx_{i,l} = \frac{dh_{i+1,l} - dh_{i-1,l}}{4\Delta a} + \frac{d\overline{h}_{i+1} - d\overline{h}_{i-1}}{4\Delta a}, \qquad (\Pi 1.15)$$

$$dy_{i,l} = dh_{i,l} - d\overline{h_i}, \qquad (\Pi 1.16)$$

Тогда

$$a\kappa_{l}(x,y) = \sum_{i=1}^{N} \left(k_{lx_{i}} \left(\frac{dh_{i+1,l} - dh_{i-1,l}}{4\Delta a} + \frac{d\overline{h}_{i+1} - d\overline{h}_{i-1}}{4\Delta a} \right) + (\Pi 1.17) + k_{ly_{i}} \left(dh_{i,l} - d\overline{h}_{i} \right) \right).$$

Выражение под знаками сумм в П1.17 для каждого *i* зависит от *dh* на трех последовательных шагах *i* – 1, *i*, *i* + 1. Для приведения П1.17 к виду, зависящему на каждом шаге *i* только от *dh*_{*i*,*i*}, учтем, что для произвольных переменных *u* и *v* в дискретном представлении справедливо равенство $\sum_{i=-\infty}^{+\infty} u_i (v_{i+1} - v_{i-1}) \equiv -\sum_{i=-\infty}^{+\infty} (u_{i+1} - u_{i-1}) v_i$. Тогда для конечного множества можно записать, пренебрегая невязкой на краях множества и переходя к полному дифференциалу *dX*:

$$d\mathcal{H} = \sum_{i=1}^{N} \sum_{l=1}^{L} \mathcal{H}_{k_{l}} \times \left(\left(k_{lx_{i-1}} - k_{lx_{i+1}} \right) \frac{dh_{i,l} + d\overline{h_{i}}}{4\Delta a} + k_{ly_{i}} \left(dh_{i,l} - d\overline{h_{i}} \right) \right).$$
(II1.18)

Выражение под знаками сумм в П1.18 для каждого *l* зависит от $d\overline{h}_i$, т.е. от *dh* на всех шагах по *l*. Приведем эту формулу к виду, зависящему только от $dh_{i,l}$:

$$d\mathcal{H} = \sum_{l=1}^{L} \sum_{i=1}^{N} \left(\mathcal{H}_{k_{l}} \left(\frac{k_{lx_{i-1}} - k_{lx_{i+1}}}{4\Delta a} + k_{ly_{i}} \right) + \frac{1}{L} \sum_{m=1}^{L} \mathcal{H}_{k_{m}} \left(\frac{k_{mx_{i-1}} - k_{mx_{i+1}}}{4\Delta a} - k_{my_{i}} \right) \right) dh_{i,l}.$$
(II1.19)

Приводя к зависимости от $x_{i,l}$ и $y_{i,l}$, получаем:

$$d\mathcal{K} = \sum_{l=1}^{L} \sum_{i=1}^{N} \mathcal{K}_{h_{i,l}} dh_{i,l}, \qquad (\Pi 1.20)$$

где

 \times

$$\begin{aligned} \mathscr{K}_{h_{i,l}} &= \mathscr{K}_{k_{l}} \frac{w_{i,l}}{\sum_{j=1}^{N} (x_{j,l} - \tilde{x}_{l})^{2} w_{j,l}} \times \\ &\times \left(\frac{2k_{l} \left(x_{i+1,l} - x_{i-1,l} \right) - \left(y_{i+1,l} - y_{i-1,l} \right)}{4\Delta a} + \left(x_{i,l} - \tilde{x}_{l} \right) \right) + \end{aligned}$$
(II1.21)

$$+\frac{1}{L}\sum_{m=1}^{L}\mathcal{K}_{k_{m}}\frac{w_{i,m}}{\sum_{j=1}^{N}(x_{j,m}-\tilde{x}_{m})^{2}w_{j,m}}\times\\\left(\frac{2k_{m}(x_{i+1,m}-x_{i-1,m})-(y_{i+1,m}-y_{i-1,m})}{4\Delta a}-(x_{i,m}-\tilde{x}_{m})\right).$$

Учтем теперь, что переменные $h_{i,l}$ являются зависимыми в той части, которая определяется независящей от времени средней АДТ. Полный дифференциал $dh_{i,l}$ соответствует ошибке, квадрат которой можно записать в виде суммы трех слагаемых:

$$\delta^2 h_{i,l} = \delta^2 e_{i,l} + \delta^2 \dot{h_{i,l}} + \delta^2 \dot{h_i}, \qquad (\Pi 1.22)$$

где $\delta e_{i,l}$ — ошибка процедуры расчета $h_{i,l}$ по исход-

ным ежедневным данным, $\delta h'_{i,l}$ и $\delta \hat{h}_i$ – ошибки данных по градиентам аномалии уровня океана и средней АДТ. Отсюда получаем формулу (П1.5). Поскольку $\delta \hat{h}_i$ не зависит от времени, величина $\mathcal{K}_{\hat{h}_i}$ в формуле (1.7) получается путем суммирования \mathcal{K}_{h_i} , по индексу *l*:

ОКЕАНОЛОГИЯ том 63 № 2 2023

196

$$\mathcal{H}_{\hat{h}_{l}} = \sum_{l=1}^{L} \mathcal{H}_{k_{l}} \frac{w_{i,l}}{\sum_{j=1}^{N} (x_{j,l} - \tilde{x}_{l})^{2} w_{j,l}} \times \frac{2k_{l} (x_{i+1,l} - x_{i-1,l}) - (y_{i+1,l} - y_{i-1,l})}{2k_{l} (\Pi 1.23)}$$

Для вывода формулы (П1.4), т.е. вклада стандартной ошибки среднего модуля градиента АДТ для каждого *i* в полную ошибку, положим в формуле (П1.18) $d\bar{h}_i$ независимым. Собрав все слагаемые перед $d\bar{h}_i$ и переходя к переменным $x_{i,l}$ и $y_{i,l}$, получим:

 $2\Delta a$

$$\begin{aligned} \mathscr{H}_{\bar{h}_{i}} &= \sum_{l=1}^{L} \mathscr{H}_{k_{l}} \frac{w_{i,l}}{\sum_{j=1}^{N} (x_{j,l} - \tilde{x}_{l})^{2} w_{j,l}} \times \\ &\times \left(\frac{2k_{l} (x_{i+1,l} - x_{i-1,l}) - (y_{i+1,l} - y_{i-1,l})}{4\Delta a} - (x_{i,l} - \tilde{x}_{l}) \right). \end{aligned}$$

Для вывода зависимости ошибки расчета амплитуды \mathfrak{B} от ошибок данных запишем частные производные от *b*;

$$b_{lx_i} = -k_{lx_i} \tilde{x}_l - k_l w_{i,l}, \qquad (\Pi 1.25)$$

$$b_{l_{v_i}} = w_{i,l} - k_{l_{v_i}} \tilde{x}_l. \tag{\Pi1.26}$$

Пренебрегая различиями между весовыми коэффициентами *w* на последовательных шагах i - 1, i, i + 1, а также *l* и *l* + 1, получаем

$$db_l = \tilde{x}_l dk_l. \tag{\Pi1.27}$$

Тогда

$$\delta_{\mathfrak{B}_{h'}}^2 = \frac{A}{\Delta a} \frac{\tau}{\Delta T} \sum_{l=1}^{L} \sum_{i=1}^{N} \mathfrak{B}_{h_{i,l}}^2 \delta_{h_{i,l}}^2, \qquad (\Pi 1.28)$$

где

$$\mathfrak{B}_{h_{i,l}} = \tilde{x}_{l}\mathfrak{B}_{b_{l}} \frac{w_{i,l}}{\sum_{j=1}^{N} (x_{j,l} - \tilde{x}_{l})^{2} w_{j,l}} \times \left(\frac{2k_{l} (x_{i+1,l} - x_{i-1,l}) - (y_{i+1,l} - y_{i-1,l})}{4\Delta a} + (x_{i,l} - \tilde{x}_{l}) \right) + (\Pi 1.29)$$

$$+ \frac{1}{L} \sum_{m=1}^{L} x_m \mathcal{B}_{b_m} \frac{1}{\sum_{j=1}^{N} (x_{j,m} - \tilde{x}_m)^2 w_{j,m}} \times \left(\frac{2k_m (x_{i+1,m} - x_{i-1,m}) - (y_{i+1,m} - y_{i-1,m})}{4\Delta a} - (x_{i,m} - \tilde{x}_m) \right).$$

ОКЕАНОЛОГИЯ том 63 № 2 2023

Вклад ошибки градиента средней АДТ для В:

$$\delta_{\mathfrak{B}_{\hat{h}}}^2 = \frac{A}{\Delta a} \sum_{i=1}^N \mathfrak{B}_{\hat{h}_i}^2 \delta_{\hat{h}_i}^2, \qquad (\Pi 1.30)$$

где

 \times

$$\mathfrak{B}_{\hat{h}_{i}} = \sum_{l=1}^{L} \tilde{x}_{l} \mathfrak{B}_{b_{l}} \frac{w_{i,l}}{\sum_{j=1}^{N} (x_{j,l} - \tilde{x}_{l})^{2} w_{j,l}} \times \frac{2k_{l} (x_{i+1,l} - x_{i-1,l}) - (y_{i+1,l} - y_{i-1,l})}{2\Delta a}.$$
(II1.31)

Для $\mathfrak{B}_{\bar{h}_l}$ формула отличается от (1.23) также дополнительным множителем \tilde{x}_l перед слагаемыми под знаком суммы:

$$\mathfrak{B}_{\bar{h}_{l}} = \sum_{l=1}^{L} \tilde{x}_{l} \mathfrak{B}_{b_{l}} \frac{w_{i,l}}{\sum_{j=1}^{N} (x_{j,l} - \tilde{x}_{l})^{2} w_{j,l}} \times \left(\frac{2k_{l} (x_{i+1,l} - x_{i-1,l}) - (y_{i+1,l} - y_{i-1,l})}{4\Delta a} - (x_{i,l} - \tilde{x}_{l}) \right).$$
(II1.32)

Выведенные выше формулы справедливы, если шаг по оси а не меньше шага по широте исходной географической сетки. Тем не менее, эти формулы могут быть также вполне применимы и для меньшего шага по оси а, если минимизировать дополнительную дисперсию возмущений в распределениях *h*_i, возникающую при интерполяции на более мелкую сетку. Это можно сделать, например, путем мелкомасштабного сглаживания распределений h_{i,l}, хотя такой подход и приводит к некоторому завышению оценок ошибок. В частности, в рамках настоящей работы распределения зависимостей h от ζ сглаживались по оси ζ скользящим косинус-фильтром (фильтром Тьюки) с базой 2.5 см. Данный масштаб в нашем случае примерно эквивалентен шагу по широте 0.25° исходной географической сетки.

Предполагая постоянство по всему исследуемому району ошибки данных по аномалии уровня океана, под которой мы понимаем формальную ошибку картирования $\delta\zeta'$, получаем в (1.6) для ошибки единичного измерения градиента аномалии уровня океана δ_{μ} :

$$\delta_{\dot{h}_{i,l}} = \frac{\delta \zeta'}{R}, \qquad (\Pi 1.33)$$

где R — линейный масштаб независимого единичного измерения на карте, который оценивается для полосы АЦТ к югу от Африки в 167 км. Согласно [9], $\delta \zeta'$ составляет менее 10% дисперсии

сигнала (<2 см для Южного океана). Именно эту оценку мы принимаем для расчета $\delta_{h_{1}}$.

Также предполагая постоянство ошибки средней АДТ, $\delta \hat{\zeta}$, получаем в (1.7) для ошибки градиента средней АДТ:

$$\delta_{\hat{h}_i} = \frac{\delta \hat{\zeta}}{R}.$$
 (II1.34)

Для версии средней АДТ CNES-CLS09 величина $\delta \hat{\zeta}$ оценивается в Южном океане в 1–2 см. (рис. 13 в [13]). Исходя из этого, можно принять $\delta \hat{\zeta}$ в среднем по поверхности равным 1.5 см.

Отметим, что форма записи формул (П1.6) и (П1.7) выбрана лишь в целях их унификации вместе с формулами (П1.2–П1.5). Эти формулы с учетом (П1.33) и (П1.34), можно записать в виде:

$$\delta_{\mathcal{H}_{h'}}^2 = \frac{A}{R^2} \frac{\tau}{\Delta T} \frac{1}{\Delta a} \sum_{l=1}^{L} \sum_{i=1}^{N} \mathcal{H}_{h_{l,l}}^2 \delta^2 \zeta_{i,l}^{\prime}, \qquad (\Pi 1.35)$$

$$\delta_{\mathcal{H}_{\hat{h}}}^{2} = \frac{A}{R^{2}} \frac{1}{\Delta a} \sum_{i=1}^{N} \mathcal{H}_{\hat{h}}^{2} \delta^{2} \widehat{\zeta_{i}}.$$
 (II1.36)

Размерный коэффициент A/R^2 представляет собой отношение масштабов единичного измерения на оси *a* и на карте и определяется исключительно конфигурацией исследуемой области и выбором *a*. Оставшиеся части формул (П1.35) и (П1.36) в их правой части зависят по оси *a* только от шага расчета. Таким образом, вклады ошибок данных вообще не зависят от абсолютных масштабов пространственного единичного измерения.

ПРИЛОЖЕНИЕ 2

Оценка ошибок расчетов сезонного хода АДТ

Оценку ошибки аппроксимации сезонного хода АДТ синусоидой можно представить в виде трех слагаемых:

$$\delta^{2}(k(t,\zeta)) = \delta_{k}^{2} + \delta_{k_{e}}^{2} + \delta_{k_{\zeta}}^{2}, \qquad (\Pi 2.1)$$

где

$$\delta_{k}^{2} = \frac{1}{L\frac{\Delta T}{\tau} - 2} \frac{\sum_{l=1}^{L} (\zeta_{l} - k(t, \zeta) \sin(t_{l} - \overline{t}) - \overline{\zeta})^{2}}{\sum_{l=1}^{L} \sin^{2}(t_{l} - \overline{t})}, (\Pi 2.2)$$

$$\delta_{k_e}^2 = \frac{\tau}{\Delta T} \sum_{l=1}^{L} k_{\zeta_l}^2 \delta_{e_l}^2, \tag{\Pi2.3}$$

$$\delta_{k_{\zeta}}^{2} = \frac{\tau}{\Delta T} \sum_{l=1}^{L} k_{\zeta_{l}}^{2} \delta_{\zeta_{l}}^{2}.$$
 (II2.4)

В формуле (П2.2) δ_k — стандартная ошибка процедуры расчета, основанная на оценке дисперсии остатка. В формуле (П2.3) $\delta_{k_e}^2$ — оценка вклада процедуры расчета средних за 26 лет значений ζ для каждого месяца по исходным ежедневным данным; δ_{e_l} — среднеквадратичное отклонение АДТ за 26 лет наблюдений для каждого месяца. k_{ζ_l} — частная производная от k по ζ_l :

$$k_{\zeta_l} = \frac{\sin\left(t_l - \overline{t}\right)}{\sum_{l=1}^{L} \sin^2\left(t_l - \overline{t}\right)}.$$
 (II2.5)

В формуле (П2.4) $\delta_{k_{\zeta}}^2$ — оценка вклада ошибки данных (формальной ошибки картирования); $\delta_{\zeta_{I}}$ — формальная ошибка картирования. Поскольку расчет производится в географических точках, рассчитываемое изменение АДТ не зависит от средней динамической топографии. Таким образом, ошибка единичного измерения определяется только формальной ошибкой картирования, оценка которой для Южного океана, как было указано в Приложении 1, составляет менее 2 см. Исходя из этого, для ошибки расчета изменения АДТ принимается $\delta_{\zeta_{I}} = 2$ см.

Seasonal Meridional Displacement of the Jet Structure of the Antarctic Circumpolar Current South of Africa

R. Yu. Tarakanov[#]

P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Nakhimovskiy pr-t, 36, Moscow, 117997 Russia #e-mail: rtarakanov@gmail.com

This paper describes a method for analyzing the seasonal variability of the structure of the gradient field of Absolute Dynamic Topography (ADT) based on the satellite altimetry data. This structure is understood as the alternation in the meridional direction of the zones of increased values of the absolute values of the ADT gradient and the zones of their lower values, i.e. jets and inter-jet gaps. The technique uses linear and harmonic regression analyzes and makes it possible to calculate the amplitudes and phases of stationary harmon-

О СЕЗОННОМ МЕРИДИОНАЛЬНОМ СМЕЩЕНИИ

ic oscillations that approximate the seasonal variations in the meridional shift of the structure of the ADT gradient field and in the absolute values of the ADT gradient, as well as to estimate the calculation error. Based on this technique, corresponding calculations were made for the Antarctic Circumpolar Current (ACC) band south of Africa (from 10 ° W to 25 ° E). In particular, the amplitude of the seasonal variation of the meridional shift of the ADT gradient field for the ACC as a whole was $0.009 \pm 0.013^{\circ}$ latitude with a maximum northward shift in December. At the same time, there are zones within the ACC band where this amplitude reaches 0.12° , 0.16° and 0.28° latitude. The amplitude of the shift of the indicated field relative to the scale of the ADT itself within the ACC band at different scales is 0.6-2.5 cm. It is shown that this shift is mainly due to the seasonal variation of the ADT gradient modulus relative to both latitude and the ADT scales increases from 1×10^{-3} cm/km in the central part of the ACC to $6-7 \times 10^{-3}$ cm/km at the southern and northern peripheries.

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

———— ФИЗИКА МОРЯ ———

УДК 551.468

УСЛОВИЯ ТРАНСФОРМАЦИИ МЕЗОМАСШТАБНОГО ВИХРЯ В СУБМЕЗОМАСШТАБНУЮ ВИХРЕВУЮ НИТЬ ПРИ ВЫТЯГИВАНИИ ЕГО НЕОДНОРОДНЫМ БАРОТРОПНЫМ ТЕЧЕНИЕМ

© 2023 г. В. В. Жмур^{1, 2, 3, *}, Т. В. Белоненко³, Е. В. Новоселова³, Б. П. Суетин²

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

²Московский физико-технический институт (государственный университет), Москва, Россия

³Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: zhmur-vladimir@mail.ru

Поступила в редакцию 26.07.2022 г. После доработки 26.09.2022 г. Принята к публикации 16.12.2022 г.

В работе изучаются эффекты сильного вытягивания в горизонтальной плоскости объемных мезомасштабных вихрей океана с позиций теории эллипсоидальных вихрей и применение этой теории к реальным условиям океана. Цель данной работы — теоретически определить физические условия неограниченного вытягивания вихрей, проверить выполнимость этих условий в реальном океане и на этой основе оценить долю мезомасштабных вихрей океана, которые вытягиваются в филаменты и тем самым перераспределяют энергию с мезомасштаба на субмезомасштаб.

Ключевые слова: мезомасштабный вихрь, вытягивание, вихревая нить, филамент, эллипсоидальный вихрь, течение

DOI: 10.31857/S0030157423020144, EDN: NWOVQL

введение

Один из вариантов "перекачки" энергии от мезомасштабных процессов на субмезомасштабные связан с удлинением вихрей при воздействии растягивающих неоднородных горизонтальных течений на эти вихри. При этом в некотором направлении, продольном, вихрь сильно вытягивается, а в поперечном – значительно уменьшается в размерах. В горизонтальном плане такой вихрь становится похожим на вихревую нить. Иногда такое образование называют филаментом. В дальнейшем мы будем отождествлять эти два понятия. Таким образом, будем называть вихревой нитью, или филаментом, вихревое образование, продольный горизонтальный размер которого существенно превосходит поперечный горизонтальный размер. При значительном удлинении вихря его энергия перераспределяется с исходного горизонтального размера (например, с его диаметра) на поперечный размер вихревой нити. Цель данной работы – теоретически определить физические условия неограниченного вытягивания вихрей и дать описание параметрам, определяющим этот процесс.

ОСНОВНЫЕ УРАВНЕНИЯ

Предположим, что для рассматриваемых явлений выполняется квазигеострофическое приближение. В такой постановке математически задача сводится к решению нелинейного нестационарного уравнения для давления или функции тока. Ниже исходное уравнение записано для функции тока $\psi(x, y, z, t)$ в размерном виде:

/

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\Delta_h \psi + \frac{\partial}{\partial z} \frac{f^2}{N^2} \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) +$$

$$+ J_h \left(\psi, \Delta_h \psi + \frac{\partial}{\partial z} \frac{f^2}{N^2} \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) = 0,$$
(1)

2

(x, y, z) — декартова правая система координат, ось *x* направлена на восток, ось *y* на север, *t* — время, *N* — частота Вяйсяля-Брента. Другие гидродинамические характеристики движения, например, поле скорости (*u*, *v*, *w*), определяются через функцию тока:

$$u = -\frac{\partial \Psi}{\partial y}, \quad v = \frac{\partial \Psi}{\partial x},$$

$$w = -\frac{f_0}{N^2} \left[\frac{\partial^2 \Psi}{\partial t \partial z} + J_h \left(\Psi, \frac{\partial \Psi}{\partial z} \right) \right].$$
 (2)

Уравнение (1) имеет важный физический смысл – сохранение потенциальной завихренности σ (в трактовке Россби, см. [3]):

$$\sigma = \Delta_h \psi + \frac{\partial}{\partial z} \frac{f^2}{N^2} \frac{\partial \psi}{\partial z}.$$
 (3)

Это означает, что вдоль траектории движения у частицы сохраняется величина σ , являющаяся лагранжевым инвариантом, причем, rot_z $\vec{u} = \Delta_h \psi$.

Уравнение (1) получено в предположении справедливости геострофического баланса сил в гидростатическом приближении. Оба условия выполняются при малых числах Россби

$$\operatorname{Ro} = \frac{U}{fL} \ll 1 \tag{4}$$

при дополнительном ограничении на геометрический параметр δ:

$$\delta = \frac{h}{L} \le 1. \tag{5}$$

Здесь h — характерный вертикальный размер, L — характерный горизонтальный размер, U — характерная скорость, $f = 2\omega \sin \varphi$ — параметр Кориолиса, ω — угловая скорость вращения Земли, φ — широта. В безразмерном виде уравнение (1) записывается следующим образом:

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\Delta_h \psi + \frac{\partial}{\partial z} \frac{1}{\mathbf{B}^2 N^2} \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) + J_h \left(\psi, \Delta_h \psi + \frac{\partial}{\partial z} \frac{1}{\mathbf{B}^2 N^2} \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) = 0,$$
(6)

где

$$\sigma = \Delta_h \psi + \frac{\partial}{\partial z} \frac{1}{\mathbf{B}^2 N^2} \frac{\partial \psi}{\partial z}.$$
 (7)

Единственное безразмерное число, вошедшее в уравнение (6), это число Бургера

$$\mathbf{B} = \frac{Nh}{fL},\tag{8}$$

которое можно переписать в виде

$$\mathbf{B} = \frac{L_R^S}{L}, \quad L_R^S = \frac{Nh}{f}.$$
 (9)

Здесь L_R^S — некоторый горизонтальный размер задачи, с которым удобно сравнивать характерный горизонтальный масштаб *L*. Если в качестве характерного вертикального размера *h* принять глубину бассейна *H*, то L_R^S совпадет с внутренним (бароклинным) радиусом деформации Россби

$$L_R = \frac{N}{f}H.$$
 (10)

ОКЕАНОЛОГИЯ том 63 № 2 2023

По своему физическому смыслу L_R^S и, как частный случай, также L_R означают, что на горизонтальных размерах $L = L_R^S$ гравитационные эффекты и вращение одинаково влияют на динамику рассматриваемых явлений для выбранного вертикального масштаба процессов. Поскольку физический смысл L_R^S и L_R одинаков, оба выражения будем называть радиусами деформации Россби, но отличать L_R от L_R^S будем по способу написания.

О МАСШТАБАХ

Отметим, что для морских условий масштабы

 L_R^S и L_R могут сильно отличаться. Так, при изучении верхнего деятельного слоя океана h и H отличаются на порядок, следовательно, сильно различны L_R^S и L_R . Мало того, обычно для $L \sim L_R$ явления относят к мезомасштабным процессам, а явления с $L \sim L_R^S$ при сильном отличии L_R^S и L_R уже будут относиться к субмезомасштабным процессам. Аналогично, при изучении внутритермоклинных линз порядки L_R^S и L_R . тоже различны. Тем не менее, если в безразмерной записи (6) уравнения для двух разных явлений совпадают, то из этого следуют условия подобия квазигеострофических движений: два квазигеострофических движения подобны, если подобны профили частоты Вяйсяля-Брента и совпадают числа Бургера. Естественно, что ограничения (4) и (5) на число Россби Ro и геометрический параметр δ должны быть справедливы. В конечном соотношении (6) оба параметра Ro и δ отсутствуют, что следует трактовать как автомодельность явлений по этим параметрам [1]. Конечно, нужно помнить, что в нашей модели отсутствует вязкость, поэтому в vpавнениях не возникает дополнительный безразмерный параметр Экмана, это означает лишь, что мы рассматриваем явления вдали от экмановских слоев.

Вывод по данной части работы следующий: все полученные далее результаты могут быть перенесены на процессы с другими горизонтальными размерами, но с теми же числами Бургера и при условии, что при этом сохраняется геострофический баланс сил.

ДИНАМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ВИХРЯ С ТЕЧЕНИЕМ

При выводе уравнения (6) традиционно число Бургера полагается порядка единицы. Однако при таком подходе используется разложение в асимптотический ряд по числу Россби, а число Бургера не затрагивается. Формально нет серьезных математических оснований накладывать дополнительные ограничения на число Бургера. Тем не менее, в данной работе мы полагаем, что число Бургера лежит в диапазоне от нескольких десятых до нескольких единиц.

Из сказанного следует, что гидродинамическое подобие квазигеострофических явлений должно наблюдаться для широкого круга задач и значительного диапазона горизонтальных размеров L. В частности, при изучении бароклинной неустойчивости зональных потоков (так называемая задача Иди, см. [11]), где наиболее быстрорастущие возмущения имеют масштаб порядка радиуса деформации Россби, все полученные свойства могут быть интерпретированы в терминах субмезомасштабных процессов для деятельного слоя океана. В этом случае наиболее быстрорастущие волновые возмущения будут иметь характерный горизонтальный размер порядка L_R^S так же, как и образовавшиеся в результате неустойчивости субмезомасштабные вихри.

В работах [2, 5–7, 18–20] предложена теория мезомасштабных квазигеострофических вихрей с однородной потенциальной завихренностью ядра, которое имеет эллипсоидальную форму. В этих работах принимается, что океан безграничен по горизонтали во всех направлениях, частота Вяйсяля-Брента N в покое постоянна, а ограничения на число Бургера не накладываются. В указанных статьях разработана теория эволюции эллипсоидальных вихрей под действием равнозавихренных, линейных по координатам течений. Для баротропных течений $\vec{u}_b = (u_b, v_b, 0)$ с наиболее общей линейной зависимостью скорости течения от горизонтальных координат

$$\vec{u}_{b} = (u_{0} + ex - \gamma y; v_{0} + \gamma x - ey; 0)$$
(11)

задача сводится к эволюции во времени двух горизонтальных полуосей эллипсоида a(t) и b(t)(для определенности пусть a – большая полуось, а b — малая полуось). Здесь u_0 и v_0 — составляющие скорости течений в центре вихря x = 0, y = 0; коэффициенты ү и е описывают пространственную изменчивость фонового течения. При этом $\gamma = \frac{1}{2} \operatorname{rot}_z \vec{u}_b -$ угловая скорость вращения жидких частиц в фоновом течении, а *е* – коэффициент деформации фонового течения. При течении в виде (11) центр вихря перемещается как целое со скоростью внешнего потока (u_0, v_0), приходящего на центр эллипсоида. Вертикальная полуось с постоянна, а горизонтальные оси меняются так, что произведение $a(t) \times b(t)$, т.е. площадь сечения эллипсоида, сохраняется на любом горизонте.

Безразмерный параметр є характеризует степень вытягивания вихря и определяется через отношение его горизонтальных масштабов $\varepsilon = \frac{a}{b} \ge 1$. При помощи *с* вводится безразмерный

параметр вертикальной сплюснутости ядра вихря:

 $K = \frac{N}{f} \frac{c}{r_0}$, где $r_0 = \sqrt{ab}$ — эффективный радиус вихря, N — средняя по глубине в слое 0—1000 м частота Вяйсяля-Брента. Ранее установлено, что при деформации вихря баротропным потоком вертикальная полуось, а также произведение полуосей *a*,*b* и, соответственно, r_0 не изменяются. Следовательно, и параметр вертикальной сплюснутости ядра *K* также сохраняется при деформации вихря баротропным потоком [4, 21].

Задачу эволюции формы вихря можно свести к системе двух дифференциальных уравнений для отношения полуосей $\varepsilon = \frac{a}{b}$ и угла ориентации θ , образуемого большей горизонтальной полуосью эллипсоида *a* с осью *x*:

$$\dot{\varepsilon} = 2\varepsilon e \cos 2\theta,$$
 (12a)

$$\dot{\theta} = \Omega(\varepsilon, K) + \gamma - \frac{\varepsilon^2 + 1}{\varepsilon^2 - 1} e \sin 2\theta.$$
 (126)

Здесь

$$\Omega(\varepsilon, K) = \frac{1}{2} \sigma K \int_{0}^{\infty} \frac{\mu d\mu}{\sqrt{(\mu + \varepsilon) \left(\mu + \frac{1}{\varepsilon}\right) \left(K^{2} + \mu\right)}}.$$
 (13)

В общем случае $\Omega(\varepsilon, K)$ — переменная собственная угловая скорость вращения формы ядра (не следует путать с угловой скоростью вращения частиц в ядре), зависящая от ε и σ , где σ – избыточная потенциальная завихренность вихревого ядра над потенциальной завихренностью 2у фонового течения (11), µ – переменная интегрирования. Детали вывода соотношений (12а), (12б) и (13), а также простейшие свойства эволюции вихревого ядра можно найти в работах [2, 5]; дальнейшее развитие данного подхода представлено в работах [15-17]. Соотношения (12а), (12б) описывают эволюцию формы ядра, включая угловую скорость его вращения. Деформация формы ядра происходит благодаря коэффициенту деформации е в фоновом течении (11), а физически – изза пространственной неоднородности фонового течения. При постоянных коэффициентах е и у система решается в квадратурах

$$\sin 2\theta = \frac{\varepsilon}{\varepsilon^2 - 1}C + \frac{\varepsilon}{\varepsilon^2 - 1}\int_{1}^{\varepsilon} \frac{\mu^2 - 1}{\mu^2} \frac{\Omega(\mu, K) + \gamma}{e} d\mu, \quad (14)$$

где C — произвольная константа интегрирования. В результате любая интегральная кривая (14) в плоскости параметров (ε ; sin 2 θ) описывает эволюцию конкретного вихря, зависящую от параметров e и γ фонового течения, параметра вертикальной сплюснутости вихревого ядра K и значения константы интегрирования C с естественным



Рис. 1. Диаграмма зон различного поведения вихрей в случае K = 1 в плоскости параметров ($\sigma/e, \gamma/e$). По оси ординат выделяются три области: для двух областей $|\gamma/e| > 1$ присутствуют только колебательный и вращательный режимы (красный цвет, область простирается до бесконечности); в области $|\gamma/e| \le 1$ разрешены все три режима, которые отделены друг от друга четырьмя кривыми, выходящими попарно из точек (0; ±1) и $\left(\pm \left(\frac{\sigma}{e}\right), \pm 1\right)$. В результате полоса

 $|\gamma/e| \leq 1$ разбивается на симметричные относительно начала координат три зоны:

• внешняя (зеленая) – разрешены все режимы: вращательный, колебательный и вытягивания;

• промежуточная (синяя) – разрешены режимы: колебательный и неограниченного вытягивания;

• внутренняя (серая) — разрешен только режим неограниченного вытягивания ядра вихря.

ограничением $|\sin 2\theta| \leq 1$. Плоскость (ε ; sin 2 θ) является фазовой плоскостью, при этом существуют три варианта поведения формы эллипсоидальных вихрей в течении, описываемого формулой (11): два периодических режима (режим вращения и режим колебания формы ядра) и режим неограниченного вытягивания ядра в горизонтальном направлении [2, 5].

В данной работе исследуются условия для реализации режима неограниченного вытягивания вихревого ядра. На качественном уровне такое исследование уже проводилось [2, 5], но без изучения всего комплекса проблем, при этом в качестве важных условий вытягивания вихря в нить указывалось необходимое требование ≤ 1 , a также два независимых качественных критерия – слабая интенсивность вихря и значительная начальная вытянутость вихря в горизонтальном направлении. Рассмотрение количественных критериев ранее относилось только к случаю = 1. В данной работе мы предлагаем дальнейшее развитие этой залачи.

С точки зрения теории размерностей поведение интегральной кривой на фазовой плоскости (ε ; sin 2 θ) зависит от трех безразмерных характе-

ОКЕАНОЛОГИЯ том 63 № 2 2023

ристик, входящих в соотношение (14). Наиболее удобные из них – γ/e , σ/e и *K*. Это не единственный набор безразмерных параметров, с помощью которых можно описать все многообразие возможных режимов, однако важно иметь в виду, чтобы все размерные характеристики присутствовали в безразмерных числах, а полученные безразмерные числа должны быть достаточно простыми и независимыми с общим количеством 3. Удобство безразмерного набора чисел γ/e , σ/e и К состоит в следующем: γ/e относится исключительно к характеристике фонового течения, σ/e показывает относительную интенсивность вихря, а К, геометрический параметр, характеризует сплюснутость по вертикали вихревого ядра. Малые значения K < 1 соответствуют тонким вихрям, большие K > 1 — толстым. При воздействии баротропного течения (11) на вихрь параметр К остается неизменным, несмотря на деформацию ядра вихря. Постоянство К для каждого вихря позволяет изучить наличие каждого из трех режимов поведения вихрей на плоскости параметров ($\gamma/e, \sigma/e$). На рис. 1 для выбранного значения K = 1 показана структура зон с разным поведением фазовых траекторий на плоскости параметров $(\gamma/e,\sigma/e).$
Далее для сокращения названий режим неограниченного вытягивания будет называться режимом вытягивания. Во всей полосе $|\gamma/e| \le 1$ допускается режим вытягивания, однако в серой зоне присутствует исключительно режим вытягивания.

Границы зон являются линиями бифуркации, при пересечении которых появляется новый или исчезает уже существующий режим поведения вихря. В дальнейшем нас будет интересовать в основном серая зона на рис. 1. Наиболее важным свойством здесь является ограничение на интенсивность вихрей, т.е. параметр $|\sigma/e|$ ограничен. Этой зоне соответствуют относительно слабые вихри. Такие вихри не выживают в неоднородных течениях, они растягиваются в вихревые нити. Отметим, что к понятию "слабые вихри" следует относиться с некоторой долей осторожности, поскольку реальные значения параметра $|\sigma/e|$ в этой зоне для малых значений К оказываются весьма большими, однако они все равно меньше, чем в других зонах поведения вихрей при фиксированном параметре течения ү/е. Отметим также несимметричность поведения вихрей по отношению к знакам σ/e и γ/e . Лучше вытягиваются вихри при $\sigma/\gamma < 0$, а успешнее сопротивляются вытягиванию вихри с одинаковыми знаками избыточной потенциальной завихренности ядра о и относительной завихренности фонового потока.

На качественном уровне это можно объяснить следующим образом. Согласно уравнениям эволюции вихрей в течениях (12а) и (12б), форма вихря вращается самостоятельно, а также, согласно (12б), дополнительно подкручивается ротационной составляющей внешнего течения. Вытягивание вихря, в свою очередь, также связано с вращением. Если вращение формы прекращается (или почти прекращается), то в выражении $\cos 2\theta$ фиксируется знак. Если $\cos 2\theta > 0$, то это приводит к экспоненциальному вытягиванию вихря, согласно соотношению (12а). Следовательно, для монотонного вытягивания вихря требуется практически полное прекращение вращения его формы. Но такое возможно только в том случае, если знаки у σ и γ разные. Если же знаки одинаковые, то вихрь самостоятельно вращается и, как было отмечено выше, дополнительно подкручивается течением в одну и ту же сторону и, таким образом, отвечающая ему точка диаграммы оказывается в зоне врашения. Следовательно, достаточно интенсивные вихри не могут неограниченно вытягиваться. Таким образом, мы установили, что слабые вихри с разными знаками σ и γ преимущественно вытягиваются течением в вихревые нити. И, наоборот, во внешних деформационных течениях наиболее живучи вихри с одинаковыми знаками о и у. Это обстоятельство объясняет наличие

слабых мелких вихрей противоположного знака завихренности в окрестности крупных интенсивных вихрей [2, 8, 10, 12, 13]. Слабые мелкие вихри одного знака с крупным интенсивным вихрем, находясь вблизи него, вытягиваются в нити.

Серая зона (рис. 1), соответствующая вытягиванию вихрей, деформируется при изменении параметра вертикальной сплюснутости ядра K. Это приводит к необходимости рассмотреть картины положения всех рассматриваемых зон с различным поведением вихря для других значений K. Результаты рассмотрения представлены на рис. 2. Видно, что с увеличением значения K происходит следующее: граница серой зоны "подтягивается" ближе к оси ординат $\frac{\gamma}{e}$. При этом разрешенный диапазон значений $\frac{\sigma}{e}$ уменьшается, что приводит к уменьшению размеров серой зоны.

На рис. 1 можно выделить два характерных значения $\frac{\sigma}{e}$, соответствующие координатам пересечения границы серой зоны с осью $\frac{\gamma}{e}$ (т.е. при $\frac{\gamma}{e} = 0$), и также точки пересечение границы серой зоны с линиями $\frac{\gamma}{e} = \pm 1$. В силу симметрии графика относительно начала координат будем рассматривать только правую полуплоскость для $\frac{\sigma}{e} > 0$. Обозначим полученные три значения при $\frac{\gamma}{e} = -1$ соответственно $\left(\frac{\sigma}{e}\right)_0$, $\left(\frac{\sigma}{e}\right)_1$ и $\left(\frac{\sigma}{e}\right)_2$. Для K = 1, согласно нашим расчетам, $\left(\frac{\sigma}{e}\right)_1 = 13$, а $\left(\frac{\sigma}{e}\right)_2 = 22.4$. Значение $\left(\frac{\sigma}{e}\right)_0$ – порядка единицы и далее нигде фигурировать уже не будет, в то время как $\left(\frac{\sigma}{e}\right)_1$ и $\left(\frac{\sigma}{e}\right)_2$ на порядок больше единицы.

На рис. 2 изображены границы областей различного поведения вихрей в зависимости от *K*: при *K* = 0.1; 0.3; 1; 10. Для каждого значения *K* границы показаны линиями одинакового цвета. Фактически рис. 2 – это аналог рис. 1, но только для разных *K*, где зоны разного цвета (и различного характера поведения вихрей) не выделены, так как они накладываются друг на друга. Как и на рис. 1, все границы на рис. 2 отделены друг от друга кривыми, выходящими попарно из точки $(0; \pm 1)$ и близкой к ней точки $(\left(\frac{\sigma}{e}\right)_0; \pm 1)$. В результате полоса $|\gamma/e| \le 1$ для каждого значения *K* (ана-

204



Рис. 2. Диаграмма распределения внешних границ зон с различным поведением вихрей для разных значений параметра *K*: *K* = 0.1 (зеленые линии), *K* = 0.3 (оранжевые линии), *K* = 1 (красные линии), *K* = 10 (черные линии). В каждой паре кривых линия, расположенная ближе к оси $\frac{\sigma}{e} = 0$, представляет границу серой области, а вторая линия – границу синей области.

В Приложении кратко описан способ получения диаграммы зон различного поведения вихрей – рис. 1 и 2.

логично рис. 1) снова разделена на три зоны, симметричные относительно точки (0;0). Для нас представляют особый интерес характеристики центральный зоны, которую мы по-прежнему будем называть серой зоной и которая предсказывает неминуемое вытягивание вихрей. Для каждого значения К серая зона располагается между двумя ограничивающими линиями одного цвета, расположенными ближе к вертикальной оси симметрично относительно этой оси. На рис. 2 видно, что серая зона уменьшается по мере увеличения параметра К, при этом одновременно уменьшаются характерные значения $\left(\frac{\sigma}{e}\right)_1 \varkappa \left(\frac{\sigma}{e}\right)_2$. В табл. 1 представлены значения $\left(\frac{\sigma}{e}\right)_1$ и $\left(\frac{\sigma}{e}\right)_2$ для набора выбранных К. Отметим, что их численные значения при любых К на один-два порядка больше единицы. Чем тоньше вихрь (меньше K), тем больше эти значения. При этом ограничения сверху при $K \to 0$ на $\left(\frac{\sigma}{e}\right)_1$ и $\left(\frac{\sigma}{e}\right)_2$ отсутствуют. Толстым вихрям соответствуют малые значения $\left(\frac{\sigma}{\rho}\right)_{1}$ и $\left(\frac{\sigma}{\rho}\right)_{2}$, однако они в любом случае ограничены снизу числами $\left(\frac{\sigma}{e}\right)_1 \rightarrow 6.7$ и $\left(\frac{\sigma}{e}\right)_2 \rightarrow 11.7$ при $K \to \infty$. Другими словами, серая зона для вихрей не стягивается к нулю при $K \to \infty$, но возникает ее конечная внутренняя часть – сердцевина, для которой все вихри любой толщины при любых значениях K неминуемо вытянутся в нить, в том

ОКЕАНОЛОГИЯ том 63 № 2 2023

числе и вихри бесконечно толстые. Напомним, что качественно динамика неограниченно толстых 3D-вихрей в течениях совпадает с динамикой плоских 2D-эллиптических вихрей Кирхгофа в тех же течениях: общие исследования поведения эллиптических вихрей Кирхгофа начались с работы Кида [14], однако еще раньше динамику эллиптических вихрей Кирхгофа в частном виде сдвиговых течений описывал С.А. Чаплыгин [9]. В наших исследованиях [2, 5–7, 18–20] мы фактически объединили задачи поведения 2D-эллиптических и 3D-эллипсоидальных вихрей в баротропных потоках.

Можно показать, что при дальнейшем увеличении K > 10 соответствующие линии границ серой, синей и зеленой зон практически совпадают, т.е., внутренняя часть серой зоны для больших значений K практически ограничена черными линиями K = 10, наиболее близкими к оси ординат. Графическая иллюстрация существования конечной внутренней части серой зоны (сердцевины) следует из графиков на рис. 3.

Обозначим буквой *A* абсциссы точек пересечения значений $\frac{\sigma}{e}$ с прямыми $\frac{\gamma}{e} = 0$ или $\frac{\gamma}{e} = -1$ при разных *K* и нанесем их на график (рис. 3). Рисунок показывает, что все кривые $A\left(\frac{\sigma}{e}\right)$ имеют ненулевые асимптоты. На рисунке 3 видно, что, вопервых, абсциссы границ областей, в которых вихри эволюционируют по-разному, очень чувствительны к вариациям параметра *K* в диапазоне 0 < K < 1 (для тонких вихрей); во-вторых, при неограниченном росте *K* (для толстых вихрей) абс-

ЖМУР и др.

K	Координата $\left(\frac{\sigma}{e}\right)_1$ границы серой зоны для $\frac{\gamma}{e} = 0$	$\left(\frac{\operatorname{rot}_{z}\vec{u}}{e}\right)_{1}$	Координата $\left(\frac{\sigma}{e}\right)_2$ границы серой зоны для $\frac{\gamma}{e} = -1$	$\left(\frac{\operatorname{rot}_{z}\vec{u}}{e}\right)_{2}$	$\left(\frac{\operatorname{rot}_{z}\vec{u}}{\operatorname{rot}_{z}\vec{u}_{b}}\right)_{2}$		
0.1	88.9	12.4	154	21.4	10.7		
0.2	45.8	11.4	79.3	19.8	9.9		
0.3	31.8	10.8	54.9	18.6	9.3		
0.4	24.8	10.2	43	17.7	8.6		
0.6	18.1	9.5	31.4	16.5	8.3		
0.8	14.9	9.0	25.7	15.6	7.8		
1	13	8.7	22.4	14.9	7.5		
1.5	10.5	8.1	18.2	14.0	7.0		
2	9.4	7.8	16.2	13.4	6.7		
2.5	8.7	7.5	15.1	13.1	6.6		
3	8.3	7.4	14.4	12.8	6.4		
4	7.8	7.2	13.5	12.5	6.3		
5	7.5	7.1	13	12.3	6.2		
6	7.3	7.0	12.7	12.2	6.1		
8	7.1	6.9	12.3	12.0	6.0		
10	7	6.9	12.1	11.9	6.0		
15	6.8	6.7	11.9	11.8	5.9		
100	6.7	6.7	11.7	11.7	5.9		

Таблица 1. Координаты $\frac{\sigma}{e}$ границ "серой зоны", а также сопутствующих характеристик для $\frac{\gamma}{e} = 0$ и $\frac{\gamma}{e} = -1$ в зависимости от параметра *K*



Рис. 3. Абсциссы (A) точек пересечения значений $\frac{\sigma}{e}$ с

прямыми $\frac{\Upsilon}{e} = 0$ (сплошные линии) или $\frac{\Upsilon}{e} = -1$ (штриховые линии) в зависимости от *K*. Синие линии – абсциссы границы серой и синей зон на рис. 1. Оранжевые линии – абсциссы границы синей и зеленой зон на рис. 1. циссы границ областей различного поведения вихрей имеют положительную асимптотику. Последнее свойство, в свою очередь, означает, что ни одна из зон различного поведения вихрей не превращается в линию, оставаясь по площади конечной при любых, в том числе бесконечных, значениях K. В частности, зона неограниченного вытягивания вихрей (серая зона на рисунке 1) останется конечной при любом значении параметра K. Этот факт еще раз подтверждает, что данная теория описывает поведение как 2D-эллиптических, так и 3D-эллипсоидальных вихрей в баротропных потоках.

Один из самых важных выводов работы состоит в том, что в баротропных течениях только вихри достаточной большой интенсивности остаются локализованными (не растягиваются в нить). Действительно, диапазон допустимых значений параметра $\frac{\sigma}{e}$ для "выживания" вихря в течении, как минимум, на один—два порядка превосходит единицу. Для тонких вихрей это соотношение составляет величину в два порядка, поэтому тонкие вихри будут активнее вытягиваться в вихревые нити. Для геометрических параметров внутри серой зоны неминуемого вытягивания должно выполняться следующее условие:

$$-M_1(\gamma/e) < \frac{\sigma}{e} < M_2(\gamma/e).$$
(15)

Здесь положительные (в общем случае) различные $M_1, M_2 - функции$ от $\frac{\gamma}{e}$, описывающие левую и правую ветви серой зоны. Неравенство (15) показывает, что для выживания вихря в течении необходимо, чтобы избыточная относительная завихренность σ ядра была бы достаточно большой по модулю и не попадала в интервал (15).

Обратимся к табл. 1. Безразмерная интенсивность вихрей в форме ^Ф не очень удобна для праке тических оценок, и интенсивность вихрей удобнее рассматривать в виде относительной завихренности ядра rot, \vec{u} , сравнивая ее с относительной завихренностью фонового течения. Потенциальная завихренность круглого в горизонтальном плане ядра однозначно связана с относительной завихренностью rot , *й* при выбранном *K*. Поэтому параметры $\left(\frac{\sigma}{e}\right)_1$ и $\left(\frac{\sigma}{e}\right)_2$ могут быть пересчитаны в терминах $\left(\frac{\operatorname{rot}_{z}\vec{u}}{e}\right)_{1}$ и $\left(\frac{\operatorname{rot}_{z}\vec{u}}{e}\right)_{2}$, значения которых также представлены в таблице. Отметим, что во всем диапазоне изменений К значения $\left(\frac{\operatorname{rot}_{z}\vec{u}}{e}\right)_{1}$ и $\left(\frac{\operatorname{rot}_{z}\vec{u}}{e}\right)_{2}$ изменяются примерно в два раза, в то время как $\left(\frac{\sigma}{e}\right)_1 u \left(\frac{\sigma}{e}\right)_2$ изменяются на порядок. Между собой величины $\left(\frac{\operatorname{rot}_{z} \overline{u}}{e}\right)$, и $\left(\frac{{
m rot}_z \vec{u}}{e}\right)_2$ также отличаются примерно в два раза. Поэтому эти параметры более удобны для интерпретации результатов, чем $\left(\frac{\sigma}{e}\right)_1 u \left(\frac{\sigma}{e}\right)_2$. Однако, параметр деформации е редко используется в океанологии, что служит дополнительным источником проблем интерпретации. Для параметров $\left(\frac{\sigma}{\rho}\right)_2$ $u\left(\frac{\operatorname{rot}_{z}\vec{u}}{e}\right)_{2}$ это неудобство легко исправляется, поскольку они рассчитаны для условия $|\gamma| = |e|$, по-

этому фактически являются результатом сравнения относительных завихренностей ядра и фоно-

вого течения: $\left| \frac{\operatorname{rot}_{z} \vec{u}}{\operatorname{rot}_{z} \vec{u}_{b}} \right|$. Значения $\left| \frac{\operatorname{rot}_{z} \vec{u}}{\operatorname{rot}_{z} \vec{u}_{b}} \right|$ также

ОКЕАНОЛОГИЯ том 63 № 2 2023

представлены в табл. 1 как функции параметра сплюснутости *K*, где параметр $\left| \frac{\operatorname{rot}_z \vec{u}}{\operatorname{rot}_z \vec{u}_b} \right|$ во всем диапазоне интересных для нас значений *K* меняется менее чем в два раза. На практике нас больше интересуют малые $K \sim 0.1-0.4$, поскольку практически все реальные вихри океана являются тонкими со значением K < 1. Для таких вихрей $\left| \frac{\operatorname{rot}_z \vec{u}}{\operatorname{rot}_z \vec{u}_b} \right| \approx 10$. Это означает, что в прямолинейном течении со сдвигом выживают очень интенсивные вихри с большим положительным значением параметра $\underline{\sigma}$ или же, независимо от интенсивно-

е сти, вихри противоположного знака $\frac{\sigma}{e} < 0$. Это является объяснением известного феномена различного поведения циклонов и антициклонов в одном и том же течении.

ОЦЕНКИ КОЛИЧЕСТВА ВИХРЕЙ МИРОВОГО ОКЕАНА С РАЗЛИЧНЫМ ХАРАКТЕРОМ ИХ ПОВЕДЕНИЯ, ОТНОСЯШИХСЯ К РАЗЛИЧНЫМ ЗОНАМ

Оценим долю вихрей, попадающих в полосу $|\gamma/e| \le 1$ (серая зона на рис. 1) и испытывающих неограниченное вытягивание. Начнем с линии $\frac{\gamma}{2} = -1$ на рисунках. Для выживания вихрей с е условием $\frac{\sigma}{\sigma} > 0$ требуется очень большая интенсивность $\left| \frac{\operatorname{rot}_{z} \vec{u}}{\operatorname{rot}_{z} \vec{u}_{b}} \right| > 10$, тогда все вихри этого знака окажутся в серой зоне. Вихри противоположного знака $\underline{\sigma} < 0$ полностью попадают в синюю или зеленую зону и, следовательно, выживают в этом течении. Если считать, что количество циклонов и антициклонов одинаковое, то на линии $\frac{\gamma}{2} = -1$ половина вихрей обязательно вытянутся в нить, а оставшиеся вихри (вторая половина) останутся локализованными. Если говорить точнее, то часть вихрей с $\frac{\sigma}{e} < 0$, попавших в зеленую зону (рис. 1), также могут неограниченно вытянуться, если уже в начальный момент времени они были достаточно вытянуты. Однако их мы учитывать не будем. В результате получаем $\frac{1}{2}$ в качестве ниж-ней оценки доли вихрей, неминуемо вытягивающихся до бесконечности на линии $\frac{\gamma}{2} = -1$. Эти же вихри в других течениях (при других параметрах $\frac{\gamma}{2}$)

могут как вытягиваться в нить, так и оставаться локализованными образованиями. На линии $\frac{\gamma}{2} = 0$ граница серой зоны симметрична, причем $M_1(0) = M_2(0) \approx \frac{1}{2} M_2(-1)$. Для тонких вихрей (практически все вихри океана в нашей классификации тонкие) с малыми значениями K < 1, $M_1(0) = M_2(0) \approx 5$, и в границы $-5 < \frac{\sigma}{e} < 5$ попадут практически все вихри океана для $\frac{\gamma}{e} = 0$. Т.е. на линии $\underline{\gamma}=0$ практически все вихри океана окажутся в серой зоне и неминуемо подвергнутся неограниченному вытягиванию. На верхней границе полосы $-1 \le \frac{\gamma}{e} \le 1$, т.е. при $\frac{\gamma}{e} = 1$ половина вихрей окажется в серой зоне и, следовательно, неминуемо вытянется ($\frac{\sigma}{e} < 0$), а другая половина $(\frac{\sigma}{e} > 0)$ окажется в зеленой или голубой зоне и, следовательно, практически полностью останется в локализованной форме. Итак. в полосе $-1 \leq \frac{\gamma}{\rho} \leq 1$ нам удалось оценить долю вытягивающихся вихрей только для трех значений: $\frac{\gamma}{2} = \pm 1$ и $\frac{\gamma}{2} = 0$. Таким образом, на границах области вытягивается половина вихрей, в центре – вытягиваются все вихри. Если предположить, что доля вытягивающихся вихрей линейно зависит от параметра $\frac{\gamma}{e}$ в диапазонах $-1 \leq \frac{\gamma}{e} < 0$ и $0 \leq \frac{\gamma}{e} < 1$, то такому распределению в полосе $-1 \leq \frac{\gamma}{e} \leq 1$ соответствует средняя доля вытягивающихся вихрей -0.75. По всей видимости, полученное значение 0.75, является оценкой снизу, поскольку на границах диапазона $\frac{\gamma}{e} = \pm 1$ мы не учитывали дополнительное вытягивание некоторого количества вихрей зеленой зоны. Предполагаемая линейная зависимость распределения вытягивающихся вихрей в окрестности $\frac{\gamma}{e} = 0$ также уменьшила ло-кальное поведение функции распределения. В результате на трех точках $\frac{\gamma}{e} = \pm 1$ и $\frac{\gamma}{e} = 0$ мы везде по-лучили недоучет доли растягивающихся вихрей. На этом основании мы не можем однозначно утверждать, что доля вытягивающихся вихрей превышает 75%, но, возможно, это утверждение

верно. В конечном итоге, мы ограничимся оценкой 75% доли вытягивающихся вихрей в диапазоне параметра течений $-1 \le \frac{\gamma}{e} \le 1$. Какова доля вихрей из их общего количества, попадающих в условия $-1 \le \frac{\gamma}{e} \le 1$, пока нам не известно, но эта задача будет поставлена и решена в следующей нашей работе. В дальнейшем, на основе полученных результатов, будет сделана оценка доли мезомасштабных вихрей Мирового океана, которые вытягиваются в филаменты и тем самым перераспределяют энергию с мезомасштаба на субмезомасштаб.

выводы

Таким образом, мы показали, что если в гидродинамической системе выполняется геострофический баланс сил, то все полученные результаты могут быть перенесены на явления с теми же числами Бургера, но с другими горизонтальными размерами. В частности, все полученные свойства могут быть переписаны в терминах субмезомасштабных процессов для деятельного слоя океана, если число Бургера лежит в диапазоне от нескольких десятых единицы до нескольких единиц, а наиболее быстрорастущие возмущения имеют масштаб порядка радиуса деформации Россби. При этом гидродинамическое подобие квазигеострофических явлений должно наблюдаться для широкого круга задач и значительного диапазона горизонтальных размеров вихрей.

Для вихрей с произвольным фиксированным значением параметра *K* при $|\gamma/e| \leq 1$ в плоскости параметров ($\sigma/e, \gamma/e$) возникают три различные зоны, характеризующие различные формы поведения вихрей (см. рис. 1): внешняя (зеленая), когда разрешены все режимы: вращательный, колебательный и вытягивания; промежуточная (синяя), когда разрешены колебательный режим и режим неограниченного вытягивания; внутренняя (серая), когда разрешен только режим неограниченного вытягивания ядра вихря. Эти зоны симметричны относительно начала координат. При $|\gamma/e| > 1$ неограниченное вытягивание вихрей запрещено (красные зоны на рис. 1).

Для монотонного вытягивания вихря требуется остановка вращения его формы. Но такое возможно только в том случае, если знаки у σ и γ разные. Слабые вихри с разными знаками σ и γ преимущественно вытягиваются течением в вихревые нити, в то время как в течениях наиболее живучи вихри с одинаковыми знаками σ и γ . Слабые мелкие вихри одного знака с крупным интенсивным вихрем вытягиваются в нити, а интенсивные вихри не могут неограниченно вытягиваться. Такое поведение объясняет существование в окрестности крупных интенсивных вихрей слабых мелких вихрей противоположного знака завихренности [2, 8, 10, 12, 13].

Внутренняя (серая) зона для вихрей не стягивается к нулю при $K \to \infty$, но возникает конечная внутренняя часть серой зоны — сердцевина, для которой все вихри любой толщины при любых значениях K неминуемо вытянутся в нить, в том числе и бесконечно толстые вихри.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Отправной точкой исследования является система обыкновенных дифференциальных уравнений, описывающая поведение эллипсоидального вихря (см. формулы 12а и 12б):

$$\begin{cases} \dot{\varepsilon} = 2\varepsilon e \cos 2\theta, \\ \dot{\theta} = \frac{\sigma K}{2} \int_{0}^{\infty} \frac{\mu \partial \mu}{\sqrt{\left(\mu^{2} + \left(\varepsilon + \frac{1}{\varepsilon}\right)\mu + 1\right)^{3} \left(K^{2} + \mu\right)}} + \\ + \gamma - \frac{\varepsilon^{2} + 1}{\varepsilon^{2} - 1} e \sin 2\theta \end{cases}$$
(16)

Решением данной системы является семейство интегральных кривых:

$$\sin 2\theta(\varepsilon) = \frac{\sigma}{e} \left(S \frac{\varepsilon}{\varepsilon^2 - 1} \right) + \frac{\gamma \varepsilon - 1}{\sigma \varepsilon + 1} + \frac{\varepsilon}{\varepsilon^2 - 1} \int_{1}^{\varepsilon} \frac{\phi^2 - 1}{\phi^2} \frac{K}{2} \times$$
(17)

$$\times \int_{0}^{0} \frac{\mu \partial \mu}{\sqrt{\left(\mu^{2} + \left(\varphi + \frac{1}{\varphi}\right)\mu + 1\right)^{3}\left(K^{2} + \mu\right)}} d\varphi,$$

где *S* — константа интегрирования. Подробный анализ данного семейства интегральных кривых показал, что при K > 0 и $\frac{\gamma}{\sigma} \in R$ существует шесть различных типов картин интегральных кривых, которые путем подбора параметра $\frac{\gamma}{\sigma}$ могут быть получены для любого *K*.

В ходе дальнейшего исследования фиксировалось значение параметра K, определялись соответствующие ему типы интегральных кривых, анализ которых позволил построить в плоскости параметров $\left(\frac{\gamma}{\sigma}, \frac{e}{\sigma}\right)$ области, соответствующие различным режимам поведения вихрей. Далее подобная процедура производилась для другого

значения параметра K, когда области поведения вихрей были построены для всех интересующих

ОКЕАНОЛОГИЯ том 63 № 2 2023

значений *K*, было произведено преобразование из плоскости параметров $\left(\frac{\gamma}{\sigma}, \frac{e}{\sigma}\right)$ в плоскость пара-

метров $\left(\frac{\sigma}{e}, \frac{\gamma}{e}\right)$. Результатом такого преобразования является карта областей поведения эллипсоидальных вихрей, представленная на рисунках 1 и 2.

Источники финансирования. Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ № 22-17-00267 и по теме государственного задания 0128-2021-0002.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Баренблатт Г.И. Подобие, автомодельность, промежуточная асимптотика. Л.: Гидрометеоиздат, 1978. 207 с.
- 2. *Жмур В.В.* Мезомасштабные вихри океана. М.: ГЕОС, 2011. 384 с.
- 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
- 4. Жмур В.В., Новоселова Е.В., Белоненко Т.В. Особенности формирования поля плотности в мезомасштабных вихрях Лофотенской котловины. Часть 2 // Океанология. 2022. Т. 62. № 3. С. 341–356. https://doi.org/10.31857/S0030157422030170
- 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., Панкратов К.К.* Дальнее взаимодействие ансамбля квазигеострофических эллипсоидальных вихрей. Гамильтонова формулировка // Известия АН СССР. 1990. Т. 26. № 9. С. 972–981.
- Жмур В.В., Щепеткин А.Ф. Эволюция эллипсоидального вихря в стратифицированном океане в приближении f-плоскости // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 1991. Т. 27. № 5. С. 492– 503.
- Зинченко В.А., Гордеева С.М., Собко Ю.В., Белоненко Т.В. Мезомасштабные вихри Лофотенской котловины по спутниковым данным // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2019. Т. 12. № 3. С. 46–54.
- https://doi.org/10.7868/S2073667319030067
- 9. *Чаплыгин С.А*. Собрание сочинений. Т 2. М.: Гостехиздат, 1948. 642 с.
- 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
- 11. *Eady E.T.* Long waves and cyclone waves // Tellus. 1949. V. 1 (3). P. 33–52.
- 12. 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. P. ES2002. https://doi.org/10.2205/2020ES000694

- Gordeeva S.M., Zinchenko V.A., Koldunov A.V. et al. Statistical analysis of long-lived mesoscale eddies in the Lofoten basin from satellite altimetry // Advances in Space Research. 2020. V. 68 (2). P. 364–377. https://doi.org/10.1016/j.asr.2020.05.043
- *Kida S.* Motion of an elliptic vortex in uniform shear flow // Journal of the Physical Society of Japan. 1981. V. 50 (10). P. 3517–3520.
- Koshel K.V., Ryzhov E.A., Zhmur V.V. Ellipsoidal vortex in a nonuniform flow: dynamics and chaotic advections // Journal of Marine Research. 2011. № 69 (2–3). P. 435– 461. https://doi.org/10.1357/002224011798765204
- Koshel K.V., Ryzhov E.A., Zhmur V.V. Diffusion-affected passive scalar transport in an ellipsoidal vortex in a shear flow // Nonlinear Processes in Geophysics. 2013. V. 20 (4). P. 437–444. https://doi.org/10.5194/npg-20-437-2013

 Koshel K.V., Ryzhov E.A., Zhmur V.V. Effect of the vertical component of diffusion on passive scalar transport in an isolated vortex model // Physical Review E. 2015. V. 92 (5). P. 053021. https://doi.org/10.1103/PhysRevE.92.053021

 Meacham S.P. Quasigeostrophical ellipsoidal vortices in stratified fluid // Dynamics of Atmospheres and Oceans. 1992. V. 16 (3–4). P. 189–223.

- 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
- Pankratov K.K., Zhmur V.V. A dynamics of desinglarized quasigeostrophic vortices // Physics of Fluids A: Fluid Dynamics. 1991. V. 3 (5). P. 1464. https://doi.org/10.1063/1.857998
- 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

Conditions for the Transformation of a Mesoscale Vortex into a Submesoscale Vortex Thread When the Vortex Elongates by an Inhomogeneous Barotropic Flow

V. V. Zhmur^{*a*, *b*, *c*, *#*}, T. V. Belonenko^{*c*}, E. V. Novoselova^{*c*}, B. P. Suetin^{*b*}

 ^a Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, 36 Nahimovskiy prospect, Moscow, 117997 Russia
 ^b Moscow Institute of Physics and Technology (National Research University), 9 Institutskiy per., Dolgoprudny, Moscow Region, 141701 Russia
 ^c Saint Petersburg State University, 7–9 Universitetskaya nab., St. Petersburg, 199034 Russia
 [#]e-mail: zhmur-vladimir@mail.ru

In this paper, we study the effects of strong stretching in the horizontal plane of large-scale mesoscale ocean eddies using the ellipsoidal eddies theory in the World ocean. The purpose of this work is to theoretically determine the physical conditions for unbounded stretching eddies and also check the feasibility of these conditions in the ocean. We estimate the share of mesoscale ocean eddies that are elongated into filaments and then they redistribute energy from the mesoscale to the submesoscale.

Keywords: mesoscale vortex, stretching, vortex filament, filament, ellipsoidal vortex, flow

———— ФИЗИКА МОРЯ ———

УДК 551.468

ПРИЛОЖЕНИЕ К РЕАЛЬНОМУ ОКЕАНУ ТЕОРИИ ТРАНСФОРМАЦИИ МЕЗОМАСШТАБНОГО ВИХРЯ В СУБМЕЗОМАСШТАБНУЮ ВИХРЕВУЮ НИТЬ ПРИ ВЫТЯГИВАНИИ ЕГО НЕОДНОРОДНЫМ БАРОТРОПНЫМ ТЕЧЕНИЕМ

© 2023 г. В. В. Жмур^{1, 2, 3, *}, Т. В. Белоненко³, Е. В. Новоселова³, Б. П. Суетин²

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия ²Московский физико-технический институт (государственный университет), Москва, Россия ³Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия *e-mail: zhmur-vladimir@mail.ru

Поступила в редакцию 26.07.2022 г. После доработки 26.09.2022 г. Принята к публикации 16.12.2022 г.

Работа является продолжением исследования авторов [5]. В данной работе теоретические аспекты сильного вытягивания в горизонтальной плоскости объемных мезомасштабных вихрей океана с позиций теории эллипсоидальных вихрей применяются к условиям реального океана. Рассматриваются два района, характеризующиеся повышенным вихреобразованием, — акватория Лофотенской котловины Норвежского моря и район течения Агульяс, а также Атлантика и Мировой океан в целом. Цель работы — проверить выполнимость физических условий неограниченного вытягивания вихрей в реальном океане и на этой основе оценить долю мезомасштабных вихрей океана, которые вытягиваются в филаменты, перераспределяя тем самым энергию с мезомасштаба на субмезомасштаб. Дана оценка доли вихрей Мирового океана, подвергающихся сильному вытягиванию. Предложены карты географического расположения зон неограниченного вытягивания вихрей и дана интерпретация полученных результатов. Дана трактовка эффекта уменьшения собственной энергии вихрей под растягивающим действием фонового течения как возможного механизма передачи энергии от вихря к течению и проявления в этой системе эффекта отрицательной вязкости.

Ключевые слова: мезомасштабный вихрь, вытягивание, вихревая нить, филамент, энергия, отрицательная вязкость, субмезомасштаб

DOI: 10.31857/S0030157423020156, EDN: MAWHPW

введение

В предыдущей части нашей работы [5] рассматривались теоретические аспекты, характеризующие условия трансформации мезомасштабного вихря в субмезомасштабную вихревую нить при вытягивании его неоднородным баротропным течением. Один из вариантов "перекачки" энергии от мезомасштабных процессов на субмезомасштабные связан с удлинением вихрей при воздействии растягивающих неоднородных горизонтальных течений на эти вихри. При этом в некотором направлении – продольном – вихрь сильно вытягивается, а в поперечном направлении значительно уменьшается в размерах. В горизонтальном плане такой вихрь становится похожим на вихревую нить (или филамент). Эти процессы подробно рассмотрены в работе [5]. Цель данной работы: проверить выполнимость физических условий неограниченного вытягивания вихрей в реальном океане и на этой основе оценить долю мезомасштабных вихрей океана, которые вытягиваются в филаменты, перераспределяя тем самым энергию с мезомасштаба на субмезомасштаб.

В данной работе полученные теоретические результаты применяются к реальному океану. Рассматриваются два региона Мирового океана, характеризующиеся повышенной динамической активностью мезомасштабных вихрей: Лофотенская котловина Норвежского моря [14–18, 20, 25] и район течения Агульяс [11, 12, 19, 24]. Также рассматриваются распределения анализируемых параметров для Атлантики и всего Мирового океана.

ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ

Исследование проводилось по данным глобального океанического реанализа GLORYS12V1, доступного на сайте Copernicus Marine Service



Рис. 1. Лофотенская котловина. Цветом показана топография дна (м), белыми стрелками – ветви Норвежского течения (используются международные обозначения): NwASC (Norwegian Atlantic Slope Current) – Норвежское склоновое течение, NwAFC (Norwegian Atlantic Frontal Current) – Норвежское фронтальное течение. Район наиболее вероятного расположения Лофотенского вихря (ЛВ) отмечен прямоугольником.

(CMEMS). Данные имеют пространственное разрешение 1/12° по широте и долготе и 50 уровней по вертикали, GLORYS12V1 ассимилирует вдольтрековые данные с альтиметров высокого разрешения, а также спутниковые наблюдения за температурой поверхности моря, концентрацией морского льда и in situ профилями температуры и солености. Основой реанализа является модель NEMO, где реанализ ECMWF ERA-Interim используется в качестве форсинга. Временное разрешение данных составляет одни сутки.

ОБ ОЦЕНКЕ ДОЛИ МЕЗОМАСШТАБНЫХ ВИХРЕЙ МИРОВОГО ОКЕАНА, ПОДВЕРЖЕННЫХ НЕОГРАНИЧЕННОМУ ВЫТЯГИВАНИЮ В СУБМЕЗОМАСШТАБНУЮ ВИХРЕВУЮ НИТЬ НЕОДНОРОДНЫМ БАРОТРОПНЫМ ТЕЧЕНИЕМ

В работе [5] (см. рис. 1 и 2) показано, что в плоскости параметров ($\sigma/e, \gamma/e$) в полосе $\left|\frac{\gamma}{e}\right| \leq 1$ при произвольном фиксированном параметре *K* существуют три зоны, характеризующие различные формы поведения вихрей: внешняя, когда разрешены все формы: вращательный, колебательный и вытягивания; промежуточная, когда разрешены колебательный режим и режим неограниченного вытягивания; внутренняя, когда разрешены колебательный режим и режим неограниченного вытягивания жидких частиц в фоновом течении, *e* – коэффициент деформации фонового течения, σ – избыточная потенциальная завихренностью фонового те-

чения, K – безразмерный параметр вертикальной сплюснутости ядра вихря (детали по поводу коэффициентов γ , e, σ и K изложены в Приложении, а также в работе [5]). Вихри в течениях, для

которых выполнено условие $\left|\frac{\gamma}{2}\right| \leq 1$, могут неогра-

ниченно вытягиваться, а их доля составляет 75% от всех вихрей в течениях, удовлетворяющих этому же условию. Тогда возникает вопрос об оценке до-

ли вихрей, для которых параметр течения $\frac{|\Upsilon|}{|e|} > 1$, когда вихри неограниченно вытягиваться не мо-

когда вихри неограниченно вытягиваться не могут, а их ядра остаются локализованными.

В настоящее время существует достаточное количество электронных атласов и баз данных по Мировому океану, позволяющих оценить парамет-

ры γ и *е* и, соответственно, параметр течения $\frac{\gamma}{e}$.

Однако есть проблема: параметры γ и *е* должны относиться к крупномасштабным фоновым течениям, а присутствие вихрей в натурной информа-

ции затрудняет провести оценку $|\underline{\gamma}|$. Это означает,

что мы должны договориться о масштабах рассматриваемых явлений еще до начала обработки информации о течениях. Если считать, что интересующие нас вихри должны иметь масштаб порядка радиуса деформации Россби, то нам вполне подойдет одноградусная сетка данных. В такой сетке мезомасштабные вихри частично "провалятся" в подсеточную область, а при дополнительном пространственном осреднении гидрофизических полей свойства вихрей "размажутся" по пространству, хотя, конечно, могут внести некоторые погрешности в параметры течений. До-



Рис. 2. Поля относительной завихренности ζ в поверхностном слое (0.5 метра) (а) и параметра Окубо-Вейса (б) в районе Лофотенской котловины 10 июня 2010 года.

полнительное осреднение по времени также должно "размазать" по пространству свойства движущихся образований, уничтожить квазипериодические движения и уменьшить влияние вихревых структур на течения. Таким образом,

для получения полей параметра течения | с це-

лью оценки влияния крупномасштабных течений на мезомасштабные вихри мы будем использовать исходные одноградусные среднесуточные гидрофизические поля. Первоначально усредним их по толщине верхнего слоя океана 200 м по вертикали. Дальнейшее осреднение по горизонтали будем осуществлять методом скользящего среднего по площади размером 10 × 10 ячеек. Временное осреднение будем проводить за месяц, сезон, год и за максимально возможный период данных — 27 лет (1993–2019 гг.). По таким данным мы по-

лучим поля характеристик течения $\frac{\gamma}{a}$

В зонах $\left| \frac{\gamma}{e} \right| \le 1$, согласно [5], присутствуют все варианты поведения вихрей, в том числе и режим неограниченного вытягивания. Оценка суммарной площади этих зон является целью данной статьи. В зонах $\left| \frac{\gamma}{e} \right| > 1$ неограниченное вытягивание вихрей не происходит. Другая цель – определить общую площадь зон уже со свойством $\left| \frac{\gamma}{e} \right| > 1$, так называемая красная зона, как в отдельных регионах, так и в целом по Мировому океану. Данное исследование относится к изучению воздействия крупномасштабных течений на мезомасштабные вихри. Если нас будет интересовать воздействие течений на более мелкие вихревые образования, то следует использовать мелкомас-

ОКЕАНОЛОГИЯ том 63 № 2 2023

штабные карты, а осреднение как по пространству, так и по времени можно ослабить, однако нужно не забывать, что в квазигеострофическом приближении, которое мы используем, число Россби должно быть малым.

Идея, которую мы используем для расчета доли вихрей в течениях, удовлетворяющих условиям красной зоны, следующая. Положим, что количество образовавших вихрей пропорционально площади рассматриваемой акватории. Отсюда следует, что отношение количества вихрей красной зоны $N_{>1}$ к общему количеству вихрей N акватории связано с площадью красной зоны $S_{>1}$ и общей площади акватории S соотношением

$$\frac{N_{>1}}{N} = \frac{S_{>1}}{S}.$$
 (1)

Аналогично, доля вихрей в течениях, для которых $\left|\frac{Y}{e}\right| \leq 1$, т.е. в зоне с возможностью неограниченного вытягивания, определяется соотношением

$$\frac{N_{\leq 1}}{N} = \frac{S_{\leq 1}}{S}.$$
(2)

Здесь $N_{\leq 1}$ — количество вихрей, имеющих возможность неограниченного вытягивания, а $S_{\leq 1}$ — суммарная площадь соответствующей зоны. На акваториях океанов, где справедливо вышеуказанное неравенство $\left|\frac{\gamma}{e}\right| \leq 1$, должны существовать и активно образовываться из мезомасштабных вихрей субмезомасштабные вихревые нити. Естественно, соотношения (1) и (2) связаны равенствами: $N = N_{\leq 1} + N_{>1}$, $S = S_{\leq 1} + S_{>1}$.

Перейдем к оценкам для конкретных регионов.



Рис. 3. Поле относительной завихренности в районе Лофотенского вихря на горизонте 0.5 м 10 июня 2010 года. Сплошным черным линиям соответствуют значения $\left|\frac{\gamma}{e}\right| = 1$. Косой штриховкой помечены области $\left|\frac{\gamma}{e}\right| > 1$, где запрещено неограниченное вытягивание вихрей в нить.



Рис. 4. Поле параметра $\left| \frac{\gamma}{e} \right|$, осредненного по толщине ядра антициклона (200—800 м). Светло-голубой цвет — зоны, где вытягиваются вихри. Коричневый цвет — зоны с запретом к вытягиванию вихрей.

ВИХРИ ЛОФОТЕНСКОЙ КОТЛОВИНЫ

Лофотенская котловина представляет собой понижение в рельефе дна Норвежского моря с максимальной глубиной 3250 м. Ее акватория ограничена координатами 2° з.д.–10° в.д. и 68°– 72° с.ш. Котловина (рис. 1) представляет собой топографически обособленное образование, ограниченное хребтом Мона на северо-западе, хребтом Хельгеланд на юго-западе, Скандинавским полуостровом на востоке и плато Воринг на юге. С противоположной стороны от хребта Мона расположена Гренландская котловина, а с противоположной стороны от хребта Хельгеланд – Норвежская котловина. Основным элементом циркуляции вод Лофотенской котловины являются ветви Норвежского атлантического течения: на востоке это Норвежское склоновое течение и на западе – Норвежское фронтальное течение.

Лофотенская котловина (рис. 1) является одним из самых динамически активных регионов Мирового океана и характеризуется локальными максимумами дисперсии уровня океана и кинетической энергии вихрей с различной формой вихревых ядер – от практически круглых до сильно вытянутых по горизонтали или извивающихся филаментов [10, 14, 16–18, 20, 25, 26]. В центре котловины расположен квазипостоянный антициклонический Лофотенский вихрь, являющийся примечательной особенностью Лофотенской котловины и представляющий собой естественную природную лабораторию для изучения вихревой динамики в океане [1, 17].

На рис. 2 показаны распределения относительной завихренности поверхностного слоя Лофотенской котловины и параметра Окубо-Вейса. Поле относительной завихренности нами выбрано специально [4], т.к. филаменты лучше всего видны в поле вертикальной компоненты ротора скорости $\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$ (рис. 2а). Параметр Окубо-Вейса Q^2 (рис. 2б) рассчитывался по формуле $Q^2 = S^2 - \zeta^2$, где $S^2 = \left(\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}\right)^2$ [23, 27]. На рис. 2 видно, что в Лофотенской котловине наряду с вихрями круглой формы в горизонтальном плане наблюдается достаточное число вихрей, которые имеют вытянутую форму.

Рассмотрим растягивающее воздействие течения в окрестности Лофотенского антициклона, приводящее к образованию удлиненных вихрей. Под течением здесь мы понимаем фоновое течение, совмещенное с течением самого Лофотенского вихря. Поле относительной завихренности в окрестности Лофотенского антициклона на горизонте 0.5 м представлено на рис. 3, а на рис. 4 –

и поле параметра $\left|\frac{\Upsilon}{e}\right|$, осредненного по толщине ядра антициклона. Ядро вихря имеет отрицательную завихренность порядка $-3 \times 10^{-5} \,\mathrm{c}^{-1}$ (голубой цвет). В окрестности вихря располагаются зоны с положительной завихренностью того же порядка (коричневый цвет). Следовательно, число Россби нигде не превышает 0.25 (значение параметра Ко-





Рис. 5. Распределения значений $\left|\frac{\gamma}{e}\right|$ в Лофотенской котловине на 10 июня 2010 г. с пространственным разрешением $1/12^{\circ} \times 1/12^{\circ}$ (а) и $1/4^{\circ} \times 1/4^{\circ}$ (б). Коричневые области $\left|\frac{\gamma}{e}\right| > 1$ соответствуют зонам с запретом на неограниченное вытягивание вихрей; в голубых с $\left|\frac{\gamma}{e}\right| < 1$ разрешено неограниченное вытягивание вихрей. Для сопоставления с пространственными масштабами нанесена серия окружностей с радиусом 100 км.

риолиса на 70° с.ш. $f = 1.371 \times 10^{-4} \text{ c}^{-1}$). По вычисленным значениям параметра $\frac{\gamma}{\rho}$ нарисуем семейство линий $|\frac{\gamma}{2}| = 1$ (сплошные черные линии) и заштрихуем области, где $\frac{\gamma}{\rho} > 1$: здесь вытягивание более мелких вихрей в нить запрещено (рис. 3). Обратим внимание, что в ядре антициклона вытягивание отсутствует: действительно, вихрь должен оставаться локализованным образованием с ограниченными деформациями. Аналогично должны вести себя субмезомасштабные вихри в коричневых заштрихованных зонах. Таким образом, получаем, что неограниченное растяжение мелких вихрей разрешено вокруг ядра, в области размером порядка диаметра ядра вихря. Здесь вихри могут трансформироваться в филаменты.

Сравнивая рис. 3 и 4, видим, что области различного поведения малых вихрей качественно очень похожи друг на друга. В поверхностном слое (рис. 3) площадь запрещенных для вытягивания зон на поверхности больше. В осредненном варианте (рис. 4), кроме вихревого ядра, вытягивание запрещено на некотором количестве небольших участков. Причем суммарная площадь зон светло-голубых тонов (где вытягивание разрешено) заметно превосходит суммарную площадь коричневых зон (где вытягивание запрещено). Характерное время изменений системы составляет 1–3 сут. За время порядка от месяца до трех месяцев происходят сильные трансформации всей картины вплоть до временно́го исчезновения антициклона с полной перестройкой зон разрешенного и запрещенного вытягивания малых вихрей.

Далее нас будет интересовать интенсивность воздействия фоновых течений на мезомасштабные вихри. Будем рассчитывать значения отображать их на картах в той же цветовой гамме, как на рис. 4. На рис. 5 представлены результаты расчетов с различным пространственным осреднением. Оказалось, что зоны (домены) с запретом и разрешением на неограниченное вытягивание вихрей (рис. 5а) располагаются по акватории практически случайным образом. В вихревых ядрах (коричневый цвет) вытягивание запрещено. Масштабы крупных доменов с запретом на вытягивание примерно соответствуют размерам вихрей. Крупные домены с разрешением на вытягивание в несколько раз превышают размер доменов с запретом. Доля общей площади доменов с разрешением на вытягивание для Лофотенской котловины на момент рассмотрения составляет величину

61%: $\frac{S_{\leq 1}}{S} = 0.61$ (эта оценка была получена по данным с исходной дискретностью за конкретную дату 10 июня 2010 г.). В дальнейшем при анализе будут использованы пространственное сглаживание и временное осреднение. Напомним, что наша главная цель — получить оценку числа $\frac{S_{\leq 1}}{S}$. Эта характеристика является интеральной по площади региона, поэтому дополни-

гральной по площади региона, поэтому дополнительное сглаживание по площади не сильно вли-



Рис. 6. Распределение поля значений $\left| \frac{\Upsilon}{e} \right|$ в районе течения Агульяс за 10 июня 2010 г. Пространственное разрешение $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$. Приведены значения для осредненных по глубине полей от 0 до 200 м. Здесь вспомогательные окружности имеют радиус 500 км.

яет на ее оценку, в то время как осреднение по времени, как мы предполагаем, должно привести к меньшему количеству мелких нестационарных доменов, а также продемонстрировать сезонный и годовой ход изменчивости $\frac{S_{\leq 1}}{S}$. Усредняя данные с пространственным разрешением $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ (рис. 56), получаем более крупные домены; мелкие домены просто исчезли, а искомое отношение $\frac{S_{\leq 1}}{S}$ несколько изменилось: $\frac{S_{\leq 1}}{S} = 0.52$. Можно продолжить цепь пространственных усреднений. При этом можно показать, что с увеличением размера ядра сглаживания размер доменов будет расти и сопровождаться незначитель-*S*_{с1}

ным изменением параметра $\frac{S_{\leq 1}}{S}$

ВИХРИ ТЕЧЕНИЯ АГУЛЬЯС

Получим оценку $\frac{S_{\leq 1}}{S}$ для района течения Агульяс, омывающего южную оконечность Африки. На рис. 6 представлено поле значений параметра $\left| \frac{Y}{e} \right|$ указанного региона на 10 июня 2010 г. Течение Агульяс, двигаясь из Индийского океана на югозапад вдоль восточного побережья Африки, разворачивается у южной оконечности Африки, и уходит назад в сторону Индийского океана. Петля течения находится у оконечности Африки в Южном океане, а само течение после разворота движется на восток в сторону индийской части Южного океана. На месте поворота течения образуются мощные вихри, которые видны на рис. 6 в виде крупных доменов коричневого цвета (где вытягивание запрещено). Искомый пара-

метр $\frac{S_{\leq 1}}{S}$ = 0.50. Отметим, что эта величина близка к аналогичному значению $\frac{S_{\leq 1}}{S}$ для Лофотен-

ской котловины.

Как и для Лофотенской котловины, рассмотрим данные на сетке с разрешением $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ с последующим пространственным сглаживанием по 10 × 10 ячейкам. Напомним, что в результате такого выбора фоновые течения будут действительно крупномасштабными, возможные вихри размажутся по пространству и дадут малый допустимый вклад в фоновое течение. Если дополнительно к указанным действиям добавить осреднение натурных данных по достаточно большому периоду времени, то уничтожатся любые периодические движения. Кроме того, мы будем усреднять рассматриваемые течения в верхнем слое океана до глубины 200 м, чтобы выделить для исследования приповерхностный активный слой. Все это приведет к более реальному распределению параметров крупномасштабного фонового течения Мирового океана и более правильному пониманию воздействия таких течений на возможно появившиеся вихри в рассматриваемых регионах. Отметим, что здесь наша цель – не описывать реальные вихри океана, как это делается в вихреразрешающих моделях, а провести районирование Мирового океана, чтобы выделить районы, в которых запрещено неограниченное вытягивание вихрей независимо от характеристик вихрей, и районы, в которых такое вытягивание разрешено.

ВИХРИ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

Рассмотрим Атлантический океан в целом, чтобы выявить доли суммарной площади доменов с разрешением вытягивания вихрей в общей площади акватории (выделение зон с параметрами течений $\left|\frac{\gamma}{e}\right| > 1$ и $\left|\frac{\gamma}{e}\right| \leq 1$). Снова будем использовать одноградусную сетку с последующим пространственным сглаживанием по 10×10 ячейкам. При использовании одноградусной сетки без дополнительного осреднения искомый параметр $\frac{S_{\leq 1}}{S} = 0.68$. Этот же параметр, рассчитанный по тем же гидрофизическим полям, но с пространственным осреднением 10×10 ячеек, несколько уменьшился: $\frac{S_{\leq 1}}{S} = 0.62$. Картина географическо-

S го положения доменов в Атлантическом океане при усреднении гидрофизических полей одно-

градусной сетки представлен на рис. 7. Из рисунка следует, что в поле значений параметра $|\gamma/e|$ наблюдается зернистая структура областей светлоголубого и коричневого цветов с характерными горизонтальными размерами порядка 200 км. Размер доменов увеличивается при приближении к полярным областям.

Размер доменов на рис. 7 оценивался следующим образом. Выбирались произвольные неприэкваториальный и неприполярный районы. В них проводились два отрезка длиной 1000 км в направлении запад-восток и север-юг, которые пересекали домены различного цвета. Рассчитывалась общая длина доменов с условиями $|\gamma/e| > 1$ и $|\gamma/e| < 1$, затем определялась средняя величина длины соответствующих отрезков. В результате средняя величина отрезков оказалось близка к 200 км. Разумеется, такой способ определения характерного размера домена имеет свои недостатки из-за сложной конфигурации границ доменов. Но даже если бы домены были круглой формы и одинакового радиуса, но случайно разбросаны по площади акватории, указанный способ расчета дал бы оценку не диаметра (масшта-

ба), а величину, примерно в $\frac{4}{3}$ раз меньшую, чем

диаметр, так что на сегодняшний день вопрос о характерном размере домена следует считать незавершенным. Отметим, что контрастность цветовых зон наиболее заметна в Антарктическом циркумполярном течении, на акватории между Исландией и о. Ньюфаундленд, в море Лабрадор и других энергоактивных регионах. Формально по параметру γ/e в зону вытягивания входит и приэкваториальная полоса, однако здесь нарушается геострофический баланс сил, поэтому фактически эта зона выпадает из рассмотрения. Размеры доменов светлых тонов (где разрешено неограниченное вытягивание вихрей) наиболее значительны в полярных областях даже с учетом сильных искажений размеров в этих регионах. Например, в Антарктическом циркумполярном течении размер домена порядка 1000 км не является рекордом. Часть моря Лабрадор с проливом Девиса и заливом Баффина объединены в общий домен с разрешенным неограниченным вытягиванием вихрей. Впрочем, о географическом расположении доменов, их размеров, устойчивости и изменчивости говорить еще рано.

ВИХРИ МИРОВОГО ОКЕАНА

С использованием одноградусной сетки без осреднения гидрофизических полей получено значение параметра $\frac{S_{\leq 1}}{S} = 0.66$, тот же параметр с

ОКЕАНОЛОГИЯ том 63 № 2 2023



Рис. 7. Пространственное распределение в Атлантическом океане параметра $\left| \frac{\gamma}{e} \right|$, полученного по одноградусной сетке с применением осреднения по квадратам 10 × 10 ячеек методом скользящего среднего. Овалы на карте – это образы окружностей на глобусе радиуса 1000 км. На линии диаметра эллипсов наблюдается в среднем 9–11 "пятен". Расчеты через эквивалентные окружности для 30° с.ш. и ю.ш. показали характерный размер "пятна" около 200 км (10 "пятен" на 2000 км).

осреднением полей принимает значение $\frac{S_{\leq 1}}{S} = 0.60$. Пространственное распределение доменов представлено на рисунке 8. Принципиальные отличия распределения доменов на рисунке 8 от таковых на рис. 7 отсутствуют.

Как и в Атлантическом океане, в Мировом океане мы видим "пятнистое" распределение доменов со свойствами $|\gamma/e| > 1$ и $|\gamma/e| < 1$. На линии диаметра эллипсов наблюдается в среднем 9–11 "пятен". Расчет в окружностях на 30° с.ш. и ю.ш. показал характерный размер "пятна" около 200 км



Рис. 8. Географическое распределение на акватории Мирового океана параметра $\frac{\gamma}{|e|}$, полученного по одноградусной сетке с применением осреднения по квадратам 10 × 10 ячеек методом скользящего среднего. Овалы на карте – это образы окружностей на глобусе радиуса 1000 км. Окружности проведены на широтах 0°, 30°, 60° и на долготах 0°, 135°.

(2000 км/10 "пятен"). При этом размер крупных "пятен" коричневого цвета $\left(\frac{|\gamma|}{e} > 1 \right)$ меньше, чем размеры крупных "пятен" голубого цвета $\left(\frac{|\gamma|}{e} < 1 \right)$.

При сравнении суммарных площадей темных и светлых "пятен" получено следующее свойство. Для одноградусной сетки без осреднения параметром гидрофизических полей получено значение $\frac{S_{\leq 1}}{S} = 0.66$, та же характеристика с осреднением ем полей – $\frac{S_{\leq 1}}{S} = 0.60$. Отношение суммарных площадей светлых и темных зон на одноградусной сетке без осреднения составляет $\frac{S_{\leq 1}}{S_{>1}} \approx 1.9$, с осреднением полей – $\frac{S_{\leq 1}}{S_{>1}} \approx 1.5$. Можно сделать вывод, что суммарная площадь доменов Мирового океана, где вихри могут вытягиваться, больше, чем суммарная площадь доменов с запрещением вихрей к вытягиванию. Оценки отношения площадей с осреднением и без осреднения полей принимают следующий вид:

$$1.5 < \frac{S_{\le 1}}{S_{>1}} < 1.9, \tag{3}$$

$$0.60 < \frac{S_{\le 1}}{S} < 0.66. \tag{4}$$

Левая граница неравенств (3) и (4) получена при осреднении гидрофизических полей по площадке

 10×10 ячеек методом скользящего среднего, а правая граница получена без осреднения данных. Если бы осреднение проводилось по меньшей площадке, то левая граница интервалов в формулах (3) и (4) увеличилась и попала бы в зону указанных неравенств (3) и (4). Поскольку осреднение течений по 10 × 10 ячейкам приводит к крупномасштабным фоновым течениям порядка 1000 км, то течения с меньшим характерным размером (и меньшим осреднением) дадут результат, укладывающийся в неравенства (3) и (4). Таким образом, мы можем считать, что все многообразие течений Мирового океана с позиций их воздействия на мезомасштабные вихри укладывается в соотношения (3) и (4). Далее будем считать справедливыми диапазоны (3) и (4) при любых воздействиях течений на вихри.

С другой стороны, так как соотношения (3) и (4) получены для данных за конкретную дату (10 июня 2010 г.), возникают опасения, что диапазон (3) и (4) может меняться во времени. Фактически нам следует провести исследование, какова зависимость параметра $\left|\frac{\gamma}{e}\right|$ от изменчивости течений Мирового океана.

На рис. 9 построены гистограммы распределений течений Мирового океана по параметру $\left| \frac{\gamma}{e} \right|$ за весь период 1993–2019 гг., вычисленные по исходным одноградусным данным (рис. 9а) и по сглаженным данным. Осреднение проводилось методом скользящего среднего по 10 × 10 ячеек



Рис. 9. Гистограммы распределений течений Мирового океана по параметру $\left|\frac{\gamma}{e}\right|$ за период 1993—2019 гг., вычисленные по исходным одноградусным данным (а) и по данным, сглаженным методом скользящего среднего по 10 × 10 ячеек (б). По вертикальной оси отложено количество случаев, попавших в заданный диапазон значений параметра $\left|\frac{\gamma}{e}\right|$ с дискретностью 0.1.

(рис. 96). Все расчеты проведены для осредненного поверхностного 200-метрового слоя.

Как следует из гистограмм на рисунке 9, в природе преобладают ситуации, когда параметр $\left| \frac{\gamma}{e} \right|$ находится в диапазоне $0 < \left| \frac{\gamma}{e} \right| < 1$. При пространственном сглаживании полей из-за исчезновения мелких пятен количество наблюдаемых случаев для диапазона $0 < \left| \frac{\gamma}{e} \right| < 1$ уменьшается примерно на 25% и одновременно выделяется максимум распределения в окрестности значения $\left| \frac{\gamma}{e} \right| = 1$. Последнее означает, что максимальная вероятность наблюдается в природе для прямолинейных течений с горизонтальным сдвигом скорости.

Далее рассмотрим сезонный и помесячный ход изменчивости гистограмм. Оказалось, что гистограммы за каждый месяц и посезонно практически совпадают друг с другом. Это означает, что распределения по параметру | свойств течений месяц от месяца слабо отличаются друг от друга. Также практически не отличаются среднесезонные гистограммы течений Мирового океана по за период 1993-2019 гг. В таблице 1 параметру показан сезонный ход отношения $S_{\leq 1}/S_{>1}$ и доли $S_{<1}$ в S. Как следует из табл. 1, отношение интегральных площадей доменов разных типов от сезона к сезону меняется слабо. Еще более жестко определяются эти доли в общей площади Мирового океана. В частности, с точностью до второго знака после запятой домены со свойством вытягивания вихрей составляют 60% от площади Мирового океана независимо от сезона.

Рассмотрим теперь межгодовую изменчивость интегральных площадей доменов за рассматриваемый период (табл. 2). Гистограммы распределений течений по параметру $|\underline{\gamma}|$, рассчитанные для каждого года отдельно, практически не отличаются от друга (не показаны). С большой точностью год от года сохраняется относительная интегральная площадь доменов с $\left|\frac{\gamma}{e}\right| \le 1$: $S_{\le 1}/S = 0.60$. Отношение интегральных площадей доменов с >1 также практически не меняется в рассматриваемом периоде времени: $S_{\leq 1}/S_{>1} = 1.50$. Эти же цифры мы получили при изучении свойств полей течений Мирового океана (рис. 3-8). Таким образом, можно сделать вывод, что диапазон значений в неравенствах (3)-(4) получен достоверно и справедлив, по крайней мере, для периода 1993-2019 гг. (в течение 27 лет).

Таблица 1. Сезонная изменчивость отношений суммарных площадей доменов разных типов

Сезон	$S_{\leq 1}/S_{>1}$	$S_{\leq 1}/S$
Зима	1.49	0.60
Весна	1.49	0.60
Лето	1.48	0.60
Осень	1.44	0.59

Год	$S_{\leq 1}/S_{>1}$	$S_{\leq 1}/S$
1993	1.51	0.60
1994	1.49	0.60
1995	1.52	0.60
1996	1.48	0.60
1997	1.50	0.60
1998	1.54	0.61
1999	1.47	0.60
2000	1.48	0.60
2001	1.48	0.60
2002	1.49	0.60
2003	1.49	0.60
2004	1.49	0.60
2005	1.51	0.60
2006	1.49	0.60
2007	1.51	0.60
2008	1.50	0.60
2009	1.49	0.60
2010	1.48	0.60
2011	1.51	0.60
2012	1.50	0.60
2013	1.51	0.60
2014	1.48	0.60
2015	1.49	0.60
2016	1.50	0.60
2017	1.56	0.61
2018	1.50	0.60
2019	1.50	0.60
Среднее за весь период	1.50	0.60

Таблица 2. Межгодовая изменчивость отношений суммарных площадей доменов разных сортов

ДИСКУССИЯ И ВЫВОДЫ

Согласно соотношению (2), относительная доля вихрей $N_{\leq 1}/N$, попавших в зону $\left|\frac{\gamma}{e}\right| \leq 1$, совпадает с оценкой $S_{\leq 1}/S$, т.е. диапазон значений для $S_{\leq 1}/S$ (4) справедлив и для оценки $N_{\leq 1}/N$:

$$0.60 < N_{<1}/N < 0.66, \tag{5}$$

где N — общее количество вихрей Мирового океана, образовавшихся за единицу времени (например, год).

Количество вихрей, попавших в диапазон $\left| \frac{Y}{e} \right| \le 1$ и подвергающихся неограниченному вытягиванию, ранее оценивалось в 75%. Объединяя сказанное с неравенством (5), получим оценку доли вихрей $N_{\rm el}/N$ Мирового океана, подвергающихся неограниченному вытягиванию. Здесь $N_{\rm el}$ – количество вихрей, неограниченно вытянутых за этот же период времени (индекс el в $N_{\rm el}$ означает первые буквы английского elongation — удлинение). Итак, оценка $N_{\rm el}/N$ следующая: 0.60 × × 0.75 < $N_{\rm el}/N < 0.66 \times 0.75$. Окончательно

$$0.40 < N_{\rm el}/N < 0.45.$$
 (6)

Таким образом, получено новое интересное свойство вихрей Мирового океана – под деформирующим действием крупномасштабных течений от 40 до 45% всех вихрей вытягиваются в вихревые нити (филаменты). Тем самым первоначальная энергия вихрей, сосредоточенная на их характерных горизонтальных размерах, перераспределяется на меньшие масштабы порядка горизонтальной ширины филаментов. Такой механизм представляет один из возможных способов передачи энергии от мезомасштабных образований к субмезомасштабным движениям. Так как соотношение (6) одновременно может трактоваться как иллюстрация того, что 40-45% энергии передается от мезомасштаба на субмезомасштаб, то указанный механизм может быть выдвинут на роль основного способа передачи энергии от мезомасштаба на субмезомасштаб.

Справедливости ради нужно отметить, что если рассматривать ансамбль мезомасштабных вихрей на фоне крупномасштабного фонового течения как геофизическую квазидвумерную турбулентность, то в такой системе будет и обратный процесс перераспределения энергии с малых размеров на большие за счет слияния вихрей. Однако слияние происходит только тогда, когда вихри окажутся близкорасположенными. Критическое расстояние между ближайшими точками границы плоских вихрей в 2D-гидродинамике составляет величину 0.6 от первоначального диаметра вихрей [21]. Однако плоская гидродинамика довольно грубо описывает свойства реального поведения вихрей океана. Оценка же критического расстояния для объемных вихрей 3D-гидродинамики океана тонких вихрей (а практически все бароклинные вихри океана тонкие) приводит к выводу, что критическое расстояние оказывается довольно малым, и для процесса слияния необходимо, чтобы вихри практически соприкасались [3, 9]. Сам процесс слияния вихрей – быстропротекающий. Поэтому в ансамбле вихрей следует ожидать слияния близкорасположенных отдельных вихрей на коротком начальном этапе развития. На длительном этапе оставшиеся локализованные вихри будут взаимодействовать между собой почти как точечные вихри, а взаимодействие с фоновым течением сведется к воздействию течения на вихрь; в том числе, заметная часть вихрей вытянется в филаменты. Поэтому на основном этапе эволюции ансамбля вихрей на фоне

деформирующего их течения следует ожидать передачи энергии от вихрей к филаментам. Впрочем, полной ясности в вопросе передачи энергии вихрей по спектру размеров еще нет. Тем не менее, по мнению авторов данной статьи, процесс превращения вихрей в филаменты превалирует над процессом слияния вихрей, что в конечном итоге должно привести к интегральному перераспределению энергии вихрей от мезомасштаба на субмезомасштаб.

Затронем еще один интересный момент, связанный с неограниченным вытягиванием вихря. В работах [4, 5] изучались сопутствующие физические явления с позиций теории эллипсоидальных вихрей, связанные с вытягивание вихрей в нить. В частности, расчет энергии вихря показал, что при удлинении вихря его собственная энергия (кинетическая, доступная потенциальная, а также оба упомянутых вида энергии) уменьшаются по мере вытягивания вихревого ядра. Согласно теоретическим расчетам, энергия вихря при значительном удлинении ядра уменьшается существенно – на 20-60%. Эти же вопросы рассматривались при изучении удлинения реальных вихрей Лофотенской котловины [8], где было показано не только качественное, но и количественное соответствие теоретическим выводам. Тогда возникает естественный вопрос: куда же уходит потерянная вихрем энергия?

Поскольку в нашей физической системе присутствуют только вихрь и течение, то естественно ожидать, что энергия вихря перераспределится в течение. Если вернуться к представлению ансамбля вихрей как к геофизической турбулентности, где вихри рождаются от течения, а далее энергетически взаимодействуют с ним, то явление возвращения энергии от турбулентности в течение называется явлением отрицательной вязкости. Само это явление весьма интересно и до конца не понято. В нашей стране интерес к отрицательной вязкости, по-видимому, возник после выхода книги Виктора Старра "Физика явлений с отрицательной вязкостью" в 1971 г. [13]. Периодически подобные вопросы возникают в научной литературе. В частности, в недавней монографии академика Г.С. Голицына [2] поднимались вопросы явлений отрицательной вязкости в атмосфере и океане. Применительно к нашей работе мы можем заявить, что мы тоже соприкоснулись с явлением отрицательной вязкости и даже можем указать на карте Мирового океана области, где эта отрицательная вязкость должна прояв-

ляться, а именно: в доменах со свойством $\left|\frac{\gamma}{e}\right| \leq 1$.

Все эти зоны показаны светлыми голубыми тонами на рисунках 3–8 на картах Мирового океана. Общая площадь предполагаемых зон отрицатель-

ОКЕАНОЛОГИЯ том 63 № 2 2023

ной вязкости огромная — 60—66% от площади Мирового океана.

ПРИЛОЖЕНИЕ

В данной работе, следуя статье [5], мы изучаем воздействие неоднородных баротропных течений на эллипсоидальные вихри. Используются линейные по горизонтальным координатам течения:

$$\vec{u}_b = (\tilde{u}_b, \tilde{v}_b, 0) = \begin{cases} \tilde{u}_b = \tilde{v}_0 + \tilde{e}\tilde{x} - \tilde{\gamma}_1 \tilde{y} \\ \tilde{v}_b = \tilde{v}_0 + \tilde{\gamma}_2 \tilde{x} - \tilde{e}\tilde{y}. \end{cases}$$
(7)

Здесь (\tilde{x}, \tilde{y}) произвольная горизонтальная система координат, $(\tilde{u}_0, \tilde{v}_0)$ – скорости в центре вихря, а коэффициенты \tilde{e} , $\tilde{\gamma}_1$, $\tilde{\gamma}_2$ привязаны к этой системе координат (\tilde{x}, \tilde{y}) . При повороте этой системы вокруг вертикальной оси коэффициенты \tilde{e} , $\tilde{\gamma}_1$, $\tilde{\gamma}_2$ будут меняться, однако свойство линейности сохранится. Можно подобрать такой поворот, чтобы в новой системе горизонтальных координат (x, y) коэффициенты линейной зависимости $\tilde{\gamma}_1$ при \tilde{y} в первом уравнении и $\tilde{\gamma}_2$ при \tilde{x} во втором уравнении (7) совпадали:

$$\vec{u}_{b} = (u_{b}, v_{b}, 0) = \begin{cases} u_{b} = u_{0} + ex - \gamma y \\ v_{b} = v_{0} + \gamma x - ey. \end{cases}$$
(8)

Это очень удобная в нашем случае система координат для описания воздействия течений на вихрь. Для эллиптических вихрей она была применена в работе Кида [22] для 2D-случая. В формулах нашей статьи используются коэффициенты *е* и γ , привязанные к вышеуказанной удобной системе координат. Физический смысл коэффициентов: $\gamma = \frac{1}{2} \operatorname{rot}_z \vec{u}$ — угловая скорость вращения жидких частиц в фоновом течении, $e = \frac{1}{l} \frac{dl}{dt}$ — скорость относительного изменения длины жидкого отрезка l(t) в фоновом течении по главному направлению тензора скоростей деформации (коэффициент деформации).

Что касается избыточной потенциальной завихренности ядра σ , то нами был использован подход Россби, в котором потенциальная завихренность, являющаяся лагранжевым инвариантом, определяется через функцию тока $\psi(x, y, z, t)$ [6, 7, 28]:

$$\sigma = \operatorname{rot}_{z} \vec{u} + \frac{d}{dz} \frac{f^{2}}{N^{2}} \frac{d\psi}{dz}.$$
(9)

В уравнении (9) $\operatorname{rot}_{z}\vec{u} = \frac{\partial^{2}\Psi}{\partial x^{2}} + \frac{\partial^{2}\Psi}{\partial y^{2}}, f$ – параметр

Кориолиса, а N(z) — частота Вяйсяля-Брента в покое. Потенциальная завихренность σ имеет такую же размерность, как и ротор скорости: с⁻¹.

Источники финансирования. Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ № 22-17-00267 и частично при поддержке средствами государственного бюджета по госзаданию № 0128-2021-0002.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 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 СПбГУ. Науки о Земле. 2018. Т. 63. № 4. С. 502–519. https://doi.org/10.21638/spbu07.2018.406
- Голицын Г.С. Вероятностные структуры макромира: землетрясения, ураганы, наводнения. М.: Физматлит, 2021. 175 с.
- 3. *Жмур В.В.* Мезомасштабные вихри океана. Москва: ГЕОС, 2011. 384 с.
- Жмур В.В., Арутюнян Д.А. Перераспределение энергии с мезо- в субмезомасштаб при горизонтальном вытягивании синоптических вихрей океана неоднородными баротропными течениями // Океанология. 2022 (в печати).
- 5. Жмур В.В., Белоненко Т.В., Новоселова Е.В., Суетин Б.П. Условия трансформации мезомасштабного вихря в субмезомасштабную вихревую нить при вытягивании его неоднородным баротропным течением // Океанология. 2022 (в печати).
- 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
- Жмур В.В., Новоселова Е.В., Белоненко Т.В. Особенности формирования поля плотности в мезомасштабных вихрях Лофотенской котловины. Часть 2 // Океанология. 2022. Т. 62 № 3. С. 341–356. https://doi.org/10.31857/S0030157422030170
- Жмур В.В., Травкин В.С., Белоненко Т.В., Арутюнян Д.А. О трансформации кинетической и потенциальной энергии при вытягивании мезомасштабного вихря // Морской гидрофизический журнал. 2022 (в печати).
- Жмур В.В., Щепеткин А.Ф. Взаимодействие двух бароклинных вихрей. Тенденция к сближению и слиянию // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 1992. Т. 28. № 5. С. 538–551.
- Зинченко В.А., Гордеева С.М., Собко Ю.В., Белоненко Т.В. Мезомасштабные вихри Лофотенской котловины по спутниковым данным // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2019. Т. 12.

№ 3. C. 46-54.

https://doi.org/10.7868/S2073667319030067

- 11. *Малышева А. А., Белоненко Т. В., Яковлева Д. А.* Характеристики двух вихрей различной полярности в течении Агульяс // Ученые записки РГГМУ. 2022 (в печати).
- Малышева А.А., Колдунов А.В., Белоненко Т.В., Сандалюк Н.В. Вихри Агульясова переноса по данным спутниковой альтиметрии // Ученые записки РГГМУ. 2018. № 52. С. 154–170.
- Старр В. Физика явлений с отрицательной вязкостью. М.: Мир, 1971. 260 с.
- 14. Травкин В.С., Белоненко Т.В. Исследование вихревой изменчивости в Лофотенской котловине на основе анализа доступной потенциальной и кинетической энергии // Морской гидрофизический журнал. 2021. Т. 37. № 3. С. 318–332. https://doi.org/10.22449/0233-7584-2021-3-318-332
- Травкин В.С., Жмур В.В., Белоненко Т.В. Вклад мезомасштабных вихрей Лофотенской котловины в ее энергетику // Российский журнал наук о Земле. 2022. Т. 22. С. ES4002. https://doi.org/10.2205/2022ES000802
- Belonenko T.V., Travkin V.S., Koldunov A.V., Volkov D.L. Topographic experiments over dynamical processes in the Norwegian Sea // Russian Journal of Earth Sciences. 2021. V. 21. P. 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/c00024.020.02(47.1)

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

- 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. P. ES2002. https://doi.org/10.2205/2020ES000694
- Gnevyshev V.G., Malysheva A.A., Belonenko T.V., Koldunov A.V. On Agulhas eddies and Rossby waves travelling by forcing effects // Russian Journal of Earth Sciences. 2021. V. 21. № 5. P. ES6003. https://doi.org/10.2205/2021ES000773
- 20. Gordeeva S.M., Zinchenko V.A., Koldunov A.V. et al. Statistical analysis of long-lived mesoscale eddies in the Lofoten basin from satellite altimetry // Advances in Space Research. 2020. V. 68. № 2. P. 364–377. https://doi.org/10.1016/j.asr.2020.05.043
- Griffiths R.W., Hopfinger E.J. Coalescing of geostrophic vortices // Journal of Fluid Mechanics. 1987. № 178. P. 73–97.
- *Kida S.* Motion of an elliptic vortex in uniform shear flow // Journal of the Physical Society of Japan. 1981. V. 50. № 10. P. 3517–3520.
- 23. Okubo A. Horizontal dispersion of floatable particles in the vicinity of velocity singularities such as convergences // Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts. 1970. V. 17. № 3. P. 445–454. https://doi.org/10.1016/0011-7471(70)90059-8
- 24. Sandalyuk N.V., Belonenko T.V. Three-dimensional structure of the mesoscale eddies in the Agulhas Current region from hydrological and altimetry data //

Russian Journal of Earth Sciences. 2021. V. 21. № 4. P. ES4005.

https://doi.org/10.2205/2021ES000764

- 25. Sandalyuk N.V., Bosse A., Belonenko T.V. The 3-D 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. № 10. P. e2020JC016331. https://doi.org/10.1029/2020JC016331
- 26. Travkin V.S., Belonenko T.V., Budyansky M.V. et al. Quasi-permanent mushroom-like dipole in the Lofoten Basin // Pure and Applied Geophysics. 2022.

V. 179. № 1. P. 465–482. https://doi.org/10.1007/s00024-021-02922-9

- 27. Weiss J. The dynamics of enstrophy transfer in two-dimensional hydrodynamics // Physica D: Nonlinear Phenomena. 1991. V. 48. № 2–3. P. 273–294. https://doi.org/10.1016/0167-2789(91)90088-Q
- 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

Application to the World Ocean of the Theory of Transformation of a Mesoscale Vortex into a Submesoscale Vortex Thread When the Vortex Elongates by an Inhomogeneous Barotropic Flow

V. V. Zhmur^{*a*, *b*, *c*, *#*}, T. V. Belonenko^{*c*}, E. V. Novoselova^{*c*}, B. P. Suetin^{*b*}

^aShirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, 36 Nahimovskiy prospect, Moscow, 117997 Russia ^bMoscow Institute of Physics and Technology (National Research University), 9 Institutskiy per., Dolgoprudny, Moscow Region, 141701 Russia ^cSaint Petersburg State University, 7–9 Universitetskaya nab., St. Petersburg, 199034 Russia [#]e-mail: zhmur-vladimir@mail.ru

This paper is a continuation of the authors' research [5]. We apply some aspects of the theory about strong horizontal stretching of large-scale mesoscale eddies in the World ocean based on 'the ellipsoidal eddies' theory to the ocean conditions. Two areas are considered, characterized by increased eddy manifestation. They are the Lofoten Basin in the Norwegian Sea and the Agulhas Current area. We also discuss the condition of the Atlantic Ocean and the World Ocean. The main purpose of this paper is to check the feasibility of the physical conditions for unbounded eddy elongation in the real ocean and estimate the fraction of mesoscale ocean eddies that are elongating into filaments and redistributing energy from the mesoscale to the submesoscale. We estimate the share of eddies in the World Ocean that are strongly elongated. We propose the maps of the geographical location of unlimited eddy elongation zones and give the interpretation of the obtained results. We also describe the effect of a decrease in the vortices' self-energy due to the tensile action of the background flow. We suppose that it is a possible mechanism for energy transfer from the vortex to the flow and a manifestation of the negative viscosity effect.

Keywords: mesoscale vortex, stretching, vortex filament, filament, energy, negative viscosity, submesoscale

УДК 581.132:574.583

ВЛИЯНИЕ РЕГИОНАЛЬНОГО ПОТЕПЛЕНИЯ НА ПЕРВИЧНУЮ ПРОДУКЦИЮ КАРСКОГО МОРЯ В ПОСЛЕДНИЕ ДВЕ ДЕКАДЫ (2002–2021 гг.)

© 2023 г. А. Б. Демидов^{1,} *, В. И. Гагарин¹, С. В. Шеберстов¹

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

**e-mail: demspa@rambler.ru* Поступила в редакцию 15.08.2022 г. После доработки 23.08.2022 г. Принята к публикации 16.12.2022 г.

Межгодовая изменчивость первичной продукции (ПП) и влияющих на нее абиотических факторов исследована в Карском море с 2002 по 2021 г. по данным сканера цвета океана MODIS-Agua и модельным расчетам. За 20 лет температура воды на поверхности (T_0) возросла на 3.55°C при тренде 10% в год, а площадь акватории, свободной ото льда (S) увеличилась на 110×10^3 км² при тренде 1.4% в год. ПП в столбе воды (ИПП) статистически достоверно (p < 0.05) уменьшалась во всех районах моря ($R^2 = 0.22 - 0.59$). Для всего Карского моря за две декады ИПП уменьшилась на 38 мгС/м² в день при тренде 1.1% в год ($R^2 = 0.37$). Средняя за вегетационный сезон величина фотосинтетически активной радиации (ΦAP) слабо, но статистически достоверно (p < 0.05) уменьшалась во всех исследованных районах ($R^2 = 0.20 - 0.31$). Во всех районах зарегистрированы достоверные слабые или умеренные отрицательные тренды содержания хлорофилла "а" на поверхности (X_{n_0}) ($R^2 = 0.24-0.38$). Вместе с увеличением S на 0.7% в год увеличивалась годовая ПП всей акватории $(\Pi\Pi_{\text{тот}})$ ($R^2 = 0.08$). ИПП наиболее интенсивно снижалась в весенний период ($R^2 = 0.28$). В осенний период отмечен статистически значимый положительный тренд $S(R^2 = 0.24)$. За счет этого осенью отмечено относительно быстрое увеличение ПП_{тот}. Сдерживающим рост ПП_{тот} фактором являлось снижение ИПП, вызванное сокращением поступления ФАР и уменьшением содержания Хл₀. Незначительное увеличение ПП_{тот} происходило за счет осеннего периода. В основном оно происходило в северных районах моря. Снижение ИПП Карского моря должно отразиться на продуктивности высших трофических звеньев пищевой цепи.

Ключевые слова: первичная продукция, хлорофилл "а", межгодовая изменчивость, дистанционное зондирование, моделирование первичной продукции, Карское море **DOI:** 10.31857/S0030157423020028, **EDN:** NUGIZY

введение

Происходящее в последние декады быстрое потепление Арктики [19, 25, 27, 70] отражается на межгодовых изменениях экосистем Арктического океана (АО), в частности, на межгодовом тренде величине первичной продукции (ПП) всей акватории (ПП_{тот}) [2, 18–21, 33, 55, 56, 60, 61, 72]. Принято считать, что в АО годовая величина ПП_{тот} возрастает за счет уменьшения площади ледового покрова, происходящего из-за смещения сроков таяния льда весной и осеннего ледостава, соответственно, к началу и концу календарного года и, как следствие увеличения сроков вегетационного сезона [20, 25, 27, 29, 50, 54, 68-70, 77]. В тоже время, следует отметить, что интенсивность и направленность изменений ПП носят региональный характер [56, 60].

Карское море представляет собой эпиконтинентальный, изолированный островами с запада и востока от открытых акваторий АО бассейн, расположенный на евразийском шельфе. Его экосистема функционирует в условиях воздействия на нее интенсивного речного стока, главным образом Оби и Енисея [37, 39, 42, 53, 67]. Мелководный характер, частичная изолированность и речной сток сказываются на сезонной и межгодовой динамике ледового покрова и, как следствие, на долговременной изменчивости ПП_{тот} Карского моря [5, 19, 60].

Говоря о влиянии межгодовой динамики ледового покрова на долговременную изменчивость ПП_{тот}, не стоит забывать еще об одном, возможно основном, факторе, определяющем ее годовую величину. Речь идет о ПП, интегрированной в столбе воды до границы слоя фотосинтеза (ИПП, мгС/м² в день). Этот показатель, собственно, и измеряется при проведении полевых исследований. При оценке годовой величины ПП_{тот}, а также исследованиях сезонной и межгодовой изменчивости этого показателя, ИПП рассчитывается с помощью моделей, входящими параметрами которых служат данные дистанционного зондирования, полученные сканерами цвета океана, установленными на спутниках [например, 51]. При этом, величина ИПП зависит от входящих параметров, которыми, при простейшем подходе, выступают концентрация хлорофилла "a" (хл "a") на поверхности океана (Хл₀) и фотосинтетически активная радиация (ФАР) [23]. Межгодовая изменчивость величин этих показателей является ключевым фактором, определяющим долговременную динамику ИПП. Следует отметить, что в настоящее время существуют противоречивые данные о знаке и величине межгодовых трендов ИПП в различных районах АО, а также о ее влиянии на ПП_{тот} [4—6, 18, 48, 60].

В эпоху потепления АО происходят изменения абиотических и биотических факторов, которые влияют на величины ИПП и ПП_{тот}. К ним относятся, в частности, температура поверхности океана (T_0) , площадь, свободная ото льда (S), количество фитопланктона в поверхностном слое, индексом которого принято считать величину Хл₀, ФАР, годовая величина речного стока. Результаты исследования связей величин абиотических факторов с ИПП и ПП_{тот} призваны дать ответ на вопрос увеличивается или уменьшается первичная продуктивность Карского моря в эпоху потепления АО. Ответ на этот вопрос, в свою очередь, позволит дать прогноз относительно динамики продуктивности высших трофических звеньев в пелагиали и бентали моря, изменчивости вертикальных потоков органического вещества, а также характере обмена углекислым газом между океаном и атмосферой в этом регионе АО.

Исходя из сказанного выше, нами были сформулированы следующие цели настоящей работы: (1) — изучить межгодовую изменчивость продукционных параметров и влияющих на них факторов среды в Карском море в последние две декады (2002–2021 гг.); (2) — определить степень влияния в этот период различных абиотических и биотических факторов на величины ИПП и ПП_{тот}.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Районирование Карского моря. Границы Карского моря были определены, исходя из предыдущих работ по оценке ПП АО [45]. Опираясь на разработанную ранее классификацию водных масс [62] и подходы к районированию Карского моря [5, 32] на его открытой акватории мы выделили Юго-западный район (I), Район речного выноса (II) и Северный район, включающий желоба Св. Анны и Воронина (III). На рис. 1 границы районов Карского моря показаны на фоне среднемноголетней картины распределения ИПП. По сравнению с предыдущей работой [32] южная граница Района речного выноса, ориентированная на среднемноголетнее положение изогалины 25 на поверхности [62], была скорректирована, исходя из данных о положении квазистационарной распресненной линзы в районе Новой Земли [8, 49].

Региональные модели ИПП и хл "а". Оценка ИПП фитопланктона проводилась с использованием эмпирических моделей. Эти модели были разработаны и верифицированы на основе базы данных, созданной по материалам экспедиций в Карское море в конце августа—начале октября [31, 32]. В качестве коэффициентов модели использованы средние для всей акватории величины эффективности утилизации солнечной энергии в столбе воды

$$\Psi = \mathcal{I}A\mathbf{H}_{c}/\Phi AP, \tag{1}$$

где ДАЧ_с – среднее в слое фотосинтеза дневное ассимиляционное число (мгС/мг хл "а"), а ФАР – дневная подповерхностная фотосинтетически активная радиация (моль квантов/м²) [34] и индекс вертикального распределения хл "а"

$$k = X \pi_{\rm dc} / X \pi_0, \tag{2}$$

где $X_{\pi_{\phi c}}$ — интегральное значение хлорофилла в слое фотосинтеза, а X_{π_0} — его концентрация на поверхности [23]. Поскольку распределение $k \times \psi$ было логнормальным, в качестве средней величины была принята средняя геометрическая. Для всей акватории Карского моря она равняется 8.27 [31].

Входящими в модель параметрами являются спутниковые данные о величинах содержания X_{Λ_0} и дневной приходящей ФАР. Таким образом, при использовании формул (1), (2), а также X_{Λ_0} и ФАР итоговое уравнение принимает вид

$$\mathbf{\Pi} \Pi = 8.27 \mathbf{X}_{\Pi_0} \Phi \mathbf{A} \mathbf{P}. \tag{3}$$

Известно, что стандартный алгоритм MODIS дает большую ошибку в определении концентрации хл "а" в водах второго оптического типа (Case II), к которым относятся значительные площади акватории AO, в частности, Карское море [46, 47, 55]. Для того, чтобы избежать больших ошибок в определении ИПП, мы использовали региональный алгоритм расчета Xn_0 [11], где наилучшая корреляция измеренных и расчетных величин хл "а" ($R^2 = 0.47$; N = 185) была получена при использовании отношения выходящего из моря излучения на длинах волн 531 и 547 нм $R_{rs}(531)/R_{rs}(547)$:

$$\ln(X\pi_0) = -3.66\ln(R_{\rm rs}(531)/R_{\rm rs}(547)) + 0.116.$$
 (4)

Спутниковые данные MODIS-Aqua. Данные сканера цвета океана MODIS-Aqua L2 уровня с разрешением 9×9 км за период с 2002 по 2021 г.,



Рис. 1. Среднемноголетние (2002–2021 гг.) величины первичной продукции в столбе воды (мгС/м² в день) в различных районах Карского моря. І – Юго-западный район; ІІ – Район речного выноса; ІІІ – Северный район. Границы районов и Карского моря проведены согласно [5, 46] соответственно.

получены с сайта National Aeronautics and Space Administration (NASA) www.oceancolor.gsfc.nasa.gov/. Данные по ФАР использовались как стандартный продукт MODIS-Aqua [35]. Как было отмечено в этой работе, модельные величины ФАР превышали измеренные. Анализ данных ФАР Карского моря также показал систематическое завышение спутниковых значений [31]. В среднем отношение измеренных и спутниковых величин оказалось равным 0.64 (N = 30; cv = 20%). Основываясь на этом эмпирическом отношении, при расчете ИПП мы использовали полученное значение как поправочный коэффициент для спутниковой ФАР.

Величины ИПП рассчитывались для каждого пикселя, где имелись данные по Хл₀ и ФАР. Площади акваторий, занятых водами одной цветовой градации рассчитывались с помощью программного обеспечения, алгоритм использования которого описан в работе [15]. Данные по концентрации X_{Λ_0} и ФАР усреднялись по месяцам, с апреля по октябрь, за период 2002–2021 гг. Бо́льшая часть акватории Карского моря покрыта льдом приблизительно с конца октября до середины апреля. По этой причине и вследствие большого количества дней со сплошной облачностью в октябре и апреле спутниковыми наблюдениями в эти месяцы охвачена незначительная площадь моря. Поэтому, результаты расчетов по доступным спутниковым данным за эти месяцы были экстраполированы на акватории, которые могли бы быть открыты для сканера цвета в отсутствие облачности.

Известно, что данные MODIS-Aqua доступны с июля 2002 г. Данные за апрель, май и июнь



Рис. 2. Межгодовые изменения и линейные тренды средней за вегетационный сезон (апрель—октябрь) температуры воды на поверхности (*T*₀) в различных районах Карского моря в период с 2002 по 2021 гг. (а) – Юго-западный район; (б) – Район речного выноса; (в) – Северный район; (г) – Карское море. *R*² – коэффициент детерминации; *p* – уровень значимости.

2002 г. были восстановлены путем осреднения величин ИПП и хл "а" в этот период времени за 2003—2021 гг. Сумма величин ИПП в период с апреля по октябрь представляет собой годовую первичную продукцию за конкретный год.

Данные по температуре, ледовому покрову и речному стоку. Температурные файлы OI SST (Optimum Interpolation Sea Surface Temperature) с пространственным разрешением $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ и усредненные за 1 день загружались с сайта ftp://ftp. solab.rshu.ru/data/allData/OISST-AVHRR-AMSR-V2. При создании этих файлов использовались данные датчиков Advanced very-high-resolution radiometer (AVHRR), установленных на спутниках National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), а также судовые данные и данные метеорологических буев [66].

Площадь акватории, покрытой льдом, рассчитывалась с помощью упомянутого выше программного обеспечения [15] по первичным данным с сайта ftp://sidads.colorado.edu/pub/DATASETS/ NOAA/G02202_v2/north/daily [28]. Использовались данные, полученные Special Sensor Microwave Imager/Sounder (SSMIS) с разрешением 25×25 км. В среднем за месяц свободной ото льда считалась площадь моря, на которой концентрация льда была < 15%. Расчеты концентрации льда, площадей покрытых льдом и свободных ото льда основаны на алгоритме NASA [24]. Величины годового стока Оби и Енисея (2002–2019 гг.) получены с сайта Arctic Great Rivers Observatory (https://arcticgreatrivers.org/) [65].

РЕЗУЛЬТАТЫ

Межгодовая изменчивость абиотических факторов. В последние две декады (2002—2021 гг.) зарегистрированы статистически достоверные (p < 0.05) положительные умеренные и заметные, согласно



Рис. 3. Межгодовые изменения и линейные тренды средней за вегетационный сезон (апрель—октябрь) площади, свободной ото льда (*S*), в различных районах Карского моря в период с 2002 по 2021 гг. Условные обозначения см. в подписях к рис. 2.

шкале Чеддока ($R^2 = 0.38-0.66$), тренды средней за вегетационный сезон T_0 во всех районах открытой акватории и для Карского моря в целом (рис. 2а–2г). Величины T_0 с 2002 по 2021 г. возрастали в среднем от 5% в год в Северном районе (рис. 2в) до 15% в год в Юго-западном районе (рис. 2а). В среднем для Карского моря (рис. 2г) T_0 возросла на 3.55°C, в 4.8 раза, при тренде 10% в год.

Возрастание T_0 сопровождалось увеличением средней за вегетационный сезон площади свободной ото льда (S) (рис. 3а–3г). Следует отметить, что положительный тренд межгодовых изменений S в различных районах моря был слабым и статистически недостоверным (p < 0.05) ($R^2 =$

= 0.01-0.18). В исследованные две декады S увеличивалась со скоростью от 0.02% в год в Юго-западном районе (рис. 3а) до 2.8% в год в Северном районе (рис. 3в). Для Карского моря в среднем за исследованный период S возросла в 1.3 раза. Увеличение происходило на 1.4% в год.

Один из основных параметров, определяющих величину ИПП в Карском море, средняя за вегетационных сезон величина ФАР [32], статистически достоверно (p < 0.05) уменьшалась во всех районах и на акватории моря в целом (рис. 4а–4г). Это уменьшение можно охарактеризовать как слабое или умеренное. Наиболее тесная связь ФАР с годом исследования зарегистрирована в Северном районе ($R^2 = 0.31$, p = 0.010) (рис. 4в), а



Рис. 4. Межгодовые изменения и линейные тренды средней за вегетационный сезон величины фотосинтетически активной радиации (ФАР) в различных районах Карского моря в период с 2002 по 2021 гг. Условные обозначения см. в подписях к рис. 2.

минимальная отмечена в Районе речного выноса $(R^2 = 0.20, p = 0.046)$ (рис. 4б). Уменьшение поступления ФАР в подповерхностный слой Карского моря происходило в среднем на 2% в год. В целом с 2002 по 2021 г. величина средней за вегетационный сезон ФАР сократилась в 1.6 раза.

Межгодовая изменчивость ИПП и ПП_{тот} в Карском море может зависеть от годовой величины суммарного стока Оби и Енисея, который обогащает поверхностный слой биогенными элементами, главным образом, в приустьевых районах [12, 13]. Данные о речном стоке, полученные с 2002 по 2019 г., свидетельствуют об очень слабой межгодовой изменчивости ($R^2 = 0.03$, p = 0.519) (рис. 5). Тем не менее, следует отметить, что в последние две декады происходило незначительное сокращение суммарного стока Оби и Енисея в среднем на 0.35% в год.

Межгодовая изменчивость продукционных показателей. С 2002 по 2021 г. во всех районах открытой акватории и в Карском море в целом зарегистрированы достоверные (p < 0.05), но слабые или умеренные отрицательные тренды содержания Xл₀ (рис. 6а–6г). Наиболее ярко межгодовая изменчивость этого параметра проявилась в Югозападном районе моря ($R^2 = 0.38, p = 0.003$) (рис. 6а). Наименее тесная связь с годом исследования отмечена в Северном районе ($R^2 = 0.24, p = 0.029$) (рис. 6в). Концентрация Xл₀ на всей акватории Карского моря уменьшилась в 1.1 раза, сокращение происходило на 0.5% в год.



Рис. 5. Межгодовые изменения и линейный тренд годового объема речного выноса Оби и Енисея в период с 2002 по 2019 гг. Условные обозначения см. в подписях к рис. 2.

В последние две декады среднегодовые величины ИПП Карского моря статистически достоверно (p < 0.05) слабо или умеренно уменьшались ($R^2 = 0.22-0.59$) (рис. 7а–7г) во всех районах открытой акватории. Наибольшее уменьшение ИПП отмечено в Районе речного выноса (41 мгС/м² в день) (рис. 7б), наименьшее – в Юго-западном районе (20 мгС/м² в день) (рис. 7а). Для всего Карского моря (рис. 7г) среднегодовая величина ИПП с 2002 по 2021 г. уменьшилась в 1.3 раза, на 38 мгС/м² в день ($R^2 = 37, p = 0.004$). Сокращение происходило со скоростью 1.1% в год.

Вместе с увеличением площади свободной ото льда увеличивалась и ПП_{тот}, рассчитанная для вегетационного сезона (апрель—октябрь). Следует отметить, что это увеличение было слабым и статистически недостоверным (p < 0.05) во всех районах Карского моря ($R^2 = 0.01-0.05$) (рис. 8а–8г). Тем не менее, в исследованный период годовая ПП_{тот} возросла от 0.15×10^{12} гС в Районе речного выноса (рис. 8б) до 1.05×10^{12} гС в Северном районе (рис. 8в). Для всего Карского моря (рис. 8г) с 2002 по 2021 г. ПП_{тот} увеличилась в 1.2 раза, на 2×10^{12} гС ($R^2 = 0.08$, p = 0.236) при тренде 0.7% в год.

Зависимость ИПП и ПП_{тот} от факторов среды. В табл. 1 и 2 приведены показатели статистической связи ИПП и ПП_{тот} Карского моря с факторами среды. Среднегодовые величины ИПП наиболее тесно и, в большинстве случаев статистически достоверно (p < 0.05), были связаны с концентрацией Хл₀ и ФАР (табл. 1). Такая зависимость была ожидаемой, так как эти переменные непосредственно входят в расчетную формулу (3) модели ИПП. Следует отметить, что повышение T_0 в Карском море в последние две декады негативно сказалось на среднегодовых величинах ИПП во всех районах (табл. 1). Отмечена положительная связь ИПП с годовым объемом суммарного стока Оби и Енисея для всех районов и моря в целом (R = 0.31 - 0.35).

Межгодовая изменчивость ПП_{тот} строго определялась размером площади свободной ото льда с высокими значениями коэффициента корреляции (R = 0.86 - 0.93, p < 0.001) (табл. 2). Интересно отметить, что влияние ИПП на ПП_{тот} было слабым и статистически недостоверным (p < 0.05) (R = -0.16 - 0.31). Из табл. 2 видно, что другие абиотические факторы, помимо *S*, также незначительно определяли величину ПП_{тот}.

Межгодовая изменчивость в различные сезоны. Межгодовые (2002–2021 гг.) изменения абиотических факторов весной (апрель–июнь) характеризовались слабым и статистически недостоверным (p < 0.05) уменьшением ФАР ($R^2 = 0.15$, p = 0.088) и $S(R^2 = 0.07, p = 0.264)$ (рис. 96, в). В этот период практически не менялись значения T_0 и Х π_0 (рис. 9а, 9г).

В весенний период зарегистрирован статистически достоверный (p < 0.05), но довольно слабый, отрицательный тренд ИПП ($R^2 = 0.28$, p = 0.017). ИПП снизилась в 1.5 раза, на 75 мгС/м² в день. Сокращение происходило на 1.6% в год. ПП_{тот} весной в последние две декады увеличивалась вслед за увеличением *S* (рис. 9е). Следует отметить, что это увеличение было статистически незначимым (p < 0.05) ($R^2 = 0.02$, p = 0.567). Тем не менее, стоит зафиксировать, что весной ПП_{тот} в исследованный период возросла в 1.4 раза, на 0.35 × 10¹² гС, что составляло 2.1% в год.

Параметр	Статистический показатель	Юго-западный район	Район речного выноса	Северный район	Карское море
ПП _{тот}	R	0.31	0.07	0.21	-0.16
	р	0.176	0.783	0.364	0.513
Хл ₀	R	0.79	0.61	0.81	0.64
	р	<0.001	0.005	<0.001	0.002
ΦΑΡ	R	0.50	0.42	0.53	0.47
	р	0.026	0.068	0.015	0.038
T_0	R	-0.19	-0.44	-0.24	-0.30
	р	0.419	0.05	0.311	0.201
S	R	-0.06	-0.32	-0.27	-0.48
	р	0.800	0.173	0.241	0.033
Речной вынос	R	0.35	0.32	0.31	0.33
	р	0.151	0.190	0.217	0.185

Таблица 1. Статистические показатели связи средних за вегетационный сезон (апрель—октябрь) величин первичной продукции в столбе воды (ИПП) с абиотическими и биотическими факторами, рассчитанных за период с 2002 по 2021 гг., в различных районах Карского моря

Примечание. ПП_{тот} – годовая первичная продукция свободной ото льда акватории; Xn_0 – концентрация хл "а" на поверхности; ΦAP – фотосинтетически активная радиация; T_0 – температура воды на поверхности; S – площадь свободная ото льда; R – коэффициент корреляции; p – уровень значимости. Выделены значимые корреляции при p < 0.05; N = 20.

Таблица 2. Статистические показатели связи средних за вегетационный сезон (апрель—октябрь) величин первичной продукции свободной ото льда акватории (ПП_{тот}) с абиотическими и биотическими факторами, рассчитанных в период с 2002 по 2021 гг. в различных районах Карского моря

Параметр	Статистический показатель	Юго-западный район	Район речного выноса	Северный район	Карское море
ИПП	R	0.31	0.07	0.21	-0.16
	р	0.176	0.783	0.364	0.513
Хл ₀	R	0.01	-0.23	0.27	-0.43
	р	0.977	0.333	0.259	0.058
ФАР	R	0.03	0.11	0.17	-0.17
	р	0.904	0.629	0.468	0.483
T_0	R	0.21	0.08	0.01	0.21
	р	0.371	0.745	0.965	0.369
S	R	0.93	0.92	0.87	0.86
	р	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001
Речной вынос	R	-0.18	-0.11	-0.29	-0.21
	р	0.480	0.655	0.248	0.394

Примечание. ИПП — первичная продукция в столбе воды. Другие условные обозначения см. в примечании к табл. 1. Выделены значимые корреляции при *p* < 0.05; *N* = 20.

В отличие от весеннего периода, летом (июль, август) отмечается заметный достоверный тренд T_0 ($R^2 = 0.62$, p < 0.001) (рис. 10а). Также, отмечены отличия от весны в межгодовой изменчивости Хл₀, которые проявляются в наличие незначительного отрицательного тренда этого показателя ($R^2 = 0.12$, p = 0.135) (рис. 10г). Долговременная динамика остальных абиотических параметров в

летний период была схожа с картиной, полученной весной. Значения ФАР имели тенденцию к снижению ($R^2 = 0.03$, p = 0.479) (рис. 10б), а площадь свободная ото льда слабо увеличивалась ($R^2 = 0.08$, p = 0.216) (рис. 10в).

Уменьшение значений ИПП летом происходило в 5 раз медленнее, чем весной ($R^2 = 0.06, p = 0.309$) (рис. 10д). В целом в летний период с



Рис. 6. Межгодовые изменения и линейные тренды средней за вегетационный сезон концентрации хлорофилла "а" на поверхности (Хл₀) в различных районах Карского моря в период с 2002 по 2021 гг. Условные обозначения см. в подписях к рис. 2.

2002 по 2021 г. ИПП в Карском море уменьшилась в 1.08 раза, на 15 мгС/м² в день. Снижение происходило на 0.35% в год. ПП_{тот} по сравнению с весной увеличивалась в 2 раза быстрее ($R^2 = 0.06, p = 0.281$) (рис. 10е). За исследованные две декады летом ПП_{тот} возросла в 1.2 раза, на 0.75 × × 10¹² гС, что соответствовало ежегодному приращению на 1.05%.

Межгодовые изменения абиотических факторов в осенний сезон (сентябрь, октябрь) характеризуются, как и летом, хорошо выраженным положительным трендом T_0 ($R^2 = 0.48$, p = 0.001) (рис. 11а). Снижение значений ФАР происходило приблизительно с такой же интенсивностью, как и летом ($R^2 = 0.04$, p = 0.372) (рис. 116). Наиболее заметные отличия от весеннего и летнего сезонов

отмечены в межгодовой динамике *S*. Площадь, свободная ото льда, осенью увеличивалась слабо, но статистически значимо ($R^2 = 0.24$, p = 0.030) (рис. 11в). Также, как и летом, содержание Хл₀ продолжало снижаться ($R^2 = 0.06$, p = 0.297) (рис. 11г).

Особенностью межгодовой изменчивости продукционных параметров осенью было практически полное отсутствие какого-либо тренда ИПП ($R^2 = 0.003$, p = 0.836) (рис. 11д). ПП_{тот} осенью продолжала увеличиваться вслед за увеличением площади свободной ото льда ($R^2 = 0.12$, p = 0.145) (рис. 11е). Общее увеличение ПП_{тот} в этот сезон года с 2002 по 2021 г. составило 0.36×10^{12} гС, в 1.4 раза, при ежегодном приращении на 1.75%.



Рис. 7. Межгодовые изменения и линейные тренды первичной продукции в столбе воды (ИПП), в различных районах Карского моря в период с 2002 по 2021 гг. Условные обозначения см. в подписях к рис. 2.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Уменьшение ИПП на фоне потепления Карского моря. Потепление Карского моря в последние две декады характеризуется заметным положительным трендом среднегодовых значений T_0 , сопровождающимся слабым увеличением площади акватории свободной ото льда. Для всего Карского моря увеличение T_0 проходило со скоростью 0.17° С в год, что хорошо согласуется с характеристиками положительного тренда этого показателя в этом регионе (0.085° С в год) в период с 1998 по 2018 гг. [56]. По другим данным в период с 1982 по 2018 г. T_0 для августа возрастала в разных регионах АО со скоростью приблизительно от 0.03 до 0.1° С в год [72]. Увеличение температуры воды в

ОКЕАНОЛОГИЯ том 63 № 2 2023

АО связывают, в первую очередь, не с увеличением количества солнечной радиации, а с усиливающимся поступлением в этот регион атлантических и тихоокеанских вод из субполярных широт [64]. Другой причиной является возрастание скорости меридионального переноса тепла из более южных широт и, связанного с этим увеличением температуры воздуха в Арктике [57].

Следует отметить, что в АО интенсивность фотосинтеза в поверхностном слое воды напрямую практически не связана с T_0 [31]. В других работах также отмечено, что при потеплении климата уменьшение площади ледового покрова будет иметь большее влияние на ПП, чем прямые изменения температуры [36]. В настоящей работе показано, что межгодовую изменчивость ИПП и



Рис. 8. Межгодовые изменения и линейные тренды годовой первичной продукции (ПП_{тот}), рассчитанной для акваторий различных районов и Карского моря в целом, в период с 2002 по 2021 гг. Условные обозначения см. в подписях к рис. 2.

 $\Pi\Pi_{\text{тот}}$ определяют, прежде всего, долговременные изменения ФАР, *S* и Хл₀.

В период с 1988 по 2012 гг. средняя скорость сокращения площади ледового покрова Карского моря составляла 9% за декаду [14]. Исследования в другой период времени (1998–2018 гг.) показали, что *S* в Карском море увеличивалась со скоростью 3.6% в год [56]. Бо́льшее значение по сравнению с предыдущими исследованиями, полученное в этой работе, может объясняться общим возрастанием скорости сокращения площади ледового покрова в АО в 1998–2008 гг. [16, 74]. В исследованный нами период (2002–2021 гг.) средняя скорость освобождения акватории ото льда оказалась несколько ниже (1.4% в год), что под-

тверждает вывод, сделанный в [56], об уменьшении скорости сокращения площади ледового покрова в этом регионе в период с 2009 по 2018 гг. По всей видимости, такая тенденция в Карском море продолжает сохраняться.

При используемом нами подходе, спутниковые данные, являющиеся входящими параметрами в модель расчета ИПП, ограничиваются X_{Λ_0} и ФАР. В последние две декады величины этих параметров в Карском море слабо или умеренно, но статистически значимо уменьшались, что и сказалось на долговременной динамике ИПП в исследуемый период.

Межгодовая изменчивость концентрации Хл₀ в АО имеет региональный характер. Ранее отме-



Рис. 9. Межгодовые изменения и линейные тренды температуры воды на поверхности (T_0) – (а), фотосинтетически активной радиации (ФАР) – (б), площади, свободной ото льда (S) – (в), концентрации хлорофилла "а" на поверхности (X_{n_0}) – (г), первичной продукции в столбе воды (ИПП) – (д) и годовой первичной продукции всей акватории (ПП_{тот}) – (е) в Карском море в весенний период (апрель – июнь). Представлены средние за сезон величины. Другие условные обозначения см. рис. 2.



Рис. 10. Межгодовые изменения и линейные тренды абиотических и продукционных параметров в Карском море в летний период (июль, август). Представлены средние за сезон величины. Условные обозначения см. в подписях к рис. 2 и 9.



Рис. 11. Межгодовые изменения и линейные тренды абиотических и продукционных параметров в Карском море в осенний период (сентябрь, октябрь). Представлены средние за сезон величины. Условные обозначения см. в подписях к рис. 2 и 9.

чено, что на фоне общего увеличения содержания Хл₀ и ПП в АО, в Карском море происходило их уменьшение [56]. Существует точка зрения, что ФАР является главным фактором, лимитирующим ИПП в АО весной, летом [17, 44, 52] и осенью [22, 41, 63, 75]. Для Карского моря в осенний период получена строгая зависимость скорости фотосинтеза от приходящей ФАР [32]. В исследованиях, касающихся оценки ПП_{тот} АО, отмечалось, что увеличение облачности и, как следствие, сокращение поступления ФАР на поверхность моря, может снижать темпы увеличения ПП_{тот} [21]. Одной из причин уменьшения ФАР в арктических широтах в эпоху потепления и сокрашения плошали ледового покрова является увеличение облачности над свободной ото льда поверхностью моря [26, 40, 73]. Другой причиной сокращения поступления ФАР является усиление циклонической активности над Северной Атлантикой и Западной Арктикой, о чем свидетельствует увеличение положительных аномалий индекса североатлантической осцилляции (САО) в последние две декады (https://www.ncei.noaa.gov/access/monitoring/nao/).

В настоящей работе показано, что ИПП в последние две декады уменьшалась главным образом в весенний период (рис. 9–11). Этот факт может свидетельствовать о сокращении интенсивности весеннего развития фитопланктона в Карском море, что существенным образом снижает годовую величину ПП_{тот}.

Межгодовая изменчивость ПП_{тот}. Исследования характера долговременной динамики ПП_{тот} Карского моря показали, что величины этого параметра строго зависят от площади, свободной ото льда в тот или иной год (табл. 2). Увеличение ПП_{тот} в течение последних двух декад было незначительным. По всей видимости, сдерживающим рост ПП_{тот} фактором являлось уменьшение ИПП, вызванное, в свою очередь, сокращением поступления ФАР и уменьшением содержания Хл_о.

Ранее было проведено подробное сравнение полученной нами картины межгодовой изменчивости ПП_{тот} в Карском море с литературными данными [5]. Отмечено, что некоторые различия были связаны с временными рамками исследований, выбором границ исследованной акватории, а также подходом к моделированию и оценкам ПП_{тот}. В работах [18, 60] было отмечено, что в регионе Карского моря сокращение площади ледового покрова и увеличение ПП_{тот} в период с 1998 по 2009 г. происходило наиболее быстро по сравнению с другими акваториями АО. В настоящей работе также прослеживается заметное увеличение ПП_{тот} в совпадающий с литературными данными временной интервал (2002–2009 гг.). Однако, продление времени исследования межгодовой изменчивости до 2021 г. показало, что увеличение ПП_{тот} интенсивно проходило только до 2012 г. Далее величины ПП_{тот} снизились приблизительно до уровня 2002–2006 гг. (рис. 8).

Площадь моря, свободная ото льда, статистически достоверно и наиболее быстро (на 210 × $\times 10^3$ км², 1.7% в год) увеличивалась в осенний сезон. Таким образом, и годовая величина ПП_{тот} возрастала, главным образом, осенью. Следует отметить, что подобное приращение носит исключительно экстенсивный характер. Интенсивность фотосинтеза в Карском море в осенний период снижается в условиях сокращения поступления ФАР [7] и ПП характеризуется как наиболее низкая в году.

Роль речного стока в межгодовой динамике ИПП и ПП_{тот}. Ранее отмечалось, что, влияние рек на продуктивность Карского моря противоречиво [7]. С одной стороны, речной сток является причиной наличия резкого плотностного градиента в приповерхностном слое и затрудняет конвективное поступление биогенов из нижележащих слоев. Кроме того, большое количество растворенного и взвешенного органического вещества, выносимого реками, создает неблагоприятные световые условия для фотосинтеза из-за увеличения мутности воды и уменьшения глубины эвфотической зоны [32]. С другой стороны, снабжение биогенами и органическим веществом, которое с разными скоростями, но все же реминирализуется [30, 38, 43, 58, 59] частично компенсирует слабый поток минеральных веществ снизу.

Позитивное влияние аллохтонных речных биогенов (о котором косвенно можно судить, опираясь на данные по годовому объему стока) на величины ИПП подтверждается проведенным нами корреляционным анализом (табл. 1). Следует отметить, что в межгодовом аспекте это влияние было статистически незначимым. Тем не менее, интересно, что положительная корреляция ИПП с объемом речного стока зарегистрирована для всех районов открытой акватории Карского море, а не только для приустьевых областей (табл. 1). Примечательным также представляется наличие отрицательной связи объема речного стока с ПП_{тот}. Объяснением этого факта можно считать полученные нами обратные зависимости между S и объемом речного стока во всех районах и для Карского моря в целом. *R* при этом варьировал от -0.20 в Районе речного выноса до -0.41 в Северном районе. Для всего моря его величина была равной -0.35. По всей видимости, при увеличении объема речного выноса происходит усиленное опреснение поверхностных вод, что способствует интенсификации льдообразования, увеличению площади ледового покрытия и, следовательно, уменьшению ПП_{тот}.

С 2002 по 2019 гг. годовой объем стока Оби и Енисея в Карское море варьировал незначительно (рис. 5). Следует отметить тенденцию к его уменьшению в последние две декады по нашим данным, которые хорошо согласуются с результатами моделирования, представленными в работе [9].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе показано, что годовая величина ПП_{тот} Карского моря в последние две декалы (2002-2021 гг.) слабо возрастала на фоне значимого уменьшения ИПП. В итоге возникает вопрос, возрастает или уменьшается первичная продуктивность Карского моря с точки зрения ее влияния на снабжение органическим веществом организмов более высоких трофических уровней пишевой цепи? По результатам данного исследования мы можем констатировать, что увеличение ПП_{тот} не может в настоящее время быть причиной существенного возрастания продуктивности Карского моря по двум причинам. Во-первых, увеличение ПП_{тот} носит экстенсивный характер и происходит, в основном, за счет освобождающихся ото льда акваторий, главным образом, в низкопродуктивных северных районах моря. Во-вторых. это увеличение достигается, в основном, в осенний период, когда интенсивность новообразования органического вещества в процессе фотосинтеза мала, в основном, из-за низкого уровня ФАР.

В тоже время, снабжение органикой конкретных биотопов обеспечивается за счет ИПП, которая статистически значимо снижалась в последние две декады по всех открытых районах Карского моря. Особенно примечателен тот факт, что во многом это снижение происходило за счет весеннего, наиболее продуктивного сезона. Таким образом, следует заключить, что интенсивное потепление региона, происходящее в последние две декады, привело к снижению, в целом, продуктивности Карского моря, что неизбежно должно негативно отразиться на численности и биомассе представителей более высоких трофических звеньев пелагиали [1] и бентали [3, 10], а также бентосных вселенцев [76].

Благодарности. Авторы благодарят GSFC DAAC (Goddard Space Flight Center, Distributed Active Archive Center) NASA за возможность использования спутниковой информации сканера MODIS-Aqua, NODC (National Oceanographic Data Center) NOAA за предоставленные гидрофизические данные, а также NSIDC (National Snow and Ice Data Center) NOAA за данные по площади ледового покрытия.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках Государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской федерации FMWE-2022-0003.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Антонов Н.П., Кузнецов В.В., Кузнецова Е.Н. и др. Сайка Boreogadus saida (Gadiformes, Gadidae) как ключевой вид и потенциальный объект рыбного промысла в Карском море // Вопросы рыболовства. 2016. Т. 17. № 2. С. 203–212.
- 2. Ветров А.А., Романкевич Е.А. Первичная продукция и потоки органического углерода на дно в арктических морях Евразии в 2003–2012 гг. // Докл. РАН. 2014. Т. 454. № 1. С. 97–99.
- Галкин С.В. Исследования макробентоса Карского моря в 49м рейсе НИС "Дмитрий Менделеев" // Бентос высокоширотных районов / Отв. ред. Кузнецов А.П., Зезина О.Н. М.: ИОРАН, 1998. С. 34–41.
- Демидов А.Б., Гагарин В.И., Шеберстов С.В. Межгодовая изменчивость первичной продукции Восточно-Сибирского моря // Океанология. 2020. Т. 60. № 6. С. 876–888. https://doi.org/10.31857/S0030157420050044
- 5. Демидов А.Б., Шеберстов С.В., Гагарин В.И. Межгодовая изменчивость ледового покрова и первичной продукции Карского моря // Океанология. 2018. Т. 58. № 4. С. 578–592. https://doi.org/10.1134/S0030157418040019
- 6. Демидов А.Б., Шеберстов С.В., Гагарин В.И. Межгодовая изменчивость первичной продукции моря Лаптевых // Океанология. 2020. Т. 60. № 1. С. 60–73. https://doi.org/10.31857/S0030157420010074
- Демидов А.Б., Шеберстов С.В., Гагарин В.И., Хлебопашев П.В. Сезонная изменчивость первичной продукции фитопланктона Карского моря по спутниковым данным // Океанология. 2017. Т. 57. № 1. С. 103–117.
 - https://doi.org/10.7868/S0030157417010026
- Зацепин А.Г., Завьялов П.О., Кременецкий В.В. и др. Поверхностный опресненный слой в Карском море // Океанология. 2010. Т. 50. № 5. С. 698–708.
- 9. *Кузин В.И., Платов Г.А., Лаптева Н.А.* Оценка влияния межгодовой изменчивости стока сибирских рек на циркуляцию Северного ледовитого океана // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2015. Т. 51. № 4. С. 437–447. https://doi.org/10.7868/S0002351515040069
- Кузнецов А.П. Трофическая структура донной фауны Карского моря // Донная фауна краевых морей СССР / Отв. ред. Кузнецов А.П. М.: ИОАН, 1976. С. 32–60.
- 11. *Кузнецова О.А., Копелевич О.В., Шеберстов С.В. и др.* Оценка концентрации хлорофилла в Карском море по данным спутникового сканера MODIS-AQUA // Исслед. Земли из космоса. 2013. № 5. С. 21–31.
- Маккавеев П.Н., Стунжас П.А. Гидрохимическая характеристика вод Карского моря // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 662–667.
- Флинт М.В., Анисимов И.М., Арашкевич Е.Г. и др. Экосистемы Карского моря и моря Лаптевых. Материалы экспедиционных исследований 2016 и 2018 гг. / ИО РАН, М.: 2021. 368 с.
- 14. Шалина Е.В. Сокращение ледяного покрова Арктики по данным спутникового пассивного микроволнового зондирования // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2013. Т. 10. № 1. С. 328–336.
- 15. Шеберстов С.В. Система пакетной обработки океанологических спутниковых данных // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2015. Т. 12. № 6. С. 154–161.
- 16. Юлин А.В., Вязигина Н.А., Егорова Е.С. Межгодовая и сезонная изменчивость площади льдов в Северном ледовитом океане по данным спутниковых наблюдений // Российская Арктика. 2019. Т. 7. С. 28–40.

https://doi.org/10.24411/2658-4255-2019-10073

- Ardyna M., Gosselin M., Michel C. et al. Environmental forcing of phytoplankton community structure and function in the Canadian High Arctic: contrasting oligotrophic and eutrophic regions // Mar. Ecol. Progr. Ser. 2011. V. 442. P. 37–57.
- Arrigo K.R., van Dijken G.L. Secular trends in Arctic Ocean net primary production // J. Geophys. Res. 2011. V. 116. C09011. 15 p. https://doi.org/10.1029/2011JC007151
- Arrigo K.R., van Dijken G.L. Continued increases in Arctic Ocean primary production // Progr. in Oceanogr. 2015. V. 136. P. 60–70.
- 20. Arrigo K.R., van Dijken G.L., Pabi S. Impact of a shrinking Arctic ice cover on marine primary production // Geophys. Res. Lett. 2008. V. 35. № 19. L19603. 6 p. https://doi.org/10.1029/2008GL035028
- 21. 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.
- Brugel S., Nozais C., Poulin M. et al. Phytoplankton biomass and production in the southeastern Beaufort Sea in autumn 2002 and 2003 // Mar. Ecol. Progr. Ser. 2009. V. 377. P. 63–77.
- 23. *Campbell J., Antoine D., Armstrong R. et al.* Comparison of algorithms for estimating ocean primary production from surface chlorophyll, temperature, and irradiance // Global Biogeochemical Cycles. 2002. V. 16. 1035. 9 p. https://doi.org/10.1029/2001GB001444
- Cavalieri D.J., Parkinson C.L., Gloersen P., Zwally H.J. Arctic and Antarctic Sea Ice Concentrations from Multichannel Passive-Microwave Satellite Data Sets: October 1978-September 1995 // User's Guide. NASA TM 104647. 1997. Goddard Space Flight Center, Greenbelt. 17 p.
- Cavalieri D.J., Parkinson C.L. Arctic sea ice variability and trends, 1979–2010 // Cryosphere. 2012. V. 6. P. 881–889.
- Chernokulsky A., Mokhov I. Climatology of Total Cloudiness in the Arctic: An Intercomparison of Observations and Reanalyses // Advances in Meteorology. 2012. Art. ID 542093, 15 p. https://doi.org/10.1155/2012/542093
- Comiso J.C. The rapid decline of multiyear ice cover // J. Clim. 2012. V. 25. № 4. P. 1176–1193. https://doi.org/10.1175/JCLI-D11-00113.1
- Comiso J.C., Nishio F. Trends in the Sea Ice Cover Using Enhanced and Compatible AMSR-E, SSM/I, and SMMR Data // J. Geophys. Res. 2008. V. 113. C02S07. https://doi.org/10.1029/2007JC0043257
- Comiso J.C., Parkinson C.L., Gersten R., Stock L. Accelerated decline in the Arctic sea ice cover // Geophys. Res. Lett. 2008. V. 35. L01703. https://doi.org/10.1029/2007GL031972

- Cooper L.W., Benner R., McClelland J.W. et al. Linkages among runoff, dissolved organic carbon and the stable oxygen isotope composition of seawater and other water mass indicators in the Arctic Ocean // J. Geophys. Res. 2005. V. 110. G02013. https://doi.org/10.1029/2005JG000031
- Demidov A.B., Kopelevich O.V., Mosharov S.A., Sheberstov S.V., Vazyulya S.V. Modelling Kara Sea phytoplankton primary production: development and skill assessment of regional algorithms // J. Sea Res. 2017. V. 125. P. 1–17.

https://doi.org/10.1016/j.seares.2017.05.004

- Demidov A.B., Mosharov S.A., Makkaveev P.N. Patterns of the Kara Sea primary production in autumn: Biotic and abiotic forcing of subsurface layer // J. Mar. Sys. 2014. V. 132. P. 130–149.
- 33. *Dupont F.* Impact of sea-ice biology on overall primary production in a biophysical model of the pan-Arctic Ocean // J. Geophys. Res. 2012. V. 117. C00D17, https://doi.org/10.1029/2011JC006983
- 34. *Falkowski P.* Light-shade adaptation and assimilation numbers // J. Plankton Res. 1981. V. 3. P. 203–216.
- 35. *Frouin R., McPherson J., Ueyoshi K., Franz B.A.* A time series of photosynthetically available radiation at the ocean surface from SeaWiFS and MODIS data // Proc. SPIE 12. https://doi.org/10.1117/1112.981264
- Gibson G., Weijer W., Jeffery N., Wang S. Relative impact of sea ice and temperature changes on Arctic marine production // J. Geophys. Res.: Biogeosciences. 2020. V. 125.
 - https://doi.org/10.1029/2019JG005343
- 37. Gordeev V.V., Martin J.M., Sidorov I.S., Sidorova M.V. A reassessment of the Eurasian river input of water, sediment, major elements and nutrients to the Arctic Ocean // Am. J. Sci. 1996. V. 296. № 6. P. 664–691.
- Hansell D.A., Kadko D., Bates N.R. Degradation of terrigenous dissolved organic carbon in the Western Arctic Ocean // Science. 2004. V. 304. P. 858–861.
- Hanzlick D., Aagaard K. Freshwater and Atlantic water in the Kara Sea // J. Geophys. Res. 1980. V. 85. № C9. P. 4937–4942.
- 40. *He M., Hu Y., Chen N. et al.* High cloud coverage over melted areas dominates the impact of clouds on the albedo feedback in the Arctic // Scientific Reports. 2019. https://doi.org/10.1038/s41598-019-44155-w
- 41. *Hegseth E.N.* Phytoplankton of the Barents Sea–the end of a growth season // Pol. Biol. 1997. V. 17. № 3. P. 235–241.
- 42. Holmes R.M., McClelland J.W., Peterson B.J. et al. Seasonal and annual fluxes of nutrients and organic matter from large rivers to the Arctic Ocean and surrounding seas // Estuaries and Coasts. 2012. V. 35. P. 369–382.
- 43. Holmes R.M., McClelland J.W., Raymond P.A. et al. Lability of DOC transported by Alaskan rivers to the Arctic Ocean // Geophys. Res. Lett. 2008. V. 35. L03402. https://doi.org/10.1029/2007GL032837
- 44. *Hill V., Cota G.* Spatial patterns of primary production on the shelf, slope and basin of the Western Arctic in 2002 // Deep-Sea Res. II. 2005. V. 57. № 24–26. P. 3344–3354.
- 45. *Hill V.J., Matrai P.A., Olson E. et al.* Synthesis of integrated primary production in the Arctic Ocean: II. *In situ* and remotely sensed estimates // Progr. in Oceanogr. 2013. V. 110. P. 107–125.

ОКЕАНОЛОГИЯ том 63 № 2 2023

- 46. IOCCG, 2000. Remote sensing of ocean colour in coastal and other opticall-complex waters. Sathyendranath, S. (Ed.). Reports of the International Ocean-Colour Coordinating Group. 3, IOCCG, Dartmouth, Canada. 140 p.
- IOCCG, 2015. Ocean Colour Remote Sensing in Polar Seas. Babin M. et al. (Eds.) Reports of the International Ocean-Colour Coordinating Group. 16, IOCCG, Dartmouth, Canada. 130 p.
- Kahru M., Lee Z., Mitchell G., Nevison C. Effects of sea ice cover on satellite detected primary production in the Arctic Ocean // Biol. Lett. 2016. V. 12. https://doi.org/10.1098/rsbl.2016.0223
- Kubryakov A., Stanichny S., Zatsepin A. River plume dynamics in the Kara Sea from altimetry-based lagrangian model, satellite salinity and chlorophyll data // Rem. Sens. Env. 2016. V. 176. P. 177–187.
- Kwok R., Cunningham G.F., Wensnahan M. et al. Thinning and volume loss of Arctic sea ice: 2003–2008 // J. Geophys. Res. 2009. V. 114. C07005. https://doi.org/10.1029/2009JC005312
- 51. Lee Y.J., Matrai P.A., Friedrichs M.A.M. et al. An assessment of phytoplankton primary productivity in the Arctic Ocean from satellite ocean color/in situ chlorophyll-*a* based models // J. Geophys. Res. 2015. V. 120. https://doi.org/10.1002/2015/JC11018
- 52. *Lee S.H., Whitledge T.E.* Primary and new production in the deep Canada Basin during summer 2002 // Pol. Biol. 2005. V. 28. № 3. P. 190–197.
- Le Fouest V., Babin M., Trembley J.-É. The fate of riverine nutrients on Arctic shelves // Biogeosciences. 2013. V. 10. № 6. P. 3661–3677.
- 54. Leu E., Søreide J.E., Hessen D.O. et al. Consequences of changing sea-ice cover for primary and secondary producers in the European Arctic shelf seas: Timing, quantity, and quality // Progr. Oceanogr. 2011. V. 90. P. 18–32.
- Lewis K.M., Mitchell B.G., van Dijken G.L., Arrigo K.R. Regional chlorophyll a algorithms in the Arctic Ocean and their effect on satellite-derived primary production estimates // Deep-Sea Res. II. 2016. V. 130. P. 14–27.
- Lewis K.M., van Dijken G.L., Arrigo K.R. Changes in phytoplankton concentration now drive increased Arctic Ocean primary production // Science. 2020. V. 369. P. 198–202.
- 57. Mewes B., Jacobi C. Heat transport pathways into the Arctic and their connections to surface air temperatures // Atmos. Chem. Phys. 2019. V. 19. P. 3927–3937. https://doi.org/10.5194/acp-19-3927-2019
- Opsahl S., Benner R., Amon R.W. Major flux of terrigenous dissolved organic matter through the Arctic Ocean // Limnol. Ocenogr. 1999. V. 44. № 8. P. 2017– 2023.
- 59. Osburn C.L., Retamal L., Vincent W.F. Photoreactivity of chromophoric dissolved organic matter transported by the Mackenzie River to the Beaufort Sea // Mar. Chem. 2009. V. 115. № 1–2. P. 10–20.
- Pabi S., van Dijken G.L., Arrigo K.R. Primary production in the Arctic Ocean, 1998–2006 // J. Geophys. Res. 2008. V. 113. C08005. https://doi.org/10.1029/2007/JC004578
- Petrenko D., Pozdnyakov D., Johannessen J. et al. Satellite-derived multi-year trend in primary production in the Arctic Ocean // Inter. J. Rem. Sens. 2013. V. 34. P. 3903–3937.

62. *Pivovarov S., Schlitzer R., Novikhin A.* River run-off influence on the water mass formation in the Kara Sea // Siberian river run-off in the Kara Sea / Eds. Stein R. et al. Amsterdam: Elsevier, 2003. P. 9–25.

- 63. *Platt T., Harrison W.G., Horne E.P.W., Irwin B.* Carbon fixation and oxygen evolution by phytoplankton in the Canadian High Arctic // Pol. Biol. 1987. V. 8. № 2. P. 103–113.
- 64. Polyakov I.V., Alkire M.B., Bluhm B.A. et al. Borealization of the Arctic Ocean in response to anomalous advection from sub-arctic seas // Front. Mar. Sci. 2020. V. 7. № 491. https://doi.org/10.3389/fmars.2020.00491
- Shiklomanov A.I., Holmes R.M., McClelland J.W. et al. Arctic Great Rivers Observatory // Discharge Dataset, Version 20220425. 2021.
- 66. *Reynolds R.W., Smith T.M., Liu C. et al.* Daily High-Resolution-Blended Analyses for Sea Surface Temperature // J. Clim. 2007. V. 20. № 22. P.5473–5496.
- 67. *Stein R*. Circum Arctic river discharge and its geological record // Int. J. Earth Science. 2000. V. 89. P. 447–449.
- Stroeve J., Holland M., Meier W. et al. Arctic sea ice decline: Faster than forecast // Geophys. Res. Lett. 2007. V. 34. L09501. https://doi.org/10.1029/2007GL029703
- Stroeve J.C., Kattsov V., Barrett A.P. et al. Trends in Arctic sea ice extent from CMIP5, CMIP3 and observations // Geophys. Res. Lett. 2012. V. 39. L16502. https://doi.org/10.1029/2012GL052676
- Stroeve J.C., Serreze M.C., Holland M.M. et al. The Arctic's rapidly shrinking sea ice cover: A research synthesis // Clim. Change. 2012. V. 110. P. 1005–1027.
- Timmermans M.-L., Ladd C. Sea surface temperature // Arctic Report Card: Update for 2018 https://arctic.noaa.gov/Report-Card-2018/ArtMID/7878/ArticleID/779/Sea-Surface-Temperature.
- Vancoppenolle M., Bopp L., Madec G. et al. Future Arctic Ocean primary productivity from CMIP5 simulations: Uncertain outcome, but consistent mechanisms // Global Biogeochem. Cycle. 2013. V. 27. P. 605–619. https://doi.org/10.1002/gbc.20055
- Vavrus S., Holland M.M., Bailey D.A. Changes in Arctic clouds during intervals of rapid sea ice loss // Clim. Dyn. 2011. V. 36. P. 1475–1489. https://doi.org/10.1007/s00382-010-0816-0
- 74. Wu Z., Wang X. Variability of Arctic Sea Ice (1979– 2016) // Water. 2019. V. 11. № 23. https://doi.org/10.3390/w11010023
- 75. Yun M.S., Chung K.H., Zimmermann S. et al. Phytoplankton productivity and its response to higher light levels in the Canada Basin // Pol. Biol. 2012. V. 35. № 2. P. 257–268.
- 76. Zalota A.K., Spiridonov V.A., Vedenin A.A. Development of snow crab Chionoecetes opilio (Crustacea: Decapoda: Oregonidae) invasion in the Kara Sea // Pol. Biol. 2018. doi.org/. https://doi.org/10.1007/s00300-018-2337-y
- Zhang J., Spitz Y.H., Steele M. et al. Modeling the impact of declining sea ice on the Arctic marine planktonic ecosystem // J. Geophys. Res. 2010. V. 115. C10015. https://doi.org/10.1029/2009/JC005387

ОКЕАНОЛОГИЯ том 63 № 2 2023

ДЕМИДОВ и др.

Influence of Regional Warming on Primary Production of the Kara Sea during the Last Two Decades (2002–2021)

A. B. Demidov^{*a*, #}, V. I. Gagarin^{*a*}, S. V. Sheberstov^{*a*}

^aShirshov Institute of Oceanology Russian Academy of Science, Moscow, Russia [#]e-mail: demspa@rambler.ru

Inter-annual (2002–2021) variability of the Kara Sea PP and associated environmental factors was assessed by MODIS-Aqua data and model calculations. Warming in the Kara Sea region during the last two decades was characterized by the pronounced positive trend of surface water temperature (T_0) and weak positive trend of free-ice area (S) averaged for the growing season (April – October). During the investigated period T_0 increased by 3.55°C with a trend of 10% y⁻¹ and S increased by 110×10³ km² with a trend of 1.4% y⁻¹, on average. The values of water column PP (IPP) statistically significant (p < 0.05) decreased in the all of the Kara Sea regions ($R^2 = 0.22 - 0.59$). For the entire Kara Sea the IPP declined by 38 mgC m⁻² d⁻¹ with a moderate trend of 1.1% y⁻¹ ($R^2 = 0.37$). The growing season averaged value of photosynthetically available radiation (PAR) weak, but statistically significant (p < 0.05), decreased in the all of the Kara Sea areas ($R^2 = 0.20 - 0.31$). Also, in the all regions the significant ($R^2 = 0.24 - 0.38$) weak or moderate negative trends of surface chlorophyll a (Chl) were specified. The total annual PP (PP_{tot}) increased insignificantly in accordance with increase of $S (0.7\% y^{-1}, R^2 = 0.08$). The most significant decline of IPP was specified for spring ($R^2 = 0.28$). In autumn the statistically significant positive trend of $S (R^2 = 0.24)$ was observed. Due to such increase of S, the strongest growth of PP_{tot} was noted in autumn. In the present work was shown that decrease of IPP, resulting from decline of PAR and Chl, was the reason of moderation of PP_{tot}. Weak increase in PP_{tot} was observed in autumn and in the north area of the sea. It should be concluded that during the period of intense warming, the decrease in the IPP of the Kara Sea should affect the productivity of the higher trophic levels of the food web.

Keywords: primary production, chlorophyll *a*, interannual variability, remote sensing, modelling of the primary production, Kara Sea

——— МОРСКАЯ БИОЛОГИЯ ——

УДК 574.523;574.524

ГЕТЕРОТРОФНЫЙ НАНО- И МИКРОПЛАНКТОН КАРСКОГО МОРЯ В ОСЕННИЙ ПЕРИОД

© 2023 г. А. Ф. Сажин^{1,} *, Н. Д. Романова¹, А. И. Копылов², А. В. Романенко², Е. А. Заботкина²

¹ Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, 117997 Россия ² Институт биологии внутренних вод им. И.Д. Папанина РАН, пос. Борок, Ярославская область, 152742 Россия *e-mail: andreysazhin@yandex.ru Поступила в редакцию 11.07.2022 г. После доработки 10.10.2022 г. Принята к публикации 16.12.2022 г.

На основании полученных и всех имеющихся литературных данных показано, что обилие гетеротрофных флагеллят в Карском море в конце вегетационного сезона относительно стабильно в разные годы, тогда как в других арктических морях (Восточно-Сибирское и Чукотское) описанные значения этого показателя выше в 1.5–2 раза. Показатели обилия гетеротрофных нанофлагеллят в надонной воде меняются в существенно меньших пределах, чем в водной толще. Обилие гетеротрофных нанофлагеллят в надонной воде заливов архипелага Новая Земля существенно ниже, чем в таких же биотопах восточной и западной частей Карского моря. Большую часть организмов составляют свободноживущие формы. С частицами детрита связаны около трети простейших. Отношение биомассы гетеротрофных жгутиковых к биомассе бактерий возрастает в слое наддонной воды и в верхнем слое осадков по сравнению с водной толщей более чем в два раза. Для водного столба Карского моря рассчитанная величина выедания бактериопланктона жгутиконосцами не превышает 2% их биомассы. Отношение выедаемой биомассы бактериопланктона к биомассе потребителей в большинстве случаев снижается с глубиной.

Ключевые слова: гетеротрофные нанофлагелляты, микропланктон, водная толща, наддонная вода, верхний слой осадков, Карское море

DOI: 10.31857/S0030157423020119, EDN: NQOHAH

введение

Микробная петля, в состав которой входят прокариоты и гетеротрофный нано- и микропланктон, является важнейшим компонентом планктонного сообщества, обеспечивающим реминерализацию органического вещества [12, 18, 19]. Особенно велико значение микробной компоненты планктона в полярных экосистемах, где в течение длительного срока развитие фотосинтезирующих организмов ограничено недостатком света, и ярко выраженная сезонность определяет время "цветения" фитопланктона. В периоды развития автотрофного пикопланктона микрозоопланктон активно участвует в его выедании, передавая эту продукцию на более высокие трофические уровни, и этот вклад может превышать 80% [34]. Также показано, что крупные гетеротрофные протисты могут преобладать в рационе копепод, что описано для арктических экосистем

в период связанный с окончанием "цветения" диатомовых водорослей [24].

Ярко выраженная сезонная изменчивость арктических экосистем, в первую очередь изменения температуры, освещенности и ледового покрова, влияют, в том числе, на развитие планктонного микрогетеротрофного сообщества. Как показывают исследования в разных районах Арктики, динамика изменений в сообществах гетеротрофов может контролироваться как "снизу" доступностью пищи, так и "сверху" благодаря присутствию копепод, или обоими факторами [23, 30, 32]. В свою очередь, различается и вклад "микробной петли": если на протяжении большей части года она в основном поддерживает рециклинг биогенных элементов для других компонентов экосистемы, то в период "цветения" фитопланктона наблюдается активное развитие и существенный ее вклад в поток углерода [29]. В бентосных системах, напротив, сезонная изменчивость го-



Рис. 1. Карта-схема района работ.

раздо менее выражена по сравнению с пелагическими сообществами благодаря наличию и доступности органического вещества осадков и, следовательно, относительно постоянному росту микроорганизмов и созданию бактериальной продукции [13].

В настоящей работе мы рассмотрим характеристики сообществ гетеротрофных микроорганизмов в воде и верхнем слое осадков в конце вегетационного сезона в разных районах Карского моря. Эта акватория во многих отношениях является наиболее исследованной из всех морей Российской Арктики, тем не менее, в вопросах структуры и функционирования микробной петли существует много пробелов, часть из которых мы и восполним.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Материал был собран в ходе 63-го рейса НИС "Академик Мстислав Келдыш" 26 августа—09 октября 2015 г. в открытых районах Карского моря, а также в заливах Седова, Ога и Степового архипелага Новая Земля (рис. 1). Пробы воды отбирали с помощью 5-литровых батометров Нискина, в составе комплекса "Rozett", оснащенного CTD-зондом (SBE 911 Plus by Sea-Bird Electronics, USA), с горизонтов, выбранных на основании профилей распределения температуры, солености и флуоресценции. Пробы наддонной воды (20 см слой воды над поверхностью донных осадков) и верхнего 2-см слоя донных отложений отбирали из трубки Неймисто.

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 не ранее трех месяцев после отбора [33]. Концентрацию бактериопланктона определяли, окрашивая пробы флуорохромом DAPI на черных ядерных фильтрах (0.2 мкм, Трекпор Технолоджи) и анализируя под люминесцентным микроскопом Leica DM 5000B [28]. Биомассу бактериопланктона вычисляли по [22]. Так как использованные методы учета численности микроорганизмов не позволяют различать архей и бактерий, в настоящей статье, используя термин бактерии, мы подразумеваем всех гетеротрофных прокариот.

Для учета нано- и микропланктона в воде пробы объемом 50—75 мл окрашивали флуорохромом примулином и фиксировали 3.6% раствором глютарового диальдегида, после чего осаждали на черные ядерные фильтры с диаметром пор 0.4 мкм. Препараты хранили при температуре —24°С до последующей обработки под люминесцентным микроскопом Leica DM 5000B [15, 26]. Объем клеток рассчитывали, исходя из объема соответствующих стереометрических фигур. Биомассу флагеллят и инфузорий в углеродном эквиваленте вычисляли исходя из объемов клеток по [25].

Пробы грунта для микроскопических исследований сразу после отбора фиксировали 25% глутаровым диальдегидом до конечной концентрации в пробе 3% и хранили в темноте при температуре 4°С до последующей обработки. В лаборатории к пробам донных осадков в качестве детергента добавляли Na₄P₂O₇ до конечной концентрации 1 мМ и подвергали действию ультразвука [17, 21]. Численность и размеры бактерий и гетеротрофных нанофлагеллят определяли методом эпифлуоресцентной микроскопии с использованием флуорохромов DAPI и примулин [15, 28]. Содержание углерода в бактериальных клетках (С, фг/кл) рассчитывали с использованием аллометрического уравнения: $C = 120 V^{0.72}$ [27]. Для вычисления углеродной биомассы гетеротрофных нанофлагеллят использовали коэффишиент 220 фг С/мкм³ [14].

Активность питания гетеротрофного нано- и микропланктона определяли экспериментально, методом добавления концентрированных флуоресцентно меченых бактерий [16]. Для приготовления флуоресцентно меченых бактерий пять литров воды из поверхностного слоя фильтровали через ядерный фильтр с диаметром пор 2 мкм, концентрировали до объема 100 мл с помощью камеры обратной фильтрации (фильтр с диаметром пор 0.2 мкм). В полученный концентрат добавляли 20 мг DTAF (5-(4,6-дихлортриазин-2-ил) аминофлуоресцеин) и окрашивали в течение трех часов при температуре +60°С. Для избавления от избыточного красителя концентрат трижды центрифугировали в течение 25 минут на 7000 оборотов в минуту, удаляли супернатант и доводили до исходного объема. Концентрацию окрашенных бактериальных клеток определяли с помощью люминесцентной микроскопии. Для определения активности питания гетеротрофного нано- и микропланктона в пробу воды объемом 50-75 мл добавляли флуоресцентно меченых бактерий из расчета, чтобы их концентрация в пробе составляла 5-30% общей численности бактериальных клеток. Пробы инкубировали в течение 1.5-2.5 часов при температуре 4°С, после чего фиксировали холодным 10% раствором глютарового диальдегида в безбактериальной воде (финальная концентрация 1%). Пробу окрашивали флуорохромом DAPI, осаждали на черный ядерный фильтр с диаметром пор 0.4 мкм и замораживали при температуре -25° С. Концентрацию окрашенных бактерий в клетках жгутиконосцев и инфузорий определяли с помощью люминесцентной микроскопии (Leica DM 2500B, увеличение ×1000). Величину потребления бактерий нано- и микрогетеротрофами рассчитывали исходя из исходной концентрации бактериопланктона в пробе и доли добавленных в нее флуоресцентно меченых бактерий.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Гетеротрофный пико-, нано- и микропланктон водной толщи. Численность гетеротрофных нанофлагеллят в водах Карского моря варьировала на разных станциях и горизонтах от 0.2 до 394 тыс. кл/л. Высокие величины этого показателя по всей водной толше наблюлались нал склоном желоба Воронина (ст. 5240), составляя в среднем 251 тыс. кл/л (175-385 тыс. кл/л). Максимальная величина численности (394 тыс. кл/л) была отмечена в поверхностном распресненном слое в центральной части моря (ст. 5205) в области влияния речного стока [11]. Минимальные показатели обилия были приурочены к придонному слою воды в югозападной части моря (ст. 5200) и составляли 0.2 тыс. кл/л. Средние значения численности гетеротрофных нанофлагеллят для столба воды варьировали в небольшом диапазоне от 74 до 118 тыс. кл/л, исключение составляла только уже упомянутая станция над склоном желоба Воронина, где этот показатель был выше более чем в два раза. Более 97% численности планктонных жгутиконосцев составляли организмы размером 1.5-6 мкм.

Биомасса гетеротрофных нанофлагеллят на разных горизонтах варьировала от 0.01 до 2.85 мг С/м³ (рис. 2). Минимальные величины были приурочены к придонному горизонту $(0.01-0.67 \text{ мг C/м}^3)$, тогда как наибольшие значения этого показателя были отмечены в верхнем 30-метровом слое над склоном желоба Воронина (ст. 5240, 2.38–2.85 мг С/м³) а также в распресненном поверхностном слое воды (ст. 5205, 1.56 мг C/м³). На остальных станциях и горизонтах значения биомассы гетеротрофных нанофлагеллят были более чем в два раза ниже этих значений. Большая часть гетеротрофных организмов, как по численности, так и по биомассе представляла собой округлые клетки без ярко выраженных видовых признаков. Корректное определение видового состава этих форм было невозможно.



Рис. 2. Биомасса гетеротрофных нанофлагеллят (B_{fl}) и бактериопланктона (B_b), мг С/м³ в толще воды на разрезах в западной (а) и восточной (б) частях Карского моря.

Численность бактериопланктона на разных горизонтах открытых районов Карского моря варьировала от 61 до 1762 тыс. кл/мл, что соответствовало значениям биомассы 1.22 – 35.2 мг С/м³ (рис. 2). Максимальная величина обилия также наблюдалась в поверхностном распресненном слое ст. 5205. Высокие показатели обилия были отмечены и на более северной станции 5214, которая также находилась под влиянием речного стока, величина обилия бактериопланктона в поверхностном слое составляла 895 тыс. кл/мл (17.9 мг С/м³). В западной части моря была заметна тенденция снижения обилия прокариот с глубиной, тогда как в восточной его части минимальные значения наблюдались в подповерхностном слое на глубинах 18–30 м. Между биомассой флагеллят в воде и концентрацией бактериопланктона была отмечена положительная корреляция (r = 0.45, p < 0.05). Также обилие бактерий снижалось с глубиной (r = -0.77, p < 0.05).

На большинстве станций соотношение численности гетеротрофных жгутиконосцев и бактериопланктона в водном столбе не превышало 0.15%, при этом значения более 0.1% были приурочены к слою под термоклином. Средние для столба величины составляли 0.04–0.07%. Сходное распределение наблюдалось и для соотношения биомассы гетеротрофных жгутиконосцев и бактериопланктона, средние величины для столба воды варьировали в пределах 6.3–10.5%. Исключение составила станция 5240 над склоном желоба Воронина. Здесь соотношение численности гетеротрофных жгутиконосцев и бактериопланктона достигало 0.25%, а биомассы не опус-

ОКЕАНОЛОГИЯ том 63 № 2 2023



Рис. 3. Соотношение биомассы гетеротрофных нанофлагеллят и бактериопланктона в толще воды в западной (а) и восточной (б) частях Карского моря.

калось ниже 27%, достигая максимальной величины 94% на горизонте под термоклином (рис. 3).

По данным, полученным нами в море Лаптевых в это же время, величина выедания бактерий гетеротрофным нанопланктоном была невысока. Максимальная величина составляла 5% от общей численности бактериопланктона в сутки и наблюдалась в поверхностном слое воды в области влияния речного стока. На остальных станциях величина выедания изменялась от 1.4 до 2.1% общей численности бактерий в сутки в поверхностном слое и снижалась с глубиной до 0.1-0.2% общей численности бактерий в сутки в придонных слоях воды. Скорость осветления воды варьировала от 0.5 до 4.65 нл/экз в час (в среднем 2.2 \pm ± 1 нл/экз в час) и только в поверхностном слое воды над краем шельфа этот показатель достигал 11.1 нл/экз в час. Потребление бактерий составляло от 0.2 до 9 кл/экз в час, максимальный показатель этого параметра также наблюдался в поверхностном слое воды над краем шельфа, несмотря на отсутствие пика численности бактериопланктона в этой точке.

ОКЕАНОЛОГИЯ том 63 № 2 2023

Используя эти данные для оценки выедания гетеротрофного бактериопланктона нанофлагеллятами и приняв величину скорости осветления равной 2.2 нл/экз в час, для Карского моря были получены величины выедания от 0 до 2% бактериальной биомассы в сутки. Эти величины составляли от 0.1 до 47% биомассы жгутиконосцев. Отношение выедаемой биомассы бактериопланктона к биомассе потребителей в большинстве случаев снижалось с глубиной, наибольшие его значения отмечены на станции 5205 в поверхностном слое воды и на глубине 100 м (47 и 24% соответственно). В северо-западной части моря этот показатель не превышал 10%.

Гетеротрофные микроорганизмы наддонного 20-см слоя воды и верхнего 2 см слоя осадка. Численность бактерий в наддонном слое воды составляла 7468—8881 тыс. кл/мл в западной части Карского моря и 5635—6924 тыс. кл/мл в восточной. Значения биомассы также изменялись в небольших пределах, составляя 173—246.6 мг С/м³ в западной части моря и 111—150.5 мг С/м³ — в восточной. Вклад свободных бактерий, бактерий ассоциированных с детритными частицами раз-



Рис. 4. Биомасса и соотношение биомасс гетеротрофных нанофлагеллят и бактериопланктона в надонной воде в западной (а) и восточной (б) частях Карского моря.

мером от 2 до 25 мкм и нитей (длиной от 3 до 10 мкм) в формировании общей численности бактериопланктона составил, в среднем, соответственно, $43.6 \pm 6.7\%$ (диапазон: 31.5 - 54.2%), $55.9 \pm$ ± 6.6% (диапазон: 45.6–68.1%) и 0.5 ± 0.2% (диапазон: 0.2–0.8%), а их доля в суммарной биомассе бактериопланктона составила, в среднем, соответственно, $56.0 \pm 7.9\%$ (диапазон: 39.8-62.6%), 41.5 ± 7.9% (диапазон: 35.3–58.0%) и 2.5 ± 1.0% (диапазон: 1.5-4.5%). Численность бактериопланктона в наддонной воде заливов Новой земли в среднем была ниже, чем в аналогичных биотопах восточной и западной частей моря, составляя 3520, 5569 и 3362 тыс. кл/мл, а биомасса – 108, 174 и 95 мг С/м³ соответственно, в заливах Седова, Ога и Степового. Доля свободных бактерий, бактерий ассоциированных с детритными частицами и нитей в общей численности (общей биомассе) бактериопланктона колебалась в пределах, соответственно, 59.0-85.3% (63.0-91.7%), 14.7-40.1% (8.3-32.0%) и 0-0.9% (0-4.1%). В 20 см слое воды над поверхностью донных осадков численность детритных частиц, заселенных бактериями, размером 2-10 мкм и размером 10-30 мкм составила, в среднем, соответственно, $300 \pm 106 \times 10^3$ частиц/мл и $168 \pm 58 \times 10^3$ частиц/мл. На одной детритной частице находилось, в среднем, 6–15 бактерий.

Показатели обилия гетеротрофных нанофлагеллят в наддонной воде варьировали в гораздо меньших пределах, чем в водной толще: в западной части Карского моря этот показатель составлял 6803—9943 кл/мл, в восточной — 4598—6172 кл/мл. Биомасса гетеротрофных нанофлагеллят варьировала в большем диапазоне: в западной части моря ее значения снижались в северном направлении с 61.8 25 до мгС/м³, в восточной части ее величины колебались в пределах 28.4—31.6 мг С/м³ (рис. 4). Численность гетеротрофных нанофлагеллят в наддонной воде заливов Новой земли была существенно ниже, чем в таких же биотопах восточной и западной частей Карского моря, составляя 3504, 1775 и 4050 кл/мл, а биомасса 14.2, 12.5 и 25.8 мг С/м³, соответственно, в заливах Седова, Ога и Степового.

В открытой части моря в 20 см слое воды над поверхностью донных осадков доли свободных и ассоциированных с детритными частицами гетеротрофных нанофлагеллят в их общей численности составили, соответственно, в среднем 65.6 ± ± 13.2% (диапазон 47—82%) и 34.4 ± 13.2% (диапазон: 18–53%). Доли свободных и ассоциированных с детритными частицами гетеротрофных нанофлагеллят в их общей биомассе составили. соответственно, 70.3 ± 13.9% (диапазон 46-84%) и $29.7 \pm 13.9\%$ (диапазон 16–54%). В заливах Новой Земли вклад свободных и прикрепленных к детритным частицам гетеротрофных нанофлагеллят в их общую численность колебался в пределах, соответственно, 53.0-70.2% и 29.8-47.0%, а в их общую биомассу - 64.8-90.3% и 9.7-35.2%, соответственно. Средняя величина численности детритных частиц размером более 10 мкм с прикрепленными гетеротрофными нанофлагеллятами $(3.7 \pm 2.0 \times 10^3 \text{ частиц/мл})$ была в 45 раз ниже таковой с прикрепленными бактериями, а численность свободных гетеротрофных нанофлагеллят (в среднем $7.8 \pm 3.8 \times 10^3$ клеток/мл) в 38 раз ниже численности детритных частиц с прикрепленными бактериями размером 2-10 мкм. На одной крупной детритной частице находилось 1-2 жгутиконосца.

Отношение численность гетеротрофных нанофлагеллят/численность бактерий не превышало 0.11%, а отношение биомасса гетеротрофных на-



Рис. 5. Биомасса и соотношение биомасс гетеротрофных нанофлагеллят и бактерий верхнего 2-см слоя осадка в западной (а) и восточной (б) частях Карского моря.

нофлагеллят/биомасса бактерий варьировало от 21 до 25% снижаясь до 14% лишь на склоне желоба Св. Анны (ст. 5214) (рис. 4). В заливах Новой Земли отношение численность гетеротрофных нанофлагеллят/численность бактерий находилось в пределах 0.03–0.1%, а отношение биомасса гетеротрофных нанофлагеллят/биомасса бактерий варьировало от 7 до 13%.

В наддонной воде наблюдалась высокая корреляция между численностью гетеротрофных флагеллят и бактерий: r = 0.98, p < 0.05.

В открытой части моря в верхнем 2-см слое осадка численность гетеротрофных нанофлагеллят варьировала от 1044 до 4407 тыс. кл/мл. Минимальные показатели численности были приурочены к склонам желобов Св. Анны и Воронина (1044 и 1256 тыс. кл/мл соответственно). Сходная картина наблюдалась и для распределения биомассы гетеротрофных нанофлагеллят, ее значения варьировали от 6.4 до 31.5 мкг С/см³. Численность гетеротрофных нанофлагеллят в верхнем 2-см слое осадка заливов Новой земли, как и в наддонной воде, была ниже, чем в таких же биотопах восточной и западной частей Карского моря, составляя 1044, 615 и 2072 тыс. кл/мл, а биомасса 8.6, 5.1 и 18.4 мкг С/см³, соответственно, в заливах Седова, Ога и Степового.

Численность бактерий в верхнем 2-см слое осадка открытых районов Карского моря варьировала от 771 млн. кл/мл до 6168 млн. кл/мл. Биомасса бактерий изменялась от 21 до 151 мкг С/см³ (рис. 5).

В заливах Седова, Ога и Степового обилие бактерий в верхнем 2-см слое осадка составляло, соответственно, 3142, 510 и 14631 млн кл/мл при биомассе 100, 12 и 264 мкг С/см³.

Отношение численность гетеротрофных нанофлагеллят/численность бактерий не превышало 0.16%, тогда как доля биомассы жгутиконосцев от суммарной биомассы бактерий в большинстве случаев варьировала от 21 до 32%, снижаясь до 4% лишь в области склона желоба Св. Анны (ст. 5214). Отношение численность гетеротрофных нанофлагеллят/ численность бактериопланктона в заливах Новой Земли составляло 0.1–3.32%, а соотношение их биомасс варьировало от 8.6 до 42.5%.

ОБСУЖДЕНИЕ

Водная толща. Большинство имеющихся сведений по количественным характеристикам микрогетеротрофов Карского моря относятся к концу вегетационного сезона. Так в августе—сентябре 2007 и 2011 гг. в северо-западной части Карского моря были получены данные по обилию и составу гетеротрофного нанопланктона [8].

В 2007 г. численность гетеротрофных нанофлагеллят в августе-сентябре варьировала в пределах 9 до 424 тыс. кл/л, достигая величин более 100 тыс. кл/л только в верхнем 20-30 метровом слое. Максимальные величины, как численности, так и биомассы (307-369 тыс. кл/л и 7-10.2 мг С/м³) как и в ходе наших наблюдений были приурочены к водам соленостью менее 20 psu. Основной вклад в численность гетеротрофных флагеллят (более 65%) вносили не поддающиеся определению формы. Виды Gyrodinium sp.1, Gyrodinium spp., Gyrodinium spirale, Leucocryptos marina и Monosiga marina наблюдались на всех рассматриваемых акваториях. Также в 2007 г. были многочисленны инфузории, их обилие достигало наиболее высоких значений в верхнем слое 50-80 метров, составляя в среднем 307 ± 250 кл/л или 0.48 ± 0.39 мг С/м³ в южной части района и 108 ± ± 33 кл/л или 0.39 ± 0.19 мг С/м³ в северной. Глубже численность инфузорий в абсолютном большинстве случаев не превышала 40 кл/л, а биомасса $- 0.04 \text{ мг C/m}^3$.

В августе-сентябре 2011 г. средняя для верхнего 150-метрового слоя воды численность гетеротрофных нанофлагеллят была выше и варьировала от 267 до 694 тыс. кл/л, тогда как величины биомассы сохраняли относительную стабильность, изменяясь от 3 до 3.9 мг С/м³ [8]. Основную долю гетеротрофных жгутиконосцев также представляли не поддающиеся определению клетки. Семь видов гетеротрофных жгутиконосцев: Gyrodinium lachryma, Gyrodinium sp.1, Gyrodinium spirale, Gyrodinium spp., Leucocryptos marina, Monosiga marina, Telonema subtilis были отмечены на всех рассматриваемых станциях. Численность инфузорий в 2011 г. в верхнем 150-метровом слое была крайне низкой и составляла не более 1.9 кл/л; биомасса колебалась от 0 до 9.5 мг С/м³. Глубже инфузории практически не встречались. Число видов инфузорий на разных станциях колебалось от семи до четырнадцати, на всех станциях разреза наблюдались Laboea strobila, Strombidium spp. и тинтиннида Acanthostomella norvegica или ее пустые домики.

В прибрежных водах Карского моря по данным августа-сентября 2009 г. соотношение гетеротрофных жгутиконосцев и бактериопланктона существенно отличалось от наблюдавшегося в открытом море: средние значения численности и биомассы бесцветных жгутиконосцев составляли в морских водах в среднем 91 ± 15 тыс. кл/л и 1.4 ± 0.3 мг/м³, тогда как общая численность бактериопланктона варьировала от 1.05–1.15 до 2.86–3.06 млн кл./мл и составила в среднем 1.94 млн кл./мл [5].

Заливы восточной стороны архипелага Новая Земля изучены относительно хорошо. На данный момент опубликовано 18 работ, материалом для которых послужили данные, собранные в заливах Благополучия, Седова, Ога, Цивольки, Степового, Абросимова. Больше всего публикаций по заливу Благополучия, где рассматриваются гидрофизические и гидрохимические показатели, пикофитопланктон, зоопланктон, мейо- и макробентос, зооперифитон. Бентос и зооперифитон Новой Земли изучен лучше всего, работы опубликованы по всем 6 заливам, в которых проводились исследования. Зоопланктон рассматривается также в заливе Цивольки, химический состав бурых водорослей известен для заливов Благополучия, Цивольки, Степового, Абросимова. Приводимые в нашей работе сведения по бактериопланктону и гетеротрофным флагеллятам заливов Седова, Ога и Степового, являются первыми и пока единственными.

Особенности гидрофизической и гидрохимической структуры заливов Новой Земли, связанные с режимом пресного и ледникового стока, обменом с прибрежными водами Карского моря, поступлением биогенных элементов в воды заливов при растворении пород берегов, определяют существование биоты, в том числе, бактерий и гетеротрофных жгутиковых. При этом характерной чертой пресноводного стока является выраженная сезонность и крайне высокое содержание минеральной фракции, что несомненно сказывается на обилии, структуре и функционировании пико-, нано-, и микропланктона.

Данные по количественным характеристикам гетеротрофных флагеллят других районов Арктики довольно скудны. В планктоне шельфа и континентального склона моря Лаптевых в составе гетеротрофных нанофлагеллят в конце вегетационного сезона 2015 г. наиболее широко были представлены виды Bodo saltans, Paraphysomonas imperforata, Paraphysomonas sp. и Procryptobia sorokini [7]. Относительно высокие количественные показатели гетеротрофных нанофлагеллят (1.6-4.6 мг С/м³) были отмечены на внутреннем и срединном шельфе. В области внешнего шельфа и континентального склона этот показатель снижался до 0.8-2.4 мг C/м³. Максимальные количественные показатели обилия нанофлагеллят по вертикали были приурочены либо к поверхностному слою, либо к придонной воде.

На шельфе Восточно-Сибирского моря в сентябре 2017 г. численность гетеротрофных нанофлагеллят варьировала от 251 до 1227 тыс. кл/мл, наибольшие значения обилия наблюдались в придонных горизонтах. Величины биомассы изменялись в пределах от 1.6—10.2 мг С/м³ и составляли от 6 до 59% биомассы бактериопланктона [6].

В Чукотском море летом 2010 г. численность гетеротрофных нанофлагеллят в воде составляла от 73 до 2700 тыс. кл/л, составляя в среднем 520 кл/мл. В области шельфа Чукотского моря высокие величины обилия гетеротрофных нанофлагеллят наблюдались в подповерхностном слое с максимумом хлорофилла. Гетеротрофные нанофлагелляты размерной фракции 2-6 мкм составляли меньшую часть микрозоопланктонного сообщества (9-18% общей биомассы). Обилие инфузорий варьировало от 17 до 5620 кл/л, составляя в среднем 763 ± 840 кл/л. Гетеротрофный нано- и микрозоопланктон вносили больший вклад в выедание автотрофного пико- и нанопланктона (выедая 89.37 ± 20.5 и 82.37 ± 22.5% первичной продукции, соответственно), чем диатомовых (62.57 ± 20.5% первичной продукции) [34].

По данным, полученным в центральной Арктике основная биомасса гетеротрофных флагеллят была приурочена к верхнему слою толщиной 40–60 м. От 72 до 95% гетеротрофных флагеллят было представлено размерной фракцией менее 5 мкм. При этом участие в выедании фитопланктона принимали все гетеротрофные организмы от крупных инфузорий и динофлагеллят до 2-мкм нанофлагеллят. В летний период биомасса гетеротрофных простейших в верхнем 40-метровом слое воды составляла 4.5 ± 2.7 и 3.3 ± 1.6 мгС/м³ для размерных групп 2–20 и 20–200 мкм, соответственно. Глубже биомасса гетеротрофных простейших снижалась до 1.3 ± 0.4 и 0.83 ± 0.3 мгС/м³ для размерных групп 2–20 мкм и 20–200 мкм, соответственно, в слое воды 80–120 м [32].

Наддонная вода. В Карском море в 20 см слое воды над поверхностью донных осадков обнаружены высокие величины численности и биомассы бактерий и гетеротрофных нанофлагеллят. Причем доля жгутиковых ассоциированных с детритными частицами заселенными бактериями размером 10-25 мкм составляла около 30% их общей численности и биомассы. Присутствие гетеротрофных нанофлагеллят на большом количестве крупных детритных частицах свидетельствует, что они в составе этих частиц могут потребляться не только тонкими, но и грубыми фильтраторами. Более высокая численность гетеротрофных нанофлагеллят в пограничном слое вода-дно по сравнению с вышерасположенными слоями, возможно, также связана с меньшим их выеданием благодаря высокой концентрацией в этом слое детритных частиц с прикрепленными бактериями, сопоставимого со жгутиковыми размера.

В сентябре 2007 г. также был проанализирован количественный и видовой состав гетеротрофных организмов в слое наддонной воды и наилка Карского моря [9]. В наддонном слое воды большая часть гетеротрофных организмов представляла собой округлые клетки без выраженных видовых признаков, размером 2-5 мкм. Жгутиковые формы в суммарной численности этих клеток составляли менее 5%. Идентифицированные виды относились к планктонным формам, главным образом это были представители рода Gyrodinium, размером от 6 до 20 мкм. Максимальные значения численности и биомассы гетеротрофного нанопланктона в наддонной воде составляли 13 экз/мл и 0.62 мг С/м³ соответственно. Численность инфузорий в наддонном слое воды также была крайне низка и превышала 1 кл/мл только в устье Оби. В слое наилка с придонной взвесью было обнаружено 33 вида гетеротрофных жгутиконосцев. Численность и разнообразие видов инфузорий в слое наилка была крайне низка на всех станциях. Максимальные значения плотности инфузорий наблюдались в эстуарной области р. Обь и достигали 48 кл/см³. В основном же в пробах были отмечены единичные представители немногочисленных видов. По данным 2007 г. численность гетеротрофных жгутиконосцев в наддонной воде положительно коррелировала с биомассой бактерий, равно как и обилие инфузорий в осадках и в наддонной воде коррелировало с бактериальной численностью ($r = 0.52 \times 0.53$, p < < 0.05) [9].

Значения численности и биомассы гетеротрофных нанофлагеллят в надонной воде моря Лаптевых в конце вегетационного сезона составляли 851 ± 400 кл/мл и 14.2 ± 7.1 мг С/м³, соответственно, а бактерий: 2.07 ± 1.04 × 10⁶ кл/мл и 25.4 ± 13.0 мг С/м³, соответственно [7]. Эти показатели превышали значения концентрации клеток в придонной воде (горизонт 1–3 метра над дном) в несколько раз.

Верхний 2-см слой осадка. Полученные в нашей работе величины численности гетеротрофных нанофлагеллят в верхнем слое донных осадков в Карском море (0.6–4.4 млн. кл/мл) выше численности бентосных флагеллят в Северном море (максимальные значения 0.8–1.1 млн. кл/мл) и соизмеримы с концентрацией бентосных гетеротрофных нанофлагеллят в верхнем слое донных осадков в море Лаптевых (1.3–5.5 млн. кл/мл) [7, 20].

Видовой состав гетеротрофных жгутиконосцев верхнего 0.5-см слоя осадка сублиторали и батиали Карского моря в сентябре 2007 г., как мы уже говорили, был представлен 33 видами и формами с преобладанием Kinetoplasta, Stramenopiles, Apusomonadida и Choanoflagellata, при этом общее видовое богатство флагеллят снижалось с глубиной [10]. В составе сообществ из наилка и из грунтов по обилию и частоте встречаемости преобладали одни и те же виды гетеротрофных жгутиконосцев (*Salpingoeca rutineri, Paraphysomonas* sp., *Cafeteria roenbergensis*). При этом трофическая структура сообществ наилка упрощалась по сравнению с сообществами грунтов, что выражалось в отсутствии хищных эукариотрофных видов.

Потребление бактерий. Анализ характеристик потребления бактерий нано- и микрогетеротрофами показал, что полученная нами средняя величина осветления воды 2.2 нл/экз в час (от 0.5 до 4.65 нл/экз в час) оказалась чуть ниже значений, описанных летом 1994 года в центральной Арктике: 2.5-5.6 нл/кл в час для размерной группы 2-10 мкм [31]. Доля выедаемой в час гетеротрофными нанофлагеллятами биомассы бактериопланктона на большинстве горизонтов находилась в пределах 0.01-0.5% биомассы потребителей, и даже в поверхностном слое этот показатель не превышал 2%. Эта величина сильно ниже значений часовых рационов флагеллят. описанных нами для юго-восточной части Тихого океана (7.2-36%) [4], а также величин выедания, полученных для Восточно-Сибирского моря [6]. Можно предположить, что в момент наших исследований в Карском море значительную часть рациона гетеротрофных флагеллят составлял автотрофный пикопланктон. Косвенно это можно подтвердить и тем фактом, что величина выедания фитопланктона мезозоопланктоном составляла около 5—7% первичной продукции в западной части и до 25% в восточной части Карского моря [11], тогда как содержание нанофлагеллят в столбе воды составляло единицы процентов от биомассы зоопланктона [3].

Существуют и данные по потреблению жгутиконосцами бактериопланктона в сентябре 2017 г. в Восточно-Сибирском море, где выедание бактерий было основным фактором снижения их концентрации, а убыль бактерий за сутки составляла в среднем 25.6% численности бактериопланктона или 64.4% бактериальной продукции [6].

Основываясь на обилии простейших в наддонном слое воды, расчет их рационов показал, что в прибрежных районах Карского моря биомасса бактерий практически всегда превышала суммарный рацион гетеротрофных жгутиковых и инфузорий. В открытых же районах Карского моря биомасса бактерий либо ниже, либо находится в пределах величин суммарного рациона простейших. Рационы, рассчитанные только для гетеротрофных жгутиконосцев, в большинстве случаев компенсируются наличной биомассой бактерий [9].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, на основании всех имеющихся данных можно заключить, что обилие гетеротрофных флагеллят в Карском море в конце вегетационного сезона относительно стабильно в разные годы, тогда как в других морях (Восточно-Сибирское и Чукотское моря) описанные значения этого показателя выше в 1.5-2 раза. Различия в характеристиках нано- и микропланктона между западной и восточной частями Карского моря иногда довольно существенны. Картина вертикального распределения гетеротрофных нанофлагеллят также варьирует в разных районах и морях, в значительной степени в зависимости от распределения источников питания: максимумы обилия могут быть приурочены как к слою над пикноклином или горизонтам с наибольшей флуоресценцией, где наблюдается максимум численности и биомассы пико- и мелкого нанопланктона, так и к придонному слою, где возрастает концентрация ассоциированных со взвесью бактерий и мелких жгутиконосцев. Показатели обилия гетеротрофных нанофлагеллят в надонной воде меняются в существенно меньших пределах, чем в водной толще.

Обилие гетеротрофных нанофлагеллят в наддонной воде заливов Седова, Ога и Степового архипелага Новая Земля существенно ниже, чем в таких же биотопах восточной и западной частей Карского моря. Большую часть организмов составляют свободноживущие формы. С частицами детрита связаны около трети простейших.

В открытых районах Карского моря более высокая численность гетеротрофных нанофлагеллят в воде наблюдается у дна. Присутствие здесь большого количества детритных частиц близких размеров, вероятно, снижает их выедание мелкими организмами. Присутствие же флагеллят на крупных детритных частицах способствует тому, что они в составе этих частиц могут потребляться крупными планктонными и бентосными фильтраторами.

Отношение биомассы гетеротрофных жгутиковых к биомассе бактерий возрастает в слое наддонной воды и в верхнем слое осадков по сравнению с водной толщей более чем в два раза, что указывает на увеличение вклада бактерий в рацион гетеротрофных жгутиконосцев в донных сообществах. Для водного столба Карского моря рассчитанная величина выедания бактериопланктона жгутиконосцами не превышает 2% их биомассы, что гораздо ниже значений, описанных для других районов Арктики. Отношение выедаемой биомассы бактериопланктона к биомассе потребителей в большинстве случаев снижается с глубиной.

Низкая величина выедания бактериопланктона жгутиконосцами косвенно может указывать на пикофитопланктон как один из основных источников пищи гетеротрофных жгутиковых в исследуемый период. Например, в аналогичный сезон вклад автотрофного пикофитопланктона в суммарную величину хлорофилла на станциях залива Благополучия колебалась от 12 до 24% и с глубиной существенно не менялся. В открытых районах Карского моря доля пикофитопланктона значительно возрастает с глубиной, достигая 46–54% на глубинах 20–25 м [1, 2].

Источник финансирования. Экспедиционные исследования проведены при целевой финансовой поддержке ФАНО РФ и выполнены в рамках многолетней программы "Экосистемы морей Сибирской Арктики". Пребывание на борту судна и сбор материала оплачены из Гранта РФФИ Кар_А №14-05-05003 и темы Госзадания № FMWE-2021-0007. Подготовка и обработка проб выполнена за счет гранта Российского научного фонда № 22-17-00011, http://rscf.ru/project/22-17-00011.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Белевич Т.А., Ильяш Л.В., Демидов А.Б., Флинт М.В. Распределение пикофитопланктона на Обском разрезе и в западной части Карского моря // Океанология. 2019. Т. 59. № 6. С. 964–973.
- 2. Белевич Т.А., Милютина И.А., Троицкий А.В., Флинт М.В. Пикофитопланктон залива Благополучия (Архипелаг Новая Земля) и прилегающего

района Карского моря // Океанология. 2020. Т. 60. № 4. С. 545–555.

- Дриц А.В., Кравчишина М.Д., Пастернак А.Ф. и др. Роль зоопланктона в вертикальном потоке вещества в Карском море и море Лаптевых в осенний сезон // Океанология. 2017. Т 57. № 6. С. 934–948.
- Копылов А.И. Роль гетеротрофных нанофлагеллят в функционировании морских и пресноводных эко систем. Автореф. дис. дра биол. наук. М.: Ин-т океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 2003. 40 с.
- Копылов А.И., Косолапов Д.Б., Заботкина Е.А. и др. Планктонные вирусы, гетеротрофные бактерии и нанофлагелляты в пресных и морских водах бассейна Карского моря (Арктика) // Биология внутренних вод. 2012. № 3. С. 15–25.
- Копылов А.И., Косолапов Д.Б., Заботкина Е.А. и др. Распределение и взаимоотношения гетеротрофных микроорганизмов и вирусов на шельфе Восточно-Сибирского моря // Океанология. 2021. Т. 61. № 2. С. 250–263.
- Косолапова Н.Г., Косолапов Д.Б., Копылов А.И., Романенко А.В. Гетеротрофные нанофлагелляты в пелагиали и донных отложениях восточной части моря Лаптевых // Океанология. 2019. Т. 59. № 6. С. 974–986.
- Романова Н.Д., Сажин А.Ф. Гетеротрофный микропланктон южной оконечности желоба Святой Анны в осенний период (Карское море) // Океанологические исследования. 2018. Т. 46. № 3. С. 116– 129.
- 9. Романова Н.Д., Мазей Ю.А., Тихоненков Д.В. и др. Сообщества гетеротрофных микроорганизмов на границе "вода дно" в Карском море // Океанология. 2013. Т. 53. № 3. С. 375–375.
- Тихоненков Д.В., Бурковский И.В., Мазей Ю.А. Свободноживущие гетеротрофные жгутиконосцы сублиторали и батиали Карского моря // Биология моря. 2015. Т. 41. № 3. С. 196–204.
- Флинт М.В., Арашкевич Е.Г., Артемьев В.А. и др. Экосистемы морей Сибирской Арктики. Материалы экспедиционных исследований 2015 и 2017 гг. // М.: ИО РАН. 2018. 232 с.
- Azam F, Fenchel T., Field J.G. et al. The ecological role of water-column microbes in the sea // Marine Ecology Progress Series. 1982. V. 10. P. 257–263.
- Boenigk J., Arndt H. Bacterivory by heterotrophic flagellates: community structure and feeding strategies // Antonie van Leeuwenhoek. 2002. V. 81. P. 465–480.
- Borsheim K.Y., Bratbak G. Cell volume to carbon conversion factors for a bacterivorous Monas sp. enriched from seawater // Mar. Ecol. Prog. Ser. 1987. V. 36. P. 171–175.
- Caron D.A. Technique for enumeration of heterotrophic and phototrophic nanoplankton, using epifluorescence microscopy, and comparison with other procedures // Appl. Environ. Microbiol. 1983. V. 46. № 2. P. 491–498.
- Caron D.A. Protistan Herbivory and Bacterivory // Marine Microbiology. 2001. V. 30. P. 289–315.

- Danovaro R., Middelboe M. Separation of free virus particles from sediments in aquatic systems. In: Steven Wilhelm, Markus Weinbauer, Curtis Suttle (Eds.) // Manual of Aquatic Viral Ecology. 2010. P. 74–81.
- Fenchel T. Ecology of heterotrophic microflagellates. II. Bioenergetics and growth // Mar. Ecol. Prog. Ser. 1982. V. 8. P. 225–231.
- Fenchel T. The microbial loop 25 years later // Journal of Experimental Marine Biology and Ecology. 2008. V. 366. P. 99–103.
- Hondeveld B.J.M., Nieuwland G., Van Duyl F.C., Bak R.P.M. Temporal and spatial variations in heterotrophic nanoflagellate abundance in North Sea sediments // Mar. Ecol. Prog. Ser. 1994. V. 109. P. 235– 243.
- Kopylov A.I., Zabotkina E.A., Romanenko A.V. et al. Viruses in the water column and the sediment of the eastern part of the Laptev Sea. Estuarine, Coastal and Shelf Science. 2020. 242: Art. 106836. https://doi.org/10.1016/j.ecss.2020.106836
- Lee S., Fuhrman J.A. Relationships between biovolume and biomass of naturally derived marine bacterioplankton //Applied and environmental microbiology. 1987. V. 53. № 6. P. 1298–1303.
- 23. Levinsen H., Nielsen T.G. The trophic role of marine pelagic ciliates and heterotrophic dinoflagellates in arctic and temperate coastal ecosystems: A cross-latitude comparison // Limnol.Oceanogr. 2002. V. 47. № 2. P. 427–439.
- 24. Levinsen H., Turner J.T., Nielsen T.G., Hansen B.W. On the trophic coupling between protists and copepods in arctic marine ecosystems // Marine Ecology Progress Series. 2000. V. 204. P. 65–77.
- Menden-Deuer S., Lessard E.J. Carbon to volume relationship for dinoflagellates, diatoms, and other protist plankton // Limnol.Oceanogr. 2000. V. 45. P. 569–579.
- Nejstgaard J.C., Naustvoll L–J., Sazhin A. Correcting for underestimation of microzooplankton grazing in bottle incubation experiments with mesozooplankton // Mar. Ecol. Progr. Ser. 2001. V. 221. P. 59–75.
- Norland S. The relationship between biomass and volume of bacteria // Handbook of Methods in Aquatic Microbial Ecology. Boca Raton: Lewis Publ., 1993. P. 303–308.
- 28. *Porter K.G., Feig Y.S.* The use of DAPI for identifying and counting aquatic microflora // Limnol. Oceanog. 1980. V. 25. № 5. P. 943–948.
- Rokkan K.I., Lena Seuthe L. Seasonal microbial processes in a high-latitude fjord (Kongsfjorden, Svalbard): I. Heterotrophic bacteria, picoplankton and nanoflagellates // Polar. Biol. 2011. V. 34. P. 731–749.
- Rysgaard S., Nielsen T.G., Hansen B.W. Seasonal variation in nutrients, pelagic primary production and grazing in a high-Arctic coastal marine ecosystem, Young Sound, Northeast Greenland // Marine Ecology Progress Series. 1999. V. 179. P. 13–25.
- Sherr E.B., Sherr B.F., Fessenden L. Heterotrophic Protists in the Central Arctic Ocean // Deep-Sea Res. II. 1997. V. 44. P. 1665–1682.

ОКЕАНОЛОГИЯ том 63 № 2 2023

- 32. Sherr E.B., Sherr B.F., Wheeler P.A., Thompson K. Temporal and spatial variation in stocks of autotrophic and heterotrophic microbes in the upper water column of the central Arctic Ocean // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. 2003. V. 50. № 5. P. 557–571.
- 33. *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.

34. Yang E.J., Ha H.K., Kang S.H. Microzooplankton community structure and grazing impact on major phytoplankton in the Chukchi sea and the western Canada basin, Arctic ocean // Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography. 2015. V. 120. P. 91– 102.

Heterotrophic Nano- and Microplankton in the Kara Sea in Autumn

A. F. Sazhin^{a, #}, N. D. Romanova^a, A. I. Kopylov^b, A. V. Romanenko^b, E. A. Zabotkina^b

^aShirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, 117997 Russia ^bPapanin Institute of Biology of Inland Waters, Russian Academy of Sciences, pos. Borok, Yaroslavl region, 152742 Russia [#]e-mail: andreysazhin@yandex.ru

Based on the obtained and all available literature data, it has been shown that the abundance of heterotrophic flagellates in the Kara Sea at the end of the season is relatively stable in different years, while in other Arctic seas (East Siberian and Chukchi Seas) the described values of this indicator are 1.5-2 times higher. The indicators of the abundance of heterotrophic nanoflagellates in the bottom water vary to a much lesser extent than in the water column. The abundance of heterotrophic nanoflagellates in the bottom water of the bays of the Novaya Zemlya archipelago is significantly lower than in the same biotopes in the eastern and western parts of the Kara Sea. Most organisms are free-living forms. About a third of the protozoa are associated with detritus particles. The ratio of the biomass of heterotrophic flagellates to the biomass of bacteria more than doubles in the layer of bottom water and in the upper layer of sediments compared to the water column. For the water column of the Kara Sea, the calculated value of grazing of bacterioplankton by flagellates does not exceed 2% of their biomass. The ratio of the eaten biomass of bacterioplankton to the biomass of consumers in most cases decreases with depth.

Keywords: heterotrophic nanoflagellates, microplankton, water column, bottom water, upper layer of sediments, Kara Sea

254

——— МОРСКАЯ БИОЛОГИЯ ——

УДК 591.524.12(262.5)

СЕЗОННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ЧИСЛЕННОСТИ, БИОМАССЫ И ВИДОВОГО РАЗНООБРАЗИЯ ЗООПЛАНКТОНА В ОТКРЫТОМ МОРЕ У БЕРЕГОВ КРЫМА (ЧЕРНОЕ И АЗОВСКОЕ МОРЯ)

© 2023 г. Ю. А. Загородняя^{1, *}, И. Е. Драпун¹, Е. А. Галаговец¹, О. А. Гарбазей¹, В. В. Губанов¹, А. С. Кудякова¹, Д. А. Литвинюк¹, Е. В. Попова¹

¹ФГБУН ФИЦ "Институт биологии южных морей имени А.О. Ковалевского РАН",

Севастополь, Россия *e-mail: artam-ant@yandex.ru Поступила в редакцию 01.10.2021 г. После доработки 18.05.2022 г. Принята к публикации 16.08.2022 г.

Получены данные о сезонных изменениях численности, биомассы, видовой структуры зоопланктона и копепод на шельфе Крымского полуострова и в глубоководных районах Чёрного моря в разные сезоны. Летом и осенью на шельфе присутствовали тепловодные инвазионные виды копепод *Acartia (Acantacartia) tonsa и Oithona davisae*, что сказалось на структуре таксоцена Сорероda. В глубоководных районах преобладали холодноводные аборигенные виды, и структура таксоцена Сорероda в эти сезоны была более стабильной, чем на шельфе. Количественные показатели копепод и кормового зоопланктона в 2016 г. были выше по сравнению с 2010-м и 1990-ми годами. Полученные данные позволяют говорить о переходе пелагической экосистемы Черного моря в новое, относительно стабильное состояние. Из-за возросшей солености Азовского моря в водоем проникают черноморские виды, включая вселенцев, которые в настоящее время определяют биоразнообразие зоопланктона в регионе.

Ключевые слова: зоопланктон, копеподы, численность, биомасса сезонные изменения, видовое разнообразие, Черное и Азовское моря, Крым

DOI: 10.31857/S0030157423010173, EDN: FAPJTQ

введение

Черное море на протяжении многих десятилетий подвергалось мощному антропогенному воздействию [15]. В 1970–1980-х годах в планктоне резко возросли численность и биомасса ноктилюки, медуз [49], в 1990-е годы массового развития достиг гребневик-вселенец Mnemiopsis leidyi A. Agassiz, 1865 [2, 5, 8, 34, 35], в конце 1990-х-начале 2000-х появился гребневик Beroe ovata Bruguière, 1789 [44]. На этом фоне наблюдалось обеднение видового состава копепод. Постепенно в планктоне перестали встречаться копеподы Paracartia latisetosa (Kriczagin, 1873) u Acartia (Acartiura) margalefi, Alcaraz, 1976 (по [39] "малая форма" Acartia clausi), [9, 13], в начале 1990-х годов исчез массовый вид Oithona nana Giesbrecht, 1892 [12]. Резко сократился ареал обитания и численность представителей семейства Pontellidae – Labidocera brunescens, (Czerniavski, 1868), Anomalocera patersoni Templeton, 1837 и Pontella mediterranea (Claus, 1863) [14, 27, 42], что послужило основанием для внесения этих видов в Красную книгу республики Крым [19, с. 64–66].

В Азовском море в связи с осолонением водоема [1, 6, 20] солоноватоводные копеподы *Cala*- nipeda aquaedulcis Kritschagin, 1873 и Heterocope caspia Sars, 1863, наряду с прибрежным видом A. margalefi, стали малочисленными [4, 21]. В Азово-Черноморском бассейне появились новые виды копепод – Acartia (Acanthacartia) tonsa Dana, 1849 [28, 40, 45] и Oithona davisae Ferrari & Orsi, 1984 [10, 11, 26, 31, 41, 42, 48 и др.], которые стали массовыми в планктоне. Пик развития первого пришелся на 1990-е годы [9, 45], второго на 2000-е гг. [31, 37]. Исследования зоопланктона у берегов Крыма в 1990-е и начале 2000-х годов в основном проводились в прибрежных районах моря. С целью расширения представлений о масштабах происходящих изменений в 2010-2013 гг. были возобновлены исследования в открытом море, что позволило получить предварительные данные о состоянии планктонных сообществ на шельфе и в глубоководье [18, 32]. К сожалению, эти исследования носили фрагментарный характер, отсутствовали сведения о сезонных изменениях структуры зоопланктона и ее трансформации под влиянием видов-вселенцев. Полученных данных оказалось недостаточно для прогноза состояния кормовой базы планктоядных рыб в отрытых районах Черного моря.



Рис. 1. Схема расположения станций отбора зоопланктонных проб в экспедициях НИС "Проф. Водяницкий" в разные сезоны 2010 (а) и 2016 (б–г) годов: зима, светлые треугольники (б); весна, темные треугольники (б); лето, крестики (а, в); осень, светлые кружки (а, г) и поздняя осень, темные кружки (г).

С 2016 г. начался сезонный мониторинг зоопланктона в открытом море у берегов Крыма, в северной части Черного моря и южной – Азовского, что позволило получить новые данные о сезонной изменчивости численности, биомассы и биоразнообразия зоопланктонных сообществ исследуемых акваторий. Целью настоящей работы стал анализ сезонных особенностей количественного развития и видовой структуры зоопланктона, выявление основных закономерностей пространственного распространения копепод-вселенцев в открытом море у берегов Крыма, оценка состояния кормовой базы рыб для разработки рекомендаций по сохранению и рациональному использованию биологических ресурсов.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА

Основу работы составили зоопланктонные материалы, собранные в разные сезоны 2016 г. в пяти экспедициях на НИС "Проф. Водяницкий" у черноморского побережья Крыма и в южной части Азовского моря: рейсы 83 (28.01–02.02; 15 станций), 84 (19–25.04; 16 станций), 86 (08.06– 18.06; 26 станций), 90 (26–30.10; 15 станций) и 91 (16.11–03.12; 55 станций). Схема расположения станций приведена на рис. 16–1г. Кроме того, при анализе привлечены материалы, полученные автором у черноморских берегов Крыма в 2010 г. в двух экспедициях НИС "Проф. Водяницкий": рейсы 64 (июнь, 16 станций) и 68 (ноябрь, 16 станций). Схема работ на станциях, выполненных в 2010 г., приведена на рис. 1а.

Биологические сезоны выделены в соответствии с рекомендациями, изложенными в международной программе по мониторингу Черного моря EMBLAS [50]. Согласно рекомендациям, пробы зоопланктона, собранные с 28 января по 2 февраля, отнесены к зимнему сезону, 19–25 апреля к весеннему, 8–18 июня к летнему, 26–30 октября к осеннему и с 16 ноября по 3 декабря к поздней осени.

Зоопланктон во всех экспедициях отбирали замыкающейся планктонной сетью Джеди с диаметром входного отверстия 38 см, оснащенной ситом с размером ячеи 140 микрон. На станциях, расположенных над глубинами менее 100 м, вертикальными ловами облавливали слой от дна до поверхности; в глубоководной части моря от границы сероводородной зоны, определяемой по изопикне $\delta_{\text{theta}} = 16.2$ ус. ед. по данным CTDкомплекса SeaBird 911 Plus, США [3].

Фиксированные 4% формалином пробы зоопланктона обрабатывали в лаборатории стандартным счетно-порционным методом в камере Богорова [17]. Определяли таксономический состав, возрастные стадии и размеры гидробионтов. Крупные организмы и редкие формы просчитывали во всей пробе. Всего обработано около 250 проб зоопланктона. Вертикальные ловы на некоторых станциях были выполнены послойно. протяженность слоев облова в разных случаях различалась, поэтому для унифицирования полученных величин их вначале рассчитали под м² в каждом слое, затем суммировали и пересчитывали в м³ всего обловленного слоя. Для перехода от размерных характеристик особей к единицам массы использовали известные размерно-массовые соотношения [2, 23, 36].

Видовое разнообразие зоопланктона было рассчитано на шельфе и в глубоководных районах моря в разные сезоны с помощью традиционных индексов Шеннона (Н) и выравненности Пиелоу (*E*) по формулам, соответственно: H' = $= -\sum (ni/N) \ln(ni/N)$, где ni – сумма всех особей каждого таксона, обнаруженного в данной акватории, *N* – суммарная численность всех организмов в пробах; $E = H'/\lg S$, где H' – индекс Шеннона, *S* – число таксонов. Оба индекса рассчитывали по данным всех проб, собранных в данный сезон, отдельно на шельфе и в глубоководье. Полученные таким образом коэффициенты разнообразия по содержанию являлись коммулятивными и более полно отражали состояние сообщества. Фаунистическое сходство зоопланктона двух морей (β-разнообразие) в разные сезоны оценивали с помощью коэффициента Жаккара, рассчитанного по формуле: Kj = Nab/(Na + Nb - Nb)-Nab), где Nab – число общих видов в сообществах A и B; Na — число видов в сообществе A; Nb — число видов в сообществе B.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Сезонные изменения таксономического состава зоопланктона в северной части Черного моря. В 2016 году в составе черноморского зоопланктона обнаружено 52 таксона.

Зимой температура воды вдоль крымского побережья Черного моря колебалась от 6 до 11°С. Сорероda, которые являются основной пищей планктоядных рыб, были представлены шестью массовыми видами (*Calanus euxinus* Hulsemann,

1991, Pseudocalanus elongatus (Boeck, 1865), Acartia (Acartiura) clausi Giesbrecht, 1889, Paracalanus parvus (Claus, 1863), Oithona similis Claus, 1866 и O. davisae). На прибрежных станциях единично встречались Harpacticoida, видовую принадлежность которых не определяли, и личинки донных гидробионтов. В пробах единично обнаружены эфиры медуз и мелкие (до 2 см) экземпляры теплолюбивого гребневика B. ovata.

Весной температура воды в период исследований изменялась от 11.9 до 12.3°С. Число видов Сорерода возросло до семи за счет тепловодного Centropages ponticus Karavaev, 1895, науплиусы и первые копеподиты которого в небольшом количестве появились в море. По-прежнему, единично в прибрежье находили Harpacticoida. Видовой состав пелагических ракообразных расширился за счет появившихся в планктоне тепловодных кладоцер (Cladocera): Evadne nordmanni Loven, 1836, E. spinifera P.E. Müller, 1867, Pleopis polyphemoides (Leuckart, 1859) и Pseudevadne tergestina (Claus, 1877). С началом весеннего размножения донных беспозвоночных в прибрежном планктоне в больших количествах встречались личинки бентосных животных, среди которых массовыми были двустворчатые моллюски Bivalvia, полихеты Polychaeta и усоногие раки Cirripedia.

В летнее время в период исследований температура воды на поверхностности изменялась в диапазоне 18.7-20.6 °С. В Черном море зарегистрировано восемь массовых видов Сорероdа. К обнаруженным весной видам присоединилась тепловодная копепода A. tonsa – обильная в Феодосийском заливе и малочисленная в Керченском предпроливье и Каркинитском заливе. Кладоцеры были представлены четырьмя видами: массовой *P. polyphemoides*, малочисленными E. spinifera, P. tergestina и появившейся летом Penilia avirostris Dana, 1849. Над глубинами менее 50 м (внутренний шельф) единично регистрировали Harpacticoida, среди которых отмечены Longipedia pontica Kriczagin, 1877, и Poecilostomatoida неясного таксономического статуса. По сравнению с весенним периодом наблюдалось большее разнообразие личинок донных животных. Наравне с многочисленными личинками моллюсков, полихет и циррипедей, на внутреннем шельфе обнаружены Phoronida, Plathelminthes, Nemertea, Holothuroidea, Nematoda, Isopoda, Mysida, Decapoda (до вида идентифицированы Rhithropanopeus harrisi (Gould, 1841) и Pisidia longimana Risso, 1816). В Каркинитском заливе, вблизи Евпатории и Карадагского заповедника, на небольших глубинах керченского предпроливье встречался ланцетник Branchiostoma lanceolatum (Pallas, 1774). Его популяция была представлена особями от 0.5 до 2 мм, среди которых доминировала (83%) младшая размерная группа (0.5-1.0 мм).



Рис. 2. Сезонные изменения видового состава массовых копепод: слева на шельфе и справа в глубоководной части Черного моря в 2016 г. Верхние рисунки (а, в) относятся к численности (экз/ M^3) и нижние (б, г) к биомассе (мг/ M^3). Обозначения на рисунке: 1 - O. davisae, 2 - O. similis, 3 - C. ponticus, 4 - P. parvus, 5 - A. tonsa, 6 - A. clausi, 7 - P. elongatus, 8 - C. euxinus.

Осенью, в октябре, температура воды понизилась до 14.9°С. Как следствие происходило обеднение видового состава зоопланктона. Из восьми массовых видов Сорероda осталось семь: исчезла *A. tonsa*. На Херсонесском разрезе в единичном экземпляре обнаружена самка копеподы *Pontella mediterranea* Claus, 1863. Тепловодные *O. davisae*, *P. avirostris* и *P. polyphemoides* встречались только на внутреннем шельфе. Поздней осенью (вторая половина ноября – начало декабря) при дальнейшем понижении температура воды до 12.2–12.9°С видовой состав Сорероdа практически не изменился по сравнению с октябрем, обнаружены те же семь видов копепод. Это позволило объединить оба периода в единый – осенний (рис. 2).

Тепловодные Copepoda (*C. ponticus* и *O. davisae*) и Cladocera (*P. avirostris* и *P. polyphemoides*) встречались единично. Видовое разнообразие личинок донных животных существенно сократилось, массовыми среди них были Bivalvia.

Кроме планктонных ракообразных и личинок донных животных на протяжении года в черноморском зоопланктоне находили тинтиннид, в основном *Favella ehrenbergi* (Claparède et Lachmann, 1858), пелагических Appendicularia – *Oikopleura (Vexillaria) dioica* Fol., 1872, Chaetognatha – *Parasagitta setosa* Muller, 1847. Желетелые формы были представлены динофитовой водорослью *Noctiluca scintillans* (Macartney) Kofoid et Swezy, 1921, медузой *Aurelia aurita* Linnaeus, 1758 (класс

ОКЕАНОЛОГИЯ том 63 № 2 2023

Scyphozoa) и аборигенным гребневиком *Pleurobrachia pileus* (О. F. Müller, 1776). Другие желетелые виды: гидромедузы *Podocoryna carnea* (М. Sars, 1846) и *Sarsia tubulosa* (М. Sars, 1835) (класс Hydrozoa), а так же личинки гребневиков-вселенцев *M. leidyi* и *B. ovata* встречались в открытом море летом и осенью.

Сезонные изменения численности и биомассы зоопланктона в Черном море. В годовом цикле развития копепод и кормового зоопланктона на шельфе открытого моря минимальные величины численности и биомассы отмечены зимой (табл.). С повышением температуры воды в море оба показателя увеличились, летом наблюдалось их снижение с последующим небольшим увеличением в начале осени. Поздней осенью численность снизилась, а биомасса, наоборот, возросла за счет калянуса и крупных сагитт. В глубоководной части моря численность копепод и кормового зоопланктона летом была ниже, чем осенью, а их биомасса, наоборот, выше летом (табл. 1). Таким образом, максимумы обилия копепод и кормового зоопланктона в глубоковолье не совпадали в отношении численности и биомассы.

Копеподы – массовая группа морского зоопланктона. Они являются основным кормом планктоядных рыб и пелагических личинок массовых черноморских рыб. Зимой на шельфе копеподы составляли 76% численности суммарного зоопланктона. Вклад других таксономических групп был существенно ниже; коловратки составляли 9.9%, личинки донных животных – 7%, ноктилюка – 4.8%. Весной процент копепод снизился вдвое (39%). Летом на шельфе и в глубоководье на долю копепод приходилось соответственно 30 и 33% численности суммарного зоопланктона. Существенное снижение весной и летом доли копепод в суммарном зоопланктоне произошло в результате массового развития других таксономических групп, прежде всего ноктилюки, а также личинок донных животных и кладоцер. Ноктилюка, которая учтена в группе желетелых, была массовой в оба сезона (табл.). Осенью на шельфе её численность резко снизилась. Одновременно vменьшилась численность личинок донных животных и кладоцер, в результате процент копепод возрос до 80%. В конце осени на шельфе и в глубоководье он был максимальным, соответственно 93 и 94%. Направленность изменения структуры зоопланктона весной и летом определялась непропорциональным ростом численности ноктилюки и личинок донных животных.

Видовой состав копепод претерпевал сезонные изменения по композиции доминирующих видов (рис. 2). На шельфе зимой массовыми в планктоне были эвритермные *A. clausi*, *P. parvus* и холодолюбивый *P. elongatus*. Наравне с ними встречалась *O. davisae* — вид, достигающий мак-

симальной численности в Черном море во второй половине года [10]. Весной доминировала A. clausi, процент других видов, кроме O. similis, сократился. Летом с появлением тепловодных копепод C. ponticus, A. tonsa и увеличением численности O. davisae структура таксоцена Сорерода была полидоминантной. На долю четырех видов копепод приходилось более 50% численности. А. tonsa была массовой только в бухтах, в открытом море ее не находили. Другой вселенец *О. davisae* обитал в верхнем прогретом слое и был распространен повсеместно на исследованной акватории, однако его численность была низкой. Осенью доминировал *P. parvus* (более 50%), субдоминатом была *O. davisae*. Доля других видов была существенно ниже. В отличие от численности, по биомассе на протяжении большей части года преобладали крупные копеподы P. elongatus, A. clausi и C. euxinus, составляя от 80 до 90% биомассы копепод, и только осенью, в результате резкого увеличения своей численности, доминировал P. parvus, составляя 44% биомассы копепод. Субдоминатном был *С. euxinus*, на его долю приходилось 22%.

Исследования в глубоководной части моря были выполнены летом и осенью (рис. 26, 2г). По численности структура таксоцена Сорероdа была полидоминантной летом и бидоминантной осенью, тогда как по биомассе — монодоминантной, в оба сезона доминировал один вид — *C. euxinus*, составляя до 80% биомассы копепод.

Сравнение численностей зоопланктона в 2016 г. с величинами, полученными на шельфе в те же сезоны 2010 года (64 и 68-й рейсы НИС "Проф. Водяницкий"), показало, что численности копепод и кормового зоопланктона в 2016 г. (86 и 90-й рейсы НИС "Проф. Водяницкий") были выше, чем в 2010 г. (рис. 3). Величины различались, в зависимости от сезона, в 1.5–2 раза на внешнем шельфе и от 2 до 4–5 раз на внутреннем шельфе. Биомассы этих групп зоопланктона изменялись аналогичным образом. Полученные данные свидетельствуют об увеличении количественных показателей зоопланктона за эти годы.

Сезонные изменения таксономического состава зоопланктона южной части Азовского моря. В течение 2016 года в составе зоопланктона обнаружено 28 таксонов, в том числе 10 определено до вида.

В зимний сезон 2016 г. (конец января—начало февраля) температура воды в южной части Азовского моря была низкой и колебалась в пределах 0.5—1.65°С. Видовой состав зоопланктона был крайне бедным (обнаружено 12 таксономических единиц). Копеподы были представлены тремя видами (*A. clausi P. parvus, O. davisae*) и не идентифицированными до вида *Cyclopina* sp. и Harpacticoida.

Весной (апрель) температура воды в открытом море прогрелась до 12.6 °С, на прибрежной стан-

	Район исследований,	Количество	Копе.	поды	Корм зоопла	овой НКТОН	Желет зоопла	селый нктон*	и бі	Число таксоно 10тические ин;	JB TeKCЫ
	глубина, м	станций	Ь	Ъ	h	P	Ч	Ъ	число таксонов	индекс Шеннона, <i>H</i> '	индекс Пиелоу, <i>E</i>
Зима	Черное море, <200 м	13	$\frac{1655.4}{851.8}$	$\frac{15.1}{9.5}$	$\frac{2074.3}{1138.9}$	<u>22.4</u> 19.6	$\frac{109.9}{85.5}$	<u>92.7</u> 141.6	23	3.06	0.68
февраль)	Азовское море, до 10 м	4	$\frac{356.0}{320.6}$	$\frac{2.0}{1.3}$	$\frac{2760.0}{867.7}$	$\frac{15.8}{4.6}$	0	0	12	1.68	0.47
Весна	Черное море, <200 м	14	<u>2539.2</u> 1076.7	$\frac{50.8}{30.2}$	$\frac{4380.1}{1753.1}$	$\frac{110.8}{190.7}$	$\frac{2069.7}{2628.9}$	<u>432.8</u> 759.1	27	2.91	0.61
(апрель)	Азовское море, до 10 м	2	1379.0	7.1	135056.8	688.2	0	0	13	2.19	0.59
	Черное море, <200 м	19	$\frac{1988.8}{1531.1}$	$\frac{22.3}{18.4}$	$\frac{3943.5}{3805.1}$	<u>53.8</u> 54.3	$\frac{2579.2}{3762.7}$	<u>855.7</u> 1587.1	40	3.33	0.63
Лето (июнь)	Черное море, >200 м	٢	$\frac{1219.1}{654.0}$	$\frac{86.0}{68.4}$	$\frac{1293.9}{710.0}$	$\frac{148.2}{110.9}$	<u>2442.2</u> 1838.6	$\frac{393.1}{345.7}$	23	2.50	0.55
	Азовское море, до 10 м	4	$\frac{46091.0}{15737.5}$	$\frac{381.2}{101.9}$	$\frac{64070.0}{18044.8}$	$\frac{542.0}{131.6}$	0	0	17	2.79	0.67
	Черное море, <200 м	6	$\frac{3630.1}{910.9}$	$\frac{23.3}{5.3}$	$\frac{4456.4}{1981.9}$	$\frac{43.2}{23.7}$	$\frac{3.6}{7.0}$	<u>4.3</u> 7.4	27	2.45	0.52
Осень (октябрь)	Черное море, >200 м	2	$\frac{1287.9}{271.4}$	$\frac{20.6}{5.4}$	$\frac{1392.6}{326.0}$	$\frac{29.8}{9.0}$	$\frac{0.7}{0.03}$	$\frac{11.7}{15.0}$	21	2.90	0.66
	Азовское море, до 10	4	<u>7952.5</u> 5787.6	$\frac{40.0}{22.5}$	$\frac{47098.8}{57100.3}$	$\frac{419.9}{500.7}$	0	0	16	1.57	0.39
Поздняя осень (конеп поабиа-	Черное море, <200 м	23	$\frac{3099.1}{1165.8}$	$\frac{38.4}{30.0}$	$\frac{3342.0}{1189.7}$	$\frac{65.1}{44.2}$	$\frac{4.2}{12.9}$	$\frac{1.3}{3.7}$	23	2.26	0.50
начало декабря)	Черное море, >200 м	33	$\frac{1582.7}{575.5}$	$\frac{42.2}{20.4}$	$\frac{1662.1}{599.5}$	$\frac{64.0}{27.2}$	$\frac{21.9}{39.2}$	$\frac{3.4}{7.0}$	20	2.64	0.61
Примечания: Над * в группу "желете	чертой представлены вели лый зоопланктон", наряду	ичины численно у с медузами и гр	сти (экз/м ³ зебневикам) и биомас и, включе	сы (мг/м ³) на <i>Noctiluca</i>	зоопланкт scintillans.	энных орга.	низмов, по	н чертой — о	стандартное отк	понение (Sd);

260

ЗАГОРОДНЯЯ и др.

ОКЕАНОЛОГИЯ том 63 № 2

²⁰²³



Рис. 3. Средняя численность копепод (a, б) и кормового зоопланктона (в, г) на внутреннем шельфе (глубины < 50 м, темные столбики) и внешнем шельфе (глубины > 50 м, светлые столбики) летом (a, в) и осенью (б, г) 2010 и 2016 годов.

ции (см. рис. 1б) она была выше — 13.9 °С. На удаленной от берега станции обнаружены копеподы *A. clausi*, науплиус *Labidocera brunescens* (Czernjavsky, 1868) и неопределенная до вида Cyclopidae. Ближе к берегу, вблизи Казантипского заповедника, наряду с *A. clausi* и Cyclopidae, найдены другие виды копепод: теплолюбивые *A. tonsa* и *C. ponticus* (в основном науплиусы и младшие копеподиты) и Harpacticoida. *O. davisae* отсутствовала в весенних пробах. Многочисленными были кладоцера *P. polyphemoides*, коловратки и личинки бентосных животных (Bivalvia, Cirripedia, на прибрежной станции Polychaeta). Среди личинок доминировали Cirripedia.

В летний сезон (середина июня) в период исследований средняя температура воды на поверхности моря увеличилась до 21.7°С. Зоопланктон был представлен четырьмя видами Сорероda и не определенными до вида Harpacticoida. В прибрежье доминировала *A. tonsa*, субдоминантным видом был *C. ponticus*. Наравне с этими видами, на одной станции в открытом море, обнаружены *A. clausi* и малочисленная в этот сезон *O. davisae*. На всех станциях многочисленными были *P. polyphemoides* (Cladocera), личинки моллюсков (Bivalvia и Gastropoda), Polychaeta; доминировали личинки Cirripedia. Личиночные стадии Mysida, Ситасеа и Decapoda были малочисленными в планктоне. Осенью (конец октября) в южной части Азовского моря температура воды понизилась до 8.6°С. В планктоне обнаружено шесть видов копепод. Это встречавшиеся в другие сезоны *A. tonsa*, *C. ponticus* и *O. davisae*, наравне с которыми в азовском предпроливье найдены черноморские виды *P. parvus*, *O. similis*, а также солоноватоводная *Calanipeda aquaedulcis*. Кроме этих видов встречались не идентифицированные до вида представители отрядов Cyclopoida и Harpacticoida. Личинки донных животных были представлены Polychaeta, Gastropoda, Cirripedia, Platyhelminthes, Mysida, среди них массовыми были Polychaeta и Cirripedia. Численность личинок полихет втрое превосходила таковую циррипедий.

Следует отметить, что в Азовском море, в пробах, собранных сетью Джеди, желетелые организмы отсутствовали, хотя в сборах макрозоопланктона сетью Богорова-Расса они встречались.

Сезонные изменения численности и биомассы зоопланктона в Азовском море. В Азовском море годовой максимум обилия кормового зоопланктона отмечен весной за счет высокой численности личинок донных животных и коловраток (табл. 1). Максимум обилия копепод зарегистрирован летом.

Зимой численность кормового зоопланктона в Азовском море была выше, чем в Черном море. Биомасса была выше в Черном море. Оба водоема различались доминирующими группами. В первом водоеме лидировали личинки донных животных, во втором — копеподы. В Азовском море доминировали личинки усоногих раков (60%), существенный вклад вносили коловратки (22%). Копеподы составляли в среднем по численности и биомассе соответственно 12.9 и 12.4%; среди них по численности лидировала *A. clausi*. Субдоминантом была *O. davisae* с максимумом (604 экз/м³) на одной станции; в популяции рачка преобладали половозрелые особи и копеподиты пятой стадии. Другие Сорероda (*P. parvus*, *Cyclopina* sp. и Награсticoida) были редкими в планктоне.

Весной численность зоопланктона существенно увеличилась, в основном за счет мелких форм коловраток и личинок донных гидробионтов. Личинки усоногих раков (Cirripedia) составляли 67% численности и 83% биомассы зоопланктона. Численность копепод увеличилась втрое, однако их доля в суммарной численности и биомассе зоопланктона была крайне низкой и не превышала по обоим показателям 1%.

Летом, на фоне сокращения численности личинок донных животных и при отсутствии в планктоне коловраток, лидирующее положение, в основном за счет вселенца *A. tonsa*, заняли копеподы, составляя 71 и 73% численности и биомассы зоопланктона, соответственно. В этот сезон численность и биомасса зоопланктона в Азовском море оказались на порядок выше, чем в Черном (табл.).

Осенью количественные показатели зоопланктона уменьшились. Многочисленными были копеподы-вселенцы: A. tonsa и O. davisae. Последняя была абсолютным лидером, достигая 80% численности копепод и 13.5% суммарной численности кормового зоопланктона. Максимум O. davisae (11-13 тыс. экз/м³) зарегистрирован в азовском предпроливье. В ее популяции преобладали самки, соотношение самки/самцы составляло -7.1 : 1 (*SD* = 4.21). Это согласуется с представлениями, что на зимовку уходят в основном половозрелые особи [47]. A. tonsa была субдоминантным видом, составляя 12.4% численности копепод, с максимумом (3.1 тыс. экз/м³) на наиболее удаленной от Керченского пролива станции. Наряду с видами-вселенцами на ближайшей к проливу станции отмечена высокая численность *P. parvus* (420 экз/м³), вероятно засчет поступления с черноморскими водами, где вид доминировал в этот сезон. Обнаруженные на этой станции другие черноморские виды (O. similis, C. ponticus и хетогната P. setosa) были единичными, как и солоновато-водная C. aquaedulcis, массовая в этом водоеме в 1970-80-е годы. Осенью отмечена высокая численность младших стадий развития копепод; например, науплиусы составляли до 10% численности копепод. Обильными были личинки донных животных, среди которых преобладали Polychaeta и Cirripedia. Последние в сумме составили соответственно 70 и 79% численности и биомассы зоопланктона. Полученные осенью в Азовском море величины численности и биомассы суммарного зоопланктона и копепод были существенно выше, чем в этот сезон в Черном море.

Видовое богатство копепод и всего зоопланктона во все сезоны в Черном море было выше, по сравнению с Азовским (табл.). Большее число видов (40) и относительно высокий индекс видового разнообразия Шеннона (3.33 бит/экз) в летний период характерны для черноморского зоопланктона шельфа, что связано с сезонным развитием теплолюбивых видов планктона и обилием здесь личинок донных животных. Оценка степени равномерности распределения видов в сообществе черноморского зоопланктона, проведенная с помощью индекса выравненности Пиелоу, показала, что на шельфе этот индекс колебался в пределах от 0.50 до 0.68. Зимой при относительно стабильном видовом составе и количественных характеристиках зоопланктона он был выше, что объяснялось более равномерным распределением численности между видами. В глубоководной части моря его изменчивость ниже, а полученные величины 0.55 летом и 0.61 поздней осенью свидетельствовали о полидоминантном сообществе. В отличие от Черного в Азовском море в холодное время года выравненность снижалась, что связано с доминированием в планктоне 2–3 таксонов: весной – личинок усоногих раков и коловраток, зимой и осенью – личинок усоногих раков, полихет и циклопоиды O. davisae. Таксономическое сходство зоопланктона Черного и Азовского морей было выше зимой при низких температурах (коэффициент Жаккара 0.45). В остальные сезоны этот коэффициент был ниже и колебался в пределах 0.33-0.34, что свидетельствовало о снижении степени общности фаун этих водоемов при повышении температуры воды.

ОБСУЖДЕНИЕ

Сезонность видового состава и количественного развития зоопланктона на шельфе Черного моря отмечали многие авторы [7, 22, 38 и др.], тогда как в открытом море этот вопрос после появления гребневиков-вселенцев исследован мало [2, 8]. Проведенные в разные сезоны 2016 года исследования зоопланктона в открытом море показали, что копеподы были представлены 10 видами, из которых восемь были массовыми. Редкие в регионе гипонейстонные рачки семейства Pontellidae у черноморского побережья Крыма были представлены только *Р. mediterranea*. Натурализовались новые виды копепод. В частности, повсеместно в открытом море распространилась *О. davisae*, тогда как *А. tonsa*, многочисленная в открытом море в 1990 годы [45], теперь обитает в узком прибрежье. Аборигенная циклопоида *O. nana*, исчезнувшая с массовым развитием в море *M. leidyi* [12], отсутствовала в наших экспедиционных сборах у берегов Крыма на протяжении 2010–2013 и 2016–2021 годов. Обнаружение *O. nana* в Керченском проливе во все сезоны в 2000-х гг. [16] вызывает сомнение. Автор не приводит численности вида, и если это единичные находки, то они вполне могут быть связаны с заносом с балластными водами судов.

Сравнение численности зоопланктона в разные сезоны 2016 г. показало, что полученные величины были в 2–3 раза ниже аналогичных среднемноголетних показателей за период 1960-1970-е годы [33], но выше тех величин, которые наблюдались в 1990-е годы, когда из-за массового развития мнемиопсиса численность зоопланктона снизилась на порядок [13, 46 и др.]. По биомассе различия были более существенными и не однозначными. Выявлено увеличение обилия копепод и существенный рост их биомассы относительно 1990-х годов. Сопоставив полученные данные о видовом составе и обилии зоопланктона в 2016 г. с результатами исследований в других акваториях Черного моря [2, 16, 38, 42 и др.] можно сделать вывод о постепенном восстановлении видовой структуры копепод и количественных показателей зоопланктона после кризиса 1990-х годов. Возросшее количество кормового зоопланктона, высокая доля копепод, в том числе мелкого паракалянуса, их науплиусов свидетельствуют об ощутимом улучшении кормовой базы планктоядных рыб, что способствовало увеличению численности и расширению таксономического богатства ихтиопланктона у берегов Крыма [43]. Таким образом, за относительно короткий срок наблюдалась трансформация доминирующих комплексов с последующей стабилизацией планктонного сообшества в его новом качественном и количественном состоянии. Увеличение численности и биомассы кормового зоопланктона и копепод в 2016 г. относительно 1990-х годов [13, 46], связано с уменьшением пресса на зоопланктон со стороны мнемиопсиса [35 и др.]. На шельфе открытого моря у берегов Крыма в сезонном ходе численности кормового зоопланктона и копепод минимумы наблюдались зимой, максимумы осенью. По биомассе максимумы отмечены весной.

В южной части Азовского моря в 2016 г. среди обнаруженных копепод в основном встречались черноморские виды, что связано с увеличением солености водоема в последние годы. Это, наряду с антропогенным воздействием [29] и натурализацией проникших из Черного моря видов-вселенцев [1, 24, 30 и др.] в настоящее время стало основным фактором, определяющим биоразнообразие водоема. Так, вселенец *A. tonsa* на протяжении ряда лет доминировал в азовоморском

ОКЕАНОЛОГИЯ том 63 № 2 2023

планктоне в летне-осенний период [25]. В северовосточной части Азовского моря в сентябре 2012 г. A. tonsa была елинственной пелагической копеподой в планктоне, составляя по нашим данным от 13 до 67% численности мезопланктона на станциях. В июне 2014 г. вид достигал 93-98% численности копепод [21]. Наблюдается смещение сроков фенологических событий сезонного цикла A. tonsa в Азовском море относительно Черного, в котором вид массовый в конце лета-начале осени [45]. Другой вселенец, O. davisae, впервые зарегистрирован в Азовском море в августе 2010 г. [30, 31]. На следующий год, в октябре 2011 г., его численность колебалась от 2.9 тыс. до 83.3 тыс. экз./м³, однако в зимний период 2011-2012 гг. вид не встречался в акватории Азовского моря [30], отсутствовал он в северо-восточной части моря в сентябре 2012 г. (по нашим данным). В июне 2014 г. его встречаемость в море была на уровне 36% при средней численности 8 экз/м³ [21]. Весной 2016 г. в южной части Азовского моря вид отсутствовал. Сопоставив встречаемость и численность O. davisae в разные сезоны в обоих морях, температурные предпочтения вида и сведения о наличии в черноморской популяции при низких зимних температурах в основном оплодотворенных самок [47], логично предположить, что рачки проникают в Азовское море после зимовки в Черном. Оба вселенца – A. tonsa и O. davisae пополнили тепловодный комплекс азово-черноморского зоопланктона. Первый вид доминирует в планктоне Азовского моря в летне-осенний период. Второй – широко распространен в Черном море, достигая на внутреннем шельфе массового развития осенью.

Источник финансирования. Работа выполнена в рамках госзаданий ФГБУ ИнБЮМ РАН №№ 121030100028-0 и 121040600178-6.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Азовское море в конце XX–начале XXI веков: геоморфология, осадконакопление, пелагические сообщества / Ред. Матишов Г.Г. Апатиты: КНЦ РАН, 2008. Т. 10. 295 с.
- 2. Аннинский Б.Е., Тимофте Ф. Распределение зоопланктона в западном секторе Черного моря в октябре 2005 г. // Мор. экол. журн. 2012. Т. 8. № 1. С. 17–31.
- Артамонов Ю.В., Алексеев Д.В., Скрипалева Е.А. и др. Термохалинная структура вод северной части Черного моря летом 2016 г. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2017. Вып. 3. С. 20–31.
- 4. *Будниченко Э.В.* Условия нагула планктоноядных рыб Азовского моря в период вселения гребневика *Mnemiopsis leidyi* в 1993–2000 годах // Тр. ЮгНИРО. 2000. Т. 45. С. 21–27.
- 5. Виноградов М.Е., Лебедева Л.П., Виноградов Г.М. и др. Мониторинг пелагических сообществ северо-восточной части Чёрного моря в 2004 г.: макро- и

мезопланктон // Океанология. 2005. Т. 47. № 3. С. 381–392.

- 6. Гаргопа Ю.М. Азовское море в условиях климатических изменений и антропогенного воздействия // Азовское море, Керченский пролив и предпроливные зоны в Черном море: проблемы управления прибрежными территориями для обеспечения экологической безопасности и рационального природопользования: Сборник статей по материалам российско-украинского семинара (Ростов на Дону 2–8 июня 2012 г.). Ростов н/Д.: ЮНЦ РАН, 2012. С. 89–100.
- Грезе В.Н., Федорина А.И. Зоопланктон // Основы биологической продуктивности Черного моря / Ред. Грезе В.Н. Киев: Наукова думка, 1979. С. 143– 168.
- Грузов Л.Н., Люмкис П.В., Нападовский Г.В. Исследование пространственно-временной структуры планктонных полей северной половины Черного моря в 1992–93 гг. // Исследование экосистемы Черного моря. Одесса: Ирэн-полиграф, 1994. Вып. 1. С. 94–127.
- Губанова А.Д. Долговременные изменения видового состава и численности рода Acartia Dana в Севастопольской бухте // Современное состояние биоразнообразия прибрежных вод Крыма (черноморский сектор). Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2003. С. 94–103.
- Губанова А.Д., Загородняя Ю.А., Фенева И.Ю. Oithona davisae Ferrari & Orsi, 1984 // Самые опасные инвазионные виды России (ТОП 100) / ред.: Ю.Ю. Дгебуадзе, В.Г. Петросян, Л.А. Хляп. Москва: Т-во науч. изд. КМК, 2018. С. 414–419.
- Загородняя Ю. А. Oithona brevicornis в Севастопольской бухте – случайность или новый вселенец в Черное море? // Экол. моря. 2002. Вып. 61. С. 43.
- Загородняя Ю.А., Скрябин В.А. Современные тенденции изменений зоопланктона в прибрежных районах Черного моря // Исследования шельфовой зоны Азово-Черноморского бассейна. Севастополь: МГИ НАН Украины, 1995. С. 87–95.
- Загородняя Ю.А., Павловская Т.В., Морякова В.К. Современное состояние зоопланктона у берегов Крыма // Современное состояние биоразнообразия прибрежных вод Крыма (черноморский сектор). Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2003. С. 49–83.
- 14. Зайцев Ю.П. Морская нейстонология. Киев: Наукова думка, 1970. 264 с.
- Зайцев Ю.П. Антропогенная эвтрофикация морей средиземноморского бассейна / АН УССР. Ин-БЮМ. Одесса, 1990. 16 с. Деп. в ВИНИТИ 12. 02. 90, № 778-В90.
- Заремба Н.Б. Сезонные изменения состава и численности зоопланктона в Керченском проливе в 2000-2013 гг. // Тр. ЮгНИРО. Т. 53. 2015. С. 46–53.
- Кожова О.М. Мельник Н.Г. Инструкция по обработке проб планктона счетным методом / Иркутский Госуниверситет. Иркутск: Изд-во Восточно-Сибирская правда, 1978. 36 с.
- 18. Климова Т.Н., Вдодович И.В., Загородняя Ю.А. Состояние ихтиопланктона у Крымского полуостро-

ва в августе 2011 г. // Вопр. ихтиол. 2018. Т. 58. № 3. С. 342–347.

- https://doi.org/10.7868/S0042875218030104
- Красная книга Республики Крым. Животные / Отв. ред. Ена А.В., Фатерыга А.В.; изд. 2-е, испр. Симферополь: ООО "ИТ "АРИАЛ", 2016. С. 64–66.
- Матишов Г.Г., Гаргопа Ю.М., Бердников С.В., Дженюк С.Л. Закономерности экосистемных процессов в Азовском море. М.: Наука, 2006. 304 с.
- Матишов Г.Г., Игнатьев С.М., Загородняя Ю.А. и др. Фаунистическое разнообразие и показатели обилия планктонных сообществ Азовского моря в июне 2014 г. // Вестн. Юж. науч. центра РАН. 2015. Т. 11. № 3. С. 81–91.
- 22. Пастернак А.Ф. Сезонная динамика численности и биомассы зоопланктона у побережья северного Кавказа // Сезонные изменения черноморского планктона. М.: Наука, 1983. С. 139–177.
- 23. Петипа Т.С. О среднем весе основных форм зоопланктона Черного моря // Тр. Севастопол. биол. ст. 1957. Т. 9. С. 39–57.
- 24. Поважный В.В. Особенности динамики зоопланктонного сообщества Таганрогского залива // Вестн. Юж. науч. центра. 2009. Т. 5. № 2. С. 94–101.
- 25. Поважный В.В. Особенности функционирования зоопланктонного сообщества Таганрогского залива Азовского моря. Автореферат дис. ... канд. биол. наук. Мурманск, 2009. 25 с.
- Поважный В.В. Зоопланктон // Вселенцы в биоразнообразии и продуктивности Азовского и Чёрного морей. Ростов н/Д.: ЮНЦ РАН, 2010. С. 12–16.
- Полищук Л.Н. Характеристика размера и массы гипонейстонный рачков семейства Pontellidae (Сорерода) из различных акваторий Черного моря // Экол. моря. 1980. Вып. 2. С. 21–28.
- Прусова И.Ю., Губанова А.Д., Шадрин Н.В. и др. Acatia tonsa (Сорерода, Calanoida): новый вид в зоопланктоне Каспийского и Азовского морей // Вестн. зоол. 2002. Т. 36. № 5. С. 65–68.
- 29. *Расс Т.С.* Регион Черного моря и его продуктивность // Вопр. ихтиол. 2001. Т. 41. № 6. С. 742–749.
- 30. *Свистунова Л.Д.* Новый вселенец в зоопланктоне Азовского моря // Вестн. Юж. науч. центра. 2013. Т. 9. № 4. С. 104–107.
- 31. Селифонова Ж.П. Вселенец в Чёрное и Азовское моря Oithona brevicornis Giesbrecht (Copepoda: Cyclopoida) // Рос. журн. биол. инвазий. 2011. № 2. С. 142–150.
- 32. Темных А.В., Токарев Ю.Н., Мельников В.В., Загородняя Ю.А. Суточная динамика и вертикальное распределение пелагических Сорерода в открытых водах у юго-западного Крыма (Чёрное море) осенью 2010 г. // Мор. экол. журн. 2012. Т. 11. № 2. С. 75–84.
- Федорина А.И. Динамика развития зоопланктона Черного моря и причины, ее обусловливающие. М., 1978. 49 с. Деп. в ЦНИИТЭЧРХ 22. 05. 78. N. 149.
- 34. Финенко Г.А., Аболмасова Г.И., Романова З.А. Питание, потребление кислорода и рост гребневика *Mnemiopsis mccradyi* в зависимости от концентрации пищи // Биол. моря. 1995. Т. 21. № 5. С. 315–320.

ОКЕАНОЛОГИЯ том 63 № 2 2023

- 35. Финенко Г.А., Аболмасова Г.И., Романова З.А. и др. Динамика популяции гребневиков Mnemiopsis leidyi и ее воздействие на зоопланктон в прибрежных районах Черного моря у берегов Крыма в 2004–2008 // Океанология. 2013. Т. 53. № 1. С. 88–97.
- 36. Численко Л.Л. Номограммы для определения веса водных организмов по размерам и форме тела (морской мезобентос и планктон). Л.: Наука, 1968. 107 с.
- 37. Altukhov D.A., Gubanova A.D., Mukhanov V.S. New invasive copepod Oithona davisae Ferrari and Orsi, 1984: seasonal dynamics in Sevastopol Bay and expansion along the Black Sea coasts // Mar. Ecol. 2014. V. 35. (Suppl. 1). P. 28–34. https://doi.org/10.1111/maec.12168
- Arashkevich E.G., Stefanova K., Bandelj V. et al. Mesozooplankton in the open Black Sea: regional and seasonal characteristics // J. Mar Syst. 2014. V. 135. P. 81–96.
- Belmonte G., Mazzocchi M.G. Records of Acartia (Acartiura) margalefi (Copepoda, Calanoida, Acartiidae) from the Norwegian and Black Seas // Crustaceana. 1997. № 2. P. 252–256.
- Belmonte G., Mazzocchi M.G., Prusova I. Yu. et al. Acartia tonsa a species new for the Black Sea fauna // Hydrobiologia. 1994. V. 292/293. P. 9–15. https://doi.org/10.1007/BF00229917
- Gubanova A.D., Altukhov D.A. Establishment of Oithona brevicornis Giesbrecht, 1892 (Copepoda: Cyclopoida) in the Black Sea // Aquat. Invasions. 2007. V. 2. (4). P. 407–410.

https://doi.org/10.3391/ai.2007.2.4.10

 Gubanova A., Altukhov D., Stefanova K. et al. Species composition of Black Sea marine planktonic copepods // J. Mar. Syst. 2014. V. 135. P. 44–52. https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2013.12.004

- 43. *Klimova T., Podrezova P.* Seasonal distribution of the Black Sea ichthyoplankton near the Crimean Peninsula // Reg. Stud. Mar. Sci. 2018. V. 24. P. 260–269. https://doi.org/10.1016/j.rsma.2018.08.013
- Konsulov A., Kamburska L. Ecological determination of the new Ctenophora – Beroe ovata invasion in the Black Sea // Oceanologia (Bulgaria). 1998. № 2. P. 195–198.
- 45. Kovalev A., Besiktepe S., Zagorodnyaya J., Kideys A. Mediterranization of the Black Sea zooplankton is continuing // Ecosystem Modelling as a Management Tool for the Black Sea. Dordrecht; Boston; London: Kluwer Acad. Publ., 1998. V. 1. P. 199–208. (NATO Sci. Ser. 2: Environmental Security. V. 47).
- 46. Kovalev A.V., Gubanova A.D., Kideys A.E. et al. Longterm changes in the biomass and composition of Fodder zooplankton in coastal region of the Black Sea during the period 1957–1996 // Ecosystem Modelling as a Management Tool for the Black Sea. Dordrecht; Boston; London, 1998. V. 1. P. 209–219.
- 47. Svetlichny L. Hubareva E., Khanaychenko A. et al. Adaptive Strategy of Thermophilic Oithona davisae in the Cold Black Sea. Environment // Turkish J. Fish. Aquat. Sci. 2016. V. 16. P. 77–90. https://doi.org/10.4194/1303-2712-v16 1 09
- 48. Temnykh A., Nishida Sh. New record of the planktonic copepod Oithona davisae Ferrari and Orsi in the Black Sea with notes on the identity of "Oithona brevicornis"// Aquat. Invasions. 2012. V. 7. P. 425–431. https://doi.org/10.3391/ai.2012.7.3.013
- 49. *Zaitsev Yu., Mamaev V.* Marine Biological Diversity in the Black Sea // A study of Change and Decline. New York: UN Publ., 1997. 208 p.
- EU₄ EMBLAS project. Reproductia is auterised. Cop. 2013-2021. URL: http://emblasproject.org. (accessed on: 03.08.2021).

Seasonal Changes in Abundance, Biomass, and Species Diversity of Zooplankton in Areas Offshore the Crimea (Black and Azov Seas)

Ju. A. Zagorodnyaya^{*a*, #}, I. E. Drapun^{*a*}, E. A. Galagovets^{*a*}, O. A. Garbazey^{*a*}, V. V. Gubanov^{*a*}, A. S. Kudyakova^{*a*}, D. A. Litvinuk^{*a*}, E. V. Popova^{*a*}

^aA.O. Kovalevsky Institute of Biology of the Southern Seas of RAS, Sevastopol, Russia [#]e-mail: artam-ant@yandex.ru

New data are presented the seasonal changes in abundance, biomass of copepods and fodder zooplankton in areas offshore the Crimea. These investigations are based on the materials of five expeditions of the RV "Prof. Vodyanitsky" in the northern part of the Black Sea and the southern part of the Sea of Azov in different seasons of 2016. It was shown: 1) Seasonal differences in the taxonomic structure of the Copepoda taxocene from the shelf and deep waters were revealed. The warm-water invasive species *Acartia (Acanthacartia) tonsa* and *Oithona davisae* were relative numerous in the copepod assemblages on the shelf in summer and autumn. In the deep waters, with a low abundance of warm-water invaders, cold-water native species were dominating, and the structure of the Copepoda taxocene was more stable than on the shelf in these seasons. 2) Zooplankton abundance in 2016 was higher compared to 2010 and the 1990s. The data on zooplankton, supported by information about an increase in the species richness and abundance of fish larvae in recent years, make it possible to talk about the transition of the Black Sea ecosystem to a new, relatively stable state.

Keywords: zooplankton, copepods, abundance, biomass, species diversity, seasonal changes, Black and Azov Seas, Crimea

— МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ —

УДК 551.435.3,551.35

"Ключ к пониманию динамики берега лежит на морском дне" В.П. Зенкович, 1939 г.

ЗАПАСЫ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МОЩНОСТЕЙ ПЕСКА НА МОРСКОМ ПОДВОДНОМ БЕРЕГОВОМ СКЛОНЕ АНАПСКОЙ ПЕРЕСЫПИ

© 2023 г. Н. Н. Дунаев^{1,} *, Е. А. Бирюков², П. А. Маев², Р. Д. Косьян¹, В. В. Крыленко¹

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия ²ООО "СПЛИТ", Москва, Россия *e-mail: dunaev@ocean.ru Поступила в редакцию 06.06.2022 г. После доработки 20.06.2022 г. Принята к публикации 16.08.2022 г.

Анапская песчаная пересыпь и пограничные с ней территории занимают одно из ведущих мест в России в качестве рекреационной санаторно-курортной зоны, морского туризма и детского отдыха, роль которой как курорта федерального значения в настоящее время существенно возросла. К сожалению, в последние десятилетия на морском берегу пересыпи наблюдаются участки с прогрессирующим размывом. Для обоснования прогноза дальнейшего развития берега и выбора способов его стабилизации выполнен ряд исследований, в числе которых – определение запасов песка, из которого сложена пересыпь, предложен ряд мероприятий по их сохранению и рассмотрены потенциальные возможности пополнения. В представленной работе приведены результаты геофизических исследований на морском подводном береговом склоне пересыпи, впервые выполненных с целью оценки объема и распределения в пределах береговой зоны песчаных наносов волнового поля как возможного источника формирования пляжей и соответственно увеличения объема песка пересыпи в целом.

Ключевые слова: береговая зона, песчаные наносы, сейсмоакустика, литодинамика, уровень моря **DOI:** 10.31857/S003015742302003X, **EDN:** NUGGTE

введение

Анапская пересыпь представляет собой крупную аккумулятивную песчаную форму, являющуюся частью берегового обрамления северо-восточного района Черного моря (рис. 1). Она простирается в СЗ направлении на протяжении около 47 км при ширине от 1.5 км в южной части до 80 м в северной, прослеживаясь от Анапского мыса Гайдукской антиклинали Новороссийско-Анапского брахиморфного антиклинорного поднятия Северо-Западного Кавказа до Поливадинского валообразного поднятия Кизилташской антиклинальной зоны. Географически это место соответствует мористому мысу полуострова, разделяющего лиманы Цокур и Кизилташский (рис. 1б). Применительно к общей новейшей геотектонической обстановке Северо-Восточного Причерноморья, соответствующей постсарматской эпохе миоцена $(N_1^{3-1}s)$, пересыпь в основном находится в пределах Крымско-Кавказского прогиба, осложняющего юго-восточное крыло эпиолигоценового Западно-Кубанского прогиба (рис. 2). Лишь небольшая ее часть на юго-восточном окончании примыкает к структурным формам Северо-Западного Кавказа.

Непосредственно на Анапской пересыпи и вблизи нее расположены около 200 крупных лечебнооздоровительных учреждений, а также сотни частных гостиниц. На прилегающих территориях Таманского полуострова имеются источники целебных вод и грязей, при которых функционируют бальнеологические комплексы. В районе благоприятные условия для воздухоплавания, надводного и подводного туризма. При этом главным рекреационным ресурсом являются пляжи. Природные достоинства района предопределили под-



Рис. 1. Географическое местоположение Анапской пересыпи (а) и основные морфокомпоненты ее литодинамической системы (б). Стрелки – направления вдольбереговых потоков наносов.



Рис. 2. Неотектоническая позиция расположения Анапской пересыпи [3].

готовку к реализации проекта туристического кластера международного уровня "Новая Анапа" площадью 800 га.

Одновременно с высокой социально-экономической значимостью геосистема Анапской пересыпи является ценнейшей природной территорией с уникальными биоценозами, ландшафтами и животным миром. С 2020 г. часть пересыпи общей площадью 32869.8 га включена в состав особо охраняемых природных территорий (ООПТ) Краснодарского края РФ в категории "природный парк".

Вместе с тем, состояние пересыпи и тенденции ее развития вызывают тревогу. В последние десятилетия на значительной протяженности морского берега наблюдается отступание береговой линии, величина которого за последние полвека составила в среднем 22.1 м, а на отдельных участках превысила 80 м [11]. Предполагается, что отступание берега обусловлено комплексом причин: дефицит наносов, изменения гидролитодинамического режима, неоднородность неотектонической структуры ложа пересыпи. Сложный режим короткопериодной (межсезонной и межгодовой) динамики разных участков береговой линии затрудняет выделение ведущего фактора. Тем не менее, очевидно, что поддержание относительной стабильности пересыпи во многом зависит от запасов образующего ее материала, в том числе на морском подводном береговом склоне. В его пределах на основании проведенных геофизических исследований и литературных данных рассмотрено распределение по плошали и определен объем литодинамически активных наносов волнового поля как зоны их природной мобилизации по направлению к берегу.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИССЛЕДУЕМОГО РАЙОНА

Вопросы происхождения, строения и современной литодинамики Анапской пересыпи рассматривались в многочисленных публикациях [1, 2, 5, 6, 9, 14 и др.]. Особенно большой вклад в ее изучение внесли ГУП "Кубаньгеология" и Лаборатория литодинамики и геологии ЮО ИО РАН. Тем не менее, многие аспекты природы и развития пересыпи остаются дискуссионными.

С мористой стороны эта аккумулятивная форма представлена терригенно-ракушечным песчаным пляжем шириной 10—30 м на северо-западном участке пересыпи до 50—100 м на юго-восточном. В сторону суши пляж сменяется авандюной и далее зоной песчаных гряд и отдельных дюн высотой до 6 м на Бугазской и Витязевской пересыпях и до 20 м на Анапской аккумулятивной террасе. Понижения между грядами дюн, вероятно, формировались в периоды замедления голоценовой трансгрессии (основного фактора формирования пересыпи) на фоне слабого тектонического поднятия территории [4]. В результате эолового перевевания дюн на поверхности межгрядовых понижений формируется своеобразный бугристый микрорельеф — кучугуры.

Пересыпь сложена преимущественно терригенным песком аркозового состава с преобладанием зерен разновилности кварца иитрина. придающего общей массе песка бежевый цвет, приобретающего на солнце золотистый оттенок (рис. 3). Основными источниками песка являются продукты абразии коренных берегов Таманского полуострова и аллювий реки Кубани на разных этапах ее развития. В составе отложений в незначительных количествах отмечаются частицы гранатов, кварцитов, полевого шпата и др. В зернах кварца часто встречаются, так называемые, минералы "узники", т.е. включения, представленные турмалином и рутилом. Электромагнитная (слабомагнитная) фракция при содержании от 5 до 7% представлена гранатами, амфиболами, гематитом, ильменитом и хромитом. Магнитная и тяжелая фракции содержатся в ничтожно малых количествах и представлены, соответственно, магнетитом и цирконом [19]. Важной составляющей отложений Анапской пересыпи является биогенный материал, состоящий из целых и битых ракушек преимущественно двустворчатых моллюсков. Количество этого материала существенно различается в разных частях пересыпи, в среднем составляя 11%. На некоторых участках пляжа в приповерхностном (10 см) горизонте его содержание возрастает до 20% и более [8].

Размер песчаных частиц варьирует от грубого (2–1 мм) до мелкого (0.25–0.10 мм). Песок крупнее 0.4 мм состоит в основном из обломков раковин. На пляже и дюнах до 60% массы отложений представлено фракцией 0.16–0.315 мм. Частицы мельче 0.1 мм практически отсутствуют на сухопутной части пересыпи, но участвуют в формировании отложений подводного берегового склона (ПБС), в том числе подводных валов. Доля частиц размером менее 0.16 мм возрастает в сторону моря, более крупных – в сторону суши [10].

Анапская пересыпь — явление гетерогенное и разновозрастное. Ее развитие происходило на фоне морской трансгрессии второй половины голоценовой эпохи, о ходе и параметрах которой в Черном море до сих пор нет единого мнения. Анализ литературы позволяет принять концепцию, согласно которой формирование пересыпи началось мористее ее современного положения в джеметинское время голоцена (Q_{4dz}) около 5 тыс. л.н., когда в ходе послеледниковой гляциоэвстатической трансгрессии уровень Мирового океана и соответственно Черного моря, квазиасимптотически (с замедлениями и разной скоростью) по-



Рис. 3. Пески Анапской пересыпи [9].

вышаясь, приблизился к современной его отметке. возможно, не достигнув ее в пределах 1 м [6, 16, 18, 19 и др.]. Неравномерность повышения уровня моря связана, главным образом, с колебаниями климата в позднем неоплейстоцене и раннем голоцене, предопределившими неравномерное таяние ледников. На начальном этапе в результате вдольберегового и поперечного перемещения морских наносов из материала терригенного (преимущественно аллювия пра-Кубани) и частично морского биогенного происхождения (ракуша) формировались аккумулятивные формы в виде баров и кос. При благоприятных гидродинамических условиях происходило их продвижение в сторону суши и объединение. Позднее значительное количество материала стало поступать в результате абразии рыхлых коренных пород Благовещенского поднятия и мыса Железный Рог (рис. 1), большая часть которого перемешалось в юго-восточном направлении. Это ускорило объединение в одну литодинамическую систему отдельных подводных и надводных аккумулятивных форм на участке от мыса Железный Рог до Анапского мыса предположительно в период 4-3.5 тыс. л.н. [15].

В целом, оформление пересыпи в близкой к современной конфигурации состоялось в ходе *нимфейской* трансгрессии (последние 2.5 тыс. лет), на протяжении которых уровень моря оставался в относительно стабильном состоянии практически на современной отметке, подвергаясь лишь незначительным (в пределах первых десятков сантиметров) колебаниям погодно-синоптического характера и ритмам волновой активности. При этом конкретные районы пересыпи развивались и развиваются с определенной спецификой во времени и пространстве.

Подводный береговой склон Анапской пересыпи. Подводным береговым склоном (ПБС) обозначается прилегающая к урезу полоса морского дна, сформированная при среднемноголетнем уровне современной акватории, на которой проявляется воздействие ветровых (гравитационных) морских волн.

ПБС Анапской пересыпи слабо вогнутый и в целом пологий, близкий к отмелому типу (уклоны 0.012-0.020). Генезис донных отложений и сформированный ими рельеф дна аккумулятивный. Приповерхностный горизонт отложений мощностью до нескольких метров сложен терригенным песком доминирующей крупностью 0.1-0.16 мм с примесью ракуши, в составе которой преобладают двустворчатые моллюски. По составу отложений сложно определить источник слагающего их материала. Можно предполагать, что его происхождение, как и на большей части пересыпи, преимущественно связано с размывом осадочных (аллювиальных) отложений и пород третичного возраста Таманского полуострова. Возможно, в общем объеме песка может присутствовать аллювиальная составляющая древней и современной Кубани. В южной части пересыпи не исключено присутствие материала абразии флишевой толщи верхнего мела, слагающей Анапский мыс и южнее расположенные берега. На участке, прилегающем к пос. Витязево, состав песка смешанный из этих генераций. Формирование данного горизонта, согласно [14], началось с позднекаламитско-джеметинского этапа развития Черноморского бассейна.

Материал, участвующий в образовании подводных и надводных аккумулятивных форм Анапской пересыпи, с размером частиц более 0.1 мм в разном количестве распространен на подводном склоне до глубины 7 м. В этой полосе происходят основные морфодинамические процессы в морской части береговой зоны — мобилизация, транспорт и аккумуляция наносов под действием поперечных и вдольбереговых течений. На большей глубине преобладают мелкие пески и алевриты. Частицы размером 0.1–0.063 мм аккумулируются преимущественно на глубинах более 7 м, а частицы мельче 0.063 мм полностью выносятся течениями, безвозвратно покидая литодинамическую систему пересыпи [10, 12].

Для современного рельефа ПБС характерно наличие нескольких (до 3-х) песчаных валов, в целом повторяющих очертания береговой линии [7, 9]. Во времени и пространстве взаимное местоположение, ориентация и поперечный профиль валов меняются, но общая конфигурация за последние 80 лет изменилась незначительно, сопоставимо с межгодовыми. Как правило, наиболее удаленный от берега вал располагается на глубинах не более 7 м. Валы характеризуются асимметричным строением: их мористый склон более пологий. При определенных гидродинамических условиях относительная высота валов может достигать 2 м. Первый от берега вал очень изменчив, часто не имеет гребня, местами прерывается или причленяется к берегу; глубина над ним не более 1.0 м. Второй вал относительно узкий (до 40 м), удален от берега на 100-130 м, глубина над ним около 2 м. У этого вала ярче всего выражены относительное превышение и постоянство. Третий вал расположен в 250-350 м от берега, уплощенный и более широкий (до 150 м); глубина над ним увеличивается до 2.5-3 м. Песок валов преимущественно терригенный. Наряду с мелкой и тонкой составляющей представлен фракцией 0.16-0.25 мм (до 60%), а также до 10% – фракцией 0.6 мм [10, 12].

В районе Благовещенского останца (рис. 1Б), представляющего собой структурно-денудационную гряду, сложенную слабо консолидированными песками и песчано-глинистыми отложениями позднего плиоцена (пантикапейский горизонт верхнего киммерия), ПБС осложняется небольшими выступами горных пород из отвержков банки Мария-Магдалина. Ее центр расположен на удалении 2.5–3 км от берега, а граница по оконтуривающей изобате 10 м – на расстоянии около 1.5 км. Согласно [14], банка сложена глинами и мергелями мэотического яруса позднего миоцена и предполагается, что она, как и Благовещенский останец, имеет антиклинальное строение.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В настоящее время нет нормативной оценки иерархической значимости природных процессов, определяющих состояние и перспективу развития морских береговых аккумулятивных форм, зарождающихся в пограничной зоне моря и суши. Процессы, происходящие в приурезовой части низменных берегов, как в районе Анапской пересыпи, во многом зависят от уклонов прилегающей суши, а также от уклонов подводного склона и субаэрального ложа голоценовых морских осадков, наличия материала, способного формировать береговые аккумулятивные формы. К наиболее важным факторам, определяющим природное состояние и развитие Анапской пересыпи, можно отнести кинематику уровня моря в голоценовую эпоху, геолого-геоморфологические и неотектонические условия района, особенности местной прибрежной гидродинамики, а также *наличие пляжеобразующего материала*, в том числе *на подводном береговом склоне*.

Предварительная оценка мощностей и особенностей распространения донных отложений в пределах подводного берегового склона Анапской пересыпи выполнена ООО "СПЛИТ" с применением непрерывного сейсмопрофилирования (НСП) параметрическим профилографом Innomar SES-2000 и многоэлектродным электроискроввым излучателем типа "Спаркер" Split-MultiSeis Sparker 1-100. Разрешающая способность измерений комплексом Innomar >5 см находится в зависимости от записывающего диапазона, уровня шумов и частоты излучаемого сигнала, проникающего в грунт до 40 м. В результате тестирования на геологическом разрезе близ Благовещенского останца установлено, что наибольшая глубинность зондирования достигается на относительно низких частотах излучения, а при работе на 5 кГц соотношение сигнал/шум существенно увеличивается. Указанная частота и была выбрана рабочей для всего исследуемого полигона, а скорость судна, несущего оборудование, равной 4 узлам. Сигнал электроискрового излучателя "Спаркер" при энергии 300 Дж при интервале излучения 0.6 с проникал на глубину до 130 м с разрешающей способностью по геологическому разрезу не менее 65 см. Границы на временных разрезах проводились по высокоамплитудным отражениям и по смене волновой картины. Скорость продольной волны в донных отложениях принята равной 1.6 м/с по аналогии с измеренной непосредственно на пересыпи. Увязка поперечных профилей производилась продольными профилями на глубинах воды 5-6 и 8-10 м (рис. 4). Всего пройдено 142.5 км. Геофизическое оборудование устанавливалось на маломерном судне (катере) "Профессор Лонгинов" Южного отделения ИО РАН (рис. 5). Осадка судна 0.4 м позволяла начинать работы практически от уреза.

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Интерпретация сейсмоакустических профилей выполнялась с привлечением геологических разрезов, полученных ранее с помощью вибропоршневого бурения [14]. В качестве примера рассмотрим профиль на северо-западном участке исследуемого района (рис. 6). По данным НСП



Рис. 4. Карта фактического материала ВЧ НСП (пунктиром помечены участки геологических разрезов по [14]).



Рис. 5. Маломерное судно "Профессор Лонгинов".

в верхней части разреза по амплитудному отражению можно выделить границу, которая интерпретируется как подошва песчаных отложений. Данная толща имеет небольшую (до первых метров) мощность, характеризуется акустически прозрачной волновой картиной и отсутствием каких-либо внутренних отражений. Ниже по разрезу залегает более мощная толща, для которой характерна слоистая волновая картина. Данный комплекс предположительно соответствует лагунным отложениям и прослеживается только в северо-западном сегменте района работ. Следующая граница предположительно является кровлей глинистых отложений, которые являются газонасыщенными. Важно отметить, что газонасыщенность в пределах исследуемой зоны ПБС характерна только для северо-западного сегмента. Последовательность отложений разреза во многом согласуется



Рис. 6. Пример сейсмограммы ВЧ НСП (высокочастотное непрерывное сейсмоакустическое профилирование) – профилограф "Innomar".

с данными бурения на пересыпи мористее Чембурского озера. Здесь пересыпь мощностью около 8 м залегает на включающих растительные остатки текучепластичных суглинках мощностью около 2 м, которые, по-видимому, отложились в условиях, характерных для отчлененных от моря лагун. Суглинки залегают частично на субаэральных глинах, частично на выклинивающихся в сторону суши морских песках мощностью 0-1.5 м, подстилаемых теми же глинами. Видимая мощность последних превышает 10 м. Также на некоторых разрезах по изменению на сейсмограммах характера осей синфазности можно выделить контакт коренных пород и вышележащих осадков, пликативные и дизъюнктивные тектонические дислокации (рис. 7). По результатам работ составлена карто-схема мощностей и особенностей распределения по площади верхнего горизонта отложений, представленных преимущественно мелкозернистым песком с примесью алеврита (рис. 8). Общий объем отложений невелик и ориентировочно составляет 104000000 м³, т.е. 0.104 км³. Из рисунка видно, что бо́льшие мощности горизонта расположены в юго-восточном сегменте ПБС.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования Анапской пересыпи с применением высокоточного геофизического оборудования позволили выявить структуру, сейсмостратиграфию и другие особенности геологических осадков ее морской береговой зоны. Установлено, что мощность приповерхностного песчаного горизонта распределена вдоль берега неравномерно с общей тенденцией к уменьшению в сторону моря. Сопоставление сейсмоакустических профилей с выполненными ранее геологическими разрезами и повторными промерами [1, 7, 14] показало, что ПБС Анапской пересыпи находится в относительно равновесном состоянии.

Прогнозирование эволюции и развития морских береговых зон заключается в анализе имеющейся информации об их предшествующей эволюции, современной структуре и динамике, в предвидении тенденций (тренда) основных природных условий и факторов, влияющих на их формирование. Анапская пересыпь существовала в близком к современному виде на протяжении последних сотен и даже первых полутора—двух



Рис. 7. Примеры сейсмограмм ССВР (сейсмозондирование сверхвысокого разрешения) – излучатель "Спаркер".



Рис. 8. Карто-схема распределения песчаных отложений на морском подводном береговом склоне Анапской пересыпи.

тысяч лет. Относительно небольшие горизонтальные смещения береговой линии были связаны с ритмами волновой активности и незначительными колебаниями уровня моря, происходившими в результате региональных изменений объемов поверхностного стока в его бассейн.

Применительно к рассматриваемому району нет оснований считать, что на инженерном масштабе времени (минимум 50 лет) природная обстановка изменится настолько, чтобы сколько-либо заметно повлиять на состояние литолинамической системы Анапской пересыпи. Согласно сценарному подходу прогнозирования ее эволюция не произойдет, а главным фактором продолжающегося развития в этом периоде будет климат с производными от него кинематикой уровня моря и параметрами волнового воздействия. При похолодании возможно незначительное общее выдвижение береговой линии в сторону морской акватории и лиманов, а при сохранении тенденции современного потепления и увеличения дефицита береговых наносов – ее отступание на относительно небольшое расстояние без нарушения принципиальной конструкции и литодинамической системы этой аккумулятивной формы. При любом из сценариев мы не ожидаем развития природных процессов, способных за это время нанести ей непоправимый ущерб. Тем не менее, при планировании хозяйственной деятельности на пляжах необходимо учитывать, что наиболее важные их аспекты – ширина и состояние – будут претерпевать некоторую модификацию в силу природной высокой изменчивости и мобильности песчаного берега, когда неизбежны его кратковременные размывы на локальных участках с периодом от нескольких месяцев до нескольких лет. Перспективным методом оценки устойчивости пляжей является критерий (индекс) опасности штормовых размывов берега [13].

В долгосрочной перспективе в развитии Анапской пересыпи ведущая роль будет принадлежать кинематике уровня моря и новейшей тектонике района ее расположения. Следует также учесть, что нарастающий дефицит пляжеобразующих наносов в определенных условиях может вызвать необратимую трансформацию отдельных участков пересыпи. Поэтому уже сейчас необходимо расширить мероприятия по сохранению пляжей и пополнению их песком. Характер материала ПБС и его запасы на глубинах более 7 м не окажут сколько-либо значимую помощь в пополнении пляжа и в целом пересыпи даже при вовлечении деятельного слоя наносов в штормовые периоды. Более перспективными для поддержания относительной стабилизации пересыпи представляются наносы волнового поля до изобаты 6 м, особенно накопленные в виде подводных валов. Однако возможность и рациональность их искусственной мобилизации требует специального рассмотрения.

Источники финансирования. Работа выполнена в соответствии с темой Госзадания FMWE-2021-0004 и при поддержке РФФИ (грант "Куба_т" № 18-55-34002).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.

- Айбулатов Н.А., Говбере Л.И., Новикова З.Т., Юркевич М.Г. Геоморфологические и литологические особенности строения шельфа северо-восточной части Черного в связи с исследованием процессов современного осадконакопления // Континентальные и островные шельфы. Рельеф и осадки. М.: Наука, 1981. С. 109–139.
- Айбулатов Н.А., Кузнецов В.Г., Смирнов Т.Ф., Студзинский Е.П. Новые данные о строении и происхождении Анапской пересыпи // Географические и экономические проблемы изучения и освоения южных морей СССР. Тез. докл. III Всесоюз. конф. по географии и картогр. океана. Ростов н/Д, 1987. С. 94.
- Дунаев Н.Н., Политова Н.В., Репкина Т.Ю. и др. Защитим морские берега // Вестник РФФИ. 2021. № 3 (111). С. 40-45.
- 4. Дунаев Н.Н. Роль новейшей тектоники в динамике аккумулятивных берегов бесприливных морей // Процессы в геосредах. 2015. № 3. С. 13–20.
- Измайлов Я.А. Эволюционная география побережий Азовского и Черного морей. Анапская пересыпь. Сочи: Лазаревская полиграфия, 2005. 175 с.
- 6. *Каплин П.А., Поротов А.В.* Изменения климата в позднем голоцене и развитие берегов Черного моря // Геоморфология. 2012. № 4. С. 64–72.
- 7. Косьян Р.Д., Федорова Е.А. Деформации подводного берегового склона Анапской пересыпи с 2012 по 2018 гг. // Океанология. 2019. Т. 59. № 5. С. 844– 851.
- Косьян Р.Д., Косьян А.Р., Крыленко В.В., Федорова Е.А. Состав и распределение осадков Анапской пересыпи // Океанология. 2020. Т. 60. № 2. С. 302–314.
- Косьян Р.Д., Крыленко В.В., Крыленко М.В. Геосистема Анапской пересыпи. М.: Научный мир, 2021. 264 с.

- Крыленко В.В., Косьян Р.Д., Кочергин А.Д. Закономерности формирования гранулометрического состава донных и пляжевых отложений Анапской пересыпи // Океанология. 2011. Т. 51. № 6. С. 1123– 1134.
- 11. *Крыленко В.В.* Динамика морского берега Анапской пересыпи // Океанология. 2015. Т. 55. № 5. С. 821–821.
- 12. *Крыленко В.В., Кочергин А.Д., Крыленко М.В.* Новые данные о гранулометрическом составе отложений Анапской пересыпи // Океанология. 2016. Т. 56. № 1. С. 154–158.
- Леонтьев И.О. Оценка опасности штормовых размывов песчаного берега // Океанология. 2021. Т. 61. № 2. С. 286–294.
- 14. Невесский Е.Н. Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. М.: Наука, 1967. 254 с.
- 15. Сударев Н.И., Поротов А.В., Гарбузов Г.П. Путь из Синдики в Синдику: значение Анапской пересыпи в истории региона // Материалы XIX конф. Боспорские чтения. Боспор Киммерийский и варварский мир в период античности и средневековья "Торговля: пути—товары—отношения". Керчь, 22— 26 мая 2018 г. С. 485—493.
- 16. *Domack E., Duran D., Leventer A. et al.* Stability of the Larsen B ice shelf on the Antarctic Peninsula during the Holocene epoch // Nature, 436, 2005: 681–685.
- 17. *Nevesky E.N.* Holocene history of the coastal shelf zone of the USSR in relation with processes of sedimentation of useful minerals // Quaternaria. 1970. V. 12. P. 78–76.
- Peltier W.R., Fairbanks R.G. Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea level record // Quaternary Science Reviews. 2006. V. 25. P. 3322–3337.
- https://www.zinref.ru/000_uchebniki/02800_logika/011_ lekcii_raznie_29/205.htm (интернет-ресурс, посещение 10.02.2022).

Reserves and Distribution of Sand Capacities on the Marine Underwater Coastal Slope of the Anapa Bay-Bar

N. N. Dunaev^{a, #}, E. A. Biryukov^b, P. A. Maev^b, R. D. Kosyan^a, V. V. Krylenko^a

^aShirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia ^bOOO "SPLIT", Moscow, Russia

[#]e-mail: dunaev@ocean.ru

The Anapa sandy bay-bar and the territories bordering it occupy one of the leading places in Russia as a recreational sanatorium-resort area, sea tourism and children's recreation, the role of which as a resort of federal significance has now significantly increased. Unfortunately, in recent decades, areas with progressive erosion have been observed on the seashore of this bay-bar. To substantiate the forecast of further development of the coast and the choice of ways to stabilize it, a number of studies have been carried out, including the determination of sand reserves from which the bay-bar is composed, a number of measures for their conservation have been proposed and potential replenishment opportunities have been considered. The presented work considered and analyzed the results of geophysical studies on the marine underwater coastal slope of the Anapa bay-bar, first performed to assess the volume and distribution of wave field sand deposits within the coastal zone as a possible source of beach formation and, accordingly, an increase in the volume of sand in the baybar as a whole.

Keywords: coastal zone, sand deposits, seismoacoustics, lithodynamics, sea level
——— МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ —

УДК 551.89

О РАЗВИТИИ ПЕСЧАНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОЙ ЧАСТИ КУРШСКОЙ КОСЫ

© 2023 г. Д. В. Ерошенко^{1, 2,} *, М. Г. Напреенко^{1, 2,} **, Е. В. Дорохова^{1, 2}, Г. С. Харин¹, И. П. Жуковская^{3, ***}, Л. Д. Баширова^{1, 2}

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия ²Балтийский федеральный университет им. И. Канта, Калининград, Россия ³Национальный парк "Куршская коса", пос. Рыбачий, Калининградская область, Россия *e-mail: aoio@rambler.ru **e-mail: maxnapr@gmail.com ***e-mail: nehrung2@mail.ru Поступила в редакцию 22.08.2022 г. После доработки 27.08.2022 г. Принята к публикации 28.10.2022 г.

В рамках палеогеографических исследований на Куршской косе (геологический разрез CS 024) было проведено изучение берегового разреза со стороны моря в районе пос. Лесной в месте выхода реликтовых лагунных илов. Впервые исследованы гранулометрический, химический и минеральный составы склоновых песков. Подтверждена неоднородность условий формирования песчаных толщ. Выявлена высокая вероятность вторичного изменения составов отложений в результате процессов выветривания. Результаты исследования указывают на постепенное наступление песчаных наносов на прибрежную часть лагуны, которое началось около 10 тыс. лет назад. Дифференциация песчаной толщи на нижнюю и верхнюю часть относительно выделенного в разрезе прослоя-маркера крупнозернистого песка может отражать разные этапы генерации песчаной толщи: от предполагаемого мелководного вала, образованного при поднятии уровня моря, до пляжевых и эоловых песков.

Ключевые слова: Куршская коса, пляжевый песок, палеореконструкция, гиттии, водно-ледниковые суглинки, геохимия, гранулометрия

DOI: 10.31857/S0030157423020041, EDN: NVAILT

введение

Участок Куршской косы у п. Лесной представляет собой самое узкое место в теле косы и интересен сочетанием разных фаций осадков: от позднечетвертичных водно-ледниковых моренных до голоценовых болотных, лагунных, пляжево-морских и эоловых (рис. 1). Именно здесь, на береговом откосе, имеется выход пачки тонкослоистых реликтовых лагунных илов (гиттий), несогласно залегающих по прослою брекчии на моренных суглинках. На соседних участках зафиксированы известные исследователям и уже неоднократно изученные выходы торфа. Перекрывающие гиттии песчаные осалки имеют слоистую неоднородную структуру, осложненную тонкими прослоями темно-коричневых песков, растительными остатками, включая остатки старой и современной корневой системы, а также перекрывающими их в верхней части берегового откоса четко выраженными почвенными слоями. Этот район неоднократно рассматривался в работах О. Шлихта, В.К. Гуделиса, В.А. Жамойды, Г.С. Харина, Е.Н. Бадюковой, А.Ю. Сергеева [1–3, 5, 7, 8]. Выходы илов интерпретировались исследователями как признаки существования в этом месте древней лагуны, а наличие торфяных залежей – как признак болота, образованного на коренном участке берега. Вопрос о происхождении песчаных толщ, слагающих береговой откос, также затрагивался. Их генезис детально изучался в двух работах, рассмотренных ниже. В исследовании Е.Н. Бадюковой данный участок косы интерпретировался как участок коренного берега; на основе данных нескольких пробуренных на значительном отрезке побережья скважин был подробно показан общий литологический разрез голоценовых отложений от верхнего почвенного горизонта до озерно-ледниковых суглинков: выделено семь основных горизонтов, включающих гиттии и палеопочвы [3]. Генезис песков, залегающих в верхней части разреза между двумя прослоями почв, указан как эоловый на основании доминирова-



Рис. 1. Положение геологического разреза в точке отбора CS 024 на побережье Куршской косы у пос. Лесной.

ния в составе фракции 0.5–0.25 мм, в то время как генезис нижезалегающих песчаных толш, перекрывающих слои гиттий, точно не определен. Автор склоняется к гипотезе их водно-ледникового происхождения, оперируя наличием в песках нижней части разреза тонкоалевритовых фракций, а также отсутствием доминирования характерных для эоловых песков фракций 0.5-0.25 мм. В детальной палеореконструкции, проведенной А.Ю. Сергеевым, данный участок косы около 7.5 тыс. лет назад характеризовался намывными процессами, приведшими к формированию со стороны моря песчаных дюн, которые перемещались в сторону лагуны, формируя тело палеокосы и уплотняя лагунные осадки; нижние песчаные слои имеют морской генезис [7]. Таким образом, представленные палеореконструкции указывают на разную интерпретацию происхождения песчаных толщ в нижней и верхних частях разреза.

Целью работы является оценка и сравнение полученных новых данных с уже опубликованным материалом, а также уточнение условий накопления песчаного материала позднеголоценового возраста в месте скопления лагунных илов (гиттий), выходящих на поверхность берегового склона. В процессе анализа полученных данных нам предстоит ответить на основные вопросы: какова природа откоса (береговой клиф коренного берега или песчаная намывная коса со стороны моря); каков генезис песков разреза (водно-ледниковое или пляжевое происхождение).

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

В ноябре 2020 г. в рамках палеогеографических исследований на Куршской косе была проведена серия экспедиционных работ с отбором осадков. Для исследования был выбран наиболее репрезентативный разрез на абразионном обнажении берегового уступа в 3 км от пос. Лесной – точка CS 024 (54.999° с.ш., 20.577° в.д.) (рис. 1). Вдоль вертикального разреза – от уреза воды до верхнего почвенного слоя – были отобраны пробы песка. Высота разреза составила 570 см (рис. 2). Было отобрано 35 проб осадков на 21 горизонте. В лаборатории геологии Атлантики АО ИО РАН были проведены анализы гранулометрического, минерального и химического составов осадков. Для 23 проб были выделены фракции алевритово-пелитового материала (<0.063 мм), тонкозернистого (0.09-0.063 мм), мелкозернистого (0.25-0.09 мм), среднезернистого (0.5-0.25 мм), крупнозернистого (1-0.5 мм) и грубозернистого (2-1 мм) песка, а также гравийного (>2 мм) материала в соответствии со шкалой Ч. Вентворса [13]. Для оценки гипотез происхождения осадков проведен анализ кривых распределения осадков. Были выделены три группы кривых распределения: полимодальная, бимодальная и логнормальная. Для последней группы с помощью программы Gradistat по методам квинтилей, описанных в работах К.Л. Фолка и В.Ц. Варда, были проведены расчеты гранулометрических параметров: медианы (M_d), среднего размера зерен (M_G), коэффициента сортировки, коэффициента асимметрии, и эксцесса [12]. Кроме того, была определена мода гранулометрических распределений и вычислено отношение моды к среднему размеру зерен, дополняющее асимметрию распределения. Стоит отметить, что до сих пор не существует точной достоверной методики, которая бы позволила, используя только данные гранулометрических параметров, точно отличить песок эолового разноса от морских песков подводных валов, однако вышеперечисленные параметры до сих пор наиболее часто применяются при генетической классификации [6, 11].

Анализ минерального состава проводился как для неразделенной фракции, так и для фракций 0.09-0.063 мм и <0.063 мм с использованием микроскопа Leica DM 2500 POL (с цифровой камерой DFX 490 с разрешением 8 мегапикселей) и иммерсионной жидкости. В рамках поставленной цели исследования было проанализировано 17 проб песка в разных частях разреза для фракций тонкозернистого песка и алевритово-пелитового материала (0.09-0.063 мм и <0.063 мм). Отдельно для проб верхних горизонтов (30-10 и 100-75 см), где удалось взять достаточное для анализа количество алевритово-пелитового материала, была выделена подфракция тяжелых минералов. Под микроскопом в неразделенных фракциях определялась также степень окатанности зерен песка (окатанные, угловато-окатанные, угловатые, неокатанные).

Химический анализ проводился для 23 проб, включая пробы глин и илов; были определены следующие элементы: фосфор (P_2O_5), азот (N_{oful}), аморфный кремнезем (SiO_{2am}) (спектрометр КФК-3М), формы углерода C_{орг} (экспресс-анализатор углерода АН-7529М), As, Cd, Pb (атомноабсорбционный спектрометр Квант-Z-ЭТА), Fe, Mn, K, Na, Ca, Mg, Ti, Cu, Zn, Co, Ni, Cr (атомноабсорбционный спектрометр Varian AA 240 FS).

В целях проверки гипотезы о дифференцированной песчаной толще проведен кластерный анализ по методу одиночной связи ("ближайшего соседа") для нормированных к 100% данных по гранулометрическим параметрам, химическому и минеральному составам песков логнормальной группы. Для химического состава выбраны наиболее полные анализы по элементам, содержание которых выше пределов чувствительности метода определения: SiO_{2am}, C_{орг}, K, Na, Ca, Ni, Cr, Pb, As.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Описание геологического разреза. В основании разреза находится двухметровый слой озерноледниковых песчанистых суглинков палевокоричневого, серого цвета, плотных, пятнистой (неоднородной) текстуры, с галечно-гравийным материалом разной степени окатанности, с включениями неокатанного гравийного и валунного материала, представленного аргиллитами и алевролитами, обломками известняков. В верхней части блока наблюдаются следы сульфидизации (рис. 2).

Выше по разрезу на горизонте 375-365 см (здесь и далее интервалы даны от уровня современной поверхности земли) наблюдается прослой осадочной брекчии. Основная матрица представлена гравийным материалом разной степени окатанности и разнозернистым преимущественно кварцевым песком с примесью карбонатов, глауконита. По четкой горизонтальной границе на горизонте 365-339 см залегает пачка слоистых илов (гиттий) темно-коричневого до серого цвета с горизонтальными песчаными прослоями более светлого песка с постепенным увеличением мощности песчаных прослоев вверх по разрезу (рис. 3). Изменение частоты и мощности этих прослоев является свидетельством ритмического наступления песка на литоральную часть лагуны, что очень важно для последующих палеореконструкций.

Выше, на интервале 339—185 см, они перекрываются пачкой песка, которая имеет преимущественно вдольбереговое наклонно-горизонтальное простирание. На соседних с разрезом участках к нижней части этой толщи приурочены выходы почвенных вод. Сама толща имеет разнородное строение: характеризуется как ярко выраженной слоистой (гор. 339—329 см), так и гомогенной текстурой (рис. 2). На горизонтах 339— 329 см и 289—185 см отмечены шесть четких прослоев песка более плотных и более темных оттенков, нежели вмещающие его осадки и они хорошо различаются на склоне разреза (рис. 2). На го-

Рис. 2. Литологическая схема геологического разреза CS 024. Типы осадков: 1 - суглинок песчанистый палево-коричневого цвета, <math>2 - суглинок песчанистый серого цвета, <math>3 - песчаная брекчия, 4 - алевритовый ил (гиттия), 5 - алевритовый слоистый ил, <math>6 - песок, 7 - почвенный горизонт, 8 - остатки растений, 9 - гравий, 10 - галька, 11 - обломкикарбонатных пород, 12 - глауконит, 13 - выветрелые полевые шпаты; текстура осадков: 14 - гомогенная, 15 - неоднородная, 16 - редко слоистая, 17 - слоистая, 18 - единичные прослои, 19 - трещиноватая с темными затеками, 20 - почвенная; гранулометрический состав (фракции, мм): 21 - пелит (<0.063 мм), 22 - алевропелит (0.063 - 0.09 мм), 23 - мелкозернистый песок (0.09 - 0.25 мм), 24 - среднезернистый песок (0.25 - 0.5 мм), 25 - крупно- и грубозернистый песок(0.5 - 2.0 мм), 26 - гравий (2-4 мм), 27 - валунно-галечный материал (>4 мм); минеральный состав: 28 - кварц, 29 полевой шпат, 30 - рудные аутигенные черные, 31 - бурые растительные остатки, 32 - лимонитизированный агрегат,33 - глауконит, 34 - карбонат, 35 - слюда, 36 - тяжелые минералы; горизонты пробоотбора: 37 - точечный, 38 сплошной. Пунктиром выделен слой-маркер крупнозернистого песка (гор. 258-259 см).





Рис. 3. Фрагмент геологического разреза CS 024 со слоями лагунных гиттий.

ризонте 259—258 см присутствует ровный горизонтальный выдержанный по простиранию сантиметровый прослой крупнозернистого темнокоричневого кварцевого песка с обильными включениями растительных остатков. По всей песчаной толще зафиксированы остатки корневой системы. Все выделенные в этой пачке тонкие прослои имеют наклон в сторону залива в пределах видимой глубины разреза.

Выше по разрезу (гор. 185–125 см) по неровной волнистой границе залегает светло-коричневый кварцевый песок с разнородной преимущественно субгоризонтальной слоистой текстурой, которая осложнена затеками органики темного цвета по остаткам корневой системы.

Интервал 125—75 см представлен кварц-полевошпатовым песком темно-серого до темно-коричневого оттенка, более сцементированным, с характерной неравномерной трещиноватой текстурой, осложненной многочисленными затеками темного цвета по присутствующей корневой системе. Выше залегает прослой палеопочвы (гор. 75–50 см), для которого характерно обильное включение остатков растительности. В нем зафиксированы некарбонатные рыхлые стяжения белого цвета (измененные плагиоклазы). Все это указывает на проходившие процессы оподзолевания. Прослой выдержан по простиранию, на соседнем склоне (2 м к северу от разреза) текстура данного прослоя приобретает черты смятия, образуя складки с диаметром первые 10 см, заполненные белым веществом (подзолом).

Верхняя часть разреза (интервал 50–30 см) характеризуется наличием густой сети современной корневой системы и представлена хорошо отсортированным кварцевым песком. Вышезалегающий по неровной и постепенной границе прослой песка (интервал 30–10 см) имеет хорошую степень сцементированности и характеризуется более темным оттенком вследствие обильных затеков органики и является подстилающим горизонтом слоя современной почвы (интервал 10–0 см).

Гранулометрический состав. Гранулометрический анализ позволил выделить основные литогенетические типы осадков разреза. Нижняя часть исследуемого разреза представлена водноледниковыми суглинками с содержанием тонких фракций (алеврит-пелит) не менее 50-60% от общего состава (рис. 2, табл. 1). Перекрывающая их брекчия выделяется резким доминированием крупнозернистых фракций. Гранулометрический состав проб выше горизонта гиттий, а также присутствие в нижней его части горизонта зерен крупнозернистого песка и среднезернистого песка (>20%) указывают на неоднородность условий накопления, смену гидрологического режима, при котором обстановка спокойного осадконакопления неоднократно менялась, что отмечено по характерной слоистости в литологическом описании.

Вышезалегающая толща песков по своим гранулометрическим характеристикам представляет собой преимущественно среднезернистые хорошо сортированные пески. Доминирующей фракцией является 0.5–0.25 мм, ее содержание резко возрастает вверх по разрезу с 20 до 60-80%. Исключением является слой крупнозернистого песка на горизонте 259-258 см (содержание фракции 1-0.5 мм - 51.11%). Содержание в песках алевритово-пелитовой фракции (<0.063 мм) незначительно на всем протяжении песчаных горизонтов (0.1-1.5%). В самых верхних горизонтах разреза (интервал 50-10 см) оно возрастает до 4.3%, что объясняется современными процессами выветривания и почвообразования. При этом фракция 0.5-0.25 мм в них также является доминирующей (70.9 - 76.4%).

Анализ кривых гранулометрических распределений в осадках исследуемого разреза позволил выделить 3 основных группы: полимодальная

ų.	
00	
пе	
ый	
[CT]	
ИНИ	
3ep	
ЮН	
Ja 3]	
1	
ပ်	
d	
Ъ,	
00	
Ц	
ый	
[CT]	
ΗН	
3ep	
He	
бд	
5	~
	AHE
Ц	Ε
/3	ŗ
	Ľ.
KOF	ЗИН
ад	ekt
ő	õ
IbI	
Ги	ы
4	MO
02	eck
S	Ĕ
a (5
)e3	й
aap	Bbl
d ~	DE
KOF	зри
ад	цен
õ	ъ Г
aB	ပ်
50	P
, Č	×
ЦŅ	20
ect	Ĕ
ЬИ	ый
ЧT	E
ЭМб	HI
улс	3ep
ан	ЮH
Гр	E
Η.	Кρ
ца	
Ш	Ĕ
La6	3</td
	يكر

	ески Пески Пески Пески тино- среднезернистые мелкозернистые то	Пески икозернистые
	0.71- 0.55 mm 0.355- 0.25 mm 0.18 mm 0.125 mm 0.	.125- 0.09- 09 мм 0.063 мм <(
00 0.00 0.00 0.00 0.0	6.08 26.77 44.13 15.03 2.67	1.48 0.71
00 0.00 0.00 0.00 0.	5.05 27.63 48.75 15.24 1.87	0.60 0.16
00 0.00 0.00 0.00 38.	11.56 12.84 8.77 5.81 2.49	2.15 1.86
00 0.00 0.00 0.00 1.9	7.79 21.97 41.17 17.20 1.82	1.70 1.03
00 0.00 0.00 0.00 0.0	2.94 17.97 54.21 19.05 1.31	1.14 0.63
00 0.00 0.00 0.00 0.5	3.27 18.51 50.09 24.16 1.51	0.43 0.22
00 0.00 0.00 0.00 0.2	2.46 16.57 53.19 25.83 1.00	0.07 0.03
00 0.00 0.00 0.00 0.4	2.68 15.50 51.38 28.10 1.12	0.08 0.04
00 0.00 0.00 0.00 12.19	22.13 14.66 13.55 7.25 0.70	0.23 0.10
00 0.00 0.00 0.00 0.95	6.80 24.20 45.62 16.18 1.55	0.39 0.02
00 0.00 0.00 0.00 0.22	0.68 7.16 66.25 24.08 1.34	0.07 0.00
00 0.00 0.00 0.00 0.34	7.27 15.88 42.62 30.21 1.59	0.22 0.12
00 0.00 0.00 0.00 0.23	6.15 23.33 48.08 19.37 1.04	0.12 0.02
00 0.00 0.00 0.00 1.00	7.12 23.83 47.11 16.90 0.98	0.17 0.06
00 0.00 0.00 0.00 3.81	4.70 18.58 43.67 22.31 2.20	0.81 0.35
00 0.00 0.00 0.00 2.64	4.92 14.72 33.74 26.67 4.51	2.95 1.74
00 0.00 0.00 0.00 2.81	3.55 10.48 37.36 31.86 6.31	3.35 1.79
00 0.00 0.00 0.00 1.57	- - -	1.29 0.00
00 0.00 0.00 0.00 6.37	4.72 15.79 46.92 25.84 1.84	1 20
86 5.50 6.41 7.33 5.04	4.72 15.79 46.92 25.84 1.84 1 11.92 18.56 15.19 10.79 5.83 1	5.19 4.38
12 0.38 0.92 0.93 0.82	4.72 15.79 46.92 25.84 1.84 1 11.92 18.56 15.19 10.79 5.83 5.83 14.47 1 5.08 9.74 9.24 6.78 4.47 1 1	5.19 4.38 1.96 0.63
23 1.06 0.85 1.29 1.02	4.72 15.79 46.92 25.84 1.84 1 11.92 18.56 15.19 10.79 5.83 5 5.08 9.74 9.24 6.78 4.47 1.14 1.70 2.76 5.15 8.01	1.9 4.58 1.96 0.63 1.92 4.02 1.02 <th1.02< th=""> 1.02 1.02 1</th1.02<>
79 1.85 1.22 1.32 1.22	4.72 15.79 46.92 25.84 1.84 1 11.92 18.56 15.19 10.79 5.83 5 5.08 9.74 9.24 6.78 4.47 4.47 1.14 1.70 2.76 5.15 8.01 1.24 1.70 2.53 4.63 7.24	19 4.38 1.96 0.63 7.92 4.02 7.15 4.06



Рис. 4. Кривые распределения фракций и динамика гранулометрических параметров в осадках разреза CS 024. Группы кривых распределений: а – полимодальная (горизонты глин, илов), б – близкая к бимодальной (к/з–с/з песок), в – логнормальная (с/з песок); г – распределение гранулометрических параметров проб песков логнормальной группы по разрезу CS 024 (коэффициент сортировки (SkG), соотношение моды к среднему размеру зерен (Md/MG)). Литологические горизонты: 1 - 375 - 515 см (глина), 2 - 375 - 365 см (брекчия), 3 - 365 - 345 см (ил), 4 - 345 - 339 см (ил), 5 - 345 - 339 (общая проба), 6 - 339 - 329 см, 7 - 259 - 258 см, 8 - 75 - 50 см, 9 - 258 - 10 см.

группа, куда входят глины, брекчия и ряд алевритовых илов с песком (гиттий); бимодальная группа – пески нижней части разреза, включая прослой крупнозернистого песка на горизонте 259-258 см; логнормальная группа — пески нижней, средней и верхней части разреза (рис. 4). Полимодальные распределения характерны для осадков ледникового генезиса вследствие их многокомпонентности, а также для гиттий, где отражены как нефелоидный тип осадконакопления в лагуне, так и примесь морских песков (рис. 4а). Особенностью кривой распределения проб алевритово-песчаного осадка на горизонте 365-345 см является ее открытая часть в сторону мелких алевритовых и пелитовых фракций, что указывает на присутствие нефелоидного типа осадконакопления в лагуне. Наличие бимодального закрытого распределения (или близкого к нему) для горизонта гиттий и ряда вышезалегающих песчаных горизонтов (259–258, 339–329 см) с одной из мод в области крупнозернистых и среднезернистых фракций может свидетельствовать о влиянии различных режимов осадконакопления, в том числе интенсивного гидродинамического воздействия (рис. 46). Песчаная толща третьей группы характеризуется логнормальным распределением, с характерной для него почти симметричной колоколообразной формой, высокой степенью симметрии, закрытой формой кривых и незначительным сдвигом в сторону крайних фракций (рис. 4в).

С целью попытки рассмотреть возможную дифференциацию песчаной толщи этой группы были рассчитаны гранулометрические парамет-



Рис. 5. Микрофотографии несортированных осадков разреза CS 024. Увеличение x2.5: а – прослой среднезернистого темно-коричневого песка (гор. 277 см в пачке 289–259 см), в составе: окатанные зернами кварца (1), глауконита (2), полевого шпата (3), остатки темно коричневого биогенного цемента на зернах; б – биогенные включения в прослое темно-серого среднезернистого песка, горизонт отбора 100–75 см; в – пыльца растений, горизонт 85–75 см; г – сцементированные агрегаты полевых шпатов (зерна белого цвета), горизонт 85–75 см.

ры. Выделено две группы песчаных осадков: нижняя (гор. 345-259 см) (значение коэффициента асимметрии в интервале от 0.125 до 0.191), верхняя (гор. 258–10 см) (коэффициент асимметрии в интервале от 0.013 до 0.073). Значения коэффициентов сортировки и эксцесса слабо меняются на всем протяжении разреза: от 1.26 до 1.57 (сортировка) и от 1.04 до 1.36 (эксцесс). На графике отношения моды к среднему размеру зерен (M_d/M_G) (рис. 4г) видно, что для большинства горизонтов нижней части разреза эти показатели преимущественно ниже единицы, что указывает на более обильный привнос тонкозернистого материала, нежели для перекрывающих их песков. В то время, как для горизонта 258-75 см соотношение $M_d/M_G = \sim 1$, т.е. пески этого горизонта получали меньшее количество тонкозернистых фракций, что может указывать на длительную волновую или эоловую переработку материала.

Минеральный состав. Состав песка достаточно однороден: в неразделенных фракциях доминирует угловатый, угловато-окатанный кварц. В верхней части разреза (гор. 75–10 см) отмечено повышенное содержание окатанных зерен кварца (выше 10% от общего количества зерен) (табл. 2, рис. 2). В неразделенных пробах на всем протяжении разреза зафиксированы полевые шпаты, глауконит разной степени измененности, встречены обломки пород (граниты, кварциты, сланцы) (рис. 5а). Присутствуют многочисленные растительные

остатки (до 60%) в виде цемента и биогенных включений, при этом их концентрация явно влияет на цветовую гамму песков (рис. 5б). В особенности это касается тонких темно-коричневых прослоев песка, вскрытых в интервале 289-259 см (гор. 277 см). Биогенные лигнитизированные остатки играют частично роль цемента, который присутствует на зернах песка практически всех горизонтов. Выше прослоя палеопочвы (50–10 см) в пробах обнаружены включения в виде остатков зерен растений (рис. 5в). Также в верхней части разреза (интервал 125-10 см) зафиксированы остатки выветрелых полевых шпатов в виде слабосцементированных агрегатов белого цвета (рис. 5г), что является отличием песков верхней части разреза. Для этих же песков отмечена более высокая степень сцементированности.

В составе тонкопесчаной и алевритово-пелитовой фракций (0.09–0.063 мм и <0.063 мм) на всем протяжении разреза также характерно доминирование угловато-окатанного кварца (20– 77.1%) и частично полевых шпатов (3.8–25%) (табл. 2) (рис. ба, б, в, г, д). В группе тяжелых минералов отмечены амфиболы, гранат, эпидот, циркон, рутил, дистен, турмалин, слюдные, черные рудные минералы окатанной и угловато-окатанной формы, что характерно для пляжевых песков Балтики (табл. 2, рис. 6б, д). Зерна черных рудных минералов характеризуются большей сте-

	йолэжгт дохиав % ,имижеффоп		2.86				4.55													_
Ĵ.	нээходиц		2.80				I													
.063 MN	анатаз		1.90				Ι													
0-60.0	слюда	0.60	0.90				I										2.00	0.40	1.00	
акция	нигемдүг	0.60	I	1.30			3.70			0.30										
ифтоп в	нэтэид		I				1.20								0.30					
Тяжела	плтуд		4.60	0.90			4.90		0.50	0.30					0.70	0.50				
and the second sec	ноядил	0.60	7.40	1.90			2.50		1.40				3.30	1.60	4.70	1.00		0.80		
	тодипє	1.20	10.20	1.30	ед.		9.90	ед.					0.40		1.30	1.50	1.00			
	транат	1.80	11.10	2.60			7.40		2.90	0.60			1.70	0.80				0.80		
	подифмв	0.60	11.10	3.90	ед.		6.20	ед.	1.00	1.00	0.50			1.60	0.70	1.50		1.50	6.00	
	тарбонат			1.90									0.80	0.80						
	глауконит	2.40	1.70	9.00					2.90	7.10	1.50	8.40	11.70	6.60	6.70	8.00	5.00	18.00	7.00	
акция	лимонитизированные агрегаты										8.00									
фтоц	бурые растительные остатки	47.00	51.30			60.00			15.80	33.40	40.00	39.70		4.10	1.30	7.00	22.00	2.30	44.00	
Легкая	уутигенные рудные черные	8.00	48.10	3.20	5.00	10.00	64.20	40.00	10.20	5.60		17.60	6.30		10.30	5.00	8.00	0.80		
1 COCT AL	полевые шпаты	4.80	5.60	8.40	25.00	10.00		15.00	5.30	6.80	5.00	3.80	10.00	7.40	10.00	8.00	4.00	8.80	12.00	
Jananana)	кварц	32.30	40.60	65.80	70.00	20.00		45.00	60.10	44.80	45.00	30.50	66.70	77.10	64.00	67.70	58.00	66.70	30.00	
1аолица 2. лиинс ₁	Литологические интервалы, см	10-30	$10 - 30^{*}$	30-50	75-85	85 - 100	85-100*	100 - 125	125-185	185-258	258-259	277	259–289	289–297	297-321	321–329	329–339	339–345	345-365	

ЕРОШЕНКО и др.

284

ОКЕАНОЛОГИЯ том 63 Nº 2 2023

* - методом иммерсионного анализа выделены тяжелая и легкая фракции минералов.



Рис. 6. Минеральный состав мелкопесчаной и крупноалевритовой фракций в песках разреза CS 024: а – фракция 0.250–0.09 мм, гор. 321–297 см, 1 – кварц, 2 – дистен, 3 – плагиоклаз, 4 – микроклин, 5 – глауконит, 6 – черные рудные; б – фракция 0.250–0.09 мм, гор. 285 см, 1 – кварц, 2 – плагиоклаз, 3 – глауконит, 4 – амфибол, 5 – черные рудные, 6 – циркон; в – фракция 0.125–0.09 мм, гор. 297–289 см, 1 – кварц, 2 – амфибол, 3 – глауконит, 4 – циркон, 5 – черные рудные; г – фракция <0.063 мм, гор. 195 см, 1 – кварц, 2 – амфибол, 3 – лигнитизированные растительные остатки, 4 – аутигенные черные, 5 – глауконит; д – фракция <0.063 мм, гор. 85–75 см, 1 – кварц, 2 – плагиоклаз, 3 – циркон, 4 – рутил, 5 – лимонитизированные растительные остатки; е – фракция <0.063 мм, гор. 85–75 см, 1 – кварц, 2 – полевой шпат, 3 – микроклин, 4 – глауконит, 5 – лимонитизированные растительные остатки.

пенью окатанности (рис. 6в, г), нежели зерна кварца и полевых шпатов.

На всем протяжении разреза в пробах песка зафиксировано присутствие измененного глауконита (5–11.7%) темно-зеленого (до черного) цвета (интервалы 339–185 см и 50–10 см) (рис. 6а, б, е). Но в песках верхних интервалах (125–75 см) глауконит и тяжелые минералы в крупноалевритовой фракции не зафиксированы.

Химический состав песков. Распределение химических элементов по разрезу в целом отражает границы выделенных при описании литологических комплексов. Диапазон содержаний элементов в пробах всех осадков перекрывает минимальный диапазон погрешности определений стандартного образца при анализе, за исключением Mn и Cd (табл. 3). При выделении группы песков логнормального распределения, спектр элементов с подобными значениями по отношению к стандартному образцу существенно расширяется, туда попадают N_{обш}, Fe, Mn, K, Mg, Ti, Cu, Zn, Ni, Cd. и Pb. Но надо отметить, что погрешности измерений содержаний элементов для стандартных образцов и для изученных проб могут отличаться друг от друга, поэтому мы не можем исключить из анализа вышеприведенные элементы. Ряд элемент-определений в табл. 3 характеризуется значениями ниже порога измерений, что также необходимо учитывать при интерпретации.

Содержание элементов биогенной группы в пробах песка незначительно (содержание азота в большинстве проб ниже 1%, т.е. часто ниже погрешности измерений). Это объясняется интенсивными процессами выветривания, характерными для песков. Максимальное содержание приурочено к прослою песка в пачке гиттий (гор. 345-339 см) и к прослою палеопочвы (гор. 75–50 см): $N_{\text{общ}} = 1.03\%$, $C_{\text{орг}} = 32.7\%$. Соотношение Сорг/Nобии более показательно и своей динамикой маркирует горизонты максимального содержания растительных остатков на разрезе. Четко выделяются прослои, обогащенные илом и алевритом, богатые органическим веществом: 365-345 см, 285-258 см (прослой темного алевритистого песка) и 100-75 см и 10 см, подстилающие древний и современный почвенные горизонты. Низкое значение показателя на горизонте 75-50 см объясняется резким увеличением N_{обш} (с 0.01 до 1.03%). В любом случае абсолютные значения указывают на более интенсивное вымывание азота из песков, нежели Сорг (табл. 3).

Содержание P_2O_5 в пробах осадков также мало (0.001–0.27%) и по своему распределению отражает динамику глауконита, указывая в качестве источника на терригенное происхождение и маркируя окислительные условия при размыве и накоплении осадка. Характерно, что в песчаных

-онпу		As	9	4	9	4	4	4	4	4	9	4	4	40	47	41
– кр		Pb	7	ю	17	1	2	-	3	4	3	4	4	з	4	6
с∕3 Пс	mq	Cd	0.1	0.1	0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1
IIIЫ, F	обы, р	Cr	8	7	12	12	7	7	14	7	8	13	11	12	11	23
ой груг	став пр	Ni	8	14	15	8	13	4	11	8	1	7	8	13	4	5
ально	Coc	Co	3	6	6	2	5	≤ 1	٢	6	1	3	2	2	5	< 1
гнорм		Zn	17	6	10	3	3	4	5	5	6	4	4	2	1	<1
ок ло на		Cu	8	7	8	5	5	5	4	5	3	2	<1	2	4	1
ый пес Г – гли		Τi	0.01	<0.01	0.03	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
рнист счия,]		Mg	0.11	0.16	0.22	<0.01	0.05	0.07	0.05	0.1	0.12	0.13	0.1	0.1	0.07	0.05
еднезе – брек		Са	0.66	0.93	2.19	0.37	0.46	0.47	0.44	0.7	0.71	0.65	0.82	69.0	1.27	0.75
n. – cpe com, B		Na	0.35	0.48	9.0	0.22	0.19	0.28	0.29	0.35	0.63	0.3	0.68	0.84	0.3	0.61
Пс л.ı с песк		K	0.49	0.52	0.31	0.12	0.39	0.45	0.54	0.54	0.82	0.5	0.54	0.74	0.44	0.56
ов: с/з ый ил	обы, %	Mn	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
осадко зритов	став пр	Fe	0.4	(0.01	0.33	:0.01	0.01	0.01	0.13	0.13	:0.01	0.18	0.48	0.23	0.09	0.34
. Типы с – алеі	C	P ₂ O ₅	0.18	0.15 <	0.15	0.001 <	0.01 <	0.001	0.01	0.18	0.20 <	0.20	0.21	0.18	0.19	0.20
S 024. қ, АПс		C ^{obt} /N ^{oom}	~141	~42	31.75	~34 <	-154	> 67~	~53	~31	~57	-136	6.67	~31	~27	8.67
реза С і песоі		MB2Ois	0.74	1.08	0.85	0.91	0.62	0.74	0.44	0.54	0.59	0.79	0.57	0.49	0.44	0.36
ов раз истый		^{торо} N	(0.01	(0.01	1.03	(0.01	(0.01	(0.01	(0.01	(0.01	0.01	(0.01	0.06	0.01	0.01	0.03
осадк нозерн		С ^{оьь,} %	1.41 <	0.42 <	2.70	0.34 <	1.54 <	> 0.79	0.53 <	0.31 <	0.57 <	1.36 <	0.40	0.31 <	0.27 <	0.56
состав – разі		1П ДКа	Пс–	Пс–	Ba 3.	Пс- (Пс–	Пс-	Пс-	Пс–	Пс	Пс–	Пс-	Пс-	Πc-	Πc-
ский с ∕3 Пс		T _k oca,	с/з] л.г.	с/3] л.г.	њоп	с/з] л.г.) <mark>с/з</mark> 1 л.г.	5 с/3] л.г.	5 с/з I л.г.	8 c/3] л.г.	9 K/3]	с/з] л.г.	9 <mark>с/з</mark>] л.г.	7 <mark>с/з</mark>] л.г.	1 с/з []] л.г.	9 <mark>с/з</mark>] л.г.
имичес эсок, р,	мэ	,тноєпqоТ (.є.п.у то)	10-30	30-50	50-75	75-85	85-100	100-12	125-18;	185–25	258-25	277	259–28	289–29	297–32	321-32
Таблица 3. Х зернистый пе		№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	6	10	11	12	13	14

286

ЕРОШЕНКО и др.

О РАЗВИТИИ ПЕСЧАНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОЙ ЧАСТИ КУРШСКОЙ КОСЫ

	As	48	59	66	41	59	67	47	53	49	21	18 ± 3	1-8	1–11	Менее 1–2	12.63	50.00	54.00
	Ч	5	2	ю	5	4	5	4	4	5	21	21 ± ± 3	2-23	5-23	2.7	3.50	3.50	4.50
шċ	Cd	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	0.2	0.1	<0.1	<0.1	0.1	0.2	0.2				~0.10	~0.10	0.10
бы, рI	Cr	25	30	22	26	58	34	52	40	36	60	66 ± ± 4	20.5– 136.8	20.5 - 130	13.7– 41	11.00	28.00	40.50
гав про	ïZ	5	7	4	16	30	22	24	28	19	60	54 ± ± 6	2-21	6-25	2-16	8.58	11.50	23.25
Coc	CO	1	5	ю	\sim	5	6	10	12	6	20	18 ± + 2				4	~5.00	9.25
	Zn	10	8	3	6	62	17	28	24	32	85	96 ± ± 14	7-53	11-51	4-17	~4.79	8.50	25.25
	Cu	\sim	2	e	3	11	3	12	7	39	44	52 ± ± 7	5-16	5-23	3-11	~4.04	2.50	15.25
	Ϊ	0.02	0.03	0.04	0.03	0.08	0.05	0.17	0.14	0.2	0.38	$0.41 \pm \pm 0.09$	0.25	0.32	0.16	~0.01	0.03	0.14
	Mg	0.23	0.29	0.14	0.18	1.15	2.47	1.92	2.48	1.66	1.30	1.20± ± 0.21	0.6	0.63	0.3	~0.08	0.24	2.13
	Ca	1.03	1.91	1.2	0.97	4.57	9.21	7.45	5.41	7.31	1.50	1.32 ± ± 0.23	0.22	0.29	0.65	0.68	1.44	7.35
	Na	0.59	0.72	0.48	0.44	0.79	1.16	0.85	0.73	0.95	1.38	$\begin{array}{c} 1.45 \pm \\ \pm 0.28 \end{array}$	0.36	0.36		0.41	0.58	0.92
20	Х	0.8	0.7	0.63	0.76	1.42	1.39	1.99	2.03	2.01	1.50	$\begin{array}{c} 1.83 \pm \\ \pm \ 0.36 \end{array}$	1.37	1.84	0.35	0.49	0.73	1.86
обы, %	Mn	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.02	0.03	0.04	0.04	0.04	0.27).30 ± ± 0.05	0.005	0.032	0.011	-0.01	<0.01	0.04
став пр	Е	0.72	0.71	0.5	1.28	3.27	1.18	2.39	1.88	2	5.27	±.90 ± (0 ± 0.54	1.52	2.28	0.51	~0.17	1.00	1.86
č	P_2O_5	0.28	0.28	0.27	0.25	0.19	0.06	0.06	0.05	0.07	0.331	.345± 4).02- 0.68	0.31).10– 0.53	~0.13	0.26	0.06
	С ^{орг} /И _{общ}	2.00	~142	4.00	0.14	3.80	2.50	2.50	2.09	6.50		0 +						
	NB2Ols	0.43 3	0.30	0.41 5	0.52 5	0.44	0.27 9	0.35 2	0.24	0.22	0.26	.30± : 0.05				0.64	0.41	0.27
	^{mgo} N	0.08	<0.01	0.01	0.07	0.95	0.02	0.02	0.22	0.08	0.19	.21 ± 0 ± 0.02 ±				-0.01	0.07	0.09
	C ^{obL} ' %	2.56	1.42 <	0.54	3.51	3.61	1.85	0.45	0.46	0.52	0.37	34 ± 0				~ 69.0	2.47	0.82
	адка	Пс	ر د	Пс	: Пс	ں د					там		си	ески	ки кос			
WO	торизонт, с. (от у.п.з.)	9–339 c/s	9–345 AI	$9-345 \frac{c/z}{JI.\Gamma}$	9-345 p\	5-365 An	5-375 B	5-439 F	9-470 F	0–519 T	о результа	тестовані ачения	дно- дниковые ски и суп	оренные г. супеси	ловые пе иттийской Куршской	3 ПС-л.г.	ВИТТ	ина
W3	THOENGO	329	335	335	335	345	36	375	439	47(й	AT 3Hi	ВО Пе, Леј	M NOVOY	Ea Da Da	c/2	Ie ГИ.	ILLI
	№ п/п	15	16	17	18	19	20	21	22	23		БИЛ	п-ва к породах кие	астичесі казатели лэующи:	itstJ 1011 sqðooapon a 1911/195		Среднее содержани	

ОКЕАНОЛОГИЯ том 63 № 2 2023

Таблица 3. Окончание

287

пробах верхней части разреза (185—75 см) его содержание очень мало.

Максимальные концентрации Fe, Mn, Ca, Mg, Ti приурочены к нижним горизонтам разреза (глинам, илам, брекчии, 515–365 см). Выше по разрезу в песках их содержание падает в разы (Fe 3.27 до 0.01%; Mn с 0.4 до 0.001%, Ca с 9.27 до 2%; Mg с 2.47 до 0.2%; Ti с 0.2 до 0.01%). Можно заметить, что распределение содержаний данных элементов в песках связано с распределением алевритово-пелитовой фракции. Значения рассчитанных коэффициентов корреляции для этой связи больше 0.72.

Распределение менее устойчивых элементов К и Na не имеет общей прямой зависимости от содержания фракций или минерального состава. Наблюдается постепенное уменьшение содержаний этих элементов вверх по разрезу от максимальных значений в глинах, илах и перекрывающих их прослоях песка до минимальных значений в толще песков верхней части разреза (125–75 см). На распределение этих элементов влияют современные процессы выветривания, включая вынос с поверхностными и почвенными водами. Это косвенно подтверждает наличие в песках верхней части разреза (125–10 см) рыхлых агрегатов выветрелых полевых шпатов.

Распределение SiO_{2ам} в песках ожидаемо мало (в среднем 0.54%). В морских и лагунных осадках он, как правило, приурочен к алевритово-пелитовой и мелкоалевритовой фракциям [4]. В данном случае его содержание не зависит от содержания мелких фракций. Единственное подобие корреляции с среднезернистой фракцией (до 0.57) наблюдается в верхних горизонтах (258–10 см), которые отличаются повышенной сцементированностью. Вероятно, SiO_{2ам} входит в состав цементирующего вещества, скрепляющего агрегаты измененных полевых шпатов и глауконитов.

Распределение редких элементов Cu, Zn, Co, Ni, Cr, Cd отражает правило фракций [4], наблюдается их корреляция с распределением песчаноалевритового и алевритово-пелитового материала (фракции 0.09–0.063 мм и менее 0.063 мм соответственно). Максимальные концентрации свинца сосредоточены в верхних горизонтах разреза 75–50; 10–0 см (17 и 7% соответственно). Минимум содержания Pb наблюдается на горизонте 125–75 см (1–3%). На остальных горизонтах его содержание колеблется от 6 до 2%. Аккумулятором свинца в данном случае являются осадки с максимальным количеством органики и наличием тонких фракций. Из песчаных хорошо сортированных толщ свинец будет вымываться.

Сравнение наших данных по химическому составу осадков с кларковыми значениями для почвообразующих пород Земландского полуострова по О.А. Анциферовой [1] показало, что они вполне соответствуют выделенным литологическим типам осадков и отражают основные фациальные различия. При этом большинство данных по пескам логнормальной группы вполне отвечает кларковым интервалам для эоловых песков Куршской и Балтийской кос, либо близки к ним (табл. 3).

ОБСУЖДЕНИЕ

Проведенное исследование геологического разреза позволило выделить ряд особенностей, которые обусловлены литологией и составом песков.

Неоднородность песчаных толщ. Чередование прослоев алевритового ила с прослоями песка в нижней части разреза фиксирует постепенное наступление песчаных наносов на берег водоема, сформировавшийся около 10 тыс. лет назад, судя по опубликованным данным возраста торфяных прослоев этого участка косы [3], а постепенное увеличение толщины прослоев песка в этой части разреза указывает на резко возросшее поступление песчаных осадков, которое возможно также при наличии вблизи больших аккумулятивных пляжевых тел.

Прослой-маркер. Важным моментом для понимания возможных палеореконструкций является обнаружение тонкого прослоя крупнозернистого песка на горизонте 259-258 см, который мог являться маркером зоны уреза воды. На это указывают не только его гранулометрические характеристики, но и ровное выдержанное по мощности простирание в видимых пределах разреза. При этом гипсометрическое расположение данного прослоя находится выше современного уреза воды на 238 см. Это означает, что нижезалегающие толщи песка могли сформироваться как мелководные пески гипотетического подводного вала в результате деятельности течений и волновых процессов, в отличие от песков верхней части разреза, которые маркируют развитие эолового разноса.

Наклон прослоев. Для песчаных прослоев изучаемого разреза отмечен наклон в сторону залива в пределах видимой глубины разреза. Исходя из вышеперечисленного, вполне логично предположить, что данный участок берега может являться остатком некоего берегового заливного вала, частично сохранившегося до наших дней. В этом случае прослой крупнозернистого песка может маркировать последующее постепенное понижение уровня воды в лагуне. К сожалению, данных, фиксирующих подобный прослой в толще осадков, удаленных от берега моря, нет. Поэтому наше предположение о слое-маркере уреза воды именно в древней лагуне достаточно условно. В противном случае он может быть маркером временного локального водоема коренного берега или иметь аллювиальный генезис. Но для проверки данного утверждения необходимо дополнительное колонковое бурение.

Отсутствие тонкозернистых фракций. Гранулометрический анализ состава песков показал практически полное отсутствие тонкозернистого материала в пробах. Здесь надо учесть, что разрез располагается на береговом склоне и тонкая фракция могла быть частично вымыта поверхностными водами. Определить настоящую долю тонкодисперсного материала в этих песчаных толщах также может только дополнительное бурение. По гранулометрическим характеристикам пески верхней и нижней части разреза слабо отличаются друг от друга. Несомненно, песок подвергался волнодинамической обработке, это подтверждается его хорошей сортированностью (коэффициент сортировки 1.26-1.57) и низким содержанием алевритово-пелитового материала (<1.5%). Отличие по гранулометрическим параметрам основано на разнице в коэффициентах асимметрии (для песков нижней части разреза он более низкий) и на отношении моды к среднему размеру частиц. Надо признать, что для уверенного разделения изучаемой песчаной толщи этого нелостаточно.

Родство минерального состава с составом пляжевых песков. Минеральный состав песков указывает на их пляжевое происхождение и накопление преимущественно в континентальных условиях. Как и в современных песках, он маркируется присутствием глауконита и тяжелых минералов, характерных для пляжевых тел Балтийского моря [3, 7, 9]. Отмеченные горизонты слоистых песков с повышенным содержанием темноцветных минералов (125–100 и 30–10 см) могут быть маркерами усиления штормов [9, 10].

Включения растительных остатков и вторичных преобразований. Характерно высокое содержание растительных остатков и наличие остатков зерен растений в песках верхней части разреза (горизонты 75-10 см). Т.е. шло наступление песков на берег, покрытый растительностью. Также отмечена загрязненность состава песков под воздействием вторичных преобразований. Это касается частичной сцеменированности песков, а также присутствия измененных полевых шпатов, черных глауконитов - все это указывает на интенсивные процессы выветривания и оподзоливания, особенно для песков верхней части разреза. Сравнение степени окатанности зерен в неразделенных пробах показало относительно повышенное содержание окатанных зерен кварца и полевого шпата также в песках верхней части разреза (185-0 см).

Химический состав изученных песков отображает состав выделенных ранее при литологическом описании основных фациальных комплексов. Сам состав частично изменен в результате вторичных процессов, судя по низким содержаниям K, Na и элементов биогенной группы.

Сиементированность прослоев. Отдельное внимание нало обратить на тонкие плотные песчаные прослои темно-коричневого цвета. Они отличаются более высокой степенью сцементированности по отношении к вмещающим их пескам. Один из них представлен пробой 277 см (гор. 285-259 см), в которой найдено большое количество лимонитизированных растительных остатков. По содержанию химических элементов он практически не отличается от вмещающих его песков, но для него характерно относительно повышенное содержание SiO_{2ам} и Сорг, что указывает на биогенную природу цемента подобных прослоев (табл. 3, рис. 2). Можно предположить, что эти прослои являются маркерами как минимум 6 периодов, во время которых интенсивность поступления песчаного материала снижалась, и на образовавшемся мелководном заливном берегу могли активизироваться почвообразующие процессы.

Степень дифференцированности песков. Анализ кластеров гранулометрических, химический данных и данных минерального состава, проведенный по методу одиночной связи, позволил уверенно выделить две группы песков: пески верхней (289-10 см) и нижней (345-289 см) частей разреза (рис. 7). При этом надо отметить, что группы песков в верхней части разреза (гор. 30-10 и 75-50 см) не выделяются в самостоятельный кластер на ранних этапах объединения, в то время как пески нижней части разреза представляют собой практически самостоятельные единицы. Пески горизонтов 258–10 см характеризуются относительно пониженными значениями коэффициента асимметрии (3.9-5.2) и пониженными содержаниями выделенных элементов (SiO_{2am}, C_{орг}, K, Na, Ca, Ni, Cr, Pb, As), в то время как пески горизонтов 345-259 см отличаются высокой волатильностью этих показателей (табл. 3). Надо отметить, что кластерный анализ данных минерального состава не показывает выделение подобных групп. Исходя их этого, можно предположить, что источник песков не сильно дифференцирован на протяжении разреза. Т.е. различия в составах песков должны определяться условиями их формирования, при наличии для них единого источника. Различие заключается в том, что пески верхней части по составу более однородны и сформированы при устойчивом способе накопления и транспортировки. Вполне вероятно, что именно эта часть разреза представлена пляжевыми наносами, при формировании которых большую роль играл и эоловый разнос. Т.е. они являются маркерами этапов наступления песчаных наносов на берег древней лагуны. В отличие от этой группы пески нижней части разреза (345-258 см) формировались при более гетерогенных



Рис. 7. Кластерный анализ песков группы логнормального распределения по методу одиночной связи ("ближайшего соседа") (анализ проведен по нормированным к 100% данным): а – данные гранулометрических параметров по методу Фолка, Варда [12], б – данные химического анализа, в – данные минерального анализа.

условиях, связанных не только с расширением пляжевых тел, но и с непосредственным участием волновых процессов на мелководье.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Получены новые данные по гранулометрическому, химическому и минеральному составам береговых песчаных отложений песчаных отложений геологического разреза CS 024 на Куршской косе, которые представляют интерес для понимания процессов формирования данного участка косы и возможных палеореконструкций.

Изученные пески не являются однородными по составу, хотя и достаточно близки по выделенным параметрам. При этом велика вероятность вторичного изменения состава песков в результате процессов выветривания, на что указывает и низкая доля материала тонких фракций и низкие значения элементов биогенной группы, включая также К и Na.

Состав песков не соответствует водно-ледниковым пескам, что не согласуется с данными Е.Н. Бадюковой [3]. Но, вполне вероятно, это пески коренного берега, подвергшиеся гидродинамической обработке и сформировавшиеся как часть прибрежно-морских наносов.

Дифференциация песчаной толщи на нижнюю и верхнюю часть относительно прослоямаркера может отражать разные этапы генерации песчаной толщи: от предполагаемого мелководного вала, образованного при поднятии уровня моря, до пляжевых эоловых песков. Наличие темно-коричневых тонких прослоев песка может указывать на периоды относительного уменьшения поступления песчаного материала на берег. Источники финансирования. Работы выполнены в рамках госзадания ИО РАН № FMWE-2021-0016.

Благодарности. Авторы выражают благодарность сотрудникам лаборатории геологии Атлантики за проведение минерального, гранулометрического и химического анализов: ст. лаборанту с ВПО С.М. Исаченко, аналитикам Д.Н. Ласкиной, М.И. Садовской, вед. инженеру А.А. Лихиной, ст. лаборанту Е.П. Жолинской, а также научному сотруднику, к.г.н. Т.В. Напреенко-Дороховой за помощь в организации экспедиционных работ и ценные замечания и младшему научному сотруднику Л.А. Кулешовой за помощь в оформлении иллюстраций.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анциферова О.А. Геохимия элементов в почвах Земландского полуострова. Калининград. Изд. ФГБОУ ВПО "КГТУ", 2013. 222 с.
- 2. Бадюкова Е.Н., Жиндарев Л.А., Лукьянова С.А., Соловьева Г.Д. Геолого-геоморфологическое строение Куршской косы и некоторые этапы истории ее развития // Геоморфология. 2006. № 3. С. 37–48.
- 3. Бадюкова Е.Н., Жиндарев Л.А., Лукьянова С.А., Соловьева Г.Д. Строение корневой части Куршской косы // Вестник Моск. университета. Сер. 5. 2010. № 5. С. 53–59.
- 4. *Емельянов Е.М.* Биогенные компоненты в осадках Балтийского моря // Геология и геохимия нефти и газа. 2014. Т. 55. № 12. С. 1759–1774.
- Блажчишин А.И. Палеогеография и эволюция позднечетвертичного осадконакопления в Балтийском море. Калининград: Янтарный сказ, 1998. 160 с.
- 6. Котельников Б.Н. Реконструкция генезиса песков: Гранулометрический состав и анализ эмпирических полигонов распределения / Под ред.

В.Н. Шванова. Л.: Издательство Ленинградского университета, 1989. 132 с.

- Сергеев А.Ю. Палеогеографическая реконструкция района Куршской косы в позднем неоплейстоцене-голоцене // Региональная геология и металлогения. 2015. № 62. С. 34–44.
- Харин Г.С., Жуковская И.П. Типы осадков и разрезов верхнечетвертичного чехла и геологическая устойчивость Куршской косы (Балтийское море) // Литология и полезные ископаемые. 2013. № 3. С. 215–233.
- Харин Г.С., Жуковская И.П., Ерошенко Д.В. Новые данные о геологии зоны сочленения Куршской косы и Самбийского полуострова // Проблемы изучения и охраны природного и культурного насле-

дия Национального парка "Куршская коса". 2012. Вып. 8. С. 193–202.

- Харин Г.С., Жуковская И.П., Исаченко С.М., Ерошенко Д.В. Рудоносные пески в осадках Куршской косы (Балтийское море) // Океанология. 2021. Т. 61. № 1. С. 132–140.
- 11. Шванов В.Н. Песчаные породы и методы их изучения. Л.: Недра, 1969. 248 с.
- Blott S.J., Pye K. Gradistat: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments // Earth Surf. Process. Landforms. 2001. № 26. P. 1237–1248.
- Wentworth C.K. A scale of grade and class terms for clastic sediments // Journal of Geology. 1922. V. 30. P. 377–392.

On the development of Sand Deposits in the Southern Part of the Curonian Spit

D. V. Eroshenko^{*a*, *b*, #, M. G. Napreenko^{*a*, *b*, ##, E. V. Dorohova^{*a*, *b*}, G. S. Kharin^{*a*}, I. P. Zhukovskaya^{*c*, ###}, L. D. Bashirova^{*a*, *b*}}}

^aShirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia ^bImmanuel Kant Baltic Federal University, Kaliningrad, Russia ^c "Curonian Spit National Park", Rybachy village, Kaliningrad region, Russia [#]e-mail: aoio@rambler.ru ^{##}e-mail: maxnapr@gmail.com ^{###}e-mail: nehrung2@mail.ru

As part of paleogeographic studies on the Curonian Spit (geological section GS 024), a coastal section was studied from the sea in the area of the village Lesnoy in the place where relic lagoon oozes come out. The granulometric, chemical and mineral compositions of slope sands were studied for the first time. The heterogeneity of the conditions for the formation of sand strata was confirmed. A high probability of a secondary change in the composition of sediments as a result of weathering processes was revealed. The results of the study indicate a gradual advance of sand deposits on the coastal part of the lagoon, which began about 10 thousand years ago. Differentiation of the sand stratum into the lower and upper parts relative to the interlayer-marker of coarse-grained sand identified in the section may reflect different stages of generation of the sand stratum: from the supposed shallow swell formed during sea level rise to beach and eolian sands.

Keywords: Curonian Spit, beach sand, paleoreconstruction, gyttiae, glacial mud, geochemistry, granulometry

——— МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ ——

УДК 551.89

ЛИТОЛОГИЯ И СТРАТИГРАФИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕКТОРА АМЕГИНО АТЛАНТИЧЕСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ ПАТАГОНИИ

© 2023 г. Е. В. Иванова^{1,} *, Д. Г. Борисов¹, И. О. Мурдмаа¹, Г. Х. Казарина¹, Н. В. Симагин¹, Т. Ф. Зингер^{1, 2}

> ¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия ²Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Москва, Россия *e-mail: e_v_ivanova@ocean.ru Поступила в редакцию 09.09.2022 г. После доработки 10.10.2022 г. Принята к публикации 05.12.2022 г.

В статье приводятся первые данные о литологии и возрасте отложений сектора Амегино контуритовой системы Аргентинской Патагонии. На основе изучения литологии осадков и состава содержащихся в них микрофоссилий, измерений магнитной восприимчивости и цветовых характеристик (спектрофотометрия), а также масс-спектрометрических радиоуглеродных датировок проведено лито- и хроностратиграфическое расчленение шести коротких (до 1 м) колонок донных осадков континентальной окраины, с глубин 2–2.3 км. Выделены горизонты, соответствующие морским изотопно-кислородным стадиям (ИКС) 1–3. Проведена их удаленная корреляция с одновозрастными горизонтами датированной опорной колонки АИ-3327 с террасы Пьедра Буэна. Сделаны оценки мощностей горизонтов и скоростей осадконакопления. В пределах сектора Амегино в грубозернистых осадках позднего стадиала последнего оледенения подтверждено наличие глауконита, встреченного ранее в одновозрастных осадков, однозначно указывающие на участие придонных течений в осадконакоплении на континентальной окраине.

Ключевые слова: контуритовые террасы, каньоны, Нижняя циркумполярная вода, терригенные и биогенные осадки, латеральная седиментация, глауконит, микрофоссилии, масс-спектрометрическое радиоуглеродное датирование, магнитная восприимчивость, спектрофотометрия **DOI:** 10.31857/S0030157423020065, **EDN:** NTUPFW

введение

Континентальный склон Аргентинской Патагонии известен как уникальный район широкого развития контуритовых террас и подводных каньонов [13, 16, 19, 20, 23, 26, 27]. Именно поэтому он назван Аргентинской контуритовой системой (АКС, [19, 20]). Четыре разломные зоны разделяют АКС на несколько сегментов или секторов (рис. 1; [17]). Два южных сектора характеризуются четырьмя простирающимися вдоль склона подводными террасами. Для более северного из них, сектора Альмиранте Браун между зонами разломов Фолклендско-Мальвинской и Колорадо, характерны каньоны, пересекающие террасы и прослеженные вниз по склону в интервале глубин от 500 до 4000 м [19, 20]). Литология и стратиграфия отложений террас и каньонов, а также источники осадочного материала пока еще слабо изучены, хотя имеется несколько публикаций по частным вопросам [2, 4, 5, 7, 21]. Еще меньше известно о рельефе и отложениях сектора Амегино, расположенного севернее, между зонами разломов Колорадо и Бахия-Бланка (рис. 1).

На 4-м этапе 79-ого рейса (2020 г.) НИС "Академик Мстислав Келдыш" были сделаны два коротких батиметрических профиля в секторе Амегино с отбором коротких колонок донных осадков. Четыре из них получены на сейсмоакустическом профиле, выполненном параметрическим профилографом SES-2000 deep в 53-ем рейсе (2017 г.) НИС "Академик Иоффе" (рис. 1-2; [3, 4]). Изучение и датирование полученных осадков. а также удаленная корреляция с колонкой АИ-3327 с террасы Пьедра Буэна [5]) позволили получить обсуждаемые в данной статье первые представления о составе, возрасте и литостратиграфическом расчленении отложений, а также о распространении глауконита в северной части континентального склона, в пределах сектора Амегино.



Рис. 1. Батиметрическая карта-схема района исследования, показано положение станций отбора колонок. На врезке – положение района исследования в ЮЗ Атлантике. Профили: *1* – сейсмоакустические, *2* – эхолотные; *3* – станции отбора проб, *4* – зоны разломов, *5* – подводные каньоны.

ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЯ

Сектор Амегино (или сегмент II по [19, 20]) относится к северной части континентального склона Патагонии, с расчлененным каньонами рельефом ниже бровки шельфа (рис. 1). В пределах сектора Амегино верхняя часть склона (между изобатами 150–750 м) в целом более крутая, а ниже склон выполаживается. Изученная ранее опорная колонка АИ-3327 получена из более южного сегмента I или Альмиранте Браун (по [20]),

ОКЕАНОЛОГИЯ том 63 № 2 2023

с полого-наклоненной на восток террасы Пьедра Буэна, ниже зоны разгрузки каньона #1.

В прилегающей к континентальному склону низменной части Южной Америки (Патагонии) нет крупных рек и конусов выноса. Этим, наряду с засушливым климатом, объясняется дефицит терригенного осадочного материала на склоне. Биогенный (планктоногенный) материал поступает из вод идущего на север холодного Мальвинского/Фолклендского течения в результате преимущественно вертикальной седиментации и



Рис. 2. (а–б). Сектор Амегино: а – Батиметрический профиль АМК-79 через станции АМК-6770-6768; б – Сейсмоакустический профиль АИ-53 и батиметрический профиль АМК-79, положение 4 станций на борту каньона; в – Сейсмоакустический и батиметрический профили, полученные в экспедиции АИ-53 на террасе Пьедра Буэна.

Номер станции	Широта, ю.ш.	Долгота, з.д.	Глубина, м	Длина, см
АМК-6763 дч	44°03.932	58°15.988	2150	14
AMK-6763	44°03.934	58°15.989	2150	93
AMK-6764 T2	44°02.491	58°14.234	2208	96
AMK 6766	44°00.679	58°11.875	2286	64
AMK 6767	44°01.968	58°13.562	2232	46
АМК-6768 дч	43°55.336	58°20.747	1956.6	10
AMK-6769	43°47.610	58°28.929	2244	30
AMK-6770	43°43.904	58°33.022	2159	26
АИ-3327	46°54.8	58°38.1	2327	233

Таблица 1. Координаты и глубины станций отбора колонок (Т – трубка, дч – дночерпатель)

далее подхватывается, переносится и отлагается контурными течениями.

Континентальный склон Аргентинской Патагонии омывается водами Антарктического происхождения. На поверхности Мальвинское/ Фолклендское течение встречается около 35°– 40° ю.ш. с теплым Бразильским течением южного направления (например, [31]). Южнее, в районе 47°–48° ю.ш., находится Субантарктический фронт (СА, [28, 29]). Субантарктический фронт и Бразильско-Мальвинская зона слияния оказывают значительное влияние на субмеридиональные изменения в составе диатомовой флоры и, в меньшей степени, фауны планктонных фораминифер.

Антарктическая промежуточная вода (ААПВ) занимает глубины ~500–1000 м, Верхняя циркумполярная вода (ВЦПВ) – ~1000–2000 м и Нижняя циркумполярная вода (НЦПВ), омывающая континентальный склон в районе исследования, охватывает интервал глубин ~2000–3500 м. Глубже 4000 м распространяется Глубинная вода моря Уэдделла (УГВ) [8–10, 25, 30, 32–34]).

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА

В секторе Амегино сделано два батиметрических профиля с помощью штатного судового оборудования НИС "Академик Мстислав Келдыш" – глубоководного эхолота Kongsberg EA600 (рис. 1–2). Отбор коротких (46–96 см) колонок донных осадков на батиметрических профилях проводился на 6 станциях ударной трубкой (с внутренним диаметром 96 мм), сконструированной на борту судна Н.А. Беляевым (ИО РАН). Пробы поверхностного слоя осалков (10–15 см) отобраны на станциях АМК-6763, АМК-6768, АМК-6769 дночерпателем "Океан 0.25" (табл. 1, рис. 1-2). Выход судна в намеченные точки обеспечивался спутниковой системой навигации GPS Trimble. Колонки АМК-6763, 6764Т1 и Т2, 6766, 6767 отобраны с глубин 2150–2286 м на коротком участке сейсмоакустического профиля, пересекающем серию эрозионных ступеней (табл. 1, рис. 26). Колонки АМК-6769 и 6770, а также вырезка из дночерпателя АМК-6768 получены на батиметрическом профиле, идущем вверх по склону в направлении с ЮВ на СЗ с глубин 2244, 2159 и 1957 м соответственно. Профиль, по-видимому, пересекает каньон глубиной около 400 м. Колонки получены на двух противоположных бортах каньона, а дночерпательная проба — на возвышенности, предположительно разделяющей два каньона (рис. 2а).

Колонка АИ-3327 с террасы Пьедра Буэна получена в 46-ом рейсе НИС "Академик Иоффе" (2014 г.), литология и гранулометрический состав осадков изучены ранее [1, 5]). В данной работе приводится стратиграфическое расчленение колонки на основе изучения диатомовой флоры, фауны фораминифер, измерений магнитной восприимчивости и результатов масс-спектрометрического радиоуглеродного датирования. Лабораторная обработка образцов для диатомового анализа проведена по упрощенной методике [11]. Для получения количественных характеристик ископаемой флоры в каждом из изученных 23 образцов (с интервалом опробования около 10 см) по возможности подсчитывалось и определялось не менее трехсот створок диатомей.

На борту судна в обеих экспедициях производилось визуальное описание и фотографирование колонок донных осадков, водно-ситовым методом выделена песчаная фракция (>0.1 мм), которая затем изучалась под бинокулярным микроскопом для определения относительного общего содержания, видового состава и сохранности планктонных фораминифер (ПФ), а также состава минеральных и биогенных компонентов с интервалом опробования около 10 см в зависимости от изменения литологии.

Гранулометрический анализ выбранных образцов (валовые пробы) из всех шести колонок сектора Амегино выполнен на лазерном дифракционном анализаторе размеров частиц Shimadzu SALD-2300 с проточной ячейкой Shimadzu MS23. Перед проведением анализа пробы подвергались воздействию ультразвука в течение одной минуты.

Измерение цветовых характеристик донных осадков тех же шести колонок проводилось на борту судна с помощью спектрофотометра Konica Minolta CM-2300d спустя 1 час после разрезания секции вдоль (по [12]). Осадок предварительно покрывался пленкой Hostaphan RN 15/15 μ m. Измерения выполнялись с шагом 1 см по длине колонки в режиме без учета зеркального компонента (SCE), при теплоте источника света 6504K (D65) и угле обзора наблюдателя 2°.

На разрезанных вдоль секциях колонок AMK-6763-6770 проводились измерения объемной магнитной восприимчивости – к (меры намагничивания вещества под действием внешнего магнитного поля). Исследование проводилось с помощью системы измерения магнитной восприимчивости Bartington MS3 с поверхностным сканирующим датчиком Bartington MS2E в составе автоматизированной системы комплексного исследования кернов Geotek MSCL-XYZ соге workstation. Шаг измерений составил 0.5 см. Для колонки AИ-3327 анализ выполнялся в ручном режиме на образцах высушенного, растертого, запрессованного в кюветы осадка с помощью той же системы измерения (шаг 5-10 см).

Анализ элементного состава донных осадков колонок AMK-6763-6770 (архивные секции) выполнялся в автоматическом режиме (на Geotek MSCL-XYZ core workstation) с помощью рентгенофлуоресцентного спектрометра Geotek (15 Вт/ 50 кВ, Rh анод) с гелиевой ячейкой. Измерения проводились с шагом 0.5 см (размер пятна 15×1 мм) в двух режимах работы рентгеновской трубки: 1) 10 кВ (70µА) без применения фильтров и 40 кВ (95 µА), с серебряным фильтром толщиной 125 µm (1 с на каждый луч).

Элементный состав осадков (высушенных, растертых и запрессованных в кюветы) колонки AU-3327 анализировался вручную с помощью переносного рентгенофлуоресцентного спектрометра Olympus Vanta C (4 Вт/ 40 кВ, Ag анод) в двух режимах работы рентгеновской трубки: 1) 40 кВ (87.66 μ A) и 2) 10 кВ (131 μ A) (30 с на каждый луч). Измерения магнитной восприимчивости и элементного состава проводились через пленку Chemplex Prolene 416.

Для 6 образцов из колонок АМК-6763 и АМК-6764 Т2, а также для 2 образцов колонки АИ-3327 в Познаньской радиоуглеродной лаборатории выполнено масс-спектрометрическое радиоуглеродное датирование по комплексу раковин ПФ, размером >0.15 мм (табл. 2). Календарный возраст рассчитан с помощью программы Calib 7.8.2 по калибровочной кривой Marine20 [18].

РЕЗУЛЬТАТЫ

Колонки сектора Амегино. При сопоставлении разрезов шести колонок на борту судна выявлен ряд сходств и различий в литологии осадков. По визуальному описанию, результатам изучения песчаной фракции и гранулометрического анализа (рис. 3-4) сверху вниз выделяется одна и та же последовательность литологических горизонтов. Критерием выделения горизонтов служит содержание Са, по результатам рентгенофлуоресцентного анализа практически целиком связанного с биогенным кальцитом (раковинами планктонных и бентосных (БФ) фораминифер, их обломками, кокколитами, известковыми обломками макробентоса). Общей чертой всех горизонтов и подгоризонтов следует считать развитие биотурбации, проявленной в разной степени и разными формами, от редких пятен до присутствия песчаных линз и полного нарушения границ между горизонтами, подгоризонтами и слоями внутри них. В верхней части всех колонок (0-20/30 см) выделяется горизонт 1, представленный песчаными терригенно-биогенными и биогенными отложениями с высоким содержанием раковин ПФ. преимущественно хорошей сохранности, значительным (во многих пробах) содержанием радиолярий, примесью раковин БФ, спикул губок, игл морских ежей, единичных раковин остракод и птеропод. Явно подчиненная терригенная составляющая сложена полевошпатово-кварцевым песком с небольшой примесью глауконита в песчаной фракции. В дночерпательной пробе АМК-6768 осадки более крупнозернистые, терригенно-биогенные. Встречены обломки пород гравийно-галечного размера.

Ниже наблюдается постепенный переход от сильно известковых биогенных и терригеннобиогенных песков к терригенным пескам и силту горизонта 2 (20/30-60/90 см) с небольшой биогенной примесью. Переход между известковыми и терригенными осадками в двух более мелководных колонках (АМК-6763 и АМК-6764) маркируется резкой ступенчатой границей с линзами известкового биогенного материала, природу которой предстоит выяснить. В трех более глубоководных колонках (АМК-6766, АМК-6767, АМК-6769) эти два горизонта разделены постепенной границей, а первоначальное залегание слоев довольно сильно нарушено биотурбацией. В горизонте 2 условно различаются подгоризонты 2а и 26, неоднородные по гранулометрическому составу преобладающего терригенного материала. Типичный осадок верхнего подгоризонта 2а – терригенный песок, но встречаются слои силта (АМК-6764). Содержание зерен глауконита в песчаной фракции осадка составляет 20-30%, радиолярий около 10%, доминирует кварц (50-70%). Единично встречаются раковины $\Pi \Phi$ и $\Phi \Phi$, а также об-

Код лаборатории	Номер станции и горизонт, см	Датируемый материал	Радиоугле- родный возраст, лет назад	Калибро- ванный возраст (±1σ), лет назад	Календарный возраст, лет назад (относит. 1950 г.)	Скорость осадконако- пления, см/тыс. лет*
	•		•	•		
Poz-127806	AMK-6763 8-9	ΠΦ	2665 ± 30	2284-2126	2210	3.8
Poz-128103	AMK-6763 15-16	ΠΦ	4305 ± 35	4332-4147	4240	3.4
Poz-127807	AMK-6763 23-24	ПФ	10660 ± 50	11937-11699	11 818	1.0
Poz-128104	AMK-6764 5-6	ΠΦ	2430 ± 30	1976-1818	1897	2.9
Poz-128106	AMK-6764 15-16	ПФ	4475 ± 35	4552-4375	4464	3.9
Poz-127808	AMK-6764 25-26	ПФ	10500 ± 50	11694–11431	11563	1.4
Poz-90970	АИ-3327	ПФ	5050 ± 35	5289_5101	5195	2.0
102-20270	10-11	ΠΨ	5050 ± 55	5269-5101	5175	1.2
Poz-90972	АИ-3327 50-51	ΠΦ	32620 ± 450	36781-35773	36277	1.5

Таблица 2. Возраст осадков по данным масс-спектрометрического радиоуглеродного датирования (Рог – Познаньская лаборатория, Польша, ПФ – планктонные фораминиферы)

Примечание: * – скорость осадконакопления рассчитана между соседними датировками, либо между поверхностью (0 см) и ближайшей датировкой.

ломки пород. Пять из шести колонок (АМК-6763, 6766, 6767, 6769 и 6770), по-видимому, не прошли второй горизонт (рис. 3, 5).

Подгоризонт 26 хорошо выделяется в трех колонках (АМК-6763, АМК-6764, АМК-6766), где он представлен плохо сортированными, но мономодальными песчано-силтовыми отложениями с гравием, галькой и щебнем базальтового (по визуальному описанию) состава (рис. 3, 5). На верхнем контакте (2а/2б) наблюдается обратная градационная слоистость, характерная для контуритовых отложений. В нижней части подгоризонта 26 колонки АМК-6763 хорошо видны эрозионноаккумулятивные линзы, явно сформированные под действием придонных течений (рис. 4).

В основании колонки АМК-6764 выделяется слой, обогащенный раковинами ПФ средней и хорошей сохранности (20–50%) и скелетных остатков радиолярий (в среднем около 20%), который вероятно представляет собой верхи известково-терригенного горизонта 3. На такое предположение указывает и изменение магнитной восприимчивости (рис. 3, 5). Четыре колонки южного профиля удалось коррелировать между собой путем сопоставления кривых магнитной восприимчивости (MB), на которых хорошо выделяются сходные пики повышенных значений в пределах горизонта 1, на границах горизонтов 1/2аб, 2а/2б и предположительно 2б/3, соответствующие интервалам усиленного поступления терригенных магнитных минералов на континентальный склон (рис. 5).

Кроме того, на южном профиле сделана корреляция колонок по цветовому параметру L* (уровень яркости цвета), для которого выделяются три предположительно одновозрастных пика (рис. 5). В коротких колонках АМК-6769 и АМК-6770 пики MB и L* выявить не удалось.

Во всех колонках сектора Амегино встречены четвертичные комплексы планктонных фораминифер преимущественно хорошей сохранности, относящиеся к стратиграфической зоне Globorotalia truncatulinoides [22]. Они представленны умеренными, субтропическими и субполярными видами. Наиболее многочисленны Globorotalia inflata, Globigerina bulloides, зональный индекс-вид Globorotalia truncatulinoides, Globorotalia crassaformis,

ОКЕАНОЛОГИЯ том 63 № 2 2023







Рис. 4. Колонка АМК-6763. а – Литология, гранулометрия, магнитная восприимчивость (MB), отношение Ca/Al, уровень яркости цвета осадков (L*). б – Фрагмент фотографии колонки с линзами, указывающими на контуритовую природу осадков. Условные знаки: Гранулометрия – см. рис. 3. Литология: 1 – известковый песок, силтистый песок, песчанистый силт; 2 – песчанистый силт терригенно-известковый; 3 – силт терригенный; 4 – песчанистый силт терригенный; 5 – силтистый песок терригенный; 6 – галька и гравий.

Neogloboquadrina pachyderma sin., *Turborotalita quinqueloba*, единичны *Globigerinella calida* и *Globorotalia scitula*. В осадках горизонтов 1 и 3 (в колонке АМК-6764) раковины фораминифер составляют более половины песчаной фракции. Численность ПФ значительно ниже (как правило, 5–10% от песчаной фракции), а сохранность хуже в терригенных отложениях горизонта 2. Среди немногочисленных БФ типичны *Cibicidoides wuellerstorfi*, *Ругдо* sp., *Uvigerina* sp.. В значительном количестве присутствуют скелеты радиолярий, особенно в отложениях горизонтов 2 и 3. В отдельных пробах единично встречаются известковые раковины остракод и птеропод.

Опорная колонка АИ-3327 с террасы Пьедра Буэна. В колонке АИ-3327 вскрыты четыре <u>литостратиграфических горизонта</u>, представленных сверху вниз биотурбированным глауконитовоизвестковым силтово-песчаным осадком (0–20 см), зеленовато-черным глауконитовым песком (20– 49 см), отделенным неровной эрозионной по-

ОКЕАНОЛОГИЯ том 63 № 2 2023

верхностью от белого известкового фораминиферового-кокколитового ила (50–156 см), под которым залегает еще один горизонт зеленовато-черного глауконитового песка (156–233 см, рис. 6; [5]).

В верхнем и третьем (известковых) горизонтах встречено большое количество раковин ныне живущих видов ПФ, преимущественно хорошей сохранности. В колонке встречаются и другие биогенные остатки, включая раковины БФ, обломки кораллов, спикулы губок. Особенно многочисленны скелетные остатки радиолярий, в том числе в глауконитовом песке. Видовой состав комплексов ПФ тот же, что и в колонках сектора Амегино, но единично встречается переотложенный плиоценовый вид *Globorotalia conoidea* (как в более глубоководных колонках АИ-2609 и АИ-2610 [7]).

Ископаемая флора диатомей преимущественно сильно-окремненная, хорошей сохранности, уверенно идентифицируется и в целом современная. Вся колонка может быть отнесена к верхнесреднеплейстоценовой зоне *Thalassiosira lentigino*-



Рис. 5. Магнитная восприимчивость (MB), уровень яркости цвета осадков (L*), масс-спектрометрические радиоуглеродные датировки и корреляция колонок сектора Амегино. *1* – корреляция пиков MB, *2* – корреляция пиков уровня яркости (L*).

sa зональной шкалы по диатомеям для высоких южных широт [38]. В верней части горизонта 3 (101-50 см) постоянно присутствует стратиграфически значимый вид Hemidiscus aff. karstenii. однако он имеет черты формы переходной между *H. cuneiformis* и *H. karstenii*. В горизонте 4, на 193 см единично встречены очень тонкие и хрупкие створки Rouxia leventerae, зонального для южного варианта стратиграфической схемы [38] вида, уровень исчезновения которого определен в 0.13 млн лет. На 233 см отмечены крупные и относительно хрупкие створки вида Thalassiosira elliptipora, уровень исчезновения которого датируется в широком диапазоне (0.65-0.3 млн. лет) [15]. Бедность флоры не позволяет однозначно определить, находится ли этот вид во вторичном залегании. Если предположить инситность нахождения указанных видов, то возраст основания колонки должен быть определен как ≥0.3 млн лет, возраст осадков на 193 см как ≥0.13 млн лет.

Количественное содержание диатомей, пересчитанное на грамм натурального сухого осадка, по разрезу колонки меняется в большом диапазоне — от полного отсутствия до очень высоких значений (>2 млн. экз/г). Суммарно определено более 50 видов диатомей, подавляющая часть которых относится к субантарктическим, умеренно холодноводным (Fragillariopsis kerguelensis, Thalassiosira lentiginosa, T. oliveriana, Eucampia antarctica, T. gravida, Rhizosolenia simplex, Asterompalus parvulus). В подчиненной позиции находятся относительно тепловодные таксоны (Actinocyclus curvatulus, Azpeitia tabularis, Shionodiscus oestrupii, Roperia tesselata, Planktoniella sol, Thalassiosira lineata, T. essentrica, Asteromphalus heptactis, T. trifulta, Coscinodiscus radiatus, C. asteromphalus) и единично представлены переотложенные виды (Actinocyclus ingens, Thalassiosira aff. fraga, T. vulnifica и др.).

В горизонте 1 диатомеи относительно немногочисленны (42 тыс. экз./г осадка на 5–6 см), хорошей сохранности, доминируют почти в равных количествах холодноводная *Thalassiosira lentiginosa* и умеренно-тепловодный вид *Azpeitia tabularis*, подчеркивая типичный для данного района смешанный характер флоры. Переотложенные формы не встречены.



Рис. 6. Колонка АИ-3327 с террасы Пьедра Буэна. Литология, масс-спектрометрические радиоуглеродные датировки, литостратиграфические горизонты, отношение Ca/Al, магнитная восприимчивость (MB), биостратиграфические зоны по диатомовым (диатом.) и планктонным фораминиферам (ПФ).

В кварцево-глауконитовых песках горизонтов 2 и 4, как правило, спорадически присутствуют немногочисленные, типичные для данного биогеографического района ассоциации диатомей субантарктической природы (*Thalassiosira lentiginosa*, *Chaetoceros* spp., единично *T. gravida*) с некоторым участием переотложенных неогеновых видов *Thalassiosira coinvexa* в горизонте 2, а также *T.* aff. *fraga*, *T. vulnifica*, *Actinocyclus ingens* в горизонте 4. Видовое разнообразие невысокое. На 182 и 172 см на фоне немногочисленных диатомей более тепловодного комплекса, включающего *Coscinodiscus radiatus* и *Shionodiscus oestrupii*, отмечено массовое

ОКЕАНОЛОГИЯ том 63 № 2 2023

присутствие фрагментов органического происхождения, в том числе пыльцы и остатков многоклеточных растительных (?) организмов, по-видимому, наземного или прибрежного происхождения. На 193 см характер флоры существенно меняется, осадки содержат умеренное количество типичных субантарктических открытоокеанических диатомей (*Fragillariopsis kerguelensis, T. lentiginosa, T. oliveriana, Eucampia antarctica, Rhizosolenia simplex, R. hebetata, Asteromphalus parvulus).* В базальных слоях колонки (222–233 см) флора диатомей скудная, отсутствуют типичные для Субантарктики пеннатные формы *Fragillariopsis* spp.. В карбонатных фораминиферово-кокколитовых илах горизонта 3 диатомеи особенно обильны (до 2311 тыс. экз./г осадка), их численность и видовой состав меняются часто и пульсационно. В целом флора диатомей представлена типичными для Бразильско-Мальвинской зоны смешения ассоциациями, включающими как относительно холодноводные, так и умеренно тепловодные виды. Встречается переотложенный Actinocyclus ingens. Максимальная численность и разнообразие (>30 видов) отмечены на 72 см. Доминируют почти в равном соотношении холодноводная Thalassiosira lentiginosa и умеренно-тепловодная Azpeitia tabularis, подчеркивая смешанный характер флоры.

ОБСУЖДЕНИЕ

Лито- и хроностратиграфия осадков сектора Амегино. Полученные лля колонок АМК-6763 и АМК-6764 Т2 масс-спектрометрические радиоуглеродные датировки хорошо согласуются между собой и однозначно указывают на послеледниковый возраст верхнего литостратиграфического горизонта преимущественно биогенных осадков, который, таким образом, соответствует морской изотопно-кислородной стадии (ИКС) 1 стандартной шкалы (14-0 тыс. л.н.), [24]; табл. 2). Скорости осадконакопления в пределах этого горизонта менялись от 1-1.5 см/тыс. лет в нижней части (12-5 т.л.н.) до 2.9-3.9 см/тыс. лет за последние 4-5 тыс. лет. Терригенные отложения нижележащего горизонта 2 с глауконитом и примесью биогенных частиц (подгоризонт 2а), а также с гравием и щебнем (подгоризонт 2б), очевидно, накапливались во время позднего стадиала последнего оледенения (ИКС 2) при понижении уровня океана. Исходя из средней мощности горизонта 2 около 50 см и возраста границ ИКС 2 (14 и 29 тыс. л.н. по [24]), средняя скорость осадконакопления составляла около 3.3 см/тыс. лет. Нижележащие отложения горизонта 3 с высоким (до 50%) содержанием известковых раковин $\Pi \Phi$ в песчаной фракции, скорее всего, относятся к межстадиалу оледенения (ИКС 3).

Результаты корреляции колонок по магнитной восприимчивости и параметру L* в четырех колонках южного профиля достаточно хорошо соответствуют друг другу. Расхождение во взаимном расположении предположительно одновозрастных пиков MB и L* не превышает нескольких сантиметров. Для колонок AMK-6763 и AMK-6764 корреляция по двум параметрам подтверждается близкими значениями радиоуглеродного возраста как для голоценовых отложений, так и для переходного интервала дегляциации (табл. 2, рис. 5).

Хроностратиграфия колонки АИ-3327. Полученные для колонки АИ-3327 масс-спектрометрические радиоуглеродные датировки по ком-

плексам раковин ПФ (табл. 2, рис. 6) подтверждают предложенное [5] расчленение разреза на горизонты послеледниковья и трех интервалов последнего оледенения: двух стадиалов и разделяющего их межстадиала. Таким образом, преимущественно биогенные известковые илы соответствуют более теплым интервалам ИКС 1 и 3, а терригенные кварцево-глауконитовые пески накапливались при понижении уровня океана в холодные стадиалы ИКС 2 и 4. Учитывая имеющиеся масс-спектрометрические радиоуглеродные датировки, трудно предположить, что колонка вошла в интервал предпоследнего оледенения (ИКС 6). В соответствии с предложенным хроностратиграфическим расчленением, средние скорости осадконакопления составляли 2 см/тыс. лет в течение последних 5 тыс. лет (или выше с учетом возможного размыва поверхностных осадков при подъеме трубки) и около 1.3 см/тыс. лет в интервале 36-5 тыс. л.н., т.е. ИКС 2 – начала ИКС 1. Учитывая мощность горизонта МИС 3 – 106 см, можно оценить среднюю скорость осадконакопления в межстадиале оледенения (29-57 тыс. л.н. по [24]) в 3.8 см/тыс. лет.

Удаленная корреляция. Литологические данные, кривые магнитной восприимчивости и новые масс-спектрометрические радиоуглеродные датировки дают возможность коррелировать верхнечетвертичные отложения сектора Амегино и террасы Пьедра Буэна, в пределах сектора Альмиранте Браун (колонка АИ-3327) (рис. 7). Во всех изученных колонках сектора Амегино и колонке АИ-3327 выделены преимущественно биогенные отложения послеледниковья (ИКС 1) и терригенные песчано-силтовые отложения позднего стадиала последнего оледенения (ИКС 2) (рисунки 3, 6). Благодаря масс-спектрометрическим радиоуглеродным датировкам, для этих горизонтов сделаны оценки скоростей осадконакопления. Они составляют около 2 см/тыс. лет для позднего голоцена в обоих районах. Средние скорости значительно отличаются в пределах ИКС 2: они выше в секторе Амегино (2-4 см/тыс. лет) и ниже на террасе Пьедра Буэна (около 1 см/тыс. лет).

Колонка АМК-6764 вскрыла верхнюю часть терригенно-биогенных отложений, скорее всего, относящихся к межстадиалу ИКС 3 (рис. 3). Этот интервал, представленный биогенными известковыми илами на террасе Пьедра Буэна, очевидно, полностью пройден только опорной колонкой АИ-3327, которая вошла в нижележащий интервал кварцево-глауконитовых песков раннего стадиала последнего оледенения (ИКС 4, рис. 6). Для колонки АИ-3327 получена довольно высокая средняя скорость осадконакопления в ИКС 3–3.8 см/тыс. лет, что сопоставимо с оценками для позднего голоцена и стадиала оледенения для сектора Амегино.



Рис. 7. Удаленная лито- хроностратиграфическая корреляция 4 колонок сектора Амегино и террасы Пьедра Буэна (АИ-3327) с учетом масс-спектрометрических радиоуглеродных датировок и изменений магнитной восприимчивости (MB).

Такая хроностратиграфическая интерпретация не согласуется с присутствием в колонке АИ-3327 единичных экземпляров видов диатомей *Rouxia leventerae* и *Thalassiosira elliptipora* (на 193 и 233 см, уровни исчезновения 0.13 млн л.н. и 0.3 млн л.н. соответственно). Комплекс полученных данных и корреляция колонок (рис. 7) позволяют считать, что данные виды, скорее всего, переотложены. Это подтверждается и масс-спектрометрическими радиоуглеродными датировками для колонки AU_GEO02_GC21 (46°31.26' ю.ш., 58°34.5' з.д.) с глубины 2379 м [21]. Две опубликованные датировки (39.3 и 42.9 календарных т.л.н.) указывают на позднечетвертичный возраст отложений в интервале 230–335 см.

В то же время приведенные датировки колонки AU_GEO02_GC21 предполагают высокие скорости осадконакопления в верхних 230 см [21], значительно превышающие полученные нами оценки для колонки AИ-3327 (табл. 2). Посколь-

ОКЕАНОЛОГИЯ том 63 № 2 2023

ку прямое сопоставление датировок двух колонок, полученных на разных стратиграфических уровнях (из ИКС 1 и 3 в АИ-3327 и только из ИКС 3 в AU_GEO02_GC21), не представляется возможным, вопрос о скоростях осадконакопления требует дальнейшего изучения путем датирования других колонок с террасы Пьедра Буэна. То же касается и полученных в данной работе низких скоростей осадконакопления в пределах стадиала последнего оледенения на террасе Пьедра Буэна.

Генезис донных отложений. Контуритовая природа изученных отложений (по крайней мере, горизонта 2) доказывается совокупностью таких литологических признаков как биотурбация, плохая сортировка, наличие тонкослоистых интервалов (с волнообразной формой слоев, нечеткими, нарушенными биотурбацией или линзовидными границами слоев) (рис. 4б). Интервалы колонок с текстурами прямой и обратной градационности, выявленные по данным макроописания, предположительно считаются элементами би-градационных последовательностей (циклитов) (рис. 3) [14, 35–37]. Все эти признаки характеризуют длительную в масштабах геологического времени эрозионно-аккумулятивную деятельность придонных течений, которая принципиально отличается от геологически мгновенных процессов накопления турбидитов и других гравититов. Скорости осадконакопления, рассчитанные для выделенных в колонках горизонтов, существенно ниже скоростей, характерных для валоподобных и плоских дрифтов, в особенности, представленных грубозернистыми контуритами (напр., [34]). Этот факт, вероятно, объясняется высокой энергией гидродинамических процессов у дна, что препятствует осаждению частиц.

Поскольку горизонт 3 в колонке AMK-6764, взятой в верхней части профиля ступенчатого континентального склона (рис. 2), представлен известково-терригенным плохо сортированным тонкозернистым силтистым песком с повышенным содержанием мелкого силта, можно предположить относительно слабое движение придонных вод в конце межстадиала ИКС 3.

Горизонт 26 в колонках АМК-6763, АМК-6764, АМК-6767 литологически неоднороден и возможно отражает элементы би-градационной цикличности контуритов согласно [36].

Причины бимодальности и полимодальности гранулометрических распределений и вытекающей отсюда крайне плохой сортировки известковых и терригенно-известковых осадков горизонта 1 пока не ясны и требуют дополнительных исследований. Вероятно, это как-то связано с сочетанием вертикальной гемипелагической седиментации и деятельности придонных течений.

Колонки отобраны близко к каньонам, поэтому нельзя полностью исключить воздействие гравитационных потоков на позлнечетвертичное осадконакопление. Поскольку четкие признаки турбидитов и гравититов в изученных колонках отсутствуют, можно предположить, что материал гравитационных потоков переотлагался придонными течениями, как предложено, например в [6]. Значительное содержание грубозернистого материала в некоторых слоях указывает на возможное вымывание более тонких частиц под действием интенсивной придонной гидродинамики. Наличие неокатанных зерен гравия в изученных колонках, как и установленное ранее в секторе Альмиранте Браун [5, 7, 27], свидетельствует в пользу айсбергового разноса.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По комплексу литологических, микропалеонтологических данных, измерений магнитной восприимчивости и цветовых характеристик (спектрофотометрия), а также масс-спектрометрических радиоуглеродных датировок впервые проведено лито- и хроностратиграфическое расчленение донных осадков континентального склона в пределах сектора Амегино, Атлантической континентальной окраины Аргентинской Патагонии, с глубин 2–2.3 км. Выделены два литостратиграфических горизонта, соответствующие ИКС 1 и 2. Колонка АМК-6764 вошла в осадки ИКС 3. Сделаны оценки мощностей литостратиграфических горизонтов и скоростей осадконакопления.

Проведена удаленная корреляция преимущественно биогенных отложений ИКС 1 и терригенных отложений ИКС 2 в колонках сектора Амегино и датированной в данной работе опорной колонке АИ-3327 с террасы Пьедра Буэна.

Установлено распространение на континентальном склоне в пределах сектора Амегино глауконитово-кварцевых песков позднего стадиала последнего оледенения (ИКС 2). В горизонте 2 (ИКС 2) осадков сектора Амегино относительное содержание глауконита ниже, а примесь силта выше, чем в описанных ранее кварцево-глауконитовых песках ИКС 2 колонки АИ-3327 с террасы Пьедра Буэна.

Подтверждено наличие контуритов в осадочном разрезе сектора Амегино и, таким образом, участие придонных течений в осадконакоплении на континентальном склоне.

Источники финансирования. Работа выполнена при поддержке РНФ (проект № 22-27-00421).

Благодарности. Авторы благодарят научный состав и экипаж 4 этапа 79 рейса НИС "Академик Мстислав Келдыш" за помощь в проведении эхолотирования, отбора и визуального описания колонок донных осадков, М.М. Васильеву — за гранулометрические анализы. Авторы благодарны рецензенту Е.И. Поляковой за внимательное прочтение статьи и ценные критические замечания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Иванова Е.В., Мурдмаа И.О., Борисов Д.Г. и др. Изучение контуритовых систем Южной Атлантики в 46-м рейсе научно-исследовательского судна "Академик Иоффе" // Океанология. 2016. Т. 56. № 5. С. 827–829.
- Иванова Е.В., Мурдмаа И.О., Борисов Д.Г. и др. Геолого-геофизические исследования контуритовых систем Центральной и Южной Атлантики в 52-м рейсе научно-исследовательского судна "Академик Иоффе" // Океанология. 2018. Т. 58. № 2. С. 337– 339.
- 3. Иванова Е.В., Мурдмаа И.О., Борисов Д.Г. и др. Изучение латеральной седиментации в Западной Атлантике в 53-м рейсе научно-исследовательского судна "Академик Иоффе" // Океанология. 2018. Т. 58. № 6. С. 1001–1003.

- 4. Иванова Е.В., Борисов Д.Г., Мурдмаа И.О. и др. Исследование современной латеральной седиментации на континентальном склоне Аргентины в 79 рейсе научно-исследовательского судна "Академик Мстислав Келдыш" // Океанология. 2020. Т. 60. № 6. С. 987–989.
- Мурдмаа И.О., Сейткалиева Э.А., Дара О.М. и др. Глауконитовые пески на террасах континентального склона Патагонии (Юго-Западная Атлантика) // Литология и полезные ископаемые. 2018. № 6. С. 1–6.
- 6. Мурдмаа И.О., Росляков А.Г., Борисов Д.Г. Эрозионно-аккумулятивные процессы в северном секторе контуритовой системы континентального склона Патагонии // Океанологические исследования. 2018. Т. 46. № 3. С. 193–213.
- 7. Мурдмаа И.О., Борисов Д.Г., Иванова Е.В. и др. Фации подводных каньонов континентального склона Аргентинской Патагонии (ЮЗ Атлантика) // Литология и полезные ископаемые. 2022. № 5. С. 419–437.
- Arhan M., Carton X., Piola A., Zenk W. Deep lenses of circumpolar water in the Argentine Basin // Journal of Geophysical Research. 2002. V. 107 (C1). 3007.
- 9. *Arhan M., Heywood K.J., King B.A.* The deep waters from the Southern Ocean at the entry to the Argentine Basin // Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography. 1999. V. 46 (1–2). P. 475–499.
- Arhan M., Naveira-Garabato A., Keywood K.J., Stevens D.P. The Antarctic Circumpolar Current between the Falkland Islands and South Georgia // Journal of Physical Oceanography. 2002. V. 32. P. 1914–1931.
- 11. *Barron J.A, Bukry D., Dea W. et al.* Paleoceanography of the Gulf of Alaska during the past 15,000 years: Results from diatoms, silicoflagellates, and geochemistry // Marine Micropaleontology. 2009. V. 72. P. 176–195.
- 12. *Blum P.* Physical properties handbook: a guide to the shipboard measurement of physical properties of deepsea cores. College Station, Texas, USA, 1997.
- 13. *Bozzano G., Jacobo M., Violante R.A.* Los cañones submarinos del margen continental argentino: una síntesis sobre su génesis y dinámica sedimentaria // Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis. 2017. V. 24(1) P. 85–101.
- Brackenridge R.E., Stow D.A.V., Hernández-Molina F.J. et al. Textural characteristics and facies of sand-rich contourite depositional systems // Sedimentology. 2018. 12463.
- Cody R.D., Levy R.H., Harwood D.M., Sadler P.M. Thinking outside the zone: high-resolution quantitative diatom biochronology for the Antarctic Neogene// Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2008. V. 260 (1–2). P. 92–121.
- Ewing M., Lonardi A.G. Sediment transport and distribution in the Argentine basin. 5. Sedimentary structure of the argentine margin, basin, and related provinces // Physics and Chemistry of The Earth. Geology. 1971. V. 8. P. 125–156.
- Franke D., Neben S., Ladage S. et al. Margin segmentation and volcano-tectonic architecture along the volcanic margin of Argentina/Uruguay, South Atlantic // Marine Geology. 2007. V. 244 (1–4). P. 46–67.
 - ОКЕАНОЛОГИЯ том 63 № 2 2023

- Heaton T.J., Köhler P., Butzin M. et al. Marine20 the marine radiocarbon age calibration curve (0– 55,000 cal BP) // Radiocarbon. 2020. V. 62. P. 779– 820.
- Hernández-Molina F.J., Paterlini M., Violante R. et al. Contourite ontourite depositional system on the Argentine slope: an exceptional record of the influence of Antarctic water masses // Geology. 2009. V. 37. P. 507–510.
- Hernández-Molina F.J., Paterlini M., Somoza L. et al. Giant mounded drifts in the argentine continental margin: origins, and global implications for the history of thermohaline circulation // Marine and Petroleum Geology. 2010. V. 27. P. 1508–1530.
- Isola J.I., Bravo M.E., Bozzano G. et al. The Late-Quaternary deposits of the Piedra Buena Terrace (Patagonian continental slope, SW Atlantic): An example of interaction between bottom currents and seafloor morphology // Marine Geology. 2021. V. 43. 106459.
- 22. *Kennett J.P., Srinivasan M.S.* Neogene planktonic foraminifera. A phylogenetic atlas. California. Hutchinson Ross. 1983. 265 p.
- Lastras G., Acosta J., Muñoz A., Canals M. Submarine canyon formation and evolution in the Argentine continental margin between 44°30' S and 48° S // Geomorphology. 2011. V. 128. P. 116–136.
- 24. *Lisiecki L.E., Raymo M.E.* A Pliocene–Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic δ^{18} O records // Paleoceanography. 2005. V. 20. PA1003.
- 25. *Morozov E.G., Demidov A.N., Tarakanov R.Y., Zenk W.* Abyssal Channels in the Atlantic Ocean. Dordrecht: Springer, 2010.
- Muñoz A., Acosta J., Cristobo J. et al. Geomorphology and shallow structure of a segment of the Atlantic Patagonian margin // Earth-Science Reviews. 2013. V. 121. P. 73–95.
- Muñoz A., Cristobo J., Rios P. et al. Sediment drifts and cold-water coral reefs in the Patagonian upper and middle continental slope // Marine and Petroleum Geology. 2012. V. 36. P. 70–82.
- Olguin H.F., Alder V.A., Puig A., Boltowskoi D. Latitudinal diversity patterns of diatoms in the Southwestern Atlantic and Antarctic waters.// Journal of Plankton Research. 2015. V. 37(4). P. 1–7.
- Orsi A.H., Whitworth T., Nowlin W.D. On the meridional extent and fronts of the Antarctic Circumpolar current // Deep-Sea Research I. 1995. V. 42. № 5 P. 641– 673.
- Orsi A.H., Johnson G.C., Bullister J.L. Circulation, mixing, and production of Antarctic Bottom Water // Progress in Oceanography. 1999. V. 43. P. 55–109.
- Piola A.R., Matano R.P. Brazil and Falklands (Malvinas) currents // Encyclopedia of Ocean Sciences / Steele J.H., *Thorpe S.A., Turekian K.K.* (Eds.) London: Academic Press, 2001. V. 1 P. 340–349.
- 32. *Reid J.L.* On the total geostrophic circulation of the South Atlantic Ocean: Flow patterns, tracers, and transports // Progress in Oceanography. 1989. V. 23. P. 149–244.
- 33. *Reid J.L.* On the circulation of the South Atlantic // The South Atlantic: Present and Past Circulation /

Wefer G., *Berger W., Siedler G., Webb J.* (Eds.). Berlin: Springer, 1996. P. 13–44.

- Smillie Z., Stow D., Esentia I. Deep-Sea Contourites Drifts, Erosional Features and Bedforms // Encyclopedia of Ocean Sciences. Elsevier, 2019. P. 97–110.
- Stow D., Smillie Z., Pan J., Esentia I. Deep-Sea Contourites: Sediments and Cycles // Encyclopedia of Ocean Sciences.: Elsevier, 2019. P. 111–120.
- 36. Stow D.A.V., Faugères J.-C. Contourite Facies and the Facies Model // Contourites. Developments in Sedi-

mentology, 60 / M. Rebesco, A. Camerlenghi. Amsterdam: Elsevier, 2008. P. 223–256.

- Wetzel A., Werner F., Stow D.A.V. Bioturbation and Biogenic Sedimentary Structures in Contourites // Contourites. Developments in Sedimentology, 60 / M. Rebesco, A. Camerlenghi (Eds.). Amsterdam: Elsevier, 2008. P. 183–202.
- Zielinski U., Gersonde R. Plio–Pleistocene diatom biostratigraphy from ODP Leg 177, Atlantic sector of the Southern Ocean // Marine Micropaleontology. 2002. V. 45. P. 225–268.

Lithology and Stratigraphy of the Quaternary Sediments from the Ameghino Segment of the Atlantic Patagonian Margin

E. V. Ivanova^{a, #}, D. G. Borisov^a, I. O. Murdmaa^a, G. Kh. Kazarina^a, N. V. Simagin^a, T. F. Zinger^{a, b}

^aShirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia ^bInstitute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia [#]e-mail: e v ivanova@ocean.ru

The paper provides the first lithology and age data from the Ameghino segment of the Atlantic Patagonian Margin. The multi-proxy study, including lithology, microfossils, magnetic susceptibility, color reflectance and accelerator mass spectrometry enables the litho- and chronostratigraphic frame of the six short (<1 m) sediment cores from the continental margin from the water depth range of 2-2.3 km. The units corresponding to marine oxygen-isotope stages (MIS) 1-3 are identified and distantly correlated with the simultaneous units of the reference core AI-3327 from the Piedra Buena Terrace. The unit thickness and sedimentation rates are evaluated. The occurrence of glauconite in the coarse-grain sediments of the last glacial, previously described from the simultaneous sediments on the Piedra Buena Terrace, is confirmed now within the Ameghino segment of the continental margin. The confirmation of the contourites occurrence in the sediment cores is also provided suggesting the bottom currents involvement in sedimentation.

Keywords: contourite terraces, Lower Circumpolar Water, terrigenous and biogenic sediments, lateral sedimentation, glauconite, microfossils, radiocarbon accelerator mass-spectrometry (AMS-¹⁴C), magnetic susceptibility, color reflectance

——— МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ ——

УЛК 551.11

ПОВЕРХНОСТНЫЕ ДОННЫЕ ОСАДКИ СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ НА ПРОФИЛЕ ВДОЛЬ 59.5° с.ш.

А. Г. Матуль^{1,} *, Е. А. Новичкова¹, Г. Х. Казарина¹, А. В. Тихонова¹, © 2023 г. H. B. Козина¹, П. Бехера², H. Caxy², М. Тивари², P. Moxaн²

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия ²Национальный центр полярных и океанских исследований, Васко да Гама, Гоа, Индия (National Centre or Polar and Ocean Research, Vasco da Gama, Goa, India)

> *e-mail: amatul@mail.ru Поступила в редакцию 20.06.2022 г. После доработки 11.07.2022 г. Принята к публикации 13.07.2022 г.

Сделан анализ литологических, изотопно-геохимических и микропалеонтологических параметров поверхностного слоя донных осадков Северной Атлантики на 26 станциях по профилю вдоль 59.5° с.ш. В распределении влажности и гранулометрического состава осадков отражается вертикальная/циркумконтинентальная зональность (батиметрия и положение к суше), т.к. более мелкозернистый и насышенный водой материал накапливается в наиболее глубоководных, удаленных от суши участках Исландской котловины и морей Лабрадорского и Ирмингера. Там же образуются бо́льшие массы карбоната кальция, но органический углерод распределяется неравномерно. На минеральный состав осадочной фракции >0.063 мм влияет как вертикальная/циркумконтинентальная, так и климатическая зональность (циркуляция теплых североатлантических водных масс). Накопление в осадках диатомей, радиолярий и планктонных фораминифер отражает вертикальную/циркумконтинентальную и, в бо́льшей степени, климатическую зональность (распространение и взаимодействие умеренных и полярных водных масс). Вариации изотопных кислородных и углеродных соотношений в раковинах бентосных и планктонных фораминифер требуют сложной интерпретации с привлечением данных по параметрам различных поверхностных и придонных водных масс. Распределение комплексов планктонных микрофоссилий по кластерному анализу показывает районы распространения разных водных масс с четкой границей по восточной окраине Субполярного круговорота. Распределение "кластерных" комплексов бентосных фораминифер мало соответствует таковому для планктонных микрофоссилий, отражая разделение акватории на абиссальные и мелковолные области.

Ключевые слова: современное осадконакопление, литология, изотопно-геохимические параметры осадков, микропалеонтология, Северная Атлантика DOI: 10.31857/S0030157423010100, EDN: FAXKBV

ВВЕДЕНИЕ

Северная Атлантика – сложный по гидрологии, климатообразующий для Европы и Арктики океанский регион, в котором изменения меридиональной термохалинной циркуляции на фоне глобального современного потепления значительно влияют на изменения природных условий в субарктических и арктических районах. Общее состояние и колебания морской природной среды отражаются в осадконакоплении как архиве или самописце состояния геосфер Земли [14]. В последние десятилетия проводятся регулярные гидрологические работы, в том числе в экспедициях Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН с 1997 г. [22], на стандартном международном океанологическом профиле вдоль 59.5° с.ш.,

пересекающем районы распространения и взаимодействия различных водных масс (рис. 1): от теплых вод Северо-Атлантического течения на востоке до полярных/арктических вод v Гренландии и в Лабрадорском море на западе. Основополагающие сведения по современному осадконакоплению в Северной Атлантике, отражающему вертикальную, циркумконтинентальную и климатическую зональность, получены еще в 1970-е гг. [7, 8, 15, 16]. В этих работах показано, что ведущие седиментологические параметры служат хорошими индикаторами региональных природных условий, включая водную циркуляцию, батиметрические особенности, питающие осадочные провинции на соседней суше и т.д. Целенаправленное детальное изучение вещественного состава дон-



Рис. 1. Карта станций на международном океанологическом разрезе вдоль 59.5° с.ш. по материалам 51-го рейса НИС "Академик Иоффе" [8]. Точки станций обозначены красными кружочками. Номера станций соединены с точками станций пунктирными линиями. В генерализованном виде показаны течения: теплые поверхностные – черными стрелками, холодные поверхностные – серыми стрелками, придонные – светло-серыми стрелками [48]. СПК – Субполярный круговорот, САТ – Северо-Атлантическое течение, ТИ – течение Ирмингера, ВГТ – Восточно-Гренландское течение, ЗГПТ – Западное глубинное пограничное течение, СЗГВ – Северо-западные глубинные воды; СВГВ – Северо-восточные глубинные воды, ИШП – Исландско-Шетландский порог. Цифрами обозначено местоположение дрифтов: 1 – Хаттон, 2 – Гардар, 3 – Бьерн, 4 – Снорри, 5 – Эйрик, 6 – Глория. Положение Северного полярного (синий пунктир) и Субарктического (розовый пунктир) фронтов дано по [29, 30].

ных осадков на профиле вдоль 59.5° с.ш. началось в середине 2010-х гг. [20]. Цель нашей работы – уточнить имеюшиеся и получить новые данные по отражению состояния сложно устроенной природной среды Северной Атлантики в современных донных осадках с упором на связь анализируемых параметров осадков с вертикальной, циркумконтинентальной и климатической зональностью. Такие сведения могут использоваться при последующих реконструкциях палеосреды при изучении разрезов донных отложений. Задача работы – многосторонний анализ разными методами литологических (влажность, гранулометрический и минеральный состав), геохимических (содержание карбоната кальция и органического углерода), изотопных (стабильные изотопы кислорода и углерода в раковинах фораминифер) и микропалеонтологических (содержание кремневых – диатомеи и радиолярии — и карбонатных — планктонные и бентосные фораминиферы — микрофоссилий; комплексы микрофоссилий по кластерному анализу) параметров в одних и тех же новых пробах поверхностного слоя осадков, равномерно расположенных на профиле вдоль 59.5° с.ш.

Природные условия. В северной части Атлантического океана ведущей гидрографической структурой является шиклонический Субполярный круговорот, который создается взаимодействием течений, несущих водные массы разного типа и происхождения, определяя сложный характер местного осадконакопления и экологии [27, 28, 46, 47] (рис. 1). Поступающие в Северную Атлантику теплые и соленые умеренные и субтропические волы Северо-Атлантического течения и холодные относительно распресненные полярные и арктические воды Восточно-Гренландского и Лабрадорского течений создают значительный гидрологический контраст вдоль 59.5° с.ш.: среднегодовая температура и соленость в слое 0-100 м меняется от 10.3°С и 35.3 епс на востоке к югу от Исландско-Шетландского порога до 8.1°С и 35.0 епс в центре на хр. Рейкьянес и до 4.6°С и 34.6 епс в Лабрадорском море [41, 59]. Региональная гидрологическая динамика выражена в разномасштабных вихрях и фронтах, где происходит поступление к поверхности большого количества биогенных элементов, способствующих высокой биопродуктивности [5, 54]. Придонная циркуля-

ция слабо связана с приповерхностной и отражает идущее с севера и северо-запада распространение глубинных и придонных водных масс из Норвежско-Гренландского бассейна (Северо-восточные через Исландско-Шетландский порог и Северозападные через Датский пролив глубинные воды) и Лабрадорского моря, которые формируются в результате глубокой вертикальной термохалинной конвекции [6]. В котловинах Лабрадорской и Игмингера глубинная и придонная вода более пресная (~34.94 епс), чем в Исландской котловине (>34.98 епс), а в СВ Атлантике в глубинной воде есть минимум кислорода, отражающий переработку органического материала [53]. Температура придонной воды в Северной Атлантике на глубине 3-4 км составляет 1-2°С, а на глубине 1-2 км повышается до 3-4°С [32]. Северная Атлантика - один из наиболее продуктивных районов Мирового океана. Взаимодействие субтропических/умеренных и полярных/арктических водных масс обеспечивает высокую среднегодовую величину первичной продукции до 500-800 мгС/м²/день [3]. Концентрация хлорофилла "а" и первичной продукции вдоль 59.5° с.ш. значительно колеблется в 3-5 раз, но имеет высокую корреляцию с градиентами температуры воды [5], т.е. отражает климатическую зональность. Ее максимумы наблюдаются на Субполярном, Субарктическом и локальных фронтах и в зонах перемешивания водных масс разного происхождения [5].

Рельеф дна и донные осадки. Исследуемые станции расположены на профиле субширотного направления и пересекают несколько крупных морфоструктурных форм рельефа Атлантического океана, оказывающих существенное влияние на формирование осадочного чехла. На региональном уровне можно выделить четыре крупных океанических котловины с глубинами более 2.5 км (Лабрадорская, Ирмингера, Исландская и Норвежская), разделенные между собой хребтами и возвышенностями. Исландско-Шотландское поднятие (Исландско-Шетландский порог) и Гренландско-Исландский порог отделяют Арктический бассейн от Субарктической части Атлантического океана. Глубины здесь не превышают 300-500 м, таким образом, создается препятствие для движения водных масс и течений. Особый интерес представляет понижение Фареро-Шетландского канала, через который в Северную Атлантику проникает вода, формирующая Норвежско-Исландское контурное течение.

Для геоморфологии и гидрологии Субарктической Атлантики большое значение имеет участок системы срединно-океанических хребтов хр. Рейкьянес, являющийся подводной границей для моря Ирмингера и Исландской котловины. Он начинается южнее Исландии и далее переходит в Северо-Атлантический хребет, смещенный к востоку относительно хр. Рейкьянес по разлому Чарли-Гиббса [9, 17]. Крайне расчлененный рельеф дна в районе хребта в сочетании с деятельностью придонных течений обуславливает формирование крупных осадочных тел — дрифтов. В западной части исследуемого профиля рельеф дна осложняется поднятиями хр. Хаттон и плато Роколл, также оказывающих существенное влияние на пути переноса осадочного вещества в данном районе.

В целом в районе исследования на дне распространены (1) вблизи суши – шельфовые и гемипелагические отложения с высоким содержанием терригенного компонента и материала ледового разноса (последний – в Лабрадорском море), (2) в открытом океане – пелагические карбонатные (фораминиферово-кокколитовые) отложения [11, 12]. Вдоль 59.5° с.ш. современное осадконакопление происходит под влиянием продуктивности преимущественно карбонатного фитои зоопланктона, перемещения тонкозернистого осадочного материала придонными течениями, а также ледового разноса [20]. Биогенное осадочное вещество здесь представлено в основном кокколитами и фораминиферами, формирующими карбонатные и слабокарбонатные светло-коричневые и серые алеврито-пелитовые илы с примесью песчаной фракции [20]. Накопление осадков на дне вдоль 59.5° с.ш. находится также под влиянием переноса мелкозернистого материала контурными течениями, формирующими дрифты [38]: Глория в ЮВ части Лабрадорского моря (станция АИ-3646 к югу от основной линии разреза), Эйрик у ЮВ Гренландии, Снорри и Бьерн у хр. Рейкьянес, Гардар и Хаттон в Исландской котловине.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Пробы осадков. Сделан многосторонний литологический, изотопно-геохимический и микропалеонтологический анализ поверхностного слоя осадков на профиле вдоль 59.5° с.ш. в Северной Атлантике от Лабрадорского моря до Великобритании, а также вдоль небольшого профиля на Исландско-Шетландском пороге. Использованы пробы осадков из слоя 0-1 см в дночерпателях на 26 станциях из 51-го рейса НИС "Академик Иоффе" в 2016 г. [10] (рис. 1; табл. 1): 20 станций расположены почти равномерно вдоль 59.5° с.ш. от южной Гренландии до Шетландских островов, 3 станции – на Исландско-Шетландском пороге, 2 станции – в центре Лабрадорского моря, 1 станшия – на самом юго-востоке Лабрадорского моря на переходе к пелагиали. Донные отложения представлены окисленными, преимущественно карбонатными алеврито-пелитовыми илами с примесью фораминиферового песка в различных соотношениях. Вблизи Гренландии осадки переходят в слабокарбонатные алеврито-пелитовые илы с примесью обломочного песчаного матери-

Литотипы по [2]	22	Пески с примесью гравийно-галечного материала	Глинисто-песчаные органогенно- обломочные слабо известковые осадки	Песчано-глинистые органогенно- обломочные осадки	Глинистые алевриты опесчаненные органогенно-обло- мочные известковые	Смешанные раковинные песчано- галечные органо- генно-обломочные известковые осадки	Глинистые алевриты опесчаненные органогенно-обло- мочные известковые	Алевритово-глини- стые опесчаненые органогенно- обломочные известковые илы
Содержание пелита <0.01 мм (%)	21	6.43	18.40	40.76	26.78	1.82	38.35	49.65
стидаэпс отожим энняждэло 0.05–0.01 мм (%)	20	1.05	4.44	6.14	6.8	∏/н	19.84	16.15
Содержание крупного (%) мм с0.0–1.0 бтидаэле	19	4.72	10.68	8.10	46.46	0.12	32.02	20.13
Содержание песка 1–0.1 мм (%)	18	70.36	59.29	36.51	19.68	40.37	9.71	14.07
Содержание (%) мм 1—01 виверт	17	17.44	7.19	8.49	0.28	57.69	0.08	0.00
Влажность (%)	16	21.34	17.15	31.96	34.78	16.36	41.31	47.41
Соотношение изотопов кислорода ПФ δ^{18} О (‰ PDB)	15	2.33	2.51	П/Н	2.15	Ψ/н	1.65	1.67
углерода ПФ 8 ¹³ С (‰ PDB)	14	0.06	-0.02	∏/н	0.01	∏/н	-0.03	-0.08
Соотношение изотопов кислорода БФ 8 ¹⁸ О (‰ PDB)	13	2.50	2.98	Ψ/н	⊻/н	1.79	1.96	∀/н
углерода БФ 8 ¹³ С (‰ PDB) Соотношение изотопов	12	1.18	1.40	∏/н	⊻/н	1.45	1.12	⊻/н
Содержание СаСО ₃ (%)	11	8.84	14.59	6.25	62.71	40.03	38.08	44.23
Содержание С _{орг} (%)	10	0.23	0.26	0.26	0.70	0.09	0.44	0.46
(%) _{вал} (%)	6	1.30	2.02	1.01	8.23	4.89	5.01	5.77
Содержание БФ (экз./г)	8	349	1337	331	36399	213	722	2095
Содержание ПФ (10 ³ экз./т)	7	1.1	1.9	1.2	14.5	0.05	31	24.1
Содержание (1) ³ экз./г)	9	0	0.5	7	0.02	0	6.7	5.9
Содержание диатомей (10 ³ экз./г)	5	-	-	006	1	2		1
(м) rqom shnðyrT С	4	567	484	1150	158	137	1051	1468
Долгота (градус з.д.)	3	-3.8666	-8.4601	-12.6182	-3.8321	-6.0041	-7.3344	-9.3336
Широта (градус с.ш.)	2	61.0679	62.7388	64.0252	59.5001	59.4996	59.5001	59.4988
виднетЭ	-	АИ-3485	АИ-3464	АИ-3451	АИ-3516	АИ-3519	АИ-3521	АИ-3524

ОКЕАНОЛОГИЯ том 63 № 2 2023

МАТУЛЬ и др.

Литотипы по [2]	22	Фораминиферовые алевритисто-песчано- пелитоморфные орга- ногенно-обломочные известковые осалки	Фораминиферовые пелитоморфо- песчаные органо- генно-обломочные известковые осадки	Фораминиферовые алеврито-песчано- пелитоморфные орга- ногенно-обломочные известковые осалки	Фораминиферовые алевритисто-песчано- пелитоморфные орга- ногенно-обломочные известковые осалки	Фораминиферовые песчано-пелитоморф- ные органогенно- обломочные известковые илы	Глинистые органо- генно-обломочные известковые илы
Содержание пелита <0.01 мм (%)	21	40.17	37.72	47.06	46.13	43.34	57.88
Содержание мелкого алеврита 0.05-0.01 мм (%)	20	4.44	5.46	5.22	9	5.22	4.17
Содержание крупного алеврита 0.1–1.0 ктидаэла	19	16.03	8.97	16.95	12.01	9.32	6.34
Содержание песка 1–0.1 мм (%)	18	39.19	45.52	30.64	35.57	42.12	31.52
Содержание травия 10–1 мм (%)	17	0.17	2.33	0.13	0.29	0.00	0.09
(%) атэонжялВ	16	38.22	45.05	55.54	60.97	59.69	64.51
Соотношение изотопов кислорода ПФ 8 ¹⁸ О (‰ PDB)	15	19.1	1.85	2.24	2.28	2.06	2.38
углерода ПФ 8 ¹³ С (‰ PDB)	14	-0.03	-0.21	0.07	0.02	-0.19	0.15
Соотношение изотолов Соотношение изотолов	13	2.97 -	3.56 -	2.76	⊈/н	. Т/н	П/Н
Алисьода БФ б ¹³ С (% PDB)	12	1.46	1.44	1.27	⊄/н	π/н	Д/Н
Содержание СаСО ₃ (%)	11	41.48	60.74	84.58	84.67	73.79	60.03
Содержание С _{орг} (%)	10	0.29	0.33	0.31 8	0.32	0.26	0.31
Содержание С _{вал} (%)	6	5.27	7.62	10.47	10.5	9.11.6	7.51
(т.). Содержание БФ (экз./г)	8	5187	916	6817	1422	3761	1475
Содержание ПФ (10 ³ экз./г)	7	28.3	30.6	86.2	64.5	135.5	40.3
Содержание радиолярий (10 ³ экз./r)	9	3.2	ŝ	32.7	11.3	31.5	56.9
Содержание диатомей (10 ³ экз./г)	5	c,	5	2375	18	1775	145
(м) вдом внидугЛ	4	1611	1291	1519	2182	2825	2740
(.д.е элдаг) ктоткоД	3	-11.3338	-13.339	-15.3330	-18.0003	-20.6946	-21.9865
Широта (градус с.ш.)	2	59.4991	59.5009	59.5028	59.5004	59.4984	59.4931
вилнатЭ	1	АИ-3527	АИ-3531	АИ-3534	АИ-3540 :	АИ-3545 :	АИ-3548

Таблица 1. Продолжение

311
Литотипы по [2]	22	Глинисто-песчаные органогенно- обломочные известковые осадки	Глинистые органо- генно-обломочные известковые илы с алевритисто- песчаной примесью	Фораминиферовые пески пелитоморф- ные органогенно- обломочные известковые	Фораминиферовые песчаные органо- генно-обломочные известковые осадки	Алевритово-глини- стые органогенно- обломочные известковые илы	Алевритово-глини- стые органогенно- обломочные известковые илы	Фораминиферовые пески глинисто- алевритистые органо- генно-обломочные слабо известковые
Содержание пелита <0.01 мм (%)	21	78.58	37.21	65.59	15.74	24.96	56.07	52.18
Содержание мелкого алеврита 0.05-0.01 мм (%)	20	11.98	3.76	5.56	1.62	1.51	14.75	15.94
Содержание крупного мм 20.0–1.0 кгидариа маеврига 0.1–1.0 кгидариа	19	6.45	4.89	7.17	5.22	4.46	16.84	17.85
Содержание песка 1-0-1 мм (%)	18	2.99	53.18	21.32	72.11	59.95	12.34	13.39
Содержание гравия 10–1 мм (%)	17	0.00	96.0	0.36	5.31	9.12	0.00	0.64
Влажность (%)	16	59.88	55.28	65.9	52.43	33.14	49.67	46.53
Соотношение изотопов кислорода ПФ δ ¹⁸ О (%, PDB)	15	1.59	1.94	1.35	2.29	2.22	2.56	2.28
углерода ПФ 8 ¹³ С (‰ PDB)	14	-0.22	-0.06	-0.21	0.13	-0.07	0.05	-0.07
Соотношение изотопов кислорода БФ δ ¹⁸ О (‰ PDB)	13	∏/н	3.08	2.65	2.49	2.72	∏/н	ц∕н
углерода БФ δ ¹³ С (‰ PDB) Соотношение изотопов	12	∏/н	1.49	1.12	1.46	1.23	∏/н	∏/н
Содержание СаСО ₃ (%)	11	45.26	55.34	52.43	76.41	62.84	51.05	43.39
Содержание С _{орг} (%)	10	0.45	0.24	0.44	0.19	0.12	0.36	0.30
Содержание С _{вал} (%)	6	5.88	6.88	6.73	9.37	7.67	6.49	5.51
(т/.єже) ФД эмньжqэдоО	8	596	245	2240	1633	440	2022	1251
Содержание ПФ (10 ³ экз./г)	7	4.8	133.7	67.7	171	61	67.1	44.8
Содержание радиолярий (10 ³ экз./г)	9	47.9	ŝ	7.2	1.3	3	26.4	18.2
Содержание диатомей (10 ³ экз./т)	5	2350	1520	1583	100	100	1250	1160
(м) вдом внидуг] С	4	2512	2237	1694	1531	3064	3156	2922
Долгота (градус з.д.)	3	-24.7053	-26.6601	-28.6663	-30.6606	-34.9820	-37.3242	-39.3311
Широта (градус с.ш.)	2	59.4977	59.4988	59.5009	59.5062	59.5039	59.4926	59.5028
<u>вилнет</u> Э	-	АИ-3556	АИ-3562	АИ-3568	АИ-3574	АИ-3586	АИ-3592	АИ-3593

Таблица 1. Продолжение

том 63 № 2 2023

ОКЕАНОЛОГИЯ

МАТУЛЬ и др.

ПОВЕРХНОСТНЫЕ ДОННЫЕ ОСАДКИ СЕВЕРНОИ АТЛАНТИК

Литотипы по [2]	22	Смешанные осадки алевритисто-песчани- сто-галечные органо- генно-обломочные слабо известковые	Фораминиферовые песчаные органо- генно-обломочные слабо известковые осалки	Глинистые органо- генно-обломочные илы известковые	Глинистые органо- генно-обломочные илы известковые	Известковые гравийно-галечные осадки с примесью глинисто-песчаного материала органо- генно-обломочные	Пески с примесью гравийно-галечного материала	⁄бликации [37] по близ-
Содержание пелита <0.01 мм (%)	21	12.60	11.74	12.27	78.99	79.05	13.70	о из пу
Содержание мелкого алеврита 0.05-0.01 мм (%)	20	4.36	7.85	3.83	11.96	17.03	2.56	6 взят
Содержание крупного алеврита 0.1–0.0 мм (%)	19	14.03	16.56	8.15	2.99	1.37	4.07	бце №
Содержание песка 1–0.1 мм (%)	18	68.60	24.34	65.88	5.97	2.55	15.92	в стол
Содержание гравия 10–1 мм (%)	17	0.41	39.51	9.87	0.09	0.00	63.75	И-3646
Влажность (%)	16	33.95	37.62	21.16	63.54	61.87	59.8	ИИИ А
Соотношение изотопов кислорода ПФ δ^{18} O (‰ PDB)	15	2.01	2.98	3.26	3.15	3.20	2.41	ія стан
углерода ПФ 8 ¹³ С (‰ PDB)	14	0.09	0.37	0.75	0.91	0.89	-0.03	исло дл
Соотношение изотопов кислорода БФ δ ¹⁸ O (‰ PDB)	13	3.26	2.62	2.84	2.90	2.72	3.11	ных. Ч
утлерода БФ 8 ¹³ С (‰ PDB)	12	1.54	1.35	1.34	1.10	1.12	1.09	нет дан
Содержание СаСО ₃ (%)	11	25.59	23.59	10.36	40.29	37.88	64.40	I — Т/Н
Содержание С _{орг} (%)	10	0.10	0.33	0.10	0.42	0.34	0.25	epы,
Содержание С _{вал} (%)	6	3.18	3.16	1.34	5.26	4.89	7.98	фини
Содержание БФ (экз./r)	8	1404	1666	735	555	252	855	форал
Содержание ПФ (10 ³ экз./т)	7	29.6	2.4	4.5	6.5	3.3	6.69	ochbie
Содержание радиолярий (10 ³ экз./г)	9	3.8	0.4	1.4	13.6	40.3	4	– бент
Содержание диатомей (10 ³ экз./г)	5	330	10	160	2566	1733	2206	ы, БФ
(м) вдом внидуцТ	4	2399	328	2389	3477	3393	3346	нифер
(.п.с эллэг) болгод	3	-41.0077	-42.3150	-47.0353	-50.5108	-54.1686	-43.7569	іе форами
Широта (градус с.ш.)	2	59.5627	59.8962	59.9664	59.1116	58.2180	55.0021	нктоннь утанции.
вилнытЭ	1	АИ-3597	АИ-3613	АИ-3629	АИ-3635	АИ-3639	АИ-3646	ПФ – пла. лежащей с

ОКЕАНОЛОГИЯ том 63 № 2 2023

313

ала. По данным в [37], средние скорости осадконакопления в открытой Северной Атлантике в голоцене составляли 2–3 см/1000 лет, т.е. возраст наших проб определенно должен быть не больше 300–500 лет. Моделирование в [48] показывает высокие значения современных скоростей осадконакопления в районе профиля вдоль 59.5° с.ш. вплоть до 1 мм/год. Поэтому мы полагаем, что параметры осадков в изученных пробах из слоя 0– 1 см отражают местные природные условия за несколько последних десятков лет. Биотурбация неизбежно будет "сглаживать" осадочные записи.

Метолы анализа. Влажность осадков (%) определялась после высушивания пробы в лиофильной сушилке Martin Christ (Германия) по соотношению массы воды в натуральном осадке и массы сухого осадка по формуле ((масса натурального осадка — масса сухого осадка)/масса сухого осадка) × × 100. Гранулометрический состав (грансостав) осадка определен по методу в [1, 21]. Гранулометрическая классификация осадков проведена по [2]: гравий (10-1 мм), песок (1-0.1 мм), алеврит (0.1-0.01 мм) и пелит (<0.01 мм). Анализ минерального состава сделан для фракции >0.063 мм с помощью стереомикроскопа Nikon SMZ25 (Япония); фракция гравия была удалена ситовым методом. Определялось содержание биогенного материала (% от общего состава осадка) и минеральный состав обломочного материала (% от общего состава осадка) во фракции >0.063 мм. Для уточнения полученных результатов для части проб и минералов проводилась рентгеновская микроскопия на дифрактометре Mini Flex 600 (Япония). Определение и описание минералов выполнялось по [18, 19, 23]. Содержание (%) валового (Свал) и органического (Сорг) углерода определено на экспресс-анализаторе АН-7529М (Беларусь). Содержание (%) карбоната кальция вычислено из содержания углерода в карбонатном веществе по формуле CaCO₃ = $(C_{\text{вал}} - C_{\text{орг}}) \times 8.33$. Содержание гранулометрических фракций, форм углерода и СаСО3 в тексте указывается в % по массе. Измерения δ^{13} С и δ^{18} О (‰ PDB) в раковинах фораминифер проведены в рамках научного партнерства с зарубежными учеными из Лаборатории стабильных изотопов Marine Stable Isotope Lab (MASTIL) в Национальным Центре Полярных и Океанских Исследований (National Centre for Polar and Ocean Research – NCPOR), Гоа, Индия, на масс-спектрометре Isoprime Stable Isotope Ratio Mass Spectrometer in Dual-Inlet. Для изотопных измерений отобраны раковины бентосных и планктонных фораминифер: 1) планктонные виды *Globigerina (G.)* bulloides d'Orbigny и Neogloboquadrina (N.) pachyderma sinistral (sin. – левозавитые раковины) (Ehrenberg) (последний – для проб из Лабрадорского моря, где количество раковин G. bulloides недостаточно для надежных изотопных определений),

2) бентосные виды Cibicidoides (С.) wuellerstorfi (Schwager) и *Cibicides* spp. (последний – в пробе с шельфа ЮВ Гренландии, где раковин C. wuellerstorfi мало) – 15–30 (50) экземпляров каждого вида из фракций >0.25 мм или, при недостатке крупных фораминифер, >0.125 мм. Лабораторная обработка проб осадков для микропалеонтологического анализа (планктонные и бентосные фораминиферы, диатомеи, радиолярии) соответствовала общемировым стандартам. Использован высушенный в лиофильной сушилке взвешенный осадок. Препараты фораминифер готовили из отмытой через сито фракции >0.063 мм (бентос) или >0.1 мм (планктон). Препараты радиолярий и лиатомей готовили из обработанного перекисью водорода и триполифосфатом натрия осадка. Для препаратов диатомей использовалась часть натурального осадка, препаратов радиолярий - отмытая через сито фракция >0.04 мм. В препаратах насчитывали, как правило, 250-350 экземпляров микрофоссилий, определяли таксоны, их относительное содержание (%) и абсолютную концентрацию микрофоссилий (экз./г сухого осадка).

По первичным количественным данным (табл. 1) построены графики распределения выявленных параметров осадка вдоль профиля (рис. 2-4). Сделана статистическая обработка распределения микрофоссилий (по относительному содержанию таксонов) кластерным анализом (рис. 5) в компьютерной программе PAST 3 [33] с использованием алгоритма Paired group и метрики сходства Euclidian; учитывались только те пробы, для которых было возможно рассчитать процентные соотношения видов. Также в программе PAST 3 вычислены коэффициенты линейной корреляции Пирсона г для литологических, геохимических и микропалеонтологических параметров (табл. 2). Корреляция прямая/обратная принималась как средняя при r от $|\pm 0.5|$ до $|\pm 0.7|$, высокая от $|\pm 0.7|$ до $|\pm 0.9|$, очень высокая — > $|\pm 0.9|$. Следует учесть, что кластерный и корреляционный анализ сделан по относительно небольшому числу проб (на 26 станциях), что может дать неполную надежность статистических результатов.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Влажность и гранулометрический состав (рис. 2а–2е; табл. 1). Вдоль 59.5° с.ш. общее преобладание какого-то определенного типа осадков по гранулометрическому составу не проявляется. Распределение осадочных фракций очень изменчиво. Оно может соотноситься с расположением дрифтов вдоль профиля, но следует помнить о линейном, а не площадном распределении изученных проб, поэтому мы не утверждаем достоверную корреляцию гранулометрического состава наших проб с дрифтами. Тем не менее, на станциях АИ-3540 (дрифт Хаттон), АИ-3548 (дрифт



Рис. 2. Распределение литологических и геохимических параметров: а) влажность осадка, б) содержание гравия (фракция 10–1 мм), в) содержание песка (фракция 1–0.1 мм), г) содержание крупного алеврита (фракция 0.1–0.05 мм), д) содержание мелкого алеврита (фракция 0.05–0.01 мм), е) содержание пелита (фракция <0.01 мм), ж) СаСО₃ (черные кружочки), С_{вал} (треугольники), С_{орг} (пустые кружочки). На рис. 2–4: темно-серые стрелки – поверхностные течения, темно-серые пунктирные стрелки – поверхностные холодные течения, белые стрелки – придонные течения. Бланк карты на рис. 2–5 сделан при помощи компьютерной программы Ocean Data View [52].



Рис. 3. Распределение концентраций микрофоссилий: (а) диатомеи, (б) радиолярии, (в) планктонные фораминиферы, (г) бентосные фораминиферы.

Гардар), АИ-3562 (дрифт Бьерн), АИ-3597 (дрифт Эйрик) и АИ-3646 (дрифт Глория) отмечены песчаные или песчано-пелитоморфные осадки со включениями в некоторых случаях гальки и щебня, что косвенно свидетельствует о высоких скоростях придонных течений и требует дальнейшего изучения осадков с подсчетами коэффициентов сортировки материала.

В глубоководных частях Исландской котловины, морей Ирмингера и Лабрадорского отмечаются четкие стабильные на многих соседних станциях максимумы содержания влажности осадка (50– 60%), пелита (40–80%) и мелкого алеврита (до 20%). Уменьшение влажности (до 20%) и увеличение доли самого крупного материала (песок с протяженными максимумами до 70% и гравий с отдельными резкими максимумами до 40–60%) происходит в пробах с меньшей глубины у Гренландии, Шотландии, на хр. Рейкьянес и отчасти на севере плато Роколл. Эти факты находят хорошее соответствие в коэффициентах корреляции. Выявляется



Рис. 4. Распределение соотношений изотопов углерода и кислорода в раковинах фораминифер: (а) $\delta^{13}C_{\Pi\Phi}$ – черные кружочки (пунктирные линии соединяют измерения по *N. pachyderma* sin.), $\delta^{13}C_{\overline{B}\Phi}$ – пустые кружочки; (б) $\delta^{18}O_{\Pi\Phi}$ – черные кружочки (пунктирные линии соединяют измерения по *N. pachyderma* sin.), $\delta^{13}O_{\overline{B}\Phi}$ – пустые кружочки. Серые прямоугольники показывают участки сближения изотопных параметров ПФ и БФ.

высокая прямая корреляция влажность/пелит, средняя обратная корреляция влажность/песок, высокая обратная корреляция песок/пелит и песок/мелкий алеврит (табл. 2).

Алеврито-глинистые органогенно-обломочные известковые илы, местами с примесью песка и гравия, вдоль 59.5° с.ш. в целом соответствуют современным осадкам умеренной и полярной зон Северной Атлантики [13]. Но в наших данных по влажности и гранулометрическому составу в линейно расположенных пробах вряд ли явно обнаруживается климатическая зональность, обусловленная циркуляцией теплых и холодных водных масс. В их распределении скорее отражается вертикальная (по глубине моря) и циркумконтинентальная зональности — более мелкий осадочный материал распределяется по наиболее глубоководным и удаленным от суши участкам дна. Крупнозернистая фракция осадков накапливается на мелководных участках у Гренландии и Великобритании, вероятно, под влиянием активной склоновой и шельфовой придонной гидродинамики и поставки материала с соседней суши, а также в Лабрадорском море при ледово-айсберговом разносе.

Минеральный состав фракции >0.063 мм под стереомикроскопом (табл. 3). По содержанию биогенного материала и минеральному составу обломочного материала в пределах профиля выделено несколько зон.



Рис. 5. Распределение групп станций по кластерному анализу [33] видового состава микрофоссилий: а) диатомеи (слева верхняя дендрограмма) и радиолярии (слева нижняя дендрограмма); на карте справа косые крестики обозначают станции, где кремневые микрофоссилии не найдены или их мало для количественного анализа; прямые крестики обозначают станции, где диатомей мало для количественного анализа; б) планктонные фораминиферы; в) бентосные фораминиферы. Серая заливка и прописные буквы с подстрочными индексами на дендрограммах обозначают группы сходных станций (комплексы микрофоссилий). На картах показаны ареалы и буквенные обозначения групп станций (комплексов). Подстрочные индексы: Д – диатомеи, Р – радиолярии, ПФ – планктонные фораминиферы, БФ – бентосные фораминиферы.

От шельфа Великобритании (АИ-3516) до СВ окраины плато Роколл (АИ-3531) осадки сложены преимущественно биогенным карбонатом (60–75% – фораминиферы и их фрагменты). Обломочный материал представлен кварцем (15–35%), полевыми шпатами (1–3%), слюдой (1–7%), темноцветными (1%) и рудными (1%) минералами, сульфидами в виде пирита (2%).

На севере плато Роколл и в Исландской котловине (от АИ-3534 до АИ-3556) пробы почти полностью состоят из биогенного карбоната (до 90– 95%). В осадках появляется вулканическое стекло (до 2–3%) и обломки вулканических пород (единичные зерна). Обломочный материал представлен также кварцем (2–5%) и полевыми шпатами (1–2%). Единичными зернами присутствует слюда, темноцветные и рудные минералы.

На хр. Рейкьянес (АИ-3562 и АИ-3568) содержание биогенного карбоната составляет 80–85%. В обломочном материале по-прежнему типичны кварц (5–10%) и полевые шпаты (3–4%), но до 2– 4% увеличивается концентрация обломков вулканических пород. Большая часть зерен кварца и раковин фораминифер в просмотренной фракции имеют ожелезнение, что характерно для данного района [8].

В море Ирмингера (АИ-3592 и АИ-3593), как и вблизи Великобритании, повышение концентра-

Таблица 2. Коэффициенты корреляции Пирсона для седиментологических, геохимических и микропалеонтологических параметров

	Содержание радиолярий, 10 ³ экз./г	Содержание ПФ, 10 ³ экз./г	Содержание БФ, экз./г	Содержание С _{ваи} , %	Содержание С _{орг} , %	Содержание СаСО ₃ , %	Влажность, %	Содержание гравия 10–1 мм, %	Содержание песка 1–0.1 мм, %	Содержание крупного алеврита 0.1–0.05 мм, %	Содержание мелкого алеврита 0.05–0.01 мм, %	Содержание пелита <0.01 мм, %
Содержание Д, 10 ³ экз./г	0.5	0.2	-0.1	0.3	0.2	0.2	0.6	0.0	-0.5	-0.3	0.2	0.6
Содержание Р, 10 ³ экз./г	-0.1	0.3	0.2	0.3	0.6	-0.3	-0.5	-0.2	0.3	0.7		
Содержание ПФ, 10 ³ экз./г –0.1 0.7						0.7	0.5	-0.2	0.2	-0.1	-0.3	0.0
Содержание БФ, экз./г 0.3						0.2	-0.1	-0.1	-0.1	0.8	-0.1	-0.1
Содержание С _{вал} , %	0.2	1.0	0.7	-0.2	-0.2	0.1	-0.1	0.3				
Содержание С _{орг} , % 0.2 0.4 -0.4 -0.7 0.7 0.5								0.5	0.5			
Содержание СаСО ₃ , % 0.6 -0.1 -0.2 0.1 -0.1										-0.1	0.2	
Влажность, % –0.3 –0.5 –0.1 0.1										0.2	0.7	
Содержание гравия 10-1 мм, % 0.0 -0.3 -0.										-0.3	-0.6	
Содержание песка 1–0.1 мм, % –0.3 –0.8											-0.7	
Содержание крупного алеврита 0.1–0.05 мм, % 0.3											-0.1	
Содержание мелкого алеврита 0.05-0.01 мм, % 0.												0.6

Серым цветом выделены ячейки с наиболее значительными коэффициентами, начиная со средних ($\geq \pm 0.5$). Жирным шрифтом в серых ячейках выделены высокие и очень высокие коэффициенты ($\geq \pm 0.7$). Д – диатомеи, Р – радиолярии, ПФ – планктонные фораминиферы, БФ – бентосные фораминиферы.

Станция	Kapбонат биогенный	Кварц	Полевые шпаты	Слюда	Глауконит	Гипс	Глинисто-карбонатные агрегаты	Вулканическое стекло	Темноцветные минералы	Рудные минералы	Сульфиды (пирит)	Акцессорные минералы	Обломки вулканических пород
АИ-3516	70-75	15-20	2-3	5-7	ед/з	1-2	_	_	1	1	2	ед/з	_
АИ-3521	65-70	20-25	2-3	3-4	ед/з	1	—	_	1	1	ед/з	ед/з	_
АИ-3527	60-65	30-35	1-2	1	ед/з	1-2	—	_	1	1	—	ед/з	_
АИ-3531	65-70	25-30	1-2	1	—	2-3	—	—	1	1	—	ед/з	_
АИ-3534	90-95	3-5	1	ед/з	—	—	ед/з	—	ед/з	ед/з	—	ед/з	ед/з
АИ-3540	90-95	3-5	1	ед/з	_	_	ед/з	_	ед/з	ед/з	_	ед/з	1
АИ-3545	90-95	2-3	1-2	ед/з	_	1	ед/з	2-3	ед/з	ед/з	_	ед/з	1
АИ-3548	90-95	2-3	1-2	ед/з	—	1	ед/з	2-3	ед/з	ед/з	—	ед/з	ед/з
АИ-3556	90-95	3-5	1	ед/з	—	1	ед/з	ед/з	ед/з	ед/з	—	ед/з	ед/з
АИ-3562	80-85	5-10	3-4	1-2	_	ед/з	1	1	ед/з	ед/з	—	ед/з	2-3
АИ-3568	80-85	5-10	3-4	ед/з	—	ед/з	1	ед/з	ед/з	ед/з	—	ед/з	3-4
АИ-3592	70-75	10-15	5-10	2-3	—	1-2	1	—	1-2	ед/з	—	1	3-4
АИ-3593	70-75	10-15	5-10	3-5	—	2-3	1-2	—	2-3	ед/з	—	1	3-4
АИ-3597	10-15	70-75	5-10	1-2	—	1-2	1	1-2	1-2	1	—	1	4-5
АИ-3613	10-15	65-70	10-15	1-2	—	2-3	1-2	1	2-3	1-2	1	ед/з	5-6

Таблица 3. Данные (%) по минеральному составу осадков изученных проб

Прочерк – "не найдено", ед/з – единичные зерна.

ции обломочного материала до 25-30% снижает содержание биогенного карбоната до 70-75%. Происходит увеличение доли кварца (10-15%), полевых шпатов (5-10%), темноцветных (2-3%) и акцессорных (1%) минералов, а также обломков различных пород (3-6%). В осадках появляются обломки магматических пород, но вулканическое стекло отсутствует.

Резкое изменение минерального состава выделяет пробы у ЮВ Гренландии (АИ-3597 и АИ-3613), т.к. в них преобладает обломочный материал (80– 85%), а содержание биогенного карбоната падает до 10–15%. Обломочный материал представлен преимущественно кварцем (65–75%) и полевыми шпатами (5–15%), причем методом рентгеновской дифракции установлено преобладание плагиоклазов среди полевых шпатов. Кроме того, в пробах присутствуют обломки вулканических (4–6%) и магматических (1–2%) пород, темноцветные (2–3%) и рудные (1–2%) минералы, сульфиды в виде пирита (1%) и вулканическое стекло (1–2%).

Минеральный состав осадочной фракции >0.063 мм отражает вертикальную/циркумконтинентальную и климатическую зональность. Преобладание биогенного карбоната (фораминиферы и их фрагменты) в открытой части океана вдоль 59.5° с.ш. складывается из сильного влияния на развитие карбонатного микрозоопланктона умеренных и субтропических вод Северо-Атлантического течения и ветвей течения Ирмингера. По мере приближения к суше (Великобритания на востоке и Гренландия на западе) логично увеличивается доля обломочного материала за счет склоновых процессов, абразии мелководного шельфа и берегов, твердого стока с суши. У ЮВ Гренландии формируются преимущественно терригенные осадки, состав которых предположительно отражает разрушение кислых изверженных и метаморфических пород Гренландии, а также ледовый/айсберговый разнос. Минеральный состав осадков соответствует комплексам минералов, обычных для продуктов разрушения гнейсов, гранитов и кристаллических сланцев, широко распространенных в Гренландии [8].

320

Вулканическая активность Исландии отражается в появлении (в результате воздушного и водного переноса) вулканического стекла и обломков в Исландской котловине и на хр. Рейкьянес.

Содержание СаСО₃, С_{вал} и С_{орг} (рис. 2ж; табл. 1). Изменения содержаний СаСО₃ и С_{вал} идентичны по направленности; коэффициент Пирсона r показывает полную прямую корреляцию этих параметров. Это получается из-за преобладания карбонатного углерода во всех пробах, поэтому в дальнейшем будет обсуждаться распределение только CaCO₃ и C_{орг}. Отдельные экстремумы изменения содержания Сорг на некоторых участках вдоль 59.5° с.ш. могут соответствовать таковым СаСО₃, в частности, у южной Гренландии, но общая по всем станциям корреляция отсутствует, т.к. коэффициент Пирсона r для $CaCO_3/C_{opt}$ составляет 0.2 (табл. 2). Содержание СаСО, имеет среднюю прямую корреляцию с влажностью (r = 0.6), но с распределением гранулометрических параметров оно никак не коррелирует (r от -0.1до 0.2). Распределение Сорг показывает прямую среднюю/высокую корреляцию (r = 0.5 - 0.7) с накоплением мелкозернистого материала – алеврита и пелита. Увеличение значений СаСО₃ от преобладающих на профиле 38-55% до максимальных 60-85% отмечается в глубоководных частях Исландской котловины, морей Ирмингера и Лабрадорского и коррелирует с влажностью осадков. Сильное падение концентраций СаСО₃ до 10-25 и 6-8% происходит у побережья южной Гренланлии и на Исландско-Шетландском пороге соответственно. Четкого соответствия карбонатности осадков с глубиной станций нет: глубина на станциях с минимумами содержания СаСО3 составляет от 328 до 2399 м, а на шельфовых станциях у Шотландии АИ-3516 (глубина 158 м) и АИ-3519 (глубина 137 м) концентрация СаСО₃ достигает значительных величин 40-63%. Глубина карбонатной компенсации в Северной Атлантике составляет >5000 м [26], поэтому прямого влияния глубина моря на вариации CaCO₃ из-за растворения в наших пробах вряд ли оказывает. Как упомянуто выше, корреляция в паре $CaCO_3/C_{obr}$ отсутствует. Участки увеличения (на хр. Рейкьянес, на континентальном склоне и шельфе Шотландии) или уменьшения (на севере плато Роколл, в восточной части Исландской котловины, на юге моря Ирмингера) содержания Сорг в целом отражают зоны, соответственно, повышения или понижения экспорта взвешенного Сорг [51] при развитии весенней и летней первичной продукции [47] в Северной Атлантике. А содержание $CaCO_3$, судя по его высокой корреляции (r = 0.7) с абсолютной концентрацией планктонных фораминифер, соответствует накоплению в осадках карбонатного микрозоопланктона.

Абсолютная концентрация микрофоссилий (кремневые диатомеи и радиолярии, карбонатные планктонные и бентосные фораминиферы) (рис. 3а–3г; табл. 1). Абсолютная концентрация всех изученных групп микрофоссилий имеет большие колебания вдоль профиля, но можно отметить определенные закономерности.

Содержание кремневых микрофоссилий – диатомей и радиолярий — в глубоководных участках Лабрадорского моря, ЮЗ моря Ирмингера и Исландской котловины относительно согласованно. со средней прямой взаимной корреляцией r = 0.5, увеличивается до 3-5 раз по сравнению с другими районами. Вариации обеих групп кремневых микрофоссилий имеют среднюю/высокую корреляцию с изменениями влажности и наиболее мелкозернистой фракции осадка, пелита. В накоплении диатомей и радиолярий вдоль 59.5° с.ш., вилимо, отражаются как вертикальная/ширкумконтинентальная, так и климатическая зональность. Последняя проявляется в переносе и активном взаимодействии теплой североатлантической и холодной полярной воды в морях Лабрадорском и Ирмингера [50, 57], а также формировании разномасштабных круговоротов/вихрей в Исландской котловине при ответвлении течения Ирмингера от Северо-Атлантического течения [40, 58].

Планктонные фораминиферы (ПФ) наиболее многочисленны в осадках на средней части профиля вдоль 59.5° с.ш. от центра Исландской котловины до центра моря Ирмингера. Это северная часть умеренной климатической зоны с господством теплых течений Северо-Атлантического и Ирмингера. Содержание ПФ имеет высокую прямую корреляцию с концентрацией CaCO₃ и среднюю – с влажностью осадка; с другими параметрами корреляции нет (табл. 2). Вероятно, в распределении ПФ вдоль 59.5° с.ш. проявляется преимущественно климатическая зональность, что дает потенциал для палеотемпературных реконструкций океана [45].

Другая группа карбонатных микрофоссилий, бентосные фораминиферы (Б Φ), по абсолютному содержанию в осадках не имеет корреляции ни с ПФ, ни, в целом по всему профилю, с СаСО₃. Тем не менее, на нескольких станциях (АИ-3516 на шельфе Шотландии, АИ-3534 и АИ-3545 в Исландской котловине) максимумы абсолютного содержания БФ соответствуют высокой концентрации СаСО3. Отмечена средняя прямая корреляция содержания БФ с Сорг и высокая – с содержанием крупноалевритовой фракции. В последнем случае, видимо, влияет выбор фракции для анализа БФ (>0.063 мм), которые сосредоточены как раз в крупном алеврите. БФ наиболее многочисленны от глубоководного центра Исландской котловины до мелководного шельфа Шотландии. В их распределении трудно увидеть проявление

какой-либо зональности. Общая концентрация БФ в осадках вдоль 59.5° с.ш. скорее зависит от поступления на дно органического материала (по средней прямой корреляции с C_{opr}), который в максимальных количествах производится в CB части Северной Атлантики под Северо-Атлантическим течением и в прибрежных районах Великобритании [47].

 $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$ в раковинах планктонных и бентосных фораминифер (рис. 4а-4б; табл. 1). Изотопнокислородные соотношения (% PDB) по планктонным фораминиферам $\delta^{18}O_{\Pi\Phi}$ имеют хорошо выраженные участки минимальных ("легких") и максимальных ("тяжелых") значений вдоль 59.5° с.ш. Самые "легкие" $\delta^{18}O_{\Pi\Phi}$ обнаруживаются от севера плато Роколл до шельфа Шотландии (1.65-1.91‰), на СЗ Исландской котловины у хр. Рейкьянес (1.35–1.94‰), а также в одной пробе из ЮЗ части моря Ирмингера (2.01‰). Судя по карте поверхностной циркуляции, в этих районах проявляется влияние теплых водных масс основного потока Северо-Атлантического течения и ветвей течения Ирмингера. Значительно "тяжелее" $\delta^{18}O_{\Pi\Phi}$ становится на мелководье у южной Гренландии и в центре Лабрадорского моря (до 2.98‰ в одной пробе у Гренландии по раковинам G. bulloides и до 3.15-3.26‰ в трех пробах по раковинам *N. pachyderma* sin.). Этот максимум складывается под воздействием холодных водных масс Восточно- и Западно-Гренландского течений и основной части Лабрадорского моря, а также развитием весенне-летнего неглубокого перемешанного, слабо распресненного слоя, на нижней границе которого с глубиной ~50 м происходит кальцификация и создание сигнала δ^{18} O в раковинах *Ñ. pachyderma* sin. [35]. Для остальных проб δ¹⁸О_{ПФ} колеблется от 2.06-2.15 до 2.28-2.51‰. С учетом аналитической точности ±0.08‰ все указанные значения согласуются с величинами $\delta^{18}O_{\Pi\Phi}$ в международной базе данных по Северной Атлантике [24]. Изотопно-кислородные соотношения по бентосным фораминиферам $\delta^{18}O_{FO}$ вдоль 59.5° с.ш. варьируют в пределах 2.5-3.5%. что соответствует позднеголоценовым значениям в Северной Атлантике к северу от ~55° с.ш. [55]. Они образуются при преобладании у дна глубинных водных масс, поступающих из районов интенсивной вертикальной конвекции Норвежско-Гренландского бассейна. Только в пробах на склоне и шельфе Шотландии при глубине моря <1050 м $\delta^{18}O_{F\Phi}$ становится гораздо "легче", до 1.79–1.96‰, вероятно, отражая распространение теплой соленой воды Северо-Атлантического течения в данном месте до глубины >1000 м [56]. На некоторых участках профиля вдоль 59.5° с.ш. разница между $\delta^{18}O_{F\Phi}$ и $\delta^{18}O_{\Pi\Phi}$ снижается: в центре Лабрадорского моря и на шельфе у южной Гренландии, в море Ирмингера, на шельфе Шотландии. Можно предположить вероятное влияние вертикального перемешивания в мелководных районах и в зонах термохалинной конвекции в морях Лабрадорском и Ирмингера [4] на относительное "выравнивание" изотопного сигнала по глубине. Помимо перемешивания, в сближении $\delta^{18}O_{\rm E\Phi}$ и $\delta^{18}O_{\rm II\Phi}$ может играть роль локальное изменение солености поверхностной воды и температуры придонной воды [42].

Изотопно-углеродные соотношения в раковинах ПФ и БФ имеют частые небольшие колебания без устойчивых, для нескольких соседних проб, экстремумов почти везде вдоль 59.5° с.ш. Величины $\delta^{13}C_{\Pi\Phi}$ определены в основном по раковинам G. bulloides и дополнительно в трех пробах из Лабрадорского моря по раковинам N. pachyderma sin., где количество раковин G. bulloides недостаточно для надежных изотопных определений. В [31] предположили, что характеристики стабильных изотопов в раковинах G. bulloides из Северной Атлантики между 30 и 60° с.ш. отражают условия мигрирующего с юга на север/северозапад весеннего максимума продуктивности фитопланктона, т.к. δ^{13} С в раковинах этого вида имеет высокую корреляцию с концентрацией фосфатов, следовательно, продуктивностью на поверхности моря. Можно полагать, что более или менее выровненный $\delta^{13}C_{\Pi\Phi}$ от -0.2 до 0.2%вдоль 59.5° с.ш. "записывает" "движение или развитие" продуктивного сезона по акватории. Так же относительно ровный $\delta^{13}C_{F\Phi}$ с высокими значениями >~1‰, видимо, показывает независимую от поверхностной придонную циркуляцию водных масс с устойчивыми параметрами, которые, будучи обеднены биогенными элементами и обогашены ¹³С [36], распространяются на юг из зон активной вертикальной конвекции в Норвежско-Гренландском бассейне [42]. По всему профилю разница между $\delta^{13}C_{\Pi\Phi}$ в раковинах *G. bulloi*des и $\delta^{18}O_{F\Phi}$ велика и составляет около 1‰, а "схождение" значений δ^{13} С, как у δ^{18} О (см. текст выше) не обнаруживается, поэтому влияние вертикального перемешивания на близость изотопного сигнала в раковинах ПФ и БФ может быть под вопросом. Однако интерпретация δ^{13} C по фораминиферам представляется сложной, т.к. вариации δ^{13} С, особенно по П Φ , зависят от ряда параметров: δ^{13} С источника углерода и Σ CO₂ в воде, процессов обмена на границе вода/воздух, биопродуктивности, температуры воды, метаболизма ПФ и т.д. [56]. Для трех проб из наиболее холодноводной части профиля вдоль 59.5° с.ш. – центр Лабрадорского моря и склон ЮЗ Гренландии - следует отметить маленькую разницу до ~0.3‰ между $\delta^{13}C_{\Pi\Phi}$ по раковинам *N. pachyderma* sin. и $\delta^{13}C_{F\Phi}$. Величины $\delta^{13}C$ в раковинах

N. pachyderma sin. не имеют явной корреляции с δ^{13} С воды и продуктивностью [36], и тут требуется другое, пока не ясное, объяснение. Возможно, как раз вертикальное перемешивание в момент кальцификации раковин *N. pachyderma* sin. приводит к сближению сигналов δ^{13} С_{ПФ} по раковинам *N. pachyderma* sin. и δ^{13} С_{БФ} в Лабрадорском море.

Кластерный анализ распределения групп микрофоссилий (рис. 5а-5в). Кластерные группы станций или комплексы по две отдельно для диатомей и радиолярий хорошо согласуются друг с другом. Они обозначены на рис. 5а как A_{A+P} и B_{A+P} . Их нахождение в поверхностном слое осадков соответствует двум крупным областям Северной Атлантики к северу от ~50-55° с.ш. Комплекс А_{л+Р} распространен к востоку от ~30° з.д. в пределах основного потока теплого Северо-Атлантического течения и отходящей от него ветви течения Ирмингера. Здесь характерны виды диатомей Нетіdiscus cuneiformis Wallich, Rhizosolenia bergonii H. Peragallo, Roperia tesselata (Roper) Grunow, Shionodiscus oestrupii (Ostenfeld) Alverson, Kang & Theriot, виды радиолярий Lithomelissa setosa Jørgensen, Stylodictya validispina Jørgensen. Комплекс $Б_{\Pi+P}$ распространен к западу от ~25° з.д. в пределах Субполярного круговорота, охватывающего моря Ирмингера и Лабрадорское, где происходит контакт холодных полярных и теплых умеренных водных масс. Здесь характерны виды диатомей Rhizosolenia spp., Thalassiosira gravida Cleve, Actinocyclus curvatulus Janish, Coscinodiscus marginatus Ehrenberg, виды радиолярий Artostrobium tumidulum (Bailey), Phorticium clevei (Jørgensen) Petrushevskava, Actinomma leptodermum (Jørgensen) Nigrini & Moore /A. boreale Cleve group. Такое подразделение на комплексы диатомей и радиолярий с их типичными компонентами подтверждает ранее установленные закономерности для современной флоры диатомей и фауны радиолярий Северной Атлантики в [39, 43]. В семи пробах – на склоне южной Гренландии, на Исландско-Шетландском пороге, на шельфе и склоне Шотландии – численность кремневых микрофоссилий была недостаточна для количественных расчетов. Эти пробы не учтены в кластерном анализе, что, возможно, выразилось в упрощении кластерных дендрограмм и выделении всего двух комплексов по диатомеям и радиоляриям.

Четыре кластерные группы станций или комплексы по *планктонным фораминиферам* так же, как и по кремневым микрофоссилиям, отражают районы распространения и взаимодействия основных водных масс на поверхности Северной Атлантики. Комплексы обозначены на рис. 56 как $A_{\Pi\Phi}$, $B_{\Pi\Phi}$, $B_{\Pi\Phi}$ и $\Gamma_{\Pi\Phi}$. Четыре станции выпадают из относительно "гладкого" сочетания комплексов; их точки находятся вне ареалов комплексов. Причину такой картины найти трудно; возможно, влияют некие особенности местной циркуляции и/или условий обитания/ седиментации. Комплекс $A_{\Pi\Phi}$, подобно комплексу $\overline{b}_{\Pi+P}$, распространен в море Ирмингера и южной части Лабрадорского моря. отражая взаимодействие полярных холодных и теплых умеренных водных масс в Субполярном круговороте. Здесь характерны виды полярный N. pachyderma sin., субполярные *N. pachyderma* dex. (dex. – правозавитые раковины) Setty и Turborotalia (T.) quinqueloba (Natland). Комплексы $\mathbf{b}_{\Pi\Phi}$ и $\mathbf{B}_{\Pi\Phi}$ распространены к востоку от ~31° з.д. в пределах основного потока теплого Северо-Атлантического течения, отходящей от него ветви течения Ирмингера, а также течений, переходящих в Норвежское море через Исландско-Шетландский порог. Для них характерны субполярные виды N. pachyderma dex., T. quinqueloba, тепловодный Globigerinita glutinata (Egger), а в комплексе $\mathbf{b}_{\Pi\Phi}$ к ним присоединяется полярный *N. pachyderma* sin., видимо, как признак сезонного распространения к юго-востоку от Исландии арктических водных масс из южной части Гренландского моря. Комплекс Гпф расположен в самой холодноводной части профиля вдоль 59.5° с.ш. – у ЮЗ Гренландии и в центре Лабрадорского моря. В нем доминирует полярный вид N. pachyderma sin. Выделенные в нашей работе кластерные комплексы планктонных фораминифер по профилю вдоль 59.5° с.ш. соответствуют описанию типичных комплексов в поверхностном слое осадков Северной Атлантики [44, 49]. В общих чертах, районы комплексов планктонных фораминифер соответствуют таковым комплексов диатомей и радиолярий: A_{л+P} ~ $\approx B_{\Pi\Phi} + B_{\Pi\Phi}, B_{\Pi+P} \approx A_{\Pi\Phi} + \Gamma_{\Pi\Phi}, - с$ четкой границей по восточной окраине Субполярного круговорота, разделяющей (1) восточную область господства теплых умеренных и субтропических вод Северо-Атлантического течения и отходяшего от него течения Ирмингера и (2) западную область контакта полярных/арктических вод течений Восточно- и Западно-Гренландского и в Лабрадорском море и более теплых вод из ответвлений течения Ирмингера.

Четыре кластерные группы станций или комплексы по *бентосным фораминиферам* в распространении мало соответствуют таковым по планктонным группам микрофоссилий. Они, вероятно, отражают вертикальную и циркумконтинентальную зональность, в основном разделяясь на комплексы глубоководных (абиссальных) и более мелководных областей. Также влияет распространение глубинных и придонных вод разного происхождения [32, 53], внося особенности в подразделение глубоководных и мелководных комплексов БФ. На востоке профиля (Исландская котловина, склон и шельф Шотландии, Исландско-Шетландский порог) присутствует более соленая вода из основной части Северной Атлантики (включая соленую теплую воду с пониженным содержанием кислорода из Средиземного моря) и поступающая из Норвежского моря через Исландско-Шетландский порог. На западе профиля (котловины Лабрадорская и Игмингера) преобладает более пресная вода, поступающая из Гренландского моря через Датский пролив, и более холодная (<1.4°С), так же опресненная (<34.88 епс) Лабрадорская вода [56]. Над хр. Рейкьянес условия определяются Североатлантической глубинной водной массой, температура которой повышается до 3-4°С. Комплексы обозначены на рис. 5в как $A_{F\Phi}$, $\overline{B}_{F\Phi}$, $B_{F\Phi}$ и $\Gamma_{F\Phi}$. Подробное описание и обсуждение комплексов БФ будет сделана в готовящейся к печати статье А.В. Тихоновой и др. В данной статье мы даем их краткую общую характеристику. Комплексы относительно мелководных районов: комплекс АБФ расположен на склоне южной Гренландии (глубины 328 и 2389 м) под холодными водами Восточно- и Западно-Гренландского течений, комплекс ${\bf 5}_{{\bf 5}{\bf \Phi}}$ – на хр. Рейкьянес, на севере плато Роколл и шельфе и склоне Шотландии (глубины от 1051 до 1519 м, на одной станции 2182 м, на одной станции 158 м), комплекс $B_{F\Phi}$ — на Исландско-Шетландском пороге (глубины 484 и 567 м) и на одной станции у Шотландии (137 м), комплекс В_{БФ} абиссальных районов – в Исландской котловине (глубины от 2237 до 2825 м), в морях Ирмингера и Лабрадорском (глубины от 2399 до 3497 м). В глубоководных бассейнах доминируют мелкие, обладающие высокой конкурентоспособностью оппортунистические виды *Epistominella exigua* (Brady) и Alabaminella weddellensis (Earland), обитание которых связано с сезонным поступлением на дно фитодетрита. Для комплексов $A_{F\Phi}$, $B_{F\Phi}$, $B_{F\Phi}$ в целом типичны виды бентосных фораминифер из родов Cibicides, Cibicidoides, Cassidulina, также Trifarina angulosa Williamson и др., обычные для районов с высокой придонной гидродинамикой. В более мелководных районах, видимо, сказывается и крупнозернистый состав осадков как специфический субстрат обитания БФ, о чем ранее для СВ части Северной Атлантики сообщали в [25]. Абсолютная концентрация БФ в наших данных по профилю вдоль 59.5° с.ш. имеет среднюю прямую корреляцию с С_{орг}, что подтверждает преды-дущие исследования [34] о зависимости части названных видов БФ от поступления органического материала на дно.

выводы

В распределении влажности и гранулометрических фракций алеврито-пелитовых илов, местами с примесью песка и гравия, вдоль 59.5° с.ш. отражается вертикальная (по глубине моря) и циркумконтинентальная зональность — более мелкозернистый осадочный материал распределяется по наиболее глубоководным и удаленным от суши участкам дна; климатическая зональность явно не обнаруживается. На минеральный состав осадочной фракции >0.063 мм влияет как вертикальная/циркумконтинентальная, так и климатическая зональность.

Рост содержания СаСО3 отмечается в глубоководных частях профиля вдоль 59.5° с.ш. Отчасти это отражает вертикальную/циркумконтинентальную, но также климатические факторы: взаимодействие теплых умеренных и холодных полярных/арктических вод в морях Ирмингера и Лабрадорском и, возможно, вихревые структуры в Исландской котловине, где течение Ирмингера отделяется от Северо-Атлантического. Увеличение (на хр. Рейкьянес, на континентальном склоне и шельфе Шотландии) или уменьшение (на севере плато Роколл, в восточной части исландской котловины, на юге моря Ирмингера) концентрации Сорг в целом отражает участки разного уровня биопродуктивности и экспорта на дно взвешенного Сорг.

В накоплении диатомей, радиолярий и планктонных фораминифер, подобно CaCO₃, отражается как вертикальная/циркумконтинентальная, так и, в большей степени, климатическая зональность. Увеличение общей концентрации бентосных фораминифер в СВ части Северной Атлантики под Северо-Атлантическим течением и в прибрежных районах Великобритании, вероятно, зависит от поступления на дно органического материала.

Вариации изотопных кислородных и углеродных соотношений в раковинах бентосных и планктонных фораминифер требуют сложной интерпретации с привлечением данных по параметрам различных поверхностных и придонных водных масс. Они могут указывать на зону вертикальной конвекции в Лабрадорском море, распространение более пресных и холодных полярных/арктических водных масс на западе профиля по 59.5° с.ш., на развитие весенне-летней биопродуктивности в приповерхностной воде, и т.д.

Распределение "кластерных" комплексов для планктонных групп кремневых и карбонатных микрофоссилий весьма сходно. Оно отражает районы распространения водных масс полярного/арктического и умеренного происхождения с границей по восточной окраине Субполярного круговорота, следовательно, показывает климатическую зональность. Распределение "кластерных" комплексов бентосных фораминифер мало соответствует таковому для планктонных микрофоссилий, отражая разделение акватории на абиссальные и мелководные области, т.е., вертикальную/циркумконтинентальную зональность. Выявленная кластерным анализом картина является хорошей актуалистической основой для интерпретации микропалеонтологических записей в голоценовых осадках Северной Атлантики.

Источники финансирования. Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (грант № 21-17-00235) с дополнительной финансированием (отбор проб и лабораторный анализ) по Госзаданию Министерства науки и высшего образования РФ (тема ИО РАН № FMWE-2021-0006).

Благодарности. Авторы благодарят анонимного рецензента за ценные замечания и рекомендации, которые помогли улучшить качество статьи, а также капитана и команду НИС "Академик Иоффе" за помощь в экспедиционных работах, А.Н. Рудакову и М.А. Воробьеву за лабораторную обработку проб осадков, А.А. Клювиткина за помощь в построении карт и Н.В. Политову за консультацию по анализу данных гранулометрического состава.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Алексеева Т.Н., Свальнов В.Н. К методике гранулометрического анализа тонкозернистых осадков // Океанология. 2000. Т. 40. № 2. С. 304–312.
- Безруков П.Л., Лисицын А.П. Классификация осадков современных морских водоемов // Труды ИОАН СССР. 1960. Т. 32. С. 3–14.
- 3. Виноградов М.Е., Шушкина Э.А., Копелевич О.В., Шеберстов С.В. Фотосинтетическая продукция Мирового океана по спутниковым и экспедиционным данным // Океанология. 1996. Т. 36. № 4. С. 566–575.
- Гладышев С.В., Гладышев В.С., Фалина А.С., Сарафанов А.А. Зимняя конвекция в море Ирмингера в 2004–2014 гг. // Океанология. 2016. Т. 56. № 3. С. 353–363. https://doi.org/10.7868/\$0030157416030072
 - https://doi.org/10.7868/S0030157416030072
- 5. Демидов А.Б., Мошаров С.А., Гагарин В.И. и др. Пространственная изменчивость продукционных характеристик фитопланктона в Северной Атлантике летом 2013 г. // Океанология. 2019. Т. 59. № 2. С. 243–256. https://doi.org/10.31857/S0030-1574592243–256
- Дубравин В.Ф. Атлас термохалинной и биогеогра-
- фической структур вод Атлантического океана. Калининград: Капрос, 2013. 471 с.
- 7. *Емельянов Е.М.* Седиментогенез в бассейне Атлантического океана. М.: Наука, 1982. 190 с.
- Емельянов Е.М., Лисицын А.П., Ильин А.В. Типы донных осадков Атлантического океана. Океанологические исследования / Отв. ред. А.П. Лисицын. Калининград: Калининградская правда, 1975. 579 с.
- 9. *Ильин А.В.* Геоморфология дна Атлантического океана. Москва: Наука, 1976. 232 с.
- Клювиткин А.А., Политова Н.В., Новигатский А.Н. и др. Геологические исследования в Северной Ат-

лантике в 51-м рейсе научно-исследовательского судна "Академик Иоффе" // Океанология. 2017. Т. 57. №. 3. С. 514–516. https://doi.org/10.7868/S0030157417020071

- Левитан М.А., Гельви Т.Н. Количественные параметры пелагической плейстоценовой седиментации в Атлантическом океане // Геохимия. 2016. № 12. С. 1091–1103. https://doi.org/10.7868/S0016752516120098
- Леонтьев О.К. Морская геология. Основы геологи и геоморфологии дна Мирового океана. М.: Высшая школа, 1982. 341 с.
- Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.
- 14. Лисицын А.П. Современные представления об осадкообразовании в океанах и морях. Океан как природный самописец взаимодействия геосфер Земли // Мировой океан. Т. II. Физика, химия и биология океана. Осадкообразование в океане и взаимодействие геосфер Земли / Под ред. Л.И. Лобковского и Р.И. Нигматулина. М.: Научный мир, 2014. С. 331–571.
- 15. Лисицын А.П., Емельянов Е.М., Лукошевичюс Л.С., Солдатов А.В. Осадконакопление в Атлантическом океане. Калининград: Калининградская правда, 1975. 462 с.
- Лисицын А.П., Емельянов Е.М., Ельцина Г.Н. Геохимия осадков Атлантического океана. М.: Наука, 1977. 255 с.
- 17. *Литвин В.М.* Морфоструктура дна океанов. Л.: Недра, 1987. 275 с.
- Лодочников В.Н. Главнейшие породообразующие минералы. М.: Государственное научно-техническое изд-во литературы по геологии и охране недр, 1955. 248 с.
- 19. Логвиненко Н.В. Петрография осадочных пород. М.: Высшая школа, 1967. 416 с.
- Новичкова Е.А., Саввичев А.С., Баширова Л.Д. и др. Литолого-биогеохимические исследования седиментосистемы Северной Атлантики (по материалам 49-го рейса научно-исследовательского судна "Академик Иоффе") // Океанология. 2019. Т. 59. № 4. С. 641–655. https://doi.org/10.31857/S0030-1574594641-655
- Петелин В.П. Новый метод водно-механического анализа морских осадков // Океанология. 1961. Т. 1. Вып. 1. С. 144–148.
- 22. Фалина А.С., Гладышев С.В., Колоколова А.В. Российские экспедиционные исследования водообмена между Атлантическим и Северным Ледовитым океанами в 2011 г. // Океанология. 2014. Т. 54. № 2. С. 282–285. https://doi.org/10.7868/S0030157414020087
- 23. Фролов В.Т. Руководство к лабораторным занятиям по петрографии осадочных пород. М.: МГУ, 1964. 400 с.
- 24. Anderson D.M, Mulitza S. Compilation of delta ¹⁸O data from planktonic foraminifera in surface sediment // PANGAEA. 2001. https://doi.org/ (accessed on 17-05-2022). https://doi.org/10.1594/PANGAEA.60896

- Austin W.E.N., Evans J.R. North East Atlantic benthic foraminifera: Modern distribution patterns and palaeoecological significance // Journal of the Geological Society. 2000. V. 157. P. 679–691. https://doi.org/10.1144/jgs.157.3.679
- Bickert T. Carbonate Compensation Depth // Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments / V. Gornitz et al. (Eds.). Encyclopedia of Earth Sciences Series. Dordrecht: Springer, 2009. P. 136–138. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-4411-3_33.
- Brambilla E., Talley L.D. Subpolar mode water in the northeastern Atlantic: 1. Averaged properties and mean circulation // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2008. V. 113. P. 1–18. https://doi.org/10.1029/2006JC004062
- Daniault N., Mercier H., Lherminier P. et al. The northern North Atlantic Ocean mean circulation in the early 21st century // Progress in Oceanography. 2016. V. 146. P. 142–158.

https://doi.org/10.1016/j.pocean.2016.06.007

- Dickson R.R., Meincke J., Malmberg S.-A., Lee A.J. The "great salinity anomaly" in the northern North Atlantic 1968–1982 // Progress in Oceanography. 1988. V. 20. P. 103–151. https://doi.org/10.1016/0079-6611(88)90049-3
- Eynaud F., De Abreu L., Voelker A., et al. Position of the Polar Front along the western Iberian margin during key cold episodes of the last 45 ka // Geochemistry, Geophycs, Geosystems. 2009. V. 10(7). Q07U05. https://doi.org/10.1029/2009GC002398
- Ganssen G.M., Kroon D. The isotopic signature of planktonic foraminifera from NE Atlantic surface sediments: implications for the reconstruction of past oceanic conditions // Journal of the Geological Society. 2000. V. 157. P. 693–699. https://doi.org/10.1144/jgs.157.3
- 32. Gordon A.L. Bottom water formation // Encyclopedia of Ocean Sciences (Second Edition). Cambridge, USA: Academic Press, 2001. P. 415–421. https://doi.org/10.1016/B978-012374473-9.00006-0
- Hammer Ø., Harper D.A.T., Ryan P.D. Past: Paleontological Statistics Software Package for Education and Data Analysis // Palaeontologia Electronica. 2001. V. 4. Is. 1. Article 4. http://palaeo-electronica.org/2001_1/ past/issue1_01.htm.
- Hermelin J.O.R., Scott D.B. Recent Benthic Foraminifera from the Central North Atlantic // Micropaleontology. 1985. V. 31. P. 199–220. https://doi.org/10.2307/1485542
- Jonkers L., Brummer G.-J.A., Meilland J. et al. Variability in Neogloboquadrina pachyderma stable isotope ratios from isothermal conditions: implications for individual foraminifera analysis // Climate of the Past. 2022. V. 18. P. 89–101. https://doi.org/10.5194/cp-18-89-2022
- 36. Keigwin L.D., Boyle E.A. Late Quaternary paleochemistry of high-latitude surface waters // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1989. V. 73. P. 85–106.

https://doi.org/10.1016/0031-0182(89)90047-3

37. Keigwin L.D., Jones G.A. Glacial-Holocene stratigraphy, chronology, and paleoceanographic observations on some North Atlantic sediment drifts // Deep-Sea Research. 1989. V. 36. № 6. P. 845–867. https://doi.org/10.1016/0198-0149(89)90032-0

- Kidd R.B., Hill P.R. Sedimentation on Feni and Gardar sediment drifts // Initial Reports DSDP. 1987. V. 94. P. 1217–1244. https://doi.org/10.2973/dsdp.proc.94.148.1987
- Koç Karpuz N., Schrader H. Surface sediment diatom distribution and Holocene paleotemperature variations in the Greenland, Iceland and Norwegian Sea // Paleoceanography. 1990. V. 5. P. 557–580. https://doi.org/10.1029/PA005i004p00557
- 40. *Krauss W*. Currents and mixing in the Irminger Sea and in the Iceland Basin // Journal of Geophysical Research: Oceans. 1995. V. 100. P. 10,851–10,871. https://doi.org/10.1029/95JC00423
- 41. Locarnini R.A., Mishonov A.V., Baranova O.K. et al. World Ocean Atlas 2018. V. 1: Temperature. NOAA Atlas NESDIS 81, 2018. 52 pp. https://www.ncei.noaa.gov/products/world-ocean-atlas.
- Maslin M.A., Swann G.E.A. Isotopes in Marine Sediments // Isotopes in Palaeoenvironmental Research / M.J. Leng (Ed.). Dordrecht: Springer, 2005. P. 227–290.

https://doi.org/10.1007/1-4020-2504-1_06.

- 43. Matul A., Mohan R. Distribution of Polycystine Radiolarians in Bottom Surface Sediments and Its Relation to Summer Sea Temperature in the High-Latitude North Atlantic // Frontiers in Marine Science. 2017. V. 4. Article 330. https://doi.org/10.3389/fmars.2017.00330
- 44. *Matul A., Barash M.S., Khusid T.A. et al.* Paleoenvironment Variability during Termination I at the Reykjanes Ridge, North Atlantic // Geosciences. 2018. V. 8. № 10. Article 375.

https://doi.org/10.3390/geosciences8100375

- 45. Mortyn P.G., Martínez-Botí M.A. Planktonic foraminifera and their proxies for the reconstruction of surfaceocean climate parameters // Contributions to Science. 2007. V. 3. P. 371–383. https://doi.org/10.2436/20.7010.01.14
- 46. Pollard R. T., Griffiths M.J., Cunningham S.A. et al. Vivaldi 1991 A study of the formation, circulation and ventilation of Eastern North Atlantic Central Water // Progress in Oceanography. 1996. V. 37. P. 167–172. https://doi.org/10.1016/S0079-6611(96)00008-0
- *Radi T., de Vernal A.* Dinocysts as proxy of primary productivity in mid-high latitudes of the Northern Hemisphere // Marine Micropaleontology. 2008. V. 68. P. 84–114.

https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2008.01.012

 Restreppo G.A., Wood W.T., Phrampus B.J. Oceanic sediment accumulation rates predicted via machine learning algorithm: towards sediment characterization on a global scale // Geo-Marine Letters. 2020. V. 40. P. 755–763.

https://doi.org/10.1007/s00367-020-00699-1

49. Sahoo N., Saalim S.M., Matul A. et al. Planktic Foraminiferal Assemblages in Surface Sediments From the Subpolar North Atlantic Ocean // Frontiers in Marine Science. 2022. V. 8. Article 781675. https://doi.org/10.3389/fmars.2021.781675

326

- 50. *Sarafanov A., Falina A., Mercier H. et al.* Mean fulldepth summer circulation and transports at the northern periphery of the Atlantic Ocean in the 2000s // Journal of Geophysical Research. 2012. V. 117. C01014. https://doi.org/10.1029/2011JC007572
- Sarmiento J.L., Gruber N. Ocean Biogeochemical Dynamics. Princeton, Woodstock: Princeton University Press, 2006. 503 p. https://doi.org/10.1017/S0016756807003755
- 52. Schlitzer R. Ocean Data View. 2021. odv.awi.de (accessed on 31 May 2022).
- Talley L.D., Pickard G.L., Emery W.J., Swift J.H. Chapter 9 - Atlantic Ocean // Descriptive Physical Oceanography (Sixth Edition). An Introduction / Cambridge, USA: Academic Press, 2011. P. 245–301. https://doi.org/10.1016/B978-0-7506-4552-2.10009-5
- 54. Taylor J.R., Ferrari R. Shutdown of turbulent convection as a new criterion for the onset of spring phytoplankton blooms // Limnology and Oceanography. 2011. V. 56. P. 2293–2307. https://doi.org/10.4319/lo.2011.56.6.2293
- 55. Vidal L., Labeyrie L., van Weering T. Benthic δ^{18} O re-
- cords in the North Atlantic over the Last Glacial Period

(60-10 kyr): Evidence for brine formation // Paleoceanography. 1998. V. 13. P. 245–251. https://doi.org/10.1029/98PA00315.hal-02958584

- 56. Volkmann R., Mensch M. Stable isotope composition (δ¹⁸O, δ¹³C) of living planktic foraminifers in the outer Laptev Sea and the Fram Strait // Marine Micropaleontology. 2001. V. 42. P. 163–188. https://doi.org/10.1016/S0377-8398(01)00018-4
- 57. Yashayaev I., Holliday N., Bersch M., Aken H. The History of the Labrador Sea Water: Production, Spreading, Transformation and Loss //Arctic–Subarctic Ocean Fluxes / Dickson R.R., Meincke J., Rhines P. (eds). Dordrecht: Springer, 2008. P. 569–612. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-6774-7_25.ea
- Zhao J., Bower A., Yang J., et al. Structure and formation of anticyclonic eddies in the Iceland Basin // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2018. V. 123. https://doi.org/10.1029/2018JC013886
- Zweng M.M., Reagan J.R., Seidov D. et al. World Ocean Atlas 2018. V. 2: Salinity. NOAA Atlas NESDIS 82, 2018. 50 pp. https://www.ncei.noaa.gov/products/world-ocean-atlas.

Surface Bottom Sediments of the North Atlantic on the Transect along 59.5° N

A. G. Matul^{a, #}, E. A. Novichkova^a, G. Kh. Kazarina^a, A. V. Tikhonova^a, N. V. Kozina^a, P. Behera^b, N. Sahoo^b, M. Tiwari^b, R. Mohan^b

^aShirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia ^bNational Centre or Polar and Ocean Research, Vasco da Gama, Goa, India [#]e-mail: amatul@mail.ru

An analysis of the lithological, isotope-geochemical, and micropaleontological parameters of the surface layer of bottom sediments in the North Atlantic was made at 26 stations on the profile along 59.5° N. The distribution of humidity and granulometric composition of sediments reflects vertical/circumcontinental zonality, since fine-grained and water-saturated material accumulates in the deepest parts of the Iceland Basin and the Labrador and Irminger seas, which are farthest from land. Larger masses of calcium carbonate are also formed there, but organic carbon is unevenly distributed. Both vertical/circumcontinental and climatic (circulation of the warm North Atlantic water) zonalities affect the mineral composition of the sediment fraction >0.063 mm. The accumulation of diatoms, radiolarians, and planktic foraminifers in sediments reflects both vertical/circumcontinental and, to a greater extent, climatic zonality. Variations in the isotopic oxygen and carbon ratios in the shells of benthic and planktic foraminifers require a complex interpretation involving data on the parameters of various surface and bottom water masses. The distribution of planktic microfossil assemblages according to cluster analysis shows areas of distribution of different water masses with a clear boundary along the eastern margin of the Subpolar Gyre. The distribution of "cluster" assemblages of benthic foraminifers does not correspond much to that of planktic microfossils, reflecting the division of the water area into abyssal and shallow water areas.

Keywords: modern sedimentation, lithology, isotopic geochemical parameters of sediments, micropaleontology, North Atlantic УДК 551.465

ЭКОСИСТЕМЫ МОРЕЙ СИБИРСКОЙ АРКТИКИ – 2022: ЭКОСИСТЕМА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КАРСКОГО МОРЯ, НАКОПЛЕННЫЕ В БАССЕЙНЕ ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ РИСКИ (2-ой ЭТАП 89-го РЕЙСА НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО СУДНА "АКАДЕМИК МСТИСЛАВ КЕЛДЫШ")

© 2023 г. М. В. Флинт^{1,} *, С. Г. Поярков¹, А. А. Полухин¹, А. Ю. Мирошников²

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия ²Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия *e-mail: m_flint@ocean.ru Поступила в редакцию 27.10.2022 г. После доработки 10.11.2022 г.

Принята к публикации 16.12.2022 г.

89-й рейс (2-ой этап) НИС "Академик Мстислав Келдыш" был организован Институтом океанологии РАН в рамках многолетней программы "Морские экосистемы Сибирской Арктики" и прошел с 19 сентября по 10 октября 2022 г. В экспедиции участвовали 60 ученых из институтов РАН, МГУ, МФТИ, ВНИРО и МЧС России. Были проведены гидрофизические, гидрохимические, биоокеанологические и геохимические исследования, получены оценки концентрации парниковых газов в приводной атмосфере в области шельфа и континентального склона восточной малоизученной части Карского моря, исследованы экосистема залива Благополучия (Новая Земля) и состояние захоронений радиоактивных отходов в заливе.

Ключевые слова: Арктика, Карское море, шельф, континентальный склон, пелагическая и донная экосистемы, биологическая продуктивность, вид-вселенец, потоки вещества, парниковые газы, захоронения радиоактивных отходов

DOI: 10.31857/S0030157423020053, EDN: NJKSRF

2 этап 89-го рейса НИС "Академик Мстислав Келдыш" – 14-я крупная мультидисциплинарная экспедиция, проведенная в рамках многолетней программы экспедиционных исследований "Морские экосистемы Сибирской Арктики", которую Институт океанологии РАН ведет, начиная с 2007 г. [1–7].

Основной задачей экспедиции было получение новых материалов, необходимых для понимания пространственной организации и механизмов функционирования морских природных комплексов Сибирской эпиконтинентальной Арктики и их отклика на современные климатические тренды; оценка накопленных экологических рисков.

Основные направления исследований состояли в:

оценке состояния морской среды, структуры, продуктивности и функциональных параметров экосистемы Карского бассейна в его наименее исследованной восточной части;

оценке структурных и функциональных параметров пелагической экосистемы Карского моря в осенний сезон, предшествующий становлению сезонного льда;

оценке процессов взаимодействия между экосистемами карского шельфа и глубокого бассейна;

оценке состояния и динамики популяции вида-вселенца в Карское море хищного краба *Chionoecetes opilio*, его воздействия на нативные донные экосистемы, путей вселения и потенциального промыслового значения в разных районах бассейна;

оценка абиотических и биотических параметров экосистем заливов восточного берега Новой Земли, содержащих могильники радиоактивных отходов, механизмов и интенсивности их взаимодействия с экосистемами Карского бассейна (на примере залива Благополучия, восточный берег Новой Земли);

точная локализация, оценка состава и состояния захоронений особо опасных объектов, содержащих радиоактивные отходы в заливе Благопо-



Рис. 1. Схема маршрута и положение станций 89-го рейса (2-й этап) НИС "Академик Мстислав Келдыш" в Карском море в сентябре—октябре 2022 г. (а); положение станций на разрезе "Порог Брусилова" (б); положение ледовой кром-ки в северо-восточной части Карского моря 26 октября 2022 г. (по http://siows.solab.rshu.ru) и северных станций разреза "Восточный".

лучия; выявление возможных утечек радиоактивных загрязнений.

Экспедиция началась в порту Мурманск 19 сентября и завершилась там же 10 октября 2022 г. Протяженность маршрута экспедиции составила 3144 миль (рис. 1). Экспедиция была организована Институтом океанологии РАН, в ней приняли участие 60 ученых, аспирантов и студентов, представлявших институты Российской академии наук (ИГЕМ РАН, ИГ РАН, ИОА СО РАН, ИПМТ ДВО РАН), МГУ, МФТИ, ВНИРО Росрыболовства, ЦСООР "Лидер" МЧС РФ. Руководителем экспедиции был академик РАН М.В. Флинт, судном командовал капитан дальнего плавания Ю.Н. Горбач.

Северная станция разреза "Восточный" была сделана у южной кромки арктического ледового щита. Максимально северное сезонное положение ледовой кромки в период исследований (82°15.7′ с.ш.) позволило провести наблюдения в области континентального склона на глубинах 200—1650 м в практически не изученном районе Карского моря (рис. 1в, станции 7494—7496). Приледные явления были исследованы у западной кромки североземельского ледового массива (рис. 1в). Разрез на перешейке между Новоземельской впадиной и западным отрогом желоба Св. Анны (рис. 1б) был выполнен для исследования процессов обмена между шельфовой и глубоководной частями Карского бассейна.

Предварительные результаты экспедиции состоят в следующем.

Анализ спутниковой информации показал, что к концу июля 2022 г. распространение речного стока Оби и Енисея достигло восточного берега Северного острова Новой Земли. С этим связано уникальное мощное поступление поверхностных опресненных вод Карского бассейна в залив Благополучия, которое наблюдалось впервые за период наших исследований с 2007 г. Величины солености в верхнем перемешанном слое залива составили менее 25. Этот слой характеризовался аномально высокими концентрациями кремния более 10 µM и значениями общей щелочности менее 2000 µM, что подтверждало влияние на него речного стока в основном енисейского происхождения.

На фоне аномальных условий в заливе Благополучия наблюдался высокий уровень интегральной первичной продукции фитопланктона (ИПП) в столбе воды — в среднем 75 мгС/м² в день, что в 3.8 раза выше, чем было отмечено в осенний период предшествующих лет. Фитоценоз в заливе и на прилежащем новоземельском шельфе характеризовался доминированием диатомовых водорослей. Численность фитопланктона варьировала от 327×10^3 до 486×10^3 кл/л, биомасса — от 260 до 492 мг/м³, что в 6—8 раз выше, чем в наблюдениях предшествующих лет.

Биомасса зоопланктона в заливе Благополучия достигала величин 2.5–3.8 мл/м³ (объемные оценки), что в 2–3 раза выше, чем на прилежащем новоземельском шельфе. Значения, полученные в заливе, в 3–7 раз превышали наши оценки для сентября 2020 г., что предположительно связано с интенсификацией процессов обмена с прилежащими районами Карского моря.

В заливе Благополучия, несмотря на снижение обилия хищного вселенца краба-стригуна, не наблюдается восстановления структуры и обилия донных сообществ, характерных для этого района до массового вселения краба. Существенная часть популяции стригуна в районе прошла терминальную линьку и достигла своих максимальных размеров (~70 мм), что намного ниже промыслового размера.

В водах залива Благополучия и прилежащих районах новоземельского шельфа средние концентрации растворенного органического углерода (РОУ) составляли 2.9 мг/л и превышали зафиксированные в районе ранее — 1.5 мг/л.

Радиационно-гляциологические исследования на леднике Налли (залив Благополучия) позволили установить интенсивное снегонакопление, превосходящее по величине существовавшие теоретические оценки. Новые данные о соотношении площадей аккумуляции и абляции позволяют существенно уточнить параметры динамики радиационного загрязнения, депонированного в покровное оледенение.

В заливе Благополучия было исследовано крупное захоронение контейнеров с твердыми радиоактивными отходами (ТРО), определены его границы, получены точные оценки числа контейнеров и их целостности. Спектрометрические измерения показали, что источник гамма-излучения содержат менее половины контейнеров. Проведенные измерения на грунте в некотором отдалении от контейнеров не выявили радиационного загрязнения.

В восточной части Карского моря (разрез "Восточный") диапазон изменчивости ИПП составил 11—29 мгС/м² в день, а $X_{\Lambda_{\phi c}}$ 3.07—8.40 мг/м², что характеризует район как самый низкопродуктивной в Карском море. По видовому составу фитоценозов в восточной части Карского моря четко выделялись три широтные области — континентальный склон, внешний и внутренний шельф. Численность и биомасса фитопланктона были крайне низкими и менялась от 25—118 × 10³ кл/л в области внешнего шельфа и континентального склона до и 143 × 10³ кл/л на внутреннем шельфе, что в среднем в 5—7 раз ниже, наших предыдущих оценок, полученных в районе в сентябре 2015 г.

Минимальные значения биомассы зоопланктона (0.2 мл/м³) в восточной части Карского моря наблюдались в области континентального склона вблизи кромки льда. На шельфе биомасса резко возрастала до 2.2—6.6 мл/м³. Эти оценки втрое превышали значения, полученные нами в этом районе осенью 2015 г. Для восточной части Карского моря установлен исключительно высокий уровень утилизации зоопланктоном биомассы планктонных водорослей. Ежесуточное потребление составляло 16% биомассы фитопланктона.

Получены материалы для оценки современного состояния донных сообществ малоисследованной восточной части Карского моря в диапазоне глубин от 1650 до 70 м. Обилие и состав донной фауны на шельфе соответствовали нашим предыдущим наблюдениям 2015 г. и данным, полученным около 100 лет назад З.А. Филатовой и Л.А. Зенкевичем (1927—1945), что позволяет говорить о многолетней стабильности донных сообществ этого района. На шельфе восточной части Карского моря впервые обнаружено присутствие единичных взрослых особей краба-стригуна *Chionoecenes opilio*. Появление вселенца в отличие от других районов бассейна не оказало влияния на состояние бентосных сообществ.

Содержание климатически активных газов в приводной атмосфере обследованной экспедицией акватории варьировало для СН₄ от 1.94 ррт до 2.12 ppm, для CO₂ – от 403 до 450 ppm. Эти данные вместе с данными о пространственном распределении парциального давления углекислого газа в поверхностном слое моря позволили оценить потоки СО2 на границе поверхность моря – приводная атмосфера. В западной части моря парциальное давление углекислого газа в воде было выше, чем в приводной атмосфере, что указывало на его поступление из воды в атмосферу. Северо-восточная часть моря, наоборот, являлась областью стока атмосферного СО2. Расчетные абсолютные значения потока углекислого газа в западной части моря составили от 0.01 до 2.4 ммоль/м² день, в северо-восточной части – от 0.01 до 1.88 ммоль/м² день.

В экспедиции были проведены учеты морских млекопитающих с борта судна и оценены численность и характер распространения видов, занесенных в Красную книгу РФ, Красный список МСОП и список индикаторов состояния морей Арктической зоны РФ.

Экспедиционные исследования проведены при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования РФ (целевое финансирование на проведение морских экспедиционных исследований), государственных заданий № FMWE-2021-0007, № FMWE-2021-0010, № FMWE-2021-0001, № FMWE-2021-0002, № FMWE-2021-0005, № FMWE-2021-0006, № FMWE-2021-0008, № FMWE-2021-0013, № FMWE-2021-0016, № 121041500216-3; проектами PHФ № 19-17-00234П, № 20-17-00157; № 21-77-10059; № 21-77-20025.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Флинт М.В., Поярков С.Г., Римский-Корсаков Н.А. Экосистемы морей Сибирской Арктики – 2017. (69-й рейс НИС "Академик Мстислав Келдыш") // Океанология. 2018. Т. 58. №2. С. 331–333.
- 2. Флинт М.В., Поярков С.Г., Римский-Корсаков Н.А., Мирошников А.Ю. Экосистемы морей Сибирской

Арктики — 2019: весенние процессы в Карском море (76-й рейс научно-исследовательского судна "Академик Мстислав Келдыш") // Океанология. 2020. Т. 60. № 1. С. 154—157.

- Флинт М.В., Поярков С.Г., Римский-Корсаков Н.А., Мирошников А.Ю. Экосистемы морей Сибирской Арктики – 2020: Карское море (81-й рейс научноисследовательского судна "Академик Мстислав Келдыш") // Океанология. 2021. Т. 61. № 2. С. 330– 333.
- Флинт М.В., Поярков С.Г., Римский-Корсаков Н.А., Мирошников А.Ю. Экосистемы морей сибирской

Арктики — 2021: Экосистема Карского моря в период схода сезонного льда (83-й рейс научно-исследовательского судна "Академик Мстислав Келдыш" // Океанология. 2022. Т. 62. № 1. С. 158–161.

- Экосистема Карского моря // Океанология. Спецвыпуск. 2010. Т. 50. № 5. С. 677–864.
- 6. Экосистема Карского моря: от эстуариев Оби и Енисея до желоба Святой Анны // Океанология. Спецвыпуск. 2015. Т. 55. № 4. С. 501–726.
- 7. Экосистемы Российской Арктики // Океанология. Спецвыпуск. 2017. Т. 57. № 1. С. 1–248.

Ecosystems of Siberian Arctic Seas – 2022: Ecosystem of the Eastern Kara Sea, Ecological Risks Accumulated in the Basin (89 Cruise of Research Vessel "Akademik Mstislav Keldysh")

M. V. Flint^{1, #}, S. G. Poyarkov¹, A. A. Polukhin¹, A. Yu. Miroshnikov²

¹Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia ²Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

[#]e-mail: m_flint@ocean.ru

89 cruise of R/V "Akademik Mstislav Keldysh" was organized by Shirshov Institute of Oceanology in a frame of the Program "Marine Ecosystems of Siberian Arctic" and was held form 19 September to 10 October 2022. 60 scientists from the institutes of Russian Academy of Sciences, Moscow State University, Moscow Institute of Physics and Technology, VNIRO and MES participated in the cruise. Coordinated hydrophysical, hydro-chemical, biooceanological, geochemical research, valuation of greenhouse gases concentration in above-water atmosphere were carried out over the shelf and continental slope of the eastern poorly known part of the Kara Sea. Ecosystem of Blagopoluchiya Bay (Novaya Zemlia) and conditions of disposals of radioactive waste in the bay were in a focus of the research as well.

Keywords: Arctic, Kara Sea, shelf, continental slope, seasonal ice, pelagic and bottom ecosystems, biological productivity, alien species, matter fluxes, greenhouse gases, disposals of radioactive waste

УДК 551.465

ГИДРОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ТРОПИЧЕСКОЙ АТЛАНТИКЕ (52-й РЕЙС НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО СУДНА "АКАДЕМИК БОРИС ПЕТРОВ")

© 2023 г. Е. Г. Морозов^{1,} *, П. О. Завьялов¹, Д. И. Фрей¹

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия *e-mail: egmorozov@mail.ru Поступила в редакцию 01.12.2022 г. После доработки 06.12.2022 г.

Принята к публикации 16.12.2022 г.

Выполнены работы по изучению потока Антарктической донной воды на всем протяжении разлома Вима в тропической части Северо-Атлантического хребта. Проведены российско-бразильские натурные исследования в крупнейшем речном плюме Мирового океана – в районе устья реки Амазонка на северном шельфе Бразилии. Экспедиция стала важным шагом в развитии международного научного сотрудничества между странами БРИКС – Россией и Бразилией.

Ключевые слова: Антарктическая донная вода, разлом Вима, плюм Амазонки, БРИКС DOI: 10.31857/S0030157423020090, EDN: NKBPTW

С 17 октября по 30 декабря 2022 г. проведена экспедиция в тропическую Атлантику — 52-й рейс НИС "Академик Борис Петров". Исследования выполнены в районе разлома Вима вдоль 11° с.ш. от 38° до 46° з.д. и на шельфе Бразилии в районе устья Амазонки. Получены оценки потока Антарктической донной воды в разломе Вима и данные, характеризующие крупнейший речной плюм Мирового океана, — область северного шельфа Бразилии в районе устья реки Амазонка. Выполнено 46 станций в разломе Вима и 28 станций на шельфе Бразилии (рис. 1).

Экспедиционные работы в 52-м рейсе НИС "Академик Борис Петров" (5 ноября—8 декабря 2022 г.) проводились по теме: "Изучение глубоководных течений в абиссальных глубинах Атлантики, процессов взаимодействия океана с материковым стоком и антропогенного загрязнения морской среды в зонах влияния крупнейших в мире речных систем Южной Америки и развитие международного научного сотрудничества стран БРИКС".

В рейсе приняли участие 20 сотрудников российских и бразильских научных учреждений (Институт океанологии РАН, Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, Институт гидродинамики СО РАН, Институт океанографии при Федеральном Университете Рио Гранде и Федеральный Университет штата Байя). Обеспечение исследований спутниковыми данными выполнено НИИ Аэрокосмос. Экспедиция работала СТD-зондами Idronaut OS 320 plus, Daowan DW1616D, AML Base X, профилографом течений TRDI Monitor 300 kHz; выполнялись анализы растворенного кислорода, содержания силикатов и нитратов, pH, щелочности. Проводились измерения флюориметром Turner Designs C6P для определения оптических параметров и содержания хлорофилла. На шельфе Бразилии выполнены работы планктонными сетями Апштейна и Джеди, а для оценки загрязнения океана микропластиком — буксируемой сетью Манта. Работала проточная система для постоянного определения температуры и солености в поверхностном слое моря.

Задачей исследований в разломе Вима было выявление физических и гидрохимических особенностей абиссальной среды и потока Антарктической донной воды. Впервые выполнен разрез вдоль всего разлома, и в шестой раз (2006, 2014, 2015, апрель 2016, октябрь 2016, 2022 гг.) повторен поперечный разрез на главной седловине разлома. Работы выполнены на 46 станциях зондирования на глубинах от 4500 до 5400 м. Это дало возможность исследовать изменчивость потока донных вод через разлом Вима аналогично работе, выполненной в канале Вима [1]. Исследован подводный водопад в южном канале разлома, где поток донной воды стекает вниз в глубокую котловину в режиме гидравлического управления потоком при числе Фруда больше единицы [4, 6]. Исследованы малые каналы затекания Антаркти-



Рис. 1. Схема расположения станций в 52-м рейсе НИС "Академик Борис Петров"; станции в разломе Вима (а) и на шельфе Бразилии (б). Черным прямоугольником выделена область наших работ в 2006–2016 гг.

ческой донной воды в разлом Вима и потоки в каналах, через которые донная вода вытекает в глубокие котловины восточной Атлантики. Точки станций выбирались с учетом предварительно выполненных расчетов придонной циркуляции в разломе Вима на основе численной модели INMOM [2]. Выполненные работы — продолжение наших многолетних гидрологических исследований района разлома Вима [5].

Российско-бразильские экспедиционные исследования в крупнейшем речном плюме Мирового океана — плюме реки Амазонка были выполнены в период с 20 по 29 ноября 2022 г. Планирование и реализация исследований осуществлены совместно российскими и бразильскими учеными, 5 бразильских специалистов приняли участие в полевых работах. Измерения были выполнены на 28 станциях, распределенных по 6 разрезам. Полигон в целом охватил как часть речного плюма Амазонки, так и океанические воды вне плюма. Влияние речного стока отчетливо прослеживалось на сотни километров от внешней границы дельты, проявляясь в пониженных по отношению к фоновым значениях солености и плотности и повышенных значениях мутности, концентраций хлорофилла и POB, а также микропластика. Несмотря на большие пространственные масштабы плюма, он, в основном, находился в пределах континентального шельфа, распространяясь вдоль берега преимущественно в северном направлении.

Важность проведенных исследований определяется тем, что динамика амазонского плюма существенным образом влияет на режим всей экваториальной части Атлантики [3, 7].

Источник финансирования. Работа поддержана грантом РНФ 21-77-20004.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. *Campos E.J.D., van Caspel M.C., Zenk W. et al.* Warming trend in the abyssal flow through the Vema Channel in the South Atlantic // Geophysical Research Letters. 2021. V. 48 (19). P. e2021GL094709. https://doi.org/10.1029/2021GL094709
- Frey D.I., Morozov E.G., Fomin V.V. et al. Regional modeling of Antarctic Bottom Water flows in the key passages of the Atlantic // J. Geophys. Res.: Oceans. 2019. V. 124. P. 8414–8428. https://doi.org/10.1029/2019JC015315
- 3. Jo Y.-H., Yan X.-H., Dzwonkowski B., Liu W.T. A study of the freshwater discharge from the Amazon River into the tropical Atlantic using multi-sensor data // Geophys. Res. Lett. 2005. V. 32. P. L02605. https://doi.org/10.1029/2004GL021840
- 4. *Morozov E.G., Frey D.I., Zuev O.A. et al.* Hydraulically controlled bottom flow in the Orkney Passage // Water

MDPI. 2022. V. 14 (19). P. 3088. https://doi.org/10.3390/w14193088

- Morozov E.G., Tarakanov R.Yu., Frey D.I. et al. Bottom water flows in the tropical fractures of the Northern Mid-Atlantic Ridge // J. Oceanography. 2018. V. 74 (2). P. 147–167. https://doi.org/10.1007/s10872-017-0445-x
- Tarakanov R.Y., Morozov E.G., van Haren H. et al. Structure of the deep spillway in the western part of the Romanche Fracture Zone // J. Geophys. Res.: Oceans. 2018. V. 123. P. 8508–8531. https://doi.org/10.1029/2018JC013961
- Varona H.L., Veleda D., Silva M. et al. Amazon River plume influence on Western Tropical Atlantic dynamic variability // Dynamics of Atmospheres and Oceans. 2019. V. 85. P. 1–15. https://doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2018.10.002

Oceanographic Investigations in the Tropical Atlantic (Cruise 52 of the Research Vessel "Akademik Boris Petrov")

E. G. Morozov^{a, #}, P. O. Zavialov^a, D. I. Frey^a

^aShirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia [#]e-mail: egmorozov@mail.ru

Information is presented on the work performed to study the flow of Antarctic Bottom Water along the entire length of the Vema Fracture Zone in the tropical part of the North Atlantic Ridge and Russian-Brazilian field studies in the largest river plume of the World Ocean, on the shelf of the northern part of Brazil near the mouth of the Amazon River. A total of 46 stations were completed in the Vema Fracture Zone and 28 stations offshore Brazil. The new expedition that took place was an important step in the development of international scientific cooperation between the BRICS countries: Russia and Brazil.

Keywords: Antarctic Bottom Water, Vema Fracture Zone, Amazonian plume, BRICS

———— ИНФОРМАЦИЯ ———

УДК 551.242

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА МЕЖДУ РАЗЛОМАМИ ЧАРЛИ ГИББС И МАКСВЕЛЛ В 53-М РЕЙСЕ СУДНА "АКАДЕМИК НИКОЛАЙ СТРАХОВ"

© 2023 г. А. А. Пейве^{1, *}, С. Ю. Соколов¹, А. Н. Иваненко², А. А. Разумовский¹, И. С. Патина¹, В. А. Боголюбский¹, И. А. Веклич², А. П. Денисова¹, В. Н. Добролюбов¹, С. А. Докашенко¹, Е. С. Иванова¹, С. А. Лапина¹, И. А. Наумов¹, Н. С. Никитин³, З. Ф. Уразмуратова⁴

¹Геологический институт РАН, Москва, Россия ²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия ³Геологический факультет Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия ⁴Балтийский федеральный университет им. И. Канта, Калининград, Россия *e-mail: apevve@vandex.ru

Поступила в редакцию 06.10.2022 г. После доработки 10.10.2022 г. Принята к публикации 28.10.2022 г.

В работе приводятся сведения о геолого-геофизических исследованиях строения Срединно-Атлантического хребта между трансформными разломами Чарли Гиббс и Максвелл в Северной Атлантике в 53-м рейсе НИС "Академик Николай Страхов" в июле—августе 2022 г. Обсуждаются предварительные результаты экспедиции.

Ключевые слова: Северная Атлантика, серпентинизация, океаническая кора, спрединговый центр, разлом Чарли Гиббс, сухой спрединг

DOI: 10.31857/S0030157423010136, **EDN:** FATQIW

Комплексная геолого-геофизическая экспедиция на НИС "Академик Николай Страхов" (53-й рейс) в Северной Атлантике была проведена Геологическим институтом РАН и Институтом океанологии им. П.П. Ширшова РАН по утвержденной Министерством науки и образования Российской Федерации экспедиционной программе с 7 июля (порт Калининград) по 15 августа 2022 г. (порт Санкт-Петербург). В экспедиции приняли участие 15 российских научных сотрудников.

Основная цель экспедиции: проведение комплексных геолого-геофизических исследований для получения новых данных о внутриплитных тектонических, магматических и гидротермальнометаморфических процессах в осевой части и на флангах Срединно-Атлантического хребта (САХ) в Северной Атлантике. В задачи экспедиции входило изучение рельеф дна, морфоструктурный анализ и выявление особенности тектонического строения и тектонических деформаций океанической коры; измерение аномального магнитного поля, определение возраста океанического дна при идентификации магнитных аномалий; изучение вариаций составов базальтов в сегменте САХ между разломами Максвелл и Чарли Гиббс.

Основные виды работ в экспедиции включали детальную батиметрическую съемку дна с помощью судового многолучевого глубоководного эхолота SeaBat 7150 – 12 кГц (фирмы RESON) с сонарной модой записи акустических сигналов, сейсмоакустическое профилирование с помощью судового профилографа EdgeTech 3300 (частота 2–6 кГц) и измерения аномального магнитного поля с помощью магнитометра SeaPOS2, который был собран в ИО РАН на базе двух датчиков POS в модификации градиентометра.

Объем выполненных работ. Маршрут экспедиции показан на рис. 1. Район исследования: гребневая зона Срединно-Атлантического хребта между разломами Чарли Гиббс и Максвелл (полигон Фарадей), а также поднятие Восточное Туле (полигон Гора) в Северной Атлантике. Всего с работой гидроакустической системы RESON за 24 дня работ (без переходов по экономическим водам) было пройдено 7512 км. На полигоне Фарадей – 5173 км. Всего в рейсе было выполнено 3992.8 км морской магнитной съемки, из них –



Рис. 1. Маршрут экспедиции 53-го рейса судна "Академик Николай Страхов". Прямоугольники – полигоны детальных работ. Черные линии – путь движения судна.

67.6 погонных км на полигоне Гора и 3925.2 км на полигоне Фарадей. Выполнены 32 драгировки, из них 28 удачных.

Предварительные научные результаты экспедиции. 1. Основным результатом исследований является то, что впервые в Северной Атлантике был обнаружен и изучен рифтовый сегмент САХ протяженностью около 400 км (между 48° и 51.5° с.ш.), который характеризуется процессами образования океанической коры в условиях дефицита базальтовых расплавов, что при непрерывном растяжении в рифтовой долине приводит к тектоническому выведению на поверхность дна глубинных нижнекоровых и мантийных пород (габброидов и ультрабазитов). Сходные процессы, называемые сухим спредингом, ранее были известны в отдельных участках САХ только южнее Азорского поднятия.

2. В районе горы Фарадей (49.56° с.ш. и 28.82° з.д.) в водной толще был обнаружен сильный звукорассеивающий шлейф, который поднимается вверх от поверхности дна и имеет гидрофизическую и биогенную природу. По всей видимости, это результат гидротермальной активности. Аналогичные объекты известны в областях активной гидротермальной разгрузки на дне океана (черные курильщики).

3. На полигоне Фарадей в районе CAX (48°– 51°30′ с.ш.) была выявлена система линейных магнитных аномалий спрединговой природы. Идентифицированы аномалии с номерами 1, 2, 2А, а на нескольких профилях — 3. Это позволило рассчитать скорости спрединга за последние 3 млн лет для участка САХ длиной почти 400 км и выделить сегменты со стационарным и, возможно, нестабильным режимом раскрытия. Выявлены также интенсивные локальные аномалии, скорее всего, неспрединговой природы, связанные с наложенной тектонической активностью.

4. Анализ распространения драгированного материала показывает, что кора, образованная к востоку от рифтовой долины, сложена в большей степени глубинными породами, в то время как на западе преобладают вулканиты. Это, возможно, связано с особенностями региональных полей напряжений, обуславливающих асимметричный спрединг.

5. На вершинах локальных внутриплитных поднятий, имеющих амплитуду ~400 м, наблюдаются современные пликативные и штамповые деформации, взбросовые нарушения и структуры протыкания осадочного чехла. Предположительный генезис этих структур связан с серпентинизацией (увеличение объема и уменьшение плотности) ультраосновных пород верхней мантии.

6. В осевой части северного трога системы Чарли Гиббс выделяется медианный хребет, в об-

рамлении которого в осадках видны складки, перекрытые с угловым несогласием, указывающие на современное протыкание хребтом осадочной толщи. Разломы к югу от хребта интерпретируются как взбросы. Северный трог разломной системы Чарли Гиббс находится на современном этапе в условиях сжатия, которое сопровождается формированием медианного хребта при выжимании глубинного вещества. Источники финансирования. Финансирование экспедиции проводилось за счет средств Госзаданий: FMMG-2022-0003, FMUN-2019-0076, FMWE-2021-0005 при частичной поддержке проекта РНФ № 22-27-00036.

Благодарности. Авторы благодарны капитану А.П. Назаревскому и экипажу НИС "Академик Николай Страхов" за всестороннюю помощь в выполнении научных задач экспедиции.

Geological Investigations of the Mid-Atlantic Ridge between the Charlie Gibbs and Maxwell Transform Faults during Cruise 53 of the R/V "Akademik Nikolaj Strakhov"

A. A. Peyve^{a, #}, S. Yu. Sokolov^a, A. N. Ivanenko^b, A. A. Razumovskii^a, I. S. Patina^a, V. A. Bogolyubskii^a,
I. A. Veklich^b, A. P. Denisova^a, V. N. Dobrolyubov^a, S. A. Dokashenko^a, E. S. Ivanova^a, S. A. Lapina^a,
I. A. Naumov^a, N. S. Nikitin^c, Z. F. Urazmuratova^d

^aGeological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
 ^bShirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
 ^cFaculty of Geology, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia
 ^dBaltic Federal University, Kaliningrad, Russia
 [#]e-mail: apeyve@yandex.ru

We provide information on geological and geophysical studies of the structure of the Mid-Atlantic Ridge between the Charlie Gibbs and Maxwell transform faults in the North Atlantic during the 53-th cruise of the R/V Akademik Nikolaj Strakhov in July–August 2022. The preliminary results of the expedition are discussed.

Keywords: North Atlantic, serpentinization, oceanic crust, spreading center, Charlie Gibbs Fault, dry spreading

———— ИНФОРМАЦИЯ ———

УДК 550.83+550.84

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ И ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ЯПОНСКОМ МОРЕ, ТАТАРСКОМ ПРОЛИВЕ В 79-м РЕЙСЕ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО СУДНА "ПРОФЕССОР ГАГАРИНСКИЙ"

© 2023 г. М. Г. Валитов^{1,} *, Н. С. Ли¹, А. А. Легкодимов¹, А. Л. Пономарева¹, С. П. Плетнев¹, А. Ю. Жуковин¹, Р. А. Григоров¹, Д. С. Максеев¹

¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия *e-mail: valitov@poi.dvo.ru Поступила в редакцию 16.11.2022 г. После доработки 09.12.2022 г. Принята к публикации 16.12.2022 г.

В работе приведены краткие результаты комплексных исследований акватории Татарского пролива и Японского моря, полученные в 79-м рейсе НИС "Профессор Гагаринский" в мае—июне 2022 года. Получено распределение геофизических полей, подтверждающих блоковую делимость дна акватории, новые данные о распределении газов в осадочной толще, придонной и поверхностной воде, определены электрокинетические параметры микроорганизмов и оценена их связь с концентрацией метана, выполнен микропалентологический анализ осадочных отложений.

Ключевые слова: гравиметрия, магнитометрия, углеводороды, газогеохимия, микробиология, палеоокеанология

DOI: 10.31857/S0030157423020120, EDN: NJXBPU

Комплексная экспедиция на НИС "Профессор Гагаринский" (79-й рейс), организованная Тихоокеанским океанологическим институтом им. В.И. Ильичева ДВО РАН (ТОИ ДВО РАН), выполнялась согласно Плану морских экспедиционных исследований с 20 мая по 7 июня 2022 г. Проведенная экспедиция является продолжением комплекса геолого-геофизических и океанографических исследований северной части Японского моря и Татарского пролива, начавшихся в 2017 г. В экспедиции приняло участие 8 сотрудников ТОИ ДВО РАН, из них 50% состава экспедиции – это молодые ученые, сотрудники в возрасте до 39 лет. Начальник экспедиции – к.г-м.н. М.Г. Валитов. Хочется отметить, что в обработке полученных результатов принимали участие сотрудники созданной в 2022 г. в рамках национального проекта "Наука" новой лаборатории ТОИ ДВО РАН "Лаборатория экспериментальной климатологии" (рук. к.г.-м.н. Телегин Ю.А.).

Цель экспедиции – исследование условий и механизмов формирования Татарского пролива, определение восточной границы распространения Восточного Сихотэ-Алинского вулканического пояса под акваторию Японского моря и Татарского пролива, изучение корреляции распространения газо-флюидных потоков с сетью тектонических разломов. Комплекс методов включал геофизические, газогеохимические, гидрологические, микробиологические и микропалеонтологических (фораминиферовый анализ) исследования.

Основные экспедиционные исследования были проведены в северной части Татарского пролива (рис. 1). Комплекс методов во время движения судна включал: гравиметрические исследования, магнитометрию, гидрофизические и атмохимические измерения. На станциях производилось: отбор проб осадков, их краткое литологическое описание, извлечение газа из проб керна донных осадков, колонок воды, набортный газохроматографический анализ, отбор проб на микробиологические и микропалеонтологических исследования (фораминиферовый анализ). После проведения основных экспедиционных работ на полигоне в акватории Рейда Сюркум была выполнена комплексная суточная станция с отбором проб воды на газогеохимические исследования и атмохимические измерения. Далее судно переместилось южнее, в район п. Терней, где были выполнены геофизические работы.



Рис. 1. Карта-схема маршрута плавания и расположения исследовательских полигонов и профилей в рейсе № 79 НИС "Профессор Гагаринский", 20 мая–07 июня 2022 г. *1* – профили геофизической съемки; *2* – комплексные океанологические станции и их номер; *3* – суточная станция; *4* – границы исследовательских полигонов. На врезке маршрут движения судна, положение полигона и региональные геофизические профили. Отдельно, расположение геофизических профилей на дополнительном полигоне.

За время экспедиции выполнено геофизическое профилирование в пределах северной части Татарского пролива, позволившее дополнить ранее полученные данные. Построены карты гравитационного и магнитного полей, давшие возможность по-новому оценить блоковое строение земной коры исследуемого района. Совместный анализ аномального магнитного поля и поля силы тяжести позволил закартировать распространение вулканогенно-осадочных пород по специфическому распределению аномалий.

Выполнено газогеохимическое опробование водной толщи на акватории северной части Татарского пролива и по всему маршруту движения судна. Существенно расширены газогеохимические исследования данного района, получены новые данные по распределению углеводородных

газов, а также о газовом составе донных отложений и придонной морской воды северной части Татарского пролива. После обработки и интерпретации полученных результатов будут сделаны выводы о характере и особенностях распределения газогеохимических полей северной части Татарского пролива. Помимо этого были собраны данные для расчета потока метана на границе вода-атмосфера. Обнаружены аномальные концентрации углеводородных газов как в донных отложениях, так и в придонном слое воды, приуроченные к нефтеперспективным структурам этого района. На этой же акватории были зафиксированные повышенные концентрации метана в поверхностном слое волы. но при этом также высокие концентрации были зафиксированы и в районах распреснения соленых вод на северо-западе Татарского пролива.

В результате фораминиферового анализа на исследуемой площади Татарского пролива определено 30 видов бентосных фораминифер. Из них 12 имеют агглютинированную (песчаную) раковину и 18 представлены секреционной (карбонатной) раковиной. В целом, численность раковин фораминифер в осадке нарастает с глубиной, хотя на отдельных станциях отмечено ее снижение. По-видимому, такое распределение связано с типом осадка, на котором обитают живые виды. Отсутствие планктонных фораминифер указывает на высокую мутность в районе исследуемого полигона, что в свою очередь было вызвано усиленными поставками терригенного материала с прилегающей суши.

Анализ электрокинетических параметров микробиомов поверхностных вод при помощи микробного топливного элемента (МТЭ) показал отсутствие корреляции между интенсивностью физиологической активности микробиома и концентрацией метана. Это позволяет предположить отсутствие взаимосвязи между аэробными процессами окисления метана в поверхностном слое морской воды и анаэробными процессами окисления метана в донных осадках. Низкие показатели напряжения и быстрое отмирание микробиома на большинстве прибрежных станций с низким уровнем солености и малой глубиной предполагает преобладание в этих водах аэробных процессов окисления органического вещества.

Благодарности. Авторы благодарят сотрудников ТОИ ДВО РАН: И.Г. Югая, Н.М. Цовбуна, В.К. Аннина и Т.Н. Колпащикову за выполнение экспериментальных работ и обработку результатов, а также экипаж НИС "Профессор Гагаринский" во главе с капитаном О.Н. Угольниковым за помощь в успешном выполнении запланированных в экспедиции исследований. Отдельная благодарность НацОНИФ 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: "Разработка методов комплексного газогеохимического мониторинга дальневосточных морей, обобщение газогеохимической изученности и современного уровня концентраций и источников парниковых газов в системе дно– океан–атмосфера" рук. академик РАН Г.И. Долгих (рег. № 122110200015-7), а также госбюджетных тем НИР (рег. №№ 121021500055-0, 121021500053-6, АААА-А19-119122090009-2, 121021700342-9, 122110700009-1).

Geological-Geophysical and Oceanographic Researches in the Sea of Japan, the Tatar Strait 79th Cruise of the R/V "*Professor Gagarinsky*"

M. G. Valitov^{*a*, #}, N. S. Lee^{*a*}, A. A. Legkodimov^{*a*}, A. L. Ponomareva^{*a*}, S. P. Pletnev^{*a*}, A. Yu. Zhukovin^{*a*}, R. A. Grigorov^{*a*}, D. S. Makseev^{*a*}

^aIl'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia [#]e-mail: valitov@poi.dvo.ru

The paper presents brief results of comprehensive studies of the waters of the Tatar Strait and the Sea of Japan, obtained on the 79th cruise of the R/V "Professor Gagarinsky" in May–June 2022. The distribution of geophysical fields was obtained, the block's divisibility of the bottom of the water area was confirmed and the new data on the distribution of gases in the sedimentary thickness, bottom and surface water was obtained. The electrokinetic parameters of microorganisms for evaluating their relationship with methane concentration was obtained, micropalentological analysis of sedimentary deposits was performed.

Keywords: gravimetry, magnetometry, hydrocarbons, gas geochemistry, microbiology, paleooceanology