_

98

112

Том 62, номер 1, 2022

Физика моря	
Сравнение натурных и спутниковых данных об общем балле облачности	
Алантического океана в период 2004—2014 II. А. В. Синицын, С. К. Гулев	5
Эксперимент по исследованию параметров ветрового волнения на шельфе Черного моря Б. В. Дивинский, С. Б. Куклев	14
Влияние тропических циклонов Южно-Китайского моря на изменчивость структуры Вьетнамского течения	
Г. А. Власова, Суан Ба Нгуен, Мау Динь Ле, С. С. Марченко	20
Биооптические характеристики на крупномасштабном полигоне в северной тропической зоне Атлантического океана и их связь с динамикой вод	
В. И. Маньковский, Е. В. Маньковская	32
Химия моря	
Современная эволюция солевого состава остаточных бассейнов Аральского моря Н. Ю. Андрулионис, П. О. Завьялов, А. С. Ижицкий	41
Влияние карбонатной щелочности на растворимость современных морских фосфоритов <i>А. В. Савенко, В. С. Савенко</i>	59
Особенности поведения органических соединений в воде и донных осадках в Карском море во время схода сезонного льда	
И. А. Немировская, М. В. Флинт	64
Компоненты нефтяного загрязнения в воде и донных осадках северо-восточной части российского Причерноморья	
Л. Ф. Павленко, Т. О. Барабашин, С. В. Жукова, И. В. Кораблина, Н. С. Анохина, Т. Л. Клименко, В. С. Экилик	75
Морская биология	
Мезопелагический микронектон и макропланктон и условия его обитания в северо-восточной Пацифике	
А. С. Курносова, А. А. Сомов, А. Н. Канзепарова, М. А. Зуев, С. Ю. Орлова, Д. С. Курносов, А. М. Орлов	85
Гипрохиминеские исследования задива Академии (Охотское море)	

тидрохими ческие исследования залива ткадемии (охотское море)
П. Я. Тищенко, В. Б. Лобанов, П. П. Тищенко, П. Ю. Семкин, А. Ф. Сергеев, Е. В. Анисимова, Ю. А. Барабаншиков, В. В. Мельников, А. А. Рюмина.
$C = C_{a,a,a,a,a,a} \cap A$ Vigueza $M = M_{a,a,a,a,a} = M_{a,a,a,a,a,a,a}$
С. 1. Сагалаев, О. А. Уланова, М. 1. Швецова, Е. М. Шкирникова
Склерактиниевые кораллы как индикатор вертикальной мощности
циркумантарктического течения

Н. Б. Келлер, Н. С. Оськина, Д. М. Ольшанецкий

Морская геология

Ход послеледниковой трансгрессии на побережье морей Восточно-Сибирского и Лаптевых	
Р. Ф. Булгаков	117
Абразия берега, сложенного рыхлым материалом	
И. О. Леонтьев	125

К вопросу о магматизме и природе поднятия Афанасия Никитина в свете находки циркона с возрастом около трех млрд лет

Н. М. Сущевская, О. В. Левченко, Б. В. Беляцкий

135

Методы и приборы исследований

Использование комплексных акустических методов для мониторинга процессов эмиссии газов на шельфе Арктических морей

Р. А. Ананьев, Н. Н. Дмитревский, А. Г. Росляков, Д. В. Черных, Е. А. Мороз,	
 Ю. А. Зарайская, И. П. Семилетов	151

Информация

Vnouuvo	
В. Ю. Калгин, К. О. Балданова, А. К. Окулов, Д. С. Максеев	165
М. Г. Валитов, Р. Б. Шакиров, Н. С. Ли, А. А. Легкодимов, Т. С. Якимов, А. Л. Пономарева, В. В. Калинчук, М. А. Бовсун, В. А. Буланов, З. Н. Прошкина, Н. С. Сырбу, И. В. Корсков,	
Геолого-геофизические и океанографические исследования в Японском море, Татарском проливе в 61-м рейсе научно-исследовательского судна "Академик Опарин"	
М. О. Ульянова, В. В. Сивков, Л. Д. Баширова, А. В. Крек, Е. С. Бубнова, Д. В. Дорохов, Е. В. Дорохова, В. А. Кречик	162
Океанологические исследования Балтийского моря в 56-м рейсе ПС "Академик Иоффе"	
М. В. Флинт, С. Г. Поярков, Н. А. Римский-Корсаков, А. Ю. Мирошников	158
Экосистемы морей Сибирской Арктики – 2021: Экосистема Карского моря в период схода сезонного льда (83-й рейс научно-исследовательского судна "Академик Мстислав Келдыш")	

Хроника

Йорн Тиде 14.04.1941–15.07.2021

168

CONTENTS

Vol. 62, No. 1, 2022

Marine Physics Comparison of Field and Satellite Data about Total Cloud Cover for the Atlantic Ocean in the Period 2004-2014 A. V. Sinitsyn, S. K. Gulev 5 The Experiment of Wind Waves Parameters Research in the Black Sea Shelf B. V. Divinsky, S. B. Kuklev 14 Influence of Tropical Cyclones of the South China Sea on the Variability of the Vietnamese Current Structure G. A. Vlasova, Xuan Ba Nguven, Mau Dinh Le, S. S. Marchenko 20 Biooptical Characteristics on Macropoligon in the Northern Tropical Zone of the Atlantic Ocean and Their Relationship with Water Dynamics V. I. Mankovsky, E. V. Mankovskava 32 **Marine Chemistry** Modern Evolution of the Salt Composition of the Residual Basins of the Aral Sea N. Yu. Andrulionis, P. O. Zavyalov, A. S. Izhitskiy 41 Effect of Carbonate Alkalinity on the Solubility of Modern Marine Phosphorites A. V. Savenko, V. S. Savenko 59 Features of the Behavior of Organic Compounds in Water and Bottom Sediments in the Kara Sea During Seasonal Ice I. A. Nemirovskava, M. V. Flint 64 Components of Oil Pollution in Water and Bottom Sediments of the North-Eastern Part of the Russian Black Sea Region L. F. Pavlenko, T. O. Barabashin, S. V. Zhukova, I. V. Korablina, N. S. Anohina, T. L. Klimenko, V. S. Ekilik 75 **Marine Biology** Mesopelagic Micronekton and Macroplankton and the Conditions of Its Habitat in the Northeastern Pacific Ocean A. S. Kurnosova, A. A. Somov, A. N. Kanzeparova, M. A. Zuev, S. Yu. Orlova, D. S. Kurnosov, A. M. Orlov 85 Hydrochemical Study of the Academy Bay (Sea of Okhotsk)

P. Ya. Tishchenko, V. B. Lobanov, P. P. Tishchenko, P. Yu. Semkin, A. F. Sergeev,
E. V. Anisimova, Yu. A. Barabanshchikov, V. V. Melnikov, A. A. Ryumina,
S. G. Sagalaev, O. A. Ulanova, M. G. Shvetsova, E. M. Shkirnikova
Scleractinian Corals as an Indicator of the Vertical Density of the Antarctic Circumpolar Current
N. B. Keller, N. S. Oskina, D. M. Olshanetskiy

Marine Geology

Process of Postglacial Transgression on the Coasts of the East Siberian and Laptev Seas	
R. F. Bulgakov	117
Abrasion of Coast Composed of Loose Material	
I. O. Leont'yev	125

On Magmatism and Origin of the Afanasy Nikitin Rise Due to Discovery of Ansient Zircon by Three Billion Years Age	
N. M. Sushchevskaya, O. V. Levchenko, B. V. Belyatsky	135
Instruments and Methods	
Acoustic Monitoring of Gas Emission Processes in the Arctic Shelf Seas R. A. Ananiev, N. N. Dmitrevsky, A. G. Roslyakov, D. V. Chernykh, E. A. Moroz, Yu. A. Zarayskaya, I. P. Semiletov	151
Information	
Ecosystems of Siberian Arctic Seas – 2021: Ecosystem of the Kara Sea in a Period of Seasonal Ice Melting (83 Cruise of Research Vessel "Akademik Mstislav Keldysh") <i>M. V. Flint, S. G. Poyarkov, N. A. Rimsky-Korsakov, A. Yu. Miroshnikov</i>	158
 Oceanological Research in the Baltic Sea during the 56th Cruise of the Passenger Vessel Akademik Ioffe M. O. Ulyanova, V. V. Sivkov, L. D. Bashyrova, A. V. Krek, E. S. Bubnova, D. V. Dorokhov, E. V. Dorokhova, V. A. Krechik 	162
 Geological-Geophysical and Oceanographic Researches in the Sea of Japan, the Tatar Strait 61th Cruise of the R/V "Akademik Oparin" M. G. Valitov, R. B. Shakirov, N. S. Lee, A. A. Legkodimov, T. S. Yakimov, A. L. Ponomareva, V. V. Kalinchuk, M. A. Bovsun, V. A. Bulanov, Z. N. Proshking, N. S. Syrbu, I. V. Korskov, V. Yu. Kalgin 	
K. O. Baldanova, A. K. Okulov, D. S. Makseev	165
Chronicle	
In memory of Jorn Thiede	168

——— ФИЗИКА МОРЯ ——

УДК 551.506.5,551.501.86

СРАВНЕНИЕ НАТУРНЫХ И СПУТНИКОВЫХ ДАННЫХ ОБ ОБЩЕМ БАЛЛЕ ОБЛАЧНОСТИ ДЛЯ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА В ПЕРИОД 2004–2014 гг.

© 2022 г. А. В. Синицын^{1,} *, С. К. Гулев¹

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия *e-mail: sinitsyn@sail.msk.ru Поступила в редакцию 14.10.2020 г. После доработки 18.05.2021 г. Принята к публикации 17.08.2021 г.

В работе рассмотрены вопросы сопоставления спутниковых измерений общего балла облачности с визуальными наблюдениями и влияния измерений общего балла облачности на качество параметризаций коротковолновой солнечной радиации на поверхности океана.

Ключевые слова: общий балл облачности, спутниковые данные, коротковолновые потоки **DOI:** 10.31857/S0030157422010142

введение

Облачность является одним из ключевых факторов, определяющих радиационный баланс поверхности Земли, в частности, Мирового океана. Информация об общем балле облачного покрытия над поверхностью океана доступна из баз данных визуальных судовых наблюдений, а также из архивов спутниковых данных как над сушей, так и над морем. В настоящее время сведения об общем балле облачного покрытия можно найти в ICOADS архиве данных (International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set), получаемых с судов системы VOS (Voluntary Observing Ships) [14]. Эти данные характеризуются неравномерным покрытием океана и существенно изменяющимся количеством наблюдений во времени [8, 16] и требуют анализа различных типов неопределенностей, связанных с практикой наблюдений [12]. Для арктических регионов с относительно малым количеством судовых наблюдений важны береговые и островные наблюдения за облачностью [11]. однако в условиях открытого океана судовые визуальные наблюдения являются основным источником информации.

Другим источником информации являются спутниковые данные, в том числе данные оперативных геостационарных искусственных спутников Земли (далее "спутники"). Для Атлантического океана наиболее релевантными являются спутники семейства METEOSAT первого и второго поколений, оборудованные сканерами видимого и инфракрасного диапазонов спектра и позволяющие получать несколько изображений видимой области Земли в течение часа. Для получения данных о среднесуточных и среднемесячных величинах обшего балла облачности также могут быть использованы европейские спутники EPS/MetOP и американские спутники NOAA на средневысотных приполярных солнечно-синхронных орбитах с радиометрами AVHRR на борту. Спутниковым данным, несомненно, принадлежит ведущая роль в изучении динамики облачного покрова в будущем, однако в настоящее время они доступны только за последние несколько десятилетий и остаются недостаточно точными [5], требуя детальной валидации. Например, детальный совместный анализ спутниковых и береговых данных об облачности в районе Баренцева моря представлен в [13].

В этом аспекте важной задачей является сопоставление спутниковых измерений общего балла облачности с визуальными наблюдениями за облачностью в условиях открытого океана. Важным аспектом такого сравнения является учет пространственных масштабов, к которым отнесены данные наблюдения, поскольку характерный масштаб визуальных наблюдений с судов составляет примерно 14 км (видимость горизонта), а спутниковые наблюдения в зависимости от миссии могут иметь как большие, так и меньшие пространственные масштабы. Поэтому учет масштабов является ключевой задачей сопоставления су-



Рис. 1. Граница области видимости спутника Meteosat Second Generation для региона Атлантического океана (*1*). Маршруты научных рейсов 2004–2014 гг. (*2*).

довых и спутниковых наблюдений, равно как и сравнения оценок облачности по данным ре-анализов и моделей. Будучи впервые сформулированной несколько десятилетий назад (например, [3]), данная проблема не всегда адекватно учитывается в работах по сопоставлению различных данных об облачности [7, 9]. Учет этой проблемы в данной работе позволит не только сравнить данные об облачности, получаемые из независимых источников, но и оценить влияние пространственного осреднения облачности при использовании тех или иных данных на точность их представления. Кроме того, это позволит получить материал для дальнейшего развития параметризаций коротковолновой солнечной радиации на поверхности океана, используемых для массовых расчетов потоков по данным наблюдений за облачностью [4, 6].

ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ

В данной работе используется климатология среднечасовых величин общего балла облачности из массива COMET ed. 1.0, предоставленная EUMETSAT's Satellite Application Facility on Climate Monitoring (CM SAF). Область покрытия включает в себя Европу, Африку и значительную часть Атлантического океана и представляет собой квазиокружность с крайними точками 65° для Северного, Южного, Западного и Восточного полушарий (рис. 1, табл. 1) [18] и имеет разрешение 0.05 × 0.05 градуса.

Для сопоставления со спутниковыми данными общего балла облачности нами использовались визуальные наблюдения, полученные в рейсах НИС "Академик Сергей Вавилов", "Академик Иоффе", "Polarstern" в период с 2004 по

База данных	Период	Покрытие	Разрешение по времени	Разрешение по сетке	Тип инструмента
COMET ed.1 CFC – Fractional cloud cover	1991-01-01— 2015-12-31	65° ю.ш.–65° с.ш. 65° з.д.–65° в.д.	Среднечасовые	$0.05^{\circ} \times 0.05^{\circ}$	MVIRI/SEVIRI на спутниках METEOSAT

Таблица 1. Спутниковые данные, предоставленные EUMETSAT's Satellite Application Facility on Climate Monitoring (CM SAF)

2014 гг. (рис. 1). В ходе этих экспедиций проводились визуальные ежечасные наблюдения общего балла облачности в соответствии с Наставлениями по метеорологическим наблюдениям и измерениям ВМО. Следует отметить, что визуальные данные наблюдений за облачностью, входящие в архив ICOADS, характеризуются определенными погрешностями, связанными с практикой проведения наблюдений и использованием систем наблюдений [8]. В этом смысле наша работа основана на гораздо более точных визуальных данных, полученных профессиональными метеорологами. Однако дальнейшее развитие этого анализа с использованием массовых данных наблюдений архива ICOADS потребует учета случайных и систематических ошибок.

Таким образом, выполненные наблюдения составили уникальную по объему базу данных из примерно 4000 прямых визуальных наблюдений общего балла облачности, выполненных профессиональными наблюдателями при различных высотах Солнца, которые могут быть использованы для сравнения натурных и спутниковых данных. Отметим, что спутниковые наблюдения представляют собой количественные оценки доли облачного покрова, выраженные в процентах. Визуальные измерения облачности представляют собой оценки, выполненные в баллах (восьмые доли, или окты) покрытия облачности видимой полусферы неба, соответствующей примерно радиусу 13-14 км (высота наблюдений с борта судна порядка 12-13 метров над уровнем моря).

МЕТОДИКА СРАВНЕНИЯ С УЧЕТОМ ПРОСТРАНСТВЕННОГО МАСШТАБА

Важной проблемой при анализе любых данных об облачности является учет пространственных (в общем случае также и временны́х) масштабов, которым соответствуют данные конкретного массива или типа. Это относится в равной степени к данным модельных интегрирований, визуальным наблюдениям и спутниковым данным. Проблема изначально состоит в том, что процент площади облачного покрова по отношению к общей площади рассматриваемой ячейки сетки

(в случае модельных данных) или видимой полусферы (в случае с визуальными наблюдениями) является не наблюдением in-situ, а параметризацией, важнейшей характеристикой которой служит масштаб, к которому отнесены наблюдения. В асимптотическом случае при наблюдении с Земли с использованием конуса с исчезающе малой апертурой результаты будут представлены как или "0" или "8" (в рамках окта-модели), а величины, например, "3", "4", "5" и так далее (окты из данных ICOADS), соответствующие тому же случаю, но отнесенные к большей площади, будут являться функцией самой этой площади [8]. Вероятность наблюдения исключительно чистого неба или полного закрытия неба облаками с увеличением площади будет уменьшаться, а с ее уменьшением – увеличиваться. Это в полной мере относится и к спутниковым данным, элементарным масштабом для которых является размер пикселя, при том, что данные могут быть представлены для ячеек сетки, консолидирующих десятки пикселей.

В нашем случае пространственное разрешение спутникового снимка составляет 0.05 × 0.05 градуса широты, что соответствует ячейке примерно 5 × 5 километров для широты экватора с уменьшением по мере удаления от экватора. Кроме того, область, видимая с палубы при проведении наблюдений, представляет круг радиусом около 14 километров (при высоте площадки наблюдения, примерно, 12–13 метров над уровнем моря). Исходя из этих условий, нами был разработан алгоритм расчета общего балла облачности над поверхностью Атлантического океана по спутниковым данным с учетом масштаба области, для которой выполнена оценка. Этот алгоритм позволяет поставить в прямое соответствие спутниковые данные и данные визуальных наблюдений с учетом пространственного масштаба, к которому они отнесены. Согласно этому алгоритму, приведение данных спутниковых наблюдений к виду, сопоставимому с судовыми наблюдениями, должно осуществляться по нескольким ячейкам размером 0.05 × 0.05 градуса. Центральная ячейка соответствует положению судна в текущий момент. В северном и южном направлениях берется

по две соседних ячейки, что дает протяженность области 0.25 градуса широты, или около 25 км. Аналогично выстраивается конфигурация с запада на восток, где, в соответствии с текущей широтой места, учитывается сходимость меридианов при расчете длины в километрах. Далее получившаяся сумма величин общего балла облачности в каждом квадрате, измеренная со спутника, осредняется по количеству ячеек. залействованных в расчете, что дает осредненную величину общего балла облачности для данного масштаба осреднения. Алгоритм учитывает также расположение судна у границ области покрытия спутником в центральной ячейке и пропушенные или некорректные данные в спутниковых измерениях. Данный алгоритм позволяет непосредственно сопоставлять данные судовых и спутниковых измерений для заданного пространственного масштаба.

В результате применения данного алгоритма был сформирован массив данных, которые были одновременно получены при визуальных наблюдениях с борта судна и спутником. Этот массив составил около 3000 срочных значений общего балла облачности, выполненных в часовые сроки по Всемирному координатному времени.

Также нами для исследования масштабируемости пространственного осреднения общего балла облачности был исследован диапазон масштабов от размера ячейки, непосредственно включающей положение судна, до 15, 25, 35, 45, 55 км (исходя из кратности и симметричности количества ячеек, доступных для осреднения). Кроме того, мы исследовали и существенно большие масштабы осреднения, которые встречаются в ре-анализах и модельных интегрированиях, а также для сеточных массивов спутниковых данных — 1.5° и 2.5°. Для этих масштабов количество пар для сравнения составило примерно 4000 значений. После того как массивы пар наблюдений были сформированы, нами анализировались различия между оценками балла облачности - соответствующими пространственному масштабу визуальных наблюдений (14-15 км) с другим масштабам осреднения. В качестве метрик для сопоставления использовались средние разности между оценками величин балла общей облачности, соответствующими пространственному масштабу визуальных наблюдений и другим масштабам осреднения. Разность рассчитывалась вычитанием из значения балла общей облачности, осредненного для масштаба визуальных наблюдений, значений балла общей облачности, осредненного для других рассматриваемых масштабов. В качестве метрики рассчитывалось также среднеквадратическое отклонение (СКО) значений

оценки общего балла облачности для сравниваемых величин балла общей облачности.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Полученные результаты сравнения характеристик облачности для различных пространственных масштабов представлены в таблице 2 и на рис. 2. На рис. 2 представлены кривые, которые соответствуют значениям (в %) облачного покрытия по спутниковым данным в зависимости от масштаба пространственного осреднения. Точками показаны значения соответствующих им судовых визуальных наблюдений в октах (шкала справа). Для примера взяты крайние случаи: когда в срок наблюдения на небе фиксировалась небольшая облачность и когда в срок наблюдения облачность была близка к сплошной. Видно (рис. 2), что по мере увеличения пространственного осреднения величина облачного покрытия приближается к некоторой асимптотической величине. Существующие обобщенные оценки показывают, что в целом увеличение масштаба пространственного осреднения должно асимптотически приводить к оценке количества облачности, близкой к 50%, или 4 октам величины облачного покрытия [3].

Как видно из табл. 2, средняя величин общего балла облачности не очень сильно зависит от масштаба пространственного осреднения. Разность составляет менее 1%. При этом обнаруживается существенная зависимость точности определения общего балла облачности от масштаба осреднения. При уменьшении и увеличении масштаба относительно масштаба, видимого с верхней палубы корабля, растет вариативность конечных значений облачного покрытия в % для соответствующих масштабов осреднения.

На рис. 3 показаны гистограммы распределения разностей спутниковых наблюдений за облачностью для разных масштабов пространственного осреднения и данных осреднения, соответствующих пространству, видимому с верхней палубы корабля в момент визуальных наблюдений. Интересно рассмотреть крайние случаи. Первый – соответствующий значениям разностей величин общего балла облачности для основного масштаба осреднения и наблюдениям в точке положения корабля. И второй – соответствующий значениям разностей величин общего балла облачности для основного масштаба осреднения и осреднению по 2.5° сетке (на рисунке представлены огибающими столбцов распределения величин разностей – зеленый и синий соответственно). Распределение величин разностей для этих случаев симметрично, так как разность



Рис. 2. Зависимость величины облачного покрытия от масштаба пространственного осреднения, рассчитанной по спутниковым данным для небольшой и близкой к сплошной облачности (синие треугольники и зеленые круги соответственно). Правая шкала — величина облачного покрытия в октах по данным визуальных наблюдений в эти моменты времени (красные квадраты).

величины облачного покрытия, видимого с верхней палубы судна, может быть как больше, так и меньше значения облачного покрытия в точке или на пространстве в 2.5° (рис. 2). Для величин разностей, соответствующих точке положения корабля и визуальному масштабу наблюдения, пик распределения близок к нулю слева. Это должно соответствовать случаям, близким к безоблачному небу, когда спутниковое значение в точке покрытия облачности близко к значению "0", а пространственное осреднение на масштабе визуальных наблюдений увеличивает эту величину за счет соседних пикселей, где могут наблюдаться отдельные облака. Точно так же можно рассмотреть и случай осреднения с масштабом 2.5° по сравнению с масштабом визуальных наблюдений. Тут пик распределения располагается близко к нулю справа, когда пространственное осреднение с масштабом 2.5° может уменьшать наблюдаемую величину облачного покрытия за счет соседних пикселей. Сравнение гистограмм данных осреднения для масштаба визуальных наблюдений и данных, соответствующих масштабам, характеризующимся наименьшей вариативностью значений, показывает, что модальные значения плотности вероятности различий между двумя типами наблюдений характеризуются быстрым спаданием до нулевых повторяемостей. Это дает право говорить, что данные, осредненные для масштаба в несколько десятков километров, или в пределах 0.5°, могут считаться эквивалентными данным визуальных наблюдений с точки зрения зависимости характеристик облачности от пространственного масштаба.

Для сравнения с натурными наблюдениями за общим баллом облачности спутниковые данные, осредненные на масштабе визуальных наблюдений, были пересчитаны, согласно рекомендаци-

Масштаб осреднения	Средняя разность, %	СКО, %
1 точка	0.24	9.38
15 км	-0.05	5.04
25 км	-0.04	3.77
35 км	-0.12	4.46
45 км	-0.17	5.62
55 км	-0.19	6.35
1°	-0.35	11.26
2.5°	-0.68	17.63

Таблица 2. Средняя разность и среднеквадратическое отклонение значений общего балла облачности между спутниковыми наблюдениями в зависимости от масштабов пространственного осреднения и основным масштабом осреднения (28 км)



Рис. 3. Гистограмма разностей для спутниковых данных об облачном покрытии для различных пространственных масштабов осреднения. На рисунке представлены огибающими столбцов значений разностей: зеленая – для сравнения с данными в точке наблюдения по спутниковым данным, синяя – для масштаба осреднения 2.5°. Красные столбцы соответствуют масштабу 25 км – с наименьшей вариативностью значений общего балла облачности.

ям ВМО по наблюдению за общим баллом облачности, в окты. Оценки статистических характеристик результатов такого сопоставления дают среднюю разность 1.1 окты. То есть наблюдатели систематически завышают показания общего балла облачности. Среднеквадратическое отклонение при этом было равно 2-м октам. Эти результаты потребовали более детального сопоставления визуальных и спутниковых данных. В первую очередь в массиве данных для сравнения была рассмотрена каждая пара значений визуальных и спутниковых данных (для основного пространственного масштаба). Доля случаев, когда наблюдатель определял более высокий общий балл облачности по сравнению со спутниковыми данными, при общем балле облачности в 6-8 окт, оказалась исчезающе малой по сравнению с массивом данных и, в основном, относится к случаям наблюдения на границе видимости спутника. При этом величина общего балла облачности по спутниковым данным возрастала с увеличением масштаба осреднения. Аналогичные результаты

получены и для случаев, когда разность в определении общего балла облачности составляла 3— 5 окт и при этом по спутниковым данным определялся более высокий общий балл облачности по сравнению с визуальными наблюдениями. В случаях наблюдения облачности в диапазоне, близком к границе видимости спутника, величина общего балла облачности по спутниковым данным убывала с масштабом осреднения. Эти случаи были исключены из рассмотрения.

Отдельный анализ при сравнении разности общего балла облачности по визуальным и спутниковым наблюдениям был выполнен для величин, составляющих 3–5 окт (таких случаев – порядка 10% от всего массива сравнения). Эти наблюдения, как правило, располагаются в широтном поясе от 35° с.ш. до 35° ю.ш. и связаны со случаями наблюдений так называемой кучевой облачности хорошей погоды. В этом случае, часто из-за пространственных размеров облачности и ее низкого расположения, наблюдатель ошибочно завышает общий балл облачности, тогда как

ОКЕАНОЛОГИЯ том 62 № 1 2022

точность спутниковых наблюдений не отличается от других случаев. Эти случаи также были исключены из рассмотрения.

В результате мы уменьшили массив сравнения до 2500 парных значений визуальных и спутниковых осредненных значений общего балла облачности и рассчитали статистические характеристики попарного сравнения. Оценка средней разности составила 0.54 окты, что свидетельствует о том, что наблюдатели систематически несколько завышают показания общего балла облачности. При этом среднеквадратическое отклонение составило чуть больше 1 окты. Это дает возможность заключить, что полученные оценки близки по значениям к точностным характеристикам визуального определения общего балла облачности для морских наблюдений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ И ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Нами предложен и методологически обоснован алгоритм для сравнения визуальных и спутниковых наблюдений за облачностью над морем. основанный на учете пространственного масштаба, связанного с наблюдениями. Применение данного алгоритма показало, что анализ масштабов пространственного осреднения спутниковых данных об облачности позволяет существенно улучшить количественное сопоставление судовых и спутниковых данных об облачности. Наилучшее согласование спутниковых данных с данными визуальных наблюдений обнаруживается для пространственных масштабов от нескольких десятков километров до примерно пространственного разрешения сеточных массивов, соответствующего 0.5°.

Результат сравнения корабельных измерений и соответствующих им спутниковых наблюдений показывает, что спутниковые данные об облачности в целом могут эффективно использоваться для оценки динамики облачного покрова и расчетов радиационных потоков с помощью интегральных параметризаций, а также сравниваться с расчетами по судовым данным при масштабах осреднения [4], сопоставимых с видимым пространством с верхней палубы корабля, порядка 25–30 км.

Выполненное исследование имеет важные перспективы. Дальнейшее исследование масштабных зависимостей может включать анализ измерений функций вероятностного распределения балла облачности. В работе [8] было показано, что форма распределения может существенно меняться и эволюционировать от распределений, характеризующихся максимумами для чистого

ОКЕАНОЛОГИЯ том 62 № 1 2022

неба и полного закрытия небесной сферы, к распределениям с максимумом в области значений облачности, соответствующих величинам 3-6 окты. Степень, до которой такая эволюция может определяться масштабными зависимостями в различных районах, может быть оценена по высокоразрешающим данным спутниковых наблюдений. Это даст возможность эффективного использования аналитических функций распределения для сопоставления различных данных об облачности в зависимости от масштаба. Кроме того, предложенный алгоритм может быть эффективно применен для анализа масштабных зависимостей в модельных данных. Современные высокоразрешающие атмосферные анализы и реанализы уже доступны с пространственным разрешением 10-15 км [10, 15], что соответствует характерному масштабу судовых наблюдений. С использованием предложенного алгоритма такие данные могут быть сопоставлены с данными реанализов и климатических моделей, которые имеют пространственное разрешение от 0.25° до 2°-3°. Это позволит провести дискриминацию различий между разными моделями, связанными с различным представлением облачности в них (что связано с параметризациями) и различным пространственным разрешением. Анализируемая проблема сопоставимости наблюдений, выполненных для разных пространственных масштабов, имеет отношение и к временным масштабам, которые не исследовались в данной работе. Часовое осреднение спутниковых данных значительно превосходит временное осреднение визуальных наблюдений, формально считающееся соответствующим 10-минутному интервалу, хотя часто приводящееся как мгновенное. Это должно стать предметом дальнейших исследований, в том числе с использованием высокоразрешающих полносферных снимков облачности [17]. Проведенные предварительные исследования показывают, что изменение общего балла облачности в средних широтах происходит на 1 окту примерно за 1 час, однако разброс оценок достаточно велик.

Дальнейшее использование долговременных рядов спутниковых наблюдений в Атлантике с учетом масштабных зависимостей позволит выполнить расчеты коротковолновой и длинноволновой солнечной радиации и связать эти оценки с масштабными характеристиками облачности. Такие исследования проводились только для турбулентных потоков тепла и позволили получить их долговременную динамику [16], однако аналогичный анализ радиационных потоков все еще ждет своего часа. Дальнейшие работы позволят использовать этот уникальный массив для анализа и уточнения расчетных полей коротковолновой солнечной радиации, основанных на применении балк-параметризаций [1, 6], которые в значительной степени зависят от точности определения облачности над Мировым океаном. В этом смысле использование данных об облачности из архива наблюдений EUMETSAT в совокупности с инструментальными наблюдениями [2] за облачностью и радиационными измерениями представляется крайне перспективным.

Также интересным направлением развития работы может явиться и подобный анализ для облачности разных ярусов, которая характеризуется различными характеристиками пропускания. Эта информация, доступная сейчас с некоторых спутниковых платформ, позволит оценить масштабные зависимости для разных типов облаков.

Благодарности. Авторы статьи благодарят рецензента Чернокульского Александра Владимировича за справедливые и полезные замечания по статье.

Источники финансирования. Работа выполнена при поддержке гранта РНФ № 20-17-00139 (формирование массива наблюдений за облачностью), РФФИ 20-05-00244 (исследование масштабных зависимостей) и Министерства Науки и высшего образования РФ проект 14.W03.31.0006 (мезомасштабные и синоптические вихри океана: роль в динамике общей циркуляции и климатической изменчивости).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гирдюк Г.В., Егоров Б.Н., Малевский-Малевич С.П. Определение радиационного баланса поверхности океана // Справочное пособие. СПб.: Гидрометиздат, 1992. 148 с.
- Криницкий М.А., Синицын А.В. Адаптивный алгоритм оценки общего балла облачности по широкоугольным снимкам неба с использованием индекса степени серости // Океанология. 2016. Т. 56. № 3. С. 341–345.
- Матвеев Ю.Л., Матвеев ЈІ.Т., Солдатенко С.А. Глобальное поле облачности. Л.: Гидрометеоиздат, 1986. 278 с.
- 4. Синицын А.В., Александрова М.П., Гулев С.К. Уточнение параметризации коротковолновой радиации на поверхности океана на основе прямых измерений в Атлантическом океане // Метеорология и гидрология. 2007. № 4. С. 45–54.
- 5. Синицын А.В., Гулев С.К. Сравнительный анализ спутниковых баз данных приходящих коротковолновых потоков на поверхность Мирового Океана // Океанология. 2018. Т. 58. № 5. С. 689–695. https://doi.org/10.1134/S0030157418050167
- Синицын А.В., Гулев С.К. Коротковолновая радиация над океаном на основе интегральной параметризации и спутниковых данных об облачности //

ДАН. Науки о Земле. 2020. Т. 490. № 2. С. 65-70. https://doi.org/10.31857/S2686739720020140

- Чернокульский А.В., Мохов И.И. Сравнительный анализ характеристик глобальной и зональной облачности по различным спутниковым и наземным наблюдениям // Исследование Земли из космоса. 2010. № 3. С. 12–29.
- Aleksandrova M., Gulev S.K., Belyaev K.P. Probability distribution for the visually observed fractional cloud cover over the ocean // J. Climate. 2018. V. 31. P. 3207–3232. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0317.1
- Bedacht E., Gulev S.K., Macke A. Intercomparison of global cloud cover fields over oceans from the VOS observations and NCEP/NCAR reanalysis // Int. J. Climatol. 2007. V. 27. P. 1707–1719. https://doi.org/10.1002/joc.1490
- Bromwich D.H., Wilson A.B., Bai L. et al. The Arctic System Reanalysis, version2 // Bull. Amer. Meteor. Soc. 2018. V. 99. P. 805–828. https://doi.org/10.1175/BAMS-D-16-0215.1
- 11. Chernokulsky A.V., Esau I., Bulygina O.N. et al. Climatology and interannual variability of cloudiness in the atlantic arctic from surface observations since the late nineteenth century // J. Climate. 2017. V. 30. № 6. P. 2103–2120. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0329
- Eastman R., Warren S.G., Hahn C.J. Variations in cloud cover and cloud types over the ocean from surface observations, 1954–2008 // J. Climate. 2011. V. 24. P. 5914–5934. https://doi.org/10.1175/2011JCLI3972.1
- Esau I.N., Chernokulsky A.V. Convective cloud fields in the Atlantic sector of the Arctic: satellite and groundbased observations // Izv. Atmos. Ocean. Phys. 2015. V. 51. P. 1007–1020. https://doi.org/10.1134/S000143381509008X
- Freeman E., Woodruff S.D., Worley S.J. et al. ICOADS release 3.0: a major update to the historical marine climate record // Int. J. Climatol. 2017. V. 37. № 5. P. 2211–2232. https://doi.org/10.1002/joc.4775
- Gavrikov A., Gulev S.K., Markina Mio et al. RAS-NAAD: 40-year high resolution North Atlantic atmospheric hindcast for multipurpose applications (New dataset for the regional meso-scale studies in the atmosphere and the ocean) // J. Appl. Meteor. Climatol. 2020. V. 59. P. 793–817.

https://doi.org/10.1175/JAMC-D-19-0190.1

- Gulev S.K., Latif M., Keenlyside N. et al. North Atlantic Ocean control on surface heat flux on multidecadal timescales // Nature. 2013. V. 499. P. 464–467.
- 17. Krinitskiy M., Aleksandrova M., Verezemskaya P. et al. On the generalization ability of data-driven models in the problem of total cloud cover retrieval // Remote Sensing. 2021. V. 13. № 2. P. 1–28. https://doi.org/10.3390/rs13020326
- Stöckli R., Duguay-Tetzlaff A., Bojanowski J. et al. CM SAF ClOud Fractional Cover dataset from METeosat First and Second Generation – Edition 1 (COMET Ed. 1) // Satellite Application Facility on Climate Monitoring. 2017. https://doi.org/10.5676/EUM_SAF_CM/CFC_ME-TEOSAT/V001.

12

ОКЕАНОЛОГИЯ том 62 № 1 2022

Comparison of Field and Satellite Data about Total Cloud Cover for the Atlantic Ocean in the Period 2004–2014

A. V. Sinitsyn^{a, #}, S. K. Gulev^a

^a Shirshov Institute of Oceanology, RAS, Moscow, Russia [#]e-mail: sinitsyn@sail.msk.ru

The aim of this work is to compare satellite measurements of the total cloud cover with visual observations of clouds. This will allow us to compare "different points of view" on cloud cover. Estimate the possible spatial averaging of clouds without loss of accuracy. And to obtain material for the further development of parametrizations of short-wave solar radiation on the ocean surface, used for mass calculations of fluxes from cloud observation.

Keywords: total cloud cover, satellite data, shortwave fluxes

УДК 551.46

ЭКСПЕРИМЕНТ ПО ИССЛЕДОВАНИЮ ПАРАМЕТРОВ ВЕТРОВОГО ВОЛНЕНИЯ НА ШЕЛЬФЕ ЧЕРНОГО МОРЯ

© 2022 г. Б. В. Дивинский^{1,} *, С. Б. Куклев¹

¹Южное отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Геленджик, Россия *e-mail: divin@ocean.ru Поступила в редакцию 22.10.2020 г. После доработки 16.02.2021 г. Принята к публикации 18.08.2021 г.

В статье представлена информация о текущем эксперименте по исследованию параметров ветрового волнения в прибрежной зоне Черного моря. Три волномерных устройства входят в состав измерительной аппаратуры гидрофизического полигона РАН в районе г. Геленджика. Накопленные и получаемые в режиме реального времени интегральные характеристики ветрового волнения могут быть востребованы специалистами в области оперативной и спутниковой океанографии.

DOI: 10.31857/S003015742201004X

Прямые инструментальные наблюдения за параметрами ветрового волнения незаменимы при решении широкого круга задач прикладной океанографии, в число которых входят, к примеру, настройка математических волновых моделей, а также оперативный анализ взволнованной поверхности моря, основанный на спутниковой информации.

На Черном море до недавнего времени единственным комплексным экспериментом по исследованию ветрового волнения был проект NATO TU-WAVES, в рамках которого с 1996 по 2003 гг. функционировали несколько волновых буев Datawell Waverider: в российских водах на траверзе г. Геленджика [5], в турецких — г. Синоп и г. Хопа [9]. Можно также отметить нерегулярные измерения параметров ветровых волн, выполненные со стационарных морских платформ с помощью струнных волнографов [6, 8].

В этих условиях развертывание специализированного гидрофизического полигона на базе Южного отделения Института океанологии РАН (Черноморский полигон ИО РАН "Геленджик") стало, во многом, знаковым событием. Полигон был создан в 2011–2013 гг. [1] и продолжает успешно функционировать. Измерительную основу полигона составляют автоматизированные приборные комплексы, позволяющие осуществлять круглогодичный мониторинг состояния водной среды и морской биоты. В рамках полигона параметры ветрового волнения регистрируются с помощью трех устройств (рис. 1):

• датчика гидростатического давления, установленного на конце пирса в Голубой бухте на глубине 6.5 м [3];

• донной станции RDI ADCP WH 600, размещенной на глубине 26 м;

• поверхностного буя Spoondrifter Spotter [7], заякоренного на глубине 76 м.

Наиболее современными по полноте и качеству получаемой информации являются два прибора: ADCP и Spotter. Оба устройства передают данные в режиме реального времени. ADCP подсоединен подводным оптоволоконным кабелем к береговому электропитанию и центру сбора данных на пирсе ЮО ИО РАН. Spotter, оснащенный солнечными батареями, использует сотовую связь. Состав получаемой информации определяется процедурами обработки частотных и двумерных спектров поверхностного волнения. С дискретностью в полчаса пользователь получает величины:

• значительных и средних высот волн;

• средних периодов и периодов пика спектра;

• средних направлений распространения и углового рассеивания.

В режиме регистрации параметров волнения ADCP функционирует с 2017 г. Буй Spotter установлен в июле 2020 г.



Рис. 1. Расположение волноизмерительных приборов в рамках гидрофизического полигона ИО РАН.

На рис. 2, 3 приведены примеры обработанных данных, полученных соответственно с ADCP и Spotter. Рис. 2а скорее иллюстративный и демонстрирует изменчивость значительных высот волн за отдельный 2019 г. На рис. 26-2г приведены статистические характеристики распределений значительных высот волн и периодов пика спектра за весь период наблюдений с 2017 по 2020 гг. "Ящики с усами" на рис. 26, отображают положения средних, минимальных и максимальных величин, а также 25 и 75% квартили распределений параметров волн. Естественно, трехлетний период наблюдений не позволяет обобщать материал в климатическом смысле, но основная ценность мониторинговых наблюдений как раз и состоит в непрерывности и продолжительности. Другими словами, ценность данных увеличивается с каждым годом.

Отличительной особенностью прибора Spotter является запись хронограмм трех компонент смещения буя с частотой 2.5 Гц, причем запись ведется непрерывно с момента начала регистрации (23 июля 2020 г. в нашем случае, рис. 3а). Это позволяет, при необходимости, реализовывать соб-

ОКЕАНОЛОГИЯ том 62 № 1 2022

ственные алгоритмы обработки волновой информации. Основные параметры волнения, получаемые с буя Spotter, доступны по соответствующей ссылке, размещенной на главной странице Института океанологии (www.ocean.ru). Здесь представлена текущая (актуальная) информация по волнению (рис. 4а), также есть возможность просмотра архива накопленных данных (рис. 4б). Результаты измерений параметров поверхностного волнения, выполненные с помощью ADCP, активно используются для верификации спектральной волновой модели DHI MIKE SW [4], реализованной для всей акватории Черного моря. Полученные экспериментальные данные позволили корректно настроить модель в прибрежной зоне (рис. 5).

Как следует из рис. 5, в прибрежной зоне отлично воспроизводятся высоты волн, хуже — направления распространения (имеется в виду наш случай, т.е. для модели, охватывающей все море). Это связано, в первую очередь, с относительной грубостью представления батиметрических особенностей в шельфовой зоне. Модель, по сути, компромисс между вычислительными возможно-



Рис. 2. Пример обработки волновых данных ADCP: а) временной ряд значительных высот волн за 2019 г.; б), в) статистические характеристики значительных высот волн (h_s) и периодов пика спектра (t_p) по месяцам; г) повторяемость волнения по направлениям.

стями, качеством исходных данных (поля ветра, донная топография) и ожидаемыми результатами. Кстати, возможным использованием результатов моделирования является заполнение пропусков в данных (рис. 2a, 3a), вызванных техническими моментами эксплуатации приборов. Естественно, в этом случае отдельного рассмотрения потребует вопрос о критичной длине пропусков, влияющей на общие статистические свойства ряда данных.

Подведем некоторые итоги.

1. В России прямые инструментальные наблюдения за параметрами ветрового волнения, попадающие в категорию продолжительных и непрерывных, выполняются только на Черноморском полигоне ИО РАН "Геленджик". Можем, конечно, не умаляя важности, упомянуть 8-месячные экспериментальные исследования в Японском море, проведенные усилиями специалистов Тихоокеанского океанологического института им. В.И. Ильичева ДВО РАН [2], но они ограничены 2016-м годом.

2. Волноизмерительные установки ADCP и Spotter расположены в двух важных точках: зоне трансформации волнения и на мелководье.

3. С дискретностью в полчаса пользователю доступны основные интегральные характеристики волнения: значительные высоты волн, периоды пика спектра, генеральные направления волнения. Кроме этого, буем Spotter с дискретностью в 0.4 с производится непрерывная запись хронограмм трех компонент смещения буя (т.н. "сырые" данные). Заметим, что в планах развития полигона намечена установка морской метеостанции. Совместный анализ данных буя Spotter и характеристик приводного слоя атмосферы позволит





Рис. 3. Пример обработки волновых данных Spotter: a) временной ряд значительных высот волн за указанные месяцы 2020 г.; б), в), г) – хронограммы восточной, северной и вертикальной компонент смещения буя соответственно; д) повторяемость волнения по направлениям.



Рис. 4. Информация, получаемая в режиме реального времени с буя Spotter.



Рис. 5. Сопоставление данных моделирования с экспериментальными данными: а) значительные высоты волн, б) периоды пика спектра, в) направления распространения волн.

провести качественный анализ механизмов взаимодействия океана и атмосферы.

 Полученные характеристики ветрового волнения могут быть востребованы в оперативной и спутниковой океанографии.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках государственного задания 0128-2021-0013, а также при финансовой поддержке РНФ (проект 20-17-00060) и РФФИ (проекты 19-45-230002, 20-05-00009, 19-05-00041).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Зацепин А.Г., Баранов В.И., Горбацкий В.В. и др. Черноморский полигон ИО РАН и перспектива его использования для решения задач прибрежной оперативной океанографии // Мезомасштабные и субмезомасштабные процессы в гидросфере и атмосфере МСП-2018. 2018. ISBN 978-5-9901449-4-1. С. 139–142.
- Лобанов В.Б., Лазарюк А.Ю., Пономарев В.И. и др. Результаты гидрометеорологических измерений комплексом приборов буя WaveScan на юго-западном шельфе залива Петра Великого в 2016 г. // Океанологические исследования. 2020. Т. 48. № 3. https://doi.org/10.29006/1564–2291.JOR–2020.48(3).00
- Очередник В.В., Мысленков С.А. Измерение и моделирование волнения в Голубой бухте (Геленджик) // Современные методы и средства океанологических исследований. Материалы XV Всероссийской

научно-технической конференции (МСОИ-2017). 2017. Т. 1. С. 39–43.

- 4. *Divinsky B., Kosyan R.* Parameters of wind seas and swell in the Black Sea based on numerical modeling // Oceanologia. 2018. V. 60. P. 277–287. https://doi.org/10.1016/j.oceano.2017.11.006
- Kos'yan R.D., Divinsky B.V., Pushkarev O.V. Measurements of parameters of wave processes in the open sea near Gelendzhik // The Eight Workshop of NATO TU-WAVES/Black Sea, METU, Ankara, Turkey. 1998. P. 5–6.
- Polonsky A.B., Fomin V.V., Garmashov A.V. Characteristics of wind waves of the Black Sea // Reports of the National Academy of Sciences of Ukraine. 2011. № 8. P. 108–112. ISSN 1025-6415.
- Saprykina Y., Kuznetsov S., Divinsky B. Real time history of wave parameters in Black Sea based on wave buoy measurements. 2020. https://doi.org/10.6084/m9.figshare.12765407.v1
- Trusca C.V. Reliability of SWAN model simulations for the Black Sea Romanian coast // Proc. of the 12th International Congress of the International Maritime Association of the Mediterranean (IMAM '05) Maritime transportation and exploitation of ocean and coastal resources. Guedes Soares, Garbatov & Fonseca (Eds). Taylor & Francis Group, London, 2005. P. 1159–1165. ISBN 0 415 39036 2.
- Wave Climatology of the Turkish Coast: NATO TU-WAVES Project. http://www.medcoast.net/modul/index/menu/NATO-TU-WAVES/91#:~:text=A%2comprehensive%20project%2C%20called%20the,Programme%20(Phase%20III%20)%20of%20NATO.

The Experiment of Wind Waves Parameters Research in the Black Sea Shelf

B. V. Divinsky^{a, #}, S. B. Kuklev^a

^aThe Southern Branch of the Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Gelendzhik, Russia [#]e-mail: divin@ocean.ru

The article presents information on the current experiment of the Black Sea coastal zone wind waves parameters research. Two wave-meter devices are the part of the measuring equipment of the Black Sea testing site "Gelendzhik" of the IO RAS. The wind waves integral characteristics accumulated and obtained in real time may be in demand by experts in operational and satellite oceanography.

———— ФИЗИКА МОРЯ ——

УДК 551.465.53.551.513

ВЛИЯНИЕ ТРОПИЧЕСКИХ ЦИКЛОНОВ ЮЖНО-КИТАЙСКОГО МОРЯ НА ИЗМЕНЧИВОСТЬ СТРУКТУРЫ ВЬЕТНАМСКОГО ТЕЧЕНИЯ

© 2022 г. Г. А. Власова^{1, *}, Суан Ба Нгуен^{2, **}, Мау Динь Ле^{2, ***}, С. С. Марченко^{1, ****}

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

²Институт океанографии Вьетнамской Академии наук и технологий,

г. Нячанг, Социалистическая республика Вьетнам

*e-mail: gavlasova@mail.ru **e-mail: ba_xuan04@yahoo.com ***e-mail: ledinhmau.vnio@gmail.com ***e-mail: sv_marchenko@poi.dvo.ru Поступила в редакцию 20.03.21 г. После доработки 05.08.2021 г. Принята к публикации 19.08.2021 г.

Состояние природной среды окраинных морей северо-западной части Тихого океана в значительной степени определяется взаимодействием атмосферных и гидрофизических процессов. Особое место среди атмосферных процессов занимают тропические циклоны (тайфуны), зарождающиеся в тропической зоне северо-западной части Тихого океана и над акваторией Южно-Китайского моря. Основное разрушительное действие тайфунов приходится на Юго-Восточную Азию. Однако их значительное количество направляется на российский Дальний Восток. В процессе формирования тропических циклонов значительную роль играет область Южно-Китайского моря. Это определяет важность изучения гидрометеорологических процессов не только на Дальнем Востоке, но и в Южно-Китайском море и необхолимость объелинения работы вьетнамских и российских ученых. Основная гидродинамическая структура западной части Южно-Китайского моря – Вьетнамское (Западное пограничное) течение, зависящее не только от сезонных муссонов, но и от тайфунов. В работе представлены результаты совместных российско-вьетнамских исследований зависимости вертикальной структуры Вьетнамского течения от тихоокеанских тропических циклонов, формирующихся в Южно-Китайском море, на основе численного моделирования. Для расчетов использовался период апрель – июнь 1999 г, обеспеченный необходимыми натурными данными. Результаты моделирования показали, что в целом структура водных масс зависит от траекторий тропических циклонов. Вьетнамское течение во всех рассмотренных случаях не является единым потоком, а представляет зону вихревых структур разной направленности. Исключение составляет единственная ситуация в условиях тропического циклона в центральном районе Южно-Китайского моря, когда это течение лишь в 200-метровом слое приобретало вид единого неразрывного потока, направленного с севера на юг. К общим закономерностям изменений в динамической структуре Вьетнамского течения при всех рассмотренных траекториях тропических циклонов можно отнести следующее: на поверхности преобладают участки с переносом вод в северном направлении, тогда как остальная водная масса продолжает перемещаться преимущественно в южном направлении. Этот перенос поверхностных вод может быть следствием влияния формирующегося летнего муссона, а остальная водная масса, менее подверженная все еще слабым атмосферным потокам муссонного типа, продолжает перемещаться в зимнем режиме.

Ключевые слова: Южно-Китайское море, Вьетнамское течение, атмосферные процессы, тропические циклоны, циркуляция вод, гидродинамические структуры, численное моделирование **DOI:** 10.31857/S0030157422010191

введение

Состояние природной среды региона, включающего восточноазиатские окраинные моря, в значительной степени определяется взаимосвязанными атмосферными и гидрофизическими процессами. Среди атмосферных процессов особое место занимают тропические циклоны (ТЦ), или тайфуны, зарождающиеся в тропической зо-



Рис. 1. Траектории тропических циклонов, дошедших до российского Дальнего Востока за период 1950–2019 гг. [https://www.jma.go.jp/jma/jma-eng/jma-center/rsmc-hp-pub-eg/besttrack.html].

не северо-западного сектора Тихого океана или над акваторией Южно-Китайского моря.

Основное разрушительное действие тайфунов приходится на регион Юго-Восточной Азии. Однако их значительное количество направляется в сторону российского Дальнего Востока, захватывая его материковую и островную части, а также акватории Японского и Охотского морей с выносом большого количества разрушительной энергии (рис. 1). Часто это влечет за собой катастрофические последствия [1, 3, 13, 22].

В общем процессе формирования ТЦ и особенно в транзите тихоокеанских тайфунов на Дальний Восток весьма значительную роль играет Южно-Китайское море, в связи с чем становится очевидной важность изучения взаимосвязи гидрометеорологических процессов не только на Дальнем Востоке, но и в Южно-Китайском море. Это определило объединение усилий вьетнамских и российских ученых в указанном направлении.

Изучением взаимосвязи метеорологических и гидрофизических процессов в Южно-Китайском море авторы занимаются с 2010 г. в рамках соглашения о научном сотрудничестве между Тихоокеанским океанологическим им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук и Институтом океанографии Вьетнамской Академии наук и технологий.

Основной район исследований располагается в западной части Южно-Китайского моря, где проходит одно из мощных течений этого бассейна — прибрежное Вьетнамское (или Западное пограничное) течение (рис. 2) [14, 15, 20, 27, 31 и др.]. Выбор этого района обусловлен тем, что пространственно-временная изменчивость структуры указанного течения существенно влияет на все стороны жизни прибрежных районов Вьетнама.

Как известно [12, 14, 15, 31, 32 и др.], Вьетнамское течение подвержено сезонной изменчивости под влиянием Азиатского муссона. Летом под воздействием этого муссона водные массы Вьетнамского течения направлены с юга и юго-запада на восток и северо-восток. Зимой наблюдается движение в обратном направлении (рис. 2). В соответствии с этим существуют термины режима вод: "летний" и "зимний". Ниже мы будем ис-



Рис. 2. Циркуляция вод в западной части Южно-Китайского моря по Виртке [31]. Стрелки вдоль побережья Вьетнама соответствуют Вьетнамскому течению. Пунктиром показаны границы исследуемого района (11°–16° с.ш., 108°–112.5° в.д.).

пользовать эти термины. В переходные периоды – весной и осенью – происходят перестроечные гидродинамические процессы.

На эти гидродинамические вариации накладываются скоротечные атмосферные пертурбации, наиболее мощными из которых являются уже упомянутые тропические циклоны (тайфуны). Это приводит к временной перестройке гидродинамической ситуации, в частности, к изменению структуры и гидродинамики Вьетнамского течения. Эти изменения стали предметом совместных российско-вьетнамских исследований.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОД ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследования выполнялись методом численного моделирования, в результате чего полученные данные имеют прогностический характер.

В течение всего десятилетнего периода совместных исследований для численного эксперимента использовалась одна квазигеострофическая модель интегральной циркуляции вод, описанная в монографиях и статьях [2, 4, 17, 18, 19 и др.] и кратко изложенная ниже. Такой выбор был сделан совместно с вьетнамской стороной и упростил процедуру численного эксперимента. Для моделирования использовались следующие исходные данные:

 контур береговой линии, приближенный к конфигурации реального берегового обрамления Вьетнама;

 – значения глубин морского дна из массива топографических данных ЕТОРО-5 [26];

– значения температуры и солености на поверхности моря за период 21.04–5.06.1999 г. по данным экспедиции SEAFDEC, Cruise № 57-3/99;

 значения атмосферного давления, соответствующие выбранному типу атмосферных процессов над Южно-Китайским морем за многолетний период по данным ежедневных синоптических карт приземных полей атмосферного давления Японского Метеорологического агентства [16].

Для дна были приняты условия прилипания (скорость течения на дне равна нулю). Задача решалась в односвязной области. Для расчетов использовалась равномерная сетка 30' × 30', в соответствии с данными, предоставленными вьетнамскими коллегами.

Моделирование включило расчет интегральной циркуляции вод в виде поля полных потоков $(S^x = -\frac{\partial \psi}{\partial y}; S^y = \frac{\partial \psi}{\partial x})$ по заданному на поверхности тангенциальному напряжению ветра (*T*) и плот-

ности морской воды (ρ_0). Расчет структуры течений и плотности водных масс по заданным параметрам *T* и ρ_0 выполнен путем решения уравнения для интегральной функции тока $\Psi(x, y)$ методом минимальных невязок. На твердых границах бассейна (береговая линия) задавалась функция Ψ , на жидкой границе — ее нормальная производная.

Расчеты были выполнены для периода 21.04– 5.06.1999 г., обеспеченного инструментальными гидрологическими измерениями, выполненными в экспедиции Рыболовной Ассоциации стран Юго-Восточной Азии и Японии (SEAFDEC, Cruise № 57-3/99). Это позволило сделать проверку достоверности и качества результатов наших расчетов.

Численный эксперимент выполнялся для различных типов (по [16]) атмосферных процессов, влияющих на перестройку гидродинамики морских вод. В частности, рассчитывалось влияние муссонов в отсутствие тропических циклонов и влияние тропических циклонов, располагающихся на юге, севере и в центральной части Южно-Китайского моря.

В процессе моделирования были рассчитаны интегральные функции тока на морской поверхности, в слое 0–200 м (слой, в котором происходят наиболее активные термодинамические процессы) и от поверхности до дна. На этой основе построены соответствующие карты циркуляции вод с учетом влияния заданного типа атмосферных процессов.

Результаты моделирования гидродинамической ситуации в исследуемом районе под воздействием перечисленных режимов атмосферных процессов, кроме последнего, приведены в работах [5–11, 24, 25, 28–30]. В силу того, что данная статья является продолжением указанных авторских публикаций, район исследования оставлен прежним ($11^{\circ}-16^{\circ}$ с.ш. и $109^{\circ}-112^{\circ}$ в.д.).

Ниже мы излагаем результаты моделирования гидродинамического режима под воздействием тропического циклона, располагающегося в *центральной части* Южно-Китайского моря (ТЦц). Затем приводится сравнительный анализ перестройки гидродинамики в исследуемом районе в условиях других вышеперечисленных типах атмосферных процессов.

Поскольку во всех случаях для расчетов использовались обобщенные за многолетний период, типичные для данного региона (квазистационарные) параметры атмосферных процессов [16], то результаты моделирования, на наш взгляд, мо-



Рис. 3. Тропический циклон, располагающийся в центральной части Южно-Китайского моря (ТЦц), и схема траекторий выхода таких циклонов со стороны Тихого океана [16].

Ц – циклон (низкое давление), ← – – траектории циклонов, изолинии на карте с числами (986–1012) отображают атмосферное давление в мб.

гут также рассматриваться в качестве квазистационарных.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Гидродинамический режим прибрежной акватории Вьетнама в условиях тропического циклона, расположенного над центральной частью Южно-Китайского моря (ТЦц)

По результатам выполненного моделирования в заданных условиях, когда тропический циклон располагается в *центральном районе* Южно-Китайского моря и его непосредственному воздействию подвергается прибрежная акватория Вьетнама (рис. 3), гидродинамическая ситуация в районе Вьетнамского прибрежного течения выглядит следующим образом (рис. 4).

На *поверхности* практически всей акватории района исследований формируется относительно спокойное поле антициклонических и циклонических круговоротов (рис. 4а, 4г). На этом фоне выделяется узкая зона резкого усиления гидродинамики поверхностных вод. Она протягивается примерно от залива Нячанг (≈12.5°–13° с.ш.) на юго-западе до крайнего северо-восточного угла района исследований. Ее дальнейшее распро-



Рис. 4. Циркуляция вод под влиянием тропического циклона, расположенного над центральной частью Южно-Китайского моря: Γ -е – 3D изображения; а, Γ – циркуляция вод на поверхности ($\psi = 1 \times 10^6 \text{ см}^3/\text{с}$); б, д – циркуляция вод в слое от поверхности до 200 м ($\psi = 1 \times 10^{11} \text{ см}^3/\text{с}$); в, е – интегральная циркуляция вод от поверхности до дна ($\psi = 1 \times 10^{12} \text{ см}^3/\text{с}$); ψ – функция тока, Ц – циклон, А – антициклон, красные крупные стрелки вдоль побережья показывают направление движения водных масс в антициклонических структурах, крупные синие стрелки – направление движения водных масс в циклонических структурах.

странение неизвестно. На юго-западе этой зоны сформированы три ярко выраженных локальных циклонических вихря в едином круговороте, интенсивность которых понижается от прибрежной акватории в сторону открытого моря. Наиболее интенсивный вихрь фиксируется вблизи залива Нячанг. Северо-восточная половина этой зоны представлена локальным антициклоническим круговоротом, центральная часть которого выделяется своей интенсивностью.

Гидродинамические причины происхождения указанной зоны пока неясны. Однако возникновение циклонических вихрей у берегов Вьетнама, возможно, связано с существованием здесь апвеллинга в этот период года [21], который может усиливаться дополнительным охлаждением водной поверхности во время прохождения тайфунов [23]. Формирование антициклонической структуры в этой зоне тоже пока неясно. Однако она располагается достаточно близко к действующему ТЦ, и ее генерация может быть связана с этим фактором.

В описанной ситуации Вьетнамское прибрежное течение как единый и неразрывный поток на поверхности не существует. На севере, в поле антициклонического круговорота, воды этого течения устремлены на север, демонстрируя летний гидродинамический режим. Южнее этого участка течение попадает в зону циклонических вихрей, его структура трансформируется, а общее направление переноса вод разворачивается на юг — юговосток. В крайнем юго-западном углу рассматриваемого района, на стыке круговоротов антициклонического и циклонического режимов, перенос прибрежных вод становится неясным.

В слое от поверхности до 200 м (рис. 46, 4д) существовавшая на поверхности зона локальных циклонических вихрей исчезает. На большей части исследуемой площади наблюдается общее циклоническое движение морских вод. В ее северо-западной части фиксируется обширный и глубокий циклонический круговорот. Его юго-восточная граница располагается примерно на месте вышеупомянутой зоны локальных циклонических вихрей и имеет аналогичное направление. Антициклонический круговорот, наблюдавшийся на поверхности в северо-восточной части района, практически вытеснен этой циклонической структурой далее на северо-восток. В юговосточной части района исследований усиливается антициклоническая структура, слабо проявлявшаяся на поверхности (максимальный расход воды на поверхности составляет менее 1×10^6 см³/с, в 200-метровом слое — менее 2 \times 10¹¹ см³/с, см. рис. 4а, 4б).

В целом, гидродинамика верхнего 200-метрового слоя в описанном случае создает благоприятные условия для сохранения целостности общего потока Вьетнамского течения. В его пределах перенос вод направлен с севера на юг и юго-запад, сохраняя режим прошедшего зимнего сезона. Это совпадает с выводами, сделанными в работе [32].

Схема интегральной циркуляции всей толщи морских вод (от поверхности до дна, рис. 4в, 4е) отличается от циркуляции вод на поверхности и в слое 0-200 м. Прежде всего, общая площадь циклонических круговоротов, наблюдаемых в 200-метровом слое, сокращается, а антициклонических увеличивается. Последнее прежде всего относится к восточной половине района исследований, где продолжают наблюдаться два антициклонических круговорота: на северо-востоке с центром в точке ≈15.5° с.ш., 111.5° в.д. и на юго-востоке с центром в точке ≈12° с.ш., 112° в.д. Эти структуры расширились по площади и увеличились по амплитуде. Особенно это касается юго-восточного антициклонического круговорота, где максимум расхода воды в его центре составляет более 1 × $\times 10^{12}$ см³/с. В центральной части прибрежных вод, в зоне Вьетнамского течения (≈12.5°-13.5° с.ш., 109.5°-110.5° в.д.), формируется локальный интенсивный антициклонический вихрь. Примечательно, что на поверхности этого участка располагается, как это было отмечено выше, глубокий циклонический вихрь. Севернее вместо обширного циклонического круговорота, существовавшего в 200-метровом слое, располагается незначительный по площади и амплитуде круговорот того же направления.

Из всех гидродинамических структур, описанных выше, относительно постоянным пространственным присутствием на всех горизонтах водной толщи отличаются круговороты антициклонического типа на северо-востоке и юго-востоке района исследований. Особенно это касается последнего. Незначительно меняясь по занимаемой плошади и форме, эта структура прослеживается во всей водной толще, резко повышая свою интенсивность при переходе от поверхности к 200-метровому слою и постепенно увеличивая ее по мере приближения кодну. Такие особенности указывают на зависимость формирования указанной структуры не только от присутствия тропического циклона. Одним из альтернативных факторов может быть влияние топографии дна. На рис. 5 показана батиметрическая карта района исследований. Как видно, действительно, данный антициклонический круговорот располагается над изолированной подводной возвышенностью (отмечена звездочкой), с небольшим смещением его центра относительно центра возвышенности.

Кстати, генеральную зависимость от крупных форм донного рельефа можно заметить и в других гидродинамических особенностях района исследований. Так, например, отмеченное выше ЮЗ– СВ направление гидродинамических структур в целом соответствует генеральному направлению резкого свала глубин морского дна при переходе к глубоководной котловине Южно-Китайского моря в северной половине изучаемого района (см. рис. 5).

Что касается Вьетнамского течения, то в данной ситуации, как и на поверхности, единого потока не существует. На участке между 12.5° и 13.5° с.ш. течение разрывается указанным выше локальным антициклоническим вихрем. В результате севернее и южнее этого участка воды Вьетнамского течения текут в южном направлении, а в пределах антициклона – в северном.

В целом, моделирование показало, что в условиях, когда тропический циклон охватывает *центральную* часть Южно-Китайского моря, Вьетнамское течение в виде единого и неразрывного потока существует только в верхнем 200-метровом слое. На остальных горизонтах водной толщи в таком виде оно не существует. В целом, несмотря на это, в зоне течения превалирует перенос вод с севера на юг, т.е. к рассмотренному времени го-



Рис. 5. Батиметрическая карта прибрежной зоны Вьетнама [26]. Звездочкой обозначена подводная возвышенность, с которой коррелируется положение антициклонического круговорота; штриховой линией обозначено генеральное направление свала глубин морского дна при переходе в глубоководную котловину Южно-Китайского моря.

да здесь превалирует зимний гидродинамический режим.

Моделирование позволило также наметить гидродинамические структуры, формирование которых, по всей вероятности, не зависит от аномальных атмосферных процессов, но имеет признаки зависимости от топографии морского дна.

Сравнительный анализ гидродинамического режима прибрежной акватории Вьетнама в условиях тропических циклонов, расположенных над разными районами Южно-Китайского моря

Приведенные выше результаты моделирования, в совокупности с ранее полученными данными [7, 9, 10, 30], расширяют наши представления о влиянии атмосферных пертурбаций на гидродинамику подстилающей водной среды. Для лучшего понимания этой взаимосвязи нами выполнен сравнительный анализ всех данных, полученных для условий, когда тропические циклоны располагаются *на севере* (ТЦс), *в центре* (ТЦц) *и юге* (ТЦю) Южно-Китайского моря. Ниже излагаются основные результаты этого анализа (рис. 6).

Как видно из рисунка, во всех случаях, на всех расчетных горизонтах структура вод не одинако-

ва. Однако намечаются и некоторые общие черты гидродинамики. Наиболее сложная ситуация формируется при расположении атмосферных циклонов в северном (ТЦс) и центральном (ТЦц) районах Южно-Китайского моря. Формирующиеся в этих условиях гидродинамические структуры циклонического и антициклонического типов ориентированы, в основном, в широтном и ЮЗ-СВ направлениях. Последнее направление, как это было показано выше, наиболее ярко выражено в структуре поверхностных вод в условиях ТЦц. Однако она сохраняется и в ситуации, когда тропический циклон располагается в северной части Южно-Китайского моря (ТЦс). В обоих случаях это направление наиболее четко проявляется в полосе, протягивающейся от 12°-13° с.ш. (≈залив Нячанг) на юго-западе до крайнего северо-восточного угла района исследований. С одной стороны это соответствует направлению в сторону центров ТЦц и ТЦс, а с другой – генеральному простиранию зоны свала батиметрических глубин при переходе к глубоководной котловине Южно-Китайского моря (см. рис. 5). Возможно, это свидетельствует о взаимосвязи указанных факторов.

Кроме этого, в обоих случаях (ТЦс и ТЦц) на севере и юге исследуемого района на всех расчет-



Рис. 6. Циркуляция вод под влиянием тропических циклонов (тайфунов), расположенных в разных частях Южно-Китайского моря: a-r – тропический циклон в северной части моря (ТЦс), d-3 – тропический циклон в центральной части моря (ТЦц), u-m – тропический циклон в южной части моря (ТЦю), 6-k – циркуляция вод на поверхности ($\psi = 1 \times 10^6$ см³/с), B-л – циркуляция вод в слое 0-200 м ($\psi = 1 \times 10^{11}$ см³/с), r-m – интегральная циркуляция вод от поверхности до дна ($\psi = 1 \times 10^{12}$ см³/с) за период 21.04–5.06.1999. ψ – функция тока; Ц – циклон; А – антициклон.

ных горизонтах формируются антициклонические структуры различной формы и интенсивности от широтного до ЮВ–СЗ направлений. Наиболее интенсивный антициклон формируется на севере района, когда тропический циклон располагается также *на севере* Южно-Китайского моря (ТЦс). На юге района в этом случае, также на всех горизонтах, моделируется спокойный, малоамплитудный круговорот антициклонического типа. Когда тропический циклон располагается *в центре* акватории (ТЦц), антициклонические структуры на севере района сильно деформируются, теряют свою цельность и направление. На юге района антициклонический круговорот

ОКЕАНОЛОГИЯ том 62 № 1 2022

сохраняется, с глубиной превращаясь в интенсивный антициклон.

Между северными и южными антициклонами в обеих атмосферных ситуациях (ТЦс и ТЦц) и на всех горизонтах водной толщи фиксируются гидродинамические структуры циклонического типа. Из них наиболее цельный, занимающий большую площадь и усиливающий свою интенсивность с глубиной, фиксируется в условиях ТЦс. В случае, когда тропический циклон располагается *в центре* Южно-Китайского моря (ТЦц), эта гидродинамическая структура в разных слоях водной толщи приобретает различные формы, размеры и интенсивность. На поверхности этот циклонический круговорот трансформируется в три небольших по площади, но интенсивных вихря в едином круговороте, образующих цепочку таких структур северо-восточного простирания (см. выше). В 200-метровом слое этот циклон расширяется и углубляется, а в слое до дна он перестает существовать в прежней форме: в его южной половине возникает локальный антициклонический круговорот, с севера к которому примыкает лишь небольшой по площади остаточный фрагмент бывшей обширной циклонической структуры.

Существенно иная картина моделируется для условий, когда тропический циклон располагается *на юге* Южно-Китайского моря (ТЦю). *На поверхности* преобладает спокойное поле круговоротов антициклонического типа. Этот фон осложняется двумя локальными замкнутыми антициклонами: один на северо-востоке, а другой – на юге района исследований. Между ними располагается зона спокойного антициклонического перемещения водных масс ЮВ–СЗ направления, чего не наблюдалось в условиях ТЦс и ТЦц. Эта зона выполняет роль "перемычки", разделяющей два небольших по площади и амплитуде циклонических вихря, располагающихся в центральной части района исследований (13°–14° с.ш.).

В 200-метровом слое зона северо-западного направления продолжает присутствовать, это направление начинает преобладать и во всей структуре водной толщи. Динамика вод на рассматриваемой площади также существенно меняется: у берегов Вьетнама расширяется циклонический круговорот, превращаясь в относительно узкую структуру, вытянутую с юговостока на северо-запад. На севере района вместо антициклона сформировался циклонический круговорот. На юге отмеченный выше антициклон продолжает существовать, усиливая свою интенсивность. Наконец, во всей водной толще, до дна, динамическая структура вод меняется не радикально: у берегов Вьетнама циклоническая структура, не меняя своего ЮВ-СЗ направления, углубляется и увеличивает площадь распространения в юго-восточном направлении. На востоке района также расширяется площадь циклонического круговорота. На юге района антициклонический круговорот приобретает ясно выраженную форму эллипса, вытянутого в ЮВ-СЗ направлении.

Вьетнамское течение во всех рассмотренных случаях трансформируется по-разному и в большинстве случаев не представляет собой единого потока. Исключение составляет единственная ситуация в условиях ТЦц, когда это течение лишь в 200-метровом слое приобретает вид цельного неразрывного потока вод, направленного с севера на юг вдоль всего вьетнамского побережья в пределах района исследований.

К общим закономерностям изменений в динамической структуре Вьетнамского течения при всех рассмотренных положениях тропических циклонов можно отнести следующее: на поверхности преобладают участки с переносом вод в северном направлении, вся остальная водная толща продолжает перемещаться преимущественно в южном направлении. Указанный перенос поверхностных вод может быть следствием влияния формирующегося летнего муссона. Остальная водная масса, менее подверженная еще слабым атмосферным потокам муссонного типа, продолжает перемещаться в режиме зимнего сезона.

выводы

Моделирование структуры прибрежных вод Вьетнама в весенний период для случаев, когда тропические циклоны формировались на севере, в центре и на юге Южно-Китайского моря, показало следующее:

1. В целом структура водных масс в исследуемом районе зависит от расположения тропических циклонов.

2. Во всех атмосферных ситуациях гидродинамика района исследований представлена полем водоворотов и вихрей циклонического и антициклонического типов, размеры, форма, направление и амплитуда которых меняется в зависимости от положения тропического циклона. Эта зависимость в разных слоях водной толщи (на поверхности, в слое 200 метров и от поверхности до дна) выражается по-разному.

3. Выявлена перестройка общей направленности гидродинамических структур при разном расположении тропических циклонов. В случае, когда тропические циклоны располагаются к северо-востоку от района исследований (ТЦс и ТЦц), в гидродинамике района наблюдаются структуры того же северо-восточного направления. При положении тропического циклона южнее района исследований направление гидродинамических структур меняется на северозападное. Это может быть еще одним признаком влияния положения тропического циклона на гидродинамику исследуемого района. Действительно, как видно из рисунка 6, в первых двух случаях (ТЦс и ТЦц) циклоны воздействуют на водные массы своим западным крылом, где воздушные потоки переносятся с северо-востока на юго-запад. В последнем случае (ТЦю) воздушный поток при подходе к району исследований направлен с юго-востока на северо-запад.

4. Вьетнамское течение во всех рассмотренных случаях представляет собой не единый поток, а зону вихревых структур разной направленности. Исключение составляет единственная ситуация в условиях ТЦц, когда это течение лишь в 200-метровом слое приобретает вид цельного неразрывного потока вод, направленного с севера на юг вдоль всего вьетнамского побережья в пределах района исследований.

5. К общим закономерностям изменений в динамической структуре Вьетнамского течения при всех рассмотренных положениях тропических циклонов можно отнести следующее: *на поверхности* преобладают участки с переносом вод в северном направлении, вся остальная водная толща продолжает перемещаться преимущественно в южном направлении. Указанное направление переноса поверхностных вод может быть следствием влияния формирующегося летнего муссона. Остальная водная масса, менее подверженная еще слабым атмосферным потокам муссонного типа, продолжает перемещаться в режиме зимнего сезона.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках госбюджетной темы НИР ТОИ ДВО РАН на 2021–2023 гг.: "Исследование основных процессов, определяющих состояние и изменчивость океанологических характеристик окраинных морей Азии и прилегающих районов Тихого и Индийского океанов" (№ 121021700346-7), и вьетнамского национального проекта "Изучение взаимодействия процессов в системе "море–атмосфера–земля" и изменения окружающей среды согласно глобальному климату" в рамках IOC/WESTPAC program (№ DTDL.CN-28/17).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Барабашкина А.П., Лескова Е.А. Исследование тайфунов, выходящих на Японское море и Приморский край // Труды ДВНИГМИ. 1968. Вып. 3. С. 3–33.
- Васильев А.С. Адаптивно-обучающаяся система прогнозирования классов природных процессов. Ч. 1. СПб.: Гидрометеоиздат, 2001. 136 с.
- Верятин В.Ю. Комплексный мониторинг тропических циклонов, оказывающих влияние на дальневосточные регионы России: Дис. канд. геогр. наук: 25.00.30. Воронеж: Военный учебно-научный центр Военно-воздушных сил "Военно-воз-

ОКЕАНОЛОГИЯ том 62 № 1 2022

душная академия имени профессора Н.Е. Жуковского и Ю.А. Гагарина". 2020. 127 с.

- Власова Г.А., Васильев А.С., Шевченко Г.В. Пространственно-временная изменчивость структуры и динамики вод Охотского моря. М.: Наука, 2008. 359 с.
- Власова Г.А., Деменок М.Н., Нгуен Ба Суан, Буй Хонг Лонг. Роль атмосферной циркуляции в пространственно-временной изменчивости структуры течений в западной части Южно-Китайского моря // Известия РАН. ФАО. 2016. Т. 52. № 3. С. 361–372.
- Власова Г.А., Нгуен Ба Суан, Буй Хонг Лонг. Влияние синоптических процессов на динамику Вьетнамского течения (Южно-Китайское море) весной 1999 г. // Метеорология и гидрология. 2013. № 4. С. 36–46.
- Власова Г.А., Нгуен Суан Ба, Деменок М.Н. Циркуляция вод Южно-Китайского моря в зоне Вьетнамского течения в условиях южного тропического циклона весной 1999 г.: результаты численного моделирования // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2016. Т. 9. № 4. С. 25–34.
- 8. Власова Г.А., Нгуен Суан Ба, Деменок М.Н. Циркуляция вод в зоне Вьетнамского течения в условиях малоградиентного барического поля (Южно-Китайское море) //Ученые записки РГГМУ. 2018. № 52. С. 49–60.
- Власова Г.А., Нгуен Суан Ба, Деменок М.Н. и др. Тропический циклон на севере Южно-Китайского моря как фактор, влияющий на структуру Вьетнамского течения // Известия РАН. ФАО. 2020. Т. 56. № 4. С. 446–457.
- Власова Г.А., Нгуен Суан Ба, Деменок М.Н. и др. Динамика прибрежных вод Вьетнама: результаты численного моделирования // Российско-вьетнамские океанологические исследования в Южно-Китайском море. Владивосток: ТИГ ДВО РАН, 2020. С. 84–91.
- Власова Г.А., Полякова А.М., Деменок М.Н. Влияние изменчивости циркуляции поверхностных вод Южно-Китайского моря на Азиатско-Тихоокеанский регион в зимний период // Вестник ДВО РАН. 2011. № 3. С. 104–111.
- Данг К.М. Океанологические условия Южно-Китайского моря // Морской сборник. Л.: Военноморское изд-во, 1974. № 4. С. 91–93.
- 13. Домышева А.С. Влияние и последствия действия тропических циклонов на прибрежные территории Северного полушария // Молодой ученый. 2019. № 20. С. 50–52.
- Исследования течений Южно-Китайского моря // Отчет НИР. Владивосток: ДВНИГМИ, 1985. 135 с. № гос. рег. 01860034772.
- Нгуен З. Т. Циркуляция вод Южно-Китайского моря в зимний и летний сезоны: Дис. канд. геогр. наук: 25.00.28. Владивосток: ТОИ ДВНЦ, 1990. 177 с.

- 16. Полякова А.М. Типизация атмосферных процессов над Южно-Китайским морем // Метеорология и гидрология. 2011. № 5. С. 17–24.
- Полякова А.М., Власова Г.А., Васильев А.С. Влияние атмосферы на подстилающую поверхность и гидродинамические процессы Берингова моря. Владивосток: Дальнаука, 2002. 203 с.
- Фельзенбаум А.И. Динамика морских течений // Итоги науки и техники. Сер. Гидромеханика. Люберцы: Производственно-издательский комбинат ВИНИТИ, 1970. С. 97–338.
- 19. Шапиро Н.Б. Аналитическое исследование связей между ветром и течением в экваториальной зоне океана // Доклады АН СССР. 1965. Т. 164. № 2. С. 319–322.
- Carton P., Chevey P. Les courants de la mer de Chine meridionale et leurs rapports avec le climat de l'Indochine // Note Inst. Ocean. Indochine. 1934. V. 26. P. 13.
- DanLing Tang, Hiroshi Kawamura, Tran Van Dien, MingAn Lee. Offshore phytoplankton biomass increase and its oceanographic causes in the South China Sea // Marine Ecology Progress Series. 2004. V. 268. P. 31–41.
- 22. https://meteoinfo.ru.
- 23. *Jordan C.L.* On the influence of tropical cyclone on the sea surface temperature field // Proceedings of the Symposium on Tropical Meteorology, New Zeland Meteorology Service, Wellington. 1964. P. 614–622.
- 24. Le Dinh Mau, Vlasova G.A., Demenok M.N. et al. Distribution features of meteorological parameters in Truong Sa archipelago area // Vietnam Journal of Marine Science and Technology. 2020. V. 20. № 4. P. 405–416.
- 25. *Mau Dinh Le, Vlasova G., Dung Thi Thuy Nguyen*. Distribution features of the typhoons in the South China

Sea // Russian Journal of Earth Sciences. 2021. V. 21. N $^{\circ}$ 1. 8 p.

- National Geophysical Data Center. 5-minute Gridded Global Relief Data (ETOPO5). National Geophysical Data Center, NOAA. 1993. DOI: (access date). https://doi.org/10.7289/V5D798BF
- The surface currents of the South China, Java, Celebes and Sulu Seas. Great Britain Hydr.: Department Publ. H.D., 1945. 709 p.
- Vlasova G.A., Nguen Ba Xuan, Bui Hong Long. Circulation of Vietnamese waters under "weak pressure field" in the spring of 1999 // Proceedings of the International Conference on "Bien Dong 2012". 90 years of Marine Science in Vietnamese and Adjacent waters, Na Trang, 2012. V. 2. P. 73–80.
- Vlasova G.A., Nguyen Ba Xuan, Bui Hong Long. Influence of tropical cyclones on the Vietnamese current dynamics in the spring 1999 // Proceedings the second scientific conference on marine geology, IMGiG VAST, Hanoi-Halong, 10-12 October. 2013. P. 1075–1086.
- 30. Vlasova G., Nguyen Ba Xuan, Nguyen Thuy Dung Thi. Comparative influence analysis of various tropical cyclones in the South China Sea on the structure of the Vietnamese Current // Russian Journal of Earth Sciences. 2020. V. 20. № 5. 8 p.
- Wyrtki K. Scientific results of marine investigation of the South China Sea and Gulf of Thailand // NAGA Report 2. 1961. 195 p.
- Yuan Y., Liao G., Xu X. Three dimensional diagnostic modeling study of the South China sea circulation before onset of summer monsoon in 1998 // J. Oceanogr. 2007. V. 63. № 1. P. 77–100.

Influence of Tropical Cyclones of the South China Sea on the Variability of the Vietnamese Current Structure

G. A. Vlasova^{a, #}, Xuan Ba Nguyen^{b, ##}, Mau Dinh Le^{b, ###}, S. S. Marchenko^{a, ####}

^a Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia ^bInstitute of Oceanography, Vietnam Academy of Science and Technology, Nha Trang, Socialist Republic of Vietnam

#e-mail: gavlasova@mail.ru
##e-mail: ba_xuan04@yahoo.com
###e-mail: ledinhmau.vnio@gmail.com
####e-mail: sv_marchenko@poi.dvo.ru

The state of the natural environment of the marginal seas of the NW Pacific Ocean is largely determined by the interaction of synoptic and hydrophysical processes. Tropical cyclones (typhoons), originating in the tropical zone of the NW Pacific Ocean and over the South China Sea, occupy a special place among atmospheric processes. The main destructive effect of typhoons occurs in the South-East Asia region. However, a significant number of its are directed towards the Russian Far East. The South China Sea plays a significant role in the formation of tropical cyclones. This determines the importance of studying hydrometeorological processes not only in the Far East, but also in the South China Sea and the need to combine the work of Vietnamese and Russian scientists. The main hydrodynamic structure of the western part of the South China Sea is the Vietnamese (Western boundary) current, which depends not only on seasonal monsoons, but also on typhoons. The results of joint Russian-Vietnamese research of the dependence of the vertical structure of the Vietnamese current from Pacific tropical cyclones that form in the South China Sea are presented in this work

ВЛИЯНИЕ ТРОПИЧЕСКИХ ЦИКЛОНОВ ЮЖНО-КИТАЙСКОГО МОРЯ

on the basis of numerical modeling. April-June 1999, provided with the necessary field data, was used for calculations. The modeling results showed that, in general, the structure of water masses depends on the trajectories of tropical cyclones. The modeling results showed that, in general, the structure of water masses depends on the trajectories of tropical cyclones. An exception is the only situation with a tropical cyclone in the central region of the South China Sea, when this current, only in a 200-meter layer, acquired the form of a single flow directed from north to south. The general patterns of changes in the dynamic structure of the Vietnamese Current for all the considered trajectories of tropical cyclones can be classified as follows: areas with water transport in a northern direction prevail on the surface, while the rest of the water mass continues to move predominantly in a southern direction. This transfer of surface waters may be due to the influence of the forming summer monsoon. And the rest of the water mass, which is less exposed by weak atmospheric flows of the monsoon type, continues to move in the winter mode.

Keywords: South China Sea, Vietnamese Current, atmospheric processes, tropical cyclones, water circulation, hydrodynamic structures, numerical modeling

———— ФИЗИКА МОРЯ ———

УДК 551.465.53.551.513

БИООПТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ НА КРУПНОМАСШТАБНОМ ПОЛИГОНЕ В СЕВЕРНОЙ ТРОПИЧЕСКОЙ ЗОНЕ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА И ИХ СВЯЗЬ С ДИНАМИКОЙ ВОД

© 2022 г. В. И. Маньковский^{1,} *, Е. В. Маньковская^{1,} **

¹Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия *e-mail: mankovskiy@mhi-ras.ru **e-mail: emankovskaya@mhi-ras.ru Поступила в редакцию 22.10.2020 г. После доработки 21.02.2021 г. Принята к публикации 08.04.2021 г.

Приводятся данные о показателе ослабления света, глубине видимости белого диска и концентрации хлорофилла на крупномасштабном полигоне в северной тропической зоне Атлантического океана летом 1986 г. Рассматривается связь распределения на полигоне оптических и биологических характеристик с динамикой вод. Сравниваются концентрации хлорофилла на разрезе в восточной части полигона летом 1986 г. и осенью 2002 г.

Ключевые слова: показатель ослабления, белый диск, концентрация хлорофилла, динамика вод, Атлантический океан

DOI: 10.31857/S0030157422010099

введение

По программе исследования энергоактивных зон Мирового океана Морским гидрофизическим институтом РАН в 1980-е годы были проведены исследования океанологических характеристик в северной тропической зоне Атлантического океана. Основные исследования выполнялись на крупномасштабном полигоне с координатами: 1° ю.ш.–12° с.ш.; 16°–60° з.д. В настоящей работе приводятся результаты исследования в восточной части полигона летом 1986 года.

Данные об оптических характеристиках вод в этом районе океана приводились ранее в работах [1, 6–10, 16, 17]. В настоящей работе, кроме оптических характеристик, приводятся данные о содержании хлорофилла в водах этого района океана. Целью работы являлось исследование связи оптических характеристик и концентрации хлорофилла с динамикой вод.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Исследования выполнены в 47-м рейсе НИС "Михаил Ломоносов" (июль–сентябрь 1986 г.) на полигоне с координатами: 1° ю.ш.–12° с.ш.; 16°–32.5° з.д. Гидрологические станции на меридиональных разрезах полигона располагались с интервалом 0.5° по широте, разрезы выполнялись через 1.5° по долготе. Показатель ослабления света (ε , м⁻¹) измерялся лабораторным прозрачномером [5]. Величина ε определялась в 8-ми участках спектра на длинах волн (λ): 426, 449, 478, 506, 527, 547, 579, 612 нм.

Глубина видимости белого диска (Z_6 , м) определялась по методике [11].

Концентрация хлорофилла (C_{xn} , мг м⁻³) определялась фотометрическим методом [18].

Пробы воды для измерений показателя ослабления и концентрации хлорофилла отбирались с глубины 3 м.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

На рис. 1—3 показано распределение на полигоне показателя ослабления света, глубины видимости белого диска и концентрации хлорофилла.

Карта распределения показателя ослабления построена для длины волны 426 нм. Такая длина волны выбрана исходя из того, что в крайней синей части спектра на изменчивость показателя ослабления наибольшее влияние оказывает растворенное органическое вещество. С увеличением длины волны его влияние на показатель ослабления быстро убывает по экспоненциальному закону.



Рис. 1. Распределение показателя ослабления $\epsilon(426) \times 10^3$, м⁻¹ на глубине 3 м.



Рис. 2. Распределение глубины видимости белого диска Z_6 , м.



Рис. 3. Распределение концентрации хлорофилла $C_{\rm XJ}$, мг м⁻³ на глубине 3 м.

Оптические и биологические характеристики на полигоне характеризуются большой пространственной изменчивостью. Минимальные и максимальные величины составили:

 $\epsilon(426) = 0.104...0.653$ (м⁻¹) для показателя ослабления света;

 $Z_6 = 14...39$ (м) для глубины видимости белого диска;

 $C_{\rm xn} = 0.02...0.58$ (мг м⁻³) для концентрации хлорофилла.

В распределении всех биооптических характеристик есть общая закономерность, хорошо наблюдаемая на примере распределения показателя ослабления света (рис. 1). В приэкваториальном и восточном районах наблюдались более высокие показатели ослабления. В центральном, северозападном и, частично, в западных районах полигона находились воды с низкими величинами показателя ослабления.

Рассмотрим, как распределение биооптических характеристик на полигоне связано с динамикой вод. На рис. 4 показана карта-схема течений на полигоне, составленная начальником отряда гидрологии в 47-м рейсе НИС "Михаил Ломоносов" П.Д. Ломакиным. Так как динамический метод в экваториальной зоне не работает, карта-схема течений на полигоне была построена штурманским методом – по наблюдениям за сносом судна течениями. Она полностью согласуется с картой течений в части полигона без экваториальной зоны, построенной по расчетам динамическим методом [2]. Представленная на рис. 4 схема крупномасштабных течений является типичной для летнего периода в тропических водах Атлантического океана [14], и в многолетнем плане она устойчива (рис. 5). Например, такая схема течений наблюдалась и летом 1988 г. в работе [1]. На рис. 5 показана среднемноголетняя схема крупномасштабных течений по данным [12].

Согласно рис. 4, северная часть полигона находилась под действием Северного пассатного течения (СПТ). В районе 28°–31° западной долготы в СПТ образовался антициклонический вихрь. В южной части полигона проходило Южное пассатное течение (ЮПТ). На экваторе в ЮПТ наблюдалась дивергенция его потоков, обусловленная изменением направления действия силы Кориолиса, отклоняющим течения вправо в Северном полушарии и влево – в Южном.

В полосе $6^{\circ}-9^{\circ}$ с.ш. через полигон проходило Межпассатное противотечение (МПТ). В районе 25° з.д. в МПТ наблюдалась его конвергенция, восточнее 23° з.д. – его дивергенция: оно разделялось на три ветви, уходящие в северном, северовосточном и юго-восточном направлениях. Около 32° з.д. от МПТ отходила небольшая южная ветвь.

В центральной части полигона между течениями МПТ и ЮПТ в полосе ≈2°-6° с.ш. образовался



Рис. 4. Схема течений на полигоне. СПТ – Северное пассатное течение, ЮПТ – Южное пассатное течение, МПТ – Межпассатное противотечение, ТЛ – течение Ломоносова. ⊕ – подъем вод, ⊖ – опускание вод.



Рис. 5. Скорость (цветовая шкала, м/с) и направление геострофических течений (август месяц). Осредненные расчетные значения по данным спутниковых альтиметрических измерений за 1993–2015 гг. [12]

антициклонический круговорот. В юго-западной части полигона в районе экватора на поверхность выходило подповерхностное течение Ломоносова (ТЛ) [13].

Главным фактором в динамике вод, влияющим на их оптические и биологические характеристики, является их вертикальное движение подъемы и опускания. В районах подъема вод происходит вынос из глубинных слоев в поверхностную эвфотическую зону биогенных веществ, способствующих развитию фитопланктона и увеличению его численности. В районах опускания ных элементов незначительно и развитие фитопланктона затруднено, численность его мала. Соответственно с численностью фитопланктона в районах подъема и опускания вод изменяются концентрации хлорофилла и показатели прозрачности воды — показатель ослабления света ε и глубина видимости белого диска Z_6 . Подъем вод происходит при циклоническом характере течений и в районах их дивергенции, опускание вод в антициклонических течениях и в районах их конвергенции.

вод в поверхностных слоях содержание биоген-

Вертикальное движение вод; Район	Координаты	ε(426), м ⁻¹	<i>Z</i> _б , м	$C_{\rm XJ}$, мг м ⁻³	Продуктивность вод
Подъем	0°00′ с.ш.;	0.653	14	0.58	Мезотрофные2
Дивергенция ЮПТ. Экватор	16°00′ з.д.				
Подъем	9°00′ с.ш.;	0.331	16	0.37	Мезотрофные1
Дивергенция МПТ	20°30′ з.д.				
Нейтральное	3°30′ с.ш;	0.278	26	0.13	Мезотрофные1
Южное пассатное течение	16°00′ з.д.				
Нейтральное	1°00′ ю.ш.;	0.228	28	0.20	Мезотрофные1
Течение Ломоносова	32°30′ з.д.				
Нейтральное	11°00' с.ш.;	0.195	28	0.15	Мезотрофные1
Северное пассатное течение	23°30′ з.д.				
Опускание	3°30′ с.ш.;	0.163	37	0.08	Олиготрофные
Конвергенция южной ветви МПТ с ЮПТ	31°00′ з.д.				
Опускание	3°00′ с.ш.;	0.140	32	0.09	Олиготрофные
Антициклонический круговорот	26°30′ з.д.				
Опускание	7°30′ с.ш.;	0.122	39	0.09	Олиготрофные
Конвергенция МПТ	25°00′ з.д.				
Опускание	10°30′ с.ш.;	0.104	34	—	Олиготрофные
Антициклон в СПТ	29°30′ з.д.				

Таблица 1. Оптические и биологические характеристики в районах с разной динамикой вод

Характер течений на полигоне (рис. 4) показывает наличие на нем районов подъема и опускания вод. Районы подъема вод: дивергенция Южного пассатного течения на экваторе, дивергенция Межпассатного противотечения в его восточной части. Районы опускания вод: антициклонический круговорот в центральной части полигона, конвергенция вод в Межпассатном противотечении в районе 25° з.д., антициклоническая завихренность в Северном пассатном течении в районе 28°-31° з.д., конвергенция южной ветви Межпассатного противотечения с северной ветвью Южного пассатного течения в районе 31° з.д.

Сопоставление распределений биоооптических характеристик с картой течений показывает, что в указанных районах подъема и опускания вод наблюдаются их соответствующие изменения: в районах подъема величины ε , C_{xn} возрастают, а Z_6 уменьшается, и наоборот, в районах опускания величины ε , C_{xn} уменьшаются, а Z_6 возрастает.

В табл. 1 приведены наблюдаемые на полигоне биооптические характеристики в районах подъема и опускания, а также в районах с нейтральной вертикальной динамикой вод.

Оценка трофности вод на полигоне была выполнена по распределению концентрации хлорофилла (рис. 3). Использовалась таблица из работы [15], в которой мезотрофные воды были разбиты нами на два типа: мезотрофные 1 и мезотрофные 2 (табл. 2). Трофность вод разного типа на полигоне составила: 84% — мезотрофные воды 1-го типа, 1% — мезотрофные воды 2-го типа (на экваторе), 15% — олиготрофные воды. Эвтрофных вод на полигоне не наблюдалось.

В табл. 3 и на рис. 6 приведены спектральные распределения показателя ослабления света в водах разных динамических структур полигона, указанных в табл. 1. Для сравнения на рисунке представлено спектральное распределение показателя ослабления света для чистой морской воды [4].

В работе [3] приведены данные о концентрации хлорофилла в субтропических и тропических водах Атлантического океана в период октябрьноябрь 2002 г. В районе полигона наблюдения были выполнены на разрезе по 20° з.д. в трех точках: 10°, 5°, 1° с.ш. На рис. 7 показаны концентрации хлорофилла на 20° з.д. по данным [3]. Для сравнения на том же рисунке показано распределение концентрации хлорофилла на разрезе по

Таблица 2. Трофность вод при разной концентрации хлорофилла

Тип вод	$C_{\rm XJI}$, мг м $^{-3}$
Олиготрофные	<0.1
Мезотрофные 1	0.1-0.5
Мезотрофные 2	0.5-1.0
Эвтрофные	>1.0


Рис. 6. Спектральное распределение показателя ослабления света в районах полигона с разной динамикой вод. Номер спектра соответствует номеру района в табл. 3.

20.5° з.д., который был выполнен в 47-м рейсе НИС "Михаил Ломоносов" в июле 1986 г.

В 2002 г. на 20° з.д. концентрация хлорофилла изменялась в пределах 0.14...0.20 мг м⁻³, что соответствует водам мезотрофного уровня 1-го типа (табл. 3). По данным наблюдений в 1986 г., на разрезе по 20.5° з.д. концентрация хлорофилла изменялась в пределах 0.02...0.37 мг м⁻³. То есть кроме мезотрофных вод имелись и олиготрофные воды.

Следует сказать, что, как видно из рис. 7, пространственные размеры олиготрофных вод, наблюдавшихся в 1986 г., составляют 2°–3° по широте, и при расстояниях на разрезе между станциями в 4° и 5° в 2002 г. такие воды могли быть не зафиксированы. Поэтому приводимые данные о временной изменчивости $C_{x\pi}$ в данном районе тропического полигона могут быть приняты только как ориентировочные.

С 1997 г. доступны данные дистанционного зондирования оптического сканера SeaWiFS, а с 2003 г. – сканера MODIS-Aqua. Сопоставление со спутниковыми данными MODIS-Aqua за июль– сентябрь 2003 г. (рис. 8) показывает, что на исследуемом полигоне в летне-осенний период в среднем также преобладают воды мезотрофного уровня

Таблица 3. Спектральные показатели ослабления света ε(λ), м⁻¹ в водах полигона: 1 – дивергенция ЮПТ на экваторе; 2 – дивергенция МПТ; 3 – ЮПТ; 4 – ТЛ; 5 – СПТ; 6 – конвергенция южной ветви МПТ с северной ветвью ЮПТ; 7 – антициклональный круговорот; 8 – конвергенция в МПТ; 9 – антициклонический вихрь в СПТ; 10 – оптически чистая морская вода

уни					Номер	района			9 0.104 0.095 0.076 0.083 0.094 0.117 0.144 0.276	
<i>7</i> 0, 11M	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
426	0.653	0.331	0.278	0.228	0.195	0.185	0.131	0.122	0.104	0.009
449	0.626	0.301	0.255	0.216	0.185	0.165	0.120	0.113	0.095	0.007
478	0.575	0.287	0.239	0.193	0.180	0.150	0.104	0.094	0.076	0.006
509	0.552	0.283	0.246	0.184	0.173	0.156	0.106	0.101	0.083	0.012
527	0.534	0.285	0.251	0.184	0.182	0.166	0.127	0.115	0.094	0.021
547	0.552	0.315	0.258	0.200	0.209	0.182	0.143	0.138	0.117	0.035
579	0.552	0.338	0.283	0.235	0.230	0.214	0.186	0.175	0.144	0.073
612	0.644	0.467	0.393	0.354	0.350	0.334	0.311	0.305	0.276	0.224



Рис. 7. Распределение биооптических характеристик: на разрезе по 20° з.д. осенью 2002 г. – концентрация хлорофилла $C_{\rm XI} \times 100$, мг м⁻³ (красные квадраты); на разрезе по 20.5° з.д. летом 1986 г. – концентрация хлорофилла $C_{\rm XI} \times 100$, мг м⁻³ (черные круги) и глубина видимости белого диска Z_6 , м (зеленые треугольники).



Time averaged map of Chlorophyll a concentration monthly 4 km [MODIS-Aqua MODISA_L3m_CHL v2018] mg m⁻³ over 07.01.2003 00:10:01Z–10.01.2003 02:29:58Z, region 32° W, 1° S, 16° W, 12° N

Рис. 8. Концентрация хлорофилла (мг м⁻³), осредненная по данным сканера MODIS-Aqua за июль– сентябрь 2003 г.

1-го типа (табл. 3). Олиготрофные воды наблюдаются на незначительной части полигона. Концентрация хлорофилла изменяется в пределах 0.08...0.50 мг м⁻³. Повышенные значения в распределении концентрации хлорофилла (рис. 8) наблюдаются в тех же районах, что и на рис. 3 для натурных данных, и соответствуют областям подъема вод. Аналогичная биооптическая ситуация на исследуемом полигоне наблюдается по спутниковым данным в летне-осенний период и в другие годы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Установлена связь пространственного распределения биооптических характеристик вод на крупномасштабном полигоне в восточной части северной тропической зоны Атлантического океана летом 1986 г. с динамикой вод. Получены данные о биооптических характеристиках вод в основных динамических структурах на полигоне: районах подъема вод, опускания вод и в районах с нейтральной вертикальной динамикой. По продуктивности 85% вод полигона относились к мезотрофному типу и 15% — к олиготрофному. Приведены сравнительные оценки продуктивности вод в восточной части полигона по наблюдениям летом 1986 г., осенью 2002 г. и летом—осенью 2003 г. по данным дистанционного зондирования.

Источник финансирования. Работа выполнена в рамках государственного задания по темам № 0555-2021-0003 "Оперативная океанология", № 0555-2021-0005 "Прибрежные исследования".

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Агафонов Е.А., Артамонов Ю.В., Кукушкин А.С., Прохоренко Ю.А. Влияние гидрофизических факторов на распределение прозрачности и взвеси в поверхностном слое вод северо-восточной части тропической Атлантики в летний период // Морской гидрофизический журнал. 2003. № 4. С. 69–79.
- Булгаков Н.П., Ломакин П.Д. Циркуляция вод восточной части тропической Атлантики в летний сезон // Океанологические исследования в восточной части Атлантической тропической энергоактивной зоны, Деп. ВИНИТИ. № 6826–1987. С. 6–17.
- 3. Ведерников В.И., Гагарин В.И., Демидов А.Б. и др. Распределение первичной продукции и хлорофилла в субтропических и тропических водах Атлантического океана осенью 2002 г. // Океанология. 2007. Т. 47. № 3. С. 418–431.
- Копелевич О.В. Оптические характеристики чистой воды // Оптика океана. Том 1. Физическая оптика океана. / Под ред. А.С. Монина. М.: Наука, 1983. Табл. 6.2.
- Маньковский В.И. Спектральный лабораторный прозрачномер с переменной базой // Системы контроля окружающей среды. Севастополь: МГИ НАНУ, 2012. С. 56–60.

- 6. Маньковский В.И. Пространственная изменчивость прозрачности воды в приэкваториальном районе Атлантического океана и ее связь с динамикой вод // Труды IX Международной конференции "Современные проблемы оптики естественных вод". Ин-т океанологии РАН. Санкт-Петербургский филиал: Санкт-Петербург. 2017. С. 91–97.
- Маньковский В.И., Владимиров В.Л., Мартынов О.В. Пространственная и временная изменчивость оптических характеристик водных масс на полигоне ПИГАП // Морские гидрофизические исследования. 1980. № 2. С. 135–140.
- Маньковский В.И., Ли М.Е., Афонин Е.И., Башарин В.А. Оптические исследования вод тропической Атлантики у западного побережья Африки // Морские гидрофизические исследования. 1978. № 3. С. 188–197.
- Маньковский В.И., Маньковская Е.В. Оптические характеристики вод в тропической энергоактивной зоне Атлантического океана // Труды X Международной конференции "Современные проблемы оптики естественных вод". Ин-т океанологии РАН. Санкт-Петербургский филиал: Санкт-Петербург. 2019. С. 1311–135.
- Николаев В.П., Жильцов А.А., Хулапов М.С. Пространственная изменчивость прозрачности воды // Изменчивость океана и атмосферы в экваториальной Атлантике. М.: Наука, 1982. С. 153–155.
- Определение относительной прозрачности и цвета морской воды // Руководство по гидрологическим работам в океанах и морях. Л.: Гидрометеоиздат, 1977. С. 299–303.
- 12. Федоров А.М., Кубряков А.А., Белоненко Т.В. Многолетние изменения крупномасштабной циркуляции в Северной Атлантике на основе спутниковых альтиметрических измерений // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2017. Т. 14. № 7. С. 225–237. https://doi.org/10.21046/2070-7401-2017-14-7-225-237
- Ханайченко Н.К. Течение Ломоносова // Система экваториальных противотечений в океане Л.: Гидрометеоиздат, 1974. С. 45–84.
- Хлыстов Н.З. Структура и динамика вод тропической Атлантики // Киев: Наукова Думка, 1976. 164 с.
- Чурин Д.А., Гулюгин С.И. Особенности сезонной динамики хлорофилла "а" в связи с абсолютной динамической топографией Антарктической части Атлантики // Труды ВНИРО. 2017. Т. 169. С. 117–123.
- Маньковский В.И. Параметры индикатрис рассеяния света в тропических водах Атлантического океана // Оптика атмосферы и океана. 2018. Т. 31. №8. С.634-639. DOI: 10.15372/АОО20180806
- 17. *Маньковский В.И., Гринченко Д.В.* Взвешенное вещество и его состав по данным о рассеянии света на макрополигоне в северной части тропической зоны Атлантического океана // Морской гидрофизический журнал. 2018. Т. 34. № 3 (201). С. 254–266. DOI: 10.22449/0233-7584-2018-3-254-266
- 18. UNESCO. Determination photosynthetic pigments in seawater. 1966. P. 11–69.

Biooptical Characteristics on Macropoligon in the Northern Tropical Zone of the Atlantic Ocean and Their Relationship with Water Dynamics

V. I. Mankovsky^{a, #}, E. V. Mankovskaya^{a, ##}

^aMarine Hydrophysical Institute RAS, Sevastopol, Russia [#]e-mail: mankovskiy@mhi-ras.ru ^{##}e-mail: emankovskaya@mhi-ras.ru

The data of the beam attenuation coefficient, Secchy disk depth and chlorophill concentration on macropoligon in the northern tropical zone of the Atlantic Ocean in summer 1986 are presented. The relationship of biooptical characteristics with water dynamics are considered. The chlorophyll concentrations in summer 1986 with one in autumn 2002 are compared.

Keywords: beam attenuation coefficient, Secchy disk, chlorophyll concentration, waters dynamics, Atlantic ocean

УДК 551.465

СОВРЕМЕННАЯ ЭВОЛЮЦИЯ СОЛЕВОГО СОСТАВА ОСТАТОЧНЫХ БАССЕЙНОВ АРАЛЬСКОГО МОРЯ

© 2022 г. Н. Ю. Андрулионис^{1, *}, П. О. Завьялов^{1, **}, А. С. Ижицкий^{1, ***}

¹Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия *e-mail: natalya@ocean.ru **e-mail: peter@ocean.ru ***e-mail: izh@ocean.ru Поступила в редакцию 30.06.2020 г. После доработки 10.11.2020 г. Принята к публикации 08.04.2021 г.

Новые гидрохимические данные для остаточных водоемов Аральского моря (Малого Арала, залива Чернышева, а также озера (бывшего залива) Тщебас) получены в результате экспедиций на территории Казахстана в 2015, 2016, 2018 и 2019 годах. Сравнение полученных данных с историческими данными свидетельствуют о продолжающейся в настоящее время эволюции солевого состава вод Аральского моря. В разных остаточных водоемах эти процессы идут разными путями и существенно влияют на изменение физических свойств их вод, таких как плотность, соленость, температура замерзания, а также нормы испарения. Исследования воды остаточных водоемов Аральского моря позволили обнаружить рост концентрации сульфатов в Малом Арале и оценить значение влияния стока реки Сырдарьи на его солевой состав. В меромиктическом заливе Чернышева в период с 2018 по 2019 наблюдалось резкое ослабление стратификации воды более чем в два раза, что сопровождалось изменением соотношений основных ионов. Для озера Тщебас наоборот наблюдалось постоянство сотояных испостания и солености его воды.

Ключевые слова: ионный состав, гипергалинный водоем, Аральское море, соленые озера, залив Чернышева, озеро Тщебас, Малое Аральское море, река Сырдарья **DOI:** 10.31857/S0030157422010026

введение

Гидрохимические параметры воды, такие как основной ионный состав, общая щелочность, pH среды, соленость и плотность являются важными показателями состояния водоема. Исследование ионного состава Аральского моря позволяет изучить механизмы образования рассолов в гипергалинных озерах и прогнозировать состояние соленых озер в зависимости от изменений окружающей среды.

Аральское море образовалось более 10000 лет назад, и в середине XX века было четвертым по площади внутриматериковым водоемом. С 1960 г. уровень Аральского моря неуклонно снижается из-за существенно сократившегося стока рек Сырдарья и Амударья в результате реализации ирригационных проектов Советского Союза. Реки представляли собой важнейшую составляющую водного баланса моря. Воды реки Амударьи, когда-то пополнявшие Аральское море с юго-востока, сейчас доходят до моря лишь эпизодически, так как разбираются на орошение и хозяйственные нужды населения. Сток реки Сырдарья, которая впадает в Аральское море с северо-востока, к настоящему времени снизился в 2–7 раз по сравнению со средними значениями, характерными для периода до 1960 г. Аральское море перестало существовать как единое целое и разделилось на несколько водоемов, связанных периодически высыхающими протоками [26, 36]. Но, как предполагается, причины усыхания Аральского моря, только на 80% имеют антропогенный характер, а на 20% – климатический, связанный с общим усилением засушливости во всей Средней Азии [15].

До 1960 г. уровень Аральского моря испытывал лишь слабые (менее 1 м) сезонные и межгодовые колебания вокруг отметки 53 м над уровнем океана [3]. В 1989 г. поверхность моря опустилась до уровня около 38 м [26], и озеро впервые разделилось на два отдельных водоема, а именно на так называемые Малое Аральское море на севере, и Большое Аральское море на юге. В 2003 г. Большое Аральское море также разделилось на два бассейна – восточный и западный, соединенные узким и длинным каналом. В 2004 г. при уровне Большого Арала около 31 м, небольшой залив Тшебас отлелился от запалного бассейна Большого Аральского моря и образовал изолированное озеро [36]. К началу 2010-х гг. в процессе обмеления западного бассейна Большого Арала его северная оконечность – залив Чернышева – также превратился в почти изолированный водоем. Он до сих пор соединен с основной частью бассейна протокой. Летом 2010 г. восточный бассейн Большого Аральского моря практически высох, и лишь время от времени наблюдается его частичное повторное наполнение на непродолжительное время, связанное с сезонными климатическими и антропогенными явлениями [5]. На сегодняшний день среди разделившихся частей Аральского моря западный бассейн Большого Арала остается самым глубоким. В 2017 году его максимальная глубина составляла 29.5 м [2]. В данной работе этот водоем не рассматривается.

Таким образом, в результате усыхания за 60 лет Аральское море потеряло более 90% объема и превратилось в комплекс нескольких отдельных водоемов с различными гидрологическими и гидрохимическими свойствами [26, 35]. Значительное сокращение площади моря существенно повлияло на климат в Приаралье [27], а также вызвало упадок рыболовства, катастрофическое снижение биоразнообразия природных экосистем самого моря и дельтовых районов рек, а также увеличение частоты и силы солевых и пылевых бурь [34], которые негативно влияют на здоровье населения в регионе [24, 34]. Масштаб пылевых выносов с обсохшего дна Аральского моря оценивается разными авторами величиной от 15 до 75 млн тонн в год [20].

Высыхание привело к изменению морфометрических характеристик воды Аральского моря, а также к глубоким преобразованиям физического и химического режимов в его отдельных частях [6]. В процессе усыхания Аральского моря произошло выпадение таких минералов, как карбонаты кальция и натрия, гипс $CaSO_4 \cdot 2H_2O$, мирабилит $Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$, глауберит $Na_2SO_4 \cdot CaSO_4$, галит NaCl и др. [5, 6].

Целью настоящей работы было получить новые гидрохимические данные для исследуемых остаточных водоемов Аральского моря: Малого Аральского моря, залива Чернышева, озера Тщебас, а также реки Сырдарья. Характеристики самой большой и глубокой части Аральского моря (Большой Арал) в рассматриваются в отдельных работах [2, 5, 36]. Были определены концентрации основных ионов, общая щелочность, pH, а также плотность воды в образцах вод исследуемых водоемов. Соленость исследуемых образцов определяли по сумме содержания основных ионов, поскольку определение солености вод гипергалинных водоемов при помощи стандартного гидрофизического измерительного оборудования приводит к большим погрешностям вследствие отличия их ионно-солевого состава от "канонического" океанского [6, 22]. Уточнение вариаций состава образцов океанической воды также становится все более и более актуально с точки зрения их относительного вклада в плотность [32]. Отдельной задачей было оценить влияние речного стока Сырдарьи на формирование состава вод Малого Аральского моря.

Основной задачей было на основании полученных данных проследить изменения (эволюцию), которые произошли в солевом составе вод Аральского моря вследствие снижения его уровня, повышения солености, процессов метаморфизации вод, определить закономерности в соотношениях основных компонентов ионного состава и других характеристик вод моря в изменяющихся гидрологических условиях. Для этого мы сравнили полученные результаты с историческими данными, имеющимися в литературе.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Отбор проб проводился в 2015, 2016, 2018 и 2019 гг. из остаточных водоемов Аральского моря на территории Казахстана. Основные характеристики станций, месяцы и годы отбора проб указаны в табл. 1. Схематично расположение водоемов и станций показано на рис. 1.

Отбор и хранение проб осуществлялись в соответствие со стандартами [8, 9, 17]. Пробы отбирали в пластиковые бутыли объемом 0.5—1 л, которые предварительно ополаскивали водой из отбираемой пробы. В течение 3—7 дней пробы доставляли в лабораторию для последующего анализа.

Взятые за основу существующие методики определения ионов в морской и питьевой воде [16, 23, 31] модифицировались с учетом особенностей химического состава вод исследуемых водоемов. Методы определения концентраций основных ионов подробно описаны в [2]. Определение общей щелочности и общего растворенного неорганического углерода проводили в соответствии с [16, 17]. Общий растворенный неорганический углерод рассчитывали из общей щелочно-

сти и выражали как HCO₃.

Хлорность, концентрации сульфатов, кальция, магния и общую щелочность определяли методом потенциометрического титрования. Для этого использовался автоматический потенциометрический титратор Metrohm 905 Titrando с индикаторными электродами для каждого метода (табл. 2). Перед анализом пробы фильтровали через мембранный фильтр GFF 0.7 мкм для удаления взвести и органических веществ и помещали в стеклянные емкости 100–250 мл. Оптимальный

Место отбора проб	Название станции	Макс. глубина в точке отбора проб, м	Год отбора проб	Месяц отбора проб	Координаты
		13	2016	Июнь	45°57′38.8″ с.ш. 59°13′57.4″ в.д.
Залив Чернышева	С5	12.5	2018	Сентабри	45°57′43.02″ с.ш. 59°13′32.08″ в.д.
		12.9	2019	Сентяорь	45°57′35.1″ с.ш. 59°13′56.2″ в.д.
	Τ1	Нет данных	2015	Октябрь	46°18′38.50″ с.ш. 59°35′8.30″ в.д.
	75		2010	0	46°15′31.9″ с.ш.
Озеро Іщеоас	15	5.1	2018	Сентяорь	59°38′59″ в.д.
	Τ1	3.5	2019		46°17′57″ с.ш. 59°36′59.5″ в.д.
	M2	0 4.6	2015	Октябрь	46°11′43.02″ с.ш. 60°57′19.20″ в.д.
Малое Аральское	M1	0 11.9	2018	Сентябрь	46°32′25″ с.ш. 60°3′24.8″ в.д.
море	M1	0 12.9	2019	Сентябри	46°32′25″ с.ш. 60°3′24.8″ в.д.
	K1	Нет данных	2019	Сентяорь	46°6′1″ с.ш. 60°47′44.3″ в.д.
			2015	Октябрь	46°06′49″ с.ш. 61°29′58.8″ в.д.
Река Сырдарья	Без названия	Нет данных	2018		Нет данных
			2019	Сентябрь	46°01′29.1″ с.ш. 61°03′10.4″ в.д.

Таблица 1. Основные характеристики станций пробоотбора в отдельных водоемах Аральского моря и реки Сырдарья в 2015—2019 гг.

Таблица 2. Методы анализа и электроды для потенциометрического титрования

Определяемые ионы	Методы анализа	Электроды
Cl−	Осадительное титрование титрант – раствор AgNO ₃	Комбинированный электрод Ag Titrode (Metrohm)
SO_4^{2-}	Осадительное титрование титрант – раствор BaCl ₂	Ва-ионселективный полимембранный (Эком-Ва) и электрод сравнения хлорсеребряный
HCO ₃	Кислотно-основное pH-титрование HCl	Комбинированный pH-электрод iEcotrode plus (Metrohm)
Ca ²⁺	Комплексонометрическое	Комбинированный Са – селективный
Mg^{2+}	титрование, ЭДТА	полимер-мембранный электрод (Metrohm)
\mathbf{K}^+	Гравиметрическое опреде	еление (осаждение тетрафенилборатом натрия)
Na ⁺	Определение разницы меж	ду суммой анионов и катионов в моль-эквивалент



Рис. 1. Схема современного Аральского моря и расположение станций пробоотбора.

объем образца для каждого анализа определялся опытным путем в зависимости от солености пробы. Соленость образцов варьировалась в пределах от 1.25 до 243 г/кг. В ходе измерения при необходимости пробы разбавляли деионизированной водой.

Концентрации ионов калия определяли гравиметрическим методом [7, 23, 28], который позволил получить заметно меньшую величину относительного стандартного отклонения по сравнению с титрованием, где большое количество используемых реактивов вносило большую погрешность. Для определения концентраций калия в образцах слабосоленых вод Малого Арала пробы разбавляли в 2 раза водой, а пробы р. Сырдарья не разбавляли. Натрий определяли по разнице между суммами анионов и катионов в моль-эквивалент, затем пересчитывали в г/кг [31]. Определение натрия потенциометрическим титрованием в образцах гипергалинных водоемов приводит к значительным погрешностям из-за высокого содержания его в пробах.

Для приготовления растворов реактивов и разбавления проб использовали деионизированную воду (электропроводность <0.2 мкСм), которую получали с помощью лабораторного деионизатора.

Измерения плотности проводились с помощью плотномера Anton Paar *DMA 5000 M*. Точность измерения плотности воды ±10⁻⁶ г/см³ [18]. Перед началом работ измерительную ячейку промывали спиртом 95% и деионизированной водой. Затем проводили калибровку согласно инструкции с использованием деионизированной воды [18]. Плотность измеряли при температурах 20, 21, 23, 25°С при атмосферном давлении. Для каждой пробы проводили измерения с трехкратной повторностью. За результат принимали среднее значение.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Отдельные остаточные водоемы Аральского моря сильно отличаются друг от друга по физическим и химическим свойствам вод (табл. 3).

СОВРЕМЕННАЯ ЭВОЛЮЦИЯ СОЛЕВОГО СОСТАВА

-	Глубина.		S,	ρ, г/см ³	A_T ,	Ан	ионы, і	г/кг		Катион	ы, г/кі	
Станция	М	рН	г/кг	$t = 20, 21, 23, 25^{\circ}C$	ммоль/кг	Cl	SO ₄ ²⁻	HCO_3^-	Na ⁺	K^+	Ca ²⁺	Mg ²⁺
				рек	а Сырдарья							
_	0	7.1	1.25	0.999372 0.999160 0.998704 0.998208	2.170	0.11	0.64	0.15	0.16	0.02	0.11	0.07
				Малое	Аральское м	лоре						L
K1	0	7.2	9.22	1.006426 1.006199 1.005717 1.005198	3.126	2.38	3.38	0.21	2.30	0.09	0.40	0.46
MI	0	7.0	10.69	1.006791 1.006564 1.006083 1.005564	2.496	2.84	3.90	0.17	2.65	0.12	0.50	0.50
1/1 1	12.4	7.0	10.48	1.006776 1.006548 1.006067 1.005548	2.544	2.85	3.76	0.17	2.84	0.10	0.49	0.26
				3a.	лив Тщебас							
TI	0	8.2	59.99	1.047556 1.047259 1.046638 1.045983	3.89	22.08	17.52	0.21	15.00	1.17	0.68	3.34
11	3.4	8.0	59.92	1.047499 1.047193 1.046574 1.045929	4.001	22.03	17.47	0.23	14.57	1.51	0.71	3.42
				Зали	в Чернышее	за						
	0	7.9	156.74	_	9.59	72.46	30.68	0.44	39.73	2.23	0.53	10.68
	3	7.9	156.97	_	11.888	73.45	29.38	0.45	40.11	2.34	0.60	10.63
	5	7.7	165.62	-	12.380	74.10	34.83	0.51	42.39	2.44	0.56	10.79
<i>C5</i>	7	7.3	234.49	-	13.12	84.62	69.95	0.88	62.43	3.82	0.35	12.44
	12	7.3	236.36	1.200238 1.199779 1.198831 1.197873	13.96	85.72	70.08	0.85	63.77	3.26	0.40	12.29

Таблица 3. Гидрохимические характеристики образцов воды реки Сырдарья и отдельных водоемов Аральского моря, отобранных в сентябре 2019 года

Примечание. S – соленость, рассчитана как сумма компонентов основного ионного состава; A_T – общая щелочность; ρ – плотность воды.

Из таблицы видно, что образцам с более высокой соленостью в целом соответствуют более высокие значения их плотности и щелочности.

Измерению плотности образцов из залива Чернышева, полученных с глубин от 0 до 5 м, помешал нерастворимый в воде осадок, который образовался вскоре после вскрытия пластиковой бутылки с водой. Для измерения концентраций ионов этот осадок растворяли добавлением концентрированной азотной кислоты и учитывали добавленное количество кислоты при расчете результата. В образцах с горизонтов 7 и 12 м такого осаждения не наблюдалось и поэтому растворение не проводили.

Из табл. 3 видно, что в образце речной воды из Сырдарьи преобладают сульфат-ионы, гидрокарбонаты и ионы кальция. Массовое соотношение SO_4/Cl в 2019 г. в образце речной воды составило 5.99, HCO₃/Cl – 1.36, Ca/Na – 0.73. Соотношения основных ионов в образце воды Сырдарьи существенно отличаются от вод образцов водоемов Аральского моря.

В Малом Арале соотношение SO_4/Cl в 2019 г. составило на станции M1 на поверхности 1.37, на дне – 1.33, а на станции K1 на поверхности – 1.42. Соотношение HCO_3/Cl составило 0.06 на поверхности и на дне, для станции K1 на поверхности – 0.09. Соотношение Ca/Na составило 0.23, 0.17 и 0.17 соответственно. Разница в концентрациях основных ионов в поверхностном и придонном уровнях незначительна. Это говорит об эффективном перемешивании вод этого водоема.

По историческим данным двадцатилетней давности, вода Малого Арала относилась к сульфатно-натриево-магниевому типу [1], этот же тип характеризует ее и сейчас. Также в работе [1] отмечается, что в составе воды Аральского моря по мере распреснения происходит снижение относительных концентраций хлоридов и щелочных металлов, а концентрации остальных элементов возрастают. Сульфаты начинают "доминировать" при солености от 7 до 15 г/кг [1]. Эти особенности наблюдаются и в наше время и подтверждаются результатами наших исследований на станциях *M1* и *M2* как в 2019, так и в 2016 и 2018 гг. (табл. 4).

В отличие от M1 станция K1 располагалась в приустьевой зоне на противоположной стороне озера (рис. 1). Проба воды полученная на станции K1 имеет промежуточные характеристики между составом речной воды и воды Малого моря Наблюдаемое в данной точке преобладание сульфат-ионов и гидрокарбонат-ионов характерно и для вод реки Сырдарья, которая является основным поставщиком воды в Малое Аральское море. Содержание остальных ионов близко к содержанию их в основной части Малого Арала. Значение солености на станции K1 на 13% ниже по сравнению с соленостью воды на станции M1, значение pH в этой зоне ближе к значению pH реки (табл. 3).

Для озера Тщебас в 2019 г. характерна небольшая глубина (менее 3 м), высокая степень перемешанности и преобладание ионов хлора, натрия и магния в солевом составе. Соленость озера в поверхностном и в придонном слоях была практически одинаковая и составляла около 60 г/кг. По относительному содержанию основных ионов Тщебас занимает промежуточное положение между солоноватым Малым морем и гипергалинным Большим Аральским. Хлоридов в воде оз. Тщебас в 1.3 раза больше, чем в Малом Арале, но в 1.3 раза меньше, чем в заливе Чернышева на поверхности и почти соответствует содержанию их в придонном слое. Относительное содержание сульфат-иона в озере в 1.3 раза меньше, чем в Малом Арале, но в 1.5 раз больше, чем в поверхностном слое залива Чернышева на поверхности и почти соответствует содержанию в придонном слое залива Чернышева. Содержание гидрокарбонатиона в 5 раз меньше, чем в Малом Арале и практически соответствует придонному слою залива Чернышева и в 1.3 раза меньше его поверхностного слоя. Относительное содержание ионов кальция здесь в 4 раза ниже, чем в Малом Аральском море, но в 3 и 6 раза больше, чем в заливе Чернышева на поверхности и у дна. Содержание магния в 1.1 раз больше, чем в Малом Арале и в 1.2 раза меньше, чем в заливе Чернышева на поверхности и в 1.1 раз больше, чем у дна. Относительное содержание ионов калия в озере Тщебас на поверхности в 1.7, а в придонном слое в 2.6 раз больше, чем в Малом Арале, в 1.4 раза больше чем в заливе Чернышева на поверхности и в придонном слое. Калий и магний являются самыми консервативными ионами в составе вод соляных озер, так как их соли в основном хорошо растворимы в водных растворах и массово выпадают в последнюю очередь. Калий осаждается в виде минералов сильвина KCl и карналлита KMgCl₃·6H₂O, которые образуются в современных соляных озерах из остаточной рапы в период высыхания или на стадии "сухого озера" в верхней части соляной залежи [4, 14, 19]. На определенной стадии, возможно, наблюдается выпадение карбонатов магния, но их количество очень мало [5]. Из этого следует, что богатые калием воды озера Тщебас не достигли еще состояния "рапы". Соотношение SO₄/Cl в 2019 г. составило на станции T10.79 на поверхности и на дне, $HCO_3/Cl - 0.01$ на поверхности и на дне, соотношение Ca/Na – 0.05 на поверхности и на дне.

Залив Чернышева уже много лет является меромиктическим водоемом [26]. Анализ образцов его вод выявил присутствие стратификации и в 2019 г. Плотностной скачок находился на глубине около 7 метров. Разница в солености между по-

СОВРЕМЕННАЯ ЭВОЛЮЦИЯ СОЛЕВОГО СОСТАВА

~	Глубина		S.	0. Γ/CM ³	A_{T} ,	Ани	оны, г/і	кг, %]	Катионы	, г/кг, <i>9</i>	6
Станция	М	pН	г/кг	$t = 21^{\circ}\mathrm{C}$	ммоль/кг	Cl	SO ₄ ²⁻	HCO_3^-	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺
					200.	2						
	0	01	17 74			5.94	6.08	0.22	3.73	0.21	0.56	1.01
Station 1	U	0.4	Нет дан		danner	33.5	34.3	1.2	21.0	1.2	3.2	5.7
Siulion 1	7	83	17.65	11em (линныл	5.92	6.07	0.22	3.71	0.20	0.54	0.99
	7	0.5	17.05			33.5	34.4	1.2	21.0	1.1	3.1	5.6
					201	5						
	0	8.0	0 01	1 006147	2 882	2.71	3.56	0.17	2.32	0.10	0.52	0.58
M2	0	8.0	9.94	1.000147	2.002	27.2	35.8	1.7	23.4	1.0	5.2	5.8
1112	4.6	79	10.05	1 006152	2 917	2.82	3.54	0.16	2.47	Hem	0.51	0.57
	4.0	1.7	10.05	1.000132	2.917	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	24.6	данных	5.0	5.6		
					201	8						
	0	8.0	10.71	1 006722	2 010	2.92	3.83	0.18	2.54	0.12	0.56	0.57
M1	0	8.0	10.71	1.000722	2.919	27.2	35.7	1.7	23.7	1.1	5.2	5.3
111 1	11.9	81	10.67	1.006392	2 912	2.88	3.84	0.17	2.53	0.14	0.53	0.58
	11.9	0.1	10.07	1.000372	2.912	27.0	35.9	1.6	<i>23</i> .7	1.3	5.0	5.5
					201	9						
	0	6.0	10.69	1 006564	2 405	2.84	3.90	0.17	2.17	0.12	0.50	0.50
M1	0	0.9	10.08	1.000304	2.495	27.8	38.2	1.7	21.3	1.2	4.9	5.0
11/1 1	12.4	7.0	10.48	1 006548	2 544	2.85	3.76	0.17	2.84	0.10	0.49	0.26
	12.7	12.4 7.0 10.48 1.006548		2.377	27.2	35.9	1.7	27.1	1.0	4.7	2.5	

Таблица 4. Концентрации основных ионов и другие гидрохимические параметры воды Малого Аральского моря в августе 2002 [25], октябре 2015 и 2018 и в сентябре 2019 гг.

Примечание. В первой строке, относящейся к образцу, значения указаны в г/кг, а во второй курсивом – в % к общей солености образца. Обозначения см. табл. 3.

верхностным и придонным слоями составила около 80 г/кг. В ионном составе обоих слоев преобладают галоген-ионы, но в поверхностном слое их в 1.3 раза больше, чем в придонном, а сульфатиона в 1.5 раза меньше. Соотношение SO_4/Cl в 2019 г. в точке C5 составило на поверхности 0.42, а на дне 0.82. Это свидетельствует о химической стратификации вод залива наряду с термохалиной, которая была установлена ранее [26]. Соотношение HCO_3/Cl одинаково на поверхности и у дна – 0.01, а соотношение Ca/Na составило 0.013 на поверхности и 0.006 у дна.

Анализ образцов воды, отобранных в сентябре 2019 г. показал существенные различия отдельных водоемов современного Аральского моря, как в основном солевом составе вод, так и в других параметрах.

Из графика представленного на рис. 2 видно, как изменяется отношение ионов к хлорности в воде Аральского моря по мере увеличения ее солености, то есть — по мере усыхания моря. Порядок выпадения солей, происходящий с разной дает из раствора гидрокарбонат кальция (круги и треугольники, желтая и зеленая линии). К моменту достижения рассолом солености более 156 г/кг, то есть соответствующей поверхностному слою залива Чернышева, гидрокарбонат-ионы и ионы кальшия в составе волы встречаются уже в виде следов. В это же время происходит выпадение из состава воды сульфат-ионов, вероятно, сначала до значений солености 156 г/кг в виде гипса, а затем эпсомита и мирабилита. Одновременно происходит снижение содержания ионов натрия. В бескислородном придонном слое залива Чернышева, при солености 236 г/кг наблюдается рост относительного содержания сульфатионов и катионов магния и натрия. Натрию свойственно повторное растворение из осажденных солей NaCl и Na₂SO₄ В работе [25] описаны наблюдения и проведены оценки поступления сульфатов в воду в результате выделения их из донных отложений. Таким образом, исходя из графика на

интенсивностью определяет метаморфизацию

состава вод. На графике видно, что первым выпа-



Рис. 2. Изменение соотношений основных ионов в зависимости от солености для отдельных образцов водоемов Аральского моря по данным для 2019 г.

рис. 2, можно предположить, что в процессе эволюции до достижения значений солености 156 г/кг из воды Аральского моря выпадает практически весь кальций и гидрокарбонаты, которые, вероятно, преобразуются в карбонаты кальция. В это же время наблюдается стабильное снижение содержания сульфатов и натрия. А в условиях более высокой солености и отсутствии кислорода происходит восстановление сульфатов. На рис. 2 видно, что относительное содержание магния в придонном слое несколько выше, чем в поверхностном. Повышенное содержание ионов калия в образцах Малого Арала связано с его поступлением с водами реки Сырдарья, где его количество превышает предельно допустимые концентрации [12] и куда он попадает с водами из дренажноколлекторных бассейнов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Далее мы представляем более подробное описание гидрохимических характеристик каждого отдельного водоема и их изменений за годы наблюдений основываясь, в том числе, и на исторических данных.

Малое Аральское море. До 1960 г. Аральское море в районе современного Малого Арала характеризовалось соленостью 10.0–10.5 г/кг [3]. На протяжении последующих десятилетий соленость Малого моря нарастала, и в начале 2000-х гг. она составляла около 34 г/кг [1]. Однако после постройки дамбы, удерживающей сток р. Сырда-

рья, соленость вернулась практически к прежним значениям 10-11 г/кг, но при существенно измененном ионно-солевом составе. Первоначально последний занимал промежуточное положение между морским хлоридно-натриевым и континентальным гидрокарбонатно-кальциевым типами вод [3]. В 1952 г. соотношение SO_4/Cl по массе составляло для Малого Арала (как и для всего моря) около 0.9 [3]. К 2019 г. по нашим данным оно увеличилось в 1.5 раза (табл. 4) и составило 1.33-1.37. Этот вывод кажется парадоксальным, поскольку в ходе химической метаморфизации, происходившей при росте солености, в первую очередь потребляется сульфат-ион, а не хлорид. Поэтому можно было бы ожидать уменьшения, а не увеличения сульфатно-хлоридного соотношения. Однако, как справедливо указано в работе [1], "соленость и химический состав воды по всей акватории Малого Аральского моря, прежде всего, зависят от объема поступающего речного стока". В период с 1993 по 2006 гг. сток р. Сырдарья колебался в пределах от 3.5 до 9 км³/год [1]. Воды р. Сырдарья характеризуются повышенным содержанием сульфатов, а также гидрокарбонатионов и ионов магния. Вероятно, именно по этой причине современное содержание этих ионов в воде Малого моря выше, чем было в 1990-е годы.

В табл. 4 приведены концентрации основных ионов в г/кг и в процентном отношении (по массе) к общей солености образца воды Малого Аральского моря. Как видно из этой таблицы, соленость и соотношения компонентов основного



Рис. 3. Изменение основного ионного состава в воде Малого Аральского моря за период 2002–2019 гг., выраженное в процентах к солености образца (по массе).

ионного состава практически одинаковы в поверхностном и придонном слоях, но существенно меняются от года к году. Изменения содержания основных ионов в воде Малого Аральского моря в поверхностном и придонном слоях в период 2002–2019 гг. по нашим данным и литературным данным [25] показаны на рис. 3. На рисунке хорошо заметна тенденция к повышению относительного содержания сульфат-иона, особенно в поверхностном слое озера. По сравнению с данными 2002 г. [25] соотношение $SO_4/C1$ повысилось в 1.3 раза, $HCO_3/C1 - в 1.6$ раз, Ca/C1 - в 1.8 раз, Na/C1 – в 1.2 раза, Ca/Mg - в 1.8 раз. Соотношения Mg/C1 и K/C1 практически не изменились.

Для того чтобы оценить влияние речного стока на ионный состав воды Малого моря, мы изучили литературные данные и провели следующие расчеты. Сток р. Сырдарья в среднем составляет 5.9 км³ в год [30], а содержание сульфат-ионов в речной воде в среднем за период 2015-2019 гг. по нашим данным составляло 0.7 г/кг. Отсюда следует, что поступление сульфат-ионов в море со стоком реки составляет около 4.1 млн. тонн в год. Содержание сульфатов в Малом Арале по нашим расчетам, основанным на объеме воды 27 км³ [21] составляло в 2018 г. 103.8 млн. тонн, а к 2019 году -105.8 млн тонн. Таким образом, прирост содержания сульфат-ионов за год составил 1.9 млн тонн. Этот прирост может полностью обеспечиваться поступлением ионов из реки (4.1 млн тонн). Избыток сульфат-ионов в размере 2.2 млн тонн, вероятно, уходит со сбросами воды через плотину в Большое Аральское море. Не исключен и вклад сульфатов в результате растворения их солей, например, гипса и ангидрита [19] из донных отложений [25].

На основании наших наблюдений и расчетов можно сделать вывод, что основной компонентный состав и другие гидрохимические характеристики моря меняются из года в год. При сохранении существующих гидрологических условий Малого Аральского моря изменение его ионного состава воды в сторону повышения концентраций ионов, преобладающих в реке, а особенно сульфатов, вероятно, будет продолжаться.

Озеро Тщебас. Озеро Тщебас (иногда в литературе встречается также название Тушибас) когдато представляло собой залив Аральского моря с глубиной до 30 м [3]. Залив отделился от основной части и образовал в 2004 г. отдельное озеро [5], которое располагается между Малым и Большим Аралом (см. рис. 1) и является третьим по величине непересыхающим озером на территории бывшего Аральского моря. В 2002 г. средняя глубина озера Тщебас составляла около 6 м [25]. По нашим данным в октябре 2015 г. максимальная глубина составила 4.2 м, в сентябре 2018 г. – около 5 м, а в 2019 г. – менее 4 м. Наполняется озеро за счет эпизодического поступления вод из Малого Арала при попусках через Кокаральскую плотину,

0	Глубина		S,	ρ, г/см ³	A_T ,	Ани	оны, г/к	аг, %		Катионы	і, г/кг, %)
Станция	М	рн	г/кг	$t = 21^{\circ}\mathrm{C}$	ммоль/кг	Cl	SO_4^{2-}	HCO ₃	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺
						2002						
	0	<u>ہ</u>	91 57			31.65	24.20	0.43	18.10	1.20	0.75	5.25
Station V	U	0.2	01.37	Hom		38.8	<i>29</i> .7	0.5	22.2	1.5	0.9	6.4
Sidiion V	6	83	83.96	nem c	инныл	32.70	24.94	0.43	18.80	1.18	0.74	5.18
	0	0.5	05.70			39.0	<i>29</i> .7	0.5	22.4	1.4	0.9	6.2
						2015						
T1	0	75	70.24	1 061179	7 615	32.15	21.01	0.37	19.25	Нет	0.81	5.75
11	0	7.5	79.34	1.001178	7.013	40.5	26.5	0.5	24.3	данных	1.0	7.2
						2018						
	0	7.0	47.14	1 037440	1 558	17.70	13.65	0.24	11.23	0.57	0.76	3.00
T_{5}	0	7.9	4/.14	1.037440	4.556	37.6	29.0	0.5	23.8	1.2	1.6	6.4
15	5	82	47 47	1 037285	4 544	17.65	13.90	0.22	11.32	0.66	0.75	2.97
	5	0.2	T/.T/	1.057205	++-5-++	37.2	<i>29.3</i>	0.5	23.8	1.4	1.6	6.3
						2019						
	0	8 2	50.00	1 0 47250	3 867	22.08	17.52	0.21	14.99	1.16	0.68	3.34
T1	0	0.2	59.99	1.04/239	3.00/	36.8	29.2	0.4	25.0	1.9	1.1	5.6
11	3.4	8	59.92	1 047103	4 001	22.03	17.47	0.23	14.57	1.51	0.71	3.42
	<i>э</i> .т	0	59.92	1.04/193	4.001	36.8	29.2	0.4	24.3	2.5	1.2	5.7

Таблица 5. Концентрации основных ионов и другие гидрохимические параметры воды озера Тщебас в августе 2002 [25], октябре 2015 и 2018 и в сентябре 2019 гг.

Примечание. Обозначения см. табл. 3.

а также атмосферных осадков и, вероятно, подземного стока. Интенсивность поступления воды из этих источников влияет на колебания уровня озера и ионный состав его вод.

В табл. 5 представлены результаты исследования образцов воды озера Тщебас, отобранных в ходе экспедиций в 2015—2019 гг., а также литературные данные [25] за 2002 г., когда озеро Тщебас было еще заливом Большого Аральского моря.

Анализируя полученные данные, следует, прежде всего, отметить межгодовую изменчивость солености его вод. В 2018 г. она была на 42% ниже, чем в 2002 г., а затем к 2019 г. повысилась на 27% вследствие понижения уровня озера почти на метр (табл. 5). Благодаря хорошей перемешанности вод озера значения солености в поверхностном и придонном слоях были почти идентичными друг другу во время всех экспедиций.

Несмотря на значительные колебания солености озера Тщебас, соотношения основных ионов в поверхностном и придонном слоях с течением времени менялись не очень сильно (рис. 4). По сравнению с данными [25] за 2002 г., к 2019 г. как в поверхностном, так и в придонных слоях соотношение анионов SO₄/Cl практически не изменилось, отношение HCO₃/Cl понизилось в 1.3 раза. Практическое отсутствие обеднения вод озера сульфат-ионами, а также кальцием и натрием может говорить о компенсации потерь этих ионов в результате осаждения гипса и мирабилита, за счет притока богатых сульфат-ионами вод речного происхождения при сбросах воды через Кокаральскую плотину.

Таким образом, гидрологический и гидрохимический режимы озера Тщебас существенно отличаются от режима других остаточных водоемов Аральского моря.

Залив Чернышева. Залив Чернышева Большого Аральского моря в период до 1960-х гг. был одной из самых глубоких его частей. Его максимальная глубина в 1950-х гг. составляла 40 м [3]. В августе 1992 г. максимальная глубина здесь составляла 26 м, а соленость вод залива повысилась с 10 до 32.5–33.8 г/кг [1]. В 2018 и 2019 гг. по нашим данным максимальная глубина залива была около 12.5 м. Сегодня этот водоем практически полно-



Рис. 4. Изменение основного ионного состава в воде озера Тщебас за период 2002-2019 гг., выраженное в процентах к солености образца (по массе).

стью отлелен от основной части запалного бассейна Аральского моря и соединяется с ней лишь узкой протокой, глубина которой неизвестна.

Приходную часть водного баланса залива составляют осадки (преимущественно в виде снега), воды, время от времени поступающие из Малого Арала, и подземные источники, о которых упоминалось в ранних исследованиях как о "незначительном выходе подземных вод" [3]. Считается, что именно благодаря стоку подземных вод соленость моря в заливе Чернышева в 1989 г. была меньшей, чем, в бывшем заливе Тщебас на 10.2% [1]. В настоящее время влияние подземного стока может быть более существенным из-за снижения объема залива и его замкнутости. Расходную часть водного баланса составляет, в основном, испарение и, возможно, инфильтрация в донный грунт [3].

Ионный состав вод залива Чернышева претерпел значительную метаморфизацию в результате падения уровня моря. По нашим данным, физико-химические свойства вод залива существенно отличаются от основной части западного бассейна и от всех остальных водоемов акватории. В табл. 6 представлены концентрации основных ионов и других параметров образцов воды залива за годы исследований (2002 по данным работы [25], 2016, 2018 и 2019 гг. по данным наших экспедиций).

В отличие от Малого Арала и озера Тщебас, в которых наблюдается хорошая перемешанность вод, залив Чернышева является меромиктическим водоемом, который характеризуется наличием аноксии придонного слоя с содержанием большого количества сероводорода. Присутствие сероводородного слоя в водах моря было обнаружено впервые в 2002 г. и наблюдалось до настоящего времени [6, 25, 26]. В разные годы залегание верхней границы этого слоя достигало 12-39 м при концентрациях сероводорода от 5 до 80 мг/л [5]. В августе 2002 г. галоклин в заливе располагался на глубине всего 4 м ниже поверхностного перемешанного слоя [25]. В 2014 г. эта глубина составляла 5 м [26]. По последним имеющимся данным, этот уровень опустился еще ниже до глубины 7 м (см. табл. 3). Под ним наблюдается резкое повышение солености, плотности, общей щелочности, понижение рН и изменение концентраций основных ионов.

Двухслойная структура залива Чернышева, с бескислородным придонным слоем представляет большой интерес для исследования. В результате изучения физических параметров водоема с помощью натурных измерений на заякоренных станциях и численных экспериментов в 2014 г. было обнаружено, что из-за практически полного подавления турбулентного теплообмена вследствие высокой плотностной стратификации, в придонном слое происходит сохранение тепла в

Точка	Глубина		S,	$ρ, Γ/см3$ A_T ,		Ани	оны, г/к	кг, %	I	Катионы	і, г/кг, 9	6
отбора	отбора, м	рН	г/кг	$t = 21^{\circ}\mathrm{C}$	ммоль/кг	Cl	SO_{4}^{2-}	HCO ₃	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺
					200	2						
	0	8.2	82.21			31.31	24.27	0.41	19.30	1.07	0.75	5.10
Station IX				ирт да	UULIY	38.1	29.5	0.5	23.5	1.1	0.9	6.2
Siulion IX	22	8.2	109.17	Hem Our	пыл	41.97	31.97	0.51	25.70	1.41	0.70	6.93
						38.4	29.3	0.5	23.5	1.3	0.6	6.3
					201	6						_
	0	7.9	81.94	1.068143	8.301	35.96	18.93	0.04	20.24		0.88	5.89
C_{5}						<i>43. 9</i>	23.1	0.1	24.7	Hem	1.1	7.2
05	12	7.2	242.74	1.213581	17.697	89.42	72.94	0.08	65.50	данных	0.77	14.03
						36.8	30.1	0.0	27.0		0.3	5.8
					201	8						
	0	8.1	71.61	1.059920	6.551	33.40	15.29	0.28	17.33	1.06	0.94	5.31
C_{5}						46.6	21.4	0.4	24.2	1.5	1.3	7.4
05	12	7.2	234.87	1.204784	16.310	86.84	68.61	0.75	62.93	2.25	0.54	12.96
						36.97	29.21	0.32	26.79	0.96	0.23	5.52
					201	9						
	0	7.9	156.74	Нет данных	9.594	72.46	30.68	0.44	39.73	2.23	0.53	10.68
C_{5}						46.2	19.6	0.3	25.3	1.4	0.3	6.8
CJ	12.4	7.3	236.36	1.199779	13.959	85.72	70.08	0.85	63.77	3.26	0.40	12.29
						36.3	<i>29</i> .7	0.4	27.0	1.4	0.2	5.2

Таблица 6. Концентрации основных ионов и другие гидрохимические параметры воды Залива Чернышева в августе 2002 [25], октябре 2015 и 2018 и в сентябре 2019 гг.

Примечание. Обозначения см. табл. 3.

теплый период года. Это тепло остается там в течение всего года. Так, например, при температуре воздуха зимой -20° С, а поверхностного слоя вод около 0°С температура придонного слоя остается $+16^{\circ}$ С [11]. Отметим, что температура является важным фактором формирования рассола, поскольку, она существенным образом влияет на растворимость минеральных фаз [24].

В результате усыхания моря в придонном слое залива Чернышева отмечается, вероятно, самая высокая для Аральского моря минерализация. В 2014 г. она составляла 134 г/кг, в 2015 г. – 244 г/кг, в 2016 году – 243 г/кг [13], в 2018 – 235 г/кг, в 2019 – 236 г/кг по нашим данным. Такая соленость придонных вод залива Чернышева близка к солености вод Мертвого моря, которая, в северной его части, в 2017 г. составила около 297 г/кг [2]. Поверхностный же слой залива Чернышева имеет существенно меньшую соленость, за период наших наблюдений она колебалась от 72 г/кг в 2018 г до 157 г/кг в 2019 г. (табл. 6). То есть в 2019 г. соленость поверхностного слоя неожиданно повысилась в два раза по сравнению с 2018 г. Соленость придонного слоя лишь в 1.5 раза больше поверхностного.

Содержание сульфат-ионов, а также ионов кальция и магния в поверхностном и придонном слоях стабильно уменьшается со временем (рис. 5), вероятно, в результате выпадения их в виде гипса. и, возможно, ангидрита, эпсомита, и других солей кальция и магния. Содержание сульфатов в воде за период с 2002 по 2019 гг. понизилось в основном в поверхностном слое. Так соотношение SO_4/Cl в поверхностном слое уменьшилось в 1.8 раз, а в придонном – лишь в 1.1 раз. По нашим наблюдениям содержание сульфатов в придонном слое остается относительно стабильным. В период с 2002 по 2019 гг. SO₄/Cl находилось в пределах 0.76-0.82. Эта стабильность, возможно, связана с вторичным восстановлением сульфат-иона из осадка, образованного солями кальция натрия и магния [19], а также из органических остатков. Ранее проведенные исследования показали, что поступление сульфатов из осадка в 2002 г. составляло в день около 1143 г/м² в заливе Чернышева, в заливе Тщебас – 228 г/м² и в Малом Арале –



Рис. 5. Изменение (% по массе) ионов основного состава в воде залива Чернышева в период 2002-2019 гг.

33.5 г/м² [25]. Известно, что при испарении поступающие воды обычно достигают перенасыщения и осаждения сначала в отношении щелочноземельных карбонатов, затем — гипса, магнезита и сульфатов магния и натрия [6, 24].

Соотношение HCO_3/Cl за этот период понизилось в 2 раза на поверхности и в 1.2 раза в придонном слое, Ca/Cl – понизилось в 3 раза на поверхности и в придонном слое, Na/Cl – не изменилось на поверхности и повысилось в 1.2 раза в придонном слое, Mg/Cl – практически не изменилось во всех слоях, а K/Cl – не изменилось в поверхностном, но увеличилось в 1.3 раза в придонном слое. Ионы калия, как известно, выпадают из рассола в последнюю очередь, когда он достигает состояния рапы [4, 19].

Полученные данные позволяют проследить механизмы формирования и метаморфизации вод соленого озера данного типа и процессы осадкообразования в нем.

Исследование плотности образцов воды Аральского моря. На основании результатов исследовании плотности образцов воды построили график, на котором отражается взаимозависимость физико-химических свойств воды Аральского моря и их изменение со временем (рис. 6). Экстраполяция полученных нами зависимостей плотности от солености для двух гипергалинных (озера Тщебас, залива Чернышева) и одного слабосоленого водоемов (Малого Аральского моря) выявила различия этих зависимостей для вод разного ионного состава (рис. 6). Видно, что при достижении озером Тщебас максимальной солености залива Чернышева (около 242 г/кг) отклонение между значениями плотности составило бы 0.03 г/см³ или 30 кг/м³, а в случае с Малым Аралом 0.07 г/см³ или 70 кг/м³.

Исследование плотности образцов при температуре 21°С, отобранных в период с 2015 по 2019 гг. и последующие расчеты показали, что в Малом Арале изменение солености на 1 г/кг влечет за собой изменение плотности на от 0.3 до 1 × $\times 10^{-3}$ г/см³, в озере Тщебас — от 0.7 до 0.8 × $\times 10^{-3}$ г/см³, а в заливе Чернышева Большого Арала — от 0.9 до 2 × 10^{-3} г/см³.

Плотность морской воды зависит от термического расширения (α), соленостного сжатия (β) и давления. Взаимосвязь этих характеристик выражается уравнением состояния морской воды. Знание термического расширения и соленостного сжатия необходимо для исследования явлений с изменением плотности волы (распространение звука, колебания уровня водоема, формирование вертикальной устойчивости вод и т.д.). Коэффициент β отражает влияние на плотность воды содержания растворенных веществ [15]. В табл. 7 приведены коэффициенты соленостного сжатия для вод отдельных водоемов Аральского моря с концентрациями солей от 10 до 243 г/кг, а для сравнения для воды Мирового океана, рассчитанные по формуле 1 из [10, 31]:

$$\beta = \frac{1}{\rho_1} \left(\frac{\delta \rho}{\delta S} \right) = \frac{1}{\rho_1} \left(\rho_2 - \rho_1 / S_2 - S_1 \right), \tag{1}$$



Рис. 6. Зависимости плотности от солености воды при температуре 21°С в Малом Арале, озере Тщебас и заливе Чернышева Большого Аральского моря в 2015–2019 гг.

Таблица 7. Коэффициенты соленостного сжатия β рассчитанные для образцов вод отдельных водоемов Аральского моря и стандартной морской воды IAPSO (СМВ)

S ₁	Аральское мор	ре 2015—2019 гг.
г/кг	глубина, м	$\beta imes 10^{-3}$, г/кг
	Малы	й Арал
10.21	0	0.31
10.48	12	0.39
	Озеро	Тщебас
47.14	0	0.74
59.90	0	0.69
47.47	3-4	0.77
	Залив Че	рнышева
73.61	0	0.88
82.38	0	0.90
234.87	12	0.83
	Океаниче	ская вода
30	_	0.75
25	_	0.75
20	_	0.75
15	_	0.75
10	_	0.75

где β — коэффициент соленостного сжатия г/кг, ρ_1 — плотность образца воды с меньшим значением, ρ_2 — плотность образца воды с большим значением, S_1 — соленость образца воды с меньшим значением, S_2 — соленость образца воды с большим значением. Значения ρ_1 , ρ_2 выражены в г/см³, значения S_1 , S_2 выражены в г/кг.

Плотность океанической воды с минерализацией 35, 30, 25, 20, 15, 10 и 5 г/кг была рассчитана при атмосферном давлении и температуре 21°С по уравнению UNESCO EOS-80*. Результаты расчетов коэффициентов представлены в табл. 7.

Из данных приведенных в табл. 7 видны существенные различия коэффициентов как между водоемами, так и со стандартной морской водой. Различия существуют и внутри отдельного бассейна. При этом отличный от океанской воды ионный состав вод Аральского моря приводит как к занижению значений коэффициентов β, так и к завышению их по сравнению со значениями β в СМВ. Эти исследования лишний раз доказывают, что применение существующего уравнения состояния для исследования плотности воды Аральского моря не возможно. Представить какое-либо общее уравнение для всех водоемов Бывшего Аральского моря или даже для одного озера также не возможно из-за разницы ионного состава, как между водоемами, так и внутри одного водоема.

Река Сырдарья. Гидролого-гидрохимический режим Сырдарьи менялся на протяжении десятилетий и меняется в настоящее время [29]. В настоящее время максимальные расходы воды в сред-

СОВРЕМЕННАЯ ЭВОЛЮЦИЯ СОЛЕВОГО СОСТАВА

Глубина		S,	ρ, г/см ³	A_T ,	Ани	ионы, г/к	г, %	Катионы, г/кг, %				
отбора, м	рН	г/кг	$t = 21^{\circ}\mathrm{C}$	ммоль/кг	Cl	SO_{4}^{2-}	HCO ₃	Na ⁺	K^+	Ca ²⁺	Mg ²⁺	
2015												
0	74	1 256	0.000427	2 220	0.14	0.64	0.13	0.11	0.01	0.13	0.09	
0	7.4	1.230	0.999427	2.229	10.8	51.0	10.6	9.1	0.8	10.7	7.2	
					20	18						
0	78	1 560	0.000548	2 506	0.14	0.82	0.16	0.18	0.01	0.15	0.10	
0	7.0	1.500	0.999340	2.390	9.0	52.8	10.1	11.7	0.8	9.5	6.3	
					20	19						
0	71	1 251	0 000160	2 172	0.11	0.64	0.15	0.16	0.02	0.11	0.07	
0	/.1	1.231	0.339100	2.172	8.5	51.2	11.6	12.4	1.6	9.1	5.6	

Таблица 8. Концентрации основных ионов реки Сырдарья в 2016, 2018 и 2019 гг.

Примечание. Обозначения см. табл. 3.

нем течении Сырдарьи стали формироваться в зимне-весенний, а не в вегетационный период, что было характерно для естественного режима реки [12]. Причиной тому послужил переход эксплуатации ряда водохранилищ на энергетический режим и повышение расхода воды из водохранилищ в зимний период.

В верховьях воды реки и ее притоков относятся к категории бикарбонатно-кальциевых. Ионный состав этих вод, в основном, определяется растворением карбонатов и выветриванием силикатов [29]. По данным работы [12] в р. Сырдарья ежегодно смывается 20 млн. тонн солей с коллекторно-дренажными возвратными водами с полей. В современных условиях общий объем коллекторно-дренажных вод в бассейне р. Сырдарья достиг 22.4 км³/год. Из них 14.1 км³/год сбрасывается обратно в реки, а 5.5 км³/год отводится в естественные понижения и пески, а остальное теряется на испарение и инфильтрацию.

Уже давно в водах реки наблюдается превышение предельно допустимых концентраций (ПДК) основных ионов [12]. Для питьевой воды открытых водоемов ПДК хлоридов составляет 350 мг/л, сульфатов – 500 мг/л, магния – 40 мг/л, натрия – 120 мг/л. Как отмечалось ранее, среднегодовые содержания концентраций сульфатов и магния постоянно превышают ПДК в 2–6 раз на всем протяжении реки Сырдарья, в отличие от хлоридов и ионов натрия [12]. Система ПДК для водоемов рыбохозяйственного использования предъявляет наиболее жесткие требования к качеству воды и в настоящее время находится значительно ближе к экологическим требованиям, чем гигиенические ПДК. Из наших данных (табл. 8) видно, что в 2019 году наблюдались превышения ПДК в воде реки для сульфатов на 140 мг/л, для магния на 30 мг/л, для натрия — на 35 мг/л. В 2016 и 2018 гг. также наблюдались превышения ПДК некоторых компонентов основного ионного состава и солености в целом (табл. 8). Из ранее проведенных исследований известно, что в районах впадения коллекторов качество воды Сырдарьи в ряде случаев переходило из разряда умеренно загрязненных в загрязненные [1, 12]. К загрязнителям реки относятся соли основных ионов, ядохимикаты, дефолианты, химические удобрения, токсические органические соединения и тяжелые металлы. Это повышает минерализацию воды в Сырдарье от 149.9-452.9 мг/л в верховьях реки на территории Кыргызстана [29] и до 3000 мг/л в низовьях Ферганской долины [12]. В течение года минерализация Сырдарьи изменяется. Местами она составляет от 500-950 мг/л в половодье и до 960-2000 мг/л в межень [12].

Значительный вклад в суммарный ионный состав речной воды вносит сток сульфатов, который составлял в 1960-х гг. 29% при средней минерализации воды 0.54 г/кг, а в конце 1980-х гг. 20 века он был уже около 50% [1]. С 1980-х гг. наблюдаются изменения ионного состава речной воды и переход от гидрокарбонатно-кальциевого типа к сульфатно-натриевому. За время наблюдений в период 1981–1985 гг. значение минерализации реки составляло в среднем 1.84 г/кг [5]. Результаты наших исследований гидрохимических характеристик реки Сырдарьи за 2016, 2018 и 2019 гг. представлены в табл. 8. За три года наших наблюдений концентрация сульфатов составляла 52% от общей солености образца при общей минерализации речной воды 1.25-1.57 г/кг.

Сток реки Сырдарьи является, на сегодняшний день, основным приходным компонентом водного баланса Малого Аральского моря. Поэтому от объема, минерализации и состава речной воды напрямую зависит состав воды Малого моря, его экологическое состояние и биоразнообразие.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате экспедиций 2015–2019 гг. получены новые данные гидрохимических характеристик вод отдельных водоемов Аральского моря: залива Чернышева, залива Тщебас и Малого Аральского моря, а также реки Сырдарья. Установлено, что в ходе эволюции вод Аральского моря в процессе его усыхания произошли существенные изменения концентраций основных ионов, солености, плотности и других параметров вод остаточных водоемов. Эти изменения наблюдаются как между водоемами, так и внутри одного водоема по глубине (залив Чернышева).

Определена соленость образцов воды отдельных водоемов Аральского моря в виде суммы катионов и анионов. Измерение солености стандартным гидрофизическим оборудованием по электропроводности приводит к значительным ошибкам из-за отличного от океанического соотношения ионов.

Метаморфизация ионного состава вод отдельных водоемов продолжается до настоящего времени и влечет за собой изменения физических свойств воды, таких как плотность, соленость, а также влияет на нормы испарения и температуру замерзания воды.

Обнаружено, что, несмотря на восстановление солености вод Малого Аральского моря до 10— 11 г/кг, которая была характерна для периода до начала высыхания моря, ионный состав этого водоема не стал прежним. Содержание сульфатов и гидрокарбонатов возросло. Оценка влияния стока реки Сырдарьи на формирование состава вод Малого Аральского моря позволяет предположить, что повышение сульфатов в воде моря от года к году связано с их поступлением с речным стоком. Ожидается, что при существующих гидрологических условиях повышение сульфатов и некоторых других ионов будет продолжаться, и, вероятно, приведет к дальнейшему изменению ионного состава этого водоема.

В озере Тщебас несмотря на заметные колебания его уровня и солености соотношение основных ионов в воде остается близким к постоянному. Так, в 2019 г. в результате снижения уровня этого озера почти на 1 м по сравнению с 2018 г. соленость повысилась на 21%, но соотношение основных ионов практически не изменилось. И наоборот, изменения солености и стратификации в заливе Чернышева сопровождались выраженным изменением соотношения основных ионов.

Анализ вод реки Сырдарья выявил превышение предельно допустимых значений солености (1 г/кг) в 2015 г. – на 0.38 г/кг, в 2018 г. – на 0.57 г/кг, и в 2019 г. – на 0.25 г/кг, а также превышение ПДК сульфатов и некоторых других ионов.

Источники финансирования. Исследования были выполнены в рамках темы Госзадания № 0149-2019-0003 (анализ данных), при частичной поддержке Минобрнауки РФ (Соглашение № 14.W03.31.0006 (отбор проб) и гранта РФФИ и DFG в рамках научного проекта № 20-55-12007 (лабораторные измерения). Авторы благодарят всех участников аральских экспедиций за отбор и доставку проб воды.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Амиргалиев Н.А. Арало-Сырдарьинский бассейн: (гидрохимия, проблемы водной токсикологии). Алматы: ТОО Издательский Дом Бастау, 2007. 224 с.
- 2. Андрулионис Н.Ю., Завьялов П.О. Лабораторные исследования основного компонентного состава гипергалинных озер // Морской гидрофизический журнал. 2019. Т. 35. № 1. С. 16–36.
- 3. *Блинов Л.К.* Гидрохимия Аральского моря. Л.: Гидрометеоиздат, 1956. 233 с.
- 4. Валяшко М.Г. Закономерности формирования месторождений калийных солей. М.: Изд. Моск. университета, 1962. 398 с.
- 5. Завьялов П.О., Арашкевич Е.Г., Бастида И. и др. Большое Аральское море в начале XXI века: физика, биология, химия. М.: Наука, 2012. 229 с.
- Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР // Проект "Моря СССР". Т. 7: Аральское море. Под ред. В. Н. Бортника, С. П. Чистяевой. Л.: Гидрометеоиздат, 1990. 196 с.
- ГОСТ 23268.7–78. Воды минеральные питьевые лечебные, лечебно-столовые и природные столовые. Методы определения ионов калия. Введ. 1980-01-01. М.: ИПК Изд. станд., 2003. 4 с.
- ГОСТ 17.1.5.04–81. Охрана природы (ССОП). Гидросфера. Приборы и устройства для отбора, первичной обработки и хранения проб природных вод. Общие технические условия. Введ. 1984-01-01. Актуал. 2019-01-01. М.: ИПК Изд. станд., 2003. 7 с.
- ГОСТ 17.1.5.05–85 Охрана природы (ССОП). Гидросфера. Общие требования к отбору проб поверхностных и морских вод, льда и атмосферных осадков. Введ. 1986-07-01. М.: ИПК Изд. станд., 2003. 12 с.
- Доронин Ю.П. Физика океана. СПб.: РГГУ, 2000. 339 с.
- 11. Ижицкий А.С., Кириллин Г.Б., Завьялов П.О. Аральское море как природный "солнечный пруд": экстремальные условия температуры и перемеши-

вания // Сборник трудов Международного симпозиума "Мезомасштабные и субмезомасштабные процессы в гидросфере и атмосфере". М.: ИО РАН, 2018. С. 162–164.

- 12. Качество воды в бассейнах рек Амударья и Сырдарья. Аналитический отчет. Ташкент, 2011, http:// www.cawater-info.net/aral/figures.htm
- 13. *Маккавеев П.Н., Стунжас П.А.* Об измерениях солености гипергалинных рассолов на примере современного Аральского моря // Океанология. 2017. Т. 57. № 6. С. 990-996.
- 14. Минералы Узбекистана. Гл. ред. С.Т. Бадалов. Том II. Ташкент: Изд-во "Фан" УзССР, 1975. – 335 с.
- 15. Михайлов В.Н., Добровольский А.Д., Добролюбов С.А. Гидрология. М.: Высшая школа, 2007. 463 с.
- Руководство по химическому анализу морских вод. СПб.: Гидрометеоиздат, 1993. 265 с.
- Общая щелочность морской воды. Методика измерений титриметрическим методом. М.: ФГУ ГОИН, 2010. 20 с.
- Руководство по эксплуатации DMA 4100 M, DMA 4500 M, DMA 5000 M. // Версия программного обеспечения: V1.70. Номер документа: C76IB01F.fm. Дата: 15 января 2010 г. Опубликовано Anton Paar. Грац: Anton Paar GmbH, Австрия Copyright, 2010. 135.
- 19. Сонненфелд П. Рассолы и эвапориты.М.: Мир, 1988. 475 с.
- Стародубцев В. М., Богданец В. А. О формировании почвенного покрова на осушенном дне Аральского моря // Проблемы освоения пустынь. 2007. № 3. С. 34–40.
- Aladin N., Chida T., Cretaux J.-F. et al. Current status of lake Aral – challenges and future opportunities // PROCEEDINGS of the 16th World Lake Conference "Lake Ecosystem Health and Its Resilience: Diversity and Risks of Extinction". Bali, Indonesia, 2017. P. 448–457.
- 22. Andrulionis N., Zavialov I., Kovaleva E. et al. Site-Specific equation of state for coastal sea areas and inland water bodies // Materials of XXVI international coastal conference "Managing risks to coastal regions and communities in a changing world" St. Petersburg, 2016.
- Culkin F., Cox R.A. Sodium, potassium, magnesium, calcium and strontium in seawater// Deep-Sea Research. 1966. V. 13. P. 789–804.

- Jones B.F., Deocampo D.M. Geochemistry of saline lakes // Treatise on Geochemistry. 2003. V. 5 P. 393– 424.
- 25. *Friedrich J. Oberhansli H.* Hydrochemical properties of the Aral Sea water in summer 2002 // Journal of Marine Systems. 2004. V. 47. P. 77–88.
- 26. *Izhitskiy A.S., Zavialov P.O., Sapozhnikov P.V. et al.* Present state of the Aral Sea: diverging physical and biological characteristics of the residual basins // Scientific Reports. 2016. V. 6: 23906.
- The Aral Sea Environment / Kostianoy A., Kosarev N. (Eds.). Berlin, Heidelberg, New York: Springer-Verlag, 2010. 332 p.
- Kremling K. Determination of the major constituents // In: Grasshoff K. (Eds.) Methods of Seawater Analysis. Weinheim: WILEY-VCH, 2007. P. 229–251.
- 29. *Ma L., Abuduwaili J., Li Y. et al.* Hydrochemical Characteristics and Water Quality Assessment for the Upper Reaches of Syr Darya River in Aral Sea Basin, Central Asia // Water. 2019. V.11. P. 1893.
- Micklin P. Efforts to Revive the Aral Sea // The Aral Sea. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2014. P. 361– 380.
- Millero F.J. Chemical Oceanography. 4th Edition. CRC Press, 2013. 591 p.
- Millero F.J., Feistel R., Wright D. et al. The composition of Standard Seawater and the definition of the Reference-Composition Salinity Scale // Deep Sea Res. Part I: Oceanographic Research Papers. 2008. V. 55. № 1. P. 50–72.
- Indoitu R., Kozhoridze G., Batyrbaeva M. et al. Dust emission and environmental changes in the dried bottom of the Aral Sea // Aeolian Research. 2015. V. 17. P. 101–115.
- White K. Nature and Economy in the Aral Sea Basin // The Aral Sea. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2014. P. 301–335.
- Zavialov P.O., Ni A.A., Kudyshkin T.V. et al. Ongoing changes of ionic composition and dissolved gases in the Aral Sea // Aquatic geochemistry. 2009. V. 15. P. 263– 275.
- 36. *Zavialov P.O.* Physical Oceanography of the Dying Aral Sea. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 2005. 146 p.

Modern Evolution of the Salt Composition of the Residual Basins of the Aral Sea

N. Yu. Andrulionis^{a, #}, P. O. Zavyalov^{a, ##}, A. S. Izhitskiy^{a, ###}

^aShirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia [#]e-mail: natalya@ocean.ru ^{##}e-mail: peter@ocean.ru ^{###}e-mail: izh@ocean.ru

New hydrochemical data from the residual water bodies of the Aral Sea situated in Kazakhstan (Small Aral, Chernyshev Bay, and the newly separate former Tshchebas bay) were collected in field surveys of 2015, 2016,

АНДРУЛИОНИС и др.

2018 and 2019. Comparison of the recently obtained data with historical records points to the continuing evolution of the salt composition of the Aral Sea waters. These processes follow different paths in different residual lakes and significantly affect the physical properties of their waters, such as density, salinity, freezing point, and evaporation rates. We report an increase in the concentration of sulfates in the Small Aral and evaluate the influence of the Syrdarya river runoff on the ionic salt composition of the lake's waters. In the meromictic Chernyshev Bay, a strong weakening of water stratification by more than two times was observed in 2018–2019, which was accompanied by a change in the ratios between the contents of the principal ions. For Lake Tshchebas, on the contrary, the ionic composition remained practically constant, despite significant interannual fluctuations in the level and salinity of its water.

Keywords: ionic composition, hyperhaline reservoir, Aral Sea, salt lakes, Chernyshev Bay, Tshchebas Lake, Small Aral Sea, Syrdarya River

УДК 550.41

ВЛИЯНИЕ КАРБОНАТНОЙ ЩЕЛОЧНОСТИ НА РАСТВОРИМОСТЬ СОВРЕМЕННЫХ МОРСКИХ ФОСФОРИТОВ

© 2022 г. А. В. Савенко^{1, *}, В. С. Савенко²

¹ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва, Россия ² Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия *e-mail: Alla_Savenko@rambler.ru Поступила в редакцию 04.03.2021 г. После доработки 05.07.2021 г. Принята к публикации 17.08,2021 г.

Экспериментально изучено взаимодействие современных (голоценовых) фосфоритовых конкреций с растворами, имитирующими поровые воды осадков высокопродуктивных районов океана с повышенной карбонатной щелочностью. Подтвержден ранее установленный факт увеличения концентрации растворенного фосфора с возрастанием карбонатной щелочности при постоянном значении pH. При карбонатной щелочности, соответствующей таковой в морской воде, происходит удаление фтора из раствора предположительно вследствие доминирования реакции карбонатизации апатита по схеме $Ca_{10}(PO_4)_6F_2 + xHCO_3^- + xF^- = Ca_{10}(PO_4)_{6-x}(CO_3)_xF_{2+x} + xPO_4^{3-} + xH^+$. Рост карбонатной щелочности приводит к снижению удаления фтора, что, вероятно, связано с усилени-

ем карбонатизации апатита по другой схеме: $Ca_{10}(PO_4)_6F_2 + HCO_3^- = Ca_{10}(PO_4)_6CO_2 + 2F^- + H^+$.

Ключевые слова: морские фосфориты, карбонатизация апатита, фосфор, фтор, поровые растворы, донные отложения

DOI: 10.31857/S0030157422010130

Во всех существующих гипотезах генезиса морских фосфоритов наименее изучены физикохимические механизмы выделения апатитовых фаз и перераспределения рассеянного апатитового фосфора в донных отложениях, приводящие, в конечном счете, к формированию фосфоритовых рудных тел [1, 2]. Благодаря экспериментальным исследованиям [3–5, 16, 19–22], условия образования разных видов апатитов (гидроксил-, фтори фторкарбонат-апатита) в океане установлены достаточно надежно, однако сведения о механизмах перераспределения апатитового фосфора в донных отложениях весьма ограничены.

Ранее было экспериментально установлено, что в морской воде и растворах, имитирующих поровые воды осадков высокопродуктивных районов океана, для всех апатитовых фаз характерно увеличение равновесной концентрации растворенного фосфора с ростом карбонатной щелочности [4, 14, 15]. Увеличение карбонатной щелочности поровых растворов вниз от границы раздела вода—дно должно вызывать появление сонаправленного градиента концентрации растворенного фосфора и возникновение его восходящих потоков, которые обеспечивают переотложение апатита в верхних слоях донных отложений. Первоначально положительная корреляция концентрации фосфора и карбонатной щелочности объяснялась образованием прочных карбонатнофосфатно-кальциевых комплексов [16, 18]. Впоследствии эта гипотеза не получила экспериментального подтверждения [14] и был предложен альтернативный механизм влияния карбонатной щелочности на равновесную с апатитами концентрацию фосфора, связанный с карбонатизацией апатитовых фаз и высвобождением части структурного фосфатного фосфора в результате изо-

морфного замещения $CO_3^{2-} \rightarrow PO_4^{3-}$ [13–15, 19].

Поскольку растворимость апатитов сильно зависит от содержания фтора, для понимания механизма диагенетической мобилизации фосфора большое значение имеет поведение фтора в процессе карбонатизации апатитовых фаз, происходящей при повышенных значениях карбонатной щелочности. В связи с этим нами выполнено экспериментальное изучение поведения фтора и фосфора при взаимодействии современных морских фосфоритов с карбонатсодержащими растворами — аналогами поровых вод осадков высокопродуктивных районов океана.

Образец	P ₂ O ₅	CaO	MgO	CO ₂	F
Рыхлая конкреция	23.85	35.92	1.70	5.52	2.25
Плотная конкреция	29.97	48.70	1.51	6.36	3.19

Таблица 1. Химический состав фосфоритовых конкреций, использованных в экспериментах (вес. %) [1, 12]

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В экспериментах были использованы 2 образца морских голоценовых фосфоритов (рыхлая и плотная конкреции) с шельфа Юго-Западной Африки, любезно предоставленные Г.Н. Батуриным. Химический состав конкреций приведен в табл. 1.

При приготовлении растворов, имитирующих поровые воды осадков высокопродуктивных районов океана, учитывалось, что основным фактором метаморфизации их солевого состава является процесс сульфат-редукции, в ходе которого осуществляется окисление органического вещества сульфатами, а основное количество образующегося сероводорода связывается в сульфидах железа:

$$9C_{opr} + 4SO_4^{2-} + 4FeOOH + 3H_2O =$$

= 9HCO_3^- + 4FeS + H⁺. (1)

В соответствии с реакцией (1), модельные поровые растворы готовили путем смешения искусственной морской воды удвоенной солености (70%), не содержащей сульфаты и бикарбонаты, с разными объемами 0.0579 М Na_2SO_4 и 0.130 М NaHCO₃, которые в сумме были равны объему 70‰ морской воды. Для приготовления 70‰ морской воды без сульфатов и карбонатов на 1 л вносили 49.02 г NaCl, 1.56 г KCl, 2.36 г CaCl₂, 22.23 г MgCl₂·6H₂O и 2.74 мл 0.05 М NaF. Концен-

трация ионов HCO_3^- в модельных поровых растворах изменялась в диапазоне от 2.25 до ~34 мМ. Поскольку величина pH зависит от концентрации бикарбонат-ионов, в закрытые емкости, в которых проводили эксперименты, добавляли небольшие аликвоты 1 М HCl: 0.075 мл на 1 мМ NaHCO₃. В результате этого происходило образование CO₂, приводящее к стабилизации pH благодаря действию углекислотно-бикарбонатного буфера: CO₂ + H₂O = H⁺ + HCO₃⁻. Величины pH, карбонатной щелочности (Alk \approx HCO₃⁻), а также концентрации кальция, фосфатного фосфора и фтора в исходных растворах, имитирующих поровые воды, приведены в табл. 2.

В пластиковые емкости объемом 330 мл вносили по 4 г растертых до пудры образцов фосфоритов, добавляли по 200 мл одного из модельных поровых растворов и небольшие аликвоты (0.03—

Модельный поровый	p	Н	Alk ≈ HCO ₃ ⁻ , MM		[Са], мМ			[Р-РО ₄], мкМ			[F], мг/л			
раствор	исход.	конеч.	исход.	конеч.	ΔAlk	исход.	конеч.	Δ[Ca]	исход.	конеч.	$\Delta[P]$	исход.	конеч.	$\Delta[F]$
					Π	ютная	конкре	ция						
0-PS	7.44	7.44	2.25	2.70	0.45	8.63	8.40	-0.23	0.10	6.98	6.88	1.31	0.72	-0.59
1-PS	7.44	7.45	6.92	6.45	-0.47	8.40	8.13	-0.27	0.10	9.55	9.45	1.30	0.81	-0.49
2-PS	7.45	7.43	13.60	12.35	-1.25	8.15	7.80	-0.35	0.10	10.9	10.8	1.30	0.91	-0.39
3-PS	7.48	7.46	20.53	18.30	-2.23	7.98	7.55	-0.43	0.10	11.8	11.7	1.31	1.01	-0.30
4-PS	7.49	7.45	27.12	24.33	-2.79	7.88	7.39	-0.49	0.10	12.8	12.7	1.29	1.09	-0.20
5-PS	7.50	7.46	33.85	30.85	-3.00	7.83	7.28	-0.55	0.10	13.7	13.6	1.29	1.17	-0.12
	1				P	ыхлая к	онкрег	ция				1		
0-PS	7.44	7.44	2.25	2.83	0.58	8.63	9.03	0.40	0.10	11.4	11.3	1.31	0.58	-0.73
1-PS	7.44	7.44	6.92	6.55	-0.37	8.40	8.70	0.30	0.10	12.6	12.5	1.30	0.65	-0.65
2-PS	7.45	7.42	13.60	12.53	-1.07	8.15	8.35	0.20	0.10	13.6	13.5	1.30	0.76	-0.54
3-PS	7.48	7.45	20.53	18.53	-2.00	7.98	8.00	0.02	0.10	14.4	14.3	1.31	0.86	-0.45
4-PS	7.49	7.46	27.12	24.92	-2.20	7.88	7.85	-0.03	0.10	15.3	15.2	1.29	0.95	-0.34
5-PS	7.50	7.48	33.85	31.55	-2.30	7.83	7.75	-0.08	0.10	15.8	15.7	1.29	1.04	-0.25

Таблица 2. Изменение величин pH, карбонатной щелочности, концентрации кальция, фосфатного фосфора и фтора в растворах, имитирующих поровые воды осадков высокопродуктивных районов океана, при взаимодействии с фосфоритовыми конкрециями



Рис. 1. Зависимость концентрации растворенного фосфора от величины карбонатной щелочности после взаимодействия с фосфоритовыми конкрециями. *I* – плотная конкреция, *2* – рыхлая конкреция.

0.5 мл) 1 М HCl, сразу после чего емкости герметично закрывали. Одновременно были поставлены холостые опыты с теми же растворами, но без фосфоритов.

В течение 3 недель плотно закрытые пробы ежедневно по 8–10 часов перемешивали на шейкере и еще 6 суток выдерживали без перемешивания, затем в отсутствие контакта с воздухом в них измеряли величину pH и отфильтровывали растворы через мембранный фильтр с размером пор 0.22 мкм. В фильтрате определяли содержание фторидов методом прямой потенциометрии, фосфатов колориметрическим методом с молибдатом аммония и аскорбиновой кислотой, а также кальция и карбонатной щелочности методом объемного титрования [11, 17]. Погрешность измерений составила ± 0.005 ед. pH и $\pm 3\%$ для остальных компонентов.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Результаты экспериментов (табл. 2) показали, что после взаимодействия с обоими образцами современных океанских фосфоритов концентрация растворенного фосфора увеличивается с возрастанием карбонатной щелочности (рис. 1). В опытах с плотной конкрецией концентрация фосфора в поровых растворах увеличивается от 6.98 мкМ при щелочности 2.70 мМ до 13.7 мкМ при щелочности 30.85 мМ. Рыхлая конкреция характеризуется более высокой растворимостью, но меньшим по абсолютной величине ростом концентрации растворенного фосфора: при щелочности 2.83 мМ концентрация фосфора составляет



Рис. 2. Зависимость между изменением концентрации растворенного кальция и величины карбонатной щелочности при взаимодействии с фосфоритовыми конкрециями.

1 – плотная конкреция, 2 – рыхлая конкреция.

11.4 мкМ, увеличиваясь до 15.8 мкМ при щелочности 31.55 мМ. Таким образом, результаты наших экспериментов подтверждают установленный в [4, 14, 15] факт увеличения концентрации фосфора с возрастанием карбонатной щелочности в поровых растворах, контактирующих с апатитовыми фазами.

Конечная концентрация растворенного кальция с ростом карбонатной щелочности снижается (табл. 2), но эта зависимость не связана с осаждением карбоната кальция, поскольку изменение концентрации кальция и щелочности не соответствует стехиометрии реакции $Ca^{2+} + HCO_3^- =$ $= CaCO_3 + H_2O$ (рис. 2). Поскольку природные фосфориты, использованные в экспериментах, содержат примесь терригенного и биогенного осадочного материала, причины обратной зависимости между концентрацией кальция и карбонатной щелочностью однозначно установить трудно. Однако ясно, что указанная связь не обусловлена образованием карбоната кальция, с которым могли бы частично соосаждаться фосфаты и фториды.

Фтор при взаимодействии с фосфоритовыми конкрециями удаляется из морской воды и модельных поровых растворов с той же исходной концентрацией фторидов (табл. 2), при этом степень его удаления снижается с возрастанием карбонатной щелочности (рис. 3).

Согласно существующим представлениям [6–10], карбонатизация апатитов может идти несколькими путями, например, с замещением структурного фосфата PO₄^{3–} комплексом CO₃F^{3–}



Рис. 3. Зависимость концентрации растворенного фтора от величины карбонатной щелочности после взаимодействия с фосфоритовыми конкрециями. *1* – плотная конкреция, *2* – рыхлая конкреция. Пунктиром отмечена концентрация фтора в нормальной морской воде (1.3 мг/л).

$$Ca_{10}(PO_4)_6F_2 + xHCO_3^- + xF^- =$$

= Ca_{10}(PO_4)_{6-x}(CO_3)_xF_{2+x} + xPO_4^{3-} + xH^+ (2)

и с замещением структурного фтора F_2^- карбонатионом CO_3^{2-}

$$Ca_{10}(PO_4)_6F_2 + HCO_3^- =$$

= $Ca_{10}(PO_4)_6CO_2 + 2F^- + H^+.$ (3)

В первом случае карбонатизация апатита сопровождается поглощением фтора; во втором, наоборот, фтор должен переходить из апатита в раствор.

По-видимому, в области относительно небольших значений карбонатной щелочности преобладает реакция (2), приводя к снижению концентрации фтора в растворе, тогда как при высоких значениях карбонатной щелочности в большей степени развивается реакция (3), что сопровождается увеличением концентрации растворенного фтора. Таким образом, полученные экспериментальные данные могут быть объяснены одновременным протеканием двух разнонаправленных по отношению к фтору реакций карбонатизации апатита (2) и (3).

выводы

 При взаимодействии современных (голоценовых) морских фосфоритов с растворами, имитирующими поровые воды осадков высокопродуктивных районов океана, концентрация растворенного фосфора при постоянном значении pH возрастает пропорционально величине карбонатной щелочности.

2. Взаимодействие фосфоритов с фторсодержащими поровыми растворами приводит к удалению растворенного фтора, которое уменьшается с ростом карбонатной шелочности. Предполагается, что карбонатизация апатита протекает одновременно по двум схемам: $Ca_{10}(PO_4)_6F_2$ + $+ xHCO_{3}^{-} + xF^{-} = Ca_{10}(PO_{4})_{6-x}(CO_{3})_{x}F_{2+x}$ $+ xPO_4^{3-} + xH^+$ и $Ca_{10}(PO_4)_6F_2 + HCO_3^-$ = $= Ca_{10}(PO_4)_6CO_2 + 2F^- + H^+$. Результатом первой реакции служит переход фтора из растворенного состояния в состав твердой фазы апатита, второй наоборот, поступление структурного фтора твердой фазы в раствор. Интенсивность второй реакции при возрастании карбонатной щелочности, вероятно, усиливается, и при достижении значений >35 мМ происходит компенсация удаления

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

фтора из раствора по первой схеме.

- 1. *Батурин Г.Н.* Фосфориты на дне океанов. М.: Наука, 1978. 231 с.
- 2. *Батурин Г.Н.* Фосфатонакопление в океане. М.: Наука, 2004. 464 с.
- 3. Батурин Г.Н., Савенко А.В. Проблема фосфатизации известняков в свете экспериментальных исследований // Океанология. 2002. Т. 42. № 2. С. 210–217.
- 4. Батурин Г.Н., Савенко В.С. Новые данные о растворимости природных фосфатов в морской воде // Докл. АН СССР. 1980. Т. 255. № 3. С. 726–728.
- Батурин Г.Н., Савенко В.С. О растворимости фосфатов кальция в морской воде // Геохимия. 1985. № 4. С. 548–553.
- 6. *Белов Н.В.* Об изоморфных замещениях в группе апатита // Докл. АН СССР. 1939. Т. 22. № 2. С. 90–93.
- 7. *Блисковский В.З.* О курските и франколите // Литология и полезн. ископаемые. 1976. № 3. С. 75–84.
- Борнеман-Старынкевич И., Белов Н.В. Об изоморфных замещениях в карбонат-апатите // Докл. АН СССР. 1940. Т. 26. № 8. С. 811–813.
- 9. Борнеман-Старынкевич И., Белов Н.В. О карбонатапатитах // Докл. АН СССР. 1953. Т. 90. № 1. С. 89-92.
- Кнубовец Р.Г. Некоторые кристаллохимические особенности реальной структуры фосфатов кальция // Исследование фосфатов кальция физическими методами. Новосибирск: Наука, 1979. С. 22–29.
- 11. *Лурье Ю.Ю*. Унифицированные методы анализа вод. М.: Химия, 1971. 375 с.
- 12. Немлихер Ю.Г., Батурин Г.Н., Калласте Т.Э., Мурдмаа И.О. Преобразование гидроксил-апатита костного фосфата со дна океана в ходе фоссилиза-

ции // Литология и полезн. ископаемые. 2004. № 5. С. 539-551.

- Савенко А.В. Физико-химический механизм образования современных диагенетических фосфоритов в океане // Докл. Акад. наук. 2008. Т. 418. № 4. С. 526–529.
- 14. Савенко А.В. О физико-химическом механизме диагенетического формирования современных океанских фосфоритов // Геохимия. 2010. № 2. С. 208–215.
- Савенко А.В. Физико-химический механизм перераспределения фосфора в осадках высокопродуктивных районов океана (по данным экспериментального моделирования) // Геохимия. 2014. № 5. С. 476–480.
- Савенко В.С. О физико-химическом механизме образования морских фосфоритов // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249. № 4. С. 972–976.

- 17. Савенко В.С. Введение в ионометрию природных вод. Л.: Гидрометеоиздат, 1986. 77 с.
- Савенко В.С. Физико-химические аспекты формирования современных океанских фосфоритов // Геохимия. 1992. № 3. С. 377–388.
- Савенко В.С., Савенко А.В. Физико-химический анализ процессов современного океанского фосфоритообразования. М.: ГЕОС, 2005. 142 с.
- Atlas E.L., Pytcowicz R.M. Solubility behaviour of apatites in seawater // Limnol. and Oceanogr. 1977. V. 22. № 2. P. 290–300.
- 21. Jahnke R.A., Emerson S.R., Roe K.K., Burnett W.C. The present day formation of apatite in Mexican continental margin sediments // Geochim. Cosmochim. Acta. 1983. V. 47. № 2. P. 259–266.
- Roberson C.E. Solubility implications of apatite in seawater // US Geol. Surv. Prof. Paper. 1966. V. 550-D. P. 178–185.

Effect of Carbonate Alkalinity on the Solubility of Modern Marine Phosphorites

A. V. Savenko^{*a*, #}, V. S. Savenko^{*b*}

^a Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, Moscow, Russia
^b Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia
[#]e-mail: Alla_Savenko@rambler.ru

The interaction of modern (Holocene) phosphorite nodules with solutions imitating the pore waters of sediments of highly productive ocean regions with increased carbonate alkalinity was experimentally studied. The previously established fact of an increase in the concentration of dissolved phosphorus with an increase in carbonate alkalinity at the constant pH value was confirmed. At the carbonate alkalinity corresponding to that in seawater, fluorine is removed from the solution presumably due to dominance of the apatite carbonatization reaction accord-

ing to the scheme $Ca_{10}(PO_4)_6F_2 + xHCO_3 + xF^- = Ca_{10}(PO_4)_{6-x}(CO_3)_xF_{2+x} + xPO_4^{3-} + xH^+$. An increase in carbonate alkalinity leads to a decrease in the fluorine removal, which is probably associated with an increase in the apatite carbonatization according to different scheme: $Ca_{10}(PO_4)_6F_2 + HCO_3^- = Ca_{10}(PO_4)_6CO_2 + 2F^- + H^+$.

Keywords: marine phosphorites, apatite carbonatization, phosphorus, fluorine, pore solutions, bottom sediments УДК 550.47:556.54

ОСОБЕННОСТИ ПОВЕДЕНИЯ ОРГАНИЧЕСКИХ СОЕДИНЕНИЙ В ВОДЕ И ДОННЫХ ОСАДКАХ В КАРСКОМ МОРЕ ВО ВРЕМЯ СХОДА СЕЗОННОГО ЛЬДА

© 2022 г. И. А. Немировская^{1, *}, М. В. Флинт¹

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия *e-mail: nemir44@mail.ru Поступила в редакцию 22.03.2021 г. После доработки 05.04.2021 г. Принята к публикации 08.04.2021 г.

Приводятся первые данные по содержанию органических соединений (OC) – C_{opr} , липидов, углеводородов – УВ (алифатических – АУВ и полициклических ароматических – ПАУ) во взвеси поверхностных вод и в донных осадках в западной части Карского моря и в Обской губе в период схода сезонного льда (июль 2019 г.). Наиболее высокое содержание ОС и взвеси в поверхностных водах установлено в Обской губе: АУВ – до 325 мкг/л, ПАУ – до 15 нг/л, взвеси – до 15.5 мг/л. В самом море концентрации АУВ увеличивались в среднем от 20 до 59 мкг/л, что, скорее всего, связано с таянием льда и паводком. На геохимическом барьере Обская губа – Карское море происходит резкое уменьшение всех компонентов ОС, поставляемых речным стоком. Интенсификация судоходства в южной части Карского моря и в Обской губе влияют на состав АУВ и ПАУ. Разложение автохтонной взвеси и содержащихся в ней ОС в процессе седиментации приводит к тому, что в донных осадках в отличие от поверхностных вод, не наблюдался рост концентраций С_{орг}, АУВ и ПАУ.

Ключевые слова: органические соединения, С_{орг}, липиды, алифатические углеводороды, полициклические ароматические углеводороды, взвесь, донные осадки, Обская губа, паводок, сезонный лед **DOI:** 10.31857/S0030157422010117

введение

В рамках программы "Морские экосистемы Сибирской Арктики" [22] большая роль отводится изучению органического вещества (OB), а в их составе постоянным компонентам ОВ [4] – углеводородам (УВ), соединениям природного и антропогенного происхождения [2, 14, 15]. Прогнозируемое количество УВ в осадках Карского моря составляет около 21 млрд т в нефтяном эквиваленте [9], со стратегическими запасами на шельфе и в прибрежной зоне моря. В ближайшем будущем должна начаться их интенсивная разработка, что может привести к антропогенному воздействию на бассейн [22]. Считается, что от 1 до 3% от общих объемов добытой в Западной Сибири нефти поступает в окружающую среду [19]. Это составляет от 20 до 200 млн т разлитой нефти, которая до сих пор остается главным фактором экологического неблагополучия в бассейнах Оби и Енисея [6].

В условиях изменяющегося в последние годы климата, с существенным сокращением площади многолетних льдов [22, 24], изменение первичной продукции должно отражаться на концентрациях УВ. Поэтому их изучение становится особенно актуальным, так как изменяется природный углеводородный фон, определить который необходимо для оценки антропогенного влияния при добыче и транспортировке углеводородного сырья.

Проведенные исследования, на трансарктическом разрезе в эпиконтинентальной Арктике установили, что максимальный диапазон концентраций органических соединений – Сорг, липидов и различных углеводородных классов (АУВ и ПАУ), а также взвеси приурочен к устьевой области Оби [15, 18]. Изменения в величинах ОС в разные годы исследования были связаны с соленостью вод и сезоном, так как во время половодья и межени процессы, происходящие в Карском море сильно различаются, особенно в прибрежных районах [17, 18]. В Обской губе при переходе от половодья к межени стоковое течение уменьшается примерно в три раза (от 1.666 до 0.555 м/с) [7]. После освобождения губы ото льда в водах накапливается максимальное количество биогенных элементов [1, 11]. В дополнение к этому световой период уже составляет большую часть суток, а



Рис. 1. Расположение станций отбора проб в 76 рейсе НИС "Академик Мстислав Келдыш" в июле 2019 г.

температура воздуха и воды устанавливается на максимальных во внутригодовом разрезе значениях. Поэтому на всей акватории губы начинается активный процесс фотосинтеза, что влечет за собой различие в специфике многих происходящих в губе процессов, и оказывает влияние, прежде всего, на такой интегральный показатель как ОВ [1], а в их составе - на УВ. Необходимо отметить, что благодаря гидрофобным свойствам АУВ и ПАУ, в основном содержатся в прибрежных водах во взвеси, особенно во время половодья [17]. Концентрации ПАУ во время летней съемки в 35-40 раз, а во время осенней в 25-30 раз были выше во взвешенной по сравнению с растворенной формой. Однако как летом, так и осенью повышенное содержание ПАУ, так же, как ОВ в целом [1, 17], приурочено к зонам смешения вод: в южной части при впадении р. Таз в Обскую губу, а в северной – при смешении вод Оби с Карским морем. Эта тенденция в распределении ПАУ сохранялась и в поверхностном слое донных осадков. Более высокие их концентрации приурочены к супеси, легким суглинкам и глинам. В тоже время отсутствовала непосредственная связь между содержанием ПАУ и гранулометрическим типом осадков [17].

Строительство и функционирование порта Сабетта на западном берегу Обской губы, предназначенного для обеспечения перевалки углеводо-

ОКЕАНОЛОГИЯ том 62 № 1 2022

родного сырья Южно-Тамбейского газоконденсатного месторождения на Ямале [3], а также интенсификация судоходства для поставок природного газа, нефти и газового конденсата морским транспортом должно влиять на экологическую ситуацию в этом районе. Кроме того, сооружение канала к порту Сабетта, где с 2014 г. в летний период проводили активные дноуглубительные работы, должно было увеличить количество взвеси в воде, так как общий объем выбранного грунта составил около 70 млн м³.

С целью определения уровней, происхождения и трансформации УВ (АУВ и ПАУ) в процессе седиментации во время схода сезонного льда было проведено их изучение в поверхностных водах и донных осадках различных районов Карского моря (июль 2019 г., 76 рейс НИС "Академик Мстислав Келдыш", рис. 1).

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Исследование УВ проводили в зависимости от солености в сопоставлении с содержанием взвеси, липидов, хлорофилла "а" (хл *a*). Взвесь для определения ОС выделяли из проб поверхностного слоя воды фильтрацией на предварительно прокаленные при 450°С стекловолокнистые фильтры GF/F (0.7 мкм) под вакуумом 200 мбар. Кроме того, фильтрацию взвеси для определения ее массовой концентрации (мг/л) проводили под вакуумом 400 мбар через мембранные ядерные фильтры (диаметр пор 0.45 мкм). Пробы донных осадков отбирали дночерпателем "Океан" или мультикорером.

УВ экстрагировали метиленхлоридом на борту судна (сразу после отбора проб) из влажных проб взвесей и подсушенных при 50°С проб донных осадков на ультразвуковой бане "Сапфир". Предварительно из донных осадков для анализа отситовывали фракцию 0.25-0.5 мм. Отдельные углеводородные фракции выделяли гексаном методом колоночной хроматографии на силикагеле. Концентрацию липидов (до колоночной хроматографии на силикагеле) и АУВ (после колоночной хроматографии на силикагеле) определяли методом ИК-спектрометрии на приборе IRAffinity-1, Shimadzu (Япония). В качестве стандарта использовали смесь (по объему): 37.5% изооктана, 37.5% гексадекана и 25% бензола. Предел обнаружения метода – 3 мкг/мл экстракта. Этот метод принят в качестве арбитражного при определении нефтяных УВ в морских водах [10].

Для анализа алканов использовали отечественный хроматограф Кристалл-Люкс 4000-М, оснащенный пламенно-ионизационным детектором (ПИД), с капиллярной колонкой 30 м × $\times 0.22$ мм фирмы "Supelco", с фазой: 5%-дифенил и 95%-диметилполисилоксана, при программировании температуры от 60 до 300°С со скоростью 8°/мин, газ-носитель — гелий (скорость прохождения газа 1.5 л/мин). Для калибровки прибора и определения времени выхода, идентифицируемых алканов, использовали смесь калибровочных стандартов н-С₁₀-С₄₀ фирмы "Supelco", а в качестве внутреннего стандарта — сквалан, фирмы "Sigma Aldrich".

Содержание и состав ПАУ определяли методом высокоэффективной жидкостной хроматографии на хроматографе LC-20 Prominence, Shimadzu (Япония) с колонкой Envirosep PP, при температуре термостата колонки 40°С, с флуоресцентным детектором RF-20A в градиентном режиме (от 50% объемной доли ацетонитрила в воде до 90%). Скорость потока элюента – 1 см³/мин. Расчет проводили с помощью программного обеспечения LC Solution. Калибровали прибор при помощи индивидуальных ПАУ (фирма Supelсо) и их смесей. В результате были определены индивидуальные полиарены, рекомендованные ЕРА [31]: нафталин (НАФ), 1-метилнафталин (1М-НАФ), 2-метилнафталин (2-МеНАФ), аценафтен (АЦН Φ), флуорен (Φ ЛР), фенантрен (Φ), антрацен (АН), флуорантен (ФЛ), пирен (П), бенз(а)антрацен (БаА), хризен (ХР), бенз(е)пирен (БеП), бенз(а)пирен (БаП), дибенз(а,h)антрацен (ДБА), бенз(g,h,i)перилен (БПЛ), индено[1,2,3с,d]пирен (ИНП), бенз(б)флуорантен (БбФ).

Определение C_{opr} в пробах взвесей и донных осадков проводили методом сухого сожжения на анализаторе АН-7560. Предел обнаружения метода – 6 мкг углерода в пробе, воспроизводимость – 3–6 относительных %. Для пересчета концентраций УВ в концентрации C_{opr} использовали коэффициент 0.86.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Работы в западной части Карского моря проводили сразу после ледостава. Пробы на станциях 6221 и 6222 были отобраны, согласно спутниковым данным, через 0–5 дней после схода льда, а станции 6223–6225 и 6234 – у ледовой кромки. Полученные данные показали, что на станциях в западной части Карского моря (рис. 1) содержание взвеси изменялось от 0.05 (ст. 6221, шельф Новой Земли) до 1.07 мг/л (ст. 6234 у границы льда).

При таянии льдов освобождается принесенный ими материал и происходит опреснение поверхностных вод, так как соленость снизилась на ст. 6234 практически на 5 PSU до 27.69 PSU. В краевых зонах льдов создаются благоприятные условия для образования биогенной взвеси [16, 21]. Поэтому ее количество возросло более, чем в 5 раз, с 0.11 до 0.58 мг/л. В меньшей степени изменялось содержание липидов и АУВ, концентрации которых оказались довольно постоянными (табл. 1): 51-66 мкг/л, в среднем 59 мкг/л, стандартное отклонение (σ) 4.6 мкг/л, 7.8% от средней величины. Аналогичное поведение взвеси и АУВ авторы наблюдали на разрезе вдоль антарктического побережья [16], где рост содержания взвеси происходил синхронно с увеличением концентрации хл а. При этом величины АУВ почти не изменялись, так как они не являются доминирующей фракцией при биосинтезе.

В момент схода льда резко возрастает количество поступающего света, который является катализатором скорости роста клеток фитопланктона [1]. Ветровой разнос ледяных полей приводит к тому, что лед сходит неравномерно, что может служить причиной мозаичности в образовании и распределении биогенной взвеси и ОС во взвеси. Однако уже со ст. 6244, расположенной на взморье Оби, когда соленость уменьшилась до 6.1 PSU, происходил резкий рост всех изучаемых компонентов (рис. 2а): для взвеси в 2.7 раз (до 2.93 мг/л), липидов – в 4.5 раза (до 417 мкг/л), АУВ в 2.5 раза (до 169 мкг/л). В Обской губе наблюдалось дальнейшее увеличение концентраций всех соедине-



Рис. 2. Распределение (а) – во взвеси поверхностных вод: 1 - AYB, 2 - липидов, 3 - взвеси, 4 - солености; (б) – состав алканов во взвеси поверхностных вод на различных станциях; (в) – распределение основных маркеров в составе алканов: 1 - ст. 6256, 2 - ст. 6244, 3 - ст. 6226, 4 - ст. 6222. $L/H - \Sigma(C_{12 - 24})/\Sigma(C_{25 - 37})$, CPI – Σ нечет($C_{25} + C_{37}$)/ Σ чет($C_{26} + C_{36}$).

ний. Количество взвеси выросло в среднем до 9.41 мг/л (в 31 раз), а АУВ – в среднем до 372 мкг/л (в 6.2 раза). Если учесть, что величина ПДК для нефтяных УВ – 50 мкг/л [10]., то эта концентрация составила 7.4 ПДК Однако максимум взвеси (15.5 мг/л) приурочен в отличие от АУВ к ст. 6246 при S = 0.223 PSU. Потом ее количество снижалось и вновь увеличивалось на ст. 6254 при S = = 0.157 PSU до 13.62 мг/л. Содержание АУВ также

возрастало при переходе от ст. 6245 к ст. 6246 (рис. 2), но в меньшей степени — до 114 мкг/л (в 1.8 раз). В самой Обской губе среднее содержание взвеси и АУВ составило соответственно 9.78 мг/л и 469 мкг/л (табл. 1), то есть 9.4 ПДК для нефтяных УВ.

В распределении взвеси и АУВ существовала связь с высоким значением коэффициента кор-

Гол месян	и	Липидь	а, мкг/л	АУВ,	мкг/л	Взвесн	ь, мг/л	S PSU
год, месяц	11	интервал	средн.	интервал	средн.	интервал	средн.	5,150
			p. 06	бь-Карское	море	•		
2007.09	12	25-427	182	10-310	101	0.32-34.37	11.62	0.1-20.7
	14 _p *	27-748	174	6-456	90			
2016.07	13	14-33	163	3-102	40	0.25-10.64	10.31	0.0-31.5
2017.09	5	22-484	166	5-365	100	0.17-5.47	3.52	2.7-25.3
2018.09**	4	35-119	52	17-29	22	0.63-1.85	0.90	24.9-30.0
2019.07	12	192-1637	578	62-514	325	2.93-15.5	7.47	0.16-7.56
			Западн	ая часть Кар	ского моря	•		
2019.07	9	64–98	89	51-66	59	0.05-1.07	0.30	28.4-34.5
			р. Ен	нисей-Карск	сое море			
2011.09	14	22-236	83	7-149	20	0.34-2.93	1.3	0.07-27.93
	15 _p	22-134	40	5-69	18			

Таблица 1. Содержание органических соединений и взвеси в поверхностных водах Карского моря

* 14_р и 15_р концентрации в растворенной форме, все остальные пробы – во взвеси.

** Пробы отбирали на шельфе Карского моря.

Рис. 3. Состав ПАУ (а) – во взвеси поверхностных вод станций 6234, 6235, 6242, 6254 и (б) – в донных осадках станций 6235, 6242, 6257, 6259. На вставках распределение основных маркеров в составе ПАУ. Расположение станций рис. 1.

реляции (r = 0.85, n = 16, P = 0.95). В меньшей степени зависимость проявлялась в распределении АУВ и липидов (r = 0.79), а также липидов и взвеси (r = 0.55). Тем не менее, отсутствие связи между взвесью и хл a (r = 0.19) и С_{орг} и хл a (r = 0.28) указывало на преимущественно терригенный характер взвеси, вызванный увеличившимся потоком речной воды в паводок (данные по хл a получены [28]).

В составе алканов во взвеси (рис. 2в) в основном преобладали низкомолекулярные гомологи, так как отношение ($\sum (C_9 + C_{24}) / \sum (C_{25} + C_{37}) =$ = L/H изменялось в интервале 0.92–2.29 (в среднем 1.84), что может указывать на преимущественно автохтонный характер АУВ [14]. При этом доминирует не алкан фитопланктона $H-C_{17}$, а четные гомологи C₁₄-C₁₈, что указывает на активность микробиальных процессов [26, 30, 32, 34]. Влияние нефтяных УВ проявлялось в соотношении основных изомеров пристана (*i*-C₁₉) и фитана (*i*-C₂₀). Пристан образуется в процессе питания зоопланктона из фитола, содержащегося в хлорофилле водорослей; в меньшей степени в этих условиях происходит образование фитана [26]. Отношение $i-C_{19}/i-C_{20}$ в среднем составило 0.56, и доминирование фитана над пристаном, может свидетельствовать в пользу влияния нефтяных УВ. Отношение C_{17}/C_{25} , которое лишь незначительно выше 1 (в среднем 1.15), указывает на практически равное количество автохтонных и аллохтонных гомологов (рис. 2в).

Концентрации ПАУ в поверхностных водах Карского моря были низкими (в среднем 1.6 нг/л), их содержание возросло практически на порядок в Обской губе (в среднем до 14.7 нг/л). Эти данные совпадают с полученными ранее, где содержание ПАУ в среднем составило 2 нг/л, а в большинстве проб было ниже чувствительности метода их определения [29]. В составе ПАУ, доминировали наиболее стабильные полиарены: фенантрен и флуорантен [20, 23, 34] (рис. 3а). При этом содержание нафталинов и высокомолекулярных полиаренов было ниже чувствительности их определения. Только на ст. 6254 в низкомолекулярной области выделялся пик 2-метил нафталина, характерный для нефтяных ПАУ.

Отношение флуорантен/пирен (ФЛ/П) при значениях <1 маркирует пирогенные, а при >1 – нефтяные источники [23, 25, 27, 34]. При горении ОС образуется пирен, но из-за меньшей устойчивости концентрации его быстро уменьшаются. Эмиссия флуорантена меньше, чем пирена, но он относится к наиболее устойчивым ПАУ [20, 25]. Во взвеси поверхностных вод это отношение изменялось в интервале 1.28-3.59 в среднем 1.80, с максимумом в Обской губе на ст. 6254. Незначительное присутствие пирогенных гомологов подтверждает также отношение фенантрен/антрацен (Ф/Ан), которое колебалось в интервале (65-190), так как только при значениях <10 этот маркер указывает на включение в состав ПАУ продуктов сгорания судового топлива [23]. Минимальное влияние пиролитических источников также было отмечено в исследованиях 1993 г. [29].

Донные осадки в основном относились к алевро-пелитам, средние концентрации $C_{opr} - 0.78\%$, AVB – 29 мкг/г, влажность – 53.2% (табл. 2).

Диапазон измеряемых концентраций был в основном обусловлен изменчивостью гранулометрического состава осадков (рис. 4а), о чем свидетельствует зависимость в распределении АУВ и C_{opr} : r = 0.76. В составе АУВ донных осадков пре-





Рис. 4. Распределение в поверхностном слое донных осадков (а): *1* – АУВ, *2* – С_{орг}, и 3 – влажность, (б) – состав алканов *1* – ст. 6235, *2* – ст. 6259, *3* – ст. 6276-2, на вставке – распределение основных маркеров.

обладали нечетные алканы $C_{23}-C_{33}$, и значения CPI (отношение нечетных к четным гомологам при C > 25) изменялись в интервале 2.44–3.30, с максимумом в зал. Медвежий (Новая Земля), где величина отношения L/H была минимальной – 0.54. В куту залива Медвежий расположен обширный ледник, который разгружался в воды залива, а вдоль левой его кромки в залив впадала река. Поэтому в составе алканов повышена доля нечетных высокомолекулярных гомологов (рис. 4б, вставка).

О преимущественно терригенном составе АУВ свидетельствовали также низкие значения отношения L/H для всех изученных осадков, в среднем 0.62 и $C_{17}/C_{25} = 0.12$. Тем не менее, эти значения были ниже, полученных в поверхностном слое осадков Карского моря в 2011 г.: CPI – 2.28– 4.21 [14] и ниже, чем осенью 1993 г.: 2.5–8.1, при средней величине 5.2 [30].

Для изучения трансформации ОС на границе вода—дно на ст. 6222-2 была отобрана из мультикорера проба наилка — верхнего тонкого, легко взмучиваемого, с большой влажностью слоя осадка на поверхности менее влажных уплотненных донных отложений. Наилок представляет собой переходную форму материала между придонной взвесью и донным осадком [12]. В наилке содержание практически всех компонентов было выше, чем в верхнем слое донных осадков на этой станции: влажность 77.6%, C_{opr} 2.05% и AУВ 120 мкг/г, а количество АУВ увеличилось более, чем в 3 раза по сравнению со слоем 0–1 см.

Напротив, концентрация алканов при переходе от наилка к поверхностному слою осадков незначительно увеличивалась (от 0.7 до 0.9 мкг/г). При этом уменьшилось практически в 2 раза количество низкомолекулярных гомологов (отношение L/H изменялось от 1.06 до 0.53, рис. 5а). Содержание нечетных высокомолекулярных алканов возросло, так как значения CPI увеличились с 2.68 до 3.09.

Концентрации индивидуальных полиаренов на этом геохимическом барьере менялись неоднозначно. Если содержание фенантрена, флуо-

Год	п	Литологический тип	Влажность, (среднее), %	АУВ, мкг/г Интервал (среднее)	С _{орг} , % Интервал (среднее)
р. Обь-Карское море					
2007	4	Песок	31.2	5.4-11.4 (8.2)	0.20-0.79 (0.39)
		Алевропелит	72.9	5-42 (19)	0.63-2.36 (1.45)
2016	5	Песок	36.3	5.1-13.0 (9.0)	0.14-0.67 (0.35)
	9	Алевропелит	69.8	3.5-42.6 (21)	0.30-1.38 (1.07)
2017	4	Алевропелит	65.4	14.7-43.6 (26)	0.64-1.55 (1.14)
2019	1*	Алевропелит	63.9	38	1.07
Западная часть Карского моря					
2019**	10	Алевропелит	52.1	20-37 (28)	0.35-0.99 (0.75)

Таблица 2. Содержание УВ в поверхностном слое донных осадков Карского моря

* ст. 6242, ** Расположение станций рис. 1.



Рис. 5. Состав алканов (а) и ПАУ (б) в наилке (*1*) и в слое осадка 0–1 см (*2*) на ст. 6222-2; на вставках распределение основных маркеров.



Рис. 6. Группировки ПАУ по результатам кластерного анализа индивидуальных соединений.

рантена и пирена уменьшилось при переходе из наилка в осадок, то содержание нафталинов наоборот возросло для 1-МетНАФ в 3.3. раза с 6.8 до 22.3 нг/г. В результате суммарная концентрация ПАУ между наилком и осадком также увеличилась с 300 до 346 нг/г.

Содержание ПАУ в донном осадке на ст. 6242 на взморье Обской губы — 328 нг/г, было выше средней их концентрации в других районах моря — 252 нг/г. К сожалению, не были отобраны пробы донных осадков в самой Обской губе. Видимо поэтому максимальное их содержание было определено на ст. 6235 на границе таяния льда (рис. 3б). Их состав отличался от взвеси, так как среди полиаренов преобладали нафталины, с доминированием 1-метил нафталина. Метилированные гомологи нафталина – индикаторы нефтяного загрязнения природных сред [20, 34]. Причем минимальное (5.9%) содержание нафталинов установлено в Карском море на ст. 6236 у северной оконечности Новой Земли, а максимальное (50%) – на ст. 6258 на шельфе п-ва Ямал в наиболее судоходном районе моря. При этом сумма нафталинов демонстрирует обратную связь с суммой ПАУ, так как $r(\Sigma \Pi AY - \Sigma ha \phi taлиhob) =$ = -0.49. Доминирование нафталинов видно также на дендрограмме кластерного анализа (метод Варда, рис. 6). Кроме того существенна доля фенантрена, образующегося в диагенетических процессах. При этом наблюдалась корреляция между фенантреном и периленом ($r_{\Phi-\Pi\Pi} = 0.52$), образование которых происходит в толще осадков [33, 34].

В проанализированных пробах донных осадков распределение ФЛ и П взаимосвязано ($r_{\Phi Л-\Pi} = 0.94$). Значения отношения ФЛ/П изменялось от 1.55 до 2.60, что не характерно для пирогенных ПАУ. Доминирование в составе ПАУ нефтяных полиаренов подтверждают также низкие значения отношения (ФЛ + П)/(Ф + ХР), которое при величинах <0.5 характеризует петрогенные ПАУ [23], а в осадках Карского моря в среднем составило 0.38. Кроме того низкая доля 6-кольчатых ПАУ (1–15%) и низкие концентрации бенз(а)пирена, в среднем 0.75 нг/л, также могу указывать на преимущественно нефтяное происхождение полиаренов.

Резюмируя полученные данные можно заключить, что наиболее высокие концентрации взвеси (в среднем 11.6 мг/л) установлены в сентябре 2007 г. (табл. 1), то есть до активной деятельности в этом районе [3]. В июле 2016 г. содержание взвеси на разрезе (в среднем 10.3 мг/л) уменьшилось по сравнению с 2007 г., при этом концентрации АУВ, оказались наиболее низкими за весь период исследования, в среднем 3.8 мкг/мг взвеси [18]. Резкое снижение (почти в 3 раза до 3.52 мг/л) содержания взвеси произошло в сентябре 2017 г. после окончания строительства канала к п. Сабетта [15]. Напротив, концентрации АУВ возросли, особенно в южной части губы – до 365 мкг/л (86 мкг/мг взвеси). В составе алканов в низкомолекулярной области доминировали выветренные нефтяные АУВ [18], что возможно обусловлено интенсификацией судоходства в этом районе.

В июне 2019 г. в Карском море средние величины липидов и АУВ (89 и 59 мкг/л соответственно) были значительно выше, чем их концентрации во время межени в 2018 (52 и 22 мкг/л соответственно, табл. 1). На многих станциях их содержание совпадало или было даже выше ПДК для нефтяных УВ, хотя алканы, так же как и УВ в целом имели премущественно природное происхождение. Обусловлено это тем, что в краевых зонах льдов идет активный процесс фотосинтеза ОС, в том числе липидов и УВ (прикромочное весеннее цветение) [11]. Интенсивная вегетация морского фитопланктона начинается уже с конца февраля, как на нижней кромке льда, так и в подледной воде. В результате продуцируется автохтонные ОС в количествах соизмеримых с самыми богатыми прибрежными районами Мирового океана [5]. Это цветение существует весь теплый период года на относительно узкой полосе вдоль отступающей ледовой кромки, когда биологическая продукция достигает годового максимума, и в море поступают основные объемы континентального стока [22]. В дополнение к этому световой период уже составляет большую часть суток, а температура воздуха и воды устанавливается на максимальных во внутригодовом разрезе величинах. Поэтому на всей акватории Карского моря после схода льда, наряду со всеми ОС происходило также образование УВ.

Необходимо отметить, что осенью 2011 г. у северной оконечности желоба Св. Анны во фронтальной зоне температурно-соленостного фронта [8] также были определены концентрации АУВ (40-80 мкг/л) сопоставимые, или даже превышающие величину ПДК [14]. Поэтому для определения загрязненности акваторий нужно использовать не только величину ПДК, но и другие параметры, так как биогенный синтез может оказаться определяющим в суммарной концентрации УВ. К этому выводы пришли также при изучении осадков моря Бофорта, где несмотря на возросшую промышленную деятельность, связанную с нефтью, доминировали биогенные, в основном терригенные АУВ, и в последние три десятилетия осадки в целом оставались незагрязненными [34].

Распределение изученных компонентов на геохимическом барьере Обская губа—Карское море подчинялось закономерностям маргинального фильтра [13, 18]. Смешение морских и речных вод в эстуарных районах порождает эстуарную фронтальную зону, внутри которой формируются специфические высокоградиентные по горизонтали и вертикали условия среды [21]. На фоне начальной стадии смешения речных и морских вод, при резком изменении солености происходит образование взвесей и ОС во взвеси. При этом наблюдались локальные максимумы и минимумы в их распределении (рис. 2а), что определяется широтными смещениями эстуарной фронтальной зоны из-за приливов и ветрового воздействия.

Разложение автохтонной взвеси и содержащихся в ней ОС в процессе седиментации привело к тому, что в раннелетний сезон в донных осадках, в отличие от поверхностных вод, не наблюдалось увеличения концентраций АУВ и ПАУ (табл. 2). Качественный и количественный состав ОС в воде и осадках Обской губы указывал на утилизацию не только компонентов, поступающих с речным стоком, но и продуцируемых локально в самой губе.

В донных осадках, в противоположность существующим представлениям [14], концентрации C_{opr} не зависили от их гранулометрического состава. Завимости между содержанием C_{opr} , АУВ и влажностью осадков отсутствовали, так как значения $r(C_{opr}-Bn. = 0.21)$ и r(AYB-Bn.) = 0.36 не имели статистической надежности при P = 0.95 для n = 10. Кроме того полностью отсутствовала связь в распределении C_{opr} и АУВ: r = -0.02. Все это может указывать на разные источники фор-

мирования ОВ и АУВ и разные скорости их трансформации при поступлении в донные осадки.

Приведенные различия между взвесью, наилком и верхним слоем донных осадков могут указывать на быструю трансформацию ОС в процессах раннего диагенеза. Взвешенный материал v самого дна находится в более динамичной среде, чем донные осадки [12]. Поэтому химический состав наилка в большей степени подвержен изменениям физико-химических параметров среды $(pH, содержание O_2 и др.), а наиболее лабильная$ составляющая – аморфные железоорганические флоккулы контролируется колонизирующими их микроорганизмами. В пограничную зону водаосадок, т.е. в наилок, поступает сверху из водной толши взвешенное ОВ, обеспечивающее деятельность гетеротрофов, а снизу из осадков – восстановленные соединения (NH_4^+ , HS^- , Fe^{2+} , Mn^{2+} и др.), необходимые для деятельности автотрофных микроорганизмов. Численность микроорганизмов в наилке сопровожлался ростом солержания низкомолекулярных алканов [12].

Наши данные оказались близки к результатам, полученным при изучении ПАУ в поверхностном слое донных осадков различных районах Карского моря в 1993–1994 гг., где средние концентрации изменялись в интервале 77–537 нг/г, с максимумом в Енисейском заливе [27]. При этом маркеры в составе ПАУ указывали на смешанную природу – пирогенную и петрогенную, а в заливах, из-за повышенной доли перелина – торф. В открытых районах Карского моря, как и в наших исследованиях, преобладали двух- и трехкольцевые полиарены, что указывало на их преимущественно нефтяное происхождение.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В поверхностных водах во время схода сезонного льда среднее содержание АУВ возросло с 20 до 59 мкг/л. Эти концентрации, несмотря на то, что соизмеримы или даже выше величины ПДК для нефтяных УВ (50 мкг/л), обусловлены не нефтяным загрязнением, а их образованием в автохтонных процессах после схода льда и паводком Оби. Поэтому сравнение концентраций УВ только с величиной ПДК не может отражать экологическое состояние акваторий. На геохимическом барьере Обская губа–Карское море при изменении солености происходит резкое уменьшение концентраций всех ОС и взвеси.

В донных осадках в отличие от поверхностных вод, не наблюдался рост концентраций С_{орг}, АУВ из-за разложения автохтонной взвеси и содержащихся в ней ОС в процессе седиментации. Трансформация взвеси на границе вода—дно приводит к уменьшению АУВ и С_{орг} при переходе от наилка к донному осадку, а увеличение высокомолеку-лярных гомологов — к росту количества алканов в осадке по сравнению с наилком.

Аккумулирование в осадках нафталинов способствует росту содержания ПАУ по сравнению с поверхностной взвесью и наилком, что позволяет оценить загрязнение в основном как нефтяное. Наиболее вероятный источник загрязнений – поступление ПАУ с судовыми льяльными водами. Продукты сжигания топлива носят подчиненный характер.

Благодарности. Авторы благодарны А.С. Соломатиной, И.С. Халикову и А.В. Храмцовой за отбор проб и проведение анализов.

Источник финансирования. Результаты исследований получены в рамках государственного задания (тема № 0128-2021-0006), обобщение результатов и подготовка к публикации – при поддержке РНФ (проект 19-17-00234).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Агатова А.И. Органическое вещество в морях России. М.: ВНИРО, 2017. 257 с.
- Беляев Н.А., Поняев М.С. Органическое вещество пограничных зон Карского моря // Экосистема Карского моря – новые данные экспедиционных исследований. М.: АПР, 2015. С. 227–231.
- Введенский А.Р., Дианский Н.А., Кабатченко И.М. и др. Расчет и анализ ожидаемого воздействия гидротехнического сооружения на экологическую обстановку и донную топографию акватории при строительстве подходного канала к порту Сабетта // Вестник МГСУ. 2017. Т. 12. Вып. 5 (104). С. 480– 489.
- 4. *Вернадский В.И.* Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М.: Наука, 2001. 376 с.
- 5. Гершанович Д.Е. Елизаров А.А., Сапожников В.В. Биопродуктивность океана М.: ВО "Агропромиздат", 1990. 236 с.
- Диагностический анализ состояния окружающей среды арктической зоны Российской Федерации (расширенное резюме). М.: Научн. мир, 2011. 124 с.
- Елфимов В.И. Изменение устьевых участков рек в период прохождения волны половодья. М.: РУДН, 2008. 208 с.
- Завьялов П.О., Ижицкий А.С., Осадчиев А.А. и др. Структура термохалинных и биооптических полей на поверхности Карского моря в сентябре 2011 г. // Океанология. 2015. Т. 55. № 4. С. 514–525.
- 9. Каминский В.Д., Супруненко О.И., Смирнов А.Н. и др. Современное ресурсное состояние и перспективы освоения минерально-сырьевой базы шельфовой области российской Арктики. // Разведка и охрана недр. 2016. №9. С. 136–142.
- Качество морских вод по гидрохимическим показателям. Ежегодник 2018. / Под ред. Коршенко А.Н. М.: Наука, 2019. 190 с.
- Лапин С.А. Специфика формирования зон повышенной продуктивности в Обском эстуарии // Труды ВНИРО. 2014. Т. 152. С. 146–154.
- 12. Леин А.Ю., Маккавеев П.Н., Саввичев А.С. и др. Процессы трансформации взвеси в осадок в Карском море // Океанология. 2013. Т. 53. № 5. С. 643–679.
- Лисицын А.П. Современные представления об осадкообразовании в океанах и морях. Океан как природный самописец взаимодействия геосфер земли // Мировой океан. Т.2. М.: Науч. мир, 2014. С. 331–571.
- Немировская И.А. Нефть в океане (загрязнение и природные потоки). М.: Научный мир, 2013. 432 с.
- 15. *Немировская И.А.* Распределение и происхождение углеводородов на трансарктическом разрезе через моря Сибири // Океанология. 2021. Т. 61. № 2. С. 209–219.
- 16. Немировская И.А., Кравчишина М.Д., Артемьев В.А. Изменчивость взвеси и органических соединений в поверхностных водах Атлантического и Южного океанов (по материалам экспедиционных исследований в 57-й РАЭ) // Проблемы Арктики и Антарктики. 2013. № 1 (95). С. 31–43.
- Немировская И.А., Монько А.Н. Углеводороды в воде и донных осадков Карского моря // Геология морей и океанов. М. ГЕОС, 2013. Т. 4. С. 253–258.
- Немировская И.А., Реджепова З.Ю. Поведение углеводородов в устьевых зонах арктических рек // Геохимия. 2018. № 8. С. 791-804.
- Патин С.А. Нефтяные разливы и их воздействие на морскую среду и биоресурсы. М.: ВНИРО, 2008. 507 с.
- Ровинский Ф.Я., Теплицкая Т.А., Алексеева Т.А. Фоновый мониторинг полициклических ароматических углеводородов. Л.: Гидрометеоиздат, 1988. 224 с.
- Суханова И.Н., Флинт М.В., Маккавеев П.Н. и др. Структура фитоценозов Енисейского эстуария и прилежащего Карского шельфа в поздневесенний период // Океанология. 2020. Т. 60. № 6. С. 858– 875.
- 22. Флинт М.В., Поярков С.Г., Римский-Корсаков Н.А. и др. Экосистемы морей Сибирской Арктики – 2019: весенние процессы в Карском море (76-й рейс научно-исследовательского судна "Академик Мстислав

Келдыш") // Океанология. 2020. Т. 60. № 1. С. 154— 157.

- 23. Хаустов А.П., Редина М. М. Геохимические маркеры на основе соотношений концентраций ПАУ в нефти и нефтезагрязненных объектах // Геохимия. 2017. Т. 55. № 1. С. 57–67.
- 24. Экосистема Карского моря: от эстуариев Оби и Енисея до желоба Святой Анны // Океанология. 2015. Т. 55. № 4. С. 501.
- 25. AMAP (Arctic Monitoring and Assessment Programme). Sources, Inputs and Concentrations of Petroleum Hydrocarbons, Polycyclic Aromatic Hydrocarbons, and other Contaminants Related to Oil and Gas Activities in the Arctic. Oslo, Norway, 2007; Chapter 4. 87 p.
- 26. *Corner E.D.* Pollution studies with marine plankton. Part 1. // Advances in marine biology.1978. № 15. P. 289–380.
- Dahle S., Savinov V., Matishov G.G. et al. Polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) in bottom sediments of the Kara Sea shelf, Gulf of Ob and Yenisei Bay // Science of the Environment. 2003. V. 36. P. 57–71.
- 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. Systems. 2014. V. 132. P. 130–149.
- Fernandes M.B., Sicre M.A. Polycyclic aromatic hydrocarbons in the Arctic: Ob and Yenisei Estuaries and Kara Sea Shelf // Estuarine, Coastal and Shelf Science. 1999. V. 48. P. 725–737.
- 30. *Ferandes M.B., Sicre M.A.* The importance of terresrial organic carbon inputs on Kara Sea shelves as revealed by n-alkanes, OC and δ^{13} C values // Organic Geochemistry. 2000. V 31. P. 363–374.
- Monitoring of hazardous substances in the White Sea and Pechora Sea: harmonisation with OSPAR's Coordinated Environmental Monitoring Programme (CEMP). Tromsø: Akvaplan-niva, 2011. 71 p.
- 32. *Nishimura M., Baker E.W.* Possible origin of n-alkanes with remarkable even-to-odd predominance in recent marine sediments // Geochim. Cosmochim. Acta. 1986. V. 50. № 2. P. 299–305.
- Venkatesan M.J. Occurrence and possible sources of perylene in marine sediments. – a Review // Mar. Chem. 1988. V. 25. P. 1–27.
- 34. Yunker M.B., Macdonald R.W., Ross P.S. et al. // Alkane and PAH provenance and potential bioavailability in coastal marine sediments subject to a gradient of anthropogenic sources in British Columbia, Canada // Organic Geochemistry. 2015. № 89–90. P. 80–116.

Features of the Behavior of Organic Compounds in Water and Bottom Sediments in the Kara Sea During Seasonal Ice

I. A. Nemirovskaya^{*a*, #}, M. V. Flint^{*a*}

^aShirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia [#]e-mail: nemir44@mail.ru

The first data on the content of organic compounds (OCs): C_{org} , lipids, hydrocarbons (aliphatic – AHCs and polycyclic aromatic – PAHs), in the suspended particulate matter of the surface waters and bottom sediments

НЕМИРОВСКАЯ, ФЛИНТ

in the western Kara Sea and the Gulf of Ob during the period of seasonal ice melting (July 2019) are considered. The highest content of OCs and suspended particulate matter in surface waters was found in the Gulf of Ob: AHCs up to 325 μ g/L, PAHs up to 15 ng/L, and suspended particulate matter up to 15.5 mg/L. In the sea basin, the AHC concentrations increased on average from 20 to 59 μ g/L, which was associated with flooding. A sharp decrease in all OC components supplied by the river runoff is observed at the geochemical barrier between the Gulf of Ob and the Kara Sea. The production of hydrocarbons and intensification of navigation in the southern part of the Kara Sea affect the AHC and PAH composition. Decomposition of autochthonous suspended particulate matter including the suspended OC during sedimentation leads to the absence of increasing concentrations of C_{org}, AHCs, and PAHs in the bottom sediments, unlike those in the surface waters.

Keywords: organic compounds, C_{org}, lipids, aliphatic hydrocarbons, polycyclic aromatic hydrocarbons, suspended particulate matter, bottom sediments, Gulf of Ob, flood, seasonal ice

УДК 504.5.665.6(262.5)

КОМПОНЕНТЫ НЕФТЯНОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ В ВОДЕ И ДОННЫХ ОСАДКАХ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ РОССИЙСКОГО ПРИЧЕРНОМОРЬЯ

© 2022 г. Л. Ф. Павленко^{1,} *, Т. О. Барабашин¹, С. В. Жукова¹, И. В. Кораблина¹, Н. С. Анохина¹, Т. Л. Клименко¹, В. С. Экилик¹

¹ФГБНУ "Всероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии", Азово-Черноморский филиал, Ростов-на-Дону, Россия

> **e-mail: pavlenko.lili@yandex.ru* Поступила в редакцию 03.07.2020 г. После доработки 22.10.2020 г. Принята к публикации 25.08.2021 г.

Приведены результаты исследований нефтяного загрязнения (по сумме углеводородов и смолистых веществ) водной толщи и донных осадков северо-восточной части Черного моря в весенний и осенний периоды. Установлено, что уровень нефтяного загрязнения водной толщи моря в среднем снизился по сравнению с результатами наблюдений 2001–2010 гг., но в некоторых районах остается еще довольно высоким. К наиболее загрязненным районам относятся: Керченское предпроливье и участки моря между городами Анапа–Геленджик, где в составе н-алканов доминируют нефтяные гомологи. Загрязнение донных осадков прибрежной акватории моря в период 2016–2020 гг. находится на более высоком уровне, чем в 2001–2010 гг. Наряду с углеводородами нефтяного происхождения в донных осадках присутствуют терригенные углеводороды. Повышенное загрязнение донных осадков отмечается в районе Абрау-Дюрсо, Южной Озереевки, Архипо-Осиповки. С учетом гранулометрического состава (по кратности средней характерной концентрации) донные осадки Керченского предпроливья также относятся к районам повышенного загрязнения.

Ключевые слова: Черное море, северо-восточная часть, углеводороды, смолистые вещества, н-алканы **DOI:** 10.31857/S0030157422010129

ВВЕДЕНИЕ

Повсеместное распространение в водных объектах компонентов нефти и нефтепродуктов (НП), активное участие их в протекающих физико-химических и биохимических процессах, взаимодействие с водными организмами, обуславливает важную роль наблюдений за содержанием нефтяных компонентов при оценке состояния морских экосистем. В связи с этим нефть и нефтепродукты включены в перечень приоритетных показателей, подлежащих систематическому наблюдению и контролю в рамках национальных и международных программ по защите окружающей среды [18, 24, 25, 30].

Российский шельф Черного моря имеет важное рыбохозяйственное значение, являясь районом нереста, нагула и промысла многих ценных видов рыб, а также местом миграции и зимовки азовской хамсы. Кроме того, развитие марикультуры в прибрежных районах также вызывает необходимость повышенного контроля за качеством среды обитания гидробионтов в местах расположения таких хозяйств. Не стоит забывать также и о значительной рекреационной роли черноморского побережья.

Следует отметить, что Черное море занимает одно из главных мест в Мировом океане по объемам танкерной транспортировки нефти и нефтепродуктов. В Российском Причерноморье насчитывается около 30 крупных портов и нефтяных терминалов, осуществляющих перегрузку на крупнотоннажные танкеры. В настоящее время объемы перегрузок составляют не менее 150 млн т/год [23]. Через порт Новороссийск ежегодно переправляется 32 млн. т нефти. Планируется повышение мощности Каспийского трубопроводного консорциума (КТК) до 67 млн т/год, а общий экспорт нефти через черноморские порты России и других стран может приблизиться к уровню 200-250 млн т/год [4]. По данным спутникового мониторинга российского черноморского сектора, проводимого НИЦ "Планета", в море постоянно фиксируются разливы нефтепродуктов, сбрасываемых с судов, проходящих через акваторию [11, 13].

Потенциал нефтегазоносности глубоководной шельфовой зоны Черного моря, согласно литера-



Рис. 1. Карта расположения стандартной сетки станций отбора проб воды и донных отложений в северо-восточной части Черного моря.

турным данным, может быть сопоставим с Каспийским морем. Объем потенциальных запасов для российского сектора моря составляет 0.4-1.6 млрд т нефтяного эквивалента, а для всей акватории Черного моря 4.5–5.5 млрд т нефтяного эквивалента [3, 5]. Большая часть ресурсов черноморского шельфа сосредоточена в северо-восточной части моря, которая охватывает Керченско-Таманский шельф и глубоководную Черноморскую впадину. Следует отметить также, что, помимо судовых выбросов, большая часть которых фиксируется с апреля по сентябрь на судовых путях по направлениям Стамбул-Керчь, Стамбул-Новороссийск и Стамбул-Одесса, в Черном море есть и естественные выходы нефтяных углеводородов (УВ), которые сосредоточены в районе Грузии и Турции [1, 7, 28, 29]. Залежи газогидратов приурочены к грязевым вулканам, расположенным на восточном склоне Туапсинского прогиба, протянувшимся вдоль Краснодарского края [22].

С целью определения загрязненности северовосточной части Черного моря проведено изучение углеводородов и смолистых веществ в воде и донных осадках (ДО) в весенний и осенний периоды 2016—2020 гг.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Материалом для исследований нефтяного загрязнения северо-восточной части Черного моря послужили пробы воды и ДО, полученные в различные сезоны 2016—2020 гг. во время проведения комплексных океанографических экспедиций (рис. 1). Пробы воды с 3-х горизонтов водной толщи (0.5 м, 10 м, придонный или на глубине 200 м) отбирались в прибрежном районе моря (от Керченского предпроливья до г. Адлер) и на глубоководных станциях по разрезу от мыса м. Утриш, гг. Новороссийск, Геленджик, Туапсе и Сочи, пос. Ново-Михайловка и Лазаревское.

Содержание НП в воде и ДО оценивали по сумме основных нефтяных компонентов – алифатических УВ и смолистых веществ (СВ), которые при хроническом нефтяном загрязнении могут накапливаться из-за устойчивости к процессам деградации [16].

Выделение НП из воды проводили экстракцией четыреххлористым углеродом, из ДО – после-

Год	Сезон	Диапазон Среднее		Стандартное отклонение	Доверительный интервал*
2016	Весна	0.021-0.051	0.022	0.004	±0.002
2010	Осень	0.022-0.101	0.031	0.010	± 0.005
2017	Весна	0.020-0.302	0.142	0.030	±0.014
	Осень	0.020-0.121	0.041	0.012	± 0.006
2019	Весна	0.021-0.472	0.072	0.046	±0.022
2018	Осень	0.020-0.411	0.052	0.035	± 0.017
2010	Весна	0.021-0.232	0.051	0.023	±0.011
2019	Осень	0.020-0.162	0.032	0.013	± 0.006
2020	Весна	0.020-0.103	0.041	0.019	± 0.005
	Осень	0.021-0.391	0.062	0.045	± 0.020

Таблица 1. Характеристика нефтяного загрязнения (по сумме концентраций УВ и СВ) водной толщи Черного моря в различные сезоны 2016—2020 гг., мг/л

* доверительная вероятность P = 95%.

довательно ацетоном и хлороформом. Хроматографическое отделение от мешающих веществ и разделение на УВ и СВ осуществляли в тонком слое оксида алюминия III степени активности в системе растворителей гексан : четыреххлористый углерод : уксусная кислота, взятых в соотношении 70 : 30 : 2. Определение количества УВ проводилось комбинированным спектрофотометрическим методом, основанном на измерении поглощения их элюатов последовательно в инфракрасной (по сумме поглощения при v = $= 2926 \text{ см}^{-1}$ и v $= 2956 \text{ см}^{-1}$) и ультрафиолетовой (при $\lambda = 270$ нм) областях спектра. Это позволяет учитывать, как ароматическую, так и парафиново-нафтеновую фракции независимо от их соотношения в исследуемой пробе. Определение СВ проводилось люминесцентным методом, основанном на измерении люминесценции при $\lambda_{\text{люм}} =$ = 445-450 нм и $\lambda_{возб}$ = 390-395 нм. Методики определения н-алканов основаны на их извлечении из воды экстракцией гексаном, донных отложений - последовательной экстракцией ацетоном и н-гексаном. Идентификацию и количественное определение индивидуальных н-алканов проводили на газовом хроматографе "Кристалл 2000М" с пламенно-ионизационным детектором и капиллярной хроматографической колонкой 30 м × × 0.25 мм, заполненной фазой NB 1701 (фирма "Хроматэк", Россия). Определение УВ, СВ и н-алканов проводилось в соответствии с методиками, зарегистрированными в Федеральном информационном фонде по обеспечению единства измерений [2, 19].

Динамические характеристики водных масс определяли с помощью зондирующего комплекса "Вектор-2" [6].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Полученные результаты показали, что в период весенних и осенних наблюдений 2016-2020 гг. концентрации УВ + СВ в пробах воды акватории у северо-восточного побережья Черного моря варьировали в диапазоне <0.02-0.47 мг/л. Концентрации СВ за рассматриваемый период в 70% проанализированных проб волы нахолились ниже предела определения (<0.005 мг/л). В остальных пробах на долю СВ приходилось 10-30% от суммы нефтяных компонентов. Наиболее высокая доля СВ отмечалась в водной толще Керченского предпроливья, в районе Южной Озереевки, Архипо-Осиповки, Лазаревского и Головинки. В различные годы средние концентрации суммы УВ и СВ в водной среде исследуемой акватории весной составляли 0.02-0.14 мг/л, осенью -0.03-0.06 мг/л (табл. 1).

В весенний период 2020 г. в северо-восточной части Черного моря в составе нефтяных компонентов обнаружены только УВ, концентрации СВ находились ниже предела определения. Концентрации УВ изменялись от <0.02 до 0.10 мг/л, в 11 пробах воды концентрации УВ превышали 0.05 мг/л в 1.2-2.0 раза. Весной максимальная концентрация (0.10 мг/л) обнаружена в придонном слое в районе п. Джубга. В осенний период уровень УВ увеличился и концентрации УВ выше 0.05 мг/л были отмечены уже в 20-ти пробах на всех горизонтах на большей части исследуемой акватории. Максимальная концентрация (0.50 мг/л) обнаружена в поверхностном слое у побережья Абраусского полуострова. Высокая концентрация (0.39 мг/л) обнаружена в поверхностном слое глубоководного района по разрезу Абраусского полуострова (рис. 2).



Рис. 2. Распределение суммарных концентраций (мг/л) углеводородов на различных горизонтах водной толщи северо-восточной части Черного моря в весенний и осенний периоды 2020 г. На поверхностных горизонтах векторами показаны направления течений (длина векторов пропорциональна скорости течений – см/с).



Рис. 3. Состав н-алканов в воде некоторых районов северо-восточной части Черного моря, сентябрь 2020 г.

Как весной, так и осенью, в прибрежных водах формировались компенсационные течения, имеющие вектор, отличный от основного Черноморского течения. В поверхностном горизонте, основной перенос водных масс компенсационными течениями в прибрежном районе кавказского сектора Черного моря был направлен на юго-восток акватории, что дает основание предполагать возможность поступления загрязняющих веществ в этом направлении (рис. 2).

В воде прибрежных районов моря, где обнаружены наиболее высокие концентрации УВ, установлено плавное распределение гомологов в составе н-алканов (рис. 3), характерное для нефтяных УВ [14, 20].

На разрезе г. Геленджик-море на глубине 200 м зафиксированы УВ нефтяного происхождения, а по разрезу от Ново-Михайловки — преобладали УВ с четным числом углеродных атомов (рис. 4). Повышенные концентрации четных н-алканов чаще фиксируются в летний период и могут быть продуктами микробной трансформации УВ [15, 31].

Концентрации суммы УВ и СВ в ДО прибрежной акватории моря весной 2020 г. менялись в пределах <0.02–0.98 г/кг, осенью – максимальная концентрация увеличилась до 1.28 г/кг сухого осадка. На долю СВ приходилось 20.5–37.5% от суммы УВ и СВ. Наиболее высокие концентрации УВ + СВ обнаружены в районе Абраусского полуострова, Южной Озереевки, Архипо-Осиповки и Сочи (рис. 5).

В ДО с высокой концентрацией УВ + CB состав н-алканов характеризовался преобладанием высокомолекулярных нечетных н-алканов $C_{27}-C_{31}$,

что свидетельствует о присутствии в пробах терригенных УВ и интенсивной их деградации при переходе из водной толщи в ДО (рис. 6).

Анализ массива данных за 2016—2020 гг. показал, что в поверхностном слое вод наиболее высокие концентрации УВ весной и осенью чаще фиксируются в прибрежном районе Абраусского полуострова, повышенные концентрации (более 0.05 мг/л) отмечаются на глубоководных станциях по разрезу от Цемесской бухты (порт Новороссийск). На глубине 10 м более высокие концентрации УВ фиксируются в Керченском предпроливье и на участке Лазаревское—Адлер, в придонном слое — на участке Анапа—Новороссийск.

В Керченском предпроливье концентрации УВ в отдельных пробах воды достигали 0.23 мг/л. Основными источниками нефтяного загрязнения в этом районе являются судоходство, якорная стоянка, где происходит перегрузка нефти и нефтепродуктов с малых наливных судов на крупнотоннажные танкеры и строительство у мыса Железный Рог терминалов по перегрузке зерна, сжиженных углеводородных газов и крупногабаритных и тяжеловесных грузов. Вдоль кавказского побережья наиболее высокое загрязнение (0.50 мг/л) отмечалось на участке Анапа-Новороссийск. Основной вклад в загрязнение в этом районе вносит нефтяной терминал КТК, который по статистическим данным 2001-2005 гг. занимал пятое место в мире по объему экспортируемой нефти [27]. Значительный вклад в загрязнение этой акватории вносит и судоходство, т.к. на этом участке проходит судовой путь к самому крупному порту России — Новороссийску. Согласно данным спутниковой съемки, за пять лет в Российской части



Рис. 4. Состав н-алканов в воде (горизонт 200 м) глубоководных станций северо-восточной части Черного моря, сентябрь 2020 г.



Рис. 5. Распределение суммарных концентраций (г/кг сухого осадка) углеводородов и смолистых веществ в донных осадках северо-восточной части Черного моря в весенний и осенний периоды 2020 г.



Рис. 6. Состав н-алканов в донных осадках у побережья северо-восточной части Черного моря, сентябрь 2020 г.

Год	Сезон	Диапазон	Среднее	Стандартное отклонение	Доверительный интервал*
2016	Весна	0.02-1.67	0.51	0.47	±0.24
2010	Осень	0.02 - 1.40	0.55	0.45	±0.23
2017	Весна	0.04-2.84	0.61	0.73	±0.37
	Осень	0.02-0.95	0.25	0.28	± 0.14
2010	Весна	0.02-0.50	0.16	0.17	±0.09
2018	Осень	0.02 - 0.87	0.22	0.23	±0.12
2010	Весна	0.02-0.95	0.29	0.23	±0.12
2019	Осень	0.03-1.89	0.29	0.45	± 0.23
2020	Весна	0.02-0.98	0.34	0.32	±0.11
	Осень	0.02-1.28	0.36	0.38	± 0.07

Таблица 2. Характеристика нефтяного загрязнения (по сумме концентраций УВ и СВ) донных осадков Черного моря в различные сезоны 2016—2020 гг., г/кг сухого осадка

* доверительная вероятность P = 95%.

Черного моря зафиксировано более 300 случаев судовых сбросов, большое количество из которых произошло на участке Анапа-Новороссийск [11]. На участке Геленджик-Туапсе максимальное загрязнение воды УВ достигало 3.8 ПДК. Основным источником загрязнения здесь является судоходная трасса к порту Туапсе. Кроме того, данный участок является крупным рекреационным центром с большим наплывом туристов, в связи с чем в прибрежной зоне существенным источником нефтяного загрязнения являются многочисленные прогулочные катера, водные аттракционы и др. К основному источнику нефтяного загрязнения на участке Лазаревское-Адлер, также, как и на участке Геленджик-Туапсе, в прибрежной зоне моря относится эксплуатация маломерных и пассажирских судов. Максимальное загрязнение достигало здесь 2.8 ПДК.

В глубоководном районе северо-восточной части Черного моря в поверхностном слое, на глубине 10 и 200 м максимальные концентрации суммы УВ и СВ составляли 0.12–0.23 мг/л. Кроме возможных сбросов с судов, высокие концентрации на достаточно большом расстоянии от берега связаны с гидродинамикой вод в прибрежной акватории шельфа Черного моря, для которой характерно образование присклоновых антициклонических вихрей, удерживающих загрязнение в прибрежных водах [21].

Концентрации УВ, превышающие ПДК (0.05 мг/л), в различные периоды наблюдений 2016—2020 гг. обнаружены в 110-ти из 510-ти проанализированных проб воды. По сравнению с наблюдениями 2001—2010 гг., когда среднегодовые концентрации НП в водной толще составляли 0.09—0.13 мг/л [17], в последние годы загрязнение моря в среднем снизилось до уровня менее 0.05 мг/л. Снижение уровня нефтяного загрязне-

изменения в распределении этого экспорта, когда роль портовых терминалов на Черном море постепенно снижается, а возрастает роль Дальневосточных и Балтийских портов [12].
В весенний и осенний периоды 2016–2020 гг. диапазон обнаруженных концентраций суммы УВ и СВ в ДО находился в пределах <0.02–2.84 г/кг сухого осадка. СВ обнаружены во всех проанализированных пробах ДО. Доля СВ в ДО составляда 20–70% от суммы нефтяных компо-

проанализированных пробах ДО. Доля СВ в ДО составляла 20–70% от суммы нефтяных компонентов. Наиболее высокая доля СВ обнаружена в ДО тех же районов моря, где и в воде отмечено накопление стойких к процессам трансформации смол и асфальтенов (район Южной Озереевки, Архипо-Осиповки, Лазаревской и Головинки). В среднем концентрации суммы УВ и СВ в ДО в различные сезоны 2016–2020 гг. составляли 0.16– 0.61 г/кг (табл. 2).

ния прибрежных кавказских вод отмечено также

в опубликованном ежегоднике ГОИНа за 2018 г.,

и работах отечественных и зарубежных авторов

[8, 14, 26, 32]. Такая динамика изменений косвен-

но отражает особенности экспорта Российской

нефти и нефтепродуктов, а также структурные

В отличие от водной толщи, загрязнение ДО в период 2016–2020 гг. по сравнению с предыдущим периодом (2001–2010 гг.) [17] увеличилось в среднем с 0.28 до 0.48 г/кг сухого осадка. Накопление нефтяного загрязнения в ДО обусловлено присутствием в них уже трансформированных компонентов, стойких к процессам деградации. В некоторых пробах загрязнение ДО находилось выше 1 г/кг. При такой концентрации по литературным данным возможны проявления летальных эффектов для донных биоценозов [18]. Максимальное нефтяное загрязнение в большинстве случаев отмечалось в ДО в районе Южной Озереевки, Архипо-Осиповки (участок Геленджик-Ту-

Vuoctov vong	Весенни	й период	Осенний период		
участок моря	диапазон	среднее	диапазон	среднее	
Керченское предпроливье	2.2-6.4	4.6	1.0-3.0	2.2	
Разрез от м. Железный Рог	0.2-1.0	0.4	0.2-0.6	0.3	
Разрез ст. Благовещенская	0.2-3.2	1.4	0.4-5.6	2.2	
Разрез Анапы	0.8-1.5	1.2	0.7-2.3	1.4	
Разрез п.Абрау-Дюрсо	1.7-4.9	2.8	2.2-7.0	4.9	
Разрез п. Южная Озереевка	1.0-56.8	15.8	1.2-37.8	13.4	
Большой Сочи	0.1-1.65	0.4	0.2-0.6	0.2	
Разрез Туапсе	0.1-2.1	1.14	0.1-4.0	1.4	
Разрез п. Джубга	1.0-2.0	1.5	0.9-2.0	1.4	
Разрез п. Архипо-Осиповка	1.1-4.2	2.8	0.8-3.5	1.9	
Разрез Геленджик	0.9-2.8	1.6	0.6-3.7	1.8	
Разрез п. Лазаревское	0.3–2.4	1.2	0.2-1.8	0.8	

Таблица 3. Значения кратности СХК в донных осадках различных районов Черного моря в весенний и осенний периоды 2016—2020 гг.

апсе) и на выходе из Цемесской бухты (участок Анапа-Новороссийск). В Керченском предпроливье, где уровень нефтяного загрязнения водной толщи довольно высок, содержание изучаемых соединений в ДО оказалось ниже, чем в других прибрежных районах. Это обусловлено преобладанием в предпроливье крупнодисперсных осадков, представленных в основном песком и ракушечником, обладающих низкой адсорбционной способностью.

Сравнительная оценка загрязненности различных районов моря, выявление источников повышенного антропогенного воздействия возможны только при нивелировании различий, связанных с гранулометрическим составом ДО сравниваемых районов. Сравнение содержания загрязняющих веществ в песке, где они невелики, с илистыми донными осадками, содержащими вещества в количествах на порядок выше будет некорректно.

Для нивелирования типов донных осадков при интерпретации результатов показателей их качества, предложено использовать среднюю характерную концентрацию (СХК) приоритетных загрязняющих веществ в различных типах донных осадков [9]. Гранулометрический состав ДО Черного моря меняется от крупнодисперсной песчано-ракушечной до мелкодисперсной илистой составляющей и может быть разделен на 4 типа. Для расчета СХК использовались данные Аналитического центра Азово-Черноморского филиала ФГБНУ "ВНИРО", полученные в период 2011– 2016 гг. по содержанию суммы УВ и СВ в ДО 4-х типов прибрежной акватории моря по методике, описанной в [10]. На основании результатов анализа ДО Черного моря, полученных в период 2011—2016 гг. установлены средние концентрации суммы УВ и СВ, характерные для различных типов ДО [9]:

 для І-го типа (ракушечник, песчано-ракушечник) – 0.05 г/кг;

— ІІ-го типа (песчано-ракушечник с примесью ила) — 0.20 г/кг;

— III-го типа (крупноалевритовый ил) — 0.40 г/кг;

– IV-го типа (алевритовый ил) – 0.50 г/кг сухого осадка.

В зависимости от полученного соотношения концентрации суммы УВ + СВ и СХК, называемого кратностью СХК, можно делать выводы о характере загрязнения. При свежем поступлении нефти или нефтепродуктов в донные отложения кратность СХК > 1, при хроническом загрязнении (присутствуют уже трансформированные компоненты нефтяного загрязнения) — кратность СХК < 1 [10].

Значения кратности СХК для ДО, полученные в весенний и осенний периоды 2016—2020 гг. менялись в очень широком диапазоне — от 0.2 до 56.8 (табл. 3).

Согласно полученным данным, повышенному поступлению нефтяного загрязнения подвержены ДО в прибрежных районах пос. Южная Озереевка (потенциальное влияние КТК), пос. Абрау-Дюрсо (перенос загрязнения от КТК с основным Черноморским течением), в Керченском предпроливье (влияние якорной стоянки судов).

выводы

За период весенних и осенних наблюдений 2016–2020 гг. концентрации суммы УВ и СВ в отдельных пробах воды акватории северо-восточного побережья Черного моря варьировали в диапазоне – от <0.02 до 0.47 мг/л, а средние величины весной составляли 0.02–0.08 мг/л, осенью – 0.03–0.04 мг/л. Доля СВ в отдельных случаях достигала 30% от суммы, а в составе н-алканов преобладали нефтяные гомологи. Наиболее высокие концентрации отмечаются на участке Анапа–Новороссийск.

В ДО концентрации суммы УВ и СВ во время весенних и осенних наблюдений 2016–2020 гг. находились в пределах <0.02–2.84 г/кг, при средних значениях – 0.16–0.61 г/кг сухой массы. Доля СВ в донных отложениях моря колебалась в диапазоне 30–70% от суммы. Максимальное загрязнение ДО, так же, как и водной толщи, обнаружено в весенний период 2017 г. Повышенное содержание суммы УВ и СВ характерно для тонкодисперсных ДО (>0.50 г/кг) пос. Архипо-Осиповка, г. Туапсе и г. Сочи.

Сравнение результатов определения суммы УВ и СВ по кратности СХК, учитывающей гранулометрический состав донных отложений, показало, что наиболее загрязнены ДО в прибрежных районах поселков Южная Озереевка, Абрау-Дюрсо, и в Керченском предпроливье.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Барабашин Т.О., Павленко Л.Ф., Кораблина И.В. Факторы влияния транспортировки нефти на экологическое состояние водных объектов // Защита окружающей среды в нефтегазовом комплексе. 2020. № 1. С. 7–13.
- Барабашин Т.О., Кораблина И.В., Павленко Л.Ф. Методическое обеспечение мониторинга загрязнения водных объектов Азово-Черноморского бассейна // Водные биоресурсы и среда обитания. 2018. Т. 1. № 3–4. С. 9–27.
- Борисов В.М., Осетрова Н.В., Пономаренко В.П. Влияние разработки морских месторождений нефти и газа на биоресурсы Баренцева моря: Методические рекомендации по оценке ущерба рыбному хозяйству. М.: Экономика и информатика, 2001. 272 с.
- 4. Воробьев В.Л., Акимов В.А., Соколов Ю.И. Предупреждение и ликвидация аварийных разливов нефти и нефтепродуктов. М.: Ин-октаво, 2005. 368 с.
- 5. Виноградова О.К. Наступление на Черное море // Политика и управление. 2011. № 9. С. 70–74.
- 6. Жукова С.В., Шишкин В.М., Подмарева Т.И. и др. Особенности формирования режима течений Темрюкского залива Азовского моря в летний период 2008–2014 гг. // Защита окружающей среды в нефтегазовом комплексе. 2016. №2. С. 13–20.

- Иванов А.Ю., Кучейко А.А., Филимонова Н.А. и др. Пространственно-временное распределение пленочных загрязнений в Черном и Каспийском морях по данным космической радиолокации: сравнительный анализ // Исследование Земли из космоса. 2017. № 2. С. 13–25.
- Качество морских вод по гидрохимическим показателям. Ежегодник 2018 / Под ред. А.Н. Коршенко. М.: Наука, 2019. 190 с.
- Кленкин А.А., Корпакова И.Г., Павленко Л.Ф. и др. Экосистема Азовского моря: антропогенное загрязнение. Краснодар: ФГУП АзНИИРХ, 2007. 324 с.
- 10. Кленкин А.А., Агапов С.А. Динамика распределения нефтепродуктов в воде и донных отложениях Азовского и Черного морей после аварии судов в Керченском проливе // Водные ресурсы. 2011. Том 38. № 2. С. 214–222.
- 11. Лаврова О.Ю., Митягина М.И. Спутниковый мониторинг пленочных загрязнений поверхности черного моря // Исследование земли из космоса, 2012, № 3, С. 48–65.
- Мирошина Е.А., Петренко М.Т., Зимнова В.А. Динамика развития сырьевого экспорта РФ с 2016 по 2020 год на примере сырой нефти // Молодой ученый. 2020. №20 (310). С. 438–442. URL: https://moluch.ru/archive/310/70230.
- 13. Митягина М.И., Лаврова О.Ю., Бочарова Т.Ю. Спутниковый мониторинг нефтяных загрязнений морской поверхности // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2015. Т. 12. № 5. С. 130–149.
- Немировская И.А. Уровни и генезис углеводородов в прибрежных районах российского сектора Черного моря // Труды ГОИН. 2019. №220. С. 221–243.
- Немировская И.А., Завьялов П.О., Коновалов Б.В. и др. Содержание и состав углеводородов в воде и осадках в районе Керченского пролива // Докл. РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 492. № 1. С. 118–123.
- Павленко Л.Ф., Ларин А.А., Скороход И.А. и др. Особенности установления компонентного состава нефтяного загрязнения экосистем Азовского и Черного морей // Экологический вестник научных центров ЧЭС. 2012. № 4. С. 46–52.
- Павленко Л.Ф., Скрыпник Г.В., Клименко Т.Л. и др. Современный уровень загрязнения Черного моря нефтяными компонентами // Труды АзНИИРХ (результаты рыбохозяйственных исследований в Азово-Черноморском бассейне). Ростов-на-Дону: ФГБНУ "АзНИИРХ", 2017. С. 196–202.
- Патин С.А. Нефтяные разливы и их воздействие на морскую среду и биоресурсы. М.: ВНИРО, 2008. 507 с.
- Практическое руководство по химическому анализу элементов водных экосистем. Приоритетные токсиканты в воде, донных отложениях, гидробионтах. / Под ред. Т.О. Барабашина. Ростов-на-Дону: Мини Тайп, 2018. 436 с.
- 20. Темердашев З.А., Павленко Л.Ф., Корпакова И.Г. и др. Генезис углеводородов в воде и донных отложениях Азовского и Черного морей // Экологическая химия. 2017. Т. 26. № 2. С. 101–108.

- Техногенное загрязнение и процессы естественного самоочищения Прикавказской зоны Черного моря / Под ред. И.Ф. Глумова и др. М.: Недра, 1996. 502 с.
- Шнюков Е.Ф., Коболев В.П. Грязевулканические залежи газогидратов метана в Черном море // Геологія і корисні копалини Світового океану. 2018. № 1. С. 5–34.
- Энергетический бюллетень. Развитие транспортировки нефти. Аналитический центр при Правительстве Российской Федерации. Выпуск июнь 2020. 62 с.
- AMAP (Arctic Monitoring and Assessment Programme). AMAP Assessment 2002: Persistent organic pollution in the Arctic. Oslo: AMAP. 2007. 57 p.
- Carls M.G., Marty G.D., Hose J.E. Synthesis of the toxicological impacts of the Exxon Valdez oil spill on Pacific herring (Clupea pallasi) in Prince William Sound, Alaska, U.S.A. // Can. J. Fish. Aquat. Sci. 2002. Vol. 59. P. 153–172.
- Balcioğlu E.B., Gönülal O., Güreşen S.O. et al. Comparison and origins of polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) in the entrance and the exit of the Turkish Straits System (TSS) // Marine pollution bulletin. 2018. V. 136. P. 33–37.

- 27. *ITOPF* (International Tanker Owners Pollution Federation Limited). Use of GIS for assessing the changing risk of oil spills from tankers. London: ITOPF, 2007. 10 p.
- Kuzanova I., Lashkauri M. Riverine Input of Pollutants from Georgia in the Black Sea Basin. // In: Cagatay N. (Ed.) Proceedings of IOC/BSRC Workshop on Black Sea Fluxes. Paris: UNESCO, 2000. Workshop Report № 145. P. 85–88.
- Mityagina M., Lavrova O. Satellite Survey of Inner Seas: Oil Pollution in the Black and Caspian Seas // Remote Sensing. 2016. V. 8. P. 875. https://doi.org/10.3390/rs8100875
- NAS (National Academy of Sciences). Oil in the Sea III: Inputs, Fates, and Effects. National Research Council. Washington, D.C.: The National Academies Press, 2003. 265 p.
- Nishimura M., Beker E.W. Possible origin of n-alkanes with remarkable even-to-odd predominance in recent marine sediments // Geochim. Cosmochim Acta. 1986. V. 50. № 2. P. 299–305.
- Balkıs N., Aksu A., Erşan M.S. Petroleum hydrocarbon contamination of the Southern Black Sea Shelf, Turkey // Environmental Science and Pollution Research. 2012. V. 19. P. 592–599.

Components of Oil Pollution in Water and Bottom Sediments of the North-Eastern Part of the Russian Black Sea Region

L. F. Pavlenko^{*a*, #}, T. O. Barabashin^{*a*}, S. V. Zhukova^{*a*}, I. V. Korablina^{*a*}, N. S. Anohina^{*a*}, T. L. Klimenko^{*a*}, V. S. Ekilik^{*a*}

^aAll-Russian Scientific Research Institute Fisheries and Oceanography, Azov-Black Sea Branch, Rostov-on-Don, Russia [#]e-mail: pavlenko.lili@yandex.ru

The results of studies of oil pollution (by the sum of hydrocarbons and resinous substances) of the water column and bottom sediments of the north-eastern part of the Black Sea in the spring and autumn periods are presented. It is established that the level of oil pollution of the sea water column has decreased on average in comparison with the results of observations in 2001–2010, but in some areas it remains quite high. The most polluted areas are: the Kerch pre-Strait and the section of the sea between the cities of Anapa-Gelendzhik, where the composition of n-alkanes is dominated by oil homologs. Pollution of bottom sediments in the coastal sea area in the period 2016–2020 is at a higher level than in 2001–2010. Along with petroleum-derived hydrocarbons, terrigenous hydrocarbons are present in the bottom sediments. Increased pollution of bottom sediments is observed in the area of Abrau-Durso, Southern Ozereevka, and Arkhipo-Osipovka. Taking into account the granulometric composition (according to the multiplicity of SHK), the bottom sediments of the Kerch pre-Strait also belong to the areas of increased pollution.

Keywords: Black Sea, north-eastern part, hydrocarbons, resinous substances, n-alkanes

——— МОРСКАЯ БИОЛОГИЯ —

УДК 597-19(265.2)

МЕЗОПЕЛАГИЧЕСКИЙ МИКРОНЕКТОН И МАКРОПЛАНКТОН И УСЛОВИЯ ЕГО ОБИТАНИЯ В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ПАЦИФИКЕ

© 2022 г. А. С. Курносова^{1, *}, А. А. Сомов¹, А. Н. Канзепарова¹, М. А. Зуев¹, С. Ю. Орлова^{2, 3}, Д. С. Курносов¹, А. М. Орлов^{2, 3, 4, 5, 6, 7}

¹Тихоокеанский филиал ФГБНУ "ВНИРО" (ТИНРО), Владивосток, Россия ²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, Россия ³Всероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии, Москва, Россия ⁴Институт проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова РАН, Москва, Россия ⁵Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия ⁶Дагестанский государственный университет, Махачкала, Россия ⁷Прикаспийский институт биологических ресурсов ДНЦ РАН, Махачкала, Россия ^{*}e-mail: anna.vazhova@gmail.com Поступила в редакцию 02.02.2021 г. После доработки 10.03.2021 г. Принята к публикации 08.04.2021 г.

Проанализированы различия вертикальной структуры вод и гидрохимических параметров на трех океанических станциях в северо-восточной части Тихого океана. Представлены данные по видовому составу мезопелагических рыб, кальмаров и желетелых организамов, совершающих суточные вертикальные миграции в эпипелагиаль. Проанализированы различия в их соотношении и размерном составе на разных станциях. Соотношение видов, размеры и общая биомасса микронектона и макропланктона претерпевали изменения в юго-западном направлении, что связано, прежде всего, с изменчивостью океанологических характеристик подповерхностного слоя.

Ключевые слова: северо-восточная часть Тихого океана, гидрология, гидрохимия, эпипелагиаль, вертикальная структура вод, мезопелагические рыбы, головоногие моллюски, желетелые организмы, микронектон, макропланктон

DOI: 10.31857/S0030157422010075

ВВЕДЕНИЕ

В открытом океане вертикальные и горизонтальные градиенты температуры, солености, освещенности, давления и гидрохимических характеристик обуславливают своеобразие жизни на разных глубинах [14]. Одной из самых населенных и богатых в видовом отношении зон Мирового океана является мезопелагиаль; мезопелагические микронектон и макропланктон (рыбы, кальмары, желетелые и др.) распространены повсеместно на глубинах свыше 200 м от Шпицбергена и северной части Берингова моря до шельфовых ледников Антарктиды [10, 14]. Фауна мезопелагиали крайне богата в видовом отношении [2, 18, 20, 23]. Только в субарктической части Тихого океана насчитывается около 200 видов мезопелагических рыб [19], при этом светящихся анчоусов (сем. Мусtophidae) в Тихом океане насчитывается более 50 видов [14].

Отличительной особенностью многих мезопелагических видов являются вертикальные суточные миграции из мезопелагиали в эпипелагиаль [9], что обеспечивает, таким образом, связь между мезо- и эпипелагиалью за счет переноса вещества и энергии [9, 17, 19, 25, 34, 36, 37, 39, 40].

По оценкам многих авторов, ресурсы мезопелагиали в Мировом океане (без учета кальмаров) огромны и могут достигать 1 млрд т, а в Тихом океане оцеиваются величиной, превышающей 300 млн т [7, 23, 24, 27]. С учетом последних акустических исследований эта цифра может быть еще выше, так как недоучет обилия траловым методом может достигать двух порядков [26]. В настоящее время ресурсы мезопелагиали рассматриваются как перспективные для промысла в качестве источника кормов для аквакультуры [32].

Несмотря на высокий интерес к мезопелагическим микронектону и макропланктону и большой объем проведенных исследований, виды этой группы до сих пор являются малоизученными. Особенности пространственного распределения, биологии, состояния запасов, видовой структуры



Рис. 1. Схема станций в открытых водах СВТО (цифры – номера комплексных станций, А – океанологическая станция для сравнения гидрологических параметров).

и приуроченности к определенным водным массам фауны мезопелагиали остаются по большей части неясными [2, 20, 25, 35, 36]. Особенно это характерно для открытых океанических вод восточной части Тихого океана, где исследования проводятся крайне редко и нерегулярно.

Цель данного исследования — получение новых данных о составе, соотношении видов, размерах и биомассе мезопелагического микронектона и макропланктона в открытых водах северо-восточной Пацифики в связи с условиями их обитания.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Настоящее сообщение основано на результатах исследований, проведенных в марте 2019 г. в открытых водах северо-восточной части Тихого океана (СВТО) на НИС "Профессор Кагановский" (рис. 1). Работы проводили во время перехода из п. Ванкувер (Канада) в район возвышенностей Императорского хребта [13].

Сбор гидрологической информации осуществлялся с помощью гидрологического комплекса Sea Bird Electronics model 25 (SBE 25) до глубины 500 м с отбором проб на стандартных горизонтах для определения количества растворенного кислорода, силикатов, минеральных форм фосфора и азота. Гидрохимические измерения проводились по стандартным методикам, рекомендованным для исследований рыбохозяйственных водоемов и перспективных для промысла районов Мирового океана [12]. Для обработки данных использовалось стандартное программное обеспечение для SBE 25 и Ocean Data View V.4.7.1. Для построения геострофической карты в северовосточной части Тихого океана в период исследований были использованы данные анализа спутниковой информации OSCAR (https://podaac.jpl.nasa.gov/dataset/OSCAR L4 OC thirddeg) и программное обеспечение Surfer 11 (Golden Software, Inc.).

Также для анализа океанологической ситуации в районе исследований были использованы среднемесячные для марта 2019 г. данные анализа спутниковой информации по физическим параметрам с портала http://marine.copernicus.eu. Для сравнения вертикальной структуры вод использовали данные зондирования на станциях 99 и 100. Поскольку зондирование на станции 98 по техническим причинам не проводилось, вертикальное распределение температуры и солености на станции 98 получено с помощью данных анализа спутниковой информации по физическим параметрам воды (GLOBAL ANALYSIS FORE-CAST PHY 001 024). Для того, чтобы воспользоваться модельными данными для вертикальной структуры на станции 98, было проведено сравнение инструментальных и модельных данных по температуре и солености для станций 99, 100 и А.

Данные ихтиологических исследований основаны на результатах часовых тралений, которые выполнялись разноглубинным тралом РТ 80/396 с мелкоячейной вставкой в кутце (10 мм) последовательно на трех горизонтах 60–90, 30–60 и 0– 30 м по 20 мин в каждом горизонте (табл. 1). Каждая станция выполнялась в сумеречное время, когда мезопелагические рыбы и кальмары активно мигрируют в эпипелагиаль.

Всего проанализировано 1700 экз. гидробионтов, в т.ч. выполнен биологический анализ 201 экз. и массовый промер 1499 экз. Для расчета относительной численности/биомассы гидробионтов использовали площадной метод [1], в котором учитываются горизонтальное раскрытие трала, средняя скорость и продолжительность траления, численность/масса объекта в улове, а также коэффициенты уловистости для каждого вида [3].



Рис. 2. Схема течений в северо-восточной части Тихого океана на 29.03.2019 г., рассчитанная по модели OSCAR.

Для сравнения видового и численного состава кальмаров были использованы материалы базы данных "Морская биология" в соответствии со станциями, расположенными близ района исследования.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Гидрологические и гидрохимические исследования

Динамика вод. Исследуемый район расположен в зоне замедляющегося при приближении к североамериканскому континенту Северо-Тихоокеанского (Субарктического) течения (рис. 2). Вследствие замедления в этой зоне можно наблюдать слабые циклонические и антициклонические круговороты. Карта течений (см. рис. 2) в северо-восточной части Тихого океана позволяет идентифицировать элементы поля геострофических течений (вихревые образования) в пределах съемки. Все исследованные станции расположены в областях с низкими скоростями течений. Наибольшие скорости течений (до 0.15 м/с) зафиксированы в районе ст. 100, наименьшие (0.05 м/с) – в зоне ст. 98. На схеме геострофической составляющей течений на поверхности исследуемого района можно отметить, что ст. 99 расположена на границе антициклонического круговорота со скоростями течений в пределах 0.1 м/с.

Пространственное распределение гидрологических параметров. Спутниковые данные распределения температуры и солености на поверхности, смоделированные до горизонта 250 м, демонстрируют широкий диапазон термохалинных па-

Nº трала	Дата	Время начало траления	UTC	Время окончания траления	Координаты траления	Скорость, узлы	Курс, градусы	Глубина, м	Поверхностная температура, °С	Вертикальное раскрытие трала, м	Горизонтальное раскрытие трала, м
98	26.03	18:32 (+14)	04:32	19:32	45°02.0' с.ш. 143°18.6' з.д.	4.3	194	4500	9.2	32.7	45.2
99	28.03	18:37 (+13)	05:37	19.37	43°10.0' с.ш. 152°24.0' з.д.	3.9	258	5100	9.1	33.7	44.5
100	31.03	18:38 (+13)	05:38	19:38	41°16.2′ с.ш. 161°20.0′ з.д.	4.0	253	5500	8.7	33.7	43.0

Таблица 1. Характеристики станций и тралений в период проведения работ в открытых водах СВТО



Рис. 3. Распределение термохалинных параметров на поверхности (вверху) исследованного района и на горизонте 250 м (внизу).

раметров в исследованном районе (рис. 3). Так значения температуры от поверхности до 100 м варьировали в среднем от 7 до 12°C, значения солености – от 32.5 до 33.5‰, формируя довольно однородный верхний слой. На карте пространственного распределения поверхностной температуры видно, что исследованные станции 98, 99 и 100 были расположены примерно в одном поле температуры 8.7-9.2°С, но соленость в поверхностном слое варьировала от 32.5 до 33.2%. На станции А, которая выбрана для сравнения как точка с субарктической структурой вод, значения температуры и солености на поверхности составляли 7.5°C и 32.5‰. В подповерхностном слое (250 м) четкие различия наблюдались по температуре (от 6.5 до 8.5°С), но по солености водные массы были практически однородными (33.9-34.1‰) (см. рис. 3).

Вертикальное распределение гидрологических параметров. Для того, чтобы воспользоваться модельными данными для вертикальной структуры на станции 98, было проведено сравнение инструментальных и модельных данных по температуре и солености для станций 99, 100 и А (рис. 4). Коэффициент корреляции вертикального хода параметров составил 0.91–0.99 для температуры и 0.94–0.99 для солености. Модельные данные представлены в среднемесячном осреднении. Поэтому, несмотря на то, что величины немного различаются, вертикальная структура модельных термохалинных параметров для станций А и 98 оказалась весьма схожей наличием однородного перемешанного слоя до горизонта 100 м и подповерхностным увеличением солености ниже скачка плотности. Также схожими оказались модельные оценки и термохалинные значения *in-situ* для станций 99 и 100, что позволяет воспользоваться модельными данными для восполнения таковых на станции 98.

Вертикальные профили температуры на станциях А, 98 и 99 интерпретируются как типичная для этого района разновидность субарктической структуры, несмотря на то, что на поверхности моря значения температуры и солености на станции 99 были выше, чем на расположенной южнее станции 100 (рис. 5). Однако увеличение значений солености в подповерхностном слое на станциях 99 и 100 указывают на субтропическое происхождение вод. Поверхностная вода на станциях 99 и 100 имела довольно низкую температуру (характерную для субарктической), но все еще высокую соленость (характерную для субтропической).

На станциях А и 99 преимущественно субарктическое происхождение водных масс подтверждают и измеренные гидрохимические параметры: высокое содержание растворенного кислорода (6.5–6.9 мл/л) в верхнем 100-метровом слое и характерное для субполярных вод высокое содержание минерального фосфора (0.6–1.5 мкМ/л) и азота (6.8–9.5 мкМ/л) (табл. 2).

Согласно особенностям термохалинной вертикальной структуры на станции 100 выделяется подповерхностное увеличение концентрации растворенного кислорода (на 0.1–0.2 мл/л) вследствие распространения поверхностных субаркти-



Рис. 4. Сравнение вертикальных профилей температуры (слева) и солености (справа) для станций А и 98 (точками обозначены значения на горизонтах).



Рис. 5. Вертикальные профили температуры (слева) и солености (справа) на исследованных станциях по данным модельных оценок (вверху) и *in situ* (внизу).



Рис. 6. Соотношение основных групп организмов в уловах по численности (а) и биомассе (б) на различных станциях.

ческих вод к югу, накрывающих субтропические воды. Отмеченное уменьшение величин гидрохимических параметров ниже термоклина при движении в юго-западном направлении (от станции 98 к станции 100) также свидетельствует об изменении структуры вод в подповерхностном слое в исследованной фронтальной зоне.

Состав и соотношение видов в уловах. В уловах на трех рассматриваемых океанических станциях отмечено 14 видов рыб, 6 видов головоногих моллюсков (кальмары) и 3 вида желетелых (медузы и гребневик). Максимальная численность и биомасса всех гидробионтов отмечалась на центральной станции (99), за исключением Onychoteuthis borealijaponica и Corolla calceola (табл. 3). В уловах всех тралений как по численности, так и по биомассе преобладали кальмары, при этом их доля по численности была максимальна на крайней восточной станшии, а по биомассе – на крайней западной. Рыбы в уловах составляли 16-45% по численности и 25-41% по биомассе. Доля медуз в уловах была мала и их численность и биомасса vменьшалась с востока на запад (рис. 6).

Среди рыб по численности в уловах преобладал Lestidium ringens, представленный преимущественно молодью, на долю которого пришлось 31.8% общего числа особей, а по биомассе – Nannobrachium ritteri (19.2%). По численности и биомассе среди кальмаров в уловах преобладал Abraliopsis felis. На него среди кальмаров пришлось 81.1% численной и 90.7% весовой доли, в общем улове – 48.6 и 57.1%, соответственно. Среди желетелых по численности и биомассе доминировала Corolla calceola – 89.2 и 58.9%.

При продвижении с востока на запад в уловах последовательно уменьшалась как по численности, так и по биомассе доля Nansenia candida, в то же время в этом же направлении возрастала доля трех видов – Diaphus theta, Notoscopelus japonicus и Stenobrachius leucopsarus. Nannobrachium ritteri по численности и биомассе отмечался массово на центральной станции (99). Symbolophorus californiensis практически отсутствовал на двух первых станциях (98 и 99) (рис. 7).

Среди кальмаров доля доминирующего вида – *Abraliopsis felis* существенно не изменялась во всех уловах как по численности (77–82%), так и по

Глубина, м	О ₂ мл/л			O ₂ %		Si, мкМ/л		DIP, мкМ/л			DIN, мкМ/л				
	А	99	100	Α	99	100	Α	99	100	А	99	100	Α	99	100
0	6.85	6.64	6.65	101.5	101.6	100.9	12.57	12.06	19.24	0.89	0.69	0.66	11.54	7.09	9.15
25	6.56	6.66	6.73	97.2	102.0	102.1	13.85	11.29	16.67	0.89	0.58	0.62	13.15	6.39	9.20
50	6.95	6.46	6.69	103.0	98.7	101.4	12.83	11.03	16.93	0.89	0.62	0.62	13.46	7.59	9.54
100	6.78	6.93	6.82	99.7	106.0	106.5	15.13	11.29	12.31	0.97	0.66	0.54	13.23	7.31	6.76
150	5.90	5.16	5.47	84.5	79.2	85.9	28.73	23.60	16.16	1.27	0.97	0.69	20.85	16.57	11.59
250	4.99	5.40	5.33	69.7	79.4	81.5	41.55	35.65	27.45	1.62	1.31	1.04	28.13	22.18	19.46
500	1.92	1.88	2.76	26.2	26.0	39.0	80.54	82.08	67.72	2.32	2.39	2.05	36.25	39.25	33.25

Таблица 2. Значения гидрохимических параметров на исследованных станциях (O₂ – растворенный кислород, Si – растворенный кремний (силикаты), DIP – растворенный неорганический фосфор (фосфаты), DIN – растворенный неорганический азот (нитриты + нитраты))

Dere	№ станции							
Бид	98	99	100					
Diaphus theta	2639/2.9	57340/102.9	27814/38.7					
Nannobrachium ritteri	83/0.2	47073/150.7	628/0.6					
Lestidium ringens	69/0.1	29884/15.5	16/0.2					
Nansenia candida	1972/12.8	16490/50.8	2606/7.8					
Notoscopelus japonicus	_	6783/44.9	4175/24.0					
Stenobrachius leucopsarus	1500/1.4	36713/73.5	_					
Symbolophorus californiensis	28/0.1	560/1.4	22069/48.6					
Tarletonbeania crenularis	1722/4.3	15307/48.9	1381/4.2					
Congriscus megastomus	1667/75.3	2178/36.7	1570/36.4					
Abraliopsis felis	37042/114.9	209794/662.0	105585/453.8					
Boreoteuthis borealis	7195/16.7	10236/22.1	188/11.3					
Okutania anonycha	3612/3.1	31735/31.7	27940/30.1					
Onychoteuthis borealijaponica	83/2.2	31/0.8	157/6.2					
Atolla wyvilei	28/0.3	62/0.1	31/0.3					
Corolla calceola	5584/6.1	156/0.2	126/0.1					
Hormiphora cucumis	306/2.2	124/0.4	157/1.3					
Итого	63531/242.8	431597/1227.2	194442/663.5					

Таблица 3. Видовой состав уловов и плотность распределения микронектона и макропланктона в верхней эпипелагиали открытых вод северо-восточной Пацифики 26–31 марта 2019 г. (относительная численность, экз./км²/относительная биомасса, кг/км²)

биомассе (83–92%). Доля других видов кальмаров при этом менялась значительно. Численная и массовая доля *Boreoteuthis borealis* в направлении с востока на запад последовательно уменьшалась, а *Okutania anonycha*, наоборот, увеличивалась (рис. 7).

В направлении с востока на запад численная и массовая доли медуз *Corolla calceola* уменьшались с 94.4 до 40% и 71.1 до 7.5%, соответственно, а гребневиков *Hormiphora cucumis*, наоборот, возрастали с 5.2 до 50% и 24.4 до 77.4% соответственно. Массовая доля медуз *Atolla wivillei* также возрастала с 3.5 до 15.1% (рис. 7).

Размерный состав. Наибольшая известная длина тела диафа-тета *Diaphus theta* около 9 см [2]. В наших уловах по относительной численности и биомассе — это второй вид, представленный особями длиной от 2.5 до 6.5 см (в среднем 5.1 см) (рис. 8). Основу уловов (76.2%) слагали рыбы длиной 4.5–5.5 см. Средняя длина рыб на восточной и западной станциях (4.6 и 5.0 см) была меньше, чем на центральной (5.8 см).

Наибольшая известная длина тела светлоплавникового стенобраха *Stenobrachius leucopsarus* около 9 см [2]. Данный вид в уловах по относительной численности и биомассе занимал третью позицию и был представлен особями длиной от 3 до 8 см при среднем значении 5.9 см и преобладании размерной группы 5–7 см, на которую пришлось 84.3% общей численности рыб (рис. 8). Средняя длина тела увеличивалась с востока на запад. На восточной станции (99) она составила 5.1 см, а на 98-й – 6.4 см.

Максимальная известная длина белой нансении *Nansenia candida* составляет 24 см [28]. Доля ее в уловах последовательно снижалась с востока на запад, была представлена особями длиной от 5.5 до 21.5 см с преобладанием (69.7%) размерной группы 6.5–8.5 см. Также была заметна доля (8.6%) более крупных особей длиной 14.5–15.5 см (рис. 8). Средняя длина тела *N. candida* уменьшалась с востока на запад. Так на восточной станции она равнялась 10.1 см, на центральной – 8.5 см и на западной – 8 см. При этом по длине и массе тела наблюдался ярко выраженный половой диморфизм – самки были гораздо длиннее и тяжелее самцов. Так, их средняя длина составляла, соответственно, 14.3 и 10.3 см, а масса тела – 24.4 и 8.4 г.

Западная тарлетонбиния *Tarletonbeania crenularis* достигает максимальной длины 8.4 см [21]. В наших уловах данный вид был представлен особями длиной от 3 до 8 см при среднем значении 7.3 см и преобладании (86.5%) размерной группы 7–8 см (рис. 8). Наименьшая средняя длина тела рыб отмечалась на восточной станции (6.9 см), а на центральной и западной была одинаковой (7.6 см). В уловах численно преобладали самки (76%), при этом половой диморфизм в размерах выражен не был – средняя длина самцов и самок КУРНОСОВА и др.



Рис. 7. Долготные изменения доли рыб, кальмаров и желетелых в уловах по численности (а) и биомассе (б) на различных станциях.

составила 7.3 и 7.2 см, масса тела — 3.4 и 3.5 г, соответственно.

Наибольшая известная длина тела японского нотоскопела *Notoscopelus japonicus* около 15 см [2]. Данный вид в уловах был представлен особями длиной от 7.5 до 12.5 см при среднем значении 9.5 см и численном преобладании рыб размерной группы 8.5–9.5 см, на которую пришлось 94.3% общей численности рыб (рис. 8). Японский нотоскопел встрчался на двух станциях и его средняя длина уменьшалась с востока на запад. Так, на центральной станции она составила 10.1 см, а на западной – 9.4 см. При этом, при равной массе тела (в среднем 6.0 г) самки были несколько длиннее самцов (в среднем 9.4 и 9.0 см соответственно).

Северный кальмар *Boreoteuthis borealis*, являясь полиморфным видом, в северной части Тихого океана представлен двумя внутривидовыми группировками: мелкоразмерной и крупноразмерной [29].



Рис. 8. Размерный состав гидробионтов в уловах на различных станциях (*N* – число промеренных особей, *M* – средняя длина).

Максимальная длина мантии (ДМ) зрелых кальмаров мелкоразмерной группировки достигает 17.9 см, крупноразмерной — 30.0 см у самок и 27.8 см у самцов [6]. Данный вид в наших уловах был представлен неполовозрелыми особями размерами от 2.4 до 7.2 см (рис. 8). На восточной и центральной станциях средняя ДМ северного кальмара практически не отличалась и составила 3.9 и

3.7 см, соответственно, в то время как на западной была заметно больше (5.2 см). Кроме того, на станции 100 выловлены три более крупные нагульные самки с длиной мантии 12.5, 14.7 и 14.9 см и один самец с ДМ 13.7 см.

Окиtania anonycha отличается небольшими размерами, максимальная длина мантии до 15.0 см [30]. На всех станциях был представлен молодью с ДМ от 2.0 до 4.8 см (рис. 8). Прослеживалось увеличение средней длины мантии этого кальмара с востока на запад. Так на восточной станции средняя длина мантии составила 2.7 см, на центральной – 2.9 см, на западной – 3.3 см.

Максимальный размер мантии Abraliopsis felis до 5.7 см [16]. В уловах зарегистрированы особи с ДМ от 2.8 до 5.3 см (рис. 8), средняя величина которой увеличивалась с востока на запад. На восточной и центральной станциях она практически не отличалась (3.9 и 4.0 см соответственно), а на западной составила 4.4 см.

ОБСУЖДЕНИЕ

Выполненные станции находились на большом расстоянии друг от друга по разные стороны от Субарктического фронта, в динамической фронтальной зоне смешения субарктических и субтропической вод. Географически зона проведения работ относится к субарктическому фронту, который является границей между различными структурами водных масс [4]. В этой фронтальной зоне происходит смешение вод различной структуры, а следовательно перенос теплых поверхностных вод в субарктику и обратный перенос глубинных холодных субарктических вод [11].

Данные судового и спутникового зондирования в районе работ показывают, что станции были выполнены в высокоградиентной области субарктического фронта: на северной станции (98) водные массы имели выраженную субарктическую структуру, станция 99 располагалась в зоне смешения вод, а наиболее южная станция (100) на южной периферии фронта с переходом в транзитный домен [22]. Основные отличия были характерны именно для подповерхностного слоя, что, как будет показано ниже, более существенно для состава и обилия микронектона и макропланктона, нежели характеристика приповерхностных вод.

Особенности вертикальной термохалинной структуры на станциях 99 и 100 могут быть следствием того, что поверхностные субарктические воды в этом районе были распространены далеко к югу, накрыв субтропические воды. Как было показано выше, поверхностная вода на станциях 99 и 100 имела довольно низкую температуру (характерную для субарктической), но все еще высокую соленость (характерную для субтропической). Это является следствием эффекта "двойной диффузии" [8], когда при горизонтальном турбулентном взаимодействии обмен температурой происходит быстрее, чем обмен соленостью из-за различия коэффициентов турбулентного обмена. В целом, анализ структуры вод на всех исследованных станциях свидетельствует о пересечении в момент выполнения работ динамической фронтальной зоны.

Как было показано на геострофической карте, в момент исследования во фронтальной зоне, где расположены все станции, скорости течений на поверхности варьировали от 0.05 до 0.15 м/с, однако стоит учитывать, что ниже 100-метрового слоя, где в основном обитают мезопелагические мигранты, течения не так ярко выражены [8]. Из этого можно предположить, что на распределение видов большее влияние оказывает вертикальная структура вод ниже 100 метров: субтропические воды на 99 и 100 станции и субарктические – на 98 станции. При этом, образованный в районе ст. 99 нестационарный антициклонический вихрь, может оказывать влияние на количественный состав микронектона, поскольку в вихревых системах концентрируются планктонные организмы, служащие объектами питания различным пелагическим рыбам [5, 31].

Таким образом, вероятно на видовой состав микронектона и макропланктона большее влияние оказывает вертикальная структура вод подповерхностного слоя. При этом на распределение биомассы и размеров частично оказывают влияние течения и вихри, поскольку в ночное время, когда проводились траления, эти виды поднимаются в верхний эпипелагический слой.

По результатам ихтиологических исследований можно сказать, что особенности вертикальной структуры вод в подповерхностном слое и вихревые образования на поверхности исследованного района оказали влияние на характерную долготную изменчивость в составе уловов. Так полученные данные по биомассе и соотношению видов показывают, что в составе уловов наблюдалась изменчивость, которая проявлялась как в соотношении биомассы/численности основных групп (рыбы, кальмары, желетелые) (см. табл. 3, рис. 6), так и внутри них. Наглядно подобные долготные изменения можно проследить на примере рыб, а наиболее ярко они были выражены в отношении желетелого макропланктона (см. рис. 7).

Несмотря на то, что по данным трех станций судить о достоверности влияния того или иного фактора среды на состав уловов микронектона и макропланктона сложно, на основании собственных и литературных данных мы можем предположить наличие связи между обилием и составом их сообществ и характером водных масс. Так сравнимые данные по мезопелагическим рыбам в Ти-

хом океане были получены в 1989 г. в рейсе НПС "Посейдон" [7]. При анализе ресурсов мезопелагических рыб Северной Пацифики, ориентируясь на классификацию водных масс [22], были выделены ценотические комплексы. В этой классификации в рассматриваемом регионе выделено пять доменов. Наши станции, судя по всему, располагались между районом центрального субарктического домена и транзитного домена (в понимании [22]) или между северной и южной зонами тихоокеанского дрейфа (в понимании [7]). Основной характеристикой этой переходной зоны между субарктикой и транзитным доменами являются обширные вторжения холодной распресненной воды вдоль северной границы и теплой соленой вдоль южной границы [22]. Схожие явления мы наблюдали на нашем разрезе, особенно это было характерно для подповерхностного слоя, т.к. у поверхности температура на всех станциях была практически идентичной.

В отношении кальмаров, сравнимые данные также были получены в ходе уже упоминавшегося рейса НПС "Посейдон" в 1989 г., однако в литературе эти данные не были освещены. По материалам БД "Морская биология", в отличие от наших данных, в 1989 г. в уловах повсеместно доминировала *О. anonycha*, концентрация которой на исследуемой нами акватории составляла от 22 до 480 кг/км². В 2019 г. среди головоногих доминировал *А. felis*, концентрации которого были в пределах 114.9–662 кг/км². При этом, как в 1989, так и в 2019 гг. максимальные концентрации кальмаров, как и мезопелагических рыб наблюдались в наиболее высокоградиентных зонах.

По данным Каредина [7], для указанных водных масс были выделены следующие доминирующие виды: Diaphus theta (53%), Stenobrachius leucopsarus (22%) и Nannobrachium ritteri (13%) в зоне северного тихоокеанского дрейфа и Ceratoscopelis warmingi (49%) и Diaphus perrspicillatus (21%), Stenobrachius leucopsarus (5%) в зоне южного тихоокеанского дрейфа. По нашим данным, видовой состав мезопелагических рыб несколько отличался: на трех станциях соотношение мезопелагических рыб следующее: Nannobrachium ritteri (22%). Diaphus theta (21%), Stenobrachius leucopsarus (16%), Notoscopelus japonicus (15%). Если сравнивать только данные тралений, выполненных в 1989 г. вблизи наших станций, то сходство видового состава значительно повышается. Тем не менее, отмечавшиеся среди доминантов в 2019 г. Tarletonbeania crenularis и Nansenia candida в 1989 г. занимали ничтожную долю. Стоит отметить, что по результатам исследований в зал. Аляска в феврале-марте 2019 г., по биомассе среди мезопелагических рыб также доминировала T. crenularis.

Концентрация мезопелагических рыб в 2019 г. на трех станциях в среднем составила 236 кг/км²

ОКЕАНОЛОГИЯ том 62 № 1 2022

(21.8–488.6 кг/км²), в то время как в 1989 г. на близких к нашим станциям – 442 кг/км². Однако следует учесть, что в 1989 г. на НПС "Посейдон" применяли экспериментальный трал РТ 93/500 с мелкоячеичной вставкой (10 мм) по всей длине тралового мешка [7], а не только в кутце, как в нашем случае, что могло отразиться на уловистости трала. Также в 1989 г. траления были выполнены в летний период, в то время как мы выполняли их в марте. Хотя в удаленных участках океана (в зоне субарктического фронта) сезонные изменения выражены не столь значительно [15], как в окраинных морях, это также могло отразиться на обилии мезопелагических рыб.

Поскольку среди многообразных факторов, влияющих на географическое распределение интерзональных видов в открытом океане большое значение имеет долготность и водные массы [33, 38], при анализе видовой структуры уловов мезопелагических рыб [19] проявилось четкое ее соответствие характерным водным массам. Однако в нашем исследовании траления пришлись на пограничную зону с крайне высокой изменчивостью океанологических характеристик. Несмотря на то, что станции были выполнены на относительно близком расстоянии друг от друга (400 миль в масштабах океана сравнительно небольшое расстояние), гидрологические и гидрохимические параметры в точках отбора различались весьма существенно, особенно в подповерхностном слое (глубже 100 м), что более существенно для макропланктонных и микронектонных организмов, нежели характеристики поверхностного слоя. Вероятно, это обусловило значительные вариации обилия, видового и размерного состава уловов, при том, что траления были выполнены по единой схеме и в одно и то же время. На основании полученных материалов мы полагаем, что, помимо случайной компоненты обилие и соотношение видов в уловах в значительной степени определялись структурой вод.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аксютина З.М. Элементы математической оценки результатов наблюдений в биологических и рыбохозяйственных исследованиях. М.: Пищевая промышленность, 1968. 292 с.
- Беккер В.Э. Миктофовые рыбы Мирового океана. М.: Наука, 1983. 248 с.
- 3. Волвенко И.В. Проблемы количественной оценки обилия рыб по данным траловых съемок // Изв. ТИНРО. 1998. Т. 124. С. 473–500.
- 4. Галеркин Л.И., Бараш М.Б., Сапожников В.В., Пастернак Ф.А. Тихий океан. М.: Мысль, 1982. 316 с.
- 5. Заворуев В.В., Заворуева Е.Н., Крум С.П. Распределение планктона в районах фронтальных зон водных экосистем: монография. Красноярск: Сиб. Федер. Ун-т, 2012. 292 с.

- Зуев М.А. Катугин О.Н., Шевцов Г.А. и др. Распределение и дифференциация северного кальмара Boreoteuthis borealis (Sasaki, 1923) (Cephalopoda: Gonatidae) в Охотском море и северо-западной части Тихого океана // Тр. ВНИРО. 2007. Т. 147. С. 266–283.
- Каредин Е.П. Ресурсы мезопелагических рыб северной части Тихого океана // Изв. ТИНРО. 1998. Т. 124. С. 391–415.
- 8. *Малинин В.Н.* Общая океанология. Ч. І. Физические процессы. СПб: Изд. РГМУ, 1998. 342 с.
- 9. *Парин Н.В.* Ихтиофауна океанской эпипелагиали. М.: Наука, 1968. 186 с.
- 10. Парин Н.В. Рыбы открытого океана. М.: Наука, 1988. 272 с.
- Рожков В.А. Статистическая гидрометеорология: учебное пособие. СПб: Изд-во СПбГУ, 2015. 252 с.
- 12. Сапожников В.В., Агатова А.И., Аржанова Н.В. и др. Руководство по химическому анализу морских и пресных вод при экологическом мониторинге рыбохозяйственных водоемов и перспективных для промысла районов Мирового океана. М.: Изд-во ВНИРО, 2003.202 с.
- Сомов А.А., Канзепарова А.Н., Важова А.С. и др. Некоторые предварительные результаты исследований на Императорском хребте в апреле 2019 г. // Тр. ВНИРО. 2019. Т. 175. С. 208–219.
- 14. Тихий океан. Биология Тихого океана. Кн. 3 Рыбы открытых вод. М.: Изд-во Наука, 1967. 276 с.
- 15. *Федоров К.Н.* Физическая природа и структура океанических фронтов. Л.: Гидрометеоиздат, 1983. 296 с.
- 16. Шевцов Г.А., Катугин О.Н., Зуев М.А. Распределение головоногих моллюсков в зоне субарктического фронта северо-западной части Тихого океана // Исслед. Вод. Биол. Ресур. Камчатки и Северо-зап. Части Тихого океана. 2013. Вып. 30. С. 64–81.
- Angel M.V. Does mesopelagic biology affect vertical flux? // Productivity of the Oceans: Present and Past (Berger W.H., Smetacek V.S., Wefer G., eds.). New York: Wiley, 1989. P. 155–173.
- Andersen V., Sardou J., Gasser B. Macroplankton and micronekton in the northeast tropical Atlantic: abundance, community composition and vertical distribution in relation to different trophic environments // Deep-Sea Res. I. 1997. V. 44. P. 193–222.
- Beamish R.J., Leask K.D., Ivanov O.A. et al. The ecology, distribution, and abundance of midwater fishes of the Subarctic Pacific gyres // Prog. Oceanogr. 1999. V. 43. P. 399–442.
- Brodeur R.D., Seki M.P., Pakhomov E.A., Suntsov A.V. Micronekton – what are they and why they important? // PICES Press. 2005. V. 13. P. 7–11.
- Bystydzieńska Z.E., Phillips J.A., Linkowski T.B. Larval stage duration, age and growth of blue lanternfish Tarletonbeania crenularis (Jordan and Gilbert, 1880) derived from otolith microstructure // Environ. Biol. Fish. 2010. V. 89. P. 493–503.
- Favorite F. Oceanography of the Subarctic Pacific region 1960-71 // Bull. Int. N. Pac. Comm. 1976. V. 33. P. 1–187.

- Gjøsæter J., Kawaguchi K. A review of the world resources of mesopelagic fish // FAO Fish. Tech. Pap. № 193. 1980. P. 1–151.
- Irigoien X., Klevjer T.A., Røstad A. et al. Large mesopelagic fishes biomass and trophic efficiency in the open ocean // Nat. Commun. 2014. V. 5. Art. 3271. https://doi.org/10.1038/ncomms4271
- Kaartvedt S., Aksnes D.L., Aadnesen A. Winter distribution of macroplankton and micronecton in Masfjorden, western Norway // Mar. Ecol. Prog. Ser. 1988. V. 45. P. 45–55.
- Kaartvedt S., Staby A., Aksnes D.L. Efficient trawl avoidance by mesopelagic fishes causes large underestimation of their biomass // Mar. Ecol. Prog. Ser. 2012. V. 456. P. 1–6.
- Lam V.W.Y., Pauly D. Mapping the global biomass of mesopelagic fishes // Sea Around Us Project Newsletter. 2005. V. 30. P. 4.
- Mecklenburg C.W., Mecklenburg T.A., Thorsteinson L.K. Fishes of Alaska. Bethesda, Maryland: Amer. Fish. Soc., 2002. 1037 p.
- Nesis K.N., Nezlin N.P. Intraspecific groupings of gonatid squids // Rus. J. Aquat. Ecol. 1993. V. 2. № 2. P. 91–102.
- 30. *Okutani T*. Cuttlefish and Squids of the World in Color. Tokyo: Okumura Printing Co., 1995. 186 p.
- 31. Orlov A.M. Impact of eddies on spatial distributions of groundfishes along waters off the northern Kuril Islands, and southeastern Kamchatka (north Pacific Ocean) // Ind. J. Mar. Sci. 2003. V. 32. № 2. P. 95–113.
- 32. Orlov A.M., Rabazanov N.I. Past, present and future of deep-sea fisheries in the global oceans // Mod. App. Ocean. Petr. Sci. 2019. V. 3. Iss. 2. P. 255–257.
- Proud R., Cox M.J., Brierley A.S. Biogeography of the global ocean's mesopelagic zone // Current Biol. 2017. V. 27. P. 113–119.
- Radchenko V.I. Mesopelagic fish community supplies "biological pump" // Raffles Bull. Zool. 2007. Suppl. 14. P. 265–271.
- Robinson B.H. Deep pelagic biology // J. Exp. Mar. Biol. Ecol. 2004. V. 300. P. 253–272.
- Sinclair E.H., Stabeno P.J. Mesopelagic nekton and associated physics of the southern Bering Sea // Deep-Sea Res. II. 2002. V. 49. P. 6127–6145.
- 37. Sugisaki H., Tsuda A. Nitrogen and carbon stable isotopic ecology in the ocean: the transportation of organic materials through the food web // Biogeochemical Processes and Ocean Flux in the Western Pacific (Sakai H., Nozaki Y., eds.). Tokyo: Terra Scientific Publishing Company. 1995. P. 307–317.
- 38. Van Noord J.E., Olson R.J., Redfern J.V. et al. Oceanographic influences on the diet of 3 surface-migrating myctophids in the eastern tropical Pacific Ocean // Fish. Bull. 2016. V. 114. № 3. P. 274–287.
- 39. Watanabe H., Moku M., Kawaguchi K. et al. Diel vertical migration of myctophid fishes (Family Myctophidae) in the transitional waters of the western North Pacific // Fish. Oceanogr. 1999. V. 8. № 2. P. 115–127.
- 40. Willis M.J., Pearcy W.G. Vertical distribution and migration of fishes of the lower mesopelagic zone of Oregon // Mar. Biol. 1982. V. 70. № 1. P. 87–98.

Mesopelagic Micronekton and Macroplankton and the Conditions of Its Habitat in the Northeastern Pacific Ocean

A. S. Kurnosova^{*a*, #}, A. A. Somov^{*a*}, A. N. Kanzeparova^{*a*}, M. A. Zuev^{*a*}, S. Yu. Orlova^{*b*, *c*}, D. S. Kurnosov^{*a*}, A. M. Orlov^{*b*, *c*, *d*, *e*, *f*, *g*}

^аТихоокеанский филиал ФГБНУ "ВНИРО" (ТИНРО), Владивосток, Russia ^bИнститут океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Moscow, Russia

 c Всероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии, Moscow, Russia

^dИнститут проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова РАН, Moscow, Russia

^еНациональный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Russia

^fДагестанский государственный университет, Maxaчкaлa, Russia

^gПрикаспийский институт биологических ресурсов ДНЦ РАН, Maxaчкaлa, Russia

[#]e-mail: anna.vazhova@gmail.com

This paper presents the data on micronekton and macroplankton assemblages within transboundary, highgradient Subarctic-subtropical zone. In April 2019, three offshore oceanographic and epipelagic trawl stations were done in the northeastern Pacific. Species composition, size structure and relative abundance of micronekton and macroplankton as well as oceanographic and hydrochemical conditions significantly changed south-westwards. We suggest that variability in micronekton and macroplankton assemblages composed of organisms that make daily vertical migrations into upper layer is mainly associated with the differences in vertical water structure and hydrochemical parameters.

Keywords: northeastern Pacific Ocean, hydrology, hydrochemistry, epipelagic, vertical structure of waters, mesopelagic fish, cephalopods, gelatinous organisms, micronekton, macroplankton

УДК 551.464.32

ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗАЛИВА АКАДЕМИИ (ОХОТСКОЕ МОРЕ)

© 2022 г. П. Я. Тищенко^{1,} *, В. Б. Лобанов¹, П. П. Тищенко¹, П. Ю. Семкин¹, А. Ф. Сергеев¹, Е. В. Анисимова¹, Ю. А. Барабанщиков¹, В. В. Мельников¹, А. А. Рюмина¹, С. Г. Сагалаев¹, О. А. Уланова¹, М. Г. Швецова¹, Е. М. Шкирникова¹

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

Владивосток, Россия *e-mail: tpavel@poi.dvo.ru Поступила в редакцию 20.04.2021 г. После доработки 24.06.2021 г. Принята к публикации 18.07.2021 г.

Гидролого-гидрохимические характеристики поверхностных и придонных вод залива Академии получены в двух экспедициях ТОИ ДВО РАН, проводившихся 11–14 июля 2016 г. и 15–19 сентября 2020 г. Исследования 2016 года проводились во время летнего паводка, после таяния льдов в заливе. В этот период по отношению к атмосфере был обнаружен избыток концентрации растворенного кислорода придонных и поверхностных вод и дефицит по отношению к атмосференому углекислому газу, что указывают на доминирование продукционных процессов. Низкое содержание биогенных веществ и хлорофилла *а* в заливе и в эстуариях рек Сыран и Ульбан характеризует залив как олиготрофный бассейн. Осенью 2020 года в кутовой части Ульбанского залива содержание общего фосфора достигало 10–14 мкмоль/л, наблюдались высокие концентрации хлорофилла *a*, особенно в поверхностном слое (более 10 мкг/л), придонные воды испытывали дефицит кислорода и избыток углекислого газа. Эти данные характеризуют воды залива как высоко эвтрофированные. Сделано предположение, что различия в гидрохимических характеристиках, полученных летом 2016 и осенью 2020 гг. обусловлены эвтрофикацией залива Академии погибшим лососем, приходящим на нерест в конце июля—начале августа в реки, впадающие в залив.

Ключевые слова: импульсная эвтрофикация, биогенные вещества, парциальное давление CO₂, растворенный кислород, продукция/деструкция органического вещества, залив Академии, гренландский кит

DOI: 10.31857/S0030157422010166

введение

Охотское море является одним из наиболее продуктивных водоемов Мирового океана [23]. Неоднородность физико-географических условий моря приводит к неравномерной продуктивности в разных его районах [18]. Одним из условий высокой продукции является поставка биогенных веществ из глубинных слоев моря в эвфотический слой. В работе [17] по географическому признаку были выделены пять гидродинамических систем, которые обеспечивают высокую продуктивность разных акваторий Охотского моря: Восточно-склоновая шельфовая система: Центрально-северо-восточная система; Северозападная система; Восточно-сахалинская система; Юго-западная система. Каждую из систем авторы охарактеризовали с точки зрения причин и механизмов, обеспечивающих вертикальный транспорт биогенных веществ, а также с биологических позиций, т.е. указали основные виды гидробионтов,

обеспечивающих высокую продуктивность и их промышленную значимость. Количественное распределение плотности зоопланктона в Охотском море [2] в общих чертах согласуется с выделенными ранее высокопродуктивными акваториями [17], за исключением одного района. Дополнительным высокопродуктивным районом, который ясно выделяется по распределению плотности мелкого зоопланктона, является акватория Шантарского архипелага [2]. Необходимо отметить, что общие контуры в распределениях мелкой фракции зоопланктона и частоты встреч гренландских китов [32] очень похожи друг на друга. Современные данные по миграции гренландских китов охотоморской популяции указывают на важную роль залива Академии в качестве места их нагула в летне-осенний сезон [10, 20, 21, 41]. Основной пищей гренландских китов является зоопланктон. В период нагула они ежедневно употребляют его в количестве 2-3% от общей



Рис. 1. Акватория Шантарского архипелага: 1 – м. Врангеля, 2 – м. Сенеки, 3 – п-ов Тохареу, 4 – п-ов Тугурский, 5 – м. Тукургу, 6 – м. Укурунру, 7 – коса Бетти, 8 – о. Большой Шантар, 9 – о. Феклистова, 10 – о. Малый Шантар, 11 – о. Беличий.

массы животного, т.е. в среднем 1.5–2 тонны [33]. В свою очередь, биомасса зоопланктона формируется за счет фитопланктона.

В настоящее время полностью отсутствуют сведения о концентрации биогенных веществ и их источниках, которые необходимы для достижения требуемого уровня первичной продукции в заливе Академии. Именно этому пробелу посвящена данная работа, которая основана на результатах гидрохимических исследований, проведенных в заливе Академии в июле 2016 г. и в сентябре 2020 г.

ОБЪЕКТ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Акватория Шантарского архипелага расположена в северо-западной части Охотского моря и включает в себя четыре крупных залива, простирающихся с юго-запада на северо-восток: это заливы Николая, Академии и Тугурский и Удская

ОКЕАНОЛОГИЯ том 62 № 1 2022

губа (рис. 1). Залив Академии глубоко вдается в материк между мысом Врангеля (54°17' с.ш., 138°40' в.д) на востоке и мысом Сенека (54°19' с.ш., 137°44' в.д). На восточном побережье в залив Акалемии влается залив Николая. Южная и западная части залива Акалемии называются соответственно заливами Ульбанский и Константина [9]. Глубины на входе в залив Академии не превышают 52 м, в средней части залива глубины 30-35 м, а по мере приближения к берегам они постепенно уменьшаются. Грунт в заливе Академии представляет собой илистый песок с галькой и ракушкой. Ульбанский залив, расположенный в южной части залива Академии, ограничен с востока полуостровом Тохареу, а с запада полуостровом Тугурский. Восточным входным мысом залива является мыс Тукургу, а западным мыс Укурунру. Глубины у входа в залив 30-35 м, в средней части залива 25 м, а у входа в его кутовую часть 12-14 м. Северный берег кутовой части Ульбанского залива оканчивается на востоке косой Бетти (53°39' с.ш., 137°30' в.д). В кутовую часть залива впадает несколько рек, наиболее крупные из них Сыран и Ульбан. Протяженности рек составляют 77 и 81 км, соответственно. Кета и горбуша являются основными видами лососевых рыб, которые заходят на нерест в эти реки, как правило со второй декады июля по первую декаду августа [5–8]. Приливы в заливе неправильные полусуточные, в кутовой части залива обычная высота приливов 3–6 м. Более 20 км нижнего течения рек Сыран и Ульбан находится под мощным влиянием приливов.

Экспедиционные работы в заливе Академии выполняли на НИС "Профессор Гагаринский" в июле 2016 г. [14] и на НИС "Академик Опарин" в сентябре 2020 г. Работы в кутовой части Ульбанского залива и эстуариях рек Ульбан и Сыран проводили на резиновой лодке. Зондирование воды осуществляли зондом SBE 19plus V2, оснащенным датчиками температуры, давления, электропроводности, растворенного кислорода (DO), флюоресценции хлорофилла *а*, мутности, фотосинтетически-активной радиации (ФАР) в комплекте с батометрической системой SBE-55 с 6 батометрами, объемом 4 л каждый. Дополнительно в 2016 году изучали эстуарии рек Сыран (14 июля) и Ульбан (26 июля).

Воду для анализа отбирали на следующие гидрохимические параметры: соленость, DO, pH, общую щелочность (TA), хлорофилл *a*, POУ и гумусовое вещество, биогенные вещества (фосфаты, силикаты, нитраты, нитриты, ион аммония, общий азот, общий фосфор).

Значения pH измеряли потенциометрическим методом, используя ячейку безжидкостного соединения [15]. ТА анализировали прямым титрованием по методу Бруевича [12]. Элементы карбонатной системы (pH_{in situ}, DIC – растворенный неорганический углерод, pCO₂ – парциальное давление двуокиси углерода) были рассчитаны с учетом поправки на содержание органической щелочности [15].

Анализ биогенных веществ (нитраты, нитриты, аммонийный азот, анионы ортофосфорной кислоты, кремний) выполняли фотометрическим методом с помощью стандартной процедуры [29]. Определение общего фосфора и азота выполняли персульфатным сжиганием с ультрафиолетовым облучением на автоматическом анализаторе SKALAR SAN++, методические принципы и особенности изложены в работе [29].

DO в морской воде анализировали с помощью метода Винклера, модифицированного Карпентером [28]. В данном варианте метода применяли микробюретку Brinkman/Dosimate-665 (объемом 1 мл), которая позволяет измерять титрируемый раствор с точностью до 0.001 мл. Использовали кислородные склянки объемом около 125 мл. Ошибка измерения составляла ± 0.05 мл/л. Для оценки состояния воды по отношению к атмосферному кислороду нами использовался параметр AOU – (apparent oxygen utilization, кажущееся поглощение кислорода), который определяется соотношением [39]:

$$AOU = [O_2]^o - [O_2],$$
 (1)

здесь [O₂][°], [O₂] – концентрации растворенного кислорода (мкмоль/кг), соответственно, равновесная с атмосферой и измеренная. Значения

 $[O_2]^{\circ}$ рассчитывались для заданных величин температуры и солености по уравнению, предложенному в работе [46].

Содержание хлорофилла *а* измеряли спектрофотометрическим методом в соответствии с ГОСТ 17.1.4.02.—90 [3]. Пробы воды фильтровали через мембранные фильтры Владипор МФАС-ОС-3 с диаметром пор 0.8 мкм. Затем фильтры высушивали и помещали в морозильную камеру. В береговой лаборатории хлорофилл растворяли в 5 мл 90% раствора ацетона и раствор помещали в холодильник. На следующий день на спектрофотометре РС 3600 производства Shimadzu проводили измерения [13].

РЕЗУЛЬТАТЫ

Сравнение гидролого-гидрохимических характеристик поверхностных и придонных вод залива Академии, полученных в периоды 11-14 июля 2016 г. и 15-19 сентября 2020 г., представлено на рис. 2-8. Из данных зондирования следует, что сравнительно высокая температура (около 12°C) поверхностных вод залива Академии характерна только для его южной части, находящейся под влиянием речного стока, что подтверждается низкой соленостью вод. Исследования 2016 года проводили в период летнего паводка и после таяния льдов в заливе. В этот период большая часть придонных вод залива имела температуру в диапазоне ±1°С. Для сентября 2020 г. характерны высокие температуры, как правило, в диапазоне 8-12°С и соленость от 27 епс (единица практической солености) в кутовой части залива до 32 епс в северной части залива. Во многом, благодаря низким температурам и низкой солености, содержание DO в поверхностных и придонных водах в июле 2016 года (400-450 мкмоль/кг) было в 1.5-2 раза выше в сравнении с результатами, полученными осенью 2020 г. (250-320 мкмоль/кг). Однако не только низкая температура и сравнительно низкая соленость были причинами высоких значений DO в 2016 г. Воды залива летом 2016 года содержали избыточную концентрацию кислорода по отношению к атмосфере, поскольку значения АОU для основной акватории залива были отрицательны (уравнение (1)) (рис. 2а, 2в).





Рис. 2. Распределение кажущегося потребления кислорода (AOU, мкмоль/кг) в заливе Академии в июле 2016 года (a, e) и в сентябре 2020 года (б, z). Слои поверхностный -a, δ и придонный -e, e, соответственно. Белая изолиния соответствует равновесному состоянию кислорода на границе раздела "атмосфера–вода".

В то же время наблюдался дефицит углекислого газа, поскольку рассчитанные значения pCO_2 были меньше атмосферного парциального давления углекислого газа ($pCO_{2atm} = 400$ мкатм) (рис. За, в). Аналогичная ситуация характерна в отношении DO и парциального давления углекислого газа для поверхностных вод в осенний сезон 2020 г. Однако, для большей части придонных вод залива в сентябре 2020 г. характерен дефицит кислорода, поскольку AOU > 0 (рис. 2г), и избыток углекислого газа ($pCO_2 > 400$ мкатм) (рис. Зг).

Низкие концентрации неорганических форм биогенных веществ (рис. 4a, 4в; 5a, 5в) в летний се0.5—1.5 аммония, 1—2 кремния, мкмоль/л, соответственно) указывают на то, что на момент проведения исследований залива Академии они ограничивали величину первичной продукции органического вещества. Опубликованные в литературе средние значения констант Михаэлиса-Ментона для скоростей извлечения диатомеями неорганических форм азота, фосфора и кремния, равны 1.6, 1.2 и 3.9 мкмоль/л, соответственно [43].

зон 2016 г. (0.2-0.6 фосфора, 0.2-0.5 нитратов,

Концентрации неорганических форм биогенных веществ в сентябре 2020 г. резко возросли в сравнении с летним сезоном 2016 г.: в два и более раз для нитратов (рис. 4), в три и более раз для ам-



Рис. 3. Распределение парциального давления углекислого газа (мкатм) в заливе Академии в июле 2016 года (а, в) и в сентябре 2020 года (б, г). Слои поверхностный – а, б и придонный – в, г, соответственно. Белая изолиния соответствует равновесному состоянию углекислого газа на границе раздела "атмосфера–вода".

мония (рис. 5), в три и более раз для фосфора, в десять раз и более для кремния. Необходимо отметить, что резкое увеличение концентраций неорганических форм биогенных веществ в сентябре привело к увеличению более чем в пять раз содержания хлорофилла a в поверхностном слое залива (рис. 8).

Одна из предполагавшихся причин увеличения концентраций биогенных веществ в заливе Академии — вынос биогенных веществ реками, впадающими в залив. В 2016 году нами были исследованы эстуарии рек Сыран и Ульбан. В таблице 1 приведен диапазон изменений концентраций биогенных веществ в эстуарии рек. Из полученных результатов следует, что увеличение концентрации неорганических форм биогенных веществ в заливе осенью 2020 года не может быть результатом речного стока биогенных веществ. Во-первых, концентрации нитратов и ионов аммония в речных водах были весьма низкие. Вовторых, роль речного стока в кутовой части Ульбанского залива была незначительной, поскольку минимальная соленость в кутовой части залива составляла 27 епс. Более того, для двух станций в поверхностном и придонном горизонтах кутовой

102



Рис. 4. Распределение концентрации нитрат-ионов (мкмоль/л) в заливе Академии в июле 2016 года (а, в) и в сентябре 2020 года (б, г). Слои поверхностный – а, б и придонный – в, г, соответственно.

части залива были обнаружены концентрации общего фосфора, равные соответственно 10.4 и 14.7 мкмоль/л. Подобных концентраций в реке не было обнаружено (табл. 1).

ОБСУЖДЕНИЕ

Одновременное рассмотрение концентраций растворенного кислорода и углекислого газа по отношению к их содержанию в атмосфере с

Таблица 1. Диапазон изменений неорганических форм концентраций (мкмоль/л) биогенных веществ ([NH₄⁺], [NO₃⁻], N_{тот}, P, P_{тот}, Si), хлорофилла *а* (мг/м³)

Реки	$[\mathrm{NH}_4^+]$	[NO ₃]	N _{tot}	Р	P _{tot}	Si	Chl-a
Сыран	0.13-7.05	0.02-0.51	9.66-17.12	0.20-3.56	0.82-5.56	0.3-128.4	1.1-4.4
Ульбан	0.78-5.90	0.0-0.92	5.85-25.01	0.50-3.16	1.14-3.83	2.9-165.9	0.9–5.3



Рис. 5. Распределение концентрации аммонийного азота (мкмоль/л) в заливе Академии в июле 2016 года (а, в) и в сентябре 2020 года (б, г). Слои поверхностный – а, б и придонный – в, г, соответственно.

определенной долей уверенности позволяет установить доминирование продукционных и деструкционных процессов в среде [16]. Формально процесс продукции/деструкции органического вещества можно записать, используя соотношение Рэдфилда [40]:

$$106 \cdot CO_2 + 122 \cdot H_2O + 16 \cdot HNO_3 + H_3PO_4 \Leftrightarrow (CH_2O)_{106}(NH_3)_{16}H_3PO_4 + 138 \cdot O_2.$$
(2)

В том случае, если реакция (2) идет слева на право, т.е. производится органическое вещество (фотосинтез), то из среды одновременно извлекается углекислый газ и в среду выделяется кислород. Иначе говоря, вода содержит избыток кислорода по отношению к атмосфере и дефицит углекислого газа. Именно такая ситуация наблюдалась в поверхностных и придонных водах летом 2016 г. и в поверхностных водах в сентябре 2020 г. Однако в сентябре 2020 г. большая часть акватории придонных вод испытывала дефицит кислорода (AOU > 0, рис. 2г) и избыток углекислого газа по отношению к атмосфере ($pCO_2 > 400$ мкатм, рис. 3г), т.е. процесс для реакции (2) был направлен справа налево. Иначе говоря, в этом случае доминировала деструкция органического вещества.

Полученные нами данные о концентрации биогенных веществ в заливе позволяют оценить статус эвтрофикации исследуемой акватории. В литературе существуют разные взгляды на со-



Рис. 6. Распределение концентрации общего азота (мкмоль/л) в заливе Академии в июле 2016 года (а, в) и в сентябре 2020 года (б, г). Слои поверхностный – а, б и придонный – в, г, соответственно.

держательную часть термина "эвтрофикация" применительно к морским и прибрежным экосистемам [24, 35, 36]. В практическом отношении, при оценке статуса эвтрофности бассейна используется определение, данное Дж. Андерсеном с коллегами [24]: "...обогащение воды биогенными элементами, особенно азотом и/или фосфором, и органическим веществом, вызывающее ускоренный рост водорослей и высших растений, который создает неприемлемые отклонения в структуре, функционировании и стабильном существовании водных организмов, а также в качестве воды, по отношению к выбранным стандартным условиям". Международными организациями (например, [30, 37, 38]) выбраны стандартные

ОКЕАНОЛОГИЯ том 62 № 1 2022

условия, при отклонении от которых среда считается эвтрофированной. Пороговые концентрации биогенных веществ и другие параметры в каждой из цитируемых работ международных организаций несколько отличаются друг от друга. Нами были выбраны критерии относительно концентрации биогенных веществ, принятые NOWPAP, которые использовались при оценке статуса эвтрофикации прибрежных вод к северу от о. Кюсю [37]. В качестве дополнительных параметров были включены концентрации хлорофилла *а* и глубина видимости диска Секки [26]. Величины этих параметров представлены в табл. 2. В том случае, если концентрации биогенных веществ и хлорофилла поверхностного слоя залива



Рис. 7. Распределение концентрации общего фосфора (мкмоль/л) в заливе Академии в июле 2016 года (а, в) и в сентябре 2020 года (б, г). Слои поверхностный – а, б и придонный – в, г, соответственно.

превышают значения, приведенные в первой строке таблицы (NOWPAP, L), то вода считается эвтрофированной по данному параметру. Ситуация рассматривается как чрезвычайная, которая приводит к нежелательным экологическим последствиям, если измеренные параметры превышают значения приведенные в строке 2 (NOWPAP, H) [37].

Измеренные параметры поверхностных вод залива Академии в июле 2016 года, как правило, ниже пороговых значений, используемых в оценке статуса эвтрофикации бассейна, исключением являются несколько станций, для которых максимальные значения концентраций DIP и P_{tot}, превышают нижний уровень показателей эв-

трофности бассейна (табл. 2). В целом, на основе сравнения результатов гидрохимических исследований с пороговыми значениями, используемыми в оценке статуса эвтрофности бассейна, можно сделать вывод, что в июле 2016 г. залив Академии находился в благополучном состоянии, т.е. не был эвтрофирован. Для всей акватории Шантарского архипелага были получены невысокие концентрации хлорофилла a [11]. К подобному выводу пришли в работе [4] в отношении экосистемы Тугурского залива, изучая фотосинтез фитопланктона, бактериальную ассимиляцию CO₂, общее количество бактерий и деструкцию органического вещества летом 1990 г. Автор охарактеризовал экосистему Тугурского залива



Рис. 8. Распределение концентрации хлорофилла *а* (мг/м³) в заливе Академии в июле 2016 года (а, в) и в сентябре 2020 года (б, г). Слои поверхностный – а, б и придонный – в, г, соответственно.

как олиготрофно-мезотрофную. Концентрации неорганических форм биогенных веществ в сентябре 2020 возросли в несколько раз в сравнении с летним сезоном 2016 г. Необходимо отметить, что резкое увеличение концентраций неорганических форм биогенных веществ в сентябре 2020 г. привело к увеличению более чем в пять раз содержания хлорофилла *а* в поверхностном слое залива. Средние значения концентраций DIP, P_{tot} и хлорофилла *а* залива превосходят нижний пороговый предел статуса эвтрофности залива. Максимальные значения этих параметров (DIP = = 1.93 мкM, P_{tot} = 10 мкM, Chl = 11.5 мкмоль/кг) существенно превосходят максимально пороговые значения этих параметров (таблица 2). Иначе говоря, состояние залива Академии в сентябре 2020 года характеризуется как "высоко эвтрофированное". Более того, средние глубины видимости диска Секки в 2020 г. оказались примерно в 1.5 меньше, чем были в июле 2016 г., что мы связываем с высоким содержанием фитопланктона. Следует отметить, что этот результат не обусловлен взмучиванием донных осадков, т.к. дно залива выстлано, как правило, крупной галькой и песком (в 2016 г. на каждой станции отбирались пробы на зообентос и фотографировался грунт). Исключением является кутовая часть Ульбанского залива, для которой характерен мягкий грунт. В этой части залива после шторма в 2020 г. зарегистрирована самая низкая глубина видимости

ТИЩЕНКО и др.

Таблица 2. Минимальные (NOWPAP, L) и максимальные (NOWPAP, H) значения параметров (DIN = $[NH_4^+] + [NO_2^-] + [NO_3^-] - dissolved inorganic nitrogen; DIP - dissolved inorganic phosphorus, N_{tot}, P_{tot}, Chl – хло$ рофилл*a*, N/P – мольные отношения DIN к DIP, глубина видимости диска Секки)*, используемые для оценкистатуса эвтрофикации вод залива Академии в июле 2016 и сентябре 2020 г. на основе сравнения минимальных,максимальных и средних величин измеренных в поверхностных водах залива

Параметр	DIN, мкМ	N _{tot} , мкМ	DIP, мкM	Р _{tot} , мкМ	DISi, мкМ	Chl, мкг/л	N/P	Диск Секки, м		
NOWPAP, L	12	21	0.32	1.0	19.4	5	16	<3		
NOWPAP, H	40	71	0.94	2.9	25.8	20	16	<1		
Июль, 2016 г.										
Минимум	0.38	3.43	0.1	0.6	0.3	0.23	1.2	4.5		
Среднее	0.72	6.37	0.25	1.0	1.15	3.22	1.05	7.0		
Максимум	2.50	10.62	0.5	1.6	2.54	3.85	9.1	10.5		
Сентябрь, 2020 г.										
Минимум	0.25	1.6	0.43	0.8	0.49	3.3	0.5	0.6		
Среднее	1.8	6.8	0.73	2.1	11.1	5.0	2.3	4.7		
Максимум	10.9	11.9	1.93	10.0	26.09	11.5	8.7	7.5		

*⁾ Пороговые значения, NOWPAP,L и NOWPAP,Н были взяты из [37]; пороговые концентрации хлорофилла и глубины видимости диска Секки были взяты из работы [26].

диска Секки (0.6 м), что мы связываем с взмучиванием донных отложений во время шторма. Особенностью вод залива Академии являются низкие значения азот-фосфорных отношений (таблица 2). Вероятной причиной является денитрификация, которая широко обсуждается для прибрежных акваторий [47].

Наиболее важным вопросом является установление причин в обнаруженных различиях гидрохимического состояния вод залива Академии. Как уже отмечалось выше, реки Сыран и Ульбан, впадающие в кутовую часть Ульбанского залива, не могут быть причиной изменения в статусе эвтрофикации залива, поскольку эти реки не эвтрофированы (таблица 1). Более того, в бассейнах этих рек и на побережье залива Академии отсутствуют населенные пункты, которые могли бы служить источником биогенных веществ. Из-за высоких полусуточных приливов в акватории отсутствует промышленное рыболовство, которое могло бы стать причиной эвтрофикации залива.

Эпизодическим источником биогенных веществ может служить погибший после нереста лосось. Общий путь влияния погибшего лосося на пресноводные и прибрежные (эстуарные) экосистемы можно представить через пищевую цепь: тушка лосося—гетеротрофная деструкция—биогенные вещества—первичная продукция—второе звено—третье звено [44, 45]. Существуют прямые доказательства импульсного увеличения концентраций ионов аммония и неорганического фосфора в водотоках, в которые заходит на нерест лосось [19, 25, 27, 31, 34, 44]. Массовая миграция горбуши и ранней кеты в реки заливов Академии и Николая начинается в третьей декаде июля со стороны юго-востока, т.е. Сахалинского залива [8]. Таким образом, в июле 2016 года наблюдения проводились перед началом массового хода лосося, а точнее в начальный период его миграции к месту нереста. Этот вывод подтверждают наши наблюдения на лодке. 14 июля на пути к устью р. Сыран, после косы Бетти, лодка попала в стадо питавшихся рыбой белух в количестве 100-150 голов, и эхолот лодки регистрировал рыбу в большом количестве. Наблюдения за миграцией белухи подтверждают многочисленные скопления этих животных в кутовой части Ульбанского залива [1, 22]. При исследовании эстуария р. Ульбан, 26 июля мы встретили в устье реки двух рыбаков, которые сетью вдоль берега ловили кету и нерку, однако мертвой рыбы не видели.

Мы полагаем, что эвтрофикация залива через бактериальное разложение мертвого лосося [45] идет, но медленно и не является единственно возможным вариантом. Более эффективным является путь поедания лосося хищниками (белуха, косатка, лахтак) при его подходе к нересту. Такой вариант эвтрофикации вод прибрежных акваторий фекалиями млекопитающих хищников был доказан изотопными исследованиями [42]. Повидимому, этот вариант эвтрофикации реализуется и в заливе Академии. Наиболее существенные концентрации биогенных веществ в 2020 году наблюдаются на входе в залив Академии и в куто-
вой части Ульбанского залива (рис. 4—7). Именно здесь часто встречались косатки и лахтаки. Повидимому, фекалии этих млекопитающих создают потоки биогенных веществ и увеличивают скорость формирования первичной продукции, являющейся питательной основой для зоопланктона (копепод) [2], которые служат пищей гренландским китам. Однако эти предположения нуждаются в дополнительных исследованиях и проверке.

выводы

Сравнение гидрохимических данных залива Академии, полученных в летний (2016 г.) и осенний (2020 г.) сезоны, указывает на то, что в осенний сезон воды залива подвержены эвтрофикации. Наиболее вероятным источником биогенных веществ в заливе, на берегах которого отсутствуют поселки и промышленное рыболовство, может быть пришедший на нерест лосось. Наиболее существенные концентрации биогенных вешеств в 2020 г. наблюдаются на входе в залив и в его кутовой части. Сделано предположение, что эвтрофикация залива осуществляется фекалиями млекопитающих (лахтаки, белухи, косатки), которые питаются пришедшим на нерест лососем. Фекалии млекопитающих создают потоки биогенных веществ и увеличивают первичную продукцию, которая является питательной основой для зоопланктона, что объясняет причину ранее обнаруженного высокого содержания зоопланктона в данной акватории [2].

Благодарности: Авторы благодарят членов экипажей и научный состав НИС "Профессор Гагаринский" и НИС "Академик Опарин" за всестороннюю помощь в экспедиционных исследованиях.

Источник финансирования. Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ, 21-55-53015 и госбюджетных тем 121-21500052-9 и 121021700346-7.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. *Берзин А.А., Владимиров В.Л.* Современное распределение и численность китообразных в Охотском море // Биология моря. 1989. № 2. С. 15–23.
- Волков А.Ф. Интегральные схемы количественного распределения массовых видов зоопланктона дальневосточных морей и северо-западной части Тихого океана по среднемноголетним данным (1984–2006) // Изв. ТИНРО. 2008. Т. 154. С. 135– 143.
- ГОСТ 17.1.4.02.-90 Методика спектрофотометрического определения хлорофилла а. М.: ИПК Издательство стандартов, 1999 С. 790-804.

- 4. Дзюбан А.Н. Первичные продукционные процессы в воде Тугурского залива Охотского моря // Океанология. 2003. Т. 43. №. 3. С. 383–392.
- Золотухин С.Ф. Предварительная оценка нерестового фонда кеты и горбуши Тугуро-Чумиканского района (Охотское море) // Чтения памяти Владимира Яковлевича Леванидова. 2005. Вып. 3. С. 622– 628.
- 6. Иванков В.Н., Иванкова Е.В., Кульбачный С.Е. Внутривидовая экологическая и темпоральная дифференцация у тихоокеанских лососей. Эколого-темпоральные расы и темпоральные популяции кеты Oncorhynchus keta // Изв. ТИНРО. 2010. Т. 163. С. 91–105.
- Канзепарова А.Н. Особенности биологии и современное состояние запасов горбуши (Oncorhynchus gorbuscha) северо-западного побережья Охотского моря // Дис. ... канд. биол. наук: 03.02.06. Владивосток, 2018. 148 с.
- Кульбачный С.Е. Экология и структура популяций кеты северо-западной части континентального побережья Охотского моря // Дис. ... канд. биол. наук: 03.02.06. Владивосток, 2010. 148 с.
- Лоция Охотского моря. Выпуск 2. Северная часть моря. Изд. УНГС ВМФ СССР. 1960. 200 с.
- 10. *Мельников В.В., Федорец Ю.В.* Распределение зоопланктона и полярного кита *Balaena mysticetus* Linnaeus, 1758 в заливе Академии Охотского моря // Биология моря. 2016. Т. 42. № 3. С. 189–194.
- 11. *Мельников В.В., Федорец Ю.В., Семкин П.Ю. и др.* Гидробиологические особенности заливов Шантарского района в связи с летним нагулом полярных китов охотской популяции // Океанология. 2020. Т. 60. № 2. С. 244 – 249.
- Павлова Г.Ю., Тищенко П.Я., Волкова Т.И. и др. Интеркалибрация метода Бруевича для определения общей щелочности в морской воде // Океанология. 2008. Т.48. №3. С. 477–483.
- Тищенко П.П., Тищенко П.Я., Еловская О.А. и др. Условия формирования первичной продукции фитопланктона в заливе Восток (Японское море) весной 2016 г. // Изв. ТИНРО. 2019. Т. 198. С. 164– 185.
- 14. Тищенко П.Я., Лобанов В.Б., Шулькин В.М. и др. Комплексные исследования прибрежных акваторий Японского и Охотского морей, находящихся под влиянием речного стока (71-й рейс научно-исследовательского судна "Профессор Гагаринский") // Океанология. 2018. Т. 58. № 2. С 340–342.
- Тищенко П.Я., Тищенко П.П., Звалинский В.И. и др. Карбонатная система Амурского залива (Японское море) летом 2005 г. // Изв. ТИНРО. 2006. Т. 146. С. 235–255.
- Тищенко П.Я. Павлова Г.Ю., Салюк А.Н., Бычков А.С. Карбонатная система и растворенный кислород Японского моря. Анализ биологического и температурного фактора // Океанология. 1998. Т. 38. № 5. С. 678–684.

ОКЕАНОЛОГИЯ том 62 № 1 2022

- Чернявский В.И., Жигалов И.А., Матвеев В.И. Океанологические основы формирования зон высокой биологической продуктивности // Гидрометеорология и гидрохимия морей. Т. 9. Охотское море., вып. 2. С.-Пб.:Гидрометеоиздат. 1993. С. 157–160.
- Чернявский В.И., Бобров В.А., Афанасьев Н.Н. Основные продуктивные зоны Охотского моря // Изв. ТИНРО. 1981. Т. 105. С. 20–25.
- Шестёркина Н.М., Таловская В.С. Особенности формирования химического состава водотоков бассейна Тугурского залива Охотского моря // География и природные ресурсы. 2010. № 2. С. 99– 105.
- Шпак О.В., Парамонов А.Ю. Гренландский кит Balaena mysticetus Linnaeus, 1758 в западной части Охотского моря (2009–2016 гг.): особенности распределения, поведение, угрозы // Биология моря. 2018. Т. 44. № 3. С. 179–186.
- Шпак О.В., Парамонов А.Ю. Наблюдения за гренландскими китами (Balaena mysticetus) в Шантарском регионе Охотского моря; потенциальные угрозы для восстановления численности популяции // Морские млекопитающие Голарктики. 2015. Т. 2. С. 334–342.
- Шпак О.В., Парамонов А.Ю. Наблюдения за белухами (Delphinapterus leucas), косатками (Orcinus orca), гладкими китами (Balaenidae) в Ульбанском заливе Охотского моря // Морские млекопитающие Голарктики. 2012. Т. 2. С. 395–400.
- 23. *Шунтов В.П.* Биологические ресурсы Охотского моря. М.: Агропромиздат. 1985. 224 с.
- Andersen J.H., Schlüter L., Ærtebjerg G. Coastal eutrophication: recent developments in definitions and implications for monitoring strategies // J. Plankton Research. 2006. V. 28. P. 621–628.
- Brickel D.C., Goering J.J. The influence of decomposing salmon on water chemistry // Report No. IWR-12. Alaska: University of Alaska. Institute of Water Resources, 1971. 26 p.
- Bricker S.B., Ferreira J.G., Simas T. An integrated methodology for assessment of estuarine trophic status // Ecological Modelling. 2003. V. 169. P. 39–60.
- Cak A.D., Chaloner D.T., Lamberti G.A. Effects of spawning salmon on dissolved nutrients and epilithon in coupled stream-estuary systems of southeastern Alaska // Aquat. Sci. 2008. V. 70. P. 169–178.
- Carpenter J.H. The Chesapeake Bay Institute technique for the Winkler dissolved oxygen method // Limnol. Oceanogr. 1965. V. 10. P. 141–143.
- 29. *Grasshoff K., Ehrhardt M., Kremling K.* Methods of Seawater Analysis. Weinheim/Deerfield Beach, Florida: Verlag Chemie. 1983. 419 p.
- HELCOM. Development of tools for assessment of eutrophication in the Baltic sea. Baltic Sea Environment Proceedings. 2006. No. 104. Helsinki Commission. 64 p.
- 31. *Holtgrieve G.W., Schindler D.E.* Marine-derived nutrients, bioturbation, and ecosystem metabolism: recon-

sidering the role of salmon in streams // Ecology. 2011. V. 92. No 2. P. 373–385.

- Ivashchenko Yu., Clapham Ph. Bowhead whales Balaena mysticetus in the Okhotsk Sea // Mammal Rev. 2010. V. 40. No. 1. P. 65–89.
- Lowry L.F., Sheffield G., Craighead J.G. Bowhead whale feeding in the Alaskan Beaufort Sea, based on stomach contents analyses // J. Cetacean Res. Manage. 2004. V. 6. No. 3. P. 215–223.
- Moore J.W., Schindler D.E., Carter J.L. et al. Biotic control of stream fluxes: Spawning salmon drive nutrient and matter export // Ecology. 2007. V. 88. P. 1278– 1791.
- Nixon S.F. Eutrophication and the macroscope // Hydrobiologia. 2009. V. 629. P. 5–19.
- Nixon S.F. Coastal marine eutrophication: a definition, social causes, and future concerns // Ophelia. 1995. V. 41. P. 199–219.
- NOWPAP CEARAC. Application of the NOWPAP Common Procedure for Eutrophication Assessment in Selected Sea Areas in the NOWPAP Region, 2014. 95 p.
- OSPAR Commission. OSPAR integrated report 2003 on the eutrophication status of the OSPAR maritime area based upon the first application of the comprehensive procedure. 2003. 59 p.
- 39. *Pitkowicz R.M.* On the apparent oxygen utilization and the preformed phosphate in the oceans // Limnol. Oceanogr., 1971. V. 16. P. 39–42.
- Redfield A.C., Ketchum B.H, Richards F.A. The influence of organisms on the composition of seawater // The Sea. M.N.Hill. Ed. New York: Interscience. 1963. V. 2. P. 26–77.
- Rogachev K.A., Carmack E.C., Foreman M.G.G. Bowhead whales feed on plankton concentrated by estuarine and tidal currents in Academy Bay, Sea of Okhotsk // Cont. Shelf Res., 2008. V. 28. P. 1811–1826.
- 42. Roman J., Nevins J., Altabet M. et al. Endangered Right Whales enhance primary productivity in the Bay of Fundy // PLoS ONE. 2016. V. 11. No. 6. e0156553. doi:. pone.0156553 https://doi.org/10.1371/journal
- Sarthou G., Timmermans K.R., Blain S., et al. Growth physiology and fate of diatoms in the ocean: a review // J. Sea Research. 2005. V. 53. P. 25–42.
- Verspoor J.J., Braun D.C., Stubbs M.M., Reynolds J.D. Persistent ecological effects of a salmon-derived nutrient pulse on stream invertebrate communities // Ecosphere. 2011. V. 2. Article 18. P. 1–17.
- Watkinson S. Life after death: The importance of salmon carcasses to British Columbia's watersheds // Arctic. 2000. V. 53. No 1. P. 92–99.
- Weiss R.F. The solubility of nitrogen, oxygen and argon in water and seawater // Deep-Sea Research. 1970. V. 17. P. 721–735.
- Zehr J.P., Ward B.B. Nitrogen cycling in the ocean: new perspectives on processes and paradigms // Appl. Environm. Microbiology. 2002. V. 68. P. 1015–1024.

ОКЕАНОЛОГИЯ том 62 № 1 2022

110

Hydrochemical Study of the Academy Bay (Sea of Okhotsk)

P. Ya. Tishchenko^{a, #}, V. B. Lobanov^a, P. P. Tishchenko^a, P. Yu. Semkin^a, A. F. Sergeev^a, E. V. Anisimova^a, Yu. A. Barabanshchikov^a, V. V. Melnikov^a, A. A. Ryumina^a, S. G. Sagalaev^a, O. A. Ulanova^a, M. G. Shvetsova^a, E. M. Shkirnikova^a

^аТихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия [#]e-mail: tpavel@poi.dvo.ru

The hydrological and hydrochemical data of the surface and bottom waters of the Academy Bay were obtained in two cruises of POI FEB RAS implemented in the period from 11 to 14 July 2016 and from 15 to 19 September 2020. Observations in 2016 were carried out during the summer flood and after thawing sea-ice in the bay which were confirmed by the hydrological characteristics of the waters. Super saturation of the bottom and surface waters regarding to atmospheric oxygen and under saturation with respect to atmospheric carbon dioxide indicate that production processes dominate in the bay. In September 2020, the most part of bottom waters are under saturated by oxygen and supersaturated by carbon dioxide it means destruction processes of organic matter are dominated. However, the low contents of nutrients, chlorophyll a, in the bay and in the estuaries of the Syran, Ulban Rivers, characterize the bay rather as an oligotrophic basin. This is supported by using of a common procedure of eutrophication assessment. In the fall of 2020, the bay was characterized by very high concentrations of dissolved inorganic phosphorus, total phosphorus reaches which reaches $10-14 \,\mu$ mol/L in the apex of the Ulbansky bay, and chlorophyl *a* concentrations of surface waters higher than 11 mg/m³. Values of obtained parameters suggest that waters of the Academy bay have high eutriophication status. The difference between observations implemented in 2016 and 2020 cannot be explained by the interannual variability of the hydrochemical parameters of the waters of the Academy Bay, but it rather can be explained by an additional episodic source of nutrients which is occurred in late summer, autumn season. Salmon that died after spawning can serve as such an episodic source of nutrients. This dead salmon provides eutrophication of Academy bay waters. High eutrophic waters probably provide feeding basis for polar whales.

Keywords: pulse eutrophication, nutrient, carbon dioxide partial pressure, dissolved oxygen, production-destruction organic matter, Academy Bay, polar whale ———— МОРСКАЯ БИОЛОГИЯ ——

УДК 593.66

СКЛЕРАКТИНИЕВЫЕ КОРАЛЛЫ КАК ИНДИКАТОР ВЕРТИКАЛЬНОЙ МОЩНОСТИ ЦИРКУМАНТАРКТИЧЕСКОГО ТЕЧЕНИЯ

© 2022 г. Н. Б. Келлер^{1,} *, Н. С. Оськина^{1,} **, Д. М. Ольшанецкий^{2,} ***

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия ²Геологический Институт РАН, Москва, Россия *e-mail: keller@ocean.ru **e-mail: nsoskina@mail.ru ***e-mail: mitia@list.ru Поступила в редакцию 04.02.2020 г. После доработки 01.04.2021 г. Принята к публикации 19.04.2021 г.

В статье приводятся аргументы, указывающие на связь батиметрического распространения эндемичных одиночных склерактиниевых кораллов, обитающих на шельфе и континентальном склоне Антарктиды, с вертикальной мощностью Циркумантарктического течения. Исследование проведено на материалах экспедиций Института океанологии и литературных данных. Полученные результаты показывают, что эндемичные виды, появившиеся в конце неогена—плейстоцене, не смогли проникнуть в другие океаны из-за уже существовавшего в то время мощного, как по горизонтали, так и по вертикали, циркумполярного течения.

Ключевые слова: склерактиниевые кораллы, Антарктида, Циркумантарктическое течение **DOI:** 10.31857/S0030157422010063

введение

Антарктида и омывающий ее Южный океан вызывают интерес геологов и океанографов как своей геологической историей, так и связанной с ней историей формирования циркумантарктического течения. Это течение, замкнутым кольцом охватывающее в настоящее время всю Антарктиду, формировалось параллельно с прогрессирующим оледенением Антарктического материка. По геологическим данным это оледенение началось в палеогене примерно 45 млн лет назад и закончилось в миоцене, когда мощное циркумантарктическое кольцо в Южном океане полностью замкнулось вокруг Антарктиды и приняло современный вид [1, 8, 9].

В настоящее время это сплошное "кольцо западного дрейфа" вокруг Антарктиды располагается между 40° и 50° ю.ш. Скорость водного потока определяется как 0.4—1 км/час, его ширина до 2500 км, общая длина протягивается до 30000 км, а конкретные значения его вертикальной мощности в литературе не приводятся, лишь упоминается, что она может составлять несколько километров, и в некоторых районах течение достигает дна [7].

В этой статье приводятся аргументы, указывающие на связь батиметрического распространения эндемиков — одиночных склерактиниевых корал-

лов, обитающих в Антарктиде – с вертикальной мощностью циркумантарктического кольца.

Гидрологические данные применимы только к современному состоянию Циркумполярного течения и не позволяют судить о его горизонтальной и вертикальной мощности в прошлом в неогене и плейстоцене. Существуют только косвенные данные. К таким косвенным данным относится и наше исследование.

Напоминаем, что склерактиниевые кораллы – группа коралловых полипов, основной особенностью которых является способность строить кальцитовый или арагонитовый скелет. Одиночные склерактинии, являющиеся предметом наших исследований, живущие (в отличие от образующих рифы) в большом диапазоне глубин (от первых десятков до более 6 км) и температур (от 20 до -1.1° C), широко распространены в океане. Они не создают на дне сплошного покрова, но, тем не менее, в результате многочисленных экспедиций, в том числе и российских, были обнаружены тысячи экземпляров этих организмов. В нашем распоряжении имеется уникальная коллекция глубоководных кораллов, собранная экспедициями Института океанологии им. П.П. Ширшова с разных глубин и широт. Изучение этой коллекции привело нас к выводу, что небольшая компактная группа этих кораллов удивительным

Номер рейса	Станния		Коорд	инаты	Bur	
помер рейса	Станция	тлубина (м)	ю.ш.	3.д.	Вид	
"Обь", 2 рейс, 1957 г.	264	1400	35°44′	22°33′	F. apertum	
					F. fragilis	
"Обь", 3 рейс, 1958 г.	328	1100	20°00′	88°09′	Fl. japonicum bythios	
	330	569	65°53′	114°07′	J. antarctica	
	4089	5063-5470	60°46′	41°03′	F. marenzelleri	
	4090	6145-5550	60°52′	40°58′	F. marenzelleri	
	4096	285-260	60°50′	55°40′	Fl. impensum	
	4109	5225	38°39′	48°10′	F. marenzelleri	
	929	720	52°08′	57°16′	C. antarctica	
					F. curvatum	
					B. malouinensis	
	930	401	51°56′	57°35′	M. oculata	
					D. dianthus	
					A. recidivus	
	460	370	61°15′	57°48′	F. thouarsii	
					G. antarctica	
	471	137	53°55′	64°10′	F. thouarsii	
	336	700	69°34′	161°55′	C. antarctica	
					G. antarctica	
	342	110	37°40′	150°00′	B. bairdiana	
	355	1200	49°10′	166°23′	F. apertum	
	377	900	67°21′	179°53′	G. antarctica	
"Дмитрий Менделеев", 43 рейс. 1989 г.	4104	5120	62°36′	15°28′	F. marenzelleri	
тэ рейс, 1909 Г.						

Таблица 1. Распространение склерактиниевых одиночных кораллов, собранных и обработанных авторами в ходе рейсов НИС "Обь" и "Дмитрий Менделеев" института Океанологии им П.П. Ширшова

образом проливает свет на многие аспекты жизни в океане. Приведем лишь несколько примеров. Оценка морфологических особенностей скелета одиночных склерактиний позволяет судить о количестве зоопланктона в окружающих водах. Изучение кораллового населения гайотов дает возможность оценить сравнительную скорость опускания этих одиночных подводных гор в разных областях Тихого и Атлантического океанов. Температурные диапазоны обитания видов приводят к возможности определения геологического возраста некоторых из них, и позволяют подойти к вопросу о происхождении кораллов [2]. Однако предположение о связи батиметрического распространения кораллов – эндемиков Антарктиды с мощностью циркумантарктического кольца течений по вертикали представлено здесь впервые.

МАТЕРИАЛ

Исследование проведено на материале Института океанологии (табл. 1) собранного в Южном полушарии в двух рейсах дизель-электрохода "Обь" и в рейсе НИС "Дмитрий Менделеев".

ОКЕАНОЛОГИЯ том 62 № 1 2022

Многочисленные экземпляры склерактиниевых глубоководных кораллов были обнаружены в индийском секторе Южного океана на глубинах 270–2000 м (табл. 1). Среди них присутствовали 4 эндемичных вида: *Gardineria antarctica* Gardiner, 1929 (45 экземпляра), *Caryophyllia antarctica* Marenzeller, 1904 (33 экземпляра), *Javania antarctica* (Gravier, 1914) (14 экземпляров) и *Flabellum impensum* Squires, 1962 (3 экземпляра) [3, 6].

Однако главным образом мы использовали данные фундаментальной сводки по распространению глубоководных склерактиний в Антарктическом районе, принадлежащей С. Кернсу [10], который подробно описал и изобразил все ныне известные виды склерактиний Антарктики по собственным и всем доступным ему музейным материалам. Особенную ценность работе Кернса придают карты распространения видов, в том числе и видов-эндемиков.

РЕЗУЛЬТАТЫ

На шельфе Антарктиды поселения одиночных склерактиний разрежены и малочисленны, здесь обитает 17 видов. Среди них 8 эндемиков и 2 кос-



Рис. 1. Карта распространения одиночных склерактиниевых кораллов космополитов Fungiacyathus marenzelleri и Leptopenus discus и глобальный океанический конвейер [7].

Fungiacyathus marenzelleri

 \blacktriangle – Leptopenus discus.

мополита. Все эндемики — одиночные кораллы. Из них 3 известны по единичным находкам, а 5 имеют циркумполярное распространение и встречаются часто (они приведены в табл. 2).

В этой работе мы ограничились изучением особенностей распределения указанных видов-эндемиков и видов-космополитов.

Из табл. 2 видно, что 4 широко распространенных в Антарктиде вида-эндемика имеют узкий батиметрический интервал, кроме последнего, который встречается и за пределами антарктической зоны. Этот вид, *Flabellum impensum*, имеет в основном циркумполярное приконтинентальное распространение, однако известна находка его представителей к северу от антарктической конвергенции (у островов Антиподы, на максимальных для вида глубинах). Кернс утверждает, что эта находка согласуется с возможным путем миграции фауны из моря Росса через о-ва Баллени – к островам Маккуори [10].

Согласно данным Кернса [10] и приведенной им карте вид-эндемик *Caryophyllia antarctica* име-

ет циркумантарктическое распространение, но несколько больше находок отмечено в западной части региона.

Flabellum impensum также имеет циркумантарктическое распространение, но с резким преобладанием в западной части Приантарктического района. Что касается вида *Flabellum flexuosum*, то он тоже имеет циркумантарктическое распространение, но больше экземпляров приурочено к западной части, а в восточной его находки единичны. *Gardineria antarctica* распространена достаточно равномерно по всему приантарктическому шельфу, тогда как *Javania* antarctica встречена только в его западной части [10].

Лишь два вида-космополита, представленных одиночными формами, свободно пересекают антарктическую конвергенцию и встречаются как на континентальном склоне, так и в абиссали. Это *Fungiacyathus marenzelleri* [11] (300–6380 м) и *Leptopenus discus* Moseley, 1881 (2000–4870 м) (рис. 1). Кроме этих видов в абиссали Антарктики нет одиночных склерактиний.

Таблица 2.	Глубины	распространен	ния часто встр	ечающихся	эндемиков
------------	---------	---------------	----------------	-----------	-----------

Вид	Глубина в м
Caryophyllia antarctica Marenzeller, 1904	87–1435
Gardineria antarctica Gardiner, 1929	87-728
Flabellum flexuosum Cairns, 1882	101-659
Javania antarctica Gravier, 1914	53-1280
Flabellum impensum Squires, 1962	46-2260

Постараемся ответить на вопрос: отчего в приантарктических водах кораллы представлены в основном эндемичными видами.

ОБСУЖДЕНИЕ

Склерактиниевые кораллы размножаются личинками — планулами, свободно плавающими в толще воды. Большинство личинок оседает в течение 1—2 дней после вымета, но некоторая их часть остается в толще воды в течение нескольких недель и даже месяцев и разносится на значительные расстояния поверхностными и глубинными течениями. Если течения мощные, они могут служить препятствием для проникновения личинок из одной географической области в другую [2].

Теперь поговорим о возрасте склерактиний – эндемиков Антарктиды. Не строящие рифов одиночные кораллы, обитающие в широком диапазоне глубин, от литорали до абиссали, появляются лишь в средней юре. К позднему мелу они уже прочно закрепились в части литорали, на шельфе и в батиальных областях, и к концу мела уже приобрели современный облик. Наиболее мощное их развитие падает на конец третичного времени, и в настоящее время в Мировом океане существует более 1000 их видов. Возраст появления большинства наиболее распространенных в океане родов склерактиний варьирует от средней юры до плейстоцена, но большая их часть возникла в палеогене [11]. Однако возраст появления большей части видов, населяющих современный океан, остается неясным. Для оценки возраста ряда современных видов мы попытались применить палеоклиматический подход, основываясь на ранее установленных нами температурных диапазонах существования различных их форм [2, 5]. Согласно этому подходу эндемики Антарктиды отнесены нами к группе умеренно холодноводных и холодноводных видов. Судя по кривой изменения палеотемператур придонной воды [5], выделенная нами группа умеренно-холодноводных видов, обитающая в диапазоне 0-10°C, смогла сформироваться в середине – конце эоцена (40– 32 млн лет назад), а группа холодноводных видов, существующая при температурах ниже 5°С, могла возникнуть в начале олигоцена (32 млн лет назад) и существовать до позднего олигоцена (до 25 млн лет назад). Но затем наступило потепление до 8°C, и холодноводная группа, скорее всего, вымерла. Вторично эта группа могла возникнуть серединеконце миоцена, когда придонная температура начала снижаться до 5-6 °C, но, вероятно, еще позже. Можно предположить, что эндемичные виды молодого возраста-конец неогена или плейстоцен.

В биологии есть понятие — центр видообразования. В плейстоцене одним из таких центров, по-видимому, была Западная Антарктика, где на шельфе и верхней части континентального склона в фауне глубоководных склерактиниевых кораллов возникли новые виды. Появление этих видов было связано с адаптацией к чрезвычайно низкой температуре морской воды, сформировавшейся в плейстоцене [5]. Дальнейшее их распространение определялось гидрологическими условиями. Поскольку личинки кораллов свободно плавают (приблизительно на тех же глубинах, где живут сами кораллы), они стали переноситься Циркумантарктическим течением с запада на восток. Так как скорость течения составляет 0.4-0.9 км/час, то за сутки это такой перенос составляет 10-20 км, за месяц несколько сот км, а за год несколько тысяч км. Т.о. в течение плейстоцена кораллы смогли заселить весь шельф и верхнюю часть континентального склона Антарктиды, и их ареал в четырех случаях из пяти стал циркумантарктическим. А вот за пределы Южного океана виды не смогли проникнуть, так как им мешала не только скорость, но и большая вертикальная мощность течения и его горизонтальная протяженность, поскольку личинки не могут в достаточной мере опускаться на глубину и "подныривать" под течение. В результате появившиеся в плейстоцене виды остались видами-эндемиками.

Исходя из значений глубин вертикального распространения полипов эндемиков, можно предположить, что мощность препятствующего их расселению кольцевого водного потока по вертикали составляет не менее 1.5 км, а, может, и более (эту глубину в одном месте преодолевает эндемичный вид *F. impensum*).

Основная часть специфических для Антарктики видов склерактиниевых кораллов не пересекает Антарктическую конвергенцию, которая является границей для распространения многих типов фауны.

Лишь два вида-космополита, представленных одиночными формами, обитают как на континентальном склоне, так и в абиссали Антарктики. Это Fungiacyathus marenzelleri (Vaughan, 1906) (глубины 2000-6380 м) и Leptopenus discus Moseley, 1881 (глубины 2000-4870 м). Они принадлежат древним родам Fungiacyathus и Leptopenus, возникшим в глубинных слоях океана, и, нашему заключению [2, 4], являвшимися родоначальниками склерактиний. Эти два вида широко распространены на больших океанских глубинах (везде, кроме Арктики), легко минуют Антарктическую конвергенцию, и один из них даже поднимается по антарктическому шельфу до глубины 300 м (это единственная находка вида Fungiacyathus marenzelleri на такой глубине в Мировом океане). Исходя из нижней границы распространения вида-космополита Leptopenus discus, нижняя граница распространения которого 4870 м, вертикальная мощность течения не могла превышать 4—4.5 км: тогда мощное циркумантарктическое кольцо не может препятствовать его распространению. Следовательно, по вертикали эти течения явно не достигают глубин обитания, обычных для этих космополитных видов, что и согласуется со значениями величин батиметрического распространения шельфовых видов эндемиков Антарктики.

выводы

1. Исходя из глубины обитания видов-эндемиков одиночных кораллов (шельф и верхняя часть континентального склона) современная вертикальная мощность (1.5–2 км) циркумантарктического кольца течений служит препятствием для их распространения в другие океаны.

2. Поскольку эти виды по нашим данным появились в конце неогена—плейстоцене, то, по всей вероятности, вертикальная мощность циркумантарктического течения в этом геологическом интервале времени уже достигало этих значений.

3. Виды-космополиты [2], обитающие на больших глубинах, свободно проникали в приантарктические воды, что указывает на то, что вертикальная мощность течения "западного дрейфа" не могла превышать 4—4.5 км.

Исследование выполнено в рамках государственного задания тема № 0128-2021-0008 и государственного задания ГИН РАН № 0114-2021-0003 и при поддержке проекта РФФИ № 19-05-00361.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Басов И.А.* Океанская и климатическая эволюция в миоцене // Природа. 1999. № 5. С. 18–27.

- 2. *Келлер Н.Б.* Глубоководные склерактиниевые кораллы. М.: Крассанд. 2012. 384 с.
- Келлер Н.Б. К вопросу о распространении мадрепоровых кораллов в Антарктике и Субантарктике // Труды ИО АН. 1990. Т. 126. С. 74–79.
- 4. *Келлер Н.Б., Оськина Н.С., Савилова Т.А.* Существует ли связь абиссальных склерактиниевых кораллов с океанским конвейером? // Океанология. 2017. Т. 57. № 4. С. 611–617.
- 5. *Келлер Н.Б., Оськина Н.С., Николаев С.Д.* Новый подход к определению возраста глубоководных видов склерактиний на основании температурных диапазонов их обитания // Докл. РАН. 2009. Т. 425. № 2. С. 218–222.
- Келлер Н.Б., Пастернак Ф.А. Фауна кораллов Антарктического шельфа и континентального склона и вопрос о ее роли в процессе формирования современной глубоководной донной фауны океана // Океанология. 1996. Т. 36. № 4. С. 583–587.
- 7. *Кошляков М.Н., Тараканов Р.Ю*. Перенос воды через субантарктический фронт и глобальный океанский конвейер // Океанология. 2011. Т. 51. № 5. С. 773–787.
- Baatsen M., van Hinsbergen D.J.J., von der Heydt A.S. et al. Reconstructing geographical boundary conditions for palaeoclimate modelling during the Cenozoic // Clim. Past. 2016. V. 12. Is. 8. P. 1635–1644.
- Bice K.L., Scotese C.R., Seidov D., Barron E.J. Quantifying the role of geographic change in Cenozoic ocean heat transport using uncoupled atmosphere and ocean models // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2000. V. 161 P. 295–310. https://doi.org/10.1016/S0031-0182(00)00072-9
- Cairns S.D. Antarctic and Subantarctic Scleractinia // Antarctic Research Series. 1982. V. 34. No. 1. P. 1–74.
- 11. Vaughan T.W., Wells J.W. Revision of the suborders, families and genera of the Scleractinia // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1943. V. 44. 363 p.

Scleractinian Corals as an Indicator of the Vertical Density of the Antarctic Circumpolar Current

N. B. Keller^{a, #}, N. S. Oskina^{a, ##}, D. M. Olshanetskiy^{b, ###}

^aShirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia ^bGeological Institute RAS, Moscow, Russia [#]e-mail: keller@ocean.ru ^{##}e-mail: nsoskina@mail.ru ^{###}e-mail: mitia@list.ru

The paper provides data pointing to a link between the bathymetric distribution of solitary endemic corals inhabiting the Antarctic continental shelf and upper continental slope and the vertical density of the Antarctic Circumpolar Current. The study is based on materials collected by expeditions of the Institute of Oceanology and on the data published elsewhere. The results being obtained here revealed that endemic species had been appeared at the end of the Neogene and in the Pleistocene were unable to spread over other oceans because of the horizontal and vertical density of the Arctic Circumpolar Current which existed already at that time.

Keyword: scleractinia coral, Antarctic, Antarctic Circumpolar Current

———— МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ ——

УЛК 551.248.2.551.89

ХОД ПОСЛЕЛЕДНИКОВОЙ ТРАНСГРЕССИИ НА ПОБЕРЕЖЬЕ МОРЕЙ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО И ЛАПТЕВЫХ

© 2022 г. Р. Ф. Булгаков*

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия *e-mail: r.bulgakov@imgg.ru Поступила в релакцию 01.03.2021 г. После доработки 03.05.2021 г. Принята к публикации 18.08.2021 г.

На характер послеледниковой трансгрессии на побережьях морей Восточно-Сибирского и Лаптевых влияла ширина шельфа и континентального склона. Эта зависимость, в свою очередь, прямо определяется вязкостными свойствами мантийных слоев. По результатам численного моделирования уровень моря 4–6 тыс. л. назад оказался на более высоких отметках на побережье Восточно-Сибирского моря, имеющего большую ширину шельфа, чем море Лаптевых. Различие в ходе трансгрессии может быть объяснено механизмом гидроизостазии.

Ключевые слова: послеледниковая трансгрессия, вязкость мантии, гидроизостазия, вертикальные движения, Восточно-Сибирское море, море Лаптевых

DOI: 10.31857/S0030157422010038

ВВЕДЕНИЕ

Поднятые следы древних береговых линий голоценового возраста обнаружены и изучены на части морских побережий Мирового океана.

Формирование береговых линий выше современного уровня моря может быть следствием эвстатической трансгрессии в климатический оптимум голоцена 4-6 тыс. л.н., как следствие поступления большего объема воды из глобальных ледников в Мировой океан, в сравнении с объемом воды океана в настоящее время.

Однако, значительный вклад в подъем уровня моря могло внести, а, может, даже в полной мере его определить гидроизостатическое поднятие береговой зоны в результате перетекания вязкого мантийного вещества под континент после нагружения морского дна на шельфе и континентальном склоне слоем воды при трансгрессии моря.

В данной статье предпринимается попытка исследовать феномен вклада гидроизостатической компенсации в механизм формирования поднятых древних следов морских берегов на примере побережий морей Лаптевых и Восточно-Сибирского.

ЭФФЕКТ "ЛЕВЕРИНГА" НА ПОБЕРЕЖЬЯХ

Установлено, что послеледниковая трансгрессия имела неодинаковый сценарий и неравномерную скорость наступления моря в различных районах Мирового океана.

Ф. Шепард [9] считал, что происходило плавное повышение уровня моря, которое по асимптоте достигло современного уровня, но никогда не превышало его. Его оппонент Р. Фейрбридж [13] предложил альтернативное представление о ходе трансгрессии – с осцилляциями. По Фейрбриджу, уровень Мирового океана 5.0 и 3.7 тыс. л.н. превысил современный на 3-4 м, а далее после ряда мелких осцилляций 2.3 и 1.2 тыс. л.н. амплитудой +1.5 м вернулся к уровню близкому современному.

Разрешено противоречие было в работе Дж. Кларка с коллегами [12]. Авторы работы выполнили численное моделирование с учетом изменения гравитационного поля в результате перераспределения масс льда и воды на поверхности Земли и реологических свойств литосферы и мантийных слоев. Они также выделили на поверхности Земли зоны, в которых уровень моря превышал современный, зоны, в которых уровень моря понизился, и др. Всего было выделено 6 зон. В дальнейшем, моделирование совершенствовалось.

Своеобразной зоной среди выделенных оказалась зона VI Кларка, в которую вошли материковые побережья. На протяженных материковых побережьях по всему миру были зафиксированы превышения современного уровня моря, в основном совпадавшие по времени с климатическим оптимумом голоцена около 6 тыс. л.н. Был предложен механизм образования подъема береговых зон под названием эффект "леверинга" (continental levering) [23].

В других зонах, особенно в зоне IV Кларка, расчеты, наоборот, показали океаническое понижение уровня (zone-IV oceanic submergence) и отсутствие превышений современного уровня моря в голоценовый климатический оптимум [11].

Другой особенностью, влияющей на изменение относительного уровня моря на конкретных побережьях и маскирующей эффект зоны VI Кларка, оказалось появление своеобразных вздутий – форбалдж (forebuldge), или зона II Кларка [11], образовавшихся на земной поверхности по периметру областей покровных ледников в период максимума покровного оледенения (last glacial maximum – LGM). Появление вздутий объяснялось растеканием вещества вязких мантийных слоев из-под области оледенения под тяжестью ледника [24]. Такие вздутия по мере таяния ледников компенсировались, поверхность понижалась в своих высотных отметках, и этот процесс на побережьях фиксируется в древних береговых линиях.

Для изучения эффекта "леверинга" оптимальным является побережье, достаточно удаленное как от областей непосредственного развития ледниковых покровов (чтобы уйти из зоны форбалдж), так и от современных активных регионов вроде Курило-Камчатской зоны субдукции.

В этом отношении подходящим районом является побережье морей Восточно-Сибирского и Лаптевых. Моря находятся не только за пределами областей последнего покровного оледенения, как Фенноскандии, так и Северо-Американского, но и за пределами распространения связанных с ними зон форбалдж. Современные активные зоны субдукции также не доминируют в этом регионе.

Особенностью моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря, удобной для изучения эффекта "леверинга" в среднем голоцене, является различная ширина шельфов этих морей. Шельф моря Лаптевых в два раза уже шельфа Восточно-Сибирского моря, который до половины своей ширины имеет глубины от 100 м и свал глубин континентального склона примерно на 500 м.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О ПОСЛЕЛЕДНИКОВЫХ КОЛЕБАНИЯХ УРОВНЯ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ И ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО МОРЯ

Побережья морей Лаптевых и Восточно-Сибирского изучены палеогеографическими методами в отношении послеледниковой трансгрессии слабо. Это связано, прежде всего, с труднодоступностью региона. Детальнее изучено побережье моря Лаптевых.

Послеленниковая трансгрессия на побережье моря Лаптевых характеризуется повышением уровня моря в период с 9 до 6 тыс. л.н., после чего уровень стабилизируется. Имеются разрозненные сведения о превышении современного уровня моря в голоцене. Среди них интересные свидетельства проникновения морской воды в прибрежные озера, расположенные выше современного уровня, в последние 2000 лет. В качестве примера подобного превышения современного уровня моря приводятся оз. Изменчивое на архипелаге Северная Земля у п-ова Таймыр и оз. Севастьян в районе дельты р. Лены. Озера располагаются на 6 и 5 м соответственно выше современного уровня моря, и, как оценивают исследователи, уровень моря около 2000 л.н. должен был превышать современный не менее чем на 10 м, о чем "...свидетельствует возраст погребенной озерными отложениями древесины – 2100 радиоуглеродных лет [3]" (цит. по: [7]).

Анализ топографических карт XIX в. [4] показал, что уровень моря мог располагаться выше современного, возможно, всего 150–200 л.н.

В работе, посвященной изменениям уровня моря Лаптевых в послеледниковье, А.В. Гаврилов и др. [5], по данным бурения скважин на шельфе и датировок древних береговых следов деятельности моря на побережьях, реконструировали схемы расположения береговой линии в зависимости от возраста и кривую хода морской трансгрессии. Особенную роль при наступлении моря авторы отвели термоабразии и термокарстовым явлениям. Для периода голоценовой трансгрессии они пришли к выводу, что в период времени 5-3.5 тыс. л.н. уровень достигал абсолютных отметок 0..., +2, +3 м, а около тысячелетия назад – отметок +1, +2 м.

А.С. Макаров в обзоре изученности изменений уровня моря Лаптевых в [7] отмечает "Часто пики повышения уровня моря по данным одних исследователей могут соответствовать этапам стабилизации, полученным по данным других" (стр. 96).

А.В. Баранская [2], по результатам анализа датировок позднеплейстоценовых и голоценовых поднятых или затопленных береговых линий, предложила для шельфовой области моря Лаптевых, выделенной по критериям неотектонической активности, осредненную для крупных неотектонических областей скорость относительного изменения уровня моря за голоцен в 5.5 мм/год. Любопытно, что в смежной тектонической области, Верхоянской, расположенной частично на современной сухопутной части побережья моря Лаптевых, относительное изменение уровня моря



Рис. 1. Батиметрическая карта-схема до изобаты 2000 м шельфа и континентального склона моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря (https://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi). Залитые кружки с буквами A, Al, B, B1 – участки, по которым смоделированы кривые хода послеледниковой трансгрессии (рис. 2). Прямые линии показаны для наглядности и иллюстрируют двукратное различие в ширине шельфа.

за голоцен имеет противоположное направление и оценено в -1.41 мм/год [2].

Послеледниковые изменения уровня моря на побережье Восточно-Сибирского моря изучены еще меньше, чем на побережье моря Лаптевых, прямые оценки изменений отсутствуют [7]. Имеются данные по Новосибирским островам. По результатам документирования серии морских террас, датированных радиоуглеродным методом, и находки плавника из верхней части разреза отложений лайды на высоте 8 м, предложена кривая изменений уровня моря в районе о. Жохова в голоцене [1]. Согласно этой кривой, уровень моря превышал современный около 4-4.9 тыс. л.н. на 6-8 м, около 1.2 тыс. л.н. – на 4-6 м. Авторы работы предполагают значительный темп трансгрессии на начальном этапе на основании находок бивней мамонтов возрастом 12.5 тыс. лет в 130 км к северо-западу от о. Жохова, где преобладают глубины более 20 м. Датировка плечевой кости лошади с о. Вилькицкого, расположенного в 45 км к юго-западу от о. Жохова, позволила предположить, что о. Жохова сохранял связь с материком еще 7—9 тыс. л.н. [1]. Замедление трансгрессии связывают с тем, что происходило не трансгрессивное затопление, а постепенный захват суши морем в результате термической переработки многолетнемерзлых пород.

В своем фундаментальном труде П.А. Каплин и А.О. Селиванов [6] на основе анализа выполненных к тому времени палеогеографических исследований склоняются к выводу, что на побережьях морей Лаптевых и Восточно-Сибирского в оптимум голоцена уровень моря был близок к современному или превышал его не более чем на 1.5–3.0 м. А отмеченные превышения современного уровня моря на более высокие, до 10 м, значения обусловлены высокими штормовыми нагонами [6].

Таким образом, в настоящее время пока недостаточно палеогеографических наблюдений о ходе послеледниковой трансгрессии, на которые можно опираться [8]. Но предварительные результаты позволяют допустить, что ход трансгрессии на море Лаптевых и Восточно-Сибирском море был различен.

Слой Зонии	Мощность литосферы и значения вязкости слоев мантии							
Слои Земли	VM2a VM2c		VM2e VM2f					
Литосфера, км	50	50	50	50				
Верхняя мантия, 10 ²¹ Па с	0.5	1.0	0.75	0.35				
Транзитный слой, 10 ²¹ Па с	0.5	1.0	0.75	0.35				
Нижняя мантия, 10 ²¹ Па с	2.7	10	3.5	2.0				

Таблица 1. Модели Земли, использованные в расчетах

На различие в ширине шельфа и влиянии этой особенности на ход послеледниковой трансгрессии обратили внимание В. Клеманн с соавторами [14]. По результатам моделирования авторы оценили ход трансгрессии для рассматриваемых регионов в широком диапазоне реологических параметров мантийных слоев и мощности литосферы.

По их данным, на шельфе моря Лаптевых возможно использовать эвстатическую кривую трансгрессии для реконструкции формирования и развития побережья, в то время как на Восточно-Сибирском море миграция береговой линии прямо зависит от внутреннего строения Земли. Благодаря эффекту гидроизостазии, расчетные относительные изменения уровня моря всегда оказывались выше, чем эвстатический уровень на профиле, пересекающем шельф и континентальный склон в сторону берега, и всегда ниже в сторону моря на 10–15 м по высоте. Изгиб литосферы под Восточно-Сибирским морем начался мористее, чем под морем Лаптевых.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ И ОБСУЖДЕНИЕ

Расчеты хода послеледниковой трансгрессии, выполненные в программном пакете SELEN 2.9 [20–22] (рис. 2) при различных реологических параметрах мантийных слоев (табл. 1) показали, в общем случае, опережение подъема уровня для побережья Восточно-Сибирского моря в сравнении с ходом трансгрессии моря Лаптевых.

Параметры мантийных слоев, такие как плотность, модуль Юнга, гравитационная постоянная и др., кроме значений вязкости были взяты из модели VM2a, предложенной [16, 17] для расчетов восстановления изостатического равновесия в результате изменения объема покровных оледенений (glacial isostatic adjustment – GIA). Хотя в данной работе моделирование было выполнено для четырех моделей с различающимися вязкостными свойствами, далее, с целью экономии объема статьи используются только две модели как наиболее показательные – это VM2c и VM2e.

Значительный осадочный чехол в море Лаптевых и сложная структура фундамента Восточно-Сибирского моря с прогибами, поднятиями и седловинами влияют на результат численного моделирования, уменьшая эффективную мощность "упругой среды" слоя литосферы. Мощность литосферы как "упругой среды" при моделировании была принята 50 км, что больше имеющихся оценок для шельфа моря Лаптевых и Восточно-Сибирского. Например, в сводной базе данных "Crust 2.0 – AA New Global Crustal Model at 2 × 2 Degrees" (https://igppweb.ucsd.edu/~gabi/crust2.html) мощность земной коры принимается от 30 до 40 км, что хорошо согласуется с оценками [10, 15].

Объемы и темпы поступления воды в результате деградации покровного оледенения учитывались при моделировании "эквивалентной кривой уровня моря" – ESL (Equivalent Sea Level) ICE5G [18].

Наиболее высокое стояние уровня моря +2.15 м 5 тыс. лет назад (рис. 2а) случилось на побережье Восточно-Сибирского моря при использовании в модели параметров VM2e (таблица). На побережье моря Лаптевых в это время при заданных параметрах модели превышения практически не отмечается, уровень моря находился на отметке + 0.099 м (рис. 2а).

При расчете с параметрами VM2с с более высокими значениями вязкости мантийных слоев также наблюдается опережение хода трансгрессии на побережье Восточно-Сибирского моря в сравнении с морем Лаптевых, но уже превышения современного уровня 5 тыс. лет назад нет, уровень едва доходит до отметки —2.4 м (рис. 2с) и достигает современных отметок только к настоящему времени.

Поведение кривых хода трансгрессии в точке с современной глубиной 500 м (рис. 26, 2г) не демонстрирует явного опережения трансгрессии Восточно-Сибирского моря над морем Лаптевых, но для изменений относительного уровня моря характерным оказывается отставание хода трансгрессии на глубоководной части акватории от кривой хода поступления объема талой воды ледников – ESL. Это отставание можно интерпретировать и опусканием морского дна за счет увеличивающейся нагрузки водного слоя. Особенно заметным становится отставание на рубеже 7 тыс. лет



Рис. 2. Кривые хода трансгрессии Восточно-Сибирского и моря Лаптевых. Пункты, для которых приводятся кривые хода трансгрессии, показаны залитыми черным цветом кружками на рис. 1. а) Участок "А", модель "VM2e"; б) участок "А1", модель "VM2e"; в) участок "В", модель "VM2c"; г) участок "В1", модель "VM2c". Для обоих морей береговые участки выбраны в заливах, чтобы избежать различия хода трансгрессии на мысу и в заливе.

ОКЕАНОЛОГИЯ том 62 № 1 2022

БУЛГАКОВ



Рис. 3. Спектры изостатической релаксации в земных слоях по результатам моделирования в программном пакете SELEN2.9: а) спектр, полученный для модели VM2c; б) спектр, полученный для модели VM2e. Кривая M0 соответствует мантии, C0 – границе ядра и мантии, L0 – литосфере, M1 и M2 соответственно мантийным границам 670 и 470 км, T1–T4 – слоям с упруго-вязким поведением.

назад, когда основная масса талой воды уже успела поступить в Мировой океан (рис. 2в, 2г).

Наблюденные эффекты хорошо объясняются влиянием эффекта гидроизостазии на более широком шельфе Восточно-Сибирского моря в сравнении с относительно узким шельфом моря Лаптевых.

Согласно представлениям Дж. Кларка и К. Лингла [11], при регрессии моря во время максимума последней ледниковой эпохи снятие нагрузки воды вызывает перетекание мантийного вешества из-под континента в район шельфа и океанического дна. Это вызывает нисходящие движения прибрежной зоны континента. Затем, с наступлением межледникового времени, по мере наполнения чаши морского бассейна талой водой ледников, водная нагрузка на морское дно и шельф увеличивается, что ведет к возврату мантийного вещества в область под континентом, а береговая зона начинает подъем. Процесс этот зависит от вязкости мантийного вещества: чем выше вязкость, тем больше времени требуется для перетекания (рис. 3).

На рис. 3 представлены кривые релаксации, свойственные внутренним слоям Земли, рассчитанные в программном пакете SELEN2.9 [18–20] по методике, предложенной [13]. Кривые отображают зависимость времени возврата к равновесному состоянию после воздействия и снятия нагрузки на планетарные слои Земли.

По кривым релаксации видно, что при большей вязкости мантийного вещества (модель VM2c, рис. 3a) время релаксации слоев увеличивается практически на половину порядка в сравнении с моделью с меньшей вязкостью (модель VM2e, рис. 3б), т.е. требуется в несколько раз более продолжительное время, чтобы земная поверхность вернулась к изостатически сбалансированному равновесию.

В случае рассматриваемых морей нагрузка на морское дно в районе континентального склона и шельфа в Восточно-Сибирском море будет происходить с большей силой благодаря очевидной большей ширине и, соответственно, большей площади шельфа в сравнении с шельфом моря Лаптевых. Возврат мантийного вещества под континентальную область вызовет подъем побережья. В результате следы уровня моря в период достижения максимума эвстатической трансгрессии, можно будет ожидать выше современного уровня моря. Превышения современного уровня моря на Восточно-Сибирском побережье оказались значительнее при низких значениях вязкости мантийного вещества.

Отсутствие достаточного количества данных о ходе послеледниковой трансгрессии на побережье Восточно-Сибирского моря по палеогеографическим наблюдениям, подтвержденных абсолютным датированием, не позволяет отдать предпочтение какой-то из использованных вязкостных моделей и более уверенно прогнозировать дальнейшее развитие побережья. Но, например, если для побережья Восточно-Сибирского моря процесс гидроизостатической компенсации еще не закончился, то можно ожидать, что осушение побережья и отступление моря может оказаться ведущим процессом в ближайшем будущем, даже несмотря на современное повышение уровня Мирового океана.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Уникальное расположение по отношению к областям развития покровных оледенений и большая разница в ширине шельфа и континентального склона Восточно-Сибирского моря и моря Лаптевых позволяют по результатам численного моделирования подтвердить наличие эффекта continental levering для континентальных побережий и его зависимость от ширины шельфа и континентального склона.

Очевидно, что необходимо продолжение сбора палеогеографических данных о ходе послеледниковой трансгрессии на побережьях и шельфе этих морей. При наличии достаточных данных, особенно, с побережья Восточно-Сибирского моря, сравнительное моделирование позволило бы более точно определить реологические свойства земных слоев, а также точнее прогнозировать и реконструировать сценарий послеледниковой трансгрессии и его зависимость от изменения объема покровных ледников.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Анисимов М.А., Иванова В.В., Пушина З.В., Питулько В.В. Лагунные отложения острова Жохова: возраст, условия формирования и значение для палеогеографических реконструкций региона Новосибирских островов // Известия РАН. Серия географическая. 2009. № 5. С. 107–119.
- 2. Баранская А.В. Роль новейших вертикальных тектонических движений в формировании рельефа побережий российской Арктики. Дис. ... канд. геогр. наук: 25.00.25. Спб., 2015. 236 с.
- Большиянов Д.Ю., Макеев В.М. Архипелаг Северная Земля. Оледенение, история развития природной среды. СПб.: Гидрометеоиздат, 1995. 217 с.
- Большиянов Д.Ю., Макаров А.С., Шнайдер В., Штоф Г. Происхождение и развитие дельты р. Лены. СПб.: ААНИИ, 2013. 268 с.
- 5. Гаврилов А.В., Романовский Н.Н., Хуббертен Х.-В. Палеогеографический сценарий послеледниковой трансгрессии на шельфе моря Лаптевых // Криосфера Земли. 2006. Т. 10. № 1. С. 39–50.
- Каплин П.А., Селиванов А.О. Изменение уровня морей России и развитие берегов: прошлое, настоящее, будущее. М.: ГЕОС, 1999. 299 с.

- Макаров А.С. Колебания уровня арктических морей в голоцене. Дис. ... д-ра геогр. наук: 25.00.25. СПб., 2017. 309 с.
- Макаров А.С., Большиянов Д.Ю. Колебания уровня арктических морей России в голоцене // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. М.: Географический факультет МГУ, 2011. С. 315– 320.
- 9. Шепард Ф.П. Морская геология. Л.: Недра, 1969. 462 с.
- Alvey A., Gaina C., Kusznir N.J., Torsvik T.H. Integrated crustal thickness mapping and plate reconstructions for the high Arctic // Earth and Planetary Science Letters. 2008. V. 274. P. 310–321.
- Clark J., Lingle C. Predicted relative sea-level changes (18000 Years B.P. to present) caused by Late-Glacial retreat of Antarctic Ice Sheet // Quaternary Research. 1979. V. 11. P. 279–298.
- Clark J., Farrell W., Peltier W. Global changes in postglacial sea level: Numerical calculations // Quaternary Research. 1978. V. 9 (3). P. 265–287.
- 13. *Fairbridge R*. Eustatic changes in sea level // Physics and Chemistry of the Earth. 1961. V. 4. P. 99–185.
- 14. *Klemann V., Heim B., Bauch H.A. et al.* Sea-level evolution of Laptev Sea and East Siberian Sea since the last glacial maximum // Arktos. 2015. V. 1. Article 1.
- Mazur S., Campbell S., Green C., Bouatmani R. Extension across the Laptev Sea continental rifts constrained by gravity modeling // Tectonics. 2015. V. 34. P. 435– 448.
- Peltier W.R. Glacial-Isostatic adjustment II. The inverse problem // Geophysical J. of the Royal Astronomical Society. 1976. V. 46. P. 669–705.
- Peltier W.R. Postglacial variations in the level of the sea: Implications for climate dynamics and solid-Earth geophysics // Reviews of Geophysics. 1998. V. 36 (4). P. 603–689.
- Peltier W.R. Global glacial isostasy and the surface of the Ice–Age Earth: the ICE–5G (VM2) model and GRACE // Annu. Rev. Earth Pl. Sc. 2004. V. 32. P. 111–149.
- Spada G., Sabadini R., Yuen D.A, Ricard Y. Effects on postglacial rebound from the hard rheology in the transition zone // Geophysical J. International. 1992. V. 109 (2). P. 683–700.
- 20. *Spada G., Stocchi P.* The sea level equation: Theory and numerical examples. Roma: Aracne, 2006. 96 p.
- 21. *Spada G., Stocchi P.* SELEN: A Fortran 90 program for solving the "sea-level equation"// Computers and Geosciences. 2007. V. 33 (4). P. 538–562.
- 22. *Spada G., Melini D., Galassi G., Colleoni F.* Modeling sea level changes and geodetic variations by glacial isostasy: the improved SELEN code. 2012. http://arx-iv.org/abs/1212.5061
- Stocchi P, Spada G. Glacio and hydro-isostasy in the Mediterranean Sea: Clark's zones and role of remote ice sheets // Annals of Geophysics. 2007. V. 50 (6). P. 741–761.
- 24. *Whitehouse P.* Glacial isostatic adjustment and sea-level change: State of the art report. Technical Report. 2009. TR-09-11.
- 25. https://igppweb.ucsd.edu/~gabi/crust2.html [электронный источник]

ОКЕАНОЛОГИЯ том 62 № 1 2022

БУЛГАКОВ

Process of Postglacial Transgression on the Coasts of the East Siberian and Laptev Seas

R. F. Bulgakov#

Institute of Marine Geology and Geophysics Far Eastern Branch RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia [#]e-mail: r.bulgakov@imgg.ru

The width of shelves and continental slopes of the East Siberian and Laptev seas affected the postglacial transgression. This dependence, in turn, is directly determined by the mantle layers viscosity. Based on numerical simulations the sea level on the East Siberian Sea coast was at the higher altitudes than on the Laptev Sea 4-6 ky BP. The difference of transgression rate could be explained by hydroisostatic mechanism.

Keywords: postglacial transgression, mantle viscosity, hydroisostasy, vertical movements, East Siberian Sea, Laptev Sea

———— МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ ———

УДК 551.435.3

АБРАЗИЯ БЕРЕГА, СЛОЖЕННОГО РЫХЛЫМ МАТЕРИАЛОМ

© 2022 г. И.О.Леонтьев*

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия *e-mail: igor.leontiev@gmail.com Поступила в редакцию 03.12.2020 г. После доработки 03.03.2021 г. Принята к публикации 08.04.2021 г.

Рассматривается абразия берегов, при разрушении которых образуются наносы волнового поля (песок, гравий, галька). Развитие таких берегов контролируется обратной связью между темпом абразии и объемом растущего пляжа. Предложенная эволюционная модель, приводит к выводу, что абразия должна экспоненциально затухать со временем. Длительность процесса может измеряться десятками, сотнями и тысячами лет в зависимости от доли пляжеобразующего материала, поступающего из клифа. Повышение относительного уровня моря увеличивает длительность процесса. Для прогноза годового объема абразии клифа применен подход Ларсона [15], принимающий во внимание разность высот пляжа и волнового заплеска. Расчетная формула содержит эмпирический коэффициент, оцененный на основе данных по берегам Камского водохранилища и Охотского моря (где важную роль в абразии клифа играет прилив). По расчетам, даже небольшой пляж вызывает существенное снижение объема абразии клифа. Абразия подводного склона определяется на основе показателей надводной абразии и концепции "глубины замыкания".

Ключевые слова: объем абразии, отступание клифа, развитие пляжа, эволюция абразионного берега **DOI:** 10.31857/S0030157422010087

введение

Абразия — процесс разрушения берега штормовыми волнами, сопровождающийся формированием абразионной террасы (бенча) и абразионного клифа [2]. Термин "абразия" в широком смысле применяется не только к берегам, выработанным в коренных породах, но и к аккумулятивным по своему генезису побережьям, которые в силу изменений природной обстановки стали испытывать рецессию [8]. По отношению к последним употребляется также термин "размыв". По сути, речь идет об одном и том же явлении, когда волны разрушают клиф, а его материал выносится на пляж и подводный склон.

Возможны два сценария, отражающие неоднозначную роль обломочного материала, образующегося в ходе абразии: 1) поступающие из клифа обломки бомбардируют его, увеличивая скорость абразии; 2) скапливающийся материал формирует пляж, прикрывающий основание клифа и замедляющий абразию [1, 10, 11]. Вероятность того или иного сценария зависит от свойств материала, из которого построен берег. Первый сценарий реализуется в условиях прочных скальных и полускальных пород, фрагменты которых обладают значительным ударным действием. При уменьшении объема таких обломков (например, за счет истирания и выноса) абразия затухает [1].

В настоящей работе рассматриваются берега, развивающиеся по второму сценарию, когда в теле клифа в той или иной мере присутствуют частицы наносов волнового поля. Имеются в виду рыхлые несцементированные отложения песчаного, песчано-илистого, песчано-гравийного, песчано-галечного или гравийно-галечного состава, супеси, слабо уплотненные суглинки с вкраплениями песчаных и более крупных частиц (породы V класса по классификации [8]). Берега, о которых идет речь, распространены не только в морях (например, в Охотском, где абразию испытывают пересыпи северо-восточного Сахалина, рис. 1), но и в крупных водохранилищах, где еще продолжается процесс выработки профиля равновесия. Поступающий из клифа материал пляжеобразуюших фракций отчасти выносится на подводный склон. нарашивая осадочный слой на коренном бенче, а отчасти остается на пляже. Скорость отступания клифа оказывается обратно пропорциональной объему накоплений у его подножья [11].

Представления о дальнейшей эволюции абразионного берега неоднозначны. Согласно исследованию [1], возможно установление равновесия между поступлением материала из клифа и его уходом (главным образом, за счет истирания). В этом случае должна поддерживаться некоторая оптимальная скорость абразии, которая при не-



Рис. 1. Абразионный берег северо-восточного Сахалина (фото В.В. Афанасьева).

изменности уровня моря и волнового климата будет продолжаться неограниченное время. Вместе с тем, нельзя не учитывать, что по мере расширения абразионной террасы и возрастающей диссипации энергии волн, их воздействие на клиф будет уменьшаться. В результате абразия может затухать и в конце концов прекратиться [2].

Прежние количественные методы оценки абразии разрабатывались в основном в связи с прогнозированием волновой переработки берегов искусственных водохранилищ. Выработанные рекомендации опирались, главным образом, на инженерно-геологические и геоморфологические аналогии, а также на среднегодовые показатели энергии волн в данном бассейне [3, 4, 9]. При этом пляж не рассматривался в качестве активного фактора. Однако и в более современных подходах обратная связь между абразией и развитием пляжа не принимается в расчет в должной мере [1, 5, 12].

Настоящая работа имеет целью в какой-то мере восполнить этот пробел. Здесь предлагается способ расчета годового объема абразии, учитывающий параметры пляжа, а также строится модель эволюции абразионного берега в длительной перспективе, когда свойства пляжа со временем изменяются.

АБРАЗИЯ В МАСШТАБЕ ГОДА

Представим себе отступающий берег, сложенный слабо устойчивыми к размыву отложениями, на котором перед абразионным клифом выстой h_{cl} сформировался пляж с возвышением z_b (рис. 2a). Для определения объема абразии воспользуемся моделью Ларсона [15], описывающей размыв авандюны. В ходе этого процесса на фронтальном склоне песчаной дюны также образуется клиф, подобный клифу абразионного берега, выработанному в рыхлых породах. Отличие только в том, что первый из них сложен несвязными частицами, а материал второго включает долю частиц, в той или иной мере сцепленных друг с другом. Это отличие влияет на скорость разрушения клифа, но не на суть самого процесса. В обоих случаях можно допустить, следуя Ларсону, что вес смытого материала ΔP (в нашем случае, материала клифа) пропорционален силе *F*, с которой бор, движущийся по поверхности пляжа (по сути, фронт потока заплеска) ударяет в клиф, т.е. $\Delta P \sim F$.

Детальное описание модели приведено в работе [15], а здесь ограничимся кратким пересказом основных моментов. Сила воздействия бора представляется в форме $F = m \left(\frac{du}{dt}\right) \approx mu/T$, где m – масса бора, u – его скорость, t – время, T – период волн. Переходя от веса к объему размыва ΔV и используя ряд аппроксимаций в отношении массы бора m, можно прийти к соотношению

$$\Delta V/\Delta t \sim u^4/g^2T,$$

где Δt — длительность волнового воздействия, g — ускорение силы тяжести. Скорость бора аппрок-

симируется как $u^2 = 2g(R - z_b)$, где R – высота волнового заплеска (рис. 2а). Далее, полученное соотношение для объема размыва ΔV представляется в дифференциальной форме и интегрируется по времени. Результатом является формула, которая в нашем случае выражает объем абразии V_a на единицу длины берега (м³ м⁻¹) за промежуток времени t_w :

$$V_a = K_a (R + \eta - z_b)^2 \frac{t_w}{T}, \qquad (1)$$

Здесь K_a — безразмерный коэффициент пропорциональности, зависящий от свойств материала клифа (для песчаных наносов K_a порядка 10⁻³ [15]), η — изменение среднего уровня моря за счет штормового нагона и прилива. Очевидно, абразия возможна только при условии (рис. 2a)

$$R + \eta > z_b. \tag{2}$$

Высота волнового заплеска *R* может рассчитываться по известной формуле Стокдон и др. [16], основанной на натурных измерениях, в которую, однако, рекомендуется включить зависимость от угла подхода волн. Ясно, что при фронтальном подходе волны генерируют более высокий заплеск, чем при распространении под значительным углом Θ_0 относительно береговой нормали (индекс "0" относится к глубокой воде). Наряду с другими прибрежными феноменами, волновой заплеск, в конечном счете, должен контролироваться потоком волновой энергии к берегу, прямо пропорциональным произведению $H_0^2 \cos \Theta_0$, где H_0 – высота волн. Так как высота заплеска R пропорциональна $H_0^{1/2}$ [16], то допуская связь R с по-током энергии, можно ожидать зависимость Rтакже и от величины $\cos^{1/4} \Theta_0$. Соответствующие изменения R при углах подхода волн $\Theta_0 < 45^\circ$ не превышают 9% и практически мало заметны. Однако с приближением Θ_0 к 90° высота заплеска будет быстро уменьшаться. Таким образом, с учетом высказанных соображений формулу Стокдон и др. можно представить в следующем виде:

$$R = (0.385\beta + 0.55\sqrt{0.563\beta^2} + 0.004) \times \times \sqrt{H_{s0}L_0} \cos^{1/4}\Theta_0, \quad L_0 = \left(\frac{g}{2\pi}\right)T^2,$$
(3)

где β — уклон дна, H_{s0} , L_0 , и T — значительная высота волн, их длина и период пика спектра соответственно. Для пологих берегов с уклоном 0.01— 0.02 множитель перед $\sqrt{H_{s0}L_0}$ принимает значение около 0.04, а при сравнительно больших уклонах (около 0.1) увеличивается до 0.08. В дальнейшем под величиной β подразумеваем средний уклон надводного пляжа, $\beta = z_b/l_b$, где l_b — его ширина (рис. 2а).

Главной составляющей штормового нагона является подъем уровня воды η_w , вызванный касательным напряжением ветра τ_w , которое долж-

ОКЕАНОЛОГИЯ том 62 № 1 2022



Рис. 2. Схемы к расчету абразии: (а) – абразионный клиф с формирующимся пляжем; (б) – эволюция абразионного берега; (в) – отложенный слой наносов и изменения уровня моря. Обозначения в тексте.

но уравновешиваться наклоном водной поверхности:

$$\frac{d\eta_w}{dx} = \frac{\tau_w}{\rho g(h + \eta_w)}, \quad \tau_w = k_w \rho W^2 \cos \Theta_0, \quad (4)$$

где *h* и *x* – глубина и горизонтальное расстояние,

 ρ – плотность воды, $k_w = 3 \times 10^{-6}$ ветровой коэффициент, W – скорость ветра. Уравнение (4) линеаризуется и его решение представляется в виде трансцендентного соотношения, из которого определяется $\eta_w(x)$ для заданного профиля глубин h(x) в области разгона ветра [6]. С увеличением скорости ветра протяженность области нагона и его высота у берега возрастают.



Рис. 3. Профили береговых участков, использованные для калибровки модели: (а) – Камское водохранилище (пос. Висим); (б) – Охотское море (северо-восточное побережье Сахалина в районе залива Пильтун).

Допустим, нам известна годовая повторяемость (продолжительность) различных градаций высот волн (и соответствующих периодов) для основных направлений их подхода. Тогда годовой объем абразии V_A можно оценить суммированием элементарных величин V_{aij} , подсчитанных для отдельных градаций высот волн (*i*) и для выделенных направлений (*j*):

$$V_A = \sum_j \sum_i V_{aij}.$$
 (5)

Величина V_A характеризует абразию надводной части берегового профиля с возвышением, равным высоте клифа h_{cl} (рис. 26). Допуская, что форма профиля сохраняется, и все его точки отступают с одинаковой скоростью, можно записать

$$V_A = h_{cl} X_A, \quad C_A = \frac{X_A}{t_V} = \frac{V_A}{h_{cl} t_V},$$
 (6)

где X_A — годовое отступание берега и клифа, C_A — соответствующая скорость рецессии, а промежуток времени t_Y равен 1 году.

Абразия и рецессия надводной части профиля сопровождается соответствующими изменениями подводного склона. Это схематически отражено на рис. 26, где показаны положения берегового профиля в последовательные моменты времени *t*. Абразия подводного склона начинается на некоторой глубине h_* , где волновое воздействие становится достаточно интенсивным, чтобы деформировать дно. При отступании клифа на расстояние *X* со дна должен быть вынесен определенный объем вещества. При условии, что форма подводного профиля существенно не меняется, этот объем можно оценить как $\frac{1}{2} Xh_*$ (рис. 26). Соответственно объем подводной абразии Ω_A и полный объем абразии за год $V_A + \Omega_A$ определятся как

$$\Omega_A = \frac{1}{2} X_A h_* = \frac{1}{2} V_A \frac{h_*}{h_{cl}}, \quad V_A + \Omega_A = V_A \left(1 + \frac{1}{2} \frac{h_*}{h_{cl}} \right), (7)$$

где принято во внимание соотношение (6).

Глубина замыкания (closure depth) h_* для песчаного берега определяется через высоту волн H_{s12h} , превышение которой возможно не более 12 ч в году [14]: $h_* = a_*H_{s12h}$, где $a_* \approx 1.6$. Можно допустить возможность аналогичного определения h_* и для рассматриваемого типа абразионного берега. Правда, в случае связного донного материала коэффициент a_* должен уменьшаться. С другой стороны, глубина h_* едва ли может быть меньше глубины обрушения h_B , где воздействие волн на дно максимально. Высота обрушающихся волн H_B и глубина h_B связаны между собой как $H_B \approx 0.8h$. Тогда, полагая $H_B \approx H_{s12h}$, определим диапазон возможных значений глубины замыка-

ния следующим образом: $1.25H_{s12h} < h_* < 1.6H_{s12h}.$ (8)

Например, при $H_{s12h} = 4$ м глубина h_* может быть в интервале от 5.0 до 6.4 м.

КАЛИБРОВКА ФОРМУЛЫ АБРАЗИИ

Для оценки коэффициента K_a в формуле (1) следует сравнить результаты расчетов с наблюдениями за отступанием абразионных берегов при тех или иных условиях. В данном случае для сравнения выбраны два береговых объекта, один из которых относится к южному берегу Камского водохранилища (район пос. Висим), а второй расположен на побережье Охотского моря в северовосточной части Сахалина (район залива Пильтун). Профили берегов показаны на рис. 3.

Камское водохранилище. Согласно [13], коренной берег в районе пос. Висим сложен суглинками с супесчаными и песчаными прослойками. К клифу высотой около 3 м (рис. 3а) примыкает песчаный пляж шириной 1.5 м с высотой $z_b \approx 0.1$ м (соответствующий уклон пляжа $\beta \approx 0.07$). Участок открыт для воздействия ветров С, СЗ и 3 румбов с разгонами от 11 до 18 км и средней глубиной по разгону около 10 м.

ОКЕАНОЛОГИЯ том 62 № 1 2022

Геолого-геоморфологические условия исключают возможность естественного питания данного сегмента с соседних береговых участков. Поступающие продукты размыва коренного берега вовлекаются во вдольбереговое движение и удаляются из береговой зоны. Очередной год начинается практически с того же самого профиля, отступившего вглубь суши. Скорость отступания клифа составляет 4–5 м в год.

Волновой климат характеризует табл. 1 [13], где представлены параметры волн (H_{s0} , T, Θ_0) при различных скоростях ветра W для главных направлений (C, C3 и 3), а также максимальная годовая продолжительность выделенных волновых ситуаций (t_w). Кроме того, в таблицу добавлены высоты штормового нагона η_w и волнового заплеска R. Расчеты нагона основывались на условном профиле дна с глубинами 8–10 м, длиной, соответствующей разгону ветра и уклоном дна 0.05 в прибрежной части (на глубинах менее 8 м).

Судя по результатам проведенных вычислений на базе табл. 1, абразия становится заметной при скоростях ветра не меньше 7 м/с и высоте волн более 0.5 м. Расчетные скорости отступания клифа C_A попадают в диапазон наблюдаемых значений при величине коэффициента $K_a = 0.003$. В этом случае $C_A = 4.3$ м/год, а годовой объем абразии составляет $V_A = 12.9$ м³ м⁻¹.

Несмотря на малый размер, пляж в рассмотренном случае играет весьма важную роль, так как защищает клиф от воздействия относительно небольших волн (0.3–0.4 м высотой), которые имеют сравнительно большую годовую продолжительность (см. табл. 1). Как показывает расчет, при полном отсутствии пляжа действие только этих волн могло бы вызвать дополнительное отступание клифа на 12 м в год.

Охотское море. Данные по сахалинскому побережью любезно предоставлены зав. Лабораторией береговых геосистем Института морской геологии и геофизики ДВО РАН д.г.н. В.В. Афанасьевым. На рассматриваемом участке имеет место абразия голоценовой террасы, сложенной преимущественно песками, а также супесчано-глинистым материалом с вкраплениями гравия и гальки. Перед клифом высотой 5 м расположен песчаный пляж с максимальным возвышением $z_b = 1.8$ м и средним уклоном $\beta = 0.04$ (рис. 36). Берег испытывает воздействие ветров и волн СВ, В и ЮВ румбов, а также приливов (с амплитудой около 0.6 м). Клиф отступает со скоростью 1.5–2 м в год.

Ветро-волновые условия характеризует табл. 2, основанная на волновых данных, приведенных в [7]. Здесь также приведены расчетные высоты волнового заплеска R и ветрового нагона η_w . При расчетах нагона принималось во внимание, что

Таблица	1. Режим	и ветра,	волнения	и ур	овня	воды у
южного	берега Ка	мского	водохранил	ища	(пос.	Висим)

Румб	Θ ₀ , град.	<i>W</i> , м/с	<i>H_{s0}</i> , м	<i>T</i> , c	<i>t</i> _w , ч	η _{<i>w</i>} , м	<i>R</i> , м
		5	0.34	2.52	129	_	0.12
C	20 6	7	0.53	3.07	12	0.02	0.19
C	-38.0	9	0.72	3.48	9	0.02	0.25
		14	1.15	4.18	3	0.07	0.38
		5	0.33	2.47	144	_	0.13
C^{2}	6.4	7	0.51	3.00	15	0.02	0.19
CS	0.4	9	0.70	3.42	3	0.03	0.26
		14	1.12	4.12	3	0.09	0.39
		5	0.38	2.73	252	_	0.13
		7	0.60	3.32	57	0.02	0.21
3	51.4	9	0.80	3.72	6	0.03	0.27
		14	1.23	4.36	3	0.09	0.39
		19	1.52	4.61	3	0.15	0.46

область его развития при наиболее сильных ветрах примерно соответствует расстоянию до 100-метровой изобаты (в данном случае от 40 до 70 км в зависимости от направления). Также учитывались расстояния до 50 и 10-метровой изобат и характерное значение уклона дна 0.01 от глубины 10 м до берега.

При включении в расчет приливных колебаний допускался их синусоидальный характер, при котором среднее возвышение уровня \overline{a} в той или иной фазе связано с амплитудой прилива a_m как $\overline{a} = \left(\frac{2}{\pi}\right)a_m$. В рассматриваемом случае $a_m \approx 0.6$ м, а значит, среднее возвышение $\overline{a} \approx 0.4$ м. Далее предполагалось, что время действия t_w каждой волновой ситуации, отраженной в табл. 2, условно делится пополам между фазами высокого ($+\overline{a}$) и низкого ($-\overline{a}$) уровня. Это подразумевает, что результирующий годовой объем абразии V_A может быть определен полу-суммой величин, подсчитанных при высоком (V_A^+) и низком уровнях (V_A^-),

r.e.
$$V_A = \frac{1}{2}(V_A^+ + V_A^-).$$

Результаты расчетов показывают, что на фоне отлива волновой заплеск в сумме с нагоном едва превышает верхнюю отметку пляжа только при самых сильных штормах. Поэтому абразия берега связана в основном с положительной фазой прилива. При этом скорость ветра и высота волн должны составлять не менее 15 м/с и 3.75 м для восточного румба и 17 м/с и 4.25 м для остальных румбов. Иначе говоря, абразия реализуется только при достаточно сильных штормах. Расчетные

ЛЕОНТЬЕВ

таолица 2											
<i>W</i> , м/с	<i>Н_s</i> 0, м	, м <i>Т</i> , с	$\begin{array}{c} \text{CB} \\ \Theta_0 = 35^{\circ} \end{array}$			$\begin{array}{c} \mathbf{B} \\ \Theta_0 = -10^{\circ} \end{array}$			$\begin{array}{c} \text{IOB} \\ \Theta_0 = -55^{\circ} \end{array}$		
			<i>t</i> _w , ч	η _{<i>w</i>} , м	<i>R</i> , м	<i>t</i> _w , ч	η _w , м	<i>R</i> , м	<i>t</i> _w , ч	η _w , м	<i>R</i> , м
5	0.25	7.0	4	-	0.22	18	_	0.23	70	_	0.21
7	0.75	8.1	44	_	0.45	166	0.01	0.47	788	_	0.41
8	1.25	11.2	70	0.01	0.80	745	0.02	0.84	2681	0.01	0.73
9	1.75	11.3	140	0.02	0.96	1060	0.03	1.00	1656	0.02	0.88
10	2.25	10.0	158	0.03	0.96	210	0.045	1.01	210	0.03	0.88
11	2.75	10.0	79	0.04	1.06	79	0.07	1.11	70	0.05	0.97
13	3.25	10.3	35	0.05	1.19	44	0.09	1.25	26	0.07	1.09
15	3.75	10.6	18	0.06	1.31	26	0.12	1.38	18	0.09	1.21
17	4.25	11.0	7	0.09	1.45	18	0.15	1.52	10	0.12	1.33
19	4.75	11.4	4	0.12	1.59	11	0.19	1.67	4	0.15	1.46
21	5.25	11.9	3	0.15	1.75	10	0.23	1.83	4	0.18	1.60
23	5.75	12.3	1	0.19	1.89	6	0.27	1.98	3	0.21	1.73
25	6.25	12.6	1	0.23	2.02	4	0.31	2.11	1	0.24	1.85
27	6.75	12.2				4	0.35	2.13	1	0.28	1.86
29	7.25	12.5				2	0.40	2.26			
31	7.75	13.0				2	0.45	2.43			

Таблица 2. Режим ветра, волнения и уровня воды у северо-восточного побережья о. Сахалин

скорости отступания клифа C_A попадают в диапазон наблюдаемых значений при величине коэффициента $K_a = 0.002$. Соответствующие значения C_A и V_A в этом случае составляют 2.0 м год⁻¹ и 10.0 м³ м⁻¹.

Как видно из табл. 2, уровень энергетических воздействий на берега северо-восточного Сахалина весьма высок. Поэтому сравнительно небольшой темп абразии клифа в рассмотренном примере может поддерживаться только благодаря значительному объему пляжа.

Таким образом, по результатам проведенной калибровки можно сделать вывод, что для клифов, сложенных рыхлыми отложениями (суглинки, супеси, пески) коэффициент абразии K_a близок к значениям 0.002–0.003, которые могут послужить ориентиром для расчетных оценок в аналогичных условиях.

АБРАЗИЯ В ДОЛГОВРЕМЕННОМ МАСШТАБЕ

При рассмотрении долговременной эволюции абразионного берега будем предполагать, что она контролируется двумя основными факторами — развитием пляжа и изменениями относительного уровня моря.

Допустим, что материал клифа содержит некоторое количество твердых частиц, способных удержаться у берега и сформировать пляж, причем их доля составляет $n_b < 1$. Определенная часть поступающей из клифа пляжеобразующей фракции уходит на подводный склон, другая часть выносится из береговой зоны (например, в результате истирания), а на самом пляже остается только часть $k_b < 1$. Объем пляжа V_b с течением времени должен возрастать за счет поступления материала из клифа пропорционально темпу абразии V_A/t_Y и, следовательно, можно записать

$$\frac{dV_b}{dt} = k_b n_b \frac{V_A}{t_V}.$$
(9)

Правую часть (9) можно представить с учетом (6)

как
$$k_b n_b h_{cl} \frac{X_A}{t_Y} = \frac{\Delta h_b}{h_{cl}} \frac{V_A}{t_Y}$$
, где величина
 $\Delta h_b = k_b n_b h_{cl}$ (10)

характеризует условную среднюю толщину слоя наносов, отложенного за год в пределах длины годового отступания клифа X_A (рис. 2в). Тогда (9) перепишется в виде

$$\frac{dV_b}{dt} = \frac{\Delta h_b}{h_{cl}} \frac{V_A}{t_Y}.$$
(11)

ОКЕАНОЛОГИЯ том 62 № 1 2022



Рис. 4. Зависимости, следующие из эволюционной модели абразии: (а) – длительность процесса абразии в зависимости от доли пляжеобразующего материала $k_b n_b$, поступающей из клифа и остающейся на пляже; (б) — изменения объемов пляжа и абразии с течением времени.

Теперь допустим, что уровень моря изменяется за год на величину $\Delta \zeta$. Если уровень повышается $(\Delta \zeta > 0)$, то фактическая толщина слоя осадков Δh_b уменьшается на $\Delta \zeta$, а при понижении – увеличивается на ту же величину (рис. 2в). Следовательно, в условиях изменения относительного уровня уравнение (11) трансформируется в

$$\frac{dV_b}{dt} = \frac{\Delta h_b - \Delta \zeta}{h_{cl}} \frac{V_A}{t_Y}.$$
(12)

Заметим, что при изменении уровня моря высота клифа также должна меняться (рис. 2в). Однако для упрощения задачи будем допускать, что изменение уровня за рассматриваемый период времени t мало по сравнению с высотой клифа $(\Delta \zeta \frac{t}{t_V} \ll h_{cl})$, и величину h_{cl} в первом приближе-

нии можно считать постоянной.

По мере роста пляжа объем абразии должен уменьшаться, что отражает соотношение

$$\frac{dV_A}{dt} = -\frac{dV_b}{dt} \tag{13}$$

или с учетом (12)

$$\frac{dV_A}{dt} = -\frac{\Delta h_b - \Delta \zeta}{h_{cl}} \frac{V_A}{t_Y}.$$
(14)

Решение данного уравнения записывается в виде

$$V_A = V_{A0} e^{-\frac{\Delta h_b - \Delta \zeta t}{h_{cl} t_Y}},$$
(15)

где V_{A0} – годовой объем абразии в начальный MOMENT t = 0.

Как видно, развитие процесса абразии определяется соотношением величин Δh_b и $\Delta \zeta$. Если пляж растет быстрее, чем уровень моря ($\Delta h_b > \Delta \zeta$), то абразия экспоненциально затухает со временем. При падении уровня (Δζ < 0) затухание убыстряется. Если нарастание пляжа компенсируется подъемом уровня ($\Delta h_b = \Delta \zeta$), то темп абразии

ОКЕАНОЛОГИЯ том 62 **№** 1 2022 остается постоянным. Наконец, в случае очень быстрого повышения уровня ($\Delta \zeta > \Delta h_b$) абразия будет возрастать.

Чтобы оценить вероятность отмеченных трендов, зададимся характерными значениями определяющих параметров. Пусть, например, высота клифа равна $h_{cl} = 5$ м, а содержание пляжеобразующего материала в нем составляет $n_b = 0.1$, причем на пляже остается лишь десятая часть поступающего за год объема, т.е. $k_b = 0.1$. Тогда отложенный за год слой наносов составит $\Delta h_b = 0.05$ м. В то же время годовые изменения относительного уровня моря, вызванные глобальными изменениями климата или тектоникой, оцениваются вели-

чинами порядка $\Delta \zeta = 10^{-3}$ м, что на порядок меньше Δh_b . Следовательно, фактор нарастания пляжа доминирует, обусловливая постепенное затухание процесса абразии. Сценарии стабилизации или увеличения абразии при повышении уровня могут реализоваться только при ничтожно малом поступлении пляжеобразующего материала из клифа. Такая ситуация возможна, но не типична для берегов, рассматриваемых в данной работе.

Для оценки длительности процесса абразии T_a можно задаться некоторым минимальным значением V_A , например, $0.01V_{A0}$, и рассматривать его как практический предел, соответствующий окончанию процесса. Тогда при $t = T_a$ из (15) следует

$$T_a = -\ln 0.01 \frac{h_{cl}}{\Delta h_b - \Delta \zeta} t_Y = 4.6 \frac{h_{cl}}{\Delta h_b - \Delta \zeta} t_Y. \quad (16)$$

При постоянном уровне T_{a} моря = $4.6 \frac{h_{cl}}{\Delta h_b} t_y = \frac{4.6}{k_b n_b} t_y$. График данной зависимости показан на рис. 4а. При очень малом содержании наносов в теле клифа ($n_b \ll 1$) и преобладающем выносе их с пляжа ($k_b \ll 1$) абразия может продолжаться сотни и тысячи лет. Если же доля наносов,

остающихся на пляже составляет порядка десятой части всего объема абразии ($k_b n_b = 0.1$), то время T_a сокращается до нескольких десятков лет.

Чтобы найти суммарный объем абразии V_{Σ} за определенный период, следует проинтегрировать величину V_A/t_Y по времени: $V_{\Sigma} = \int (V_A/t_Y) dt$. Полагая, что $V_{\Sigma} = 0$ в момент t = 0, получим из (15)

$$V_{\Sigma} = \frac{h_{cl}}{\Delta h_b - \Delta \zeta} V_{A0} \left(1 - e^{-\frac{\Delta h_b - \Delta \zeta t}{h_{cl} - t_Y}} \right).$$
(17)

Очевидно, предельный объем абразии равен $V_{\Sigma m} = \frac{h_{cl}}{\Delta h_b - \Delta \zeta} V_{A0}$. С учетом (16) его можно выразить через время абразии T_a :

$$V_{\Sigma m} = 0.22 V_{A0} \frac{T_a}{t_Y}.$$
 (18)

Максимальное расстояние X_m , на которое может отступить клиф постоянной высоты h_{cl} , составляет

$$X_m = V_{\Sigma m} / h_{cl}. \tag{19}$$

Подстановка значения V_A из формулы (15) в уравнение (12) и интегрирование последнего (при условии $V_b = 0$ в момент t = 0) позволяют определить изменения объема пляжа в ходе абразии:

$$V_b = \frac{\Delta h_b}{\Delta h_b - \Delta \zeta} V_{A0} \left(1 - e^{-\frac{\Delta h_b - \Delta \zeta t}{h_{cl} - t_Y}} \right).$$
(20)

Максимальный объем пляжа, как видно, стремится к значению $V_{bm} = \frac{\Delta h_b}{\Delta h_b - \Delta \zeta} V_{A0}$. В условиях постоянного уровня моря величина V_{bm} соответствует годовому объему абразии в начальный момент: $V_{bm} = V_{A0}$.

Из сравнения (17) и (20) видно, что объем пляжа и суммарный объем абразии изменяются со временем одинаковым образом, и отношение этих величин остается постоянным: $\frac{V_b}{V_{\Sigma}} = \frac{\Delta h_b}{h_{cl}} = k_b n_b$. Зависимость объемов от времени показана на рис. 4б. Величины V_b и V_{Σ} здесь отнесены к их максимальным значениям V_{bm} и $V_{\Sigma m}$, а время к продолжительности процесса абразии T_a .

Проиллюстрируем полученные результаты числовым примером. Как и прежде, примем $h_{cl} = 5$ м, $n_b = 0.1$ и $k_b = 0.1$, что соответствует отложенной за год толщине слоя наносов $\Delta h_b = 0.05$ м. Допустим, что относительный уровень моря повышается, и годовой прирост составляет $\Delta \zeta = 0.001$ м. В этом случае абразия будет продол-

жаться в течение времени $T_a = 469$ лет. При начальном годовом объеме абразии $V_{A0} = 10 \text{ м}^3 \text{ м}^{-1}$ ее суммарный объем за время T_a составит $V_{\Sigma m} = 10^3 \text{ м}^3 \text{ м}^{-1}$. Берег отступит на расстояние $X_m = 200 \text{ м}$, а объем пляжа на завершающей стадии процесса приблизится к величине $V_{bm} = 10 \text{ м}^3 \text{ м}^{-1}$. При понижении уровня моря с той же скоростью ($\Delta \zeta = -0.001 \text{ м}/\text{год}$) показатели T_a , $V_{\Sigma m}$, X_m и V_{bm} уменьшатся, но всего на 2%.

Теперь представим, что поступление наносов из клифа на пляж на порядок больше, чем в приведенном примере, т.е. $k_b n_b = 0.1$ и $\Delta h_b = 0.5$ м. Тогда время абразии и ее суммарный объем составят $T_a = 46$ лет и $V_{\Sigma m} = 10^2$ м³ м⁻¹, т.е. станут на порядок меньше.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное исследование нацелено на прогнозирование абразии берегов, при разрушении которых образуются наносы волнового поля (песок, гравий, галька). По мере их накопления формируется пляж, поглощающий энергию волн и уменьшающий воздействие на абразионный клиф. Ключевым фактором развития таких берегов является обратная связь между объемом абразии и объемом растущего пляжа. Предложенная эволюционная модель приводит к оптимистическому выводу, что процесс абразии должен экспоненциально затухать со временем. Длительность процесса зависит от концентрации пляжеобразующих наносов в теле клифа, а также от доли материала, остающейся на пляже в результате перераспределения на береговом склоне и безвозвратных потерь. При неизменных внешних условиях абразия берегов рассматриваемого типа может продолжаться от нескольких десятков до нескольких сотен лет. После этого клиф отмирает, а берег переходит в категорию стабильного аккумулятивного. Разумеется, возможны особые случаи, когда в силу свойств прибрежной динамики практически весь поступающий материал уносится с пляжа, и замедления абразии не происходит, как, например, на рассмотренном ранее береговом участке Камского водохранилища.

Повышение относительного уровня моря, связанное с тектоникой или глобальным изменением климата, увеличивает длительность процесса. При типичных скоростях изменений уровня, наблюдаемых в настоящее время, этот фактор не слишком заметен. Но он может оказаться определяющим в условиях, когда на какой-либо стадии процесса подпитка пляжа по тем или иным причинам уменьшится или прекратится.

Полученные соотношения позволяют оценить объем абразии клифа, объем пляжа и темп отступания берега в требуемый момент времени, если заданы параметры процесса и известен начальный годовой объем абразии клифа. Последний подсчитывается суммированием элементарных объемов абразии V_a при характерных волновых ситуациях, действующих в течение года.

Для оценки величины V_a в данной работе применен подход Ларсона с соавторами [15], согласно которому клиф разрушается под действием силы, возникающей при ударе прибойного потока и зависящей от разности высот заплеска и пляжа. Расчетная формула содержит эмпирический коэффициент K_a , для оценки которого использовались данные по участкам берегов Камского водохранилища и Охотского моря. В последнем случае выявлено значительное влияние прилива на величину абразии. Сделан вывод, что в условиях рыхлого материала клифа типа суглинков, супесей и песков значение K_a близко к 0.002-0.003. В дальнейшем планируется уточнить величину коэффициента на основе дополнительных тестов для более широкого спектра условий. Проведенные расчеты показывают, что даже небольшой пляж способен снизить темп абразии клифа в несколько раз.

В заключение отметим, что рецессия надводной части профиля сопровождается соответствующей абразией подводного склона, которая может быть оценена на основе показателей надводной абразии при использовании концепции "глубины замыкания". Эта тема нуждается в дальнейшей проработке.

Благодарности. Автор благодарен заведующему Лабораторией береговых геосистем Ин-та морской геологии и геофизики ДВО РАН д.г.н. В.В. Афанасьеву за предоставленные данные о береговых участках северо-восточного Сахалина.

Источник финансирования. Работа выполнена в рамках государственного задания ИО РАН (тема № 0128-2021-0004) при частичной поддержке РФФИ (грант № 18-55-34002 Куба_т).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Есин Н.В., Савин М.Т., Жиляев А.П. Абразионный процесс на морском берегу. Л.: Гидрометеоиздат, 1980. 200 с.
- 2. Зенкович В.П. Основы учения о развитии морских берегов. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 710 с.

- Золотарев Г.С. Инженерно-геологическое изучение береговых склонов водохранилищ и оценка их переработки // Труды лаборатории гидрогеологических проблем. М.: Изд-во АН СССР. 1955. Т. 7. С. 38–57.
- Качугин Е.Г. Рекомендации по изучению переработки берегов водохранилищ // Всесоюзный институт гидрогеологии и инженерной геологии (ВСЕГИНГЕО). М.: Госгеолтехиздат, 1959. 89 с.
- Леонтьев И.О. Количественный анализ эволюции профиля абразионного берега // Проблемы развития морских берегов. М.: Изд-во ИОАН, 1989. С. 30–37.
- 6. *Леонтьев И.О.* Прибрежная динамика: волны, течения, потоки наносов. М.: ГЕОС, 2001. 272 с.
- 7. Леонтьев И.О. Афанасьев В.В. Динамика лагунного берега северо-восточного Сахалина на примере системы Ныйского залива и косы Пластун // Океанология. 2016. Т. 56. № 4. С. 618–626. https://doi.org/10.7868/S0030157416030138
- 8. Леонтьев О.К. Основы геоморфологии морских берегов. М.: Изд-во МГУ, 1961. 418 с.
- 9. Попов Б.А. Расчет абразионного профиля равновесия подводных склонов крупных водохранилищ // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1969. № 3. С. 89–101.
- Сафьянов Г.А. Геоморфология морских берегов. М.: Изд-во МГУ, 1996. 406 с.
- 11. Шуйский Ю.Д. Проблемы исследования баланса наносов в береговой зоне моря. Л.: Гидрометеоиздат, 1986. 240 с.
- Хабидов А.Ш., Леонтьев И.О., Марусин К.В. и др. Управление состоянием берегов водохранилищ. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. 239 с.
- Хабидов А.Ш., Леонтьев И.О., Марусин К.В. и др. Мониторинг береговой зоны внутренних водоемов России. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2012. 139 с.
- Birkemeier W.A. Field data on seaward limit of profile change // J. of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering. 1985. V. 111. No. 3. P. 598–602.
- Larson M., Erikson L., Hanson H. An analytical model to predict dune erosion due to wave impact // Coastal Engineering. 2004. V. 51. P. 675–696.
- Stockdon H.F., Holman R.A., Howd P.A., Sallenger A.H. Empirical parameterization of setup, swash, and runup // Coastal Engineering. 2006. V. 53. P. 573–588.

Abrasion of Coast Composed of Loose Material

I. O. Leont'yev[#]

Shirshov Institute of oceanology RAS, Moscow, Russia #e-mail: igor.leontiev@gmail.com

Abrasion of coasts is considered of which destruction is accompanied by extraction of sediments capable of forming the beach (sand, gravel, pebble). Behavior of such kind coast is controlled by the feedback between

ОКЕАНОЛОГИЯ том 62 № 1 2022

ЛЕОНТЬЕВ

the abrasion rate and the volume of growing beach. Evolutionary model suggested leads to conclusion that abrasion should decay exponentially with the time. Duration of the process may be measured by decade, century or millenary depending on fraction of beach-forming material incoming from cliff. Rise of relative sea level contributes to increase in abrasion duration. To predict the yearly volume of cliff abrasion the approach by Larson et al [15] is applied taking into account the difference between the elevation of beach and the height of wave run-up. Computational formula includes empirical coefficient which is estimated by using the data on coasts of Kama water-storage basin and the Sea of Okhotsk (where a tide plays significant role in cliff abrasion). It is shown that comparatively small-scale beach provokes essential decrease in abrasion volume. Abrasion of submerged coastal slope is determined by using both the cliff abrasion rate and the "closure depth" concept.

Keywords: abrasion volume, cliff recession, growth of beach, evolution of abrasion coast

УДК 551.242.2

К ВОПРОСУ О МАГМАТИЗМЕ И ПРИРОДЕ ПОДНЯТИЯ АФАНАСИЯ НИКИТИНА В СВЕТЕ НАХОДКИ ЦИРКОНА С ВОЗРАСТОМ ОКОЛО ТРЕХ МЛРД ЛЕТ

© 2022 г. Н. М. Сущевская^{1, *}, О. В. Левченко^{2, **}, Б. В. Беляцкий^{3, ***}

¹Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия ²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия ³Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ФГБУ "ВСЕГЕИ"), Санкт-Петербург, Россия *e-mail: nadyas@geokhi.ru **e-mail: olevses@mail.ru **e-mail: blelyatsky@mail.ru Поступила в редакцию 28.05.2021 г.

После доработки 08.07.2021 г. Принята к публикации 18.08.2021 г.

В базальтах поднятия Афанасия Никитина нами впервые обнаружен циркон с возрастом 2.9 миллиардов лет, что намного древнее всех существующих датировок его вулканических пород. Такой возраст характерен для пород континентальной коры восточной части Индостана или Антарктиды. Проведенный анализ выявил геохимическое сходство магм поднятия Афанасия Никитина с магмами поднятия Конрад и их отличие от магм поднятия Крозе, что обусловлено различными условиями их формирования. Поднятия Конрад и Афанасия Никитина сформированы одной и той же горячей точкой Конрад вблизи спредингового Индо-Антарктического хребта около 80–90 млн лет назад. Эта точка была сателлитом гигантского плюма Кергелен, действующего в восточной части Индийского океана с мелового периода до настоящего времени. При взаимодействии плюма с древней палеоспрединговой зоной плюмовые магмы изливались в области спредингового центра с формированием Восточно-Индийского хребта и распространялись вдоль спрединговой зоны до области образования поднятий Конрад и Афанасия Никитина. В процессе взаимодействия плюма Кергелен со спрединговой зоной и трансформными разломами могли оставаться неспрединговые блоки древней континентальной литосферы Гондваны.

Ключевые слова: поднятие Афанасия Никитина, Индийский океан, мантийный плюм, спрединг, литосфера, хребет, разлом, базальт, толеит, циркон **DOI:** 10.31857/S0030157422010154

введение

В Индийском океане множество больших внутриплитных поднятий, природа которых остается во многом дискуссионной и уточняется по мере получения новых данных. Многие из этих поднятий, расположенные на удалении от современной системы срединно-океанических хребтов Индийского океана (Карлсберг, Центрально-Индийского, Юго-Западного Индийского и Юго-Восточного Индийского). сформировались на ранней сталии эволюции его восточной части. Их происхождение связывают с магматизмом мантийных плюмов и более коротко живущих горячих точек (Кергелен, Реюньон, Крозе, Конрад и Марион). Одной из таких больших внутриплитных структур является поднятие Афанасия Никитина в Центрально-Индийской котловине между протяженными субмеридиональными асейсмичными линейными вулканическими хребтами Восточно-Индийским (хребет Девяностого градуса в зарубежной литературе) и Мальдивским (Чагос-Лаккадивский) (рис. 1).

Существование в пределах Индийского океана многочисленных поднятий, которые являются микроконтинентами (Гульден-Драак, Батавиа, Валлаби, Зенит и другие) [4], ставит вопрос о возможности формирования поднятий в специфических геодинамических условиях. Древняя континентальная кора может залегать под некоторыми молодыми вулканами океанских островов [4, 7, 30, 31], внося соответствующие компоненты в их химический и изотопный состав [31].

В данной статье сообщается о результатах определения абсолютного возраста базальта из подня-



Рис. 1. (*a*) Рельеф дна и основные морфоструктуры Индийского океана. ЮЗИХ – Юго-Западный Индийский хребет, ЮВИХ – Юго-Восточный Индийский хребет, ЦИХ – Центральный Индийский хребет, ХК – хребет Карлсберг; АН – поднятие Афанасия Никитина, МП – Маскаренское плато, СБ – Сейшельская банка, ПГД – поднятие Гульден-Драак, ПБ – поднятие Батавиа, ПЗ – плато Зенит, ПВ – плато Валлаби. Звездочка – горячая точка. (*б*) Поднятие Афанасия Никитина, МС – Френки Цирконом.

тия Афанасия Никитина, который оказался существенно большим, чем было известно до сих пор. Возможно, эти данные позволят дополнить существующие представления о происхождении поднятия Афанасия Никитина. Также будет показана геохимическая специфика и природа обогащенных примесных компонентов в магматических породах поднятия, и геодинамические условия его образования вблизи древнего спредингового хребта, разделявшего Индийскую и Антарктическую плиты на ранней стадии эволюции Индийского океана, при воздействии находившейся рядом горячей точки.

ИЗУЧЕННОСТЬ И СТРОЕНИЕ ПОДНЯТИЯ АФАНАСИЯ НИКИТИНА

<u>Морфология и строение коры поднятия</u> <u>Афанасия Никитина</u>

Подводное поднятие Афанасия Никитина – большой горный массив в Центральной котловине Индийского океана, представляет собой вытя-

нутое в меридиональном направлении плато размерами 100 × 300 км с сильно расчлененным рельефом дна (рис. 1) [9]. Оно расположено примерно между 82.25° и 83.5° в.д. от 2° до 5° ю.ш. в зоне трансформного разлома "Индира" (~83° в.д.). Вершина полнятия, одноименная гора Афанасия Никитина, была открыта в 31-м рейсе НИС "Витязь" в 1959 г. [1]. Минимальная глубина ее вершины 1549 м при средней высоте плато 3500 м над дном прилегающей котловины. Большой комплекс геолого-геофизических исследований выполнен на поднятии Афанасия Никитина в 20-м рейсе НИС "Академик Мстислав Келдыш" в 1990 г. [17]. В его северо-западной части и на самой горе Афанасия Никитина было проведено детальное изучение структуры поднятия с помощью глубоководных обитаемых аппаратов (ГОА) "Мир". Во время погружений ГОА визуально выявлены овальные и изометричные формы рельефа, интерпретированные как фронты лавовых потоков. В них обнажаются базальты, представленные типичными трубчатыми и подушечными лавами. Также визуально с ГОА "Мир" наблюдались признаки разрывной тектоники в виде линейных структур и зон растяжения меридионального, широтного и северо-восточного простирания. В рейсе SO258/1 НИС "Зонне" (ФРГ) в 2017 г. на поднятии Афанасия Никитина выполнена попутная батиметрическая съемка многолучевым эхолотом [14, 72].

Длительное время поднятие Афанасия Никитина оконтуривалось нулевой изопахитой, как область, лишенная осадочного покрова [например, 6], т.к. геофизические исследования здесь ограничивались эхолотным промером. В 25-м рейсе НИС "Дмитрий Менделеев" 1980 г. было выполнено непрерывное сейсмическое профилирование (НСП) вдоль регионального профиля через основное плато и съемка на полигоне в районе горы Афанасия Никитина [13]. В результате установлено наличие на поднятии слоя акустически прозрачных осадков, мощность которых контролируется рельефом фундамента, сокращаясь до менее 100 м на его выступах и возрастая до более 400 м в депрессиях. На основании корреляции разрезов НСП с результатами глубоководного бурения в регионе и отбора осадков геологической трубкой в 25-м рейсе в районе горы Афанасия Никитина, выполнена оценка возраста и типа этих отложений. Осалочный покров полнятия. по-видимому, представляет собой кайнозойский карбонатный разрез от верхнего палеоцена до плейстоцена, накопившийся в условиях нормальной пелагической седиментации. Это подтверждает и в целом согласное обтекание осадками неровностей поверхности фундамента. Многочисленные разломные уступы и грабены в фундаменте на профилях НСП свидетельствуют о влиянии тектонических процессов на формирование морфологии поднятия. Отражающая граница в средней части прозрачного слоя может соответствовать поверхности несогласия, связанной с тектонической активизацией в среднем миоцене. Осадочные породы верхнепалеоценового-среднемиоценового возраста представлены глубоководными литифицированными известняками.

Одновременно с 20-м рейсом НИС "Академик Мстислав Келдыш" НПО "Южморгеология" на НИС "Исследователь" выполнено в районе поднятия Афанасия Никитина глубинное многоканальное сейсмическое профилирование [11]. Установлено, что под платообразным основанием поднятия Афанасия Никитина мощность коры на 3–5 км больше, чем в прилегающей Центральной котловине. На полученных сейсмических разрезах выше границы Мохо внутри кристаллической коры выделена серия наклонных границ, интерпретированных как тектонические поверхности срыва и скольжения, а также зоны сжатия и растяжения. Эти нарушения и деформации связаны с ранней спрединговой стадией формирования поднятия Афанасия Никитина до образования осадочного чехла. Также были выявлены позднейшие компрессионные тектонические деформации (надвиги, взбросы, линзовидные тела выдавливания) раннеэоценового и позднемиоценового-четвертичного возраста. Эти деформации поднятия и чешуйчато-надвиговую структуру поднятия связывали со сдвиговыми перемещениями блоков коры вдоль разлома Индира [11]. Несогласие в осадочном покрове основного плато поднятия Афанасия Никитина, прослеживающееся на этих профилях, интерпретировали как миоценовое [49].

Коренные породы поднятия Афанасия Никитина

Относительно источников магматизма поднятия Афанасия Никитина высказывались разные идеи, которые уточнялись по мере получения новых геолого-геофизических данных. В 25-м рейсе НИС "Дмитрий Менделеев" с вершинной части горы Афанасия Никитина подняты обломки известняков с галькой базальтов. В 20-м рейсе НИС "Академик Мстислав Келдыш" во время погружений на ГОА "Мир" на поднятии Афанасия Никитина в интервале глубин 5050–1570 м было отобрано 35 образцов коренных пород [10, 17]. Исследование подводных склонов поднятия показало, что его фундамент сложен щелочными базальтами и пикрит-базальтами, а подводная гора в северной части – трахибазальтами и трахитами.

Поднятие Афанасия Никитина было основным объектом при драгировании в рейсе SO258/1 НИС "Зонне" на 18 станциях, регулярно расположенных между его южной и северной окраинами. В основном пробы были отобраны на всем протяжении основного плато, сформировавшегося на ранней стадии вулканизма. В то время как из двух более молодых подводных гор поздней стадии на севере успешно был отобран только один образец. Поднятые афировые и порфировые вулканические породы и места отбора образцов подробно описаны в рейсовом отчете [72].

Изучению полученных на поднятии Афанасия Никитина пород посвящено несколько детальных статей [10, 18, 33, 54 и другие], в которых была установлена существенная гетерогенность плавящегося источника. При этом нижнюю часть поднятия на глубинах 5050-4570 м слагают потоки оливин порфировых базальтов, содержащих высокомагнезиальные оливины (Fo88-86). Выше по склону на глубинах 4400-3900 м встречены плагиоклаз-порфировые базальты и долериты. К этому горизонту относится и анализируемый нами ниже образец М2-29 из 20-ого рейса НИС "Академик Мстислав Келдыш". Гора Афанасия Никитина, опробованная с глубины 3390 м и до вершины, сложена потоками плагиоклаз – (оливин) — порфировых базальтов. Возраст трахибазальтов и известняков, поднятых здесь в рейсе CD28 НИС "Чарльз Дарвин" в 1987 г. составлял 71–56 млн лет [54].

Для многих образцов отмечается пористость, достигающая 10-35% [54]. Выше по склону встречаются вулканические брекчии, количество которых увеличивается к вершине горы. В нижних частях пирокластической толщи встречаются обломки трахитов, сцементированных карбонатом. В привершинной зоне в известняках обнаружена галька трахитов. Из анализа карбонатного цемента брекчий в пелагических осадках рядом с поднятием возраст его образования определен как 71-72 млн лет [16]. Возраст гайотов верхней части горы Афанасия Никитина около 67 млн лет [49] показывает, что после главного этапа формирования плато около 80-73 млн лет назад, спустя 10 млн лет, образуются вулканические постройки в близповерхностных условиях. Изучение каменного материала поднятия Афанасия Никитина показало большую геохимическую гетерогенность лав. Но, в целом, магмы объединяются в три серии: (1) плагиоклаз порфировые базальты, формирующие цоколь поднятия, (2) трахибазальты горы Афанасия Никитина и (3) обогащенные оливин-порфировые базальты подводного паразитического конуса [33, 49].

История формирования поднятия Афанасия Никитина

История формирования поднятия Афанасия Никитина до сих пор остается дискуссионной, а взгляды на его происхождение неоднократно менялись. Вначале его относили к глыбовым структурам вулканического происхождения с океаническим типом коры позднемелового возраста [6], образующим вместе с расположенными южнее поднятиями протяженный меридиональный хребет [9]. Полагали, что поднятие Афанасия Никитина, расположенное в зоне протяженного трансформного разлома "Индира", имеет одинаковую природу с соседними гигантскими "асейсмичными" хребтами Восточно-Индийским и Мальдивским, которые могли образоваться в результате мощных излияний базальтов в подобных разломных зонах [например, 6, 55].

Позже появилась гипотеза, что поднятие Афанасия Никитина образует единую субмеридиональную структуру с хребтом 85° в.д. в Бенгальском заливе как след горячей точки Крозе на Индийской плите [38]. Примерно около 117 млн лет назад горячая точка Крозе сформировала траппы Раджмахал на континентальном участке Индийской плиты. Затем в процессе дрейфа плиты на север в ее океанической части последовательно были построены хребет 85° в.д. и поднятие Афанасия Никитина. Само поднятие образовалось в то время, когда горячая точка Крозе находилась вблизи оси древнего спредингового Индо-Антарктического хребта между Индийской и Антарктической плитами [48]. После чего она образовала острова Крозе на Антарктической плите, под которыми находится и сейчас.

Альтернативно образование поднятия Афанасия Никитина связывали с активностью другой горячей точки, расположенной сейчас под восточной частью плато Конрада на Антарктической плите [60]. Эта гипотеза "горячей точки", которую сами авторы считали "провокационной" [48], долгое время оставалась актуальной, меняясь только в деталях. Сам К.С. Кришна [48] считал, что северная (собственно хребет 85° в.д.) и южная (плато Афанасия Никитина) части этой единой структуры образованы на Индийской плите примерно одновременно разными источниками. Хребет формировался с ~85 до 60 млн лет назад во время дрейфа плиты на север как след горячей точки, располагавшейся на севере Бенгальского залива у восточной окраины Индостана. Плато после своего образования 80-73 млн лет назад вблизи спредингового Индо-Антарктического хребта дрейфовало вместе с Индийской плитой, пока не достигло этой горячей точки 60 млн лет назад. И уже с ее активностью связана вторая фаза магматизма на поднятии Афанасия Никитина, когда образовалась одноименная и другие подводные горы на основном плато. Однако позже он предположил [49], что хребет 85° в.д. и поднятие Афанасия Никитина не являются единой структурой, а были образованы из разных мантийных источников во внутриплитной обстановке: "горячей точкой хребет 85° в.д." и "горячей точкой Конрад" (как ранее [60]), соответственно.

Следует отметить, что эта гипотеза происхождения хребта 85° в.д. как следа "горячей точки" с самого начала вызывала сомнение из-за его криволинейности, которая не согласуется с прямолинейным следом на Индийской плите двух других горячих точек западнее (Чагос-Лаккадивский хребет, горячая точка Реюньон) и восточнее (Восточно-Индийский хребет, горячая точка Кергелен). Авторы предположили существование короткого периода вращения Индийской плиты около 84 млн лет назад [38], хотя, на наш взгляд, это не объясняет подобную несогласованность. Другим артефактом является область, так называемых "погребенных холмов" (buried hills), в полосе юго-запад – северо-восточного простирания между 5° с.ш. (южный конец меридионального хребта 85° в.д.) и 2° с.ш. (северная окраина) плато Афанасия Никитина. Это понадобилось для их объединения в единую структуру следа горячей точки. Однако детальными геофизическими исследованиями установлена тектоническая природа этих "погребенных холмов" [5]. И недавние исследования в рейсе немецкого НИС "Зонне" (2017 г.) хребта 85° в.д., включавшие глубинное



Рис. 2. Внешний вид образца М2-29-7.

сейсмическое зондирование (ГСЗ), доказали отсутствие поворота и продолжения на этом участке, связывающим его с поднятием Афанасия Никитина [27].

М.В. Рамана и другие [64] ранее предложили альтернативную гипотезе "горячей точки" идею образования хребта 85° в.д. в результате вулканического излияния через линейную трещину во время существенной реорганизации плит в середине мелового периода. Позже они связывали образование хребта 85° в.д с магматизмом в зоне трансформного разлома 86° в.д. под влиянием мантийного плюма Кергелен [41]. На основании результатов многоканального сейсмического профилирования, как альтернатива гипотезе "горячей точки", сделано похожее предположение о вулкано-тектонической природе поднятия Афанасия Никитина в зоне трансформного разлома Индира [11].

ОПИСАНИЕ ОБРАЗЦА ДРЕВНИХ ЦИРКОНОВ ПОДНЯТИЯ АФАНАСИЯ НИКИТИНА И МЕТОДОВ ЕГО АНАЛИЗА

При изучении представительных образцов базальтов, отобранных с помощью ГОА "Мир" в 20-м рейсе НИС "Академик Мстислав Келдыш" [10, 17], нами были предприняты попытки определения абсолютного возраста уран-свинцовым изотопным методом по акцессорным минераламгеохронометрам в лаборатории Всероссийского научно-исследовательского геологического института им. А.П.Карпинского (ФГБУ "ВСЕГЕИ"). Лишь в одном образце плагиоклаз-порфирового базальта (М-2/29-7) было обнаружено единичное зерно циркона. Образец был отобран с глубины 3905 м с координатами 03°22' ю.ш., 82°32' в.д. Его внешний вид приведен на рис. 2. По составу это обогащенный шелочами толеит – SiO₂ – 50.41, $TiO_2 - 1.76$, $Al_2O_3 - 15.54$, FeO - 10.77, MnO - 10.770.154, MgO – 5.16, CaO – 10.73, Na₂O – 2.97, K₂O – 0.82, P₂O₅ – 0.21 (содержания даны в мас. %).

ОКЕАНОЛОГИЯ том 62 № 1 2022

Состав и соотношение минеральных фракций в пробе М2-29-7 гидротермально измененного плагиофирового базальта: содержание вкрапленников плагиоклаза достигало 15 об. %, кальцита и карбонатов до 5%, матрикса, представленного раскристаллизованным стеклом, замещенным серпентин-хлоритовым агрегатом, с гидрослюдами и сульфидами – до 80 об. %. Из навески 350 г было выделено единичное зерно циркона. В другой пробе М-1/33 плагиофирового базальта навеской 300 г ни одного обломка циркона или бадлелеита не встречено, все похожие на апатит зерна оказались плагиоклазом. Единичное зерно циркона представлено удлиненным 200 × 100 мкм окатанным обломком неправильной формы с отчетливой, призматического габитуса, центральной частью (с остатками первичной осцилляторной зональности), соответствующей первичному кристаллическому-зародышу, и широкой бесструктурной оболочкой обрастания. Повышенная трещиноватость зерна, вероятно, связана с участием циркона в осадочном процессе, а также с относительно повышенным содержанием в центральной части зерна урана до 300 ррт (таблица 1). Высокое содержание радиогенного свинца, малая доля нерадиогенного, и низкая степень нарушенности изотопной системы (дискордантность не превышает $\pm 1\%$), — все это позволило рассчитать усредненный возраст кристаллизации зерна циркона 2910 \pm 9 млн лет (по отношению радиогенных изотопов свинца ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb и 2 анализам), и по верхнему пересечению дискордии с конкордией (по 3 анализам) 2920 ± 37 млн лет (СКВО 2.9) (рис. 3). Необходимо отметить, что существенной разницы в возрасте кристаллизации центральной части зерна и оболочки нет.

Датирование зерна циркона из образца производилось локальным U-Th-Pb изотопным методом на вторично-ионном масс-спектрометре SHRIMP-II в ЦИИ ФГБУ "ВСЕГЕИ" по ранее разработанной и описанной методике [65]. Интенсивность первичного пучка молекулярных от-



Рис. 3. U-Pb диаграмма с конкордией для единичного зерна циркона из образца M2-29-7 базальта поднятия Афанасий Никитин (Индийский океан). На врезке показана микрофотография зерна циркона в проходящем свете и в КЛ с ло-кализацией точек изотопного SHRIMP-II анализа. Усредненный ²⁰⁶Pb*/²⁰⁷Pb* возраст проанализированного зерна циркона 2910 ± 9 млн лет.

рицательно заряженных ионов кислорода составляла 4 нА, при этом диаметр аналитического пятна на поверхности зерна циркона достигал 25 мкм. Обработка полученных данных осуществлялась по программе SQUID-1.0 [51], а построение графика с конкордией – с применением ISOPLOT/EX [52]. Измерения проводились относительно стандарта TEMORA2, а U-Pb отношения нормализовались на значение 0.0668, что соответствует возрасту этого циркона 416.75 млн лет. Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) в таблице 1 приводятся на уровне одной сигмы.

ПРИРОДА ПОДНЯТИЯ АФАНАСИЯ НИКИТИНА

<u>Глубинное строение поднятия</u> <u>Афанасия Никитина по геофизическим данным</u>

Если наше предположение о наличии под плюмовыми базальтами плато Афанасия Никитина более древних фрагментов континентальной коры имеет основание, следует рассмотреть информацию о его глубинном строении по геофизическим данным — есть ли характерные признаки континентальной коры.

Таблица 1. Результаты локального U-Pb изотопного анализа единичного зерна циркона из образца базальта подводного поднятия Афанасия Никитина

	206 01 11 17				206721.4	207	207	206 - * /		Возраст,		
Анализ	²⁰⁰ Pb _c %	D ppm	n ppm	Th/U	ppm	206 Pb* ± 1 σ	$^{235}\text{Pb}^{*}/^{235}\text{U} \pm 1\sigma$	$^{238}\text{Pb}^{*}/^{238}\text{U} \pm 1\sigma$	ккор	²⁰⁶ Pb/	²⁰⁷ Pb/	D
										$^{238}U \pm 1\sigma$	206 Pb $\pm 1\sigma$	
1	0.01	294	88	0.31	142	0.21011 ± 71	16.314 ± 95	0.5631 ± 26	0.81	2880 ± 11	2906 ± 5	1
2	0.04	312	97	0.32	147	0.2035 ± 7	15.385 ± 82	0.5483 ± 22	0.76	2818 ± 9	2854 ± 6	1
3	0.05	131	20	0.16	65.2	0.2118 ± 11	16.89 ± 13	0.5783 ± 35	0.76	2942 ± 14	2920 ± 8	-1

Примечания: погрешность изотопных отношений приведена на уровне 1 сигмы и относится к последним значащим цифрам, ккор – коэффициент корреляции ошибок U/Pb изотопных отношений, Pb_c и Pb* – доли обычного и радиогенного свинца, соответственно, все изотопные отношения откорректированы на долю нерадиогенного свинца по величине измеренного ²⁰⁴Pb. D – дискорднатность возрастов, в %.

На основании обобщения всех геофизических данных К.С. Кришна [48] построил модель глубинного строения коры под поднятием Афанасия Никитина. Общая мощность магматических пород, создающих глубокий корень океанической коры под поднятием Афанасия Никитина, имеет мощность до 18 км. Выделив четыре разных слоя, автор [48] никак не пояснил состав пород каждого из них, объединяя общим понятием магматические породы. Верхние 5 км, по-видимому, составляют более молодые излившиеся вулканические породы базальтового типа, под ними залегают 2 км пород типичных субгоризонтальных слоев спрединговой океанической коры: слой 2 (базальты MORB) мощностью 2 км и слой 3 (габбро) мощностью 3 км. Тип магматических пород, формирующих залегающее глубже конусообразное тело мощностью 8 км, остается неясным. Большая глубина границы Мохо (21 км) под о. Маврикий и обнаружение древних цирконов в пляжных песках, позволили предположить существование фрагментов архейской континентальной коры, которые когда-то составляли часть древних ядер Мадагаскара и южной Индии [31]. Под поднятием Афанасия Никитина граница Мохо залегает примерно на такой же большой глубине 18 км, и в его базальтах мы также обнаружили древний циркон. Наличие реликтов континентальной литосферы под поднятием Афанасия Никитина согласуется с нашими прежними выводами о плавлении здесь континентальной литосферы [33] на основании геохимического анализа слагающих его вулканитов.

<u>Сравнительная геохимическая</u> характеристика магматизма плато Афанасия Никитина, Конрад и Крозе

Множество больших внутриплитных поднятий таких, как поднятия Крозе, Конрад, Афанасия Никитина, Восточно-Индийский хребет (ВИХ), плато Натуралист, хребет Брокен, Сан-Поль-Амстердамское плато было образовано вблизи древнего спредингового центра Индо-Антарктического хребта.

Все они сложены различными по генезису магмами. Большая часть пород поднятия Афанасия Никитина представляет собой близкие по облику обогащенные плагиоклаз (± оливин) порфировые базальты и дифференцированные серии трахитов, слагающие верхние части вулканических построек. Изучение расплавных включений в оливинах из базальтов цокольной части показало, что первичные расплавы близки к среднему составу этих базальтов с содержанием MgO – 9.5 мас. %, и их выплавление происходило при больших степенях плавления перидотитовой мантии в восстановительных условиях [33]. Близкие к толеитам плато Афанасия Никитина ба-

ОКЕАНОЛОГИЯ том 62 № 1 2022

зальты слагают ВИХ и присутствуют в хребте Брокен. Сугубо щелочные лейцититовые базальты обнаружены на поднятии Конрад (горы Обь, Лена), а щелочные оливиновые-клинопироксеновые базальты и анкарамит-базаниты типичны для поднятия Крозе [3, 18, 34]. Вопрос о происхождении магм горячих точек, образовавших в пределах Индийского океана серию протяженных плато, и об их источнике невозможно решить без геохимических, в первую очередь, изотопных данных. На графиках рис. 4 показаны вариации изотопного состава в магмах островов. Исходя из этого сравнения, можно заключить, что состав базальтов поднятия Крозе отличается от состава пород поднятий Афанасия Никитина и Конрад, которые образуют единое протяженное поле, практически параллельное полю составов толеитов рифтовых зон современного ЮЗИХ, в пределах которого выявлена аномалия EM-I с низкими значениями ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb – меньше 18 [53]. Обогащенный источник лав поднятия Крозе близок таковому для рифтовых толеитов вблизи о. Буве, испытавших на себе влияние горячей точки Буве [19]. Ранее было показано, что геохимичекие особенности базальтов плато Афанасия Никитина по всем параметрам близки таковым для толеитов плато Кергелен [23]. А именно, несколько серий первичных расплавов, отличающихся обогащенными примесными компонентами, типичны и для тех, и для других. Это, в первую очередь, компонент ЕМ-І, связанный с веществом древней деплетированной мантии, а также – обогащенный компонент EM-II, типичный для большинства магм горячих точек. Хотя для магм поднятия Крозе отмечалось несколько типов обогащенных источников, проявленных в базальтах различных островов [34, 57], в целом, видно, что для базальтов поднятия Крозе, как и для о. Буве, характерна примесь обогащенного компонента типа НІМU (рис. 5) с повышенной долей радиогенного свинца. Эти же различия видны и в характере распределения нормированных к составу мантии литофильных элементов. Для базальтов поднятий Афанасия Никитина, Кергелена, ВИХ характерны относительные минимумы Nb и Th, типичные для континентальной мантии, тогда как для базальтов поднятий Буве и Крозе, наоборот, этих особенностей нет, но присутствует отрицательная Рb аномалия [33, 43, 57].

ДИСКУССИЯ: ФОРМИРОВАНИЕ ДРЕВНИХ ПОДНЯТИЙ ВБЛИЗИ ИНДИЙСКО-АНТАРКТИЧЕСКОГО ХРЕБТА

<u>Время формирования поднятия</u> <u>Афанасия Никитина</u>

Установленный ранее возраст формирования поднятия Афанасия Никитина в 70 млн лет коррелирует с этапом максимального плюмового



Рис. 4. Вариации изотопного состава Рb обогащенных базальтов, связанных с плюмом Кергелен, Юго-Восточного хребта, поднятий Афанасия Никитина, Конрад, Крозе, Марион и современных магм Юго-Западного Индийского хребта. Показан начальный изотопный состав базальтов, пересчитанный на возраст излияния. (*1*–4) Магматизм, связанный с развитием плюма Кергелен: *1* – Банбери, *2* – скв. 738 (плато Кергелен – 110млн. лет);

3 – магмы плато Кергелен из драгировок и скважин глубоководного бурения; 4 – плато Натуралист; 5 – базальты поднятия Афанасия Никитина; 6 – Брокен; 7 – толеиты Юго-Западного Индийского хребта; 8 – Восточно-Индийский хребет (ВИХ); 9 – гипербазитовые включения Кергелена; базальты: 10 – поднятия Конрад; 11 – поднятия Крозе; 12 – о. Буве; 13 – модельные изотопные источники, по [29]; 14 – о. Марион. Полями показаны области составов плюмовых магм Кергелена, Афанасия Никитина–Конрад, ВИХ, толеитов ЮЗИХ и поднятий Крозе, Марион, о. Буве, в которых проявлялись различные обогащенные источники. Составлено по работам [20, 23, 34].

воздействия на спрединговую зону в районе ВИХ. Как отмечалось в работе [66] мантийный плюм Кергелен вплоть до настоящего времени влияет на глубинную мантию этого района на расстоянии тысячи километров и даже более, приводя к формированию мантийных плотностных неоднородностей. Последствием этого может рассматриваться сходство состава обогащенных компонентов в магмах поднятий Афанасия Никитина и Кергелена, присутствие которых обусловлено плавлением континентальных блоков, фрагментов восточной Гондваны [22]. Хотя полученный нами возраст циркона очень отличается от всех опубликованных определений возраста базальтов поднятия Афанасия Никитина и встречено это единичное зерно циркона только в единичном небольшом образце, тем не менее, эти результаты заслуживают того, чтобы их рассмотреть.

Фрагменты и области континентальной литосферы обнаружены в ряде молодых вулканических океанических построек подобно о. Ян-Майен [71]. В Индийском океане это Сейшельский архипелаг и о. Маврикий, в молодых лавах которых обнаружены древние цирконы архейского возраста (2.5, 3.0 млрд лет). По [31] магматизм, распространенный на о. Маврикий, связан с влиянием плюма и отделением Мадагаскара от Индии, начавшимся около 90-85 млн. лет назад, когда в состав плюма могли попасть фрагменты древней архейской литосферы, развитой в Индии и на Мадагаскаре. Под Сейшельскими островами на основании анализа обнажающихся вулканических пород [30] и сейсмических данных [40, 50] предполагается существование фрагмента континентальной коры мощностью ~33 км. Также как осколок континентальной коры рассматривается



Рис. 5. Сравнительная изотопная характеристика магм поднятия Афанасия Никитина, Конрад, Крозе и толеитов Юго-Западно-Индийского хребта. Использованы данные, опубликованные в работах [3, 20, 33, 34]. Данные приведены к начальным изотопным соотношениям по возрасту излияния. *1* – лавы о. Марион, *2* –лейцититовые базальты г. Обь, Лена (поднятие Конрад), *3–5* базальты поднятия Крозе: о. Посесьон (*3*), восточной части поднятия (*4*) и о. Пенгвин (*5*), *6* – магмы поднятия Афанасия Никитина, *7* – составы стекол Юго-Западного Индийского хребта (ЮЗИХ); *8* – обогащенные модельные (ЕМ I, ЕМ II, НІМU) и (DM) деплетированный источники по [29].

хребет Лакшми в Аравийском море [37, 61]. Предполагают, что подобные фрагменты микроконтинентов в океанах являются естественным следствием взаимодействия литосферной плиты и плюма [7, 44, 70, 71]. Древние цирконы с возрастом 3000-2750 млн лет присутствуют и в пределах восточной Антарктиды в районе ледника Ламберта, расположенного напротив плато Кергелен. По [58] они характеризуют развитые в пределах Антарктиды вулканические покровы метаморфических пород, относящихся к зеленокаменным поясам. Около 130 млн лет назад в данном районе был проявлен трапповый магматизм, связанный с воздействием плюма Кергелен на восточную окраину Антарктиды [22]. Находка древнего циркона в плагиоклаз-порфировых базальтах плато Афанасия Никитина может быть свидетельством присутствия фрагментов древней континентальной литосферы Гондваны. Наш циркон имеет близкий возраст и может указывать на присутствие в пределах цоколя плато Афанасия Никитина фрагментов древней литосферы.

Модель образования поднятия

Исходя из геофизических данных, возраст континентального раскола Индии и Антарктиды около 130 млн. лет [15]. Тогда под влиянием плюма Кергелен на континенте образовывались изверженные провинции (Банбери, траппы Раджмахал, Индийские и Антарктические лампроиты). Следующие 15-20 млн лет были связаны с главной фазой активности плюма Кергелен. С начала раскрытия -130 млн лет назад плюм Кергелен продуцировал около 29 × 10⁶ км³ базальтового материала. Широкие вариации состава обогащенных компонентов, проявляемых в пределах излившихся магм, свидетельствуют о возможном вовлечении в процесс плавления древних континентальных фрагментов, либо метасоматизированной на ранних этапах раскрытия Индийского океана субокеанической мантии [23, 35, 36, 42, 62, 68].

Мантийный источник более молодых магм, формировавшихся в пределах современного ЮВИХ, характеризуется примесью обогащенного материала компонента типа ЕМ-II (рис. 4). Близкий состав источника обогащенных магм поднятий

Афанасия Никитина и Кергелен, а также ВИХ, отражает сходство примесного компонента во всех случаях (рис. 4). Для магм ВИХ типична примесь деплетированной астеносферной мантии, которая плавится в пределах спрединговой зоны. Это не характерно для магм плато Афанасия Никитина, для состава которых наблюдается определенное сходство с магмами поднятия Кергелен. Это могло происходить в двух случаях: либо при плавлении неспрединговых блоков континентальной литосферы в пределах спрединговой зоны, либо в зону генерации базальтов поднятия Афанасия Никитина, отодвинутой от горячей точки Кергелен, поступают обогащенные расплавы плюма Кергелен, либо сочетание этих факторов. На рис. 4 показаны составы ксенолитов из щелочных магм островов архипелага Кергелен, представляющие "обогащенную" или "субконтинентальную" мантию, в противовес глубинной "плюмовой" мантии [2, 28, 59]. Можно видеть, что геохимические характеристики, приобретенные в ходе многостадийного взаимодействия матрицы гипербазитов с внедряющимися расплавами, базальтовыми или карбонатитовыми, отражают гетерогенность метасоматизированного матийного субстрата под архипелагом Кергелен [2, 28, 59]. Плавление подобной мантии может приводить к образованию большинства магм, выявленных как в пределах архипелага Кергелен, так и в пределах поднятий Афанасия Никитина и ВИХ. На окраинах плюма Кергелен в районах ледника Ламберта (восточная Антарктида) и провинции Раджмахал (Индия), где воздействие плюма Кергелен ограничивалось низами континентальной литосферы, формировалась метасоматизированная мантия [69]. Последующее плавление подобной мантии могло приводить к проявлению обогащенного компонента в образующихся в пределах области распространения плюма Кергелен магмах. Впоследствии обогащенные плюмовые расплавы могли проникать в зону генерации толеитов под древним спрединговым Индо-Антарктическим хребтом, образуя обогащенные толеиты, которые сформировали структуру ВИХ [22].

По-видимому, на начальной стадии спрединга под воздействием горячей точки Конрад образовалась подводная гора Марион Дюфре на Антарктической плите, затем — плато поднятия Афанасия Никитина на Индийской плите. После этого горячая точка вновь сместилась под Антарктическую плиту, образовав подводные горы Обь и Лена [49].

Основание поднятия Афанасий Никитин осталось изолированной структурой на Индийской плите. При подобных перескоках спрединговой зоны в процесс плавления могла быть вовлечена, сформированная ранее, океаническая обогащенная литосфера, что и привело к образованию обогащенных магм поднятий Афанасия Никитина и Конрад.

Важно подчеркнуть, что магматизм горячей точки Крозе не имеет подобных геохимических характеристик. По-видимому, образование одноименного плато обусловлено другими причинами, хотя в современной структуре западной части Индийского океана эти поднятия расположены близко. Плато Крозе протягивается в широтном направлении между $40-53^{\circ}$ в.д., а к западу от него находятся острова Марион и Принц Эдуард с активной современной вулканической деятельностью. На рис. 4 составы базальтов поднятия Крозе образуют обособленное поле вместе с базальтами, формирующими острова Буве и Марион. Наиболее обогащенными оказываются магмы о. Буве, представляющие собой магматическое проявление горячей точки в пределах Южной Атлантики, сформировавшей плато и существенно повлиявшей на образование обогащенных толеитов в пределах тройного сочленения Буве [8, 19]. Этот источник близок по своим характеристикам к НІМИ источнику, обогащенному радиогенными изотопами свинца [47]. Базальты о. Марион менее обогащены подобным компонентом. Расположенный вблизи ЮЗИХ в районе 40° в.д. о. Марион, тем не менее, слабо влияет на характер обогащения спрединговых магм. По мнению [26], горячая точка Марион, находящаяся в настоящее время в районе о. Марион, по мере перемещения индоокеанской литосферы на север формировала структуры Мадагаскарского хребта и поднятия Крозе. В то же время в пределах ЮЗИХ выявлена существенная геохимическая аномалия 39-40° в.д. [20, 56] с примесью компонента ЕМ-І. Она не связана происхождением ни с горячей точкой Марион, ни с горячей точкой Крозе, поскольку отличается от них составом обогащенной примесной компоненты. Объяснение данной аномалии возможно, если предположить, что район 39-40° в.д. ЮЗИХ был подвержен воздействию горячей точки Конрад, и в пределах современной оси спрединга могли оставаться фрагменты обогащенной океанической мантии с характеристиками ЕМ І.

В последнее время появляется все больше доказательств того, что литосфера Индийского океана не является монолитной и состоит из отдельных разноранговых блоков. Благодаря этому свойству, она достаточно легко подвержена дроблению под воздействием напряжений, возникающих при движении плит и перестройке кинематики. При этом в литосфере возникают трещины и каналы, по которым обогашенный расплав из неглубокого слоя поднимается на поверхность, образуя вулканические структуры различных размеров. Так, при изучении подводных гор Центральной котловины было показано, что большинство из них образовалось в интервале времени 56-62 млн лет назад, что коррелирует с Индо-Евроазиатской коллизией, при которой
увеличилась скорость спрединга, и с реорганизацией плит, сопровождающейся образованием зон трещиноватости [39].

Именно дискретность литосферы в совокупности с возможными перемещениями потоков магм, часто обогащенных литофильными элементами и радиогенными изотопами, способствовала образованию многих внутриплитных структур Индийского океана. Очевидно, что относительно молодая и тонкая литосфера легче подвергается дроблению, чем более древняя и мощная, и по этой причине возникают разновозрастные внутриплитные вулканические структуры: одни тяготеющие к зонам спрединга, а другие – расположенные на значительном удалении от нее. В этом случае именно сформированная литосфера Индийского океана может играть активную роль в формировании вулканических структур Индийского океана. В процессе образования плато Кергелен и вулканических поднятий Восточно-Индийского хребта и. в меньшей степени. плато Афанасия Никитина выделяются несколько этапов, в которых менялось направление оси спрединга и интенсивность воздействия плюма на спрединговый магматизм [22]. Главный этап плавления под спрединговой зоной под влиянием плюма Кергелен приходится на интервал 70-50 млн лет назад, когда и происходило интенсивное формирование поднятия Афанасия Никитина, а плюмовая магматическая активность в пределах плато Кергелен уменьшается. По-видимому, несколько причин повлияли на образование поднятия Афанасия Никитина. В первую очередь – его формирование было сопряжено со сменой геодинамических условий около 70 млн. лет назад, когда скорость спрединга в пределах Индо-Антарктического хребта возросла с 5 до 9 см/год [63]. С началом формирования восточной части ЮВИХ около 80 млн лет назад и ЮЗИХ около 70 млн лет назад их развитие шло навстречу друг другу с образованием около 40 млн. лет назад зоны сочленения [12, 32]. В интервале времени 70-50 млн лет назад происходило усиленное взаимодействие плюма Кергелен с рифтовой зоной, а образующиеся плюмовые магмы могли мигрировать в сторону спрединговой зоны, где взаимодействовали с астеносферными расплавами [22]. В течение всего периода развития хребты испытывали влияние горячих точек, перескоки осей спрединга, что отразилось на характере современного магматизма даже спустя десятки млн лет.

На рис. 6 показаны реконструкции западной части Индийского океана по [45], где можно видеть разные позиции горячих точек Крозе и Конрад относительно спрединговой зоны Индо-Антарктического хребта, протягивающейся вплоть до зоны раскрытия океана между Мадагаскаром и Индией. Поднятия Крозе и Конрад образовались на океанической литосфере разного возраста: плато Крозе на более молодой — 30—50 млн лет назад, а поднятие Конрад на более древней — 80 млн лет назад [24, 25]. При этом во время формирования поднятия Конрад горячая точка располагалась вблизи зоны пересечения хребта и трансформного разлома, отделяющего его от поднятия Кергелен, а также недалеко от зоны существенного изменения направления оси спрединга (рис. 6). Нельзя исключить и возможного распространения обогащенных магм плюма Кергелен вдоль рифтовой зоны 70—60 млн лет назад, когда здесь формировался ВИХ, как след горячей точки.

Во время раскрытия Маскаренской котловины, примерно 84 млн. лет назад, Индия вместе с большей частью о. Маврикий и Сейшельскими островами/хребтом Лакшми откололась от Мадагаскара. При этом Маврикий служил буферной зоной между западной частью Индийского субконтинента и восточным Мадагаскаром и был раздроблен многочисленными тектоническими и вулканическими явлениями, происходившими в этом регионе с раннего мела. Маврикий был фрагментирован из-за серии скачков срединноокеанического хребта, которые были частично связаны с активностью плюма Марион, а затем с плюмом Реюньон (позднее 66 млн лет назад).

В истории формирования поднятия Афанасия Никитина нет континентальных фрагментов, оно расположено вдали от них. Пока имеющиеся данные свидетельствуют о формировании поднятия Афанасия Никитина 83–70 млн лет назад на океанической коре вблизи спредингового Индо-Антарктического хребта. Разные авторы связывали его образование с разными горячими точками – Крозе [38] или Конрад [49, 60]. Мы же считаем, что в формировании поднятия Афанасия Никитина основную роль играл плюм Кергелен, а горячая точка Конрад возможно является производной плюма Кергелен, распространение которого могло происходить на большие расстояния. В процессе распространения гигантского плюма Кару-Мод (183 млн лет назад) на востоке формировались магматические провинции Антарктиды в районе оазиса Ширмахер (около 170 млн лет назад), а спустя 40-50 млн лет восточнее проявилась активность плюма Кергелен в районах ледника и трога Ламберта (130-110 млн лет назад) и в районе горы Гауссберг (50 тыс. лет назад) [21, 69]. Возможно, глубинная мантийная конвекция, проявленная под центральной Гондваной [46], распространилась в восточном и западном направлении, образовав крупные, более молодые (130-120 млн лет) магматические провинции плато Кергелен (южная часть Индийского океана) и Этендека-Парана (юго-западная Африка, Южная Америка) [21]. В начальные этапы раскрытия океана горячая точка Конрад находилась вблизи побережья восточной Антарктиды в районе глу-



Рис. 6. Модифицированные реконструкции Индийского океана [45] возраста формирования поднятия Афанасия Никитина (*a*) 80 млн лет (начала образования) и (*б*) 70 млн лет назад (главной фазы формирования). Рыжим цветом выделены подводные поднятия, зеленым — погруженные микроконтиненты. Мх — Мадагаскарский хребет, Эб—банка Элан, пН — плато Натуралист. Контуром показан хребет 85° (X85), звездочкой — положение горячей точки Конрад на период 70 млн. лет назад. Фиолетовой линией очерчена спрединговая зона Индийско-Антарктического хребта, КТЗ — трансформная зона Конрад.

бинного распространения плюма Кару-Мод на восток до Кергелена.

Вероятно, найденные в базальтах поднятия Афанасия Никитина древние цирконы не являются свидетельством существования больших фрагментов континентальной коры под ним, как было предположено для Маврикия [31]. Более вероятно, что это "загрязняющие" остатки не переработанной континентальной коры юго-восточной части Индостана, захваченные плюмом Кергелен и перенесенные мантийными потоками. Для восточной части Индийского океана установлены многочисленные остаточные континентальные фрагменты (рис. 4), среди которых Банка Элан, которая рассматривается как микроконтинент, генетически связанный с западной частью Индостана [41]. Можно предположить, что и в западной части они могут присутствовать. Сложная геодинамика Индийского океана связана с многочисленными перемещениями осей спрединга, пока еще недостаточно изученными для западной части. Взаимодействие горячих точек с древней спрединговой зоной (Индо-Антарктическим хребтом), существенно смещавшейся протяженными трансформными разломами, могло приводить к образованию остаточных фрагментов измененной континентальной, либо субокеанической, мантии в пределах или вблизи спрединговой зоны, которые впоследствии вовлекались в процесс плавления.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Находка древнего циркона с возрастом 2.9 млрд лет в базальтах поднятия Афанасия Никитина может быть связана с остатками переработанной континентальной коры западной части Индостана или Антарктиды.

Проведенное сравнение магматизма древних поднятий Конрад, Афанасия Никитина и Крозе выявило геохимическую близость магм поднятий Конрад и Афанасия Никитина и их отличие от поднятия Крозе, что обсуловлено различными условиями их формирования. Образование поднятий Конрад и Афанасия Никитина происходило при воздействии единой горячей точки, которая находилась вблизи Индо-Антарктического хребта около 80-90 млн лет назад. Это мог быть гигантский плюм Кергелен, действующий, начиная с периода ~130 млн лет назад по настоящее время, в восточной части Индийского океана и существенно повлиявший на ее формирование. При его взаимодействии с древней спрединговой зоной между Индийской и Антарктической плитами могло происходить распространение плюмовых магм как в область хребта с формированием подводных поднятий (ВИХ и другие), так и вдоль спрединговой зоны до области образования поднятий Конрад и Афанасия Никитина. При этом могли оставаться фрагменты, неспрединговые блоки, древней континентальной литосферы Гондваны. Выплавляющиеся при этом

магмы приобретали геохимические черты литосферной мантии, и могли мигрировать вдоль спрединговой зоны.

Аномалия толеитов в пределах современного хребта ЮЗИХ с характеристиками ЕМ-I (низкими значениями ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb), вероятно, связана с остаточной неоднородностью в пределах спрединговой зоны. И не связана с действующей горячей точкой, образующей острова Марион – Принс Эдвард, специфические геохимические характеристики, сходные с составами магм поднятия Крозе. Данная аномалия возникла при взаимодействии горячей точки Конрад с формирующейся спрединговой зоной в западной части Индийского океана.

Источники финансирования. Данная работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 19-05-00680 и частично в рамках государственного задания (темы № 0137-2019-0012, Н.М. Сущевская, и № 0128-2021-0005, О.В. Левченко).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Безруков П.Л., Затонский Л.К., Сергеев И.В. Гора Афанасия Никитина в Индийском океане // Докл. АН СССР. 1961. Т. 139. № 1. С. 199-202.
- 2. Беляцкий Б.В., Андроников А.В. Возраст верхней мантии района озера Бивер (Восточная Антарктика): Sm-Nd изотопная систематика мантийных ксенолитов // Проблемы Арктики и Антарктики. 2009. Т. 78. № 4. С. 146–169.
- 3. Борисова А.Ю., Никулин В.В., Беляцкий Б.В. и др. Геохимия поздних щелочных серий подводных гор Обь и Лена, поднятия Конрад (Индийский океан) и особенности составов их мантийных источников // Геохимия.1996. № 6. С. 559–574.
- 4. *Булычев А.А., Гилод Д.А., Дубинин Е.П.* Строение литосферы северо-восточной части Индийского океана по результатам двумерного структурноплотностного моделирования // Геотектоника. 2016. № 3. С. 1–21.
- Вержбицкий В.Е., Левченко О.В. Детальная структура области внутриплитных деформаций в Центральной котловине Индийского океана (результаты исследований на трех полигонах) // Геотектоника. 2002. №6. С. 77–94.
- Геология и геофизика дна Восточной части Индийского океана / Под ред. П.Л. Безрукова и Ю.П. Непрочнова. М.: Наука, 1981. 255 с.
- Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Макушкина А.И. Физическое моделирование условий образования микроконтинентов и краевых плато континентальных окраин // Физика Земли. 2018. № 1. С. 94– 107.
- Дубинин Е.П., Сущевская Н.М. История развития спрединговых хребтов южной Атлантики и пространственно-временное положение тройного сочленения Буве // Российский журнал наук о Земле 1999. Т. 1. № 4.

- 9. *Канаев В.Ф.* Рельеф дна Индийского океана. М.: Наука, 1979. 265 с.
- Кашинцев Г.Л., Альмухамедов А.И., Матвеенков В.В. Магматические породы поднятия Афанасия Никитина // Изв. РАН. Сер. Геол. 1992. № 8. С. 41–52.
- Коган Л.И., Москаленко В.Н., Пилипенко А.И. Строение и деформация земной коры поднятия Афанасия Никитина в Индийском океане (по сейсмическим данным) // Геотектоника. 1996. № 2. С. 54–65.
- Кохан А.В., Дубинин Е.П., Сущевская Н.М. Строение и эволюция восточной части Юго-Западного срединно-океанического Индийского хребта // Геотектоника. 2019. № 4. С. 3–24.
- Левченко О.В. О геологической истории поднятия Афанасия Никитина (Индийский океан) // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 1990. Т. 65. № 5. С. 46–55.
- Левченко О.В., Маринова Ю.Г., Вернер Р., Портнягин М.В. Геологические исследования в восточной части Индийского океана: рейс SO258/1 НИС "Зонне" (ФРГ) с участием российских ученых // Океанология. 2019. Т. 59. № 2. С. 302–304.
- Лейченков Г.Л., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Агранов Г.Д. Формирование и эволюция микроконтинентов плато Кергелен, южная часть Индийского океана // Геотектоника. 2018. № 5. С. 3–21.
- 16. *Матвеенков В.В., Брусиловский Ю.В*.Тектоническая эволюция поднятия Афанасия Никитина // Докл. РАН. 1999. Т. 317. № 5. С.1183–1188.
- Сборщиков И.М., Кашинцев Г.Л., Гольмиток А.Я. и др. Геологическое строение подводной горы Афанасия Никитина в зоне внутриплитных деформаций Индийского океана // Океанология. 1991. Т. 31. № 5. С. 846-852.
- Сущевская Н.М., Овчинникова Г.В., Борисова А.Ю. и др. Геохимическая неоднородность магматизма поднятия Афанасия Никитина, северо-восточная часть Индийского океана // Петрология. 1996. Т. 4. № 2. С. 146–164.
- Сущевская Н.М., Коптев-Дворников Е.В., Пейве А.А. и др. Особенности процесса кристаллизации и геохимии толеитовых магм западного окончания Африкано-Антарктического хребта (хребет Шписс) в районе тройного сочленения Буве // Российский журнал наук о Земле. 1999. Т. 1. №3. С. 221–250.
- Сущевская Н.М., Каменецкий В.С., Беляцкий Б.В., Артамонов А.В. Геохимическая эволюция магматизма Индийского океана // Геохимия. 2013. № 8. С. 663–689.
- Сущевская Н.М., Мигдисова Н.А., Антонов А.В. и др. Геохимические особенности лампроитовых лав четвертичного вулкана Гауссберг (восточная Антарктида) – результат влияния мантийного плюма Кергелен // Геохимия. 2014. №12. С. 1077–1098.
- 22. Сущевская Н.М., Левченко О.В., Дубинин Е.П., Беляцкий Б.В. Восточно-Индийский хребет – магматизм и геодинамика // Геохимия. 2016. № 3. С. 1–22.
- 23. Сущевская Н.М., Беляцкий Б.В., Дубинин Е.П., Левченко О.В. Эволюция плюма Кергелен и его влия-

ние на магматизм континентальных и океанических областей восточной Антарктиды // Геохимия. 2017. № 9. С. 782–799.

- 24. Шайхуллина А.А., Дубинин Е.П., Булычев А.А., Гилод Д.А. Тектоносфера поднятий Крозе и Конрад по геофизическим данным // Геофизика. 2018. № 2. С. 44–51.
- 25. Шайхуллина А.А., Дубинин Е.П., Булычев А.А., Гилод Д.А. Сравнительный анализ строения тектоносферы поднятий Конрад и Афанасия Никитина по геофизическим данным (Индийский океан) // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2019. № 2. С. 90–95.
- Шрейдер А.А. Геомагнитные исследования Индийского океана. М.: Наука, 2001. 319 с.
- Altenbernd T., Jokat W., Geissler W. The bent prolongation of the 85° E Ridge south of 5° N – Fact or fiction? // Tectonophysics. 2020. V. 785. No 228457.
- Andronikov A.V., Beliatsky B.V. Implication of Sm-Nd isotopic systematics to the events recorded in the mantle-derived xenoliths from the Jetty Peninsula, East Antarctica // Terra Antarctica.1995. № 2. P. 103–110.
- Armienti P., Longo P. Three-dimensional representation of geochemical data from a multidimensional compositional space // Intern. J. Geosci. 2011. V. 2. P. 231–239.
- Ashwal L.D., Demaiffe D., Torsvik T.H. Petrogenesis of Neoproterozoic granitoids and related rocks from the Seychelles: the case for an Andean-type arc origin // J. Petrol. 2002. V. 43.P. 45–83.
- Ashwal L.D., Wiedenbeck M., Torsvik T.H. Archaean zircons in Miocene oceanic hotspot rocks establish ancient continental crust beneath Mauritius // Nat. Commun. 2017. V. 8. No 14086.
- 32. Bernard A., Munshy M., Rotstein Y., Sauter D. Refined spreading history at the Southwest Indian Ridge for the last 96 Ma, with the aid of satellite gravity data // Geophysical J. International. 2005. V. 162. № 3. P. 765– 778.
- BorisovaA. Yu., Belyatsky B. V., Portnyagin M.V., Sushchevskaya N.M. Petrogenesis of Olivine-phyric Basalts from the Aphanasey Niktitin Rise: Evidence for contamination by Cratonic Lower Continental Crust // J. Petrol. 2001. V. 42. P. 277–319.
- Breton T., Nauret F., Pichat S. et al. Geochemical heterogeneities within the Crozet hotspot // Earth Plan. Sci. Lett. 2013. V. 376. P. 126–136.
- Chatterjee N., Nicolaysen K. An intercontinental correlation of the mid-Neoproterozoic Eastern Indian tectonic zone: evidence from the gneissic clasts in Elan Bank conglomerate, Kerguelen Plateau // Contr. to Mineral. and Petrol. 2012. V. 163. P. 789–806.
- Coffin M., Pringal M.S., Dungan R.A. et al. Kerguelen hot spot magma output since 130 Ma // J. of Petrol. 2002. V. 43. № 7. P. 1121–1139.
- Collier J.S., Minshull T.A., Hammond J.O.S. et al. Factors influencing magmatism during continental breakup: new insights from a wide-angle seismic experiment across the conjugate Seychelles-Indian margins //

J. Geophys. Res. 2009. V. 114. B03101. https://doi.org/10.1029/2008JB005898

- Curray J.R., Munasinghe T. Origin of the Rajmahal Traps and the 85° E Ridge: Preliminary reconstructions of the trace of the Crozet hotspot // Geology. 1991. V. 19. P. 1237–1240.
- Das P., Iyer S.D., Kodagali V.N., Krishna K.S. Distribution and Origin of Seamounts in the Central Indian Ocean Basin // Marine Geodesy. 2005. V. 28. P. 259– 269.
- Davies D., Francis T.J.G. The crustal structure of the Seychelles Bank // Deep-Sea Res. 1964. V. 11. P. 921– 927.
- 41. *Desa M.A., Ramana M.V., Ramprasad T. et al.* Geophysical signatures over and around the northern segment of the 85° E Ridge, Mahanadi offshore, Eastern Continental Margin of India: Tectonic implications // Journal of Asian Earth Sciences. 2013. V. 73. P. 460–472.
- 42. *Frey F.A., Coffin M.F., Wallace P.J.* Origin and evolution of a submarine large igneous province: the Kerguelen Plateau and Broken Ridge, southern Indian ocean // Earth Plan. Sci. Lett. 2000. V. 176. P. 73–89.
- 43. *Frey F.A., Pringle M., Meleney P. et al.* Diverse mantle sources for Ninetyeast ridge magmatism: geochemical constraints from basaltic glasses // Earth Plan. Sci. Lett. 2011. V. 144. P. 163–183.
- 44. *Gaina G., Muller R.D., Brown B., Ihihara T.* Microcontinent formation around Australia // Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 2003. V. 372. P. 405–416.
- Gibbons A.D., Whittaker J.M., Müller R.D. The breakup of East Gondwana: Assimilating constraints from Cretaceous ocean basins around India into a best-fit tectonic model // J. Geophys. Res. 2013. V. 118 (3). P. 808–822. https://doi.org/10.1002/jgrb.50079
- Hastie W.W., Watkeys M.K., Aubourg C. Magma flow in dyke swarms of the Karoo LIP: implications for the mantle plume hypothesis // Gondwana Research. 2014. V. 25. P. 736–755.
- Hofmann A.W. Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: isotopes and trace elements // Treatise on geochemistry. Elsevier, 2003. V. 2. P. 61–101.
- Krishna K.S. Structure and evolution of the Afanasy Nikitin seamount, buried hills and 85° E Ridge in the northeastern Indian Ocean // Earth Plan. Sci. Lett. 2003. V. 209. P. 379–394.
- 49. *Krishna K.S., Bull J.M., Ishizuka O. et al.* Growth of the Afanasy Nikitin seamount and its relationship with the 85° E Ridge, northeastern Indian Ocean // J. Earth Syst. Sci. 2014. V. 123. № 1. P. 33–47.
- Laughton A. S., Matthews D. H., Fisher R. L. The structure of the Indian Ocean // The Sea /Maxwell (Ed.).
 V. 4. Part II. New York: John Wiley & Sons, 1971.
 P. 543–586.
- 51. *Ludwig K.R.* SQUID 1.00. User's manual. BGC Special Publication. USA. 2001. V. 2. 54 p.

- 52. *Ludwig K.R.* User's manual for Isoplot 3.75. A geochronological toolkit for Microsoft Excel.BGC Special Publication. USA. 2012. V. 4. 141 p.
- Mahoney J.J., Nathland J.H., White W.M. et al. Isotopic and geochemical provinces of the Western Indian Ocean spreading centers // J. Geophys. Res. 1989. V. 94. P. 4033–4052.
- Mahoney J.J., White W.M., Upton B.G.J. et al. Beyond EM-1: lavas from Afanasey Nikitin Rise and the Crozet Archipelago, Indian Ocean // Geology. 1996. V. 24. P. 615–618.
- McKenzie D., Sclater J. The evolution of the Indian Ocean since the Late Cretaceous // J. Roy. Astron. Soc. 1971. V. 25. P. 437–528.
- 56. *Meyzen C.M., Ludden J.N., Humler E. et al.* New insights into the origin and distribution of the DUPAL isotopic anomaly in the Indian Ocean mantle from MORB of the Southwest Indian Ridge // Geochem. Geophys.Geo syst. 2005. V. 6. № 11. P. 1–34.
- Meyzen C.M., Marzoli A., Bellieni G., Levresse G. Magmatic Activity on a Motionless Plate: the Case of East Island, Crozet Archipelago (Indian Ocean) // J. of Petrology. 2016. V. 57. № 7. P. 1409–1436.
- Mikhalsky E.V., Henjes-Kunst F., Belyatsky B.V. et al. New Sm–Nd, Rb–Sr, U–Pb and Hf isotope systematics for the southern Prince Charles Mountains (East Antarctica) and its tectonic implications // Precambrian Research. 2010. V. 182. P. 101–123.
- 59. *Montanini A., Tribuzio R.* Evolution of recycled crust within the mantle: Constraints from the garnet pyroxenites of the External Ligurian ophiolites (northern Apennines, Italy) // Geology. 2015. V. 43. № 10. P. 911–914.
- Muller R.D., Royer J.-Y., Lawver L.A. Revised plate motions relative to the hotspots from combined Atlantic and Indian Ocean hotspot tracks // Geology. 1993. V. 21. P. 275–278.
- Nemcok M., Rybar S. Rift-Drift Transition in a Magma-Rich System: The Gop Rift-Laxmi Basin Case Study, West India // Geological Society London Special Publications. 2016. V. 445. P. 95–117. https://doi.org/10.1144/SP445.5

- 62. *Olierook H.K.H., Jourdan F., Merle R.E. et al.* Bunbury Basalt: Gondwana breakup products or earliest vestiges of the Kerguelen mantle plume? // Earth Planet. Sci. Lett. 2016. V. 440. P. 20–32.
- 63. *Patriat P., Segoufin J.* Reconstruction of Central Indian Ocean // Tectonophysis. 1988. V. 155. P. 211–234.
- Ramana M., Subrahmanyam V., Chaubey A. et al. Structure and origin of the 85 E Ridge // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. P. 17995–18012.
- 65. *Rodionov N.V., Belyatsky B.V., Antonov A.V. et al.* Comparative in-situ U–Th–Pb geochronology and trace element composition of baddeleyite and low-U zircon from carbonatites of the Palaeozoic Kovdor alkaline–ultramafic complex, Kola Peninsula, Russia // Gondwana Research. 2012. V. 21. V. 4. P. 728–744.
- Scheirer D.S., Forsyth D.W., Conder J.A. et al. Anomalous seafloor spreading of the Southeast Indian Ridge near the Amsterdam St. Paul Plateau // J. Geophys. Res. 2000. V. 10. P. 8243–8262.
- 67. *Stacey J.S., Kramers J.D.* Approximation of terrestrial Pb isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. P. 207–221.
- Storey M., Saunders A.D., Tarney J., Gibson I.L. Contamination of Indian Ocean asthenosphere by the Kerguelen-Heard mantle plume // Nature. 1989. V. 338. P. 574–576.
- 69. Sushchevskaya N.M., Belyatsky B.V., Laiba A.V. Origin, distribution and evolution of plume magmatism in East Antarctica // Volcanology / Stoppa Fr. (Ed.). Croatia: INTECH Rijeka, 2011. P. 3–29.
- Torsvik T.H., Amundsen H.E.F., Hartz E.H. et al. A Precambrian microcontinent in the Indian Ocean // Nature Geoscience. 2013. V. 16. P. 223–227. https://doi.org/10.1038/NGEO1736
- Torsvik T.H. et al. Continental crust beneath southeast Iceland // Proc. Natl Acad. Sci. USA. 2015. V. 112. E1818–E1827.
- Werner R., Wagner H.-J., Hauff F. RV SONNE Fahrtbericht / Cruise Report SO258/1: INGON: The Indian Antarctic Break-up Engima, Fremantle (Australia) – Colombo (Sri Lanka) 07.06.–09.07.2017. GEOMAR Report. N. Ser. 038. Kiel. 2017. 187 p. https://oceanrep.geomar.de/39238/.

On Magmatism and Origin of the Afanasy Nikitin Rise Due to Discovery of Ansient Zircon by Three Billion Years Age

N. M. Sushchevskaya^{*a*, #}, O. V. Levchenko^{*b*, ##}, B. V. Belyatsky^{*c*, ###}

^aVernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia ^bShirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia ^cKarpinsky All-Russian Scientific Research Geological Institute, St. Petersburg, Russia

#e-mail: nadyas@geokhi.ru ##e-mail: olevses@mail.ru

###e-mail: bbelyatsky@mail.ru

A zircon with an age of 2.9 billion years, much older than all existing dates, is discovered in the basalts of the Afanasy Nikitin Rise for the first time. Such ancient age is typical for the continental crust rocks of the West-

СУЩЕВСКАЯ и др.

ern Hindustan or Antarctica. It is revealed the geochemical proximity of the Konrad and Afanasy Nikitin Rises magmas and their difference from the Crozet Rise magmas due to different conditions of their formation. Emplacement of the Conrad and Afanasy Nikitin Rise occurred about 80–90 million years ago under the influence of the same Conrad hotspot near the spreading Indian-Antarctic Ridge. This hotspot is a satellite of the giant Kerguelen plume, active in the Eastern Indian Ocean from 130 million years ago to the present. The plume formed the Ninetyeast Ridge in the ancient spreading center, and plume magmas leaked along the spreading zone up to area of the Conrad and Afanasy Nikitin Rises formation. During the interaction of the Kerguelen plume with the spreading zone and transform faults, non-spreading blocks of the ancient continental lithosphere of the Gondvana could remain.

Keywords: Afanasy Nikitin Rise, Indian Ocean, mantle plume, spreading, lithosphere, ridge, fault, basalt, tholeiite, zircon

МЕТОДЫ И ПРИБОРЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

УДК 550.83

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОМПЛЕКСНЫХ АКУСТИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ДЛЯ МОНИТОРИНГА ПРОЦЕССОВ ЭМИССИИ ГАЗОВ НА ШЕЛЬФЕ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ

© 2022 г. Р. А. Ананьев^{1,} *, Н. Н. Дмитревский¹, А. Г. Росляков², Д. В. Черных³, Е. А. Мороз⁴, Ю. А. Зарайская⁴, И. П. Семилетов³

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия ²Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия ³Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия ⁴Геологический институт РАН, Москва, Россия *e-mail: corer@mail.ru Поступила в редакцию 09.04.2021 г. После доработки 25.05.2021 г.

Принята к публикации 18.08.2021 г.

Эмиссия природного газа со дна моря к поверхности в шельфовых областях арктических морей вызывает все больший интерес у исследователей. В последнее время для регистрации потоков природного газа, истекающего со дна моря, в основном используются различные типы акустических приборов. Гидро- и сейсмоакустическое оборудование в различных комбинациях было установлено в виде акустического комплекса и успешно использовалось в научных рейсах судов РАН в 2011–2020 гг. в морях арктического шельфа России. Настоящая статья посвящена аспектам использования аппаратуры для обнаружения областей водной и осадочной толщи с повышенным насыщением природными газами, а также описанию некоторых полученных результатов.

Ключевые слова: арктический шельф, акустические методы исследований, газовые выходы, эхолотирование, сейсмопрофилирование, газовые аномалии

DOI: 10.31857/S0030157422010014

введение

Изучение процессов эмиссии природного газа со дна на шельфе арктических морей приобрело особое значение в течение нескольких последних десятилетий. Так, по некоторым оценкам, выделение большого количества метана в атмосферу в районах арктического шельфа может являться одной из причин климатических изменений со значительными экологическими последствиями [4, 12]. Помимо этого, выделяющиеся со дна газовые потоки в целом ослабляют структуру и природную устойчивость донных осадков и служат потенциальным источником природных рисков при строительстве и эксплуатации подводных сооружений, таких как трубопроводы, нефтедобывающие и разведочные платформы и т.п.

Принимая во внимание значительно более высокую удельную производительность дистанционных геофизических исследований по сравнению с любыми контактными методами, гидроакустика является одним из основных инструментов изучения процессов подводной разгрузки газов и флюидов в океане. В данной работе рассматриваются различные аспекты комплексного использования гидро- и сейсмоакустической аппаратуры с целью выявления и мониторинга выходов природного газа со дна моря, а также картирования газовыводящих путей в осадках на примере шельфовой зоны морей Северного Ледовитого океана.

МЕТОДИКА И АППАРАТУРА ИССЛЕДОВАНИЙ

Основные результаты, изложенные в настоящей статье, получены в ходе экспедиций 2011– 2021 гг. на научно-исследовательских судах РАН "Академик Николай Страхов", "Академик Мстислав Келдыш", "Академик М.А. Лаврентьев" в шельфовой зоне Баренцева, Карского, Лаптевых и Восточно-Сибирского морей [1–3].

Судном, в наибольшей степени отвечающим всем требованиям акустического мониторинга процессов подводной разгрузки газов, является НИС "Академик Николай Страхов". Оно оборудовано стационарно установленными в его дни-



Рис. 1. Штанга с антеннами эхолотов и профилографа в походном положении. *1* – Антенна SES-2000, *2* – WASSP WMB-3250, *3* – антенна Simrad EK-15.

ще в специальной гондоле многолучевым эхолотом Reson SeaBat 8111 (рабочая частота 100 кГц) и сейсмопрофилографом Edgetech 3300 (рабочие частоты 2–16 кГц), что позволяет вести непрерывные измерения по ходу судна при любых скоростях его движения. Кроме того, на специальной опускаемой в воду штанге у борта судна были установлены приемо-передающие антенны параметрического эхолота-профилографа SES-2000 Standard (с рабочими частотами 4–15 кГц в параметрическом режиме) и многолучевого эхолота WASSP WMB-3250.

На судах "Академик Мстислав Келдыш" и "Академик М.А. Лаврентьев" антенны акустических приборов устанавливались на опускаемых штангах, аналогичных описанной выше. При этом, в зависимости от поставленных задач в различных комбинациях использовались: эхолотпрофилограф SES-2000, многолучевой эхолот WASSP WMB-3250, гидролокатор бокового обзора Гидра-500 и однолучевой научный эхолот Simrad EK15. Механическая конструкция и способ крепления опускаемой штанги позволяла вести измерения при скоростях судна до 5–6 узлов. Внешний вид установленных на штангу приборов приведен на рис. 1.

Помимо этого, нами использовался комплект оборудования "Геонт-Шельф" с излучателем типа спаркер для работ методом непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСАП) с частотой спектра излучаемого сигнала 300–400 Гц.

Указанный набор акустической аппаратуры позволил решать большинство поисковых и идентификационных задач, используя в отдельных случаях преимущества каждого из имеющихся устройств. Методика работы с комплексом предусматривала движение судна вдоль запланированных галсов с одновременной записью информации акустического оборудования и выводом текущего изображения на экраны соответствующих мониторов.

Для устранения взаимных помех от приемопередающих антенн, установленных рядом друг с другом, параметры излучения приборов были синхронизированы. Приборы были соединены между собой кабелями, синхроимпульс подавался с многолучевого эхолота.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Газовые "факелы", связанные с выходящими из донных отложений всплывающими пузырьками, регистрировались во многих районах Мирового океана, в том числе на арктическом шельфе [11–13]. Для их обнаружения и картирования использовались различные типы гидроакустических устройств, в том числе однолучевые и многолучевые эхолоты, эхолоты с расщепленным лучом, гидролокаторы бокового обзора и другие сонары, в том числе пассивные [7–10, 13].

Наши исследования подтвердили, что наиболее информативным с точки зрения прямой регистрации выходящих в воду газовых потоков является высокочастотное эхолотирование, позволяющее идентифицировать практически все формы газовыделения — от одиночных мелких источников до сплошных газовых "факелов", протяженностью в сотни метров и более. Газовые выходы хорошо регистрируются визуально на экранах таких приборов благодаря существенной разнице в



Рис. 2. Пример регистрации газовых выходов в море Лаптевых высокочастотным эхолотом Simrad EK15.

акустическом импедансе между газонаполненным пузырьком и водой. Наличие обнаруженных при помощи эхолотов газовых выходов было в дальнейшем подтверждено при помощи прямой видеосъемки [11].

Под термином "высокочастотные" подразумеваются эхолоты, длина акустической волны излучения λ которых соизмерима или меньше размеров пузырьков высачивающегося из дна газа. Характерные радиусы газовых пузырьков в зонах естественной разгрузки находятся в пределах от 1 до 15 мм [10], что позволяет отнести к категории "высокочастотных" эхолоты с длинами волн излучения около 30 мм и менее. Чем больше частота и соответственно меньше длина волны, тем более мелкие пузырьки будут доступны для регистрации.

Для обнаружения газовых "факелов" в качестве однолучевого высокочастотного эхолота нами использовались научный эхолот Simrad EK15 с частотой 200 кГц ($\lambda = 7.5$ мм) и высокочастотный канал эхолота-профилографа SES-2000 (частота около 100 кГц, $\lambda = 15.0$ мм). Акустическое изображение одиночной струи или "факела" на однолучевом эхолоте имеет вид вертикально ориентированной зоны сплошной засветки с горизонтальным размером близким к реальному горизонтальному размеру струи газа на дне (рис. 2). При этом качество визуального воспроизведения пузырьков на эхограммах существенным образом зависит от целого ряда причин: скорости судна, наличия акустических помех, направления подводных течений, влияющих на траекторию движения поднимающихся вверх пузырьков, а также направления, с которого поток газа облучается гидролокационным прибором.

Важным преимуществом однолучевых эхолотных систем является возможность использования получаемых с их помощью данных для количественной оценки газового потока в областях его пузырьковой разгрузки. Традиционные методики дистанционного определения потока основаны на оценке объема пузырькового газа по уровню обратного рассеяния звука с использованием дополнительных данных других методов (например, оптических) о размерах, форме и скорости подъема всплывающих пузырьков [6, 13]. В последнее время находит применение метод с использованием калибровочных измерений зависимости вертикального объемного потока от акустического сечения обратного рассеяния всплывающих пузырьков, позволяющий выполнять количественную оценку и по акустическим данным многолучевых эхолотов [9].

Использование однолучевых эхолотов для пространственного картирования положения газовых "факелов", хотя и позволяет обнаружить признаки эмиссии газа, ограничивается тем фактом, что система является одноканальной, и для обеспечения точного площадного картирования газовых выходов требуется частая сетка галсов. Вместе с тем, одновременное использование высокочастотных однолучевых и многолучевых систем позволяет уверенно выделять области повышенного рассеяния звука, связанные именно с подводной разгрузкой природного газа.

Для оперативного получения картины пространственного распределения газовых факелов авторами успешно использовался многолучевой эхолот WASSP WMB-3250 (рабочая частота 160 кГц). С учетом того, что данный эхолот имеет функцию записи акустического изображения разреза водной толщи и профиля поверхности дна, с его помощью удавалось получать пространственнопривязанную площадную картину эмиссии газа со дна моря (рис. 3). Помимо этого, батиметриче-



Рис. 3. Пространственная трехмерная картина эмиссии газа из дна, полученная с помощью многолучевого эхолота.

ская площадная съемка позволяла обнаруживать покмарки — формы рельефа, непосредственно связанные с зонами подводной разгрузки природного газа, а также некоторые другие сопутствующие осложнения рельефа морского дна.

В некоторых случаях для поиска участков подводной эмиссии природного газа возможно использовать гидролокационные данные многолучевого эхолота [5]. Их использование, также как и использование данных гидролокатора бокового обзора, целесообразно при рекогносцировочной съемке, так как точное определение местоположения газовых выходов этим методом практически невозможно.

Необходимо отметить, что регистрация параметров водной толщи при использовании высокочастотных многолучевых эхолотов требует весьма значительного объема компьютерной памяти, а их обработка занимает большое количество времени. Поэтому полная запись таких акустических данных целесообразна в местах с подтвержденными или ожидаемыми газовыми выходами, в том числе по данным однолучевого эхолота.

Кроме прямой регистрации исходящего со дна газа большой интерес представляет регистрация мест, где такая эмиссия потенциально возможна и наиболее вероятна. Для этих целей нами использовалось сейсмоакустическое оборудование. С его помощью уверенно выделялись предполагаемые зоны аномального газонасыщения осадков, основными признаками которых на записях сейсмоакустических изображений являлись: резкое возрастание амплитуды отражений, появление большого количества дифрагированных волн, задержка времени регистрации отражений от нижележащих границ, вызывающая их ложное прогибание, а также куполообразные и конусообразные вертикально ориентированные области акустически прозрачной или хаотической записи.

Проведенный в некоторых подобных местах отбор проб и последующий анализ содержания

газа в керне подтвердили интерпретацию таких изображений как зон с повышенным содержанием газа. Концентрация метана в керне на глубине проявления акустической аномалии резко возрастала, в некоторых случаях — на два порядка [12].

На рис. 4а показан разрез, сделанный с помощью сейсмопрофилографа Edgetech в Печорском море с признаками аномальной насыщенности осадочной толщи природным газом. Вертикально ориентированные области акустически прозрачной записи ("газовые трубы") имеют ширину от 10 до 100 м, для их верхней части характерны высокоамплитудные отражения сигнала. Можно отметить, что чем шире "труба", тем меньше мелких областей прорывов в ее окрестностях. Это указывает на то, что прорывающие флюиды имеют свойство аккумулироваться из мелких в более крупные восходящие колонны. На разрезах сейсмопрофилографа SES-2000 в море Лаптевых хорошо заметны высокоамплитулные аномалии на глубине около 1 м под дном, регистрируемые на записи в виде дифрагированных волн (рис. 4б) и П-образные зоны акустической тени (рис. 4в). Несмотря на относительно низкочастотный (в сравнении с эхолотами) спектр сигналов профилографа, на рис. 4в заметен выход газа в водную толщу, что может указывать на очень мощный и концентрированный поток пузырьков.

Одной из задач исследований являлось одновременное использование различных акустических методов, позволяющее сразу изучать как водную, так и осадочную толщу, что повышало достоверность определения местоположения сипов — мест подводной разгрузки газов и флюидов. Кроме того, целью такого комплексирования было определение глубинных "корней" газовых выходов. На рис. 5 показан фрагмент профиля с одновременной записью данных высокочастотного эхолота и НСАП в море Лаптевых.

Вследствие высокого содержания газа в придонных осадках, на сейсмоакустических разрезах



Рис. 4. Фрагменты сейсмоакустических разрезов с признаками аномальной газонасыщенности отложений.



Рис. 5. Фрагмент регионального профиля с одновременной записью данных высокочастотного эхолота (а) и НСАП (б). Кратные от дна отражения показаны черными стрелками, газонасыщенные слои – красными.

ОКЕАНОЛОГИЯ том 62 № 1 2022

далеко не всегда удавалось проследить тонкую структуру верхней части разреза. На профиле НСАП хорошо видны вертикальные зоны нарушения корреляции и зоны тени, вызванные повышенным поглощением сейсмоакустической энергии в придонных слоях (рис. 5б). Кроме того, на разрезе отчетливо выделяются отдельные участки резкого возрастания амплитуд отражений на уровнях 25 и 65 м под дном, интерпретируемые как газонасыщенные слои, на рисунке они показаны стрелками. По этим данным мы можем утверждать, что вертикальная миграция газа к поверхности, совпадающая в плане с местами подводной разгрузки газа по данным эхолотирования (рис. 5а), происходит с глубины как минимум 65 м ниже поверхности дна.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренный комплекс акустического оборудования позволил решать большинство задач, связанных с обнаружением, картированием и мониторингом процессов подводной разгрузки газов со дна шельфовой зоны морей Северного Ледовитого океана.

Высокое разрешение использовавшейся аппаратуры, а также удачная схема ее совместного расположения и использования позволили успешно определять местоположение газовых выходов в водную толщу, а также выделять аномалии в осадках, связанные с их повышенной газонасыщенностью.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках темы Государственного задания ИО РАН № 0128-2021-0005. Экспедиционные исследования на НИС "Академик Мстислав Келдыш" и "Академик М.А. Лаврентьев" были выполнены в рамках грантов РНФ № 21-77-30001 и Минобрнауки РФ (тема № 121021500057-4), на НИС "Академик Николай Страхов" — при поддержке гранта РФФИ № 18-35-20060 и темы госзадания ГИН РАН № 0135-2019-0076. Обработка гидроакустических данных выполнена в рамках темы госзадания АААА-А20-120021990003-3.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Дмитревский Н.Н., Ананьев Р.А., Мелузов А.А., Ульянцев А.А. Исследования верхней осадочной толщи и рельефа морского дна в морях Восточной Арктики в 78-м рейсе научно-исследовательского судна "Академик М.А. Лаврентьев" // Океанология. 2018. Т. 58. № 1. С. 166–168.
- 2. Никифоров С.Л., Ананьев Р.А., Дмитревский Н.Н. и др. Геолого-геофизические исследования в морях Северного Ледовитого океана в 41-м рейсе НИС

"Академик Николай Страхов" в 2019 г. // Океанология. 2020. Т. 60. № 2. С. 334–336.

- 3. Никифоров С.Л., Сорохтин Н.О., Дмитревский Н.Н. и др. Комплексные исследования в 38-м рейсе НИС "Академик Николай Страхов" в Баренцевом море // Океанология. 2019. Т. 59. № 5. С. 885– 887.
- 4. Сергиенко В.И., Лобковский Л.И., Семилетов И.П. и др. Деградация подводной мерзлоты и разрушение гидратов шельфа морей Восточной Арктики, как возможная причина "метановой катастрофы": некоторые результаты комплексных исследований 2011 года // Докл. РАН. 2012. Т. 446. № 3. С. 330– 335.
- 5. Соколов С.Ю., Мороз Е.А., Абрамова А.С. и др. Картирование звукорассеивающих объектов в северной части Баренцева моря и их геологическая интерпретация // Океанология. 2017. Т. 57. № 4. С. 655–662.
- Черных Д.В., Юсупов В.И., Саломатин А.С. и др. Новый акустический метод количественной оценки пузырькового потока метана в системе донные отложения водная толща и его реализация на примере моря Лаптевых, Северный Ледовитый океан // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2018. Т. 329. № 11. С. 153–167.
- Bergès B., Leighton T., White P. Passive acoustic quantification of gas fluxes during controlled gas release experiments // International Journal of Greenhouse Gas Control. 2015. V. 38. P. 64–79.
- Blomberg A., Sæbø T., Hansen R. et al. Automatic detection of marine gas seeps using an interferometric sidescan sonar // IEEE Journal of Oceanic Engineering. 2016. V. 42 (3). P. 590–602.
- Leifer I., Chernykh D., Shakhova N., Semiletov I. Sonar gas flux estimation by bubble insonification: application to methane bubble fluxes from the East Siberian Arctic shelf seabed // The Cryosphere. 2017. № 11. P. 1333–1350.
- Li J., Roche B., Bull J. et al. Broadband acoustic inversion for gas flux quantification Application to a methane plume at Scanner Pockmark, central North Sea // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2020. V. 125. № 9. e2020JC016360.
- 11. Shakhova N., Semiletov I., Sergienko V. et al. The East Siberian Arctic Shelf: towards further assessment of permafrost-related methane fluxes and role of sea ice // Phil. Trans. R. Soc. A. 2015. V. 373. № 2052. 20140451.
- 12. Shakhova N., Semiletov I., Gustafsson O. et al. Current rates and mechanisms of subsea permafrost degradation in the East Siberian Arctic Shelf // Nature Communications. 2017. V. 8. № 15872.
- Weidner E., Weber T.C., Mayer L. et al. A wideband acoustic method for direct assessment of bubble-mediated methane flux // Continental Shelf Research. 2019. V. 173. P. 104–115.

Acoustic Monitoring of Gas Emission Processes in the Arctic Shelf Seas

R. A. Ananiev^{*a*, #}, N. N. Dmitrevsky^{*a*}, A. G. Roslyakov^{*b*}, D. V. Chernykh^{*c*}, E. A. Moroz^{*d*}, Yu. A. Zarayskaya^{*d*}, I. P. Semiletov^{*c*}

^aShirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia ^bLomonosov Moscow State University, Moscow, Russia ^cPacific Oceanological Institute, Far-East Branch of Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia ^dGeological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia [#]e-mail: corer@mail.ru

The emission of natural gas from the seabed to the surface in the shelf areas of the Arctic seas is of increasing interest among researchers. Recently, various types of acoustic instruments have been used to record streams of natural gas flowing out from the seabed. Hydro- and seismoacoustic equipment in various combinations was installed in the form of an acoustic complex and was successfully used in scientific cruises of the RAS vessels in 2011–2020 in the seas of the Russian Arctic shelf. This article is devoted to the issues of using the equipment for detecting areas of increased gas saturation, as well as to the description of some obtained results.

Keywords: Arctic shelf, acoustic research methods, gas flares, echo sounding, seismic profiling, gas anomalies

———— ИНФОРМАЦИЯ ———

УДК 551.465

ЭКОСИСТЕМЫ МОРЕЙ СИБИРСКОЙ АРКТИКИ – 2021: ЭКОСИСТЕМА КАРСКОГО МОРЯ В ПЕРИОД СХОДА СЕЗОННОГО ЛЬДА (83-й РЕЙС НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО СУДНА "АКАДЕМИК МСТИСЛАВ КЕЛДЫШ")

© 2022 г. М. В. Флинт^{1,} *, С. Г. Поярков¹, Н. А. Римский-Корсаков¹, А. Ю. Мирошников²

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия ²Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогиии и геохимии РАН, *Москва, Россия* *e-mail: m_flint@ocean.ru Поступила в редакцию 27.07.2021 г. После доработки 10.08.2021 г. Принята к публикации 19.08.2021 г.

83-й рейс НИС "Академик Мстислав Келдыш" был организован Институтом океанологии РАН в рамках многолетней программы "Морские экосистемы Сибирской Арктики" и прошел с 18 июня по 08 июля 2021 г. В экспедиции участвовали 75 ученых из институтов РАН, МГУ, МФТИ и ВНИРО. Были проведены гидрофизические, гидрохимические, биоокеанологические и геохимические исследования, получены оценки концентрации парниковых газов в приводной атмосфере в области шельфа Карского моря и континентального склона желоба Святой Анны в период освобождения бассейна от сезонного льда.

Ключевые слова: Арктика, Карское море, шельф, континентальный склон, сезонный лед, пелагическая и донная экосистемы, биологическая продуктивность, вид-вселенец, потоки вещества, парниковые газы

DOI: 10.31857/S0030157422010051

83-й рейс НИС "Академик Мстислав Келдыш" -12-я крупная мультидисциплинарная экспедиция, проведенная в рамках многолетней программы экспедиционных исследований "Морские экосистемы Сибирской Арктики", которую Институт океанологии РАН ведет, начиная с 2007 г. [1-6]. В рамках этой программы изучаются природные комплексы Карского, Лаптевых и Восточно-Сибирского морей. Главной задачей экспедиции 2021 г. была оценка характеристик морской среды, структуры, продуктивности и функциональных параметров экосистемы Карского бассейна в потенциально высокопродуктивный период схода сезонного льда. что позволяет восполнить самый существенный пробел в понимании механизмов функционирования морских экосистем Сибирской эпиконтинентальной Арктики и их отклика на современные климатические тренды. Исследовались механизмы формирования биологической продукции и ее уровень в весенний сезон для оценки вклада этого периода в общий годовой продукционный цикл. Оценивались физические, химические и биологические процессы в прикромочной области сезонного льда и их роль в сезонном цикле функционировании экосистем

арктического шельфа, состояние карбонатной системы в разных районах Карского бассейна для определения региональной эмиссии и стока углекислого газа, концентрации углекислого газа и метана в водной толще и приводной атмосфере. Получены оценки пространственной структуры, возрастного состава и динамики популяции хищного вида-вселенца в Карское море краба *Chionоесеtes opilio*, его воздействия на нативные донные экосистемы.

Экспедиция началась в порту Архангельск 18 июня и завершилась там же 08 июля 2021 г. Протяженность маршрута экспедиции составила 2942 миль (рис. 1). Экспедиция была организована Институтом океанологии РАН, в ней приняли участие 75 ученых, аспирантов и студентов, представлявших институты Российской академии наук (ИГЕМ РАН, ГЕОХИ РАН, ИГ РАН, ИОА СО РАН, ТОИ ДВО РАН), МГУ, МФТИ, ВНИРО Росрыболовства. Руководителем экспедиции был академик РАН М.В. Флинт, судном командовал капитан дальнего плавания Ю.Н. Горбач.

Экспедиция проходила в условиях схода сезонного льда в Карском море. К началу исследо-



Рис. 1. Положение поля сезонного льда в Карском море 23 июня 2021 г. (по http://siows.solab.rshu.ru) и карта-схема станций и разрезов 83-го рейса НИС "Академик Мстислав Келдыш" (слева). Схема разреза на перешейке между Новоземельской впадиной и западным отрогом желоба Св. Анны (справа).

ваний в прибрежной зоне Новой Земли и практически во всем районе Новоземельской впадины лед растаял, что, вероятно, определялось наличием относительно теплого Новоземельского течения юго-западного направления, которое диагносцировалось по спутниковым данным. Станции основного разреза, направленного от пролива Карские Ворота на северо-восток, располагались непосредственно у кромки ледяного поля, занимавшего всю центральную часть моря, или в районах, освободившихся ото льда за несколько дней до начала работ (рис. 1).

Наиболее значимые предварительные результаты экспедиции состоят в следующем.

Распределение температуры и солености указывало на отсутствие воздействия речного/материкового стока текущего года на центральный район Карского моря в исследованный сезон, значения солености не опускались ниже 31.5. В северной части разреза (ст. 7020–7023, рисунок) была зарегистрирована область с хорошо выраженным минимумом солености в поверхностном слое – 30.0, имевшая масштаб более 200 км. Связанные с пониженной соленостью высокие значения флуоресценции РОВ и концентрации растворенного кремния (>10 μ M), а также соотношение щелочность/соленость в опресненном слое позволяют говорить о присутствии в районе вод речного стока прошлого 2020 г.

На квазимеридиональном разрезе в области внешнего шельфа и континентального склона желоба Св. Анны (рисунок) в поверхностном слое зарегистрированы высокие градиенты солености (>1 на 10 км) и локальный максимум флуоресценции Хл "а", маркирующие фронтальную зону в области верхней части континентального склона. Склоновая фронтальная зона, представляю-

ОКЕАНОЛОГИЯ том 62 № 1 2022

щая собой барьер между экосистемами карского шельфа и глубокого бассейна, неоднократно наблюдалось в этом районе в другие сезоны, что указывает на ее пространственно-временную устойчивость.

Для исследования направленности и скоростей водообмена между Карским морем и прилежащими глубоководными районами Арктики был выполнен разрез на перешейке между Новоземельской впадиной и западным отрогом желоба Св. Анны (рисунок). Расчет геострофических скоростей позволил выявить потоки как северовосточной, так и юго-западной направленности. Трансформированные атлантические воды с положительными значениями температуры не были идентифицированы.

Поверхностный слой у кромки сезонного льда был обеднен биогенными элементами. Содержание фосфатов колебалось в пределах 0.07–0.38 µM, нитратов – в основном в пределах 0.1–0.2 µM и лишь в области, где отмечено присутствие прошлогоднего речного стока, достигало 0.5 µM.

Получены оценки потока углекислого газа на границе вода – приводная атмосфера. pCO_2 в воде менялось в пределах от 222 до 338 ppm, что указывает на недонасыщенность поверхностного слоя моря углекислым газом, в атмосфере pCO_2 варьировало от 409 до 416 ppm. Рассчитанная интенсивность потока CO_2 составила от -0.24 до -26 ммоль/м² день (в среднем -3.9 ммоль/м² сут). Полученные результаты свидетельствуют о том, что вся исследованная акватория Карского моря в исследованный сезон является областью стока атмосферного CO_2 .

Постоянные в течение экспедиции измерения концентрации CH₄ в приводном слое атмосферы дали оценки от 1.911 до 2.145 ppm, максимальные

значения были точечно отмечены в прибрежных районах Баренцева моря, на пути к основному району исследований.

Максимальные концентрации Хл "а" достигали 3.7-4.0 мкг/л, при этом были существенно ниже значений, зарегистрированных нами в предыдущей экспедиции в первой декаде июля. Это позволяет говорить, что наблюдения 2021 г. проходили в начале фазы интенсивного сезонного цветения фитопланктона. Характерным для периода схода сезонного льда было повсеместное доминирование диатомовых водорослей, которые составляли >90% общей численности и биомассы фитопланктона. Средняя численность водорослей в столбе воды в районах, примыкающих в кромке льда, колебалась от 7.0×10^5 до 1.8×10^6 кл/л, биомасса — от 0.63 до 4.8 г/м³. Для вертикального распределения фитопланктона был характерен хорошо выраженный подповерхностный максимум на глубинах от 10 до 25 м, где значения биомассы достигали 6-7 г/м³.

Впервые для сезона схода сезонного льда в Карском море были получены оценки параметров обилия пикофитопланктона (<2 µm). Минимальные значения численности и биомассы этой размерной фракции фитопланктона составляли 0.42×10^9 кл/м³ и 0.36 мгС/м³, соответственно, максимальные достигали 5.38×10^9 кл/м³ и 3.27 мг С/м³.

Получены первые экспериментальные оценки первичной продукции фитопланктона для эпиконтинентальных Сибирских морей в период схода сезонного ледового покрытия. У отступающей кромки сезонного льда было зарегистрировано цветение фитопланктона, развивающееся при низких концентрациях биогенных элементов. Интегральная первичная продукция изменялась от 282 до 1352 мгС/м² в день и в среднем составляла 740 мгС/м² в день. Величины >1 мгС/м² в день никогда не регистрировались в наших многолетних исследованиях в более поздние сезоны, включая первую декаду июля. На станциях в зоне цветения средний вклад микрофитопланктона (>20 µm) в суммарные величины первичной продукции составил 92%.

Обилие бактериопланктона характеризовалось высокой вариабельностью — от 103×10^3 до 1162×10^3 кл/мл; величины, превышающие 300×10^3 кл/мл, были приурочены к верхнему 15—40 м слою. Полученные оценки скорости роста бактериопланктона в поверхностном слое моря варьировали от 0 до 0.97 сут⁻¹. Максимальные значения поучены для глубин подповерхностных максимумов фитопланктона.

Получены оценки структуры сообществ и биомассы зоопланктона и первые для морей Сибирской Арктики оценки роли зоопланктона в утилизации первичного органического вещества в период ранневесеннего цветения фитопланктона. Повышенная в 1.5–3 раза по сравнению с фоном биомасса была отмечена в области склоновой фронтальной зоны в желобе Св. Анны. В районах, недавно освободившихся ото льда, выедание биомассы фитопланктона не превышало 1% в сутки. Интенсивная утилизация биомассы автотрофов (26% в сутки) наблюдалась в области склоновой фронтальной зоны на фоне повышенного обилия зоопланктона. Это наряду с данными, полученными нами ранее в другие сезоны, свидетельствуют об устойчивой роли склоновых фронтальных процессов в формировании высокой биологической продуктивности в этой области Карского бассейна.

Получены материалы для оценки развития инвазии краба опилио Chionoecetes opilio в Карское море и его воздействия на нативные донные экосистемы. В западном отроге желоба Св. Анны, где происходит активное вселение опилио, обилие вида достигало 18 экз/100 м². В этом районе воздействие краба-вселенца не привело к резким изменениям донного биоценоза, что связано с его относительно высокой общей биологической продуктивностью. В центральной части Карского моря в 2021 г. состояние инвзивной популяции краба опилио не изменялось существенно по сравнению с 2019 г. и обилие особей с шириной карапакса 50-60 мм составляло 0.1-0.2 крабов на м². Весной 2021 г. были впервые отмечены недавно осевшие крабы (ширина карапакса ~5 мм), что вместе с присутствием в планктоне поздних личиночных стадий - мегалоп указывает на возможное формирование "карской" популяции Chionoecetes opilio и дальнейшее развитие инвазии.

Получены первые оценки взвешенного и растворенного органического вещества водной толщи Карского моря в период освобождения бассейна от сезонного льда. Средняя концентрация общего органического углерода в столбе воды составила ~0.5 мг/л, что вдвое ниже среднемноголетних значений для данного района и сравнимо с содержанием органического углерода в открытых океанских водах. Средние концентрации взвешенного органического углерода в верхнем 50-метровом слое практически вдвое превышали среднемноголетние значения для летне-осеннего сезона, при этом были существенно ниже, чем зафиксированные при максимальных биомассах фитопланктона в первой декаде июля 2019 г.

Экспедиционные исследования проведены при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования РФ (целевое финансирование на проведение морских экспедиционных исследований), государственных заданий №№ 0128-2021-0007, 0128-2021-0008, 0128-2021-0010, 0128-2021-0006, 121041500216-3, проектов РФФИ "Арктика" — 18-05-60053, 18-05-60069, 18-05-60070, 18-05-60228, 18-05-60246, 18-05-60302.

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.
- 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.

- 3. 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.
- Экосистема Карского моря // Океанология. Спецвыпуск. 2010. Т. 50. №5. С. 677–864.
- 5. Экосистема Карского моря: от эстуариев Оби и Енисея до желоба Святой Анны // Океанология. Спецвыпуск. 2015. Т. 55. № 4. С. 501–726.
- Экосистемы Российской Арктики // Океанология. Спецвыпуск. 2017. Т. 57. № 1. С. 1–248.

Ecosystems of Siberian Arctic Seas – 2021: Ecosystem of the Kara Sea in a Period of Seasonal Ice Melting (83 Cruise of Research Vessel "Akademik Mstislav Keldysh")

ЭКОСИСТЕМЫ МОРЕЙ СИБИРСКОЙ АРКТИКИ – 2021

M. V. Flint^{a, #}, S. G. Poyarkov^a, N. A. Rimsky-Korsakov^a, A. Yu. Miroshnikov^b

^aShirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia ^bInstitute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia [#]e-mail: m flint@ocean.ru

83 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 18 June to 08 July 2019. 75 scientists from the institutes of Russian Academy of Sciences, Moscow State University, Moscow Institute of Physics and Technology, VNIRO participated in the cruise. Coordinated hydrophysical, hydrochemical, bio-oceanological, geochemical research and valuation of greenhouse gases concentration in above-water atmosphere were carried out over the Kara Sea shelf and in the area of St. Hanna trough continental slope in a period of seasonal sea ice melting.

Keywords: Arctic, Kara Sea, shelf, continental slope, seasonal ice, pelagic and bottom ecosystems, biological productivity, alien species, matter fluxes, greenhouse gases

УДК 551.35,551.46

ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ В 56-М РЕЙСЕ ПС "АКАДЕМИК ИОФФЕ"

© 2022 г. М. О. Ульянова^{1, 2, *}, В. В. Сивков^{1, 2}, Л. Д. Баширова^{1, 2}, А. В. Крек¹, Е. С. Бубнова^{1, 2}, Д. В. Дорохов^{1, 2}, Е. В. Дорохова¹, В. А. Кречик^{1, 2}

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия ²Балтийский федеральный университет имени Иммануила Канта, Калининград, Россия *e-mail: marioches@mail.ru

Поступила в редакцию 11.07.2021 г. После доработки 12.08.2021 г. Принята к публикации 18.08.2021 г.

В 56-м рейсе ПС "Академик Иоффе" (август 2020 г.) в Балтийском море гипоксия отмечалась на глубине 80 м, сероводород в Восточно-Готландской впадине фиксировался на расстоянии 90 м от дна, что на 25 м выше, чем в августе 2019 г. В "бентической пустыне" обнаружены локальные местообитания моллюсков *Astarte borealis*. По данным гидрофизического зондирования построена региональная схема придонных течений, индуцированных поступлением в Балтику североморских вод. Высокоразрешающее геоакустическое профилирование и гидролокация бокового обзора в Восточно-Готландской впадине позволили уточнить мощность морских осадков и выявить их асимметрию, а также построить цифровую модель рельефа дна. Получена детальная картина мозаичного распространения акустических аномалий, связанных с выходами на поверхность дна углеводородных газов. Выявлены новые ареалы распространения плугмарков, в том числе погребенных. В северо-восточной части Слупского желоба обнаружен ранее не исследовавшийся контуритовый дрифт.

Ключевые слова: Балтийское море, Восточно-Готландская впадина, Гданьская впадина, Слупский желоб, гипоксия, аноксия, североморские воды, придонные течения, контуритовый дрифт **DOI:** 10.31857/S0030157422010178

В 56-м рейсе ПС "Академик Иоффе" (19– 28.08.2020 г.) были продолжены комплексные исследования экосистемы в юго-восточной части Балтийского моря (рисунок 1). Это район бифуркации придонного течения, обусловленного затоками в Балтику североморских вод. Течение здесь разделяется на северную и восточную ветви, направленные соответственно в Восточно-Готландскую и Гданьскую впадины. Именно затоки североморских вод обеспечивают поставку кислорода в глубинный слой моря.

В соответствии с концепцией "Плавучий университет" Министерства науки и высшего образования РФ на борту судна была проведена ІІІ Международная летняя школа "Береговая зона моря: исследования, управление и перспективы" БФУ им. И. Канта (при содействии АО ИО РАН), посвященная 175-летию Русского географического общества. Работал круглый стол Калининградского регионального отделения Российского геологического общества "Полезные ископаемые и окружающая среда Балтийского моря".

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Гидрологические исследования велись многоканальными гидрофизическими зондами Sea&Sun Тесh CTD 90 и Idronaut Ocean 316 в режиме свободного падения как на станциях, так и на ходу судна. Пробы воды для гидрохимических анализов отбирались на станциях батометрами Нискина с использованием гидрологического комплекса Hydrobios MWS12 Slimline. Пробы зоопланктона отбирались сетью Джеди методом тотального лова, пробы ихтиопланктона – сетью ИКС-80. Гидрохимические исследования включали в себя определения содержания растворенных кислорода и углекислого газа, восстановленных соединений серы, хлоридов, сульфатов, pH. Для анализа в береговой лаборатории отобраны пробы воды для определения содержания биогенных элементов, нефтепродуктов, взвеси, железа.

Профилирование структуры донных осадков велось судовым параметрическим эхолотом SES-2000 Deep, гидролокация поверхности дна – буксируемым комплексом Teledyne Benthos C3D. Отбор проб донных осадков осуществлялся ударной геологической трубкой, герметичной геологической трубкой и дночерпателем Ван-Вина. Дночерпатель использовался также для получения проб бентоса. На борту судна проводилось литологическое описание осадков и экспресс-анализы их химического состава (портативным рентгено-



Рис. 1. Пространственная схема работ в 56-м рейсе ПС "Академик Иоффе". Условные обозначения: *1* – океанологические станции, *2* – непрерывные гидрофизические профили, *3* – геоакустические профили, *4* – границы исключительных экономических зон. Врезка А – район изучения, врезка Б – увеличенный фрагмент района Гданьско-Готландского порога.

флуоресцентным анализатором Olympus Vanta-C с серебряным анодом) и магнитной восприимчивости (системой Bartington MS3 с поверхностным сканирующим датчиком Bartington MS2E). Всего выполнено 44 станции, протяженность профилей, полученных профилографом SES-2000 Deep, составила 1764 км, ГЛБО Benthos C3D – 426 км, непрерывных гидрофизических разрезов – 611 км.

ОКЕАНОЛОГИЯ том 62 № 1 2022

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

В экспедиции получены данные о развитии в Восточно-Готландской и Гданьской впадинах Балтийского моря гипоксии (содержание растворенного кислорода < 2 мл/л) и аноксии. Гипоксия отмечалась на глубине 80 м. Сероводород в Восточно-Готландской впадине фиксировался на расстоянии 90 м от дна, это на 25 м выше, чем в августе 2019 г. В Гданьской впадине следы сероводорода отмечены на расстоянии 25 м от дна. Вместе с тем в "бентической пустыне" по маршруту распространения затоковых вод из западной Балтики обнаружены локальные местообитания живых моллюсков Astarte borealis.

По данным гидрофизического зондирования построена региональная схема придонных течений, индуцированных поступлением в Балтику североморских вод. Показана двойная бифуркация потока, поступающего в район исследования из Слупского желоба. В гидрологической структуре также обращает на себя внимание двухступенчатый термоклин. Нижняя ступень (глубины 25–35 м) обусловлена весенне-летним прогревом, верхняя (глубины до 15–20 м) – максимальным прогревом моря в конце июля и начале августа. Относительно высокая температура ядра холодного промежуточного слоя (до 6°С) является следствием мягкой зимы 2019–2020 гг.

Полученные в рейсе высокоразрешающие акустические разрезы донных осадков позволили уточнить мошность морских осалков и их асимметрию в южной части Восточно-Готландской впадины. Построена детальная цифровая модель рельефа дна, дающая наглядное представление о траекториях придонных течений в позднеголоценовое время. Обнаруженыдвазатопленных техногенных объекта неизвестного происхожления. Получена детальная картина мозаичного распространения акустических аномалий, связанных, по-видимому, с выходами на поверхность дна углеводородных газов, что характерно для Балтийской нефтегазовой провинции. Выявлены новые обширные ареалы распространения плугмарков (борозд айсбергового выпахивания), в том числе погребенных. В северо-восточной части Слупского желоба на глубине 70-80 м обнаружена проградационная осадочная структура, которая ассоциируется с контуритовым дрифтом. Этот дрифт не упоминался в предыдущих исследованиях так называемой "Слупской реки" – участка маршрута североморских вол.

Источники финансирования. Исследования выполнялись в рамках госзадания ИО РАН (тема № 0128-2021-0012). Геоакустические исследования частично выполнялись в рамках международного проекта "Комплексное управление морским культурным наследием региона Балтийского моря" (BalticRIM).

Oceanological Research in the Baltic Sea during the 56th Cruise of the Passenger Vessel *Akademik Ioffe*

M. O. Ulyanova^{*a*, *b*, [#]}, V. V. Sivkov^{*a*, *b*}, L. D. Bashyrova^{*a*, *b*}, A. V. Krek^{*a*}, E. S. Bubnova^{*a*, *b*}, D. V. Dorokhov^{*a*, *b*}, E. V. Dorokhova^{*a*}, V. A. Krechik^{*a*, *b*}

^aShirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia ^bImmanuel Kant Baltic Federal University, Kaliningrad, Russia [#]e-mail: marioches@mail.ru

During the 56th cruise of the P/V Akademik Ioffe (August, 2020) in the Baltic Sea, we have recorded the hypoxia at the depth of 80 m. In the East Gotland Deep, hydrogen sulfide was found at 90 m above bottom — 25 m shallower than in the previous year (August, 2019). At a "benthic desert", local habitats of the mollusk *Astarte borealis* were found. Based on the hydrophysical sounding, the regional scheme of the near-bottom currents initiated by the inflow of the North Sea waters into the Baltic Sea was suggested. In the East Gotland Deep, the high resolution geoacoustic profiling and side scanning allowed to determine the thickness of sed-iments more precisely and to register their asymmetry, as well as to make the digital elevation model of the bottom topography. A detailed image of the mosaic distribution of the acoustic anomalies related to seeps of the hydrocarbon gases was obtained. New areas of the plough marks distribution, including buried, were detected. On the northeastern slope of the Słupsk Furrow, we found a contourite drift that was not investigated previously.

Keywords: Baltic Sea, East Gotland Deep, Gdansk Basin, Słupsk Furrow, hypoxia, anoxia, North Sea waters, near-bottom current, contourite drift УДК 550.83+550.84+551.465

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ И ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ЯПОНСКОМ МОРЕ, ТАТАРСКОМ ПРОЛИВЕ В 61-М РЕЙСЕ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО СУДНА "АКАЛЕМИК ОПАРИН"

© 2022 г. М. Г. Валитов^{1,} *, Р. Б. Шакиров¹, Н. С. Ли¹, А. А. Легкодимов¹, Т. С. Якимов¹, А. Л. Пономарева¹, В. В. Калинчук¹, М. А. Бовсун^{1, 2}, В. А. Буланов¹, З. Н. Прошкина¹, Н. С. Сырбу¹, И. В. Корсков¹, В. Ю. Калгин¹, К. О. Балданова^{1, 2}, А. К. Окулов¹, Д. С. Максеев¹

¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия ²Дальневосточный федеральный университет, Школа естественных наук, Владивосток, Россия *e-mail: valitov@poi.dvo.ru Поступила в редакцию 20.04.2021 г. После доработки 04.06.2021 г. Принята к публикации 18.08.2021 г.

В работе приведены краткие результаты комплексных исследований акватории Татарского пролива и Японского моря, полученные в 61-м рейсе НИС "Академик Опарин" в ноябре-декабре 2020 г. Уточнен рельеф, геофизические и газогеохимические поля, выявлены новые особенности геохимии и минералогии донных осадков.

Ключевые слова: гравиметрия, магнитометрия, углеводороды, газогеохимия, микробиология, глендонит

DOI: 10.31857/S003015742201018X

Согласно Плану морских экспедиционных исследований, несмотря на охватившую весь мир коронавирусную инфекцию COVID-19, с 17 ноября по 10 декабря 2020 г. на НИС "Академик Опарин" (рейс № 61) состоялась международная комплексная экспедиция, организованная Тихоокеанским океанологическим институтом им. В.И. Ильичева (ТОИ ДВО РАН).

Основной целью экспедиции являлось выполнение комплексных геолого-геофизических, газогеохимических, микробиологических и океанографических исследований, направленных на изучение условий и механизмов формирования Японского моря, Татарского пролива и корреляции распространения газо-флюидных потоков с сетью тектонических разломов.

Экспедиционные исследования проводились в 2-х районах: в северной и центральной части Татарского пролива и в северной части Японского моря. В пределах первого района было отработано 2 полигона, в пределах второго – 5 (рис. 1).

По всему маршруту движения судна комплекс методов включал гравиметрические исследования, непрерывное акустическое зондирование водной толщи, магнитометрию, регистрацию температуры и солености в поверхностном слое воды и атмохимические измерения содержания метана, CO_2 и ртути в приводном слое атмосферы. На станциях осуществлялось геологическое опробование донных отложений гравитационными трубками для определения их минерального, газогеохимического и бактериального состава.

В результате были получены данные по распределению магнитного и гравитационного полей в северной части Татарского пролива, что не только позволило увеличить исследованную нами ранее акваторию, но и дало новый материал для физико-геологического моделирования глубинного строения этого региона. Подробно закартирована новая вулканическая гора на полигоне № 3, обнаруженная на окраине бордерленда о. Хоккайдо в 85-м рейсе (2019 г.) НИС "Академик М.А. Лаврентьев".

По результатам гидроакустических исследований получены данные о рассеянии звука в верхнем слое моря, обусловленные мелкомасштабными неоднородностями (планктон, турбулизованные слои, пузырьки). Обнаружены две придонные акустические аномалии, связанные, вероятно, с



Рис. 1. Карта-схема маршрута исследования и расположения районов работ в рейсе № 61 НИС "Академик Опарин", 17 ноября–10 декабря 2020 г. (на врезках: в левой части показаны станции опробования на полигонах, в правой части показан глендонит и карбонатная конкреция в срезе): *1* – районы работ и их номер, *2* – полигоны работ и их номер, *3* – профили геофизической съемки, *4* – геологические станции и их номер, *5* – маршрут движения судна.

возможным выходом газов в Татарском проливе и в Японском море.

Полученный в рейсе большой массив данных о содержаниях в атмосфере атомарной ртути (Hg(0)) позволил определить (CWT-анализ) наиболее вероятные регионы-источники, поставляющие этот элемент в атмосферу северо-западной части Японского моря.

В ходе экспедиции опробование осадка выполнялось на 1, 2, 4—6 полигонах. В результате обнаружены новые и детализированы уже известные аномальные газогеохимические поля — индикаторы углеводородных скоплений. В центральной части Татарского пролива, в новом районе севернее мыса Сюркум найден слой осадков почти черного цвета из-за обильного проявления гидротроилитовой минерализации, которая маркирует восстановительные условия с низким содержанием кислорода и потоки восстановленных газов.

В районе континентального склона северного Приморья (акватория в районе Амгу) фактически найден новый район с уникальной сульфидной и карбонатной аутигенной минерализацией. Обнаружена целая коллекция аутигенных минералов: икаит, кристаллы глендонита, карбонатные конкреции, сульфиды нескольких генераций, кристаллы барита, в том числе в ассоциации с сульфидами.

Кроме того, в экспедиции собрана ценная коллекция бентосной фауны и инфауны, особенно много морских червей, которые живут на разных горизонтах ниже дна и моллюски. Возможно, нами обнаружена необычная экосистема в гравийно-галечниковых отложениях, которые перекрыты плотным слоем песка с илом (около 20–30 см).

Микробиологические исследования керна прочно вошли в экспедиционный комплекс методов. Основной упор был сделан на изучение нефтеокисляющих, углеводородокисляющих, метанотрофных и сульфатредуцирующих бактерий. Установлено, что на исследуемой акватории наибольшее распространение имеют нефтеокисляющие микроорганизмы. Распределение углеводородокисляющих микроорганизмов сильно зависело от концентрации азота в среде. Рост сульфатредуцирующих микроорганизмов был зафиксирован только в 7 станциях.

В результате газогеохимических исследований донных отложений уточнены ареалы распространения аномальных полей углеводородных газов (метан и его гомологи). По результатам исследований значительно увеличена площадь акватории, содержащей аномально высокие концентраций метана, в районе проявлений газогидратов в южной части Татарского пролива, и обнаружены новые аномалии в районах интенсивного проявления аутигенной карбонатной минерализации на континентальном склоне Приморского края (до 0.8 млмоль/дм³ в керне осадка станции OP61-41GC, горизонт 350 см).

Повышенные концентрации гелия выявлены в осадках континентального склона Приморья.

Также в центральной части Татарского пролива, в активной флюдо-проводящей зоне дегазации, установленной по результатам предшествующих работ (рейс 54 НИС "Академик Опарин" и рейс 81 НИС "Академик М.А. Лаврентьев"), в кернах осадка зафиксированы аномалии гелия. Результаты газогеохимических исследований показали, что распределение водорода в кернах осадка района работ остается на уровне фоновых значений для северной части Японского моря и не превышает 6.5 ppm.

В экспедиции отбирались пробы поровых вод, которые будут проанализированы на содержание основных ионов (Cl, SO₄, Na, K, Mg, Ca), для оценки потока метана на основе анализа сульфат иона. Также будут определены микроэлементы (Li, Sr и др.) для оценки вклада глубинных источников флюида. Для исследования палеоокеанологических характеристик и построения хроностратиграфической модели отобраны образцы осадков на изучение микроводорослей (бентосные диатомеи, фораминиферы), а также образцы углеродсодержащих объектов (древесина, остатки скелета рыб, раковины, фораминиферы).

Источники финансирования. Экспедиционные работы проведены при финансовой поддержке Минобрнауки РФ в рамках Госзадания ТОИ ДВО РАН: Рег. №№ 121021500053-6, 121021500055-0, АААА-А19-119122090009-2, АААА-А20-120021990003-3, АААА-А20-120011090005-7, гранта РФФИ № 20-55-50005 ЯФ_а, а также при поддержке гранта Президента МК-357.2021.1.5.

Благодарности. Научный состав благодарит капитана дальнего плавания С.С. Склярова и экипаж за помощь в успешном выполнении запланированных в экспедиции исследований. Отдельная благодарность УНИФ и Минобрнауки РФ за содействие в решении вопросов организации экспедиции.

Geological-Geophysical and Oceanographic Researches in the Sea of Japan, the Tatar Strait 61th Cruise of the R/V "Akademik Oparin"

M. G. Valitov^{a, #}, R. B. Shakirov^a, N. S. Lee^a, A. A. Legkodimov^a, T. S. Yakimov^a, A. L. Ponomareva^a,
 V. V. Kalinchuk^a, M. A. Bovsun^{a, b}, V. A. Bulanov^a, Z. N. Proshkina^a, N. S. Syrbu^a, I. V. Korskov^a,
 V. Yu. Kalgin^a, K. O. Baldanova^{a, b}, A. K. Okulov^a, D. S. Makseev^a

^aIl'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia ^bFar Eastern Federal University, School of Natural Sciences, Department of Soil Science, Vladivostok, Russia [#]e-mail: valitov@poi.dvo.ru

The paper presents brief results of comprehensive studies of the water area of the Tatar Strait and the Sea of Japan, obtained in the 61st cruise of the R/V "Akademik Oparin" in November–December 2020. The bottom relief, geophysical and gas-geochemical fields were refined, new features of geochemistry and mineralogy of bottom sediments were revealed.

Keywords: gravimetry, magnetometry, hydrocarbons, gas geochemistry, microbiology, glendonite

ОКЕАНОЛОГИЯ том 62 № 1 2022

= ХРОНИКА ==

ЙОРН ТИДЕ 14.04.1941–15.07.2021

DOI: 10.31857/S0030157422010105



Морская наука понесла тяжелую утрату. На 81-ом году ушел из жизни известный немецкий специалист в области морской геологии и палеоокеанологии Арктики, директор-учредитель Института океанологии Общества им. Лейбница (GEOMAR, г. Киль) и бывший директор Института полярных и морских исследований имени Альфреда Вегенера (AWI, г. Бремерхафен и Потсдам), иностранный член Российской академии наук, член Редакционного совета журнала "Океанология" профессор Йорн Тиде (Jorn Thiede). Профессор Тиде внес неоценимый вклад в организацию и проведение проектов глубоководного океанического бурения, изучение глубинного строения Земли. За период 1971–2003 гг. при его участии или под его руководством обследованы многие участки шельфов и океанического дна, включая российскую Арктику и побережье Антарктиды. Результаты, полученные профессором Тиде, опубликованы в 22 монографиях и тематических сборниках и более чем в 200 статях в самых авторитетных научных изданиях. Научно-исследовательскую работу профессор Тиде всегда сочетал с преподавательской и просветительской деятельностью. Он преподавал в университетах США, Норвегии, ФРГ, России, являлся почетным профессором Бременского университета. Возглавляя ведущие исследовательские институты Германии – AWI и GEOMAR он организовал целый ряд германо-российских проектов по исследованию Арктики. Благодаря личной инициативе профессора Тиде в 2001 г. была открыта российско-германская лаборатория им. Отто Шмидта (Санкт-Петербург). За выдающийся вклад в дело науки и образования профессор Тиде был награжден Орденом за заслуги ФРГ, медалью им. Стено Датского геологического общества, премией им. Лейбница Германского исследовательского общества, медалью им. Мёрчисона Лондонского геологического общества, медалью им. Ханса Штилле Германского геологического общества, был обладателем Гран-при за заслуги в области океанографии Фонда князя Монако, премии Willy-Brandt за развитие немецко-норвежских отношений в науке. Профессор Йорн Тиде был избран членом Норвежской королевской академии наук, Почетным членом Лондонского университетского колледжа по отделению геологических наук, членом Датской королевской академии наук, Почетным членом Европейского союза геологических наук, иностранным членом Российской академии наук, членом РАЕН, Почетным доктором Санкт-Петербургского государственного университета.

Сотрудники Института океанологии всегда были рады встречам с профессором Тиде. Он участвовал в совместных исследованиях, выступал с докладами на Школах по морской геологии, где был членом Оргкомитета, часто просто приезжал в гости.

Интеллигентность Йорна Тиде, его разнообразные и глубокие знания, необычайная скромность, прекрасное чувство юмора и умение посмеяться в сложных ситуациях притягивало к нему людей.

Редколлегия журнала "Океанология", друзья и коллеги глубоко скорбят. Ушел из жизни наш друг, многолетний соратник по морским исследованиям. Нам очень сильно будет его не хватать.