

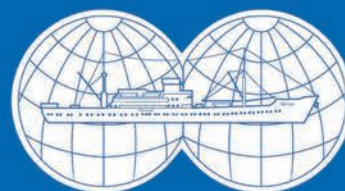
ISSN 0030-1574

Том 63, Номер 1

Январь - Февраль 2023



ОКЕАНОЛОГИЯ



www.sciencejournals.ru



СОДЕРЖАНИЕ

Том 63, номер 1, 2023

Физика моря

Перераспределение энергии при горизонтальном вытягивании океанских вихрей баротропными течениями <i>В. В. Жмур, Д. А. Арутюнян</i>	3
О возможной фронтогенетической роли конвекции типа солевых пальцев в океане <i>А. И. Перескоков</i>	20
Сейшевые течения Азовского моря по данным натурных наблюдений <i>Г. Г. Матишов, К. С. Григоренко</i>	32

Морская биология

Влияние мезомасштабного перемешивания на определения фитопигментов в фотическом водном слое по спутниковым мультиспектральным данным о цвете океана (пример Тасманова моря) <i>Г. С. Карабашев</i>	41
Сезонная изменчивость размерной структуры популяций <i>Calanus</i> sp. в водах Шпицбергена <i>И. В. Берченко, Е. И. Дружкова</i>	52
Распространение и общие черты биологии краба-стригуна опилио (<i>Chionoecetes opilio</i>) в Чукотском и Восточно-Сибирском морях <i>К. М. Горбатенко, С. И. Кияшко, Т. Б. Морозов, А. И. Глубоков</i>	62

Морская геология

Оценка содержания взвеси в прибрежной зоне северо-восточной части Черного моря по относительной прозрачности <i>Б. В. Коновалов</i>	72
Вещественный состав позднеголоценовых отложений южной части Чукотского моря <i>Е. Г. Вологина, М. Штурм, Н. В. Кулагина, К. И. Аксентов</i>	84
Современные и реликтовые следы айсберговой экзарации дна Баренцева и Карского морей <i>С. В. Мазнев, О. В. Кокин, В. В. Архипов, А. В. Баранская</i>	95
Плейстоценовые океанологические условия в районе дрефта Иоффе (Южная Атлантика) по комплексам бентосных фораминифер <i>Е. А. Овсепян, Н. О. Гречихина</i>	108
Открытие новых гидротермальных рудных полей “Коралловое” (13°07' с.ш.) и “Молодежное” (13°09' с.ш.) в пределах Срединно-Атлантического хребта <i>А. М. Маковиз, А. Е. Мусатов, И. А. Сергеева, Г. А. Черкашев, Е. В. Наркевский, Р. В. Шипов, З. В. Жидков, Д. А. Крюков, И. Г. Добрецова, В. Л. Скаковский, Д. В. Каминский, М. С. Степанова, А. С. Бич, А. С. Савин</i>	124
Мониторинг мелководных сипов у мыса Фиолент (Черное море) <i>Т. В. Малахова, Л. В. Малахова, А. И. Мурашова, А. А. Будников, И. Н. Иванова, Е. А. Краснова</i>	135
Возможный сейсмогенно-триггерный механизм активизации разрушения ледников, эмиссии метана и потепления климата в Антарктиде <i>Л. И. Лобковский, А. А. Баранов, И. С. Владимирова, Ю. В. Габсатаров</i>	149

Приборы и методы

Применение метода высокотемпературного сжигания для измерения содержания органического углерода в мелкоразмерном (≤ 1 мм) зоопланктоне и фекальных пеллеттах <i>А. В. Дриц, Н. А. Беляев, В. А. Карманов, М. В. Флинт</i>	160
--	-----

CONTENTS

Vol. 63, No. 1, 2023

Marine Physics

- Redistribution of Energy during Horizontal Stretching of Ocean Vortices by Barotropic Currents
V. V. Zhmur, D. A. Harutyunyan 3
- About a Possible Frontogenetic Role of Salt Finger Type Convection in the Ocean
A. I. Pereskokov 20
- Seiche Currents of the Azov Sea Based on the Field Observations
G. G. Matishov, K. S. Grigorenko 32

Marine Biology

- Effects of Mesoscale Stirring on Phytoplankton Determinations in the Photic Water Layer from Multispectral Ocean Color Data (The Case of the Tasman Sea)
G. S. Karabashev 41
- Seasonal Variability of *Calanus* sp. Populations Size Structure in Svalbard Waters
I. V. Berchenko, E. I. Druzhkova 52
- Distribution and General Biological Features of Snow Crab (*Chionoecetes opilio*) in the Chukchi and East Siberian Seas
K. M. Gorbatenko, S. I. Kiyashko, T. B. Morozov, A. I. Glubokov 62

Marine Geology

- Evaluation of Suspended Matter Content in the Coastal Zone of the Northeastern Part of the Black Sea by Relative Transparency
B. V. Kononov 72
- Composition of Late Holocene Deposits of Southern Part of the Chukchi Sea
E. G. Vologina, M. Sturm, N. V. Kulagina, K. I. Aksentov 84
- Modern and Relict Evidence of the Iceberg Scouring at the Bottom of the Barents and Kara Seas
S. V. Maznev, O. V. Kokin, V. V. Arkhipov, A. V. Baranskaya 95
- Pleistocene Paleoceanographic Conditions in the Ioffe Drift Area (South Atlantic) Based on Benthic Foraminiferal Assemblages
E. A. Ovsepyan, N. O. Grechikhina 108
- Discovery of New Hydrothermal Ore Fields “Korallovoe” (13°07' N) and “Molodezhnoe” (13°09' N) in the Middle Atlantic Ridge
A. M. Makoviz, A. E. Musatov, I. A. Sergeeva, G. A. Cherkashev, E. V. Narkevsky, R. V. Shipov, Z. V. Zhidkov, D. A. Kryukov, I. G. Dobretsova, V. L. Skakovsky, D. V. Kaminsky, M. S. Stepanova, A. S. Bich, A. S. Savin 124
- Monitoring of Shallow-Water Methane Seeps at Cape Fiolent (Black Sea)
T. V. Malakhova, L. V. Malakhova, A. I. Murashova, A. A. Budnikov, I. N. Ivanova, E. A. Krasnova 135
- Possible Seismogenic-Trigger Mechanism of Activation of Glacier Destruction, Methane Emission and Climate Warming in Antarctica
L. I. Lobkovsky, A. A. Baranov, I. S. Vladimirova, Y. V. Gabsatarov 149

Research Methods and Facilities

- Application of High-Temperature Combustion Method for Measuring Content of Organic Carbon in Faecal Pellets and Small-Sized (≤ 1 mm) Zooplankton
A. V. Drita, N. A. Belayev, V. A. Karmanov, M. V. Flint 160

УДК 551.465

ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭНЕРГИИ ПРИ ГОРИЗОНТАЛЬНОМ ВЫТЯГИВАНИИ ОКЕАНСКИХ ВИХРЕЙ БАРОТРОПНЫМИ ТЕЧЕНИЯМИ

© 2023 г. В. В. Жмур¹ *, Д. А. Арутюнян²¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия²Московский физико-технический институт (государственный университет), Москва, Россия

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

Поступила в редакцию 22.06.2022 г.

После доработки 05.07.2022 г.

Принята к публикации 16.08.2022 г.

В работе предлагается исследование трансформации физических свойств мезомасштабных вихрей при их сильном вытягивании горизонтальными баротропными течениями. Показано, что при вытягивании ядра кинетическая и доступная потенциальная энергии вихря каждая в отдельности, а также их сумма (полная механическая энергия вихря) уменьшаются, а сам вихрь деградирует по всем физическим параметрам. Уменьшение энергии ансамбля вихрей при их вытягивании фоновым течением интерпретируется как проявление свойства обратного энергетического каскада или, в более старой терминологии, явления отрицательной вязкости.

Ключевые слова: геострофичность, агеострофичность, квазигеострофическое приближение, мезомасштабные и субмезомасштабные вихревые образования (вихревые нити, филаменты), ядро вихря, энергия ядра, доступная потенциальная энергия, число Россби, обратный энергетический каскад

DOI: 10.31857/S0030157423010185, EDN: AFRQNI

ВВЕДЕНИЕ

Задача описания океанических процессов субмезомасштаба и связь этих процессов с мезомасштабными (синоптическими) явлениями океана — одна из важных задач современной океанологии. Традиционно мезомасштабные и субмезомасштабные процессы отличаются своими горизонтальными размерами L , причем важную роль играет внутренний (бароклинный) масштаб деформации Россби

$$L_R = \frac{N^*}{f} H, \quad (1)$$

который разделяет эти явления: процессы с $L \geq L_R$ относятся к мезомасштабным, а при $L \ll L_R$ — к субмезомасштабным. Граница $L = L_R$ условная. Здесь f — параметр Кориолиса, N^* — характерное значение частоты Вайселя-Брента, H — вертикальный размер явления, приравненный глубине бассейна. При описании как мезомасштабных, так и субмезомасштабных явлений важную роль играет число Россби — безразмерный параметр, возникающий при обезразмеривании уравнений движения и означающий отношение сил инерции к силе Кориолиса:

$$Ro = \frac{U}{fL}. \quad (2)$$

Здесь U — характерная горизонтальная скорость, L — характерный горизонтальный размер.

В литературе можно встретить другую запись числа Россби, в которой формально отсутствует характерный горизонтальный размер явления:

$$Ro = \frac{|\text{rot}_z \vec{u}|}{f}. \quad (3)$$

Обычно считается, что для мезомасштабных процессов характерный горизонтальный размер явления L — порядка внутреннего радиуса деформации Россби $L \sim L_R$, а также для процессов с большими масштабами $L > L_R$ число Россби мало: $Ro \ll 1$. С точностью до первой степени разложения по малому числу Россби в системе реализуется геострофический баланс.

Согласно формуле (2), при уменьшении характерного горизонтального размера L число Россби Ro возрастает, а, следовательно, геострофический баланс сил нарушается. В таком рассуждении негласно считается, что характерная горизонтальная скорость U остается прежней. Однако в реальности уменьшение L может сопровож-

даться одновременным изменением U . В этом случае запись числа Россби в форме (3) оказывается более удобной.

Цель данной работы — продемонстрировать океанические процессы, в которых первоначально мезомасштабное явление деформируется в субмезомасштабное с сохранением свойства геострофического баланса сил. Другими словами, значительное уменьшение характерного горизонтального размера оставляет в силе неравенство $Ro \ll 1$. Эта задача будет продемонстрирована на примере вытягивания вихрей неоднородным горизонтальным потоком. Сильно вытянутое в горизонтальном направлении вихревое образование часто называют вихревой нитью или филаментом (от английского filament — нить).

Одновременно будут указаны пределы справедливости квазигеострофического подхода к вихревым явлениям субмезомасштабных процессов, а также будет описана эволюция физических характеристик вытягивающихся вихрей, таких как энергия, циркуляция, стратификация вихревого ядра, относительная завихренность ядра, число Россби.

ЭЛЕМЕНТЫ ТЕОРИИ ЭЛЛИпсоИДАЛЬНЫХ ВИХРЕЙ

В работах [2, 4–6, 26–28] разработан теоретический подход к описанию поведения внутритермоклинных вихрей с эллипсоидальной формой ядра и полуэллипсоидальных приповерхностных вихрей в равновихренных баротропных потоках. Океан предполагался с постоянной частотой Вайселя-Брента. Число Россби считается малым. В исходной постановке ядро вихря представляло собой свободно деформируемый “водяной мешок” эллипсоидальной формы, заполненный жидкостью с однородной потенциально завихренной жидких частиц σ , помещенный в океан, неподвижный на бесконечности. Предполагалась справедливость квазигеострофического приближения. В такой постановке математически задача сводилась к решению нелинейного нестационарного уравнения для давления или функции тока. Ниже исходное уравнение записано для функции тока $\Psi(x, y, z, t)$ в размерном виде:

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\Delta_h \Psi + \frac{\partial}{\partial z} \frac{f^2}{N^2} \frac{\partial \Psi}{\partial z} \right) + J_h \left(\Psi, \Delta_h \Psi + \frac{\partial}{\partial z} \frac{f^2}{N^2} \frac{\partial \Psi}{\partial z} \right) = 0. \quad (4)$$

Здесь x, y — неподвижные горизонтальные оси системы координат, z — вертикальная ось. В (4)

$J_h(A, B) = \frac{\partial A}{\partial x} \frac{\partial B}{\partial y} - \frac{\partial A}{\partial y} \frac{\partial B}{\partial x}$ — определитель Якоби (якобиан). Δ_h — оператор Лапласа по горизон-

тальным координатам x и y . Если функция тока $\Psi(x, y, z, t)$ найдена, то можно вычислить все остальные гидродинамические характеристики движения, например, поле скорости (u, v, w) :

$$u = -\frac{\partial \Psi}{\partial y}, \quad v = \frac{\partial \Psi}{\partial x}, \quad w = -\frac{f_0}{N^2} \left[\frac{\partial^2 \Psi}{\partial t \partial z} + J_h \left(\Psi, \frac{\partial \Psi}{\partial z} \right) \right]. \quad (5)$$

Физический смысл уравнения (4) — сохранение потенциальной завихренности σ у движущейся жидкой частицы:

$$\sigma = \Delta_h \Psi + \frac{\partial}{\partial z} \frac{f^2}{N^2} \frac{\partial \Psi}{\partial z}. \quad (6)$$

Причем $\text{rot}_z \vec{u} = \Delta_h \Psi$. Вдоль траектории движения σ у частицы сохраняется. Если предположить, что океан безграничен во всех направлениях, частота Вайселя-Брента постоянная $N = \text{const}$, на бесконечности — покой, деформируемое ядро вихря с жидкой границей представляет собой эллипсоидальный объем, заполненный жидкостью с постоянной потенциальной завихренностью частиц σ , то такая задача решается точно, несмотря на нестационарность, нелинейность самого уравнения (4) и нелинейность кинематического граничного условия на подвижной деформируемой границе вихревого ядра. Для краткости изложения мы не выписываем само граничное условие. Это изложено и развито в работах [2, 4, 26–28]. Отметим, что в данном подходе динамическое условие на границе ядра выполняется автоматически. Ниже приведено решение задачи, изложенное в этих работах:

$$\Psi(\tilde{x}, \tilde{y}, \eta, t) = -\frac{1}{4} \sigma a b \tilde{c} \int_{\lambda}^{\infty} \left(1 - \frac{\tilde{x}^2}{a^2 + \mu} - \frac{\tilde{y}^2}{b^2 + \mu} - \frac{\eta^2}{\tilde{c}^2 + \mu} \right) \times \quad (7)$$

$$\times \frac{d\mu}{\sqrt{(a^2 + \mu)(b^2 + \mu)(\tilde{c}^2 + \mu)}}.$$

Здесь a, b — горизонтальные полуоси эллипсоида, c — его вертикальная полуось, $\tilde{c} = \frac{N}{f} c$ — растянутая в $\frac{N}{f}$ раз вертикальная полуось, $\tilde{x}, \tilde{y}$ — горизонтальные оси координат, направленные по главным осям эллипсоида, $\eta = \frac{N}{f} z$ — растянутая в $\frac{N}{f}$ раз вертикальная ось системы координат. Параметр μ в (7) и последующих формулах — переменная интегрирования. Нижний предел $\lambda(\tilde{x}, \tilde{y}, \eta)$

в интеграле (7) — положительный корень кубического уравнения

$$\frac{\tilde{x}^2}{a^2 + \lambda} + \frac{\tilde{y}^2}{b^2 + \lambda} + \frac{\eta^2}{\tilde{c}^2 + \lambda} = 1. \quad (8)$$

Для пространства внутри ядра вплоть до его границы следует положить $\lambda = 0$. В покоящемся на бесконечности океане ядро вихря вращается без деформации формы вокруг вертикальной оси. Частицы внутри ядра движутся быстрее вращения формы ядра. Детали можно найти в работах [2, 4, 28].

Если на такой океан с присутствующим в нем вихрем наложить фоновое равновихренное баротропное течение, линейное по горизонтальным координатам

$$u_b = u_0 + ex - \gamma y, \quad v_b = v_0 + \gamma x - ey, \quad (9)$$

то подход, развитый выше для покоящегося океана, можно применить и в этом случае. Параметр $\gamma = \frac{1}{2} \operatorname{rot}_z \vec{U}_b$ — это угловая скорость вращения фонового потока (9), где $\vec{U}_b = (u_b, v_b)$. Тензор скоростей деформации потока (9) $\begin{pmatrix} e & 0 \\ 0 & -e \end{pmatrix}$ зависит только

от параметра e , поэтому наличие $e \neq 0$ в фоновом потоке наделяет его свойством деформировать жидкие объекты. Система горизонтальных координат (x, y) , в которой выписана скорость (9), неподвижна. Отметим, что системы координат (x, y, z) и $(\tilde{x}, \tilde{y}, \tilde{z})$ различны, но имеют общую ось z .

Линейная зависимость скорости фонового течения от координат в теории эллипсоидальных вихрей принципиально важна. При повороте системы координат относительно вертикальной оси линейная зависимость типа (9) от координат сохранится, но изменятся коэффициенты при горизонтальных координатах. При любой линейной зависимости поля фонового течения от горизонтальных координат всегда можно подобрать такой поворот системы координат, чтобы в новой системе реализовалось распределение скорости (9). Фоновое течение (9) $\vec{U}_b = (u_b, v_b, 0)$ — наиболее общий вид линейного по горизонтальным координатам баротропного течения. В нем как потенциальная, так и относительная завихренность постоянна и совпадают с ротором скорости фонового течения $\operatorname{rot}_z \vec{U}_b = 2\gamma$. Распределение скорости (9) можно представить как разложение крупномасштабного баротропного течения в ряд Тейлора в окрестности вихря и при этом ограничиться линейными по координатам слагаемыми.

В указанном потоке (9) решение (7) останется в силе, ядро вихря по-прежнему будет иметь эл-

липсоидальную форму, но параметр σ в (7) следует интерпретировать как избыточную потенциальную завихренность ядра над ее фоновым значением. Другими словами, для частиц в ядре потенциальная завихренность однородная и равна $(2\gamma + \sigma)$, для внешних к ядру жидких частиц потенциальная завихренность тоже постоянна и равна 2γ . Поведение ядра тоже претерпит изменение. Прежде всего, ядро будет двигаться со скоростью внешнего фонового течения с поступательной скоростью центра ядра $(u_0, v_0, 0)$. Далее ядро будет деформироваться фоновым течением благодаря коэффициенту деформации e в соотношении (9). Горизонтальные полуоси $a(t), b(t)$ будут меняться со временем с сохранением произведения $a(t)b(t) = \text{const}$; вертикальная полуось c и соответственно растянутая вертикальная полуось

$\tilde{c} = \frac{N}{f}c$ останутся фиксированными. Вращение формы ядра тоже изменится. Детали и более подробное описание такой ситуации можно найти в работах [2, 4, 28]. В эволюции эллипсоидального ядра можно выделить три режима поведения. Два из них периодические — режим вращения ядра и режим колебания ядра. В режиме вращения длинная горизонтальная полуось ядра (пусть это будет полуось a) за период описывает полный поворот на 360 градусов. В режиме колебаний длинная полуось периодически колеблется около некоторого направления. При этом в обоих режимах происходит периодическое ограниченное изменение длин горизонтальных полуосей. В режиме колебаний ядра жидкие частицы в ядре продолжают вращаться в одну и ту же сторону, независимо от фазы колебаний формы.

Кардинально отличается поведение вихревого ядра в режиме неограниченного вытягивания. На этом режиме ядро не успевает совершить ни одного полного поворота формы ядра. Можно выделить два варианта эволюции. Первый — длинная ось $a(t)$ выстраивается вдоль течения, далее, практически не поворачиваясь относительно течения, неограниченно вытягивается. Во втором режиме ядро вначале деформируется в более компактное образование с уменьшением длинной горизонтальной оси $a(t)$ и увеличением короткой $b(t)$. Затем ядро вихря неограниченно вытягивается вдоль течения так же, как и в первом варианте. В любом случае окончательно происходит неограниченное вытягивание вихревого ядра. Но во втором варианте, прежде чем начнется вытягивание, вихрь проходит промежуточную стадию однократного формирования более компактного вихря. Режиму неограниченного вытягивания подвергаются относительно слабые по интенсивности вихревые образования, а также

вихри, уже с самого начала достаточно вытянутые в горизонтальном направлении. Необходимым, но недостаточным условием существования режима неограниченного вытягивания вихревых ядер является неравенство $|e| \geq |\gamma|$, накладываемое на параметры фонового течения [2].

Рассмотрим отдельные аспекты поведения вихря при его деформации. Во-первых, выпишем выражение для ротора скорости внутри ядра:

$$\text{rot}_z \vec{u} = \frac{\partial v}{\partial y} - \frac{\partial u}{\partial x} = \frac{\sigma}{2} ab \tilde{c} \int_0^\infty \left(\frac{1}{a^2 + \mu} + \frac{1}{b^2 + \mu} \right) \times \frac{d\mu}{\sqrt{(a^2 + \mu)(b^2 + \mu)(\tilde{c}^2 + \mu)}}. \quad (10)$$

Выражение (10) может быть записано через безразмерные параметры горизонтальной вытянутости $v = \frac{a}{b} + \frac{b}{a}$ и вертикальной сплюснутости

$K = \frac{N}{f} \frac{c}{\sqrt{ab}}$ вихревого ядра в виде:

$$\text{rot}_z \vec{u} = \frac{\sigma}{2} K \int_0^\infty \frac{(2\tilde{\mu} + v) d\tilde{\mu}}{(\tilde{\mu}^2 + v\tilde{\mu} + 1)^{3/2} (K^2 + \tilde{\mu})^{1/2}}. \quad (11)$$

Прежде всего, обратим внимание на то, что для всего объема ядра ротор скорости одинаков. Как понятно из вышесказанного, при вытягивании вихря по горизонтали параметр K остается неизменным, а параметр v увеличивается от 2 (круглый в плане вихрь) до бесконечности (сильно вытянутый по горизонтали вихрь).

Для постоянной частоты Вайсяля-Брента выражение для потенциальной завихренности частиц примет вид

$$\text{rot}_z \vec{u} + \frac{\partial^2 \Psi}{\partial \eta^2} = \sigma. \quad (12)$$

Слагаемое $\frac{\partial^2 \Psi}{\partial \eta^2}$ в (12) также может быть вычислено из решения (7):

$$\frac{\partial^2 \Psi}{\partial \eta^2} = \frac{\sigma}{2} K \int_0^\infty \frac{d\tilde{\mu}}{(\tilde{\mu}^2 + v\tilde{\mu} + 1)^{1/2} (K^2 + \tilde{\mu})^{3/2}}. \quad (13)$$

В результате, из очевидного свойства (13) – монотонного уменьшения $\left| \frac{\partial^2 \Psi}{\partial \eta^2} \right|$ до нуля с ростом v – следует монотонное увеличение $|\text{rot}_z \vec{u}|$ при тех же условиях. Однако рост $|\text{rot}_z \vec{u}|$ ограничен значением $|\sigma|$. Слагаемое $\frac{\partial^2 \Psi}{\partial \eta^2}$ в соотношении (12) ответ-

ственно за эффект растяжения жидких частиц по вертикали. Благодаря этому эффекту в вихревом ядре меняется частота Вайсяля-Брента. Старое постоянное фоновое значение N_0 меняется на новое постоянное значение N [30]:

$$N^2 = N_0^2 \left(1 + \frac{1}{f} \frac{\partial^2 \Psi}{\partial \eta^2} \right). \quad (14)$$

Малая величина $\frac{\partial^2 \Psi}{\partial \eta^2}$ соответствует незначительному изменению частоты Вайсяля-Брента. В сильно вытянутом по горизонтали вихре следует ожи-

дать, что параметр $\frac{\partial^2 \Psi}{\partial \eta^2}$ будет мал, а следовательно, в ядре частота Вайсяля-Брента должна быть близкой к фоновой. Что касается ротора скорости, то $\text{rot}_z \vec{u}$, наоборот, экстремален и близок к σ .

Выясним условия справедливости описания сильно вытянутого вихря в рамках квазигеострофического подхода. Мы полагаем, что на начальном этапе рассматриваемый вихрь считался квазигеострофическим, т.е. исходное значение

$Ro = \frac{|\text{rot}_z \vec{u}|}{f}$ было малым. Затем, по мере его вытя-

гивания в горизонтальном направлении $|\text{rot}_z \vec{u}|$ монотонно увеличивался, и, в конечном пределе, расчетное число Россби становилось близким к

$Ro = \frac{|\sigma|}{f}$. Условие малости параметра $\frac{|\sigma|}{f} \ll 1$ слу-

жит гарантией того, что квазигеострофический подход описания вихря от начального момента до сильно вытянутого состояния останется справедливым. Возможен и другой вариант. В случае, если на промежуточном этапе удлинения вихря число Россби перестанет быть малым, то с этого момента описание вихря в рамках квазигеострофического подхода перестанет быть справедливым. При этом параметр $\frac{|\sigma|}{f}$ как предельное рас-

четное значение для числа Россби может быть достаточно большим. В этом случае интервал по v или ϵ , в котором сохраняется малость числа Россби, будет ограничен сверху некоторым значением $\tilde{\epsilon}$, таким что $1 \leq \epsilon < \tilde{\epsilon}$, и применение квазигеострофического подхода оправдано только в этом интервале. Для сильно вытянутого вихря с $\epsilon > \tilde{\epsilon}$ его поведение становится агеострофическим.

Изложенный в [2, 4–6, 26–28] подход был развит в работах [21–23] для дальнейшего описания свойств эллипсоидальных вихрей.

ПОВЕДЕНИЕ ФИЗИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ВИХРЯ ПРИ СИЛЬНОМ ГОРИЗОНТАЛЬНОМ ВЫТЯГИВАНИИ ЯДРА

1. Поведение относительной завихренности ядра

Используя закон сохранения потенциальной завихренности (12) и соотношение (13), можно относительную завихренность $\text{rot}_z \vec{u}$ представить в более удобном для исследования виде

$$\text{rot}_z \vec{u} = \sigma \left[1 - \frac{1}{2} K \int_0^\infty \frac{d\tilde{\mu}}{(\tilde{\mu}^2 + v\tilde{\mu} + 1)^{1/2} (K^2 + \tilde{\mu})^{3/2}} \right]. \quad (15)$$

По мере вытягивания вихревого ядра параметр v неограниченно увеличивается от 2 (круглый в плане вихрь) до бесконечности. В пределе $v \rightarrow \infty$ для соотношения (15) имеем $\text{rot}_z \vec{u} = \sigma$. Интересно отметить, что в выражении для потенциально-го вихря (12) у сильно вытянутого вихря останется только ротор скорости, который и будет являться лагранжевым инвариантом. С другой стороны, в классической двумерной гидродинамике ротор скорости сам по себе является лагранжевым инвариантом. Следовательно, по мере удлинения 3D-вихря $|\text{rot}_z \vec{u}|$ нарастает до предельного значения $\text{rot}_z \vec{u} = \sigma$. Движение жидкости внутри ядра по мере его удлинения становится более плоским.

2. Скорость циркуляции на периферийной границе ядра главного сечения

Поток ротора скорости Π через главное горизонтальное сечение площадью $S = \pi ab$ определяется как

$$\begin{aligned} \Pi &= \pi ab \cdot \text{rot}_z \vec{u} = \\ &= \pi ab \frac{\sigma}{2} K \int_0^\infty \frac{(2\tilde{\mu} + v) d\tilde{\mu}}{(\tilde{\mu}^2 + v\tilde{\mu} + 1)^{3/2} (K^2 + \tilde{\mu})^{1/2}} = \\ &= S\sigma \left\{ 1 - \frac{1}{2} K \int_0^\infty \frac{d\tilde{\mu}}{(\tilde{\mu}^2 + v\tilde{\mu} + 1)^{1/2} (K^2 + \tilde{\mu})^{3/2}} \right\}, \end{aligned} \quad (16)$$

где S — сохраняющаяся при растягивании вихря площадь главного сечения S . Периметр главного сечения эллипсоида $P = 2\pi \sqrt{\frac{a^2 + b^2}{2}} = \sqrt{2}\pi a \sqrt{1 + \frac{1}{v^2}}$ неограниченно растет. Обозначим через u_τ среднюю тангенциальную скорость на границе главного сечения.

$$\begin{aligned} \Pi &= u_\tau P = \\ &= S\sigma \left\{ 1 - \frac{1}{2} K \int_0^\infty \frac{d\tilde{\mu}}{(\tilde{\mu}^2 + v\tilde{\mu} + 1)^{1/2} (K^2 + \tilde{\mu})^{3/2}} \right\}, \end{aligned} \quad (17)$$

откуда следует выражение для u_τ :

$$u_\tau = \sqrt{\frac{1}{2}} b \sigma \frac{1 - \frac{1}{2} K \int_0^\infty \frac{d\tilde{\mu}}{(\tilde{\mu}^2 + v\tilde{\mu} + 1)^{1/2} (K^2 + \tilde{\mu})^{3/2}}}{\sqrt{1 + \frac{1}{v^2}}}, \quad (18)$$

а также предельное значение u_τ при больших v :

$$u_\tau = \sqrt{\frac{1}{2}} b \sigma. \quad (19)$$

Напомним, что горизонтальная полуось b эллипсоида является малой горизонтальной осью и при удлинении ядра формально уменьшается до нуля. Следовательно, циркуляционная скорость на периферии ядра по мере удлинения ядра спадает до нуля.

Подчеркнем интересное свойство — по мере удлинения вихря относительная завихренность ядра по модулю увеличивается, в то время как скорость циркуляции уменьшается.

3. Эволюция частоты Вайсяля-Брента

Согласно выражениям (13) и (14), по мере удлинения вихря слагаемое $\left| \frac{\partial^2 \psi}{\partial \eta^2} \right|$ монотонно уменьшается до нуля. Следовательно, частота Вайсяля-Брента N внутри вихревого ядра стремится к фоновому значению N_0 в покое. Сильно длинный вихрь слабо изменяет поле фоновой плотности. Это свойство частично обсуждено выше.

4. Эволюция энергии вихря

Собственная механическая энергия эллипсоидального вихря, включающая в себя кинетическую и доступную потенциальную энергии области как внутри вихревого ядра, так и вне его (захваченную в движение фоновую жидкость) дается соотношением [2, 4]

$$H = \frac{3}{40\pi} \rho_0 \frac{V_0^2 \sigma^2}{c} K \int_0^\infty \frac{d\tilde{\mu}}{\sqrt{(\tilde{\mu}^2 + v\tilde{\mu} + 1)(K^2 + \tilde{\mu})}}. \quad (20)$$

В указанных работах соотношение (20) предложено с другим множителем перед интегралом. В задачах работ [2, 4] множитель был неважен, что и отмечалась в тексте этих работ.

При любых деформациях вихря сохраняется объем его ядра V_0 и потенциальная завихренность частиц σ , в результате переменная часть зависит от K, v . Еще в качестве переменной в этом случае можно рассматривать вертикальный размер ядра

c и косвенно частоту Вайсяля-Брента N . Другая удобная форма записи энергии –

$$H = \frac{2}{15} \pi \rho_0 r_0^3 c^2 \sigma^2 \frac{N}{f} \int_0^\infty \frac{d\tilde{\mu}}{\sqrt{(\tilde{\mu}^2 + v\tilde{\mu} + 1)(K^2 + \tilde{\mu})}}. \quad (21)$$

Течения, не меняющие статификацию $\frac{N}{f}$, не ме-

няют также размерный блок $r_0^3 c^2 \sigma^2$ коэффициента при интеграле; σ вообще не меняется. Поэтому переменной частью является безразмерная функция $\Phi(v, K)$:

$$\begin{aligned} \Phi(v, K) &= \frac{H}{\frac{2}{15} \pi \rho_0 r_0^3 c^2 \sigma^2 \frac{N}{f}} = \\ &= \int_0^\infty \frac{d\tilde{\mu}}{\sqrt{(\tilde{\mu}^2 + v\tilde{\mu} + 1)(K^2 + \tilde{\mu})}}. \end{aligned} \quad (22)$$

Как следует из формулы (22), функция $\Phi(v, K)$ имеет максимумы при $K = 0$ и $v = 2$.

Для $K = 0$ интеграл $\Phi(v, 0) = \int_0^\infty \frac{d\tilde{\mu}}{\sqrt{(\tilde{\mu}^2 + v\tilde{\mu} + 1)\mu}} = \int_0^\infty \frac{d\mu}{\sqrt{\mu(\epsilon + \mu)\left(\frac{1}{\epsilon} + \mu\right)}}$ сходится. Абсолютный максимум $\Phi(v, K)_{\max} = \Phi(2, 0) = \pi$.

Интерес представляет отношение $\frac{\Phi(v, K)}{\Phi(2, K)}$ как функция двух аргументов (v, K) , показывающее, во сколько раз уменьшается безразмерная механическая энергия вихря при изменении v или, что то же самое, при изменении ϵ для фиксированного K . Это же отношение можно трактовать как коэффициент ослабления механической энергии вихря при его вытягивании:

$$\frac{H(\epsilon, K)}{H(1, K)} = \frac{\Phi(v, K)}{\Phi(2, K)}. \quad (23)$$

На графике 1 представлено поведение $\frac{H(\epsilon, K)}{H(1, K)}$ от ϵ при различных K . Как и следовало ожидать, рост ϵ приводит к уменьшению относительной энергии. Слабое изменение ϵ в диапазоне значения $1 < \epsilon < 2$ для тонких вихрей $0 < K < 1$ приводит к незначительной потере энергии на 1–10%. Для толстых вихрей это изменение не превышает 1%. Сильное вытягивание вихря до 10 раз $\epsilon = 10$ дополнительно уменьшит общую механическую энергию тонких вихрей. Потери составят величину примерно 10–15%. Толстые вихри при этих же условиях потеряют несколько процентов энергии. Интересно отметить, что при неограничен-

ном увеличении параметра K коэффициент ослабления энергии $\frac{H(\epsilon, K)}{H(1, K)}$ как функция от ϵ вы-

ходит на некоторую конечную асимптотическую зависимость. Наконец, совсем сильное вытягивание тонких вихрей в сто раз $\epsilon = 100$ приведет к потерям 35–60% энергии у тонких вихрей и 1–10% у толстых. Дальнейшее горизонтальное удлинение формально должно привести к еще большим потерям. Однако следует вспомнить, что используемое квазигеострофическое приближение справедливо для малых геометрических параметров

вихря $\frac{c}{b} \ll 1$ и малых чисел Россби. Поэтому уменьшение горизонтальной ширины вихревого ядра не может быть неограниченно малым. Примем за условную границу применимости метода $b \sim c$.

Рассмотрим мезомасштабные и субмезомасштабные явления верхнего деятельного слоя океана. Тогда в качестве характерного вертикального размера мезомасштабных и субмезомасштабных явлений разумно рассматривать толщину верхнего деятельного слоя океана c , вряд ли превышающую 200 м. Согласно нашим оценкам, допустимая полуширина вихревых нитей b для квазигеострофического подхода составляет размер порядка 2 км. Конечно, число Россби тоже должно быть малым.

Главный вывод по этой части работы состоит в том, что при удлинении вихрей они теряют энергию. Реальные потери при превращении мезомасштабного вихря в субмезомасштабное образование типа вихревой нити оцениваются по порядку величин до 0.5–0.6 от первоначальной энергии вихря.

При неизменном вертикальном размере ядра максимальная механическая энергия вихря, включающая кинетическую и доступную потенциальную энергии ядра и полную энергию захваченной во вращение внешней жидкости, соответствует круглому в плане вихрю. По мере вытягивания механическая энергия вихря убывает с ростом параметра горизонтальной вытянутости ядра ϵ . Падение энергии с ростом ϵ достаточно медленное. Так, для тонких вихрей с диапазоном $0 < K < 1$ и $\epsilon = 10$ (вытягивание первоначально круглого в плане вихря по горизонтали в 10 раз) энергия вихря уменьшится на 5–10%, а при вытягивании в 100 раз – соответственно на 40–60%. При этом тонкие вихри в процентах теряют энергию интенсивнее, чем толстые. Максимальные потери энергии для широкого диапазона ϵ соответствуют значению $K \approx 0.4$. Это свойство демонстрируется на рис. 2.

На рис. 3 представлен результат расчетов максимального изменения полной энергии вихря в зависимости от параметра ϵ .

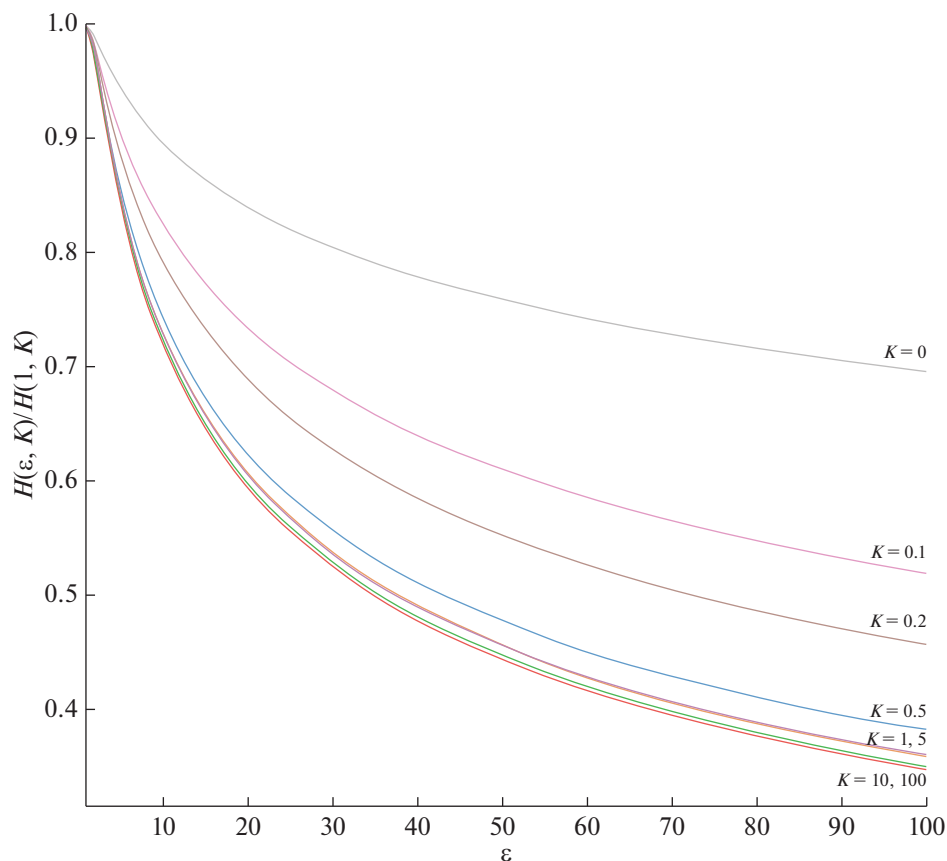


Рис. 1. Зависимость полной механической энергии вихря $H(\varepsilon, K)$ от горизонтального параметра ε при различных вертикальных параметрах K . Энергия нормирована на значение $H(1, K)$. При любом фиксированном K энергия монотонно убывает с ростом ε .

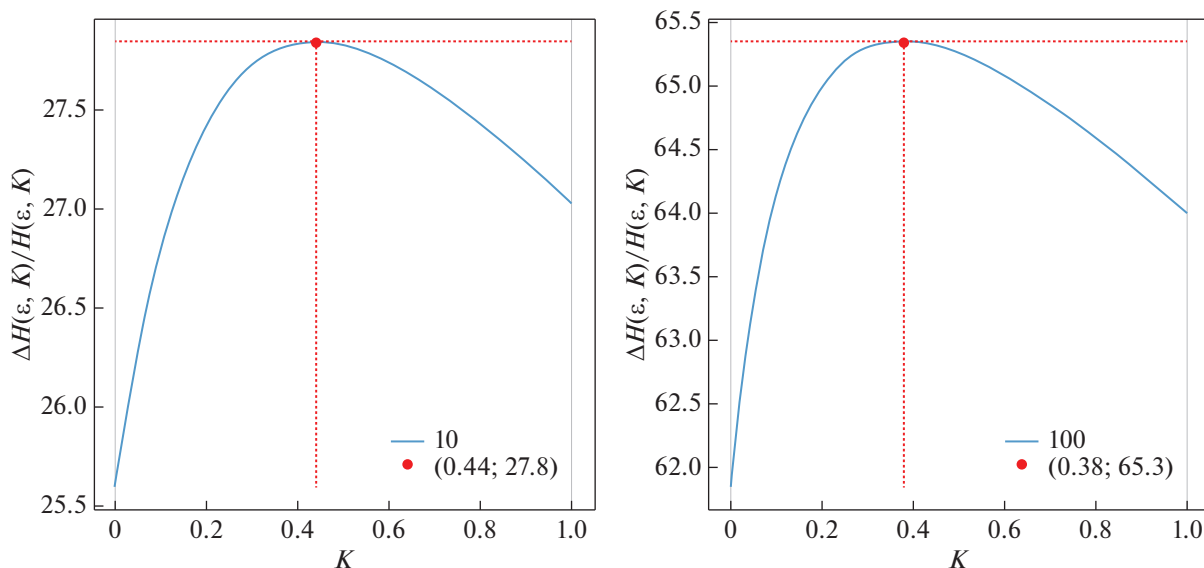


Рис. 2. Зависимость относительного изменения полной энергии от вертикального параметра K для значений $\varepsilon = 10, 100$. Расчет проводился по формуле $\frac{\Delta H(\varepsilon, K)}{H(1, K)} = \frac{H(1, K) - H(\varepsilon, K)}{H(1, K)}$ для широкого диапазона значений ε и K . Приведены два примера с наиболее отличающимися положениями максимумов кривых. Максимальное изменение энергии $\frac{\Delta H(\varepsilon, K)}{H(1, K)}$ соответствует тонким вихрям с параметром вертикальной сплюснутости $K \approx 0.4$.

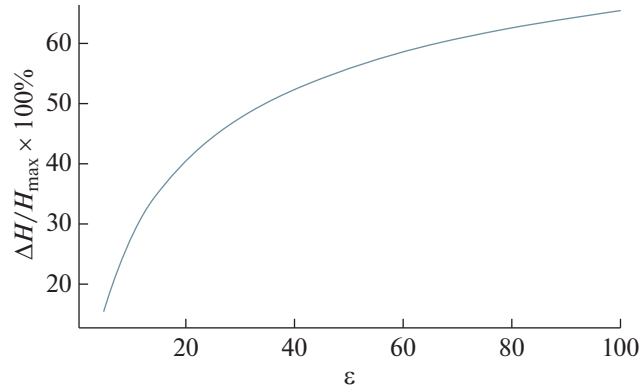


Рис. 3. Зависимость максимальной относительной потери энергии вихря от параметра горизонтальной вытянутости ядра ϵ . Параметр вертикальной сплюснутости $K \approx 0.4$ взят из набора расчетов для графиков 2. Из графиков следует, что основные потери энергии происходят на тонких вихрях (малых K) при сильном вытягивании вихрей.

5. Энергия вихревого ядра

Остановимся еще на одном аспекте энергии вихрей. Рассчитаем общую механическую энергию H_{core} , отдельно кинетическую H_{core}^k и доступную потенциальную энергии вихря H_{core}^p , заключенную в объеме вихревого ядра, и сравним эти виды энергии между собой, а также сравним их с общей энергией вихря H . В результате аналитических расчетов имеем соотношения:

расчетная формула для кинетическая энергия вихревого ядра –

$$H_{\text{core}}^k = \frac{1}{40} \rho_0 \sigma^2 V_0 ab K^2 \times \left\{ \epsilon \left(\int_0^\infty \frac{1}{\epsilon + \mu} \frac{d\mu}{\sqrt{(\epsilon + \mu) \left(\frac{1}{\epsilon} + \mu \right) (K^2 + \mu)}} \right)^2 + \frac{1}{\epsilon} \left(\int_0^\infty \frac{1}{\frac{1}{\epsilon} + \mu} \frac{d\mu}{\sqrt{(\epsilon + \mu) \left(\frac{1}{\epsilon} + \mu \right) (K^2 + \mu)}} \right)^2 \right\}, \quad (25)$$

доступная потенциальная энергия вихревого ядра –

$$H_{\text{core}}^p = \frac{1}{40} \rho_0 \sigma^2 V_0 ab K^4 \times \left(\int_0^\infty \frac{1}{K^2 + \mu} \frac{d\mu}{\sqrt{(\epsilon + \mu) \left(\frac{1}{\epsilon} + \mu \right) (K^2 + \mu)}} \right)^2, \quad (26)$$

механическая энергия вихревого ядра $H_{\text{core}} = H_{\text{core}}^k + H_{\text{core}}^p$ –

$$H_{\text{core}}(\epsilon, K) = \frac{1}{40} \rho_0 \sigma^2 V_0 ab K^2 \times \left\{ \epsilon \left(\int_0^\infty \frac{1}{\epsilon + \mu} \frac{d\mu}{\sqrt{(\epsilon + \mu) \left(\frac{1}{\epsilon} + \mu \right) (K^2 + \mu)}} \right)^2 + \frac{1}{\epsilon} \left(\int_0^\infty \frac{1}{\frac{1}{\epsilon} + \mu} \frac{d\mu}{\sqrt{(\epsilon + \mu) \left(\frac{1}{\epsilon} + \mu \right) (K^2 + \mu)}} \right)^2 + K^2 \left(\int_0^\infty \frac{1}{K^2 + \mu} \frac{d\mu}{\sqrt{(\epsilon + \mu) \left(\frac{1}{\epsilon} + \mu \right) (K^2 + \mu)}} \right)^2 \right\}. \quad (27)$$

Представляет интерес определить степень уменьшения энергии ядра с удлинением вихря по горизонтали и зависимость энергии от толщины вихря по вертикали. Для этого удобно использовать отношение $\frac{H_{\text{core}}(\epsilon, K)}{H_{\text{core}}(1, K)}$ энергии вытянутого по горизонтали ядра $H_{\text{core}}(\epsilon, K)$ к энергии круглого в плане ядра $H_{\text{core}}(1, K)$ при одинаковом значении параметра K в числителе и знаменателе выражения:

$$\frac{H_{\text{core}}(\epsilon, K)}{H_{\text{core}}(1, K)} = \frac{H_{\text{core}}^k(\epsilon, K) + H_{\text{core}}^p(\epsilon, K)}{H_{\text{core}}^k(1, K) + H_{\text{core}}^p(1, K)}. \quad (29)$$

На рис. 4 приведены результаты расчетов по формуле (29). Как и следовало ожидать, при удлинении ядра вихря энергия уменьшается. Уменьшение более значительно для толстых вихрей.

Аналогично определим долю кинетической и доступной потенциальной энергии в суммарной энергии ядра в зависимости от параметров ϵ и K :

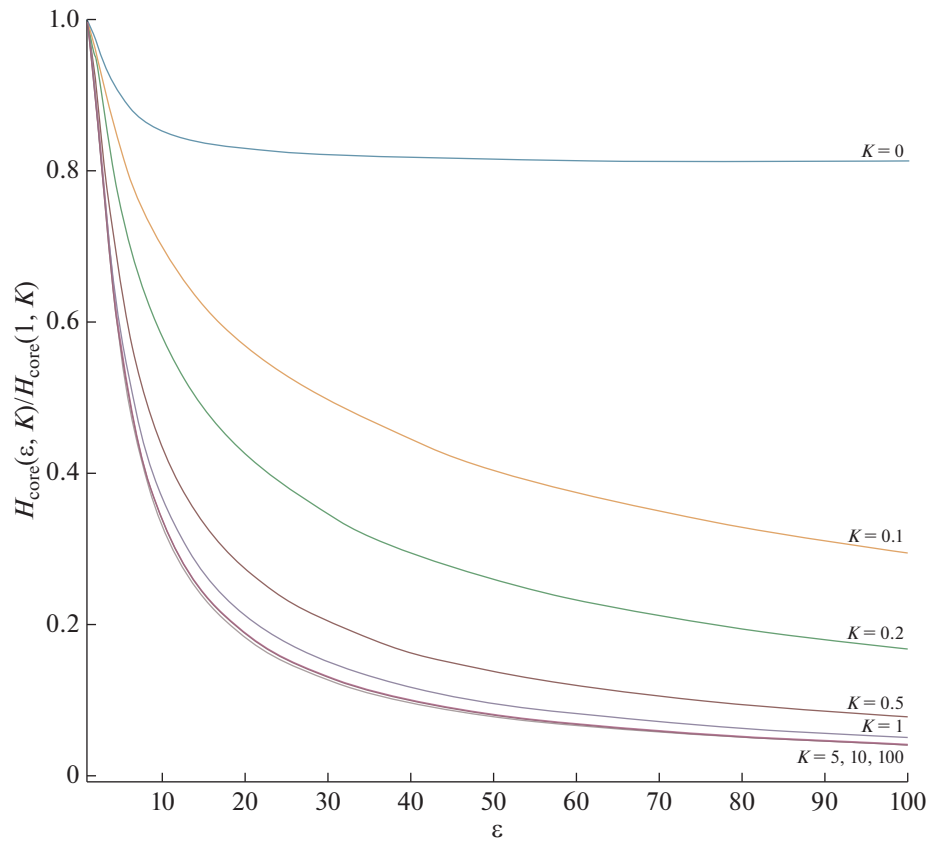


Рис. 4. Относительное уменьшение механической энергии вихревого ядра при вытягивании вихря для разных значений параметра K .

$$\begin{aligned}
 & \frac{H_{\text{core}}^k(\varepsilon, K)}{H_{\text{core}}(\varepsilon, K)} = \\
 & \frac{\varepsilon \left(\int_0^\infty \frac{d\mu}{\sqrt{(\varepsilon + \mu)^3 \left(\frac{1}{\varepsilon} + \mu \right) (K^2 + \mu)}} \right)^2 + \frac{1}{\varepsilon} \left(\int_0^\infty \frac{d\mu}{\sqrt{(\varepsilon + \mu) \left(\frac{1}{\varepsilon} + \mu \right)^3 (K^2 + \mu)}} \right)^2}{\varepsilon \left(\int_0^\infty \frac{d\mu}{\sqrt{(\varepsilon + \mu)^3 \left(\frac{1}{\varepsilon} + \mu \right) (K^2 + \mu)}} \right)^2 + \frac{1}{\varepsilon} \left(\int_0^\infty \frac{d\mu}{\sqrt{(\varepsilon + \mu) \left(\frac{1}{\varepsilon} + \mu \right)^3 (K^2 + \mu)}} \right)^2 + K^2 \left(\int_0^\infty \frac{d\mu}{\sqrt{(\varepsilon + \mu) \left(\frac{1}{\varepsilon} + \mu \right) (K^2 + \mu)^3}} \right)^2}. \quad (30)
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 & \frac{H_{\text{core}}^p(\varepsilon, K)}{H_{\text{core}}(\varepsilon, K)} = \\
 & \frac{K^2 \left(\int_0^\infty \frac{d\mu}{\sqrt{(\varepsilon + \mu) \left(\frac{1}{\varepsilon} + \mu \right) (K^2 + \mu)^3}} \right)^2}{\varepsilon \left(\int_0^\infty \frac{d\mu}{\sqrt{(\varepsilon + \mu)^3 \left(\frac{1}{\varepsilon} + \mu \right) (K^2 + \mu)}} \right)^2 + \frac{1}{\varepsilon} \left(\int_0^\infty \frac{d\mu}{\sqrt{(\varepsilon + \mu) \left(\frac{1}{\varepsilon} + \mu \right)^3 (K^2 + \mu)}} \right)^2 + K^2 \left(\int_0^\infty \frac{d\mu}{\sqrt{(\varepsilon + \mu) \left(\frac{1}{\varepsilon} + \mu \right) (K^2 + \mu)^3}} \right)^2}. \quad (31)
 \end{aligned}$$

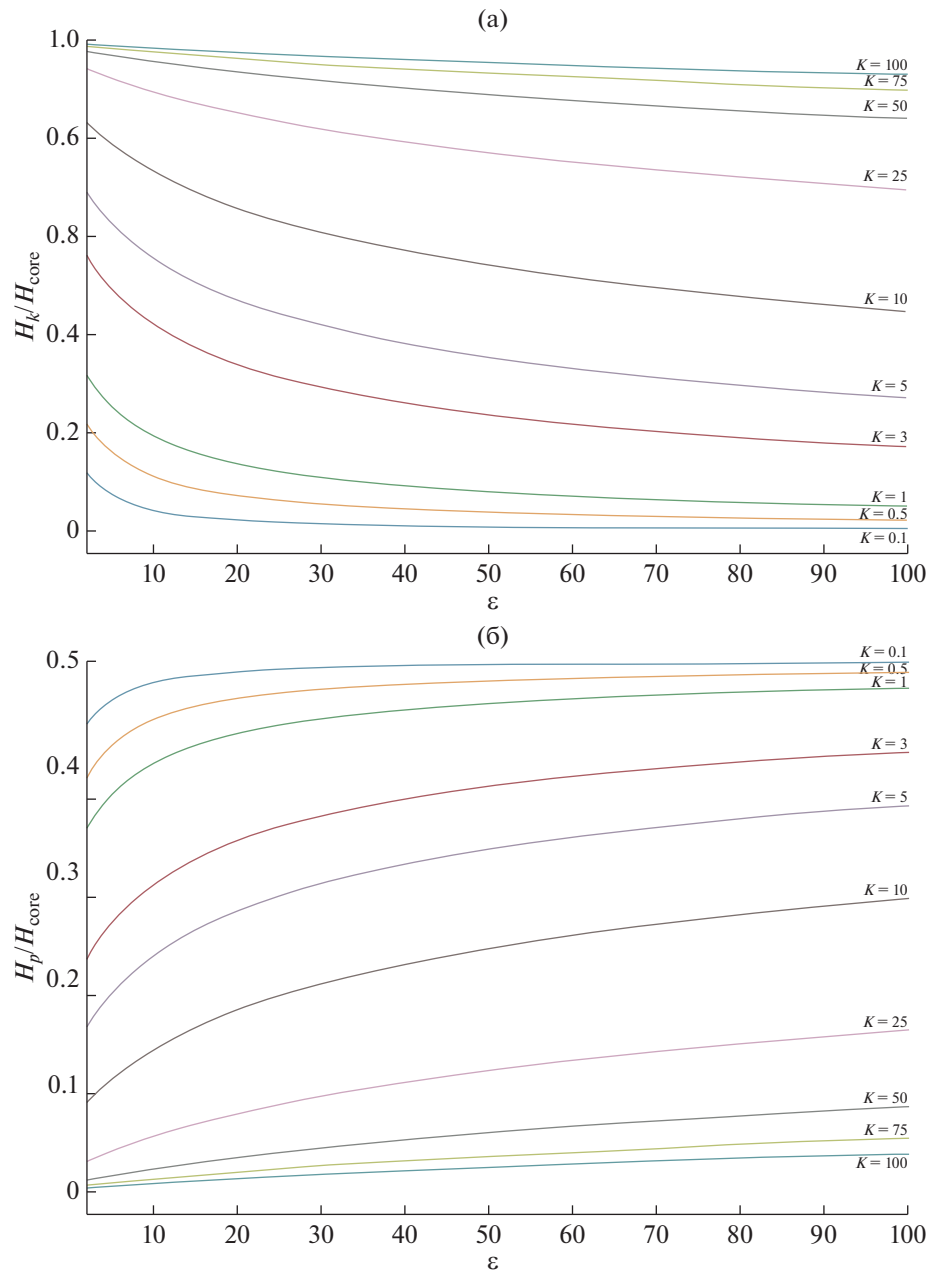


Рис. 5. Доля кинетической (а) и доступной потенциальной (б) энергии в общей механической энергии, приходящейся на объем вихревого ядра.

На рис. 5 показана доля кинетической и доступной потенциальной энергии в механической энергии ядра в зависимости от параметров ϵ и K .

Как следует из расчетов, энергия ядра вихря в основном сосредоточена в кинетической энергии. Причем, в толстых вихрях кинетическая энергия значительно превышает доступную потенциальную энергию. В тонких вихрях кинетическая энергия превышает половину общей энергии. При неограниченном вытягивании вихря до-

ли кинетической и доступной потенциальной энергий сближаются к $\frac{1}{2}$ с разных сторон.

Наконец, важным параметром энергетики вихря является доля энергии в вихревом ядре к общей механической энергии вихря $\frac{H_{\text{core}}(\epsilon, K)}{H(\epsilon, K)}$.

На рис. 6 изображена эта зависимость. Из расчетов следует, что основная часть механической энергии вихря сосредоточена вне ядра вихря. Это несколько неожиданный результат, физически

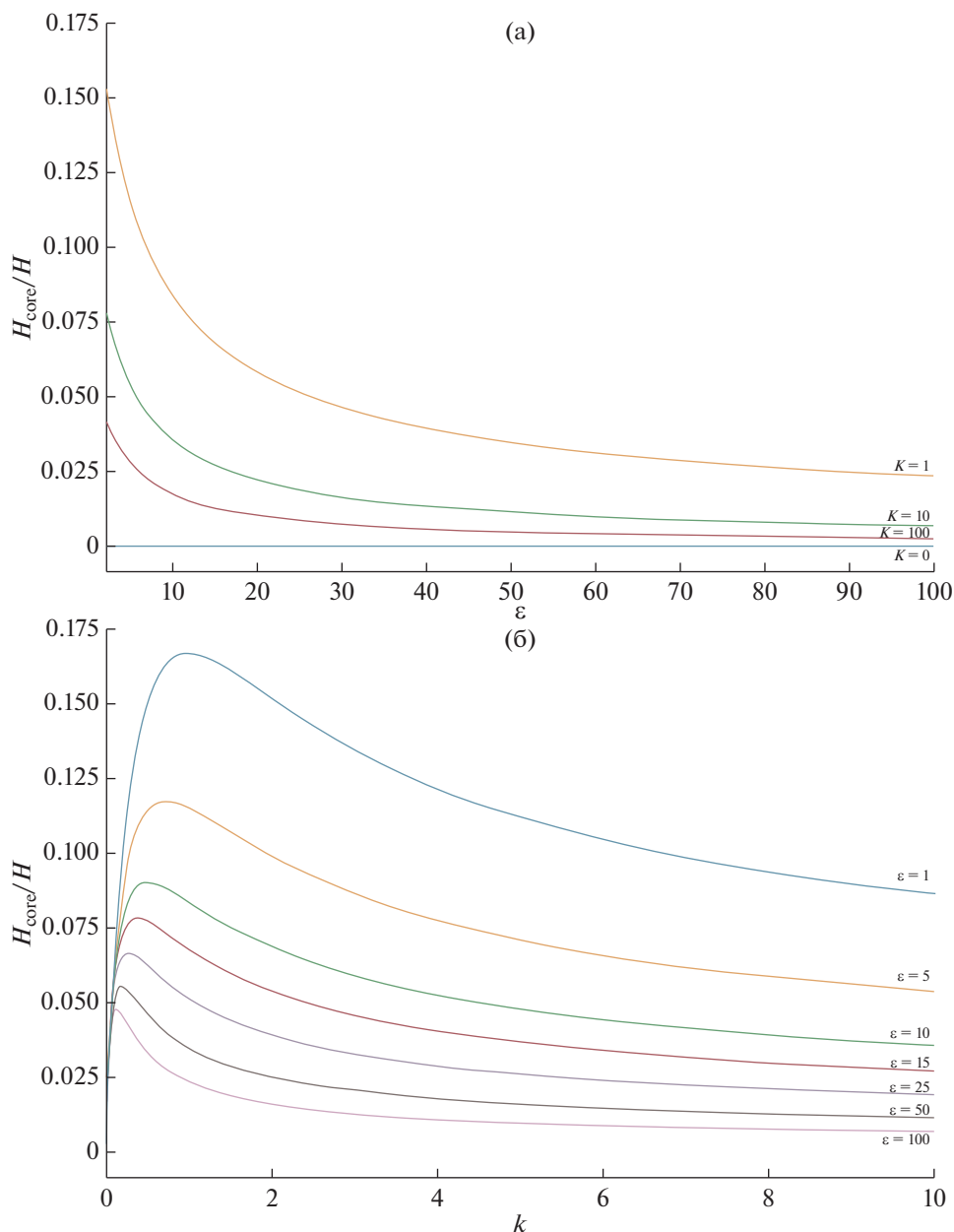


Рис. 6. Доля $\frac{H_{\text{core}}(\epsilon, K)}{H(\epsilon, K)}$ механической энергии $H_{\text{core}}(\epsilon, K)$, заключенной в ядре вихря, в общей механической энергии вихря $H(\epsilon, K)$ для широкого набора параметра вертикальной сплюснутости K в зависимости от вытянутости ядра ϵ (а) и для широкого набора параметра вытянутости ядра ϵ в зависимости от параметра вертикальной сплюснутости ядра K (б).

означающий, что ядро вихря, которое затягивает в циркуляционное движение фоновую жидкость вокруг себя и является первопричиной раскручивания большой массы воды вне ядра, сама обладает меньшей энергией, чем раскрученная им вода. Как оказалось, в лучшем случае ядро круглой в плане формы обладает примерно 0.17 долей от общей энергии вихря при параметре $K = 1$. Соотношение энергий уменьшается при вытягивании

вихря, а также при его утолщении или утончении. При вытягивании по горизонтали как плоского, так и 3D-вихря доля энергии вне ядра будет увеличиваться при общей энергетической деградации вихря в целом.

На рис. 6а изображен график зависимости $\frac{H_{\text{core}}(\epsilon, K)}{H(\epsilon, K)}$ от вертикального параметра K для различных горизонтальных параметров ϵ . Как ви-

дим, максимум отношения $\frac{H_{\text{core}}(\varepsilon, K)}{H(\varepsilon, K)}$, равный примерно 0.17, достигается при $K = 1$ для $\varepsilon = 1$. При вытягивании вихря по горизонтали доля энергии ядра в общей энергии вихря падает. То же самое отношение $\frac{H_{\text{core}}(\varepsilon, K)}{H(\varepsilon, K)}$ представлено на рис. 6б как функция от K для вихрей различной горизонтальной вытянутости. Из обоих рисунков ба и 6б следует вывод — доля механической энергии ядра мала по сравнению с общей энергией вихря и не превосходит числа 0.17. При вытягивании вихря в горизонтальной плоскости эта доля продолжает уменьшаться. Поведение расчетного отношения $\frac{H_{\text{core}}(\varepsilon, K)}{H(\varepsilon, K)}$ как функции от параметра K более сложное (рис. 6б). При фиксированном значении ε в графике $\frac{H_{\text{core}}(\varepsilon, K)}{H(\varepsilon, K)}$ от K имеется максимум, относящийся к малым значениям $K \leq 1$ и сдвигающийся с ростом ε в сторону еще более малых K . Само же максимальное значение $\frac{H_{\text{core}}(\varepsilon, K)}{H(\varepsilon, K)}$ с ростом ε также падает.

Таким образом, основная энергия вихря сосредоточена вне вихревого ядра. Это свойство несколько неожиданное и, возможно, связано с тем, что в применяемой модели f -плоскости сказалось степенное затухание скорости с расстоянием как R^{-2} . В вихревых задачах на β -плоскости следует ожидать экспоненциального затухания возмущений с расстоянием [8], что приводит к большей локализации возмущений в пространстве и как следствие — к уменьшению доли энергии вне вихревого ядра. Пока полной ясности в этом вопросе нет. Согласно нашей модели, если в природе вихрь “накачивается” энергией, то это увеличение в основном коснется внешней к ядру области — захваченной во вращение фоновой жидкости.

6. Эволюция числа Россби

Как уже отмечалось раньше, с удлинением вихря медленно увеличивается относительная завихренность ядра вихря, что сопровождается ростом числа Россби. Мы полагаем, что на начальном этапе, например, для круглого в плане вихря, число Россби мало. Затем с удлинением ядра число Россби растёт до предельного расчетного значения $Ro = \frac{|\sigma|}{f}$. Если при этом выполняется условие $\frac{|\sigma|}{f} \ll 1$, то вихрь останется квазигеострофическим на всех этапах растяжения. Если же

указанное неравенство окажется несправедливым и $\frac{|\sigma|}{f} \geq 1$, то удлиняющийся вихрь останется квазигеострофическим на конечном интервале параметра ε : $1 \leq \varepsilon < \tilde{\varepsilon}$, вне которого число Россби станет достаточно большим, а сам вихрь трансформируется в агеострофическое образование. Следует отметить (см. рис. 7), что при удлинении наиболее интенсивный рост числа Россби должен наблюдаться для тонких вихрей, поэтому наиболее интенсивные из них с $\frac{|\sigma|}{f} \geq 1$ при удлинении первыми потеряют геострофичность. Слабые тонкие вихри останутся квазигеострофическими всегда. Что касается толстых вихрей, то для них число Россби практически не растёт и они, будучи квазигеострофическими вначале, останутся квазигеострофическими при вытягивании в нить. Незначительное вытягивание в 2–3 раза толстых вихрей практически не меняет значений чисел Россби. Эти свойства следуют из рис. 7.

Фактически на рис. 7 $\frac{Ro(\varepsilon, K)}{Ro(1, K)}$ — коэффициент усиления числа Россби при горизонтальном вытягивании ядра вихря из круглого в плане вихря. При сильном вытягивании $\varepsilon \rightarrow \infty$ относительное значение $\frac{Ro(\varepsilon, K)}{Ro(1, K)}$ выходит на асимптоту. Наиболее интенсивно число Россби растёт при горизонтальном вытягивании тонких вихрей на начальном этапе удлинения.

Варьируя параметр ε , можно получить оценку значения $\tilde{\varepsilon}$ для вихря заданной толщины, задавая предельно допустимое значение числа Россби, например, $Ro(\tilde{\varepsilon}, K) = 0.3$ и воспользовавшись соотношением (11). Другой способ найти $\tilde{\varepsilon}$ состоит в использовании коэффициента усиления числа Россби по графикам рис. 7. Для этого нужно знать начальное число Россби для симметричного ядра $Ro(1, K)$. Затем рассчитать коэффициент усиления числа Россби $k = \frac{0.3}{Ro(1, K)}$. На рис. 7 выбрать график, соответствующий нужному значению K , и по вычисленному коэффициенту усиления k на оси абсцисс выбрать нужное значение $\tilde{\varepsilon}$.

Аналитическое исследование агеострофических вихрей с числом Россби $Ro > 1$ затруднительно ввиду того, что пока не найдены возможности физико-математического упрощения задачи, что приводит к необходимости применения численного моделирования. Изучение же таких вихрей в натуре и численных экспериментах ведётся довольно интенсивно [7, 9–15, 19, 20, 24, 25, 29]. Список работ — далеко не полный.

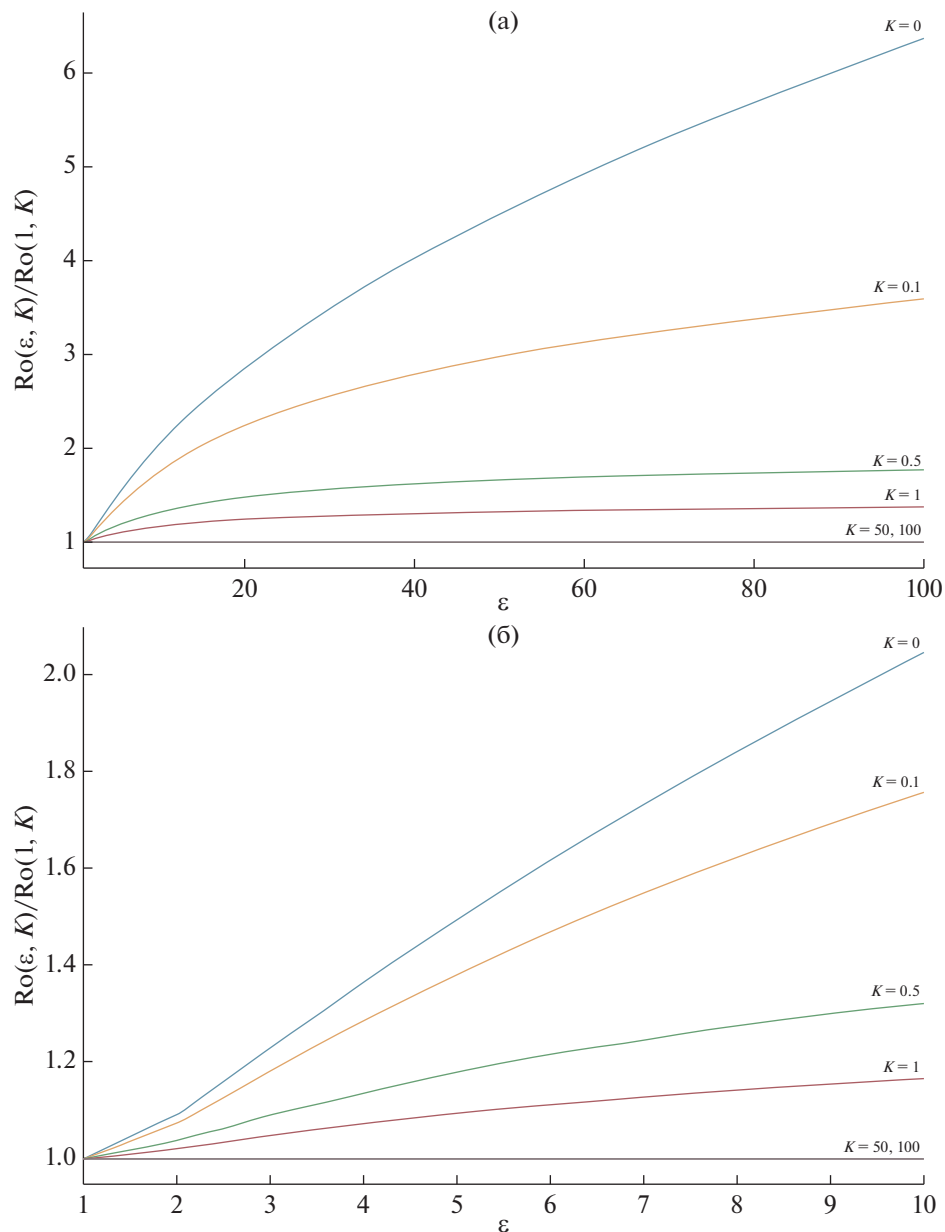


Рис. 7. (а) – расчетные значения относительного числа Россби $\frac{Ro(\epsilon, K)}{Ro(1, K)}$ в широком диапазоне параметра горизонтального удлинения ϵ ; $Ro(1, K)$ – начальное значение числа Россби для круглого в плане вихря той же толщины; (б) демонстрируется тот же эффект, но для более узкого диапазона значений $1 < \epsilon < 10$, в котором относительное число Россби $\frac{Ro(\epsilon, K)}{Ro(1, K)}$ меняется наиболее интенсивно.

7. Потенциальная завихренность Эртеля

Наряду с потенциальной завихренностью Россби σ , рассмотрим потенциальную завихренность PV Эртеля [16–18]. Следует сразу отметить, что подход Россби справедлив для малых чисел Россби $Ro \ll 1$, в то время как для PV это ограничение отсутствует. Поэтому потенциальная за-

вихренность Эртеля PV имеет бóльшую применимость и в нашем случае ее одинаково можно использовать как для геострофических (мезомасштабных), так и для агеострофических (субмезомасштабных) процессов. Поскольку PV является лагранжевым инвариантом, то ее значение сохраняется для *частиц* как в состоянии геосторфического баланса, так и в агеосторфической фазе

эволюции. В работе [3] было предложено упрощенное выражение для PV , проверенное для вихрей Лофотенской котловины:

$$PV = \frac{(f + \text{rot}_z \bar{u})}{g} N^2. \quad (32)$$

Пусть на начальной стадии эволюции вихрь представлял собой геострофическое образование, подчиняющееся уравнению (4) со всеми вытекающими свойствами. Тогда в ядре вихря эллипсоидальной формы по соотношению геометрических параметров (ε, K) можно восстановить начальное значение $(\text{rot}_z \bar{u})_0$ и частоту Вайселя-Брента N^2 , которые являются однородными для всех внутренних жидких частиц ядра. Эти соотношения вычисляются по формулам (11), (13), (14) и (15). Конечно, нужно знать следующие характеристики вихря: потенциальную завихренность ядра по Россби σ и начальные значения геометрических параметров ε и K . В результате получим свойство — однородность значений PV для всех внутренних жидких частиц вихревого ядра. Другими словами, мы опять получили равновихренное ядро, но уже в терминах Эртеля. Следует сразу отметить, что использование характеристик потенциальной завихренности Россби в (4) и (6) приводит к огрублению самого выражения потенциальной завихренности по Эртелю (32) и, в конечном итоге, с такой же степенью точности, из сохранения PV следует сохранение σ . Подход к изучению вихря с помощью потенциальной завихренности PV более универсален, т.к. сохранение PV (32) гарантировано не только для малых значений числа Россби, но и останется в силе при произвольных Ro . Таким образом, вычислив PV на начальном этапе, когда еще был справедлив квазигеострофический подход, мы можем пользоваться этим значением PV на этапе агеострофичности вихря, когда геострофический баланс перестанет выполняться.

Рассмотрим связь потенциальных завихренностей σ и PV в подходах Россби и Эртеля соответственно. Пусть для вихревого ядра известна величина σ . Для сильно вытянутого по горизонтали вихря частота Вайселя-Брента в ядре не отличается от ее фоновое значения N_0 , а относительная завихренность ядра совпадает с σ . Поэтому для такого вихря справедливо соотношение

$$PV = \frac{(f + \sigma)}{g} N_0^2. \quad (33)$$

Поскольку PV сохраняется, то величина PV до удлинения вихря была той же. Соотношение (33) связывает потенциальные завихренности в под-

ходах Россби σ и Эртеля PV . Отсюда следует справедливость соотношения (34)

$$\frac{(f + \text{rot}_z \bar{u})}{g} N^2 = \frac{(f + \sigma)}{g} N_0^2 \quad (34)$$

при условии малости числа Россби на всех стадиях эволюции вихря. Заведомо соотношение (34) все-

гда останется справедливым при условии $\left| \frac{\sigma}{f} \right| \ll 1$.

Для перехода от потенциальной завихренности Эртеля к потенциальной завихренности Россби можно действовать и другим способом. Пусть PV частицы вихревого ядра известна. Для эллипсоидальных вихрей и ротор скорости, и частота Вайселя-Брента линейно зависят от σ и сложным образом зависят от параметров ε, K (см. соотношения (13)–(15)):

$$\text{rot}_z \bar{u} = \sigma \left[1 - \frac{1}{2} K \int_0^\infty \frac{d\tilde{\mu}}{(\tilde{\mu}^2 + v\tilde{\mu} + 1)^{1/2} (K^2 + \tilde{\mu})^{3/2}} \right], \quad (35)$$

$$N^2 = N_0^2 \left(1 + \frac{\sigma}{2f} K \int_0^\infty \frac{d\tilde{\mu}}{(\tilde{\mu}^2 + v\tilde{\mu} + 1)^{1/2} (K^2 + \tilde{\mu})^{3/2}} \right). \quad (36)$$

Если считать, что ε, K могут быть также изменены экспериментально, то соотношение (32) превращается в легко решаемое квадратное уравнение относительно σ . При таком подходе нужно следить за числом Россби Ro , поскольку подход Россби справедлив только для малых значений Ro , а само выражение для σ имеет погрешность порядка числа Россби.

Проблема перехода вихря в агеострофическое состояние не может быть решена до конца в рамках (32), поскольку на одно выражение для PV приходится два неизвестных параметра вихревого ядра — относительная завихренность и частота Вайселя-Брента. Тем не менее, соотношение может быть использовано, например, если какая-либо из характеристик измерена в натуре или оценена каким-либо независимым способом.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ

Мы выяснили, что при вытягивании вихрей их собственная энергия падает. Вихри вытягиваются неоднородным течением, которое при этом совершает работу над вихрем. Эта работа тратится на уменьшение энергии вихрей.

Если мы рассмотрим ансамбль вихрей разных знаков, размеров и интенсивностей на фоне неоднородного баротропного течения, то поведение такого ансамбля будет качественно следующим. В первое время близко расположенные одноименные вихри сольются и образуют более крупные вихри того же знака. Разноименные близко расположенные вихри образуют диполь-

ные пары. Если интегральная потенциальная завихренность таких пар окажется равной нулю, то пары покинут территорию ансамбля. Если интегральные завихренности пар не будут скомпенсированы, то центр масс таких пар будет двигаться по большой окружности, периодически уходя и возвращаясь в зону ансамбля. Остальные вихри будут взаимодействовать между собой более или менее активно. Более активное взаимодействие сведется к вытягиванию слабых вихрей сильными. Все это будет сопровождаться вытягивающим воздействием течения на каждый вихрь и ансамбль в целом. В результате после начального периода слияния близких одноименных вихрей естественно ожидать следующую картину. Часть достаточно сильных вихрей выживет в течении и будет эволюционировать без значительного вытягивания, т.е. останутся локализованными образованиями. Их эволюция в основном сведется к перемещению вихрей течением и к взаимодействию вихрей между собой. Остальные относительно слабые вихри или не слабые, первоначально достаточно вытянутые, будут продолжать вытягиваться течением или другими вихрями. Собственная энергия выживших вихрей в среднем меняться не будет, а энергия вытягивающихся вихрей будет уменьшаться. Суммарно энергия ансамбля будет уменьшаться за счет уменьшения энергии вытягивающихся вихрей. Если подойти к этой задаче с позиций теории турбулентности, где вихри будут играть роль элементов турбулентности, то в такой системе суммарная энергия турбулентности со временем будет теряться. Эти потери будут возвращаться в среднее течение, поскольку в нашей умозрительной модели есть только течение и турбулентность и больше ничего. Такое физическое поведение ансамбля первоначально мезомасштабных вихрей на фоне течения приводит к свойству обратного энергетического каскада, т.е. перераспределению энергии с малых масштабов на большие. Первоначально это явление называлось явление отрицательной вязкости.

Общая картина эволюции ансамбля квазигеострофических вихрей на фоне крупномасштабного течения — следующая. Течение в результате в основном бароклинной неустойчивости само порождает мезомасштабные вихри, часть вихрей выживает в течении, часть вытягивается течением и трансформируется в субмезомасштабные вихревые образования (вихревые нити, филаменты). Вытягивающиеся элементы теряют энергию. За счет потери энергии вытягивающихся вихрей и возвращения энергии назад в течение возникает явление обратного энергетического каскада или, по более старой терминологии, явление отрицательной вязкости.

Интересно отметить, что после вытягивания в 10–100 раз энергия новых образований, рожденных из тонких вихрей, не исчезла, а уменьшилась

на 20–60%, и перешла на другие, более мелкие масштабы — на субмезомасштаб. Т.е. указанный нами эффект приводит к перераспределению энергии с мезомасштабов на субмезомасштаб. По сравнению с классической теорией турбулентности, энергия с масштаба на масштаб передается с потерями. Слово “потери” в данном случае означает, что частично энергия возвращается в крупномасштабные течения, остальная часть энергии перераспределяется на субмезомасштаб. Еще следует обратить внимание на то, что появилось выделенное направление вытягивания вихрей, по-видимому, означающее, что нарушилась изотропность пространства. Гипотеза локальной изотропности турбулентности тоже, возможно, нарушается. Отсюда возникает возможность нарушения пространственного спектра $-5/3$ на пятнах Мирового океана, где эволюция вихревых образований допускает неограниченное вытягивание вихрей. На больших же размерах, где интегрально теряется выделенность направлений, закон $-5/3$ должен работать.

Как уже отмечалось, неограниченное вытягивание вихрей происходит не во всяких неоднородных течениях, а только в течениях с ярко выраженными деформационными свойствами, необходимым условием которых является неравенство на коэффициенты e и γ фонового течения: $|e| \geq |\gamma|$. В случае невыполнения указанного неравенства вытягивание вихрей в нить запрещено. Выполнение указанного неравенства для неограниченного вытягивания вихрей потребует дополнительных условий на интенсивность вихрей, их начальную вытянутость и угол ориентации. В любом случае для ансамбля вихрей с фоновым течением, где выполняется неравенство $|e| \geq |\gamma|$, следует ожидать, что по крайней мере часть вихрей будет подвержена неограниченному вытягиванию, и тогда все указанные выше свойства, в том числе и явление отрицательной вязкости, будут иметь место. Таким образом, все выводы, привязанные к неограниченному вытягиванию вихрей и указанные в работе, справедливы лишь в районах Мирового океана, где выполняется неравенство $|e| \geq |\gamma|$. Устойчивость положения, изменчивость и само распределение таких пятен в Мировом океане не изучено. Однако, если рассматривать районы с большим количеством пятен со свойством $|e| \geq |\gamma|$, например, отдельные океаны или весь Мировой океан в целом, то следует ожидать, что выделенные направления в пятнах окажутся случайно разбросаны и в среднем идея выделенности какого-то направления на больших территориях окажется несостоятельной. Все это говорит о том, что в каких-то случаях следует ожидать отклонений от закона $-5/3$. В монографии Г.С. Галицына [1] приводятся многие физические процессы природы, где закон $-5/3$

справедлив. Относительно океана автор отмечает, что указанный закон справедлив на одних горизонтальных размерах и нарушается на других. Возможная причина этого нарушения — потеря изотропности, связанная с выделенным направлением вытягивания вихрей. Автор [1] указывает горизонтальный размер 200 км, на котором нарушается закон $-5/3$. Возможно, это и есть характерный размер зон с условием $|e| \geq |\gamma|$. Здесь пока много неопределенности. Однако мы надеемся, что в нашей работе мы предложили возможную причину нарушения закона $-5/3$.

ВЫВОДЫ

По мере вытягивания ядра вихря баротропным потоком геометрические параметры вихря меняются следующим образом. Вертикальный размер вихря сохраняется. Одна горизонтальная ось a неограниченно увеличивается, а вторая b уменьшается до нуля, с сохранением произведения ab . В результате ядро становится похожим на длинную “ленту”, вытянутую по горизонтали с конечным размером по вертикали, равным исходному вертикальному размеру ядра вихря. Сверху такая “лента” похожа на вихревую нить или филамент.

В сильно вытянутом ядре ротор скорости (относительная завихренность) принимает экстремальное значение, совпадающее с потенциальной завихренностью частиц ядра по Россби. В результате вытягивания вихрей поле относительной завихренности становится более контрастным, что дает возможность изучать поведение вихревых нитей в поле ротора скорости.

В вихревом ядре максимальная скорость наблюдается на периферии главного горизонтального сечения вихря. По мере вытягивания эта скорость уменьшается до нуля. В этом смысле сильно вытянутый вихрь теряет вихревые свойства и переносится внешним течением практически как пассивная примесь.

Вытягивание вихрей приводит к перераспределению энергии с мезомасштаба на субмезомасштаб с потерей энергии. Теряющаяся часть энергии возвращается в течение, что служит причиной возникновения явления обратного энергетического каскада или, по старой терминологии, — явления отрицательной вязкости. Это свойство сильнее проявляется при деформации тонких вихревых образований. Толстые вихри при вытягивании теряют энергию слабо. Сейчас нет полной ясности относительно размеров и формы указанных пятен, а также их в распределении в Мировом океане. Вытягивание вихрей течениями может служить причиной отклонения от закона $-5/3$ в пространственном энергетическом спектре.

Источник финансирования. Работа поддержана грантом РНФ 22-17-00264 и частично в рамках госзадания № 0128-2021-0002.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Голицын Г.С. Вероятностные структуры макромира: землетрясения, ураганы, наводнения. М.: Физматлит, 2021. 176 с.
2. Жмур В.В. Мезомасштабные вихри океана. М.: ГЕОС, 2011. 384 с.
3. Жмур В.В., Новоселова Е.В., Белоненко Т.В. Потенциальная завихренность в океане: подходы Эртеля и Россби с оценками для Лофотенского вихря // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2021. Т. 57. № 6. С. 721–732.
4. Жмур В.В., Панкратов К.К. Динамика эллипсоидального приповерхностного вихря в неоднородном потоке // Океанология. 1989. Т. 29. № 2. С. 205–211.
5. Жмур В.В., Панкратов К.К. Дальнее взаимодействие ансамбля квазигеострофических эллипсоидальных вихрей. Гамильтонова формулировка // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1990. Т. 26. № 9. С. 972–981.
6. Жмур В.В., Щепеткин А.Ф. Эволюция эллипсоидального вихря в стратифицированном океане в приближении f-плоскости // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1991. Т. 27. № 5. С. 492–503.
7. Зацепин А.Г., Баранов В.И., Кондрашов А.А. и др. Субмезомасштабные вихри на кавказском шельфе Черного моря и порождающие их механизмы // Океанология. 2011. Т. 51. № 4. С. 592–605.
8. Ларичев В.Д., Резник Г.М. Сильнонелинейный двумерный солитон волн Россби // Океанология. 1976. Т. 16. № 6. С. 961–967.
9. Bower A.S., Hendry R.M., Amrhein D.E., Lilly J.M. Direct observations of formation and propagation of subpolar eddies into the Subtropical North Atlantic // Deep-Sea Research II. 2013. V. 85. P. 15–41. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2012.07.029>
10. Brannigan L. Intense submesoscale upwelling in anticyclonic eddies // Geophys. Res. Lett. 2016. V. 43. № 7. P. 3360–3369. <https://doi.org/10.1002/2016GLO67926>
11. Brannigan L., Marshall D.P., Naveira-Garabato A. et al. Submesoscale instabilities in mesoscale eddies // Journal of Physical Oceanography. 2017. V. 47. № 12. P. 3061–3085. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-16-0178.1>
12. Capet X., McWilliams J.C., Molemaker M.J., Shchepetkin A.F. Mesoscale to submesoscale. Transition in the California current system. Part I: flow structure, eddy flux, and observational tests // Journal of Physical Oceanography. 2008. V. 38. № 1. P. 29–43. <https://doi.org/10.1175/2007JPO3671.1>
13. Capet X., McWilliams J.C., Molemaker M.J., Shchepetkin A.F. Mesoscale to submesoscale transition in the California current system. Part II: frontal processes // Journal of Physical Oceanography. 2008. V. 38. № 1.

- P. 44–46.
<https://doi.org/10.1175/2007JPO3672.1>
14. *Capet X., McWilliams J.C., Molemaker M.J., Shchepetkin A.F.* Mesoscale to submesoscale transition in the California current system. Part III: energy and balance flux // *Journal of Physical Oceanography*. 2008. V. 38. № 10. P. 2256–2269.
<https://doi.org/10.1175/2008JPO3810.1>
 15. *de Marez C., Carton X., Corréard S. et al.* Observations of a deep submesoscale cyclonic vortex in the Arabian Sea // *Geophys. Res. Lett.* 2020. V. 47. № 13, e2020GL087881 (10 p.).
<https://doi.org/10.1029/2020GL087881>
 16. *Ertel H.* Ein neuer hydrodynamischer Erhaltungssatz. *Die Naturwissenschaften*. 1942. V. 36. P. 543–544.
 17. *Ertel H.* Über hydrodynamischer Wirbelsätze. *Physikalische Zeitschrift Leipzig*. 1942. V. 43. P. 526–529.
 18. *Ertel H.* Ein neuer hydrodynamischer Wirbelsatz. *Metorologische Zeitschrift*. 1942. V. 59. P. 277–281.
 19. *Gula J., Blacic T.M., Todd R.E.* Submesoscale coherent vortices in the Gulf Stream // *Geophys. Res. Lett.* 2019. V. 46. № 5. P. 2704–2714.
<https://doi.org/10.1029/2019GL081919>
 20. *Klein P., Lapeyre G.* The oceanic vertical pump induced by mesoscale and submesoscale turbulence // *Annu. Rev. Mar. Sci.* 2009. V. 1. № 1. P. 351–357.
<https://doi.org/10.1146/annurev.marine.010908.163704>
 21. *Koshel K.V., Ryzhov E.A., Zhmur V.V.* Ellipsoidal vortex in a nonuniform flow: dynamics and chaotic advections // *J. Mar. Res.* 2011. V. 69. № 2–3. P. 435–461.
 22. *Koshel K.V., Ryzhov E.A., Zhmur V.V.* Diffusion – effected passive scalar transport in an ellipsoidal vortex in a shear flow // *Nonlinear Processes in Geophysics*. 2013. V. 20. P. 437–444.
<https://doi.org/10.5194/npg-20-437-2013>
 23. *Koshel K.V., Ryzhov E.A., Zhmur V.V.* Effect of the vertical component of diffusion on passive scalar transport in an isolated vortex model // *Phys. Rev.* 2015. V. 92. № 5. 053021.
<https://doi.org/10.1103/PhysRevE.92.053021>
 24. *Mahadevan A., Tandon A.* An analysis of mechanisms for submesoscale vertical motion at fronts // *Ocean Modelling*. 2006. V. 14. № 3. P. 241–256.
<https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2006.05.006>
 25. *McKiver W.J.* Balanced ellipsoidal vortex at finite Rossby number // *Geophysical and Astrophysical Fluid Dynamics*. 2020. V. 114. № 4–5. P. 1–26.
<https://doi.org/10.1080/03091929.2020.1755671>
 26. *Meacham S.P.* Quasigeostrophic, ellipsoidal vortices in a stratified fluid // *Dynamics of Atmospheres and Oceans*. 1992. V. 16. № 3–4, P. 189–223.
 27. *Meacham S.P., Pankratov K.K., Shchepetkin A.F., Zhmur V.V.* The interaction of ellipsoidal vortices with background shear flows in a stratified fluid // *Dynamics of Atmospheres and Oceans*. 1994. V. 21. № 2–3. P. 167–212.
[https://doi.org/10.1016/0377-0265\(94\)90008-6](https://doi.org/10.1016/0377-0265(94)90008-6)
 28. *Pankratov K.K., Zhmur V.V.* A dynamics of desingularized quasigeostrophic vortices // *Phys. Fluids A*. 1991. V. 3. P. 1464.
 29. *Roullet G., Klein P.* Cyclone–anticyclone asymmetry in geophysical turbulence // *Phys. Rev.* 2010. V. 104. № 21. 218501.
<https://doi.org/10.1103/PhysRevLett.104.218501>
 30. *Zhmur V.V., Novoselova E.V., Belonenko T.V.* Peculiarities of Formation the of Density Field in Mesoscale Eddies of the Lofoten Basin: Part 1 // *Oceanology*. 2021. V. 61. № 6. P. 830–838.

Redistribution of Energy during Horizontal Stretching of Ocean Vortices by Barotropic Currents

V. V. Zhmur^{a, *}, D. A. Harutyunyan^b

^a*P.P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^b*Moscow Institute of Physics and Technology (State University), Moscow, Russia*

^{*}*e-mail: zhmur-vladimir@mail.ru*

The paper proposes a study of the transformation of the physical properties of mesoscale vortices during their strong elongation by horizontal barotropic currents. It is shown that when the core is pulled out, the kinetic and available potential energies of the vortex individually, as well as their sum (the total mechanical energy of the vortex) decreases, and the vortex itself degrades in all physical parameters. The decrease in the energy of the ensemble of vortices when they are pulled out by the background flow is interpreted as a manifestation of the reverse energy cascade property or, in older terminology, the phenomenon of negative viscosity.

Keywords: geostrophy, ageostrophy, quasi-geostrophic approximation, mesoscale and submesoscale vortex formations (vortex filaments, filaments), vortex core, core energy, available potential energy, Rossby number, inverse energy cascade

УДК 551.465.4

О ВОЗМОЖНОЙ ФРОНТОГЕНЕТИЧЕСКОЙ РОЛИ КОНВЕКЦИИ ТИПА СОЛЕВЫХ ПАЛЬЦЕВ В ОКЕАНЕ

© 2023 г. А. И. Перескоков*

*Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации –
Мировой центр данных, Обнинск, 249035 Россия*

**e-mail: peres@meteo.ru*

Поступила в редакцию 18.04.2022 г.

После доработки 25.05.2022 г.

Принята к публикации 13.07.2022 г.

Фундаментальной проблемой фронтологических исследований в океане является поиск механизмов, играющих существенную роль в генерации фронтов (фронтогенезе) планетарного масштаба и их поддержании. Для исследования этой проблемы применительно к северной части Атлантического океана впервые сопоставлены климатические поля горизонтальных градиентов температуры и солености в промежуточной толще вод с полем плотностного соотношения, характеризующим пространственную неоднородность вертикального тепло- и массопереноса вследствие процессов двойной диффузии тепла и соли. Сопоставление свидетельствует о наличии более или менее резких термохалинных фронтальных зон по всей периферии двух обширных областей в субтропической и тропической зонах с благоприятными условиями для работы конвекции в режиме солевых пальцев. Этот факт служит сильным доводом в пользу того, что эта не учитываемая ранее мелкомасштабная (испытывающая на себе воздействие молекулярных процессов) конвекция может непосредственно являться первопричиной крупномасштабного фронтогенеза в толще вод океана.

Ключевые слова: океанический фронтогенез, горизонтальные градиенты, главный термоклин, диапикнический перенос, двойная диффузия, солевые пальцы, плотностное соотношение, Северная Атлантика

DOI: 10.31857/S0030157423010148, **EDN:** AGCNNB

ВВЕДЕНИЕ

Общеизвестно, что квазистационарные крупномасштабные фронтальные зоны климатического происхождения, или главные фронтальные зоны (шириной порядка 50–100 км и более, а также с планетарной протяженностью), и сопряженные с ними мощные струйные течения, интенсифицирующиеся у западных берегов океана и проникающие на очень большую глубину, типа Гольфстрима, Курошио и др., представляют собой почти во всех отношениях наиболее сложные и активные элементы структуры и динамики вод Мирового океана. Именно к ним приурочен целый комплекс уникальных вихревых явлений: непрерывно перемещающиеся в пространстве крупные волнообразные искривления (“меандры”), системы поразительно “долгоживущих” отделившихся “теплых” антициклонических и “холодных” циклонических вихрей (“рингов”, или “колец”) синоптического масштаба, “вихри закручивания” меньших масштабов, генерируемых гидродинамической неустойчивостью среднего течения. Фронтальная нестабильность приводит и к возникновению быстропротекающих интрук-

ционных процессов, сопровождающихся тонкоструктурным расслоением температурных и соленостных ($T-S$) характеристик вод: формирование языков, отрыв их от фронта, растекание и образование изолированных гидростатически устойчивых линз. На поверхности океана участки с самыми большими пространственными перепадами значений гидрофизических параметров – фронтальные разделы (или фронты внутри фронтальной зоны) – проявляются в широко известных видимых явлениях (линии сулоя, полосы толчеи, слики, пятна ряби, цветовые и яркостные контрасты, скопления мелкого мусора, пены и плейсто-на) и шумовых эффектах. Крупномасштабные фронты изменяют структуру поля скорости звука, тем самым усложняя картину распространения акустических сигналов в толще океанических вод. Установлен феномен высокой биологической продуктивности областей с резкими фронтальными границами, где с обеих сторон фронта взаимодействуют сообщества разных трофических уровней. И последнее, но не последнее по значимости: исследование взаимосвязи между изменчивостью основных характеристик фрон-

тальных зон и мезомасштабной циркуляцией в атмосфере (см., например, [18, 19]) является особенно важным при построении физических моделей взаимодействия океана и атмосферы в целях прогнозирования процессов синоптического масштаба. Поэтому не удивителен подлинный “взрыв” интереса к этим элементам общей циркуляции вод океана¹. Результаты исследований структуры океанических фронтов и их динамики систематизированы в ряде работ, из которых в первую очередь следует указать фундаментальные (но очень разные) монографии К.Н. Федорова [23] и В.М. Грузинова [6], где можно найти и описание широкого круга проблем, связанных с научными и практическими аспектами фронтологических исследований. Недавно опубликованная работа Д. Маквилльямса [35] включает обзор подходов к теоретическому исследованию и моделированию нескольких хорошо известных процессов фронтогенеза. Однако работы самого последнего периода, явно указывающие на влияние мелко-масштабных процессов на океанические процессы несравненно более крупных масштабов, еще не нашли в этой работе своего отражения.

Очевидно, что практические интересы океанологии и смежных областей знания делают актуальной и важной задачу разработки реалистических “фронторазрешающих” численных моделей крупномасштабной циркуляции вод. В связи с этим возникает принципиальный вопрос: какие механизмы возбуждают этот фронтогенез и поддерживают квазистационарное состояние фронтальных разделов? Однако, несмотря на то, что современный арсенал знаний, полученный благодаря “...широко развернутому научному наступлению на проблемы океанического фронтогенеза...” [23, с. 11], представляется довольно значительным, необходимой ясности не только в ключевом вопросе о конкретных механизмах, способствующих зарождению и поддержанию основных фронтальных зон океана планетарного масштаба, но даже в принципах их выделения (см., например, [9, 20]) нет и сейчас.

Возникновение этой проблемы было связано в первую очередь с неопределенностью в относительной значимости механизмов, вынуждающих диапикнический (квазивертикальный) перенос в гидростатически устойчивой толще океанического (главного) пикноклина, поскольку существующие системы наблюдений не допускают их однозначной интерпретации. Несомненно, что достижения последних лет в исследовании связи мелкомас-

штабных и крупномасштабных процессов в океане позволяют по-иному и, по-видимому, с большей физической логикой подойти к решению этой проблемы. Предлагаемая статья является логическим развитием предыдущей работы автора [15], посвященной формированию океанического термохалоклина, и представляет собой попытку воссоздать его комплексную трехмерную крупномасштабную структуру, связав вертикальные и горизонтальные границы, что позволяет, на наш взгляд, глубже проникнуть в суть проблемы, тем самым приблизив ее решение.

Квазистационарность планетарных фронтальных зон океана, постоянно испытывающих разрушающее влияние многочисленных и разнообразных проявлений локальной неустойчивости, свидетельствует, что обособление соприкасающихся вод может быть связано с неким фундаментальным и практически всегда существующим не только в непосредственной близости от фронтальных разделов, **но и вдалеке от них**, совершенно специфически океаническим механизмом диапикнического переноса в самой толще устойчиво стратифицированных вод. Из всех возможных претендентов на роль такого глубинного механизма структурообразования, инициирующего и поддерживающего необратимые (в отличие от кинематического эффекта в внутренних волн [22]) деформации гидрофизических полей океана и тем самым демпфирующего нарушения фронтальной динамики, по нашему мнению, главным является эффективный конвективный тепло- и массоперенос за счет дифференциально-диффузионной конвекции (двойной диффузии). Этот перенос, обусловленный существенными различиями в скоростях (~в 100 раз) молекулярной теплопроводности и диффузии соли в морской воде, естественно, должен поддерживаться динамикой поверхностного слоя.

Господствующее в физической океанологии представление о том, что интегральный диапикнический перенос тепла, солей, биогенных веществ, растворенных газов и т.д. в силу высокой гидростатической устойчивости пикноклина (и термоклина) не должен, казалось бы, играть существенной роли, в последние годы оказалось существенно исправленным [16, 17]. Более того, нами [15] обнаружены очень важные и неоспоримые свидетельства, *подтверждающие доминирующую роль двойной (термохалинной) диффузии в виде ячеистой конвекции “солевых пальцев” в формировании и поддержании главного термохалоклина* — мощного преобразователя энергии в субтропических областях океана². Теперь, например, уже

¹ Заслуживает особого упоминания тот любопытный факт, что наличие “непреодолимой преграды” (фронта) между непосредственно соприкасающимися “горько-солеными” (морскими и океаническими) и “приятно-пресными” (речными) водами констатировалось почти 14 веков назад в коранических аятах 25:53 и 55:19, 20.

² Этот результат доказывает обоснованность прозорливой догадки К.Н. Федорова о возможности существования в океане стационарного пикноклина только за счет дифференциально-диффузионной термохалинной конвекции в виде солевых пальцев [24].

можно говорить, что океанический термохалин в Северной Атлантике возникает в случае интенсивного режима этой самовозбуждающейся мелкомасштабной конвекции, когда безразмерное плотностное соотношение как параметр, характеризующий относительный вклад дестабилизирующего компонента солёности и стабилизирующего компонента температуры в фоновую вертикальную стратификацию плотности, достигает критических значений $R_\rho^{кр} \leq -0.52$. Было бы желательно неоспоримо установить, какие значения $R_\rho^{кр}$ можно считать достаточными для “включения” механизма двойной диффузии по типу солевых пальцев в остальных субтропических областях Мирового океана.

Определяющая роль двойной диффузии объясняется не только тем, что диапикнический обмен, обусловленный ее термохалинными конвективными эффектами, гораздо интенсивнее молекулярного (например, для тепла, как правило, в 10^3 – 10^4 раз, а для соли – в 10^5 – 10^6 раз), но и тем, что фоновые термохалинные условия, благоприятные для работы различных ее форм (солевые пальцы и послойная диффузия), сами по себе не являются аномальными, как считалось ранее. В наиболее стратифицированной толще вод главного пикноклина такие условия, скорее, типичны. Так, в целом по Мировому океану в слое 200–800 м объемная доля вод с условиями стратификации, при которых могут развиваться солевые пальцы (одновременное убывание и температуры, и солёности с глубиной), составляет более 70%, а в Северной Атлантике даже 90% [26].

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Совершенно очевидно, что пространственная перестройка фоновых термохалинных условий стратификации из-за неравномерности процессов тепло- и массообмена на поверхности океана не может не проявиться в анизотропности процесса трансформации океанических вод диапикническим перемешиванием. В связи с этим, чтобы ответить на поставленный выше вопрос, попытаемся далее применительно к акватории Северной Атлантики связать представление о пространственной неоднородности диапикнического тепло-массопереноса, осуществляемого механизмом двойной диффузии непосредственно в толще вод океана, с концепцией фронтотенеза. Основной физической характеристикой для оценки интенсивности такого переноса служит фоновое распределение плотностного соотношения $R_\rho = E_S/E_\theta$, где E_S и E_θ – соответственно частично компенсирующие друг друга солевой и термический компоненты суммарной гидроста-

тической устойчивости. Выражения для расчета компонентов E_S и E_θ могут быть записаны в виде

$$E_S = g^2 \frac{\partial \rho}{\partial S} \frac{\partial S}{\partial P}, \quad E_\theta = g^2 \frac{\partial \rho}{\partial T} \frac{\partial \theta}{\partial P},$$

где g – ускорение свободного падения, ρ – плотность морской воды *in situ*, S – солёность, T – температура *in situ*, θ – потенциальная температура, P – давление.

Выбор указанной акватории обусловлен, с одной стороны, тем, что многочисленные глубоководные измерения температуры и солёности, собранные и систематизированные в Центре океанографических данных ВНИИГМИ–МЦД, позволяют здесь обойтись без использования объективной горизонтальной интерполяции, существенно искажающей при сглаживании данных подлинный характер пространственной неравномерности анализируемых полей, но неизбежной при ограниченном количестве данных в других частях Мирового океана, а с другой стороны, как уже говорилось, наличием плотностных условий стратификации, благоприятных, по крайней мере, для перемежающейся работы солевых пальцев.

Хотя Северная Атлантика является наиболее изученной частью Мирового океана, но по анализу климатических фронтальных зон и полей горизонтальных градиентов, которые давали бы общую пространственную картину их положения в толще вод, здесь выполнены пока еще довольно ограниченные исследования. Среди работ в этой области выделяется статья Л.И. Галеркина с соавторами [4], но и в ней представлены поля градиентов температуры лишь для поверхности. По-видимому, исторически сложившееся представление о поверхностном зарождении климатических фронтов [20, стр. 140] долгое время тормозило продвижение вперед фронтологических исследований. Большинство же работ построено на материалах эпизодических (“моментальных”) океанографических съемок по ограниченным участкам фронтальных зон, в основном для Гольфстрима и Северо-Атлантического течения (см., например, [1, 3, 6, 12, 28]).

Поскольку ниже мы будем интересоваться пространственными особенностями полей горизонтальных градиентов T и S , то для получения их климатически устойчивых характеристик с минимальным искажением горизонтальной структуры полей на исследуемой акватории были использованы усредненные во времени (средний многолетний год) и пространстве (соизмеримая с шириной фронтальных зон 1-градусная сферическая трапеция) значения на учащенных, по сравнению со “стандартными”, горизонтах. В верхней 800-метровой наиболее стратифицированной толще вод интервал между горизонтами не превышал 50 м. Во фронтальной зоне Гольфстрима, где статисти-

ческие распределения вероятностей гидрофизических параметров значительно отклоняются от нормального (гауссова) и даже становятся бимодальными, климатические значения T и S определялись как средние в диапазоне изменчивости преобладающей моды. Кроме этого, в каждой трапеции на тех же горизонтах определялись экстремальные значения, оценки многих статистик, погрешности расчета всех расчетных величин, частоты и повторяемости по грациям.

Из-за сравнительно малых горизонтальных градиентов основных гидрофизических параметров на большей части исследуемой акватории к точности их наблюдений необходимо было предъявлять повышенные требования. Распределения T и S в толще вод Северной Атлантики представляют собой совокупности данных, весьма неоднородных во времени и пространстве и поэтому вовсе не являющихся статистически однородными. Этот источник ошибок расчетов, включающий наличие явно неадекватных исходных данных (“выбросов”), выпадающих из диапазона возможных их значений в конкретном месте, был минимизирован самым скрупулезным и крайне трудоемким исследованием статистических дискретных распределений архивных данных T – S наблюдений внутри каждой 1-градусной трапеции во всей толще вод и последующей их корректировкой по методу гистограмм [13].

Погрешности расчета средних значений температуры и солёности рассчитывались по известной формуле $\delta = \sigma/\sqrt{n}$, где σ – стандартное отклонение, а n – число наблюдений в трапеции. Поля этих ошибок имеют ярко выраженные закономерности. Так, на характеристическом горизонте 600 м область наибольших погрешностей средней годовой температуры (до 0.34°C) оказывается во фронтальной зоне Гольфстрима между 45 и 60° з.д., что связано с увеличением стандартных отклонений. Другая зона повышенных ошибок (более 0.08°C) находится в тропической фронтальной зоне на 18° с.ш. между 30 и 60° з.д. На всем остальном пространстве Северной Атлантики ошибки расчета температуры оказываются сравнимыми с ошибками инструментальных наблюдений и в основном не превышают 0.04°C . Общие закономерности поля погрешностей средней солёности – те же, что и у температуры.

Из довольно простых физических соображений (см. рис. 1 в [15]) очевидно, что формирование океанического термохалокина – это не что иное, как фронтогенез в **вертикальном** направлении. Таким образом, само наличие в океане трехмерного океанического термохалокина с необходимостью подразумевает и существование крупномасштабных фронтов с экстремальными значениями горизонтальных градиентов температуры, солёности, плотности, скорости течений

на его периферии. Из сказанного следует, что в горизонтальной плоскости интуитивно можно ожидать наличия более или менее резких термохалинных фронтов **вдоль всей** периферии областей, охваченных интенсивной пальцевой конвекцией.

Для подтверждения этого предположения нами по средним климатическим данным, отнесенным к центрам одноградусных трапеций, были рассчитаны горизонтальные градиенты T и S вдоль меридиана и параллели (с учетом косинуса широты) между соседними трапециями, а по ним – и полные градиенты (модули) на наиболее показательных горизонтах верхней части океанического термохалокина Северной Атлантики. Эти величины имеют размерность “ $^\circ\text{C}$ на 60 морских миль (111 км)” и “psu (единицы практической солёности) на 60 миль” соответственно. Положение фронтальных разделов отождествлено с положением экстремальных значений горизонтальных градиентов указанных характеристик. Солевой (E_S) и термический (E_θ) компоненты суммарной гидростатической устойчивости также вычислялись по средним многолетним данным в слоях между установленными горизонтами по предложенной в [26] методике. Наиболее подходящим для сопоставления выбран слой 550–600 м, так как здесь, с одной стороны, плотностное соотношение на всей рассматриваемой акватории понижается до пороговых значений ($R_\rho \leq -0.52$), а с другой – отсутствует сезонная периодичность, что позволяет использовать все исходные данные наблюдений. Поскольку пространственные экстремальные перепады температуры и солёности практически совпадают из-за единых фронтогенетических процессов, то в качестве основного поля для иллюстрации нами было выбрано поле максимальных горизонтальных градиентов температуры.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Для целей, преследуемых в настоящей работе, на рис. 1 показано сопоставление климатических (или среднестатистических) пространственных расположений конвективных областей солевых пальцев, когда $R_\rho \leq -0.52$ (вертикальные пунктирные линии) в слое 550–600 м, и зон максимальных горизонтальных градиентов в поле температуры на нижней границе этого слоя (ради удобства это цифры от 1 до 6, показывающие как положение фронтальных зон, так и интервал изменчивости градиента). Взглянув на картину фронтов как в целом, так и в деталях, остается признать, что периферии областей с благоприятным для функционирования солевых пальцев сочетанием E_S с E_θ действительно практически полностью совпадают с зонами максимальных горизонтальных температурных градиентов. Этот

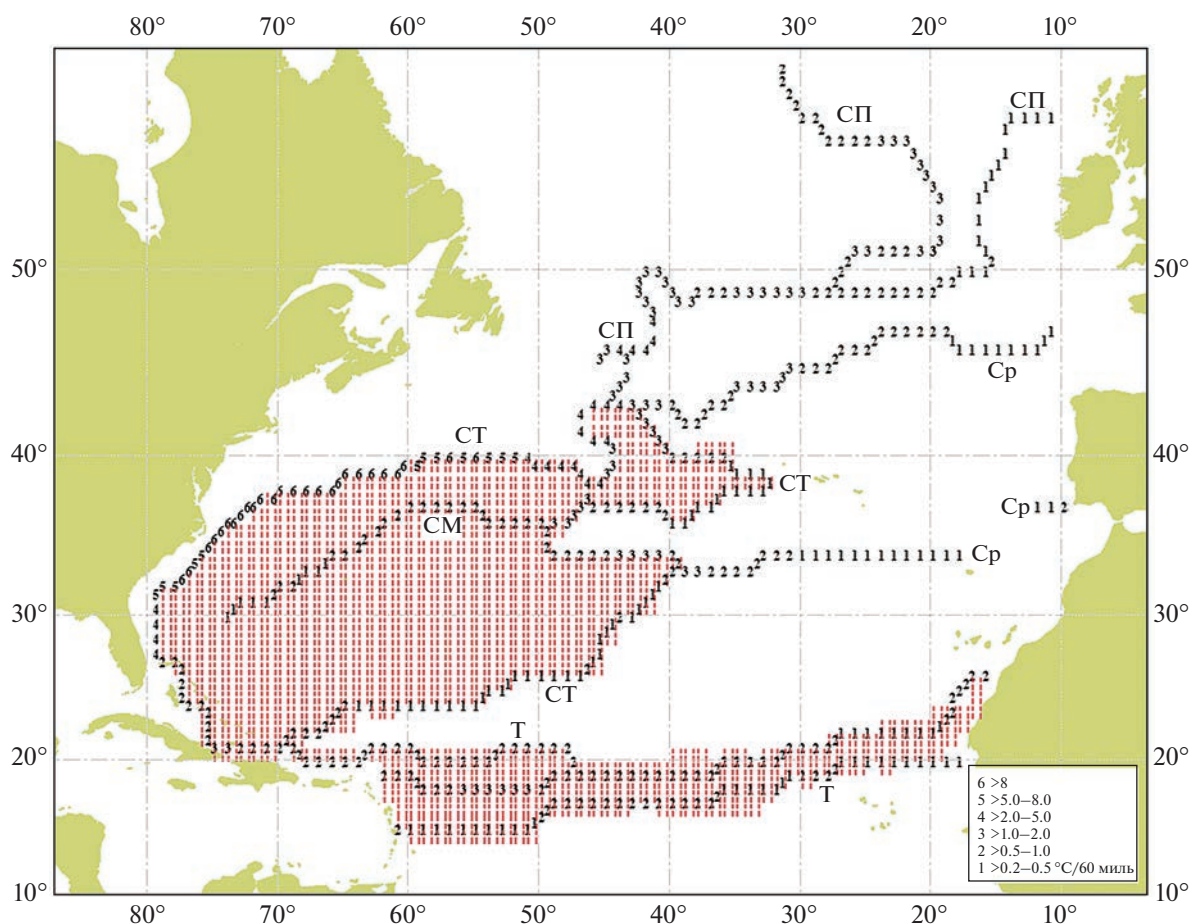


Рис. 1. Климатические фронты Северной Атлантики на глубине 600 м (по среднемноголетним значениям в одноградусных трапциях).

Фронты: СП – субполярный, Ср – средиземноморский, СТ – субтропический, СМ – Саргассова моря, Т – тропический. Цифры – положение и интервалы изменчивости максимальных горизонтальных градиентов температуры в °C/60 миль. Вертикальные пунктирные линии – конвективные области солевых пальцев ($R_\rho \leq -0.52$) в слое 550–600 м.

простой зрительный анализ дает основание для важного вывода, а именно, что по своим масштабам процесс двойной диффузии в режиме солевых пальцев в толще океана есть не что иное, как процесс крупномасштабного фронтообразования. Надо подчеркнуть здесь, что качественные изменения горизонтальной термохалинной структуры происходят скачком, при этом “спусковым курком” служит понижение значений плотностного соотношения до пороговых $R_\rho^{\text{кр}}$. Представляется, что анализ пространственной изменчивости плотностного соотношения может быть полезным методическим приемом при поиске скрытых закономерностей структуры и динамики вод океана, позволяющим исключить субъективизм при выделении фронтальных зон.

Анализ распределения максимальных термических градиентов на этом рисунке показывает наличие пяти фронтальных зон (для краткости разделов или фронтов) на фоне естественной климатической неоднородности температуры.

Заметим, что в диапазоне 0° – 10° с.ш. система фронтов, связанная с подповерхностными экваториальными течениями, к глубине 600 м уже разрушается. Рассмотрим коротко основные особенности выявленных фронтов с особым упором на те, которые формируются под влиянием солевых пальцев.

Если следовать с севера на юг, то первый фронт – *субполярный* (или *субарктический*) фронт – образуется на “стыке” наступающей с северо-запада холодной, слегка опресненной, слабоэстратифицированной и более плотной *субполярной* (северо-атлантической) промежуточной водной массы и прорывающихся с юга-запада более теплых и соленых трансформированных субтропических и склоновых вод, вносимых Северо-Атлантическим течением. Источники первой водной массы – *Лабрадорской* (ЛВМ) – находятся в центре моря Лабрадор, у южной оконечности Гренландии и, отчасти, в бассейне Ирмингера [38, 41]. ЛВМ образуется при погружении в интервале глу-

бин от 200 до 2300 м охлажденных в результате зимней конвекции поверхностных вод и начинает идентифицироваться по минимумам солёности и потенциальной завихренности в ядре этих вод [43] по мере оттока их от источника. Важно отметить, что из-за значительной межгодовой изменчивости климатических условий в эпицентре формирования *ЛВМ* эта дискретная подпитка существенно нестационарна, что сказывается на объеме, глубине конвективного проникновения и $T-S$ характеристиках обновленных *ЛВМ* [7, 29, 32, 39], а в итоге и на динамичности и характеристиках (см. [25]) субполярного фронта. Наиболее яркими особенностями субполярного фронта являются формирование так называемого “Северо-западного угла” фронта [33], определяемого рельефом дна на 38° – 42° з.д., и его раздвоение на 27° з.д. после пересечения Срединно-Атлантического хребта. Укажем, однако, что в более верхних слоях это раздвоение происходит еще при подходе к Срединно-Атлантическому хребту, например, на глубине 400 м — в районе около 36.5° з.д., что хорошо согласуется с результатами наблюдений на разрезах, полученными в апреле — июне 1990 г. в 50-м рейсе научно-исследовательского судна (НИС) “Академик Курчатов” Института океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР (эксперимент “Атлантэкс-90”) и опубликованными в разных источниках (например, в [3]).

Второй фронт — *средиземноморский фронт* — связан с усилением, по сравнению с вышележащими слоями, адвективного воздействия *верхней средиземноморской промежуточной водной массы (ВСрПВ)*. Особенности проникновения осолоненных испарением и прогретых вод средиземноморского происхождения в промежуточную толщу вод Восточной Атлантики рассмотрены в [2]. Как видно на рис. 1, этот фронт формируется на границах *ВСрПВ*, которая спускается с европейского континентального склона и в дальнейшем горизонтально продвигается в виде широкого (34° – 47° с.ш.) и раздваивающегося на конце интрузионного “языка”. Этот климатический язык не является, однако, зонально-симметричным относительно широты Гибралтарского пролива (36° с.ш.), через который эти воды изливаются, из-за преобладающего перемещения среднего потока *СрПВ* на запад в узкой широтной зоне 35° – 36° с.ш. и на север вдоль материкового склона у юго-западного и западного побережий Пиренейского полуострова [27]. Обращает на себя внимание разрыв южного участка фронта из-за смены знака экстремальных температурных градиентов вследствие быстрого исчезновения максимума температуры при удалении от района его наиболее отчетливого проявления (долгота мыса Сан-Висенти). Хотя *ВСрПВ* обладает в районе зарождения более высокой солёностью и температурой, чем собственно атлантические, по мере

своего продвижения на запад эти характеристики вблизи упомянутой выше полосы 35° – 36° с.ш. постепенно становятся ниже T и S окружающих вод. Этому способствует также подавление конвекции солевых пальцев в *ВСрПВ* при значениях $R_p > R_p^{кр}$ из-за наличия максимума значений солёности на глубине 1000–1200 м в ядре *СрПВ*. Хорошо известно, что *СрПВ* “наступает” с исходного рубежа (Кадисский залив и каньоны континентального склона Пиренейского полуострова) не единым и монотонно трансформирующимся слоем, а в виде “дискретно-непрерывной структуры” [8, стр. 207], поскольку значительная доля притока обусловлена многочисленными разномасштабными прослойками и внутритермоклинными антициклоническими линзами (вихрями), расположенными на различных плотностных уровнях в толще 500–1500 м [27]. Тем не менее, как будет показано ниже, этот перемежающийся приток, отличающийся по своим $T-S$ свойствам от окружающих вод, оказывает существенное влияние на фронтогенез в западных субтропиках Северной Атлантики.

Третий фронт — *субтропический фронт* — оконтуривает горизонтальный срез океанического термохалоклина, который занимает обширную область в пределах субтропической антициклонической системы и, как уже упоминалось, своим происхождением и поддержанием обязан эффективному вертикальному тепло- и массопереносу за счет пальцевой конвекции. Географически эта область также соответствует *северо-атлантической центральной водной массе (ЦВМ)*, которая, как было первоначально выявлено Свердрупом, идентифицируется почти линейной зависимостью между T и S [42].

Анализ полученных нами данных позволяет детализировать картину пространственного положения субтропического фронта и, прежде всего, его наиболее ярко выраженной и динамически активной части, обычно отождествляемой с сопровождающим вдольфронтальным струйным течением Гольфстрим, по сравнению со сведениями, имеющимися в литературе [1, 6, 28, 37], и высказать некоторые дополнительные соображения. Фронт Гольфстрима разделяет теплые и высокосолёные воды Саргассова моря от лежащих к северу и западу холодных и более пресных склоновых, частью смешанных с шельфовыми, вод. Повторяя траекторию стрежня самого течения, линия фронта направлена на север, северо-восток от Флоридского пролива, а выше мыса Хаттерас (35.3° с.ш., 75.5° з.д.) после отхода от континентального шельфа — на восток вдоль свала глубин до южной оконечности Большой Ньюфаундлендской Банки (БНБ). Согласно данным рис. 1, соблюдается закономерность: перепады температуры возрастают с продвижением фронта

на север, достигая 15.3°C у траверса м. Хаттерас (самый большой перепад в сравнении со всеми другими фронтами), но далее снова убывают. Среди других факторов, способствующих формированию пространственных горизонтальных $T-S$ неоднородностей в толще вод этой области океана, в первую очередь — это локальная донная топография (“направляющая” все достигающие дна крупномасштабные движения). Как видно из рис. 1, фронт приобретает локальные изгибы при обтекании Гольфстримом следующих подводных препятствий: Чарлстонского выступа (31° – 32° с.ш.), г. Кэрин (36.7° с.ш., 68° з.д.), цепи гор Новой Англии (60° – 65° з.д.), района продолжения, или хвоста, БНБ в виде Юго-Восточного Ньюфаундлендского хребта (восточнее меридиана 50° з.д.). Заметим, что участок фронтального раздела от траверса м. Хаттерас до подводных гор Новой Англии, включающий так называемую “холодную стену” на северной периферии Гольфстрима, порождает наиболее интенсивные волнообразные поперечные колебания и подавляющую часть вихревых возмущений (см., например, [36]).

Наиболее важной специфической особенностью субтропического фронта в районе “дельты Гольфстрима” (разветвления его на отдельные струи и перехода в Северо-Атлантическое течение) является то, что на его формирование здесь накладывается зональный фронтогенез. Такая комбинация вертикального и горизонтального фронтогенезов приводит к весьма своеобразной и нестабильной по глубине конфигурации этой части субтропической фронтальной зоны. Рис. 1 демонстрирует, что глубокое проникновение внутрь основного пикноклина (до 49° з.д.) сильно трансформированной верхней средиземноморской промежуточной воды в сочетании с отклонением фронта к югу в районе хвоста БНБ из-за врезающегося мощного адвективного “языка” холодных лабдорских вод (см. [30]) приводит к резкому сужению фронта (с образованием перемычки, или шейки, в районе 37° – 38° с.ш., 45.5° – 46° з.д.) и порождению такого феномена, как огромный антициклонический меандр на 32° – 46° з.д. Последний по существу представляет собой почти отделившуюся часть основного пикноклина (или материнской ЦВМ). Исходя из приведенного факта деформации структуры субтропического фронта, становятся более ясными причины разветвления Гольфстрима и детали его дельты.

Как показывают данные многочисленных гидрологических съемок, охватывавших южную глубоководную часть Ньюфаундлендской котловины (см., например, пионерские исследования [5, 34]), внутри этого меандра фиксируется квазистационарный антициклонический вихрь (КСАВ, или вихрь Манна) с повышенной температурой по сравнению с окружающими водами и центром примерно на 42° с.ш. и 44° з.д. [1]. Судя по до-

вольно низким значениям $R_p \approx -0.65$ в центре КСАВ, его раскручивание, как и основной части стационарного пикноклина, стимулируется термохалиной подпиткой из вышележащих вод, обусловленной выпадением солевых пальцев.

Интересно отметить, что рассмотренное положение субтропического фронта в области дельты Гольфстрима на глубине 600 м удивительно хорошо согласуется с приповерхностной циркуляцией вод в этой области, рассчитанной О.П. Никитиным по фактическим данным дрейферных наблюдений за период 1989–2016 гг. [11], не только совпадением местоположения крупного антициклонического стационарного меандра аналогичной конфигурации и таких же масштабов, но и проявлением других структурных элементов фронта. Такое поразительное сходство дает основание предположить, что в динамике приповерхностного слоя присутствуют “отголоски” деятельности солевых пальцев из более глубокой стратифицированной толщи вод океана.

Для того чтобы дать наглядное представление о влиянии солевых пальцев на формирование главных особенностей вертикальной структуры вод по обе стороны субтропического фронта, ниже приводятся два характерных примера в наиболее резких его участках. На рис. 2 изображены кардинально различающиеся профили температуры T , солёности S и плотностного соотношения R_p в функции глубины ниже подповерхностного слоя повышенной солёности (100–150 м) до глубины 1200 м в двух соседних 1-градусных трапециях Марсдена 115–78 (координаты центра 37.5° с.ш., 62.5° з.д.) и 115–88 (38.5° с.ш., 62.5° з.д.), находящихся по разные стороны от фронтальной зоны Гольфстрима, которая проходит здесь по параллели 38° с.ш. Примечательно, что достаточно толстый слой 500–800 м в трапеции 115–78, относящейся к периферийным водам Саргассова моря, т.е. к основной струе Гольфстрима, характеризуется почти прямолинейными профилями $T(z)$ и $S(z)$, а также квазипостоянством $R_p(z) \leq R_p^{\text{кр}}$. Это дает основание считать, что такие условия стратификации поддерживаются благодаря корректирующей деятельности механизма двойной диффузии (см. таблицу в [15]). На основании того, что глубинный экстремум на профиле $R_p(z) > R_p^{\text{кр}}$ в трапеции 115–88 соответствует по глубине расположению аналогичному экстремуму в трапеции 115–78, можно предполагать, что мы имеем дело с трансфронтальным переносом теплых и соленых вод через фронтальный раздел.

Не менее убедительный результат получается при сравнении аналогичных профилей, полученных путем осреднения расчетных данных четырех трапеций с общей вершиной в центре КСАВ (42° с.ш., 44° з.д.) и восьми соприкасающихся с

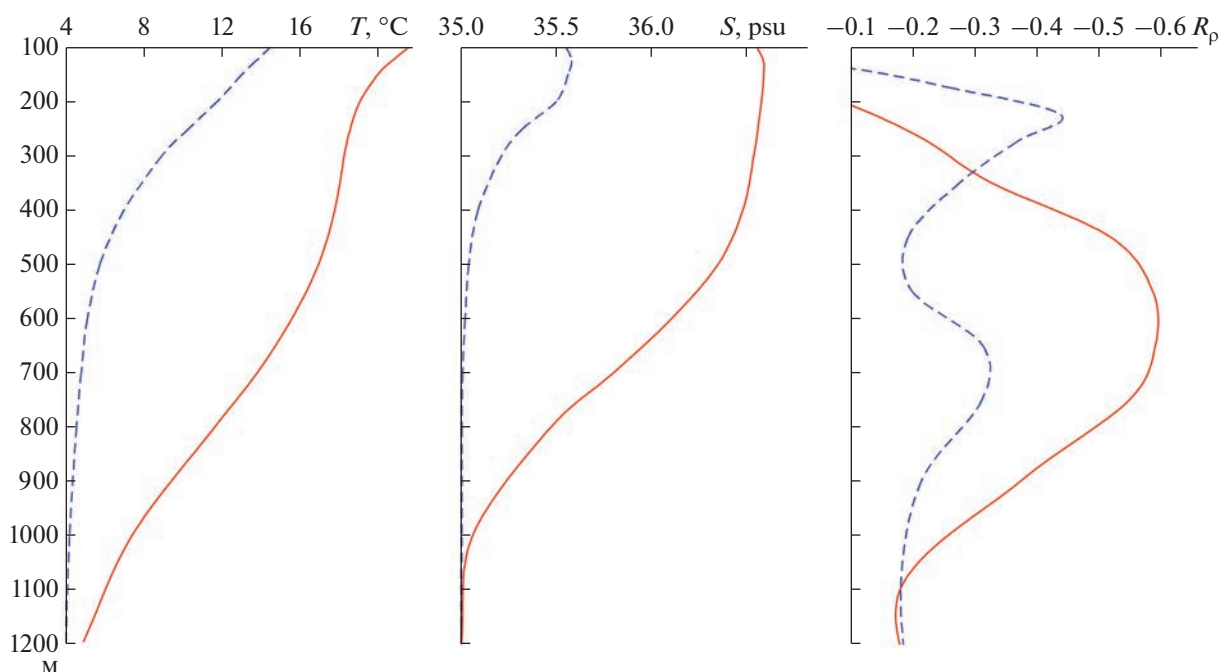


Рис. 2. Сравнение вертикальных профилей температуры, солёности и плотностного соотношения по обе стороны фронта Гольфстрима по средним многолетним значениям в двух соседних одноградусных трапециях Марседена 115-78 (сплошные линии) и 115-88 (пунктирные линии).

ними трапеций (рис. 3). Нетрудно видеть, что при качественной идентичности всех профилей, условия в непосредственной близости от центра КСАВ более благоприятны для активного перемешивания соевыми пальцами (вследствие уменьшения R_ρ), что приводит в диапазоне глубин 500–700 м к перегреву этих вод почти на 1.0°C и осолонению на 0.125 psu относительно фоновых значений.

Четвертый фронт — фронт Саргассова моря — обнаруживается внутри толщи вод океанического термохалоклина. Этот вытянутый вдоль Гольфстрима и систематически смещающийся в толще вод фронт с умеренными перепадами температуры и солёности поперек фронта ($\Delta T < 1.0^\circ\text{C}$, $\Delta S < 0.2$ psu) формируется на восточной стороне “языка”, выделяющего самые теплые и соленые воды Саргассова моря. Сопоставление полей горизонтальных градиентов T и S с полем R_ρ дает, как нам кажется, ключ к пониманию причин появления и поддержания этого фронта. Это сопоставление показало, что на фоне доминирующих значений $R_\rho \approx -0.55$ в прилегающих водах значения R_ρ в прифронтальной зоне резко уменьшаются (вплоть до -0.75), формируя термохалинные условия для работы пальцев существенно эффективнее фоновых. Это заставляет предположить, что в поддержании фронта Саргассова моря, помимо эффекта адвекции вод, важную роль играет пространственно неоднородное перераспреде-

ние тепла и солей, накопленных в поверхностных водах, вглубь за счет выпадения солевых пальцев.

Пятый фронт — тропический фронт — образуется в области взаимного перекрытия субтропической подповерхностной промежуточной водной массы (СубтрППВ) и антарктической промежуточной водной массы (ААПВ) с глубиной раздела между разнонаправленными потоками (определенной градиентным методом, предложенным автором [14]), колеблющейся между 500 и 600 м. Менее плотная СубтрППВ, распространяющаяся поверх более плотной ААПВ, зарождается на южной периферии субтропического антициклонического круговорота вод в условиях максимального для океана преобладания испарения над осадками (при отрицательном бюджете влаги поверхности около 150 г/см^2 в год [21]). Именно здесь на поверхности квазиперманентно присутствует обширная замкнутая область с самой высокой солёностью (до 37.7 psu по непосредственным наблюдениям между 23 и 28° с.ш.), являющаяся своего рода плацдармом для концентрации колоссальных запасов потенциальной энергии в стратификации солёности. Тропическая конвекция, обусловленная испарением, приводит к формированию подповерхностного слоя вод высокой солёности и температуры, которые затем вовлекаются в общую циркуляцию вод Северной Атлантики. Избыточная потенциальная энергия, скрытая в неустойчивости солевого компонента (E_s), при этом будет перераспределяться по

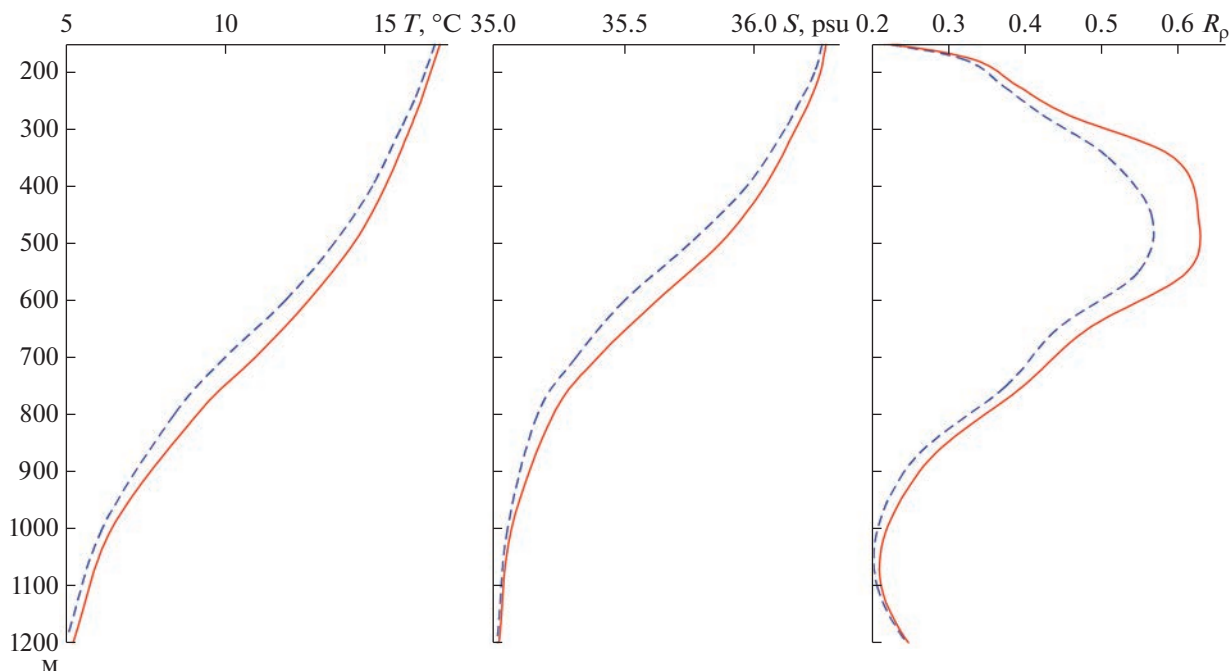


Рис. 3. Сравнение вертикальных профилей температуры, солёности и плотностного соотношения для центра КСАВ (сплошные линии) и окружающих вод (пунктирные линии) по средним многолетним значениям.

океану и эффективно диссипироваться конвективными эффектами солевых пальцев в процессе естественной тенденции к достижению оптимально устойчивой стратификации. Этот процесс внутренней реакции на внешнее воздействие приобретает особую важность в связи с тем, что продолжительное изменение испарения в этой области и, следовательно, степень модификации *СубтрППВ* могут иметь далеко идущие климатические последствия. Другая водная масса — *ААПВ*, характеризующаяся низкой солёностью и являющаяся важным элементом верхней ветви глобальной конвективной циркуляции, формируется вблизи Антарктического полярного фронта, а ее мощное вторжение в толщу атлантических вод наиболее далеко на север (по нашим климатическим данным, до 30° с.ш.) прослеживается у побережья Африки.

Безусловно, своим происхождением тропический фронт обязан конвективной неустойчивости из-за двойной диффузии в форме солевых пальцев. Весьма благоприятные условия для вертикального переноса и создания горизонтального контраста температур здесь явно связаны с наличием резкого подповерхностного максимума солёности на глубинах от 75 м (и менее у побережья Африки) до 125–150 м (вблизи Малых Антильских островов) в ядре *СубтрППВ* и хорошо выраженного промежуточного минимума солёности в диапазоне глубин 800–1000 м в ядре *ААПВ*. Перепад солёности между ядрами этих перекрывающихся водных масс, достигающий 2.5 psu, обеспе-

чивает достижение плотностным соотношением на глубинах выше минимума солёности значений, меньших, чем $R_\rho^{\text{кр}}$, и вполне предсказуемые эффекты: интенсивное “выпадение пальцев”, существенный перенос тепла и солей сверху вниз и формирование трансформированных вод, отделяющихся от фоновых со всех сторон внешним фронтом.

Из рис. 1 можно видеть, что внутри контура $R_\rho \leq -0.52$ в западных тропиках прослеживается двухфронтальная полоса, в которой сосредоточены аномально низкие значения R_ρ , достигающие -0.72 . Эта узкая слегка поднимающаяся в направлении с запада на восток полоса, с удивительно постоянной шириной 2° – 3° по меридиану и с постепенно увеличивающимися значениями R_ρ , простирается затем через весь океан и по существу представляет собой пространственную фронтальную зону с двумя разделами по обе стороны трансформированных вод. Ее расположение и довольно узкая локализация связаны с нахождением точно под самой глубокой частью ложбины подповерхностного слоя высокой солёности. Это не может не способствовать сосредоточению большей части перепада солёности в нижележащих слоях, что увеличивает ее потенциальный ресурс по вертикали для еще более интенсивного воздействия конвекции в виде солевых пальцев. В результате ее длительного и устойчивого функционирования находит естественное физическое обоснование причина наблюдаемого довольно

заметного (скачкообразного) заглубления ядра ААПВ от 800 до 1000 м под контуром и к северу от него. Таким образом, тропическую фронтальную зону, расположенную в СубтрППВ с переходом в ААПВ, по-видимому, следует рассматривать как глубинную область “господства” молекулярных процессов (теплопроводность, диффузия), порождающих в силу их значительных различий солевые пальцы. Наиболее отчетливо тропический фронт выражен на западном фланге в диапазонах 17° – 18° с.ш. и 49° – 58° з.д., где максимальные горизонтальные температурные контрасты ΔT увеличиваются до 0.12°C , а соленостные ΔS — до 0.22 psu.

Примечательно, что в пользу фронтогенетической роли пальцевой конвекции говорит и тот факт, выявленный в недавнем прошлом по данным частых многократных CTD-зондирований при проведении термохалинных разрезов в тропической Атлантике по программе “*The Caribbean-Sheets and Layers Transects*” (C-SALT; 1985 г.; восточнее острова Барбадос) [40] и с борта НИС “Академик Мстислав Келдыш” Института океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР (3-й рейс, 1983 г.; 13-й рейс, 1987 г., $\sim 11^{\circ}$ с.ш., $\sim 53^{\circ}$ з.д.) [10], что края областей ступенчатого расслоения вод с горизонтальными размерами в несколько десятков км в диапазоне глубин 300–600 м, порождаемые солевыми пальцами (при $R^* = -R_p^{-1} \leq 1.8$), носили явно фронтальный характер.

Итак, на основании полученных результатов можно констатировать, что глобальные фронты в толще вод океана (представляемые традиционной описательной океанографией как зоны резких горизонтальных изменений гидрофизических полей при схождения течений [20] или как границы раздела между водными массами) по направленности деформационных процессов можно подразделить на три типа: 1) вертикального фронтогенеза, поддерживаемого конвективными эффектами за счет двойной диффузии в режиме солевых пальцев; 2) горизонтального фронтогенеза из-за “столкновения” двух разнородных водных масс в результате адвекции и 3) комбинированного фронтогенеза под воздействием двух вышеуказанных типов.

Можно предсказать, что дальнейшее перераспределение тепла и соли по горизонтали через процесс внутреннего геострофического приспособления поля движений и поля масс должно явиться механизмом обратной связи, перестраивающим фронтальные зоны вышележащих вод вплоть до появления “языков” теплых и холодных вод на левой и правой перифериях субтропического круговорота и многофронтальных систем, а также способствующих “выходу” крупномасштабных фронтов на поверхность океана. Заметим, что А. Дефант [31] еще в 1936 г. отметил, что переходный слой между океанической тропо-

сферой и стратосферой (океанический термохалин) выходит на поверхность в высоких широтах.

Конечный результат фронтогенеза зависит от суперпозиции всех деформационных воздействий: от естественной пространственно-временной изменчивости термохалинных полей; от различных приповерхностных явлений, возникающих в условиях экстремально сильного взаимодействия с атмосферой; от приливных явлений; от внутренних волн, развивающихся в сезонном термоклине; наконец, от вихревых возмущений небольшого масштаба, сосредоточенных в самом верхнем слое. Эти воздействия вносят свои усложняющие эффекты в динамику и структуру течений поверхностных слоев океана, приводя к искажению и ослаблению горизонтальных градиентов. Вот почему субтропические и тропические фронты обычно лучше идентифицируются на тех глубинах, где ниже подповерхностного максимума солености, благодаря пальцевой конвекции, происходит эффективный тепло- и массообмен через гидростатически устойчивый океанический пикноклин.

Хотелось бы выразить надежду, что полученные результаты могут явиться стимулом для разветвления последующих углубленных исследований и позволят более реалистично подойти к выяснению фактической роли других возможных фронтогенетических механизмов в различных слоях стратифицированной толщи вод океана.

Благодарности. Я с благодарностью храню память о выдающемся океанологе, члене-корреспонденте АН СССР Константине Николаевиче Федорове, плодотворные дискуссии с которым стимулировали мой интерес к еще не решенной области современной физической океанологии — исследованию крупномасштабных проявлений мелкомасштабных процессов в океане.

Источник финансирования. Работа выполнена по теме Росгидромета “Мониторинг глобального климата и климата Российской Федерации и ее регионов, включая Арктику. Развитие и модернизация технологий мониторинга”, регистрационный номер АААА-А20-120071090073-0.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баранов Е.И. Структура и динамика вод системы Гольфстрима. М.: Гидрометеиздат, 1988. 252 с.
2. Бубнов В.А. Структура и динамика средиземноморских вод в Атлантическом океане // Океанологические исследования. 1971. Т. 22. С. 220–278.
3. Бубнов В.А. Северо-Атлантическое течение по данным эксперимента “Атлантэкс” // Океанология. 1994. Т. 34. № 6. С. 805–810.
4. Галеркин Л.И., Гриценко А.М., Панфилова С.Г. и др. Сезонная изменчивость горизонтальных градиентов температуры в Северной Атлантике // Докл. РАН. 2002. Т. 384. № 4. С. 539–543.

5. *Грузинов В.М.* Геострофические течения зоны субполярного фронта северной части Атлантического океана // *Океанология*. 1964. Т. 4. Вып. 2. С. 243–248.
6. *Грузинов В.М.* Гидрология фронтальных зон Мирового океана. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 272 с.
7. *Добролюбов С.А., Лаппо С.С., Морозов Е.Г. и др.* Изменчивость водных масс в Северной Атлантике по данным гидрологических разрезов вдоль 60° с.ш. // *Докл. РАН*. 2003. Т. 390. № 2. С. 255–259.
8. *Емельянов М.В., Федоров К.Н.* Структура и трансформация промежуточных вод Средиземного моря и Атлантического океана // *Океанология*. 1985. Т. 25. Вып. 2. С. 206–214.
9. *Иванов Ю.А., Нейман В.Г.* Фронтальные зоны Южного океана // *Антарктика*. М.: Наука, 1965. С. 98–109.
10. Материалы океанологических исследований. Вып. 3. Мезоструктура гидрофизических полей океана: Каталог / Под ред. Озмидова Р.В. и Паки В.Т. М.: Акад. наук СССР, Междувед. геофизический комитет, Секция океанографии, 1989. 108 с.
11. *Никитин О.П.* О квазистационарном антициклоническом вихре над Ньюфаундлендской котловиной // *Тр. ГОИН*. 2017. Вып. 218. С. 63–73.
12. *Никифоров Е.Г., Савченко В.Г., Шнайхер А.О.* Системы гидрологических фронтов Северной Атлантики // *Тр. ААНИИ*. 1977. Т. 338. С. 5–16.
13. *Перескоков А.И.* Исключение грубых ошибок при статистической обработке глубоководных гидрологических данных // *Тр. ВНИИГМИ–МЦД*. 1984. Вып. 101. С. 106–113.
14. *Перескоков А.И.* Экстремумы статической устойчивости в экваториально-тропической области Северной Атлантики и их связь с границами водных масс // *Тр. ВНИИГМИ–МЦД*. 1984. Вып. 102. С. 22–32.
15. *Перескоков А.И.* Влияние конвекции в режиме солевых пальцев на структуру океанического термохалина // *Океанология*. 2019. Т. 59. № 6. С. 913–919.
<https://doi.org/10.31857/S0030-1574596913-919>
16. *Перескоков А.И., Федоров К.Н.* Дифференциально-диффузионная конвекция в толще вод океана как климатообразующий фактор // *Докл. АН СССР*. 1985. Т. 285. № 1. С. 229–232.
17. *Перескоков А.И., Федоров К.Н.* Вентиляция вод термоклина океана конвекцией типа солевых пальцев // *Докл. АН СССР*. 1989. Т. 309. № 1. С. 192–196.
18. *Россов В.В., Кисляков А.Г.* Новые исследования Северо-Атлантического течения (по материалам э/с “Атлантида”) // *Океанология*. 1971. Т. 11. Вып. 4. С. 753–758.
19. *Семенов В.М., Перескоков А.И.* Эволюция атмосферной циркуляции над Северной Атлантикой при сдвиге гидрологического фронта // *Метеорология и гидрология*. 1991. № 5. С. 101–105.
20. *Степанов В.Н.* Океаносфера. М.: Мысль, 1983. 270 с.
21. *Степанов В.Н., Галеркин Л.И., Кутько В.П. и др.* Формирование и изменчивость гидрофизических полей северной части Атлантического океана. М.: Гидрометеиздат, 1984. 139 с.
22. *Федоров К.Н.* Тонкая термохалинная структура вод океана // Л.: Гидрометеиздат, 1976. 184 с.
23. *Федоров К.Н.* Физическая природа и структура океанических фронтов. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 296 с.
24. *Федоров К.Н.* Изопикнический эффект локального турбулентного перемешивания в океанском пикноклине // *Докл. АН СССР*. 1983. Т. 271. № 5. С. 1230–1234.
25. *Федоров К.Н.* О термохалинных характеристиках фронтов в океане // *Докл. АН СССР*. 1988. Т. 302. № 1. С. 206–210.
26. *Федоров К.Н., Перескоков А.И.* Типизация термохалинных условий стратификации в Мировом океане // *Метеорология и гидрология*. 1986. № 12. С. 71–77.
27. *Филюшкин Б.Н., Кожелупова Н.Г.* Обзор исследований средиземноморских внутритермоклинных вихрей в Атлантическом океане // *Океанологические исследования*. 2020. Т. 48. № 3. С. 123–147.
[https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2020.48\(3\).8](https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2020.48(3).8)
28. *Auer S.J.* Five-year climatological survey of the Gulf Stream system and its associated rings // *J. Geophys. Res.* 1987. V. 92. № C11. P. 11709–11726.
29. *Barret J.R.* Salinity changes in the western North Atlantic // *Deep-Sea Res.* 1969. Suppl. to V. 16. P. 7–16.
30. *Clarke R.A., Hill H.W., Reiniger R.F. et al.* Current system south and east of the Grand Banks of Newfoundland // *J. Phys. Oceanogr.* 1980. V. 10. № 1. P. 25–65.
31. *Defant A.* Die Troposphere des Atlantischen Ozeans // *Wiss. Ergebn. Deut. Atl. Exped.* 1936. Bd. 6. № 7. H. 2.
32. *Dickson R.R., Lazier J., Meincke J. et al.* Long-term coordinated changes in the convective activity of the North Atlantic // *Progr. Oceanogr.* 1996. V. 38. P. 241–295.
33. *Lazier J.R.N.* Observations in the Northwest Corner of the North Atlantic Current // *J. Phys. Oceanogr.* 1994. V. 24. № 7. P. 1449–1463.
34. *Mann C.R.* The termination of the Gulf Stream and the beginning of the North Atlantic Current // *Deep-Sea Res. and Oceanographic Abstract*. 1967. V. 14. Issue 3. P. 337–359.
35. *McWilliams J.C.* Oceanic frontogenesis // *Annu. Rev. Mar. Sci.* 2021. V. 13. P. 227–253.
<https://doi.org/10.1146/annurev-marine-032320-120725>
36. *McWilliams J.C., Gula J., Molemaker M. J.* The Gulf Stream north wall: ageostrophic circulation and frontogenesis // *J. Phys. Oceanogr.* 2019. V. 49. № 4. P. 893–916.
<https://doi.org/10.1175/JPO-D-18-0203.1>
37. *Olson D.B., Brown O.B., Emmerson S.R.* Gulf Stream frontal statistics from Florida Straits to Cape Hatteras derived from satellite and historical data // *J. Geophys. Res.* 1983. V. 88. № C8. P. 4569–4577.
38. *Pickart R.S.* Is Labrador Sea water formed in the Irminger Basin // *Int. WOSE Newsl.* 2000. № 39. P. 6–8.
39. *Pickart R.S., Torres D.J., Clarke R.A.* Hydrography of the Labrador Sea during active convection // *J. Phys. Oceanogr.* 2002. V. 32. № 2. P. 428–457.
40. *Schmitt R.W.* The Caribbean sheets and layers transects (C-Salt) program // *EOS*. 1987. V. 68. P. 57–60.
41. *Spall M.A., Pickart R.S.* Where does dense water sink? A Subpolar Gyre example // *J. Phys. Oceanogr.* 2001. V. 31. P. 810–826.
42. *Sverdrup H.U., Johnson M.W., Fleming R.H.* The oceans, their physics, chemistry and general biology // New York, Prentice-Hall, 1942. 1060 p.
43. *Talley L.D., McCartney M.S.* Distribution and circulation of Labrador Sea water // *J. Phys. Oceanogr.* 1982. V. 12. № 11. P. 1189–1205.

About a Possible Frontogenetic Role of Salt Finger Type Convection in the Ocean

A. I. Pereskokov[#]

All-Russian Scientific Research Institute of Hydrometeorological Information – World Data Center, Obninsk, 249035 Russia

[#]*e-mail: peres@meteo.ru*

The fundamental problem of the study of oceanic fronts is to find the mechanisms that play an essential role in the generation of fronts (frontogenesis) of planetary scale and to maintain them. To study this problem with regard to the North Atlantic Ocean the fields of horizontal temperature (and salinity) gradients in the intermediate water column have been compared for the first time to the field of density ratio that characterizes the spatial inhomogeneity of vertical heat and mass transfer due to the processes of double diffusion of heat and salt. The comparison shows the presence of more or less sharp thermohaline frontal zones throughout the periphery of the two vast areas in the subtropical and tropical zones covered by intense differential-diffusion convection in the salt finger regime. This is a strong argument for the fact that this previously ignored small-scale (experiencing impact of molecular processes) convection may be a prime cause of large-scale frontogenesis in the oceanic water column.

Keywords: oceanic frontogenesis, horizontal gradients, circulation, eddy formation, main thermocline, diapycnic transfer, double diffusion, salt fingers, density ratio, North Atlantic

УДК 551.465, 551.506, 574.52

СЕЙШЕВЫЕ ТЕЧЕНИЯ АЗОВСКОГО МОРЯ ПО ДАННЫМ НАТУРНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

© 2023 г. Г. Г. Матишов^{1, 2}, К. С. Григоренко², *

¹Федеральный исследовательский центр Южный научный центр РАН,
Ростов-на-Дону, пр. Чехова, 41, 344006 Россия

²Мурманский морской биологический институт КНЦ РАН,
Мурманск, ул. Владимирская, 17, 183010 Россия

*e-mail: klim_grig@mail.ru

Поступила в редакцию 22.06.2022 г.

После доработки 20.07.2022 г.

Принята к публикации 12.09.2022 г.

В работе представлены результаты осенне-зимних съемок термохалинной структуры и течений Таганрогского залива Азовского моря в 2021 г. Оценка периодов сейш собственно моря основана на результатах построения спектров колебаний уровня по данным уровнемера в Темрюке. Проведено сравнение колебаний уровня в Ейске и Донском в Таганрогском заливе. Сделан вывод о преобладании циклически повторяющихся сейшевых течений над ветровыми. Собственная резонансная мода (одноузловая сейша) в восточной части Таганрогского залива имеет период 12 ч, в центральной и западной частях — 24 ч, в собственно Азовском море — 38 ч. Оценки подтверждаются аналитически, измерениями течений и данными уровнемеров. На практике это означает, что при самом сильном сгоне или нагоне через 12–24 часа, при неизменном ветре, направление течения сменится на противоположное. Описанный характер циркуляции, с одной стороны, отличает Азовское море от других аналогичных водных объектов, с другой — позволяет необычным образом раскрыть энергетический потенциал бассейна.

Ключевые слова: Азовское море, Таганрогский залив, бесприливные бассейны, сейши, сгоны и нагоны, ADCP-измерения, литодинамика, морские течения

DOI: 10.31857/S0030157423010094, **EDN:** AGOHMU

ВВЕДЕНИЕ

Азовское море относится к бассейну Атлантического океана, но удалено от него максимально далеко. Режимобразующие параметры — это речной сток и уравнивающий его приток из Черного моря. Приливно-отливные колебания поверхности неразличимы, вместо них доминируют сгонно-нагонные явления. Среди длинных волн хорошо описаны сейши — стоячие волны, возникающие в замкнутых или частично замкнутых водоёмах. Движение волны отсутствует, происходит только поднятие и опускание поверхности водоема. Узлом сейши называется область, где отсутствуют колебания уровня. Наиболее ранние описания сейш Азовского моря относятся к 1920-м гг. [11]. По расчетам Г.С. Иванова установлено, что одноузловая сейша имеет суточный период [10]. В [6] приводятся данные мареографов в Ейске, Темрюке и Геническе. Рассматривается суточный ход уровня воды и делаются выводы о сейшевой цикличности моря с периодами 6, 8 и 12 ч. Предполагается, что силой, поддерживающей колебания, является притяжение Солнца.

Наблюдения за уровнем Азовского моря в позднесоветский период собраны в исчерпывающей монографии [5]. Авторы высказали идею об очень тесной связи между волновыми и ветровыми изменениями поверхности. В частности, указано, что сгонно-нагонные колебания уровня имеют вид одноузловой сейши. С 1980-х важнейшим направлением становится моделирование водных процессов [7, 9]. Отметим работу [8] по сейшам в Онежском озере, одном из водоемов-аналогов Азовского моря, где, в частности, описываются низкочастотные колебания с периодом 12 ч 25 мин, обусловленные полусуточным лунным приливом, со ссылками на похожие наблюдения и в других крупных озерах [23, 28]. Ю.И. Инжебейкин в работах по моделированию сейш с помощью численной гидродинамической модели [16] указывает следующие периоды: 38.4, 23.7, 12.1, 8.8 и 5.1 ч для 1-, 2-, 3-, 4- и 5-узловой сейши Азовского моря.

Роль сейш в гидродинамике моря раскрыта недостаточно. Теоретические оценки основаны на измерениях береговых уровнемеров. В [19] приведена схема течений, построенная по данным тер-

мохалинной структуры. Полностью отсутствуют измерения, поэтому задача инструментальных наблюдений скоростей и направления течений, а также исследования закономерностей их цикличности представляется чрезвычайно актуальной. Решение этой проблемы даст возможность для качественно иного взгляда на вопросы распространения загрязнений и взвесей, а также будет полезным при изучении береговой абразии бассейна.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Для исследования сейшевых течений проведена серия экспедиций НИС “Денеб” Южного научного центра РАН в ноябре (выполнено 23 станции) и декабре (выполнено 27 станций) 2021 г., всего 50 точек океанологических исследований. Работы выполнялись с постановкой судна на якорь, для исключения дрейфа. Измерения параметров течений и термохалинной структуры проводились с борта судна с помощью регистратора течений Aanderaa RCM 9 LW, оснащенного дополнительно датчиками давления, температуры и электропроводности. Дискретность измерений настраивается оператором от 30 секунд до 2 часов. Датчики измеряют течения на расстоянии от 0.4 до 2.2 м от прибора. Частота акустического сигнала составляет 2 МГц, соответственно, производителем заявлен диапазон измерения скоростей от 0 до 300 см/с с абсолютной точностью ± 0.15 см/с. Точность магнитного компаса для определения направления течений составляет $\pm 5^\circ$. Ложные записи измерений помечены и отфильтрованы согласно программному обеспечению фирмы-производителя Aanderaa [25].

Вертикальное профилирование течений на каждой станции проводилось с интервалом 30 с в ноябре и 5 мин в декабре на каждом горизонте измерений с шагом 1 м. Для построения векторных картосхем Таганрогского залива (рис. 1, 3) выбиралось значение в средней части водной толщи (2.5 м), затем для каждого разреза проводилось усреднение значений. На продолжительных якорных стоянках (ночевках, суточных станциях и штормовании) Aanderaa RCM 9 LW работал как буйковая станция на глубине 2–3 м в течение 18–90 ч. Дискретность измерений составила 30 мин.

Спектры колебаний уровня рассчитаны с использованием алгоритмов быстрого преобразования Фурье, реализованных в пакете Matlab. Исходной информацией для расчетов послужили данные об уровне воды на береговых постах Азовского моря за полный 2021 г, взятые из системы мониторинга природных явлений “Эмерсит” [21], а также из системы гидрометеорологического мониторинга ЮНЦ РАН в пос. Донской. Дискретность измерений обеих систем составляет 10 мин.

Направление и скорость ветра фиксировались судовой метеостанцией НИС “Денеб” Vaisala.

В качестве сравнительной теоретической оценки сейшевых колебаний Азовского моря использована работа Ю.И. Инжебейкина [16], основанная на модели [26]. Математическая постановка строится на резонансе периода волны, проходящей через открытую границу полузамкнутого бассейна, и собственных колебаний этого бассейна.

В сборе натурных океанографических данных участвовали к.б.н. Е.П. Олейников и А.Ю. Московец, консультативную поддержку оказывал д.ф.м.н. Ю.И. Инжебейкин.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПОЛЕВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

При исследовании режима уровня Азовского моря основное внимание приковывают к себе разрушительные нагоны. Подробный анализ при этом показывает наличие волнового характера развития процесса. Например, пики нагонов 24–25 сентября 2013 и 24–25 сентября 2014 [13] соответствуют срокам ежесуточных максимумов уровня воды, а общая продолжительность аномального стояния вод не превышает 48–50 ч, двух суточных циклов.

Интересные результаты получены во время параллельного измерения уровня и солёности воды с интервалом 30 мин во время нагона 27–28 июня 2014 г. Измеритель течений Aanderaa RCM 9 LW, оснащенный датчиком электропроводности, располагался на предустьевом взморье Таганрогского залива. Наблюдения показали, что изменения уровня и солёности происходят неравномерно, причем солёность может расти при понижении уровня. Выделено три пика солёности. Первый зарегистрирован после 7 ч начала повышения уровня. Второй — через 13.5 ч после первого, при падении уровня. Уровень воды продолжил снижаться, солёность тоже понизилась, а затем выросла еще через 11 ч после второго пика.

Продолжительность ветров восточной составляющей и вызванных ими сгонов в регионе измеряется неделями. В [14] подробно описаны причины, последствия и хронология экстремальных ветровых сгонов дельты Дона в 2015 и 2016 гг. Рассмотрены колебания уровня на гидропосту “Кагальник” в течение 30 дней с 5 октября. На рисунках работы отлично видны колебания суточного периода даже в условиях максимального, величинной более 1.5 м, сгона. Сильный продолжительный восточный ветер не приводит к монотонному падению уровня. С 24-часовым интервалом, на фоне общего снижения, не только в 2015–2016 гг., но и во время других продолжительных сгонов происходит приток воды в протоки дельты продолжительностью 6–12 ч. Это означает, что в такие фазы в Таганрогском заливе преобладают

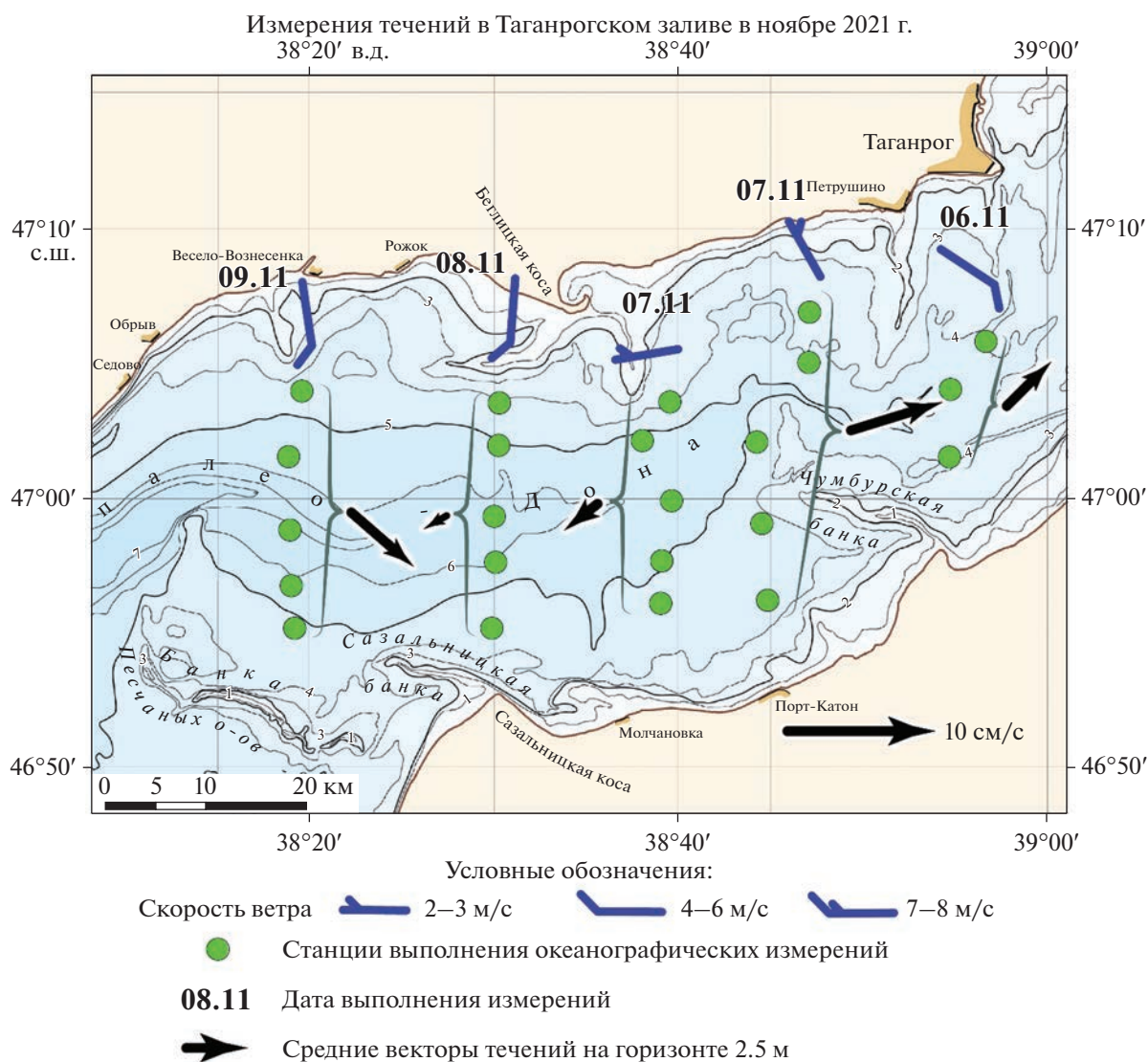


Рис. 1. Периодический характер течений в Таганрогском заливе Азовского моря в ноябре 2021 г.

течения, направленные против штормового сгонного ветра.

На Дону широко известно явление “обратной низовки”, или “черноморки”. Это нагон, образованный в условиях смены сильного ветра восточной составляющей и сгона на сильный юго-юго-западный ветер. Водный поток, сформированный таким ветром, усилен за счет компенсационного течения [18]. Обратная низовка также имеет сейшевую природу. Ее динамика имеет строгую суточную цикличность на фоне неперiodических изменений направления и силы ветра.

Новейшие экспериментальные исследования [15] показывают, что течения Таганрогского залива имеют повсеместную цикличность. Изменения направления таких течений характеризуются суточными периодами.

На рис. 1 представлены результаты измерений течений восточной части Таганрогского залива с 6 по 9 ноября 2021 г в векторной форме. Съемка сопровождалась ветром до 6 м/с. 6, 8 и 9 ноября преобладали ветра с юго-юго-востока. Усредненные векторы во всех случаях направлены вдоль изобат.

Два крайних восточных разреза выполнены в течение суток, в этом районе преобладало движение вод на восток. Промеры на центральном разрезе проведены во второй половине дня 7 ноября. В это время уже оказалось зафиксировано движение на запад. На отдельных станциях 8 ноября максимальные скорости течений достигали 15–19 см/с, усредненное слабое движение направлено на запад. На крайнем западном разрезе 9 ноября регистрировались уверенные течения на восток.

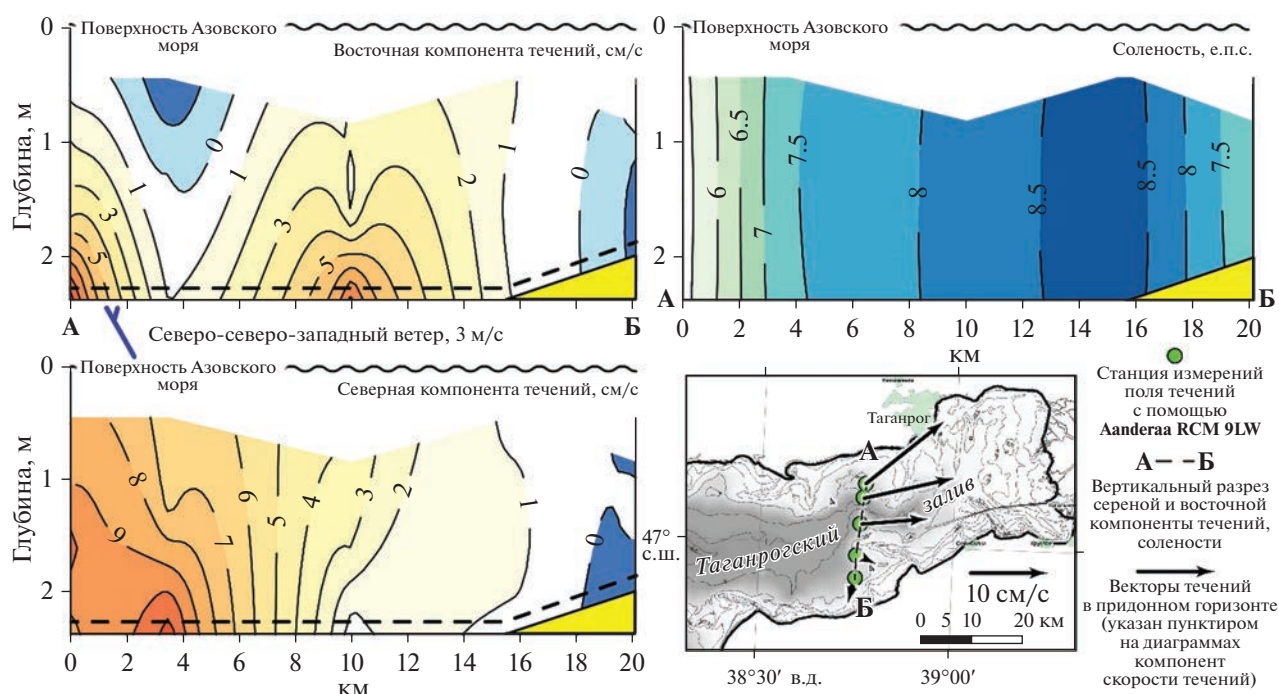


Рис. 2. Вертикальные разрезы составляющих скорости течений и солёности в восточной части Таганрогского залива 7 ноября 2021 г.

Природу течений, отличную от ветровой, подчеркивают вертикальные разрезы компонент скорости на первом разрезе 7 ноября, изображенные на рисунке 2. Максимумы обеих компонент скорости находятся у дна. Максимальная солёность, более 8.5 е.п.с., отмечена в области с околонулевыми скоростями движений вод в тени Чумбурской банки. Опреснение речным стоком заметно у берегов, по краям от набегающей к вершине залива волны.

Через месяц, в декабре 2021 г измерения в восточной части Таганрогского залива проведены повторно (рис. 3). Суточный интервал между разрезами не соблюдался. На крайних станциях каждого разреза Aanderaa RCM 9 LW выставлялся на 18–90 ч как буйковая станция (рис. 4). Первый этап работ сопровождался умеренными ветрами южного (до 7 м/с) и северного (до 6 м/с) направлений. Смена направления усредненного течения произошла за 48 часов. С 11 по 14 декабря, во время усиления восточного ветра до штормовых 15–17 м/с, измерения проводились в районе Сазальницкой косы, на одной точке (рис. 4). В западной части залива почти повсеместно течение направлено против ослабевшего сгонного ветра. Очевидно обтекание восточным течением косы Долгой. Западный перенос обнаружен на станции, расположенной южнее продольной оси залива. Воды, проходящие через Должанский пролив, забираются перед проливом между Кривой косой и мелководьями Песчаных островов, у южного бе-

рега формируются циклонические мезомасштабные вихри.

Во время каждого измерения в буйковом режиме отмечена периодическая изменчивость векторов течений (рис. 4). На приустьевой станции 1 стоковое течение Дона неразлично, период колебаний скорости течения, в большей степени, составил 6 ч. Здесь же зарегистрирована максимальная за всю декабрьскую экспедицию скорость течения 35 см/с. Действовал умеренный ветер (до 7 м/с) южных направлений. 18-ти часовой интервал обнаружен на близкой к устью, но расположенной у северного берега станции 4. Ветер сменился на северный только через 48 часов после начала измерений. У южного берега центральной части Таганрогского залива, вблизи поселка Порт-Катон, течения оказались направлены преимущественно на север. Интервал северо-западного течения с максимумом 19 см/с составил 25 ч. Порядка 6–12 ч, между выраженными пиками скоростей, наблюдалось вращение направления движения вод от северо-западного по часовой стрелке. Скорости таких движений были минимальными – 4–6 см/с. У Беглицкой косы (ст. 14), при наименьшей продолжительности измерений (18 ч), зафиксировано колебание северного – южного течения с периодом 10 ч.

На границе между центральной и западной частями Таганрогского залива, к западу от подводной оконечности Сазальницкой косы измерения



Рис. 3. Периодический характер течений в Таганрогском заливе Азовского моря в декабре 2021 г.

проводились в течение почти четырех суток. В этот промежуток времени произошел типичный для Приазовья трехдневный зимний цикл усиления сгонного восточного ветра до штормовых 15–17 м/с. На диаграмме (рис. 4) наглядно представлен 36-часовой цикл течений. На более восточных станциях преимущественно наблюдалось колебание северное – южное течение. Здесь же добавляется и меридиональная компонента. Полные сутки 13 декабря, при максимальном встречном ветре, преобладало северо-восточное течение со скоростью до 24 см/с.

Для анализа волновых изменений уровня моря в целом построены спектры колебаний поверхности моря по данным береговых уровнемеров за 2021 г. (рис. 5). Частотные распределения похожи, но при этом имеются заметные различия. Ближе всего к расчетным значениям периодов сейш [16] данные уровнемера в Темрюке. Ейск расположен в западной части Таганрогского залива. Этот район отделяется относительно узкими протоками с запада между Долгой и Белосарайской косами, с востока – между Кривой косой и отмелями Песчаными островами. Относительная изоляция приводит к преобразованию заходящих волн и наложению на собственные колебательные си-

стемы. Вершина Таганрогского залива имеет вытянутую прямоугольную форму, благодаря чему заходящие с моря волны многократно отражаются и накладываются друг на друга. На спектре формируется последовательность пиков на кратных частотах, с выраженным полусуточным периодом. В Донском отчетливо выражен пик инерционной частоты. В Темрюке ближайший максимум имеет немного меньшую частоту, ей соответствует период около 18 ч. В Ейске ближайший к инерционному пик имеет меньшую частоту – 14 ч. В Таганрогском заливе в целом выделяются полусуточный и суточный периоды, в собственно Азовском море остается только полусуточный.

В Черном море можно выделить захваченные береговые волны [17]. Узкий и мелкий Керченский пролив не позволяет рассматривать Азовское море как шельф Черного, и рассмотренный тип движений не наблюдается. Некорректные результаты в Азовском море дает и оценка шельфовых волн по методике [1, 12]. В многочисленных источниках подтверждается [3, 4, 11, 20, 22], что для оценки периодов собственных колебаний достаточно формулы Мериана $\tau_0 = 2L/\sqrt{gH}$ [3, 4, 27]. Расчет проводится для замкнутого прямоугольного бассейна без учета вращения Земли, с посто-

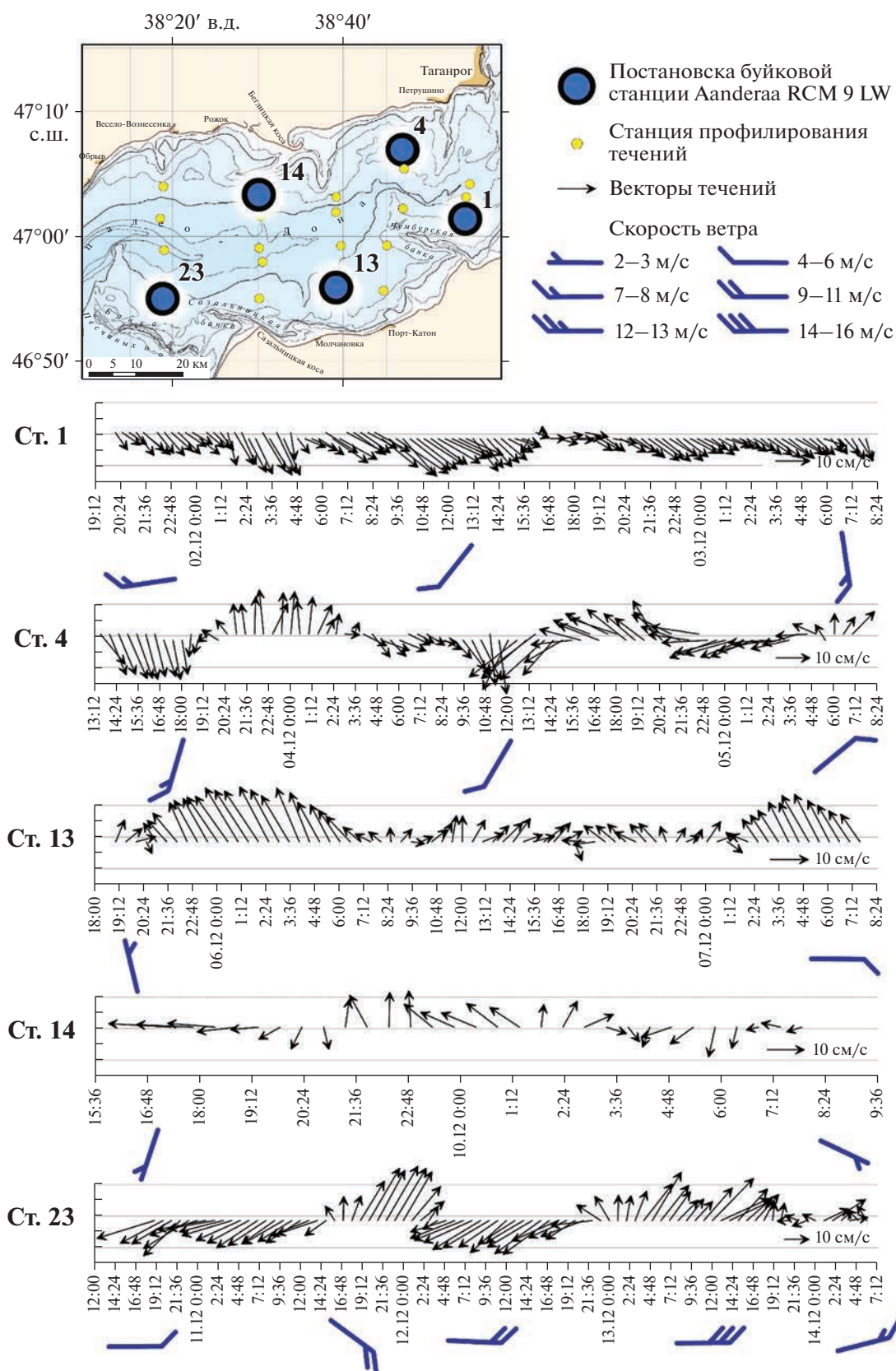


Рис. 4. Векторные диаграммы течений на буйковых станциях в Таганрогском заливе в декабре 2021 г.

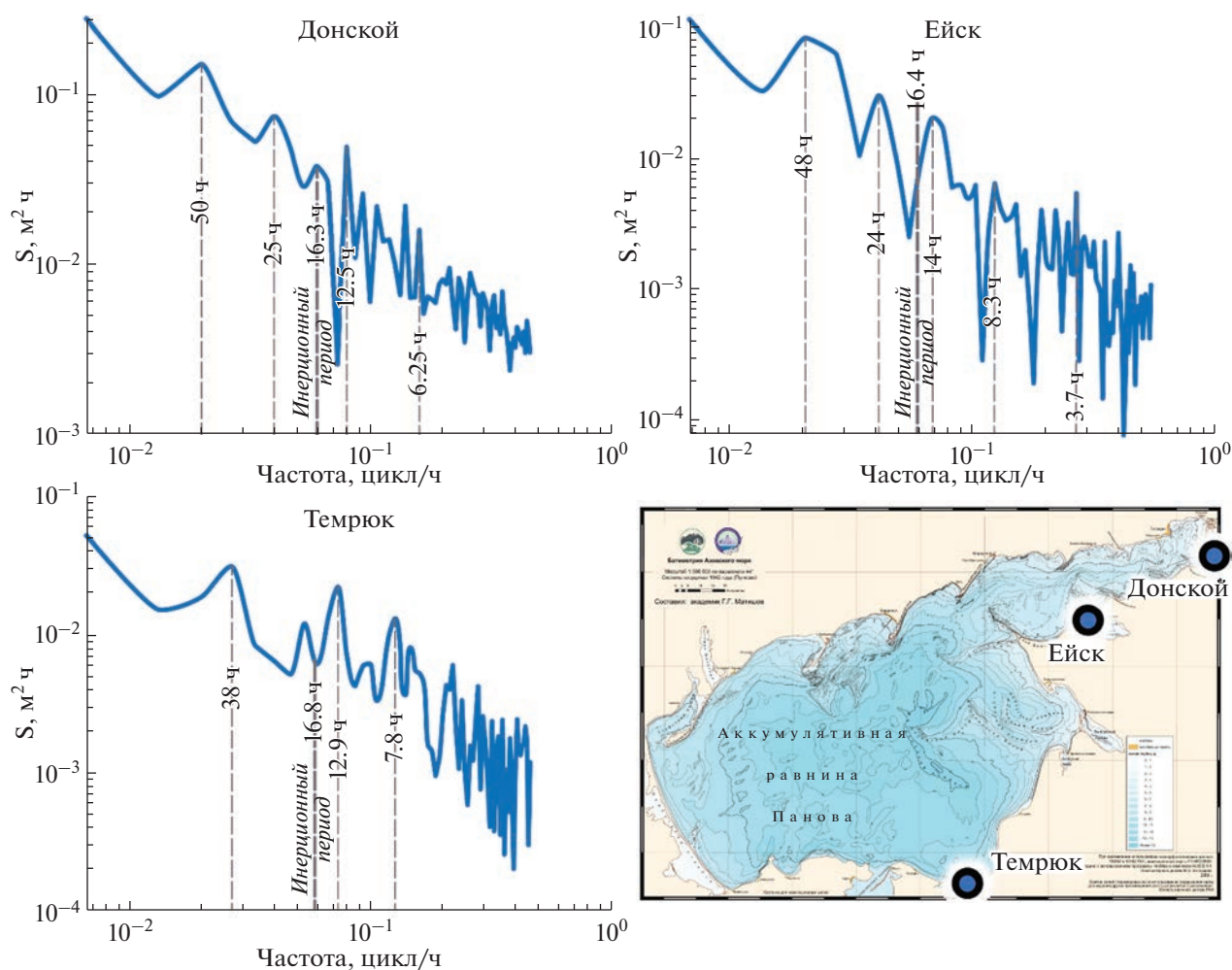


Рис. 5. Спектры колебаний уровня восточной части Азовского моря в 2021 г.

янным прямоугольным сечением и глубиной H , длиной L , где τ_0 — наибольший собственный период, соответствующий одноузловой сейше, g — ускорение свободного падения. Для восточной части Таганрогского залива принята длина 45 км (от устья Дона примерно до Беглицкой косы) и глубина 5 м. Период первой моды при этих параметрах составил 12.9 ч (узкий и отчетливый пик для Донского на рис. 5). Для центральной и западной частей период 24.8 ч получен для длины 110 км и глубины 8 м, что хорошо соответствует району от косы Долгой до Чумбурской. Отметим, что приведенные размерности бассейна не являются произвольными. Они соответствуют батиметрическим отсекам залива, которые отделены от моря и друг от друга отмельными подводными продолжениями береговых кос, затрудняют водообмен, а также соответствуют общепринятым зоогеографическим районам Азовского моря [5]. По северной широте 46° длина Азовского моря составляет примерно 230 км. При глубине такого

бассейна, равной 14 м, период одноузловой сейши составит 39.3 ч. Полученные оценки присутствуют на фактических максимумах спектров (рис. 5). Для Темрюка 38 ч являются первым пиком. Переотражение и наложение волн из соседних акваторий приводит к проявлению пиков на кратных частотах в Таганрогском заливе.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Сгонно-нагонные ветры являются одной из наиболее известных причин возникновения сейш. Эти явления находятся в настолько тесной взаимосвязи, что представления о ветровой схеме течений Азовского моря следует рассматривать как фазы сейшевых течений. При самом сильном сгоне или нагоне через 12–24 ч, при неизменном ветре, направление течения сменится на противоположное.

Таким образом, можно предполагать, что сейшевые течения являются основой гидродинами-

ки Азовского моря. Точный ответ потребует строгих решений задач спектрального анализа [2]. В этом отношении Азовское море является уникальным среди других аналогичных водных объектов. Крупные ледниковые озера (Ладожское, Онежское, Великие Американские озера) — глубже, поэтому развиваются плотностные течения [24]. В эстуариях сибирских рек и в Белом море решающее значение имеют приливы. Мелководная северная часть Каспийского моря, заливы восточной части Балтийского моря (Финский, Рижский, Гданьский) открытыми частями связаны с более глубокими бассейнами (Южный Каспий — максимальная глубина 1025 м, собственно Балтийское море — 470 м), из-за чего сейшевая динамика становится менее выражена и уже не играет такую роль для перемешивания.

ВЫВОДЫ

Полученные результаты косвенно подтверждаются современной формой кос, а также их подводных продолжений. Затопленные части Павло-Очаковской, Петрушинской, Чумбурской, Беглицкой, Сазальницкой, Кривой и Елениной кос направлены вдоль стокового течения Палеодона периода фанаторийской регрессии и нимфейской трансгрессии моря. Современная форма говорит о циклонической циркуляции в море к западу от косы Долгой. С востока Таганрогского залива округлая форма Павло-Очаковской, Чумбурской, Сазальницкой и закругленная — Беглицкой соответствуют последовательному чередованию направления течений. Размеры и направление Долгой косы сформированы равновесием между циклоническим переносом к западу и сейшево-стоковым с востока. Наблюдающееся с середины XX века разрушение косы может являться еще одним следствием маловодья Дона — ослабления стокового течения.

Проведенная работа может быть полезной для исследования гидро- и литодинамики крупных водохранилищ, озер и внутренних бесприливных морей.

Волновой характер течений позволяет предположить, что Азовское море обладает потенциалом для строительства бесплотинных гидроэлектростанций. В устьях между Белосарайской и Долгой, в меньшей степени между Кривой и Сазальницкой косами, даже в безветренную погоду течения имеют скорости 0.3–0.5 м/с и суточную цикличность смены направления. При развитии и повышении эффективности соответствующих технологий подобный источник мог бы обеспечить прибрежные населенные пункты доступной и экологически чистой электроэнергией.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ.

Исследование выполнено в рамках выполнения госзадания ЮНЦ РАН “Южные моря России и их водосборы: современное состояние и многолетняя изменчивость в условиях глобальных климатических воздействий и индустриальных вызовов — с целью оценки ресурсов и обеспечения безопасности пространственного развития страны” № государственной регистрации темы 122011900153-9, на научно-экспедиционных судах и оборудовании ЦКП ЮНЦ РАН № 501994.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белоненко Т.В., Колдунов А.В. Шельфовые волны в море Бофорта по данным гидродинамической модели MITgcm // *Океанология*. 2018. Т. 58. № 6. С. 854–863.
2. Бендат Дж., Пирсол А. Измерение и анализ случайных процессов. — М.: Изд-во “Мир”, 1971. 408 с.
3. Бухтеев В.Г., Доронин Ю.П., Зубова М.М., Карлин Д.Н., Крейман К.-Д., Кузнецова Л.Н., Макаров В.А., Мензин А.Б., Некрасов А.В., Торяков Б.И. Динамика океана. — Л.: Гидрометеиздат, 1980. 304 с.
4. Герман В.Х. Спектральный анализ колебаний уровня Азовского, Черного и Каспийского морей в диапазоне частот от одного цикла за несколько часов до одного цикла за несколько суток // *Тр. ГОИН*. 1970. Вып. 103. С. 52–73.
5. Гершанович Д.Е., Гончарев Н.П., Затучная Б.М., Симонов А.И. (ред.). Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Том V. Азовское море. Санкт-Петербург: Гидрометеоздат, 1991. 236 с.
6. Гидрометеорологический справочник Азовского моря. — Л.: Гидрометеоздат, 1962. 856 с.
7. Иванов В.А., Манилюк Ю.В., Черкесов Л.В. О сейшах Азовского моря // *Метеорология и гидрология*. 1994. № 6. С. 105–110.
8. Иванов В.А., Пальшин Н.И., Манилюк Ю.В. Сейши Петрозаводской губы Онежского озера // *Водные ресурсы*. 2019. Т. 46. № 5. С. 503–510.
9. Иванов В.А., Шульга Т.Я. Влияние атмосферных фронтов на свободные и вынужденные колебания уровня Азовского моря // *Доклады академии наук*. 2019. Т. 486. № 6. С. 737–741.
10. Иванов Г.С. О колебаниях уровня Азовского моря, обусловленных гидрометеорологическими факторами // *Доклады ГОИН*. 1945. № 56. С. 1–11.
11. Курчатов И.В. Сейши в Черном и Азовском морях. — М.: Изд-во Центрального Гидрометбюро, 1925. Вып. 4. С. 149–158.
12. ЛеБлон П., Майсек Л. Волны в океане. Т. 1. М.: Мир, 1981. 480 с.
13. Матишов Г.Г. Случаи экстремальной адвекции соленых вод в дельту Дона и льда в Керченский пролив // *Доклады академии наук*. 2015. Т. 465. № 1. С. 99–103.
14. Матишов Г.Г., Григоренко К.С. Причины осолонения Таганрогского залива // *Доклады академии наук*. 2017. Т. 477. № 1. С. 92–96.

15. Матишов Г.Г., Григоренко К.С. Динамика и термохалинная структура вод контактных зон Азовского моря // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2022. Т. 502. № 2. С. 107–114.
16. Матишов Г.Г., Инжебейкин Ю.И. Численные исследования сейшевых колебаний уровня Азовского моря // Океанология. 2009. Т. 49. № 4. С. 485–493.
17. Матишов Г.Г., Инжебейкин Ю.И. Субинерционные движения на северо-восточном шельфе Черного моря // Доклады академии наук. 2012. Т. 446. № 6. С. 686–689.
18. Матишов Г.Г., Клецников А.В., Григоренко К.С. и др. Изменение водного баланса в бассейне Нижнего Дона в условиях маловодья // Наука юга России. 2018. Т. 14. № 3. С. 45–55.
19. Матишов Д.Г., Ильин Г.В., Моисеев Д.В. Сезонная термохалинная изменчивость водных масс в Таганрогском заливе Азовского моря // Вестник Южного научного центра РАН. 2007. Т. 3. № 1. С. 28–35.
20. Медведев И.П., Архипкин В.С. Колебания уровня моря в Голубой бухте (Геленджик) // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 5. География. 2015. № 3. С. 70–78.
21. Система мониторинга “Эмерсит”: [Электронный ресурс]. URL: <http://emercit.ru/map/>. (Дата обращения 16.03.2022).
22. Степаненко В.М. Параметризация сейш для одномерной модели водоема // Труды МФТИ. 2018. Т. 10. № 1. С. 97–111.
23. Стурова И.В. Влияние ледяного покрова на колебания жидкости в замкнутом бассейне // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2007. Т. 43. № 1. С. 128–135.
24. Филатов Н.Н. Гидродинамика озер. Санкт-Петербург: Наука, 1991. 200 с.
25. Aanderaa Data Instruments AS: [Электронный ресурс]. URL: <https://www.aanderaa.com/>. (Дата обращения 16.03.2022).
26. Greenberg D.A. A numerical model investigation of tidal phenomena in the Bay of Fundy and a Gulf of Maine // Mar. Geod. 1979. V. 2. № 2. P. 161–187.
27. Merian J.R. Ueber die Bewegung tropfbarer Flüssigkeiten in Gefäßen. Basel: Schweighauser, 1828. 53 s.
28. Miller G.S., Sailor J.H. Currents and temperatures in Green Bay, Lake Michigan // Int. Assoc. Great Lakes Res. 1985. V. 11. P. 97–109.

Seiche Currents of the Azov Sea Based on the Field Observations

G. G. Matishov^{a, b}, K. S. Grigorenko^{b, #}

^aFederal Research Centre the Southern Scientific Centre of the Russian Academy of Sciences, Rostov-on-Don, Russia

^bMurmansk Marine Biological Institute, Kola Scientific Centre, Russian Academy of Sciences, Murmansk, Russia

[#]e-mail: klim_grig@mail.ru

The paper presents the results of autumn-winter surveys of the thermohaline structure and currents of the Taganrog Bay of the Azov Sea in 2021. The seiche periods of the sea proper are estimated from the results of spectral analysis of data from Temryuk level detectors. A comparison was made with the spectra of level fluctuations in Yeisk and Donskoy. The conclusion is made about the predominance of cyclically repeating seiche currents over wind currents. The eigen resonance mode (uninodal seiche) in the eastern part of the Taganrog Bay has a period of 12 h, in the central and western parts - 24 h, in the Azov Sea proper - 38 h. Estimates are confirmed analytically, by current measurements and by level detectors. In practice, this means that with the strongest positive and negative water setups in 12–24 hours, with a constant wind, the direction of the current will change to the opposite. The described nature of the circulation, on the one hand, distinguishes the Azov Sea from other similar water bodies, on the other hand, it makes it possible to reveal the energy potential of the basin in an unusual way.

Keywords: the Azov Sea, the Taganrog Bay, tideless basins, seiches, positive and negative water setups, ADCP measurements, lithodynamics, sea currents

УДК 551.465

ВЛИЯНИЕ МЕЗОМАСШТАБНОГО ПЕРЕМЕШИВАНИЯ НА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ФИТОПИГМЕНТОВ В ФОТИЧЕСКОМ ВОДНОМ СЛОЕ ПО СПУТНИКОВЫМ МУЛЬТИСПЕКТРАЛЬНЫМ ДАННЫМ О ЦВЕТЕ ОКЕАНА (ПРИМЕР ТАСМАНОВА МОРЯ)

© 2023 г. Г. С. Карабашев*

*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, Россия***e-mail: genkar@mail.ru*

Поступила в редакцию 15.02.2022 г.

После доработки 18.08.2022 г.

Принята к публикации 15.09.2022 г.

Непостоянство состава фитопигментов при интенсивном мезомасштабном перемешивании фотического слоя Тасманова моря исследовано по MODIS-снимкам его поверхности. Для этого каждому пикселю снимка присваивается индекс WRM (Wavelength of Reflectance Minimum (длина волны минимума коэффициента яркости)), равный сумме длин волн минимумов в спектре коэффициента яркости водной поверхности в границах пикселя на местности. WRM приемлем как индикатор непостоянства состава фитопигментов в водной толще, поскольку спектры поглощения света фитопигментами в водной среде меняются вслед за видовой принадлежностью фитопланктона при том, что ослабление света водой как растворителем и ее примесями иной природы уступают поглощению света фитопигментами по спектральной селективности. Сравнительный анализ распределений индексов WRM и характеристик вод Тасманова моря показал, что при повышенной мезомасштабной изменчивости вод открытого океана содержание фитопигментов в приповерхностном слое достигает уровня, при котором в спектрах обратно-рассеянной солнечной радиации появляются минимумы пигментного происхождения на длинах волн 400–550 нм, различимые мультиспектральными сканерами цвета океана. Этот эффект игнорируется общепринятыми алгоритмами определения хлорофилла по данным мультиспектральных сканеров цвета океана (band-ratio algorithms) и, видимо, является одной из причин известной склонности таких алгоритмов завышать оценки концентрации хлорофилла относительно его реального содержания даже на акваториях, свободных от влияния внешних источников оптически значимых примесей в водной толще.

Ключевые слова: MODIS, спектральное индексирование пикселей снимков Тасманова моря, мезомасштабная изменчивость фитопигментов в фотическом водном слое

DOI: 10.31857/S0030157423010045, **EDN:** ANUVAZ

1. ВВЕДЕНИЕ

Спектральные характеристики солнечной радиации, обратно-рассеянной водной толщей, давно используются при дистанционном определении биопродуктивности природных водоемов по данным мультиспектральных сканеров цвета океана (СЦО) типа SeaWiFS, MODIS и др. [2, 12]. Совершая несколько оборотов вокруг Земли в светлое время суток, СЦО формирует растровые изображения океана глобального охвата, что недостижимо иными средствами изучения океана. Трудность в том, что указанные СЦО относятся к мультиспектральным устройствам с ограниченным количеством спектральных каналов в видимой области спектра (400–700 нм). Они достаточны для обнаружения эффектов, обусловленных водой и ее примесями с относительно “гладкими”

спектрами поглощения света (эоловая взвесь, РОВ, взмученные донные осадки и др.), но слишком малочисленны для восстановления формы спектров коэффициента яркости водного бассейна с учетом спектральных свойств пигментов фитопланктона. Попытки обойти эту трудность, опираясь на гипотезу Case1/Case2 waters [12, 13] как основу дистанционного определения хлорофилла в океане, уязвимы для критики [11], поскольку эта гипотеза основана на допущении о решающем влиянии продуктов жизнедеятельности морских растений и животных на светопоглощение природными водами и игнорирует возможность непосредственной зависимости формы спектра обратно-рассеянной солнечной радиации от количества пигментов в верхней толще водного бассейна.

Было показано [8], что в мультиспектрах обратно-рассеянной солнечной радиации, регистрируемых СЦО MODIS, нередко минимумы коэффициента яркости моря Rrs на длинах волн максимального поглощения света хлорофиллом и дополнительными пигментами. СЦО MODIS выгодно отличается от других СЦО последовательностью спектральных каналов на длинах волн $\lambda_1 = 412$, $\lambda_2 = 443$, $\lambda_3 = 469$, $\lambda_4 = 488$, $\lambda_5 = 537$, $\lambda_6 = 547$, $\lambda_7 = 555$, $\lambda_8 = 645$, $\lambda_9 = 667$, $\lambda_{10} = 678$ нм. Среди них каналы на λ_2 и λ_{10} реагируют на присутствие хлорофилла в воде в форме минимума (светопоглощение) и максимума (флуоресценция) в спектре Rrs соответственно. Вместе с тем каналы от λ_1 до λ_7 покрывают интервал длин волн, которому принадлежат полосы поглощения света большинства фитопигментов [17]. Эти полосы частично перекрываются, и потому в MODIS-спектре Rrs пикселя растрового изображения моря вероятны минимумы пигментного происхождения.

Спектральные минимумы Rrs эффективны как инструмент диагностики потому, что в морской среде отсутствуют вещества со спектрами поглощения света более узкими, чем спектры поглощения света фитопигментами. Сам факт обнаружения минимума Rrs на длине волны λ_n относительно λ_{n-1} и λ_{n+1} в спектре пикселя MODIS-снимка акватории однозначно указывает на присутствие отдельного пигмента или комбинации пигментов в воде. Спектры поглощения и рассеяния света другими примесями природных вод (минеральная взвесь, РОВ и т.п.) описываются гладкими функциями длины световой волны и лишены экстремумов в видимой области спектра, сравнимых со спектрами пигментов по селективности [10]. Поэтому амплитуда линии поглощения света хлорофиллом ALH на длине волны 443 нм, определяемая как разность спектрально-близких Rrs , почти не зависит от концентраций иных окрашенных примесей в морской воде и может служить ориентировочным показателем обилия этого пигмента в воде.

Величину ALH нетрудно определять попиксельно путем линейной интерполяции оценок Rrs на длинах волн подошвы (412 и 469 нм) и минимума (443 нм) контура кривой поглощения света хлорофиллом по данным СЦО MODIS:

$$ALH = Rrs(412) + 0.54[Rrs(469) - Rrs(412)] - Rrs(443). \quad (1)$$

Подобный подход применим также к минимумам в области $\lambda > 443$ нм. Их появление неизбежно при надпороговой концентрации дополнительных пигментов, чьи спектры поглощения смещены к длинноволновому пределу видимого сол-

нечного излучения относительно пика поглощения света хлорофиллом [17].

Спектральное индексирование пикселей (СИП) MODIS-снимков водной поверхности (СИП-подход [8]) позволяет реализовать ориентировочный качественный анализ фитопигментов в толще, доступной дистанционному зондированию в видимой области спектра. Для этого атрибутам пикселя MODIS-снимка присваивается индекс WRM (Wavelength of Reflectance Minimum (длина волны минимума коэффициента яркости)), равный сумме длин волн минимумов в спектре коэффициента яркости водной поверхности в границах пикселя на местности. При дальнейшей обработке данных выполняется попиксельная проверка совпадения суммы длин волн минимумов в спектре отдельного пикселя MODIS-изображения моря с одним из WRM-кодов в таблице возможных сочетаний минимумов при регистрации спектра Rrs на длинах волн от λ_1 до λ_{10} спектральных каналов СЦО MODIS [8].

Процедура СИП основана на том, что MODIS-изображения акватории моря представимы в виде таблицы атрибутов пикселей снимка (ТАП). В ней первые два столбца заняты географическими координатами пикселей, а остальные хранят оценки Rrs каналами на длинах волн от $\lambda_1 = 412$ до $\lambda_{10} = 678$ нм и определения производных характеристик, включая стандартные расчетные величины chl_a (концентрация хлорофилла a) и K_d (показатель вертикального ослабления солнечного излучения на длине волны 488 нм). Максимумы спектров поглощения солнечного излучения большинством пигментов фитопланктона, как и связанные с ними минимумы Rrs , принадлежат спектральному интервалу 412–555 нм [17]. Коды WRM, соответствующие возможным сочетаниям длин волн пигментных минимумов в спектрах Rrs , зарегистрированных СЦО MODIS вышеуказанными каналами, представлены в табл. 1.

Спектральное индексирование пикселей было проверено на примере “цветений” фитопланктона в Балтийском море и Мексиканском заливе [8] и в регионах с интенсивной мезомасштабной динамикой вод (юг Каспийского моря и район схождения Мальвинского и Бразильского течений [9]). СИП-подход к анализу MODIS-данных из этих регионов позволил обнаружить ряд особенностей распределения и изменчивости носителей пигментов в морской среде. Вместе с тем доказательность этого опыта нуждается в подтверждении в регионах с развитой мезомасштабной динамикой вод, свободной от влияния рельефа дна, речного стока и прочих факторов, несвойственных открытому океану. К таким регионам относится область контакта вод Восточно-Австралийского и Циркумполярного течений в

Тасмановом море [5, 6, 16]. Существенно также, что этот регион неплохо изучен. На этих основаниях регион Тасманова моря был выбран в качестве тест-площадки для проверки эффективности СИП-подхода в регионе, где интенсивное перемешивание деятельного слоя океана происходит вдали от источников посторонних оптически значимых примесей.

2. ОБНОВЛЕНИЕ СИП-ПОДХОДА

Коды в таблице 1 не предусматривают индикацию минимумов Rrs на $\lambda_8 = 645$ нм, вероятных при обилии фикоцианина в воде во время “цветений” носителей этого пигмента (например, цианобактерии *Trichodesmium*). Такие цветения случаются на многих морских акваториях и относятся к опасным природным явлениям из-за токсинов, испускаемых цианобактериями [1]. Поглощение света фикоцианином бывает столь значительным, что его присутствие в воде улавливается каналом СЦО MODIS на 645 нм ([4, 7]) при том, что максимум поглощения света этим пигментом приурочен к 621 нм [17].

Чтобы использовать MODIS-изображения акватории для регистрации проявлений фикоцианина в воде, воспользуемся оценкой высоты пика поглощения света фикоцианином (Phycocyanin Line Height, или PLH)

$$PLH = Rrs(667) - Rrs(645). \quad (2)$$

Такие Rrs принадлежат диапазону солнечного излучения, где его яркость быстро убывает с длиной волны из-за сильного поглощения света водой как растворителем, и потому в воде, свободной от фикоцианина, всегда $PLH < 0$, тогда как $PLH > 0$ уверенно указывает на присутствие значительных концентраций фикоцианина и его носителей в слое формирования сигнала СЦО MODIS.

Чтобы отразить в ТАП наличие PLH-значимых пикселей MODIS-снимка, было признано целесообразным оценки WRM таких пикселей увеличивать на константу, заведомо большую максимальных WRM в таблице 1. Исходя из опыта применения WRM-кодов [8, 9], такой константой было выбрано число 2000. Как следствие, теперь $WRM < 2000$ метят пиксели MODIS-снимка, чьи спектры лишены признаков присутствия фикоцианина в воде, тогда как $WRM > 2000$ указывают на его сосуществование с иными пигментами.

Обновленная версия СИП-подхода предусматривает также использование красной флуоресценции хлорофилла для индикации его обилия в приповерхностном слое водного бассейна. Эта флуоресценция заметна в MODIS-спектре Rrs в виде максимума на 678 нм и может быть оце-

Таблица 1. Коды WRM комбинаций длин волн минимумов Rrs

N	$\lambda_{\min}$, нм	Код WRM
1	Нет минимумов	100
2	443	443
3	469	469
4	488	488
5	531	531
6	547	547
7	443 + 488	931
8	443 + 531	974
9	443 + 547	990
10	443 + 488 + 547	1478
11	469 + 531	1000
12	469 + 547	1016
13	488 + 547	1035

нена по высоте линии флуоресценции хлорофилла FLH (Fluorescence Line Height):

$$FLH = Rrs(678) - Rrs(667). \quad (3)$$

Согласно [7], разность (3) применима как показатель наличия хлорофилла в воде там, где фоновые концентрации CDOM (Colored Dissolved Organic Matter (окрашенное растворенное органическое вещество)) и водной взвеси невелики и не влияют на интенсивность красной обратно-рассеянной солнечной радиации в воде. Природные условия Тасманова моря исключают влияние мелководий и речного стока на содержание оптически значимых примесей в его приповерхностной толще, что и гарантирует применимость разности (3) как индикатора хлорофилла. При этом сигнал FLH формируется исключительно в приповерхностном слое толщиной не более полуметра благодаря сильному поглощению такого излучения водой как растворителем, тогда как оценки ALH в открытом океане характеризуют многометровые толщи прозрачных природных вод. Эти обстоятельства указывают на возможность различения скоплений хлорофилла в подповерхностной толще и близ границы вода — воздух по данным СЦО MODIS.

3. ИЗОБРАЖЕНИЯ ТЕСТ-ПЛОЩАДКИ И ОБРАБОТКА ДАННЫХ

Изображения тест-площадки выбирались на портале NASA <https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/> по сезону (весна — лето Южного полушария) и полноте данных (умеренность пробелов данных, достаточная для распознавания формы мезомасштабных неоднородностей распределения харак-

теристик водной среды). Окончательный выбор данных и представление их в требуемом формате осуществлялось с помощью программного пакета SMCS [15]. Таким образом были задействованы данные уровня L2 для спектральных яркостей Rrs региона Тасманова моря, полученные посредством СЦО MODIS-Aqua весной (*A2019305040000.L2_LAC_OC.nc* (1 Nov 2019)) и летом (*A2019351041500.L2_LAC_OC.nc* (17 Dec 2019)) Южного полушария вместе с соответствующими распределениями MODIS-температуры поверхности воды ТПМ (*AQUA_MODIS.20191101T040000.L2.SST.NRT.nc* (1 Nov 2019)) и (*AQUA_MODIS.20191217T041501.L2.SST.nc* (17 Dec 2019)).

Стандартные оценки характеристик пикселей изображения тест-площадки сводились в табличные массивы атрибутов пикселей соответствующего MODIS-изображения Тасманова моря. Строка такого массива представляет долготу и широту пикселя, принадлежащие ему оценки Rrs на длинах волн от 412 до 678 нм, рассчитанные по MODIS-данным: коэффициент яркости $Rrs555$ на длине волны 555 нм как прокси мутности приповерхностного слоя, стандартное определение концентрации хлорофилла $a\ chl_a$, показатель ослабления солнечной радиации Kd_490 на длине волны 490 нм, оценка кода WRM, длина волны λ_{max} максимума спектра коэффициента яркости, высота линий флуоресценции хлорофилла FLH и оценка PLH как показатель обилия фикоцианина в воде. Формирование указанного массива и сопутствующие расчеты выполнялись посредством оригинального MATLAB-скрипта.

4. РЕЗУЛЬТАТЫ

4.1 Типы спектров Rrs и их распределение в Тасмановом море

СИП-подход к анализу спектров Rrs делает возможной классификацию спектров Rrs попиксельно согласно λ_{max} и кодам WRM. Такая классификация полезна для различения эффектов, зависящих от фитопигментов в визируемой водной толще, а также от обилия CDOM и водной взвеси, которые появляются на конечных стадиях деградации отмерших микроводорослей. В случае фитопигментов речь идет об изменчивости на масштабах и периодах, характерных для клеток живого фитопланктона и малых по сравнению с аналогичными характеристиками CDOM и водной взвеси, состоящей из отмершего фитопланктона.

Этот подход был проверен на примере ноябрьского снимка тест-площадки как максимально информативного по сравнению с ее декабрьским изображением. При подготовке данных к анализу было найдено, что воды с признаками присут-

ствия фикоцианина сравнимы по распространенности с водами без его проявлений. Выяснилось также, что пиксели класса $WRM > 469$ намного уступают прочим пикселям по численности, и потому встречаемость пикселей указанных классов здесь не обсуждается.

Как следствие, использовались данные пикселей WRM-классов с пигментными минимумами на 443 и 469 нм. Они группировались по длине волны максимума в спектре Rrs (λ_{max} от 412 до 531 нм) и по отсутствию (панели 1 и 3) и наличию (панели 2 и 4) признаков фикоцианина в воде. Соответствующие графики на рис. 1 представляют средние спектры перечисленных выборок данных, сформированных из первых квартилей распределений амплитуд минимумов на 443 и 469 нм. Объемы соответствующих выборок приведены в легендах графиков.

Заслуживают внимания следующие факты:

1) Несмотря на низкий уровень сигнала при $\lambda > 600$ нм, все графики проходят через минимум на 645 нм только на панелях (2) и (4) в соответствии с представлением о возможности обнаружения фикоцианина в MODIS-спектре обратно-рассеянной солнечной радиации благодаря мощному максимуму поглощения света этим пигментом в полосе на 621 нм.

2) Наличию фикоцианина в воде сопутствовало ослабление обратно-рассеянной солнечной радиации в диапазоне 400–500 нм там, где преобладает ослабление света хлорофиллом (панели (1) и (2)), однако подобный эффект отсутствовал там, где спектральный минимум Rrs обусловлен дополнительными пигментами (панели (3) и (4)).

4.2. Струйно-вихревые структуры распределений спектральных Rrs

Рассматриваемые структуры представлены на рис. 2 отдельно в соответствии с отсутствием ($WRM < 2000$) или наличием ($WRM > 2000$) признаков влияния фикоцианина на форму спектра Rrs . Несмотря на ложную пространственную периодичность представленных характеристик, обусловленную особенностями функционирования аппаратной части СЦО MODIS при слабом сигнале [3], на картах рис. 2 очевидно преобладание пигментов без заметной примеси фикоцианина преимущественно на севере и востоке тест-площадки (панель (1)), тогда как носители фикоцианина проявились главным образом на юге и западе последней (панель (2)). В обоих случаях значительную часть изображения тест-площадки занимали пиксели, чьи спектры были лишены минимумов, указывающих на преимущественное поглощение света хлорофиллом и (или) дополнительными пигментами в отсутствие ($WRM = 100$)

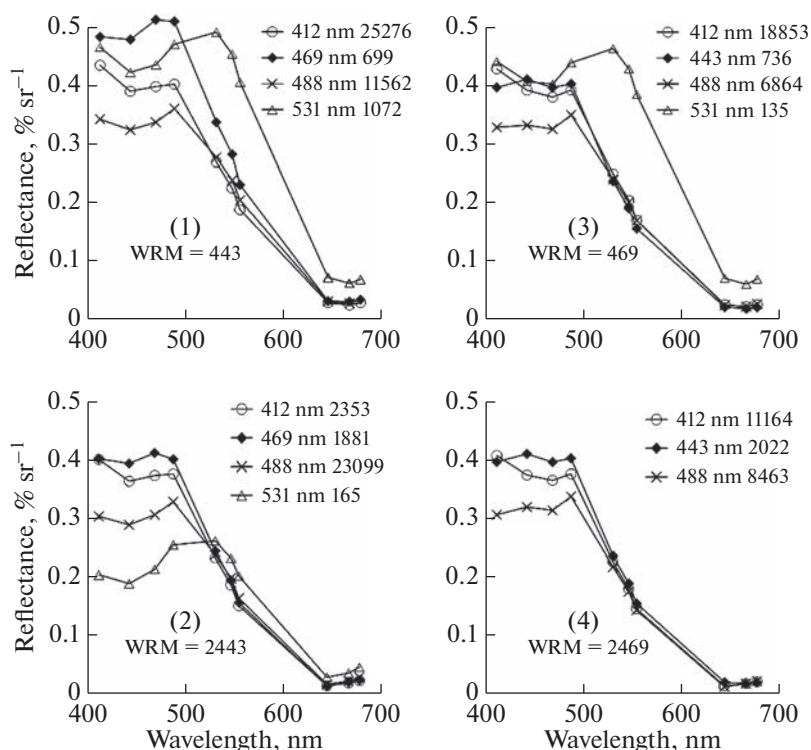


Рис. 1. Панели 1 и 3: средние спектры выборок пикселей класса WRM = 443 (1) и WRM = 469 (3) с $\lambda_{\max}$ от 412 до 531 нм в водах без признаков фикоцианина в воде. Панели 2 и 4: то же, но при наличии указанных признаков. Объемы выборок приведены в легендах графиков.

и при наличии (WRM = 2100) фикоцианина в зондируемой водной толще. При этом в распределениях индексов WRM > 100 и WRM > 2100 заметны струйно-вихревые структуры между 151° и 155° в.д. и 38° и 40° ю.ш.

Распределения $T(^{\circ}\text{C})$ и спектральная яркость $Rrs(555)$ представлены на рис. 3. Здесь карты (1) и (3) построены по MODIS-данным от 1 ноября 2019 г., тогда как распределения (2) и (4) основаны на данных, полученных спустя полтора месяца.

Картина на панели (1) рис. 3 замечательна парой сопряженных эллипсов (ПСЭ) между параллелями 38.5° ю.ш. и 40° ю.ш. Здесь эта пара представлена водами с температурой около 17°C, промежуточной между верхним и нижним пределами температур в границах снимка. Очертания ПСЭ различимы и в поле $Rrs(555)$ (панель (3)), но яркость контура западного эллипса была здесь вдвое ниже максимальной $Rrs(555)$ в восточном эллипсе.

Распределения на панелях (2) и (4) рис. 3 сформировались спустя полтора месяца после съемки распределений на панелях (1) и (3) того же рисунка. За это время более теплые воды сместились в юго-западном направлении (панель (2) на рис. 3, область от 40° ю.ш., 150° в.д. до 39° ю.ш., 153° в.д., занятая водами с ТПМ = 18°C). Градации $Rrs(555)$

на панели (4) рис. 3 свидетельствуют о наличии здесь неоднородностей большой протяженности при малом поперечнике (например, струеподобная структура с яркостью от 0.15 до 0.20%/ср к северу и югу от точки 153° в.д., 39° ю.ш.).

Особенно показательны распределения концентрации хлорофилла chl_a , найденной посредством стандартного MODIS-алгоритма, и интенсивность флуоресценции хлорофилла, определяемая как высота линии флуоресценции FLH, представленные на рис. 4. Здесь распределение FLH повторяет по своим очертаниям распределение ТПМ на рис. 3, тогда как распределение chl_a подобно распределению $Rrs(555)$ на панели (3) рис. 3.

Заслуживает внимания подобие неоднородностей chl_a (панель (2), $chl_a = 0.7 \text{ мг/м}^3$) и FLH (панель (4), FLH = 0.006%/ср между 40° ю.ш. и 38° ю.ш. (рис. 4)). Форма и малость поперечника по сравнению с длиной дают основание говорить о струйной природе этих неоднородностей. Вместе с тем распределения chl_a (1) и FLH (3) в целом противоречат друг другу, поскольку максимальные chl_a имели место восточнее меридиана 153° в.д., тогда как наибольшие FLH были зарегистрированы к западу от него.

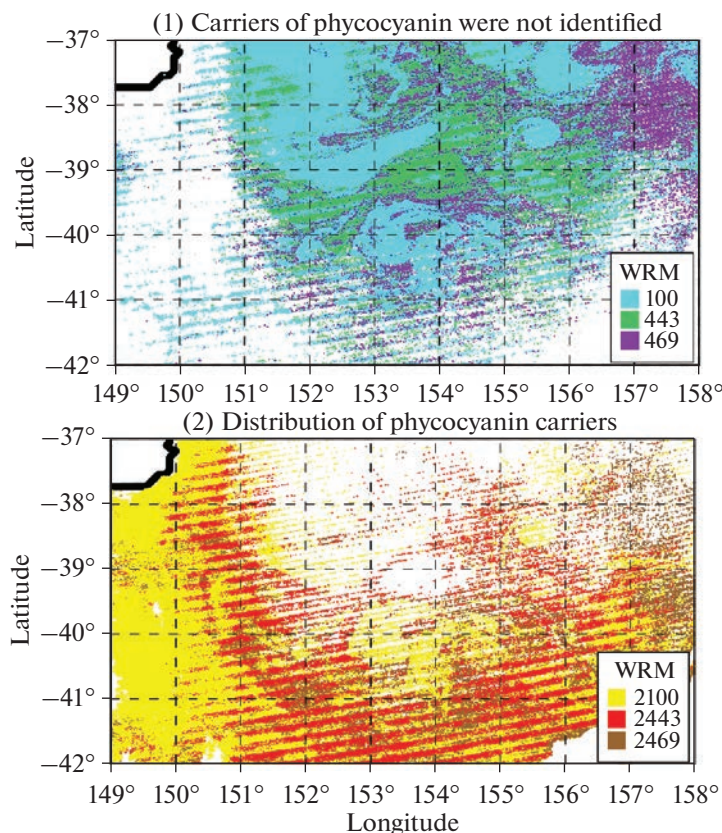


Рис. 2. (1) Распределения пикселей изображения тест-площадки с оценками WRM < 2000, свидетельствующими об отсутствии фикоцианина в воде в концентрациях выше порога его обнаружения (PLH ≤ 0). (2) Распределение индексов WRM > 2000 как свидетельство надпороговых концентраций фикоцианина там же при PLH > 0.

5. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

5.1 Пространственная изменчивость ТПМ и оптических характеристик

Суммарная населенность выборок данных, использованных при построении графиков на рис. 1, сравнима с количеством доброкачественных пикселей исходного MODIS-изображения Тасманова моря от 1 ноября 2019 г., и потому эти графики достаточно полно отражают разнообразие спектров *Rrs*, свойственное указанной акватории в момент съемки, а типы профилей, представленные на графиках, статистически значимы. Обращение к первым квартилям распределений по амплитуде минимумов вместо полных выборок повысило наглядность графиков.

Спектры на рис. 1 свидетельствуют о том, что наличие носителей фикоцианина в воде сопровождалось ослаблением обратного-рассеянной солнечной радиации в коротковолновой области видимого спектра в интервале 400–500 нм. Этот эффект очевиден при сравнении панелей (1) и (2) и едва заметен при обращении к панелям (3) и (4). Такое гашение коротковолновой солнечной радиации в спектрах класса WRM = 2443 относительно спектров класса WRM = 443 естественно

объяснить различием состава пигментов в клетках носителей пигментов указанных классов. Здесь амплитуды минимумов *Rrs* при 443 нм (хлорофилл) на панелях (1) и (2) более или менее сходны, тогда спектры на панели (2) существенно занижены в диапазоне длин волн коротковолновых крыльев спектров поглощения света дополнительными фитопигментами [17].

Карты на рис. 2 дают представление о пространственной дифференциации фитопланктона по отсутствию (панель (1)) и наличию (панель (2)) фикоцианина среди пигментов фитопланктона в Тасмановом море во время пролета СЦО MODIS в ноябре 2019 г. Несмотря на ложную “полосатость”, свойственную показаниям этого СЦО при слабом сигнале [3], здесь к западу от 152° в.д. и к северу от 40° ю.ш. очевидно преобладание пикселей изображения водной поверхности, чьи спектры лишены минимумов, обусловленных наличием фикоцианина. Более того, оценки WRM = 443 на панели (1) воспроизводят здесь контуры ПСЭ, очевидные на картах ТПМ (рис. 3, панель (1) и FLH (рис. 4, панель (3)). Реальность указанных структур подтверждается тем, что они проявились в распределениях таких стандартных MODIS-ха-

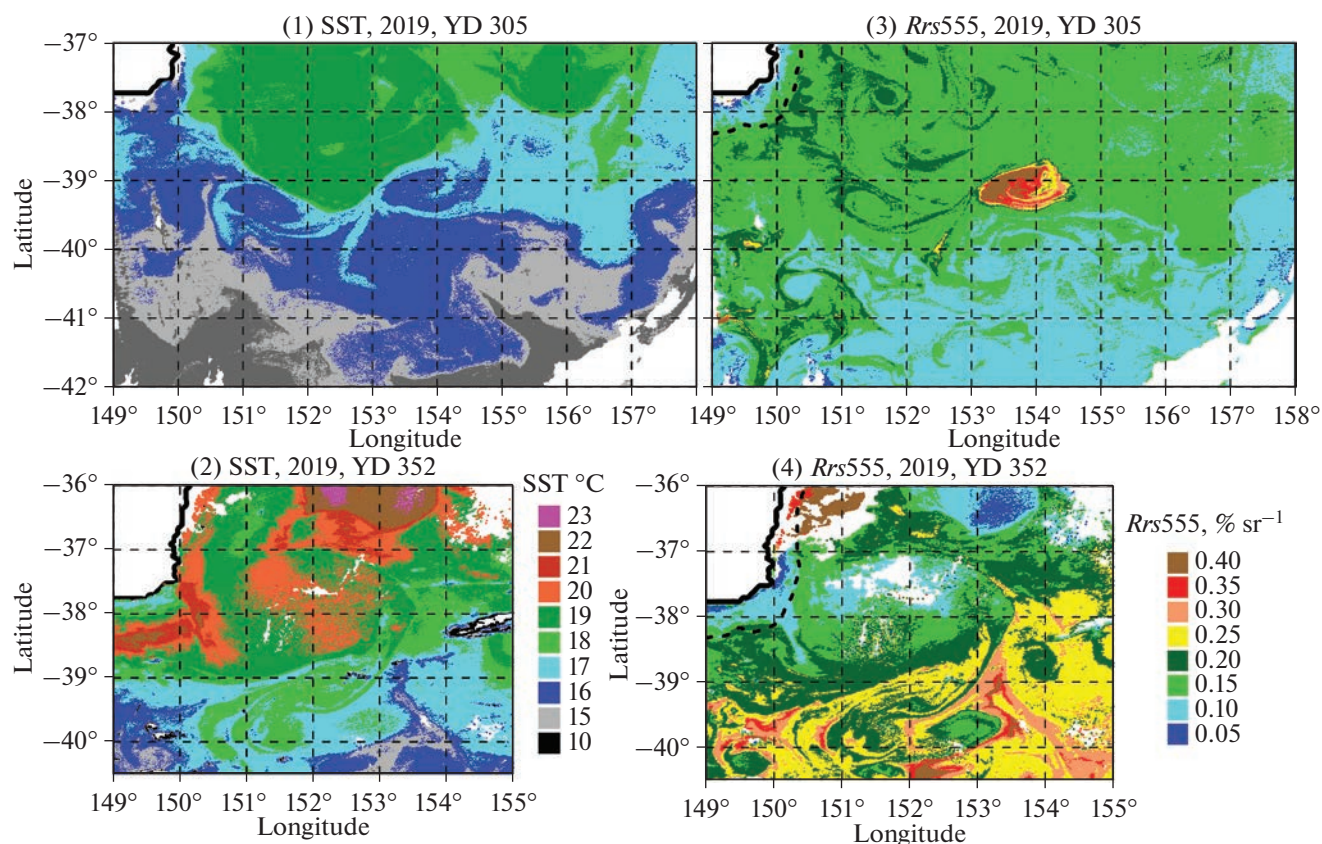


Рис. 3. Распределение температуры водной поверхности ТПМ, °С и яркости обратно-рассеянной солнечной радиации Rrs(555) согласно MODIS-данным от 1 ноября (панели (1) и (3)) и 17 декабря 2012 г. (панели (2) и (4)).

рактических среды, как температура воды $T(^{\circ}\text{C})$ и спектральная яркость $Rrs(555)$. Последняя служит ориентировочным показателем обилия водной взвеси местного происхождения там, где ничтожны речной сток и поступление эоловой взвеси. В совокупности, эти факты означают, что пара сопряженных эллипсов в поле оптических характеристик, связанных с фитопланктоном, появилась благодаря местным особенностям динамики приповерхностного водного слоя.

Согласованность распределений ТПМ среды с распределениями индексов WRM повышает доверие к ним как показателям зависимости состава фитопигментов от условий обитания их носителей в океане. Западные эллипсы ПСЭ существенно уступали восточным по амплитуде в распределениях $Rrs555$ (панель (3) на рис. 3) и chl_a (панель (1) на рис. 4), тогда как западный эллипс FLH в среднем отличается слегка повышенной амплитудой сигнала от восточного (панель (3) на рис. 4).

Карты на панелях (2) и (4) рис. 3 и 4 показывают: спустя полтора месяца после съемки картин на панелях (1) и (3) тех же рисунков место ПСЭ заняли воды с температурой поверхности $18^{\circ}\text{--}19^{\circ}\text{C}$,

вклинившиеся в более холодные воды северной периферии Циркумполярного течения ($17^{\circ}\text{--}18^{\circ}\text{C}$). Границы вклинившихся вод совпали с распределениями оценок $0.7 \leq chl_a \leq 0.9$ и $0.006 \leq FLH \leq 0.008$ в форме поразительно узких “струй” с отношением длины к ширине около 10^2 . При этом западная и восточная “струй” прослеживались по chl_a одинаково четко на всем протяжении клина, тогда как первая из них заметна по FLH лишь к югу от 39° ю.ш. Здесь распределения концентрации хлорофилла, рассчитанные согласно стандартному MODIS-алгоритму, не противоречили структуре распределений FLH, которые служат показателем относительной изменчивости концентрации хлорофилла в приповерхностном слое водных бассейнов.

5.2. Применимость стандартных алгоритмов определения хлорофилла при интенсивном мезомасштабном перемешивании деятельного слоя океана

Природные условия Тасманова моря безупречно соответствуют критериям применимости band-ratio алгоритмов определения концен-

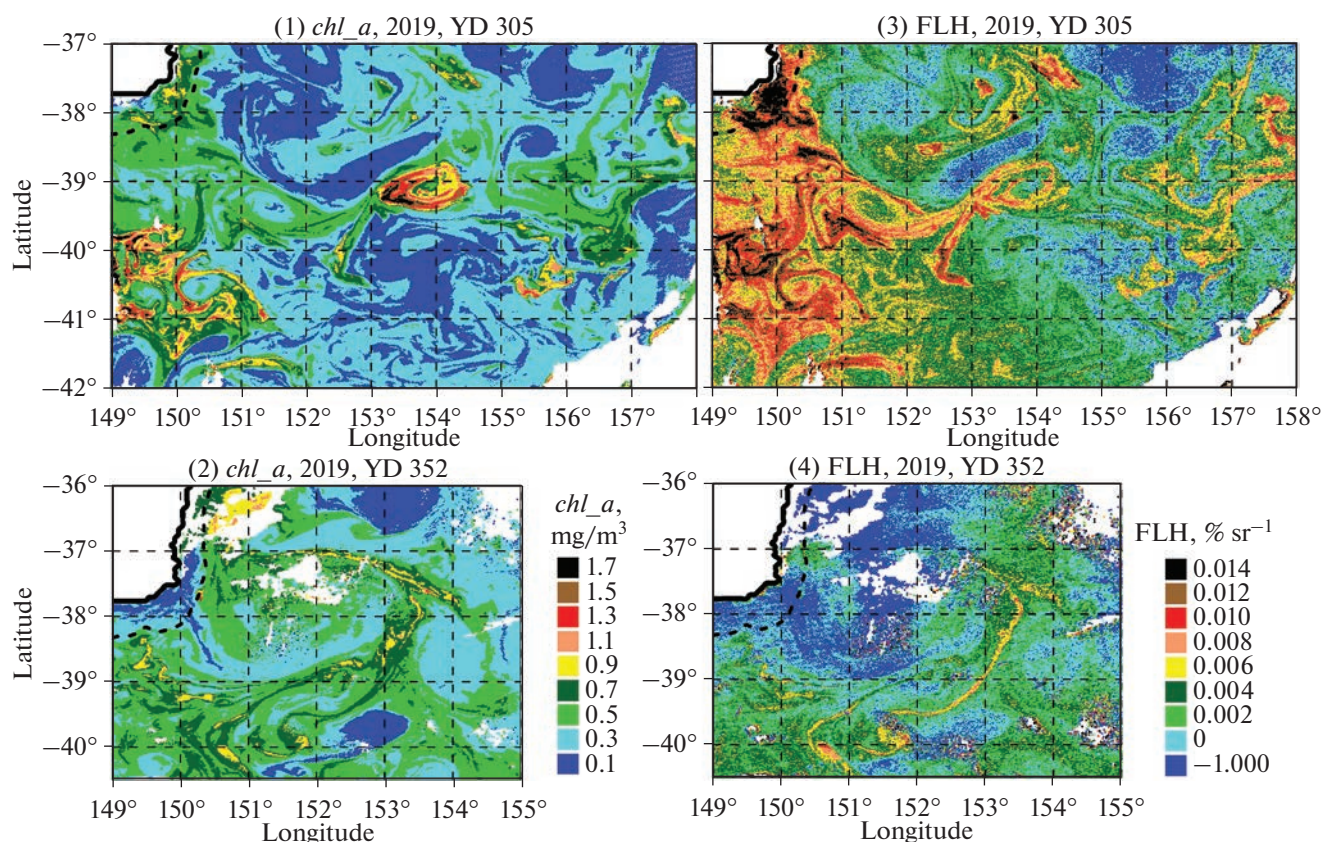


Рис. 4. Распределение оценок *chl_a* и FLH водной поверхности согласно MODIS-данным от 1 ноября (панели (1) и (3)) и 21 декабря (панели (2) и (4)) 2019 г.

трации хлорофилла в его водах (ничтожность чужеродных оптически-значимых примесей морской воды). Здесь хлорофилл *a* является единственной примесью морской воды, при наличии которой выполнимо неравенство $FLH > 0$. Но это возможно лишь там, где надпороговые концентрации хлорофилла встречаются не глубже 1 м от водной поверхности. Поэтому сочетание оценок $FLH = 0$ и $chl_a > 0$ допускает двоякое толкование надпороговых оценок концентрации хлорофилла *chl_a*: (1) они указывают на скопления носителей этого пигмента под слоем формирования сигнала FLH или (2) они подозрительны, поскольку могут быть связаны не столько с оптически значимыми примесями, поступающими в воду при разложении фитопланктона (CDOM и взвешенные частицы согласно гипотезе Case1/Case2 waters), сколько с иными факторами изменчивости цветности вод, которые игнорируются указанной гипотезой.

Графики на рис. 1 запечатали прямое влияние фитопигментов на форму спектров *Rrs*. Оно выразилось в наличии спектральных минимумов на 443 нм (признак комбинации пигментов, при которой форма спектров обратно-рассеян-

ной солнечной радиации решающим образом зависит от концентрации хлорофилла *a*) и на 469 нм (то же, но при преимущественном влиянии дополнительных пигментов на форму указанных спектров). Поглощение света CDOM экспоненциально растет с уменьшением длины световой волны, и потому в отсутствие пигментов и при обилии CDOM спектр *Rrs* выглядит как гладкое колоколообразное распределение с вершиной, смещающейся в длинноволновую область с ростом концентрации CDOM. Форма спектров *Rrs* указывает на то, что они формировались под влиянием обоих факторов. Например, спектр с $\lambda_{max} = 412$ нм на панели (1) рис. 1 характерен для вод океана с минимальным поглощением света растворенной органикой естественного происхождения (CDOM), но отличается четким минимумом на длине волны 443 нм максимума в спектре поглощения света хлорофиллом. Аналогичный спектр на панели (3) рис. 1 характеризует прозрачные воды океана, в которых свет поглощается не столько хлорофиллом, сколько дополнительными пигментами.

Разнообразие формы спектров *Rrs* явно связано с обилием спектрально-яркостных неоднород-

родностей, изобилующих на картах рис. 2–4. Они свидетельствуют о том, что в водной толще, доступной дистанционному зондированию в видимой области спектра во время пролета СЦО MODIS, сосуществовали локальные разнонаправленные струйно-вихревые течения. Очертания и протяженность их проявлений в распределениях Rrs хорошо согласуются с представлениями о Тасмановом море как акватории интенсивной мезомасштабной изменчивости водной среды, где горизонтальным перемещениям водных масс сопутствуют локальные подъемы и опускания вод на временных интервалах, характерных для изменений погодных условий. Как следствие, в этом море локальные очаги роста и убыли численности микроводорослей в фотическом водном слое появляются и исчезают на периодах от часов до суток.

В этих условиях расхождение между оценками относительных изменений FLH и chl_a представляется вполне естественным. Первая из характеристик определяется по яркости красной флуоресценции, которая возбуждается солнечным излучением в приповерхностном водном слое не толще метра независимо от иных примесей морской воды, тогда как оценки второй основаны на определениях интенсивности обратно-рассеянной солнечной радиации в окне прозрачности вод океана (400–550 нм), где толщина формирования сигнала Rrs составляет $1/K_d$ (т.е. достигает нескольких десятков метров). Ясно, что определения FLH свидетельствуют о явлениях вблизи водной поверхности, тогда как оценки chl_a соотносятся с событиями в толще вплоть до сезонного пикноклина, если он залегает не ниже $1/K_d$ метров.

Гораздо коварнее другая причина вероятных расхождений между оценками FLH и chl_a как показателями относительной изменчивости хлорофилла. Речь идет о принципиальном недостатке гипотезы Case1/Case2 waters как основы определений chl_a . Она предлагает судить о концентрации хлорофилла по содержанию продуктов разложения фитопланктона в фотическом слое океана (водная взвесь и CDOM), но игнорирует тот факт, что длительность существования живых клеток фитопланктона (от часов до суток) ничтожна по сравнению с “временем жизни” минерализованной водной взвеси и CDOM. Оседая со скоростью около метра в сутки, отмершие клетки фитопланктона покидают фотический слой океана гораздо быстрее молекул CDOM. Последние появляются в воде на последних стадиях деградации органических соединений растительного и животного происхождения в морской среде и способны сохраняться в ней в течение многих лет после исчезновения одноклеточных водорослей.

Как следствие, достоверность спутниковых оценок концентрации хлорофилла, основанных на гипотезе Case1/Case2 waters, может быть приемлемой только там, где отсутствию внешних источников оптически значимых примесей сопутствует ничтожность мезомасштабного перемешивания фотического водного слоя.

Размеры и структура распределений физически различных характеристик на рис. 3 и 4 свидетельствуют о высокой значимости такого перемешивания в Тасмановом море, известном как акватория чрезвычайно интенсивного мезомасштабного перемешивания деятельного слоя [5]. Здесь отсутствуют внешние источники оптически значимых примесей морской воды и, следовательно, выполняется главное условие применимости оценок концентрации хлорофилла chl_a посредством стандартного алгоритма и согласованности их с определениями FLH. Однако в действительности распределения этих величин неплохо совпадают по форме, но радикально различны по амплитуде: на панели (1) рис. 4 восточный эллипс ПСЭ вдвое превышает западный по амплитуде в случае chl_a , тогда как на карте (3) там же восточный эллипс немного уступает западному по уровню FLH. Вместе с тем в распределениях $Rrs555$ (рис. 3, панель (3)) соотношение амплитуд восточного и западного эллипсов ПСЭ аналогично их соотношению в случае chl_a (панель (1) на рис. 4). Такие расхождения вполне естественны, поскольку уровень FLH зависит только от обилия хлорофилла в приповерхностном слое моря (контуры вихрей почти одинаковы по уровню FLH), тогда как в поле обратно-рассеянной солнечной радиации уровень Rrs восточного вихря более чем вдвое превышал Rrs западного круговорота. Предположительно, направление вращения восточного вихря благоприятствовало подъему глубинных вод к поверхности благодаря экмановской накачке [6] и, как следствие, накоплению светорассеивающей взвеси в этом слое из-за падения скорости ее оседания в сочетании с ускоренным развитием фитопланктона вследствие притока биогенных элементов из подстилающей водной толщи.

Стандартный алгоритм определения chl_a находит концентрацию хлорофилла по определениям Rrs в интервале длин волн (400–550 нм) в предположении, что эти Rrs меняются исключительно под влиянием продуктов разложения фитопланктона в виде CDOM и светорассеивающей взвеси. Спектры на рис. 1 свидетельствуют: в условиях развитого мезомасштабного перемешивания вод океана вдали от источников чужеродных светопоглощающих примесей поглощение света фитопигментами может быть достаточно интенсивным, чтобы непосредственно влиять на форму

спектра *Rrs* в диапазоне от 400 до 700 нм. В этом случае алгоритмы в духе Case1/Case2 waters обречены завышать оценки концентраций хлорофилла, что и является их врожденным недостатком.

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ближайшем будущем начнется эксплуатация гиперспектрального сканера цвета океана (проект PACE [14]). Он нацелен на получение изображений водной поверхности с пространственно-временным разрешением подобно MODIS-сканерам, но при спектральном разрешении до 5 нм, гораздо более подходящем для спутникового определения состава фитопигментов в фотическом слое океана по сравнению с разрешением действующих СЦО. Тем не менее, предлагаемый СИП-подход может быть востребован и после запуска проекта PACE, если сохранится доступ к многолетним MODIS-данным и, тем более, если MODIS-сканеры не будут выведены из эксплуатации. Решающее достоинство СИП-подхода состоит в том, что он опирается не на гипотезу, а на физические показатели наличия фитопигментов в воде, обнаружимые уже освоенными средствами. Этот подход сохранит свою привлекательность до полного освоения возможностей проекта PACE и может быть полезен в качестве “мостика” между архивными MODIS-данным и ожидаемыми данными проекта PACE. Они будут опираться на результаты дистанционных определений спектров обратно-рассеянной солнечной радиации глобального охвата со спектральным разрешением, минимально необходимым для определения состава и количества фитопигментов в приповерхностном водном слое в подробностях, недоступных мультиспектральной аппаратуре.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Bergman B., Sandh G., Lin S. et al. Trichodesmium – a widespread marine cyanobacterium with unusual nitrogen fixation properties // FEMS Microbiol. Rev. 2013. V. 37. P. 286–302. <https://doi.org/10.1111/j.1574-6976.2012.00352.x>
2. Blondeau-Patissier D., Gower J.F.R., Dekker A.G. et al. A review of ocean color remote sensing methods and statistical techniques for the detection, mapping and analysis of phytoplankton blooms in coastal and open oceans // Progr. Oceanogr. 2014. V. 123. P. 123–144.
3. Bouali M., Ladjal S. Toward optimal destriping of MODIS data using a unidirectional variational model // IEEE Transactions on geoscience and remote sensing. 2011. V. 49. № 8. August 2011. P. 2974–2935.
4. Detoni A.V.S., Ciotti A.M. Trichome abundance, chlorophyll content and the spectral coefficient for light absorption of Trichodesmium slicks observed in the Southwestern Atlantic // J. Plankton Res. 2020. V. 42(2). P. 13–139. <https://doi.org/10.1093/plankt/fbaa009>
5. Everett J.D., Baird M.E., Oke P.R., Suthers P.M. An avenue of eddies: quantifying the biophysical properties of mesoscale eddies in the Tasman Sea // Geophysical Research Letters. 2012. V. 39. L16608. <https://doi.org/10.1029/2012GL053091>, 2012/
6. Gaube P., Chelton D.B., Samuelson R.M. et al. Satellite observations of mesoscale eddy-induced Ekman pumping // J. Physical Oceanography. 2015. V. 45. P. 115–132.
7. Hu C., Feng L. Modified MODIS fluorescence line head product to improve image interpretation for red tide monitoring in the eastern Gulf of Mexico // J. Appl. Remote Sens. 2016. V. 11(1). 012003. <https://doi.org/10.1117/1.JRS.11.012003>
8. Karabashev G.S. Spectral indexation of pixels of MODIS sea surface images for detecting inconstancy of phytopigment composition in water // Oceanologia. 2021. V. 63(4). P. 482–496. <https://doi.org/10.1016/j.oceano.2021.06.001>
9. Karabashev G.S. Spectral indexing of MODIS-Image pixels to reveal the variability in the phytopigment composition in the sea under the influence of mesoscale water dynamics // Oceanology. 2021. V. 61. № 6. P. 861–871. <https://doi.org/10.1134/S0001437021060242>
10. Mobley C.D. Radiative transfer in the ocean // Encyclopedia of ocean sciences. 2011, 2nd ed. V. 4. P. 619–628. Elsevier Ltd. Steele, J.H., Turekian, K.K., Thorpe, S.A. (Eds.), London: Academic Press.
11. Mobley C.D., Stramski D., Bisset W.P., Boss E. Optical modeling of ocean water. Is the Case 1-Case 2 classification still useful? // Oceanography. 2004. V. 17 (2). P. 60–67.
12. Morel A. Optical modeling of the upper ocean in relation to its biogeochemical matter content (Case 1 waters) // J. Geophys. Res. 1988. V. 93. № C9. P. 10749–10768.
13. Morel A., Gentili B., Chamu M., Ras J. Bio-optical properties of high chlorophyll Case 1 waters and of yellow-substance-dominated Case 2 waters // Deep Sea Res. 2006. V. 53. Iss. 9. P. 1439–1459. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2006.07.007>
14. Schollaert Uz.S., Kim G.E., Mannino A. et al. Developing a community of practice for applied uses of future PACE data to address marine food security challenges // Front. Earth Sci. 2019. V. 7:283. <https://doi.org/10.3389/feart.2019.00283>
15. Sheberstov S., Lukyanova E. A system for acquisition, processing and storage of satellite and field biooptical data // In: Proc. IV Int. Conf.: Current Problems in Optics of Natural Waters. 2007. Nizhny Novgorod, September 11–15. P. 179–183.
16. Waugh D.W., Abraham, E.R., Bowen M.M. Spatial variations of stirring in the surface ocean: a case study of the Tasman Sea // Journal of Physical Oceanography. 2006. V. 36. P. 526–542.
17. Wozniak B., Dera J. Light Absorption in Sea Water. 2007. Springer Science, Business Media, New York, 463 p.

Effects of Mesoscale Stirring on Phytopigment Determinations in the Photic Water Layer from Multispectral Ocean Color Data (The Case of the Tasman Sea)

G. S. Karabashev[#]

P.P. Shirshov Institute of Oceanology, Moscow, Russia

[#]*e-mail: genkar@mail.ru*

The inconstancy of phytopigment composition during intensive mesoscale mixing of the Tasman Sea photic layer was investigated using MODIS images of its surface. To do this, each pixel of such an image is assigned a WRM index equal to the sum of the wavelengths of the minima in the reflectance spectrum of the water surface within the boundaries of a pixel on the ground (Spectral Indexing of Pixels, or SIP approach). WRM is acceptable as an indicator of phytopigment composition variability in the water column, since the attenuation of light by water as a solvent and by its admixtures of other nature is inferior to light absorption by phytopigments in spectral selectivity, while the composition of phytopigments in the aquatic environment depends on the species composition of local phytoplankton. A co-analysis of WRM distributions and characteristics of Tasman Sea waters showed that with increased mesoscale variability in open ocean waters, phytopigment content in the near-surface layer reaches levels at which minimums of pigment origin at 400–550 nm, discernible by multispectral ocean color scanners, occur in the backscattered solar radiation spectrum. This phenomenon is ignored by common algorithms for chlorophyll determination based on the data of multispectral ocean color scanners (band-ratio algorithms) and, apparently, is one of the reasons for the known tendency of such algorithms to overestimate chlorophyll concentration relative to its real content in the water column. The conclusion is applicable to any ocean basins if they, like the Tasman Sea, are not affected by external sources of optically significant admixtures in water.

Keywords: MODIS, Tasman Sea, mesoscale stirring, inconstancy of phytopigments, photic water layer

УДК 577.475

СЕЗОННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ РАЗМЕРНОЙ СТРУКТУРЫ ПОПУЛЯЦИЙ *CALANUS* SP. В ВОДАХ ШПИЦБЕРГЕНА

© 2023 г. И. В. Берченко¹, *, Е. И. Дружкова¹, **¹Мурманский морской биологический институт РАН, Мурманск, Россия

*e-mail: berchenko.igor@gmail.com

**e-mail: druzhkova@mmbi.info

Поступила в редакцию 15.04.2022 г.

После доработки 05.09.2022 г.

Принята к публикации 12.09.2022 г.

На основе материала, отобранного в двух фьордах о. Западный Шпицберген, проведено сравнение сезонной и пространственной изменчивости размерной структуры *Calanus* sp. Установлено наличие статистически достоверных отличий размерной структуры IV и V копеподитных стадий летнего и поздне-осеннего периода. Различия между популяциями Грен- и Билле-фьорда были выражены менее значительно и обусловлены локальной гетерогенностью факторов среды. В качестве причин, ответственных за проявление сезонной изменчивости, предложены и обсуждаются: селективное выедание крупных особей животными более высокого трофического уровня, индивидуальное изменение размеров тела особей по мере накопления/расходования жировых запасов, а также наличие в пелагиали двух генераций с различными размерными характеристиками.

Ключевые слова: Шпицберген, Билле-фьорд, Грен-фьорд, зоопланктон, *Calanus* sp., размерная структура, сезонная изменчивость

DOI: 10.31857/S003015742301001X, EDN: AFRFOI

ВВЕДЕНИЕ

Виды рода *Calanus* — атлантический *C. finmarchicus* и арктический *C. glacialis* — играют важнейшую роль в функционировании планктонных сообществ Арктики. Составляя значительную часть биомассы зоопланктона [24, 31, 32], данные виды лежат в основе пищевых сетей и входят в рацион многих видов рыб, морских птиц и млекопитающих [12, 13].

Несмотря на большое количество исследований, посвященных *C. finmarchicus* и *C. glacialis* [4, 11, 18, 22, 26 и мн. др.], в отсутствии генетических методов исследования точная идентификация этих видов по морфологическим признакам весьма затруднительна даже для признанных в этой области специалистов [7]. Использование же только размерных спектров в качестве критерия для определения таксономической принадлежности ведет к существенной недо/переоценке обилия популяций в местах совместного существования ввиду их частичного, а в ряде случаев и полного перекрытия. Так, в Люре-фьорде и Сьерстад-фьорде (западное побережье Норвегии) диапазон размеров особей *C. glacialis* V и VI копеподитной стадии полностью перекрывал таковой у *C. finmarchicus* [7]. Схожая картина наблюдалась в Бил-

ле-фьорде и Рип-фьорде (арх. Шпицберген) [16] у IV и V стадии *Calanus* sp.

Размерная структура *Calanus* sp. может варьировать в довольно широких пределах и характеризоваться как бимодальным, так и унимодальным распределением, что предполагает различное соотношение атлантического и арктического видов на акватории. При этом размерный спектр каждого вида в отдельности принимается исследователями более или менее постоянным и соответствующим нормальному распределению. Однако это не всегда соответствует действительности [16]. Ввиду воздействия локальных факторов среды может присутствовать и некоторая “пластичность”, влияющая на положение условной границы разделения видов (= степень перекрытия размерных диапазонов) на различных акваториях [4, 11, 25, 35].

В нашей работе мы попытались более детально взглянуть на указанную выше “пластичность” и попытаться установить причины ее проявления в популяциях *C. finmarchicus* и *C. glacialis* в местах их совместного существования, и оценить возможные последствия влияния данного явления на точность определения некоторых параметров их популяций.

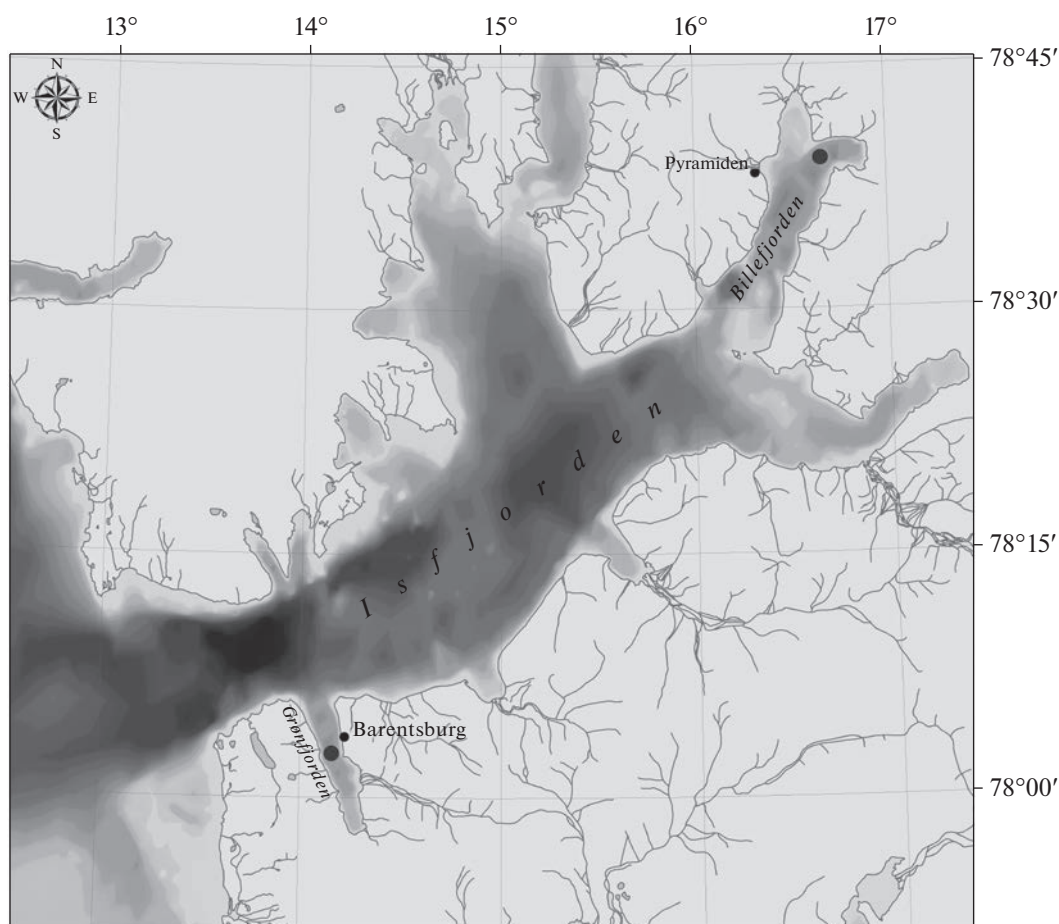


Рис. 1. Расположение станций в районе отбора проб (крупные точки).

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Район исследований и отбор проб. Материал для исследований был получен 27–30 июня и 14–15 ноября 2019 г. в Грен- и Билле-фьорде (арх. Шпицберген) в ходе экспедиции на НИС “Дальние Зеленцы” (рис. 1). Подробные характеристики станций представлены в табл. 1. Отбор проб зоопланктона осуществлялся послойными ловами с использованием планктонной сети WP–2 с диаметром входного отверстия 0.5 м и размером ячеей фильтрующего конуса 180 мкм. Фиксация проб осуществлялась 40% раствором формалина (конечная концентрация 4%). Данные об абиотических параметрах среды (температура, соленость) были получены с помощью гидрологического CTD-зонда SBE 19plus V2.

Первичная обработка зоопланктонного материала. Камеральная обработка проводилась следующим образом. Объем каждой пробы доводился до фиксированного значения (100 или 200 мл, в зависимости от обилия зоопланктона). Затем с помощью пипетки-дозатора отбирали подпробу, в которой подсчитывали количество особей *Calanus* sp. IV, V и

VI стадий. Отбор подпроб продолжали до тех пор, пока суммарное количество особей каждой стадии не достигало 100 экземпляров. В среднем количество подпроб составляло 1–3 в зависимости от обилия зоопланктона в пробе. В дальнейшем количество организмов в подпробах пропорционально пересчитывалось на весь объем пробы.

В пробе измеряли 500–600 особей каждой копеподитной стадии, либо все организмы, если их общее количество не достигало этой величины. Всего было измерено ~ 17 тыс. особей. Длину цефалоторакса измеряли от апикального края головы до дистального конца последнего торакального сегмента.

Таксономическая идентификация и подсчет особей калянуса проводили с помощью бинокулярного микроскопа Olympus SZ61TR, оснащенного цифровой камерой TourTek U3ISPM16000KPA. Для измерения особей использовалось программное обеспечение TourView. В связи с малочисленностью, VI копеподитная стадия была исключена из рассмотрения.

Таблица 1. Станции отбора проб зоопланктона

Дата	Место отбора	Координаты		Слой облова, м	Кол-во измеренных особей, шт.	
		N	E		стадия IV	стадия V
27.06.2019	Грен-фьорд	78.0455	14.1648	0–25, 25–50, 50–75, 75–100, 100–125, 125–145	2608	2001
15.11.2019	Грен-фьорд	78.0443	14.1563	0–25, 25–50, 50–75, 75–100, 100–130	400	782
30.06.2019	Билле-фьорд	78.6532	16.6482	0–25, 25–50, 50–75, 75–100, 100–150, 150–180	3593	2679
14.11.2019	Билле-фьорд	78.6584	16.6750	0–25, 25–50, 50–75, 75–100, 100–150, 150–180	2460	2526

Статистический анализ данных. Статистическая обработка и визуализация данных выполнялась в статистической программной среде R (Rstudio). Для сравнения распределений размеров особей *Calanus* sp. на различных станциях применялся двухсторонний вариант точного теста Фишера [1, 2] с количеством комбинаций в процессе Монте-Карло, равным 2000. В качестве сравниваемых величин выступали частоты встречаемости размерных классов, выраженные в процентах. Во избежание эффекта множественных сравнений при оценке достоверности полученных результатов использовалась поправка Бонферрони.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Океанографическая характеристика среды. Гидрологическая структура водной толщи в исследованных точках закономерно отличалась ввиду наличия подводного порога в Билле-фьорде и, как следствие, различной степени влияния теплых атлантических вод, поступающих из Гренландского моря.

В Грен-фьорде средняя температура водного столба в июне составляла $\sim 3.55^{\circ}\text{C}$. Максимальные значения отмечались у поверхности и постепенно уменьшались с глубиной, достигая 2.65°C в придонном слое. В ноябре наблюдалась противоположная картина. Среднее значение температуры водного столба составляло 1.85°C . Минимальная температура, равная -0.63°C , отмечалась в поверхностном слое (0–35 м), с глубиной она постепенно увеличивалась, достигая 4.34°C в придонном слое.

Отличия в показателях солености были менее выражены. Летом и осенью наименьшие значения были приурочены к поверхностному слою, они постепенно увеличивались с глубиной. Диапазон изменчивости составлял 0.43‰ в июне и 1.33‰ в ноябре.

В Билле-фьорде воды с отрицательными значениями температуры наблюдались в течение

всего исследованного периода и занимали большую часть водного столба, от дна до 50–70 м. В июне наибольшие значения отмечались у поверхности (4.68°C); они постепенно опускались ниже -1°C к 50 м. Глубже гидрологическая структура оставалась достаточно однородной, характеризуюсь температурами от -1.21 до -1.89°C и соленостью $34.86\text{--}34.89\text{‰}$.

Из существенных отличий в структуре вод в июне и ноябре можно отметить очевидный заток теплых вод в слое 35–70 м в ноябре. Среднее значение температуры в данном слое составляло 1.35°C и варьировало в диапазоне $0\text{--}3.32^{\circ}\text{C}$, что значительно больше, чем в выше- и нижележащих слоях, где преобладали отрицательные температуры с минимумом в слое 175 м–дно (-1.79°C) (рис. 2).

Размах значений солености в водной толще составлял 0.384‰ в июне, и 1.53‰ в ноябре, что сопоставимо с таковым в Грен-фьорде.

Количественные характеристики популяций *Calanus* sp. Во время проведения исследований обилие старших копепоидитных стадий *Calanus* sp. варьировало в широких пределах с тенденцией к уменьшению от летнего сезона к позднеосеннему. Увеличение численности отмечено лишь для V копепоидитной стадии на станции в Билле-фьорде. Значительные отличия наблюдались не только между июнем и ноябрем, но и между точками отбора проб (табл. 2).

Так, численность IV и V стадий в Грен-фьорде в июне и ноябре различалась в 22.6 и 2.4 раза, а в Билле-фьорде — в 4.5 и 0.8 раза соответственно. В свою очередь, разница между обилием в Грен-фьорде и Билле-фьорде в июне достигала 3.5 и 1.4 раза у IV и V стадий, а в ноябре — 17.5 и 4.5, соответственно. Во всех случаях количество особей было большим в Билле-фьорде.

Процентные соотношения обилия IV и V копепоидитных стадий в популяциях *Calanus* sp. можно охарактеризовать следующим образом. В июне, как в Грен-фьорде, так и в Билле-фьорде

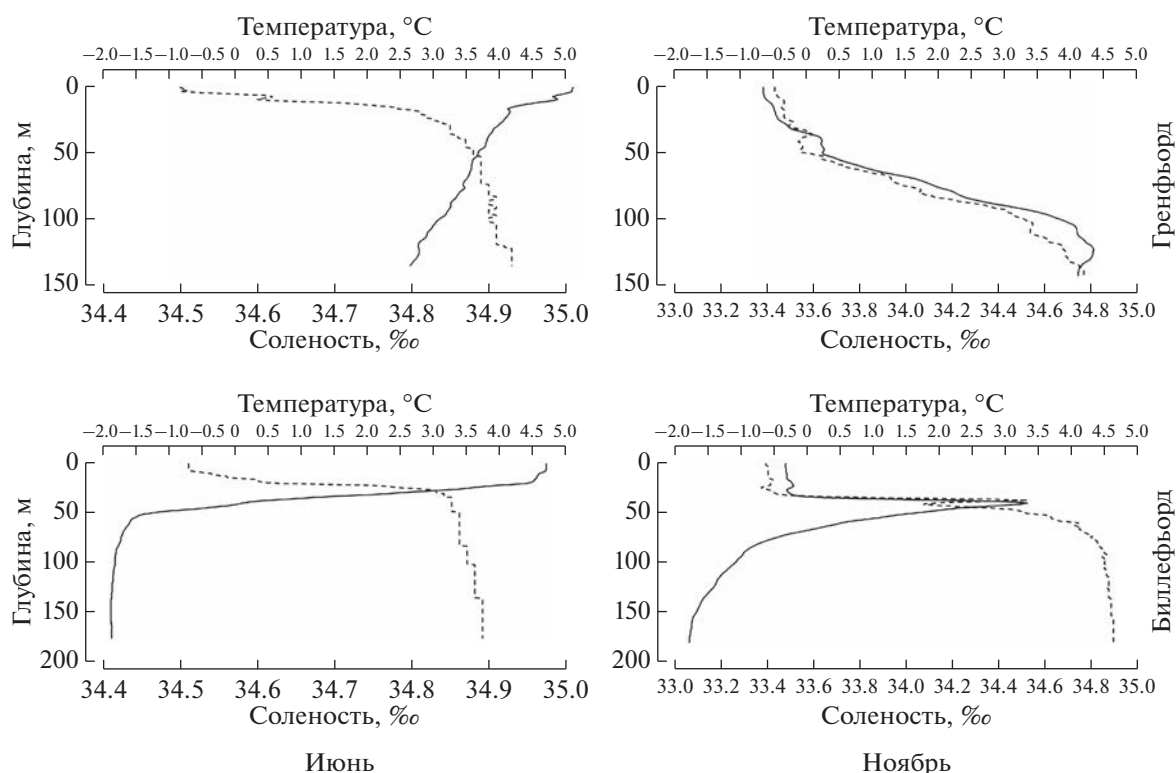


Рис. 2. Вертикальное распределение температуры (сплошная линия) и солёности (пунктирная линия) в водной толще в исследованных точках.

преобладала IV стадия, чей вклад в общую численность составлял 75 и 88% соответственно. На долю V стадии приходилось 25 и 12%. В ноябре картина была менее однозначной. В Грен-фьорде соотношение стадий менялось практически на противоположное: 24% особей приходилось на IV стадию, а 76% — на V стадию. В Билле-фьорде отмечались аналогичные изменения, но выраженные не в столь значительной степени. В пелагиали все еще преобладали особи IV стадии, которые составляли 55% от общей численности IV и V стадии. На долю последней приходилось 45%.

Размерная структура популяций *Calanus* sp. Результаты выполненных измерений представлены на рис. 3 и 4.

Размерная структура IV–V стадий *Calanus* sp. на обеих станциях в июне характеризовалась бимодальным распределением, причем в Грен-фьорде бимодальность носила более ярко выра-

женный характер. Если предположить, что каждая из мод соответствует одному из двух видов рода *Calanus*, то наибольшие значения отмечались у мод, расположенных в левой части размерного диапазона, соответствующих *C. finmarchicus* (рис. 3).

В ноябре бимодальная форма распределения была отмечена лишь в Грен-фьорде, в то время как в Билле-фьорде распределение размеров было унимодальным. Наибольшие значения мод отмечались в части спектра, соответствующей популяции *C. glacialis*.

Важно отметить, что как в июне, так и в ноябре кривые распределения размеров *Calanus* sp. в Билле-фьорде были смещены относительно таковых в Грен-фьорде в меньшую сторону.

Применение точного теста Фишера для сравнения частот встречаемости размеров особей *Calanus* sp. в Грен-фьорде и Билле-фьорде не выявило статистически значимых различий (табл. 3).

Таблица 2. Численность (экз./м²) особей *Calanus* sp. на станциях отбора проб

<i>Calanus</i> sp.	Грен-фьорд		Билле-фьорд	
	30.06.2019	14.11.2019	30.06.2019	14.11.2019
Стадия IV	36180	1600	127480	28056
Стадия V	12276	5124	17460	22872

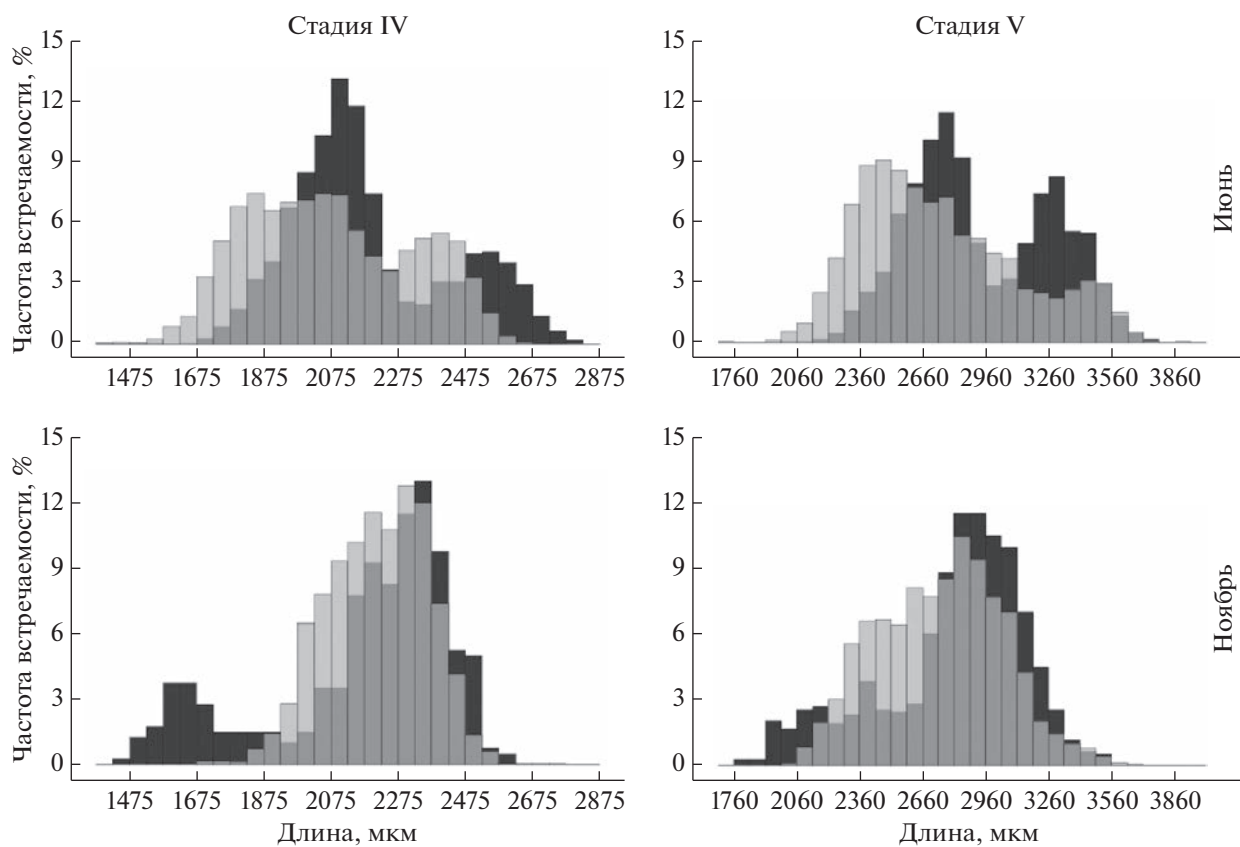


Рис. 3. Размерная структура *Calanus* sp. в Грен- и Билле-фьорде (черный – Грен-фьорд, серый – Билле-фьорд) в различные сезоны.

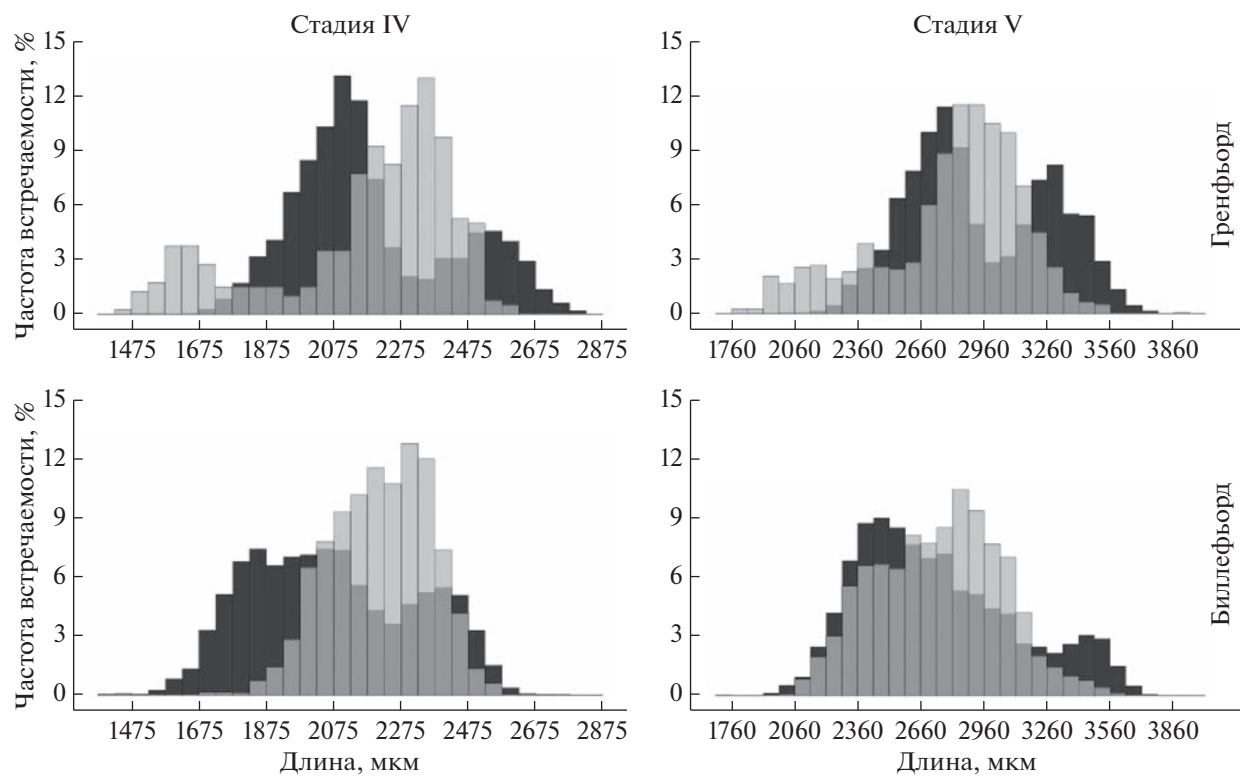


Рис. 4. Размерная структура *Calanus* sp. в июне и ноябре (черный – июнь, серый – ноябрь) в различных точках.

Таблица 3. Результаты сравнения (*p*-value) размерной структуры *Calanus* sp. в Грен- и Билле-фьорде с использованием точного теста Фишера

	Стадия IV	Стадия V
Июнь	0.1219	0.08746
Ноябрь	0.07646	0.6282

Таблица 4. Результаты сравнения (*p*-value) размерной структуры *Calanus* sp. в июне и ноябре с использованием точного теста Фишера

	Стадия IV	Стадия V
Грен-фьорд	0.0004998	0.009495
Билле-фьорд	0.0004998	0.8166

Сопоставление размерной структуры популяций в каждом фьорде в разные сезоны и в разных фьордах в один сезон демонстрировало смещение размерных диапазонов в меньшую сторону. При этом, в каждом фьорде в разные сезоны это было выражено более значительно, что отчетливо наблюдается как визуально (рис. 4), так и при проверке статистическими методами (табл. 4). Так, статистически значимые отличия были отмечены во всех случаях за исключением размеров V копепоидитной стадии в Билле-фьорде.

Введение поправки Бонферрони с целью избежать проявлений эффекта множественных сравнений никак не влияло на результаты выполненных тестов.

Ввиду унимодальности распределения размеров IV и V копепоидитной стадии в Билле-фьорде в ноябре провести размерную границу между *C. finmarchicus* и *C. glacialis* не представлялось возможным. Границы разделения видов во всех остальных случаях представлены в табл. 5.

ОБСУЖДЕНИЕ

Полученные нами данные свидетельствуют о том, что положение условной границы разделения видов по размерам носит непостоянный характер и варьирует в зависимости и от места, и от времени отбора проб. Максимальный размах колебаний составлял 0.34 мм у IV копепоидитной стадии и 0.65 мм у V. Поскольку длина измеренных особей IV стадии изменялась в пределах 1.23–2.89 мм, а V стадии – 1.67–3.88 мм, можно рассчитать, что изменчивость положения границы разделения *C. finmarchicus* и *C. glacialis* охватывала 20.4% всего размерного спектра IV стадии и 29.5% V.

Литературные данные, включающие больший географический охват и количество сезонов (табл. 6), демонстрируют схожие соотношения, составляя 32.5% у IV и 31.3% у V стадии.

Очевидно, что столь высокая вариативность размеров *C. finmarchicus* и *C. glacialis* не может быть полностью объяснена методическими различиями в отборе и обработке материала, равно как и влиянием локальных факторов среды [35]. В качестве аргументов можно отметить, что, во-первых, полученные нами данные с применением

Таблица 5. Границы разделения (мм) видов *C. finmarchicus* и *C. glacialis*

Сезон	Стадия	Грен-фьорд		Билле-фьорд	
		<i>C. finmarchicus</i>	<i>C. glacialis</i>	<i>C. finmarchicus</i>	<i>C. glacialis</i>
Июнь	IV	<2.31	≥2.31	<2.26	≥2.26
	V	<3.03	≥3.03	<3.27	≥3.27
Ноябрь	IV	<1.97	≥1.97	—	—
	V	<2.62	≥2.62	—	—

Таблица 6. Границы разделения видов *C. finmarchicus* и *C. glacialis*

Район	Размерная граница видов, мм		Источник
	IV	V	
з-в Хорнсунн	2.17	2.91	[35]
Конгс-фьорд	2.2	2.9	[25]
	2.34	3.09	[6]
Билле-фьорд	2.1	2.7	[4]
	1.8	2.4	[16]
Северная часть Шпицбергена	2.01	2.9	[10]

единой методики отбора и обработки проб лишь незначительно отличались от литературных, где методические отличия были гораздо существеннее.

Во-вторых, различия в положении размерной границы между видами в Грен-фьорде и Билле-фьорде в один и тот же сезон (июнь) охватывали лишь 3 и 11% размерного спектра IV и V стадий соответственно (рис. 3), а диаграммы распределения размеров не демонстрировали статистически значимых отличий (табл. 3), в то время как температура различалась гораздо существеннее. Так, в июне средняя температура водной толщи в Билле-фьорде составляла -0.54°C , а в Грен-фьорде $+3.54^{\circ}\text{C}$, разница между двумя акваториями составляла 4.08°C . В ноябре тот же показатель составлял -0.62°C в Билле-фьорде и $+1.85^{\circ}\text{C}$ в Грен-фьорде, различаясь на 2.47°C . С другой стороны, сезонные различия распределения размеров на каждой из акваторий были статистически значимыми (табл. 4), при том, что разница температур была минимальной -0.08°C между июньскими и ноябрьскими сборами в Билле-фьорде и 1.69 в Грен-фьорде.

Хотелось бы добавить одно важное замечание относительно причин статистических различий. Мы провели маленький расчетный эксперимент: “убрали” смещение осеннего распределения IV и V стадий в Грен-фьорде (рис. 4) относительно летнего, добавив к размеру каждой особи из осенней выборки 0.35 мм (IV) и 0.375 мм (V), и выполнили еще раз точный тест Фишера. Различия также оказались достоверно значимыми. Это говорит о том, что статистически значимые различия между летней и осенней выборками сами по себе имеют место и без смещения размерных спектров. Вызваны они, вероятнее всего, изменением доли каждого вида в выборках, или, другими словами, различиями сезонной динамики популяций *C. finmarchicus* и *C. glacialis*. Данный факт является недостатком используемого нами метода — объединением размеров двух видов в один диапазон — *Calanus* sp.

Несмотря на это, все вышесказанное, на наш взгляд, свидетельствует в пользу существования сезонной изменчивости размерной структуры *Calanus* sp., проявляющейся в уменьшении среднего размера особей в популяциях *C. finmarchicus* и *C. glacialis* от лета к осени—зиме и значительно превышающей по своей выраженности влияние температурного фактора [25].

У V копепоидитной стадии в Билле-фьорде значимых различий между июньскими и ноябрьскими сборами обнаружено не было. Подобное несоответствие прослеживалось и в динамике численности (табл. 2), где отмечалось увеличение количества особей от июня к ноябрю на 30% именно у V стадии, в то время как в остальных трех случаях — его снижение. Возможно, данный факт связан с

влиянием залива атлантических вод, четко прослеживающегося по структуре водных масс в ноябре (рис. 2). В связи с этим мы склонны считать данный факт скорее исключением из общей тенденции.

Следует отметить, что результаты наших наблюдений не соответствуют данным, полученным у канадского побережья [29], где подобного рода сезонная изменчивость не была отмечена. Однако, обнаруженные нами сезонные различия размеров отмечались ранее у других представителей копепоид: *Eurytemora affinis*, *Acartia bifilosa*, *A. clausi*, *Limnocalanus macrurus*, *Centropages hamatus*, *C. typicus*, *Paracalanus parvus*, *Pseudocalanus elongatus* и *Temora longicornis* [19, 30, 34]. Их причиной могли служить: селективное выедание крупных особей хищниками, индивидуальное изменение размеров по мере накопления/расходования жировых запасов [28], а также появление второй генерации с отличными от первой размерами тела [3, 27].

Если первые две причины сезонных изменений размеров одной и той же стадии представляются небезосновательными, то появление еще одной генерации в течение года противоречит современным представлениям о сезонном развитии популяций *C. finmarchicus* и *C. glacialis* в исследованных нами широтах. Общеизвестно, что во фьордах Шпицбергена и первый, и второй вид размножаются лишь один раз в течение года [12]. Однако, из-за продолжительного жизненного цикла (от 1 до 2 лет в арктическом регионе [8, 12, 14, 23]) в определенные периоды года в пелагиали одновременно присутствуют особи старших копепоидитных стадий (IV–VI), принадлежащие к двум генерациям — текущего и прошлого года [23]. Они, судя по нашим данным, могут различаться по размерам тела.

Воздействие выедания хищниками крупных форм, очевидно, может оказывать негативное влияние на размерную структуру популяций в течение всего года. В то же самое время, изменчивость индивидуальных размеров может вести как к увеличению среднего размера особей в период обилия доступной пищи (поздняя весна—ранняя осень), так и к их уменьшению в связи с расходом внутренних резервов и недостатком внешних источников энергии (зимний период). Достижение новым поколением старших копепоидитных стадий пополняет популяцию особями меньшего размера, по сравнению с прошлогодней генерацией, что может также приводить к снижению среднего размера особей (летне-осенний период).

Действие перечисленных выше факторов обусловлено, в свою очередь, рядом факторов среды. Так, например, температура влияет на скорость развития организмов [21] и определяет время по-

явления старших копеподитных стадий новой генерации, а освещенность — на сроки начала и продолжительность сукцессионного цикла фитопланктона, что сказывается на наличии доступных источников пищи для *Calanus* sp. Вследствие этого, несмотря на универсальность факторов, описанных выше, размах и фенология изменчивости размерной структуры видов может незначительно варьировать в зависимости от локальных абиотических особенностей среды, что, очевидно и определяет некоторое смещение размерных спектров популяций *Calanus* sp. в Грен-фьорде и Билле-фьорде относительно друг друга как в июне, так и ноябре.

С практической точки зрения сезонная изменчивость размерной структуры может оказывать существенное влияние на точность оценки численности популяций *C. finmarchicus* и *C. glacialis* при использовании только морфометрии в их идентификации, наравне с ранее выявленными недостатками этого метода [16, 29]. И, очевидно, что использование границ разделения видов по литературным данным, полученным в отличные от исследуемого сезоны, будет также влиять на достоверность конечных результатов.

Воздействие комплекса перечисленных выше факторов усложняет объяснение изменчивости размерной структуры *Calanus* sp. во фьордах Шпицбергена ввиду возможной разнонаправленности их действия, но в то же время, позволяет разрешить ряд затруднений, возникающих, когда за основу принимается лишь один, например, температура среды [5, 25]. Так, в холодноводных Рип- и Билле-фьорде отмечается редукция размеров *C. glacialis* по сравнению с более теплыми акваториями [4, 16], что противоречит утверждению об отрицательной корреляции между размерами особей и температурой. Предположение, что данный феномен вызван неблагоприятными условиями обитания, высказанное Трудновска и соавторами [33], на наш взгляд, достаточно спорно ввиду того, что, например, в Билле-фьорде абсолютные значения численности данного вида существенно превышают таковые на близлежащей акватории (табл. 2), что говорит скорее о благоприятном воздействии окружающей среды. В дополнение можно отметить, что именно *C. glacialis* является доминирующим видом среди других представителей рода *Calanus* в указанных фьордах [4, 16].

Особо хотелось бы отметить, что описанная нами сезонная изменчивость размеров *Calanus* sp. не ставит под сомнение крупномасштабную географическую зависимость средних размеров особей от температуры [9, 15, 17, 20], но может быть существенным фактором, влияющим на размерную структуру популяций видов рода *Calanus*, на акваториях меньшего масштаба со сложной океа-

нографической структурой, как, например, фьорды архипелага Шпицберген.

БЛАГОДАРНОСТИ

Выражаем глубокую признательность команде и научной группе НИС “Дальние Зеленцы” за помощь в отборе материала для исследований, а также сотрудникам ММБИ РАН Максимовской Т.М. и Дерябину А.А. за предоставление океанографических данных.

Отдельно хотелось бы поблагодарить К.Н. Кособок-ову за неподдельный интерес к нашей работе. Ее ценные замечания позволили не только существенно улучшить первоначальный вариант рукописи, но и наметить ряд направлений дальнейших исследований не только в рамках рассмотренной темы, но и за ее пределами.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках государственного задания ММБИ РАН (номер госрегистрации 121091600105-4 (16.09.21), ГЗ — FMEE-2021-0029 (0188-2021-0029)).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гланц С. Медико-биологическая статистика. М.: Практика, 1999. 459 с.
2. Agresti A. A survey of exact inference for contingency tables // Statistical science. 1992. V. 7. №. 1. P. 131–153.
3. Arashkevich E.G., Tande K.S., Pasternak A.F., Ellertsen B. Seasonal moulting patterns and the generation cycle of *Calanus finmarchicus* in the NE Norwegian Sea, as inferred from gnathobase structures, and the size of gonads and oil sacs // Marine Biology. 2004. V. 146. № 1. P. 119–132.
4. Arnkværn G., Daase M., Eiane K. Dynamics of coexisting *Calanus finmarchicus*, *Calanus glacialis* and *Calanus hyperboreus* populations in a high-Arctic fjord // Polar Biology. 2005. V. 28. №. 7. P. 528–538.
5. Balazy K., Trudnowska E., Błachowiak-Samołyk K. Dynamics of *Calanus* copepodite structure during Little Auks' breeding seasons in two different Svalbard locations // Water. 2019. V. 11. № 7. P. 123–140.
6. Basedow S.L., Eiane K., Tverberg V., Spindler M. Advection of zooplankton in an Arctic fjord (Kongsfjorden, Svalbard) // Estuarine, Coastal and Shelf Science. 2004. V. 60. № 1. P. 113–124.
7. Choquet M., Kosobokova K., Kwaśniewski S. et al. Can morphology reliably distinguish between the copepods *Calanus finmarchicus* and *C. glacialis*, or is DNA the only way? // Limnology and Oceanography: Methods. 2018. V. 16. № 4. P. 237–252.
8. Conover R.J., Harris L.R., Bedo A.W. Copepods in cold oligotrophic waters — How do they cope? // Proc. IV Int. Conf. Copepoda.: Bull. Plankton. Soc. of Japan. 1991. Spec. V. P. 177–199.
9. Corkett C.J., McLaren I.A. The biology of *Pseudocalanus* // Advances in marine biology. — Academic Press, 1979. V. 15. P. 1–231.

10. Daase M., Eiane K. Mesozooplankton Distribution in Northern Svalbard Waters in Relation to Hydrography // Polar Biology. 2007. V. 30. P. 969–981.
11. Daase M., Kosobokova K., Last K.S. et al. New insights into the biology of *Calanus* spp. (Copepoda) males in the Arctic // Marine Ecology Progress Series. 2018. V. 607. P. 53–69.
12. Falk-Petersen S., Mayzaud P., Kattner G., Sargent J. Lipids and life strategy of Arctic *Calanus* // Marine Biology Research. 2009. V. 5. № 1. P. 18–39.
13. Falk-Petersen S., Pavlov V., Timofeev S., Sargent J.R. Climate variability and possible effects on arctic food chains: the role of *Calanus* // Arctic alpine ecosystems and people in a changing environment. Springer, Berlin, Heidelberg. 2007. P. 147–166.
14. Falk-Petersen S., Pedersen G., Kwasniewski S. et al. Spatial distribution and life-cycle timing of zooplankton in the marginal ice zone of the Barents Sea during the summer melt season in 1995 // Journal of Plankton Research. 1999. V. 21. № 7. P. 1249–1264.
15. Falk-Petersen S., Pavlov V., Timofeev S., Sargent J.R. Climate variability and possible effects on arctic food chains: the role of *Calanus* // Arctic alpine ecosystems and people in a changing environment. Springer, Berlin, Heidelberg. 2007. C. 147–166.
16. Falk-Petersen S., Mayzaud P., Kattner G., Sargent J. Lipids and life strategy of Arctic *Calanus* // Marine Biology Research. 2009. T. 5. № 1. C. 18–39.
17. Frost B.W. *Calanus marshallae*, a new species of calanoid copepod closely allied to the sibling species *C. finmarchicus* and *C. glacialis* // Marine Biology. 1974. V. 26. № 1. P. 77–99.
18. Gabrielsen T.M., Merkel B., Søreide J.E. et al. Potential misidentifications of two climate indicator species of the marine arctic ecosystem: *Calanus glacialis* and *C. finmarchicus* // Polar Biology. 2012. V. 35. № 11. P. 1621–1628.
19. Grainger E.H. The copepods *Calanus glacialis* Jaschnov and *Calanus finmarchicus* (Gunnerus) in Canadian Arctic-Subarctic waters // Journal of the Fisheries Board of Canada. 1961. V. 18. № 5. P. 663–678.
20. Hassel A. Seasonal changes in zooplankton composition in the Barents Sea, with special attention to *Calanus* spp. (Copepoda) // Journal of Plankton Research. 1986. V. 8. № 2. P. 329–339.
21. Hirche H.J., Boersma M., Wiltshire K.H. Partial decoupling from the temperature size rule by North Sea copepods // Marine Biology. 2019. V. 166. № 5. P. 1–13.
22. Horne C.R., Hirst A.G., Atkinson D. et al. A global synthesis of seasonal temperature–size responses in copepods // Global Ecology and Biogeography. 2016. V. 25. № 8. P. 988–999.
23. Huntley M.E., Lopez M.D.G. Temperature-dependent production of marine copepods: a global synthesis // The American Naturalist. 1992. V. 140. № 2. P. 201–242.
24. Jaschnov W.A. On the systematic status of *Calanus glacialis*, *Calanus finmarchicus* and *Calanus helgolandicus* // Crustaceana. 1972. V. 22. № 3. P. 279–284.
25. Kosobokova K.N. The reproductive cycle and life history of the Arctic copepod *Calanus glacialis* in the White Sea // Polar Biology. 1999. V. 22. № 4. P. 254–263.
26. Kosobokova K., Hirche H.J. Biomass of zooplankton in the eastern Arctic Ocean – a base line study // Progress in Oceanography. 2009. V. 82. № 4. P. 265–280.
27. Kwasniewski S., Hop H., Falk-Petersen S., Pedersen G. Distribution of *Calanus* species in Kongsfjorden, a glacial fjord in Svalbard // Journal of plankton research. 2003. V. 25. № 1. P. 1–20.
28. Melle W., Skjoldal H.R. Reproduction and development of *Calanus finmarchicus*, *C. glacialis* and *C. hyperboreus* in the Barents Sea // Marine Ecology Progress Series. 1998. V. 169. P. 211–228.
29. Miller C.B., Crain J.A., Morgan C.A. Oil storage variability in *Calanus finmarchicus* // ICES Journal of Marine Science. 2000. V. 57. № 6. P. 1786–1799.
30. Norrbin M.F. Seasonal patterns in gonad maturation, sex ratio and size in some small, high-latitude copepods: implications for overwintering tactics // Journal of Plankton Research. 1994. V. 16. № 2. P. 115–131.
31. Parent G.J., Plourde S., Turgeon J. Overlapping size ranges of *Calanus* spp. off the Canadian Arctic and Atlantic Coasts: impact on species' abundances // Journal of Plankton Research. 2011. V. 33. № 11. P. 1654–1665.
32. Pepin P., Head E.J. H. Seasonal and depth-dependent variations in the size and lipid contents of stage 5 copepodites of *Calanus finmarchicus* in the waters of the Newfoundland Shelf and the Labrador Sea // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. 2009. V. 56. № 6. P. 989–1002.
33. Tande K.S. *Calanus* in North Norwegian fjords and in the Barents Sea // Polar Research. 1991. V. 10. № 2. P. 389–408.
34. Tande K.S., Hassel A., Slagstad D. Gonad maturation and possible life cycle strategies in *Calanus finmarchicus* and *Calanus glacialis* in the northwestern part of the Barents Sea // Marine biology of polar regions and effects of stress on marine organisms. 1985. P. 141–155.
35. Tande K. S. *Calanus* in North Norwegian fjords and in the Barents Sea // Polar Research. 1991. T. 10. № 2. C. 389–408.
36. Trudnowska E., Balazy K., Stoń-Egier J. et al. In a comfort zone and beyond – Ecological plasticity of key marine mediators // Ecology and evolution. 2020. V. 10. № 24. P. 14067–14081.
37. Viitasalo M., Koski M., Pellikka K., Johansson S. Seasonal and long-term variations in the body size of planktonic copepods in the northern Baltic Sea // Marine Biology. 1995. V. 123. № 2. P. 241–250.
38. Weydmann A., Kwasniewski S. Distribution of *Calanus* populations in a glaciated fjord in the Arctic (Hornsund, Spitsbergen) – the interplay between biological and physical factors // Polar Biology. 2008. V. 31. № 9. P. 1023–1035.

Seasonal Variability of *Calanus* sp. Populations Size Structure in Svalbard Waters**I. V. Berchenko^{a, #}, E. I. Druzhkova^{a, ##}**^a*Murmansk marine biological institute of RAS, Vladimirskaia 17, Murmansk, 183010 Russia*[#]*e-mail: berchenko.igor@gmail.com*^{##}*e-mail: druzhkova@mmbi.info*

Based on the materials obtained in two fjords of West Spitsbergen Island, analysis of seasonal and spatial variability in the size distribution of *Calanus* sp. has been made. Statistically significant differences in the size structure of the fourth and fifth copepodite stages of the summer and late autumn period have been revealed. Populations of Grønfjorden and Billefjorden show spatial variability determined by local variations of the natural environmental factors. The discussed reasons of the observed seasonal variability are selective grazing of the largest specimens by predators of higher trophic levels, individual body size changes during accumulation or consumption of oil storage, as well as presence of two generations with different size parameters in the water column.

Keywords: Svalbard, Billefjord, Grenfjord, zooplankton, *Calanus* sp., size structure, seasonal variability

УДК 595.384.2:591.5(268.55+268.56)

РАСПРОСТРАНЕНИЕ И ОБЩИЕ ЧЕРТЫ БИОЛОГИИ КРАБА-СТРИГУНА ОПИЛИО (*CHIONOECETES OPILIO*) В ЧУКОТСКОМ И ВОСТОЧНО-СИБИРСКОМ МОРЯХ

© 2023 г. К. М. Горбатенко^{1, *}, С. И. Кияшко², Т. Б. Морозов³, А. И. Глубоков⁴

¹Тихоокеанский филиал ВНИРО, Владивосток, Россия

²Национальный научный центр морской биологии им. А.В. Жирмунского ДВО РАН,
Владивосток, Россия

³Камчатский филиал ВНИРО, Петропавловск-Камчатский, Россия

⁴ВНИРО, Москва, Россия

*e-mail: gorbatenko@tinro.ru

Поступила в редакцию 16.08.2021 г.

После доработки 17.02.2022 г.

Принята к публикации 14.04.2022 г.

Исследования планктона и бентоса, включая крабов опилио, были проведены в летний период 2003–2020 гг. в юго-западной части Чукотского моря. На периферии ареала распространения *Chionoecetes opilio* в Чукотском море его количество было в 5–10 раз ниже, чем в центре, что связано с пределом толерантности вида в отношении гидрологических факторов и неблагоприятной кормовой базы. Скопления крабов *C. opilio* в северных районах Чукотского и Восточно-Сибирского морей характеризуются как зависящие от пополнения из южных районов Чукотского моря. Южные районы Чукотского моря являются своего рода инкубатором для развития и роста личинок и молоди краба-стригуна до 1–2 летнего возраста, откуда он мигрирует в северные глубоководные районы Чукотского моря и далее в северо-восточную часть Восточно-Сибирского моря.

Ключевые слова: восточный сектор Арктики, Чукотское море, Восточно-Сибирское море, планктон, бентос, краб-стригун опилио, личинки, ареал, распространение

DOI: 10.31857/S0030157423010033, **EDN:** AHWYYX

До настоящего времени моря российской части Арктического бассейна остаются малоизученными. Их водные биоресурсы в полной мере не исследованы и не освоены промыслом. В последние годы активность проведения научно-исследовательских работ в российской Арктике существенно возросла. В условиях быстро меняющегося климата Арктики, сопровождающегося заметным сокращением ее ледового покрова, оценка современного состояния среды обитания биоресурсов в этом регионе приобретает особую актуальность. Исследования последних лет, направленные на оценку биологических ресурсов, состояния запасов промысловых объектов и условий их обитания говорят о неоднозначном влиянии потепления в арктическом бассейне на его обитателей [9, 23].

Чукотское море является окраинным морем Северного Ледовитого океана, и на его акватории обитают представители как арктической, так и бореальной фауны [1]. Предыдущие исследования [20] показали, что биомасса, продукция и видовой состав гидробионтов в юго-западной части Чукотского моря зависят от объема и площади

распространения поступающих через Берингов пролив берингоморских вод с одной стороны и проникновения вод Восточно-Сибирского моря с другой (рис. 1). Проникновение берингоморских вод, как более продуктивных, обогащает фауну и улучшает кормовые условия в южной части Чукотского моря [16].

В Арктике встречается целый ряд широко распространенных видов гидробионтов, имеющих промысловое значение. Одни из самых распространенных эпибентосных организмов в арктических морях — различные виды ракообразных. Наиболее массовым и широко распространенным видом бентосных организмов в Чукотском море является краб-стригун опилио *Chionoecetes opilio* [9]. О существовании стригуна опилио в Чукотском море известно давно [2]. Крабы-стригуны в Чукотском море имеют меньшие размеры по сравнению с особями, обитающими в Охотском, Беринговом и Японском морях, и низкий темп роста, что обусловлено суровым термическим режимом вод [18]. Крабы — одни из главных хищников в донном сообществе, они вносят существенный вклад в общий оборот энергии бентоса,

обеспечивают кормовую базу для более высоких трофических уровней, а также являются кормом для демерсальных видов рыб и морских млекопитающих [5, 8, 21].

Цель настоящего исследования — получение количественных характеристик и установление особенностей пространственного распределения личинок *Chionoecetes opilio* в пелагиали и взрослых особей на дне Чукотского моря в современных климато-океанологических условиях; определение возможного расширения ареала и увеличения биомассы краба в Чукотском море и прилегающих водах Восточно-Сибирского моря; определение трофического статуса краба *Chionoecetes opilio* в местах его распространения на основе анализа изотопных характеристик массовых представителей беспозвоночных в бентосных сообществах.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Личинки крабов облавливались в пелагиали сетью БСД (капроновое сито с ячейей 0.150 мм, площадь входного отверстия 0.1 м²) в слое 0—дно, так как глубина была менее 100 м. Скорость подъема сети составляла 1–1.2 м/сек. Численность личинок крабов опилио (стадия презоза, две стадии зоза и одна мегалопа) подсчитывалась в камере Богорова, тотально. Следует отметить, что в уловах встречался краб-паук (менее 5%), у которого личинки сложно отличимы от личинок краба опилио, поэтому возможно присутствие в уловах незначительного количества других видов крабов. Исследования в пелагиали Чукотского моря в летний период (август — первая декада сентября) проводились с 2003 по 2020 гг. Ранее, в 2003–2010 гг., гидробиологические исследования проводились в южной части Чукотского моря, т.к. только южные районы полностью очищались ото льда. Гидрологической особенностью последних лет было отсутствие льда в Чукотском море в летние месяцы. Впервые во время экспедиций в 2012–2013 гг. было отмечено отсутствие летнего льда севернее 72°30' с.ш. [35]. В 2017 г. планктонные исследования проводились в южных и северных районах восточной части моря, а в августе 2019 г. впервые по всей акватории моря. Летом 2020 г. в Чукотском море исследования проводились только в его южной шельфовой части, за пределами 12-мильной зоны.

Донные траловые съемки были проведены только в западной части Чукотского моря в августе — первой декаде сентября в 2010–2020 гг. За 10-летний период было проведено 5 донных съемок в юго-западной и 2 съемки (2018 и 2019 гг.) в северо-западных частях Чукотского моря.

Анализ макробентоса из донных траловых уловов выполняли непосредственно в море. Сбор и первичную обработку материала осуществляли по стандартной методике [7]. Биологический ана-

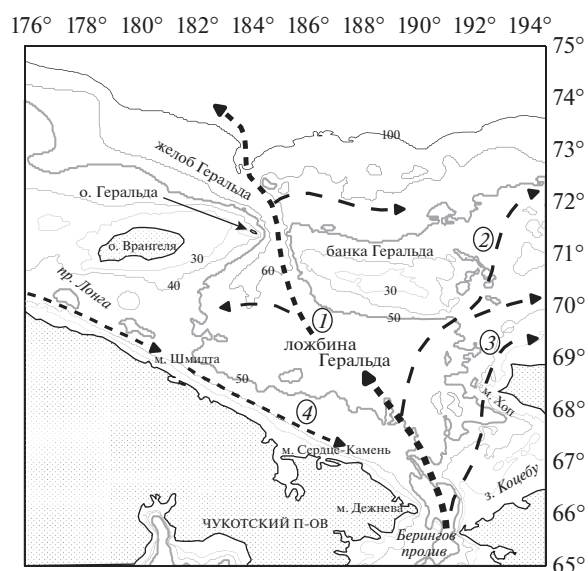


Рис. 1. Чукотское море: основные географические названия и схема течений: 1 — течение желоба Геральда, 2 — течение желоба Центральный, 3 — прибрежное Аляскинское, 4 — прибрежное Сибирское течение, по [38]; изобаты 30, 40, 50, 60 и 100 м.

лиз крабов включал сортировку крабов по полу и количественный учет в каждом тралении. Промеры проводили по наибольшей ширине карапакса (ШК) без учета боковых шипов с точностью до 1 мм. Орудием лова при выполнении донных траловых съемок ТИНРО в дальневосточных морях является трал 27.1/24.4 со вставкой в мешке из дели с шагом ячей 10 мм и кабелями по 25 м с мягким (полужестким) грунтопом (поводцы 15 см) с горизонтальным раскрытием около 16.2 м.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Личинки краба. Личинки краба ведут планктонный образ жизни, питаются науплиями копепод [34]. Продолжительность планктонной стадии зависит от температуры [6, 31] и оценивается в 3–8 месяцев [31]. Краб-стригун довольно чувствителен к солености и температуре, несмотря на это личинки и молодь способны пережить резкие, но кратковременные перепады данных факторов среды [24]. В экспериментах Ямамото и др. [40] показали, что личинки стригуна имеют наибольшую выживаемость при температуре воды от 5 до 14°C (минимальная предельная температура –2.24°C).

В период наших исследований в Чукотском море температура воды в пелагиали изменялась от 3.5 до 10.4 °C, т.е. находилась в пределах толерантности вида, за исключением северо-западных участков. Поскольку личинки краба стригуна обитают в толще воды, и их развитие зависит от продуктивности планктонного сообщества в течение нескольких месяцев, продолжительность

Таблица 1. Плотность и биомасса личинок краба—стригуна опилио (*Chionoecetes opilio*) в Чукотском море в 2003–2020 гг.

Район	Россия, южнее 71° с.ш., западнее 169° з.д.						Россия, севернее 71° с.ш., западнее 169° з.д.
Год	2003	2007	2008	2010	2019	2020	2019
Обследованная площадь, км ²	46.7	140.4	93.8	104.5	116.2	75.9	113.0
Средний слой, м	47	47	46	50	48	50	121
Количество станций	18	38	25	37	32	31	16
Средняя плотность, шт./м ³	0.10	1.50	0.51	0.80	0.55	1.70	0.22
Средняя биомасса, мг/м ³	0.21	2.29	0.94	1.60	1.00	2.72	0.58

Район	США, южнее 70° с.ш., восточнее 169° з.д.			США, севернее 70° с.ш., восточнее 169° з.д.	
Год	2007	2017	2019	2017	2019
Обследованная площадь, км ²	68.0	57.5	41.8	89.5	95.0
Средний слой, м	43	38	36	52	65
Количество станций	24	22	18	28	32
Средняя плотность, шт./м ³	0.83	0.14	0.08	0.66	0.62
Средняя биомасса, мг/м ³	1.34	0.18	0.15	1.05	1.02

периода открытой воды может быть одним из наиболее значимых факторов, ограничивающих распространение вида в арктических морях [5].

Данные по плотности личинок краба-стригуна в пелагиали юго-западной части Чукотского моря варьировали по годам от 0.1 до 1.7 шт./м³ (табл. 1). Максимальная плотность личинок наблюдалась в юго-западной части в 2007 г. (1.5 шт./м³) и 2020 г. (1.7 шт./м³) (табл. 1) и, на наш взгляд, зависела от интенсивности заток вод в Чукотское море через Берингов пролив, так как наибольший заток берингоморских вод и по площади распространения и по объему отмечен в 2007 и 2020 гг. [3, 20]. После 2007 г. по количеству берингоморских вод на акватории съемки в порядке убывания следуют 2010, 2008 и 2003 гг. Максимальный объем распресненных вод Сибирского прибрежного течения отмечался в 2003 и 2008 гг., при этом концентрации личинок краба-опилио были минимальны. Следует отметить, что полученные нами максимальные значения плотности личинок краба-опилио в 2020 г. связаны также с ограниченной акваторией съемки (рис. 1). На исследованной акватории (за пределами 12-мильной зоны) отчетливо прослеживается западный перенос вод Центрального течения, следующий в северном, северо-западном направлении к каньону Герольд, а основное влияние Сибирское течение оказывало на прибрежные воды Чукотского моря за пределами съемки [3].

В северо-западной части моря планктонные работы проводились только в 2019 г. (рис. 1) и

средние концентрации по району были в 2 раза ниже, чем в южном районе (табл. 1).

В юго-восточной части Чукотского моря американскими и российскими учеными планктонные исследования проведены летом 2007, 2017 и 2019 гг., а в северо-восточной — летом 2017 и 2019 гг. Максимальные плотности личинок краба-стригуна в юго-восточном районе, как и в юго-западном, наблюдались в 2007 г. (табл. 1). В северо-восточной части моря в 2017 и 2019 гг. плотность личинок краба-стригуна была относительно высокой — 0.66 и 0.62 шт./м³ соответственно (табл. 1). Следует отметить, что в 2019 г. плотность личинок в северо-восточной части моря была в 3 раза выше, чем в северо-западной. Относительно высокая плотность личинок в северо-восточной части моря, видимо, связана с течениями в северо-западном направлении (течение желоба Центральный и прибрежное Аляскинское) (см. рис. 1), которые занесли личинок из южных районов.

Молодь и взрослые особи. Естественный ареал обитания краба-стригуна опилио охватывает северную часть Тихого океана от Берингова пролива до вод Британской Колумбии и северной части Японского моря до Корейского пролива [34]. Он также включает Чукотское море с отдельными поимками в восточной части Восточно-Сибирского моря и западной части моря Бофорта, а также Северо-Западную Атлантику: от северо-западного побережья США до Девисова пролива [2, 39]. Молодь и взрослые особи краба-стригуна обитают на дне при температуре от –1.8° до 7.2°C [12, 17].

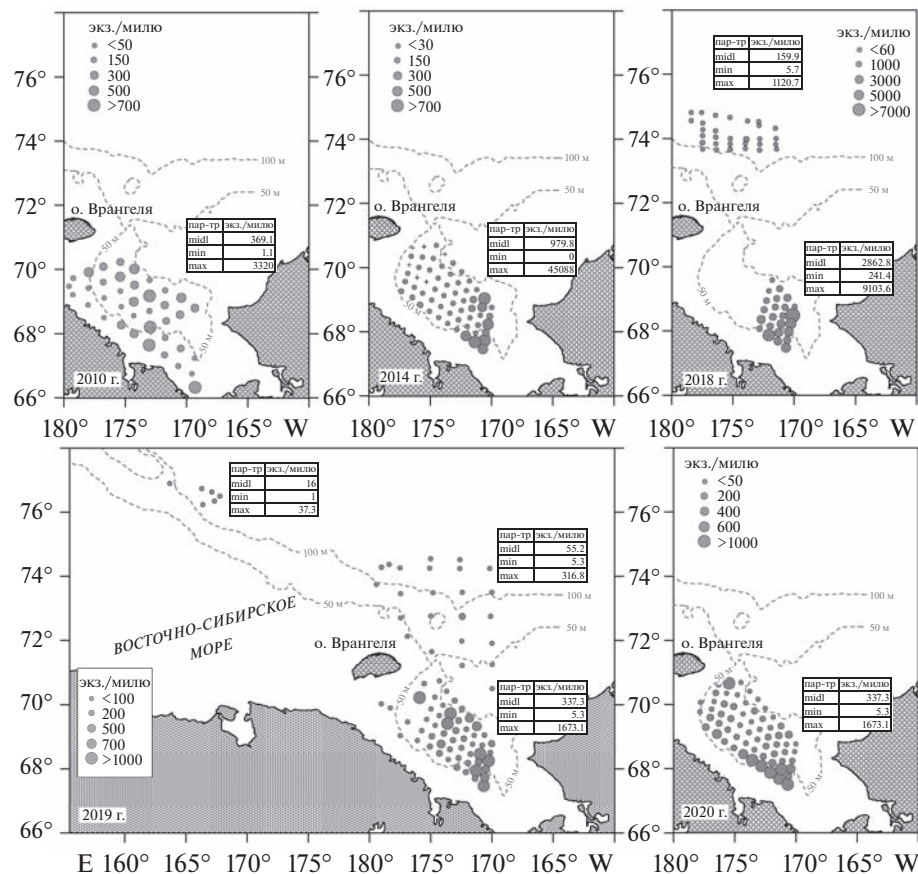


Рис. 2. Уловы краба-стригуна опилио (экз. на милю траления) в Чукотском (2010–2020 гг.) и Восточно-Сибирском (2019 г.) морях.

Будучи широко эврибатным видом, краб-стригун опилио способен обитать в прибрежной зоне на глубине 4 м [36] и опускаться по материковому склону на глубины до 690 м [13]. В литературе часто указывается, что краб-стригун предпочитает песчано-илистые грунты, однако, в меньших количествах он также встречается на твердых грунтах [13, 19]. В Чукотском море минимальные размеры взрослых крабов по сравнению с особями, обитающими в Охотском, Беринговом и Японском морях, и низкий темп роста обусловлены суровым термическим режимом вод [18]. Мониторинг состояния ресурсов стригуна опилио по объективным причинам ведется нерегулярно.

Пространственное распределение краба стригуна в период исследований в Чукотском море, а также в 2019 г. в Восточно-Сибирском море представлено на рис. 2.

Проведенные ранее исследования показали, что в разных районах Чукотского моря биомасса зообентоса может различаться на 1–2 порядка величин [15, 27]. Исследование пространственного распределения крабов опилио в Чукотском море показало, что максимальная плотность взрослых особей и личинок (рис. 2) наблюдалась в южной части моря (рис. 2). Этот район находился под

влиянием продуктивных берингоморских вод, где также отмечена высокая биомасса зообентоса [8, 27], который является кормовой базой крабов [21].

В ходе исследований в северо-западной части Чукотского моря в 2018–2019 гг. и в северо-восточной части Восточно-Сибирского моря в 2019 г., отмечены незначительные скопления краба-стригуна опилио (рис. 3). Присутствие краба-стригуна опилио в данных районах также было зафиксировано в более ранних исследованиях [8, 37].

Плотность распределения. Общее представление об исследованиях *Chionoecetes opilio* в восточном секторе Арктики дает табл. 2. Основные исследования были проведены в мелководной юго-западной части Чукотского моря (рис. 2). Плотность скоплений крабов в юго-западной части в различные годы исследований сильно варьировала, что связано, с одной стороны, с естественными флюктуациями и изменением гидрологических условий, а с другой — с особенностями районов исследований в различные годы. Так, в 2018 г. исследования проводились в местах основных скоплений крабов (рис. 2), поэтому средние количественные значения были в 5–10 раз выше и

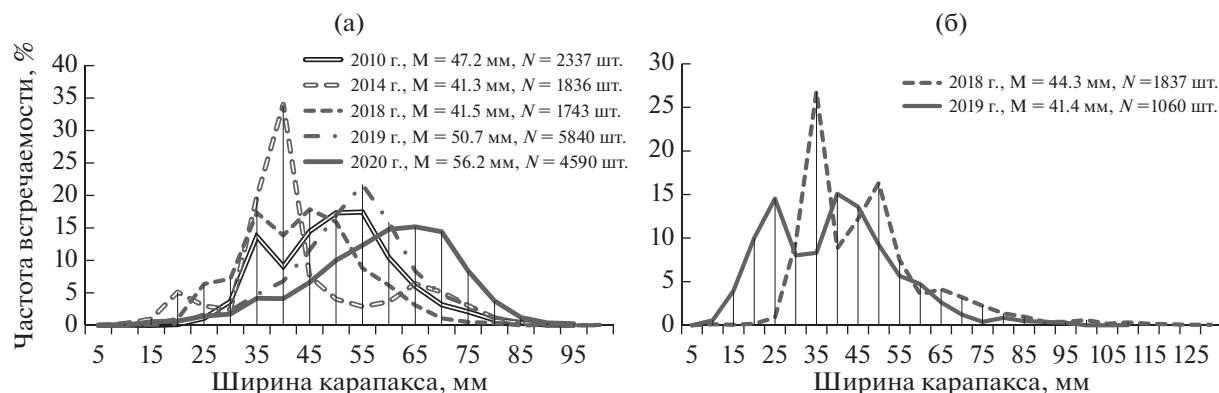


Рис. 3. Ширина карапакса самцов краба-стригуна опилио в юго-западной (а) и в северо-западной (б) части Чукотского моря (M – средний размер, N – количество).

не могут быть использованы для анализа межгодовых изменений (табл. 2).

В юго-западной мелководной части моря средняя плотность самцов крабов изменялась от 6.96 до 19.39 тыс. экз./км², самок – от 3.02 до 13.72 тыс. экз./км² (табл. 2). Максимальная плотность крабов отмечена в 2014 г. (в основном за счет неполовозрелых особей – около 85%), а минимальная самцов – в 2010 г., самок – в 2019 г. (табл. 2).

Плотность крабов в 2018 и 2019 гг. в северных районах была в 6–10 раз ниже, чем в южных (табл. 2).

В Восточно-Сибирском море крабы встречались при отрицательных придонных температурах и их плотность была на 1–2 порядка ниже, чем в Чукотском море (табл. 2).

Условия обитания. В Чукотском море краб-стригун опилио встречается почти на всей акватории и является заметной частью донных сообществ [9, 14, 15]. Температурный диапазон встречаемости крабов-стригунов в Чукотском море при максимальной площади съемки в 2019 г. (рис. 2) составлял от -1.0 до 3.9°C , соленость в местах по-

Таблица 2. Плотность и ширина-карапакса краба-стригуна опилио (*Chionoecetes opilio*) в Чукотском и Восточно-Сибирском морях в 2010–2020 гг.

Район	Юго-западная часть Чукотского моря									
Год	2010		2014		2018		2019		2020	
Площадь исследований, тыс. км ²	104.5		87.8		35.7		116.2		75.9	
Температура (дно) $^{\circ}\text{C}$	$-1.7...4.4$		$-1.6...4.5$		$1.8...4.7$		$-1.0...3.9$		$-1.7...4.2$	
Пол	Самцы	Самки	Самцы	Самки	Самцы	Самки	Самцы	Самки	Самцы	Самки
Ср. ширина карапакса, мм	47.6	44.3	41.3	34.6	41.5	37.8	50.7	44.6	56.7	46.1
Ср. плотность, тыс. шт./км ²	6.96	5.49	19.35	13.72	58.48	38.11	8.20	3.02	11.8	5.3
Район	Северо-западная часть Чукотского моря				Северо-восточная часть Восточно-Сибирского моря					
Год	2018		2019		2019					
Площадь, тыс. км ²	40.7		113.0		10.6					
Температура (дно) $^{\circ}\text{C}$	$-0.2...0.4$		$-0.8...2.0$		$-0.95...-0.05$					
Пол	Самцы	Самки	Самцы	Самки	Самцы	Самки				
Ср. плотность, тыс. шт./км ²	3.96	1.48	1.40	0.52	0.39	0.15				

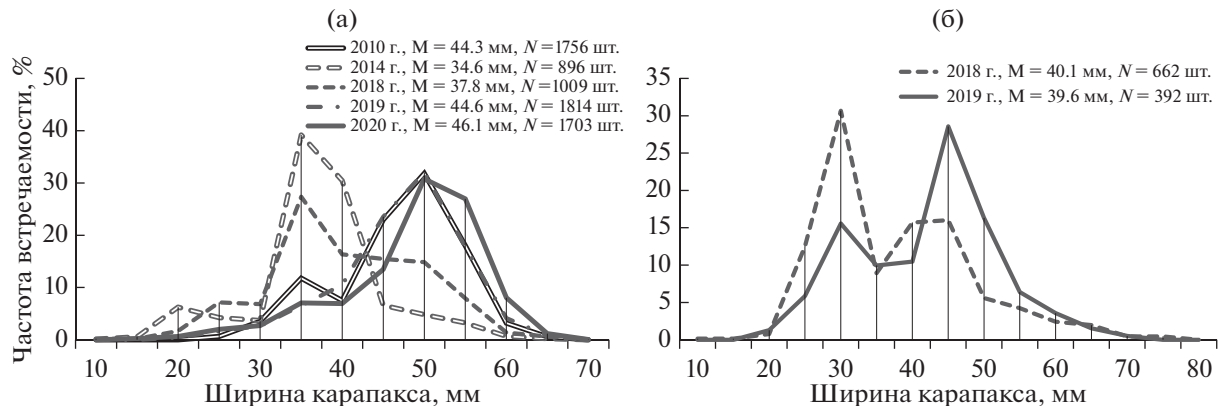


Рис. 4. Ширина карапакса самок краба-стригуна опилию в юго-западной (а) и в северо-западной (б) части Чукотского моря.

имок крабов менялась от 32.54 до 34.75‰. Наиболее плотные скопления краба отмечены при температуре 0.8м3.4°C и солёности 32.72–32.95‰, минимальные — при отрицательных придонных температурах и повышенной солёности от 33.0 до 34.75‰.

В Восточно-Сибирском море в 2019 г. (рис. 1) краб-стригун отмечен при температуре от –0.05 до –0.95°C и солёности от 34.11 до 34.55‰. Наиболее плотные скопления (более 30 шт./милю или около 50 шт./км) наблюдались при относительно высокой температуре в диапазоне от –0.05 до –0.2°C и солёности от 34.23 до 34.33‰.

Таким образом, условия в Чукотском и Восточно-Сибирском морях соответствуют толерантности вида. Температурно-солёностные условия в Чукотском море близки к оптимуму для обитания послеличиночных стадий. Исключение составляют среда обитания в западных, северо-западных участках Чукотского моря и Восточно-Сибирском море, где отмечались предельные значения абиотических условий.

Размерный состав. Исследования, проведенные ранее, показали, что размеры крабов сильно зависят от температуры и наличия пищевой базы. При неблагоприятных условиях темпы роста замедляются и предельные размеры уменьшаются [22]. Продолжительность жизни краба в среднем 15 лет, а у самцов до 16–17 лет [39]. Рост *C. opilio*, как промыслового вида, достаточно хорошо изучен. Краб оседает на дно при ширине карапакса около 3 мм [25]. Было показано, что ШК в 10 мм он достигает примерно за 16–17 месяцев после примерно 3 линек, еще через 16 месяцев краб достигает ШК около 20 мм (линия 2 раза) [34].

Размерный состав крабов-стригунов в Чукотском море был исследован начиная с 2010 г. Общее количество самцов всегда было выше, чем самок, их доля в среднем в популяции составляла 57–69%. За весь период исследований предельные размеры крабов изменялись у самцов и самок

в юго-западной части от 6 до 97 и от 7 до 66 мм, в северо-западной части моря от 12 до 128 и 10 до 80 мм соответственно (рис. 3а, 4а).

Средние значения ширины карапакса у самцов в юго-западной части Чукотского моря в различные годы исследования изменялись от 42.2 до 56.7 мм (рис. 3а). Исследования показали постепенное увеличение ШК с 2014 г. В 2019 г. ШК самцов превысила 50 мм, а в 2020 г. этот показатель составил 56.7 мм. У самок наблюдались такая же тенденция, минимальные средние значения наблюдались в 2014 г. — 34.6 мм, а максимальные в 2020 г. — 46.1 мм (рис. 4а). Размерный состав согласуется со степенью половозрелости самок, так их доля в 2014 г. составляла менее 10%, а в 2020 г. — около 55% (рис. 5). У подавляющего большинства (более 99%) половозрелых самок наблюдалась оранжевая икра (стадия ИО).

В северо-западной части ширина карапакса краба опилию у самцов изменялась от 12 до 128 мм, у самок от 10 до 80 мм (рис. 3б, 4б). В северной относительно глубоководной части Чукотского моря были отмечены самцы с ШК более 100 мм. Самцы такого размера не встречались в южных районах. Также в северной части Чукотского моря полностью отсутствовали сеголетки размером менее 10 мм, что косвенно указывает на пополнение скоплений на севере из южных районов. Однако наличие в пелагиали на севере моря небольшого количества личинок (0.22 шт./м³, см. табл. 1) и половозрелых самок с оранжевой икрой (около 10%) указывает на возможность воспроизводства краба-стригуна опилию на севере Чукотского моря.

Отсутствие наиболее крупных самцов размером более 100 мм в южной части моря связано с их миграцией на большие глубины, как это было показано для популяций краба опилию в западной Арктике [32]. Миграцию крупных самцов в глубоководную часть моря подтверждают исследования, проведенные в 2018 и 2019 гг. (рис. 4а), когда в северной глубоководной части моря (глубина

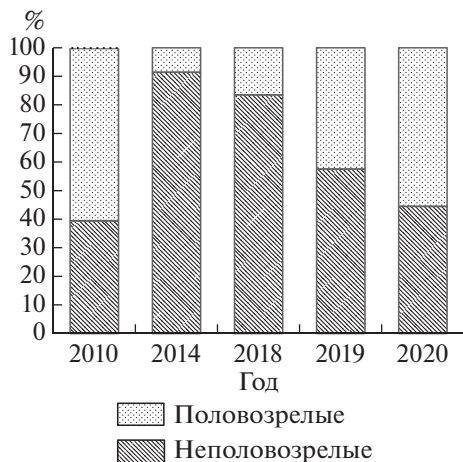


Рис. 5. Стадии зрелости самок краба-стригуна опилио в юго-западной части Чукотского моря.

190–270 м) были встречены самцы размером 100–128 мм.

Следует отметить, что доля промысловых самцов (ШК более 80 мм) в южной части моря не превышала 1% и только в 2020 г. их доля составила более 2% от общего количества самцов. В северной части моря, в связи с миграциями крупных самцов на глубину, доля промысловых самцов в 2018 г. составляла около 2%, а в 2019 г. — более 3%.

В Восточно-Сибирском море размеры самцов в 2019 г. изменялись от 22 до 77 мм, в среднем 43.2 мм, самок от 29 до 67 мм, в среднем 45.6 мм (рис. 6). Основу составляли неполовозрелые особи 87%, а доля половозрелых самок с оранжевой икрой составляла около 9% от общего количества самок.

Планктонные исследования в 2019 г. не обнаружили в данном районе личинок *C. opilio*. Минимальные размеры в данном регионе самцов и самок — 22 мм и 29 мм соответственно, т.е. в уловах отсутствовали сеголетки, годовики и даже 2-летки, что указывает на отсутствие пополнения краба опилио в Восточно-Сибирском море и зависимость от чукотской группировки из северных районов.

Экспансия. Расширение области обитания краба-стригуна в северо-западной части Чукотского моря можно объяснить как разносом пелагических личинок с течениями в северном направлении (рис. 1), так и активной миграцией взрослых особей, как это отмечалось в других районах [4, 11]. Распространению личинок крабов опилио в Восточно-Сибирское море из северо-западных районов Чукотского моря препятствует отсутствие течений соответствующей направленности. Наиболее вероятным путем распространения краба-стригуна в Восточно-Сибирское море является миграция краба по дну из Чукотского моря. Ме-

чение крабов показало, что взрослые особи способны проходить большие дистанции, вплоть до 201 км за 87 дней [4]. Кроме того, изотопный состав углерода и азота был сходен у особей из Восточно-Сибирского моря и северной части Чукотского моря [3], что подтверждает экспансию в основном за счет взрослых особей *C. opilio*.

Как указывалось выше, размножение крабов в Восточно-Сибирском море на данном этапе исследований вызывает сомнения. Наличие половозрелых особей (самок с икрой, 2.6%) в Восточно-Сибирском море в 2019 г. допускает возможность размножения. Однако, дефицит кормовой базы, связанный с низкими концентрациями зообентоса в данном регионе [10], не позволяет прогнозировать значительное увеличение популяции *C. opilio*. Кроме того, расширение ареала и увеличение численности опилио в Восточно-Сибирском море сдерживается низкой соленостью в южной части моря, связанной со стоком рек и отрицательными придонными температурами в северной части моря (неопубликованные рейсовые данные за 2019 г.).

Трофика. Крабы-стригуны являются хищниками-бентофагами. *C. opilio* имеет широкий спектр питания [21, 30].

По данным Зоологического института Академии наук (ЗИН) в южных районах Чукотского моря из крупных таксонов в питании краба опилио преобладают двустворчатые моллюски, которые составляют более 50% зообентоса. Проведенные исследования по питанию краба в южных районах Чукотского моря показали, что основу рациона краба опилио составляют двустворчатые моллюски и полихеты, несколько меньшее значение имеют крабы, креветки и офиуры [21]. Крабы собственного вида и краба-паука в рационе составляют около 10%, причем их доля увеличивалась в районах дефицита бентоса — в западной и северо-западной частях моря, где она составляла 30–40% [8]. Канныализм был широко отмечен у этого вида и в других местах его обитания при низких концентрациях зообентоса [33].

Трофический статус. Одним из наиболее успешных подходов при изучении трофодинамики донных сообществ в арктических морях является анализ изотопного состава углерода и азота гидробионтов, который позволяет определить как источники органического вещества, так и трофическую структуру сообщества [28, 29].

Раннее у краба-стригуна было рассмотрено пространственное изменение изотопного состава по акватории российской части Чукотского моря, связанное с изменением пищевых рационов. Согласно этим исследованиям [3, 8] у краба-стригуна опилио Чукотского моря в северных и западных районах наблюдалось увеличение $\delta^{15}\text{N}$ (15.0–16.5‰) на 1–3‰ по сравнению с южным районом, что в первую очередь определяется составом

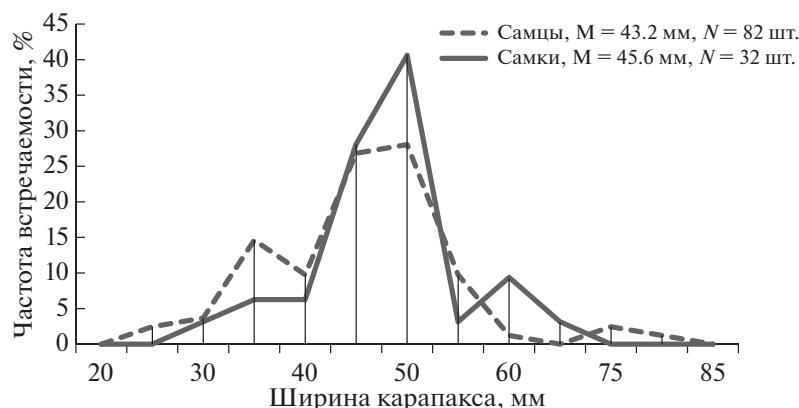


Рис. 6. Ширина карапакса самцов и самок краба-стригуна опилио в северо-восточной части Восточно-Сибирского моря.

пищи. В южном районе отмечались максимальные биомассы зообентоса в донном сообществе и его значение в питании. В питании краба преобладали типичные детритофаги (двустворчатые моллюски и сидячие полихеты) [21], что и отразилось на относительно низких значениях $\delta^{15}\text{N}$ (12.4–13.8 ‰ у молоди и 14.0–15.6 ‰ у взрослых). В северных и западных районах отмечались минимальные концентрации зообентоса, преобладали всеядные ракообразные (включая краба опилио) с более высоким трофическим статусом. Различия в структуре донных сообществ, которые отражаются на изотопном составе консументов верхних тропических уровней, также были отмечены между восточной и юго-западной частью Чукотского моря [29]. У *C. opilio* наблюдалось значительное увеличение величин $\delta^{13}\text{C}$ в тканях крабов по мере уменьшения влияния беринговоморских вод, занимающих южную часть Чукотского моря (на юге — 16.5 ‰, на севере — 17.4 ‰) [3, 8]. Таким образом, пространственные вариации изотопных показателей *C. opilio* отражают состав его пищи [26].

Для сравнения трофических характеристик крабов-стригунов в северной части Чукотского и Восточно-Сибирского морей был исследован (по данным НИС “Профессор Леванидов” в 2019 г.) изотопный состав углерода и азота ($\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{15}\text{N}$). Значения $\delta^{15}\text{N}$ в тканях взрослых *Chionoecetes opilio* в северной части Чукотского моря были высокими (16.5 ‰), что связано с хищничеством-каннибализмом [3]. В северо-западной части Восточно-Сибирского моря значения $\delta^{15}\text{N}$ у взрослых крабов были ниже — 15.6 ‰, что указывает на возможное потребление детрита наряду с хищничеством. Аналогичная картина наблюдалась в Карском море [5].

Результаты изотопного анализа углерода показали близкие значения $\delta^{13}\text{C}$ краба-опилио, выловленного в северо-западной части Чукотского моря и в северо-восточной части Восточно-Си-

бирского моря ($\delta^{13}\text{C}$ — 17.0 ‰ и — 17.3 ‰), что, по нашему мнению, предполагает возможную экспансию краба-опилио из Чукотского моря в западном направлении.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. В пределах рассматриваемого региона максимальные скопления личинок и разноразмерных крабов опилио были отмечены в юго-западной части Чукотского моря с оптимальными для вида гидрологическими показателями (температуре 0.8–3.4 °C, солёности 32.72–32.95 ‰) и благоприятной кормовой базой (высокие биомассы зообентоса, с доминированием двустворчатых моллюсков). Наличие в уловах самок *C. opilio* с икрой, а также поимки планктонных личинок и недавно осевшей молоди (размером от 6 мм) в юго-западной части Чукотского моря позволяют предположить существование здесь самовоспроизводящейся группировки, независимой от беринговоморских группировок.

2. В юго-западной части Чукотского моря происходит последовательное увеличение численности личинок, размеров взрослых крабов, доли зрелых самок с оранжевой икрой и взрослых промысловых самцов до 3% по численности, что характерно для районов с оптимальными условиями существования. Возможно, юго-западная часть Чукотского моря является источником пополнения группировок краба в Восточно-Сибирском море, куда мигрирует молодь в возрасте 1–2 лет.

3. На периферии ареала *C. opilio* в Чукотском море (на западе, востоке и севере) его численность была в 5–10 раз ниже, чем на юго-западе моря, что связано с граничными для краба опилио гидрологическими условиями и неблагоприятной кормовой базой — низкой биомассой зообентоса. Отсутствие сеголеток краба (менее 10 мм) в северных районах косвенно указывает на пополнение из южных районов. Однако поимки не-

большого количества личинок (0.22 шт./м³) и половозрелых самок с оранжевой икрой (около 10%) указывают на возможность воспроизводства краба в северной части Чукотского моря.

4. Отсутствие личинок и молоди краба (менее 22 мм) в Восточно-Сибирском море указывает на зависимость от чукотской группировки. Экспансия *C. opilio* в Восточно-Сибирское море, в связи с неоднородностью течений в западном направлении, происходит, возможно, по дну. Близкие значения $\delta^{13}\text{C}$ краба-опилио, выловленного в северо-западной части Чукотского моря и в северо-восточной части Восточно-Сибирского моря ($\delta^{13}\text{C} - 17.0\text{‰}$ и -17.3‰) также предполагают возможную миграцию краба из Чукотского моря.

5. Неполовозрелые особи краба опилио питаются детритом, по мере роста переходят на питание собственной молодью, креветками и рыбой. Миграция крупных самцов с шириной карапакса более 100 мм из южных районов с высокой плотностью молоди в северные способствует расширению ареала и снижению каннибализма.

Проведенными исследованиями установлено увеличение численности краба опилио в Восточно-Сибирском море: от единичных находок в 1980-х гг. до 540 шт./км². Тем не менее, значительный рост численности *C. opilio* в северной части Чукотского моря и в Восточно-Сибирском море маловероятен в связи с недостатком кормового бентоса и распреснением мелководной южной части Восточно-Сибирского моря.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бродский К.А., Вышкварцева Н.В. и др. Веслоногие ракообразные (Copepoda: Calanoida) морей СССР и сопредельных вод. Т. 1. Л.: Наука, 1983. 358 с.
2. Виноградов Л.Г. Определитель креветок, раков и крабов Дальнего Востока // Изв. ТИНРО. 1950. Т. 33. С. 179–358.
3. Горбатенко К.М., Мельников И.В., Безик А.Н. и др. Донно-пелагические связи гидробионтов в различных водных массах Чукотского моря по данным глубоководной части Охотского моря по данным d^{15}N и $\delta^{13}\text{C}$ // Изв. ТИНРО. 2021. Т. 201. Вып. 4. С. 784–809.
4. Горянина С.В. Первые данные о миграционной активности краба-стригуна опилио в Баренцевом море // Промысловые Беспозвоночные. Сборник материалов VIII Всероссийской научной конференции. Калининград: КГТУ, 2015. С. 54–56.
5. Залота А.К. Чужеродные виды десятиногих ракообразных (CRUSTACEA DECAPODA) в морях России и сопредельных водах: Дис. ... канд. биол. наук: 03.02.10. М., 2017. 255 с.
6. Милейковский С.А. Зависимость размножения и нереста морских шельфовых донных беспозвоночных от температуры воды // Тр. ИО АН СССР. 1970. Т. 88. С. 113–149.
7. Низзев С.А., Букин С.Д., Клитин А.К. и др. Пособие по изучению промысловых ракообразных дальневосточных морей России. Южно-Сахалинск: СахНИРО, 2006. 114 с.
8. Одинцов В.С., Кияшко С.И. Вариации изотопного состава углерода и азота крабов *Chionoecetes opilio* (O. Fabricius, 1788) и *Hyas coarctatus* (Leach, 1816) (Crustacea: Decapoda) на шельфе Чукотского моря // Биология моря. 2018. Т. 44. № 1. С. 51–57.
9. Орлов А.М., Бензик А.Н., Ведищева Е.В. и др. Рыбохозяйственные исследования в Чукотском море на НИС “Профессор Леванидов” в августе 2019 г.: некоторые предварительные результаты // Труды ВНИРО. 2019. Т. 178. С. 206–220.
10. Орлов А.М., Бензик А.Н., Ведищева Е.В. и др. Предварительные результаты рыбохозяйственных исследований в Восточно-Сибирском море на НИС “Профессор Леванидов” в сентябре 2019 г. // Труды ВНИРО. 2020. Т. 179. С. 187–205.
11. Павлов В.А. Новые данные о крабе-стригуне *Chionoecetes opilio* (Fabricius, 1788) Баренцева моря // Тез. докл. VII Всерос. конф. по промысловым беспозвоночным (памяти Б.Г. Иванова). Мурманск, 9–13 октября 2006 г. М.: ВНИРО. 2006. С. 109–111.
12. Первеева Е.Р. Распределение, условия обитания и динамика численности краба-стригуна *Chionoecetes opilio* у восточного Сахалина // Рыбохозяйственные исследования в Сахалино-Курильском районе и сопредельных акваториях: Сб. науч. тр. Южно-Сахалинск: Сах. обл. книжное изд-во, 1999. Т. 2. С. 100–106.
13. Первеева Е.Р. Распределение и биология стригуна опилио *Chionoecetes opilio* (Fabricius, 1788) в водах, прилегающих к острову Сахалин: Автореф. дис. канд. биол. наук. 03.00.18. М., 2005. 22 с.
14. Сиренко Б.И., Василенко С.В. Крабы (Crustacea, Decapoda, Brachyura) Чукотского моря. // Исследования фауны морей. СПб. 2008. Вып. 61 (69). С. 142–148.
15. Сиренко Б.И., Гагаев С.Ю. Необычное обилие макробентоса и тихоокеанские вселенцы в Чукотском море // Биол. моря. 2007. Т. 33. № 6. С. 399–407.
16. Слабинский А.М., Фигуркин А.Л. Структура планктонного сообщества южной части Чукотского моря в летний период // Изв. ТИНРО. 2014. Т. 178. С. 135–147.
17. Слишкин А.Г. Донные беспозвоночные животные // Северо-Восток России: проблемы экономики и народонаселения: расширенные тез. докл. регион. науч. конф. (Магадан, 31 марта–2 апреля 1998 г.). Магадан: ОАО Северовостокзолото, 1998. Т. 1. С. 121–122.
18. Слишкин А.Г. Распределение крабов-стригунов рода *Chionoecetes* и условия их обитания в северной части Тихого океана // Изв. ТИНРО. 1982. Т. 106. С. 26–33.
19. Слишкин А.Г., Сафронов С.Г. Промысловые крабы прикамчатских вод. Петропавловск-Камчатский: Северная Пасифика, 2000. 180 с.
20. Фигуркин А.Л., Слабинский А.М. Океанологические условия и планктон южной части Чукотского моря летом 1997–2010 гг. // Вопросы промысловой океанологии. 2012. Т. 1. Вып. 9. С. 134–152.
21. Чучукало В.И., Надточий В.А., Федотов П.А. и др. Питание и некоторые черты биологии краба-стригуна опилио (*Chionoecetes opilio*) в Чукотском море // Изв. ТИНРО. 2011. Т. 167. С. 197–206.

22. *Alunno-Bruscia M., Sainte-Marie B.* Abdomen allometry, ovary development, and growth of female snow crab, *Chionoecetes opilio* (Brachyura: Majidae), in the northwestern Gulf of St. Lawrence // *Can. J. Fish. Aquat. Sci.* 1998. V. 55. P. 459–477.
23. *Belkin I.M.* Rapid warming of Large Marine Ecosystems // *Progress in Oceanography*. 2009. V. 81. P. 207–213.
24. *Charmantier G., Charmantier-Daures M.* Osmoregulation and salinity tolerance in zoeae and juveniles of the snow crab *Chionoecetes opilio* // *Aquatic Living Resources*. 1995. V. 8. № 2. P. 171–179.
25. *Conan G.Y., Starr M., Comeau M., et al* Life history strategies, recruitment fluctuations, and management of the Bonne Bay fiord Atlantic snow crab (*Chionoecetes opilio*) // *High latitude crabs: Biology, management, and economics*. University of Alaska Sea Grant, AK-SG-96-02, Fairbanks. 1996. P. 59–97.
26. *Divine L.M., Bluhm B.A., Mueter F.J., Iken K.* Diet analysis of Alaska Arctic snow crabs (*Chionoecetes opilio*) using stomach contents and $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ stable isotopes // *Deep-Sea Res. Part II: Top. Stud. Oceanogr.* 2017. V. 135. P. 124–136.
27. *Dunton K.H., Goodall J.L., Schonberg S.V. et al.* Multi-decadal synthesis of benthic-pelagic coupling in the western Arctic: role of cross-shelf advective processes // *Deep-Sea Res. Part II: Top. Stud. Oceanogr.* 2005. V. 52. P. 3462–3477.
28. *Hobson K.A., Welch H.E.* Determination of trophic relationship within a high Arctic marine food web using $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ analysis // *Mar. Ecol. Progr. Ser.* 1992. V. 84. P. 9–18.
29. *Iken K., Bluhm B.A., Dunton K.H.* Benthic food web structure under differing water mass properties in the southern Chukchi Sea // *Deep-Sea Research II*. 2010. V. 57. P. 71–85.
30. *Kolts J.M., Lovvorn J.R., North C.A. et al.* Effects of body size, gender, and prey availability on diets of snow crabs in the northern Bering Sea // *Mar. Ecol. Progr. Ser.* 2013. V. 483. P. 209–220.
31. *Kon T.* Fisheries biology of the Tanner crab. IV. The duration of the planktonic stages estimated by rearing experiments of larvae // *Bull. Jap. Soc. Sci. Fish.* 1970. № 36. P. 219–224.
32. *Lovrich G.A., Sainte-Marie B., Smith B.D.* Depth distribution and seasonal movements of *Chionoecetes opilio* (Brachyura: Majidae) in Baie Sainte-Marguerite, Gulf of Saint Lawrence // *Can. J. Zool.* 1995. V. 73. P. 1712–1726.
33. *Lovrich G.A., Sainte-Marie B.* Cannibalism in the snow crab, *Chionoecetes opilio* (O. Fabricius) (Brachyura: Majidae), and its potential importance to recruitment // *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.* 1997. V. 211. P. 225–245.
34. *Ogata T.* Studies on the population biology of the edible crab, *Chionoecetes opilio* O. Fabricius in the Japan Sea region // *Kaiyo Kagaku (Mar. Sci. Mon.)*. 1973. V. 5 (3). P. 27–33.
35. *Pinchuk A.I., Eisner L.B.* Spatial heterogeneity in zooplankton summer distribution in the eastern Chukchi Sea in 2012–2013 as a result of large-scale interactions of water masses // *Deep-Sea Research II*. 2017. No. 135. P. 27–39.
36. *Sainte-Marie B., Hazel F.* Moulting and mating of snow crabs, *Chionoecetes opilio* (O. Fabricius), in shallow waters of the northwestern Gulf of Saint Lawrence // *Can. J. Fish. Aquat. Sci.* 1992. V. 49. P. 1282–1293.
37. *Squires H.J.* Decapod Crustacea of the Atlantic coast of Canada // *Can. Bull. Fish. Aquat. Sci.* 1990. № 221. 532 pp.
38. *Weingartner T.J., Aagaard K., Woodgate R. A. et al.* Circulation on the north central Chukchi Sea shelf // *Deep-Sea Research II*. 2005. V. 52. P. 3150–3174.
39. *Watson J.* Maturity, mating, and egg laying in the spider crab, *Chionoecetes opilio* // *J. Fish. Res. Board Can.* 1970. V. 27. P. 1607–1616.
40. *Yamamoto T., Yamada T., Fujimoto H., Hamasaki K.* Effects of temperature on snow crab (*Chionoecetes opilio*) larval survival and development under laboratory conditions // *Journal of Shellfish Research*. 2014. V. 33. № 1. P. 19–24.

Distribution and General Biological Features of Snow Crab (*Chionoecetes opilio*) in the Chukchi and East Siberian Seas

K. M. Gorbatenko^{a, #}, S. I. Kiyashko^b, T. B. Morozov^c, A. I. Glubokov^d

^a*Pacific branch of VNIRO, Vladivostok, Russia*

^b*A.V. Zhirmunsky National Scientific Center FEB RAS, Vladivostok, Russia*

^c*Kamchatsky branch of VNIRO, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia*

^d*VNIRO, Moscow, Russia*

[#]*e-mail: gorbatenko@tinro.ru*

Hydrobiological surveys (plankton and benthos, including snow crab) were carried out in the summer of 2003–2020 in the south-western region of the Chukchi Sea. At the west, east, and north edges of *C. opilio* distribution area in the Chukchi Sea the amounts of the crabs were 5–10 times lower due to the limit of species' tolerance to hydrological factors and inappropriate trophic base – low mass of zoobenthos. Some gatherings of snow crab *C. opilio* in northern regions of the Chukchi and the East-Siberian Seas can be considered as dependent, which depends on income from southern regions of the Chukchi Sea. The southern regions of the Chukchi Sea are some kinds of the nursery for development and growth of snow crab larvae and youth until 1–2 years age, from where they migrate into northern deeper regions of the Chukchi Sea, and then more fare into north-eastern region of the East-Siberian Sea.

Keywords: Chukchi Sea, East-Siberian Sea, plankton, benthos, snow crab, larvae, distribution

УДК 551.463.5

ОЦЕНКА СОДЕРЖАНИЯ ВЗВЕСИ В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ ПО ОТНОСИТЕЛЬНОЙ ПРОЗРАЧНОСТИ

© 2023 г. Б. В. Коновалов*

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, 117997 Россия

*e-mail: bykonovalov@yandex.ru

Поступила в редакцию 28.07.2021 г.

После доработки 28.01.2022 г.

Принята к публикации 13.07.2022 г.

На основе анализа материалов 20-ти экспедиций ИО РАН, проведенных в различных районах прибрежной зоны российского сектора Черного моря в период с 1999 по 2021 гг., получены эмпирические уравнения связи между глубиной видимости белого диска Z_6 и массовыми концентрациями общего взвешенного вещества (ВВ) и ее минеральной (ВМВ) и органической (ВОВ) фракций (Свв, Свмв и Свов соответственно). Значения Z_6 зафиксированы в диапазоне от 0.1 до 21 м, концентрации ВМВ — от 0.11 до 104 мг/л, ВОВ — от 0.09 до 2.0 мг/л и хлорофилла a (Сха) — от 0.03 до 4.4 мкг/л. Проведена оценка погрешности при расчетах по указанным уравнениям. Коэффициенты детерминации $r^2 \approx 0.85$ (для lgСвв и lgСвмв) и 0.72 (для lgСвов). Выявлено влияние концентрации ВОВ на точность расчета Свмв и концентрации хлорофилла a на точность расчета Свов. Сделан вывод о возможности использования эмпирических формул, относящихся ко всему массиву, для расчета концентраций указанных фракций взвеси на всей исследованной акватории. Предложено рассматривать метод оценки содержания фракций взвеси на основе полученных эмпирических уравнений в качестве регионального варианта метода пассивного зондирования верхнего слоя моря с использованием белого диска.

Ключевые слова: Черное море, пассивное зондирование, белый диск, минеральная взвесь, органическая взвесь

DOI: 10.31857/S0030157423010057, **EDN:** ANHZYP

ВВЕДЕНИЕ

Измерение максимальной глубины видимости белого диска Z_6 , которая считается количественной мерой относительной прозрачности воды, является основой одного из методов пассивного зондирования верхней толщи морских и пресноводных бассейнов. Метод широко используется при изучении световых полей и для определения некоторых гидрооптических характеристик. Привлекательность его — в простоте использования и низкой стоимости, и часто результаты измерений прозрачности этим методом являются единственным источником информации об оптических свойствах водоема.

С конца 19-го века метод определения относительной (условной) прозрачности воды с помощью белого диска был рекомендован в качестве стандартного. Белый диск был назван по имени и в честь итальянского священника — профессора П.А. Секки (Pietro Angelo Secchi) в связи с тем, что Секки впервые на основе изучения массива данных регулярных натурных измерений, проведенных под руководством Чиальди [27], тщатель-

но проанализировал влияние на видимость диска многочисленных факторов [28].

В научной литературе (как в отечественной, так и в зарубежной) бытует представление о том, что такие измерения впервые были проведены в период с 1815 по 1818 гг. во время второго кругосветного плавания на бриге “Рюрик” под командованием лейтенанта Отто Коцебу. Однако более чем за 60 лет до той экспедиции, в которой были проведены работы под руководством П.А. Секки, и за 12 лет до экспедиции на бриге “Рюрик” подобные регулярные измерения прозрачности проводились во время первой русской кругосветной экспедиции в период с 1803 по 1806 гг. Члены экспедиции швейцарский ученый (математик, физик, астроном), будущий иностранный член-корреспондент Российской Императорской Академии Наук Иоганн Каспар Горнер вместе со своим помощником лейтенантом Ермолаем Левенштерном “...измеряли прозрачность морской воды в Атлантике с помощью обычной фаянсовой тарелки, прикрепленной к лоту” [15 (цит. по [21]), 31]. Причины, по которым публикации И. Горнера в

период с 1804 по 1806 гг. не были введены в научный оборот ни в России, ни за рубежом и о них случайно стало известно лишь спустя 200 лет, обсуждаются в упомянутой работе [21].

Во второй кругосветной экспедиции под командованием Отто Коцебу И. Горнер был ее научным руководителем и разработчиком научной части программы. В его инструкции впервые была изложена и сама идея измерения прозрачности воды с помощью белого диска, и варианты ее реализации в экспедиционных работах [3]. Дополнительная информация по истории применения белого диска содержится в публикациях [23, 29, 37].

В настоящее время количество измерений прозрачности воды с использованием белого диска исчисляется миллионами, а число публикаций, в которых изложены различные методики расчета некоторых гидрооптических характеристик по значению относительной прозрачности воды Z_6 , измеряется многими десятками. В некоторых работах проведен строгий анализ теоретической зависимости величины Z_6 от первичных гидрооптических характеристик и условий наблюдения и разработана теория белого диска (см., например, [17, 29, 32, 33, 36]), в большинстве же публикаций предлагаются относительно простые эмпирические формулы, как правило, применимые лишь для стандартизованных условий [1, 11, 14, 26, 29, 30].

Целью настоящей работы является попытка оценить возможность решения “обратной задачи”. В ней не исследуется влияние на прозрачность воды присутствия в ней оптически активных взвешенных или растворенных веществ, как это делается в упомянутых публикациях, а, наоборот, ставится задача по ее значению оценить содержание в воде некоторых веществ, в частности, концентрации общей взвеси и ее фракций (минеральной и органической), используя при этом опосредованные, статистически достоверные связи между ними и прозрачностью воды.

Впервые количественная оценка зависимости между относительной прозрачностью воды и содержанием в ней взвеси проведена в работе [8]. В этой работе отмечено, что вообще изучению прозрачности морской воды посвящены сотни работ, и только в некоторых из них было указано на существование зависимости прозрачности воды от содержания в ней взвешенных веществ [1, 6, 7, 9, 14, 24, 25, 28, 34, 38]. Однако ни в одной из этих работ, в отличие от работы [8], не было сделано попытки количественно охарактеризовать указанную зависимость. Определения были проведены осенью 1946 г. на 23 станциях в прибрежных водах Каспийского моря в предустьевой зоне р. Куры. Прозрачность была в диапазоне от 2 см до 9 м, концентрация взвеси — от 2.4 до 1568 мг/л. Можно отметить, что методика определения концентрации взвеси, использованная в работе [8],

во многом отличалась от современной (двукратным 20-минутным кипячением фильтров, двукратным фильтрованием, неконтролируемым перепадом давления при фильтровании, продолжительным хранением фильтров перед анализом).

В работах [2, 18, 22] для нескольких акваторий также проведен анализ и обобщение результатов количественной оценки связи между содержанием общей взвеси и относительной прозрачностью. Оказалось, что указанная связь во всех случаях может быть выражена линейным уравнением вида

$$\lg C_{\text{ВВ}} = a + b \lg Z_6, \quad (1)$$

где a в различных акваториях менялось от 0.66 до 1.17 и b — от 0.84 до 1.29. Уравнение из работы [22] как наиболее статистически обеспеченное помещено в табл. 2.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА

В морских экспедициях, проведенных ИО РАН в Черном море в период с 1999 по 2021 гг., была измерена относительная прозрачность воды по белому диску Z_6 , а также определены концентрации хлорофилла ($C_{\text{Ха}}$) и взвешенных веществ органического ($C_{\text{Вов}}$) и минерального ($C_{\text{Вмв}}$) происхождения. Всего проведено 373 комплексных измерения. Районы и сроки проведения экспедиций указаны в табл. 1. Диапазоны изменения измеренных показателей: $0.1 \leq Z_6 \leq 21$ м; $0.11 \leq C_{\text{Вмв}} \leq 104$ мг/л; $0.09 \leq C_{\text{Вов}} \leq 2.0$ мг/л; $0.03 \leq C_{\text{Ха}} \leq 4.4$ мкг/л. Относительная концентрация ВОВ в общей взвеси $C_{\text{ВОВ}}^{\text{отн}}$ менялась почти в 50 раз (от 1.1 до 48.7%).

Относительная прозрачность измерялась по максимальной глубине видимости белого диска Z_6 в соответствии методическими рекомендациями в публикациях [5, 10, 20, 35]. Следует отметить, что при измерении прозрачности в очень мутных водах (видимость диска менее 1–1.5 м) или в водах с очень высокой прозрачностью (видимость диска превышает 40–50 м) к указанным рекомендациям необходимо добавить дополнительные требования. В первом случае измерения желательно проводить со шлюпки, а при отсутствии такой возможности — при волнении, не превышающем 1-го балла, минимальной бортовой качке судна и многократности повторных отсчетов. Во втором случае из-за уменьшения углового размера диска и ухудшения его видимости необходимо использовать диск соответственно увеличенного диаметра.

Пробы воды отбирались ведром из подповерхностного водного слоя. Фильтрование проводилось на стекловолоконистые фильтры диаметром 47 мм марки GF/F фирмы Whatman. Перепад давления при фильтровании составлял 0.2 атм. Объ-

Таблица 1. Номера экспедиций, даты, районы проведения работ, расстояния до берега и диапазоны изменения Z_6

№ эксп.	Даты	Районы работ	Расстояние до берега, км	Диапазон изменения Z_6 , м
1	1999 сент., 1999 окт.	Прибрежные воды вблизи г. Геленджик	0.05–8.5 0.1–9.3	11–17 4.5–15.5
2	Май 2007	Приустьевые зоны рек Ашамба, Вулан, Мзымта, Пшада, Сочи, Туапсе	0.02–2.5	0.2–12.8
3	Май 2008	Приустьевая зона р. Вулан	0.08–2.2	2–7
4	Май 2009	Приустьевая зона р. Кудепста	0.05–1.7	0.5–6.7
5	Май 2010	Приустьевая зона рек Кудепста и Мзымта	0.05–1.8	0.6–5.5
6	Май 2011	Приустьевая зона р. Мзымта	0.05–2.0	0.3–3
7	Май 2013	Приустьевая зона рек Битха и Мзымта	0.05–1.7	0.3–7.5
8	Май 2014	Приустьевая зона рек Битха, Кудепста, Мзымта и Сочи	0.05–2.0	1–6.2
9	Май 2015	Феодосийский залив	0.06–7.0	5.5–15
10	Май 2015	Приустьевая зона р. Мзымта	0.05–2.0	0.1–5.5
11	Май 2016	Феодосийский залив	0.05–10.5	4.5–11.5
12	Сент. 2016	Феодосийский залив	0.05–9.1	7–21
13	Май 2017	Феодосийский залив	0.1–4.2	5–8
14	Май–июнь 2018	Прибрежные воды вблизи г. Туапсе и пос. Лазаревское	0.15–0.8	4.5–8
15	Авг.–сент. 2018	Прибрежные воды Абхазии	0.05–0.3	4–5
16	Апр. 2019	Керченский пролив и прибрежная акватория к югу от п-ва Крым	0.05–7.5	1.5–12.5
17	Апр. 2019	Приустьевой р-н р. Кодор	0.05–0.7	2–4.5
18	Сент. 2019	Керченский пролив и прибрежная акватория к югу от пролива	0.05–6.5	1.8–14.5
19	Июль 2020	Керченский пролив и прибрежная акватория к югу от п-ва Крым	0.05–7.5	3.5–10.8
20	Сентябрь 2021	Прибрежные воды вблизи г. Геленджик	0.05–2.0	1.1–8.0

ем профильтрованной воды в зависимости от ее мутности варьировался от 0.2 до 5 литров. Каждый фильтр использовался для определения всех трех характеристик $S_{\text{ха}}$, $S_{\text{вов}}$ и $S_{\text{вмв}}$.

Описание методики фотометрирования фильтров и расчета концентраций компонентов взвеси содержится в работе [13]. Формулы для расчета в этой работе были получены при сопоставлении результатов оптического метода измерений (по спектру показателя поглощения света взвесью, осажденной на фильтр [12]) с данными прямого (весового) метода оценки концентраций (в мг/л). Материалом для указанного сопоставления послужили данные комплексных измерений в семи морских экспедициях в различные районы Мирового океана.

Концентрация общей взвеси рассчитывалась как сумма концентраций ее компонентов. Концентрация хлорофилла a определялась по стандартной спектрофотометрической методике [4].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Результаты представлены на 7-ми рисунках и в 3-х таблицах. Во всех публикациях, обзор которых содержится во Введении, анализируется связь между относительной прозрачностью и массовой концентрацией общей взвеси. В нашей работе установлена связь прозрачности не только с концентрацией общей взвеси, но также и с концентрациями ее фракций (минеральной и органической). Дополнительно выявлены изменения зависимости попарных связей $\lg Z_6 = f(\lg C_{\text{вмв}})$ и $\lg Z_6 = f(\lg S_{\text{вов}})$ от значений третьих показателей (см. ф-лы (3) и (7) и рис. 2 и 4).

В работе [18] также количественно оценена связь между относительной прозрачностью и концентрациями фракций взвеси. Исследования проведены на оз. Байкал. Их результаты для сравнения с нашими также показаны на рис. 1 и 3. Расхождения (минимальные для минеральной фракции и существенные для органической) можно объяснить отличием относительного содержания орга-

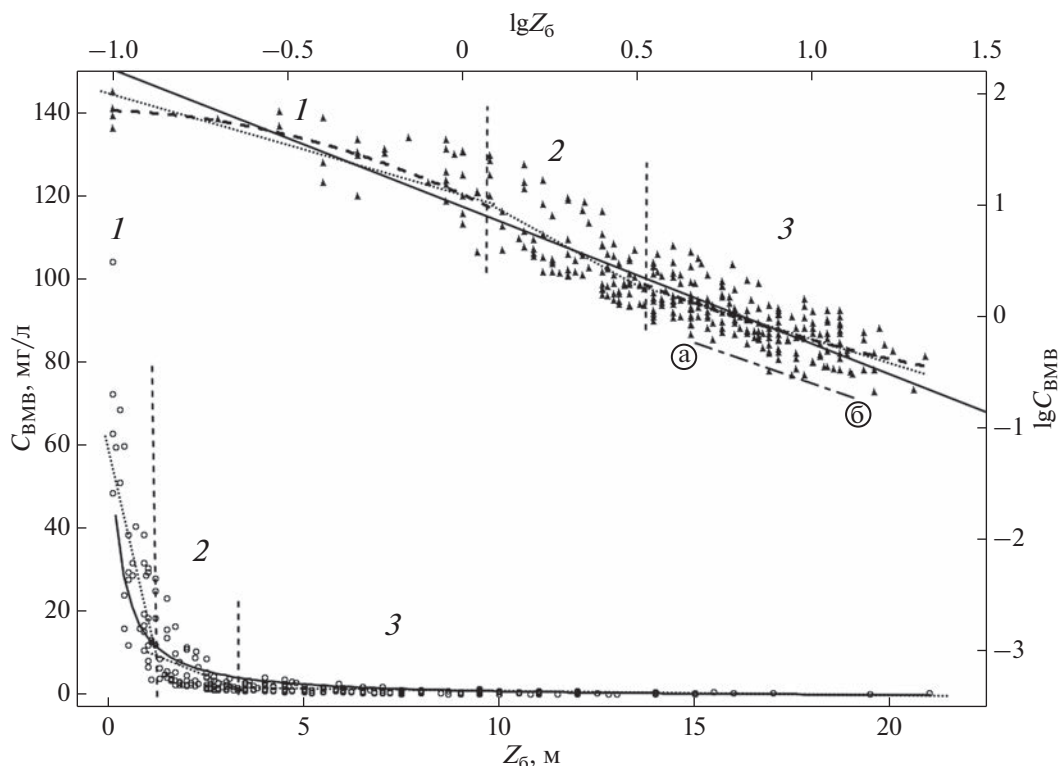


Рис. 1. Связь между концентрацией взвешенного минерального вещества $C_{\text{БМВ}}$ и относительной прозрачностью воды Z_6 . Сплошные линии – графики функций $\lg C_{\text{БМВ}} = f(\lg Z_6)$ и $C_{\text{БМВ}} = f(Z_6)$. Линии точками – линейные графики локальных аппроксимаций. Пунктирные кривые – квадратичные графики локальных аппроксимаций. Вертикальные пунктирные линии – границы между интервалами локальных аппроксимаций. 1, 2 и 3 – номера интервалов. Штрихпунктирная прямая между точками а и б – из работы [18]. Пояснения – в тексте.

ники в пресных водах оз. Байкал по сравнению с черноморскими. Например, при видимости диска 5 м на оз. Байкал величина $C_{\text{БМВ}}^{\text{отн}}$ более чем втрое превышает прибрежно-черноморскую.

Ниже анализируются связи между прозрачностью и концентрациями каждой из фракций.

Результаты анализа связей *минеральной* фракции взвеси с прозрачностью показаны на рис. 1 и 2. В верхней части рис. 1 представлен график, отражающий линейную связь между логарифмами величин Z_6 и концентраций $C_{\text{БМВ}}$ для всего массива данных. В нижней части рисунка для сравнения представлена связь между натуральными значениями $C_{\text{БМВ}}$ и $S_{\text{Ха}}$. Видно, что при переходе от наиболее мутных вод к водам наиболее прозрачным характер связи существенно меняется. При этом можно выделить три интервала значений Z_6 (для мутных, прозрачных и промежуточных вод), в пределах каждого из которых связь можно аппроксимировать прямой линией, а весь график – гиперболой. Можно показать, что оптимальные положения границ между ними соответствуют значениям Z_6 , равным 1.2 и 3.3 м. На этих границах значения $C_{\text{БМВ}}$ совпадают для графиков

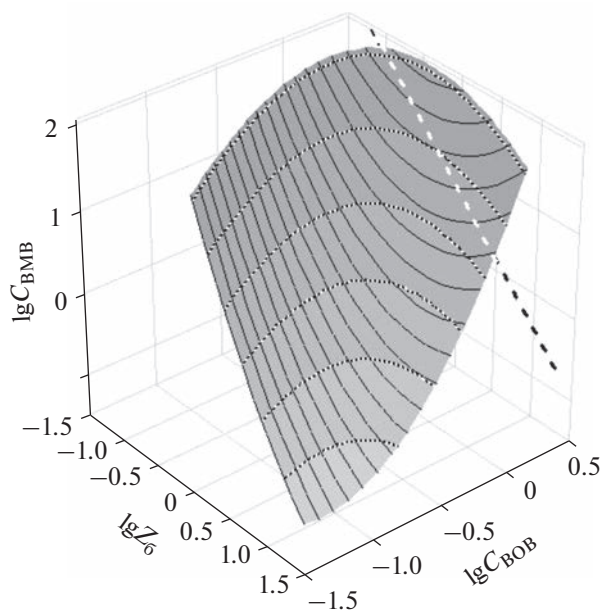


Рис. 2. График функции $\lg C_{\text{БМВ}} = f(\lg Z_6, \lg C_{\text{БОВ}})$. Пунктир – график функции $\lg C_{\text{БМВ}} = f(\lg Z_6)$ (см. формулу (2) и рис. 1) на плоскости YZ .

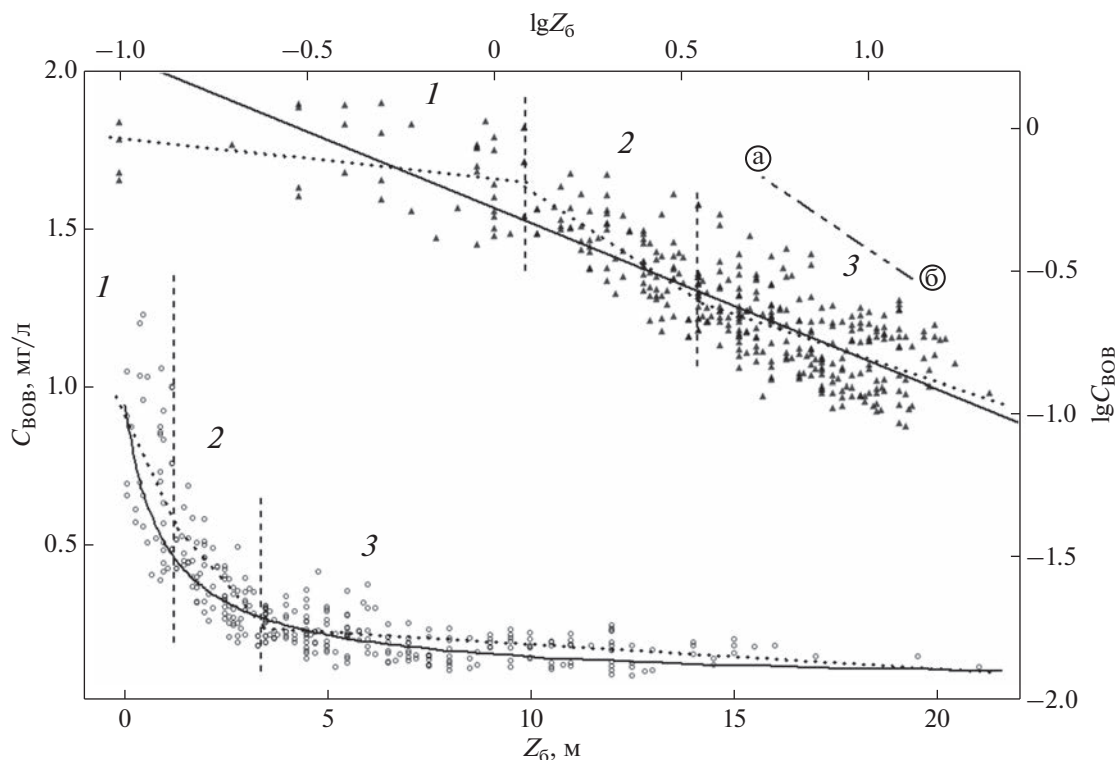


Рис. 3. Связь между концентрацией взвешенного органического вещества C_{BOV} и относительной прозрачностью воды Z_6 . Сплошные линии — графики функций $\lg C_{\text{BOV}} = f(\lg Z_6)$ и $C_{\text{BOV}} = f(Z_6)$. Линии точками — линейные графики локальных аппроксимаций. Вертикальные пунктирные линии — границы между интервалами локальных аппроксимаций. 1, 2 и 3 — номера интервалов. Штрихпунктирная прямая между точками а и б — из работы [18]. Пояснения — в тексте.

смежных интервалов. При проведении локальных аппроксимаций связей между $\lg C_{\text{БМВ}}$ и $\lg Z_6$ границы между интервалами находятся при значениях $\lg Z_6$, равных 0.079 и 0.519.

Следует отметить, что положения линий регрессии для отдельных экспедиций в большинстве случаев не совпадали со средней линией. При этом чем более строго по направлению распространения речного плюма располагались точки отбора проб и зондирования диском, тем выше были значения коэффициента корреляции. На отдельных акваториях их значения могли находиться в широких пределах (от 0.2 до 0.95). Аналитическое выражение осредненного графика выглядит следующим образом:

$$\lg C_{\text{БМВ}} = 1 - 1.24 \lg Z_6 \quad (r^2 = 0.85) \quad (2)$$

(r^2 — коэффициент детерминации).

На рис. 2 — трехмерный график зависимости $\lg C_{\text{БМВ}}$ от двух показателей: $\lg Z_6$ и $\lg C_{\text{BOV}}$. Она может быть выражена квадратным уравнением с тремя переменными:

$$\lg C_{\text{БМВ}} = 1.2 + 1.4 \lg C_{\text{BOV}} - 0.38 \lg Z_6 + 1.4 (\lg C_{\text{BOV}})^2 + 1.6 \lg C_{\text{BOV}} \lg Z_6 + 0.49 (\lg Z_6)^2. \quad (3)$$

Можно отметить, что положения линий регрессии, отражающей связь между $\lg C_{\text{БМВ}}$ и $\lg Z_6$, для разных $\lg C_{\text{BOV}}$ различаются. При малых концентрациях органической фракции взвеси — это практически прямая линия, незначительно отличающаяся от средней для всего массива. При средних и тем более высоких концентрациях указанная линия заметно искривляется, в особенности в наиболее прозрачных водах.

Как показал анализ полученных нами данных, кроме зависимости прозрачности от концентраций ее фракций существуют также и тесные связи между ними, т.е.:

$$\lg C_{\text{БМВ}} = 1.77 + 2.6 \lg C_{\text{BOV}}, \quad (r = 0.81), \quad (4)$$

$$\lg Z_6 = -0.16 + 0.75 \lg C_{\text{BOVотн}}, \quad (r = 0.72), \quad (5)$$

где r — коэффициент корреляции. Наличием этих связей, по-видимому, и можно объяснить криволинейную форму трехмерного графика на рис. 2.

Результаты анализа связей *органической* фракции с прозрачностью представлены на рис. 3 и 4.

На рис. 3, аналогично рис. 1, в верхней части показана связь между логарифмами Z_6 и C_{BOV} , а в нижней — между их натуральными значениями.

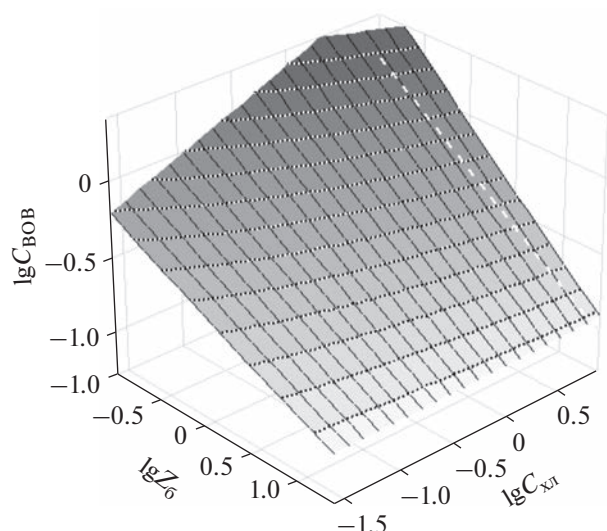


Рис. 4. График функции $\lg C_{\text{BOB}} = f(\lg Z_6, \lg C_{\text{ХЛ}})$. Пунктир – график функции $\lg C_{\text{BOB}} = f(\lg Z_6)$ (см. формулу (6) и рис. 3) на плоскости YZ.

Верхний график можно аппроксимировать линейным уравнением

$$\lg C_{\text{BOB}} = -0.29 - 0.49 \lg Z_6 \quad (r^2 = 0.71). \quad (6)$$

На трехмерном графике (рис. 4) видно, как на связь между $\lg C_{\text{BOB}}$ и $\lg Z_6$ влияют изменения $\lg C_{\text{ХЛ}}$.

Данная трехсторонняя связь может быть описана квадратным уравнением

$$\lg C_{\text{BOB}} = -0.24 + 0.19 \lg C_{\text{ХЛ}} - 0.52 \lg Z_6 + 0.005 (\lg C_{\text{ХЛ}})^2 - 0.12 \lg C_{\text{ХЛ}} \lg Z_6 + 0.012 (\lg Z_6)^2. \quad (7)$$

Очевидно, что указанное влияние в большей степени проявляется в более мутных водах: здесь с увеличением $\lg C_{\text{ХЛ}}$ наблюдается существенно более высокий рост $\lg C_{\text{BOB}}$. Форму трехмерного графика на рис. 4, аналогично графику на рис. 2, можно объяснить наличием связей между прозрачностью и концентрациями органической фракции и хлорофилла:

$$\lg C_{\text{BOB}} = -0.58 + 0.25 \lg C_{\text{ХЛ}} \quad (r = -0.54), \quad (8)$$

$$\lg Z_6 = 0.51 - 0.34 \lg C_{\text{ХЛ}} \quad (r = -0.47). \quad (9)$$

Точность расчетов может быть дополнительно повышена при использовании локальных (кусочных) уравнений, относящихся к одному из интервалов, на которые разделены массивы данных о концентрациях $C_{\text{БМВ}}$ и C_{BOB} (см. рис. 1 и 3 и табл. 2 и 3).

В табл. 3 представлены средние величины ошибок линейных и дробно-линейных аппроксимаций связей как для всего массива данных, так и для каждого интервала изменений Z_6 и $\lg Z_6$. Сопоставление величин этих ошибок позволяет оценить выгоду от использования локальных

Таблица 2. Уравнения линейных и дробно-линейных регрессий и коэффициенты корреляции, отражающие статистические связи между относительной прозрачностью Z_6 и концентрациями общей взвеси $C_{\text{ВВ}}$ и ее фракциями (минеральной – $C_{\text{БМВ}}$ и органической – C_{BOB})

	Z_6 , м	Уравнение	r
к рис. 1	0.1–1.2	$C_{\text{БМВ}} = 64 - 47Z_6$	–0.77
	1.2–3.2	$C_{\text{БМВ}} = 14.1 - 4Z_6$	–0.58
	3.2–21	$C_{\text{БМВ}} = 1.9 - 0.09Z_6$	–0.51
	0.1–21	$C_{\text{БМВ}} = 0.44Z_6 / (Z_6 - 0.1)$	–0.45
	0.1–1.2	$\lg C_{\text{БМВ}} = 1.2 - 0.74 \lg Z_6$	–0.74
	1.2–3.2	$\lg C_{\text{БМВ}} = 1.2 - 1.8 \lg Z_6$	–0.72
	3.2–21	$\lg C_{\text{БМВ}} = 0.79 - \lg Z_6$	–0.72
	0.1–21	$\lg C_{\text{БМВ}} = 1 - 1.23 \lg Z_6$	–0.92
к рис. 3	0.1–1.2	$C_{\text{BOB}} = 0.89 - 0.22Z_6$	–0.35
	0.2–3.3	$C_{\text{BOB}} = 0.84 - 0.18Z_6$	–0.73
	3.3–21	$C_{\text{BOB}} = 0.27 - 0.0089Z_6$	–0.51
	0.1–21	$C_{\text{BOB}} = 0.15Z_6 / (Z_6 - 0.3)$	–0.53
	0.1–1.2	$\lg C_{\text{BOB}} = -0.19 - 0.14 \lg Z_6$	–0.3
	1.2–3.3	$\lg C_{\text{BOB}} = -0.16 - 0.77 \lg Z_6$	–0.72
	3.3–21	$\lg C_{\text{BOB}} = -0.37 - 0.41 \lg Z_6$	–0.57
	0.1–21	$\lg C_{\text{BOB}} = -0.29 - 0.49 \lg Z_6$	–0.85
	0.1–21	$\lg C_{\text{БВ}} = 1 - 1.14 \lg Z_6$	–0.92
[22]	0.02–29	$\lg C_{\text{БВ}} = 1.17 - 1.29 \lg Z_6$	–0.97

Таблица 3. Средние ошибки аппроксимаций минеральной $C_{\text{ВМВ}}$ (А) и органической $C_{\text{ВОВ}}$ (Б) фракций концентрации общей взвеси (минимальные значения для отдельных интервалов выделены жирным шрифтом, выгода — жирным курсивом; пояснения в тексте)

А								
№ рисунка	1				1			
показатель	$\lg C_{\text{ВМВ}}$				$C_{\text{ВМВ}}$			
№ интервала	1	2	3	1 + 2 + 3	1	2	3	1 + 2 + 3
Квадратичная для интервала	0.13	0.37	—	—	—	—	—	—
Линейная для интервала	0.14	0.39	0.36	—	0.62	0.91	0.53	—
Линейная для всего массива	0.18	0.42	1.56	0.71	—	—	—	—
Гиперболическая для всего массива	—	—	—	—	0.59	0.72	0.77	0.74
Выгода, в %-ах	28	12	77	—	5	21	37	—
Б								
№ рисунка	3				3			
Показатель	$\lg C_{\text{ВОВ}}$				$C_{\text{ВОВ}}$			
№ интервала	1	2	3	1 + 2 + 3	1	2	3	1 + 2 + 3
Линейная для интервала	0.61	0.19	0.006	—	0.29	0.24	0.23	—
Линейная для всего массива	0.79	0.17	0.15	0.34	—	—	—	—
Гиперболическая для всего массива	—	—	—	—	0.25	0.18	0.22	0.21
Выгода, в %-ах	23	—11	96	—	14	25	4	—

аппроксимаций. Величина этой выгоды, выраженная в процентах отношения ошибок этих аппроксимаций к ошибкам аппроксимации для всего массива данных, дана в табл. 3А и 3Б жирным курсивом. Очевидно, что наиболее целесообразно использовать уравнения локальных аппроксимаций связей в прозрачных водах, в которых ошибки минимальны (за исключением промежуточных вод при определении $\lg C_{\text{ВОВ}}$).

Уравнения (3) и (7), относящиеся к трехмерным графикам (см. рис. 2 и 4), пока не могут быть рекомендованы для расчетов концентраций ВМВ и ВОВ по величинам Z_6 из-за их низкой статистической обеспеченности и приведены лишь для иллюстрации потенциальных возможностей повышения точности таких расчетов. О погрешностях расчета $C_{\text{ВМВ}}$ и $C_{\text{ВОВ}}$, исходя из значений Z_6 , можно судить по графикам, представленным на рис. 5А и 5Б.

Хорошо известно, что относительно невысокие значения погрешностей, если оценивать их также и по суммарному разбросу точек на рис. 1 и 3, вызваны многими причинами: измерения прозрачности проводились при значительной изменчивости характеристик облученности поверхности моря и условий наблюдения, не учитывались присутствие в воде окрашенных растворенных веществ и влияние вертикального распределения взвеси. Помимо этого, на прозрачность влияет

гранулометрический состав взвеси. Это было отмечено еще в работе [8]. Но только в работе [19] проведена ее количественная оценка и показано преобладающее влияние на видимость белого диска мелкой фракции взвеси (≤ 1 мкм). Было установлено, в частности, что при концентрации общей взвеси около 0.35 мг/л прозрачность снижается вдвое (с 36 до 18 м) при пятикратном увеличении концентрации мелкой фракции (с 0.01 до 0.05 мг/л). В этой же работе детально рассмотрена причина такой закономерности.

В нашем исследовании мы не располагали информацией о гранулометрическом составе взвеси. Тем не менее, используя косвенный метод его оценки, удалось подтвердить влияние относительного содержания мелкой фракции взвеси на прозрачность воды. В основе косвенного метода — хорошо известный процесс постепенного изменения состава взвеси в маргинальном фильтре по мере удаления от ее источника (например, от устья реки). В связи с тем, что органические частицы оседают медленнее минеральных, а крупные минеральные частицы выпадают в осадок раньше мелких, неизбежно происходит постепенное увеличение и доли мелкой фракции, и в связи с этим и доли органики в общей взвеси. Поэтому правомерно, по крайней мере на качественном уровне, отслеживать изменения доли мелкой фракции в общей взвеси по изменению

ям относительной концентрации органической фракции.

На рис. 6 изображен трехмерный график связи между концентрацией общей взвеси, относительной концентрацией ее органической фракции и прозрачностью. В аналитическом виде указанная связь может быть выражена в виде линейного (10) или квадратного (11) уравнений:

$$\lg C_{\text{ВВ}} = 1.4 - 0.62C_{\text{ВОВ}^{\text{отн}}} - 0.71\lg Z_6, \quad (10)$$

$$R(z/xy) = 0.94,$$

где $R(z/xy)$ — коэффициент множественной корреляции,

$$\begin{aligned} \lg C_{\text{ВВ}} = & 1.3 - 0.4\lg C_{\text{ВОВ}^{\text{отн}}} - 0.76\lg Z_6 - \\ & - 0.14(\lg C_{\text{ВОВ}^{\text{отн}}})^2 - 0.023\lg C_{\text{ВОВ}^{\text{отн}}} \lg Z_6 + \\ & + 0.11(\lg Z_6)^2. \end{aligned} \quad (11)$$

Убедиться в уменьшении прозрачности при постоянной концентрации общей взвеси, но при увеличении относительного содержания ее органической фракции, можно либо непосредственно по графику, либо аналитически, используя уравнения (10) и (11). На рис. 6 приведен пример с использованием графика. Точки А ($\lg C_{\text{ВОВ}^{\text{отн}}} = 0.5$) и Б ($\lg C_{\text{ВОВ}^{\text{отн}}} = 1.5$) расположены на уровне с $\lg C_{\text{ВВ}} = 0.4$. При переходе из точки А в точку Б величина $\lg Z_6$ уменьшается на порядок: с 1 до 0 (Z_6 — с 11.2 до 1.04 м).

Аналитический подход — решение уравнений (10) и (11), без учета реальных диапазонов изменчивости каждого из трех показателей для конкретного соотношения между двумя другими, — также дает количественные, но явно завышенные результаты (относительные изменения прозрачности могут превышать 200%, а величины Z_6 выходят далеко за пределы зарегистрированных значений). Количественно оценить изменения прозрачности, вызванные преобладанием мелкой взвеси, можно только для тех данных, которые относятся к массиву, проекции контуров которого изображены на рис. 6 в плоскостях XY , YZ и XZ . Это условие было выполнено после разделения всего массива на группы, в каждой из которых величины $\lg C_{\text{ВВ}}$ отличались от среднего значения в ней не более чем на $\pm 10\%$, и учета реальных изменений содержания органики. Снижения прозрачности в связи с ростом относительной концентрации органической фракции взвеси были выявлены отдельно в каждой из групп. Оказалось, что в среднем прозрачность снижалась в 2.4 раза при одновременном увеличении $\lg C_{\text{ВОВ}^{\text{отн}}}$ в среднем в 2.3 раза.

Верификация предлагаемого метода расчета концентраций компонентов взвеси, исходя из значений относительной прозрачности, была

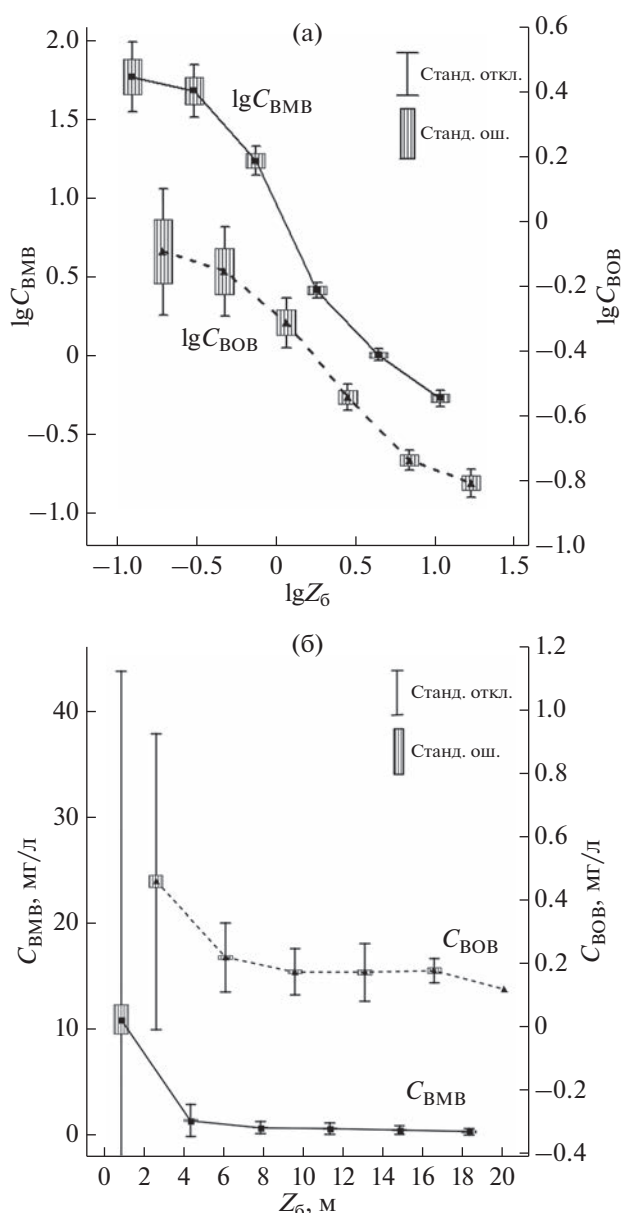


Рис. 5. Зависимости осредненных значений стандартной ошибки при оценке $\lg C_{\text{БМВ}}$ и $\lg C_{\text{БОВ}}$ от $\lg Z_6$ — ((а) — верхний рисунок) и при оценке $C_{\text{БМВ}}$ и $C_{\text{БОВ}}$ от Z_6 — ((б) — нижний).

проведена по данным нескольких экспедиций. Сопоставлялись карты распределения трех показателей (глубины видимости белого диска Z_6 , измеренных значений концентраций минеральной $C_{\text{БМВ}}$ и органической взвеси $C_{\text{БОВ}}$) и значений этих концентраций, рассчитанных по формулам (2) и (6). На рис. 7 приведен пример такого сопоставления для одного из полигонов (экспедиции № 8 в табл. 1).

На верхней карте 1 — распределение прозрачности; средние карты 2 и 3 построены по изме-

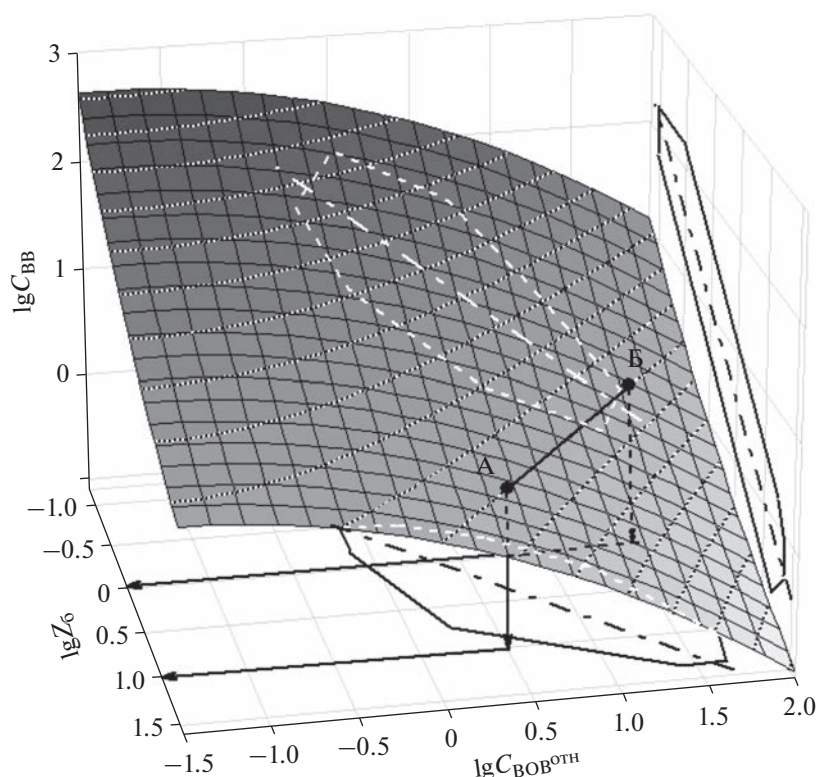


Рис. 6. Изменение связи между массовой концентрацией общей взвеси $\lg C_{BV}$ и значениями относительной прозрачности $\lg Z_0$ с ростом относительного содержания взвешенного органического вещества $\lg C_{BOB}^{отн}$. На плоскостях XY , YZ и XZ — проекции контуров общего массива данных со средними линиями (см. рис. 1 и 3). Точки А и Б и линии со стрелками — пример графического способа оценки снижения прозрачности с ростом $\lg C_{BOB}^{отн}$. Пояснения — в тексте.

ренным значениям C_{BMB} и C_{BOB} , нижние 4 и 5 — по значениям C_{BMB} и C_{BOB} , рассчитанным по формулам (2) и (6). Нельзя не обратить внимания на удивительную схожесть этих распределений на качественном уровне и прежде всего — на практически полное совпадение мест с экстремальными значениями показателей. Очевидные отличия — в том, что на карте 4 по сравнению с картой 5 увеличились и диапазон изменчивости рассчитанных значений C_{BMB} (в 1.5 раза), и средняя концентрация (на 11%). На карте 5 по сравнению с картой 3, наоборот, и диапазон, и средние значения уменьшились (соответственно в 1.2 раза и на 11%).

Значения концентраций компонентов взвеси на картах, построенных по данным, рассчитанным на основании формул (2) и (6), безусловно, будут отличаться от истинных. Однако простота методики измерений прозрачности по белому диску и их скорость в сравнении с использованием методики, предполагающей отбор проб и их последующий анализ в лабораторных условиях, позволяют существенно увеличить число определений. В связи с этим при проведении экологического мониторинга в приустьевой зоне (и особенно при наличии в ней плюма) появляется возмож-

ность с приемлемой точностью выявлять основные особенности распределения общей взвеси и ее фракций (в частности, достаточно уверенно определить направление основного потока воды и положение границ проникновения пресноводного материкового стока в море, а также отслеживать их суточные и межсезонные изменения).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В прибрежной зоне, охватывающей практически весь российский сектор черноморского побережья, исследована статистическая связь между относительной прозрачностью верхнего слоя моря, определяемой по максимальной глубине видимости белого диска, и концентрациями общей взвеси и ее минеральной и органической фракций. Исследованные акватории характеризовались широким диапазоном изменчивости всех измеренных величин.

Получены два обобщенных эмпирических линейных уравнения для расчета названных концентраций по глубине видимости белого диска. Уравнения связывают логарифмы показателей при относительно высоких значениях коэффици-

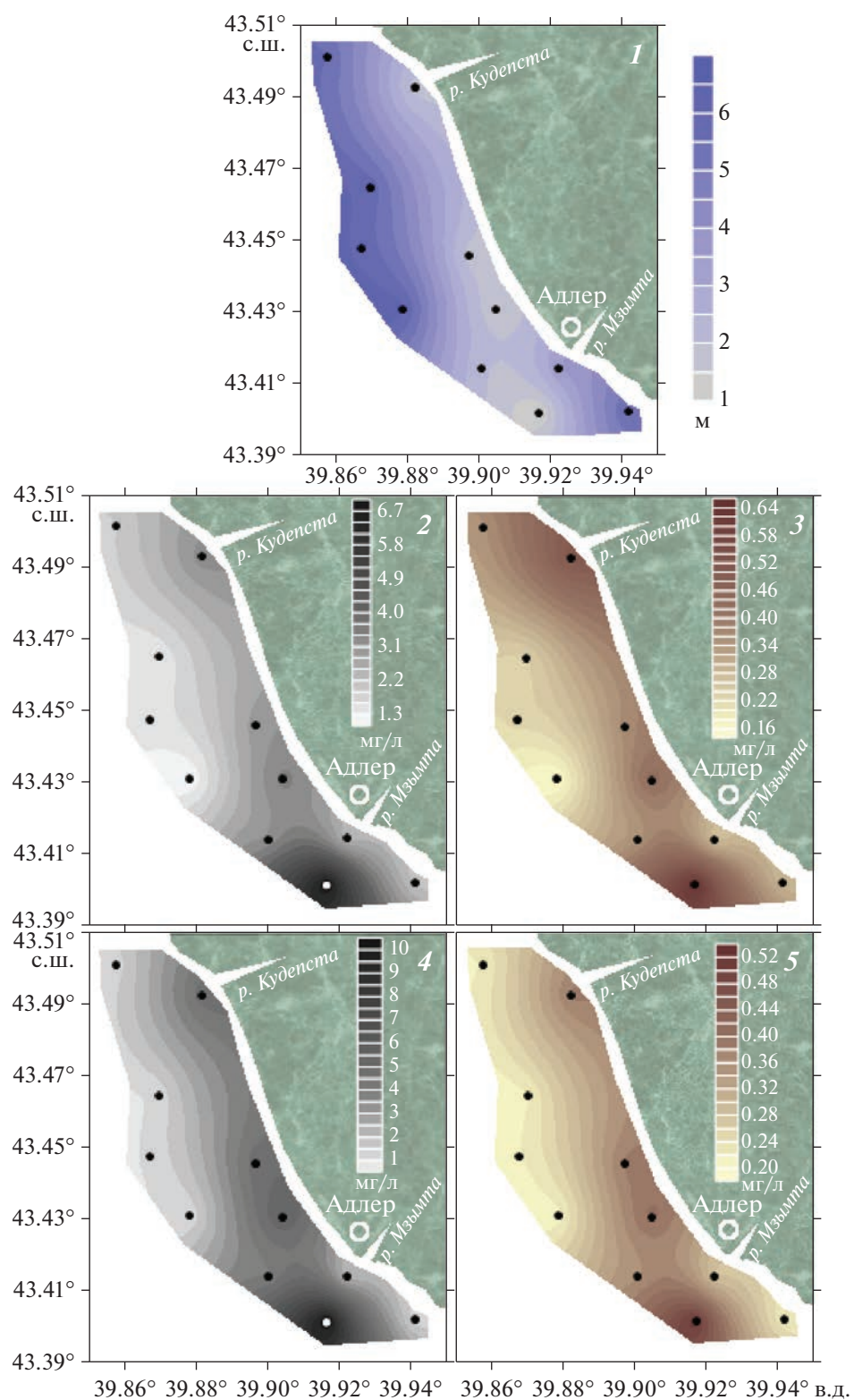


Рис. 7. Сопоставление распределения относительной прозрачности (карта 1) с картами 2 и 3 распределения концентраций минеральной и органической фракций взвеси, построенными по результатам их измерения, и с картами 4 и 5, построенными по результатам их расчетов по формулам (2) и (6).

ентов детерминации ($r^2 = 0.85$ для минеральной взвеси и $r^2 = 0.72$ — для органической).

Дополнительно повысить точность определений можно при использовании уравнений локальной аппроксимации, относящихся отдельно к одному из трех интервалов прозрачности (низкой, высокой и промежуточной), на которые разделены массивы данных о концентрациях $C_{\text{ВМВ}}$ и $C_{\text{ВОВ}}$.

Величины стандартных погрешностей оценки концентраций также относительно невелики, что позволяет рекомендовать указанные эмпирические уравнения для их практического применения при проведении рутинного экологического мониторинга в исследованных районах (и прежде всего, в приустьевых зонах при наличии плумов).

Установлено, что при одной и той же массовой концентрации общей взвеси с повышением относительного содержания ее органической фракции прозрачность может существенно уменьшиться.

Показана потенциальная возможность повысить точность расчетов, если при определении концентраций минеральной фракции дополнительно использовать информацию о содержании взвеси органического происхождения, а при расчете концентраций органической фракции — информацию о содержании хлорофилла. Для реализации этой возможности необходимо укрупнение базы результатов одновременных измерений прозрачности и комплекса из трех показателей — $C_{\text{ВМВ}}$, $C_{\text{ВОВ}}$ и $S_{\text{Хл}}$.

Максимально повысить точность оценки концентраций общей взвеси и ее фракций по глубине видимости белого диска возможно только при следующих условиях: 1) дополнения комплекса измерений анализом гранулометрического состава взвеси, который можно анализировать относительно простым способом с помощью нефелометра [16]; 2) существенного расширения базы данных, достаточного для выделения в ней отдельных массивов, полученных при стандартизованных характеристиках облученности поверхности моря и условий наблюдения; 3) выделения отдельного массива для вод с низкой прозрачностью ($Z_6 \leq 2-2.5$ м).

Источники финансирования. Исследования проведены при финансовой поддержке Минобрнауки РФ в рамках соглашения 075-15-2021-941.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Березкин В.С., Гершун А.А., Янишевский Ю.Д. Прозрачность и цвет моря — Л.: Изд-во военно-морской академии ВМВ, 1940. 123 с.
2. Витюк Д.М. Использование визуальных наблюдений для расчета концентрации взвеси в морской воде // Взвешенное вещество и его биогенные компоненты. Киев: Наукова Думка, 1983. С. 70–72.
3. Горнер И. Инструкция лейтенанту Коцебу о физических наблюдениях // В Отчете О. Коцебу “Путешествие в Южный океан и Берингов пролив для отыскания северо-восточного морского прохода, предпринятое в 1815–1818 гг. на корабле “Рюрик””. Ч. 1. СПб.: 1821. С. 149–181.
4. ГОСТ 17.1.04.02–90. “Вода. Методика спектрофотометрического определения хлорофилла *a*”. М.: Изд-во стандартов Госкомприроды, 1990. 16 с.
5. ГОСТ 19210–73. Гидрооптические характеристики. Термины и определения. М. Изд-во Госкомитета Стандартов СССР. 1974. 10 с.
6. Зубов Н.Н. Гидрологические работы Морского научного института летом 1928 г. на э/с “Персей” // Труды ГОИН. 1932. Т. 2. Вып. 4.
7. Иванов Р.Н. К теории диска Секки // Журнал геофизики. 1936. Т. 6. Вып. 2–3.
8. Иванов К.И. О зависимости между прозрачностью и содержанием взвешенных веществ // Труды ГОИН. М.–Л.: Гидрометеиздат, 1948. Вып. 10/22. С. 117–129.
9. Книпович Н.М. Гидрологические исследования в Каспийском море в 1914–1915 гг. // Тр. Касп. эксп. 1914–1915 гг. 1921.
10. Козлянинов М.В. Руководство по гидрооптическим измерениям в море // Труды ИО АН. 1961. Т. 47. С. 37–80.
11. Козлянинов М.В. О расчете видимости белого стандартного диска // Океанология. 1980. Т. 20. № 2. С. 329–334.
12. Коналов Б.В. Определение показателя поглощения света компонентами сестона по спектру поглощения его осадка на мембранном фильтре // Океанология. 1992. Т. 32. № 3. С. 588–593.
13. Коналов Б.В., Кравчишина М.Д., Беляев Н.А., Новигатский А.Н. Определение концентрации минеральной взвеси и взвешенного органического вещества по их спектральному поглощению // Океанология. 2014. Т. 54. № 5. С. 704–711.
14. Лебединцев А.А. Журнал гидрологических и метеорологических наблюдений в Каспийской экспедиции 1904 г. // Тр. Касп. эксп. 1904 г. 1913. Т. 3.
15. Левенштерн Е.Е. Вокруг света с Иваном Крузенштерном // Сост. А.В. Крузенштерн, О.М. Федорова, Т.К. Шафрановская. СПб. ЦКП ВМФ. 2003. 600 с.
16. Маньковский В.И. Эмпирическая формула для оценки показателя ослабления света в морской воде по глубине видимости белого диска // Океанология. 1978. Т. 18. Вып. 4. С. 750–753.
17. Маньковский В.И. Основы оптики океана. Севастополь: НАН Украины, Морской гидрофизический институт, 1996. 119 с.
18. Маньковский В.И. Оценка концентрации общей взвеси и ее органической и минеральной фракций в озере Байкал по глубине видимости белого диска // Опт. атм. и океана. 2018. Т. 31. № 4. С. 313–317.
19. Маньковский В.И. Влияние состава взвеси на глубину видимости белого диска // Опт. атм. и океана. 2019. Т. 32. № 1. С. 24–28.

20. Определение относительной прозрачности воды // Руководство по гидрологическим работам в океанах и морях. М.: Изд-во ГОИН, 2016. Гл. 14.3. С. 339–340.
21. Федорова И.К. Океанийские заметки И.К. Горнера во время первой русской кругосветной экспедиции (1803–1806). Электронная библиотека МАЭ РАН (Музея антропологии и этнографии им. Петра Великого (Кунсткамера) РАН. 2007. (http://www.kunstkamera.ru/lib/rubrikator/08/08_03/978-5-02-025219-6/).
22. Шемишур В.Е., Владимиров В.Л. Оценка концентрации взвеси в море по глубине видимости белого диска и спектрам восходящего излучения // Океанология. 1989. Т. 29. № 6. С. 946–950.
23. Шифрин К.С. Введение в оптику океана. Л.: Гидрометиздат, 1983. 278 с.
24. Шпиндлер Б. Материалы по гидрологии Карабугаза и средней части Каспийского моря // Тр. Карабугазск. эксп. 1902. Ч. 1.
25. Шулейкин В.В. Гидрографические работы во 2-ой экспедиции 1924 г. // Исследование оптических свойств воды // Тр. Плавающего морского научн. ин-та. 1925. Вып. 19.
26. Aas E., Høkedal J., Sørensen K. Secchi depth in the Oslofjord–Skagerrak area: theory, experiments and relationships to other quantities // Ocean Sciences. 2014. V. 10. P. 177–199.
27. Cialdi C.A. Sul moto ondoso del mare e su le correnti de esso specialmente auquelle littorali. 2nd Ed. 1866. P. 258–288. Cited in ONI Transl. A-655, P. 1. Hydrographic Office, 19.
28. Clarke O.L., Jaraes H.K. Laboratory Analysis of the selective absorption of light by sea water // Optical Society of America. 1939. V. 29. № 2.
29. Gordon H.R., Wouters A.W. Some relations between Secchi depth and inherent optical properties of natural waters // Appl. Opt. 1978. V. 17. P. 3341–3343.
30. Graham J. Secchi disc observations and extinction coefficients in the central and eastern north Pacific Ocean // Limnol. Oceanogr. 1966. V. 11. P. 184–190.
31. Horner J.C. Nachrichten von der Russischen Entdeckungsreise // Monatliche Correspondenz zur Beförderung der Erd- und Himmelskunde / F.X. V. Zach. Bd. 11. 1805. S. 149–160.
32. Lee Z.P., Shang S., Hu C. et al. Secchi disk depth: A new theory and mechanistic model for underwater visibility // Remote Sensing of Environment. 2015. V. 169. P. 139–149.
33. Levin J.M., Radomyslskaya T.M. Secchi disk theory: a reexamination // Current Research on Remote Sensing. Proc. of SPIE. 2007. V. 6615. P. 1–11.
34. Pellerson H. Scattering and extinction of light in sea water // Kungl. Vetens. Vitterhets samhal. 1934. Handl. Ser. B. Bd. 4. № 4.
35. Pitarch, J. A Review of Secchi's contribution to marine optics and the foundation of Secchi disk science // Oceanography. 2020. V. 3. № 3. P. 26–37.
36. Preisendorfer R.W. Secchi disk science: visual optics of natural waters // Limnol. Oceanogr. 1986. V. 31. P. 909–926.
37. Wernand M.R. On the history of the Secchi disc // Journal European Optical Society — Rapid Publications. 2010. V. 5. P. 10013S1–10013S6.
38. Witting R. Zusammenfassende übersicht der hydrographie des baltischen und finnischen meerbusens und der Nordlichen Ostsee nach den Untersuchungen bis Ende 1910 // Finlandische Hydr. Biol. Unters. 1912. № 7.

Evaluation of Suspended Matter Content in the Coastal Zone of the Northeastern Part of the Black Sea by Relative Transparency

B. V. Konovalov[#]

Institute of Oceanology PP Shirshov RAS, Moscow, 117997 Russia

[#]*e-mail: bvkonovalov@yandex.ru*

Based on the materials of 20 expeditions of the IO RAS conducted in various areas of the coastal zone of the Russian sector of the Black Sea in the period from 1999 to 2021, empirical equations the relationship between the relative transparency (depth of visibility of the white disk Z_d) and the mass concentrations of the total suspended matter-SM and its mineral – SMM and organic – POM fractions (C_{sm} , C_{smm} and C_{som} , respectively) were obtained. The values of Z_d were recorded in the range from 0.1 to 21 m, the concentrations of SMM – from 0.11 to 104 mg/L, POM – from 0.09 to 2.0 mg/l and chlorophyll *a* (C_a) – from 0.03 to 4.4 mcg/l. The relative abundance of the POM in the suspension ranged from 1.1 to 48.7%. The estimation of the error in the calculations according to these equations is carried out. The coefficients of determination $r^2 = 0.85$ (for $\lg C_{sm}$ and $\lg C_{smm}$) and 0.72 (for $\lg C_{som}$). The influence of the concentration of POM – on the accuracy of the calculation of C_{smm} and the concentration of chlorophyll *a* on the accuracy of the calculation of C_{som} was revealed. It is concluded that it is possible to use empirical formulas related to the entire array to calculate the concentrations of these fractions of suspension in the entire studied water area. It is proposed to consider the method of estimating the content of suspension fractions based on the obtained empirical equations as a regional variant of the method of passive sounding of the upper layer of the sea using a white disk.

Keywords: Black Sea, passive sensing, relative transparency (Secchi disk), suspended mineral matter, suspended organic matter

УДК 551.35

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ПОЗДНЕГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ЧУКОТСКОГО МОРЯ

© 2023 г. Е. Г. Вологина¹, *, М. Штурм², Н. В. Кулагина¹, К. И. Аксентов³¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия²Швейцарский федеральный институт науки и технологии окружающей среды, Дюбендорф, Швейцария³Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия

*e-mail: vologina@crust.irk.ru

Поступила в редакцию 25.01.2022 г.

После доработки 19.04.2022 г.

Принята к публикации 16.08.2022 г.

Целью исследования являлось комплексное изучение позднеголоценовых донных отложений из южной части Чукотского моря и реконструкция условий их накопления. Аналитические методы включали макроскопическое описание с просмотром препаратов-мазков (smear-slides), датирование отложений по ^{210}Pb , определение биогенных компонентов, измерение магнитной восприимчивости, гранулометрический, палинологический и минеральный анализы. Скорость современного осадконакопления, установленная в точке исследования, составляет 8–10 мм/год. Осадки представлены преимущественно алевритовым материалом. В верхней части разреза отмечаются повышенные концентрации $\text{SiO}_{2\text{биог}}$, $\text{C}_{\text{орг}}$, $\text{N}_{\text{общ}}$ и пониженные значения магнитной восприимчивости. Вероятно, это связано с возросшей за последние годы биопродуктивностью Чукотского моря, вызванной современным потеплением климата. Палинологический состав изученных отложений отражает тундровую и лесотундровую растительность на суше, прилегающей к Чукотскому морю. Наличие неогеновой пыльцы в позднеголоценовых осадках является свидетельством их переноса из размываемых древних отложений.

Ключевые слова: Чукотское море, донные отложения, гранулометрический состав, магнитная восприимчивость, скорости современного осадконакопления, биогенные компоненты, пыльца

DOI: 10.31857/S0030157423010161, **EDN:** AFUKVY

ВВЕДЕНИЕ

Арктика является одним из наиболее чувствительных регионов к климатическим изменениям. За последние годы, на фоне потепления климата, здесь фиксируется повышение среднегодовых температур [42], приводящее в частности к сокращению площади ледяного покрова [30]. Донные осадки, накопленные в бассейнах Северного полушария, представляют собой своеобразный архив, позволяющий проводить палеореконструкции природной среды [14]. В условиях современного изменения климата исследование донных отложений, накопленных сравнительно недавно, приобретает особую актуальность.

Объектом наших исследований является Чукотское море, расположенное в пределах материковой отмели и являющееся окраинным бассейном Северного Ледовитого океана. Его площадь составляет 595 тыс. км², более 85% которой приходится на глубины менее 200 м. Рельеф дна достаточно ровный, преобладают глубины около 50 м. Отличительной особенностью Чукотского

моря по сравнению с другими арктическими морями является достаточно высокая биопродуктивность фитопланктона и бентоса, что объясняется проникновением относительно теплых тихоокеанских вод [15, 35]. Как следствие этого в донных осадках отмечается преимущественно планктоногенное органическое вещество [4, 35]. Позднеголоценовые донные отложения Чукотского моря имеют, главным образом, терригенный состав. Они формируются преимущественно из материала, образованного при размыве дна, абразии берегов и за счет поступления осадочного вещества в результате ледового переноса. Роль речного стока и эоловых процессов здесь невелика [11, 20, 21]. Кроме того, на осадконакопление в Чукотском море значительное влияние оказывает привнос материала течениями, направленными из Берингова пролива на север [15, 16, 20, 23, 44]. При этом особенно сильное влияние тихоокеанских вод приходится на южную часть Чукотского моря [18]. Установлено, что тихоокеанское течение приносит в Чукотское море в основном алевритовый и пелитовый материал [20].

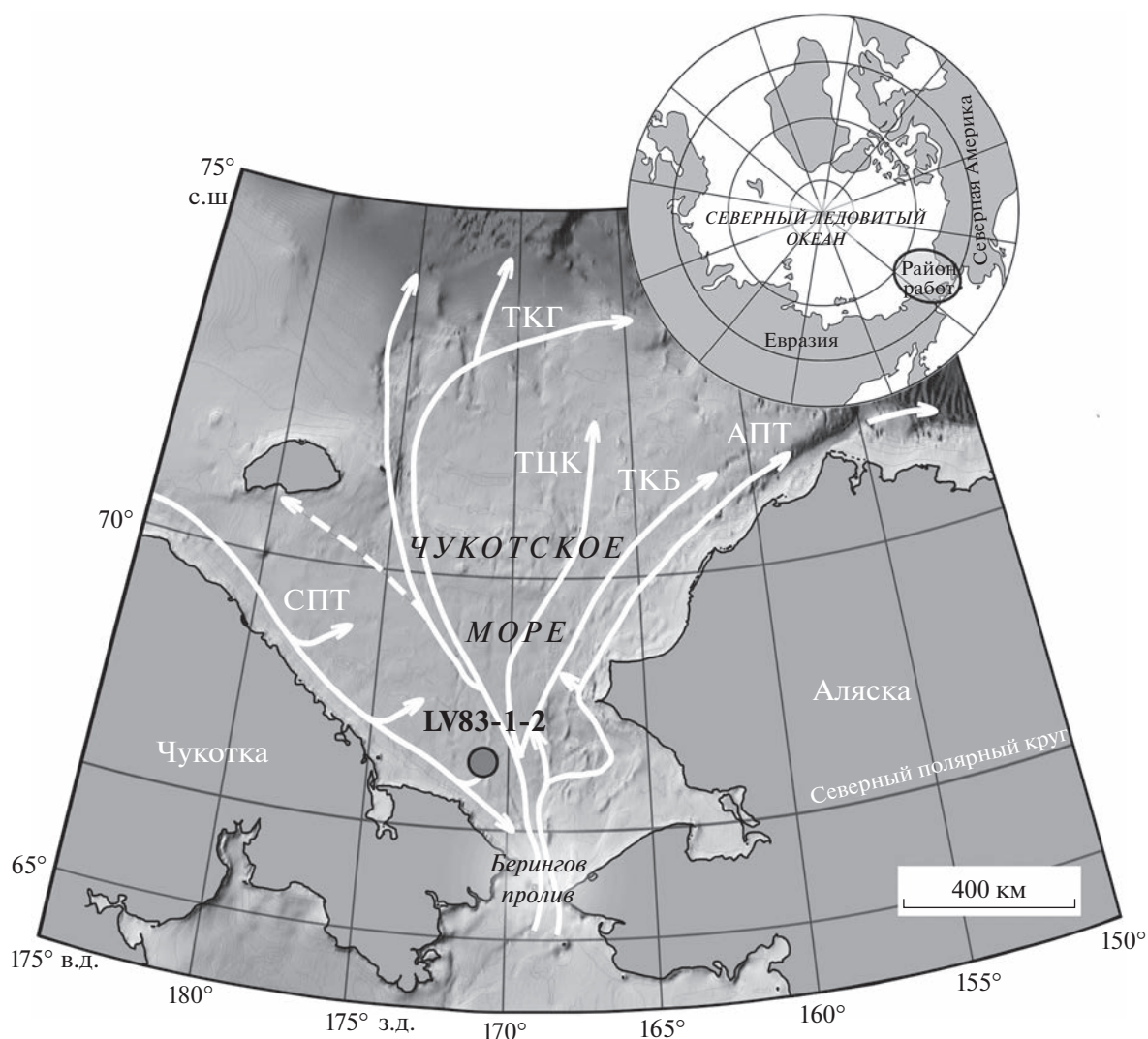


Рис. 1. Схема Чукотского моря с точкой отбора колонки LV83-1-2. Стрелками отмечены основные течения (по [41]): СПТ – Сибирское прибрежное течение; ТКГ – течение каньона Геральд; ТЦК – течение центрального канала; ТКБ – течение каньона Барроу; АПТ – Аляскинское прибрежное течение.

В последние годы резко возросло число работ по изучению позднеголоценовых донных осадков Чукотского моря [2, 3, 5, 19, 24, 29, 38, 40, 44]. При этом одной из проблем является недостаточное использование междисциплинарного подхода к исследованию. Отмеченный пробел некоторым образом предполагает заполнить данная статья. В ней приводятся результаты изучения позднеголоценовых донных отложений, отобранных в южной части Чукотского моря, с целью исследования современного осадконакопления. Получены новые данные по скоростям современного осадконакопления, с высокой детальностью исследован вещественный состав донных отложений. Показано, что современное потепление климата влияет на осадконакопление и ведет в частности к повышению биопродуктивности Чукотско-

го моря. Представленные в статье результаты изучения верхней части позднеголоценовых донных осадков дополняют известные материалы по более длинным колонкам и ставят новые задачи для дальнейших исследований.

Предварительные результаты работы опубликованы в [6].

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Колонка LV83-1-2 (длина 35.5 см) была отобрана на глубине 50 м в южной части Чукотского моря (рис. 1). Отбор выполнялся пробоотборником типа “multicorer” (КС Multi-corer, Model 71.500, Denmark) с борта научно-исследовательского судна “Академик М.А. Лаврентьев” в 2018 г.

Координаты точки отбора: 67°29'27.5" с.ш., 170°56'18.4" з.д.

Проведено макроскопическое описание донных отложений с просмотром препаратов-мазков (smear-slides) на бинокулярном микроскопе SK14 (PZO WARSZAWA, Poland) с увеличением 100× и 400×. На этом этапе была выполнена приблизительная оценка гранулометрического состава осадков, определялось наличие диатомей, спикул губок и других компонентов.

С шагом 1 см измерена магнитная восприимчивость отложений с использованием поверхностного зонда марки Bartington GT-2 (Bartington Instruments Ltd., England) [25].

Выполнены определения влажности, естественной плотности и плотности сухого осадка. Всего проанализировано 19 проб. Пробы объемом 5 мл отбирались обрезанными шприцами “Инжект Дуо – Б. Браун” сразу после отбора керн, помещались в пластиковые вials с плотно-завинчивающимися крышками и дополнительно герметизировались лентой “Parafilm M”. Затем проводилось взвешивание влажных проб и последующая их сушка в лиофильной сушилке. После взвешивания сухих образцов выполнялось определение влажности, естественной плотности и плотности сухого осадка по стандартным формулам [13].

Гранулометрический анализ, датирование осадков, определение биогенного кремнезема ($\text{SiO}_{2\text{биог}}$), органического углерода ($\text{C}_{\text{орг}}$) и общего азота ($\text{N}_{\text{общ}}$) выполнялись в Швейцарском федеральном институте науки и технологии окружающей среды (EAWAG). Гранулометрический состав отложений исследован на приборе MALVERN-MASTERSIZER®Hydro 2000S (Malvern Panalytical Ltd, United Kingdom). Результаты анализа представлены в соответствии с классификацией международной организации по стандартизации ISO 14688-1:2002. Выделены следующие основные фракции: пелит – <2 мкм, алевроит – 2–63 мкм, песок – >63.0 мкм. Предварительно все пробы были высушены посредством вакуумного вымораживания (лиофильная сушилка с системой охлаждения до –50°C, модель Labconco FreeZone 2.5 (Labconco Corporation, USA). Содержания $\text{C}_{\text{орг}}$ и $\text{N}_{\text{общ}}$ измерены на CNS-газохроматографе “HEKATECH EuroAE” (HEKATECH GmbH, Germany). Определение концентраций $\text{SiO}_{2\text{биог}}$ выполнено методом, описанным в [39]. Всего проанализировано 36 проб с шагом от 0.5 см до 1 см сверху вниз по разрезу (интервалы 0–0.5, 1–1.5,, 35–35.5 см).

Для датирования отложений и вычисления скоростей современного осадконакопления (ССО) использовались гамма-измерения ^{210}Pb (период полураспада 22.3 года). Пробы были отобраны с интервалом 1 см, высушены в лиофильной сушилке и измерены откалиброванным полупроводнико-

вым Ge (Li) детектором (Canberra Industries, Inc, USA) при 46.5 кэВ в течение 24 ч. Количество неравновесного ^{210}Pb вычислено посредством вычитания фоновой радиоактивности от общего ^{210}Pb [45]. ССО определены с использованием кривой распада неравновесного ^{210}Pb в соответствии с моделью CRS, подробно описанной в [22].

Проведен минералогический анализ гранулометрической фракции 0.25–0.05 мм по методике, описанной в работе [17]. Проанализировано 7 проб (интервалы 0–5, 5–10, 10–14, 14–20, 20–25, 25–30, 30–36 см), навеска каждой пробы составила 30 грамм. Глинистая составляющая была выделена методом отмучивания, а песчано-алевритовый материал рассеян на ситах. Минералы легкой и тяжелой фракций были разделены в бромформе с удельным весом 2.9 и изучены на микроскопе МИН-8 (ЛОМО, СССР). При этом в легкой фракции определялось 250 зерен с использованием иммерсионных жидкостей с показателями преломления (ПП) 1.54 и 1.53, в тяжелой – 500 зерен в иммерсионной жидкости с ПП = 1.63.

Палинологическим анализом исследовано 18 образцов, отобранных в интервале 0.5–34.5 см с шагом 2 см. Подготовка проб (навеска 10 г) к анализу проводилась по известной методике [26]. Определение пыльцы и спор производилось с помощью биологического микроскопа Микромед 3 (Россия). По особенностям видового состава палиноспектров и количественным соотношениям между доминантами по разрезу выделено три интервала (0.5–10.5 см, 10.5–24.5 см и 24.5–34.5 см). Кроме того, учитывалось присутствие цист водорослей, переотложенной пыльцы, устьиц хвойных деревьев.

РЕЗУЛЬТАТЫ

По литологическому описанию колонки LV83-1-2 выделяются 4 интервала:

- 0–2 см – оливково-зеленый алевроитовый ил. Консистенция – жидкая;
- 2–7 см – оливково-зеленый алевроитовый ил. Консистенция – переходная от жидкой к мягкой;
- 7–11 см – алевроитовый ил. Цвет: от темно-серого до черного. Консистенция – мягкая;
- 11–36 см – осадок в целом аналогичный интервалу 7–11 см, но уплотненный. На глубине 28–29 см отмечаются обломки раковин моллюсков.

Просмотр препаратов-мазков (smear-slides) свидетельствует о том, что отложения представлены, главным образом, алевроитовым материалом с незначительным содержанием пелита и песка. Осадки имеют биогенно-терригенный состав. Терригенный материал преобладает (более 2/3). Он состоит из минеральных зерен и наземных растительных остатков. Биогенная часть пред-

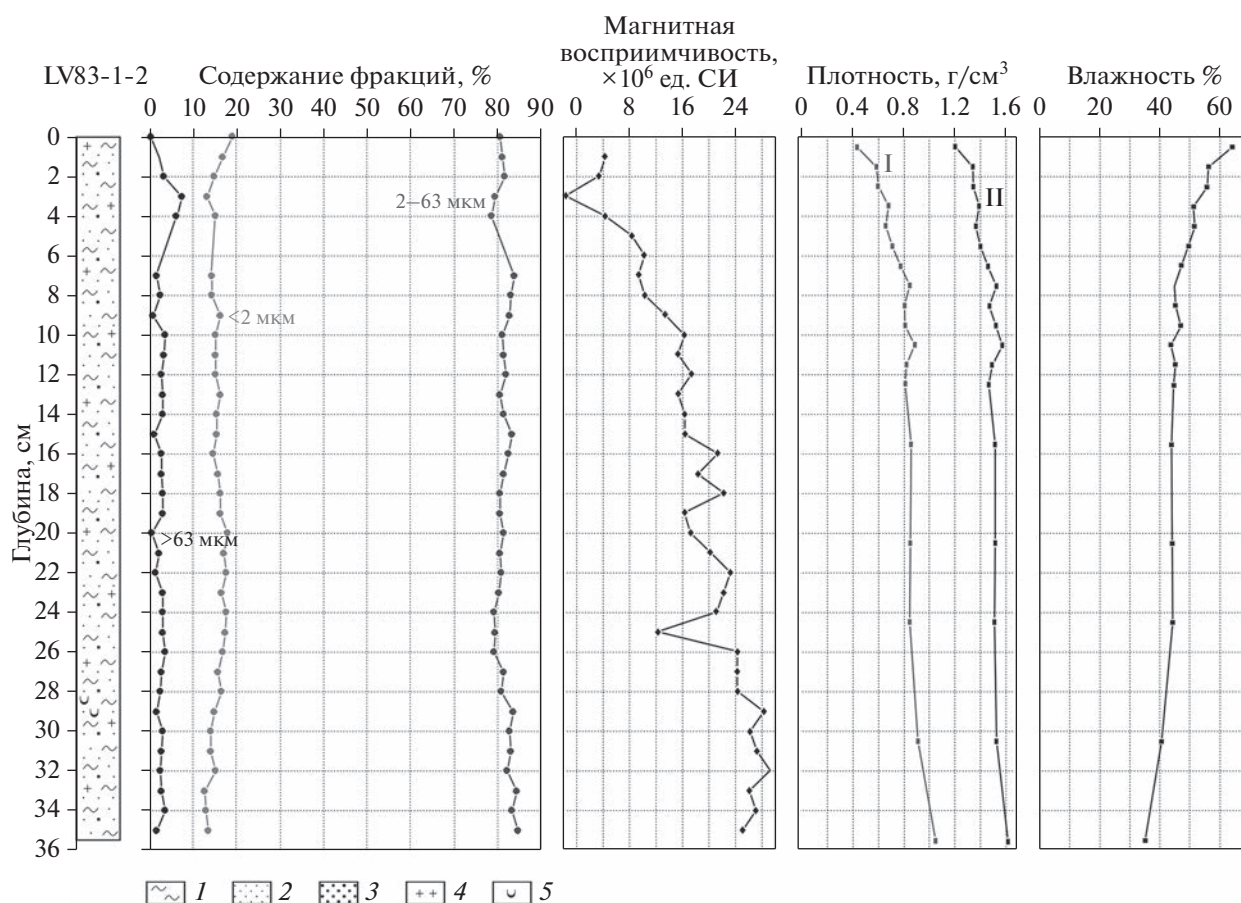


Рис. 2. Результаты гранулометрического анализа, магнитная восприимчивость, плотность (I – влажный осадок; II – сухой осадок) и влажность донных отложений колонки LV83-1-2: 1 – пелит, 2 – алеврит, 3 – песок, 4 – диатомеи, 5 – раковины моллюсков.

ставлена створками диатомей, единичными спикулами губок и раковинами моллюсков.

Гранулометрический состав исследованных проб достаточно однороден (рис. 2). Преобладает алеврит (2–63 мкм) – 78.6–84.8%. Содержание пелита (<2 мкм) варьирует от 12.8 до 19.1%, доля песка (>63.0 мкм) составляет 0.21–7.33%.

Данные минералогического анализа гранулометрической фракции 0.25–0.05 мм приведены в таблицах 1 и 2. *Легкая фракция*, представленная главным образом пороодообразующими минералами, доминирует (более 99% фракции 0.25–0.05 мм). Преобладают кварц (68.0–77.2% легкой фракции (здесь и далее), плагиоклазы (9.2–20.4%), полевые шпаты (4.0–8.0%), менее распространены биотит (1.2–3.2%) и мусковит (0.4–2.0%). Почти во всех пробах присутствует вулканическое стекло (до 1.6%), карбонаты (до 0.4%) и графит (в знаковых количествах). На протяжении всего разреза отмечаются слюдисто-глинистые агрегаты (до 2.8%) и обломки пород (до 0.8%). Отмечается небольшое количество угля и углистого вещества (до 0.4%). Почти во всех пробах, но, как правило,

на уровне знаков, наблюдаются углефицированные растительные остатки, створки диатомей и спикулы губок (табл. 1). *Минералы тяжелой фракции* не превышают 0.24–0.59% фракции 0.25–0.05 мм. Они представлены группой эпидота (32.6–47.2% тяжелой фракции (здесь и далее), ильменитом (7.6–18.6%), магнетитом (1.8–17.4%); группами гранатов (5.2–12.8%), амфиболов (4.8–10.0%) и пироксенов (4.2–7.8%); сфеном (2.8–7.8%), лейкоксеном (3.8–7.2%) и гетитом (1.4–6.0%). В незначительных количествах присутствуют хлоритоид (1.0–2.8%), брукит (0.8–2.8%), гематит (0.4–2.0%), апатит (0.2–2.0%), турмалин (0.4–1.8%), циркон (0.2–1.4%), карбонаты (до 0.8%). В некоторых пробах отмечаются силлиманит (до 0.2%), хромшпинелиды (до 0.2%), ставролит (до 0.2%) и рутил (до 0.2%) (табл. 2).

Магнитная восприимчивость (МВ) отложений изменяется от 3×10^{-6} до 29×10^{-6} единиц СИ и повышается сверху вниз по разрезу (рис. 2). Минимальные величины (не более 10×10^{-6} единиц СИ) наблюдаются в верхних 8 см колонки

Таблица 1. Состав и содержание (%) легкой фракции донных отложений Чукотского моря, вскрытых керном LV83-1-2

<i>Интервал, см</i>	<i>0–5</i>	<i>5–10</i>	<i>10–14</i>	<i>14–20</i>	<i>20–25</i>	<i>25–30</i>	<i>30–36</i>
Кварц	77.2	70.8	68	69.6	71.6	75.2	76
Плагиоклазы	9.2	18.4	15.2	20.4	13.6	18	15.2
Калишпаты	7.6	4.8	8	5.6	4.4	4	4.8
Биотит	1.2	2	2	3.2	3.2	1.2	1.2
Мусковит	0.8	1.6	2	0.8	2	0.4	1.6
Карбонаты	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	—	—
Графит	ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.	знаки	—	ед. зн.
Вулканическое стекло	1.2	1.6	2	—	1.2	1.2	0.8
Агрегаты	1.2	0.4	2.4	знаки	2.8	ед. зн.	0.4
Обломки пород	0.8	ед. зн.	знаки	ед. зн.	0.4	знаки	ед. зн.
Уголь и углистое вещество	0.4	ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.	—	ед. зн.	ед. зн.
Углефицированные растительные остатки	ед. зн.	знаки	ед. зн.	ед. зн.	знаки	ед. зн.	ед. зн.
Диатомеи	ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.	знаки	—	ед. зн.
Спикулы губок	ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.	0.4	—	—

Сокращения: ед. зн. — единичные знаки.

Таблица 2. Состав и содержание (%) тяжелой фракции донных отложений Чукотского моря, вскрытых керном LV83-1-2

<i>Интервал, см</i>	<i>0–5</i>	<i>5–10</i>	<i>10–14</i>	<i>14–20</i>	<i>20–25</i>	<i>25–30</i>	<i>30–36</i>
Группа эпидота	33.6	44.6	42.8	43.8	32.6	47.2	35
Ильменит	11.2	7.8	9.4	7.6	18.6	8.8	13
Магнетит	17.4	3.2	2.8	3	4.6	1.8	5.6
Группа гранатов	8.6	5.2	7.8	9.6	12.8	6.8	9.8
Группа амфиболов	6.6	8.8	7.4	7.4	4.8	10	7.6
Группа пироксенов	4.2	7.8	7.4	5.4	7.2	6.4	7.2
Сфен	2.8	5.2	4.6	7.8	3.6	3.8	6.2
Лейкоксен	4	4.4	7.2	4	4.8	4.8	3.8
Гетит	6	3.4	1.8	1.4	2.2	1.8	2.4
Хлоритоид	1	2	2.6	2	1	2.2	2.8
Брукит	1.2	2.6	0.8	2.6	2.4	2.2	2.8
Гематит	1.2	0.8	0.8	0.4	2	1	0.8
Апатит	0.8	2	1.8	2	0.4	1.2	0.2
Турмалин	0.4	1.4	1.8	1.2	0.8	1	1.4
Циркон	0.4	0.2	0.2	1.4	1.2	0.6	0.2
Карбонаты	0.4	0.4	0.4	—	0.6	0.2	0.8
Гематит	1.2	0.8	0.8	0.4	2	1	0.8
Рутил	—	ед. зн.	—	ед. зн.	0.2	—	—
Силлиманит	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	—	—
Хромшпинелиды	—	—	0.2	0.2	—	—	0.2
Ставролит	—	—	—	—	—	0.2	0.2

(рис. 2), максимальные (до 25×10^{-6} – 29×10^{-6} единиц СИ) – в интервале 29–35 см.

Плотность влажного и сухого осадка увеличивается сверху вниз по разрезу (рис. 2). В интервале 0–10.5 см эти величины изменяются от 1.2 до 1.57 г/см³ и от 0.43 до 0.88 г/см³ соответственно. Ниже по колонке плотность стабилизируется и в среднем равна 1.52 г/см³ для влажного и 0.87 г/см³ для сухого осадка.

Влажность отложений в противовес плотности уменьшается сверху вниз по разрезу от 64% до 45% в верхних 7.5 см осадка. В интервале 7.5–35.5 см эта величина сравнительно постоянна и в среднем составляет 43% (рис. 2). Таким образом, распределение влажности по колонке имеет “зеркальное” отражение по отношению к плотности.

Результаты измерений ^{210}Pb в колонке LV83-1-2 приведены на рис. 3. Скорость современного осадконакопления, рассчитанная по CRS-модели, в точке отбора этого керна составляет 8–10 мм/год.

Содержания биогенного кремнезема варьируют по разрезу от 4.51 до 6.83% при средней величине 5.72%. Максимальные значения отмечаются в верхних 2 см осадка (рис. 4).

Органический углерод и общий азот составляют 1.11–1.82% и 0.14–0.23% при средних значениях 1.45 и 0.18% соответственно. Подобно $\text{SiO}_{2\text{биог}}$ концентрации $\text{C}_{\text{орг}}$ и $\text{N}_{\text{общ}}$ повышены в верхних 2 см разреза (рис. 4).

Отношение C/N, позволяющее оценивать генезис органической составляющей осадков [37, 40], изменяется от 6.4 до 7.9 (рис. 4).

Результаты палинологического анализа приведены на рис. 5. Содержание спор и пыльцы колеблется от 305 до 505 зерен.

В верхней части колонки (0.5–10.5 см) наблюдаются спектры, в которых пыльца деревьев составляет 29–38%, кустарников – 15–18%, трав – 19–25%; споры – 26–33%. Преобладают *Picea obovata*, *Betula* sp., *Duschekia* sp., *Artemisia* sp., Cyperaceae, Ericales, *Sphagnum* sp. В целом для данного интервала свойственны периодические смены доминантов. На фоне мало меняющегося состава пыльцы древесных (с ведущей *Picea obovata*), периодически увеличивается роль то пыльцы кустарников, то трав. Помимо названных видов отмечается пыльца *Pinus* sec. *Cembra*, *P. sylvestris*, *Abies sibirica*, *Larix* sp., *Alnus* sp.; *Betula* type *Nanae*, *Salix* sp.; Poaceae, Asteraceae, *Valeriana* sp., *Juniperus* sp., Cichoriaceae, Chenopodiaceae, Ranunculaceae, *Rumex* sp., *Polygonum* sp., Brassicaceae, Rosaceae, Caryophyllaceae, Lamiaceae Onagraceae, *Polemonium* sp., Apiaceae и споры Polypodiaceae, Lycopodiaceae (*Lycopodium dubium*, *L. annotinum*, *L. clavatum*, *Huperzia selago*), Hepaticae, *Riccia* sp., *Selaginella rupestris*. Присутствуют устьица *Picea* sp., переотложенная неогеновая пыльца (*Tsuga* sp.,

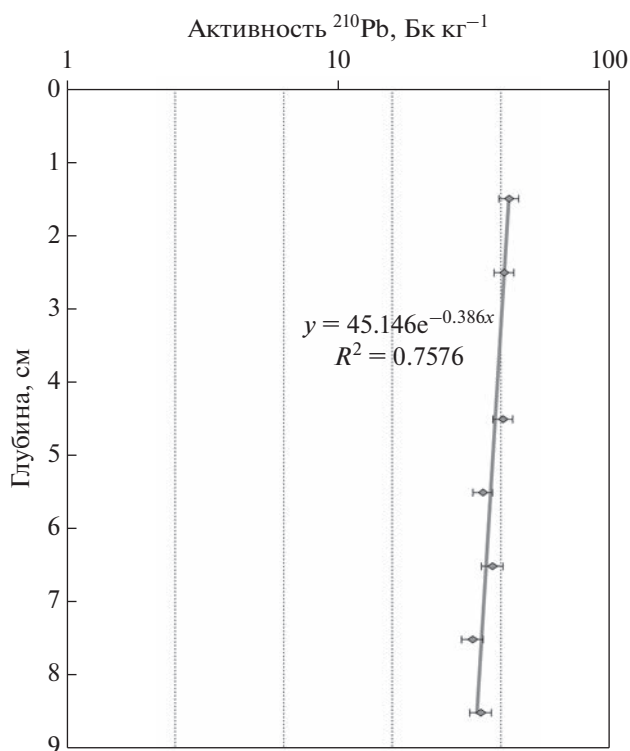


Рис. 3. Изменения активности ^{210}Pb по разрезу LV83-1-2 (даны в логарифмическом масштабе и сопровождаются соответствующим уравнением).

Juglandaceae, *Fagus* sp., *Corylus* sp.), цисты Dinoflagellata, водоросли *Pediastrum* sp., *Botrycoccus* sp. и неопределенные водоросли. Отмечено появление водоросли *Spirogira* sp.

В интервале 10.5–24.5 см пыльца древесных пород также преобладает (32–41%), на пыльцу кустарников приходится 10–19%, трав – 13–18%; на споры – 28–35%. В группу доминирующих растений входят *Picea obovata*, *Sphagnum* sp., *Duschekia* sp., Ericales. На фоне сохранения видового и количественного состава пыльцы деревьев (*Pinus* sec. *Cembra*, *P. sylvestris*, *Abies sibirica*, *Larix* sp., *Betula* sp., *Alnus* sp.), среди кустарников наряду с *Betula* type *Nanae*, *Salix* sp. возрастает число *Duschekia* sp. Несколько меняется видовой состав пыльцы трав. К более представительным Ericales, *Artemisia* sp., Cyperaceae, Poaceae, Asteraceae примешиваются *Valeriana* sp., *Juniperus* sp., *Ephedra* sp., Cichoriaceae, Chenopodiaceae, *Rumex* sp., *Polygonum* sp., Brassicaceae, Rosaceae, Caryophyllaceae, Lamiaceae, *Polemonium* sp., Onagraceae, Apiaceae, *Nuphar* sp. Число спор несколько уменьшается, по-прежнему преобладает *Sphagnum* sp. Кроме того, присутствуют Lycopodiaceae (включая *L. dubium*, *L. annotinum*, *L. clavatum*, *Huperzia selago*), Polypodiaceae, *Selaginella rupestris*, Hepaticae, *Riccia* sp., *Meesia* sp., *Botrychium* sp. Переотложенная неогеновая пыльца представлена *Tsuga* sp., Juglan-

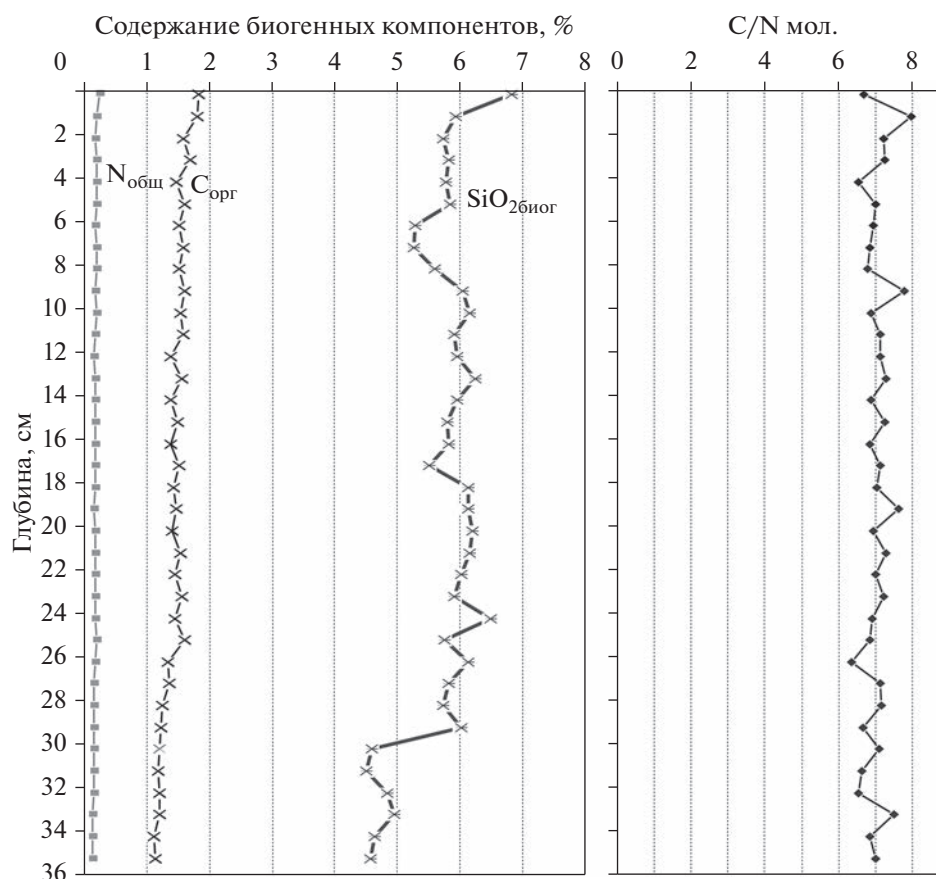


Рис. 4. Содержания биогенных компонентов ($\text{SiO}_{2\text{биог}}$, $\text{C}_{\text{орг}}$ и $\text{N}_{\text{общ}}$) и отношение C/N в отложениях колонки LV83-1-2.

daceae, *Fagus* sp., *Quercus* sp., *Corylus* sp. Здесь определено больше устьиц *Picea* sp. и наибольшее по разрезу число цист Dinoflagellata, водорослей *Pediastrum* sp., *Botrycoccus* sp. и неопределенных водорослей.

В нижней части колонки (24.5–34.5 см) в общем составе спектров пыльца деревьев составляет 31–45%, кустарников – 4–18%, трав – 11–20%; споры – 31–47%. Доминирующими видами являются *Picea obovata*, *Betula* sp., Ericales, *Sphagnum* sp. Пыльца сопутствующих растений принадлежит древесным породам – *Pinus* sec. *Cembra*, *P. sylvestris*, *Abies sibirica*, *Larix* sp., *Alnus* sp.; кустарникам – *Duschekia* sp., *Betula* type *Nanae*, *Salix* sp.; травам – *Artemisia* sp., Cyperaceae, Poaceae, Asteraceae, *Valeriana* sp., Cichoriaceae, Chenopodiaceae, Ranunculaceae, *Polygonum* sp., Rosaceae, Caryophyllaceae, Elaeagnaceae, *Polemonium* sp., Onagraceae, Apiaceae, *Nuphar* sp. Также отмечаются споры Polypodiaceae, Lycopodiaceae (в том числе *Lycopodium annotinum*, *L. clavatum*, *Huperzia selago*, *H. petrovii*), *Selaginella rupestris*. Редко встречаются *S. selaginoides*, *Botrychium* sp., Hepaticae, *Riccia* sp. В спектрах присутствуют устьица *Picea* sp., неогеновая пыльца – *Tsuga* sp., Juglandaceae, *Carya* sp., *Corylus* sp. и

споры *Osmunda* sp. Кроме того, во всех образцах встречаются цисты Dinoflagellata, водоросли *Pediastrum* sp., *Botrycoccus* sp. На глубине 34.5 см фиксируется максимум спор (47%), особенно *Sphagnum* sp. (23%), цисты и водоросли отсутствуют.

ОБСУЖДЕНИЕ

В составе отложений колонки LV83-1-2 терригенный материал преобладает. Относительно однородный литологический состав свидетельствует о стабильной обстановке осадконакопления во время их образования. Минимальные значения МВ наблюдаются в верхней части разреза, где также отмечается пониженная плотность осадков и фиксируется некоторое повышение биогенных компонентов (рис. 2, 4). Минеральный состав фракции 0.25–0.05 мм в колонке LV83-1-2 в целом соответствует таковому в голоценовых отложениях Чукотского моря [9, 11]. Поскольку выход минералов тяжелой фракции, среди которых преобладают среднемагнитные разности [10], минимален, минеральный состав, очевидно, не оказывает значительного влияния на МВ. Увеличение МВ вниз по разрезу, вероятно, связано с

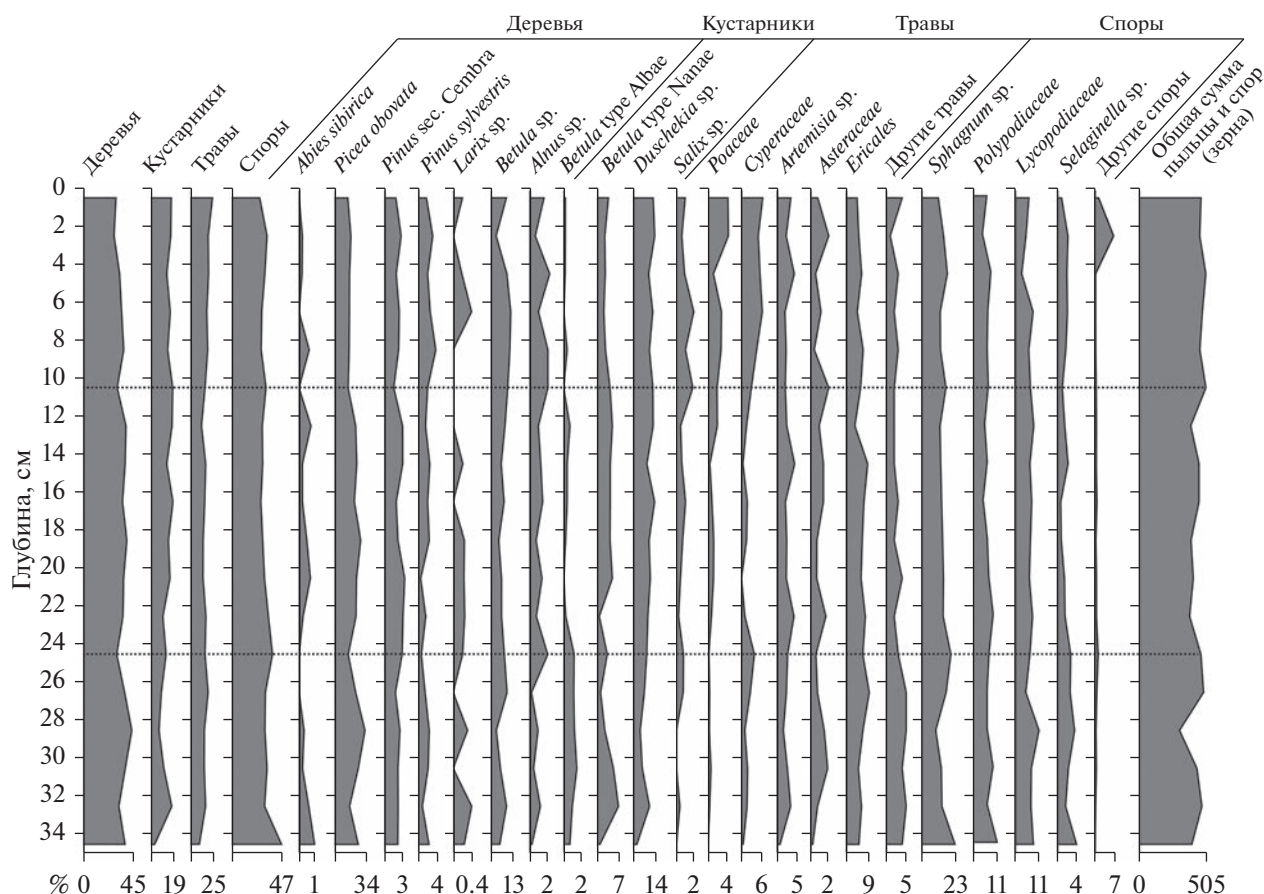


Рис. 5. Спорово-пыльцевая диаграмма донных осадков из южной части Чукотского моря (колонка LV83-1-2).

уменьшением роли биогенного немагнитного материала.

ССО в разных районах Чукотского моря, установленные ранее, варьируют от 0.3 до 5.4 мм/год [2, 3, 24, 27, 33, 36, 43, 44]. Измеренная нами ССО в точке отбора керна LV83-1-2 (8–10 мм/год) является максимальной из ранее зарегистрированных. Вероятно, это связано с близостью данной станции к Берингову проливу и к берегу (рис. 1). Скорости течений в Беринговом проливе могут достигать 30–100 см в секунду [12, 18]. Очевидно, такие быстрые течения способны переносить взвешенный материал на значительные расстояния. Проявлением этого процесса, например, является наличие южнобореальных, субтропических и тропических видов диатомей в голоценовых осадках, вскрытых в северной части Чукотского моря [5].

Гамма-измерения ^{210}Pb проводились для верхних 8.5 см колонки. При ССО 8–10 мм/год возраст этого слоя оценивается в 8–11 лет. Литологическое описание и данные измерения плотности и влажности (рис. 2) указывают, что ниже 11 см по разрезу отмечается более плотный и менее влажный осадок. Таким образом, по результатам измерений ^{210}Pb мы не можем точно определить воз-

раст отложений ниже 8.5 см. Это задача дальнейших исследований.

Результаты, полученные нами по биогенным компонентам, хорошо соотносятся с данными предшественников. Известно, что Чукотское море характеризуется максимальными содержаниями растворенного кремния по сравнению со всеми другими районами Северного Ледовитого океана [15]. Кремнекислота поступает в Чукотское море за счет водообмена с Тихим океаном через Берингов пролив и извлекается кремнистыми организмами, основную часть которых составляют диатомеи. Все это определяет высокую биопродуктивность фитопланктона и бентоса в Чукотском море в целом и повышенные концентрации $\text{SiO}_{2\text{биог}}$ в донных отложениях в частности [15, 35]. Полученные нами величины $\text{SiO}_{2\text{биог}}$ и $\text{C}_{\text{орг}}$ соизмеримы с ранее опубликованными данными по содержаниям этих компонентов в поверхностных осадках Чукотского моря [1, 11, 15]. Повышение концентраций $\text{SiO}_{2\text{биог}}$, $\text{C}_{\text{орг}}$ и $\text{N}_{\text{общ}}$, а также Br [6] в верхней части колонки LV83-1-2, вероятно, объясняется возросшей биологической продуктивностью вод и, как следствие, повышением содержания биогенных компонентов в поверхностных

осадках Чукотского моря. Пониженные значения МВ в этой части разреза косвенно подтверждают данный вывод. Причинами этого могут быть увеличение потока теплых тихоокеанских вод через Берингов пролив [47] и уменьшение ледовитости [24] в условиях современного потепления климата [28, 31, 32, 46]. Подобная закономерность в распределении биогенных компонентов в позднеголоценовых отложениях отмечалась и для других районов Чукотского моря [5, 6].

Результаты измерения С/Н в донных отложениях южной части Чукотского моря подтверждают полученные ранее данные о преимущественно планктонном органическом веществе в Чукотском море [4, 35]. Воды Тихого океана и Берингова моря, поступая в Чукотское море через Берингов пролив, приносят большое количество биогенных веществ и значительную долю автотрофного (то есть полученного из водорослей) материала [34]. Таким образом, планктонное вещество Чукотского моря имеет как автохтонное, так и аллохтонное происхождение.

В палиносpectрах изученных отложений в целом отражена лесотундровая и тундровая растительность, распространенная на суше, прилегающей к Чукотскому морю. Современный растительный покров Чукотки включает в себя большое разнообразие местных сочетаний растительности и наборов видов. Здесь встречаются светлхвойные леса, в которых растут даурские лиственницы и карликовые березы. Распространены тундры с кустарниковой ольхой (душекой), кедровым стлаником, осокой, пушицей, голубикой и брусникой. Наиболее типичен ландшафт горных и арктических тундр с мелкими кустарниками, травами, мхами и лишайниками [8]. Результаты палинологического анализа не фиксируют значительных колебаний состава спектров в колонке LV83-1-2. В среднем по керну пыльца древесных составляет 29–45%, кустарников – 4–19%, трав – 11–25%, на споры приходится 26–47%. Следует отметить, что значительное содержание пыльцы хвойных, источником которой вероятно является ветровой занос с побережий и привнос течениями, в определенной степени искажает характеристику спектров донных осадков. Наличие устьиц ели свидетельствует об ее произрастании на близлежащих территориях. Присутствие переотложенных неогеновых форм, по-видимому, связано с поступлением их в результате абразии берегов и последующего переноса течениями.

Выделенные три группы спектров в интервалах 24.5–34.5 см, 10.5–24.5 см и 0.5–10.5 см различаются по изменению количественных соотношений основных представителей среди пыльцы и спор. В нижней части керна (24.5–34.5 см) повышенное число спор, в том числе сфагнома

(*Sphagnum* sp.), отсутствие цист динофлагиллят и водорослей, возможно, является отголоском более низких температур. В интервале 10.5–24.5 см определено больше устьиц *Picea* sp. и наибольшее по разрезу число цист *Dinoflagellata*, водорослей *Pediastrum* sp., *Botryococcus* sp., что указывает на некоторое потепление обстановки. Спектры верхней части керна (0.5–10.5 см) по составу наиболее близки современной растительности побережья. Появление водоросли *Spirogira* sp. в этой части разреза может быть связано с потеплением климата. В целом, преобладание пыльцы кустарников, трав и спор свидетельствует о существовании тундровых и лесотундровых сообществ во время накопления верхнего слоя донных осадков. Результаты палинологического анализа соответствуют последнему этапу позднего голоцена и сопоставимы с материалами Е.А. Гусева и др. [7].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Детальные исследования колонки донных отложений из южной части Чукотского моря позволяют охарактеризовать недавние изменения природной среды в этом районе Северного Ледовитого океана. Повышенные содержания биогенных компонентов ($\text{SiO}_{2\text{биог}}$, $\text{C}_{\text{орг}}$ и $\text{N}_{\text{общ}}$) и минимальная МВ в самой верхней части изученного разреза, вероятно, связаны с возросшей биопродуктивностью Чукотского моря на фоне современного потепления климата.

Изученные отложения представлены главным образом алевритовым материалом и имеют преимущественно терригенный состав. В них преобладает планктонное органическое вещество.

Темпы осадконакопления, измеренные нами в точке отбора керна LV83-1-2, являются максимальными из ранее опубликованных. Вероятно, это объясняется близким расположением данной станции к берегу и к Берингову проливу.

Учитывая маломощность и небольшой возраст изученных осадков, наблюдаемые изменения в видовом составе спорово-пыльцевых спектров свидетельствуют о незначительных колебаниях климата и отражают тундровые и лесотундровые обстановки побережий моря.

Благодарности. Авторы признательны капитану и команде НИС “Академик М.А. Лаврентьев”, соруководителям экспедиции А.А. Босину и Ху Лимину (Hu Limin), коллегам из ТОИ ДВО РАН за помощь в выполнении экспедиционных работ; И. Брюннер (EAWAG), Е.Г. Поляковой и О.Н. Шестаковой (ИЗК СО РАН) за аналитическую работу. Мы также благодарны д.г.-м.н. А.Г. Матулю и анонимному рецензенту за конструктивные замечания и рекомендации, позволившие улучшить содержание статьи.

Источники финансирования. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научно-го фонда (проект № 21-17-00081). Экспедиционные работы проводились при поддержке Минобрнауки РФ (проект АААА-А17-117030110033-0) и гранта провинции Шаньдунг для Национальной лаборатории морских наук и технологий в Циндао (Grant 2018SDKJ0104-3). В работе частично задействовалось оборудование ЦКП “Геодинамика и геохронология” Института земной коры СО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Астахов А.С., Гусев Е.А., Колесник А.Н., Шакиров Р.Б. Условия накопления органического вещества и металлов в донных осадках Чукотского моря // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 9. С. 1348–1365.
2. Астахов А.С., Акуличев В.А., Дарьин А.В. и др. Ледовые условия Чукотского моря в последние столетия: реконструкции по седиментационным записям // Докл. РАН. 2018. Т. 480. № 4. С. 485–490.
3. Астахов А.С., Вологина Е.Г., Дарьин А.В. и др. Отражение глобальных климатических изменений последних столетий в химическом составе донных осадков Чукотского моря // Метеорология и гидрология. 2018. № 4. С. 68–76.
4. Ветров А.А., Семилетов И.П., Дударев О.В. и др. Исследование состава и генезиса органического вещества донных осадков Восточно-Сибирского моря // Геохимия. 2008. Т. 48. № 2. С. 183–195.
5. Вологина Е.Г., Калугин И.А., Дарьин А.В. и др. Позднеголоценовое осадконакопление в активных геологических структурах Чукотского моря // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 1. С. 199–219.
6. Вологина Е.Г., Штурм М., Астахов А.С. и др. Свидетельства климатических изменений в вещественном составе поверхностных донных отложений Чукотского моря // Сб. науч. материалов всерос. конф. с международным участием “Глобальные проблемы Арктики и Антарктики”, посвященной 90-летию со дня рождения академика Н.П. Лаверова. Архангельск, 2–5 ноября. 2020. С. 91–95.
7. Гусев Е.А., Аникина Н.Ю., Деревянко Л.Г. и др. Развитие природной среды южной части Чукотского моря в голоцене // Океанология. 2014. Т. 54. № 4. С. 505–517.
8. Кожевников Ю.П. Геосистемные аспекты растительного покрова Чукотки. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 308 с.
9. Колесник О.Н., Колесник А.Н., Вологина Е.Г., Марьяш А.А. Минералогическая характеристика четвертичных осадков южной окраины Чукотского плато, Северный Ледовитый океан // Океанология. 2019. Т. 59. № 4. С. 617–640.
10. Копченова Е.В. Минералогический анализ шлихов и рудных концентратов. М.: Недра, 1979. 247 с.
11. Кошелева В.А., Яшин Д.С. Донные осадки Арктических морей России. Санкт-Петербург, 1999. 286 с.
12. Коучмен Л.К., Очард К., Трини Р.Б. Берингов пролив. Л.: Гидрометеиздат, 1979. 199 с.
13. Левин В.С. Методы анализа состава и физических свойств сублиторальных морских донных осадков в экологических исследованиях. Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. 88 с.
14. Левитан М.А., Лаврушин Ю.А., Штайн Р. Очерки истории седиментации в Северном Ледовитом океане и морях Субарктики в течение последних 130 тыс. лет. М.: ГЕОС, 2007. 404 с.
15. Огородников В.И., Русанов В.П. Условия накопления и распределение аморфного кремнезема в донных осадках Чукотского моря // Океанология. 1978. Т. 18. № 6. С. 1049–1052.
16. Павлидис Ю.А. Обстановка осадконакопления в Чукотском море и фациально-седиментационные зоны его шельфа // Проблемы геоморфологии, литологии и литодинамики шельфа. М.: Наука, 1982. С. 47–76.
17. Павлов С.Ф., Кашик С.А., Мазилев В.Н. и др. Позднепалеозойский литогенез на востоке Тунгусского бассейна. Новосибирск: Наука, 1982. 101 с.
18. Романкевич Е.А., Ветров А.А. Цикл углерода в арктических морях России. М.: Наука, 2001. 301 с.
19. Цой И.Б., Обрезкова М.С., Аксентов К.И. и др. Позднеголоценовые изменения среды юго-западной части Чукотского моря по результатам диатомового анализа // Биология моря. 2017. Т. 43. № 4. С. 246–255.
20. Шуйский Ю.Д., Огородников В.И. Условия осадконакопления и основные закономерности формирования гранулометрического состава терригенных осадков Чукотского моря // Литология и полезные ископаемые. 1981. № 2. С. 11–25.
21. Яшин Д.С. Голоценовый седиментогенез арктических морей России // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. Вып. 3. С. 57–67.
22. Appleby P.G. Chronostratigraphic techniques in recent sediments // Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Developments in Paleoenvironmental Research / Eds. W.M. Last, J.P. Smol. Springer, Dordrecht. 2002. V 1. P. 171–203.
23. Astakhov A.S., Bosin A.A., Kolesnik A.N., Obrezkova M.S. Sediment geochemistry and diatom distribution in the Chukchi Sea: Application for bioproductivity and paleoceanography // Oceanography. 2015. Т. 28. № 3. P. 190–201.
24. Astakhov A.S., Bosin A.A., Liu Yanguang et al. Reconstruction of ice conditions in the northern Chukchi Sea during recent centuries: geochemical proxy compared with observed data // Quaternary International. 2019. V. 522. P. 23–37.
25. Bartington Instruments Limited. Preliminary Specification for the MS2E Sensor. Bartington Instruments Limited. Oxford, 1995. 2 p.
26. Berglund B.E., Ralska-Jasiewiczowa M. Pollen analysis and pollen diagrams // Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology / Berglund B.E. (Ed.). Interscience, New-York, 1986. P. 455–484.
27. Baskaran M., Naidu A.S. ²¹⁰Pb-derived chronology and the fluxes of ²¹⁰Pb and ¹³⁷Cs isotopes into continental shelf sediments, East Chukchi Sea, Alaskan Arctic // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1995. V. 59. № 21. P. 4435–4448.
28. Brohan P., Kennedy J.J., Harris I. et al. Uncertainty estimates in regional and global observed temperature

- changes: a new dataset from 1850 // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111. D12106.
29. Cooper L.W., Grebmeier J.M. Deposition patterns on the Chukchi shelf using radionuclide inventories in relation to surface sediment characteristics // *Deep-Sea Research. Part II.* 2018. V. 152, P. 48–66.
 30. Crane K. Russian-American Long-term Census of the Arctic. Initial Expedition to the Bering and Chukchi Seas // *Arctic Research of the United States.* 2005. V. 19. P. 73–76.
 31. Cronin T.M., O'Regan M., Pearce C. et al. Deglacial sea level history of the East Siberian Sea and Chukchi Sea margins // *Clim. Past.* 2017. V. 13. P. 1097–1110.
 32. de Vernal A., Hillaire-Marcel C. Variability of sea ice cover in the Chukchi Sea (western Arctic Ocean) during the Holocene // *Paleoceanography.* 2005. V. 20. P. 1–15.
 33. Fox A.L., Hughes E.A., Trocine R.P. et al. Mercury in the northeastern Chukchi Sea: Distribution patterns in seawater and sediments and biomagnification in the benthic food web // *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography.* 2014. V. 102. P. 56–67.
 34. Frigstad H., Andersen T., Bellerby R.G.J. et al. Variation in the seston C:N ratio of the Arctic Ocean and pan-Arctic shelves // *Journal of Marine Systems.* 2014. V. 129. P. 214–223.
 35. Grebmeier J.M., Cooper L.W., Feder H.M., Sirenko B.I. Ecosystem dynamics of the Pacific influenced Northern Bering and Chukchi Seas in the Amerasian Arctic // *Progress in Oceanography.* 2006. V. 71. P. 331–361.
 36. Ma H., Zeng S., Chen L. et al. History of heavy metals recorded in the sediment of the Chukchi Sea // *Journal of oceanography in Taiwan Strait.* 2008. V. 27. № 1. P. 15–20.
 37. Mahapatra D.M., Chanakya H.N., Ramachandra T.V. C : N ratio of sediments in a sewage fed Urban Lake // *International Journal of Geology.* 2011. V. 5. № 3. P. 86–92.
 38. Obrezkova M.S., Pospelova V.Yu. Distribution of Diatoms and Dinocysts in Surface Sediments from the East Siberian and Chukchi Seas // *Paleontological Journal.* 2019. V. 53. № 8. P. 790–794.
 39. Ohlendorf C., Sturm M. A modified method for biogenic silica determination // *Journal of Paleolimnology.* 2008. V. 54. P. 137–142.
 40. Pirtle-Levy R., Grebmeier J.M., Cooper L.W., Larsen I.L. Chlorophyll a in Arctic sediments implies long persistence of algal pigments // *Deep-Sea Research. Part II.* 2009. V. 56. P. 1326–1338.
 41. Stein R., Fahl K., Schade I. et al. Holocene variability in sea ice cover, primary production, and Pacific-Water inflow and climate change in the Chukchi and East Siberian Seas (Arctic Ocean) // *Journal of Quaternary Science.* 2017. V. 32. № 3. P. 362–379.
 42. Stone R.S. Variations in western Arctic temperatures in response to cloud radiative and synoptic-scale influences // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres.* 1997. V. 102. № D18. P. 21 769–21 776.
 43. Trefry J.H., Trocine R.P., Cooper L.W., Dunton K.H. Trace metals and organic carbon in sediments of the northeastern Chukchi Sea // *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography.* 2014. V. 102. P. 18–31.
 44. Vologina E.G., Sturm M., Astakhov A.S., Shi Xuefa Anthropogenic traces in bottom sediments of Chukchi Sea // *Quaternary International.* 2019. V. 524. P. 86–92.
 45. Von Gunten H.R., Sturm M., Erten H.N. et al. Sedimentation rates in the central Lake Constance determined with ^{210}Pb and ^{137}Cs // *Schweiz. Z. Hydrol.* 1987. V. 49. № 3. P. 275–283.
 46. Wilson R., D'Arrigo R., Buckley B. et al. A matter of divergence: tracking recent warming at hemispheric scales using tree ring data // *J. Geophys. Res.* 2007. V. 112. D17103.
 47. Woodgate R.A. Increases in the Pacific inflow to the Arctic from 1990 to 2015, and insights into seasonal trends and driving mechanisms from year-round Bering Strait mooring data // *Progress in Oceanography.* 2018. V. 160. P. 124–154.

Composition of Late Holocene Deposits of Southern Part of the Chukchi Sea

E. G. Vologina^{a, #}, M. Sturm^b, N. V. Kulagina^a, K. I. Aksentov^c

^a*Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia*

^b*Swiss Federal Institute of Aquatic Science and Technology, Dübendorf, Switzerland*

^c*Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia*

[#]*e-mail: vologina@crust.irk.ru*

The aim of the study was comprehensive study of Late Holocene bottom sediments from the southern part of the Chukchi Sea and reconstruction of the conditions of their accumulation. Analytical methods included macroscopic description with smear slides inspection, ^{210}Pb dating of the sediments, determination of biogenic components, magnetic susceptibility measurements, grain size distribution, palynological and mineral analyzes. The rate of modern sedimentation established at the study point is 8–10 mm/year. Sediments are mainly represented by silts. In the upper part of the core, there are increased concentrations of $\text{SiO}_2^{\text{biog}}$, C_{org} , N_{tot} and decreased values of magnetic susceptibility. This is probably due to the increased bioproductivity of the Chukchi Sea during last years, caused by the current climate warming. The palynological composition of the studied deposits reflects the tundra and forest-tundra vegetation on land adjacent to the Chukchi Sea. The presence of Neogene pollen in the Late Holocene sediments is evidence of their transfer from eroded ancient sediments.

Keywords: Chukchi Sea, bottom sediments, grain size distribution, magnetic susceptibility, rates of recent sedimentation, biogenic components, pollen

УДК 551.462

СОВРЕМЕННЫЕ И РЕЛИКТОВЫЕ СЛЕДЫ АЙСБЕРГОВОЙ ЭКЗАРАЦИИ ДНА БАРЕНЦЕВА И КАРСКОГО МОРЕЙ

© 2023 г. С. В. Мазнев^{1, 2}, О. В. Кокин^{1, 2, *}, В. В. Архипов^{1, 2}, А. В. Баранская^{1, 2}

¹Геологический институт РАН, Москва, Россия

²Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

*e-mail: osip_kokin@mail.ru

Поступила в редакцию 26.05.2022 г.

После доработки 20.07.2022 г.

Принята к публикации 16.09.2022 г.

В работе систематизированы и обобщены опубликованные сведения о параметрах и районах распространения современных и реликтовых айсберговых борозд выпаживания (или плуг-марок), а также о максимально возможных размерах и районах дрейфа современных айсбергов в Баренцевом и Карском морях. По имеющимся в открытом доступе батиметрическим данным впервые проведен анализ “пропускной способности” акваторий перед современными ледниками. На основании обобщенных и установленных фактов методом экспертной оценки определены районы наиболее вероятного распространения современных айсберговых воздействий на дно. Данная работа имеет актуальность как с фундаментальной точки зрения, так и для определения современных предельных глубин айсберговых воздействий на дно Баренцева и Карского морей, что имеет важное значение для обеспечения геоэкологической безопасности всех видов деятельности на шельфе.

Ключевые слова: ледовая экзарация, ледово-экзарационные процессы, айсберговые воздействия на дно, борозды ледового выпаживания, плуг-марки, безопасность инженерных сооружений

DOI: 10.31857/S0030157423010112, EDN: AGLYER

ВВЕДЕНИЕ

На настоящий момент зафиксировано значительное количество следов воздействия дрейфующих ледяных образований на дно морей западного сектора Российской Арктики. Эти сведения получены в ходе ряда экспедиций российских и зарубежных научно-исследовательских судов [7, 18–20, 23–27, 30–32, 34, 46, 53–55]. Сведения не имеют обзорного и обобщающего характера в масштабах Баренцева и Карского морей, а чаще всего представляют собой частные свидетельства былых или современных событий. Ледово-экзарационные борозды (также известные как “борозды ледового выпаживания” и “плуг-марки”) обнаружены на разных глубинах, различаются по своему строению, морфометрическим параметрам и происхождению. Остается неясным, когда были сформированы те или иные борозды, каков механизм их формирования, созданы они в результате айсберговых воздействий или при участии морского льда. Также непроработанными остаются вопросы особенностей накопления разновозрастных борозд на одном участке дна, скорости их разрушения, осадконакопления в них, захоронения этих форм рельефа.

В связи с этим, цель данной работы – систематизировать и обобщить опубликованные к настоящему времени сведения о параметрах и районах распространения современных и реликтовых айсберговых борозд выпаживания, а также о максимально возможных размерах и районах дрейфа современных айсбергов Баренцева и Карского морей. Впервые получена общая картина современных и былых воздействий, создана соответствующая схема. Также впервые проведена оценка реальных глубин современных айсберговых воздействий для морей западного сектора Российской Арктики. Для оценки максимально возможных глубин взаимодействий айсбергов с дном в исследуемом регионе впервые проведен анализ “пропускной способности” акваторий перед современными ледниками по имеющимся в открытом доступе батиметрическим данным. На основании обобщенных и установленных фактов методом экспертной оценки определены районы наиболее вероятного распространения современных айсберговых воздействий на дно. Данная работа имеет актуальность как с фундаментальной точки зрения, так и с практической: для определения современных предельных глубин айсберговых воздействий в Баренцевом и Карском морях, что имеет важное значение для обеспечения гео-

экологической безопасности всех видов деятельности на шельфе, включая строительство и эксплуатацию добывающих платформ, терминалов и подводных трубопроводов для нефтегазовой отрасли и эксплуатацию Северного морского пути [24].

РАЙОН РАБОТ

В настоящей работе рассматривается морфология, происхождение и механизмы формирования айсберговых борозд на дне западно-арктических морей России — Баренцева и Карского.

Около четверти берегов *Баренцева моря* — фронты спускающихся в море ледников Шпицбергена, Земли Франца-Иосифа (ЗФИ) и Новой Земли, при этом здесь наблюдается самый большой айсберговый сток в Российской Арктике. В то же время, за последние десятилетия в связи с изменениями климата на некоторых участках отмечается значительная деградация выводных ледников. Баренцево море — шельфовое, глубины в его пределах не превышают 600 м при средней глубине около 200–250 м. В южной части Баренцева и Печорском морях (юго-восточная часть Баренцева) преобладают глубины до 100–150 м и выровненный рельеф. В центральной и северной частях моря выделяется ряд банок и возвышенностей с глубинами до 50–100 м, а также трогов и желобов с глубинами до 500–600 м при средних глубинах около 300–400 м [28]. На составе современных осадков сказывается незначительный привнос материала с реками. Из крупных рек в Баренцево море впадает лишь Печора, осадки которой отлагаются преимущественно в пределах Печорской губы. Берега всего Баренцева моря при этом, чаще всего, сложены скальными породами. В результате, скорость осадконакопления незначительна. В южной части Баренцева моря поверхность дна сложена преимущественно песчаным материалом, местами огрубленным. В северной части моря на поверхности дна преобладают илистые осадки, опесчаненные на возвышенностях в центральной и северной частях моря. Примесь грубообломочного материала связана с ледовым разномом.

Проникновение теплого Нордкапского течения из Атлантического океана приводит к тому, что Баренцево море даже в самые суровые зимы не покрывается полностью морским льдом. Наибольшее развитие ледяного покрова достигается в апреле. В последние годы наметилась тенденция увеличения ледовитости в зимний период (ноябрь–февраль) и уменьшения в весенний и летний периоды, при этом тенденции к уменьшению общей ледовитости не наблюдалось [9]. Припай развит слабо, наибольшей площади достигает в закрытых акваториях [5]. В акватории преобладают местные однолетние дрейфующие льды толщиной до 70–150 см. Частые подвижки льда под

действием ветра, течений и приливов приводят к интенсивному торошению. В зимнее время (октябрь–апрель) дрейф льда направлен к северным окраинам, где при встречном потоке из Северного Ледовитого океана и Карского моря имеют место сильные сжатия. В теплое время года (май–август) дрейф направлен на юг [5]. Максимальная осадка килей стамух и торосов юго-восточной части Баренцева моря — района с их максимальным развитием — оценивается не более, чем 18 м [15].

Для обрамляющей суши *Карского моря* характерно почти повсеместное распространение многолетнемерзлых пород, берега материковой части сложены дисперсными отложениями. Карское море — шельфовое, преобладают глубины 50–100 м, максимальные глубины — чуть более 600 м. В южной части, с юго-запада на северо-восток протягивается обширная равнина с глубинами, не превышающими 150 м. Вдоль Новой Земли протягивается Новоземельский трог с глубинами до 450 м, к северу от Новой Земли — трог Святой Анны с глубинами до 620 м. Также в северной части моря находятся Центральная-Карская возвышенность с глубинами 70–250 м и трог Воронина (глубже 270 м). По сравнению с Баренцевым Карское море получает значительное количество осадочного материала, приходящего со стоком Оби, Таза, Енисея и других более мелких рек, а также при размыве берегов в результате термоабразии. Дно мелководий и возвышенностей покрыто преимущественно песками и песчаными илами, в трогах преобладают илы.

Близость Атлантического океана смягчает полярный морской климат Карского моря незначительно, т.к. Новая Земля существенно ограничивает перенос теплых воздушных и водных масс. Течения образуют круговорот в юго-западной части с последующим выносом Обь-Енисейским течением в северную часть моря. В Карском море припай занимает значительные площади по сравнению с Баренцевым. Ледяной покров сохраняется в течение большей части года (с октября по май), однако в последние десятилетия отмечается значительное сокращение площади распространения льдов, особенно в летне-осенний период. Максимальное развитие припая наблюдается в мае и может достигать 20% всей акватории. При этом 80% припая располагается в северо-восточной части моря, где присутствуют многочисленные небольшие острова, и лишь 20% — в юго-западной, где толщина ровного припая достигает, в среднем 140–160 см (максимум — 180–200 см) [9]. Максимальная осадка килей стамух и торосов в Карском море не превышает 28 м [15].

Особенности палеогеографии района исследования. В течение плейстоцена Баренцево-Карский регион подвергался значительным колебаниям климата, что, по наиболее распространенной точ-

ке зрения, приводило к формированию ледниковых щитов на шельфе и крупных архипелагах [43, 44, 46, 56]. К примеру, на Шпицбергене насчитывается как минимум восемь полномасштабных оледенений [58]. Наибольшего распространения ледниковые щиты достигали в московское время (МИС 6, около 140 тыс. л.н.), перекрывая Баренцево и Карское моря целиком и выходя на плато Ермак к северу от Шпицбергена [56]. В течение последнего ледникового максимума (МИС 2, около 20 тыс. л.н.) центрами оледенения и поступления льда на Баренцево-Карский шельф были как Скандинавские горы, так и архипелаги Шпицберген, Земля Франца-Иосифа и Новая Земля, в то время как Северная Земля, по большей части, была свободна ото льда. Имеется предположение, что существовали центры оледенения и на современном шельфе Карского и Баренцева морей [56], однако отсутствие достаточного количества подтверждений фактическим материалом не позволяет достоверно утверждать их наличие [44]. В то же время, обнаруженные в окраинных частях Баренцева моря и выводных трогах (Медвежинский, Св. Анны и др.) ледниковые формы рельефа позволяют реконструировать движение краевых частей ледника из центров последнего оледенения [44], несмотря на неопределенность времени их формирования.

Для изучения районов формирования айсберговых борозд во время распада ледниковых щитов критически важно определение соотношения глубины акваторий на этот момент и мощностей краевой части ледников и, соответственно, айсбергов. Глобальный (эвстатический) уровень океана во время максимума последнего оледенения был примерно на 120 м ниже современного [59], и затем с разной скоростью повышался до современного с возможным небольшим максимумом в середине-конце голоцена. В то же время, относительный уровень моря со времени последнего оледенения изменялся в разных частях региона по-разному, в зависимости от того, как эвстатический рост уровня моря накладывался на гляциоизостатические и тектонические движения суши [38].

Под ледниковой нагрузкой поверхность земной коры на Кольском полуострове и архипелагах Шпицберген, Земля Франца-Иосифа и Новая Земля прогибалась, за счет чего относительный уровень моря во время последнего ледникового максимума здесь был выше современного. Во время дегляциации и освобождения Баренцевоморского шельфа ото льда происходил компенсационный гляциоизостатический подъем литосферы, что вызывало падение относительного уровня моря, поскольку скорости гляциоизостатического поднятия суши превышали эвстатический рост уровня моря. В то же время, юго-восточная часть Баренцева моря и большая часть Карского моря была свободна ото льда, и компенсационного под-

нятия не происходило, поэтому здесь уровень моря повышался, как и среднемировой, благодаря притоку воды от тающих ледниковых щитов [38]. Изменения относительного уровня моря для районов, где отсутствуют данные о поднятых или затопленных береговых линиях, обычно оцениваются в соответствии с объемами льда в ледниках в прошлом [46, 52], реже — с их максимальной мощностью, однако определение мощности льда в краевой части ледника с приемлемой точностью затруднительно. Таким образом, для времени дегляциации основного ледникового щита определить возможную мощность айсбергов и глубину моря в районе их формирования пока не представляется возможным.

В то же время Х. Паттон и др. [52] утверждают, что около 12 тыс. л. н. (поздний дриас) глубина Баренцева моря превышала современную на 50–150 м. В этом случае большая часть моря имела глубины до 350 м, а желоба — до 800 м. К этому времени глобальный уровень моря поднялся на 60 м и был на 60 м ниже современного [59], а ледниковые покровы сократились практически до размеров современных. Таким образом, основная дегляциация Баренцевоморского покрова и массовое образование айсбергов происходило с 18–17 тыс. л.н. до 13 тыс. л.н. [52]. Затем в течение голоцена уровень моря постепенно повышался, пока не достиг современного около 5 тыс. л.н. [41], в противовес ему действовало гляциоизостатическое поднятие. На шельфе Карского моря уровень, вероятно, непрерывно рос с максимума последнего оледенения и в течение всего голоцена [38].

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В ходе исследования из опубликованных источников (научных статей, монографий, тезисов выступлений на конференциях) были собраны и проанализированы материалы по местонахождению и параметрам ледово-экзарационных борозд на дне Баренцева и Карского морей, а также по размерам современных айсбергов и траекториям их дрейфа. Материалы по рельефу дна собраны различными организациями на различной аппаратуре, включающей многолучевые эхолоты, гидролокаторы бокового обзора и сейсмоакустические профилографы.

Информация из опубликованных источников о местонахождении и параметрах ледово-экзарационных борозд была собрана в базу данных, включающую в себя следующие характеристики:

- Район, в котором зафиксированы борозды, координаты
- Источник информации
- Глубина моря, на которой обнаружены формы
- Их морфологическое описание

— Параметры форм: длина, ширина, глубина, ориентировка

— Предполагаемый возраст форм

Для оценки предельно возможной осадки айсбергов, которые могут оказаться в открытой акватории Баренцева и Карского морей при допущении, что выводные ледники могут достигать мощности в несколько сотен метров, был проведен анализ батиметрических данных перед фронтами выводных ледников на топографических картах, имеющихся в открытом доступе на ресурсах по российской части района исследования [62] и по Шпицбергену [61].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ДИСКУССИЯ

Критерии классификации борозд. Разработка критериев для разделения борозд на современные и реликтовые и на айсберговые и ледово-морские возможна только в региональном контексте с учетом вышеизложенных гидрометеорологических (включая ледово-морские) и палеогеографических условий. На настоящий момент существует несколько работ, рассматривающих критерии разделения борозд на дне Баренцева и Карского морей на современные и реликтовые [19, 24, 54], при этом единства взглядов на эту проблему нет, а критерием всегда выступает глубина, реже – морфология. А. Солхейм [54] считал, что современные айсберги не воздействуют на дно на глубинах более 100 м, тем не менее, предполагая возможность “недавнего” происхождения борозд на глубине 120–130 м. С.Л. Никифоров и др. [24] вслед за [1] оценивают максимальную глубину современных айсберговых воздействий в районе 120–140 м, указывая на “палеогеографическое” происхождение борозд на глубине около 300 м. С.Г. Миронюк и др. [19] полагают, что современные борозды обнаружены на глубинах до 180 м.

Дополнительным критерием при отнесении борозд, находящихся на спорных глубинах, к современным или реликтовым должна выступать морфология. Так, С.Г. Миронюк и др. [19] утверждают, что современные борозды имеют четкие очертания и V-образный поперечный профиль, тогда как реликтовые – плавные очертания и U-образный профиль. Такого же мнения придерживается и А.Е. Рыбалко с соавторами [34], объясняя сглаживание процессами эрозии и седиментации. Таким образом, к современным бороздам однозначно относятся борозды на глубинах до 180 м с четкой морфологией, а к реликтовым – на глубинах более 180 м с плавной морфологией. Остальные случаи должны рассматриваться индивидуально.

Одним из ключевых критериев разделения ледово-экзарационных борозд на современные и реликтовые является максимально возможный

размер подводной части (глубина осадки) дрейфующих ледяных образований (в том числе айсбергов), встречающихся в акватории морей в настоящее время. Определение даже средних размеров подводной части айсбергов затруднительно, так как дистанционно можно измерить лишь плановые размеры, а при визуальном обследовании определяется высота надводной части айсберга. Известны классические представления о соотношении надводной и подводной частей айсберга при гидростатическом уравнивании. Оно зависит от различных параметров, в первую очередь – от формы айсберга и изменяется от 1 : 7 для столообразных айсбергов до 1 : 1 для разрушающихся крылообразных айсбергов [6], в среднем составляет 1 : 4 [1]. Тем не менее, определить с помощью этих соотношений размеры подводной части, зная размеры надводной, с достаточной точностью невозможно, можно только получить грубую оценку. Кроме того, максимально возможный размер айсбергов, свободно дрейфующих в открытом море, определяется мощностью льда на фронте выводного ледника и батиметрией акватории (или ее “пропускной способностью”), в которую он спускается. Даже при толщине льда 200 м многие акватории перед фронтом ледника оказываются мелководнее и задерживают айсберги на мели.

На настоящий момент работ, предлагающих четкие критерии для разделения борозд на айсберговые и ледово-морские в Баренцево-Карском регионе, не существует. Опять же, наиболее используемым критерием выступает глубина. С.А. Огородов [30] считает, что на глубинах более 50 м борозды не могут образовываться без участия обломков айсбергов. Описывая ледяные образования, которыми могут быть созданы борозды, С. Лесет и др. [48] говорят, что между однолетним, многолетним торосом и айсбергом в природе существует значительное пересечение по размерам, что затрудняет классификацию. Так, например, айсберги, проникавшие в Байдарацкую губу [51] с глубинами менее 20 м, могли оставлять следы на глубинах современного воздействия торосов на дно. Таким образом, критерии классификации борозд остаются не разработанными. На основании собранных и полученных сведений методом экспертной оценки были определены основные районы потенциальных современных айсберговых воздействий на дно глубины более 50 м.

Распространение борозд. Воздействия ледяных образований на дно давно изучаются в мировой науке [16, 24, 30, 39, 42, 47, 60]. Одни из первых исследований ледово-экзарационного рельефа в Баренцево-Карском регионе были проведены А. Солхеймом с соавторами [55] на банке Персей. К северо-западу от Шпицбергена в 1989–1990 гг. П. Фогтом с соавторами [57] попутно с палеотектоническими исследованиями были обнаружены



Рис. 1. Районы обнаружения форм айсберговой экзарации в Баренцево-Карском регионе. Борозды на глубинах: 1 – менее 100 м, 2 – 100–200 м, 3 – 200–300 м, 4 – более 300 м. На схеме обозначены цифрами (источник): 1 – плато Ермак [57], 2 – Стур-фьорд [7], 3 – южный шельф Северо-Восточной Земли [54], 4 – шельф Земли Короля Карла [7], 5 – западный шельф ЗФИ [7], 6 – Альбановский участок (Северо-Восточное плато) [19], 7 – трог Св. Анны [53], 8 – Варнецкий участок [19], 9 – банка Персея [40, 55], 10 – Медвежинский желоб [40], 11 – желоб Персея [40], 12 – Центральная возвышенность [40], 13 – свод Федынского [20], 14 – банки Тиддли и Тор-Айверсен [40], 15 – Мурманская банка [19, 40], 16 – Кольский желоб [32], 17 – Штокмановский участок [18, 19], 18 – плато Литке [18], 19 – склон Новоземельского желоба [34], 20 – заливы Степового, Цивольки, Ога, Седова, Благополучия [33], 21 – Адмиралтейский вал [18].

экзарационные борозды на плато Ермак. Затем Л. Поляк и др. [53] сообщили о находке айсберговых борозд в трог Св. Анны. Начиная с 2000-х гг. как российскими, так и зарубежными исследователями был проведен ряд экспедиций, в том числе связанных с освоением недр в регионе, зафиксировавших следы воздействий на дно ледяных образований в различных районах Баренцева и Карского морей [7, 10, 18–20, 23–28, 30–34, 40, 51].

По возрасту борозды могут быть разделены на современные и реликтовые, причем к последним можно отнести борозды, сформированные в период дегляциации последнего ледникового щита (до 12 тыс. л.н.) и в послеледниковое время до установления современного уровня моря (до 5 тыс. л.н.). Таким образом, к современным бороздам мы относим борозды, возрастом менее

5 тыс. лет. На одном участке дна могут встречаться разновозрастные борозды. Тем не менее, так как определение возраста борозд не проводилось до настоящего времени, возраст формирования не может выступать критерием для классификации борозд.

По результатам анализа данных из литературных источников была создана классификация борозд по глубинам, соответствующим условиям их формирования (рис. 1):

- 1) менее 100 м (шельфовые мелководья и банки);
- 2) 100–200 м (Центральная возвышенность Баренцева моря, склоны прибрежных шельфовых мелководий и банок);
- 3) 200–300 м (в основном желоба, низменности Центральной части Баренцева моря и склоны, примыкающие к ним);

4) более 300 м (наиболее глубокие части желобов и шельфа).

Борозды на глубинах до 100 м считаются современными айсберговыми или ледово-морскими плуг-марками, которые отмечены вблизи Шпицбергена [55] и Новой Земли [18, 31]. Они имеют V-образный или корытообразный (U-образный) поперечный профиль, с четкими границами и хорошо сохранившимися бортовыми валиками. В заливах Новой Земли они приурочены к сравнительно узкой полосе берегового склона.

Глубина борозд в диапазоне глубин моря 100–200 м изменяется от 0.5 до 15 м, ширина также сильно разнится (от 15 до 240 м), длина не превышает первых километров [7, 19, 53, 55]. Форма поперечного сечения борозд V-образная, на бортах борозд отложения практически отсутствуют, а в тальвеге накапливаются глинистые осадки [19]. Формы айсберговых воздействий ориентированы хаотично, и большая их часть сформирована, скорее всего, в послеледниковое время [53].

Для борозд на глубинах моря 200–300 м характерна глубина до 10 м, в среднем — 3–4 м, и длина в несколько километров [7, 18, 20, 32, 34, 53]. Ширина форм очень сильно разнится. На шельфе ЗФИ максимальная ширина достигает 30–40 м, а в желобе Персея и на Центральной возвышенности может достигать 400 м. Борозды ориентированы в основном хаотично, т.е. отсутствуют доминирующие направления. Они имеют U-образную форму, что обусловлено заполнением осадками первоначально V-образных борозд [34]. Их хаотичная ориентировка может свидетельствовать о формировании вдали от края ледникового щита свободно плавающими айсбергами, но ориентированные борозды формировались вблизи края ледника во время дегляциации [40].

Борозды на глубинах более 300 м, вероятнее всего, были сформированы в момент распада ледникового щита [7, 18, 19, 40, 53], и последующий подъем уровня моря сделал невозможным айсберговые воздействия в этих районах. Борозды имеют глубину от 2 до 20 м, в среднем — около 5 м, среднюю ширину порядка 100 м и длину до 25 км. Несмотря на сложную форму борозд (спираль- и дугообразная и т.п.), они ориентированы преимущественно с ВСВ на ЗЮЗ (с СВ на ЮЗ). Часть борозд имеет большую ширину (до 300 м) и плоское дно, также распространены борозды, созданные многокилевыми айсбергами. Эти факты позволяют считать, что борозды были сформированы в непосредственной близости от ледникового щита во время его распада [40].

Максимально возможные размеры айсбергов. Определению максимально возможной осадки айсбергов в Баренцево-Карском регионе посвящен ряд работ [1, 12, 21, 22]. Исследования показывают основные размеры продуцируемых айс-

бергов в Баренцевом и Карском морях и их осадку, которую оценивают по известным параметрам надводной части, аппроксимируя форму подводной части формой определенных геометрических тел [21]. По отдельным оценкам, средняя величина осадки айсбергов (исключая обломки и куски) составляет 50 м [1]. В районе ЗФИ для айсбергов, находящихся в дрейфе, она составляет в среднем 63 м, максимально — 115 м [12]. По одним расчетам, максимальная осадка айсбергов в Баренцевом море может составлять 137 м [1], по другим — 116 м [21]. Согласно данным редких измерений, большая часть айсбергов имеет осадку от 40 до 80 м при среднем значении 49 м и максимальном 81 м [21]. Максимальная осадка айсбергов, сидящих на мели в районе ЗФИ, составила 180 м, тогда как максимальная осадка дрейфующих айсбергов оценивается в 200 м [15]. Г.Г. Матишов [17] считает, размер подводной части айсбергов в Арктике может достигать 250 м. Существуют свидетельства существования современных борозд выплывания на глубинах до 180 м [19], однако возраст борозд пока не определен. Более ранние источники говорят о максимальной осадке в 80–85 м [37]. Таким образом, максимальная осадка современных айсбергов в Баренцево-Карском регионе составляет не более 180–200 м, а средняя — около 50 м.

Оценка пропускной способности акваторий.

В ходе анализа батиметрических данных перед фронтами выводных ледников на топографических и навигационных картах, имеющих в открытом доступе, были получены следующие результаты, представленные по районам формирования айсбергов.

Шпицберген (Баренцево море). Большинство ледников, выводящих айсберги со Шпицбергена в акваторию Баренцева моря, имеют у своего фронта глубины до 50 м, а некоторые из них — 20–30 м. Это относится как к открытым в сторону моря берегам, так и глубоко врезанным фьордам. Перед некоторыми довольно крупными ледниками Стурфьорда (Васильевбреен, Хамбергбреен, Томсонбреен, Ричардсбреен, Нордсуссельбреен), пролива Хинлопенстретет (Молткебреен, Хунбреен, Алтарвеген, Вайгаттбреен, Хинлопенбреен) и Северо-Восточной Земли (Фразербреен, Алдоусбреен) батиметрические данные отсутствуют, самая минимальная изобата, ограничивающая их, соответствует 100 м. Перед ледником Брагебреен (Северо-Восточная Земля) также отсутствуют батиметрические данные, однако мористее имеется узкий проход (шириной 600–700 м) между изобатами 100 м. Теоретически, это дает возможность выхода в открытое море айсбергам с максимальной осадкой более 100 м при наличии соответствующих глубин перед фронтом ледника, однако, в таком случае айсберги могут продолжить дрейф только в сторону арктического бас-

сейна к северу от Шпицбергена, а не в Баренцево море.

Наибольшие глубины характерны для юго-восточного берега Северо-Восточной Земли (Восточное ледяное поле) и для пролива Хинлопенстретет (ледник Хохштеттербреен), где глубины достигают 70–85 м, увеличиваясь в сторону моря. В верховьях Стур-фьорда есть ледники с глубиной моря у фронта до 75 м (ледник Петерманн-бреен) и до 130 м (ледник Негрибреен). Однако мористее находится область с сильно пересеченным рельефом дна и глубинами 50–100 м. Поэтому выход в открытое море айсбергов с максимальной осадкой более 100 м здесь невозможен, а с максимальной осадкой 50–100 м — сильно затруднен. Имеется только одно место на Северо-Восточной Земле (бухта Хартогбукта), где изобата 100 м разрывается и уходит под фронт Восточного ледяного поля, глубина здесь достигает 125 м, а ширина прохода не превышает 3.5 км. Стоит отметить, что данный район имеет низкую детальность батиметрической съемки, и изобаты здесь показаны пунктиром.

Таким образом, даже при наличии необходимой мощности ледники Шпицбергена не могут быть источником айсбергов, дрейфующих в Баренцево море, с максимальной осадкой более 100–125 м. Вероятнее всего, осадка айсбергов не может превышать 70–85 м, а в большинстве случаев она составляет менее 50 м.

Земля Франца-Иосифа (Баренцево море). На архипелаге ЗФИ имеются как отмелые, так и приглубые ледяные берега в примерно равных соотношениях. Наиболее глубокие отметки (от 150 до 200–300 м) наблюдаются у фронта небольших безымянных выводных ледников на Земле Георга (заливы Дерюгина, Аспирантов и Грей; бухты Ширшова и Смита), о. Джексона (пролив Бака; мыс Мираж в проливе Итальянский), о. Солсбери (мыс Безбородова в проливе Родса; проливы Ермак и Брауна), о. Циглера (пролив Родса; мыс Скользящий в проливе Бута; напротив о. Угольной Копи), о. Чамп (проливы Ермак, Кука и Брауна), о. Луиджи (проливы Кука и Брауна; бухта Бурке), о. Брюса (пролив Бейтса), Земле Александры (бухты Скворцова и Курникова) и о. Ева-Лив (пролив Сарса).

Максимальные глубины у крупных выводных ледников находятся в диапазоне 100–150 м: Земля Вильчека (ледники Знаменитый, Стремительный и Молочный; залив Персей), о. Мак-Клинтока (ледник Симони в проливе Негри), о. Галля (пролив Негри; залив Гидрографов; бухта Суровая; ледник Сонклар), о. Солсбери (ледник Восточный/мыс Воронина), о. Гукера (ледник Елены), о. Винер-Нейштадт (ледник Форбса), Земля Александры (ледники Вустер и Пайера). Важно отметить, что, несмотря на узость проливов, в подав-

ляющей части имеются достаточные глубины (более 300 м) для свободного выхода из них — мелководные банки и пороги на выходе из проливов отсутствуют.

Таким образом, теоретически, ЗФИ может быть источником дрейфующих айсбергов с максимальной осадкой до 300 м при наличии соответствующей мощности льда. Однако наиболее крупные ледники, которые могли бы формировать самые большие айсберги, спускаются в акватории с глубинами до 150 м. Поэтому можно предположить, что максимальная осадка айсбергов ЗФИ чаще всего не превышает 150 м. Хотя стоит допускать, что может появиться айсберг с осадкой до 200 м и более, например, при ситуации, когда от фронта небольшого выводного ледника отколетс блок с горизонтальными размерами, превышающими толщину ледника, и перенесется на 90 градусов.

Новая Земля (Баренцево море). Более половины выводных ледников баренцевоморского берега Новой Земли имеют глубины у прифронтовой части не более 50 м. Еще около трети продуцируют айсберги в акватории глубиной менее 100 м, но либо на выходе из залива имеются пороги с меньшей глубиной, либо акватории ограничены островами или узкими выходами через мелководные участки и банки. Наиболее перспективны с точки зрения отдаления крупных айсбергов ледники Иностранцева, Павлова, Броунова и Шокальского. Максимальные глубины на их фронте достигают 100–150 м, и при этом выход из акватории открыт или имеется лишь незначительное уменьшение глубин на пороге.

Новая Земля (Карское море). В южной части карского побережья архипелага ледники выходят к морю в верховьях длинных, узких и извилистых фьордов. В средней части фьордов или на выходе из них часто встречаются препятствия для прохождения крупных айсбергов в виде группы островов, сильно пересеченного рельефа и порогов на дне глубиной менее 100 м. Наибольшая пропускная способность этих фьордов достигает 100–150 м (ледник Полисадова).

В северной части карского побережья архипелага ледники выходят к морю на открытом побережье. Здесь максимальная пропускная способность акватории перед ледниками ограничена глубинами 50–100 м (ледники Розе, Вершинского, Мощный, Кропоткина).

Северная Земля (Карское море). Ледяные берега в районе Северной Земли со стороны Карского моря и о. Ушакова отмелые. Глубина акватории у фронта ледниковых куполов составляет в большинстве случаев менее 50 м (часто — менее 20 м), максимальная — не более 100 м (ледники Университетский, Академии Наук). И только в двух фьордах о. Большевик перед выводными ледни-

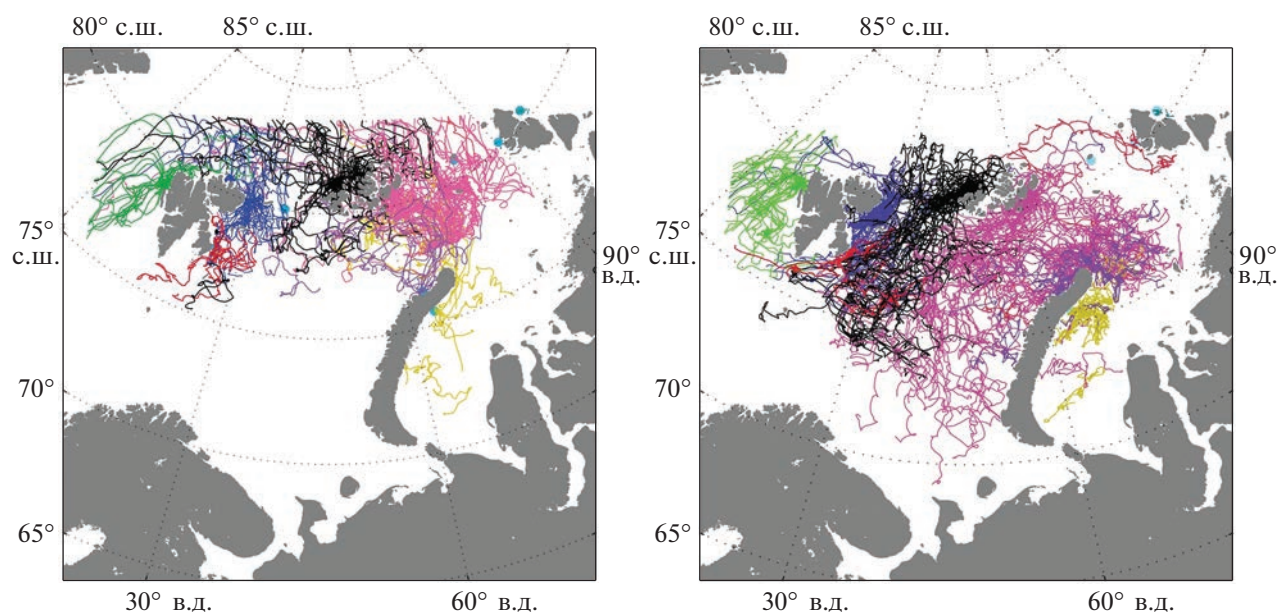


Рис. 2. Траектории дрейфа айсбергов, моделированные для лет с минимальным (2000 г., слева) и максимальным (2003 г., справа) распространением айсбергов [45].

ками ледникового купола Семенова-Тян-Шанского отмечается максимальная пропускная способность акватории, которая достигает 180–200 м во фьорде Спартак и 200–250 м во фьорде Тельмана.

Дрейф айсбергов. Наблюдения за дрейфом айсбергов Баренцева моря с 1933 г. были обобщены В.А. Абрамовым [37]. Он показал, что до 1990 г. ежегодно образовывалось около 3500 айсбергов, большинство из которых таяло неподалеку от района образования. Вслед за Н.Н. Зубовым [8] В.А. Абрамов выделяет два района с максимальной концентрацией айсбергов: Шпицбергенская и Центральная банки. Наиболее южного положения айсберги достигают в январе–мае. В целом показано [37], что айсберги в Баренцевом море в основном дрейфуют в районе 75°–80° с.ш., редко достигая более южных широт. Тем не менее, отмечены неоднократные случаи проникновения айсбергов к северному побережью Скандинавии и другим районам у 71° с.ш. В Карском море отмечались проникновения айсбергов в Байдарацкую губу [51].

В последнее время большое внимание уделяется моделированию направлений дрейфа айсбергов в Баренцево-Карском регионе [2, 3, 45, 49, 50]. По результатам моделирования, основанного на натурных наблюдениях дрейфа айсбергов, И. Кегуш и др. [45] выполнили наиболее полный обзор возможных траекторий дрейфа айсбергов в Баренцевом и Карском морях (рис. 2). Они подтвердили наиболее вероятное распространение дрейфа айсбергов севернее 75° с.ш.

Районы потенциального воздействия. Важной задачей является определение районов потенциальных современных воздействий айсбергов на дно. Толщина льда на фронте выводного ледника определяет осадку откалывающегося айсберга. Но для дальнейшего свободного дрейфа айсберга необходимы глубины, превышающие осадку айсберга на всем протяжении залива. Кроме того, акватория не должна быть закрыта припайными льдами, а прижимные ветра должны отсутствовать. Определение толщины ледника на фронте по-прежнему остается сложной задачей, для арктических ледников существуют лишь некоторые оценки. Например, по данным радиолокационной съемки средняя толщина прифронтальной части отдельных ледников Карского побережья Новой Земли следующая: ледник Рождественского – 63 м, ледник Вершинского – 104 м и ледник Розе – 119 м [14]. В то же время пропускная способность акватории перед ледниками Розе и Вершинского не превышает 100 м, а перед ледником Рождественского – 50 м. Таким образом, если принять, что среднее соотношение высоты айсберга к его осадке 1 : 4, то айсберги максимальной мощности этих ледников находятся на пределе максимальной пропускной способности акватории перед ними.

Другим фактором, препятствующим свободному дрейфу айсбергов, является ледовая обстановка. Так, около 85% исследованных айсбергов у берегов Северной Земли [4] находились в припае. При этом айсберги могут переходить из разряда дрейфующих в зажатые в припай вместе со льдом или отдельно от него. Наиболее вероятен выход



Рис. 3. Схема наиболее вероятных современных айсберговых воздействий Баренцева и Карского морей. Кружочками показаны основные источники айсбергов: большие — для крупнейших айсбергов, мелкие — для остальных. Жирные стрелки показывают основные направления дрейфа (по [45]), тонкие стрелки — основные морские течения (по [36]). Клетчатая штриховка — наиболее вероятные айсберговые воздействия, косая — менее вероятные.

айсбергов в акваторию моря в конце лета — осенью, во время освобождения акватории ото льда. Наиболее дальних точек от места своего формирования они достигают через полгода в январе — мае. Из всего этого следует, что подавляющее большинство современных воздействий айсбергов на дно в Баренцево-Карском регионе происходит поблизости от мест формирования айсбергов.

Однако некоторые айсберги проникают в открытую акваторию морей. По оценке [13], большая часть крупных айсбергов, дрейфующих по акватории Баренцева моря, была сформирована на ЗФИ, редко — на Новой Земле. Вероятно, это связано с “пропускной способностью” акваторий на пути дрейфа айсбергов. Айсберги, сформированные на ЗФИ, проходят у ее берегов на глубинах до 300 м, на Новой Земле — до 150 м. Это позволяет крупным айсбергам уходить в открытое море, не задерживаясь в береговой зоне. Для крупных айсбергов, сформированных у ЗФИ, наиболее вероятен дрейф в юго-западном направлении. Здесь айсберги могут воздействовать на дно и садиться на мель на Шпицбергенском мелководье, Шпицбергенской банке, банке Персея и Центральной возвышенности. Айсберги из восточной части ЗФИ дрейфуют к югу, юго-во-

стоку и востоку, где могут экзарировать дно Северо-Восточного плато, плато Литке, Адмиралтейского вала, Гусиной банки и Центрально-Карской возвышенности. Айсберги, образовавшиеся на западном берегу Новой Земли, дрейфуют вдоль нее преимущественно на север, и могут формировать борозды выпаживания на Адмиралтейском валу, плато Литке, Центрально-Карской возвышенности. Айсберги ледников Шпицбергена воздействуют на дно Шпицбергенского мелководья.

Считается, что ледники, спускающиеся в акваторию Карского моря, не продуцируют крупных айсбергов. Так, от ледника Вершинского возможен откол айсберга осадкой порядка 100 м, а типичная осадка крупных продуцируемых айсбергов составляет 60 м [35]. От мест образования айсбергов восточного берега Новой Земли дрейфуют восточнее лишь в небольшом секторе Карского моря (рис. 3). Глубины, на которых айсберги с максимальной осадкой могут воздействовать на дно, есть только на банках в районе 74° – 75° с.ш., 63° – 65° в.д., за Новоземельским желобом. Однако, известны факты захода айсбергов в Байдарацкую губу в 1932 и 2007 гг. [51]. Айсберги Северной Земли и о. Ушакова могут дрейфовать вдоль кромки

многолетних льдов, при этом пропахивая отдельные участки Центрально-Карской возвышенности.

Ранее показаны случаи экстремально южного появления айсбергов. Такие айсберги могут быть как бывшими крупными айсбергами, так и мелкими айсбергами, дрейфу которых способствовали специфические условия. Они могут оставлять экзарационные борозды вдоль побережья юго-восточной части Баренцева моря, в Байдарацкой губе, на входе в Обскую и Гыданскую губы, Енисейский залив.

Одним из факторов, способных повлиять на распространение айсберговых воздействий, является климат. Его изменения за последние 5 тыс. лет, то есть при стабильном уровне моря, могли повлиять на размер айсбергов и их осадку, направления ветров и циркуляции вод. На этот период частично пришелся голоценовый оптимум (от 7 до 3 тыс. л.н.) с наиболее высокими температурами. Как известно [11], ледники чутко реагируют на колебания климата, при потеплении снижается толщина выводных ледников, с ней снижается вероятность продукции айсбергов максимальных размеров, т.е. уменьшается максимальная глубина пропажки. На фоне последующих незначительных колебаний климата, период с 3 тыс. лет можно считать оптимальным для формирования крупных айсбергов и борозд выпихивания. Потепление климата последнего времени приводит к снижению размеров айсбергов и уменьшению площадей потенциального воздействия на дно Баренцева и Карского морей.

На настоящий момент мы можем оперировать лишь данными о зафиксированных бороздах выпихивания на дне Баренцева и Карского морей. Выше обозначены районы потенциального распространения современных борозд. Но по всей акватории морей, там, где они не были зафиксированы, возможно распространение реликтовых борозд. Учитывая преобладающие глубины морей, наиболее вероятно обнаружение послеледниковых борозд (на глубине 100–200 м) — в Карском море, позднеледниковых и послеледниковых борозд — в Баренцевом море (на глубине более 200 м). В прибрежных частях акваторий распространены современные айсберговые и, чаще, ледово-морские борозды выпихивания [30].

Кроме того, стоит отметить такой фактор, как сохранность ледово-экзарационных борозд. Хуже всего они сохраняются в прибрежных обстановках до глубин волнового воздействия. Например, в Байдарацкой губе Карского моря это глубина порядка 10–12 м [10]. Другой процесс, влияющий на внешний облик борозд — осадконакопление. По данным В.Ю. Русакова и др. [33], скорость современной седиментации в Карском море составляет от 1 мм/год на склонах желобов и транзитных зонах побережий до 10 мм/год на “иловых

банках” и в эстуариях. Учитывая значительно меньший привнос осадочного вещества в Баренцево море, ожидаемая скорость осадконакопления здесь ниже. Микрорельеф морского дна, такой как борозды выпихивания, с течением времени теряет резкость черт, постепенно покрываясь плащом морских отложений. С этим может быть связано различие в морфологии борозд: V-образные борозды обнаружены лишь среди современных и послеледниковых борозд (на глубинах до 200 м). За время, прошедшее с позднего ледникового, первоначально V-образные формы успели заполниться осадками и стать U-образными. При таких скоростях осадконакопления, как в Карском море, на заполнение осадками двухметровой борозды потребовалось бы от 200 до 2000 лет, тем не менее, есть основания полагать, что и в Карском море есть борозды старше 2000 лет. Возможно, имеет место изменение скорости седиментации [29] и уплотнение осадка.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обнаруженные в Баренцевом и Карском морях формы айсберговых воздействий на дно располагаются в разных батиметрических диапазонах, отвечая этапам эволюции ледниково-морской среды в регионе. Каждому диапазону глубин соответствует определенный облик айсберговых борозд и предполагаемый возраст. Тем не менее, оценки возраста пока остаются на качественном уровне и требуют подтверждения датировками отложений.

В Баренцевом море на настоящий момент известно значительно большее количество районов, затронутых ледово-экзарационными процессами, чем в Карском. С одной стороны, это может объясняться большим количеством ледниковых покровов в районе Баренцева моря в прошлом и настоящем, разным распределением глубин, большей заносимостью (худшей сохранностью) форм в Карском море, а также различием в режимах ледяного покрова, ограничивающем дрейф айсбергов в Карском море и дающем больше свободы в Баренцевом. Однако, с другой стороны, Карское море остается менее изученным. Поэтому для подтверждения или опровержения вывода о меньшем развитии здесь следов ледовой экзарации по сравнению с Баренцевым морем, необходимо дополнительное изучение шельфа Карского моря особенно в его редко посещаемых районах.

К современным бороздам следует относить хорошо выраженные борозды на глубинах до 180 м, а к реликтовым — сглаженные на глубинах более 180 м. При этом максимальная глубина 180 м для пропажки современными айсбергами объясняется пропускной способностью акваторий у фронтов ледников. В реальности глубины в таких акваториях, как правило, меньше. Меньше, чаще все-

го, и толщина ледников на фронте, что делает экзарацию на глубине 180 м очень маловероятной. Большая часть айсбергов, дрейфующих в Баренцевом море, формируется на ЗФИ, реже — на Новой Земле, что также связано с низкой пропускной способностью акваторий других районов. Расположение наиболее вероятных районов современных воздействий зависит от направления дрейфа и рельефа дна. Они расположены к югу и юго-востоку от Шпицбергена, а также между ЗФИ и Новой Землей. Припайные льды и мелководность акваторий у фронтов выводных ледников способствуют тому, что наиболее подвержены современной айсберговой экзарации именно прибрежные районы. В то же время, вероятно, по всей акватории Баренцева и Карского морей распространены реликтовые борозды: в Баренцевом море на глубинах более 200 м — поздние и послеледниковые борозды; в Карском море на глубинах 100–200 м — послеледниковые борозды.

Источники финансирования. Работа выполнена за счет гранта Российского научного фонда (проект № 21-77-20038).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бузин И.В., Глазовский А.Ф., Гудошников Ю.П. и др. Айсберги и ледники Баренцева моря: исследования последних лет. Часть 1. Основные продуцирующие ледники, распространение и морфометрические особенности айсбергов // Проблемы Арктики и Антарктики. 2008. № 1 (78). С. 66–80.
2. Бузин И.В., Глазовский А.Ф., Гудошников Ю.П. и др. Айсберги и ледники Баренцева моря: исследования последних лет. Часть 2. Дрейф айсбергов по натурным данным и результатам моделирования и вероятностные оценки рисков столкновения айсберга с гидротехническим сооружением // Проблемы Арктики и Антарктики. 2008. № 1 (78). С. 81–89.
3. Бычкова И.А., Смирнов В.Г. Использование спутниковой информации для обнаружения айсбергов и оценки айсберговой угрозы // Лед и Снег. 2018. Т. 58. № 4. С. 537–551.
4. Бычкова И.А., Смирнов В.Г. Изучение дрейфа айсбергов у побережья Северной Земли весной 2018 г. с помощью спутниковой информации // Лед и Снег. 2019. Т. 59. № 3. С. 377–387.
5. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 1. Баренцево море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 280 с.
6. Давыдов Л.К., Дмитриева А.А., Конкина Н.Г. Общая гидрология. Л.: Гидрометеиздат, 1973. 462 с.
7. Зайончек А.В., Брекке Х., Соколов С.Ю. и др. Строе-ние зоны перехода континент—океан северо-западного обрамления Баренцева моря (по данным 24–26-го рейсов НИС “Академик Николай Страхов”, 2006–2009 гг.) // Строе-ние и история развития литосферы / Под ред. Ю.Г. Леонова. М.: Paulsen, 2010. С. 111–157.
8. Zubov H.H. Льды Арктики. М.: Изд-во Главсевмор-пути, 1944. 360 с.
9. Изменчивость природных условий в шельфовой зоне Баренцева и Карского морей / Под ред. А.И. Данилова, Е.У. Миронова, В.А. Спичкина. СПб.: ААНИИ, 2004. 432 с.
10. Кокин О.В., Копя-Овдиенко Н.В., Цвецинский А.С. Микрорельеф дна Байдарацкой губы и его динамика // Вести газовой науки. 2013. № 3 (14). С. 92–96.
11. Котляков В.М., Глазовский А.Ф., Фролов И.Е. Оледенение в Арктике. Причины и следствия глобальных изменений // Вестник Российской Академии Наук. 2010. Т. 80. № 3. С. 225–234.
12. Кубышкин Н.В., Андреев О.М., Бородулин В.В. и др. Экспедиционные исследования айсбергов и ледников западного сектора российской Арктики по программе международного полярного года (2007–2008 гг.) // Труды ЦНИИ им. акад. А.Н. Крылова. 2010. № 51. С. 169–180.
13. Кубышкин Н.В., Бузин И.В., Скутин А.А. К вопросу определения районов образования больших баренцевоморских айсбергов по распределению температуры в их толще // Проблемы Арктики и Антарктики. 2008. № 1 (78). С. 134–142.
14. Лаврентьев И.И., Глазовский А.Ф., Сальман А.Л. Толщина льда и айсберговый сток выводных ледников Новой Земли по данным радиолокационно-го зондирования // Международная научно-практическая конференция Георадар, 2019. С. 11–15.
15. Ледяные образования морей Западной Арктики / Под ред. Е.К. Зубакина. СПб.: ААНИИ, 2006. 272 с.
16. Лисицын А.П. Ледовая седиментация в Мировом океане. М.: Наука, 1994. 448 с.
17. Матишов Г.Г. Мировой океан и оледенение Земли. М.: Мысль, 1987. 270 с.
18. Миронюк С.Г., Иванова А.А. Микро-и мезорельеф гляциального шельфа Западно-Арктических морей в свете новых данных // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. 2018. № 76. С. 41–58.
19. Миронюк С.Г., Иванова А.А., Колубакин А.А. Экстремальные глубины современного ледового выпаживания на шельфе северо-восточной части Баренцева моря // Российские полярные исследования. 2018. № 1. С. 12–14.
20. Мороз Е.А., Зарайская Ю.А., Сухих Е.А. и др. Рельеф и строение верхней части осадочного чехла в районе свода Федынского по акустическим данным // Вестник московского университета. Серия 5. География. 2020. № 2. С. 82–91.
21. Наумов А.К. Морфометрические характеристики ледяных образований Баренцева моря. Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. канд. геогр. наук. СПб. 2010. 24 с.
22. Наумов А.К., Скутина Е.А. Методики оценки параметров ледяных образований // Проблемы Арктики и Антарктики. 2019. Т. 65. № 1. С. 77–91.
23. Никифоров С.Л., Ананьев Р.А., Дмитриевский Н.Н. и др. Геолого-геофизические исследования в морях Северного Ледовитого океана в 41-м рейсе научно-исследовательского судна “Академик Николай

- Страхов” в 2019 г. // *Океанология*. 2020. Т. 60. № 2. С. 334–336.
24. Никифоров С.Л., Ананьев Р.А., Либи́на Н.В. и др. Ледовая экзарация на Арктическом шельфе России // *Океанология*. 2019. Т. 59. № 3. С. 466–468.
 25. Никифоров С.Л., Сорохтин Н.О., Ананьев Р.А. и др. Комплексные исследования в морях Западной Арктики в 49-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” в 2020 году // *Океанология*. 2021. Т. 61. № 3. С. 498–500.
 26. Никифоров С.Л., Сорохтин Н.О., Ананьев Р.А. и др. Исследования в Баренцевом и Карском морях в 52-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” // *Океанология*. 2022. Т. 62. № 3. С. 499–501.
 27. Никифоров С.Л., Сорохтин Н.О., Дмитриевский Н.Н. и др. Исследования в 38-м рейсе научно-исследовательского судна “Академик Николай Страхов” в Баренцевом море // *Океанология*. 2019. Т. 59. № 5. С. 885–887.
 28. Никифоров С.Л., Сорохтин Н.О., Кошель С.М., Лобковский Л.И. Морфоструктурный анализ и типизация рельефа шельфа // *Океанология*. 2018. Т. 58. № 2. С. 285–292.
 29. Новичкова Е.А., Рейхарт Л.Е., Беляев Н.А. и др. Изменение условий седиментации на севере Восточно-Новоземельского желоба в антропоцене // *Океанология*. 2020. Т. 60. № 5. С. 762–780.
 30. Огородов С.А. Роль морских льдов в динамике рельефа береговой зоны. М.: Изд-во Московского университета, 2011. 173 с.
 31. Пронин А.А., Римский-Корсаков Н.А., Сурин М.Н. Ледовая экзарация в Карском море, регистрируемая с помощью гидролокатора бокового обзора // Труды всероссийской конференции “Прикладные технологии гидроакустики и гидрофизики”. 2016. № 13. С. 414–415.
 32. Разуваева Е.И., Зинченко А.Г. Новые данные о мезорельефе дна Кольского желоба (Баренцево море) // Материалы XVII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии, Москва, 12–16 ноября 2007 г. Т. IV. М.: ГЕОС, 2007. С. 155–157.
 33. Русаков В.Ю., Борисов А.П., Соловьева Г.Ю. Скорости седиментации (по данным изотопного анализа ^{210}Pb и ^{137}Cs) в разных фациально-генетических типах донных осадков Карского моря // *Геохимия*. 2019. Т. 64. № 11. С. 1158–1174.
 34. Рыбалко А.Е., Миронюк С.Г., Росляков А.Г. и др. Новые признаки покровного оледенения в Карском море: мегамасштабная ледниковая линейность в Восточно-Новоземельском желобе // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. 2020. Вып. 7. С. 175–181.
 35. Сочнев О.Я., Корнишин К.А., Тарасов П.А. и др. Исследование ледников Российской Арктики для обеспечения айсберговой безопасности работ на шельфе // Нефтяное хозяйство. 2018. № 10. С. 92–97.
 36. Уралов Н.С. Об адвективной составляющей теплового баланса южной половины Баренцева моря // Труды ГОИН. 1961. Вып. 55. С. 3–20.
 37. Abramov V.A. Russian iceberg observations in the Barents Sea, 1933–1990 // *Polar Research*. 1992. V. 11 (2). P. 93–97.
 38. Baranskaya A.V., Khan N.S., Romanenko F.A. et al. A postglacial relative sea-level database for the Russian Arctic coast // *Quaternary Science Reviews*. 2018. V. 199. P. 188–205.
 39. Barnes P.W., Rearic D.M., Reimnitz E. Ice gouging characteristics and processes // *The Alaskan Beaufort Sea: Ecosystems and Environments* / P.W. Barnes, D.M. Schell, E. Reimnitz (Eds.). Orlando, Florida: Acad. Press Inc., 1984. P. 185–212.
 40. Bjarnadóttir L.R., Winsborrow M.C.M., Andreassen K. Deglaciation of the central Barents Sea // *Quaternary Science Reviews*. 2014. V. 92. P. 208–226.
 41. Dittmers K.H., Niessen F., Stein R. Acoustic facies on the inner Kara Sea Shelf: implications for late Weichselian to Holocene sediment dynamics // *Marine Geology*. 2008. V. 254 (3–4). P. 197–215.
 42. Dowdeswell J.A., Villinger H., Whittington R.J., Marienfeld P. Iceberg scouring in Scoresby Sund and on the East Greenland continental shelf // *Marine Geology*. 1993. V. 111 (1–2). P. 37–53.
 43. Grosswald M.G. Late Weichselian ice sheets of northern Eurasia // *Quaternary Research*. 1980. V. 13 (1). P. 1–32.
 44. Jakobsson M., Andreassen K., Bjarnadóttir L.R. et al. Arctic Ocean glacial history // *Quaternary Science Reviews*. 2014. V. 92. P. 40–67.
 45. Keghouche I., Counillon F., Bertino L. Modeling dynamics and thermodynamics of icebergs in the Barents Sea from 1987 to 2005 // *Journal of Geophysical Research*. 2010. V. 115. C12062. P. 1–14.
 46. Lambeck K., Yokoyama Y., Johnston P., Purcell, A. Global ice volumes at the last Glacial Maximum // *Earth and Planetary Science Letters*. 2000. V. 181. P. 513–527.
 47. Larsen E., Kjær K.H., Demidov I.N. et al. Late Pleistocene glacial and lake history of northwestern Russia // *Boreas*. 2006. V. 35. P. 394–424.
 48. Løset S., Shkhinek K.N., Gudmestad O.T., Høyland K.V. Actions from ice on arctic offshore and coastal structures. St. Petersburg: Publisher “LAN”. 2006. 272 p.
 49. Marchenko A., Diansky N., Fomin V. Modeling of iceberg drift in the marginal ice zone of the Barents Sea // *Applied Ocean Research*. 2019. V. 88. P. 210–222.
 50. Marchenko A., Kulyakhtin A., Eil K. Icebergs drift in the Barents Sea: data analysis of ice tracking buoy and numerical simulations // *Proceedings of 20th IAHR International Symposium on Ice*. Lahti, Finland. 2010. P. 1–19.
 51. Ogorodov S., Arkhipov V., Kokin O. et al. Ice effect on coast and seabed in Baydaratskaya Bay, Kara Sea // *Geography, Environment, Sustainability*. 2013. V. 03 (06). P. 32–50.
 52. Patton H., Hubbard A., Andreassen K. et al. Deglaciation of the Eurasian ice sheet complex // *Quaternary Science Reviews*. 2017. V. 169. P. 148–172.
 53. Polyak L., Forman S.L., Herlihy F.A. et al. Late Weichselian deglacial history of the Svyataya (Saint) Anna Trough, northern Kara Sea, Arctic Russia // *Marine Geology*. 1997. V. 143. P. 169–188.

54. *Solheim A.* Depth-Dependent Iceberg Plough Marks in the Barents Sea // *Glaciated Continental Margins* / Davies T.A. et al. (Eds.). Dordrecht: Springer, 1997. P. 138–139.
55. *Solheim A., Milliman J.D., Elverhøi A.* Sediment distribution and sea-floor morphology of Storbanken: implications for the glacial history of the northern Barents Sea // *Canadian Journal of Earth Sciences*. 1988. V. 25 (4). P. 547–556.
56. *Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I. et al.* Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // *Quaternary Science Reviews*. 2004. V. 23. P. 1229–1271.
57. *Vogt P.R., Crane K., Sundvor E.* Deep Pleistocene iceberg plowmarks on the Yermak Plateau: sidescan and 3.5 kHz evidence for thick calving ice fronts and a possible marine ice sheet in the Arctic Ocean // *Geology*. 1994. V. 22. P. 403–406.
58. *Vorren T.O., Landvik J.Y., Andreassen K., Laberg J.S.* Glacial History of the Barents Sea Region // *Developments in Quaternary Sciences*. 2011. V. 15. P. 361–372.
59. *Waelbroeck C., Labeyrie L., Michel E. et al.* Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records // *Quaternary Science Reviews*. 2002. V. 21. P. 295–305.
60. *Woodworth-Lynas C.M.T., Simms A., Rendell C.M.* Iceberg grounding and scouring on the Labrador Continental Shelf // *Cold Regions Science and Technology*. 1985. V. 10 (2). P. 163–186.
61. <https://toposvalbard.npolar.no/>.
62. <https://www.marshruty.ru/Maps/>.

Modern and Relict Evidence of the Iceberg Scouring at the Bottom of the Barents and Kara Seas

S. V. Maznev^{a, b}, O. V. Kokin^{a, b, #}, V. V. Arkhipov^{a, b}, A. V. Baranskaya^{a, b}

^a*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^b*Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*

[#]*e-mail: osip_kokin@mail.ru*

The article systematizes and summarizes published data on the parameters and distribution areas of modern and relict iceberg scours (or plough marks), as well as on the maximum possible sizes and drift areas of modern icebergs in the Barents and Kara Seas. According to the open-source bathymetric data, for the first time the analysis of “throughput” of the waters in front of modern glaciers was carried out. Based on summarized and established facts, areas of the most likely distribution of modern iceberg effects on the bottom are determined by the method of expert assessment. This work is relevant both from a fundamental point of view and for determining the current depths limits of iceberg scouring at the bottom of the Barents and Kara Seas, which is important for ensuring the geoeological safety of all kinds of activities on the sea shelf.

Keywords: ice gouging, ice scouring, iceberg-seabed interaction, ice scours, iceberg plough marks, safety of engineering structures

УДК 551.89

ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ В РАЙОНЕ ДРИФТА ИОФФЕ (ЮЖНАЯ АТЛАНТИКА) ПО КОМПЛЕКСАМ БЕНТОСНЫХ ФОРАМИНИФЕР

© 2023 г. Е. А. Овсеян^{1, *}, Н. О. Гречихина^{1, 2}¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия²Геологический институт РАН, Москва, Россия

*e-mail: eovseyan@ocean.ru

Поступила в редакцию 21.12.2021 г.

После доработки 26.09.2022 г.

Принята к публикации 28.10.2022 г.

Контуритовый дрейф Иоффе, расположенный в юго-западной Атлантике к северо-востоку от канала Вима, был открыт в 32-м рейсе НИС “Академик Иоффе” в 2010 г. Проведенный ранее комплексный анализ сейсмоакустических, биостратиграфических, литологических, гранулометрических, геохимических и рентгено-флуоресцентных данных по шести колонкам донных осадков позволил установить плейстоценовый возраст верхней части дрейфа, а также доказать контуритовый генезис отложений. Количественные анализы комплексов бентосных фораминифер, проведенные по поднятой вблизи вершины дрейфа Иоффе колонке АИ-2436 (26°51.6' ю.ш., 34°01.40' з.д., глубина моря 3800 м), позволили реконструировать относительные вариации потока и периодичности поступления органического вещества на дно, изменения скоростей придонных течений, а также предположить смену омывавших район исследования водных масс в плейстоцене. Визуальная оценка раковин бентосных фораминифер позволила выделить три группы предположительно разных по генезису повреждений. Первая группа деформаций раковин связана с разрушением их целостности в результате ударов перемещающихся частиц осадка в условиях повышенных скоростей придонных течений, вторая объединяет повреждения, появившиеся в результате транспорта самих раковин на небольшие расстояния, третья включает в себя деформации, полученные при воздействии агрессивной придонной среды, приводившей к растворению карбонатных микрофоссилий. Таким образом, характерные особенности внешнего вида раковин БФ в комплексе с традиционными критериями, вероятно, можно использовать в будущем в качестве дополнительного индикатора при диагностике контуритов, однако, такая методика требует детальной разработки критериев применения и проверки на соответствующем материале.

Ключевые слова: биопродуктивность, придонные течения, водные массы, сохранность микрофоссилий, палеоэкология, контуриты

DOI: 10.31857/S0030157423010124, **EDN:** AGEWQF

ВВЕДЕНИЕ

Бентосные фораминиферы (БФ) являются важными индикаторами ряда параметров окружающей среды (например, [18, 21, 24, 36, 49]), поэтому количественный анализ видового состава сообществ из глубоководных районов часто используется при реконструкциях палеоокеанологических обстановок разного временного масштаба. С его помощью восстанавливают колебания биопродуктивности поверхностных вод, потока органического вещества на дно и периодичности его поступления (например, [1, 13, 23]), изменения содержания кислорода на границе вода–осадок [10, 50], интенсивности придонных течений [1, 36, 49], степени агрессивности придонных вод по отношению к карбонатным компонентам

осадка [36, 44] и смену водных масс [2, 36] в прошлом для разных районов Мирового океана.

Современные исследования комплексов БФ в колонках глубоководных донных осадков сосредоточены в основном в районах континентальных склонов, где относительно небольшие глубины и/или высокие скорости осадконакопления способствуют сохранению палеоокеанологической летописи с временным разрешением от тысяч до сотен лет. Для центральных частей океанов количество таких работ существенно меньше из-за медленного осадконакопления и, следовательно, низкого временного разрешения получаемых данных, а также вследствие близости лизоклина и критической глубины карбонатакопления,

влияющих на сохранность карбонатных микрофоссилий.

В юго-западной Атлантике по комплексам БФ были реконструированы изменения биопродуктивности в котловине Сантус в течение последних 570 тыс. лет [23] и 769 тыс. лет [13]. Установлено, что в котловине Сантус сезонная поставка фитодетрита на дно происходила в интервалы оледенений [13]. Восточнее, на плато Риу-Гранди, усиление сезонного контраста в поступлении органического вещества на дно в течение оледенений и стадиалов, а также увеличение среднегодовой биопродуктивности поверхностных вод в течение межледниковий и межстадиалов восстановлено по комплексам БФ [1] в интервале восьми последних изотопно-кислородных стадий [29]. На южном уступе плато Сан-Паулу хорошая сохранность карбонатных микрофоссилий зафиксирована в интервалах межледниковий и межстадиалов, в то время как интенсивное растворение отмечено в пределах стадиалов [44]. Авторы связывают колебания сохранности раковин с вертикальным смещением верхней границы агрессивных водных масс субантарктического и антарктического происхождения в течение двух последних климатических циклов. Ледниково-межледниковая смена водных масс реконструирована в экваториально-тропической Атлантике в интервале среднего плейстоцена—голоцена [32]. Позднеплейстоцен—голоценовая динамика глубинной циркуляции реконструирована по комплексам БФ в огибающем плато Риу-Гранди с востока канале Хантер [2].

Контуритовый дрейф Иоффе расположен к северу от плато Риу-Гранди и к северо-востоку от канала Вима — основного пути проникновения Антарктических придонных вод из Южной Атлантики в тропические широты (рис. 1). Эта аккумулятивная структура была открыта в ходе 32-го рейса НИС “Академик Иоффе” в 2010 г. [41]. Комплексный анализ сейсмоакустических, биостратиграфических, литологических, гранулометрических, геохимических и рентгено-флюоресцентных данных, проведенный по шести колонкам (рис. 1), позволили установить плейстоценовый возраст верхней части дрейфа, а также доказать контуритовый генезис отложений [9, 25–29, 42].

Целью данной работы является реконструкция палеоокеанологических условий по комплексам БФ по колонке АИ-2436 в сочетании с полученными ранее данными [9, 25–29, 42] по этому же разрезу в течение плейстоцена.

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ

Район исследования расположен в южной части Бразильской котловины в юго-западной Ат-

лантике, к северу от подводного плато Риу-Гранди между 26 и 28° ю.ш. и 33 и 36° з.д. (рис. 1). Контуритовый дрейф Иоффе покрывает центральную часть узкого тектонического хребта, ограниченного с юга и севера разломами глубиной около 250 м [8]. Описанный комплекс геоморфологических структур является частью зоны разломов Флорианополис [38], расположенной к востоку и северо-востоку от изучаемого района. Хребет простирается с юго-запада на северо-восток и возвышается над дном котловины более чем на 700 м. Склоны хребта асимметричны: южный склон более пологий, чем северный. Вершина подводного поднятия с учетом покрывающего его контуритового дрейфа располагается на глубине 3750 м.

Глубинная циркуляция Южной Атлантики определяется взаимодействием распространяющейся с севера на юг Северо-Атлантической глубинной воды (САГВ) и следующими с юга на север водами антарктического и субантарктического происхождения (Верхней (ВЦГВ) и Нижней (НЦГВ) циркулярной глубинной воды и Антарктической донной воды (ААДВ) [40]. Вершина дрейфа Иоффе омывается НЦГВ, характеризующейся потенциальной температурой 0.2–2°C [40]. Согласно натурным измерениям в каналах севернее дрейфа, скорости придонных течений составляют более 20 м/с [3].

В настоящее время район исследования характеризуется низкой биопродуктивностью фотического слоя, главным образом, из-за дефицита нитратов и нитритов [37], необходимых для развития фитопланктона. Концентрация хлорофилла-а в поверхностном слое составляет 0.1–0.3 мг/м³, величина первичной продукции также низка и соответствует 200–400 мгС/м²/день (или ~73–146 гС/м²/год) [37]. Придонные воды насыщены кислородом, его концентрация составляет 5.25–5.5 мл/л [16].

Фораминиферовый лизоклин и критическая глубина карбонатакопления в районе канала Вима и плато Риу-Гранди составляют 4050 и 4500 м соответственно [39].

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Колонка АИ-2436 (26°51.6' ю.ш., 34°01.40' з.д., глубина моря 3800 м) была поднята вблизи вершины дрейфа Иоффе [26]. Хотя колонка отобрана ударной трубкой длиной 6 м, ее длина составляет 714 см из-за растяжения при извлечении осадка из трубы на борту судна методом гидровыталкивания. Судя по рейсовым фотографиям колонки, наиболее деформированные участки находятся выше 139 см [26]. Разрез сложен нано-фораминиферовым илом с прослоями песка, представленного фораминиферами хорошей сохранности,

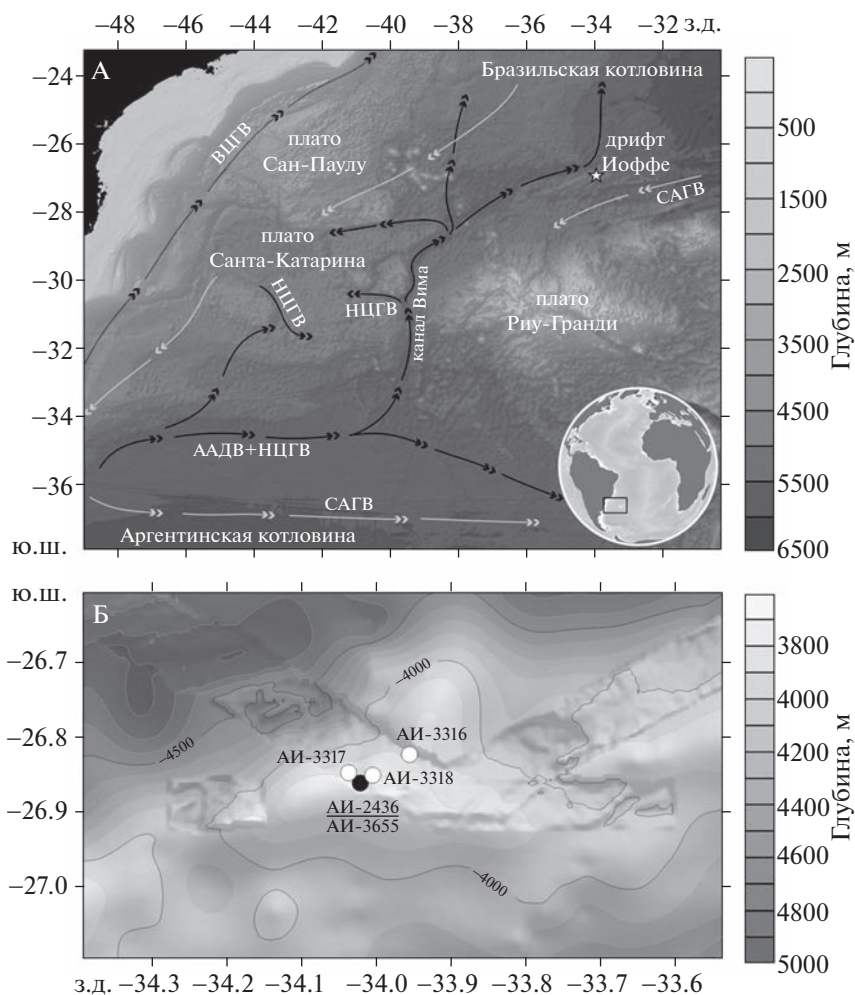


Рис. 1. Карта района исследования, гидрология (А) и положение мест отбора колонок донных осадков на дрифте Иоффе (Б). При построении карты использовалась батиметрическая основа GEBCO [17]. Гидрология района по [8] и ссылки в публикации. Серые стрелки — пути распространения глубинных вод североатлантического происхождения; черные стрелки — направления движения глубинных и придонных вод антарктического происхождения. ВЦГВ — Верхняя циркумполярная глубинная вода, НЦГВ — Нижняя циркумполярная глубинная вода, ААДВ — Антарктическая донная вода.

мощностью от 1 до 6 см [26]. Железомарганцевые конкреции шаровидной и цилиндрической формы 1–3 см в диаметре встречены в верхних 250 см колонки и на уровне 668–670 см. Плейстоценовый возраст вскрытых осадков был определен ранее методом зональной стратиграфии по планктонным фораминиферам (ПФ) и нанопланктону [25].

Образцы на фораминиферовый анализ мощностью 2 см были отобраны через каждые 10 см по всей длине колонки, промыты через сита с ячейей 0.5, 0.25 и 0.1 мм и высушены при комнатной температуре. БФ были изучены в каждой фракции; результаты сравнивались между собой. Однако, из-за небольшого количества раковин БФ размером >0.5 мм, подсчеты во фракциях >0.5 и $0.5–0.25$ мм были объединены, и распределение БФ

анализировалось во фракции >0.25 мм. Отдельно были проведены подсчеты во фракции $0.25–0.1$ мм, а затем было проанализировано распределение БФ в суммарной фракции >0.1 мм. В каждой пробе было подсчитано 250–300 экземпляров БФ, где это возможно. Однако, в случае малого обилия раковин БФ в образце 100 подсчитанных экземпляров считались статистически значимым количеством для проведения палеоокеанологических реконструкций [22]. При высокой концентрации БФ проба делилась на равные части микросплиттером Отто. Из-за отсутствия данных о плотности и массе сухого осадка расчеты фораминиферного числа (количество экземпляров на 1 г сухого непромытого осадка) и примерных скоростей аккумуляции раковин произведены не были. Визуальные оценки показывают, что БФ со-

ставляют крайне малую часть (около 1%) фракции во всех изученных пробах.

В полученном для каждого образца комплексе были определены преобладающие и второстепенные виды с содержанием >15% и 15–5% от общего количества подсчитанных раковин хотя бы в одном образце. Интерпретация колебаний изменчивости каждого вида проводилось на основании экологических предпочтений видов БФ (табл. 1). Некоторые раковины БФ были определены до рода с формированием сборных родовых групп, таких как *Quinqueloculina* spp., *Lagena* spp., *Oolina* spp., *Fissurina* spp. и др., вследствие слабой изученности их экологии и крайне низкого обилия отдельных видов.

Раковины БФ были также проанализированы на предмет деформаций и характера поверхности. Согласно предыдущим исследованиям, эти характеристики могут оказаться полезными при оценке степени растворения раковин или влияния придонных течений на осадконакопление [11, 45, 51]. Фотографии раковин с характерными повреждениями сделаны на сканирующем электронном микроскопе TESCAN VEGA-II XMU в Палеонтологическом институте им. А.А. Борисяка РАН.

РЕЗУЛЬТАТЫ

В результате количественных анализов комплексов БФ по колонке АИ-2436 определено 36 видов и 18 сборных родовых групп.

Преобладающими видами в суммарной фракции >0.1 мм являются *Nutallides umbonifer* (25–69%) и *Globocassidulina subglobosa* (8–35%), к второстепенным видам и сборным родовым группам относятся *Cibicidoides wuellerstorfi* (0.3–8.8%), *Oridorsalis umbonatus* (1–12.3%), *Epistominella exigua* (2.3–14.4%), *Pullenia bulloides* (1–9.6%), *Fissurina* spp. (0.4–6%), *Lagena* spp. (0.6–7.4%) В небольших количествах встречены *Ioanella tumidula* (0–1.3%), *Gyroidinoides soldanii* (0–2%), *Gyroidina lamarkiana* (0–3.6%). Процентные содержания других сборных родовых групп составляют: *Quinqueloculina* spp. (0–2.5%), *Oolina* spp. (0–0.5%).

Во фракции >0.1 мм *N. umbonifer* доминирует по всей колонке АИ-2436 (рис. 2), *G. subglobosa* демонстрирует повышенные значения процентного содержания в нижней части колонки (714–440 см), в то время как *O. umbonatus* и *E. exigua* варьируют по разрезу без видимых закономерностей. Представители *I. tumidula* и *G. lamarkiana* практически полностью отсутствуют в интервале 714–600 см и появляются в малом количестве в верхней части колонки. Экологические предпочтения основных индикаторных видов представлены в таблице.

Сопоставление данных во фракциях >0.25, 0.25–0.1 и >0.1 мм показало, что доминирующи-

ми видом во всех трех фракциях является *N. umbonifer* (рис. 3). Структура комплексов основных видов БФ в суммарной фракции >0.1 мм практически полностью повторяет таковую во фракции 0.1–0.25 мм, поэтому кривые для этой фракции на рис. 3 не показаны. Во фракции >0.25 мм при абсолютном преобладании *N. umbonifer* отмечены вариации процентных содержаний видов *C. wuellerstorfi*, *O. umbonatus* и *Pyrgo* spp., которые наиболее заметно проявляются в интервале 541–131 см (рис. 3).

Анализ состава сообществ БФ показал, что комплексы состоят, главным образом, из видов с толстостенными раковинами. Отмечено значительное число повреждений на раковинах видов *N. umbonifer* и *C. wuellerstorfi* по всей длине колонки. На многих раковинах обнаружены хаотично расположенные сколы, вмятины, царапины, отверстия (рис. 4). Часто у таких представителей отсутствует последняя камера, причем сколотые края, как правило, окатанные. Наряду с раковинами, имеющими вышеописанные черты, встречаются экземпляры, стенка которых характеризуется свежими сколами и относительно равномерным распределением мелких отверстий, не являющихся порами.

ОБСУЖДЕНИЕ

Биопродуктивность поверхностных вод и поступление органического вещества на дно. Встреченные в пробах колонки АИ-2436 комплексы видов БФ свидетельствуют о преобладании олиготрофных условий в районе исследования, начиная с раннего плейстоцена (рис. 2). В частности, абсолютное доминирование вида *N. umbonifer*, обитающего при низком потоке органического вещества на дно [11, 48], указывает на дефицит пищи для донных микроорганизмов в течение всего времени накопления изученных осадков. Виды БФ *O. umbonatus*, *C. wuellerstorfi* и *G. subglobosa* также являются индикаторами ограниченного поступления органического вещества из фотического слоя на дно [5, 43, 47, 49], что свидетельствует в пользу низкой биопродуктивности поверхностных вод и подтверждается малым (<1%) содержанием органического углерода в осадке (рис. 5, [26, 42]). С одной стороны, низкий поток свежего органического вещества мог быть обусловлен низкой продукцией фитопланктона в фотическом слое вследствие дефицита биогенных элементов. Действительно, удаленное положение района исследования от океанских (зон апвеллинга) и континентальных (устьев рек и областей устойчивых ветровых потоков) источников биогенных элементов, может объяснить низкую биологическую продуктивность над дрифтом Иоффе в течение плейстоценового времени. С другой стороны, сейсмоакустические, литоло-

Таблица 1. Экологические предпочтения основных видов бентосных фораминифер по литературным данным

Вид	Экология		Ссылки
<i>Nutallides umbonifer</i>	Эпифауна/ поверхностная инфауна	В море Уэдделла преобладает на глубинах >3500 м	[35]
		В Южной Атлантике этот вид обилен в областях распространения придонных вод, агрессивных по отношению к карбонату кальция и насыщенных кислородом. Распространен в осадках между кальцитовым лизоклином и критической глубиной карбонатонакопления	[36, 49]
		При доминировании <i>E. exigua</i> в сообществах этот вид указывает на сильный контраст в поступлении органического вещества на дно, при этом сам поток характеризуется как низкий или умеренный	[20]
		Приспособлен к разной периодичности поступления органического вещества на дно, но, по-видимому, предпочитает условия резко выраженного сезонного контраста	[33]
		Вероятно, благоприятными факторами среды для развития этого вида являются олиготрофные условия и отсутствие свежего (лабильного) фитодетрита	[11, 48]
<i>Globocassidulina subglobosa</i>	Инфауна	В море Уэдделла доминирует на глубинах 2500–3500 м	[35]
		В Южной Атлантике доминирует в районах с потоком органического вещества на дно ≤ 1 гС/м ² /год	[36]
		Предпочитает условия низкой сезонности поступления органического вещества на дно	[33]
		В Южной Атлантике этот вид обитает в условиях повышенной гидродинамической активности придонных вод и низким потоком органического вещества на дно. Найден в песках с низким содержанием органического углерода и высоким содержанием карбоната кальция	[49]
<i>Oridorsalis umbonatus</i>	Эпифауна/ поверхностная и промежуточная инфауна	Поверхностная инфауна, обитает на глубинах >2000 м в условиях стабильно низкого потока сильно преобразованного органического вещества на дно	[36, 46]
		Вид предпочитает условия низкого потока органического вещества на дно и высокого содержания кислорода на границе вода–осадок	[47]
		В восточной части Индийского океана обнаружен в холодноводных условиях (<3°C) с высоким содержанием кислорода (>3.5 мл/л); вид обитает в условиях низкого потока органического вещества на дно (<3 гС/м ² /год)	[43]
		Предпочитает условия умеренно выраженной сезонности (несколько эпизодов в течение года) поступления органического вещества на дно	[33]
		В Южной Атлантике обитает в условиях низкого, но относительно постоянного потока органического вещества на дно	[36]
		В море Уэдделла встречается вместе с <i>E. exigua</i> выше карбонатного лизоклина	[35]

Таблица 1. Продолжение

Вид	Экология		Ссылки
<i>Cibicidoides wuellerstorfi</i>	Эпифауна	Обитает в условиях стабильно низкого потока органического вещества на дно (<1 гС/м ² /год). Доминирование этого вида в сообществах отмечается в областях влияния САГВ	[36]
		Питается взвешенным органическим веществом, предпочитает селиться на возвышенном субстрате	[34]
		Обитает в областях с низким потоком органического вещества на дно (<2 гС/м ² /год). В Индийском океане присутствует в комплексе с фитодетритовым видом <i>E. exigua</i>	[5]
		Предпочитает условия умеренно выраженной сезонности (несколько эпизодов в течение года) поступления органического вещества на дно	[33]
		В то же время, в Южной Атлантике обилие вида коррелирует с низким, но относительно постоянным потоком органического вещества на дно. Избегает сильно агрессивных по отношению к карбонатам условий	[36]
		Вид способен адаптироваться к широкому диапазону условий среды	[15]
		В юго-восточной Атлантике распределение вида коррелирует с распространения ядра САГВ	[48]
<i>Epistominella exigua</i>	Поверхностная инфауна	Оппортунистический вид, быстро размножающийся и заселяющий субстрат при наличии фитодетрита	[18]
		Предпочитает условия низкой гидродинамики	[36]
		В восточной части Индийского океана предпочитают холодноводные условия (<3°C) с высоким содержанием кислорода вблизи дна (>3.5 мл/л). Обилие этого вида отрицательно коррелирует с разнообразием комплекса	[43]
		Присутствие этого вида может указывать на периодическое (сезонное) поступление органического вещества на дно. Способен быстро размножаться при обилии фитодетрита	[18, 43]
		Обитает в условиях высокого содержания кислорода вблизи дна и хорошо адаптируется к олиготрофным условиям с низким потоком органического вещества на дно	[36, 49]
<i>Pullenia bulloides</i>	Поверхностная инфауна	Предпочитает условия низкой сезонности поступления органического вещества на дно	[33]
<i>Pullenia</i> spp.	Поверхностная инфауна	Найден в осадках, обогащенных фитодетритом	[18]
		Виды рода <i>Pullenia</i> (преимущественно <i>P. bulloides</i>) считаются индикатором интенсивного поступления органического вещества на дно и высокой (изменчивой) биопродуктивности поверхностных вод	[36]

Таблица 1. Окончание

Вид	Экология		Ссылки
<i>Pyrgo murrhina</i>	Эпифауна	В восточной части Индийского океана предпочитают холодноводные условия ($<3^{\circ}\text{C}$) с высоким содержанием кислорода (>3.5 мл/л); обитают в условиях низкого потока органического вещества на дно (<3 гС/м ² /год). Обилие этого вида отрицательно коррелирует с разнообразием комплекса	[43]
		В колонках и Индийского океана присутствие этого вида наблюдается при хорошей сохранности всего комплекса карбонатных микрофоссилий	[20]
<i>Gyroidina orbicularis</i> , <i>Gyroidina altiformis</i>	Поверхностная- промежуточная инфауна	В Средиземном море обильны в областях с потоком свежего лабильного органического вещества менее 2.5 гС/м ² /год	[15]
<i>Oolina</i> spp., <i>Lagena</i> spp.	Инфауна	Детальная экология представителей этих групп до конца не определена. Предполагается, что представители этих групп обитают в широком диапазоне величин потока органического вещества на дно	[15]
<i>Quinqueloculina</i> spp.	Эпифауна- поверхностная инфауна	Предпочитает фитодетрит в качестве пищи	[19]

гические, гранулометрические, биостратиграфические и рентгено-флюоресцентные данные по этой и соседним (АИ-3316, АИ-3317, АИ-3318 и АИ-3655; рис. 1) колонкам указывают на ведущую роль придонных течений в процессе формирования дрифта [9, 26, 27, 42], поэтому часть вертикально осажденного органического вещества могла вымываться из осадка при высоких скоростях течений.

Некоторые исследователи отмечают, что отсутствие свежего фитодетрита является благоприятным фактором для развития *N. umbonifer* [11, 48] и *O. umbonatus* [36, 46], поэтому доминирование этих видов, вероятно, отражает преобладание преобразованного органического вещества на дне в течение всего времени накопления осадка. По-видимому, то небольшое количество фитодетрита, которое образовывалось в поверхностном слое в условиях дефицита биогенных элементов, подвергалось бактериальной деградации в процессе осаждения через водную толщу и поступало на дно уже в переработанном виде. С другой стороны, придонные течения могли не только вымывать осевшие органические частицы, но и приносить частично переработанное органическое вещество в составе нефелоидных потоков.

Влияние придонных течений на осадконакопление было ранее подтверждено сейсмоакустическими и гранулометрическими данными [42]. Интерпретируя полимодальные гранулометрические распределения по этой колонке, И.О. Мурд-

маа и соавторы [42] предположили, что тонкая фракция осадка (<0.063 мм), представленная, в основном, фрагментами раковин ПФ и кокколи-тами, могла поступать на дрейф Иоффе с придонными течениями в виде суспензии. Этот материал, вероятно, представлял собой продукт эрозии донных осадков, отлагавшихся ниже лизоклина в удаленных районах, предположительно, в канале Вима и/или глубоководных желобах и впадинах, окружающих дрейф [42].

Несмотря на преобладание *N. umbonifer* – вида, способного питаться преобразованным органическим веществом, – в комплексе БФ в небольшом количестве содержатся виды, которые в современных условиях используют свежий фитодетрит в качестве пищи (рис. 2, таблица). К ним относятся *E. exigua* [18, 43], *Pullenia* spp. [18], *Quinqueloculina* spp. [19]. Хотя суммарная доля этих видов сравнительно мала, тем не менее, их присутствие в комплексах БФ может указывать на наличие небольшой доли свежего органического вещества в осадке. Хотя *E. exigua* и *Pullenia* spp. встречаются в районах с интенсивным сезонным поступлением фитодетрита на дно [18, 36, 43], развитие фауны этих видов в типично олиготрофном комплексе БФ, вероятно, свидетельствует об их хорошей приспособляемости к разным трофическим условиям и, соответственно, о широком диапазоне обитания.

Влияние придонных течений. Толщина стенки и характер поверхностей раковин некоторых пред-

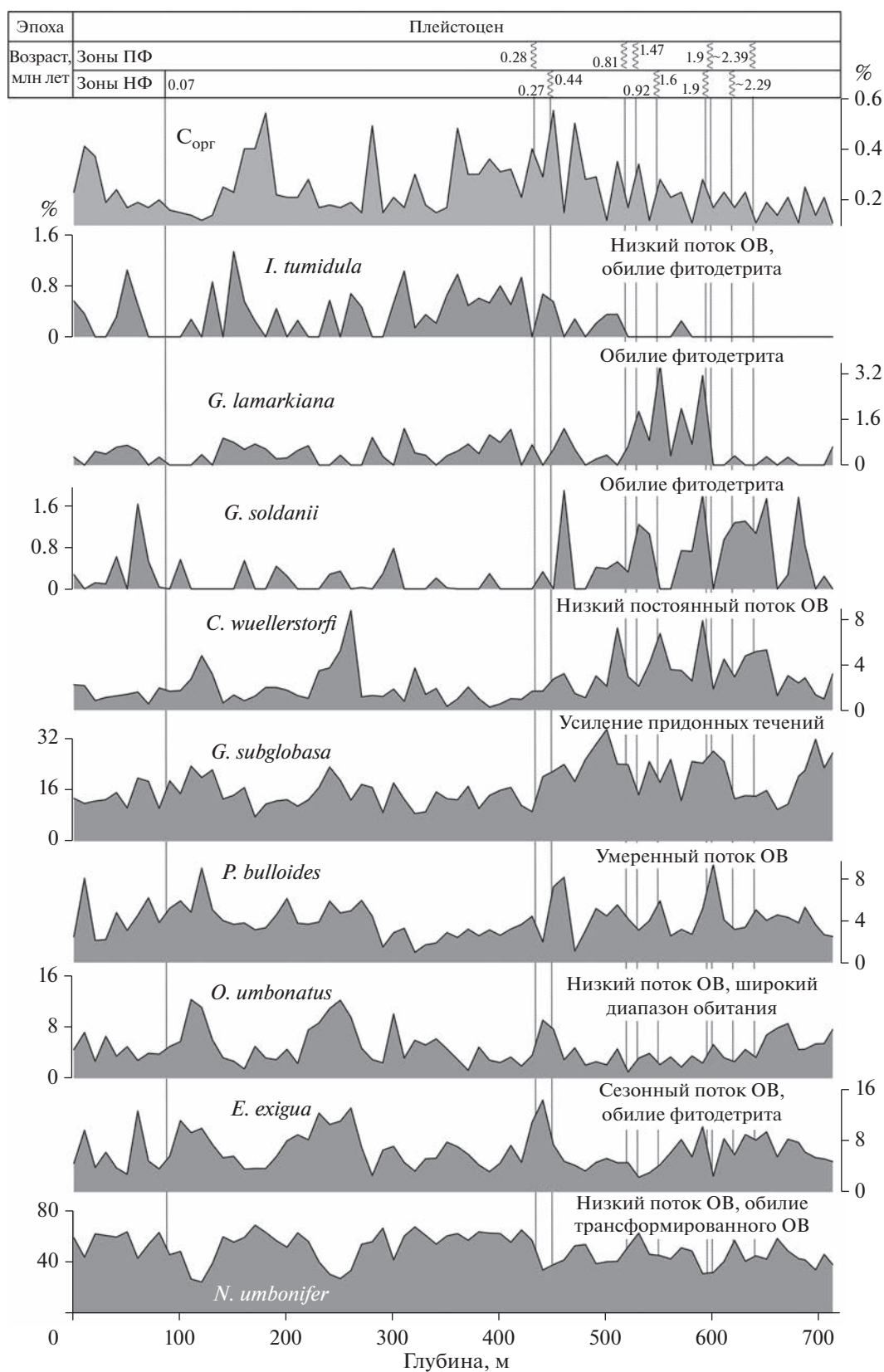


Рис. 2. Распределение основных видов бентосных фораминифер и содержания органического углерода [26] во фракции >0.1 мм в колонке АИ-2436. Стратиграфическое расчленение по [25]. ПФ — планктонные фораминиферы, НФ — нанофоссилии, ОВ — органическое вещество. Волнистыми линиями показаны перерывы в геологической летописи колонки (выпадения стратиграфических интервалов из разреза).

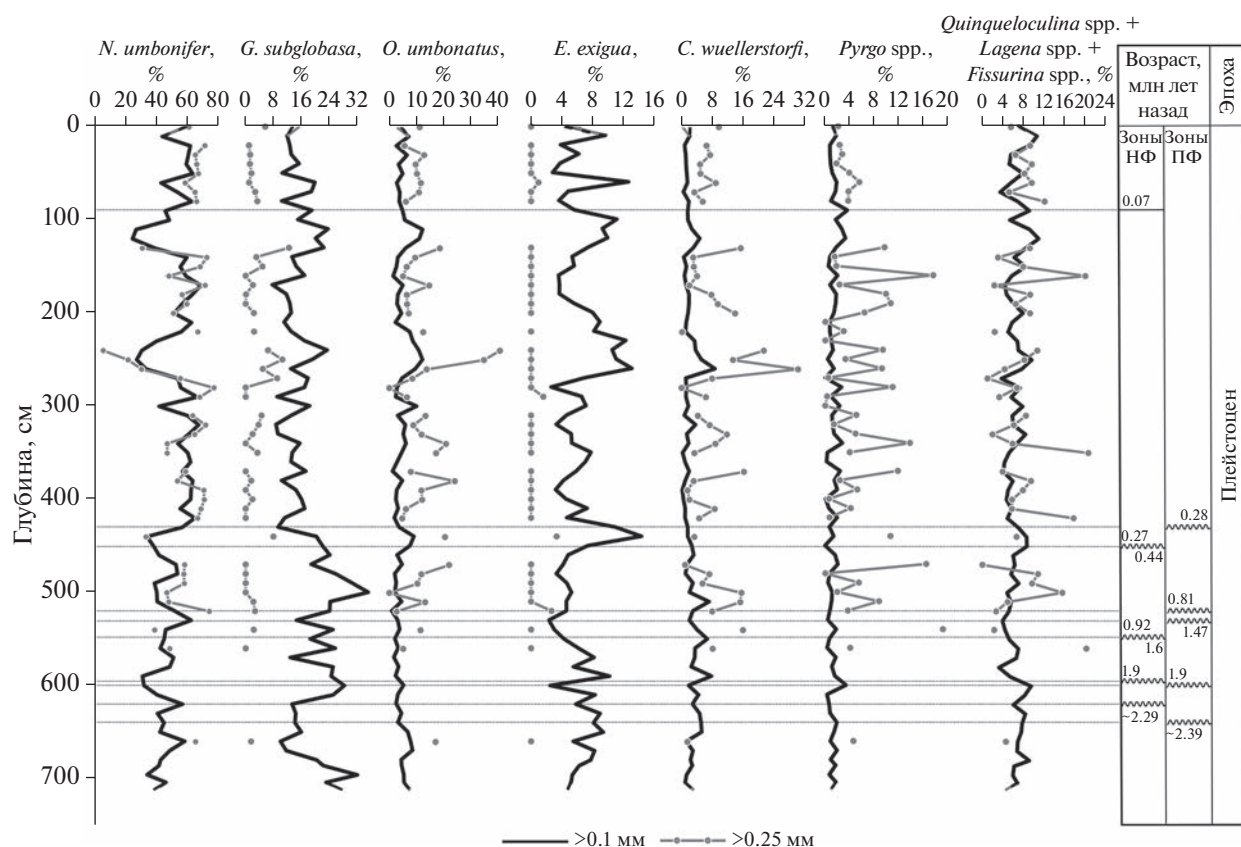


Рис. 3. Распределение процентного содержания бентосных фораминифер во фракциях >0.1 и >0.25 мм. Для расшифровки сокращений см. подпись к рис. 2.

ставителей БФ могут указывать на воздействие придонных течений на комплексы микрофоссилий в процессе накопления осадка [45, 51]. В частности, замечено, что в энергоактивных зонах, где накапливается крупнозернистый неконсолидированный осадок, комплекс БФ формируется, главным образом, видами с большой толщиной стенки раковин [51]. Основную долю видов в комплексе БФ в колонке АИ-2436 составляют толстостенные представители *N. umbonifer*, *C. wuellerstorfi*, *G. subglobosa*, *O. umbonatus*, *Gyroidina* spp., *Pyrgo* spp., что может указывать на гидродинамическую активность придонных вод в районе дрефта Иоффе в течение всего времени накопления осадка.

Обилие раковин *N. umbonifer* и *C. wuellerstorfi* с многочисленными постседиментационными повреждениями поверхностей, таких как царапины, углубления, отверстия, сколы, может свидетельствовать о влиянии придонных течений на компоненты донных отложений на границе вода—осадок [45, 51]. Деформации на поверхности раковин могут быть разделены на три группы, предположительно разные по генезису.

Первая группа включает в себя вмятины, углубления и отверстия, размер которых намного

больше характерных для данных таксонов пор (рис. 4, фиг. 1, 4). Такие повреждения могли образовываться в результате ударов перемещающихся под действием придонных течений других частиц осадка, например, более легких и округлых раковин ПФ и их обломков. На рис. 4 (фиг. 1, 4) показаны раковины вида *N. umbonifer*, на которой отверстия сконцентрированы на одной стороне. Вероятно, представители эпифауны/поверхностной инфауны *N. umbonifer* во время накопления осадка были частично погружены в субстрат, таким образом, возвышающиеся над поверхностью дна участки раковин оказывались уязвимыми к ударам перемещающихся частиц.

Ко второй группе деформаций можно отнести повреждения из первой группы в сочетании с царапинами, окатанными сколами, сглаженной орнаментацией и разрушенными стенками камер (рис. 4, фиг. 2, 5). Такие признаки свидетельствуют о переотложении раковин БФ придонными течениями, как было экспериментально доказано зарубежными коллегами [45]. На основании granulometricheskikh данных И.О. Мурдмаа и соавторы [42] показали, что основную часть аллохтонного материала, приносимого придонными течениями, составляла фракция мелкого силта (силт:

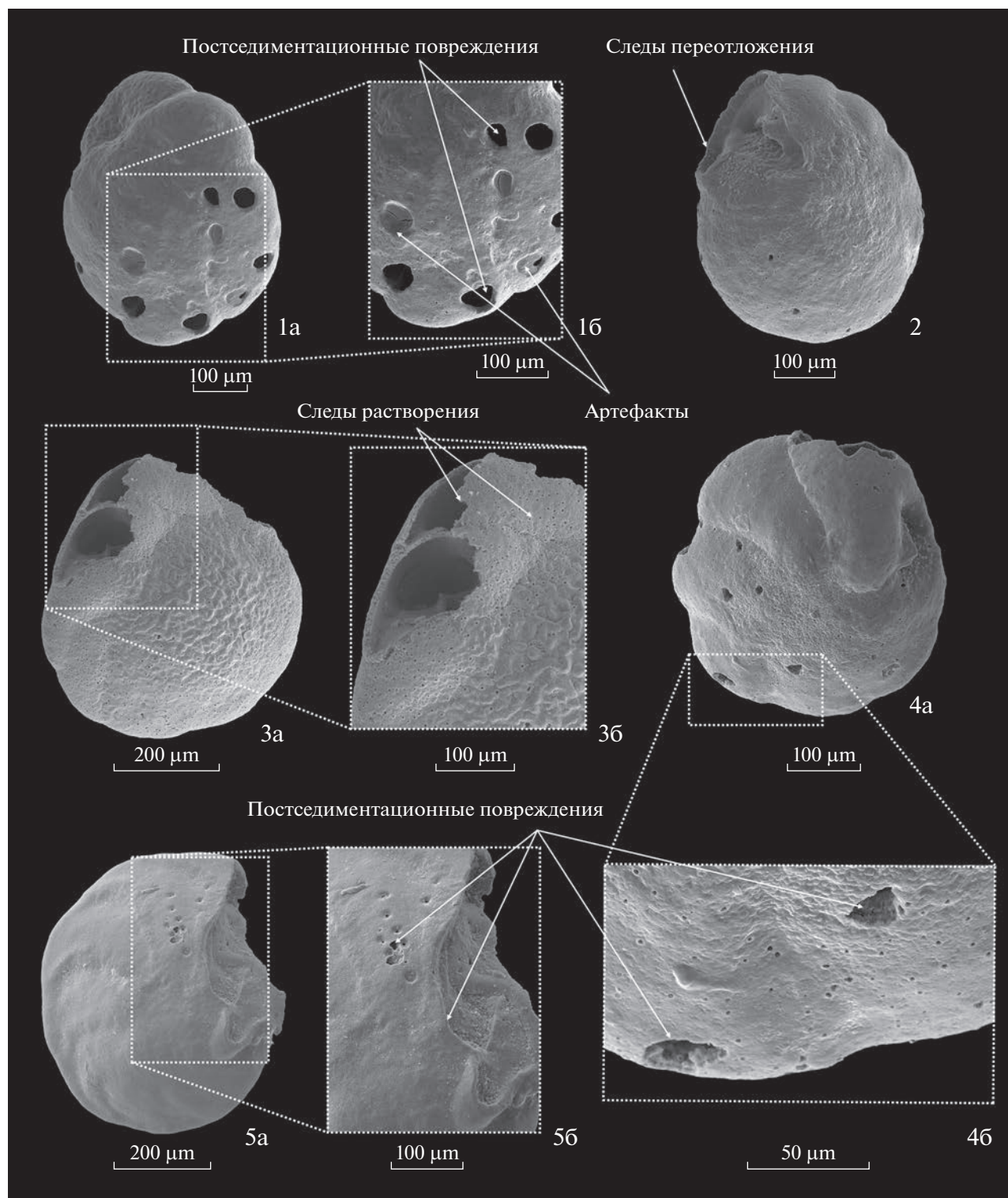


Рис. 4. Фотографии бентосных фораминифер со следами переотложения и растворения. 1a, 16 — *Nuttallides umbonifer*, 600–602 см, 2, 3a, 3b — *Nuttallides umbonifer*, 550–552 см, 4a, 4b — *Nuttallides umbonifer*, 620–622 см, 5a, 5b — *Cibicides wuellerstorfi*, 550–552 см. Стрелочками показаны: постседиментационные повреждения, которые интерпретированы как результат ударов перемещающихся под действием придонных течений вдоль поверхности дна других компонентов осадка; следы переотложения — окатанные сколы поврежденной раковины; следы растворения — неокатанные сколы поврежденной раковины и вторичная пористость; артефакты подготовки к сканированию — вероятное загрязнение раковины, поверх которого легло напыление.

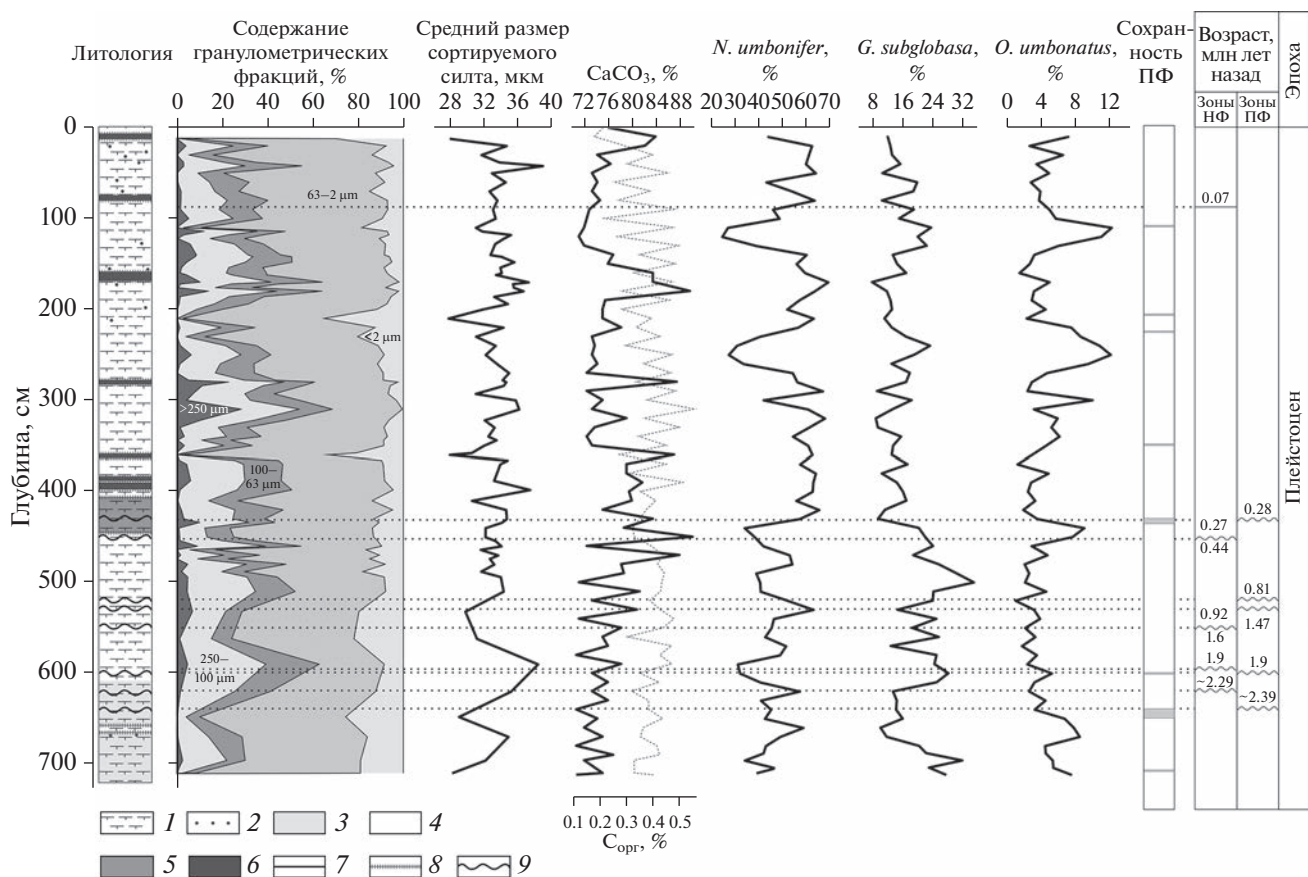


Рис. 5. Гранулометрический состав [26], доля сортируемого сита [42], содержание органического углерода и карбонатность осадка [26], процентное содержание индикаторных видов бентосных фораминифер и интервалы растворения [25]. Стратиграфическое расчленение по [25]. ПФ – планктонные фораминиферы, НФ – нанофоссилии. Условные обозначения: *состав*: 1 – нано-фораминиферовый ил, 2 – железо-марганцевые конкреции; *цвет*: 3 – бледно-оранжевый, 4 – серовато-оранжевый, 5 – темно-желтовато-оранжевый, 6 – желтовато-серый; *контакт*: 7 – резкий, 8 – постепенный, 9 – эрозионный.

2–63 мкм, мелкий сilt 2–10 мкм по [7]), включающая в себя нанофоссилии и их обломки. Раковины БФ, которые в данной колонке представлены видами с толстой стенкой, являются слишком тяжелыми для дальнего переноса, но, учитывая характерные деформации, их локальное перемещение (волочение) на небольшие расстояния в условиях подвижных придонных вод, вероятно, происходило.

Третья группа повреждений включает в себя неокатанные края разрушенных камер и истонченные стенки раковины. Такой тип деформаций характерен для агрессивной среды, способствующей растворению карбонатных компонентов осадка [11]. В колонке АИ-2436 экземпляры с подобными характерными чертами были найдены в небольшом количестве по всему разрезу, с незначительным увеличением содержания в интервалах плохой сохранности раковин ПФ (рис. 5, [28]), что, с одной стороны, подтверждает эпизодическое усиление растворения на дрифте Иоффе в

течение плейстоцена. С другой стороны, встречаемость раковин с деформациями третьего типа по всей длине колонки показывает, что постепенное разрушение раковин под действием придонной морской воды, по-видимому, происходило непрерывно в процессе формирования осадка, что, скорее всего, было обусловлено крайне низкими скоростями седиментации.

Несмотря на то, что данной работе подсчет раковин отдельных видов с соответствующими деформациями произведен не был, анализ внешнего вида раковин может оказаться перспективным для разработки вспомогательного индикатора для диагностики контуритовых отложений. Данный подход требует детальной разработки методологии и последующей проверки на материале с доказанным контуритовым генезисом.

Кроме характера поверхности раковин, изменения процентного содержания вида *G. subglobosa*, обитающего, в том числе в условиях повышенной гидродинамической активности придонных

вод [49], позволяют судить об относительных изменениях скоростей придонных течений в плейстоценовое время. Увеличение доли этого вида в нижней части колонки (интервал ~2.29–0.44 млн л.н.) может свидетельствовать о повышенной активности придонных течений в течение раннего и среднего плейстоцена. Крайне низкие процентные содержания видов *I. tumidula* и *Gyrodina* spp., питающихся фитодетритом [14, 52], могут подтвердить данное предположение. Скорее всего, практически полное отсутствие указанных таксонов в комплексах БФ в нижней части колонки отражает уменьшение количества фитодетрита на дне не столько за счет вариаций потока органического вещества на дно, сколько вследствие его вымывания сильными придонными течениями в раннеплейстоценовое время.

Такая интерпретация комплексов БФ согласуется с ранее опубликованными выводами [26, 28, 41, 42]. Авторы показали, что увеличение количества перерывов в геологической летописи (отсутствие и сокращение мощности некоторых стратиграфических зон и резкие высокоамплитудные пики магнитной восприимчивости) фиксируется именно в нижней части колонки и указывает на пульсационный характер придонных течений в раннем плейстоцене [4, 28, 42]. Согласно гипотезе о природе перерывов [4, 28, 42], увеличение скоростей придонных течений до величин, способных эродировать накопившийся осадок, приводило к размыву верхней толщи осадочного чехла. При этом хроностратиграфический объем уничтоженных эрозией отложений не обязательно соответствовал длительности эрозионного процесса [4, 28, 42]. Как отмечают авторы [4, 28, 42], продолжительность эрозии могла быть кратковременной, в том числе и геологически мгновенной.

Палеоокеанологические условия на дрефте Иоффе в течение плейстоцена. На основании анализа комплексов БФ выделено четыре палеоокеанологически контрастных временных интервала, которые описывают плейстоценовую историю формирования осадочного чехла на вершине дрефта Иоффе.

Интервал до ~2.39 млн л.н. (начало плейстоцена) характеризовался низким потоком органического вещества на дно, судя по типично олиготрофным комплексам БФ (рис. 2). Повышенные процентные содержания *G. subglobosa*, *C. wuellerstorfi*, *P. bulloides*, обитающие в условиях постоянного и/или высокопериодичного поступления органического вещества на дно (таблица), указывают на слабовыраженную сезонность биопродуктивности поверхностных вод над дрефтом Иоффе в начале плейстоцена. Этот вывод согласуется с результатами С. Кендера и соавторов [30], которые показали, что сезонность поступления органического вещества на дно могла являться

важным фактором, обусловившим глобальное распределение глубоководных БФ в течение раннего плейстоцена и последующего среднеплейстоценового перехода (~1.25–0.7 млн л.н.).

Повышенная доля *G. subglobosa* может указывать не только на количество и характер поступления органического вещества на дно, но и свидетельствовать об усилении придонных течений в раннем плейстоцене. Присутствие раковин БФ с характерными повреждениями также указывает на влияние придонных течений на процесс накопления осадка на дрефте Иоффе.

Кроме сезонности поступления органического вещества на дно, агрессивность придонных вод по отношению к карбонатным микрофоссилиям также, по-видимому, влияла на состав комплексов БФ на дрефте Иоффе. Пониженные концентрации вида *N. umbonifer*, который обычно доминирует при более экстремальных условиях, может указывать на установление слабоагрессивной придонной среды в раннем плейстоцене. Действительно, многочисленные опубликованные данные свидетельствуют о том, что в теплую эпоху позднего плиоцена и раннего плейстоцена усиление Атлантической меридиональной циркуляции приводило к экспансии на юг менее агрессивной палео-САГВ, присутствие которой было реконструировано на глубинах до 4350 м в Юго-Восточной Атлантике [6]. Судя по структуре комплекса БФ (рис. 2), вероятно, что палео-САГВ омывала и дрефт Иоффе на глубине отбора колонки (современная глубина 3800 м) в это время. Однако такое предположение требует дальнейших исследований и проверки независимыми методами.

Интервал ~2.39–1.6/0.92 млн л.н. по нанофоссилиям (или ~2.39–1.47/0.81 млн л.н. по ПФ) характеризуется сходными с предыдущим интервалом условиями (рисунки 2, 3 и 5). Однако увеличение доли *G. subglobosa* может свидетельствовать об усилении придонных течений на дрефте Иоффе в это время. Данный вывод подтверждается найденными поврежденными раковинами *N. umbonifer* и *C. wuellerstorfi*. Согласно опубликованным данным ([6] и ссылки в работе), между 2.0 и 1.5 млн л.н. происходило максимально интенсивное формирование аналога САГВ в Северной Атлантике, что, по-видимому, сопровождалось усилением придонных течений на глубинах распространения этой водной массы в юго-западной Атлантике и, возможно, на дрефте Иоффе. В пользу усиления придонных течений во время максимальной активности формирования палео-САГВ свидетельствует и перерыв, маркирующий окончание интервала и образовавшийся, по-видимому, в результате размыва большей части среднеплейстоценовых осадков [25, 42].

Интервал 0.92 (0.81)–0.44/0.27 млн л.н. отмечен появлением крупных представителей видов

C. wuellerstorfi, *Pyrgo* spp., *Quinqueloculina* spp. *La-gena* spp. во фракции >0.25 мм наряду с постоянным их присутствием в более мелкой фракции (рис. 3). Обилие разных размеров раковин одного вида говорит об установлении благоприятных условий для его существования. В настоящий момент перечисленные виды обитают в условиях нерегулярного (пульсационного) потока органического вещества на дно, так что их присутствие в комплексе БФ в интервале 0.92 (0.81)–0.44/0.27 млн л.н., скорее всего, свидетельствует в пользу более ярко выраженного сезонного характера формирования первичной продукции над дрейфом Иоффе в это время. Такой вывод согласуется с результатами С. Кендера и соавторов [30], которые предположили глобальное усиление сезонности в образовании органического вещества в фотическом слое после среднеледниковой эпохи. Переход к выраженному сезонному характеру цветения фитопланктона происходил на фоне установления 100-тысячелетней периодичности ледниково-межледниковых циклов (например, [12]) и ростом ледниковых щитов в Северном полушарии, что обусловило увеличение сезонного контраста температур воздуха и поверхностных вод. Усиление сезонного контраста в Южной Атлантике в среднем-позднем плейстоцене предполагают и другие авторы на основании микропалеонтологического анализа [1, 13]. Несмотря на усиление сезонности, среднегодовой поток органического вещества оставался низким, как следует из доминирования вида-индикатора низкой продуктивности *N. umbonifer*.

Увеличение процентных содержаний *N. umbonifer* также может свидетельствовать о более агрессивной по отношению к карбонатным микрофоссилиям среде в интервале 0.92 (0.81)–0.44/0.27 млн л.н. по сравнению с рассмотренными ранее интервалами. Это может быть связано с усилением влияния палео-НЦГВ/ААДВ и сокращением продукции палео-САГВ в течение оледенений [6].

Максимальные процентные содержания *G. subglobosa* могут отражать усиление придонных течений в интервале 0.92 (0.81) – 0.44/0.27 млн л.н.. Это предположение согласуется с предыдущими выводами об увеличении продукции ААДВ между 0.7 и 0.4 млн л.н. за счет усиления конвекции в Южном океане и интенсивного формирования льда на антарктическом шельфе [31]. Суммируя высказанное, можно предположить, что после среднеледниковой эпохи в результате глобальной перестройки термохалинной циркуляции вершину дрейфа Иоффе стали омывать воды антарктического происхождения.

Интервал последних 0.28 млн лет характеризовался более спокойной, холодной и стабильной

гидродинамической обстановкой, судя по монотонному распределению видов БФ. Общее похолодание климата, установившееся после среднеледниковой эпохи (например, [6]), могло способствовать уменьшению биологической продуктивности поверхностных вод и дальнейшему усилению сезонности формирования органического вещества над дрейфом Иоффе, что видно по сокращению доли видов-индикаторов низкого сезонного контраста в комплексах БФ. Более спокойная гидродинамическая обстановка реконструируется на основании уменьшения процентного содержания индикаторного вида *G. subglobosa* и по присутствию *I. tumidula*, не характерного для районов распространения сильных придонных течений (рис. 2; табл. 1). При этом вариации гранулометрического состава в этой же части колонки предполагают наличие трех циклов усиления и ослабления придонных течений (рис. 5, [42]). Данное расхождение может быть связано с небольшим градиентом изменчивости скоростей течений после ~0.28 млн лет, который, с одной стороны, приводил к вымыванию более тонких частиц из осадка, но, с другой стороны, был недостаточно сильным, чтобы оказывать существенное влияние на структуру комплексов бентосных организмов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Количественные анализы сообществ бентосных фораминифер по колонке АИ-2436 позволили реконструировать относительные вариации потока и периодичности поступления органического вещества на дно, а также изменения скоростей придонных течений. Кроме того, удалось предположить смену водных масс, омывавших вершину дрейфа Иоффе в юго-западной Атлантике в плейстоценовое время. Показано, что поток органического вещества был низким в течение всего времени накопления осадка. Трансформированное органическое вещество, по-видимому, преобладало над лабильным, скорее всего, как за счет низкой биопродуктивности фотического слоя, так и вследствие вымывания тонкой фракции придонными течениями. Образование органического вещества в результате цветения фитопланктона происходило в условиях низкого сезонного контраста до среднеледниковой эпохи и с выраженной сезонной периодичностью после нее.

Доминирование толстостенных видов в комплексе бентосных фораминифер и характерных черт деформации раковин (вмятины, отверстия, сколы, царапины) некоторых видов по всей длине колонки послужило еще одним подтверждением гипотезы контуриковой природы осадков дрейфа Иоффе. Выделены три группы деформаций, обнаруженных при визуальной оценке рако-

вин видов *N. umbonifer* и *C. wuellerstorfi* и предположительно разного генезиса: (1) повреждения, вероятно, связанные с ударами о раковину перемещающихся компонентов осадка; (2) окатанные сколы и разрушенные последние камеры, по-видимому, обусловленные перемещением экземпляров на небольшие расстояния под действием придонных течений; (3) неокатанные сколы и истончение раковин, являющиеся результатом воздействия агрессивной придонной среды на карбонатные микрофоссилии. Результаты данного исследования показали хороший потенциал использования бентосных фораминифер в качестве вспомогательного индикатора при выделении контуритов. Однако это предположение требует проверки на других материалах из областей формирования контуритовых тел и осадочных волн.

По комплексам бентосных фораминифер в плейстоценовой истории контуритового дрифта Иоффе выделяется четыре этапа: (1) начало плейстоцена (до ~2.39 млн л.н.), характеризовавшееся, вероятно, слабовыраженным сезонным контрастом в поступлении органического вещества на дно, доминированием менее агрессивной по отношению к карбонатным компонентам осадка водной массы и изменчивыми скоростями придонных течений; (2) интервал ~2.39–1.6/0.92 млн л.н. по нанофоссилиям (или ~2.39–1.47/0.81 млн л.н. по планктонным фораминиферам), отличающийся от предыдущего усилением придонных течений за счет активного формирования палео-САГВ в Северной Атлантике; (3) интервал 0.92 (0.81)–0.44/0.27 млн л.н., характеризующийся усилением сезонного контраста в поступлении органического вещества на дно, повышенными скоростями придонных течений, а также, вероятно, преобладанием более агрессивной палео-НЦГВ/ААДВ в районе исследования за счет увеличения продукции вод антарктического и субантарктического происхождения в течение длительных интервалов оледенений при установлении 100-тысячелетней ледниково-межледниковой цикличности; и (4) период последних 0.28 млн лет, когда при доминировании палео-НЦГВ/ААДВ установились более стабильные и спокойные условия с пониженными скоростями придонных течений.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках Госзадания ИО РАН (проект № 0128-2021-0006).

Благодарности. Авторы благодарят сотрудников Кабинета приборной аналитики ПИН РАН и М.А. Зенину за помощь с фотографированием видов, Е.В. Иванову и И.О. Мурдмаа за плодотворные дискуссии и конструктивную критику, а также рецензента статьи за ценные замечания и полезные рекомендации, позволившие улучшить данную статью.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кулешова Л.А., Овсепян Е.А. Палеоокеанологические реконструкции для юго-западной части Атлантического океана в среднем-позднем плейстоцене на основе комплексов бентосных фораминифер // Вестник Московского Университета. Серия 5. География. № 3. С. 72–82.
2. Лукашина Н.П. Глубоководная циркуляция в канале Хантер (Юго-Западная Атлантика) в позднем плейстоцене и голоцене по бентосным фораминиферам // Океанология. 2019. Т. 59. № 1. С. 133–142.
3. Морозов Е.Г., Тараканов Р.Ю. Вытекание Антарктической донной воды из канала Вима // Докл. РАН. 2014. Т. 456. № 2. С. 227–230.
4. Мурдмаа И.О. Перерывы (hiatuses) в разрезах глубоководных отложений: вырванные придонными течениями страницы геологической летописи // Материалы XXIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. М.: ИО РАН, 2019. Т. I. С. 136–139.
5. Altenbach A.V., Pflaumann U., Schiebel R. et al. Scaling percentages and distributional patterns of benthic foraminifera with flux rates of organic carbon // Journal of Foraminiferal Research. 1999. V. 29. P. 173–185.
6. Bell D.B., Jung S.J.A., Kroon D. The Plio-Pleistocene development of Atlantic deep-water circulation and its influence on climate trends // Quaternary Science Reviews. 2015. V. 123. P. 265–282.
7. Blatt H., Middleton G., Murray R. Origin of sedimentary rocks. New Jersey, Englewood Cliffs: Prentice-Hall Inc., 1980. 782 p.
8. Borisov D., Murdmaa I., Levchenko O., Frey D. Regional setting // The Ioffe Drift / Murdmaa I.O., Ivanova E.V. (Eds.). Switzerland: Springer, 2021. P. 7–20.
9. Borisov D., Levchenko O., Libina N. The geomorphology and seismic structure // The Ioffe Drift / Murdmaa I.O., Ivanova E.V. (Eds.). Switzerland: Springer, 2021. P. 37–52.
10. Cannariato K.G., Kennett J.P. Climatically related millennial-scale fluctuations in strength of California margin oxygen-minimum zone during the past 60 k.y. // Geology. 1999. V. 27. № 11. P. 975–978.
11. Carman M.R., Keigwin L.D. Preservation and color differences in Nuttallides umbonifera // Journal of Foraminiferal Research. 2004. V. 34. № 2. P. 102–108.
12. Clark P.U., Archer D., Pollard D. et al. The middle Pleistocene transition: characteristics, mechanisms, and implications for long-term changes in atmospheric pCO₂ // Quaternary Science Reviews. 2006. V. 25. P. 3150–3184.
13. de Almeida F.K., de Mello R.M., Costa K.B., Toledo F.A.L. The response of deep-water benthic foraminiferal assemblages to changes in paleoproductivity during the Pleistocene (last 769.2 kyr), western South Atlantic // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2015. V. 440. P. 201–212.
14. de Rijk S., Jorissen F.J., Rohling E.J., Troelstra S.R. Organic flux control on bathymetric zonation of Mediterranean benthic foraminifera // Marine Micropaleontology. 2000. V. 40. P. 151–166.
15. Diz P., Barker S. Approaches and constraints to the reconstruction of paleoproductivity from Cape Basin

- abyssal benthic foraminifera (South Atlantic) // *Journal of Micropaleontology*. 2016. V. 35. P. 195–204.
16. *Garcia H.E., Locarnini R.A., Boyer T.P. et al.* World Ocean Atlas 2013, V. 3: Dissolved Oxygen, Apparent Oxygen Utilization, and Oxygen Saturation / Levitus S. (Ed.). NOAA Atlas NESDIS 75, 2014. 27 p.
 17. GEBCO Compilation Group (2021) GEBCO 2021 Grid (doi): <https://doi.org/10.5285/c6612cbe-50b3-0cff-e053-6c86abc09f8f>
 18. *Gooday A.J.* Deep-sea benthic foraminifera species which exploit phytodetritus: characteristic features and controls on distribution // *Marine Micropaleontology*. 1993. V. 22. P. 187–205.
 19. *Gooday A.J., Malzone M.G., Bett B.J., Lamont P.A.* Decadal-scale changes on shallow-infaunal foraminiferal assemblages at the Porcupine Abyssal Plain, NE Atlantic // *Deep-Sea Research II*. 2010. V. 57. P. 1362–1382.
 20. *Gupta A.K., Thomas E.* Initiation of Northern Hemisphere glaciation and strengthening of the northeast Indian monsoon: Ocean drilling program site 758, eastern equatorial Indian Ocean // *Geology*. 2003. V. 31. P. 47–50.
 21. *Fariduddin M., Loubere P.* The surface ocean productivity response of deeper water benthic foraminifera in the Atlantic Ocean // *Marine Micropaleontology*. 1997. V. 32. P. 289–310.
 22. *Fatela F., Taborda R.* Confidence limits of species proportions in microfossil assemblages // *Marine Micropaleontology*. 2002. V. 45. P. 169–174.
 23. *Ferreira F., Frontalini F., Leão C.J., Leipnitz I.I.* Changes in the water column structure and paleoproductivity in the western South Atlantic Ocean since the middle Pleistocene: evidence from benthic and planktonic foraminifera // *Quaternary International*. 2014. V. 352. P. 111–123.
 24. *Jorissen F.J., Fontanier C., Thomas E.* Paleoceanographical proxies based on deep-sea benthic foraminiferal assemblage characteristics // *Proxies in Late Cenozoic Paleoceanography*. V. 1. Developments in Marine Geology / C. Hillaire-Marcel, A. de Vernal (Eds.). New York: Elsevier, 2007. P. 263–325.
 25. *Ivanova E., Dmitrenko O.* Micropaleontology and biostratigraphy // *The Ioffe Drift / Murdmaa I.O., Ivanova E.V.* (Eds.). Switzerland: Springer, 2021. P. 99–130.
 26. *Ivanova E., Murdmaa I., Borisov D. et al.* Late Pliocene-Pleistocene stratigraphy and history of formation of the Ioffe calcareous contourite drift, Western South Atlantic // *Marine Geology*. 2016. V. 372. P. 17–30.
 27. *Ivanova E., Borisov D., Dmitrenko O., Murdmaa I.* Hiatuses in the late Pliocene-Pleistocene stratigraphy of the Ioffe calcareous contourite drift, western South Atlantic // *Marine and Petroleum Geology*. 2020. V. 111. P. 624–637.
 28. *Ivanova E., Borisov D., Murdmaa I.* Hiatuses and core correlations // *The Ioffe Drift / Murdmaa I.O., Ivanova E.V.* (Eds.). Switzerland: Springer, 2021. P. 145–160.
 29. *Ivanova E.V., Borisov D.G., Murdmaa I.O., Ovsepyan E.A., Stow D.* Contourite systems around the northern exit from the Vema Channel // *Marine Geology*. 2022. V. 449. 106835.
 30. *Kender S., McClymont E.L., Elmore A.C. et al.* Mid Pleistocene foraminiferal mass extinction coupled with phytoplankton evolution // *Nature Communication*. 2016. V. 7. 11970.
 31. *Kuijpers A.* Southern Ocean circulation and global climate in the Middle Pleistocene (early Bruhnes) // *Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology*. 1989. V. 76. P. 67–83.
 32. *Kuleshova L.A., Bashirova L.D., Matul A.G. et al.* Changing sea-surface and deep-water conditions in the southern Cape Verde Basin during the mid-Pleistocene to Holocene // *Paleogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology*. 2022. V. 594. 110921.
 33. *Loubere P., Fariduddin M.* Quantitative estimation of global patterns of surface ocean biological productivity and its seasonal variation on timescales from centuries to millennia // *Global Geochemical Cycles*. 1999. V. 13. № 1. P. 115–133.
 34. *Lutze G.F., Thiel H.* *Cibicidoides wuellerstorfi* and *Planulina ariminensis*, elevated epibenthic Foraminifera // *Beobachtungen an Benthos-Foraminiferen / Altenbach A.V., Lutze G.F., Weinholz P.* (Eds.). Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel. 1987. V. 6. P. 17–30.
 35. *Mackensen A., Grobe H., Kuhn G., Fütterer D.K.* Benthic foraminiferal assemblages from the eastern Weddell Sea between 68 and 73°S: distribution, ecology and fossilization potential // *Marine Micropaleontology*. 1990. V. 16. P. 241–283.
 36. *Mackensen A., Schmiedl G., Harloff J., Giese, M.* Deep-sea foraminifera in the South Atlantic Ocean: Ecology and assemblage generation // *Micropaleontology*. 1995. V. 41. P. 342–358.
 37. *Marañón E., Holligan P.M., Varela M. et al.* Basin-scale variability of phytoplankton biomass, production and growth in the Atlantic Ocean // *Deep Sea Research I*. 2000. V. 47. P. 825–857.
 38. *Meisling K.E., Cobbold P.R., Mount V.S.* Segmentation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil // *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 2001. V. 85. P. 1903–1924.
 39. *Melguen M., Thiede J.* Facies distribution and dissolution depths of surface sediment components from the Vema Channel and the Rio Grande Rise (Southwest Atlantic Ocean) // *Marine Geology*. 1974. V. 17. P. 341–353.
 40. *Morozov E.G., Demidov A.N., Tarakanov R.Y., Zenk W.* *Abyssal Channels in the Atlantic Ocean*. Dordrecht: Springer, 2010. 266 p.
 41. *Murdmaa I.O., Borisov D.G., Ivanova E.V. et al.* The Ioffe calcareous contourite drift, Western South Atlantic // *Book of Abstracts, 2nd Deep-Water Circulation Congress: the Contourite Log-book / Van Rooij D., Rüggeberg A.* (Eds.). Ghent, Belgium, 10–12 September 2014. VLIZ Special Publication 69. Ghent University, Department of Geology and Soil Science – Vlaams Instituut voor de Zee – Flanders Marine Institute (VLIZ), Oostende, Belgium. 2014. P. 75–76.

42. *Murdmay I. Ivanova E., Borisov D.* History of the Ioffe Drift // The Ioffe Drift / Murdmay I.O., Ivanova E.V. (Eds.). Switzerland: Springer, 2021. P. 161–182.
43. *Murgese D.S., De Dekker P.* The distribution of deep-sea benthic foraminifera in core tops from the eastern Indian Ocean // *Marine Micropaleontology*. 2005. V. 56. P. 25–49.
44. *Ovsepyan E.A., Ivanova E.V.* Glacial-interglacial interplay of southern- and northern-origin deep waters in the São Paulo Plateau area of the western South Atlantic // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2019. V. 514. P. 349–360.
45. *Peebles M.W., Lewis R.D.* Surface textures of benthic foraminifera from San Salvador, Bahamas // *Journal of Foraminiferal Research*. 1991. V. 21. № 4. P. 285–292.
46. *Poli M.S., Meyers P.A., Thunell R.C., Capodivacca M.* Glacial-interglacial variations in sediment organic carbon accumulation and benthic foraminiferal assemblages on the Bermuda Rise (ODP Site 1063) during MIS 13 to 10 // *Paleoceanography*. 2021. V. 27. PA3216.
47. *Rathburn A.E., Corliss B.H.* The ecology of living (stained) deep-sea benthic foraminifera from the Sulu Sea // *Paleoceanography*. 1994. V. 9. № 1. P. 87–150.
48. *Smart C.W., Gooday A.J.* Recent benthic foraminifera in the abyssal Northeast Atlantic Ocean: relation to phytodetritus inputs // *Journal of Foraminiferal Research*. 1997. V. 27. № 2. P. 85–92.
49. *Schmiedl G., Mackensen A.* Late Quaternary paleoproductivity and deep water circulation in the eastern South Atlantic Ocean: Evidence from benthic foraminifera // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1997. V. 130. P. 43–80.
50. *Tetard M., Licari L., Ovsepyan E. et al.* Toward a global calibration for quantifying past oxygenation in oxygen minimum zones using benthic Foraminifera // *Biogeosciences*. 2021. V. 18(9). P. 2827–2841.
51. *Wetmore K.L.* Correlations between test strength, morphology and habitat in some benthic foraminifera from the coast of Washington // *Journal of Foraminiferal Research*. 1987. V. 17. P. 1–13.
52. *Wollenburg J.E., Mackensen A.* Living benthic foraminifera from the central Arctic Ocean: faunal composition, standing stock and diversity // *Marine Micropaleontology*. 1998. V. 34. P. 153–185.

Pleistocene Paleoceanographic Conditions in the Ioffe Drift Area (South Atlantic) Based on Benthic Foraminiferal Assemblages

E. A. Ovsepyan^{a, #}, N. O. Grechikhina^{a, b}

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

^b*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

[#]*e-mail: eovsepyan@ocean.ru*

The Ioffe Drift located in the western South Atlantic to the north-east to the Vema Channel was discovered in the 32nd cruise of the R/V “*Akademik Ioffe*” in 2010. The analysis of the seismoacoustic, biostratigraphic, lithological, grain-size, geochemical and X-ray fluorescence data allowed to estimate the Pleistocene age of the upper part of the drift as well as to confirm contourite genesis of the sediments. Quantitative analyses of benthic foraminiferal assemblages are carried out in the sediment core AI-2436 (26°51.6' S, 34°01.40' W, 3800 m water depth) collected near the drift summit. The obtained results allowed reconstructing relative changes of the organic matter flux to the seafloor, its periodicity and bottom current intensity as well as suggesting interplay of the deep-water masses during the Pleistocene. Visual evaluation of benthic foraminiferal tests allowed distinguishing three groups of damages of presumably variable genesis. First group includes damages possibly resulted from impacts of particles transporting by bottom currents. Second group consists of damages that appeared due to movement of the tests by strong bottom currents. Third group contains deformations caused by dissolution in carbonate-aggressive bottom-water environment. Thus, specific features of the tests in combination with traditional methods may serve as a supporting technique for diagnostics of contourites. However, this method demands a development of application criteria and should be verified on reliable material.

Keywords: bioproductivity, bottom currents, water masses, preservation of microfossils, paleoecology, contourites

УДК 553.065

ОТКРЫТИЕ НОВЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РУДНЫХ ПОЛЕЙ “КОРАЛЛОВЕ” (13°07' с.ш.) И “МОЛОДЕЖНОЕ” (13°09' с.ш.) В ПРЕДЕЛАХ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА

© 2023 г. А. М. Маковиз^{1, 3, *}, А. Е. Мусатов^{1, **}, И. А. Сергеева^{1, 3}, Г. А. Черкашев^{2, 3},
Е. В. Наркевский¹, Р. В. Шипов¹, З. В. Жидков^{1, 4}, Д. А. Крюков¹, И. Г. Добрецова¹,
В. Л. Скаковский¹, Д. В. Каминский¹, М. С. Степанова², А. С. Бич², А. С. Савин¹

¹АО “Полярная морская геологоразведочная экспедиция” (АО “Росгеология”),
Санкт-Петербург, Россия

²ФГБУ ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга,
Санкт-Петербург, Россия

³Санкт-Петербургский государственный университет, Институт Наук о Земле,
Санкт-Петербург, Россия

⁴Зоологический институт Российской академии наук,
Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: makoviz77@gmail.com

**e-mail: alexejmusatov@yandex.ru

Поступила в редакцию 15.10.2021 г.

После доработки 04.05.2022 г.

Принята к публикации 16.08.2022 г.

В ходе выполнения 41-ого рейса НИС “Профессор Логачев” в 2019 г. в пределах Российского Разведочного района на Срединно-Атлантическом хребте открыты два новых рудных поля. Рудное поле “Коралловое” расположено в срединной части борта рифтовой долины и залегает на пологом участке склона в интервале глубин 2800–2850 м. Рудное поле “Молодежное” расположено на расстоянии около 5 км к северо-востоку от поля “Коралловое” и залегает на менее крутом участке склона в интервале глубин 3500–3550 м. Поля “Коралловое” и “Молодежное” приурочены к выходу массива габбро-перидотитов на западном борту рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта. Общее количество открытых рудных полей в Российском Разведочном районе увеличено до 14 объектов.

Ключевые слова: Срединно-Атлантический хребет, Российский разведочный район, гидротермальное рудообразование, гидротермальное рудное поле

DOI: 10.31857/S0030157423010070, EDN: AHDAWN

ВВЕДЕНИЕ

В 2012 г. был подписан контракт между Министерством природных ресурсов и экологии РФ и Международным органом по морскому дну при ООН на проведение геологоразведочных работ на полиметаллические сульфидные руды в Международном районе морского дна. Российский разведочный район (РРР) расположен в интервале широт 12°48'–20°54' с.ш. на Срединно-Атлантическом хребте (САХ) и состоит из 100 разведочных блоков размером 10 × 10 км каждый (рис. 1). К 2019 г. в пределах РРР было открыто двенадцать рудных объектов, одиннадцать из которых имеют российский приоритет открытия [3].

Результатом экспедиционных работ в 2019–2020 гг. было открытие двух новых гидротермальных полей. Предварительные данные об этих рудных объектах приводятся в данной статье.

МЕТОДЫ

В 2019–2020 гг. сотрудниками АО “ПМГРЭ” (АО “Росгеология”) совместно со специалистами ФГБУ ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга в 41-ом рейсе НИС “Профессор Логачев” в ходе проведения поисковой стадии геологоразведочных работ были изучены южные блоки РРР на отрезке САХ 20°01'–20°54' с.ш. Работы проводились по отработанной в рейсах АО “ПМГРЭ” методике, включающей следующие виды работ и инструменты:

- гидролокационное профилирование с электроразведочным модулем (комплекс ГБО “МАК-1М-ЕП” с одновременным измерением потенциала естественного электрического поля (ЕП);
- телевизионное профилирование (комплекс TVS Sperre);

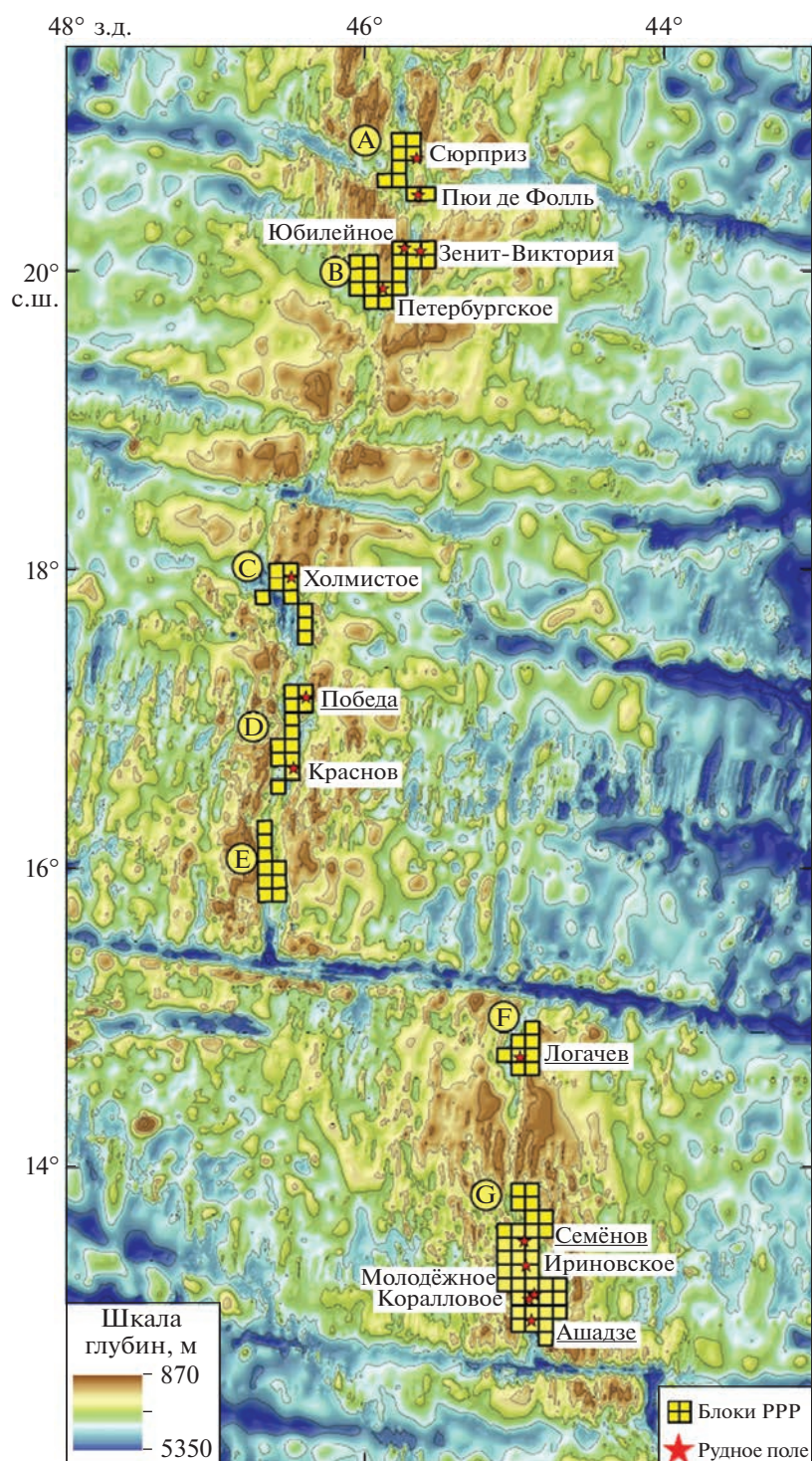


Рис. 1. Российский Разведочный Район и рудные объекты в его пределах [2 с добавлениями].

- геологическое опробование (скальная драга, коробчатый пробоотборник);
- гидрофизическое зондирование (зонд SBE 911 plus);
- привязка аппаратов (система подводной навигации HiRAP-101).

В качестве батиметрической основы использовались материалы многолучевой батиметрической съемки масштаба 1 : 200 000, выполненной ГНЦ ФГУГП «Южморгеология». Основным методом при проведении поисково-разведочных работ является гидроакустическое профилирова-

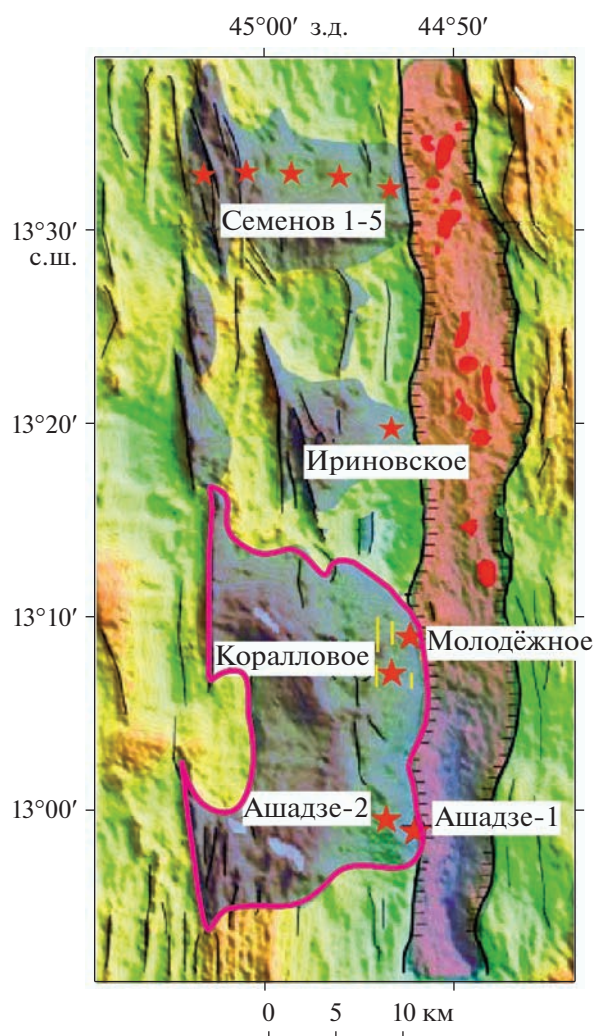


Рис. 2. Расположение гидротермальных полей “Коралловое” и “Молодежное” на участке САХ в пределах крупного габбро-перидотитового массива (красный контур) [10 с дополнениями]. Серым цветом отмечены массивы габбро-перидотитовых пород (внутренние океанические комплексы), от светло-красного до фиолетового — днище рифтовой долины разной глубины залегания, ярко-красным — неовулканические поднятия, черной линией с отметками — граница днища рифтовой долины, звездами — гидротермальные рудные поля, желтыми штрихами — аномалии ЕП в районе новых гидротермальных полей.

ние комплексом ГБО “МАК-1М-ЕП”. Методика совместного выполнения гидролокации бокового обзора и измерения ЕП была разработана сотрудниками АО “ПМГРЭ” и показала высокую эффективность ее применения при поисках сульфидных руд [1].

Минеральный состав гидротермальных образований исследовался методом рентгенофазового анализа (РФА) на дифрактометре D2 Phaser фирмы Bruker в центре физики наногетероструктур Физико-технического института им. А.Ф. Иоффе РАН.

Химический состав гидротермальных образований исследовался в лаборатории Физических и химических методов исследования минерального вещества (центр коллективного пользования “Геоаналитик”) Института геологии и геохимии УрО РАН методом рентгенофлуоресцентного спектрального анализа на следующие компоненты: Na_2O , MgO , Al_2O_3 , SiO_2 , S , CaO , MnO , Fe_2O_3 , Cu , Zn на спектрометре СРМ-35.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

В результате проведенного придонного профилирования на двух участках дна были зафиксированы аномалии ЕП. Исследованиями этих участков при помощи телевизионного профилирования визуально установлены трубные комплексы черных курильщиков, а в ходе последующего пробоотбора подняты массивные сульфидные руды. Дальнейшее оконтуривание рудных тел телепрофилированием и их опробование подтвердило открытие двух новых гидротермальных рудных полей, получивших названия “Коралловое” и “Молодежное”.

Гидротермальные рудные поля “Коралловое” и “Молодежное” расположены в южной части сегмента Срединно-Атлантического хребта, расположенного между трансформными разломами Зеленого Мыса и Марафон. Рифтовая долина на данном участке САХ отличается узким (2 км) и глубоким (4600–4900 м) дном с высокими склонами бортов. Восточный борт долины сложен преимущественно базальтами, на западном борту установлены несколько выходов глубинных габбро-перидотитовых пород. Поля “Коралловое” и “Молодежное” вместе с рудным узлом “Ашадзе” приурочены к самому крупному массиву габбро-перидотитов (рис. 2).

Выходы глубинных пород габбро-перидотитовой ассоциации в пределах срединно-океанических хребтов связывают с внутренними океаническими комплексами (ВОК), в пределах которых отмечены многочисленные проявления высокотемпературной гидротермальной деятельности и сульфидного оруденения [5, 6, 8, 9, 11]. Ранее в южной части того же массива были открыты гидротермальные рудные поля “Ашадзе-1” и “Ашадзе-2” [4].

В результате открытия двух новых полей количество рудных объектов на отрезке САХ от 13°00' до 13°30' с.ш. увеличилось до шести. Подобное интенсивное скопление гидротермальных полей уникально для всей структуры САХ. Также обращает на себя внимание факт их “регулярного” распределения: на 60-километровом отрезке между рудными узлами “Ашадзе” и “Семенов” рудные объекты располагаются на расстоянии 20 км.

Гидротермальное рудное поле “Коралловое” расположено в срединной части борта рифтовой долины и залегает на пологом участке склона в интервале глубин 2800–2850 м. За центр поля приняты координаты 13°07.2' с.ш. и 44°53.8' з.д. По результатам телепрофилирования в пределах поля установлены и оконтурены три рудных тела, а также зафиксированы признаки гидротермальной активности (раковины двустворчатых моллюсков, металлоносные осадки и гидротермальные корки) (рис. 3).

При проведении телевизионной съемки в пределах рудного тела 1 поля “Коралловое” наблюдался дым черного курильщика, и на небольшом удалении от него было зафиксировано повышенное содержания метана на гидрологической станции зондирования 41L173z (рис. 4).

В пределах рудных тел и на небольшом удалении от них телесъемкой зафиксированы двустворчатые моллюски родов *Bathymodiolus* sp. и *Caliptogena* sp., поселения которых приурочены к активным гидротермальным источникам [7].

Рудные тела имеют следующие размеры: 50 × 40 м (1), 150 × 100 м (2) и 20 × 30 м (3). Большая часть рудных тел перекрыта маломощными чехлом донных осадков. Рудные тела 1 и 2 в ходе работ были опробованы семью станциями драгирования (рис. 3). Рудное тело 3 не было опробовано и выделено только по данным телепрофилирования. При проведении телевизионной съемки фиксировались трубные комплексы и их обломки, гидротермальные корки, металлоносные осадки и холмы высотой до 5 м, на поверхности которых развиты колонии двустворчатых моллюсков. В пределах холмов при драгировании подняты прожилково-вкрапленные руды и раковины моллюсков. Корки и металлоносные осадки распространены как в пределах рудных тел, так и на небольшом от них удалении. Всего при помощи скальной драги в пределах поля “Коралловое” поднято около 600 кг гидротермальных образований, представленных прожилково-вкрапленным оруденением (≈525 кг), обломками труб (≈60 кг) и гидротермальными корками (≈15 кг). В драгах также встречались обломки серпентинизированных габбро-перидотитов и базальтов.

Ниже приводится описание выделенных типов гидротермальных образований, сделанное на основе макроскопического описания и исследований под бинокуляром:

Фрагменты труб гидротермальных построек (станция 41L155d) имеют концентрически-зональное строение (выделяются 4 главных зоны) и сложены преимущественно халькопиритом и борнитом: халькопирит/борнит – 60%, ковеллин/халькозин – 30%, опал – 7%, сфалерит – 2%, марказит – 1% (рис. 5).

Внутренняя зона труб сложена рыхлыми синими и розоватыми сульфидами меди, иногда с вкрапленностью мелких кристаллов халькопирита и сфалерита. Сфалерит тяготеет к внешней части зоны, ближе к контакту со следующей халькопирит-борнитовой зоной. Халькопирит-борнитовая зона сложена мелкозернистым минеральными агрегатами борнита и относительно крупными тетраэдрическими кристаллами халькопирита (до 0.3 мм), на поверхности минералов наблюдается побежалость вторичных сульфидов меди. Помимо относительно крупных кристаллов халькопирит также образует мелкозернистые минеральные агрегаты. На границе со следующей зоной наблюдаются редкие сростки пластинчатых кристаллов марказита (?), на поверхности которых развит черный налет. Следующая зона сложена сливным тонкозернистым борнитом с гнездами мелкозернистого халькопирита. Поверхность борнита покрыта синей и красновато-розоватой побежалостью сульфидов меди. Внешняя зона сложена мелкозернистым халькопиритом, борнитом и опалом. Опал образуется в кавернах и порах, и его количество увеличивается к внешней части трубы, а количество сульфидов наоборот уменьшается. Строение труб осложнено побочными каналами, которые нарушают общую зональность.

Сульфиды с прожилково-вкрапленным оруденением (станции 41L155d, 41L156d, 41L161d, 41L176d, 41L170/1d и 41L175/1d) представлены в основном халькопирит-борнитовым (80%) и, в меньшей степени, пиритовым типами. Также в части образцов присутствуют халькопирит-борнит-пирротинная и пирит-халькопиритовая вкрапленность. Сульфидная вкрапленность условно делится на богатую и убогую. В богатой вкрапленности содержания сульфидов в среднем составляет около 20% от общего объема породы и может достигать 40%. В убогой – 2–3%. В среднем по всем изученным образцам вкрапленность составляет 4–5%.

Вмещающие породы представлены преимущественно тальковыми, тальк-хлоритовыми и тальк-опаловыми разновидностями. В некоторых образцах наблюдаются идиоморфные призматические полости с пластинчатыми агрегатами талька, который вероятно замещает реликты пироксена, в других образцах реликты исходной породы неразличимы, и вмещающая порода принимает мелоподобный вид.

Гидротермальные корки (станции 41L155d, 41L156d, 41L160d) сложены гидроксидами железа и марганца и имеют слоистое строение с кремнисто-железистыми прожилками. В некоторых образцах наблюдаются реликты оталькованных пород и единичные вкрапленники халькопирита, пирита и борнита. Они могут образовывать плотный каркас из сливных агрегатов. В некоторых образцах среди прослоев гидроксидов железа и

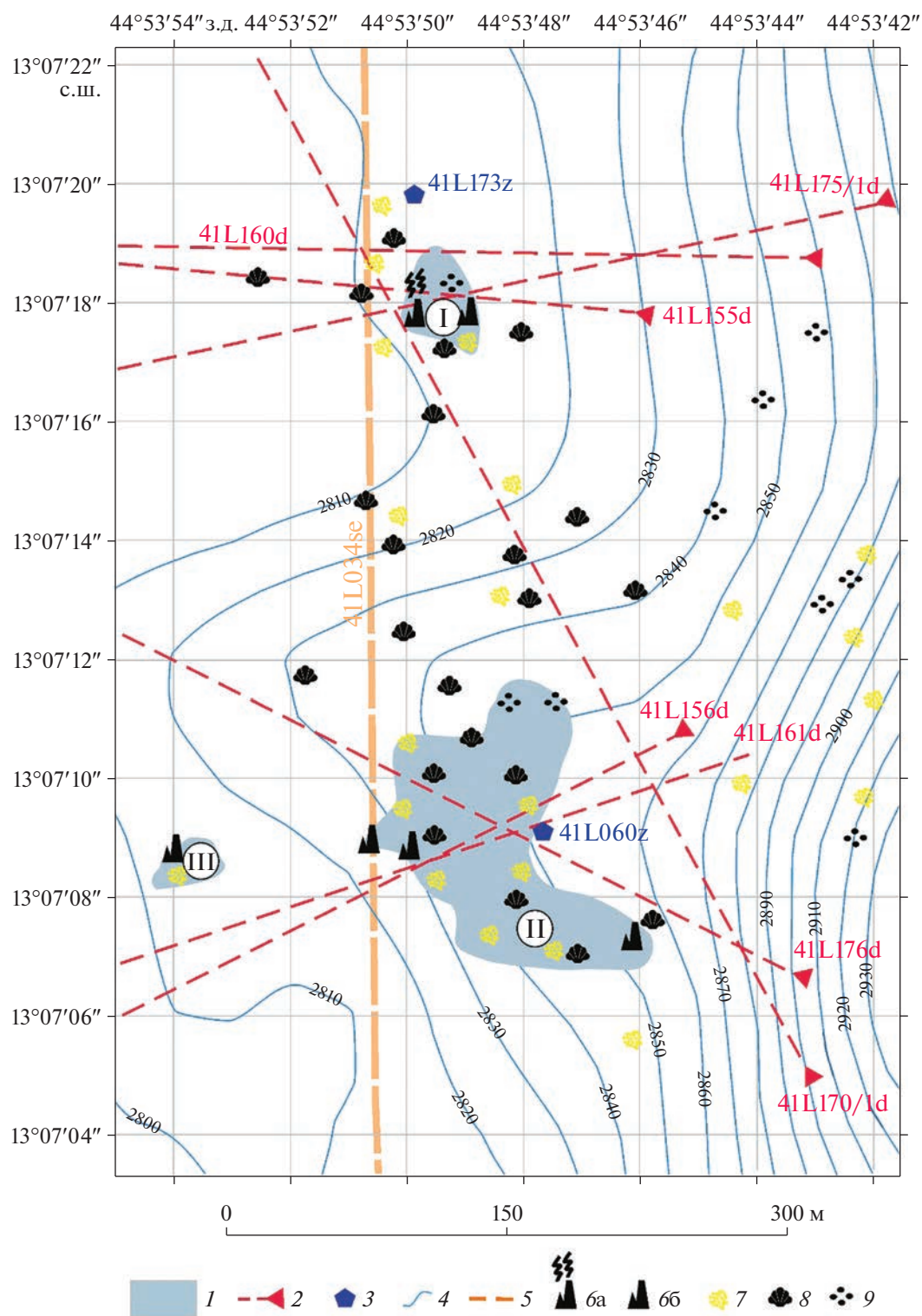


Рис. 3. Схема строения гидротермального рудного поля “Коралловое”: 1 – рудные тела и их номера (римские цифры), 2 – станции драгирования, 3 – гидрологические станции, 4 – изобаты (через 10 м), 5 – фрагмент профиля с выделенной аномалией ЕП, 6 – гидротермальные постройки: активные (а) и неактивные (б), 7 – металлоносные осадки, 8 – раковины моллюсков, 9 – гидротермальные корки.

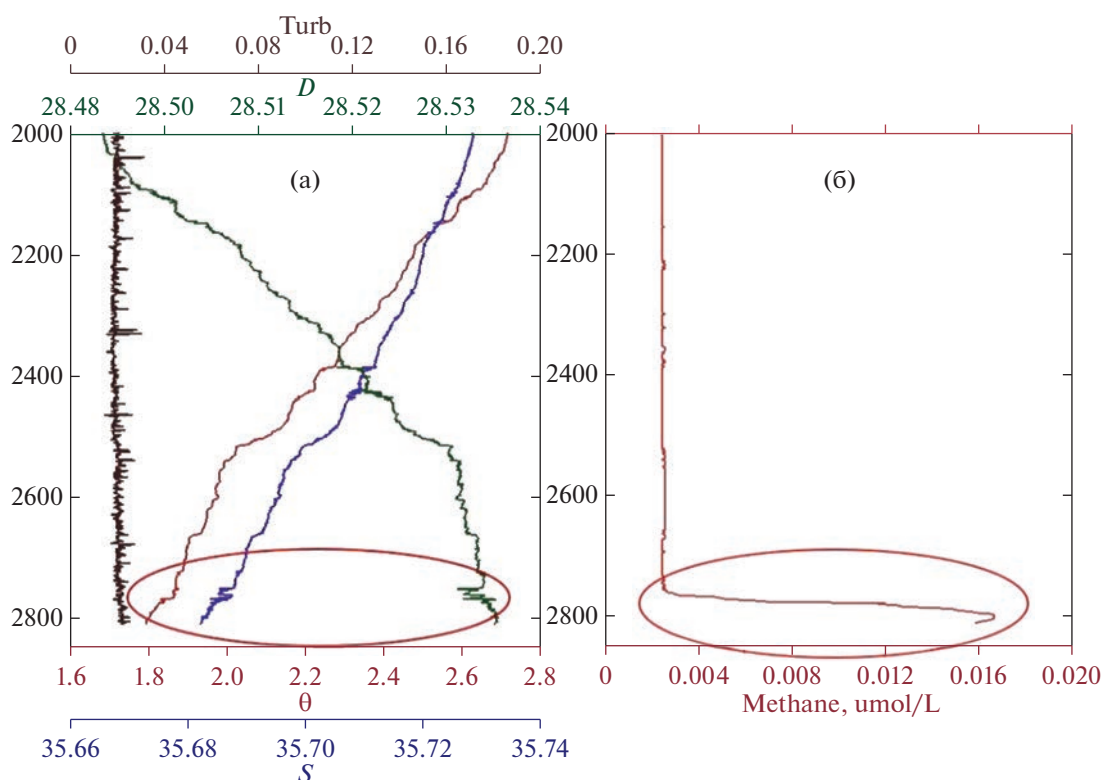


Рис. 4. Гидрофизические параметры (а) и концентрация метана (б) водной толщи на станции зондирования 41L173z. Turb – мутность; D – потенциальная плотность, кг/м³; θ – потенциальная температура, °C; S – солёность, промилле; Methane – концентрация растворённого метана, моль/л; красный контур – зона аномалий в придонно-водной толще.

марганца встречается атакамит (до 15%), образующий идиоморфные клиновидные кристаллы изумрудного цвета и скрытокристаллические агрегаты зеленовато-бирюзового цвета. Более крупные агрегаты атакамита чаще наблюдаются в прожилках ближе к внешней поверхности корок. В корках выделено две главные минеральные разновидности: преимущественно марганцевые корки с гидроксидами железа и железомарганцевые корки с атакамитом и реликтами оталькованных пород. По результатам изучения минерального состава корок методом рентгенофазового анализа (РФА) установлено, что преимущественно марганцевые корки (обр. 41L155-14) сложены тодорокитом, бернесситом, кварцем, аморфными гидроксидами железа, кальцитом и арагонитом. В корках отмечаются редкие минералы, такие как шабазит и цинкит. Железистые корки (обр. 41L155-8) сложены аморфными гидроксидами железа, ферригидритом, гетитом, тодорокитом, тальком и кварцем. В железистых корках также установлены клиноатакамит и цинкит.

Гидротермальное рудное поле “Молодежное” расположено на расстоянии около 5 км к северо-востоку от поля “Коралловое”. Поле залегает на менее крутом участке склона в интервале глубин 3500–3550 м. За центр поля приняты координаты

13°09.4' с.ш. и 44°52.1' з.д. В пределах гидротермального поля по данным телевизионной съемки установлено рудное тело размером около 370 × 100 м, опробованное двумя станциями драгирования, а также зафиксированы признаки гидротермальной активности (раковины двустворчатых моллюсков, металлоносные осадки и гидротермальные корки) (рис. 6).

При подводных теленаблюдениях наблюдались двустворчатые моллюски, что указывает на гидротермальную активность. По данным гидрофизического зондирования на станции 41L059z зафиксирована повышенная мутность в придонной водной толще (рис. 7).

По данным видеонаблюдений в пределах рудного тела поля “Молодежное” фиксировались фрагменты труб, гидротермальные корки, металлоносные осадки и плитообразные образования, вероятно сложенные сульфидными рудами. Металлоносные осадки установлены только в пределах рудного тела. Корки и раковины двустворчатых моллюсков встречаются в пределах рудного тела, а также выше по склону на небольшом удалении от рудного тела. Также выше по склону на расстоянии около 100 м от рудного тела установлен холм с колониями двустворчатых моллюсков. Холм вероятно сложен прожилково-вкрапленными

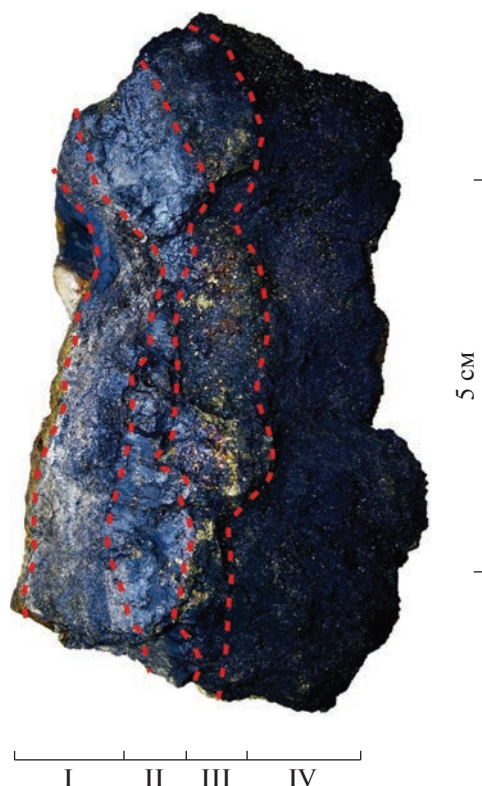


Рис. 5. Зональность фрагмента трубы поля “Коралловое” (образец № 41L-155d-17). Зоны: I – Внешняя (халькопирит, борнит и опал), II – Борнит-халькопиритовая, III – Халькопирит-борнитовая, IV – Внутренняя (ковеллин, халькозин и халькопирит).

ми рудами так же, как и аналогичные холмы поля “Коралловое”.

Общий вес гидротермальных образований, драгированных в пределах поля “Молодежное”, составляет около 150 кг. Поднятый материал представлен обломками труб (≈ 5 кг) и прожилково-вкрапленными рудами (≈ 145 кг); в районе поля также подняты серпентинизированные габбро-перидотиты и гидротермально-измененные базальты.

Ниже приводится описание выделенных типов гидротермальных образований.

Фрагменты труб гидротермальных построек (станция 41L158d) сложены преимущественно халькопирит-борнитовыми рудами (халькопирит/борнит – 80%, ковеллин/халькозин – 10%, опал – 9%, сфалерит – 1%) и имеют концентрически-зональное строение, но вместо четырех зон, как в трубах поля Коралловое, в них наблюдаются три зоны: редуцированная внутренняя зона вокруг рудоподводящего канала, сложенная рыхлыми сульфидами меди, халькопирит-борнитовая и внешняя опал-сульфидная зоны (рис. 8).

Внутренняя зона рыхлых сульфидов меди в трубах представлена тонкозернистыми минера-

лами зеленоватого, черного и темно-синего цвета и халькопиритом, но в ряде образцов внутренняя зона может отсутствовать. Рыхлые сульфиды по данным РФА представлены преимущественно ковеллином, в единичных кристаллах встречаются кристаллы изокубанита. В халькопирит-борнитовой зоне образуются тетраэдрические кристаллы халькопирита размером до 2 мм; также встречаются натечные агрегаты халькопирита. Борнит образует мелкозернистые агрегаты, и его количество по направлению к внешней зоне постепенно возрастает. В халькопирит-борнитовой зоне также наблюдаются гнезда мелкозернистого сфалерита. Внешняя зона сложена преимущественно опалом и халькопиритом. Халькопирит образует мелкозернистые и редкие кристаллы тетрагонального габитуса. Опал образует глобулярные агрегаты, а также обрастает кристаллы халькопирита. Небольшие каналы труб часто не запечатаны и инкрустированы опалом.

Прожилково-вкрапленное оруденение представлено пиритом в оталькованных серпентинитах (станция 41L159d). Рудная вкрапленность во вмещающих породах не превышает 1–2% и иногда образует гнездовые скопления. Гнездовые скопления представлены мелкозернистым пиритом. В измененных вмещающих породах сохранились реликты породообразующих минералов – оливина и пироксена.

Химический состав гидротермальных образований полей Коралловое и Молодежное дан в табл. 1.

Химический состав образцов фрагментов труб, поднятых в пределах полей, преимущественно медно-цинковый с преобладанием меди над цинком, за исключением обр. 41L155d-20. Содержания кремнезема в рудах выше по сравнению с рудами, сформированными в пределах ультраосновных комплексов, а кальция в рудах содержится несколько ниже [3, 6].

В химическом составе прожилково-вкрапленного оруденения поля Коралловое отмечается широкое варьирование содержания Cu, Zn и Fe_2O_3 с преобладанием железа над медью и цинком. В составе сульфидного прожилка (обр. 41L156d-17*) преобладают железо и медь. Прожилково-вкрапленное оруденение поля Молодежное представлено одной пробой, в составе которой содержания рудных элементов ниже, чем в пробах поля Коралловое, но выше Na_2O и Al_2O_3 .

Корки поля Коралловое по химическому составу представлены железомарганцевой специализацией с высокими содержаниями кремния и магния. Также в корках наблюдается повышенные содержания Na_2O по сравнению с остальными изученными образцами за исключением обр. 41L159d-8, что может быть связано с цеолитовой минерализацией в корках, установленной по результатам РФА. В составе образцов корок

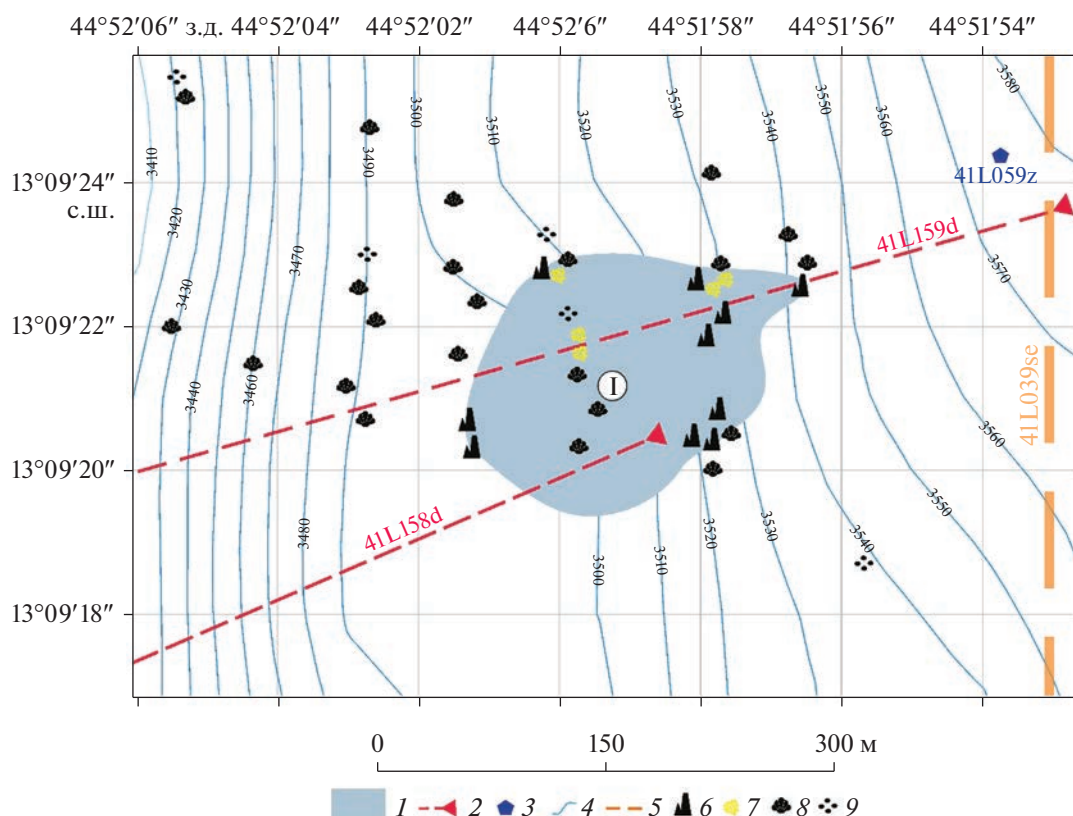


Рис. 6. Схема строения гидротермального рудного поля "Молодежное". Условные обозначения см. на рис. 3.

Таблица 1. Химический состав фрагментов труб, прожилково-вкрапленного оруденения и гидротермальных корок поля Коралловое и Молодежное, состав приведен в мас. %

Тип г/о	№ обр.	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	S	CaO	MnO	Fe ₂ O ₃	Cu	Zn
Коралловое											
Трубы	41L155d-17 ч	0.16	0.33	0.15	9.50	33.00	0.07	0.03	12.13	26.87	8.99
	41L155d-18 ч	0.06	0.46	0.13	23.30	22.00	0.06	0.03	10.07	23.30	9.21
	41L155d-19 ч	0.08	0.14	0.11	28.00	28.50	0.07	0.02	11.98	17.53	13.83
	41L155d-20 ч	0.06	0.26	0.10	17.00	34.00	0.07	0.05	8.48	18.74	21.20
	41L155d-21 ч	0.05	0.57	0.10	16.00	34.00	0.05	0.04	6.29	24.90	18.21
	41L155d-22 ч	0.05	0.04	0.09	13.00	24.50	0.06	0.02	11.47	22.47	11.05
	41L155d-23 ч	0.06	0.42	0.11	16.55	35.20	0.06	0.02	12.71	24.83	9.94
	41L155d-24 ч	0.09	0.44	0.09	19.04	36.00	0.06	0.01	13.13	28.57	2.61
Прж-вкр	41L155d-25 ч	0.12	0.11	0.18	14.69	36.70	0.09	0.01	12.73	31.88	3.50
	41L155d-27 ч	0.09	25.00	0.89	45.90	6.30	0.06	0.06	9.44	7.80	4.44
	41L156d-18 ч	0.17	20.00	0.48	31.00	14.00	0.05	0.06	21.64	12.42	0.34
Корки	41L156d-17*	0.09	0.98	0.25	1.90	42.90	0.06	0.01	36.25	16.80	0.76
	41L155d-11 к	2.07	7.60	0.93	17.23	0.46	1.56	38.50	12.52	0.40	0.30
	41L156d-9 к	1.28	20.70	1.44	31.16	0.94	8.26	8.26	8.51	3.00	1.20
Молодежное	41L160d-1 к	1.32	23.63	0.27	45.34	0.08	0.32	0.89	6.68	7.00	0.40
	41L158d-1 ч	0.054	0.07	0.15	9.17	38.0	0.500	0.006	22.14	29.03	0.96
	41L158d-2 ч	0.049	0.10	0.25	12.73	36.8	0.320	0.005	21.96	26.53	1.36
Прж-вкр	41L159d-8	1.33	16.50	4.03	58.20	0.38	2.77	0.40	6.43	0.17	0.05

Примечание: г/о – гидротермальные образования, Прж-вкр – прожилково-вкрапленное оруденение, 41L156d-17* – образец сульфидного прожилка.

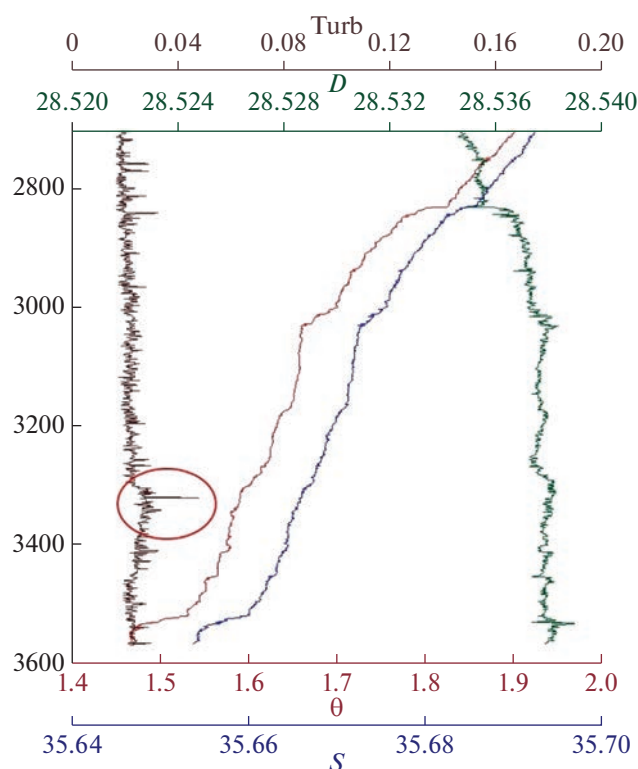


Рис. 7. Гидрофизические параметры водной толщи на станции зондирования 41L059z. Условные обозначения см. на рис. 4.

(41L156d-9 к и 41L160d-1) MgO преобладает над рудными элементами, что обусловлено наличием реликтов оталькованных пород.

В ходе рейса по данным телевизионных наблюдений в пределах рудных полей отмечены многочисленные холмы высотой до 3 м. В ходе рейса в пределах таких холмов по профилям драг были подняты многочисленные прожилково-вкрапленные образования, в том числе с раковинами двустворчатых моллюсков. Многочисленные прожилки в измененных вмещающих породах указывают на трещиноватость, благоприятную для разгрузки гидротермального раствора. Формирование таких холмов может быть связано с базальтовым магматизмом, который происходил вблизи полей и, по всей видимости, протекал после выхода габбро-перидотитов на поверхность. На это указывает отобранный по профилю драги материал (41L098D, 41L101D, 41L114D, 41L156D, 41L159D, 41L161D, 41L170/1D, 41L172D, 41L175D, 41L176D), представленный преимущественно породами серпентинитов и, в меньшей степени, базальтов. При внедрении базальтовых магм поверхность серпентинитов могла претерпеть изменения, выраженные в формировании холмистых гряд. Вероятно, базальтовый магматизм вблизи полей мог служить источником тепла



Рис. 8. Зональность фрагмента трубы поля “Молодежное” (образец № 41L-158d-2-1). Зоны: I – Внешняя (халькопирит, борнит и опал), II – Халькопирит-борнитовая, III – Внутренняя зона (ковеллин, халькозин и халькопирит), IV – Халькопирит-борнитовая, V – Внешняя (халькопирит, борнит и опал).

для формирования циркуляционной гидротермальной системы [6].

По всей видимости, в пределах полей Коралловое и Молодежное гидротермальная разгрузка флюида происходила по двум типам: меньшая часть флюида разгружалась на морском дне, формируя трубы черных курильщиков и металлоносные осадки. Большая часть флюида разгружалась в подповерхностных условиях в трещиноватых формах рельефа и формировала прожилково-вкрапленное оруденение в серпентинитах. Гидротермальные корки формировались как на морском дне, так и во вмещающих породах, на что указывают реликты оталькованных пород в составе корок.

В результате 41-ого рейса НИС “Профессор Логачев”, на отрезке САХ между рудными поля-

ми Ириновское и Ашадзе открыто два новых рудных объекта, расположенных в 5-ти км друг от друга. Сходство геологической обстановки (приуроченность к одной структуре внутреннего океанического комплекса), состава массивного оруденения (халькопирит-борнитового в трубах) и широкое развитие прожилково-вкрапленного оруденения может позволить объединить рудные поля в единый рудный узел по аналогии с рудными узлами Ашадзе (расстояние между полями Ашадзе-1 и Ашадзе-2 составляет 4.3 км) и Логачев (расстояние между полями Логачев-1 и Логачев-2 составляет 6 км). Рассмотрение данного вопроса будет продолжено после обработки всех дополнительных полученных данных.

ВЫВОДЫ

1. В северной приэкваториальной части САХ в пределах крупного массива габбро-перидотитовых пород, с которым также связан расположенный в 20 км к югу рудный узел Ашадзе, открыты два новых активных гидротермальных рудных поля — “Коралловое” и “Молодежное”, что увеличило количество рудных объектов в Российском разведочном районе до 14.

2. В пределах гидротермальных рудных полей среди гидротермальных образований выделены массивные сульфидные руды в форме трубных комплексов и прожилково-вкрапленное оруденение, а также гидротермальные корки и металлоносные осадки. Обращает на себя внимание преобладание среди сульфидных образований прожилково-вкрапленного (штокверкового) оруденения, что не характерно для других рудных полей PPP.

3. Сульфидные трубы обоих полей представлены халькопирит-борнитовыми рудами; прожилково-вкрапленное оруденение поля “Молодежное” имеет пиритовый, а поля “Коралловое” — халькопирит-борнитовый и пиритовый состав.

4. Открытие новых полей фиксирует регулярный характер распределения 4-х скоплений рудных объектов на расстоянии 60 км вдоль рифтовой зоны с интервалом в 20 км. Дальнейшие исследования позволят провести их сравнение и выявление возможной связи при формировании на данном отрезке Срединно-Атлантического хребта.

Благодарности. Авторы выражают благодарности В.Е. Бельтенеу и Е.А. Поповой (ФГБУ ВНИИОкеангеология) за ценные указания при подготовке статьи.

Источники финансирования. 41-й рейс НИС “Профессор Логачев” выполнялся в рамках проекта “Поисковые работы на площади Российского разведочного района глубоководных полиметаллических сульфидов в Атлантическом океане в

пределах блоков 75, 78, 81, 84-93, 95-97, 99, 100 с выделением перспективных блоков” (госконтракт № 82/2019-ЮЛ).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бельтенева В.Е., Лазарева Л.И., Черкашев Г.А. и др. Новые гидротермальные рудные поля на Срединно-Атлантическом хребте: Юбилейное (20°09' с.ш.) и Сюрприз (20°45.4' с.ш.) // Докл. РАН. 2017. Т. 476. № 3. С. 305–310.
2. Порошина И.М., Черкашев Г.А. Морфотектоническое строение и сегментация северной приэкваториальной части Срединно-Атлантического хребта (Российский Разведочный Район) // Мировой океан. Т. III. Твердые полезные ископаемые и газовые гидраты в океане / Под ред. Лобковского Л.И., Черкашева Г.А. М.: Научный мир, 2018. С. 60–75.
3. Черкашев Г.А., Степанова Т., Андреев С. и др. Рудные объекты в пределах Российского Разведочного Района в северной приэкваториальной части Срединно-Атлантического хребта // Мировой океан. Т. III. Твердые полезные ископаемые и газовые гидраты в океане / Под ред. Л.И. Лобковского, Г.А. Черкашева. М.: Научный мир, 2018. С. 90–121.
4. Черкашев Г.А., Иванов В.Н., Бельтенева В.Е. и др. Сульфидные руды северной приэкваториальной части Срединно-Атлантического хребта // Океанология. 2013. Т. 53 № 5. С. 680–693.
5. Escartín J., Smith D.K., Cann J. et al. Central role of detachment faults in accretion of slow-spreading oceanic lithosphere // Nature. 2008. V. 455(7214). P. 790–794.
6. Fouquet Y., Cambon P., Etoubleau J. et al. Geodiversity of hydrothermal processes along the Mid-Atlantic Ridge and ultramafic hosted mineralization: a new type of oceanic Cu–Zn–Co–Au volcanogenic massive sulfide deposit // Diversity of submarine hydrothermal systems on slow spreading ocean ridges. Geophys. Monogr. 2010. V. 188. P. 297–320.
7. Gage J., Tyler P. Deep-Sea Biology: A Natural History of Organisms at the Deep-Sea Floor. Cambridge: Cambridge University Press, 1991. 520 p.
8. German C.R., Petersen S., Hannington M.D. Hydrothermal exploration of mid-ocean ridges: Where might the largest sulfide deposits be forming? // Chemical Geology. 2016. V. 420. P. 114–126.
9. MacLeod C.J., Searle R.C., Murton B.J. et al. Life cycle of oceanic core complexes // Earth and Planetary Science Letters. 2009. V. 287. P. 333–344.
10. Smith D.K., Escartín J., Schouten H. et al. Fault rotation and core complex formation: Significant processes in seafloor formation at slow-spreading mid-ocean ridges (Mid-Atlantic Ridge, 13°–15° N) // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2008. V. 9 (3). P. 1–23.
11. Smith D.K., Cann J.R., Escartín J. Widespread active detachment faulting and core complex formation near 13° N on the Mid-Atlantic Ridge // Nature. 2006. V. 442 (7101). P. 440–443.

Discovery of New Hydrothermal Ore Fields “Korallovoye” (13°07' N) and “Molodezhnoye” (13°09' N) in the Middle Atlantic Ridge

A. M. Makoviz^{a, c, #}, A. E. Musatov^{a, ##}, I. A. Sergeeva^{a, c}, G. A. Cherkashev^{b, c}, E. V. Narkevsky^a, R. V. Shipov^a, Z. V. Zhidkov^{a, d}, D. A. Kryukov^a, I. G. Dobretsova^a, V. L. Skakovsky^a, D. V. Kaminsky^a, M. S. Stepanova^b, A. S. Bich^b, A. S. Savin^a

^a*Polar Marine Exploration Expedition, Lomonosov, Saint Petersburg, Russia*

^b*Acad. Gramberg All-Russia Scientific Research Institute for Geology and Mineral Resources of the Ocean, Saint-Petersburg, Russia*

^c*St. Petersburg State University, Institute of Earth Sciences, Saint Petersburg, Russia*

^d*Zoological Institute of Russian Academy of Sciences, Saint Petersburg, Russia*

[#]*e-mail: makoviz77@gmail.com*

^{##}*e-mail: alexejmusatov@yandex.ru*

During the 41th scientific cruise of the R/V “Professor Logachev” in 2019, two new ore fields were discovered within the Russian exploration area of the Mid-Atlantic Ridge. The “Korallovoye” ore field is located in the middle part of the rift valley ridge and lies on a gentle slope in the depth range of 2800–2850 m. The “Molodezhnoye” ore field is located at a distance of approximately 5 km northeast of the “Korallovoye” field and lies on a less steeper section of the slope between 3500 and 3550 m in depth. The “Korallovoye” and “Molodezhnoye” fields are confined to the outcrop of a gabbro-peridotite massif on the western side of the Mid-Atlantic Rift valley. The total number of discovered ore fields in the Russian exploration area has been increased to 14 sites.

Keywords: Mid-Atlantic ridge, Russian exploration area, hydrothermal ore field, hydrothermal ore formation

УДК 547.211:551.217(262.5)

МОНИТОРИНГ МЕЛКОВОДНЫХ СИПОВ У МЫСА ФИОЛЕНТ (ЧЕРНОЕ МОРЕ)

© 2023 г. Т. В. Малахова¹, *, Л. В. Малахова¹, А. И. Мурашова¹,
А. А. Будников², И. Н. Иванова², Е. А. Краснова^{3, 4}

¹Федеральный исследовательский центр “Институт биологии южных морей
им. А.О. Ковалевского РАН”, Севастополь, Россия

²Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
Физический факультет, Москва, Россия

³Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет,
кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, Москва, Россия

⁴Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия

*e-mail: t.malakhova@imbr-ras.ru

Поступила в редакцию 16.05.2022 г.

После доработки 02.06.2022 г.

Принята к публикации 16.08.2022 г.

В период с 2019 по 2021 гг. в прибрежной зоне у мыса Фиолент (юго-западное побережье Крыма) были проведены комплексные исследования новых площадок мелководных метановых пузырьковых газовыделений. Исследования включали определение углеводородного и изотопного состава пузырькового газа, измерение концентрации метана и биогенных элементов в воде в районах газовой выделений, оценку величины пузырьковых потоков, а также измерение гидрофизических параметров над площадками сипов в сравнении с фоновыми районами. Отмечен сезонный тип сипов мыса Фиолент, при котором активные фазы газовой выделений в разные годы отличались по продолжительности. Повышенное содержание кремния в поровой воде на площадках газовой выделений и их локализация в непосредственной близости от пресноводных склоновых источников может свидетельствовать о связи сипов с субмаринной пресноводной разгрузкой в этом районе. Однако значимого распреснения как поровой воды, так и придонного слоя воды над сипами зарегистрировано не было. Концентрация растворенного метана в поровой воде в точках газовой выделений была на два порядка выше по сравнению с фоновыми районами и достигала 448 мкмоль/л. Также высокие значения были получены для поверхностной воды непосредственно над точками газовой выделений (максимум 353 нмоль/л). Многочасовой мониторинг гидрофизических параметров над действующими струйными газовой выделениями показал снижение содержания растворенного кислорода по сравнению с фоновыми площадками. Максимальная разница концентраций O_2 составила 3 мг/л. Соотношение стабильных изотопов углерода $\delta^{13}C-CH_4$ (–62.84...–38.27‰) и $\delta^{13}C-CO_2$ (–16.83...–10.17‰) пузырькового газа соответствует смеси изотопно тяжелого газа с приповерхностным изотопно легким газом микробного происхождения. Остается открытым вопрос, касающийся причин смены активных фаз сипов летом и отсутствия признаков газовой выделений в холодное время года.

Ключевые слова: Черное море, пузырьковые газовой выделения, метан, пресноводная субмаринная разгрузка, соотношение стабильных изотопов углерода метана

DOI: 10.31857/S0030157423010082, **EDN:** AGTEEO

ВВЕДЕНИЕ

Просачивание с морского дна легких углеводородов в виде пузырьковых газовой выделений (сипов) широко распространено на черноморском континентальном шельфе и склоне [3, 16, 22, 25–27, 31, 33, 34]. С 1989 г. было выявлено и нанесено на карту свыше 4000 участков выхода пузырьков метана со дна Черноморского бассейна [3]. Такие участки обнаруживаются в палеоруслах рек, на шельфе и континентальном склоне до глубин, на-

много превышающих границу стабильности газогидратов (для Черноморского бассейна – 720 м). Газовыделяющие площадки встречаются также и в мелководных прибрежных районах [21], в том числе у берегов Крымского полуострова [4, 9]. Поисковые исследования показали, что прибрежные струйные газовой выделения Крыма распространены широко — от мыса Тарханкут [35] на западе полуострова до бухты Двужкорная на юго-востоке [15]. Большая часть хорошо изученных мелководных сипов расположена у берегов Гераклеяского по-



Рис. 1. Схема расположения площадок пузырьковых газовыделений в районе Гераклеийского полуострова (А); спутниковая фотография побережья у мыса Фиолент, стрелками отмечены газовыделяющие площадки (Б); фотография побережья у мыса Фиолент, стрелками отмечены газовыделяющие площадки (В).

луострова, который находится в юго-западной части Крыма [9–12].

Многолетний мониторинг активности прибрежных газовыделений позволил выделить сезонные, круглогодичные и спорадические сипы Крыма, большинство из которых имело биогенную природу. При этом показано, что источник газовой выделений может находиться как в верхних слоях донных отложений, так и значительно глубже [9]. Определено, что процентное содержание метана в компонентном составе пузырькового газа, выделяющегося в глубоководных районах Черного моря, составляло более 99%, а содержание метана в прибрежных газовыделениях в основном было существенно ниже и изменялось от 38% у мыса Мартыан (ЮБК) до 92% в бухте Ласпи [9]. Наблюдаемый значительный разброс величин изотопного соотношения углерода метана $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ пузырькового газа прибрежных мелководных районов (от -94 до -34‰) свидетельствует о различных условиях генерации и созревания пузырькового газа в донных отложениях, а также о разных скоростях микробного окисления и образования метана на разных площадках газовой выделений [9].

Один из главных нерешенных вопросов в исследованиях прибрежных сипов связан с природой их возникновения. Осадочный слой на дне мелководных районов незначительный или вовсе отсутствует, в отличие от глубоководных районов, где мощные донные отложения обогащены органическим веществом, что способствует образованию в них нефтяных углеводородов и газовых скоплений. Часто в осадках районов пузырьковых газовой выделений формируются восстановительные условия, способствующие развитию анаэробных сообществ метанового цикла, которые, в свою очередь, поддерживают и воссоздают анаэробные условия среды [19, 35]. Во многих случаях остается открытым вопрос, являются ли мелководные пузырьковые газовой выделения следствием проса-

чивания газа из глубинных слоев или выделяющийся газ образуется в верхнем газонасыщенном слое осадка из-за происходящих в нем биогеохимических процессов. Причиной таких процессов может являться как пресноводная субмаринная разгрузка [28, 32], так и морфология дна, способствующая накоплению детритного материала в отдельных участках. Обнаружение и комплексные исследования новых мелководных площадок позволяют глубже понять биогеохимический механизм образования и функционирования прибрежных пузырьковых газовой выделений. В связи с этим целью работы явилось комплексное изучение биогеохимических и гидролого-гидрофизических характеристик района пузырьковых газовой выделений у мыса Фиолент.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Геоморфология района исследований

Район исследования расположен у мыса Фиолент, магматический массив которого считается щитовым вулканом, где цоколем являются отложения таврической серии (верхний триас–нижняя юра). Вулканические образования перекрываются органогенно-детритовыми и глинистыми известняками сарматского яруса неогена, залегающими практически горизонтально [13].

В районе исследования были выделены четыре основные газовыделяющие площадки, обозначенные на рисунках 1Б, В как Ф1–Ф4. Наиболее интенсивные пузырьковые газовой выделений наблюдались на площадках Ф1 и Ф3, которые расположены с восточной и западной сторон скального массива, выдающегося в море на 30 м. Поверхность газовыделяющих площадок находилась на глубине около 2.5 м и представляла собой песчаное дно, свободное от макрофитов, площадью около 20 м^2 каждая (рис. 2). На каждой из площадок Ф1 и Ф3 наблюдалось около десятка точек

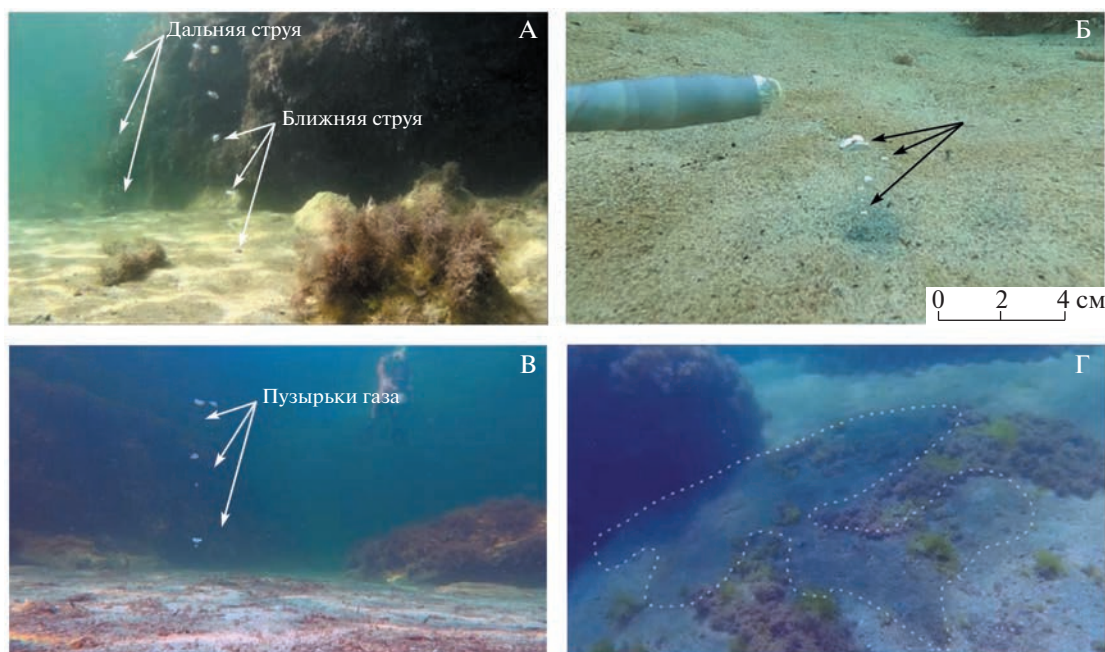


Рис. 2. Подводные фотографии пузырькового газа на площадке Ф1 (А, Б) и Ф3 (В); пятно газонасыщенного восстановленного осадка (сульфуреты), пунктирной линией выделены границы пятна (Г).

выхода пузырькового газа. Выход пузырьков происходил неравномерно, в основном кластерами, количеством от нескольких штук, до нескольких десятков пузырьков. Размеры пузырьков варьировали от 1 мм до 2 см в диаметре.

На газовыделяющих площадках присутствовали пятна серого песка, под которыми находился слой детритных газонасыщенных отложений (сульфуреты). Восточнее площадок газовыделений на чистом песке бухты также наблюдались сульфуреты площадью от 2 до 5 м², при механическом воздействии на которые выделялся пузырьковый газ (рис. 2Г). Также при обследовании прилегающих районов были обнаружены еще две площадки сипов: восточная площадка Ф2 и западная площадка Ф4. На склонах надводной части территории в непосредственной близости от площадок газовыделений были обнаружены пресноводные источники.

Методы исследований

В период с 2019 по 2021 гг. на площадках пузырьковых газовыделений у мыса Фиолент были проведены комплексные исследования, которые включали определение углеводородного и изотопного состава пузырькового газа, измерение концентрации метана и биогенных элементов в воде в районах газовыделений, оценку пузырьковых потоков от отдельных сипов, а также измерение гидрологических параметров. Работы проводились в сравнении с фоновыми станциями, ко-

торые выбирались на расстоянии около 5–10 м от сипов без признаков пузырьковых и флюидных газовыделений, таких как восстановленные темные осадки (сульфуреты) и бактериальные маты.

Отбор и анализ проб пузырькового газа. Мониторинг активности сипов начался в августе 2019 г., когда была обнаружена новая площадка пузырьковых газовыделений (площадка Ф1, рис. 1).

Образцы пузырькового газа отбирались при помощи специальных газовых ловушек, установленных на морское дно (рис. 3А), и дайверами с поверхности воды конусовидными ловушками. Затем пробы без контакта с атмосферным воздухом переносились в виалы объемом 25 мл. После заполнения виалы пузырьковым газом виала герметично закрывалась под водой резиновой пробкой и алюминиевой крышкой. Для последующего хранения в лабораторных условиях в виалу вводилось 5 мл насыщенного раствора NaCl в качестве запирающего слоя.

Газохроматографическое измерение углеводородного состава пузырькового газа проводили на хроматографе Hewlett Packard 5890 с пламенно-ионизационным детектором при следующих условиях: газ-носитель — азот, объемная скорость — 30 мл/мин, температура детектора — 225°C, инжектора — 120°C, колонка стальная набивная, длина колонки — 1 м, внутренний диаметр — 2 мм, сорбент — "Porapak Q" 80/100 меш. ("Serva"). Количественное определение метана проводили методом внешнего стандарта, предварительно определив область концентраций с линейным от-

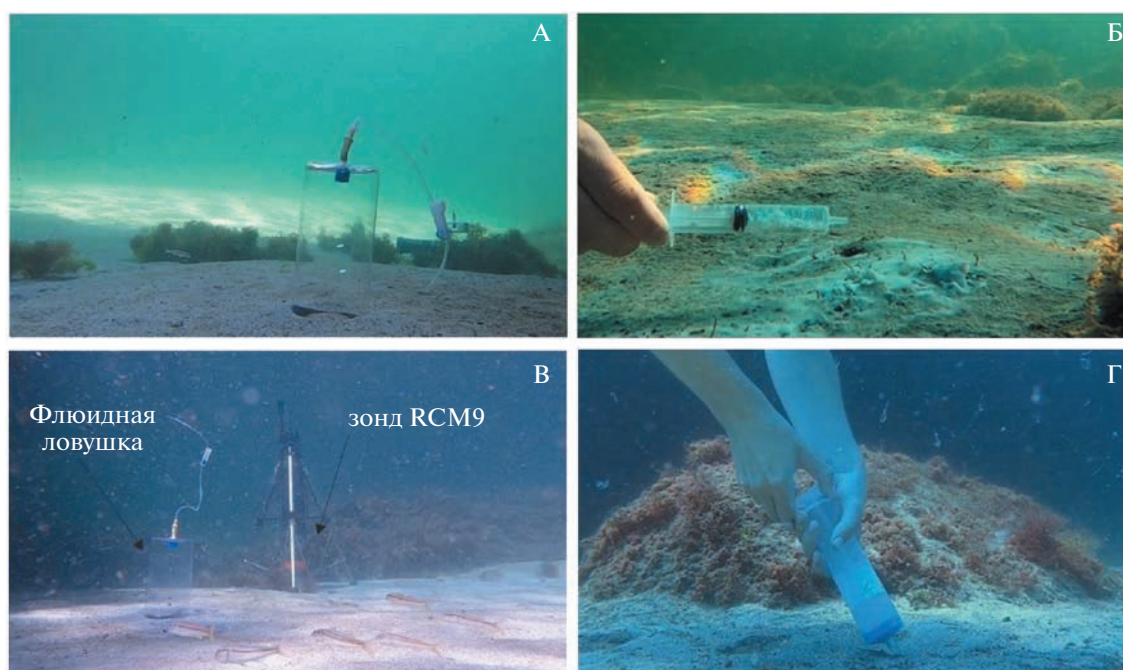


Рис. 3. Подводные фотографии установленного оборудования: газовая ловушка (А); отбор бактериальной пленки с поверхности осадка (Б); измерительный зонд RCM9 с одной из газовых ловушек (В); процесс отбора поровой воды из верхнего слоя осадка (Г).

кликом детектора. Средняя относительная ошибка измерений оценена как 10%.

В газовых пробах определяли изотопный состав углерода метана и CO_2 . Величину содержания тяжелого углерода в метане и углекислом газе ($\delta^{13}\text{C}$) измеряли на газовом хроматографе TRACE GC (Thermo Fisher Scientific Inc, Германия), совмещенном с изотопным масс-спектрометром Delta Plus (Thermo Fisher Scientific Inc, Германия), в 2019 г. и на масс-спектрометре изотопных отношений Delta V Advantage (Finnigan, Бремен, Германия) с пробоподготовкой на линии GC Isolink, включающей газовый хроматограф Trace GC Ultra и приставку Isolink с окислительным реактором, в 2020–2021 гг. Разделение компонентов газа осуществлялось на колонке CP-PoraPLOT (27.5 м × 0.32 мм, 10 мкм) в потоке газа-носителя гелия. Для определения изотопного состава углерода в метане и углекислоты использовалась постоянная температура колонки — 40°C. Изотопный состав углерода метана и его гомологов выражали в ‰ относительно VPDB. Воспроизводимость результатов анализа, включая полный цикл пробоподготовки образцов, не выходила в среднем за пределы $\pm 0.2\%$.

Отбор и гидрохимический анализ проб воды.

Отбор проб поровой воды из верхнего слоя донных осадков и поверхностной воды над точками газовыделений производили дайверы при помощи шприца объемом 150 мл (рис. 3Г). Пробы воды для анализа содержания растворенного метана

методом “head-space” [1] и основных биогенных элементов азотного минерального комплекса (нитриты, нитраты, аммоний), ортофосфатов и кремния отбирали непосредственно в точке газовыделений, на фоновых станциях и в наземных источниках. Пробы поровой воды отбирали под водой, для этого шприц максимально погружался в осадок. Для гидрохимического анализа поровая вода переносилась в емкости объемом 150 мл с полным заполнением. От незначительного количества осадка поровая вода фильтровалась при помощи вакуумного насоса в лабораторных условиях. Гидрохимические параметры проб воды определены в сертифицированной гидрохимической лаборатории отдела аквакультуры и морской фармакологии ФИЦ ИнБЮМ по общепринятым методикам [14].

Оценка газового потока. Для оценки размерных спектров пузырьков и потоков от отдельных струй были выполнены визуальные наблюдения и видеосъемка видеокамерой GoPro3/4. Оценка газового потока с площадки производилась двумя способами: путем измерения скорости заполнения газовой ловушки, установленной непосредственно над одним из мест выхода пузырькового газа (рис. 3А), а также путем подсчета количества и объема, выделившихся за известный интервал времени отдельных пузырьков, выполненного при анализе видеозаписи. Оценка суммарного газового потока с площадки была выполнена путем аппроксимации измеренного потока от одного источника на всю площадку.

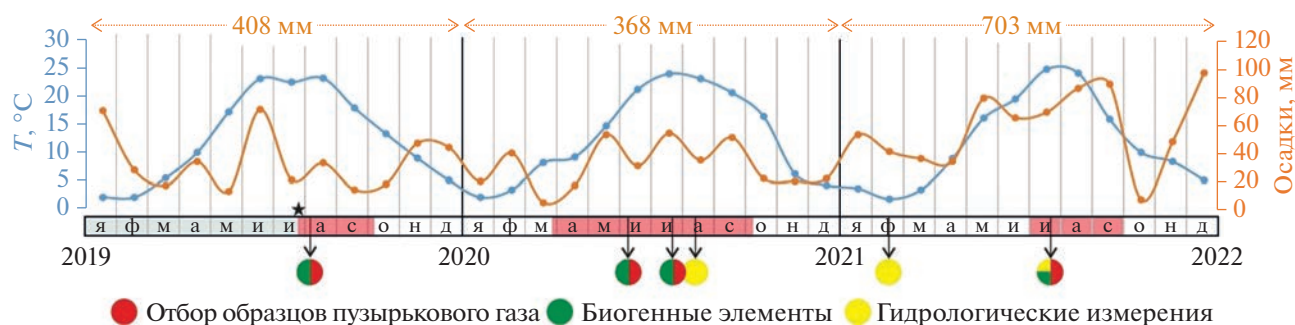


Рис. 4. График-схема проведенных работ на площадках газовой выделений у мыса Фиолент в период 2019–2021 гг., а также среднесезонные показатели температуры воздуха и количества выпавших осадков (согласно данным метеорологической станции в г. Симферополе). Звездочкой отмечен момент обнаружения газовой выделений в августе 2019 г., розовыми зонами на временной шкале показаны периоды активных фаз газовой выделений, цифры над графиком показывают суммарное количество выпавших осадков для каждого года.

Измерение гидролого-гидрофизических характеристик. Гидрофизические параметры морской воды над местом газовой выделений измерялись в августе и в феврале 2020 г. и июле 2021 г. при помощи многопараметрического зонда RCM 9 LW AANDERAA INSTRUMENTS (Норвегия), установленного непосредственно над точкой газовой выделений (рис. 3В). Зонд оснащен доплеровским регистратором скорости течения, датчиками температуры (Т), электропроводности (Ск), мутности (Т_и) и концентрации растворенного кислорода (О₂). Точности измерений Т, Ск, Т_и и О₂ составляли 0.02°C, 0.02 мСм/см, 0.4 NTU (в международных единицах мутности) и 0.25 мг/л соответственно. Соленость воды рассчитывалась по измеренным температуре Т и электропроводности Ск по формулам, представленным в работе [5]. Насыщение О₂ воды рассчитывали по табличным значениям растворимости О₂ с учетом температуры и солености воды [6].

Электронная микроскопия образцов бактериальных матов. Образцы мата отбирали под водой пластиковыми шприцами объемом 5 мл (рис. 3Б), затем переносили в пробирку Falcon объемом 25 мл и фиксировали 90% этиловым спиртом до конечной концентрации 50%. Далее образцы транспортировали в лабораторию, где готовили препараты для анализа.

При подготовке образцов для сканирующего электронного микроскопа 1–2 мл пробы дофиксировали в течение 1 ч глутаровым альдегидом, приготовленным на стерильной морской воде (конечная концентрация фиксатора в пробе составляла пробе 2.5%). Пробу концентрировали через трековую мембрану с диаметром пор 0.2 мкм (производства ОИЯИ, г. Дубна, Россия). Далее проводили дегидратацию, используя серию разведений этанола: 20, 30, 50, 75, 96, 100% [18]. Для сушки образцов в критической точке (1.5–2.5 ч) использовали устройство Leica EM CPD300 (Германия). Для напыления (Au/Pd; 0.5–1.0 мин.)

применяли прибор Leica EM ACE200 (Германия). Просматривали образцы с помощью сканирующего электронного микроскопа с энергодисперсионным спектрометром Hitachi SU3500 (Япония) при увеличении от ×500 до ×3500.

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

На рис. 4 показаны периоды активных фаз газовой выделений в период мониторинга с моменты обнаружения сипов в 2019 г. и до 2021 г., а также гидрометеорологические данные, отображающие среднесезонные показатели температуры воздуха и количества выпавших осадков (согласно данным метеорологической станции в г. Симферополе, широта 45.03 долготы 33.97, высота над уровнем моря 181 м).

Углеводородный и изотопный состав пузырьков газа. В компонентном составе пузырьков газа преобладал метан (диапазон составил 55.3–88.0%), в среднем 76% по объему. Гомологи метана в углеводородном составе пузырьков газа обнаружены не были. Изотопное соотношение углерода метана $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ пузырьков газа значительно варьировало. В сентябре 2019 г. значение $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ в среднем было равно -60.3‰ VPDB (диапазон составил -58.2‰ – -62.8‰ VPDB, $n = 6$), тогда как летом 2020 г. значения $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ были более чем на 10‰ выше (табл. 1). В июле 2021 г. среднее значение $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ для площадки Ф3 составило -47.9‰ (диапазон -51.8‰ – -43.8‰ VPDB, $n = 4$). На площадке Ф4 был отобран единственный образец пузырьков газа из песчаного осадка. Концентрация CH_4 в нем оказалась значительно ниже по сравнению с площадкой Ф3 и составила 55.3%, $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ — -55.9‰ .

Содержание биогенных элементов в поровой воде донных отложений и родниковой воде береговых источников. В табл. 2 представлены данные pH и концентрации биогенных элементов в роднико-

Таблица 1. Объемная доля CH_4 (%) в составе пузырькового газа и изотопное соотношение углерода метана (δC^{13} - CH_4 , ‰) и углекислого газа (δC^{13} - CO_2 , ‰) пузырькового газа из сипов у мыса Фиолент

№	Дата отбора	Площадка	CH_4 , %	δC^{13} - CH_4 , ‰	δC^{13} - CO_2 , ‰
1	04.09.2019	Ф1	н.д.*	-60.30	н.д.
2		Ф1	н.д.	-58.18	н.д.
3		Ф1	н.д.	-59.65	н.д.
4		Ф1	н.д.	-59.33	н.д.
5		Ф1	н.д.	-62.09	н.д.
6		Ф1	н.д.	-62.84	н.д.
7	18.06.2020	Ф1	н.д.	-52.79	-13.29
8		Ф1	н.д.	-53.32	-10.17
9		Ф1	н.д.	-49.74	-11.90
10	27.07.2020	Ф1	н.д.	-38.27	-12.72
11		Ф1	н.д.	-48.11	-11.98
12	26.07.2021	Ф3	84.6	-51.82	-16.03
13		Ф3	71.9	-43.08	-16.27
14		Ф3	88.0	-51.25	-16.83
15		Ф3	81.7	-45.48	-15.75
16		Ф4	55.3	-55.94	н.д.

* — нет данных.

вой воде источников, расположенных на береговом склоне мыса Фиолент, а также в пробах поровой воды, отобранной из донных отложений на площадках газовыделений и на фоновых станциях (рис. 2Г).

Родниковая вода на склонах мыса являлась слабощелочной, значения pH образцов изменялись от 7.29 до 8.21. В поровой воде в зоне пузырьковой разгрузки pH изменялся от 6.64 до 7.48 и был несколько ниже по сравнению со значениями pH от 7.24 до 7.82 на контрольных участках за пределами зоны просачивания.

Концентрация всех биогенных элементов в воде родников в период исследований значительно варьировала (табл. 2), что определяется многообразием процессов, влияющих на формирование их химического состава.

Концентрации кремния в поровой воде осадков из точки газовыделений Ф1 во все сезоны отбора существенно превышали аналогичные значения для фоновой станции (табл. 2). Определено, что уровень концентрации кремния в воде родников, изменявшийся от 2.7 до 8.4 мг/л, оказался значительно выше содержания кремния в поверхностных водах Гераклеийского полуострова. Так, например, по нашим данным в воде реки Черной концентрация кремния изменялась от 0.8 до 2.0 мг/л, тогда как в подземных водах Крыма его концентрация может достигать 14 мг/л [7].

В составе азотного биогенного комплекса в 2019 г. и 2021 г. в родниковой воде на склонах мы-

са в сентябре 2019 г. и июле 2021 г. определена повышенная концентрация нитратов, значительно превышающая содержание нитратов в других точках опробования (табл. 2), что может быть связано с попаданием в источник хозяйственно-бытовых сточных вод, а также с повышенными атмосферными осадками (в июле 2021 г.).

Содержание аммония и фосфатов в поровой воде из точки газовыделений в точке Ф1 в июле 2020 г. было значительно выше по сравнению с водой пресноводного источника. На площадке газовыделений Ф1, как непосредственно в точке газовыделений, так и на периферии, где пузырьковые высачивания не наблюдались, окисленные формы азота обнаружены не были.

Обычно наибольшая соленость поровой воды донных осадков в Черном море наблюдается в верхних горизонтах отложений и не превышает 24 г/кг для большей части акватории [2]. Если принять это значение за норму, то в июне и июле 2020 г. несколько меньшая соленость поровой воды, как и повышенные концентрации биогенов, свидетельствуют о подпитке осадков пресной водой или о субмаринной разгрузке в районе сипов.

Концентрация растворенного метана в районе сипов. Значения концентрации CH_4 в воде на площадках сипов, в поровой воде в точках газовыделений и на фоновых площадках представлены в табл. 3. Полученные величины концентрации растворенного метана в поровой воде фоновых станций были на 2 порядка ниже по сравнению со

Таблица 2. Показатель pH, соленость (S, ‰) и концентрация биогенных элементов (мкг/л) в воде над пузырьковыми газовыделениями, в поровой воде и в пресноводных источниках у мыса Фиолент

Дата	Площадка	pH	NO ₂	NO ₃	NH ₄	PO ₄	Si	S, ‰
Наземный пресноводный источник								
04.09.2019	Ф1	8.21	3.2	8820	15.5	49.3	5148	—*
18.06.2020	Ф1	—	1.6	53.5	16.7	6.8	2764	0.45
27.07.2020	Ф1	7.87	2.1	6.8	18.4	4.8	8400	0.40
20.07.2021	Ф3	7.29	1.8	1498	11.9	12.6	1704	0.18
Поровая вода из донных осадков сипа								
27.07.2020	Ф1	6.64	н.о.**	н.о.	1603	229	7400	17.20
20.07.2021	Ф3	6.78	5.0	12.0	4.9	10.0	1784	24.84
20.07.2021	Ф4	7.48	7.7	16.0	4.9	11.9	686	24.84
Поровая вода из донных осадков фоновой станции								
27.07.2020	Ф1	7.70	н.о.	н.о.	1069	4.8	1040	17.27
20.07.2021	Ф3	7.82	1.8	9.7	594	30.6	564	21.6
20.07.2021	Ф4	7.24	1.9	7.4	322	11.2	90	24.93
Поверхностная вода над сипом								
18.06.2020	Ф1	—	0.8	67.0	14.6	8.5	44	17.34

Примечание: * — нет данных; ** — не обнаружено.

Таблица 3. Средняя концентрация CH₄ (нмоль/л) в поровой воде в сипах и фоновом районе, а также в поверхностном слое воды над сипами на площадках газовыделений у мыса Фиолент

Дата	Площадка	Поверхностная вода над сипом, нмоль/л	Поровая вода из донных осадков сипа, нмоль/л	Поровая вода из донных осадков фона, нмоль/л
27.07.2020	Ф1	353	448×10^3	3115
	Ф2	262	447×10^3	3533
20.07.2021	Ф3	389	325×10^3	803
	Ф4	—*	189×10^3	755

Примечание: * — нет данных.

значениями в поровой воде в точках пузырьковых газовыделений (табл. 3). Также высокие значения были получены для поверхностной воды непосредственно над точками газовыделений.

Величина газового потока. Размеры пузырьков, выделяющихся из песка на площадках, оцененные по отснятому в точках выхода пузырькового газа видеоматериалу, а также визуально в процессе наблюдений, изменялись в основном от 2 до 6 мм. При этом, в отдельных местах изредка наблюдался выход крупных пузырей диаметром до 2 см, распадающихся в последствии на несколько отдельных (рис. 5).

Для оценки потока газа была выбрана 7-ми минутная видеозапись процесса выхода пузырьков в одной из точек на площадке Ф1, полученная летом 2021 г. Покадровый анализ записи позволил рассчитать общее количество выделившихся за

время записи пузырьков, составившее 871 шт. Можно отметить, что за указанное время выход пузырьков наблюдался 44 раза, при этом одиночные пузырьки выделились только 6 раз, в то время как в основном пузырьки выделялись кластерами в количестве от 10 до 65 шт. Среднее количество пузырьков в кластере составило 20 шт. Средний размер пузырьков составил 4 мм в диаметре. В предположении, что интенсивность газовыделения по всем наблюдаемым в момент съемки 9-ти точкам выхода газа одинакова, можно получить оценку общего потока с площадки Ф1, которая составила около 55 л/сут.

Другая оценка, выполненная с использованием величины объема пузырькового газа, собранного в ловушку за полтора часа наблюдений (рис. 2Д), дает поток со всей площадки Ф1 около 23 л/сут.



Рис. 5. Эволюция крупного одиночного пузырька газа, выделившегося из песка на площадке Ф4, по данным подводной видеосъемки.

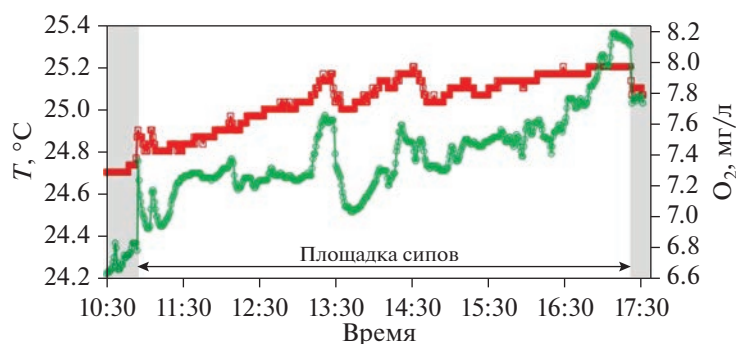


Рис. 6. Изменение температуры T (красная линия) и концентрации растворенного кислорода O_2 (зеленая линия) со временем над действующим сипом на площадке Ф1 13 августа 2020 г. Серыми областями отмечены 15-минутные промежутки, когда зонд находился на фоновой площадке.

Полученная разница в оценке потока может быть вызвана временной неравномерностью газовыделений на коротких временных интервалах, а также возможной деформацией газового канала, формирующегося в песчаном дне, при установке ловушки и, как следствием, уменьшением газового потока из него.

Летом 2021 г. при визуальном наблюдении газовыделений со скального навеса, расположенного над площадкой Ф3, было отмечено 12 точек выхода газа, различающихся интенсивностью пузырьковых потоков. Наиболее интенсивно за время наблюдений газ выходил из источников, расположенных ближе к центру площадки. В течение 10-ти минутного интервала из центральных каналов наблюдался выход 15–20-ти пузырьковых кластеров, в то время, как из каналов, расположенных дальше от центра, количество выходов за тот же временной интервал составило от 1 до 6-ти. Среднее количество пузырьков в кластере составляло 20 шт., а средний размер пузырька был равен 4 мм, так же, как и годом ранее. Таким образом, величину газового потока с площадки Ф3 можно оценить примерно в 10 л/сут.

Можно отметить, что величина газовых потоков с площадок совпадает по порядку величины с газовыми потоками в бухте Ласпи ($44^{\circ}25'14''$ с.ш.; $33^{\circ}42'25''$ в.д.), которые ранее исследовались авторами [29].

Гидрологические параметры. На рис. 6 показано изменение температуры T и концентрации рас-

творенного кислорода O_2 над метановым сипом на площадке Ф1 в течение непрерывной 7-часовой записи 13 августа 2020 г. В течение 15 минут перед началом и в конце измерений зонд устанавливали на фоновой станции. Глубина погружения зонда на фоновой станции была на 0.3 м больше.

Анализ временной динамики гидрологических параметров показал, что на протяжении всей записи над сипом наблюдался тренд увеличения температуры воды, соответствующий дневному прогреву. Температура воды изменялась с 24.8 до 25.5°C , а концентрация растворенного кислорода O_2 с 7.1 до 8.2 мг/л. Отмечено два эпизода (около 13:30 и 14:30) скачкообразного увеличения скорости роста значений T и O_2 и последующего их снижения. С 11:30 до 13:00 наблюдались колебания модуля скорости с периодом около 1.5 ч. В это время изменилось направление модуля скорости течения, что может свидетельствовать о прохождении внутренней волны. Концентрация растворенного кислорода O_2 в это время менялась незначительно. Соленость во время измерения оставалась практически постоянной и составляла 18.4‰ как над пузырьковыми выделениями, так и на краю газовыделяющей площадки. Мутность воды составляла $0.2\text{--}0.3$ NTU. Во время измерений на фоновой площадке наблюдались более низкие значения температуры воды T и содержания кислорода O_2 по сравнению со значениями над сипом (серые области, рис. 6). Это может сви-

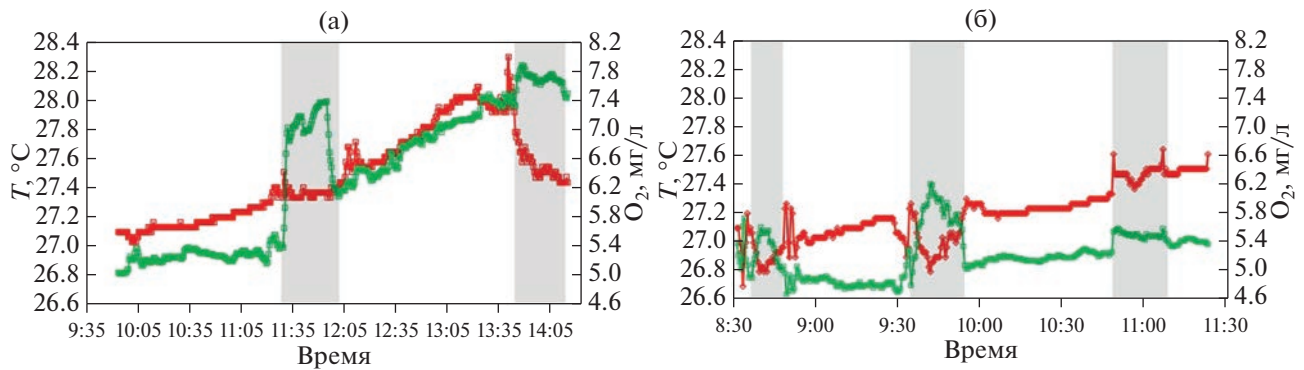


Рис. 7. Изменение температуры T (красн.), концентрации растворенного кислорода O_2 (зел.) со временем над действующим сипом на площадке Ф3 20 июля (а) и 21 июля (б) 2021 г. Цветом отмечены временные промежутки, когда зонд находился на фоновой площадке.

детельствовать о различии гидродинамических условий в точке газовыделений и на фоновой станции.

В феврале 2021 г. в неактивной фазе газовыделений на площадке Ф1 также были проведены двухчасовые измерения гидрологических параметров воды. Температура воды практически не менялась и составила 11°C , соленость воды — 18.6‰ , содержание растворенного кислорода O_2 незначительно изменилось с 11.4 мг/л до 11.6 мг/л. Мутность воды оставалась практически постоянной и составляла $0.4\text{--}0.6$ NTU. При сравнении этих данных с результатами измерений, полученных в августе 2020 г. над действующим сипом, следует отметить несколько повышенную соленость воды в феврале, что, возможно, связано с подтоком пресных грунтовых вод в активной фазе пузырьковых газовыделений.

На площадке Ф3 гидрологические измерения были проведены 20 июля 2021 г. с 9:50 до 14:20 и 21 июля 2021 г. с 8:30 до 11:30. На рис. 7 показаны распределения температуры и растворенного кислорода над струей пузырькового газа и на фоновой площадке (серые области).

Температура воды T менялась с 26.9 до 28.3°C 20 июля и 26.7 до 27.6°C 21 июля, содержание растворенного кислорода O_2 с 4.9 мг/л до 7.8 мг/л 20 июля и с 4.6 мг/л до 6.7 мг/л 21 июля (рис. 7). Хорошо видно, что при перемещении зонда с площадки действующих сипов на фоновую станцию содержание O_2 возрастало. Степень насыщения воды кислородом также различалась над площадкой и на фоновой станции. 20 июля при штилевых условиях эта разница составляла $20\text{--}26\%$, 21 июля при сильном волнении ($2\text{--}3$ балла) разница в степени насыщения воды растворенным кислородом над площадкой сипов и фоновой площадкой была несколько меньше, $13\text{--}15\%$.

Соленость во время измерения 20 и 21 июля колебалась в пределах $18.1\text{--}18.5\text{‰}$ как над то-

чечными пузырьковыми выделениями, так и на краю газовыделяющей площадки. Мутность воды 20 июля менялась в пределах $0.2\text{--}0.5$ NTU, 21 июля из-за сильного волнения и перемешивания составляла $0.4\text{--}8$ NTU. Скорость течения в придонном слое находилась в диапазоне $0\text{--}5.8$ см/с.

ОБСУЖДЕНИЕ

Мониторинг в течение 2019–2021 гг. выявил сезонный тип сипов мыса Фиолент, при котором активные фазы в теплое время года чередовались с неактивными в холодное время. Показано, что активные фазы сипов у мыса Фиолент в разные годы отличались по продолжительности (рис. 3). Так, например, в 2020 г. активная фаза началась в апреле, а в 2021 г. только в начале июля.

Сезонность прибрежных газопоявлений отмечена не только для сипов мыса Фиолент, но также и для других мелководных сипов Гераклеийского полуострова [9]. Интенсивность газовыделений, как и продолжительность активной фазы газовыделений менялась, что свидетельствует о внешних факторах, влияющих на их возникновение и масштабы проявлений. Мелководные газонасыщенные участки дна (сульфуреты) могут образовываться вследствие захоронения под песком детритного материала и обрывков макрофитов и их последующей деструкции при увеличении температуры летом. Однако многолетние собственные наблюдения авторов за газовыделяющими площадками позволяют исключить эту версию как основную. Во-первых, сульфуреты строго локализованы в пространстве, немногочисленны и из года в год образуются в одних и тех же местах [9]. Они формируются, в том числе, на открытых участках песка или даже в прибойной зоне, где гидродинамические факторы не способствуют накоплению детритного материала. Температурный фактор, как наиболее очевидный параметр, меняющийся в за-

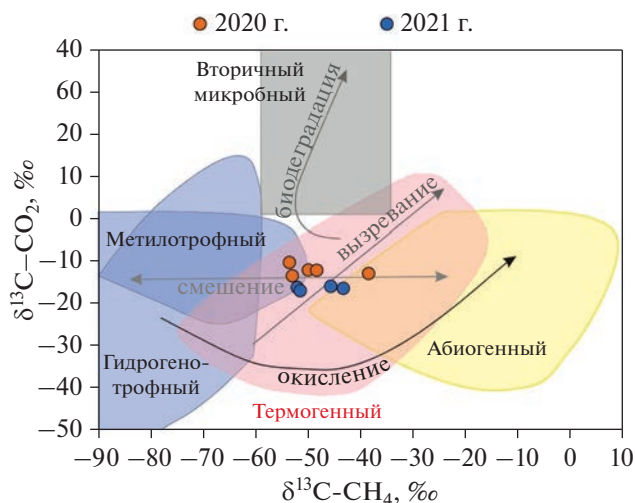


Рис. 8. Диаграмма $\delta^{13}\text{C-CH}_4/\delta^{13}\text{C-CO}_2$, показывающая генезис газа [29]. Стрелками показаны основные процессы, влияющие на изотопное соотношение $\delta^{13}\text{C-CH}_4$ и CO_2 .

висимости от сезона, влияет на все прибрежные биогеоценозы, тогда как проявления пузырьковых газовыделений имеет точечный характер.

Один из механизмов образования прибрежных пузырьковых газовыделений — флюидная разгрузка грунтовых вод [8, 20, 28, 32]. Такие воды могут быть как непосредственно носителями растворенных газов, в том числе содержать высокие концентрации CH_4 [28], так и косвенно стимулировать газовую разгрузку за счет подпитки биогенными элементами, что способствует развитию донных микробных сообществ. Не смотря на то, что нами не было достоверно зафиксировано распределение над площадками газовыделений, высокие концентрации кремния, как маркера пресноводной разгрузки, в поровой воде в точках пузырьковой разгрузки мыса Фиолент могут свидетельствовать о связи сипов с субмаринной разгрузкой. Также косвенным свидетельством является факт, что всем обнаруженным газовым площадкам у мыса Фиолент сопутствовали пресноводные источники на склонах надводной части территории. Важно отметить, что не везде, где были обнаружены пресноводные источники, регистрировались признаки пузырьковых газовыделений или газонасыщенные осадки. Вероятно, для удержания флюидного потока необходим особый тип осадочного материала, в случае исследованного нами района таким материалом выступают песчаные наносы.

Генезис пузырьковых газовыделений. Одним из главных вопросов биогехимии метановых сипов является его генезис (микробный, биогенный, абиогенный), и как вытекающий из него — глубина, с которой поднимается пузырьковый газ. Часто в осадках районов пузырьковых газовыделений

формируются восстановительные условия, которые также провоцируют развитие анаэробных сообществ метанового цикла, которые, в свою очередь, поддерживают и воссоздают необходимые условия для газообразования [17]. В связи с тем, что такие осадки газонасыщены, определить истинный источник газовыделений и глубину его залегания без определения дополнительных характеристик пузырькового газа (изотопного и композиционного состава, радиоуглеродного возраста) не представляется возможным. При этом интерпретация результатов изотопного состава пузырькового газа может быть затруднена тем, что газ в процессе подъема к границе дна подвергается микробному и механическому фракционированию [29, 36]. В связи с чем, исходный компонентный и изотопный состав может значительно отличаться от состава газа, выделяющегося в водную толщу.

Наши данные изотопного состава углерода метана показали значительный диапазон значений для пузырькового газа, отобранного у мыса Фиолент в 2019–2021 гг. В сентябре 2019 г. значение $\delta^{13}\text{C-CH}_4$ в среднем было равно -60.3‰ VPDB , тогда как летом 2020 и 2021 гг. значения $\delta^{13}\text{C-CH}_4$ были более чем на 10‰ выше. CO_2 был значительно обеднен изотопом ^{13}C ($\delta^{13}\text{C-CO}_2$ от -16.83 до -10.17‰) (рис. 8), по сравнению с газом мантийного или термометаморфического происхождения [23].

Значительный разброс величин изотопного состава углерода метана $\delta^{13}\text{C-CH}_4$ пузырькового газа прибрежных мелководных районов отмечался нами и ранее для сипов Гераклеийского полуострова ($\delta^{13}\text{C-CH}_4 -58\ldots-84\text{‰}$). Также высокая вариабельность $\delta^{13}\text{C-CH}_4$ была отмечена для пузырькового газа у м. Тарханкут: в разные годы он варьировал от -48 до -65‰ [35]. Такой размах значений может объясняться фракционированием в процессе микробного метаноокисления в верхних слоях осадочного слоя, вследствие чего происходит утяжеление изотопного состава $\delta^{13}\text{C-CH}_4$ [36]. С другой стороны, причиной может быть смешение изотопно тяжелого газа из глубоких слоев с приповерхностным изотопно легким газом микробного происхождения, вследствие чего изотопное соотношение $\delta^{13}\text{C-CH}_4$ будет зависеть от вклада этих двух источников газа (рис. 8) [29]. Для верного определения генезиса газа необходимо проводить комплексную интерпретацию изотопных данных, включая $\delta^2\text{H}$, а также изотопию других компонентов газовой смеси (N_2 , H_2S , благородных газов).

Средообразующий эффект. Анализ временных трендов гидрологических показателей в придонном слое воды над площадками газовыделений Ф1 и Ф3 в летние сезоны 2020–2021 гг. свидетельствует о влиянии сипов на кислородный режим.

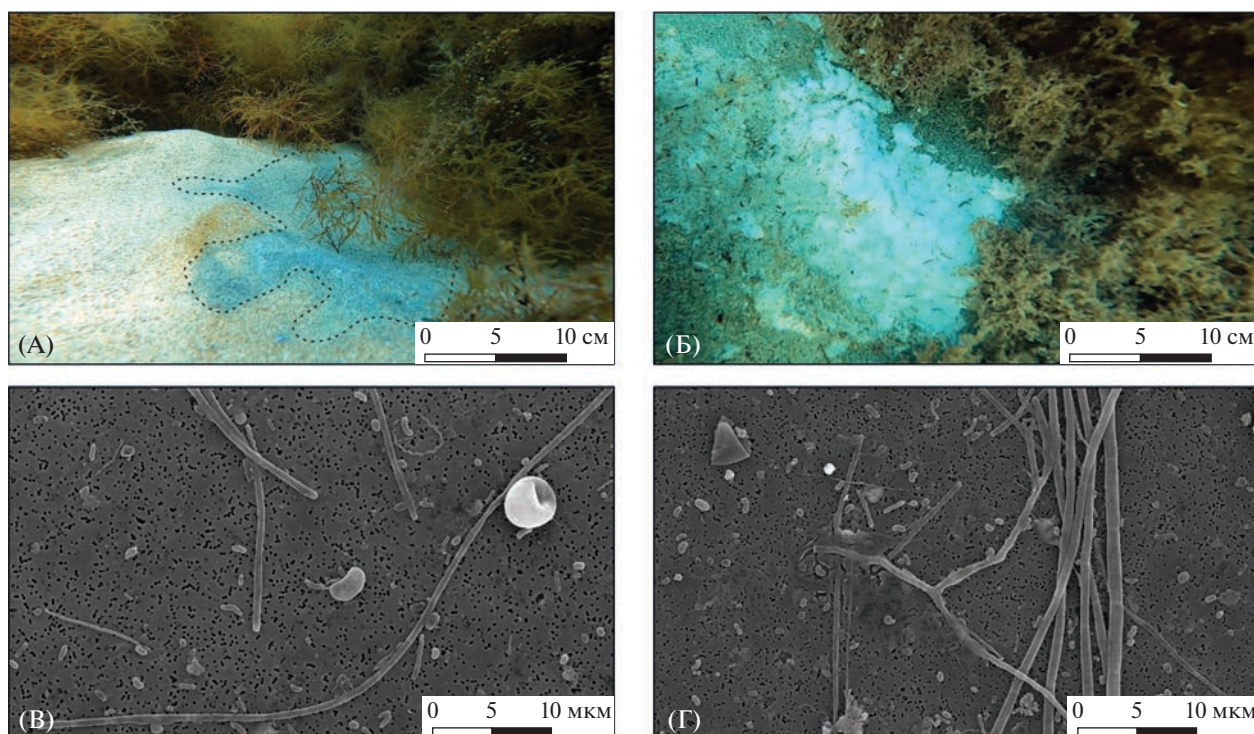


Рис. 9. Бактериальные пленки на поверхности осадка на площадке Ф1 (А) и Ф3 (Б); СЭМ микрофотографии микроорганизмов бактериального мата с поверхности осадка площадки Ф3, представленные различными морфологическими формами (В, Г).

На площадке Ф1 насыщение воды растворенным кислородом в августе 2020 г. составляло около 80% с кратковременным повышением до 88%. В феврале во время неактивной фазы сипов насыщение воды растворенным кислородом на площадке Ф1 составляло 86%. Следует также отметить несколько повышенную соленость воды в феврале, что, возможно, связано с подтоком пресных грунтовых вод летом в активной фазе пузырьковых газовыделений.

Более значительное уменьшение концентрации O_2 в придонном слое воды отмечено на площадке Ф3 летом 2021 г., не достигающих при этом уровней гипоксии, как в Голубой бухте [10]. Насыщение воды растворенным кислородом 20 июля на фоновой площадке достигало 102–104%, в то время как над площадкой действующих сипов 76–78%. 21 июля наблюдалось сильное волнение (2–3 балла), значительное усиление ветра, что приводило к сильному перемешиванию. Степень насыщенности воды растворенным кислородом при таком перемешивании над площадкой газовыделений менялась в течение наблюдений от 67% до 78%, на фоновой площадке от 78% до 85%.

Снижение концентрации кислорода в воде над точками газовыделений может происходить вследствие одного или совокупности нескольких процессов: 1) аэробного окисления метана мик-

робным сообществом; 2) расхода на окисление восстановленных серосодержащих газов, выделяющегося как в составе пузырькового газа, так и в результате флюидной эмиссии из газонасыщенных донных отложений, а также 3) взаимнообмена компонентов пузырькового газа с растворенными газами в толще воды и выноса кислорода в составе пузырьков в атмосферу. Также показано, что формирование микробных сообществ в районах выхода пузырькового газа может в десятки раз ускорять скорость окисления сероводорода [36]. В наших исследованиях бактериальные пленки были обнаружены на поверхности осадка на площадках Ф1, Ф2 и Ф3 (рис. 9). Наиболее обширные по площади бактериальные пятна были зарегистрированы на площадке Ф3 в июле 2021 г. Данные электронной микроскопии выявили скопления бактериальных клеток, среди которых можно было выделить палочковидные, изогнутые и извитые формы, бациллы и кокки (рис. 9г, ж). Ранее было показано, что поток сероводорода, который может образовываться в результате сульфатредукции или же поступать с флюидной разгрузкой в местах пузырьковых газовыделений, приводит к формированию на поверхности осадочных отложений бактериальных обрастаний/матов, основу которых составляют сероокисляющие бактерии родов *Thiocapsa*, *Thiobaca*, *Thioflaviccoccus* и *Thiorhodococcus* [12, 19].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В период с 2019 по 2021 гг. в прибрежной зоне юго-западного Крыма (мыс Фиолент) были проведены комплексные исследования новых площадок метановых пузырьковых газовыделений.

1. Отмечен сезонный тип сипов мыса Фиолент, при котором активные фазы газовой выделений в разные годы отличались по продолжительности: в 2020 г. активная фаза началась в апреле, в 2021 г. — в начале июля. В разные моменты опробования в пузырьковых газовой выделении от 55.3 до 88.0% составлял метан. Соотношение стабильных изотопов углерода метана $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ (–62.84...–38.27‰) и $\delta^{13}\text{C}-\text{CO}_2$ (–16.83...–10.17‰) пузырькового газа соответствует смеси изотопно тяжелого газа с приповерхностным изотопно легким газом микробного происхождения.

2. Повышенное содержание кремния в поровой воде на площадках газовой выделений и их локализация в непосредственной близости от пресноводных склоновых источников может свидетельствовать о связи сипов с субмаринной пресноводной разгрузкой в этом районе. Однако значимого распреснения как поровой воды, так и придонного слоя воды над сипами по сравнению с фоновыми площадками зарегистрировано не было.

3. Обнаружено снижение содержания O_2 над действующими струйными газовой выделениями по сравнению с фоновой площадкой. Наиболее значимое уменьшение концентрации O_2 в придонном слое воды (3 мг/л) отмечено на площадке Ф3 летом 2021г. Разница в степени насыщения воды растворенным кислородом между площадкой газовой выделений и фоновой площадкой составляла 15–26%.

4. Концентрация растворенного метана в поровой воде в точках газовой выделений была на 2 порядка выше по сравнению с фоновыми районами и достигала 448 мкмоль/л. Также высокие значения были получены для поверхностной воды непосредственно над точками газовой выделений (максимум 353 нмоль/л).

Источники финансирования. Работа выполнена по теме государственного задания “Молисмологические и биогеохимические основы гомеостаза морских экосистем”, регистрационный номер 121031500515-8.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Большаков А.М., Егоров А.В.* Об использовании методики фазоворавновесной дегазации при газометрических исследованиях // *Океанология*. 1987. Т. 27. № 5. С. 861–862.
2. *Гурский Ю.Н.* Геохимия литогидросферы внутренних морей. Т. 1. Методы изучения и процессы формирования химического состава иловых вод в отложениях Черного, Азовского, Каспийского, Балтийского морей. М.: ГЕОС. 2003. 332 с. <http://geo.web.ru/db/msg.html?mid=1170531>
3. *Егоров В.Н., Артемов Ю.Г., Гулин С.Б.* Метановые сипы в Черном море средообразующая и экологическая роль / Под ред. Г.Г. Поликарпова. Севастополь: НПЦ “ЭКОСИ-Гидрофизика”, 2011. 405 с.
4. *Егоров В.Н., Плугатарь Ю.В., Малахова Т.В. и др.* Обнаружение струйных газовой выделений в акватории у мыса Мартыан // *Бюллетень Государственного Никитского ботанического сада*. 2018. Вып. 126. С. 9–13.
5. *Зори А.А., Корнев В.Д., Хламов М.Г.* Методы, средства, системы измерения и контроля параметров водных сред. Донецк: РИА ДонГТУ, 2000. 388 с.
6. *Зубов Н.Н., Бруевич С.В., Шулейкин В.В.* Океанографические таблицы. М.: Гидрометеиздат, 1931.
7. *Каюкова Е.П., Чарыкова М.В.* Особенности химического состава подземных и поверхностных вод полигона Крымской учебной практики геологического факультета СПбГУ // *Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле*. 2010. № 3. С. 29–47.
8. *Кравченко В.Г.* Механизм функционирования подводных газовых факелов Черного моря // *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*. 2008. № 1. С. 106–115.
9. *Малахова Т.В., Егоров В.Н., Малахова Л.В. и др.* Биогеохимические характеристики мелководных струйных метановых газовой выделений в прибрежных районах Крыма в сравнении с глубоководными сипами Черного моря // *Морской биологический журнал*. 2020. Т. 5. № 4. С. 37–55. <https://doi.org/10.21072/mbj.2020.05.4.04>
10. *Малахова Т.В., Иванова И.Н., Будников А.А. и др.* Распределение гидрологических параметров над площадкой метановых пузырьковых газовой выделений в Голубой бухте (Черное море) — связь с субмаринной пресноводной разгрузкой // *Метеорология и гидрология*. 2021. № 11. С. 109–118.
11. *Малахова Т.В., Канапакций Т.А., Егоров В.Н. и др.* Микробные процессы и генезис струйных метановых газовой выделений прибрежных районов Крымского полуострова // *Микробиология*. 2015. Т. 84. № 6. С. 743–752.
12. *Пименов Н.В., Меркель А.Ю., Тарновецкий И.Ю. и др.* Структура микробных матов в прибрежных районах Мраморной бухты (Крымский полуостров) // *Микробиология*. 2018. Т. 87. № 5. С. 561–572. <https://doi.org/10.1134/S0026365618050142>
13. *Промышлова М.Ю., Демина Л.И., Бычков А.Ю. и др.* Офиолитовая ассоциация района мыса Фиолент (юго-западный Крым) 2016 г. // *Геотектоника*. 2016. № 1. С. 25–40.
14. *Руководство по методам химического анализа морских вод*. Ленинград: Гидрометеиздат, 1977. 208 с.
15. *Тимофеев В.А., Иванова Е.А., Гулин М.Б.* Обнаружение нового поля газовых сипов у черноморского побережья п-ова Крым // *Морской экологический журнал*. 2014. Т. 13. № 1. С. 34.
16. *Artemov Y.G., Egorov V.N., Polikarpov G.G., Gulin S.B.* Methane emission in the hydro- and atmosphere by gas bubble streams in the Dnieper Paleo-Delta, the Black Sea // *Marine Ecological Journal*. 2007. V. 5. P. 5–26.

17. *Boetius A., Revenschlag K., Schubert C.J. et al.* A marine microbial consortium apparently mediating anaerobic oxidation of methane // *Nature*. 2000. № 407. P. 623–626.
<https://doi.org/10.1038/35036572>
18. *Bratbak G.* Microscope methods for measuring bacterial biovolume: epifluorescence microscopy, scanning electron microscopy, and transmission electron microscopy // *Handbook of methods in aquatic microbial ecology*. CRC Press, 2018. P. 309–317.
19. *Bryukhanov A.L., Vlasova M.A., Perevalova A.A. et al.* Phylogenetic diversity of the sulfur cycle bacteria in the bottom sediments of the Chersonesus Bay // *Microbiology (Mikrobiologiya)*. 2018. V. 87. № 3. P. 372–381.
<https://doi.org/10.7868/S0026365618030060>
20. *Bugna G.C. et al.* The importance of groundwater discharge to the methane budgets of near shore and continental shelf waters of the northeastern Gulf of Mexico // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1996. V. 60. № 23. P. 4735–4746.
21. *Dimitrov P., Dachev V., Nikolov H., Parlichev D.* Natural gas seepages in the offshore area of the Balchik Bay // *Oceanology*. 1979. V. 4. P. 43–49. (In Bulgarian).
22. *Dimitrov L.* Contribution to atmospheric methane by natural seepages on the Bulgarian continental shelf // *Continental Shelf Res.* 2002. V. 22. P. 2429–2442.
[https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(02\)00055-9](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(02)00055-9)
23. *Javoy M., Pineau F., Delorme H.* Carbon and nitrogen isotope in the mantle // *Chem. Geol.* 1986. V. 57. P. 41–62.
24. *Zhang J.-Z., Millero F.J.* The products from the oxidation of H₂S in seawater // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1993. V. 57(8). P. 1705–1718.
[https://doi.org/10.1016/0016-7037\(93\)90108-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(93)90108-9)
25. *Korber J.-H., Sahling H., Pape T. et al.* Natural oil seepage at Kobuleti Ridge, eastern Black Sea // *Mar. Petrol. Geol.* 2014. V. 50. P. 68–82.
<https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.11.007>
26. *Klaucke I., Sahling H., Weinrebe W. et al.* Acoustic investigation of cold seeps offshore Georgia, eastern Black Sea // *Mar. Geol.* 2006. V. 231. P. 51–67.
<https://doi.org/10.1016/j.margeo.2006.05.011>
27. *Kruglyakova R.P., Byakov Y.A., Kruglyakova M.V. et al.* Natural oil and gas seeps on the Black Sea floor // *Geo Mar. Lett.* 2004. V. 24. P. 150–162.
<https://doi.org/10.1007/s00367-004-0171-4>
28. *Lecher A.L. et al.* Methane transport through submarine groundwater discharge to the North Pacific and Arctic Ocean at two Alaskan sites // *Limnology and Oceanography*. 2016. V. 61. № S1. P. S344–S355.
29. *Malakhova T.V., Budnikov A.A., Ivanova I.N., Murashova A.I.* Methane fluid discharge measurements by the trap method in Laspi Bay (Black Sea) // *Moscow University Physics Bulletin*. 2020. V. 75. № 6. P. 702–707.
30. *Milkov A.V., Etiope G.* Revised genetic diagrams for natural gases based on a global dataset of >20,000 samples // *Org. Geochem.* 2018. V. 125. P. 109–120.
31. *Naudts L., Greinert J., Artemov Y. et al.* Geological and morphological setting of 2778 methane seeps in the Dnepr paleo-delta, northwestern Black Sea // *Mar. Geol.* 2006. V. 227. P. 177–199.
<https://doi.org/10.1016/j.margeo.2005.10.005>
32. *Pierre C. et al.* Authigenic carbonate mounds from active methane seeps on the southern Aquitaine Shelf (Bay of Biscay, France): Evidence for anaerobic oxidation of biogenic methane and submarine groundwater discharge during formation // *Continental Shelf Research*. 2017. V. 133. P. 13–25.
33. *Romer M., Sahling H., dos Santos Ferreira C., Bohrmann G.* Methane gas emissions of the Black Sea—mapping from the Crimean continental margin to the Kerch Peninsula slope // *GeoMar. Lett.* 2020. V. 40. P. 467–480.
<https://doi.org/10.1007/s00367-019-00611-0.7>
34. *Schmale O., Greinert J., Rehder G.* Methane emission from high-intensity marine gas seeps in the Black Sea into the atmosphere // *Geophys. Res. Lett.* 2005. V. 32. L07609.
<https://doi.org/10.1029/2004GL021138>
35. *Tarnovetskii I.Yu., Merkel A.Yu., Kanapatskiy T.A. et al.* Decoupling between sulfate reduction and the anaerobic oxidation of methane in the shallow methane seep of the Black Sea // *FEMS Microbiology Letters*. 2018. V. 365. № 21. Article fny235.
<https://doi.org/10.1093/femsle/fny235>
36. *Whiticar M.J.* Carbon and hydrogen isotope systematics of bacterial formation and oxidation of methane // *Chemical Geology*. 1999. V. 161. № 1–3. P. 291–314.
[https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00092-3](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00092-3)

Monitoring of Shallow-Water Methane Seeps at Cape Fiolent (Black Sea)

T. V. Malakhova^{a, #}, L. V. Malakhova^a, A. I. Murashova^a,
A. A. Budnikov^b, I. N. Ivanova^b, E. A. Krasnova^{c, d}

^aA. O. Kovalevsky Institute of Biology of the Southern Seas of RAS, Sevastopol, Russia

^bLomonosov Moscow State University, Department of Physics, Moscow, Russia

^cMoscow State University, Faculty of Geology, Department of Geology and Geochemistry of Fossil Fuels, Moscow, Russia

^dVernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

[#]e-mail: t.malakhova@imbr-ras.ru

During the period from 2019 to 2021, complex studies of new shallow-water methane bubble gas emission sites were carried out in the coastal zone near Cape Fiolent (Southwest Coast of Crimea). The studies included determining the hydrocarbon and isotopic composition of bubble gas, measuring the concentration of methane and nutrients in the water in the areas of gas emissions, estimating the value of bubble flows, and

measuring hydrophysical parameters over the sip sites compared to background areas. The seasonal type of Cape Fiolent methane seeps was noted, its active phases of gas emissions differed in duration in different years. The increased pore water silica concentration at the seep sites and their localization in the vicinity of freshwater slope springs may indicate its association with submarine freshwater discharge in the area. However, no significant desalination of both pore water and the bottom water layer above the siphons was recorded. Dissolved methane concentrations in pore water at seep sites were two orders of magnitude higher compared to background areas and reached 448 $\mu\text{mol/L}$. Also high values were obtained for surface water directly above the bubble gas emission points (maximum 353 nmol/L). Multi-hour monitoring of hydrophysical parameters above the active seeps showed a dissolved oxygen decrease compared to the background sites. The maximum difference in O_2 concentrations was 3 mg/l . The carbon isotopic composition of bubble gas methane $\delta^{13}\text{C-CH}_4$ ($-62.84\ldots-38.27\text{‰}$) and carbon dioxide $\delta^{13}\text{C-CO}_2$ ($-16.83\ldots-10.17\text{‰}$) was corresponded to a mixture of isotopically heavy gas and near-surface isotopically light gas of microbial origin. The question remains open: what are the reasons for the change in the summer active and the cold season passive gas emission phases?

Keywords: Black Sea, bubble gas emissions, methane, freshwater submarine discharge, carbon isotopic composition of methane

УДК 551.242

ВОЗМОЖНЫЙ СЕЙСМОГЕННО-ТРИГГЕРНЫЙ МЕХАНИЗМ АКТИВИЗАЦИИ РАЗРУШЕНИЯ ЛЕДНИКОВ, ЭМИССИИ МЕТАНА И ПОТЕПЛЕНИЯ КЛИМАТА В АНТАРКТИДЕ

© 2023 г. Л. И. Лобковский^{1, 2, *}, А. А. Баранов³,
И. С. Владимирова^{1, 2}, Ю. В. Габсатаров^{1, 2, **}

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

²Московский физико-технический институт
(национальный исследовательский университет), Долгопрудный, Россия

³Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

*e-mail: llobkovsky@ocean.ru

**e-mail: yuryg@gsras.ru

Поступила в редакцию 31.05.2022 г.

После доработки 07.06.2022 г.

Принята к публикации 16.08.2022 г.

Предлагается сейсмогенно-триггерный механизм резкой активизации в конце XX и начале XXI веков разрушения покровно-шельфовых ледников Западной Антарктиды, сопровождаемого выделением метана из подстилающих гидратсодержащих осадочных пород и быстрым потеплением климата. Данный механизм связан с действием деформационных волн в системе литосфера–астеносфера, возникающих в результате сильнейших землетрясений, происходящих в окружающих Антарктиду зонах субдукции – Чилийской и Кермадек-Маккуори. Возмущения литосферы передаются на большие расстояния порядка 3000 км и связанные с ними добавочные напряжения, приходящие в Антарктиду через несколько десятков лет после землетрясений, приводят к уменьшению сцепления ледников с подстилающими породами, ускоренному скольжению ледников и развитию в них разломов, которые уменьшают давление на подстилающие осадочные слои, содержащие газогидраты, что приводит к эмиссии метана и потеплению климата. Рассмотренная гипотеза приводит к выводу, что в грядущие десятилетия процессы разрушения ледников и потепления климата в Антарктиде будут нарастать из-за беспрецедентного роста числа сильнейших землетрясений в зонах субдукции юга Тихого океана в конце XX и начале XXI веков.

Ключевые слова: Западная Антарктида, разрушение ледников, эмиссия метана, потепление климата, сильнейшие землетрясения, зоны субдукции южной части Тихого океана, тектонические волны, триггерный механизм, метастабильные газогидраты

DOI: 10.31857/S0030157423010069, EDN: ANGFEO

ВВЕДЕНИЕ

Проблема потепления климата относится к одной из самых острых проблем современности и, хотя сегодня доминирует точка зрения об антропогенной причине этого явления, связанного с промышленными выбросами углекислого газа в атмосферу, остается ряд вопросов, не нашедших удовлетворительного объяснения в рамках данной парадигмы. Одним из таких вопросов является наблюдаемый резкий рост температуры на Земле, особенно в Арктике, приуроченный к концу 70-х годов прошлого века, который продолжается и в наши дни. При этом сколько-нибудь заметного роста мирового промышленного производства в эти годы отмечено не было. В такой ситуации становится актуальным анализ альтер-

нативных (по отношению к антропогенной точке зрения) подходов для объяснения внезапного начала быстрого потепления климата в указанный период времени. Если обратиться к возможным природным факторам потепления климата, то очевидно, что они должны быть связаны с крупномасштабными процессами катастрофического характера, способными обеспечить резкий сдвиг климатической системы, приводящий к быстрому потеплению. Среди известных крупномасштабных катастрофических событий на Земле, происходящих достаточно часто, обращают на себя внимание сильнейшие землетрясения с магнитудой больше 8, приуроченные к зонам субдукции литосферных плит. Но как их связать с потеплением климата? Л.И. Лобковский впервые в

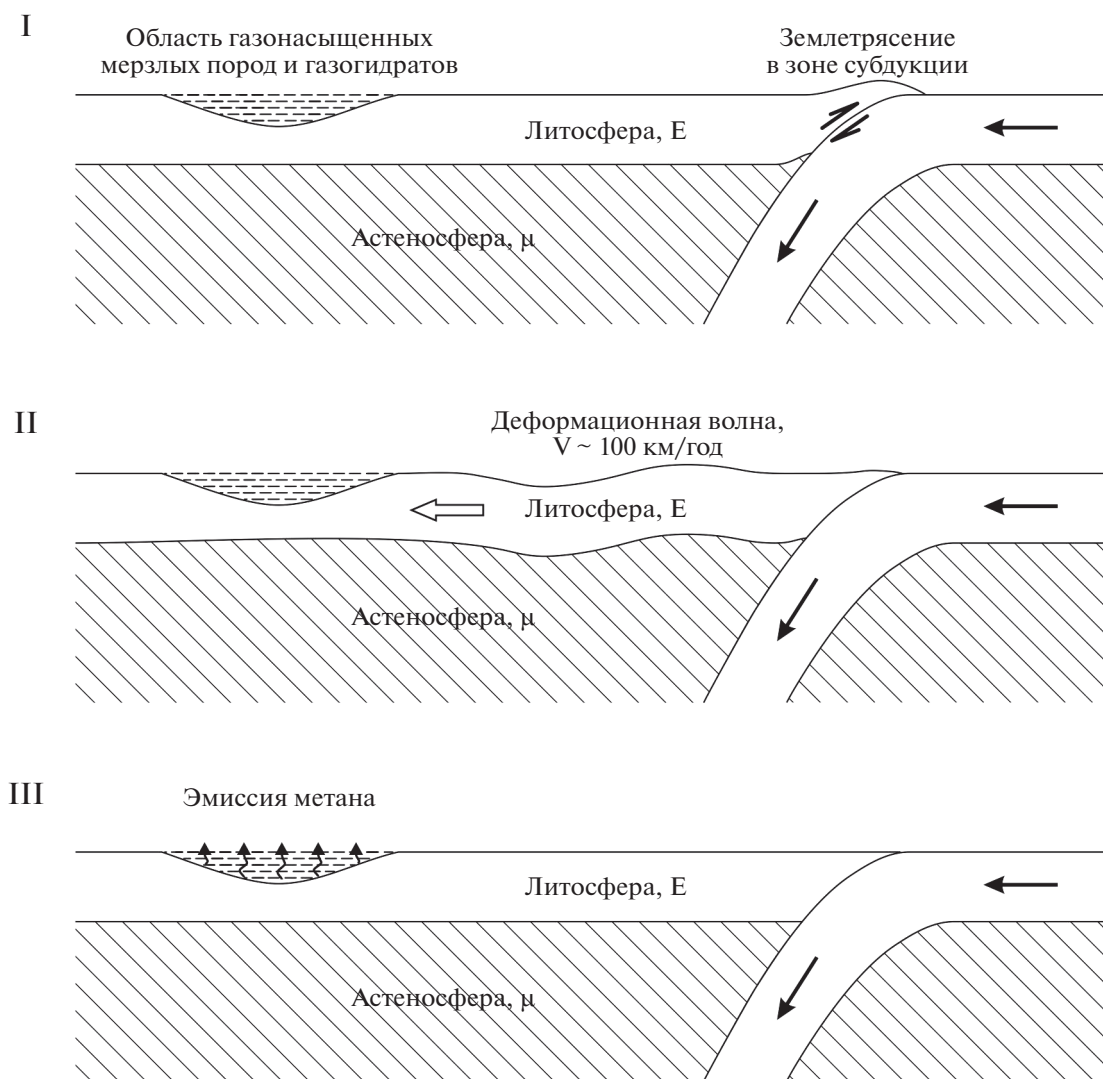


Рис. 1. Схема сейсмогенно-триггерного механизма эмиссии метана на Арктическом шельфе вследствие разрушающего действия на газогидраты деформационных волн, вызванных сильнейшими землетрясениями в Алеутской зоне субдукции.

2020 г. предложил гипотезу о том, что потепление в Арктике может быть обусловлено приходом деформационных тектонических волн, возбужденных сильнейшими землетрясениями в Алеутской зоне субдукции, в область арктического шельфа и разрушением добавочными напряжениями внутренней микроструктуры расположенных в мерзлых породах шельфа метастабильных газогидратов, что приводит к освобождению запертого в них метана и его эмиссии в атмосферу, вызывая потепление климата вследствие известного парникового эффекта [7, 22] (рис. 1).

Для подтверждения этой гипотезы необходимо было прежде всего убедиться в наличии пространственно-временной корреляции между сильнейшими землетрясениями и наблюдаемыми климатическими изменениями. На рис. 2 показаны в сопоставлении график изменения средней темпе-

ратуры в Арктике на протяжении XX и начала XXI веков и ход выделения сейсмической энергии Земли, определяемой, главным образом, сильнейшими землетрясениями с магнитудой больше 8.

Из этого сопоставления видно, что наибольшая часть сейсмической энергии Земли была выделена во временном интервале 1952–1965 гг. К этому интервалу приурочена самая мощная серия сильнейших землетрясений в Алеутской дуге (ближайшей к Арктическому шельфу) — это землетрясения: 1957 г. ($M = 8.6$), 1964 г. ($M = 9.2$) и 1965 г. ($M = 8.7$). Получается, что всплеск беспрецедентной сейсмической активности в Алеутской дуге произошел примерно за 15–20 лет до наступления фазы резкого потепления климата (1978–1980 гг.). Такое временное запаздывание было объяснено скоростью распространения деформационных волн в системе “упругая литосфера–

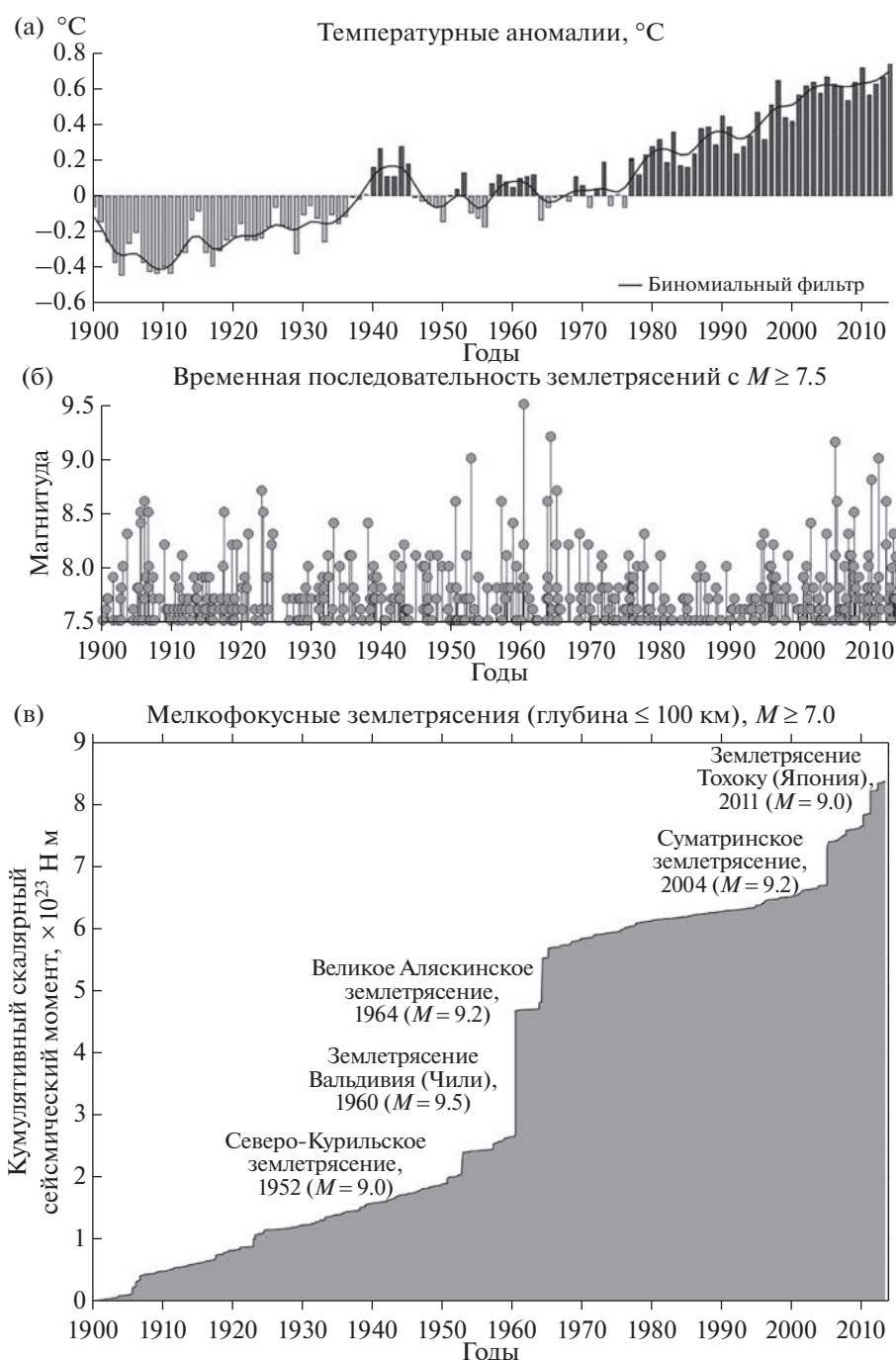


Рис. 2. Сопоставление графиков изменения средней температуры в Арктике на протяжении XX и начала XXI веков и выделения сейсмической энергии Земли (по [14, 21], модифицировано).

вязкая астеносфера” порядка 100 км/год [2, 3, 9, 18, 25], поскольку за это время волны проходят расстояние около 2000 км между арктическим шельфом и Алеутской дугой.

Аналогичный сейсмогенно-триггерный механизм, как предполагается, работает и для Антарктики. Здесь наступление фазы аномального потепления климата произошло практически синхронно с Арктикой (как и на всем земном шаре).

На рис. 2 видно, что в интервал максимального выделения сейсмической энергии Земли попадает самое мощное за всю историю наблюдений землетрясение с магнитудой 9.5, которое произошло в 1960 г. в центральной части Чилийской зоны субдукции, регионально находящейся в относительной близости к Антарктиде (аналогично Алеутской дуге, расположенной в относительной близости к Арктическому шельфу). При этом

важно отметить, что особенно заметный рост температуры в Антарктиде стал фиксироваться в последние десятилетия на фоне резкой активизации разрушения и откалывания покровно-шельфовых ледников, в первую очередь, в районе Антарктического полуострова, где активному разрушению подверглись ледники Ларсена (А, В, С), выходящие к морю Уэдделла, ледники Уилкинса и Георга VI с обратной стороны полуострова, ледник моря Росса и некоторые другие ледники.

Ниже рассматривается сейсмогенно-триггерный механизм, связывающий разрушение покровно-шельфовых ледников и потепление Антарктического полуострова с сильнейшими землетрясениями, который ранее был предложен для Арктики [7, 22, 23].

Заметим, что в последнее время в Антарктиде наблюдается значительное потепление климата, сопоставимое с Арктическим. Так, за последние полвека температура на Антарктическом полуострове возросла более чем на 2°C [13–15, 24]. В Западной Антарктиде температура начала быстро расти с конца 70-х годов прошлого века, потепление там продолжается и в наши дни, сопровождаясь заметным сокращением плавучих льдов. Большинство исследователей предполагает, что в связи с потеплением в Западной Антарктиде началось интенсивное разрушение шельфовых ледников в акваториях морей Уэдделла, Беллинсгаузена и Росса, которые были стабильны на протяжении последнего тысячелетия [13]. В результате разрушились ледники Ларсен-А (1995 г.) и Ларсен-Б (2002 г.), а от ледника Ларсен-С в 2017 г. откололся гигантский айсберг А68 площадью около 5800 км², уменьшив площадь ледника на 12% [29, 33]. Разрушались и другие ледники Западной Антарктиды. Например, в 2000 г. от шельфового ледника Росса откололся крупнейший за всю историю наблюдений айсберг В-15. Резкое потепление Антарктиды, сопровождаемое интенсивным разрушением ледников, обычно объясняют воздействием теплых воздушных потоков и морских течений, несущих теплый воздух и воду из южных частей Тихого океана [34]. В этой связи, как и в случае с Арктикой, возникает основной вопрос: почему эти процессы возникли именно в конце прошлого века и набирают свою силу в текущем столетии? Обычное объяснение этого факта сводится к тезису об антропогенном воздействии промышленных выбросов углекислого газа, создающих парниковый эффект. Предлагаемая в данной работе альтернативная гипотеза основана на сейсмогенно-триггерном механизме воздействия деформационных тектонических волн, вызванных сильнейшими землетрясениями в зонах субдукции южной части Тихого океана (Чилийской и Кермадек-Маккуори), которые достигнув Антарктиды, приводят к резкому ускорению движения и разрушения ледников, что, в

свою очередь, инициирует процесс высвобождения метана из газогидратов, расположенных в подледных осадочных породах, и его последующего выхода в атмосферу.

КОРРЕЛЯЦИЯ МЕЖДУ СИЛЬНЕЙШИМИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ В ЗОНАХ СУБДУКЦИИ И ФАЗАМИ РАЗРУШЕНИЯ ЛЕДНИКОВ ЗАПАДНОЙ АНТАРКТИДЫ

Для обоснования выдвинутой гипотезы рассмотрим пространственно-временную корреляцию между сильнейшими землетрясениями, произошедшими в южно-тихоокеанских зонах субдукции, и фазами разрушения ледников Антарктического полуострова в Западной Антарктиде. На рис. 3 показана карта высот поверхности Антарктического полуострова, на которой отмечены синим цветом сегодняшние крупнейшие шельфовые ледники: Ларсен (32000 км²); Георг VI (24000 км²) и Уилкинс (10000 км²), белым цветом показано море без шельфового льда.

На рис. 4 показаны районы сильнейших землетрясений, произошедших в интервалы времени 1960–2000 гг. (рис. 4а) и 2001–2022 гг. (рис. 4б) в окружающих Антарктиду зонах субдукции литосферы южной части Тихого океана – Чилийской и Тонга-Кермадек-Маккуори.

Современная хронология разрушения ледников начинается с северного блока А ледника Ларсена (рис. 3), который был разрушен в 1995 г. Наиболее близко расположенной к Антарктическому полуострову зоной субдукции, генерирующей сильнейшие землетрясения, является Чилийская зона, где в 1960 г. произошло самое мощное за всю историю инструментальных наблюдений мега-землетрясение с предельной магнитудой $M = 9.5$ (рис. 4а). В том же 1960 г. примерно в той же части зоны субдукции произошли еще два сильнейших землетрясения с $M = 8.6$ и 8.3 (рис. 4а).

Исходя из сейсмогенно-триггерного механизма, можно предположить, что вызванные данными событиями тектонические волны, распространяющиеся со скоростью около 100 км/год, дойдя до Антарктического полуострова, привели к разрушению северного блока А ледника Ларсена, произошедшему в 1995 г., т.е. через 35 лет после указанных сильнейших землетрясений 1960 г. (рис. 3). Этот временной лаг соответствует расстоянию около 3300 км между очагами землетрясений и северной оконечностью Антарктического полуострова, которое проходит тектоническая волна при скорости порядка 100 км/год. Разрушение ледника Уилкинса в 1998 г. также может быть связано с тектоническими волнами от землетрясений 1960 г. в Чили. Запаздывание на три года по сравнению с разрушением ледника Ларсен А может быть обусловлено тем, что ледник Уилкинса

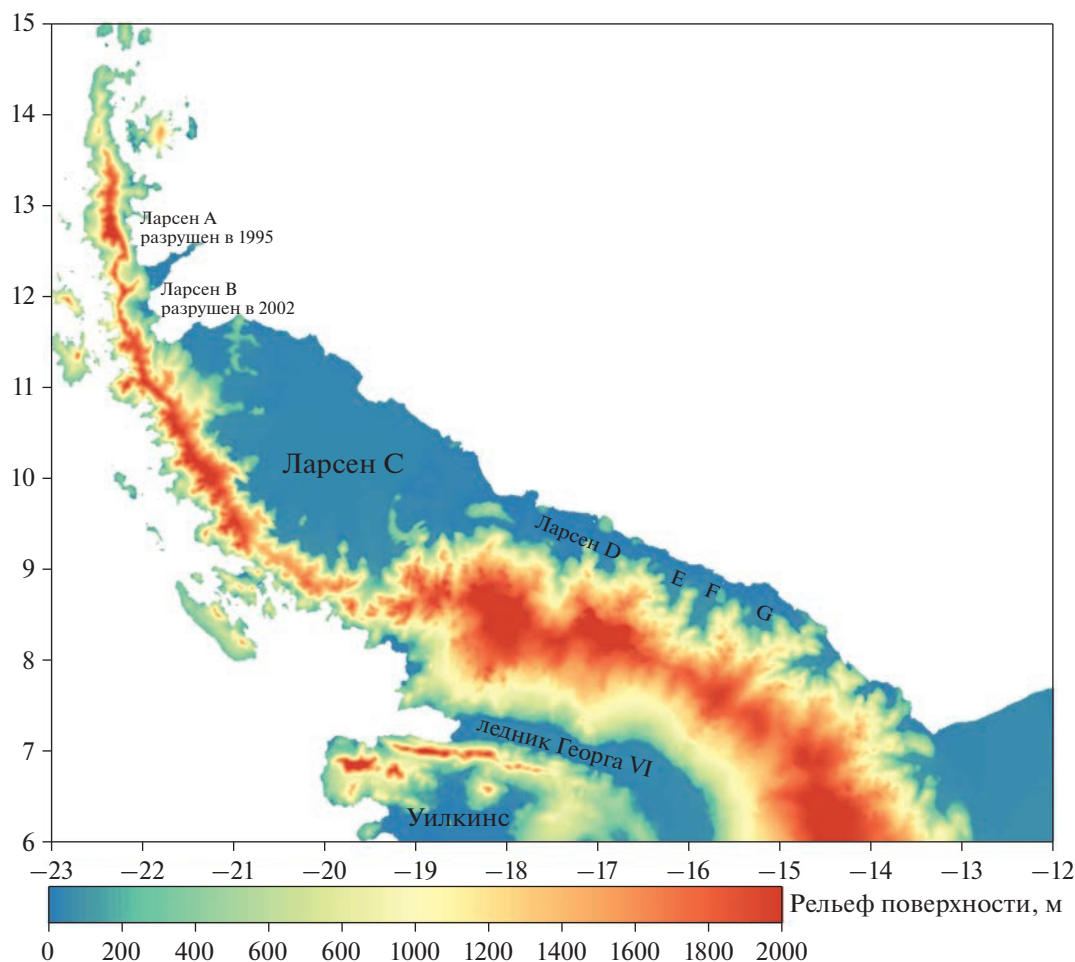


Рис. 3. Карта надводной поверхности Антарктического полуострова.

лежит юго-западнее ледника Ларсен А и поэтому тектоническая волна пришла туда позднее (рис. 3). Отметим, что несколько меньший временной сдвиг для Арктики, который оценивался в 20 лет [7], предположительно, связан с меньшим расстоянием от очагов сильнейших землетрясений в Алеутской зоне субдукции до Арктического шельфа (около 2000 км) по сравнению с расстоянием от очагов Чилийских землетрясений до ледника Ларсена в Антарктиде. Возможно, что образование разломов в леднике Георга VI в 2001 г. также связано с цугом тектонических волн, пришедших от сильнейших землетрясений 1960 г.

Следующий акт разрушения ледника Ларсена состоялся в 2002 г. в сегменте В, примыкающем с юга к блоку А (рис. 3) [28]. Если считать, что временной сдвиг между источником возбуждения тектонической волны и ее приходом в зону разрушения ледника, как и в предыдущем случае, составляет примерно 35 лет, то такой потенциальный источник существует в Чилийской зоне субдукции — это сильнейшее землетрясение с магнитудой $M = 8.1$, произошедшее здесь в 1966 г.

(рис. 4а). Возможно, что это же землетрясение привело к повторному крупному разрушению ледника Уилкинса в 2008–2009 гг. юго-западнее ледника Ларсен-В благодаря цугу тектонических волн. В частности, рухнул ледяной мост, соединяющий часть шельфового ледника с островом Шарко.

В 2010 г. произошло откалывание большого айсберга от ледника Георга VI. Запаздывание разрушений ледника Георга VI относительно разрушений его соседа — ледника Уилкинса может быть объяснено его большей стабильностью из-за нахождения в узком проливе. В дальнейшем ледник Ларсен-В подвергся еще одной фазе разрушения в 2022 г.

Шельфовый ледник Ларсен-С испытал необычный всплеск повышения температуры среды и поверхностного таяния в конце лета 2015 г. В 2017 г. от этого ледника откололся огромный айсберг [33]. Эти события можно связать с сильнейшим землетрясением с магнитудой $M = 8.0$, произошедшим в Чилийской зоне субдукции в 1985 г. (рис. 4а) (снова получается сдвиг по вре-

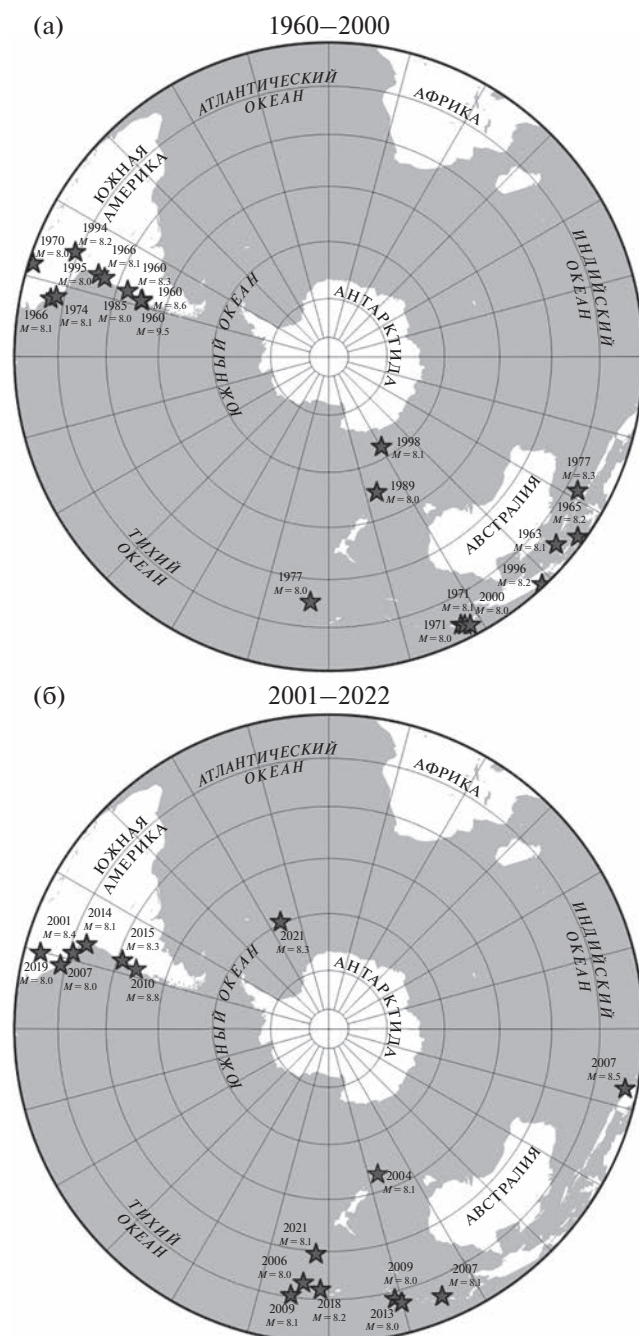


Рис. 4. Очаги сильнейших землетрясений в зонах субдукции Чилийской и Кермадек-Маккуори во второй половине XX в. и начале XXI в. Темно-серые звезды соответствуют очаговым областям.

мени 30–35 лет). Несколько раньше, в 2013 г., произошла еще одна фаза разрушения уже значительно разбитого предыдущей серией тектонических волн ледника Уилкинса. Заметим, что после 2013 г. разрушений ледника Уилкинса больше не наблюдалось.

Интересно сопоставить и проанализировать с позиций сейсмогенно-триггерной гипотезы некоторые аномальные геофизические и климатиче-

ские явления, наблюдавшиеся в области Антарктического полуострова совсем недавно, в 2020 и 2021 гг. В первую очередь, отметим неожиданно возникшую во второй половине 2020 г. сейсмическую активность в виде крупного роя землетрясений небольшой магнитуды в количестве более 80 тысяч толчков, произошедших вблизи оконечности Антарктического полуострова [12]. Это явление было предложено объяснить “пробуждением” давно “спящего” подводного вулкана, расположенного под морским дном в проливе Брансфилда между Южными Шетландскими островами и северо-западной оконечностью Антарктиды. К этому району приурочена зона субдукции плиты Феникса, погружающейся под окраину Антарктиды, которая является продолжением на юг крупномасштабной Чилийской зоны субдукции Тихоокеанской плиты.

Предлагаемая нами альтернативная точка зрения состоит в том, что возникновение роя землетрясений малой магнитуды обусловлено добавочными напряжениями в литосфере, “принесенными” тектонической волной в данный район в 2020 г., вызванной сильнейшим землетрясением с магнитудой 8.0, произошедшим в Чилийской зоне субдукции в 1985 г. (рис. 4а) (временной сдвиг 35 лет). Но даже если принять гипотезу пробуждения вулкана, то конкретное время этого пробуждения логично связать с приходом в данное место тектонической волны, которая явилась механическим триггером начала движения магмы по раскрывающимся трещинам, что и могло вызвать наблюдаемый рой землетрясений. В 2022 г. та же тектоническая волна привела к разрушению оставшейся части шельфового ледника Ларсена-V на северо-восточной окраине Антарктического полуострова.

Исходя из общей концепции сейсмогенно-триггерного механизма, интересно проследить связь между сильнейшими землетрясениями в самом южном сегменте зоны субдукции юго-западной части Тихоокеанской плиты и разрушением наиболее близко расположенного к этому сегменту шельфового ледника Росса (рис. 4а). В 2000 г. от него откололся самый крупный за всю историю наблюдений айсберг. В рамках сейсмогенно-триггерного подхода это событие можно связать с сильнейшим землетрясением с магнитудой $M = 8.0$, произошедшим в 1989 г. южнее Новой Зеландии в районе острова Маккуори (расстояние ~3100 км, $M = 8.0$) (рис. 4а). Меньшее время запаздывания (11 лет), связанное с приходом тектонической волны, по сравнению с геодинамическими системами “Алеутская дуга–Арктический шельф” (около 20 лет) или “Чилийская зона субдукции–Антарктический полуостров” (30–35 лет) в рамках рассматриваемой модели [9] обусловлено отличием реологических параметров литосферы и астеносферы в разных регионах, определяющих ско-

рость распространения тектонических волн, в частности, относительно более низкой вязкостью астеносферы в области между Новой Зеландией и Антарктидой.

В последние десятилетия произошло несколько сильнейших землетрясений в южной части Чилийской зоны субдукции (1995, 2001, 2007, 2010, 2014, 2015) (рис. 4а, 4б), а в 2021 г. произошло сильнейшее землетрясение в Сандвичевом желобе (рис. 4б). Приход тектонических волн от этих очагов, согласно излагаемой концепции, приведет к дальнейшему разрушению ледников Ларсена (В, С, Д), Уилкинса, Георга VI и других шельфовых ледников Антарктического полуострова в ближайшем будущем.

ТЕРМОМЕХАНИЧЕСКИЕ РЕЖИМЫ ДВИЖЕНИЯ ЛЕДНИКОВ ЗАПАДНОЙ АНТАРКТИДЫ, ИХ РАЗРУШЕНИЕ И ЭМИССИЯ МЕТАНА ИЗ ПОДЛЕДНЫХ ГАЗОГИДРАТОВ

Льды Антарктиды состоят из покровных ледников (лежащих на коренном ложе пород земной коры), шельфовых ледников и морских льдов. Толщина меняющихся морских льдов составляет несколько метров, шельфовых ледников – от десятков метров у берега до километра в тыловой части, тогда как мощность покровных ледников в некоторых районах Антарктиды превышает 4 км [19]. Шельфовый ледник представляет собой плавающий в океане массив льда, прикрепленный к фронтальной части сползающего по коренному ложу в океан покровного ледника (рис. 5). Покровные ледники лежат на коренном ложе пород (осадочных или метаморфических) земной коры, причем часто рельеф ложа ледника лежит ниже уровня моря. Шельфовые ледники в стабильной ситуации могут препятствовать сползанию находящихся за ними покровных ледников в море. В свою очередь морские льды, окружающие шельфовые ледники влияют на стабильность шельфовых ледников, предохраняя их от воздействия океанских волн и штормов [13].

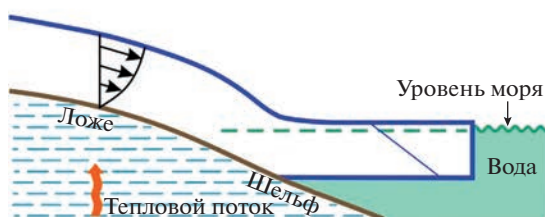
На рис. 5 показана упрощенная схема различных режимов движения покровно-шельфового ледника, отражающая разные стадии его термомеханической эволюции. Первая начальная стадия эволюции соответствует медленному сползанию покровного ледника по коренному ложу пород в условиях полного сцепления подошвы ледника с поверхностью подстилающих осадочных пород. Течение ледника подобно стеканию очень вязкой (вязко-пластической) жидкости с наклонного ложа в условиях ее прилипания к неподвижному основанию. Скорость движения поверхности ледника зависит от целого ряда различных условий (режима питания ледника, геометрии коренного ложа, температуры среды, сцепления с породами

основания и т.д.) и может варьировать в широких пределах, от первых метров до сотен метров в год. Например, в течение первой “холодной” стадии медленного течения ледника в условиях его полного сцепления с коренным ложем суммарное смещение ледника за тысячу лет может составить всего несколько км (рис. 5).

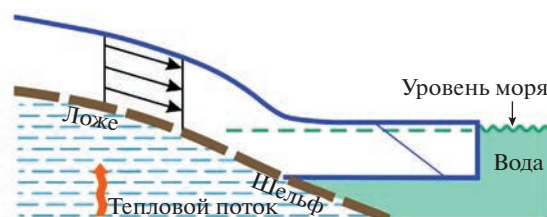
Вторая “теплая” стадия движения ледника в нашей схеме (рис. 5) принципиально отличается тем, что на подошве ледника появляются зоны плавления льда в результате длительного действия повышенного теплового потока, идущего снизу из находящихся под ледником слоев коры, как это имеет место на значительных площадях Западной Антарктиды [5] (рис. 6). При появлении водного слоя смазки на подошве ледника режим его движения существенно меняется, так как в зонах таяния льда ледяной массив начинает проскальзывать почти без трения по коренному ложу [4, 26]. Быстрое катастрофическое скольжение ледника как целого на этой стадии не возникает из-за того, что таяние на его подошве происходит пространственно неравномерно (в силу неровной геометрии основания, вариаций давления на подошву меняющегося по толщине ледника и других физико-механических причин) и между зонами плавления остаются “сухие” участки, в которых сохраняется сцепление ледника с коренным ложем. Вторая стадия эволюции ледника с частично подплавленной подошвой является подготовительной к третьей стадии и может продолжаться несколько десятков лет, пока не исчезнут сухие зоны зацепов в контактной зоне взаимодействия ледника с коренным ложем. Заметим, что представление о существовании локальных участков сцепления на контактной поверхности смещения смежных блоков коры широко используется при анализе развития очагов сильнейших землетрясений в контактной области взаимодействия литосферных плит в зонах субдукции, получив название “асперити” (asperity) – шероховатость контактной поверхности [20].

Третья катастрофическая стадия движения ледника характеризуется исчезновением зон сцепления (шероховатостей) на контактной поверхности взаимодействия ледника с подстилающим ложем и срывом ледника с коренного основания, сопровождаемым разрушением его тыловых участков с возникновением разломов и трещин (рис. 5). В нашей концепции третья стадия срыва и глыбового движения ледника возникает в результате прихода тектонических деформационных волн в Антарктиду от окружающих ее очагов сильнейших субдукционных землетрясений и разрушения оставшихся зон сцепления (шероховатостей) на контактной поверхности за счет добавочных напряжений, принесенных деформационной волной. В этом состоит сейсмогенно-триггерный механизм разрушения ледников, который реализуется при наступлении тре-

1. Медленная стадия вязкого течения ледника с прилипанием к ложу (~1000 лет)



2. Стадия скольжения ледника вдоль ложа из-за подплавления его подошвы с наличием зон сцепления (~100 лет)



3. Стадия быстрого скольжения ледника после разрушения зон сцепления деформационной волной с возникновением тылового разлома и эмиссией метана (~10 лет)



Условные обозначения



Рис. 5. Схема различных стадий и режимов движения покровно-шельфовых ледников в западной Антарктиде.

твей катастрофической стадии движения ледника. При быстром глыбовом скольжении ледника наряду с разрушением тыловой области покровного ледника, которое реализуется в условиях растяжения в виде вогнутых листрических разломов, также происходит разрушение в зоне стыка фронтальной части покровного ледника с плавающим шельфовым ледником (рис. 5). Это разрушение реализуется в условиях сжатия и частичного подвига фронтальной части покровного ледника под край шельфового ледника с образованием в зоне стыка наклонного разлома по аналогии с начальной стадией процесса субдукции литосферной плиты под островную дугу или край континента (рис. 5). Быстрое глыбовое движение ледника на третьей стадии эволюции прекращается в результате действия двух основных факторов: во-первых, быстро сползающий в океан покровный ледник испытывает блокирующее действие со стороны смежной части шельфового ледника и, во-вторых, при быстром сползании ледника в тыловой зоне разломов уменьшается гидростатическое давление покровного ледника на подстилающее ложе, что повышает в этой зоне критическую фазовую температуру таяния льда и вместо водяной смазки здесь возникает зона примерзания подошвы ледника к основанию и, как следствие, появляется новая зона сцепления ледника, которая может остановить его движение.

Однако движение ледника может вновь возобновиться, если новая деформационная волна “срежет” возникшую в результате промерзания зону сцепления. Такие повторные быстрые движения ледников, как было показано выше, наблюдались при разрушении ледников Антарктического полуострова.

Разрушение зоны сочленения покровного и шельфового ледников с образованием наклонной разрывной поверхности подвига будет сопровождаться достаточно сильным ледотрясением (по аналогии с сильным землетрясением в зоне субдукции литосферы) и возникновением сейсмических упругих волн в теле шельфового ледника. Возникшие волны, проходя через трещиноватые ослабленные зоны шельфового ледника, находящиеся на достаточно большом удалении от места его сочленения с покровным ледником, будут приводить к повторным разрушениям этих удаленных ослабленных зон ледника. Таким образом, можно объяснить разрушение периферических участков шельфовых ледников (например, ледника Ларсен-С) как последовательный эффект триггерного действия деформационных волн в литосфере и сейсмических волн в теле самого ледника.

Третья стадия движения и разрушения ледника в рассматриваемой концепции имеет прямое отношение к быстрому потеплению климата в Антарктиде, о котором шла речь выше. Для про-

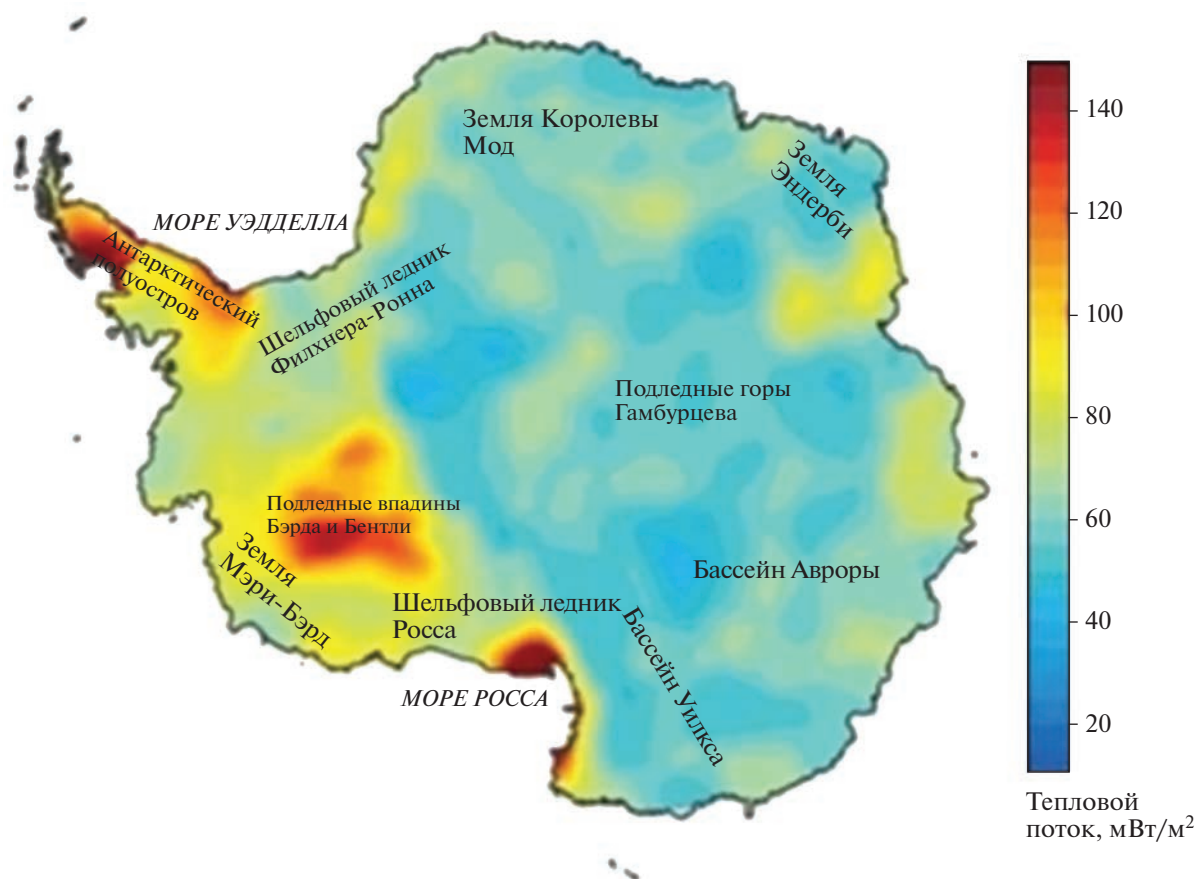


Рис. 6. Карта теплового потока Антарктиды (по [23], модифицировано).

яснения этого вопроса обратимся к строению земной коры Антарктиды, которое характеризуется наличием обширных осадочных бассейнов, возникших в процессе ее геологической эволюции [6, 11, 12]. Например, земная кора Западной Антарктиды в ходе эволюции подвергалась рифтогенному растяжению, что привело к образованию осадочных бассейнов, подстилающих, в частности, окружающие Антарктиду моря [6, 11, 13, 14, 16, 27, 30]. Сейсмические данные и данные бурения на шельфе показывают, что верхний слой осадочного разреза здесь представлен кайнозойскими молассами с многолетними мерзлыми породами. Над этими породами расположено мелководное море и шельфовые ледники. По современным представлениям [17, 32], осадочные породы, подстилающие лед Антарктиды, могут содержать большие запасы метана в виде газогидратов. Сделанные оценки этих запасов [32] сопоставимы с оценками запасов метаногидратов, содержащихся в обширных областях вечной мерзлоты Арктического региона. Поэтому, также как в Арктике, освобождение метана из газогидратов в осадочных породах при разрушении ледового покрова может привести к его эмиссии в атмосферу и потеплению климата. В этой связи представляет

большой интерес недавнее обнаружение эмиссии метана на дне моря Росса в области существования газогидратов в осадочной толще [31].

Возможный механизм разрушения ледников Антарктиды, приводящий к эмиссии метана представлен на рис. 5. Как было отмечено выше, в тыловой зоне разломов и трещин быстро сползающего ледника падает гидростатическое давление на подстилающие слои осадков, по предположению содержащих газогидраты. Это будет приводить к нарушению метастабильного состояния газогидратов и, как следствие, к высвобождению метана, запертого в микропорах низкопроницаемых мерзлых пород и частично диссоциированных метастабильных частицах газогидратов, окруженных тонкими прослойками льда. Выделенный из газогидратов свободный метан получит возможность быстрой фильтрации сквозь трещиноватую среду частично разрушенного ледника и выхода в атмосферу [1, 8, 10]. В этом и состоит предлагаемый нами физический механизм резкой активизации эмиссии метана и потепления климата в Западной Антарктиде как следствие разрушения ледников тектоническими волнами, вызванными сильнейшими землетрясениями, происходящими в ближайших к Антарктиде

зонах субдукции — Чилийской и Кермадек-Маккуори, а также триггерного эффекта высвобождения метана из многолетнемерзлых осадочных пород и метастабильных газогидратов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предложенный сейсмогенно-триггерный механизм ускорения движения ледников и освобождения метана из метастабильных газогидратов вследствие прихода тектонических волн от очагов сильнейших субдукционных землетрясений в южной части Тихого океана позволяет объяснить начавшееся в конце XX века и продолжающееся в настоящее время потепление климата и разрушение шельфовых ледников Западной Антарктиды.

Рассмотренный в данной работе механизм разрушения ледников и потепления климата в Антарктиде не отрицает существующие представления о влиянии на эти процессы теплых морских течений и атмосферных потоков. Предлагаемый подход расширяет эти представления, включая в общий анализ геодинамический фактор, нацеленный на объяснение причины начала резкой активизации разрушения ледников и потепления климата в Западной Антарктиде с конца прошлого века и усиления этих процессов в нынешнем столетии. Предложенный механизм позволяет также объяснить, почему полярные регионы нагреваются существенно быстрее, чем основная часть нашей планеты, связывая этот факт с большими выбросами парникового метана в атмосферу в полярных областях. Необходимо отметить, что данная геодинамическая модель предсказывает дальнейшее ускорение разрушения ледников и потепление климата в Антарктиде в ближайшем будущем из-за беспрецедентного роста частоты сильнейших землетрясений в южной части Тихого океана в конце XX и начале XXI веков.

Источник финансирования. Работа частично выполнена в рамках госзадания Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН № FMWE-2021-0004 и частично в рамках госзадания Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баренблатт Г.И., Лобковский Л.И., Нигматулин Р.И. Математическая модель истечения газа из газонасыщенного льда и газогидратов // Докл. РАН. Науки о Земле. 2016. Т. 470. № 4. С. 721–754.
2. Быков В.Г. Предсказание и наблюдение деформационных волн Земли // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 3. С. 721–754.
3. Гарагаш И.А., Лобковский Л.И. Деформационные тектонические волны как возможный триггерный механизм активизации эмиссии метана в Арктике // Арктика: экология и экономика. 2021. Т. 11. № 1. С. 42–50.
4. Епифанов В.П. Физическое моделирование режимов движения ледников // Снег и лед. 2016. Т. 56. № 3. С. 333–344.
5. Зотиков И.А. Тепловой режим ледникового покрова Антарктиды. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 168 с.
6. Лейченко Г.Л., Гусева Ю.Б., Гандюхин В.В., Иванов С.В. Строение земной коры и история геологического развития осадочных бассейнов индоокеанской акватории Антарктики. СПб: ВНИИОкеангеология, 2015. 200 с.
7. Лобковский Л.И. Возможный сейсмогенно-триггерный механизм резкой активизации эмиссии метана и потепления климата в Арктике // Арктика: экология и экономика. 2020. № 3(39). С. 62–72.
8. Лобковский Л.И., Рамазанов М.М. К теории фильтрации с двойной пористостью // Докл. РАН. Науки о Земле. 2019. Т. 484. № 3. С. 348–351.
9. Лобковский Л.И., Рамазанов М.М. Термомеханические волны в системе упругая литосфера–вязкая астеносфера // Изв. РАН. Механика жидкости и газа. 2021. № 6. С. 4–18.
10. Лобковский Л.И., Рамазанов М.М. Обобщенная модель фильтрации в трещиновато-пористой среде с низкопроницаемыми включениями и ее возможные приложения // Физика Земли. 2022. № 2. С. 144–154.
11. Baranov A., Morelli A., Chuvaev A. ANTASed — An Updated Sediment Model for Antarctica // Frontiers in Earth Science. 2021. V. 9. Article 722699.
12. Baranov A., Morelli A. The structure of sedimentary basins of Antarctica and a new three-layer sediment model // Tectonophysics. 2023. V. 846. P. 299–313.
13. Baranov A., Morelli A. The Moho depth map of the Antarctica region // Tectonophysics. 2013. V. 609. P. 299–313.
14. Baranov A., Tenzer R., Bagherbandi M. Combined Gravimetric-Seismic Crustal Model for Antarctica. Surv. Geophys. 2018. V. 39. P. 23–56.
15. Cesca S., Sugan M., Rudzinski L. et al. Massive earthquakes swarm driven by magmatic intrusion at the Bransfield Strait, Antarctica // Communications Earth & Environment. 2022. V. 3. Article 89.
16. Christie F.D.W., Benham T.J., Batchelor C.L. et al. Antarctic ice-shelf advance driven by anomalous atmospheric and sea-ice circulation // Nature Geoscience. 2022. V. 15. P. 356–362.
17. Climate at a Glance: Global Time Series: [Электронный ресурс] // NOAA National Centers for Environmental information. URL: <https://www.ncei.noaa.gov/cag/>. (Дата обращения: 08.07.2022).
18. Cook A.J., Vaughan D.G. Overview of areal changes of the ice shelves on the Antarctic Peninsula over the past 50 years // Cryosphere. 2010. V. 4. P. 77–98.
19. Danesi S., Morelli A. Structure of the upper mantle under the Antarctic Plate from surface wave tomography // Geophysical Research Letters. 2001. V. 28. P. 4395–4398.
20. Domack E., Ishman S., Leventer A. et al. A chemotrophic ecosystem found beneath Antarctic Ice Shelf // Eos Trans. AGU. 2005. V. 86 (29). P. 269–272.
21. Elsasser W.V. Convection and stress propagation in the upper mantle // The Application of Modern Physics to the Earth and Planetary Interiors / S. K. Runcorn (Ed.). N.Y.: John Wiley, 1969. P. 223–246.

22. *Fretwell P., Pritchard H.D., Vaughan D.G. et al.* Bedmap2: improved ice bed, surface and thickness datasets for Antarctica // *Cryosphere*. 2013. V. 7. P. 375–393.
23. *Lay T., Kanamori H.* An asperity model of large earthquake sequences, in *Earthquake prediction: An international review* / *Simpson D.W., Richards P.G.* (Eds.). AGU: Washington, D.C. 1981. P. 579–592.
24. *Lay T.* The surge of great earthquakes from 2004 to 2014 // *Earth and Planetary Science Letters*. 2015. V. 409. P. 133–146.
25. *Lobkovsky L.* Seismogenic-Triggering Mechanism of Gas Emission Activizations on the Arctic Shelf and Associated Phases of Abrupt Warming // *Geosciences*. 2020. V. 10 (11). Article 428.
26. *Lobkovsky L.I., Baranov A.A., Ramazanov M.M., Vladimirova I.S., Gabsatov Y.V., Semiletov I.P., Alekseev D.A.* Trigger Mechanisms of Gas Hydrate Decomposition, Methane Emissions, and Glacier Breakups in Polar Regions as a Result of Tectonic Wave Deformation. *Geosciences*. 2022. V. 12(10). P. 372.
27. *Lösing M., Ebbing J., Szwillus W.* Geothermal heat flux in Antarctica: assessing models and observations by Bayesian inversion // *Frontiers in Earth Science*. 2020. V. 8. Article 105.
28. *Marshall G.J., Orr A., van Lipzig N.P.M. et al.* The impact of a changing Southern Hemisphere Annular Mode on Antarctic Peninsula summer temperatures // *Journal of Climate*. 2006. V. 19. P. 5388–5404.
29. *Melosh H.J.* Nonlinear stress propagation in the Earth's upper mantle // *Journal of Geophysical Research*. 1976. V. 32 (81). P. 5621–5632.
30. *Meuler A.J., Smith J.D., Varanasi K.K. et al.* Relationships between water wettability and ice adhesion // *Applied Materials Interfaces*, American Chemical Society. 2010. V. 2 (11). P. 3100–3110.
31. *Morelli A., Danesi S.* Seismological imaging of the Antarctic continental lithosphere: a review // *Global and Planetary Change*. 2004. V. 42. P. 155–165.
32. *Scambos T.A., Bohlander J.A., Shuman C.A. et al.* Glacier acceleration and thinning after ice shelf collapse in the Larsen B embayment, Antarctica // *Geophysical Research Letters*. 2004. V. 31. Article L18402.
33. *Smith J., Hillenbrand C.-D., Subt C. et al.* History of the Larsen C Ice Shelf reconstructed from sub-ice shelf and offshore sediments // *Geology*. 2021. V. 49 (8). P. 978–982.
34. *Straume E.O., Gaina C., Medvedev S. et al.* GlobSed: Updated total sediment thickness in the world's oceans // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2019. V. 20. P. 1756–1772.
35. *Thurber A.R., Seabrook S., Welsh R.M.* Riddles in the cold: Antarctic endemism and microbial succession impact methane cycling in the Southern Ocean // *Proceeding of the Royal Society B, Biological Sciences*. 2020. V. 287. Article 20201134.
36. *Wadham J.L., Arndt S., Tulaczyk S. et al.* Potential methane reservoirs beneath Antarctica // *Nature*. 2012. V. 488. P. 633–637.
37. *Wang S., Liu H., Jezek K. et al.* Controls on Larsen C Ice Shelf retreat from a 60-year satellite data record // *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. 2022. V. 127. Article e2021JF006346.
38. *Wille J.D., Favier V., Jourdain N.C. et al.* Intense atmospheric rivers can weaken ice shelf stability at the Antarctic Peninsula // *Communications Earth & Environment*. 2022. V. 3. Article 90.

Possible Seismogenic-Trigger Mechanism of Activation of Glacier Destruction, Methane Emission and Climate Warming in Antarctica

L. I. Lobkovsky^{a, b, #}, A. A. Baranov^c,
I. S. Vladimirova^{a, b}, Y. V. Gabsatov^{a, b, ##}

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

^b*Moscow Institute of Physics and Technology (National Research University), Dolgoprudny, Russia*

^c*Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

[#]*e-mail: llobkovsky@ocean.ru*

^{##}*e-mail: yuryg@gsras.ru*

A seismogenic-trigger mechanism is proposed for the rapid activation of the destruction of cover and shelf glaciers in West Antarctica at the end of the 20th and the beginning of the 21st centuries, accompanied by the release of methane from the underlying hydrate-bearing sedimentary rocks and consequent rapid climate warming. This mechanism is associated with the action of deformation waves in the lithosphere-asthenosphere system, resulting from the strongest earthquakes occurring in the subduction zones surrounding Antarctica – Chile and Kermadec-Macquarie. Disturbances in the lithosphere are transmitted over long distances of the order of 3000 km, and the additional stresses associated with them, which come to Antarctica several decades after earthquakes, lead to a decrease in the adhesion of glaciers to underlying rocks, accelerated sliding of glaciers and the development of faults in them. This process, in turn, results in a reduction of pressure on the underlying sedimentary layers containing gas hydrates, which lead to methane emission and climate warming. The considered hypothesis leads to the conclusion that in the coming decades the processes of destruction of glaciers and climate warming in Antarctica will speed-up due to an unprecedented increase in the number of strongest earthquakes in the subduction zones of the South Pacific Ocean in the late 20th and early 21st centuries.

Keywords: West Antarctica, activation of glacier collapse, methane emission, abrupt global warming, strong earthquakes, subduction zones of the southern part of the Pacific Ocean, tectonic waves, trigger mechanism, metastable gas hydrates, permafrost

**ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНОГО СЖИГАНИЯ
ДЛЯ ИЗМЕРЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО УГЛЕРОДА
В МЕЛКОРАЗМЕРНОМ (≤ 1 мм) ЗООПЛАНКТОНЕ
И ФЕКАЛЬНЫХ ПЕЛЛЕТАХ**© 2023 г. А. В. Дриц¹, *, Н. А. Беляев¹, В. А. Карманов¹, М. В. Флинт¹¹Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Москва, Россия

*e-mail: adrits@mail.ru

Поступила в редакцию 16.06.2022 г.

После доработки 11.07.2022 г.

Принята к публикации 13.07.2022 г.

Материал получен в экспедициях на НИС “Академик Мстислав Келдыш” в Карском море в 2019–2021 гг. Объектами исследований были мелкоразмерные копеподы, яйца и фекальные пеллеты копепоид. Содержание органического углерода измерено методом прямого высокотемпературного каталитического сжигания. Метод адаптирован для измерений на анализаторе общего органического углерода Shimadzu TOC-VCPH. Диапазон устойчиво измеряемых значений углерода составлял 30–10000 нгС экз⁻¹. Зависимость содержания органического углерода (С, мкг экз⁻¹) от размера тела планктонных животных (L , мм) описывается уравнением регрессии $C = 4.24 L^{1.84}$, $r^2 = 0.85$, $n = 46$. Содержание органического углерода в фекальных пеллетах, собранных в полевых условиях, изменялось от 9.4 до 102.9 мкгС мм⁻³. Соотношение органического углерода и хлорофилла “а” в фекальных пеллетах различалось более чем на два порядка: максимальные значения (542.1 и 726.1) были получены в заливах архипелага Новая Земля, минимальные (3.2–5.6) — на шельфе Карского моря в период освобождения акватории ото льда. Полученные результаты обсуждаются с точки зрения возможности применения метода при исследовании питания зоопланктона в естественных условиях и оценки роли фекальных пеллет в вертикальном потоке органического углерода.

Ключевые слова: высокотемпературное сжигание, органический углерод, мелкоразмерный зоопланктон, фекальные пеллеты

DOI: 10.31857/S0030157423010021, **EDN:** AFELCX

ВВЕДЕНИЕ

Содержание органического углерода в теле планктонных животных и взвешенных в толще воды частицах — один из фундаментальных параметров, необходимых при изучении потоков энергии на разных трофических уровнях, оценках вторичной продукции, расчетах продукционно-деструкционных характеристик планктонных сообществ и вертикальных потоков вещества в водных экосистемах. Существующие в настоящее время методы измерения $C_{\text{орг}}$ с помощью автоматических CHN анализаторов и анализаторов общего органического углерода позволяют получать надежные оценки содержания $C_{\text{орг}}$ в теле планктонных животных. Однако, для мелкоразмерной фракции зоопланктона (коловратки, копеподы с длиной тела менее 1 мм, а также яйца, науплиусы и младшие копепоидитные стадии крупных копепоид) эти анализы трудоемки, поскольку для измерения необходим отбор пробы, содержащей от нескольких десятков до сотен особей. Такие же

проблемы возникают при измерении содержания органического углерода в фекальных пеллетах зоопланктона, размер которых, как правило, не превышает 1 мм. Данные по содержанию углерода в пеллетах необходимы при исследовании процесса биоседimentации, поскольку пеллеты являются важнейшим компонентом “биологического насоса” в водных экосистемах [31]. Таким образом, применение стандартных методов имеет существенные ограничения, и во многих работах используются литературные данные для отдельных объектов или зависимости содержания $C_{\text{орг}}$ от веса и размера тела животных.

В 80-х годах прошлого века для измерения органического углерода в мелкоразмерной фракции пресноводного зоопланктона был предложен метод высокотемпературного сжигания (ВТС) в присутствии катализатора с использованием разработанного специально для этих целей оборудования [21, 27]. Этот метод позволял измерять до 0.01 мкг $C_{\text{орг}}$ в пробах и был успешно применен

Таблица 1. Район, время сбора материала и объекты исследования. Ova, N, CI – яйца, науплиусы, первая копе-подитная стадия копепоид, соответственно, O.s. – *Oithona similis*, Ps. – *Pseudocalanus* spp., CII–CIV, ФП – фекальные пеллеты

№ рейса	№ станции	Район	Координаты		Дата	Объект
			широта с.ш.	долгота в.д.		
76 АМК	6222	Шельф	73°06′	61°19′	07.07.2019	Ova, N, CI, O.s.
	6222_2	Шельф	73°06′	61°19′	21.07.2019	ФП
	6222_3	Шельф	73°06′	61°19′	01.08.2019	ФП
	6226	Шельф	75°45′	68°18′	09.07.2019	Ova, N, CI,
	6226_2	Шельф	75°45′	68°18′	18.07.2019	ФП
	6237	Шельф	76°57′	70°22′	13.07.2019	N, CI
	6242	Шельф	73°54′	58°95′	15.07.2019	N, CI
	6242_2	Шельф	73°54′	58°95′	17.07.2019	Ps., ФП
	6254	Шельф	76°57′	68°18′	16.07.2019	N, CI, ФП
	6274	Новая Земля, залив Медвежий	74°09′	57°31′	28.07.2019	ФП
	6279	Новоземельская впадина	73°47′	58°30′	31.07.2019	ФП
81 АМК	6877_2	Шельф	73°06′	61°18′	12.09.2020	ФП
	6884	Шельф	76°37′	71°15′	03.09.2020	ФП
	6905	Новая Земля, залив Благополучия	75°40′	53°41′	07.09.2020	ФП
	6908	Новоземельская впадина	75°38′	63°43′	08.09.2020	ФП
	6923	Новая Земля, залив Цивольки	74°47′	61°30′	17.09.2020	O.s.
83 АМК	7015	Шельф	71°01′	58°13′	22.06.2021	ФП
	7016	Шельф	72°03′	58°26′	23.06.2021	ФП
	7017	Шельф	73°00′	58°26′	23.06.2021	Ova, N, CI, ФП
	7019	Шельф	74°50′	68°05′	25.06.2021	ФП
	7020	Шельф	75°38′	72°16′	26.06.2021	ФП
	7021	Шельф	76°30′	77°05′	26.06.2021	ФП
	7023	Шельф	77°30′	78°55′	27.06.2021	ФП
	7025	Желоб Св.Анны	76°46′	70°52′	28.06.2021	ФП
	7026	Шельф	76°34′	71°19′	28.06.2021	ФП
	7043	Шельф	76°15′	74°63′	30.06.2021	ФП

для индивидуального измерения $C_{\text{орг}}$ в теле разных видов коловраток и пресноводных копепоид. В работе [32] этот метод был также применен для измерения индивидуального содержания $C_{\text{орг}}$ фекальных пеллет морского зоопланктона. Однако, в дальнейшем метод ВТС практически не использовался в практике гидробиологических исследований, что, возможно, связано со спецификой оборудования, необходимого для проведения анализов.

Целью настоящей работы была адаптация метода ВТС для стандартных коммерческих анализаторов общего органического углерода, таких как Shimadzu TOC-VCPH, для определения содержания углерода в мелкоразмерных объектах зоопланктона.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Материал для исследования был собран в 3 экспедициях Института океанологии РАН на НИС “Академик Мстислав Келдыш” (АМК) в Карское море в 2019–2021 гг. (табл. 1).

В качестве объектов для измерения $C_{\text{орг}}$ были использованы яйца, науплии, первые копеподитные стадии копепоид, мелкоразмерные копепоиды *Oithona similis*, а также фекальные пеллеты, собранные сразу после поимки зоопланктона.

Зоопланктон отбирали сетью Джели (диаметр входного отверстия 37 см, ячея фильтрующего конуса 180 мкм), облавливая верхний перемешанный слой. Сразу после поимки зоопланктон наркотизировали фильтрованной морской водой, насыщен-

ной углекислым газом. Обездвиженных животных под биноклем сортировали по видам и стадиям и отсаживали в фильтрованную через GF/F фильтры. Для каждого анализа в зависимости от размера объекта отбирали от 20 до 30 экземпляров. Яйца копепод отбирали из опытов по определению продукции яиц *Calanus glacialis* и *C. finmarhicus*.

Для сбора фекальных пеллет (ФП) зоопланктон собирали специальной сетью с диаметром входного отверстия 80 см и ячеей фильтрующего конуса 500 мкм, оборудованной сетным стаканом объемом 1 л. Сразу после лова, из пробы под биноклем отлавливали наиболее многочисленные виды копепод (*Calanus glacialis*, *C. hyperboreus*), эвфузиид (*Thysanoessa raschii*) и аппендикулярий (*Oikopleura vanhoffeni*). Животных инкубировали в 50–100 мл нефильтованной морской воде при температуре -0.5°C в течение 1–2 часов. ФП собирали пипеткой со дна сосудов и нескольких часов содержали в фильтрованной через GF/F фильтры морской воде в термостатированной камере при температуре -1.5°C . Непосредственно перед анализом отобранные объекты трижды промывались в изотоническом растворе, приготовленном на основе деионизированной воды, измерялась их длина и диаметр (при увеличении $\times 150$).

Определения $C_{\text{орг}}$ проводили методом ВТС, модифицированным для измерений на анализаторе общего органического углерода Shimadzu TOC-VCPH. Модификация метода состояла в том, что исследуемые образцы биоты и ФП вводились в водном растворе непосредственно в камеру сжигания анализатора с использованием приставки для ручного ввода и микродиспенсера со стеклянным капилляром (Drummond Microdispenser). В стандартной приставке для ручного ввода было расширено входное отверстие до диаметра стеклянного капилляра. Герметичность узла ввода обеспечивалась одетой на капилляр хроматографической резиновой прокладкой. Окисление образцов происходило в сжигательной трубке прибора, заполненной платиновым катализатором, при температуре 680°C , что обеспечивало полноту окисления пробы и существенно (на порядки) увеличивало чувствительность измерений. Перед началом каждой серии измерений проводилась калибровка прибора с использованием стандартных водных растворов гидрофталата калия. Калибровочный диапазон построенной градуировочной кривой составлял 10–5000 нг С.

Для измерения содержания органического углерода в зоопланктоне ($C_{\text{зп}}$) и ФП ($C_{\text{фп}}$), от 2 до 6 экземпляров с помощью микродиспенсера объемом 30 мкл вводили в камеру сжигания анализатора. После каждого анализа для оценки фоновых значений $C_{\text{орг}}$ проводили измерение в пробе воды, отобранной из того же сосуда, в котором находились животные.

Параллельно с измерением $C_{\text{фп}}$ проводилось определение содержания хлорофилла “а” в ФП ($\text{Хл}_{\text{фп}}$). 4–6 предварительно измеренных ФП после четырехкратного промывания в фильтрованной морской воде помещались в 2 мл 90% раствора ацетона и инкубировались 24 часа в темноте при температуре 4°C .

Для сравнения метода ВТС со стандартным методом в камере сжигания твердых образцов были проведены 2 серии параллельных определений. В первой было измерено содержание $C_{\text{зп}}$ в копеподах *Oithona similis*. Из одной пробы было отобрано 20 экз. для измерения методом ВТС и 3 повторности по 90 экз., помещенных в 20 мл фильтрованной морской воды, для измерения $C_{\text{зп}}$ в камере сжигания твердых образцов. Последние фильтровались на прокаленные при температуре 500°C GF/F фильтры. В качестве бланка использовали фильтры, через которые было профильтровано 20 мл фильтрованной морской воды. Измерения $C_{\text{зп}}$ методом ВТС проводилось в пяти повторностях по 3 экз. в каждой. Во второй серии по такой же схеме измерялось $C_{\text{фп}}$ пеллет, собранных в опытах по питанию копепод *Calanus glacialis* на культуре диатомовых водорослей *Thalassiosira weissflogii*. 5 особей четвертой копеподитной стадии *C. glacialis* инкубировались в 100 мл сосуде с культурой диатомовых водорослей *T. weissflogii*. ФП отбирались каждые 10 мин и после четырехкратного промывания в фильтрованной через GF/F фильтры морской воде содержались в термостатированной камере при температуре -1.5°C . Из отобранных ФП, 3 повторности по 70 ФП фильтровались на прокаленные при температуре 500°C GF/F фильтры для последующего измерения $C_{\text{фп}}$ стандартным методом в камере сжигания твердых образцов. Измерения $C_{\text{фп}}$ методом ВТС проводилось в пяти повторностях по 3 пеллеты. Одновременно отбирали ФП для измерения хлорофилла “а” (Хл “а”). Для определения $C_{\text{орг}}$ и Хл “а” в культуре *T. weissflogii*, аликвоты культуры водорослей объемом 5 мл отфильтровались на прокаленные GF/F фильтры. Одни фильтры помещали в 5 мл 90% раствора ацетона и инкубировали 24 часа в темноте при температуре 4°C , другие – высушивали и хранили при -20°C . Концентрация $C_{\text{орг}}$ измерялась на анализаторе Shimadzu TOC-VCPH. Концентрация Хл “а” в экстрактах измерялась флуоресцентным методом [17] на флуорометре Trilogy Turner Designs. Содержание Хл “а” в ФП рассчитывалось по формуле [8] $\text{Хл}_{\text{фп}} = (\text{Хл}$ “а” + 1.52Феопигмент).

Все анализы были выполнены на борту судна. В работе были использованы данные о биомассе фитопланктона в единицах органического углерода ($C_{\text{фит}}$, Суханова И.Н., личное сообщение) и концентрации Хл “а” [2, 3] в слое фотосинтеза.

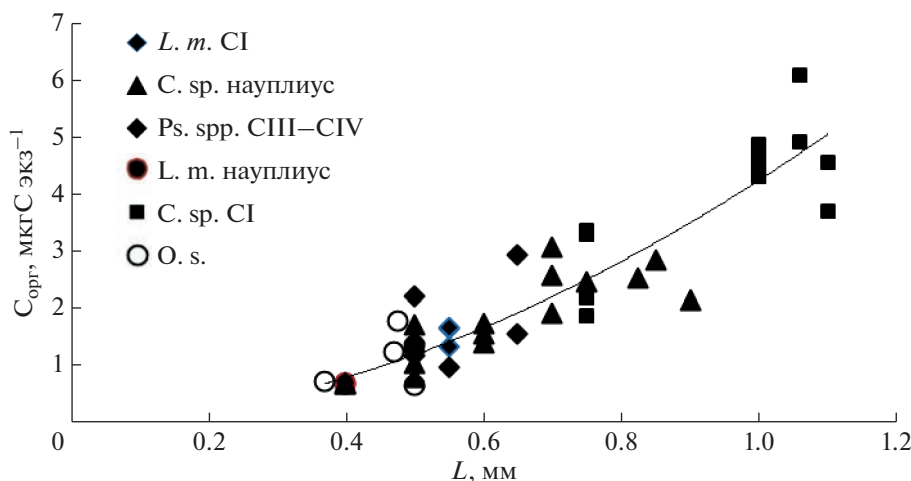


Рис. 1. Зависимость содержания органического углерода ($C_{\text{зп}}$) от размера тела планктонных животных (L). $L. m.$ – *Limnocalanus macrurus*, $C. sp.$ – *Calanus sp.*, $O.s.$ – *Oithona similis*, $Ps.$ – *Pseudocalanus spp.*

РЕЗУЛЬТАТЫ

Содержание органического углерода в теле планктонных животных. Содержание $C_{\text{зп}}$ в копеподах *Oithona similis*, измеренное стандартным методом (1.11 ± 0.08 мкгС экз⁻¹, $n = 3$) и методом ВТС (1.15 ± 0.47 мкгС экз⁻¹, $n = 5$) достоверно не различалось (Манн–Уитни тест, $p = 0.65$). Результаты измерений $C_{\text{зп}}$ в яйцах, науплиусах и в теле младших возрастных стадий разных видов копепод методом ВТС приведены в табл. 2.

Выявлена положительная корреляция между $C_{\text{зп}}$ и размером животного (рис. 1), которая описывается уравнением регрессии $C_{\text{зп}} = 4.24L^{1.84}$, $r^2 = 0.85$, $n = 46$.

Содержание органического углерода в ФП зоопланктона. $C_{\text{фп}}$ в ФП, отобранных в эксперименте, измеренное стандартным методом (0.16 ± 0.04 мкгС экз⁻¹, $n = 5$) и методом ВТС (0.22 ± 0.04 мкгС экз⁻¹, $n = 3$) достоверно не различалось (Манн–Уитни тест, $p = 0.18$). В пересчете

Таблица 2. Содержание органического углерода в разных объектах ($C_{\text{зп}}$, мкгС экз⁻¹), измеренное методом ВТС. L/D – длина просомы/диаметр, мм; N – число особей в одной повторности, экз проба⁻¹

Вид/стадия	L/D	N	$C_{\text{зп}}$
Яйца <i>Calanus glacialis</i>	0.18	3	0.44 ± 0.09 (5)
	0.20	3	0.59 ± 0.03 (3)
	0.18	3	0.43 ± 0.01 (5)
Яйца <i>Calanus finmarhicus</i>	0.15	3	0.13 ± 0.02 (3)
	0.18	3	0.34 ± 0.04 (5)
Науплиусы <i>Calanus sp.</i>	0.55	3	1.72 ± 0.27 (3)
	0.50	2	1.07 ± 0.31 (3)
	0.60	2	1.57 ± 0.16 (3)
	0.70	2	2.52 ± 0.57 (3)
	0.76	2	2.34 ± 0.43 (5)
Науплиусы <i>Limnocalanus macrurus</i>	0.40	2	0.69 ± 0.01 (3)
<i>Calanus sp. CI</i>	0.75	2	2.54 ± 0.59 (7)
	1.00	1	4.71 ± 0.75 (3)
	1.10	2	4.72 ± 0.89 (5)
<i>Limnocalanus macrurus CI</i>	0.55	2	1.55 ± 0.19 (3)
<i>Pseudocalanus spp. CIII–CIV</i>	0.58	2	1.71 ± 0.74 (6)

Примечание. Указаны средние значения $\pm$ SD, в скобках – число измерений.

Таблица 3. Содержание органического углерода ($C_{\text{фп}}$, мкгС мм⁻³), хлорофилла *a* ($X_{\text{лфп}}$, мкг мм⁻³) и соотношение $C_{\text{фп}}/X_{\text{лфп}}$ в фекальных пеллетах разных видов зоопланктона

Станция	Вид/стадия	$C_{\text{фп}}$	$X_{\text{лфп}}$	$C_{\text{фп}}/X_{\text{лфп}}$
6242_2	<i>Calanus glacialis</i> CIV–CV	60.8 ± 16.9 (6)	0.7	85.1
	<i>Limnocalanus macrurus</i> CVI	80.3 ± 30.7 (5)	1.3	61.1
6226_2	<i>C. hyporboreus</i> CV	34.5 ± 17.7 (5)	2.3 ± 0.3 (2)	14.7
6222_2	<i>C. glacialis</i> CIV–CV	80.1 ± 25.8 (5)		
6274	<i>C. hyporboreus</i> CV	57.7 ± 10.3 (6)	0.06 ± 0.02 (2)	726.1
	<i>Thysanoessa raschii</i>	56.3 ± 4.2 (2)		
6279	<i>C. glacialis</i> CIV	57.5 ± 22.8 (7)	6.2 ± 2.9 (3)	8.6
6222_3	<i>C. glacialis</i> CIV–CV	102.9 ± 28.4 (7)	0.3 ± 0.1 (3)	273.5
6884	<i>C. glacialis</i> CIV	33.1 ± 8.0 (4)	3.3 ± 2.0 (3)	9.9
6905	<i>C. glacialis</i> CIV	59.6 ± 30.8 (4)	0.1 ± 0.07 (3)	542.1
6908	<i>C. glacialis</i> CIV	18.9 ± 8.3 (5)	1.1 ± 0.1 (3)	16.6
6877_2	<i>C. glacialis</i> CIV	49.3 ± 12.3 (6)	0.5 ± 0.06 (4)	106.8
7015	<i>C. glacialis</i> CV–CVI	33.4 ± 22.7 (5)	0.6 ± 0.1 (3)	54.9
7016	<i>C. glacialis</i> CV–CVI	15.3 ± 4.5 (5)	2.4 ± 1.3 (3)	6.4
7017	<i>C. glacialis</i> CV	27.1 ± 6.1 (5)	7.9 ± 1.3 (3)	3.4
7019	<i>C. glacialis</i> CIV–CV	14.6 ± 2.2 (5)	4.6 ± 0.8 (3)	3.2
7020	<i>C. hyporboreus</i> CVI	21.1 ± 7.1 (5)	5.7 ± 2.7 (3)	3.7
	<i>C. glacialis</i> CV–CVI	15.1 ± 6.9 (5)	2.2 ± 1.1 (3)	6.8
7023	<i>C. glacialis</i> CV	11.5 ± 7.1 (5)	2.0 ± 0.6 (3)	5.6
7025	<i>C. glacialis</i> CIV–CV	13.6 ± 2.2 (4)	0.3 ± 0.2 (4)	38.3
7026	<i>C. glacialis</i> CIV–CV	10.8 ± 1.8 (4)	0.5 ± 0.1 (3)	18.6
	<i>Oikopleura vanhoeffeni</i>	9.4 ± 3.5 (5)	0.1 ± 0.02 (3)	75.6
7043	<i>C. glacialis</i> CV	17.2 ± 6.8 (5)	3.7 ± 0.9 (3)	4.7

Примечание. Указаны средние значения ± SD, в скобках – число измерений.

на единицу объема, $C_{\text{фп}}$ составляло 28.4 ± 0.40 мкгС мм⁻³, $X_{\text{лфп}} = 0.91 \pm 0.31$ мкг мм⁻³, а соотношение $C_{\text{фп}}/X_{\text{лфп}} = 31.1$. Усвояемость органического углерода (U), рассчитанная с учетом соотношения $C/X_{\text{л}} = 74.9 \pm 12.3$, полученного для культуры *Thalassiosira weissflogii*, как $U = [(C/X_{\text{л}} - C_{\text{фп}}/X_{\text{лфп}})/C/X_{\text{л}}] \times 100$ [20], составляла 58%. Близкие величины усвояемости (35–66%) были получены разными методами в опытах по питанию копепод на культурах планктонных водорослей [5, 30]. Эти данные свидетельствуют о том, что в наших опытах разрушения Хл “а” до нефлуоресцирующих продуктов в процессе пищеварения не происходило.

Содержание органического углерода в ФП, собранных в полевых условиях, изменялось от 9.4 до 102.9 мкгС мм⁻³ (табл. 3). $C_{\text{фп}}$ разных видов зоопланктона, пойманных одновременно (*Calanus glacialis* и *Limnocalanus macrurus* на станции 6242_2, *C. glacialis* и *C. hyporboreus* на станции 7020, *C. glacialis* и *Oikopleura vanhoeffeni* на станции 7026), достоверно не различалось (Манн-Уитни

тест, $p = 0.17–0.46$). При этом соотношение $C_{\text{фп}}/X_{\text{лфп}}$ для одного вида на разных станциях различалось более чем на два порядка (табл. 3).

В зависимости от концентрации Хл “а” в слое фотосинтеза, выделяются две группы значений $C_{\text{фп}}/X_{\text{лфп}}$: при концентрации Хл “а” < 1 мг м⁻³, $C_{\text{фп}}/X_{\text{лфп}}$ изменяется в широком диапазоне от 10 до 720, при концентрации > 1 мг м⁻³ диапазон изменчивости существенно уже, а значения не превышают 15 (рис. 2).

Максимальные значения (542.1 и 726.1) были получены в заливах архипелага Новая Земля на ст. 6274 (залив Медвежий) и на ст. 6905 (залив Благополучия), минимальные (3.2–5.6) – на станциях, выполненных в Карском бассейне в июне 2021 г. вскоре после освобождения акватория ото льда [11].

ОБСУЖДЕНИЕ

Результаты проведенной работы показали, что измерения органического углерода в малой выборке мелкофракционной фракции зоопланктона и

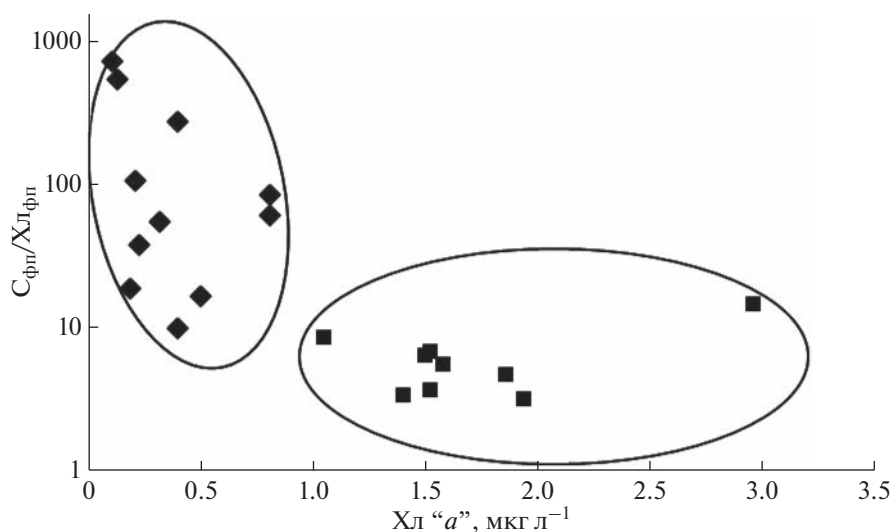


Рис. 2. Соотношение органического углерода и хлорофилла “а” в фекальных пеллетах зоопланктона ($C_{фп}/Хл_{фп}$) при разной концентрации хлорофилла “а” в слое фотосинтеза ($Хл\text{ “а”}$).

ФП методом ВТС можно выполнять с использованием стандартных коммерческих анализаторов органического углерода. Наши оценки $C_{зп}$ в яйцах и в теле разных видов мелкоразмерного зоопланктона сопоставимы с величинами, полученными ранее для этих видов стандартным методом на большом количестве отобранных для анализа животных (табл. 4).

Прямые измерения содержания органического углерода ФП мезозоопланктона, собранных в разных районах Мирового океана, свидетельствуют

о значительной изменчивости значений $C_{фп}$, превышающей порядок величин (табл. 5).

По нашим данным, диапазон изменений $C_{фп}$ в Карском море составляет 9–103 мкгС мм⁻³. Высокая степень изменчивости $C_{фп}$ обусловлена, главным образом, различиями в составе съеденной пищи, и, в меньшей степени, ее концентрации [32]. Для преимущественно растительных видов зоопланктона соотношение $C_{фп}/Хл_{фп}$ при известной величине усвояемости может быть использовано для расчета соотношения $C/Хл$

Таблица 4. Литературные данные о содержании органического углерода в разных видах зоопланктона ($C_{зп}$, мкгС экз⁻¹), измеренные стандартным методом. L/D – длина просомы/диаметр, мм, N – число особей в одной повторности, экз.

Вид/стадия	L/D	N	$C_{зп}$	Источник
<i>Calanus glacialis</i> , яйца	0.18	20–100	0.33	[28]
	0.18	200–300	0.4 ± 0.03	[15]
	—	200–300	0.44 ± 0.08	[16]
<i>C. finmarhicus</i> , яйца	0.15	20–100	0.21	[29]
	—	—	0.23	[14]
	0.14	30–40	0.19	[18]
<i>C. glacialis</i> , науплиусы	—	20–40	0.8–2.3	[7]
<i>C. finmarhicus</i> , науплиусы	0.4	5–30	1.3–1.8	[18]
<i>C. finmarhicus</i> CI	—	30	1.43	[18]
<i>C. glacialis</i> CI	1.0	6	4.74	[12]
<i>C. glacialis</i> CI	—	—	6.5	[25]
<i>Oithona similis</i>	—	400–500	1.0–1.6	[26]
<i>O. similis</i> , fem.	—	5–20	1.3 ± 0.13	[6]
<i>Pseudocalanus</i> spp. CIII–CIV	—	>30	1.84	[34]

Таблица 5. Литературные данные о содержании органического углерода в ФП разных видов зоопланктона ($C_{\text{фп}}$, мкгС мм^{-3}), измеренные разными методами в различных районах Мирового океана. N – число ФП в одной повторности, экз проба $^{-1}$

Вид	N	$C_{\text{фп}}$	Район	Метод	Источник
Копеподы > 1 мм	1	10–250	Аравийское море	ВТС	[32]
<i>Neocalanus</i> sp.	7–140	13 ± 4	Тихий океан	CHN анализатор	[36]
<i>Oikopleura</i>	78	85			
<i>Euphausiids</i>	7–140	80 ± 10			
Копеподы	50–200	57	Норвежское море	CHN анализатор	[13]
<i>Oikopleura</i> sp.		42			
<i>Euphausiids</i>		16			
<i>C. finmarchicus</i>	100–200	61 ± 4	Баренцево море	CHN анализатор	[14]
<i>Calanus glacialis</i>		80 ± 6			
<i>Oikopleura</i> sp.		29 ± 2			

в съеденной пище и оценки вклада в рацион зоопланктона автотрофных водорослей [9]. Необходимым условием для такого расчета является отсутствие значительной деградации Хл “а” до нефлуоресцирующих продуктов в кишечнике планктонных животных. Возможность разрушения Хл “а” в процессе пищеварения неоднократно обсуждалась в литературе, однако, до сих пор, этот вопрос остается открытым [8, 24]. Результаты наших экспериментов свидетельствуют в пользу отсутствия заметного разрушения Хл “а” в кишечнике копепод.

Принимая среднюю величину усвояемости для растительного зоопланктона при питании естественной взвесью равной 70% [20], мы рассчитали соотношение $C/\text{Хл}$ в съеденной пище на исследованных станциях. При высокой концентрации Хл “а” в весенний период (>1 мкг/л , станции 7016–7023, 7043, 83 АМК) это соотношение в среднем было равно 15.7 ± 5.2 и достоверно не отличалось от соотношения $C/\text{Хл}$ в фитопланктоне на этих станциях (20.0 ± 1.7 , Манн-Уитни тест, $p = 0.20$). Максимальные рассчитанные величины $C/\text{Хл}$ пищи для этих же видов зоопланктона (1800–2400) были получены в заливах архипелага Новой Земли (станции 6274, 76 АМК; 6905, 81 АМК), где концентрации Хл “а” составляла около 0.1 мкг/л , а соотношение $C/\text{Хл}$ фитопланктона – 23–42. По данным [4], в заливе Благополучия, характеризующимся высокой концентрацией минеральной взвеси, зоопланктон активно потреблял органо-минеральные агрегаты, образованные при участии глинистых минералов. Такие агрегаты, обладая сильно выраженными сорбционными свойствами, аккумулируют растворенные органические молекулы и бактерии и могут служить важным источником органического углерода для зоопланктона [28]. Эти результаты показывают, насколько сильно может меняться состав пищи в

зависимости от трофических условий. Во время весеннего цветения фитопланктона на шельфе Карского моря в 2021 г. [11], основу рациона массовых видов копепод составляли планктонные водоросли. В заливах Новой Земли, при низкой биомассе фитопланктона, зоопланктон, по-видимому, переключается на использование альтернативных источников пищи.

Соотношение $C_{\text{фп}}/\text{Хл}_{\text{фп}}$, можно использовать не только для получения информации об источниках потребляемого органического углерода в конкретной ситуации, но и для оценки суточных рационов зоопланктона в естественных условиях на основании измерений содержания фитопигментов в кишечнике [8]. Обычно, для таких расчетов используется среднее для Мирового океана соотношение $C/\text{Хл}$ фитопланктона (в большинстве случаев, равное 50) или измеренное соотношение взвешенного органического углерода взвеси и Хл “а” [например, 1, 8, 23, 33]. Расчет через $C_{\text{фп}}/\text{Хл}_{\text{фп}}$ связан с высокой трудоемкостью сбора большого количества ФП, необходимого для измерения $C_{\text{фп}}$ стандартным методом. Очевидно, что при этом существенно снижается достоверность результатов. С такой же проблемой сталкиваются и при оценке вертикальных потоков ФП и их вклада в общий поток органического углерода. При большом диапазоне изменчивости содержания органического углерода ФП из седиментационных ловушек, который составляет от 0.01 до 0.15 мгС мм^{-3} [35], во многих работах [например, 17, 19, 22, 35, 36] для расчетов принимаются средние величины $C_{\text{фп}}$, полученные в разных районах. Высокая чувствительность метода ВТС дает возможность более точно оценить роль ФП разного происхождения в вертикальном переносе взвешенного органического углерода и проследить изменения потока ФП на разных глубинах [10, 32].

В целом, полученные результаты показали, что метод ВТС, адаптированный для стандартных анализаторов органического углерода, не только существенно снижает трудоемкость пробоподготовки, но и позволяет получить дополнительную информацию о масштабах изменчивости содержания органического углерода в зоопланктоне и ФП. Применение этого метода при исследовании питания зоопланктона в естественных условиях и его роли в процессах биоседimentации существенно повышает достоверность результатов.

Благодарности. Авторы благодарят команду НИС “Академик Мстислав Келдыш” за помощь в работе.

Источники финансирования. Работы выполнены в рамках госзадания № FMWE-2022-0004.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арашкевич Е.Г., Флинт М.В., Никишина А.Б. и др. Роль зоопланктона в трансформации органического вещества в обском эстуарии, шельфовых и глубоководных районах Карского моря // Океанология. 2010. Т. 50. № 5. С. 823–836.
2. Демидов А.Б., Сергеева В.М., Гагарин В.И. и др. Первичная продукция и хлорофилл размерных групп фитопланктона Карского моря в период схода сезонного льда // Океанология. 2022. Т. 62. № 3. С. 1–14.
<https://doi.org/10.31857/S0030157422030030>
3. Демидов А.Б., Гагарин В.И., Еремеева Е.В. и др. Вертикальная изменчивость первичной продукции и хлорофилла в Карском море в середине лета: вклад подповерхностных максимумов в интегральные величины // Океанология. 2021. Т. 61. № 5. С. 737–752.
<https://doi.org/10.31857/S003015742105004X>
4. Амелина А.Б., Дриц А.В., Сергеева В.М. и др. Зоопланктон заливов архипелага Новая Земля: состав, распределение, роль в выедании фитопланктона и биоседimentации // Океанология. 2018. Т. 58. № 6. С. 908–922
<https://doi.org/10.1134/S0030157418060011>
5. Abe Y., Natsuike M., Matsuno K. et al. Variation in assimilation efficiencies of dominant Neocalanus and Eucalanus copepods in the subarctic Pacific: Consequences for population structure models // J. Exp. Mar. Biol. Ecol. 2013. V. 449. P. 321–329.
<https://doi.org/10.1016/j.jembe.2013.10.023>
6. Ashjian C.J., Campbell R.G., Welch H.E. et al. Annual cycle in abundance, distribution, and size in relation to hydrography of important copepod species in the western Arctic Ocean // Deep-Sea Res. I. 2003 V. 50. P. 1235–1261.
[https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(03\)00129-8](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(03)00129-8)
7. Bailey A., Thor P., Browman H. I. et al. Early life stages of the Arctic copepod *Calanus glacialis* are unaffected by increased seawater pCO₂ // ICES J. of Mar. Sci. 2017. V. 74. P. 996–1004.
<https://doi.org/10.1093/icesjms/fsw066>
8. Bamstedt U., Gifford D.J., Irigoien X. et al. Feeding / ICES Zooplankton Methodology Manual / Eds. Harris R. et al. London: Academic Press, 2000. P. 297–380.
9. Downs J.N., Lorenzen C.J. Carbon : pheopigment ratios of zooplankton fecal pellets as an index of herbivorous feeding // Limnol. Oceanogr. 1985. V. 30. № 5. P. 1024–1036.
10. Drits A.V., Pasternak A.F., Arashkevich E.G. et al. Influence of riverine discharge and timing of ice retreat on particle sedimentation patterns on the Laptev Sea shelf // J. Geophys. Res.: Oceans. 2021. V. 126. № 10. e2021JC017462.
<https://doi.org/10.1029/2021JC017462>
11. Flint M.V., Poyarkov S.G., Rimsky-Korsakov N.A. et al. Ecosystems of the Siberian Arctic Seas—2021: Ecosystem of the Kara Sea in the Period of Seasonal Ice Melting (Cruise 83 of the R/V Akademik Mstislav Keldysh) // Oceanology, 2022. V. 62. N 1, P. 133–135.
<https://doi.org/10.1134/S0001437022010052>
12. Forest A., Galindo V., Darnis G. et al. Carbon biomass, elemental ratios (C : N) and stable isotopic composition (δ¹³C, δ¹⁵N) of dominant calanoid copepods during the winter-to-summer transition in the Amundsen Gulf (Arctic Ocean) // J. Plank. Res. 2011. V. 33. № 1. P. 161–178.
<https://doi.org/10.1093/plankt/fbq103>
13. González H.E., González S.R., Brummer G.A. Short-term sedimentation pattern on zooplankton, faeces, and microzooplankton at a permanent station in the Bjornafjorden (Norway) during April–May 1992 // Mar. Ecol. Progr. Ser. 1994. V. 105. P. 31–45.
14. González H.E., Smetacek V. The possible role of the cyclopoid copepod *Oithona* in retarding vertical flux of zooplankton fecal material // Mar. Ecol. Progr. Ser. 1994. V. 113. P. 233–246.
15. Hirche H.-J. Egg production of the Arctic copepod *Calanus glacialis*: laboratory experiments // Mar. Biol. 1989. V. 103. P. 311–318.
16. Hirche H.-J., Bohrer R. N. Reproduction of the Arctic copepod *Calanus glacialis* in Fram Strait. Mar. Biol. 1987. V. 94. P. 11–17.
17. Holm-Hansen O., Lorenzen C.J., Holmes R.W., Strickland J.D.H. Fluorometric determination of chlorophyll // J. Cons. Perm. Int. Explor. Mer. 1965. V. 30. P. 3–15.
<https://doi.org/10.3354/meps08608>
18. Hygum B.H., Hansen B.W. Growth and development of *Calanus finmarchicus* nauplii during a diatom spring bloom // Mar. Biol. 2000. V. 136. P. 1075–1085.
19. Juul-Pedersen T., Michel C., Gosselin M. Sinking export of particulate organic material from the euphotic zone in the eastern Beaufort Sea // Mar. Ecol.: Prog. Ser. 2010V. 410, P. 55–70.
20. Landry M. R., Hassett R. P., Fagerness V. et al. Effect of food acclimation on assimilation efficiency of *Calanus pacificus* // Limnol. Oceanogr. 1984. V. 29. № 2. P. 361–364.
21. Latja R., Salonen K. Carbon analysis for the determination of individual biomasses of planktonic animals // Internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie: Verhandlungen. 1978. V. 20. № 4. P. 2556–2560.
<https://doi.org/10.1080/03680770.1977.11896915>

22. Miquel J.-C., Gasser B., Martín J. et al. Downward particle flux and carbon export in the Beaufort Sea, Arctic Ocean; the role of zooplankton // *Biogeosciences*. 2015. V. 12. P. 5103–5117. <https://doi.org/10.5194/bg-12-5103-2015>
23. Morales C.E., Bedo A., Harris R.P. et al. Grazing of copepod assemblages in the north-east Atlantic: the importance of the small size fraction // *J. Plank. Res.* 1991. V. 13. № 2. P. 455–472.
24. Pasternak A.F. Gut fluorescence in herbivorous copepods: an attempt to justify the method // *Hydrobiologia*. 1994. V. 292/293. P. 241–248. <https://doi.org/10.1007/BF00229947>
25. Pasternak A., Arashkevich E., Reigstad M. et al. Dividing mesozooplankton into upper and lower size groups: Applications to the grazing impact in the Marginal Ice Zone of the Barents Sea // *Deep-Sea Res. II*. 2008. V. 55. P. 2245–2256.
26. Pond D. W., Ward P. Importance of diatoms for *Oithona* in Antarctic waters // *J. Plank. Res.* 2011. V. 33. № 1. P. 105–118.
27. Salonen K. A versatile method for the rapid and accurate determination of carbon by high temperature combustion // *Limnol. Oceanogr.*, 1979. V. 24. № 1. P. 177–183
28. Syvitsky J.P.M., Lewis A.G. Sediment ingestion by *Tigriopus californicus* and other zooplankton: material transformation and sedimentological considerations // *Journal of Sedimentary Petrol.* 1980. V. 50. № 3. P. 0869–0880.
29. Swalethorp R., Kjellerup S., Dünweber M. et al. Grazing, egg production, and biochemical evidence of differences in the life strategies of *Calanus finmarchicus*, *C. glacialis* and *C. hyperboreus* in Disko Bay, western Greenland // *Mar. Ecol. Progr. Ser.* 2011. V. 429. P. 125–144. <https://doi.org/10.3354/meps09065>
30. Tang K.W., Dam H.G. Limitation of zooplankton Production: Beyond Stoichiometry // *Oikos*. 1999. V. 84. № 3. P. 537–542.
31. Turner J.T. Zooplankton fecal pellets, marine snow, phytodetritus and the ocean's biological pump // *Progress in Oceanography*. 2015. V. 130. P. 205–248.
32. Urban-Rich J., Hansell D.A., Roman M.R. Analysis of copepod fecal pellet carbon using a high temperature combustion method. // *Mar. Ecol. Progr. Ser.* 1998. V. 171. P. 199–208. <https://doi.org/10.3354/meps171199>
33. Valdés V., Escribano R., Vergara O. Scaling copepod grazing in a coastal upwelling system: the importance of community size structure for phytoplankton C flux // *Lat. Am. J. Aquat. Res.* 2017. V. 45. № 1. P. 41–54. <https://doi.org/10.3856/vol45-issue1-fulltext-5>
34. Walve J., Larsson U. Carbon, nitrogen and phosphorus stoichiometry of crustacean zooplankton in the Baltic Sea: implications for nutrient recycling // *J. Plank. Res.* 1999. V. 21. № 12. P. 2309–2321.
35. Wexels Riser C., Reigstad M., Wassmann P. Zooplankton-mediated carbon export: A seasonal study in a northern Norwegian fjord // *Mar. Biol. Res.* 2010. V. 6. № 5. P. 461–471. <https://doi.org/10.1080/17451000903437067>
36. Wilson S.E., Steinberg D.K., Buesseler K.O. Changes in fecal pellet characteristics with depth as indicators of zooplankton repackaging of particles in the mesopelagic zone of the subtropical and subarctic North Pacific Ocean // *Deep Sea Res. Part II*. 2008. V. 55. № 14. P. 1636–1647. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2008.04.019>

Application of High-Temperature Combustion Method for Measuring Content of Organic Carbon in Faecal Pellets and Small-Sized (≤ 1 mm) Zooplankton

A. V. Drits^a, N. A. Belayev^a, V. A. Karmanov^a, M. V. Flint^a

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

[#]*e-mail: adrits@mail.ru*

Organic carbon of fecal pellets and small-sized (≤ 1 mm) zooplankton was measured using a high-temperature combustion method. The method was adapted for measurements with Shimadzu TOC-VCPH analyzer equipped with a manual injection module. The range of carbon content values was 30–10000 ng ind⁻¹. The samples for analysis were collected during the cruises of the R/V “Akademik Mstislav Keldysh” in the Kara Sea in 2019–2021. Relationship between body carbon (C, $\mu\text{g ind}^{-1}$) and prosome length (L, mm) of zooplankton describes by the equation $C = 4.24 L^{1.84}$, $r^2 = 0.85$, $n = 46$. Carbon of field collected fecal pellet varied from 9.4 до 102.9 $\mu\text{g C mm}^{-3}$. The carbon to chlorophyll *a* ratio of fecal pellets differed by more than two orders of magnitude. The highest values (542 and 736) were obtained in the bays of the Novaya Zemlya archipelago, the lowest (3–6) on the Kara sea shelf in June 2021 soon after ice melting. The perspectives of implication of high temperature combustion method for studies of zooplankton in situ feeding and to estimate the contribution made by pellets to POC vertical flux are discussed.

Keywords: copepod, faecal pellet, organic carbon, high-temperature combustion method