

# АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ НАБЛЮДЕНИЙ И МЕТОДЫ РАСЧЕТА ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ОКЕАНА


Научная статья

УДК 551.465.4  
EDN: GPIRAN

DOI: 10.29039/0233-7584-2023-2-139-156

## Особенности водообмена через Керченский пролив по результатам численного моделирования циркуляции с высоким пространственным разрешением

А. И. Мизюк , О. С. Пузина, Г. К. Коротаев

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия  
 [artem.mizyuk@mhi-ras.ru](mailto:artem.mizyuk@mhi-ras.ru)

Поступила в редакцию 11.04.2022; одобрена после рецензирования 28.11.2022;  
принята к публикации 16.01.2023.

### Аннотация

**Цель.** Цель работы – исследование синоптической изменчивости гидрофизических параметров в бассейнах Азовского и Черного морей, вызванной поступлением через пролив водных масс, отличающихся по своим свойствам от окружающих в отмеченных бассейнах.

**Методы и результаты.** Выполнен анализ результатов численного моделирования циркуляции каскада морей (Азовское – Черное – Мраморное) для 2008–2009 гг. Использовались региональная конфигурация комплекса численного моделирования *NEMO* и результаты атмосферного реанализа *ERA5*. Основные результаты получены для конфигурации с пространственным разрешением расчетной сетки приблизительно 1,1 км. Демонстрируются процессы затока азовских вод в Черное море, а черноморских водных масс в бассейн Азовского и их последующая эволюция. Приведены оценки водо- и солеобмена через Керченский пролив.

**Выводы.** Регулярная смена направления переноса вод через пролив, обусловленная значительной изменчивостью ветра, составляет основной механизм изменений водообмена между бассейнами. Анализ изменений однонаправленных потоков соли через Керченский пролив, превышающих среднегодовые значения, позволил выявить события значительного поступления соли в Азовское море. Доля таких событий составляет от 20–25 до почти 70 % от общего числа заток.

**Ключевые слова:** численное моделирование, Керченский пролив, Азовское море, солеобмен, перемежаемость, водообмен, циркуляция вод, синоптическая изменчивость, транспорт воды

**Благодарности:** работа выполнена в рамках государственного задания по теме № 0555-2021-0007.

**Для цитирования:** Мизюк А. И., Пузина О. С., Коротаев Г. К. Особенности водообмена через Керченский пролив по результатам численного моделирования циркуляции с высоким пространственным разрешением // Морской гидрофизический журнал. 2023. Т. 39, № 2. С. 139–156. EDN GPIRAN. doi:10.29039/0233-7584-2023-2-139-156

## Features of Water Exchange through the Kerch Strait Based on the Results of Numerical Modeling of the Circulation with High Spatial Resolution

A. I. Mizyuk ✉, O. S. Puzina, G. K. Korotaev

*Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia*  
✉ [artem.mizyuk@mhi-ras.ru](mailto:artem.mizyuk@mhi-ras.ru)

### Abstract

*Purpose.* The work is purposed at studying the synoptic variability of hydrophysical parameters in the basins of the Azov and Black seas induced by the water masses inflow through the strait; at that the inflowing water features differ from the analogous ones in the above-noted basins.

*Methods and Results.* The results of numerical modeling of circulation in the cascade of seas (the Azov – Black – Marmara seas) for 2008–2009 were analyzed. Regional configuration of the *NEMO* numerical modeling platform and the results of the *ERA5* atmospheric reanalysis were used. The main results were obtained for the configuration with the ~ 1.1 km spatial resolution of the computational grid. The processes of the Azov Sea waters inflow to the Black Sea and their further evolution, as well as the analogous processes with the Black Sea waters in the Azov Sea basin are demonstrated. The estimates of water and salt exchange through the Kerch Strait are represented.

*Conclusions.* Regular change of the water transfer direction through the strait conditioned by the wind significant variability constitutes the basic mechanism for the changes in water exchange between the basins. Having being analyzed, the changes in the unidirectional salt flows through the Kerch Strait exceeding average annual values, permitted to identify the events of significant salt inflow to the Sea of Azov. The portion of such events ranges from 20–25 to almost 70 % of the total number of inflows.

**Keywords:** numerical modeling, Kerch Strait, Sea of Azov, salt exchange, intermittency, water exchange, water circulation, synoptic variability, water transport

**Acknowledgments:** The study was carried out within the framework of the state assignment on theme No. 0555-2021-0007.

**For citation:** Mizyuk, A.I., Puzina, O.S. and Korotaev, G.K., 2023. Features of Water Exchange through the Kerch Strait Based on the Results of Numerical Modeling of the Circulation with High Spatial Resolution. *Physical Oceanography*, 30(2), pp. 125-140. doi:10.29039/0233-7584-2023-2-125-140

### Введение

Исследования водообмена Азовского и Черного морей ведутся уже почти 150 лет. Это в первую очередь связано с активным использованием Керченского пролива как транспортной магистрали. Вторая, но не менее важная причина заключается в том, что транспорт вод через пролив в значительной степени определяет состояние экологии и гидрологии Азовского моря – важного рыбного промыслового района с береговой линией, достаточно привлекательной для развития курортного бизнеса.

Как отмечалось в [1], уже в первых работах были представлены основные факторы, определяющие характер водообмена через Керченский пролив. Например, постулируется, что течения в Керченском проливе вызываются перепадом уровня и разностью плотности воды на границах пролива. Было также отмечено, что течения в проливе определяются скоростью ветра и изменениями атмосферного давления.

Интенсивные наблюдения, организованные в 50-е годы прошлого века, так же, как и предшествующие, более ограниченные натурные данные, в целом подтвердили справедливость первоначальных выводов [1]. Впоследствии на основе полученных инструментальных данных были построены различные полуэмпирические соотношения, определяющие зависимость водообмена от разности уровней на концах пролива, и проекции скорости ветра на его продольную ось [1, 2]. Вместе с тем стало ясно, что сложная конфигурация берегов пролива и рельефа его дна обуславливает перераспределение течений, в результате чего затруднительно получить полное представление об изменчивости потоков на основе ограниченного количества данных контактных наблюдений.

Водообмен через Керченский пролив двояко влияет на гидрологические характеристики Черного и Азовского морей. Прежде всего, он совместно с речным стоком, осадками и испарением дает вклад в водный и солевой баланс бассейнов. Характерный масштаб времени этого процесса определяется отношением объема вод каждого из бассейнов к величине расхода через проливы и составляет несколько сотен лет для Черного моря. Для более мелководного Азовского моря характерное время оказывается существенно меньшим.

Контрасты в температуре поверхности моря (ТПМ) и характеристиках цветности воды, наблюдаемые с искусственных спутников Земли сканерами с высоким пространственным разрешением, позволяют получить представление о пространственной структуре переноса вод через пролив [3, 4]. Спутниковые наблюдения свидетельствуют, что поступающие через проливы воды дают вклад в синоптическую изменчивость гидрофизических полей Азово-Черноморского бассейна. Синоптические структуры, выделяющиеся на спутниковых изображениях, проявляются при затоках через пролив объемов жидкости, отличающейся по своим свойствам от окружающих вод Азовского или Черного морей. Однако данный вид наблюдений не дает представления о вертикальной структуре течений и, таким образом, позволяет лишь косвенно оценивать величину объемного переноса распресненных вод Азовского моря и соленых черноморских вод [4]. При этом динамика синоптических структур по спутниковым наблюдениям может быть прослежена только до тех пор, пока сохраняются контрасты в поле ТПМ или цвета моря.

В последние два десятка лет детальное исследование водообмена в Керченском проливе выполняется также на основе численных моделей циркуляции. В работах [5–7] представлены расчеты, в которых установлена циркуляция вод в проливе и прилегающих акваториях в зависимости от силы и направления ветра, действующего достаточно длительное время. Современные вычислительные ресурсы дают возможность рассчитать водообмен через пролив с учетом изменений, происходящих как в Азовском, так и в Черном море под влиянием меняющегося атмосферного воздействия на морскую среду и речного стока [8]. Требования к численной модели могут быть различны в зависимости от временного масштаба исследуемых процессов. При моделировании климатических изменений стратификации Черного моря для достижения аккуратного количественного описания необходимо воспроизводить структуру водообмена через пролив как можно более детальной, так как небольшие систематические неточности в воспроизведении потоков соли

через проливы при длительном интегрировании накапливаются с течением времени и искажают тренды эволюции полей бассейна.

Детальное описание течений в Керченском проливе требует значительного уменьшения шага расчетной сетки [8, 9]. Особенностью работы [9] является использование численной модели циркуляции, реализованной на неструктурированной сетке. Такой подход позволил вводить повышенное локальное разрешение и учитывать более детализированную береговую черту и топографию дна не только в Керченском проливе, но и в проливах Босфор и Дарданеллы.

В то же время для исследования вклада водообмена через пролив в формирование синоптической и сезонной изменчивости полей Азовского и Черного морей, как представляется, возможно использовать более грубое описание пролива, нежели это сделано в работе [9]. Цель настоящей работы – на основе результатов численного моделирования исследовать синоптическую изменчивость полей Азовского и Черного морей, вызванную поступлением через пролив водных масс, отличающихся по своим свойствам от окружающих в отмеченных бассейнах.

### Материалы и методы

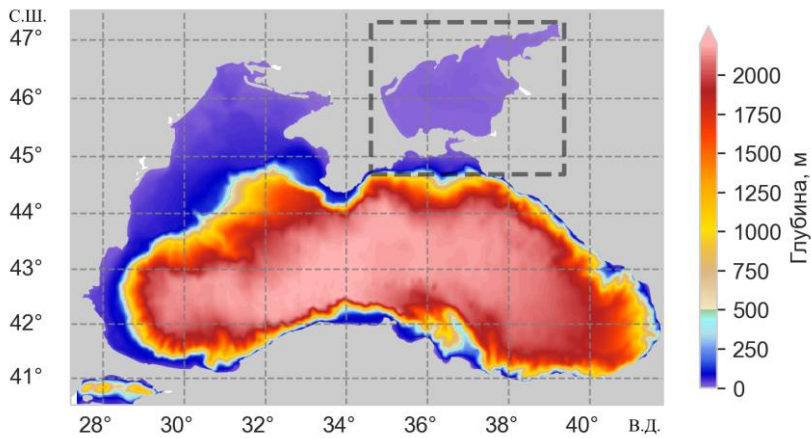
Для анализа мы используем результаты численного моделирования циркуляции каскада морей (Азовское – Черное – Мраморное), выполненного посредством комплекса междисциплинарного моделирования компонентов океанских (морских) систем *NEMO (Nucleus for European Modeling of the Ocean)* [10]. Гидродинамический блок комплекса основан на системе уравнений гидротермодинамики в приближении Буссинеска, гидростатики и несжимаемости жидкости, подробно описанной в работе [10]. Конечно-разностные аналоги уравнений реализованы для произвольной криволинейной сетки  $C$  по терминологии Аракавы [11]. Дискретизация по времени осуществляется посредством модифицированной схемы «чехарда» [12].

В настоящей работе используются результаты из работ [13, 14], в которых предложены региональные конфигурации *NEMO BAMS (Black, Azov and Marmora Seas)*, позволяющие проводить численное моделирование циркуляции морей каскада с различными пространственными разрешениями. Здесь отметим лишь некоторые особенности. Для расчета уровня моря в модели используется численное решение уравнения для кинематического условия на поверхности с использованием схемы расщепления по времени на быструю (баротропную) и медленную (бароклинную) моды [15]. Расчетный домен конфигурации с высоким пространственным разрешением представляет собой квазирегулярную сетку, покрывающую моря каскада [14] с шагами по широте и долготе  $1/96^\circ$  и  $1/69^\circ$  (*BAMS96*). Это приблизительно соответствует 1,157 км в меридиональном направлении. В зональном направлении шаг меняется равномерно от 1100 м на севере до 1230 м на юге. Топография дна расчетного домена построена на основе цифрового массива батиметрии из проекта *EMODNet*<sup>1</sup> (рис. 1). Боковой обмен в уравнениях движения и переноса – диффузии тепла/соли описывается бигармоническим оператором с коэф-

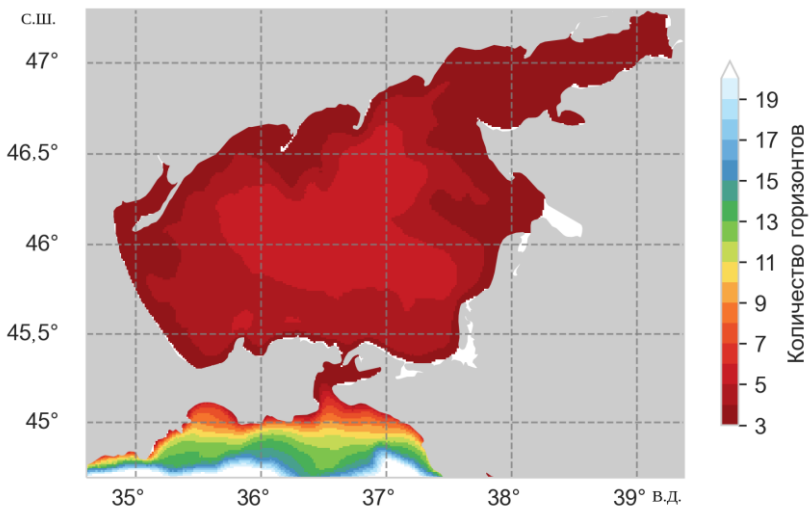
---

<sup>1</sup> URL: <http://www.emodnet-bathymetry.eu> (дата обращения: 22.03.2023).

фициентами вязкости и диффузии, по модулю равными  $4 \cdot 10^7 \text{ м}^4/\text{с}$  и  $8 \cdot 10^6 \text{ м}^4/\text{с}$  соответственно. Для удовлетворения критерию Куранта – Фридрихса – Леви шаг по времени для бароклинной моды равняется 60 с, для баротропной моды – 4 с. Дискретизация по вертикали выполнена с использованием  $z$ -координаты с дробным шагом на 35 горизонтах. Значения глубин горизонтов задаются посредством аналитической функции [10] таким образом, чтобы на Азовское море приходилось пять горизонтов (рис. 1, *b*).



*a*



*b*

**Р и с. 1.** Конфигурация *NEMO BAMS96*: топография дна, построенная на основе батиметрических данных [15] (*a*) и количество расчетных горизонтов в акватории Азовского моря и Керченского пролива (*b*)

**F i g. 1.** *NEMO BAMS96* configuration: bottom topography constructed on the basis of bathymetry data [15] (*a*) and a number of computational horizons in the Azov Sea and Kerch Strait water areas (*b*)

Постановка граничных условий на поверхности выполнена на основе полей температуры и влажности воздуха на высоте 2 м, компонент горизонтальной скорости ветра на высоте 10 м, радиационных потоков нисходящего длинноволнового и коротковолнового излучения, осадков в жидкой и твердой фазах, полученных из глобального атмосферного реанализа Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (*ECMWF*) последнего поколения *ERA5*<sup>2</sup>. Пространственное разрешение полей продукта составляет 0,25°, а дискретизация по времени – 1 ч, что может быть весьма важно для воспроизведения короткопериодных (внутрисуточных) процессов и суточного хода. Отмеченные метеопараметры с исходной дискретностью по времени использовались для расчета суммарных потоков тепла, массы (осадки минус испарение) и напряжения трения ветра посредством балк-формулы протокола *CORE* (*Coordinated Ocean-ice Reference Experiments*)<sup>3</sup>. Общее представление о поле ветра по данным реанализа *ERA5* дает рис. 2. Как видно, в 2008–2009 гг. над акваторией Азовского моря в большую часть года преобладает циклоническая завихренность (рис. 2). Она меняет знак ближе к концу года во второй половине осени. Над Черным морем завихренность меняет знак в летние месяцы. Наиболее повторяющимися направлениями ветра над акваторией Азовского моря являются северо-восточное и востоко-северо-восточное (рис. 2, *b*).

Отметим, что в проведенном эксперименте не учитывался ледовый покров, который регулярно формируется в акватории Азовского моря в зимний период [16]. Формирование льда в бассейне Азовского моря не учитывалось. Вместо этого при проведении расчетов выполнялась коррекция потока тепла в области, где расчетная ТПМ становится ниже температуры замерзания воды, но без коррекции коэффициента динамического сопротивления, важного для определения напряжения трения ветра. Отчасти это может повлиять на результаты анализа динамики вод моря в зимний период. С другой стороны, проведенный в работе [16] анализ показал, что зимы периода 2008–2009 гг. соответствуют теплым и умеренным ледовым условиям, т. е. льдом покрывался не весь бассейн, а только отдельные его части, и сам пролив также был свободен ото льда.

Для инициализации модели в бассейне Черного моря подготовлены начальные поля на основе результатов реконструкции температуры и солености в системе Центра морских прогнозов ФГБУН ФИЦ МГИ<sup>4</sup>. Для акватории Азовского моря начальные условия получены на основе объективного анализа измерений *in situ*, предоставляемых в базах океанографических данных Центра мониторинга за состоянием морской среды проекта Коперник (*CMEMS*) и проекта *SeaDataNet* (URL: <https://www.seadatanet.org/>). Более подробные описания подготовки начальных условий и постановка условий на открытой жидкой границе в Мраморном море приведены в работе [13].

Численный эксперимент на основе конфигурации с высоким пространственным разрешением (ВР) стартовал летом 2007 г., но представленный анализ выполнен для 2008–2009 гг. Дополнительно мы проводили также сопоставле-

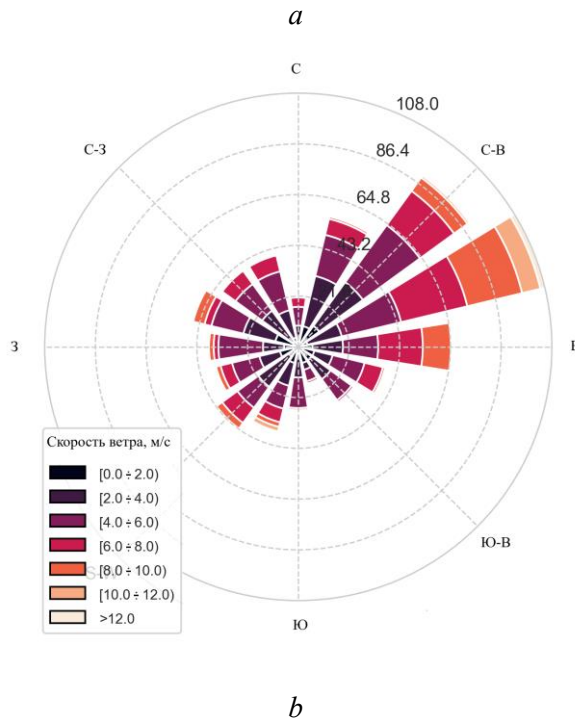
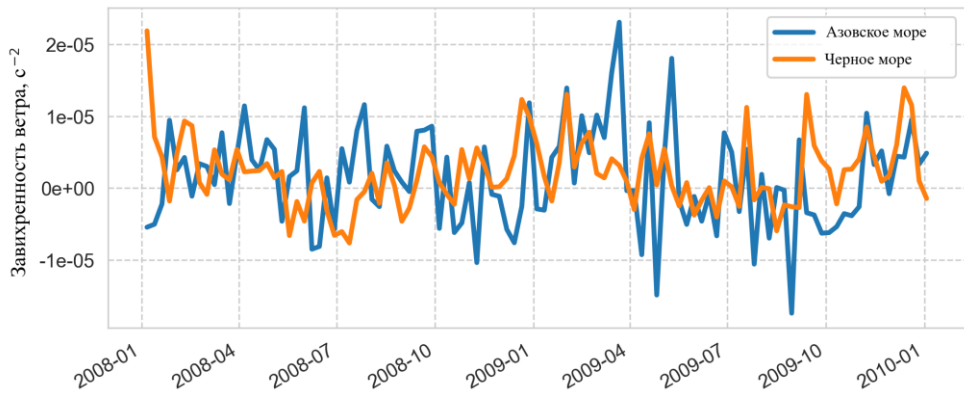
---

<sup>2</sup> URL: <https://cds.climate.copernicus.eu/> (дата обращения: 22.08.2018).

<sup>3</sup> Large W. G., Yeager S. Diurnal to decadal global forcing for ocean and sea-ice models: The data sets and flux climatologies. Boulder, Colorado, USA : NCAR, 2004. (NCAR Technical Note ; NCAR/TN-460+STR), <http://dx.doi.org/10.5065/D6KK98Q6>

<sup>4</sup> URL: <http://mis.bsmfc.net:8080/thredds/catalog.html> (дата обращения: 28.03.2022).

ние результатов численного моделирования с использованием аналогичной конфигурации со средним пространственным разрешением (шаг 4,6 км) (СР) из работы [13].



**Р и с. 2.** Средняя по акватории моря завихренность поля скорости ветра ( $\text{с}^{-2}$ ) (*a*) и повторяемость ветра в бассейне Азовского моря за 2008–2009 гг. (*b*)  
**F i g. 2.** Sea area averaged vorticity of the wind speed field ( $\text{с}^{-2}$ ) (*a*) and the wind frequency in the Azov Sea basin in 2008–2009 (*b*)

Водообмен Черного и Азовского морей осуществляется через мелкий (глубиной не более 18 м) и довольно широкий (шириной от 4 до 42 км в разных

его частях) Керченский пролив. Поэтому размер шага сетки 1,2 км при расчетах позволяет использовать достаточно подробную береговую линию.

Для воспроизведения процесса осолонения вод Азовского моря в настоящей работе, как и в работе [13], были использованы данные наблюдений объемного стока рек Дон и Кубань из базы данных <sup>2</sup>. Отметим, что его величина заметно снижается с 2006 г. Это позволило в долгопериодных прогностических расчетах получить весьма адекватное соответствие между результатами моделирования и данными наблюдений [13].

### Результаты и обсуждение

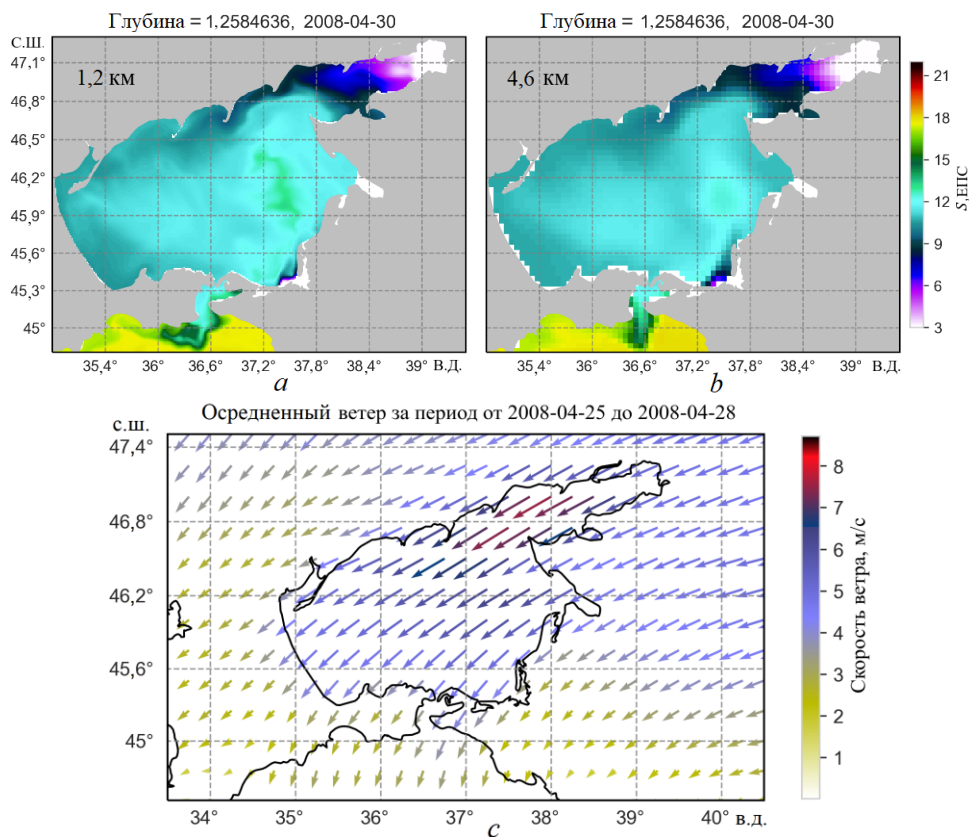
Рассмотрим пространственную изменчивость течений в проливе, полученную на основе результатов численного моделирования. На основе анализа доступных наблюдений ранее предполагалось [1], что в Керченском проливе одновременно существует два разнонаправленных потока. Поступление вод из Азовского моря в Черное при этом происходит вдоль побережья Крыма. Обратный перенос осуществляется вдоль Таманского полуострова. Однако ввиду мелководности пролива на движения вод существенное влияние оказывает вызванный ветром дрейфовый и градиентный перенос. Характер водообмена через пролив в итоге существенно изменяется в зависимости от типа ветрового поля. В дальнейшем анализе основное внимание будет уделено рассмотрению интенсивных затоков вод, подобных тем, что наблюдаются на спутниковых изображениях [3, 4].

При действии интенсивных северо-восточных ветров по всей ширине пролива наблюдается перенос вод из Азовского моря. Поступление вод в Черное море имеет вид струи, меняющей направление распространения с южного на восточное (рис. 3). Поступающая из пролива в Черное море вода, как правило, далее движется на запад вдоль крымского побережья, не пересекая струю Основного Черноморского течения. Расстояние от пролива, на котором еще прослеживается азовоморская вода, зависит от продолжительности действия ветра нужного направления. В отдельных случаях трансформированная водная масса, двигаясь из Азовского моря, прослеживается в температуре поверхности или цвете моря вплоть до центральной части [3, 4]. Впервые проявление данного процесса, по-видимому, было идентифицировано на основе наблюдений прозрачности вод на океанографической платформе в пос. Кацивели [17].

В численном эксперименте ВР удалось воспроизвести процесс распространения вод Азовского моря на большое расстояние вдоль берега Крыма (рис. 4). В районе мыса Ай-Тодор прибрежная струя развернулась в открытое море. Далее распресненные воды еще можно проследить в виде струи на некотором расстоянии от берега, но затем они смешиваются с окружающими водами Черного моря.

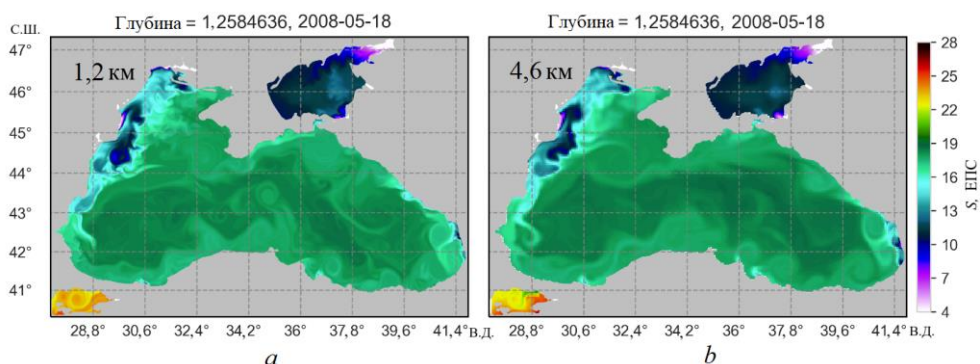
Использование более грубого пространственного разрешения (эксперимент СР) приводит к заметному сглаживанию контрастов в полях солености, а также менее выраженному процессу формирования струи у побережья Крыма. В результате этого в полях солености из отмеченного эксперимента она почти не проявляется уже к середине мая 2008 г. (рис. 4).





**Р и с. 3.** Заток азовоморских вод в Черное море в конце апреля 2008 г.: распределение поверхностной солености по результатам эксперимента ВР (а) и СР (б), средняя ветровая циркуляция (с), предшествовавшая событию

**F i g. 3.** The Azov Sea waters inflow to the Black Sea in late April, 2008: distribution of surface salinity based on the results of the HR (a) and AR (b) experiments, average wind circulation (c) preceding the event

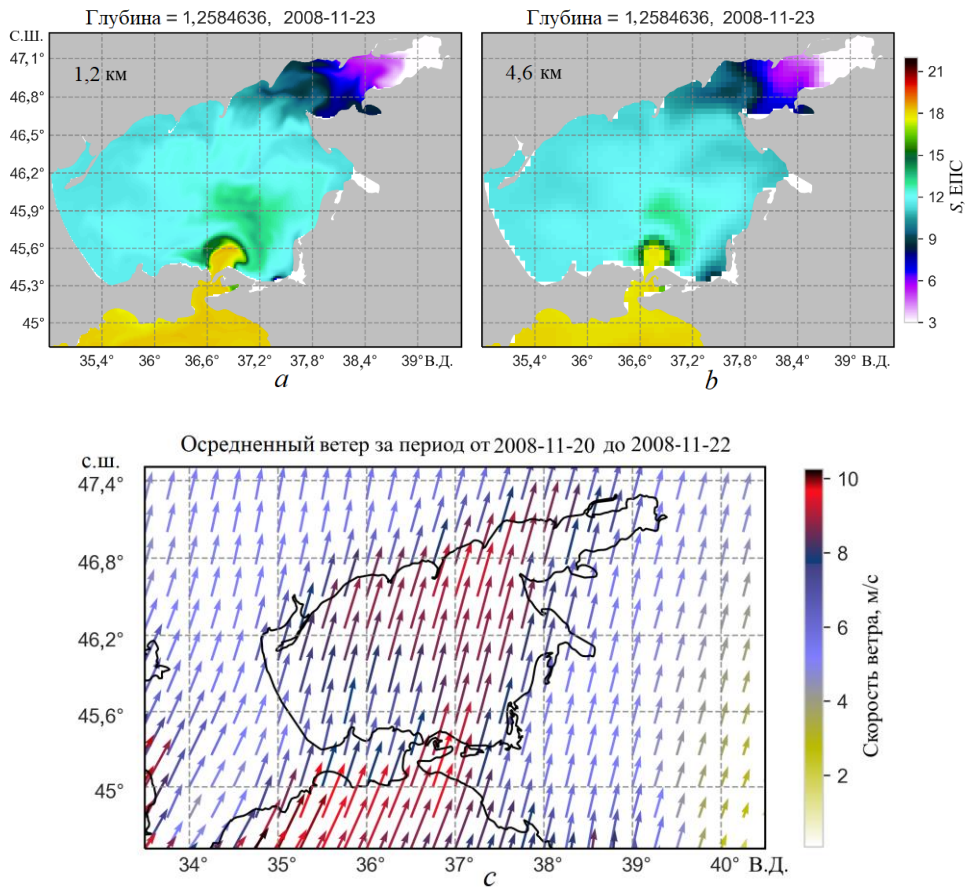


**Р и с. 4.** Распространение струи азовоморских вод вдоль побережья Крыма и ее смешение в открытом море: распределение поверхностной солености 18 мая 2008 г. по результатам экспериментов ВР (а) и СР (б)

**F i g. 4.** Propagation of the Azov Sea water flow along the coast of Crimea and its mixing in the open sea: distribution of surface salinity on May 18, 2008 based on the results of the HR (a) and AR (b) experiments

При интенсивных ветрах противоположного направления черноморская вода широким потоком, занимающим весь пролив, вторгается в Азовское море (рис. 5). Можно видеть, что перепад солёности на фронте вторгающейся воды достигает 3 ЕПС. Проникшая в Азовское море солёная вода частично трансформируется за счёт смешения с окружающими водами. Тем не менее в течение четырех месяцев на значительной части акватории Азовского моря выделяется пятно осолоненных вод, вытянувшееся более чем на 100 км (рис. 5).

Длительное существование зон с повышенной (для случая Азовского моря) или пониженной (для Черного моря) солёностью после событий затоков через пролив наиболее отчетливо проявляется в результатах эксперимента ВР.

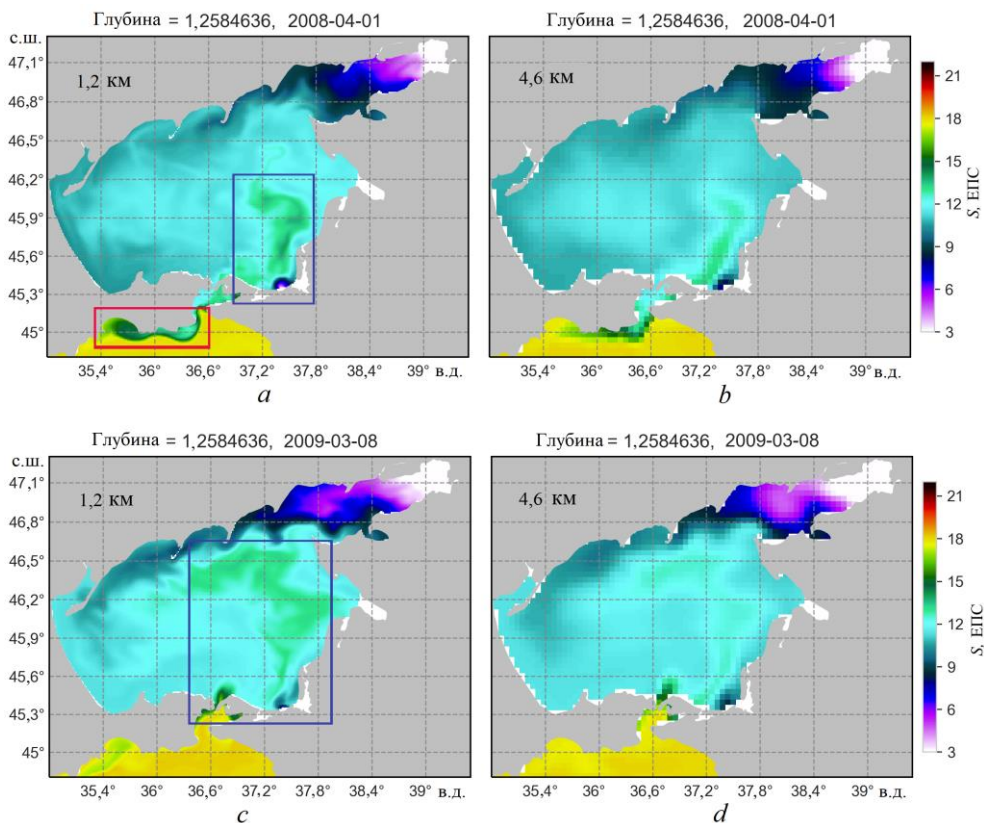


**Р и с. 5.** Интенсивный заток соленых вод в Азовское море в ноябре 2008 г.: распределение поверхностной солёности в эксперименте ВР (а) и СР (b); средняя ветровая циркуляция (с), предшествовавшая событию

**Fig. 5.** Intensive saline water inflow to the Sea of Azov in November, 2008: surface salinity distribution in the HR (a) and AR (b) experiments; average wind circulation (c) preceding the event

Выполненные расчеты показывают, что обусловленная значительной изменчивостью ветров регулярная смена направления переноса вод через Керченский пролив является основным механизмом перемережаемости водообмена

между Черным и Азовским морями. Результат влияния перемежаемости водообмена на гидрофизические поля представлены на рис. 5. Как видно, в Азовском море вследствие последовательных «инъекций» черноморских вод через Керченский пролив формируется пятно более соленых вод (рис. 6). В то же время можно видеть движение струи распресненных азовоморских вод вдоль побережья Крыма после смены направления ветра (красный прямоугольник на рис. 6, *a*) и последующее формирование нового залива соленых вод у Таманского полуострова.



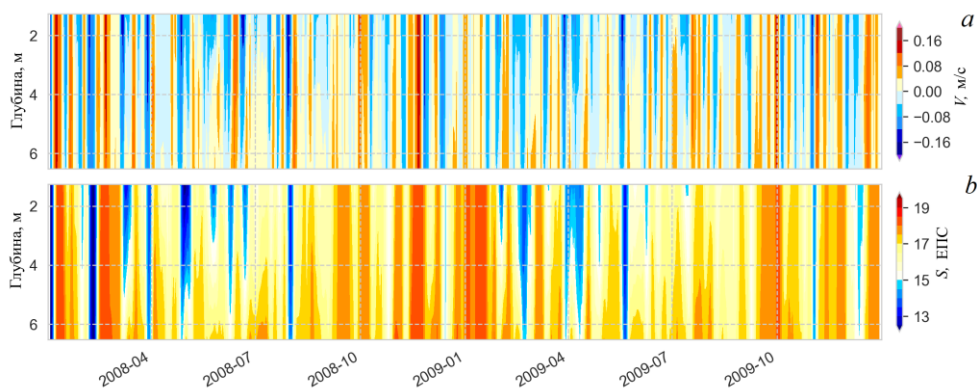
**Р и с. 6.** Распространение черноморских вод в бассейне Азовского моря в 2008 г. (*a, b*) и в 2009 г. (*c, d*) в полях поверхностной солености в эксперименте ВР (*a, c*) и СР (*b, d*). Красным прямоугольником обозначена область распространения азовоморских вод в бассейне Черного моря, синим – формирование залива соленых вод

**F i g. 6.** Propagation of the Black Sea waters in the Azov Sea basin in 2008 (*a, b*) and 2009 (*c, d*) in the fields of surface salinity in the HR (*a, c*) and AR (*b, d*) experiments. Red rectangle indicates the area of distribution of the Azov Sea waters in the Black Sea basin, blue one – formation of the salt water inflow

Последовательные заливы черноморских вод в Азовское море приводят к формированию пятна соленых вод в бассейне, которое хорошо выражено и длительное время прослеживается в результатах эксперимента ВР (синий прямоугольник на рис. 6, *a, c*). Как видно, перенос соленых вод течениями происходит в циклоническом направлении. Сравнение результатов моделиро-

вания двух численных экспериментов позволяет отметить, что более соленые черноморские воды в эксперименте СР проявляются в полях не так ярко и намного быстрее смешиваются с окружающими водами.

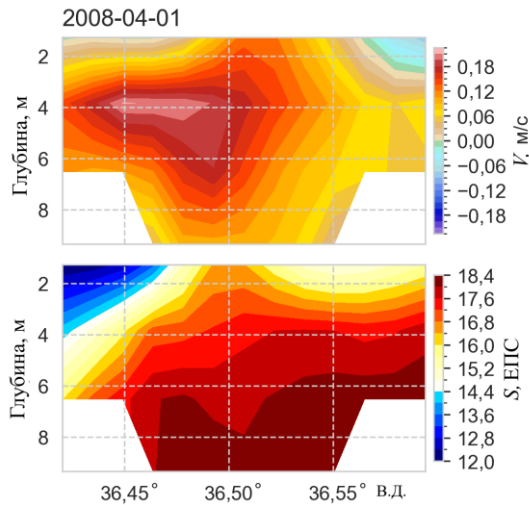
Определяемую сменой ветрового режима перемежаемость водообмена Азовского и Черного морей наглядно демонстрируют диаграммы глубина – время для гидрофизических параметров в районе Керченского пролива (рис. 7, *a*). При устойчивых ветрах скорости течений в проливе достаточно высоки и могут достигать по модулю более 0,3 м/с. В периоды наибольшей интенсификации водообмена профиль скорости весьма слабо меняется по глубине и по сечению пролива. В то же время в периоды ослабления ветров направление интегрального переноса меняет знак с глубиной, то есть в проливе формируется выраженная двухслойная структура переноса по глубине (рис. 7, *b*). Число событий интенсивного затока соленых черноморских вод (положительные скорости) увеличивается осенью – зимой.



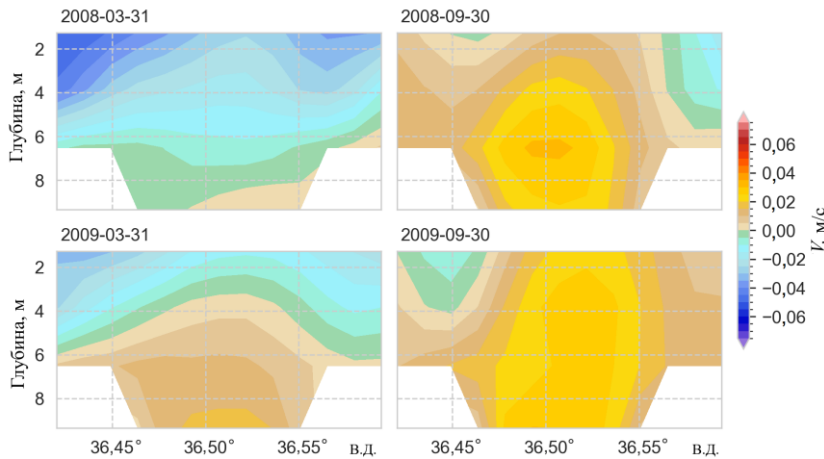
**Р и с. 7.** Диаграммы глубина – время параметров, осредненных по сечению пролива на широте  $45,186^\circ$  с. ш. по результатам эксперимента ВР: *a* – меридиональной скорости течений (положительные значения соответствуют движению из Черного в Азовское море); *b* – солености вод  
**F i g. 7.** Depth-time diagrams of the parameters averaged over the strait cross section at the latitude  $45.186^\circ$  N based on the results of the HR experiment: *a* – of the meridional current velocities (positive values correspond to the movement from the Black Sea to the Azov Sea); *b* – of water salinity

В эксперименте СР отмечалась сходная вертикальная структура интегрального переноса в проливе при высокой его интенсивности, но гораздо хуже прослеживалось формирование двухслойной структуры.

В отличие от пролива Босфор, где почти всегда существует двухслойная структура течений по вертикали с практически постоянными толщинами слоев верхнего и нижнего течений [14], в Керченском проливе потоки разного знака могут занимать произвольную долю площади сечения (рис. 8, *a*). Для репрезентативности на этом рисунке представлена картина течений на 1 апреля 2008 г., соответствующая рис. 6. Как видно, чуть глубже весьма тонкого поверхностного слоя наблюдается относительно мощный приток вод в Азовское море (меридиональная скорость более нуля). В верхнем же слое в обратном направлении (меридиональная скорость менее нуля) происходит перенос вод с пониженной соленостью (см. рис. 6; 8, *a*).



*a*



*b*

**Р и с. 8.** Зональные разрезы гидрофизических параметров в Керченском проливе (вдоль широты 45,186 °с. ш.) по результатам эксперимента ВР: среднесуточных солёности и меридиональной скорости течений ( $V > 0$  – течение направлено в Азовское море) (*a*); среднемесячных меридиональных течений в марте и сентябре для двух лет (*b*)

**F i g. 8.** Zonal sections of hydrophysical parameters in the Kerch Strait (along the latitude 45.186 °N) based on the results of the HR experiment: daily average salinity and daily average meridional current velocity ( $V > 0$  – current is directed to the Sea of Azov) (*a*); monthly average meridional currents in March and September for two years (*b*)

Ситуации одновременного развития течений разного знака проявляются и в распределениях среднемесячных течений. Например, в марте 2008 г. средний транспорт вод осуществляется преимущественно в одном направлении (из Азовского моря), а в марте 2009 г. – поток вод в Азовское море выражен гораздо лучше (рис. 8, *b*). В сентябре 2008 и 2009 гг. среднемесячные распределения скоростей более сходны между собой и в обоих случаях происходит разнонаправленный перенос вод в сечении пролива.

Весьма сходную вертикальную структуру с меридиональным переносом имеет усредненная по ширине пролива соленость (см. рис. 6, *c*, *d*). При формальном разделении на более (выше 15 ЕПС) и менее (13–15 ЕПС) соленые воды хорошо выраженными становятся периоды преобладающего переноса черноморских и азовоморских водных масс соответственно. В эти периоды профиль солености почти однороден по вертикали. В случае постоянно меняющегося ветра становится более выраженной двухслойная вертикальная структура усредненной солености.

Сравнение положений моментов интенсификации течений (см. рис. 6, *a*, *b*) и максимума/минимума солености вод (см. рис. 6, *c*, *d*) на временной оси позволяет утверждать о наличии незначительного лага (1–2 сут) между событиями, вероятно обусловленного характерным временем поступления осолоненных или распресненных вод к месту расположения выбранного сечения. Диаграмма на рис. 6, *c*, *d* подтверждает также тезис об увеличении количества событий притока черноморских вод в период с осени до конца зимы.

Результаты численного моделирования позволяют дать оценку величины однонаправленных потоков воды  $Q_V$  и соли  $Q_S$  через пролив в направлении Азовского и Черного морей. Воспользуемся соотношениями  $Q_V = \iint v dx dz$  и  $Q_S = \iint \rho_0 v S dx dz$ , где  $S$  – соленость;  $\rho_0$  – средняя плотность морской воды;  $v$  – меридиональная компонента скорости;  $x$  и  $z$  – зональная и вертикальная координаты. Количественные значения для азовского и обратного черноморского потоков, полученные по различным данным, представлены в [18]. Наши оценки по результатам эксперимента ВР оказались несколько отличными: среднегодовой отток вод (172,3 км<sup>3</sup>/год) из Азовского моря незначительно превышает поступление черноморских водных масс в Азовское море (165,4 км<sup>3</sup>/год). Полученная разница качественно согласуется с оценками из работ [1, 18] (около 20 км<sup>3</sup>/год), но несколько меньше их. Отметим, что если говорить о 2008–2009 гг., то величина такого оттока может быть скомпенсирована речным стоком. Однако уже к 2018 г. величина последнего уменьшится вдвое.

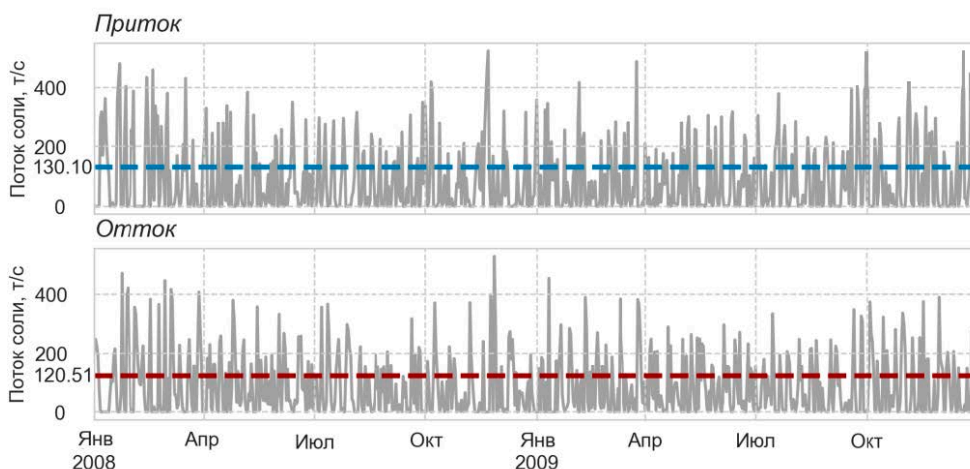


**Р и с. 9.** Средняя по бассейну Азовского моря соленость вод  
**F i g. 9.** Water salinity average over the Azov Sea basin

Анализ изменения однонаправленных потоков соли ( $Q_S$ ) через Керченский пролив со временем (рис. 8) показал следующее. Отмечается интенсификация солеобмена в осенне-зимний период, что уже упоминалось

и, по-видимому, является следствием усиления ветра. Отметим, что разница среднегодовых значений однонаправленных потоков соли через пролив противоположна по знаку разнице объемных потоков: поступление соли превышает ее отток из Азовского моря на  $\approx 10$  т/с (рис. 8). В результате такого превышения наблюдается рост средней по бассейну солёности, аналогичный представленному в работе [19] (рис. 9). Как видно, за 2008–2009 гг. эта величина вырастает почти на 0,7 ЕПС. Отметим, что по результатам эксперимента ВР значения потоков оказались выше, чем в эксперименте СР.

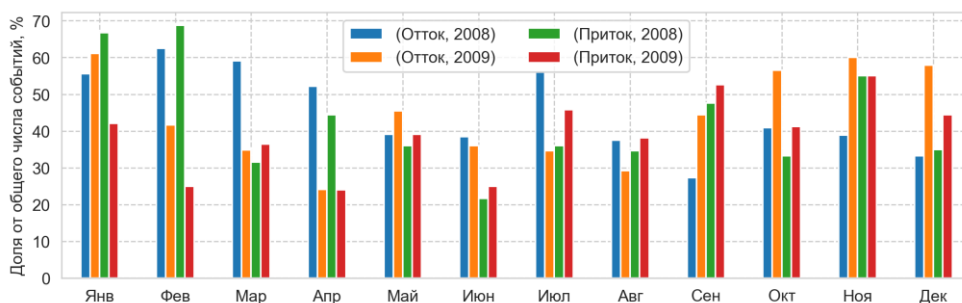
Для оценки вклада перемежаемости потоков соли, вызванной событиями интенсивного ветрового воздействия, мы оценили долю таких событий от общего числа притоков и оттоков. В настоящей работе интенсивными мы считали события с превышением среднегодовых значений однонаправленных потоков соли в Керченском проливе. Оценка этой величины выполнялась без учета дней, в которые поток для анализируемого направления отсутствовал. Таким образом, получены значения  $\approx 130$  и  $\approx 120,5$  т/с для притоков (в Азовское море) и оттоков (в Черное море) соответственно.



**Р и с. 10.** Изменчивость потока соли через Керченский пролив по результатам эксперимента ВР (сплошная линия – мгновенные значения; штриховая – средние за два года значения)

**F i g. 10.** Variability of salt flow through the Kerch Strait based on the results of the HR experiment (solid line denote the instantaneous values; dashed line – two-year average ones)

Представление о сезонной изменчивости доли интенсивных потоков соли дает рис. 10. Как видно, события аномального поступления соли в Азовское море преобладают в период осень – зима. В среднем за месяц количество поступившей при исследуемых событиях соли может составлять от приблизительно 20–25 % в июне до почти 70 % в феврале (рис. 11). Причем в 2008 г. это выражено в большей степени. Высокая доля аномальных событий оттока соли наблюдается в январе (около 60 %). Таким образом, в Керченском проливе отмечается довольно весомый вклад перемежаемости массо- и солеобмена в долговременные изменения термохалинных параметров и стратификацию вод в акватории возле пролива.



**Р и с. 11.** Доля событий с превышением среднегодовых значений однонаправленных потоков соли от общего числа событий

**F i g. 11.** Portion of the events with the exceeding average annual values in unidirectional salt flows from the total number of events

### Выводы

В настоящей работе на основе результатов численного моделирования совместной динамики Азовского и Черного морей с высоким пространственным разрешением выявлен ряд особенностей массо- и солеобмена через Керченский пролив. Их поведение со временем имеет выраженный сезонный характер с интенсификацией в осенне-зимний период. Основным фактором, определяющим изменчивость водообмена между морями, является ветровой режим в регионе. В целом величина водообмена определяется направлением, скоростью и продолжительностью действия ветра.

Перенос азовоморских вод через пролив в Черное море (отток) в основном происходит в виде струи, которая распространяется вдоль восточного и южного побережий Крымского полуострова, первоначально попадая в Феодосийский залив. Менее соленые воды далее могут проследиваться на достаточно больших удалениях от пролива (более 200 км) в полном соответствии со спутниковыми наблюдениями.

Заметное проникновение черноморских вод в Азовское море происходит при весьма интенсивном ветровом воздействии главным образом юго-западных румбов. Этот процесс приводит к формированию обширного пятна вод повышенной солености в течение нескольких дней. Пятно далее перемещается по бассейну циклонически. Несмотря на смешение с окружающими водами, пятно довольно долго проследивается в бассейне. Отмеченные результаты с реконструкцией струйных течений и притоков черноморских вод в Азовское море не отмечались раньше при численном моделировании динамики вод каскада ввиду использования довольно грубого пространственного разрешения. Вместе с тем разработанная региональная конфигурация может быть весьма полезной при планировании экспериментов по идентификации вод в районе пос. Качивели на базе Черноморского гидрофизического подспутникового полигона. Очевидно, добиться такого качества моделирования динамических процессов в относительно мелких прибрежной и шельфовых зонах с разрешением около 5 км невозможно.

Если анализировать вертикальную структуру гидрофизических параметров в проливе, то можно видеть, что она также определяется интенсивностью



и продолжительностью ветрового воздействия. При сильных и продолжительных ветрах распределения скорости течений и солёности морской воды в проливе практически однородны по вертикали. Однако в условиях частой смены ветровой циркуляции происходит ослабление течений и последующее формирование вертикальной структуры с адвекцией вод в обе стороны. Такие разнонаправленные потоки могут делить сечение пролива не только по вертикали, но и по горизонтали в произвольном соотношении. Несмотря на то что по измерениям трудно выделить ситуации с такими одновременно существующими потоками, модель демонстрирует ярко выраженную неоднородность течений в проливе даже на синоптических временных масштабах.

Оценки величин притоков и оттоков вод через пролив по результатам моделирования, хотя и несколько превышают значения, полученные ранее на основе других источников из информации (наблюдений, реанализов), тем не менее качественно согласуются с общепринятым фактом – их разница отрицательна, т. е. бассейн Азовского моря через Керченский пролив в среднем теряет за год объём  $\approx 20 \text{ км}^3$  (оценки по результатам моделирования дают значение около  $8 \text{ км}^3$ ). Такая особенность водообмена через пролив может рассматриваться как одна из причин осолонения бассейна в последние годы, особенно с учетом наблюдаемого уменьшения речного стока. И если в 2008 г. величина речного стока оказалась близкой к величине оттока через Керченский пролив, то уже в 2018 г. речной сток уменьшился вдвое, что, вероятно, усилит наблюдаемое осолонение вод бассейна.

Анализ потоков соли через пролив показал, что, хотя отмечена небольшая разница однонаправленных суммарных потоков воды, разница значений солёности между азовоморскими и черноморскими водными массами приводит к преобладанию потока соли в Азовское море (приток). Это также способствует осолонению вод бассейна. Если выделять события интенсивных заток соли в Азовское море, то доля таких событий составляет от 20–25 % до почти 70 %. Отметим, что использование в данной работе высокого пространственного разрешения для численного моделирования циркуляции дало новые результаты. Однако они должны восприниматься с определенной осторожностью и нуждаются в сопоставлении с более регулярными наблюдениями термохалинных параметров в проливе.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Том IV. Черное море. Выпуск 1. Гидрометеорологические условия. Санкт-Петербург : Гидрометеоиздат, 1991. 235 с.
2. *Альтман Э. Н., Толмазин Д. М.* Метод расчета течений и водообмена в Керченском проливе // *Океанология*. 1970. Т. 10, № 3. С. 438–447.
3. Распространение вод из Керченского пролива в Черное море / А. А. Алескерова [и др.] // *Морской гидрофизический журнал*. 2017. № 6. С. 53–64. doi:10.22449/0233-7584-2017-6-53-64
4. Water exchange between the Sea of Azov and the Black Sea through the Kerch Strait / I. Zavialov [et al.] // *Ocean Science*. 2020. Vol. 16, iss. 1. P. 15–30. <https://doi.org/10.5194/os-16-15-2020>
5. *Иванов В. А., Шапиро Н. Б.* Моделирование течений в Керченском проливе // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа*. Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика, 2004. Вып. 10. С. 207–232.

6. *Фомин В. В., Лазоренко Д. И., Фомина И. Н.* Численное моделирование водообмена через Керченский пролив для различных типов атмосферных воздействий // Морской гидрофизический журнал. 2017. № 4. С. 82–93. doi:10.22449/0233-7584-2017-4-82-93
7. Моделирование динамики вод в Керченском проливе и предпроливных зонах / под ред. В. А. Иванова. Севастополь : МГИ, 2010. 206 с.
8. Система морских ретроспективных расчетов и прогнозов гидрометеорологических характеристик Азовского моря и Керченского пролива / Н. А. Дианский [и др.] // Экология. Экономика. Информатика. Серия: Геоинформационные технологии и космический мониторинг. 2020. Т. 2, № 5. С. 131–140. EDN GBWEBF. doi:10.23885/2500-123X-2020-2-5-131-140
9. *Stanev E. V., Grashorn S., Zhang Y. J.* Cascading ocean basins: numerical simulations of the circulation and interbasin exchange in the Azov-Black-Marmara-Mediterranean Seas system // Ocean Dynamics. 2017. Vol. 67. P. 1003–1025. doi:10.1007/s10236-017-1071-2
10. NEMO Ocean Engine / G. Madec [et al.]. France : Institut Pierre-Simon Laplace. (Note du Pôle de modélisation de l'Institut Pierre-Simon Laplace ; No. 27). URL: <https://www.nemo-ocean.eu/doc/node1.html> (date of access: 05.03.2023).
11. *Mesinger F., Arakawa A.* Numerical Methods Used in Atmospheric Models. WMO-ICSU Joint Organizing Committee, 1976. Vol. 1. 64 p. (GARP Publications Series ; No. 17).
12. *Leclair M., Madec G.* A conservative leapfrog time stepping method // Ocean Modelling. 2009. Vol. 30, iss. 2–3. P. 88–94. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2009.06.006>
13. Долгопериодная изменчивость термохалинных характеристик Азовского моря на основе численной вихререзающей модели / А. И. Мизюк [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2019. Т. 35, № 5. С. 496–510. doi:10.22449/0233-7584-2019-5-496-510
14. *Мизюк А. И., Коротаев Г. К.* Черноморские внутривихревые линзы по результатам численного моделирования циркуляции бассейна // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2020. Т. 56, № 1. С. 112–122. doi:10.31857/S0002351520010101
15. *Roulet G., Madec G.* Salt conservation, free surface, and varying levels: A new formulation for ocean general circulation models // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2000. Vol. 105, iss. C10. P. 23927–23942. <https://doi.org/10.1029/2000JC900089>
16. *Mizyuk A. I., Puzina O. S.* Sea ice modeling in the Sea of Azov for a study of long-term variability // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. 2019. Vol. 386. 012023. doi:10.1088/1755-1315/386/1/012023
17. *Толкаченко Г. А., Маньковский В. И., Соловьев М. В.* Гидрооптические наблюдения в прибрежных водах Южного берега Крыма летом и осенью 2001 г. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Севастополь, 2003. Вып. 2 (7). С. 93–99.
18. *Иванов В. А., Белокопытов В. Н.* Океанография Черного моря. Севастополь, 2011. 212 с.
19. *Mizyuk A. I., Lishaev P. N., Puzina O. S.* Estimation of the Azov Sea state based on the Black Sea hydrography // Journal of Physics: Conference Series. 2020. Vol. 1675. 012120. doi:10.1088/1742-6596/1675/1/012120

*Сведения об авторах:*


**Мизюк Артем Игоревич**, старший научный сотрудник, отдел динамики океанических процессов, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат физико-математических наук, **ORCID ID: 0000-0003-4885-354X**, **ResearcherID: C-6125-2016**, [artem.mizyuk@mhi-ras.ru](mailto:artem.mizyuk@mhi-ras.ru)

**Пузина Оксана Сергеевна**, младший научный сотрудник, отдел динамики океанических процессов ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), **ORCID ID: 0000-0002-1637-4475**, [oksana\\_puzina@mhi-ras.ru](mailto:oksana_puzina@mhi-ras.ru)

**Коротаев Геннадий Константинович**, научный руководитель ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), член-корреспондент РАН, доктор физико-математических наук, профессор, **ResearcherID: K-3408-2017**, [gkorotaev@gmail.com](mailto:gkorotaev@gmail.com)

## Межгодовая изменчивость термических характеристик верхнего 1000-метрового слоя внутропической зоны северо-западной части Тихого океана на рубеже XX–XXI веков

И. Д. Ростов , Е. В. Дмитриева, Н. И. Рудых

*Тихоокеанский океанологический институт им. В. И. Ильичева Дальневосточного отделения  
Российской академии наук, Владивосток, Россия*  
 *rostov@poi.dvo.ru*

Поступила в редакцию 13.06.2022; одобрена после рецензирования 06.12.2022;  
принята к публикации 16.01.2023.

### Аннотация

**Цель.** Определить тенденции и пространственно-временные особенности межгодовых изменений температуры воды на поверхности (ТПО) и в верхнем 1000-метровом слое внутропической зоны северо-западной части Тихого океана и дать анализ их возможных причинно-следственных связей с крупномасштабными и региональными процессами в океане и атмосфере за отдельные фазы современного периода глобального потепления.

**Методы и результаты.** Для анализа данных климатических массивов NOAA использовались методы кластерного, корреляционного, регрессионного анализа и аппарата эмпирических ортогональных функций. Полученные результаты позволили охарактеризовать тенденции межгодовой динамики термических характеристик верхнего, промежуточного и глубинного слоев отдельных районов при различных условиях 20-летних фаз 40-летнего периода современных климатических изменений и дать количественную оценку их особенностей и статистической значимости.

**Выводы.** В целом по региону в обе фазы современного периода климатических изменений наблюдались положительные статистически значимые тренды среднегодовой ТПО, величина которых в 1982–2000 гг. была в 1,3–1,5 раза выше, чем в 2000–2021 гг. В течение второго периода площадь области с положительными трендами ТПО значительно сократилась и локализовалась в северо-западной части исследуемой акватории. В отличие от ТПО положительные тренды температуры воды в толще вод верхнего 1000-метрового слоя в этот период прослеживаются на большей части исследуемой акватории. Наиболее масштабно корреляционные связи вариаций теплосодержания верхнего слоя океана с процессами в океане и атмосфере проявляются через климатические индексы *NPGO*, *PDO*, *WP*, *PTW* и аномалии поля геопотенциала  $\Delta H_{500}$ .

**Ключевые слова:** северо-западная часть Тихого океана, внутропическая зона, современные климатические изменения, региональные особенности, температура воды, тренды потепления, климатические индексы, корреляционные связи


**Благодарности:** работа выполнена в рамках Комплексной межведомственной программы «Экологическая безопасность Камчатки: изучение и мониторинг опасных природных явлений и антропогенных воздействий» (НИОКТР 122012700198-9).

**Для цитирования:** Ростов И. Д., Дмитриева Е. В., Рудых Н. И. Межгодовая изменчивость термических характеристик верхнего 1000-метрового слоя внутропической зоны северо-западной части Тихого океана на рубеже XX–XXI веков // Морской гидрофизический журнал. 2023. Т. 39, № 2. С. 157–176. EDN ALOUMA. doi:10.29039/0233-7584-2023-2-157-176

© Ростов И. Д., Дмитриева Е. В., Рудых Н. И., 2023

## Interannual Variability of Thermal Characteristics of the Upper 1000-meter Layer in the Extratropical Zone of the Northwestern Part of the Pacific Ocean at the Turn of the XX–XXI Centuries

I. D. Rostov , E. V. Dmitrieva, N. I. Rudykh

*V. I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia*  
 *rostov@poi.dvo.ru*

### Abstract

**Purpose.** The purpose of the study is to determine the trends and the spatio-temporal features of interannual changes in the sea surface temperature (SST) and in the upper 1000-meter layer in the extratropical zone of the northwestern Pacific Ocean, and to analyze their possible causal relationships with the large-scale and regional processes in the ocean and atmosphere over the certain phases of the modern period of global warming.

**Methods and Results.** To analyze the NOAA climatic data sets, the methods of cluster, correlation and regression analysis, and also the apparatus of empirical orthogonal functions were used. The results obtained made it possible to characterize the trends in interannual dynamics of thermal characteristics of the upper, intermediate and deep layers in the certain areas under various conditions of the 20-year phases of the 40-year period of modern climate changes, and to quantify their features and statistical significance.

**Conclusions.** In general, in the above region during the both phases of the modern period of climate changes, observed were the positive statistically significant trends in the annual average SST, the values of which in 1982–2000 were 1.3–1.5 times higher than those in 2000–2021. During the second period, the area of positive SST trends decreased significantly and was localized in the northwestern part of the area under study. In contrast to the SST, at the same period, positive trends of the water column temperature in the upper 1000-m layer were traced over most of the area under study. The correlations between the variations in the ocean upper layer heat content and the processes in the ocean and atmosphere are most extensively manifested through the climatic indices *NPGO*, *PDO*, *WP*, *PTW*, and the anomalies in the geopotential field  $\Delta H_{500}$ .

**Keywords:** northwestern part of the Pacific Ocean, extratropical zone, modern climate changes, regional features, water temperature, warming trends, climate indices, correlations

**Acknowledgments:** The study was carried out within the framework of the Comprehensive Interdepartmental Program “Ecological Safety of Kamchatka: Study and Monitoring of Hazardous Natural Phenomena and Human Impacts” (NIOKTR 122012700198-9).

**For citation:** Rostov, I.D., Dmitrieva, E.V. and Rudykh, N.I., 2023. Interannual Variability of Thermal Characteristics of the Upper 1000-meter Layer in the Extratropical Zone of the Northwestern Part of the Pacific Ocean at the Turn of the XX–XXI Centuries. *Physical Oceanography*, 30(2), pp. 141–159. doi:10.29039/1573-160X-2023-2-141-159

### Введение

В условиях современного глобального потепления основные тенденции межгодовой и междекадной изменчивости термических характеристик вод океана являются как отражением природной цикличности и внутренней динамики климатической системы океан – атмосфера – континент, так и следствием ее энергетического дисбаланса в результате усиливающегося антропогенного воздействия на эти геосферы, приводящего к накоплению избыточ-

ного тепла [1, 2]. Прослеживаются отдельные фазы с различной скоростью потепления, формирующиеся при смене климатических режимов, характеристик крупномасштабной атмосферной и океанической циркуляции, удаленного воздействия и под влиянием локальных физико-географических условий [3, 4].

Отдельные десятилетия, называемые фазами ускоренного потепления, характеризуются быстрым повышением средней глобальной температуры приземного воздуха ( $T_a$ ) и температуры поверхности океана (ТПО), другие – ослаблением тенденций к потеплению, или фазами перерыва в этом процессе [5]. Так, на рубеже XX–XXI вв. произошли сдвиги климатического режима планеты в сторону ускоренного потепления в конце 1970-х гг. [3], после которого последовала пауза (*hiatus*), начавшаяся в конце 1990-х гг., а глобальное потепление в течение первого десятилетия XXI в. замедлилось или даже остановилось [3, 5, 6]. Вместе с тем эта пауза является результатом перераспределения тепла внутри и между океанами, а не показателем изменения темпов потепления всей Земли [7], тенденции которого продолжают доминировать [1]. Примерно с 2012 г. глобальная поверхностная температура вновь стала повышаться по сравнению с климатическими нормами<sup>1</sup>. Исследуемый район охватывает акватории западной части Берингова моря – на севере, ячейки западного субарктического циклонического круговорота – в центре, энергоактивную зону (ЭАЗО) Курисио – Ойясио – на юго-западе, а также области переходной межструктурной зоны и Продолжения Курисио – на юге. В нем расположены зоны субарктической, субтропической структур вод и их модификаций, разделенные субарктическим фронтом и зоной смешения, характеристики которых, как и схема основных течений региона, хорошо изучены [8–11]. Большая протяженность, циркуляционные особенности атмосферы и океана являются причинами существенных различий погодно-климатических условий в этом районе, которые зависят здесь, главным образом, от взаимодействия трех основных барических образований, являющихся сезонными центрами действия атмосферы (ЦДА): алеутского минимума (алеутской депрессии), северотихоокеанского (гавайского) максимума и сибирского зимнего антициклона, которые определяют характеристики поля ветра и состояние верхнего слоя океана. Важная роль в процессах формирования крупномасштабных аномалий термических характеристик атмосферы и океана и термического режима исследуемого района принадлежит ЭАЗО Курисио – Ойясио. С ней связано увеличение потоков тепла и влаги с поверхности океана в результате адвекции тепла из тропиков в умеренные и высокие широты и его перераспределение между различными районами. Важнейшее влияние ЭАЗО оказывает на процессы, происходящие не только в сопредельных областях океана, но и в климатической системе Земли [4, 12].

В межгодовой изменчивости аномалий ТПО (АТПО), теплосодержания верхних слоев океана и атмосферного давления прослеживается влияние не-

---

<sup>1</sup> IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate / eds. H.-O. Pörtner [et al.]. IPCC, 2019. 755 p. In press. URL: <https://www.ipcc.ch/report/srocc> (date of access: 09.06.2022).

скольких главных доминирующих режимов – крупномасштабных мод колебаний в системе океан – атмосфера, вызванных как ее внутренней изменчивостью, так и удаленным воздействием [2, 4]. Они параметризуются соответствующими климатическими индексами (КИ): *AMO*, *IPO*, *NP*, *NPGO*, *PDO*, *SOI* и *WP* [13, 14]. Существенный вклад в вариации температуры воды ( $T_w$ ) на поверхности и в нижележащих слоях вносят флуктуации потока Продолжения Куроисио и положения фронтальных зон [2, 15, 16]. Внутренняя изменчивость этих мод, как и отдельных КИ, является комбинацией различных процессов [2] и определяется положением и выраженностью ЦДА в различные сезоны, а удаленное воздействие – процессами планетарного масштаба [14].

Исследуемый район является своеобразным индикатором и ключом к пониманию современных экосистемных тенденций, прослеживающихся на акватории Тихого океана, где климатические сигналы могут быть обнаружены раньше, чем последующие изменения климатического режима [11, 17]. В последние четыре десятилетия на его акватории отмечалась наибольшая в пределах всего бассейна Тихого океана скорость увеличения  $T_a$  и ТПО, а вклад тренда в суммарную дисперсию среднегодовой ТПО достигал 30–40% [4, 18]. Наибольшие тренды этих параметров наблюдались в западной части Берингова моря и у восточного побережья Камчатки. Одновременно в ряде районов северо-западной части Тихого океана отмечались тренды увеличения  $T_w$  на различных горизонтах [17] и теплосодержания верхнего 700-метрового слоя [2].

Последние годы стали одними из самых теплых в истории наблюдений, что не могло не сказаться на состоянии экосистем региона. Осенью 2020 г. на акватории Авачинской бухты и в других районах юго-восточного побережья Камчатки произошла экологическая катастрофа, которая сопровождалась изменением цвета и появлением пены на поверхности воды и привела к массовой гибели морских гидробионтов (до 95% бентоса) <sup>2</sup> [19]. Подобные явления, обусловленные вспышкой массового цветения вредоносных водорослей и получившие название «красные приливы», наблюдались в бухтах Камчатки в отдельные годы и ранее, в 2021 г. они вновь повторились в районе Южных Курил и у восточного побережья о. Хоккайдо. В эпоху современных климатических изменений частота и масштаб «красных приливов» существенно возросли, и динамика этих взаимосвязей требует дальнейшего всестороннего изучения [11]. В настоящее время недооцененными являются региональные особенности, количественные характеристики и трехмерная структура климатических трендов межгодовых изменений термических характеристик исследуемого района на основе совокупности имеющихся данных наблюдений, современных ассимиляционных моделей и реанализа. В последние годы одновременно с развертыванием дистанционных автономных наблюдательных систем и буев создаются, совершенствуются и находят все более широкое применение в ходе исследований климата океана и перспективные системы усвоения (ассимиляции) океанографических данных, такие как *SODA* и *GODAS* [2]. Так, за период 2000–2021 гг. по северо-западной части Тихого океана резко увеличилась доля

---

<sup>2</sup> Доклад о состоянии окружающей среды в Камчатском крае в 2020 году / Министерство природных ресурсов и экологии Камчатского края. Петропавловск-Камчатский, 2021. 385 с. URL: <https://kamgov.ru/files/6175d246c94f93.62211833.pdf> (дата обращения: 20.02.2023).

информации, поступающей в базы данных и систему *GODAS* с наблюдательной сети ныряющих буев *ARGO*, – до 314 тыс. профилей (без учета окраинных морей) [20]. Далее в настоящей работе использовались данные *GODAS* именно за этот период.

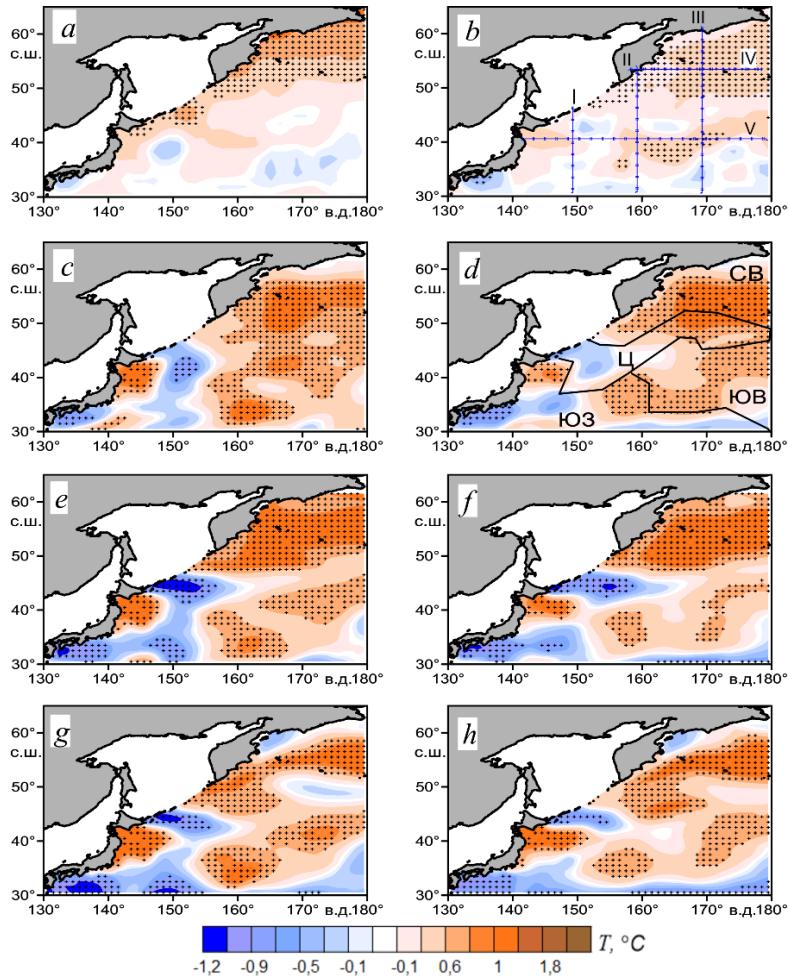
Цель исследований – определение тенденций и пространственно-временных особенностей межгодовых изменений ТПО и температуры воды верхнего 1000–метрового слоя в исследуемом районе и анализ их возможных причинно-следственных связей с крупномасштабными и региональными процессами в океане и атмосфере за отдельные фазы современного 40-летнего периода глобального потепления. Использование совокупности имеющихся данных наблюдений, современных ассимиляционных моделей и реанализа позволило описать трехмерную структуру изменчивости температуры воды в различных районах, охарактеризовать степень неоднородности реакции акваторий исследуемых регионов на происходящие глобальные климатические изменения и дать количественную оценку их региональных особенностей.

### Данные и методы

Для анализа межгодовых изменений температуры воды использовались данные оптимальной интерполяции температуры на поверхности океана (ТПО на сетке  $1^\circ \times 1^\circ$ ) *NOAA OI SST V2* за 1982–2021 гг. (раздел сайта <https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.noaa.oisst.v2.html>), а также потенциальной температуры на различных горизонтах из модели системы усвоения океанографических данных *GODAS* [21] в узлах сетки  $0,3^\circ \times 1^\circ$  (<https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.godas.html>) за 2000–2021 гг. и материалы постоянно пополняемой базы данных *WOD18* [20]. Использовались также данные реанализа полей давления, ветра и потоков тепла на поверхности океана и ряды климатических (циркуляционных) индексов [14]: *AMO*, *NP*, *NPGO*, *PDO*, *SOI*, *WP* с учетом их сезонности. Перечисленные данные были получены с сайтов *NOAA* <https://psl.noaa.gov/data/gridded/index.html> и <https://psl.noaa.gov/data/climateindices/list/>.

Проводился расчет статистик и разложение полей аномалий исследуемых рядов на главные компоненты ЭОФ по единой методике [4], дополненной регрессионным анализом. Также по данным *GODAS* были рассчитаны величины аномалий интегральной температуры ( $\Delta Q_T$ ) (пропорциональные аномалиям теплосодержания без учета соответствующих констант и объемных характеристик) в узлах сетки для различных слоев от поверхности до глубины 950 м [18]. С учетом продолжительности летнего и зимнего муссонов и внутригодового хода  $T_a$  и ТПО были выбраны условно теплый, летний (июнь – сентябрь), и условно холодный, зимний (ноябрь – март), сезоны (периоды) года. С использованием данных по межгодовой изменчивости ( $\Delta Q_T$ ) верхнего слоя 5–200 м в зимний сезон методами кластерного анализа по трем главным компонентам ЭОФ выделены четыре обособленных района, расположенных в различных частях акватории региона: северо-восточный (СВ), центральный (Ц), юго-восточный (ЮВ) и юго-западный (ЮЗ) (рис. 1, *d*). В дальнейшем путем простого осреднения сеточных данных в этих районах рассчитывался многолетний ход аномалий температуры воды на каждом из 31 горизонта *GODAS*

и интегральной средней температуры в отдельных слоях – верхнем, подповерхностном (5–200 м), промежуточном (200–460 м) и глубинном (460–950 м).



**Р и с. 1.** Тренды аномалий ТПО, °C/10 лет (*a, b*) и нормализованных величин аномалий интегральной температуры ( $\Delta Q_T$ ) в слоях 5–200 м (*c, d*), 200–460 м (*e, f*), 460–950 м (*g, h*) в теплый (слева) и холодный (справа) сезоны за 2000–2021 гг. Здесь и далее крестиками обозначены узлы сетки, в которых оценки статистически значимы на уровне 95%. На фрагменте *b* показано расположение разрезов (I–V), на фрагменте *d* – выделенных районов (CB, Ц, ЮЗ, ЮВ)

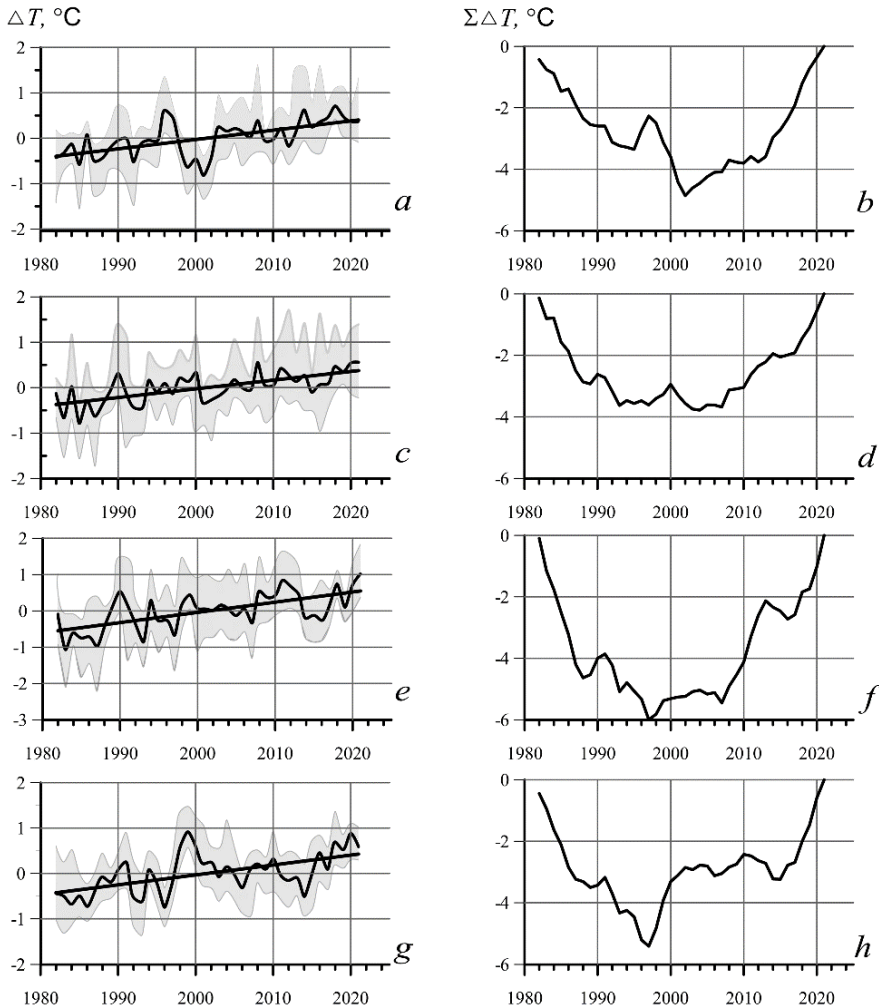
**Fig. 1.** Values of the SST, °C/10 years (*a, b*) and the normalized heat content anomalies ( $\Delta Q_T$ ) trends in the layers 5–200 m (*c, d*), 200–460 m (*e, f*) and 460–950 m (*g, h*) in the warm (left) and cold (right) seasons for 2000–2021. Here and below, crosses denote the grid nodes in which the estimates are statistically significant at the 95% level. Fragment *b* shows the location of sections (I–V), and fragment *d* – the identified areas (NE, C, SW, SE)

### Особенности пространственной и межгодовой изменчивости температуры воды

Расположение выделенных районов в общих чертах согласуется с положением структурных зон, фронтальных границ и схемой основных приповерх-



ностных течений [9–11]. Так, в границах северо-восточного (СВ) района располагается субарктическая структура вод, в границах юго-западного (ЮЗ) – субтропическая. Границы центрального (Ц) района примерно соответствуют расположению субарктического течения и фронта, юго-восточного (ЮВ) – переходной зоне или зоне смешения субарктических и субтропических вод [9, 15]; северная граница юго-западного (ЮЗ) района на западе – зоне смешения Ойясио и северо-восточной ветви Куроисио [8], а восточнее – стрежню Продолжения Куроисио, переходящего в Северо-Тихоокеанское течение, идущее на восток [16].



**Р и с. 2.** Межгодовая изменчивость аномалий среднегодовой ТПО ( $\Delta T$ ) и накопленных аномалий ( $\Sigma\Delta T$ ) в выделенных районах: СВ (*a, b*), Ц (*c, d*), ЮВ (*e, f*), ЮЗ (*g, h*) в 1982–2021 гг. Показан диапазон внутригодовых колебаний, средние значения по району и линейный тренд (жирные линии)

**F i g. 2.** Interannual variability of the annual average SST ( $\Delta T$ ) and the cumulative ( $\Sigma\Delta T$ ) anomalies in the identified domains: NE (*a, b*), C (*c, d*), SE (*e, f*) and SW (*g, h*) in 1982–2021. The ranges of intra-year fluctuations, mean values over the region and linear trend (bold lines) are shown

Межгодовые изменения аномалий ТПО (АТПО) и накопленных АТПО в отдельных районах за весь 40-летний период различаются по амплитудному составу и синхронности колебаний (рис. 2). В целом по региону в обе фазы (периода) климатических изменений (1982–2000 и 2000–2021 гг.) наблюдались положительные статистически значимые тренды среднегодовой ТПО, величина которых на первой фазе была в 1,3–1,5 раза выше, чем на второй (табл. 1). В течение первой фазы в теплый сезон области максимальных положительных статистически значимых трендов (~ 0,5–1,2°C/10 лет) располагались вдоль всей западной границы исследуемого района и в юго-западной части акватории, в холодный сезон – главным образом в ее южном секторе, к востоку от побережья Японии (рисунок не приводится).

Т а б л и ц а 1

Table 1

Тенденции межгодовых изменений АТПО в исследуемых районах за два периода: 1982–2000 и 2000–2021 гг.  
Trends of interannual changes of the SST anomalies in the identified domains for two periods: 1982–2000 and 2000–2021

Район / Area	$\sigma^2$	$b$	$D$	$tr$	$b_w/b_w$	$b_c/b_c$
1982–2000 гг.						
СВ / NW	0,11	0,14	6	0,3	0,33	0,08
Ц / С	0,11	<b>0,35</b>	35	0,7	<b>0,48</b>	<b>0,45</b>
ЮВ / SE	0,24	0,42	23	0,8	0,45	<b>0,57</b>
ЮЗ / SW	0,24	<b>0,54</b>	40	1,0	<b>0,56</b>	<b>0,59</b>
Вся акватория / Whole area	0,09	<b>0,36</b>	45	0,7	<b>0,45</b>	<b>0,42</b>
2000–2021 гг.						
СВ / NW	0,13	<b>0,41</b>	52	0,9	<b>0,57</b>	<b>0,34</b>
Ц / С	0,07	<b>0,24</b>	34	0,5	0,27	0,18
ЮВ / SE	0,15	0,24	17	0,5	0,10	0,27
ЮЗ / SW	0,12	0,17	9	0,4	0,12	0,15
Вся акватория / Whole area	0,06	<b>0,26</b>	50	0,5	<b>0,26</b>	<b>0,23</b>

П р и м е ч а н и е.  $\sigma^2$  – дисперсия среднегодовой ТПО;  $b$  – коэффициент наклона линейного тренда среднегодовой температуры, °C за 10 лет;  $D$  – вклад тренда в суммарную дисперсию, %;  $tr$  – тренд за период наблюдений, °C;  $b_w, b_c$  – величина  $b$  для теплого и холодного сезонов. Здесь и в других таблицах полужирным шрифтом выделены статистически значимые (95%) оценки.

Note.  $\sigma^2$  is variance of the average annual SST;  $b$  is the slope coefficient of the average annual temperature linear trend, °C for 10 years;  $D$  is the trend contribution to the total variance, %;  $tr$  is the trend over the observation period, °C;  $b_w, b_c$  are the values of  $b$  for the warm and cold seasons. Here and in the other tables, the statistically significant (95%) estimates are highlighted in bold.

В течение второго периода величина положительных трендов в среднем по всей акватории уменьшилась и рост ТПО замедлился (табл. 1).

В отличие от трендов АТПО положительные статистически значимые тренды потепления толщи вод 5–1000 м прослеживаются на большей части исследуемой акватории (рис. 1,  $c - h$ ), что соответствует современным региональным и глобальным тенденциям<sup>1</sup> [2, 22]. Пространственно-временные

<sup>1</sup> IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate / eds. H.-O. Pörtner [et al.]. IPCC, 2019. 755 p. In press. URL: <https://www.ipcc.ch/report/srocc> (date of access: 09.06.2022).

особенности распределения трендов ( $\Delta Q_T$ ) в различных слоях формируются в результате сложного взаимодействия разнообразных процессов на поверхности и в толще океана. Первые три моды разложения на ЭОФ поля межгодовых колебаний интегральной температуры в слое 5–200 м отражают главные особенности внутренней структуры этого поля и описывают большую часть (~ 60%) суммарной дисперсии  $\Delta Q_T$ .

Области с отрицательными и положительными трендами  $\Delta Q_T$ , расположенные в юго-западной части исследуемой акватории, можно связать с влиянием локальных особенностей гидрологического режима и изменившегося водообмена с прилегающими районами Филиппинского, Японского и Охотского морей. В этот период в районе ЭАЗО Курисио, к югу от Японии, наблюдались наибольшие потоки и тренды явного и скрытого тепла на поверхности моря и выхолаживание всей толщи вод 1000-метрового слоя [12], что видно на рис. 1, *c – h*. Другая область с отрицательными трендами  $\Delta Q_T$ , расположенная в районе центральных и южных Курильских о-вов, могла сформироваться в результате усиления потока Ойясио и поступления более холодных охотоморских вод [8, 11]. Область с положительными трендами  $\Delta Q_T$ , расположенная южнее о. Хоккайдо и прилегающая к Сангарскому проливу, сформировалась в результате водообмена с прилегающими районами восточной части Японского моря, где в последние десятилетия наблюдались аномальный рост теплосодержания в толще вод верхнего 300-метрового слоя и усиление расходов через проливы [23].

### **Межгодовая изменчивость термических характеристик верхнего 1000-метрового слоя**

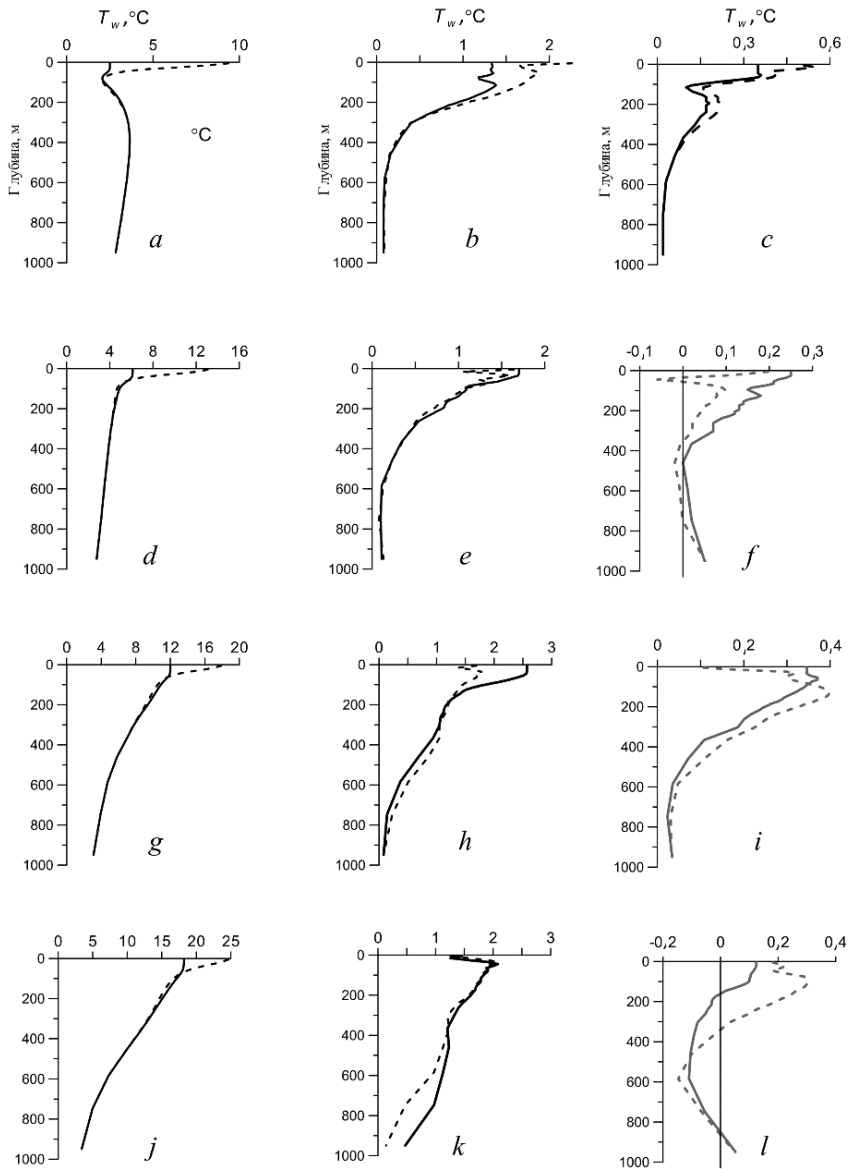
На рис. 3 показано вертикальное распределение  $T_w$ , диапазон ее изменчивости и тренд температуры на различных горизонтах, осредненные в пределах выделенных районов. Максимальные величины сезонных изменений  $T_w$  (2,6°C) наблюдались в холодный сезон (рис. 3, *h*) в верхнем 50-метровом слое района ЮВ. Как и в других районах [12], связь между изменениями температуры на различных горизонтах проявляется в вертикальных профилях трендов  $T_w$  (рис. 3, *c, f, i, l*). В районах СВ и ЮВ наблюдается потепление всей толщи вод верхних 1000 м в оба сезона. В пределах верхнего и промежуточного слоев тренды имеют максимальные значения 0,4–0,6°C/10 лет, которые превосходят соответствующие значения для ТПО (табл. 1).

В других районах знаки тренда  $T_w$  чередуются в зависимости от глубины (рис. 3, *f, l*). Максимальное потепление верхнего и промежуточного слоев происходило в северо-восточном районе и несколько меньшее – в юго-восточном (увеличение на 18–20% и 5–8% соответственно), что и отмечается на рис. 1 и 3. В целом по исследуемому району за последние два десятилетия теплосодержание верхнего 1000-метрового слоя увеличилось на 3%.

Сопоставление рис. 1 и 4 позволяет рассмотреть особенности трехмерной структуры температурных аномалий и трендов потепления/похолодания как внутри каждого района, так и на всей акватории.

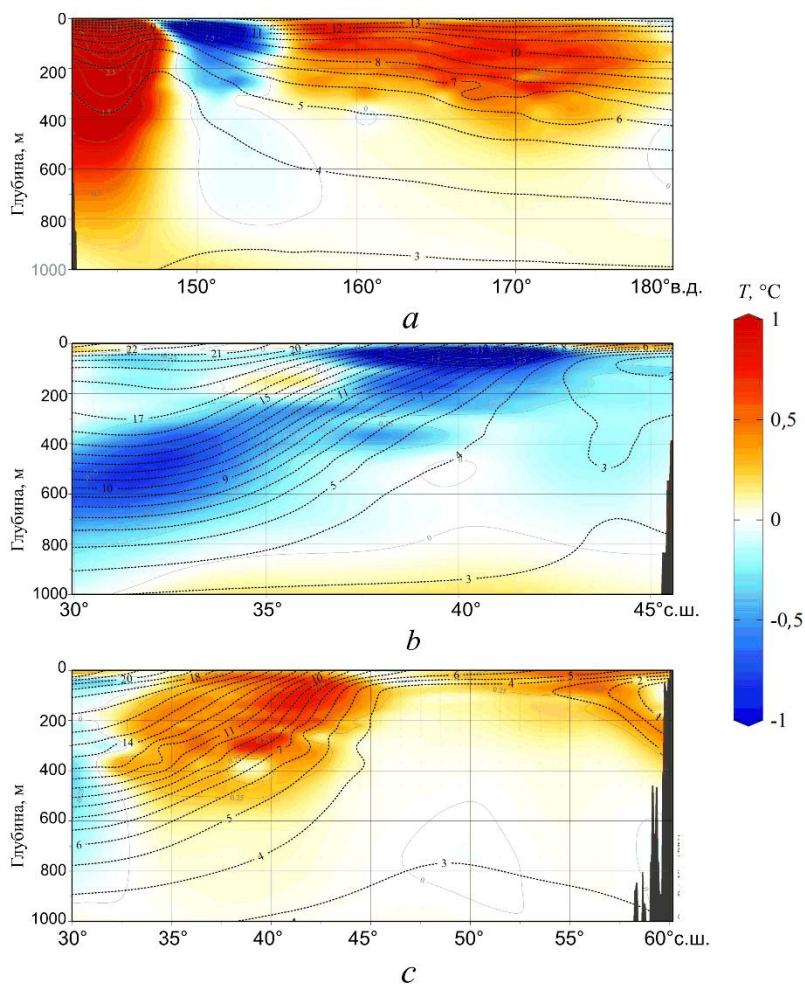
Северный зональный разрез IV вдоль 53° с. ш. (рис. 1, *b*) целиком расположен в северо-восточном районе. В толще вод этого разреза (рисунок не приводится) в оба сезона были выражены только положительные величины тренда

$T_w$ , что полностью согласуется с картами трендов теплосодержания отдельных слоев (рис. 1) и кривыми вертикального распределения тренда (рис. 3). На южном зональном разрезе V по  $40^\circ$  с. ш. (рис. 4, *a*) прослеживаются области потепления большей части толщи вод в районах ЮВ и ЮЗ и локальная зона выхолаживания верхнего 300-метрового слоя в районе Ц между ними.



**Р и с. 3.** Обобщенные кривые вертикального распределения  $T_w$  (*a, d, g, j*), диапазона ее изменений (*b, e, h, k*) и тренда (*c, f, i, l*) в теплый (штриховая) и холодный (сплошная) сезоны 2000–2021 гг. Сверху вниз: районы СВ, Ц, ЮВ, ЮЗ

**F i g. 3.** Generalized curves of vertical distribution  $T_w$  (*a, d, g, j*), range of its changes (*b, e, h, k*) and trend (*c, f, i, l*) in the warm (dotted line) and cold (solid line) seasons in 2001–2021. From top to bottom: the areas NE, C, SE and SW



**Р и с. 4.** Совмещенное вертикальное распределение среднегодовой  $T_w$  (пунктирные линии) и трендов аномалий температуры (выделены цветом) в теплый период 2000–2021 гг. на зональном V (по  $40^\circ$  с. ш.) (a) и меридиональных I (по  $150^\circ$  в. д.) (b) и III (по  $170^\circ$  в. д.) (c) разрезах. Расположение разрезов показано на рис. 1, b

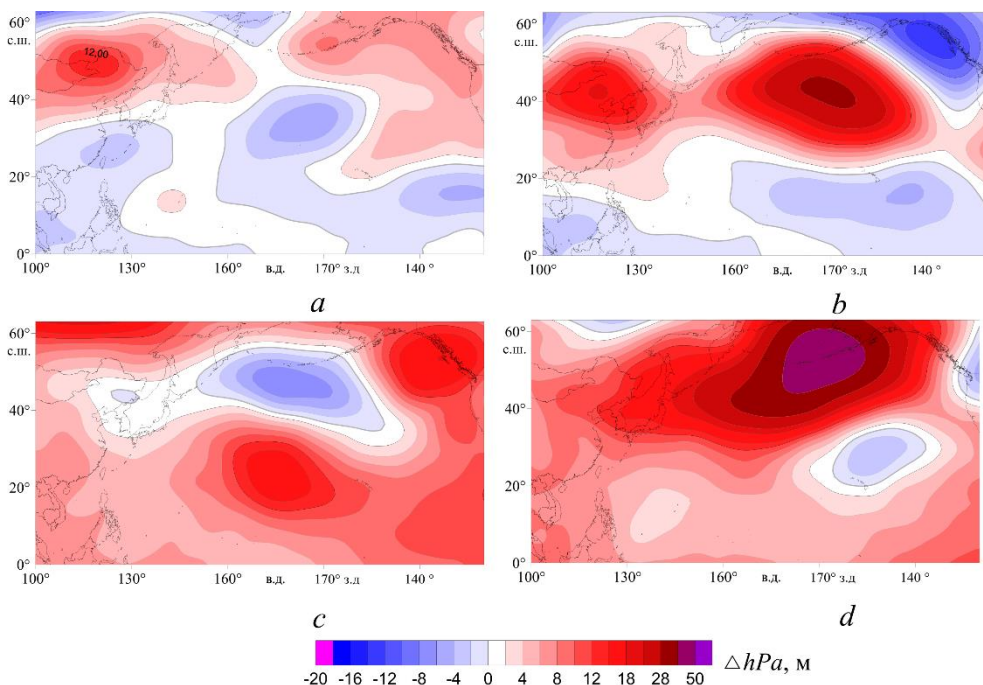
**Fig. 4.** Joint vertical distribution of the average annual  $T_w$  (dotted lines) and the temperature anomaly trends (highlighted in color) at the zonal V (at  $40^\circ$  N) (a) and meridional I (at  $150^\circ$  E) (b) and III (at  $170^\circ$  E) (c) sections for the warm period in 2000–2021. The section locations are shown in Fig. 1, b

Меридиональный разрез I по  $150^\circ$  в. д. (рис. 4, b) пересекает районы Ц и ЮЗ. На границе этих районов, в центральной части разреза, где расположена зона субарктического фронта, в верхнем слое наблюдаются наибольшие горизонтальные градиенты температуры и область отрицательных трендов  $T_w$ , до  $-0,8 \dots -0,9^\circ\text{C}/10$  лет. Другая область наибольшего выхолаживания локализована в слое 300–600 м в районе ЮЗ, что существенно превосходит глубину проникновения сезонных колебаний с поверхности [17]. Причиной формирования этой аномалии может быть адвекция вод с запада. В этом слое отмечались отрицательные тренды  $T_w$  в толще вод ЭАЗО Курошио к югу от Японии

[12]. Положительные статистически значимые тренды потепления на этом разрезе не выражены. Меридиональный разрез III вдоль 170° в. д. (рис. 4, с) пересекает акваторию всех четырех выделенных районов. В 800-метровом слое его южной части также прослеживается область с ослабленными, по сравнению с показанными на разрезе I, отрицательными трендами  $T_w$ . К северу от нее на всем протяжении района ЮВ располагается область максимального потепления толщи вод верхнего и промежуточного слоев, до 0,5–0,7°C/10 лет. Данные обоих разрезов хорошо согласуются с картами трендов теплосодержания отдельных слоев (рис. 1).

### Корреляционные связи изменчивости термических характеристик с крупномасштабными и региональными процессами в океане и атмосфере

Корреляционные связи, характеризующие влияние различных циркуляционных механизмов и крупномасштабных аномалий барического и термического полей в океане и атмосфере на региональные особенности термического режима исследуемого района, сложны и многообразны [4, 12, 24]. Был проведен взаимный корреляционный и регрессионный анализ временных рядов межгодовых аномалий ТПО и аномалий интегральной температуры ( $\Delta Q_T$ ) в слое 0–200 м с климатическими индексами и другими параметрами, характеризующими состояние и динамику климатической системы за два периода: 1982–2000 гг. (первый период) и 2000–2021 гг. (второй период).



**Рис. 5.** Тренды аномалий геопотенциала  $\Delta H_{500}$  в 1980–2000 гг. (a, b) и в 2000–2021 гг. (c, d) в теплый (слева) и холодный (справа) сезоны

**Fig. 5.** Trends in the geopotential  $\Delta H_{500}$  anomalies in 1980–2000 (a, b) and 2000–2021 (c, d) for the warm (left) and cold (right) seasons

Одним из важных климатических показателей, характеризующих состояние барической системы, является поле геопотенциала изобарической поверхности 500 гПа ( $AT_{500}$ ) в средней тропосфере. Вариации главных мод ЭОФ аномалий геопотенциала ( $\Delta H_{500}$ ) в регионе тесно связаны с колебаниями ТПО, поля ветра и различных климатических индексов [4, 12]. В оба сезона в течение 1982–2021 гг. при переходе от первого ко второму периоду на большей части внетропической зоны океана наблюдались смена знака тренда аномалий  $\Delta H_{500}$  и формирование области его положительных значений в центре района, до 3–4 дам/10 лет (рис. 5). При переходе от первого ко второму периоду в северной части района исследований в холодный сезон наблюдалось статистически значимое ослабление ветров северных румбов и, как отмечалось выше, уменьшение трендов ТПО в целом по акватории примерно в 1,5 раза.

В связи с перестройкой атмосферной циркуляции величина и знак трендов климатических индексов ( $b$ ), как и характер корреляционных связей колебаний ТПО и наиболее значимых КИ, также изменились (табл. 2).

Т а б л и ц а 2  
Table 2

**Коэффициенты корреляции ТПО выделенных районов с климатическими индексами (КИ) в теплый и холодный (в скобках) сезоны за два периода в течение 1982–2021 гг.**  
**Correlation coefficients of SST in the identified areas with climate indices (CI) for the warm and cold (in brackets) seasons for two periods during 1982–2021**

Показатель и районы / Index and areas	$K_1\Delta H_{500}$	$PDO$	$NP$	$AD$	$AMO$	$NPGO$	$IPO$
1982–2000 гг.							
$b$	0,1 (0,4)	0,5 (-0,7)	-(0,6)	-0,2 (-)	<b>0,2 (0,1)</b>	0,1 (0,0)	-0,4 (-0,4)
СВ / NE	-0,4 (0,1)	0,2 (0,2)	-(0,1)	0,1 (-)	0,1 (0,1)	-0,3 (-0,4)	0,1 (0,2)
Ц / С	0,2 (0,3)	<b>-0,7 (-0,7)</b>	-(0,3)	<b>-0,5 (-)</b>	0,2 ( <b>0,5</b> )	0,4 (0,0)	<b>-0,6 (-0,1)</b>
ЮВ / SE	<b>0,6 (0,5)</b>	<b>-0,9 (-0,9)</b>	-( <b>0,5</b> )	<b>-0,5 (-)</b>	0,3 (0,3)	0,4 (0,0)	<b>-0,7 (-0,3)</b>
ЮЗ / SW	<b>0,6 (0,1)</b>	<b>-0,8 (-0,6)</b>	-(0,3)	<b>-0,6 (-)</b>	<b>0,5 (0,6)</b>	<b>0,7 -0,3</b>	<b>-0,6 (-0,2)</b>
Весь р-он / Whole area	0,4 (0,4)	<b>-0,8 (-0,8)</b>	-(0,4)	<b>-0,5 (-)</b>	0,4 ( <b>0,5</b> )	0,4 (0,0)	<b>-0,6 (-0,2)</b>
2000–2021 гг.							
$b$	<b>0,7 (0,6)</b>	0,3 (0,4)	-( <b>1,4</b> )	0,0 (-)	0,0 (0,0)	<b>-1,5 (-1,6)</b>	0,0 (0,2)
СВ / NE	0,3 ( <b>0,6</b> )	0,2 (0,3)	-( <b>0,4</b> )	0,0 (-)	0,3 (0,2)	-0,4 ( <b>-0,8</b> )	-0,1 (0,2)
Ц / С	0,2 ( <b>0,6</b> )	-0,3 ( <b>-0,5</b> )	-( <b>0,6</b> )	0,0 (-)	0,2 (-0,1)	0,0 ( <b>-0,4</b> )	-0,4 (-0,3)
ЮВ / SE	-0,1 ( <b>0,6</b> )	<b>-0,7 (-0,6)</b>	-( <b>0,6</b> )	0,3 (-)	0,1 (0,0)	0,4 (-0,2)	-0,4 ( <b>-0,5</b> )
ЮЗ / SW	<b>-0,5 (-0,2)</b>	-0,1 (-0,3)	-(0,1)	0,2 (-)	-0,2 (0,2)	-0,2 (-0,1)	-0,4 (-0,1)
Весь р-он / Whole area	0,3 ( <b>0,6</b> )	-0,3 ( <b>-0,4</b> )	-( <b>0,7</b> )	-0,3 (-)	0,2 (0,1)	-0,1 ( <b>-0,5</b> )	<b>-0,5 (-0,3)</b>

П р и м е ч а н и е.  $b$  – коэффициент наклона линейного тренда КИ, усл. ед./10 лет;  $K_1\Delta H_{500}$  – временные коэффициенты ЭОФ первой моды вариаций аномалий геопотенциала.

N o t e.  $b$  is the slope coefficient of the CI linear trend, conv. units/10 years; ( $K_1\Delta H_{500}$ ) are the EOF time coefficients of the first mode of geopotential anomaly variations.

Данные табл. 2 указывают на существенно неоднородный характер связей межгодовой изменчивости ТПО с крупномасштабными процессами (КИ), которые в различных районах согласуются только по знаку коэффициентов корреляции. В целом по региону в течение второго периода (2000–2021 гг.) усилилось влияние на ТПО таких показателей динамики атмосферы и океана, как  $K_1\Delta H_{500}$ ,  $NP$ ,  $WP$  и  $NPGO$ . Вместе с тем воздействие  $PDO$ ,  $AD$ ,  $AMO$  и  $IPO$  в этот период ослабло. Механизмы этих процессов, участвующих в формировании аномалий полей ТПО, теплосодержания и их аномалий, являются предметом самостоятельных и многочисленных исследований, в ходе которых показано, что тепловая структура верхнего слоя определяется в основном бюджетом тепла на поверхности, флуктуациями ветра, течений и удаленным воздействием. В промежуточном и глубинном слоях в большей мере отражается влияние адвекции и перемешивания вод [2, 12, 13, 22, 25]. По сравнению с ТПО наиболее масштабно (по площади влияния, длительности и величине коэффициента корреляции) в последние два десятилетия соответствующие корреляционные связи вариаций интегральной температуры в слое 5–200 м и различных индексов проявляются со следующими КИ:  $NPGO$ ,  $PDO$ ,  $WP$ ,  $PTW$ , а также с  $K_1\Delta H_{500}$  (рис. 6).

Интересно отметить, что в районе исследований статистически значимые связи  $SOI$  с колебаниями теплосодержания и ТПО не выражены.

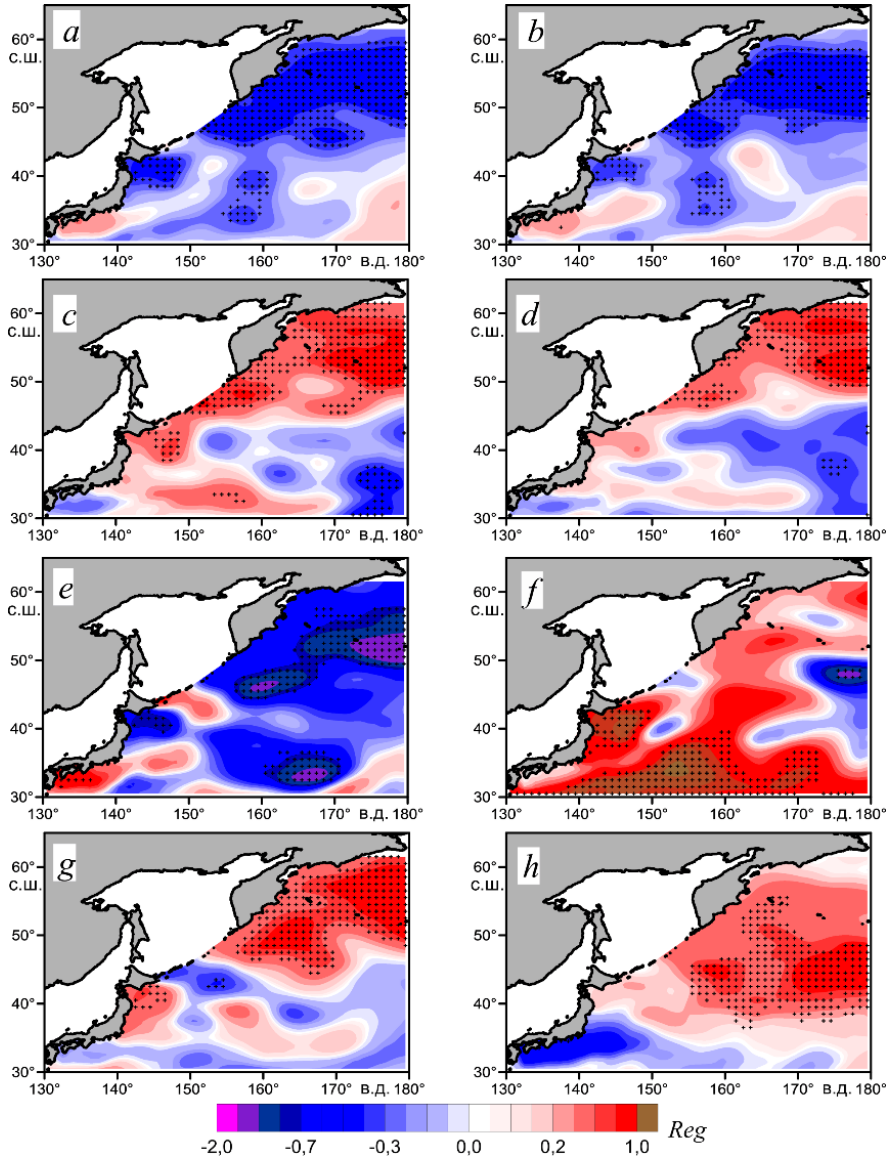
Также в юго-западной части акватории прослеживаются статистически значимые связи вариаций  $\Delta Q_T$  (5–200 м) и величины потоков явного ( $SH$ ) и скрытого ( $LH$ ) тепла на поверхности в области ЭАЗО Куроисио на севере Филиппинского моря [12], как и связи термических условий с положением оси Куроисио, его интенсивности и тепловыми характеристиками [2, 15, 22, 25–27]. Здесь, в полосе широт между  $25^\circ$  и  $45^\circ$  с. ш., океан передает в атмосферу через эти потоки  $\sim 70\%$  тепла, накопленного в экваториальной зоне [24].

В целом первые три моды ЭОФ межгодовых колебаний поля аномалий интегральной температуры верхнего слоя 5–200 м ( $\Delta Q_T$ ) описывают главные особенности его структуры, 60% изменчивости (меньше, чем для ТПО) и тесно связаны с крупномасштабными процессами в океане и атмосфере (табл. 3).

Корреляционные связи межгодовых колебаний  $\Delta Q_T$  в верхнем слое с различными КИ ослабевают по мере увеличения номера моды и ее вклада в суммарную дисперсию изменчивости интегральной температуры. В нижележащих слоях эти связи проявляются с временным лагом 6–12 мес и более, что связано с крупномасштабными особенностями циркуляции океана и атмосферы в исследуемом районе [2, 28]. Ниже приведены оценки величин коэффициентов детерминации (доля объясненной дисперсии  $D$ , %) множественной регрессии вклада совокупности колебаний различных климатических переменных (КИ) за теплый и холодный (в скобках) сезоны и первой – третьей мод ЭОФ среднегодовых аномалий интегрального содержания тепла в слое 5–200 м:



$-K_1\Delta Q_T$ : *NPGO*, ( $K_1\Delta H_{500}$ ), *PNA*, *WP*,  $K_2\Delta H_{500}$ , (*NP*):  $D = 79\%$ ,  
 $-K_2\Delta Q_T$ : *PDO*, ( $K_2\Delta H_{500}$ ), (*EP-NP*), *LH*,  $K_3\Delta H_{500}$ , *PTW*:  $D = 70\%$ ,  
 $-K_3\Delta Q_T$ : (*WP*), (*SH*), (*LH*):  $D = 63\%$ .



**Рис. 6.** Коэффициенты линейной регрессии (*Reg*) колебаний аномалий среднегодовых величин интегральной температуры ( $\Delta Q_T$ ) в слое 5–200 м с климатическими индексами: *NPGO* (*a*, *b*), *PDO* (*c*, *d*), *WP* (*e*, *f*) и  $K_1\Delta H_{500}$  (*g*, *h*) в теплый (слева) и холодный (справа) сезоны 2000–2021 гг.

**Fig. 6.** Linear regression coefficients (*Reg*) of fluctuations in anomalies of the annual average values of the integral temperature ( $\Delta Q_T$ ) in the 5–200 m layer with the climatic indices: *NPGO* (*a*, *b*), *PDO* (*c*, *d*), *WP* (*e*, *f*) and  $K_1\Delta H_{500}$  (*g*, *h*) in the warm (left) and cold (right) seasons, 2000–2021

**Коэффициенты корреляции среднегодовых величин главных компонент ЭОФ аномалий среднегодовой интегральной температуры в слое 5–200 м с различными КИ в 2000–2021 гг.**  
**Correlation coefficients of the average annual values of the EOF anomaly main components of the average annual integral temperature in the 5–200 m layer with different CIs in 2000–2021**

Показатель / Index	<i>PDO</i>	<i>WP</i>	<i>NP (x)</i>	<i>NPGO</i>	<i>PNA</i>	$K_1\Delta H_{500}$	$K_2\Delta H_{500}$
$K_1\Delta Q_T$	0,3 (0,3)	<b>-0,5</b> (0,2)	- ( <b>0,4</b> )	<b>-0,7</b> (-0,7)	<b>0,5</b> (-0,4)	<b>0,5</b> ( <b>0,6</b> )	<b>-0,5</b> (0,4)
$K_2\Delta Q_T$	<b>-0,6</b> (-0,6)	0,0 (0,2)	- (0,3)	0,4 (0,3)	0,1 (-0,2)	-0,1 (0,1)	0,3 ( <b>0,5</b> )
$K_3\Delta Q_T$	0,1 (0,0)	0,0 ( <b>0,8</b> )	- (-0,1)	-0,1 (-0,1)	0,3 (0,4)	0,2 (-0,4)	-0,3 (0,1)

П р и м е ч а н и е.  $K_1$ ,  $K_2$  и  $K_3$  – временные коэффициенты первых мод ЭОФ разложений полей  $\Delta Q_T$  и  $\Delta H_{500}$ .

N o t e.  $K_1$ ,  $K_2$ , and  $K_3$  are the time coefficients of the EOF first modes of decomposition of the  $\Delta Q_T$  and  $\Delta H_{500}$  fields.

Здесь КИ расположены в порядке убывания статистической значимости регрессионных связей с каждой из мод. Наибольший вклад в изменчивость первой моды обеспечивают процессы, параметризуемые *NPGO* [13], второй – *PDO*, третьей – *WP* [14]. Механизмы этих связей сложны и неоднозначны. В ряде исследований отмечается, что с 1990-х гг. в северной части Тихого океана происходила интенсификация субарктического (субполярного) круговорота, а также расширение и смещение к полюсу субтропического круговорота и траекторий циклонов и тайфунов <sup>1</sup> [10, 16, 25], которые становятся более частыми [29]. Одним из показателей десятилетней динамики системы течений региона является индекс *NPGO*, в тенденциях изменений которого в последние два десятилетия наблюдались значимые отрицательные тренды (табл. 2). Колебания *NPGO* отражают изменение интенсивности крупномасштабного северо-тихоокеанского циклонического круговорота [13]. Его колебания обусловлены вариациями ветрового апвеллинга и горизонтальной адвекции регионального и бассейнового масштабов и являются частью режима изменчивости климата, что проявляется в тенденциях колебаний уровня океана [25], ТПО и теплосодержания (табл. 2, 3, рис. 6, *a*, *b*). Изменчивость *NPGO* оказывает удаленное и запаздывающее воздействие на систему течений Куроисио – Ойяисио и прилегающие районы западной части Тихого океана с некоторой фазовой задержкой.

В исследуемый период частота явлений Эль-Ниньо и Ла-Нинья также остается подверженной внутренней десятилетней изменчивости, но без выраженного долгосрочного тренда в их интенсивности, а статистически значимые связи с колебаниями термических характеристик в исследуемом районе не выражены.

<sup>1</sup> IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate / eds. H.-O. Pörtner [et al.]. IPCC, 2019. 755 p. In press. URL: <https://www.ipcc.ch/report/srocc> (date of access: 09.06.2022).

Углубление области положительных аномалий тренда поля давления (геопотенциал  $AT_{500}$ ) в северо-восточной части океана в последние десятилетия свидетельствует об ослаблении алеутской депрессии, перестройке атмосферной (индекс  $NP$ ) и океанической (индекс  $NPGO$ , являющийся океаническим выражением  $NP$  [2, 13]) циркуляции и сопровождается потеплением толщи вод на большей части исследуемого района (табл. 2, рис. 1).

Тихоокеанское десятилетнее колебание ( $PDO$ ) также является доминирующим фактором изменчивости ТПО в северной части Тихого океана в десятилетней шкале времени [30, 31]. Из-за усиления стратификации в процессе глобального потепления в начале XXI в. десятилетняя изменчивость  $PDO$  значительно подавляется, его амплитуда уменьшается, а десятилетний цикл смещается в более высокочастотную полосу [32]. В этот период влияние  $PDO$  на ТПО уменьшилось и проявлялось только в связях со второй модой теплосодержания (табл. 2, 3). Аналогичные тенденции ослабления до статистически не значимых корреляционных связей ТПО и мод ЭОФ теплосодержания верхнего слоя наблюдаются как для индексов  $AMO$  и  $IPO$  – атлантического и тихоокеанского междесятилетних колебаний, так и для  $AD$  – азиатской депрессии.

### Заключение

На рубеже XX–XXI вв. прослеживаются отдельные периоды с различной скоростью потепления. Они формируются при смене климатических режимов, изменениях крупномасштабной атмосферной и океанической циркуляции, зависят от удаленных воздействий и локальных физико-географических условий. Эти процессы привели к существенной перестройке полей ТПО и теплосодержания различных слоев в толще вод океана, формированию крупномасштабных аномалий и по-разному выражаются как на обеих фазах межгодовой изменчивости, так и в отдельных участках акватории исследуемого района.

В целом по региону в обе фазы климатических изменений (1982–2000 и 2000–2021 гг.) наблюдались положительные статистически значимые тренды среднегодовой ТПО, величина которых в первой фазе была в 1,3–1,5 раза выше, чем во второй. В течение первой фазы максимальная скорость потепления поверхности океана наблюдалась в теплый сезон в отдельных районах западной части Берингова моря, у восточного побережья Камчатки и Курильских о-вов и в юго-западной части акватории, в холодный сезон – главным образом в ее южном секторе, к востоку от побережья о. Хонсю. В течение теплого сезона второй фазы площадь области с положительными трендами ТПО значительно сократилась и локализовалась в северо-западной части исследуемой акватории.

В отличие от трендов ТПО положительные статистически значимые тренды температуры воды различных слоев нижележащей толщи вод 5–1000 м прослеживаются на большей части исследуемой акватории, что указывает на совпадение с современными тенденциями в других регионах. Восточнее  $155^\circ$  с. ш. в этом диапазоне глубин наблюдается потепление всей толщи. Здесь тренды температуры положительны в оба сезона, а в верхнем и промежуточном слоях их величины достигают максимальных значений  $0,4$ – $0,6^\circ\text{C}/10$  лет, что отразилось в возрастании теплосодержания этих слоев в северо-восточном районе исследуемой акватории на 18–20%, в юго-восточном районе – на 5–8%.

В других районах наблюдаются небольшие отрицательные тренды  $T_w$  в приповерхностном слое и выхолаживание промежуточного и глубинного слоев.

Вариации главных мод ЭОФ аномалий геопотенциала ( $\Delta H_{500}$ ) в северной части Тихого океана тесно связаны с колебаниями ТПО, поля ветра и различных климатических индексов. В целом по региону в течение второго периода (2000–2021 гг.) усилилось влияние на ТПО таких показателей характеристик барического поля и состояния океана, как аномалии геопотенциала  $\Delta H_{500}$ ,  $NP$ ,  $WP$ ,  $NPGO$ . В этот период соответствующие корреляционные связи вариаций теплосодержания верхнего слоя проявляются со следующими КИ:  $NPGO$ ,  $PDO$ ,  $WP$ ,  $PTW$ , а также с наиболее энергонесущими модами ЭОФ  $\Delta H_{500}$ . В промежуточном слое они затухают и сохраняются только для  $WP$  и ЭОФ  $\Delta H_{500}$ . В районе исследований статистически значимые связи  $SOI$  как с колебаниями теплосодержания, так и с ТПО не выражены.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Johnson G. C., Lyman J. M. Warming trends increasingly dominate global ocean // *Nature Climate Change*. 2020. Vol. 10. P. 757–761. doi:10.1038/s41558-020-0822-0
2. Interannual to Decadal Variability of the Upper-Ocean Heat Content in the Western North Pacific and Its Relationship to Oceanic and Atmospheric Variability / H. Na [et al.] // *Journal of Climate*. 2018. Vol. 31, iss. 13. P. 5107–5125. doi:10.1175/JCLI-D-17-0506.1
3. On the Pacific Ocean regime shift / C. Stephens [et al.] // *Geophysical Research Letters*. 2001. Vol. 28, iss. 19. P. 3721–3724. doi:10.1029/2000GL012813
4. Ростов И. Д., Дмитриева Е. В., Рудых Н. И. Климатические изменения термических условий в тихоокеанской субарктике в условиях современного глобального потепления // *Морской гидрофизический журнал*. 2021. Т. 37, № 2. С. 162–178. doi:10.22449/0233-7584-2021-2-162-178
5. Externally Forced and Internally Generated Decadal Climate Variability Associated with the Interdecadal Pacific Oscillation / G. A. Meehl [et al.] // *Journal of Climate*. 2013. Vol. 26, iss. 18. P. 7298–7310. doi:10.1175/jcli-d-12-00548.1
6. Changes in Earth's Energy Budget during and after the «Pause» in Global Warming: An Observational Perspective / N. G. Loeb [et al.] // *Climate*. 2018. Vol. 6, iss. 3. 62. doi:10.3390/cli6030062
7. Nieves V., Willis J. K., Patzert W. C. Recent hiatus caused by decadal shift in Indo-Pacific heating // *Science*. 2015. Vol. 349, iss. 6247. P. 532–535. doi:10.1126/science.aaa4521
8. Истоки Ойясио / Ред. В. Р. Фукс, А. Н. Мичурин. СПб. : Изд-во Санкт-Петербургского университета, 1997. 248 с.
9. Favorite F., Dodimead A. J., Nasu K. Oceanography of the Subarctic Pacific Region, 1960–71 // *International North Pacific Fisheries Commission*. Vancouver, Canada. Bulletin Number 33. Japan, Tokyo : Kenkyusha Printing Company, 1976. 187 p. URL: <https://npafc.org/wp-content/uploads/Bulletin-33.pdf> (date of access 9.06.2022).
10. Interdecadal variability of the Western Subarctic Gyre in the North Pacific Ocean / H. Kuroda [et al.] // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2021. Vol. 169. 103461. doi:10.1016/j.dsr.2020.103461
11. Yasuda I. Hydrographic Structure and Variability in the Kuroshio-Oyashio Transition Area // *Journal of Oceanography*. 2003. Vol. 59. P. 389–402. doi:10.1023/A:1025580313836
12. Ростов И. Д., Дмитриева Е. В., Рудых Н. И. Межгодовая изменчивость термических условий энергоактивной зоны Курошио и сопредельных районов Филиппинского моря // *Метеорология и гидрология*. 2022. № 4. С. 59–78.

13. North Pacific Gyre Oscillation links ocean climate and ecosystem change / E. Di Lorenzo [et al.] // *Geophysical Research Letters*. 2008. Vol. 35, iss. 8. L08607. doi:10.1029/2007GL032838
14. Панин Г. Н., Выручалкина Т. Ю., Соломонова И. В. Региональные климатические изменения в Северном полушарии и их взаимосвязь с циркуляционными индексами // *Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем*. 2010. Т. XXIII. С. 92–108.
15. *Belkin I., Krishfield R., Honjo S.* Decadal variability of the North Pacific Polar Front: Subsurface warming versus surface cooling // *Geophysical Research Letters*. 2002. Vol. 29, iss. 9. P. 65-1–65-4. doi:10.1029/2001GL013806
16. *Qiu B.* Large-Scale Variability in the Midlatitude Subtropical and Subpolar North Pacific Ocean: Observations and Causes // *Journal of Physical Oceanography*. 2002. Vol. 32, iss. 1. P. 353–375. doi:10.1175/1520-0485(2002)032<0353:LSVITM>2.0.CO;2
17. *Бышев В. И., Фигуркин А. Л., Анисимов И. М.* Современные климатические изменения термохалинной структуры вод СЗТО // *Известия ТИНРО*. 2016. Т. 185. С. 215–227. EDN WCAHXF.
18. *Ростов И. Д., Дмитриева Е. В.* Региональные особенности межгодовых изменений температуры воды в субарктической зоне Тихого океана // *Метеорология и гидрология*. 2021. № 2. С. 67–79.
19. Некоторые особенности океанологических условий осеннего цветения микроводорослей у юго-восточного побережья Камчатки / М. К. Пичугин [и др.] // *Подводные исследования и робототехника*. 2020. № 4 (34). С. 70–73. doi:10.37102/24094609.2020.34.4.010
20. World Ocean Database 2018 / T. P. Boyer [et al.] // NOAA Atlas NESDIS 87 / Techn. ed. A. V. Mishonov. 2018. 207 p. URL: <https://www.ncei.noaa.gov/products/world-ocean-database> (date of access 9.06.2022).
21. Hybrid Global Ocean Data Assimilation System at NCEP / S. G. Penny [et al.] // *Monthly Weather Review*. 2015. Vol. 143, iss. 11. P. 4660–4677. doi:10.1175/MWR-D-14-00376.1
22. Budgets for Decadal Variability in Pacific Ocean Heat Content / Z. Hu [et al.] // *Journal of Climate*. 2020. Vol. 33, iss. 17. P. 7633–7678. doi:10.1175/JCLI-D-19-0360.1
23. Decadal variability of the upper ocean heat content in the East/Japan Sea and its possible relationship to northwestern Pacific variability / H. Na [et al.] // *Journal of Geophysical Research*. 2012. Vol. 117, iss. C2. C02017. doi:10.1029/2011JC007369
24. Role of the Gulf Stream and Kuroshio–Oyashio Systems in Large-Scale Atmosphere–Ocean Interaction: A Review / Y.-O. Kwon [et al.] // *Journal of Climate*. 2010. Vol. 23, iss. 12. P. 3249–3281. doi:10.1175/2010JCLI3343.1
25. North Pacific Gyre Oscillation Synchronizes Climate Fluctuations in the Eastern and Western Boundary Systems / L. I. Ceballos [et al.] // *Journal of Climate*. 2009. Vol. 22, iss. 19. P. 5163–5174. doi:10.1175/2009JCLI2848.1
26. *Hasegawa T., Yasuda T., Hanawa K.* Multidecadal Variability of the Upper Ocean Heat Content Anomaly Field in the North Pacific and its Relationship to the Aleutian Low and the Kuroshio Transport // *Papers in Meteorology and Geophysics*. 2007. Vol. 58. P. 155–166. doi:10.2467/mripapers.58.155
27. *Wang Y-L., Wu Ch.-R.* Enhanced Warming and Intensification of the Kuroshio Extension, 1999–2013 // *Remote Sensing*. 2019. Vol. 11, iss. 1. 101. doi:10.3390/rs11010101
28. Interannual-to-Decadal Variability in the Oyashio and its Influence on Temperature in the Subarctic Frontal Zone: An Eddy-Resolving OGCM Simulation / M. Nonaka [et al.] // *Journal of Climate*. 2008. Vol. 21, iss. 23. P. 6283–6303. doi:10.1175/2008JCLI2294.1
29. Projected increase in El Niño-driven tropical cyclone frequency in the Pacific / S. S. Chand [et al.] // *Nature Climate Change*. 2017. Vol. 7. P. 123–127. doi:10.1038/nclimate3181

30. *Kumar A., Wen C.* An Oceanic Heat Content–Based Definition for the Pacific Decadal Oscillation // *Monthly Weather Review*. 2016. Vol. 144, iss. 10. P. 3977–3984. doi:10.1175/mwr-d-16-0080.1
31. The Pacific Decadal Oscillation, Revisited / M. Newman [et al.] // *Journal of Climate*. 2016. Vol. 29, iss. 12. P. 4399–4427. doi:10.1175/jcli-d-15-0508.1
32. *Geng T., Yang Y., Wu L.* On the Mechanisms of Pacific Decadal Oscillation Modulation in a Warming Climate // *Journal of Climate*. 2019. Vol. 32, iss. 5. P. 1443–1459. doi:10.1175/jcli-d-18-0337.1

*Об авторах:*


**Ростов Игорь Дмитриевич**, заведующий лабораторией информатики и мониторинга океана, ФГБУН ТОИ им. В. И. Ильичева ДВО РАН (690041, Россия, г. Владивосток, ул. Балтийская, д. 43), кандидат географических наук, **ORCID ID: 0000-0001-5081-7279**, [rostov@poi.dvo.ru](mailto:rostov@poi.dvo.ru)

**Дмитриева Елена Витальевна**, старший научный сотрудник, лаборатория информатики и мониторинга океана, ФГБУН ТОИ им. В. И. Ильичева ДВО РАН (690041, Россия, г. Владивосток, ул. Балтийская, д. 43), кандидат технических наук, **ORCID ID: 0000-0002-0094-5296**, [e\\_dmitrieva@poi.dvo.ru](mailto:e_dmitrieva@poi.dvo.ru)

**Рудых Наталья Ивановна**, старший научный сотрудник, лаборатория информатики и мониторинга океана, ФГБУН ТОИ им. В. И. Ильичева ДВО РАН (690041, Россия, г. Владивосток, ул. Балтийская, д. 43), кандидат географических наук, **ResearcherID: N-5821-2018**, [rudykh@poi.dvo.ru](mailto:rudykh@poi.dvo.ru)

## Особенности формирования вдольбереговой циркуляции вод прибрежного экотона у южного побережья Крыма

А. С. Кузнецов , И. К. Иващенко

*Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия*  
 kuznetsov\_as@mhi-ras.ru

Поступила в редакцию 02.11.2022; одобрена после рецензирования 22.12.2022;  
принята к публикации 16.01.2023.

### *Аннотация*

*Цель.* Целью настоящей работы является расширение знаний об особенностях формирования режимных характеристик, вертикальной структуры и межгодовой изменчивости циркуляции вод прибрежного экотона у южного побережья Крыма, а также характеристик, условий и продолжительности существования бимодальной структуры направлений прибрежного течения.

*Методы и результаты.* Новые научные результаты получены с учетом систематизации и анализа опубликованных результатов по исследуемой проблеме. При решении поставленных задач использованы данные мониторинга изменчивости вертикальной структуры прибрежного течения за 2002–2021 гг., полученные с применением отечественных измерителей течений, установленных на стационарной океанографической платформе Черноморского гидрофизического подспутникового полигона Морского гидрофизического института. Материалы векторной базы течений, прошедшие государственную регистрацию, обработаны по методике, разработанной на основе стандартных методов цифровой фильтрации и математической статистики. Установлено, что у побережья Черного моря существуют два различных режима циркуляции вод – режим стационарного мономодального вдольберегового течения и режим бимодальной модуляции направления суммарного вдольберегового потока интенсивными гидродинамическими возмущениями. В формирование обратной моды бимодальной структуры у м. Кикинеиз на всех горизонтах вклад до 98% вносят колебания с периодами до 3 сут, 2% – колебания с периодами 3–4 сут. Значительное снижение среднегодовой скорости мономодального течения меняет условия существования бимодальной структуры в приповерхностном слое, где период колебаний, формирующих обратную моду, в 2020 г. увеличился до 5 сут.

*Выводы.* Полученные результаты расширяют наши знания об особенностях режима циркуляции прибрежных вод, условий и характеристик явления бимодальной структуры прибрежного течения, в формировании которой у м. Кикинеиз существенный вклад до 91% вносят колебания с периодами до 2 сут. Продемонстрированы перспективы дальнейшего развития технологии исследований и возможности анализа количественных оценок изменчивости прибрежного течения, включая межгодовой диапазон.

**Ключевые слова:** Черное море, прибрежная зона, Южный берег Крыма, циркуляция вод, бимодальное направление течений, эмпирическая функция распределения, спектральная плотность


**Благодарности:** работа выполнена в рамках государственного задания ФГБУН ФИЦ МГИ по теме FNNN-2021-0005 «Комплексные междисциплинарные исследования океанологических процессов, определяющих функционирование и эволюцию экосистем прибрежных зон Черного и Азовского морей».

**Для цитирования:** Кузнецов А. С., Иващенко И. К. Особенности формирования вдольбереговой циркуляции вод прибрежного экотона у южного побережья Крыма // Морской гидрофизический журнал. 2023. Т. 39, № 2. С. 189–204. EDN GNXBSC. doi:10.29039/0233-7584-2023-2-189-204

© Кузнецов А. С., Иващенко И. К., 2023

## Features of Forming the Alongcoastal Circulation of the Coastal Ecotone Waters nearby the Southern Coast of Crimea

A. S. Kuznetsov , I. K. Ivashchenko

*Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia*  
 [kuznetsov\\_as@mhi-ras.ru](mailto:kuznetsov_as@mhi-ras.ru)

### *Abstract*

*Purpose.* The study is aimed at expanding the notions on the features of forming the mode characteristics, vertical structure and interannual variability of the coastal ecotone water circulation nearby the Crimea Southern coast, as well as on the characteristics, conditions and lifetime of bimodal structure of the coastal current directions.

*Methods and Results.* New scientific results were obtained with the regard for systematizing and analyzing the already published results on the problem under study. The preset tasks were solved using the monitoring data on variability of the coastal current vertical structure for 2002–2021 obtained through a set of domestic current meters installed at the stationary oceanographic platform of the Black Sea hydrophysical sub-satellite polygon of Marine Hydrophysical Institute. The materials on the currents' vector base which had passed state registration were processed according to the technique developed on the basis of the standard methods of digital filtering and mathematical statistics. It was found that nearby the Black Sea coast, there existed two different modes of water circulation: the stationary monomodal alongcoastal current and the bimodal modulation of the direction of total alongcoastal flow induced by the intense hydrodynamic disturbances. At all the horizons near Cape Kikineiz, the reverse mode of bimodal structure was formed mostly due to the contribution of fluctuations with the periods up to 3 days, which constituted 98%, whereas the contribution of those with the periods 3–4 days was 2%. A significant decrease in the annual average velocity of a monomodal current changed the conditions for a bimodal structure existence in the near-surface layer where the period of oscillations forming a reverse mode, had increased in 2020 to 5 days.

*Conclusions.* The results obtained expand our notions on the features of the coastal water circulation mode, and on the conditions and characteristics of the coastal current bimodal structure formed near Cape Kikineiz mostly due to a significant contribution (to 91%) of the fluctuations with the periods up to 2 days. The prospect for further development both of the research techniques and the possibility of analyzing quantitative estimates of the coastal current variability including the interannual range are demonstrated.

**Keywords:** Black Sea, coastal zone, Southern coast of Crimea, water circulation, bimodal current direction, empirical distribution function, spectral density

**Acknowledgements:** The study was carried out within the framework of the state task of the FRC MHI on theme FNNN-2021-0005 “Complex interdisciplinary research of oceanological processes which determine functioning and evolution of ecosystems in the coastal zones of the Black and Azov seas”.

**For citation:** Kuznetsov, A.S. and Ivashchenko, I.K., 2023. Features of Forming the Alongcoastal Circulation of the Coastal Ecotone Waters nearby the Southern Coast of Crimea. *Physical Oceanography*, 30(2), pp. 171-185. doi:10.29039/1573-160X-2023-2-171-185

### Введение

Результаты исследований Морского гидрофизического института (МГИ) РАН по оценке влияния динамики вод прибрежно-шельфовой зоны на функционирование и эволюцию морских экосистем Черного моря способствуют развитию перспективного научного направления, сформированного как экологическая экономика прибрежной зоны [1]. Цель и основные направления таких исследований природного комплекса были сформулированы в работе [2]. В состав экосистемы шельфа входят экосистемы прибрежного экотона [3], которые



сосредоточены в граничной зоне сопряжения суши и моря, включая мелководную прибрежную полосу открытой части моря, заливы, бухты, лиманы и эстуарии. Каждый участок этой прибрежной зоны является отдельным природно-хозяйственным комплексом вследствие особенностей локальной динамики вод, уровня и видов загрязнений с различными скоростями накопления, ассимиляции и деструкции загрязняющих веществ в морской среде. Обеспечение оптимальных условий существования и развития этой социальной эколого-экономической системы возможно только при рациональном освоении комплекса морских природных ресурсов. Исследования термогидродинамики вод и создание адаптивных моделей управления балансом потребления и воспроизводства природных ресурсов в эколого-экономических системах прибрежного экотона необходимы для построения интегральной модели управления природоохранной деятельностью приморского региона с целью обеспечения его устойчивого экономического развития [1].

В [3] приведены оценки уровней антропогенных нагрузок на побережье Крыма и показано, что все экосистемы Черноморского побережья подвержены деградации под воздействием загрязняющих веществ, поступающих в морскую среду. При этом отмечено, что для установления степени ущерба, нанесенного прибрежной экосистеме, наряду с оценкой уровня антропогенных нагрузок и способности экосистемы к самоочищению необходимы сведения о переносе и рассеивании загрязнителей в условиях интенсификации динамики вод на мелководье и процессов обмена на границе с дном. Современный уровень загрязнения вод Черного моря [4] подтверждает актуальность и необходимость лимитирования поступающих в морскую среду потоков загрязнений, т. е. введения экологического нормирования антропогенного воздействия на морскую экосистему. Как отмечено в [5], объективно существующим свойством функционирования нормальной экосистемы в морской среде является преобладающее значение биотической компоненты в аспекте разрушения и депонирования загрязняющих веществ, что характеризует резервные возможности экосистемы, определяемые с помощью понятия ассимиляционной емкости. Величина ассимиляционной емкости зависит от многих природных и антропогенных факторов, при этом в [5] для практических оценок рекомендованы три основных процесса природного самоочищения: гидродинамические процессы, микробиологическое окисление и биоседиментация, т. е. динамика вод, наряду с поступлением, переносом и рассеиванием загрязнителей, непосредственно влияет на ассимиляционные возможности самой экосистемы.

Контактные и дистанционные исследования динамики прибрежных вод у побережья Крыма ведутся МГИ при создании локальных моделей прибрежного экотона. В настоящее время исследования характеристик динамики прибрежных вод наиболее точно и достоверно обеспечивают контактные методы и средства, где МГИ имеет фундаментальный научный задел и многолетний практический опыт работ [6]. При решении проблемы экологического нормирования в эколого-экономических системах прибрежного экотона контактный мониторинг динамики прибрежных вод является базовым звеном при оценке влияния изменений природно-климатических и антропогенных факторов на устойчивость гидролого-гидрохимической структуры вод и способность прибрежных экосистем к самоочищению.

Специфические особенности циркуляции вод у побережья зависят от географического положения, формы береговой линии и рельефа дна, локальных гидрометеорологических и гидрофизических условий в приграничной зоне сопряжения суши и моря. Течения узкой мелководной прибрежной полосы имеют иные закономерности и особенности циркуляции по сравнению с течениями шельфово-склоновой части моря. Актуальность исследований динамики вод у побережья, наряду с проблемами экологической экономики прибрежной зоны, обусловлена потребностями прибрежной навигации и рыболовства, развитием марикультуры, гидротехнического строительства и сферы рекреационных услуг.

Целью настоящей работы является развитие научных представлений об особенностях формирования режимных характеристик, вертикальной структуры и межгодовой изменчивости циркуляции вод прибрежного экотона у ЮБК, а также характеристик, условий и продолжительности явления бимодальной структуры направлений прибрежного течения. Научная новизна работы заключается в выявлении уникальных достоверных эмпирических знаний о динамике прибрежных вод в районе Южного берега Крыма (ЮБК) на основе материалов многолетнего инструментального мониторинга прибрежных течений.

### Материалы и методы

Выполнен обзор публикаций по исследуемой проблеме и систематизированы результаты натурных исследований региональных особенностей циркуляции прибрежных вод, полученные ранее в различных районах Черного моря. Основные закономерности этой циркуляции рассматриваются в цикле работ<sup>1-8</sup> [7–25]. По результатам экспедиционных исследований у западного побережья опубликованы работы<sup>5,6</sup> [10, 11], у северного побережья – работы<sup>1-7</sup> [7, 10, 12, 14, 15, 18, 20, 24, 25], у северо-восточного побережья – работы<sup>5-7</sup> [8–11, 13, 16, 17, 19, 21–23], у восточного побережья – работы<sup>5,6,8</sup>. Северное побережье Черного моря, включая м. Херсонес, м. Фиолент, м. Айя и Южный берег Крыма,

<sup>1</sup> *Иванов Р. Н., Богданова А. К.* К вопросу о морских прибрежных течениях // Труды Морского гидрофизического института. М. : Изд-во АН СССР, 1953. Вып. 3. С 43–68.

<sup>2</sup> *Иванов Р. Н.* Влияние берега на направление ветрового поверхностного течения // Труды Морского гидрофизического института. М. : Изд-во АН СССР, 1957. Т. XI. С. 84–96.

<sup>3</sup> *Богданова А. К.* Сгонно-нагонные течения в прибрежной полосе у приглубокого относительно прямолинейного берега // Труды Севастопольской биологической станции. М. : Изд-во АН СССР, 1959. Т. XII. С 421–455.

<sup>4</sup> *Зац В. И., Лукьяненко О. Я., Яцевич Г. В.* Гидрометеорологический режим Южного берега Крыма. Л. : Гидрометеорологическое издательство, 1966. 120 с.

<sup>5</sup> Поверхностные течения Черного моря / О. Н. Богатко [и др.] // Комплексные исследования Черного моря. Севастополь : МГИ АН УССР, 1979. С. 25–33.

<sup>6</sup> Изменчивость гидрофизических полей Черного моря / [А. С. Блатов, Н. П. Булгаков, В. А. Иванов и др.]; под ред. Б. А. Нелепо. Л. : Гидрометеоздат, 1984. 240 с. URL: [http://elib.rshu.ru/files\\_books/pdf/img-417200757.pdf](http://elib.rshu.ru/files_books/pdf/img-417200757.pdf) (дата обращения: 11.02.2023).

<sup>7</sup> Гидрология и гидродинамика шельфовой зоны Черного моря (на примере Южного берега Крыма) / [А. С. Блатов, В. А. Иванов]; Отв. ред. Н. А. Пантелеев. Киев : Наукова думка, 1992. 242 с.

<sup>8</sup> *Антонов Л. В.* Течения в Черном море у Батума // Записки по гидрографии. С-Петербург: Изд-во Главного гидрографического управления, 1913. Вып. XXXVI. С. 259–266.

далее обозначим как южное побережье Крыма, акватория которого исторически исследуется Морским гидрофизическим институтом РАН. Прибрежная акватория северокавказского шельфа исследуется Институтом океанологии им. П. П. Ширшова РАН и его Южным отделением. Результаты указанных исследований, полученные по репрезентативным натурным данным, используются далее при анализе.

С 1948 г. на морском полигоне у м. Кикинеиз в течение трехлетнего цикла измерений набором лагранжевых и эйлеровых измерителей течений МГИ проводился комплексный эксперимент по исследованию циркуляции вод у побережья открытой части Черного моря<sup>1</sup>. Выделены основные региональные закономерности и факторы, формирующие течения в районе побережья ЮБК. На расстояниях до 2 км от берега и глубинах до 70 м достоверно выявлено бимодальное распределение повторяемости направлений вдольберегового потока вод. Изменение направления поверхностного течения происходит очень быстро при смене направления вдольберегового ветра<sup>1</sup>. Скорости установившегося вдольберегового течения медленно уменьшаются от поверхности ко дну, сохраняя свое направление, связанное с направлением преобладающих ветров. Компоненты этого течения по нормали к берегу чрезвычайно малы и неустойчивы.

Представленные выводы подтверждены результатами дальнейших исследований МГИ у м. Кикинеиз (ЮБК): в [12] даны количественные оценки влияния формы береговой линии, поля ветра и гидрологической структуры на динамику прибрежных вод. При анализе материалов базы океанографических данных МГИ за период 1980–1994 гг. для прибрежной акватории от м. Сарыч до м. Кикинеиз также выделена бимодальная структура в направлениях вдольберегового потока преимущественно циклонической ориентации, подобно направлению Основного Черноморского течения (ОЧТ) [18]. Существенные научные результаты по динамике крупномасштабных захваченных берегом волн, влияющих на циркуляцию прибрежных вод, получены МГИ при проведении локального динамического эксперимента у ЮБК [14, 15]. На базе материалов многолетнего мониторинга течений у м. Кикинеиз в [7, 25] получены экспериментальные оценки характеристик сдвигового по глубине мономодального прибрежного течения циклонической направленности.

Южное отделение Института океанологии с 1955 г. занимается исследованиями прибрежных течений в северо-восточной части Черного моря с помощью заякоренных автономных буйковых станций (АБС) [16]. С 1976 г. долгосрочные ежечасные измерения течений выполнялись со стабилизированного буя на шельфе в районе Геленджика на удалении 5 км от берега при глубине 70 м на горизонте 10 м в течение 3 лет, на горизонте 25 м – течение 5,5 лет, на горизонте 60 м – в течение 1,6 года [9]. Результаты анализа этих исследований приведены в цикле работ [8–11, 13], результаты исследований пространственно-временной изменчивости течений на шельфе северо-восточной части Черного моря за 1997–2001 гг. – в [16, 17, 19].

Основные региональные закономерности и факторы, формирующие течения у северокавказского побережья и у ЮБК, практически идентичны, что подтверждают следующие выводы. Течение в прибрежной зоне у северо-восточ-

ного побережья Черного моря имеет характер возвратно-поступательных движений, ориентированных вдоль генерального направления береговой черты в районе исследований. Характерной чертой режима прибрежных течений является ярко выраженный бимодальный тип распределения вероятностей их направлений [8–11, 13, 16, 17, 19]. Бимодальный характер направлений течения, обусловленный направлением преобладающих ветров и положением береговой линии [8, 9], меняется быстро и почти реверсивно. В [10, 13, 16, 17] отмечено, что доминирующий вклад в циркуляцию вод у северо-восточного побережья Черного моря вносят прибрежные антициклонические вихри, а в [21] показано, что на узком северокавказском шельфе существуют цепочки как антициклонических, так и циклонических субмезомасштабных вихрей. По поводу существования у северокавказского побережья мономодального вдольберегового течения в [9, 11] отмечается, что поступательное прибрежное течение приобретает характер циклонических возвратно-поступательных движений с бимодальным типом распределения вероятностей направления.

В работе<sup>9</sup> указано, что у побережья существуют зоны разнообразных прибрежных круговоротов, которые наиболее отчетливо выражены в заливах и бухтах. При этом у сравнительно прямолинейных берегов течения направлены так же, как и в зоне ОЧТ. Выделение характеристик мономодального течения на мелководье у побережья осложнено рядом объективных причин, в том числе интенсивным гидродинамическим вкладом возмущений приповерхностного и придонного пограничных слоев [25]. В работе [9] отмечено, что кинетическая энергия среднего движения течения на порядок меньше кинетической энергии его пульсаций. В [16] показано, что в узкой приурезовой полосе на мелководье повторяемость течений двух противоположных направлений близка к равновероятной при очень малых значениях среднего переноса вод. Возможность исследований малых остаточных течений, как правило, ограничена методическими и инструментальными погрешностями измерителей, особенно значимыми для АБС. С целью получения достоверных характеристик малых остаточных течений с учетом вклада интенсивных возмущений в МГИ разработана и используется информационная технология мониторинга течений кластером отечественных эйлеровых измерителей [24, 25].

Наблюдения осуществляются на Черноморском гидрофизическом подспутниковом полигоне (ЧГПП) МГИ, который является регионально-адаптированной системой контактного мониторинга характеристик природной среды в граничной зоне сопряжения суши и моря у ЮБК, расположенной у сравнительно прямолинейного участка берега [6, 7]. Инструментальные измерения характеристик течений прибрежного экотона выполняются кластером измерителей течений со свайного основания стационарной океанографической платформы полигона в Голубом заливе у м. Кикинеиз на удалении ~ 0,5 км от берега с ноября 2001 г. по настоящее время [7, 25]. Измерители течений на гидрологических горизонтах 5, 10, 15, 20 и 25 м при глубине места 28 м регистрируют векторно-осредненные за временной интервал 5 мин ежесекундные отсчеты значений проекций вектора. За 20-летний период мониторинга (2002–2021 гг.) из исходных 5-минутных реализаций для каждого измерительного

<sup>9</sup> Лоция Черного моря / Под ред. М. Н. Лапина. Л. : Изд-во Гидрографического управления Военно-Морских сил. 1954. 506 с.

горизонта сформированы базовые ряды течений, состоящие из 175 320 пар среднечасовых отсчетов компонентов вектора. Оперативный технологический контроль качества измерений обеспечивает соблюдение метрологического единства при долгосрочных измерениях характеристик прибрежных течений и достижение предельной точности измерений осредненных компонентов вектора течения. Погрешность измерений значений модуля скорости составляет 0,1 см/с, направления течения  $3^\circ$  [24].

Режим циркуляции прибрежных вод Черного моря статистически достоверно характеризуется явлением бимодального распределения повторяемости направлений, при котором вдольбереговое течение имеет два наиболее вероятных направления в диаметрально противоположных угловых секторах. Для Черного моря основная мода течения имеет циклоническую относительно глубокого моря ориентацию, а обратная мода – диаметрально противоположное направление течения. Для различных районов и участков прибрежной акватории соотношения вклада между модами различны. В работе [20] представлен обзор и обобщение материалов по различным бимодальным структурам течений, выявленным у побережья Черного моря. Существование бимодальной структуры у побережья в одних случаях объясняется воздействием локальных ветровых условий, а в ряде других – гидродинамическим вкладом различных антициклонических вихревых образований, которые имеют различные временные масштабы существования. Отметим, что эти исследования выполнялись при различных физико-географических, геоморфологических, гидрометеорологических и гидрологических условиях. Для аргументированного обсуждения этой проблемы и получения новых количественных результатов в МГИ разработана методика обработки и анализа данных, позволяющая на основе методов математической статистики оценить характеристики, условия и продолжительность существования явлений бимодальной структуры прибрежного течения при различных природных условиях.

Функции распределения плотности вероятности (гистограммы) модуля скорости и направления течения содержат необходимый статистический материал для количественных оценок вклада основной и обратной мод колебаний в структуру прибрежного течения. Структура стационарного бимодального распределения повторяемости компонентов прибрежного течения позволяет последовательно сформировать необходимый набор гистограмм для поэтапного расчета интегральных показателей, характеризующих динамику вклада периодических колебаний в формирование бимодального распределения. Каждый набор гистограмм распределения направлений течения рассчитывался в угловых сегментах  $3^\circ$ , модуля скорости – в интервалах 1 см/с из хронологических рядов, полученных при заданных временных интервалах (периодах) векторного осреднения, например по 5-минутным либо среднечасовым отсчетам. По результату суммирования текущих значений вероятностей гистограммы в угловом секторе  $\pm 90^\circ$  от максимального значения вероятности направления обратной моды вычисляется значение показателя интегральной вероятности вклада обратной моды для конкретного временного периода осреднения. Показатели интегральной вероятности, рассчитанные по гистограммам из 5-минутных и среднечасовых реализаций, могут существенно отличаться. Согласно алгоритму почасового осреднения данных, из временного

ряда исключаются колебания с периодами до 60 мин, наличие которых может вносить свой статистический вклад в указанный интегральный показатель.

Оригинальная методика обработки натуральных данных разработана на основе комбинированного применения стандартных методов цифровой фильтрации и математической статистики. Обработка начинается с операций расчета первичных гистограмм и исходных показателей интегральной вероятности вклада обратной моды в бимодальную структуру направлений прибрежного течения. Далее следует процедура векторного осреднения исходных реализаций, т. е. исключения заданного временного периода колебаний (выборочная фильтрация) по алгоритму скользящего среднего при выборе шага с начальным параметром осреднения 1 ч. Затем выполняется расчет гистограмм этих осредненных рядов и вычисление текущего показателя интегральной вероятности вклада обратной моды для каждого горизонта. Процедура последовательной фильтрации данных ряда выполняется при пошаговом увеличении периода осреднения и постоянном сохранении базового количества среднечасовых отсчетов ряда. В результате выполнения последовательных операций поэтапно снижается значение показателя интегральной вероятности вклада обратной моды и на завершающем шаге осреднения после статистической обработки итоговое значение показателя становится тождественно равным нулю. Отсутствие интегрального вклада обратной моды колебаний является достоверным признаком существования в итоговой осредненной временной реализации только мономодального течения и его колебаний.

Далее для каждого гидрологического горизонта из последовательных наборов пошагово вычисленных статистических характеристик формируются итоговые функции показателя распределения интегральной вероятности вклада обратной моды колебаний, спадающие до нулевых значений в диапазоне выделенных временных периодов (частот) колебаний. После выполнения операций нормировки и последующего дифференцирования эти функции преобразуются в гистограммы распределения нормированной плотности интегральной вероятности вклада обратной моды колебаний. Анализ результатов, полученных по оригинальной методике, позволяет количественно оценить роль изменчивости режимных характеристик мономодального прибрежного течения в формировании условий возникновения и продолжительности существования явления бимодальной структуры направлений течения у м. Кикинеиз.

### **Результаты и обсуждение**

Черноморский гидрофизический подспутниковый полигон МГИ расположен на относительно прямолинейном участке берега северного побережья Черного моря в прибрежной зоне у м. Кикинеиз<sup>4</sup>. Голубой залив, где находится стационарная океанографическая платформа с кластером измерителей течений, имеет плавное очертание береговой линии и относительно неглубоко вдается в сушу [12]. Топография дна исследуемой акватории полигона в направлении открытого моря по нормали к берегу характеризуется относительно узкой полосой шельфа и быстрым нарастанием глубин на материковом склоне. На границе шельфа и материкового склона выделяется полоса повышенного горизонтального градиента скорости струйного ОЧТ, где происходит

слабое опускание вод, обусловленное поперечной винтообразной циркуляцией ОЧТ. По указанному признаку ОЧТ отделяют от течений прибрежно-шельфовой зоны.

У приглубого берега выделяют три обособленные зоны [12]: зона основной струи ОЧТ; течение на шельфе и течение в прибрежной полосе. Зона основной струи ОЧТ находится на материковом склоне, где в стрежне течение имеет мономодальную вероятностную гистограмму, отражающую преимущественно однонаправленный циклонический перенос вод, а скорость течения модулируется орбитальными скоростями разномасштабных вихревых, волновых и других гидродинамических возмущений<sup>5, 6</sup> [10, 13, 16, 17, 20]. Течение в шельфовой зоне часто рассматривается как периферия ОЧТ, где в сторону берега повторяемость течения основной моды уменьшается и происходит трансформация эллиптического вида орбитальной вдольбереговой циркуляции вод. В вероятностных гистограммах направления течения проявляется бимодальный характер распределения с изменяющимися соотношениями вклада между модами<sup>6, 7</sup> [13–17, 20].

Предметом настоящих исследований являются особенности формирования циркуляции вод в прибрежной полосе у берега шириной до 0,5 км, т. е. в мелководной акватории прибрежного экотона у ЮБК. Во всех публикациях по проблеме исследований констатируется, что в прибрежной зоне вдольбереговые течения имеют характер возвратно-поступательных движений, а режим циркуляции вод статистически достоверно характеризуется бимодальным распределением повторяемости направлений. Возможность существования у побережья стационарного мономодального течения в большинстве публикаций не обсуждалась. По результатам анализа материалов многолетнего мониторинга течений в районе ЧГПП у северного побережья Черного моря впервые в практике натурного эксперимента был достоверно выявлен факт существования и определены количественные режимные характеристики стационарного мономодального сдвигового по глубине прибрежного течения [7, 25]. При возмущениях течения волновые и вихревые орбитальные движения вод у побережья трансформируются в систему возвратно-поступательных вдольбереговых колебаний, практически коллинеарных с мономодальным течением.

При анализе результатов статистической и спектральной обработки установлено, что у южного побережья Крыма существуют два режима циркуляции вод – режим стационарного мономодального вдольберегового течения и режим бимодальной модуляции направления суммарного вдольберегового потока интенсивными гидродинамическими возмущениями. При мономодальном режиме модуль скорости течения доминирует над модулем орбитальной скорости коллинеарного гидродинамического возмущения и возникают периодические колебания только скорости суммарного вдольберегового потока вод без инверсии его направления. Бимодальная структура суммарного вдольберегового потока возникает и существует в ситуациях, когда модуль орбитальной скорости коллинеарного колебания в противофазе превышает модуль скорости мономодального течения. В этом случае формируются различные бимодальные структуры с инверсными колебаниями как направления, так и скорости суммарного вдольберегового потока.

Для оценки тенденции в межгодовой изменчивости прибрежной циркуляции вод выполнен расчет среднегодовых и среднемноголетней характеристик вертикальной структуры сдвигового по глубине мономодального прибрежного течения. Результаты расчета средних за 20-летний период мониторинга (2002–2021 гг.) и среднегодовых за 2020 и 2021 гг. значений модуля скорости и направления течения на гидрологических горизонтах 5, 10, 15, 20 м приведены в таблице. Значения среднемноголетних режимных характеристик мономодального прибрежного течения на всех горизонтах за 20-летний период не изменились по сравнению с предыдущим периодом оценки [25]. Значения среднегодовой скорости течения на всех горизонтах по отношению к среднемноголетней скорости только в 2020 г. аномально снизились на 30%. Среднеквадратические отклонения среднегодовых значений скоростей от среднемноголетних на всех горизонтах за предыдущие 18 лет и последующий 2021 г. не превышали 10%. Достоверный факт аномального снижения среднегодовой скорости течения далее использован при оценке роли и изменении показателя вклада межгодовой изменчивости в формирование бимодальной структуры направлений прибрежной циркуляции вод.

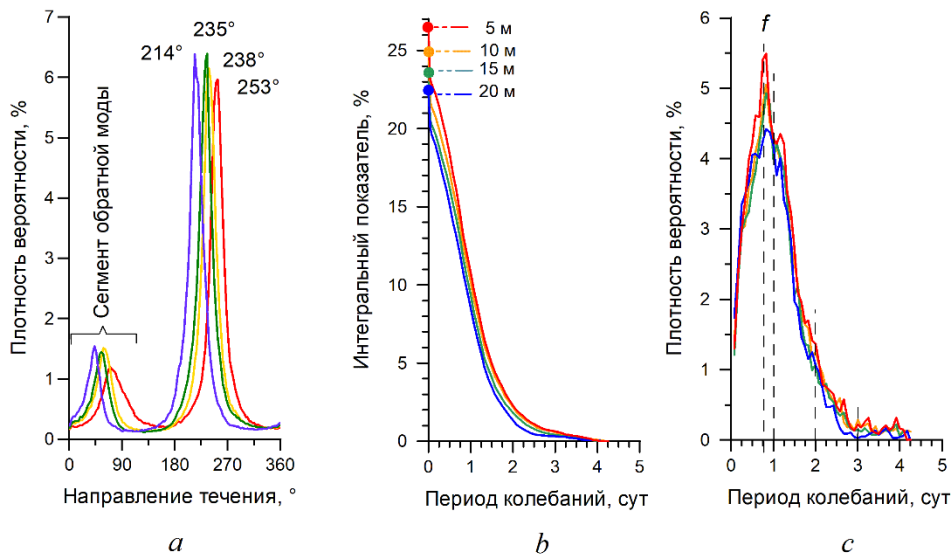
**Изменчивость режимных характеристик сдвигового по глубине  
мономодального прибрежного течения**  
**Variability of mode characteristics of the depth-sheared  
monomodal coastal current**

Глубина, м / Depth, m	Скорость, см/с / Velocity, cm/s	Направле- ние, ° / Direction, °	Скорость, см/с / Velocity, cm/s	Направле- ние, ° / Direction, °	Скорость, см/с / Velocity, cm/s	Направле- ние, ° / Direction, °
	2002–2021		2020		2021	
5	8,1	253	5,7	255	8,3	262
10	8,0	240	5,8	241	8,2	248
15	7,7	234	5,7	235	7,8	236
20	7,0	217	5,2	217	7,0	215

Для оценки энергетических характеристик временной изменчивости колебаний прибрежного течения на горизонтах 5, 10, 15, 20 м рассчитаны спектры распределения плотности кинетической энергии. Достоверно выделены интенсивные колебания прибрежного течения в инерционно-гравитационном (возле локального инерционного 17,1 ч и суточного периодов), субинерционном (на периодах ~ 6 и 12 сут) и сезонном диапазонах изменчивости. Результаты выполненных спектральных расчетов подобны опубликованным в [25]. Спектральные особенности распределений плотности кинетической энергии в гравитационном диапазоне колебаний 10 мин – 1 ч подобны особенностям энергетических спектров вертикальных смещений термоклина при короткопериодном внутреннем волнении в прибрежной зоне ЮБК [23]. Однако результаты исследований изменчивости короткопериодных колебаний прибрежных течений в настоящей работе не рассматриваются.



Для решения поставленных задач на начальном этапе обработки выполнены расчеты гистограмм и исходных показателей интегральной вероятности вклада обратной моды (далее – интегральный показатель) на каждом горизонте. На рис. 1, *a* показаны эмпирические функции распределения плотности вероятности повторяемости направлений вдольбереговой циркуляции вод, рассчитанные по ~ 2 млн. пар исходных векторно-осредненных за временной интервал 5 мин компонентов вектора течения в угловых сегментах 3° для каждого измерительного горизонта. Здесь же обозначен анализируемый диапазон обратной моды колебаний с диаметрально противоположными направлениями по отношению к направлениям колебаний основной моды. Рассчитанные исходные интегральные показатели имеют максимальное значение 26,5% на горизонте 5 м, которое устойчиво снижается к горизонту 20 м до 22,5%.



**Рис. 1.** Эмпирические функции: *a* – плотности вероятности направлений вдольбереговой циркуляции вод; *b* – обеспеченности вклада обратной моды колебаний; *c* – нормированной плотности вероятности вклада обратной моды на горизонтах 5, 10, 15, 20 м (красная, оранжевая, зеленая, синяя линии соответственно); *f* – локальная инерционная частота

**Fig. 1.** Empirical functions of: *a* – the probability density of the alongcoastal water circulation directions; *b* – the probability of exceeding the contribution of the reverse oscillation mode; *c* – the normalized density of probability of the of reverse oscillation mode contribution at the horizons 5, 10, 15, and 20 m (red, orange, green and blue lines, respectively); *f* is the local inertial frequency

На рис. 1, *b* значения исходных интегральных показателей для каждого горизонта обозначены соответствующими кружками. Эти значения являются исходными и используются при нормировке последующих текущих значений интегрального показателя для оценки их относительных изменений.

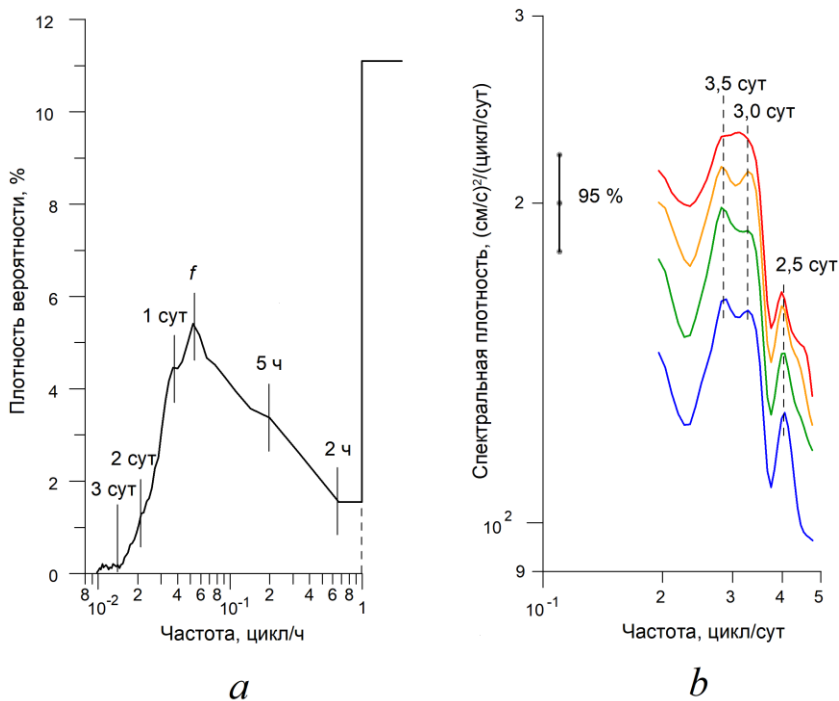
По созданной методике последовательно обработаны данные векторной базы среднечасовых рядов течений, прошедшие государственную регистрацию [25]. Для расчета гистограмм и текущих интегральных показателей вклада обратной моды использованы реализации из 175 320 пар среднечасовых отсче-

тов компонентов вектора течения, а также необходимые при осреднении дополнительные данные. Значения интегральных показателей среднечасовых данных, полученных при осреднении из 5-минутных рядов, снизились до 23,5% на горизонте 5 м и до 20,5% на горизонте 20 м. В результате фильтрации относительное снижение на ~ 11,5% нормированного интегрального показателя на горизонте 5 м обусловлено частичным устранением вклада обратной моды при соответствующем возрастании вклада основной моды.

Пошагово выполнены операции выборочной фильтрации векторных рядов при последовательном увеличении параметра фильтра на 1 ч, при соответствующих расчетах гистограмм и текущих интегральных показателей. По завершению обработки были сформированы итоговые функции распределения показателя интегральной вероятности вклада обратной моды колебаний для каждого горизонта. Для обработки и анализа использованы два набора реализаций: первый сформирован без данных аномального 2020 г., второй – с полным набором данных. На рис. 1, *b* показаны гистограммы эволюции распределения интегрального показателя на горизонтах 5, 10, 15, 20 м для первого набора реализаций. Вклад обратной моды колебаний в результате фильтрации был полностью устранен во временных реализациях практически одновременно на всех горизонтах при завершающем периоде осреднения 4,25 сут (102 ч).

Для выявления особенностей распределения интегрального показателя на различных горизонтах проведена нормировка гистограмм на максимальное исходное значение показателя для горизонта 5 м и вычислены первые разности среднечасовых реализаций. В результате для каждого горизонта были сформированы гистограммы распределения нормированной плотности интегральной вероятности вклада обратной моды колебаний в формирование бимодальной структуры направлений течения (рис. 1, *c*). Значения нормированной плотности интегральной вероятности в диапазоне колебаний 5 мин – 1 ч на начальном шаге обработки, например для горизонта 5 м, достигали ~ 11,5%, на рис. 1, *c* они не приведены, поскольку совпадают с соответствующей осью графика плотности вероятности. Интегральный вклад этого диапазона колебаний показан на рис. 2, *a*. Распределения на рис. 1, *c* демонстрируют особенности вклада колебаний прибрежного течения в диапазоне периодов 1 ч – 5 сут. Для первого набора реализаций верхний предел этого диапазона на всех горизонтах ограничен периодом 4,25 сут. Очевидно, что доминирующий вклад в обратную моду вносят колебания с периодами до 2 сут при максимуме вклада колебаний в диапазоне инерционного и суточного периодов и снижении интенсивности колебаний с глубиной.

Для количественной оценки вклада этих колебаний выполнена нормировка гистограмм распределения интегрального показателя на его максимальные исходные значения для каждого горизонта. Сформированные гистограммы распределения нормированной плотности интегральной вероятности вклада обратной моды имеют близкие значения и осреднены в слое 5–20 м. На рис. 2, *a* показана осредненная эмпирическая функция распределения нормированной плотности вклада обратной моды колебаний в диапазоне периодов 1 ч – 5 сут.



**Р и с. 2.** Осредненная в слое 5–20 м функция распределения нормированной плотности интегральной вероятности вклада обратной моды колебаний (*a*) и спектры распределения плотности кинетической энергии колебаний прибрежного течения в диапазоне периодов 2–5 сут на горизонтах 5, 10, 15, 20 м (красная, оранжевая, зеленая, синяя линии соответственно) при 95%-ном доверительном интервале (*b*)

**Fig. 2.** Function of the normalized density distribution of integral probability of the reverse oscillation mode contribution (averaged over the 5–20 m layer) (*a*) and the spectra of distribution of the kinetic energy density of the coastal current oscillations within the range of periods from 2 to 5 days at the horizons 5, 10, 15, and 20 m (red, orange, green, and blue lines, respectively) at the 95% confidence interval (*b*)

На рис. 2, *a* за пределом основного диапазона показан осредненный в слое 5–20 м уровень нормированной плотности интегральной вероятности вклада колебаний гравитационного диапазона 5 мин – 1 ч, соответствующий ~ 11%.

Согласно анализу результатов, полученных по расчетам для первого набора реализаций, в формирование обратной моды колебаний у м. Кикинеиз количественный вклад вносят колебания течения в следующих временных диапазонах изменчивости: 5 мин – 1 ч при вкладе ~ 11%; 1 ч – 2 сут при вкладе ~ 80%; 2–3 сут при вкладе ~ 7%; 3–4 сут при вкладе ~ 2%. Суммарный вклад до 91% в формирование обратной моды вносят колебания прибрежного течения на периодах до 2 сут и 9% – на периодах 2–4 сут.

Результаты обработки второго набора реализаций для горизонтов 10, 15, 20 м совпадают с результатами обработки первого. Достоверные различия выделены только в приповерхностном слое на горизонте 5 м, где завершающий период обработки увеличился до 5 сут (122 ч). Суммарный вклад до 91% в формирование обратной моды сосредоточен в колебаниях с периодами до 2 сут, а 9% вклада рассредоточены в диапазоне периодов 2–5 сут.

Таким образом, существенные межгодовые отличия в среднегодовых режимных характеристиках мономодального течения могут оказывать влияние на структуру характеристик формирования и продолжительность существования явления бимодальной структуры направлений циркуляции прибрежных вод.

Согласно функции распределения (рис. 2, *a*), существенный вклад в формирование бимодальной структуры вносят колебания инерционно-гравитационного диапазона изменчивости циркуляции прибрежных вод. Исследования колебаний прибрежно-шельфовых вод у ЮБК в этом диапазоне изменчивости, включая колебания суточного, локального инерционного периодов и короткопериодного внутреннего волнения, постоянно совершенствуются<sup>5-7</sup> [6, 12, 20, 22, 23] в связи с кардинальной ролью этих колебаний в динамике вод бесприливного Черного моря. При этом для акватории у ЮБК также необходимо учитывать вклад захваченных волн, генерируемых локальными ветрами с периодом  $\sim 26,5$  ч [15], а также сейш [12].

В [10, 13, 16, 17] показано, что на шельфе северо-восточной части Черного моря в бимодальный режим течения у побережья существенный вклад вносят мезомасштабные антициклонические вихри продолжительностью 2–7 сут. В [21] отмечено, что на северокавказском шельфе существуют цепочки не только антициклонических, но и циклонических субмезомасштабных вихрей. Согласно распределению (рис. 2, *a*), в формирование бимодального режима прибрежного течения у м. Кикинеиз также вносят вклад колебания в диапазоне периодов 2–5 сут. При этом вклад колебаний с периодами до 2 сут на порядок выше, чем с периодами 2–5 сут.

Для получения дополнительных сведений об особенностях изменчивости течения у южного побережья Крыма в диапазоне периодов 2–5 сут выполнен расчет среднесезонных спектров распределения плотности кинетической энергии колебаний (рис. 2, *b*). На всех горизонтах измерений спектральные максимумы колебаний прибрежного течения в диапазоне периодов 3,0–3,5 сут достоверно превышают 95%-ный доверительный интервал при спаде колебаний вблизи периодов  $\sim 4,3$  сут. Согласно материалам выполненного обзора публикаций<sup>5</sup> [12], в районе ЮБК также следует учитывать достоверный факт серийной генерации инерционных колебаний при продолжительности существования каждой серии инерционных круговоротов в течение 3–4 сут.

В настоящей работе приведены материалы, позволяющие расширить научные представления об особенностях формирования вдольбереговой циркуляции вод прибрежного экотона у южного побережья Крыма и сущности явления бимодальной структуры направлений прибрежного течения. При этом необходимо продолжить дальнейшие исследования динамики вод прибрежной акватории у ЮБК как необходимого элемента для формирования и развития региональной структуры эколого-экономического мониторинга прибрежного экотона [1].

### **Заключение**

Разработана и использована на практике оригинальная методика обработки и анализа натурных данных на основе комбинированного применения стандартных методов цифровой фильтрации и математической статистики при исследованиях особенностей формирования циркуляции вод прибрежного экотона у южного побережья Крыма. Результаты расчетов по разработанной

методике и данным 20-летнего мониторинга изменчивости мономодального прибрежного течения у м. Кикинеиз за период 2002–2021 гг. позволили количественно оценить вклад интенсивных колебаний течения в формирование явления бимодальной структуры прибрежной циркуляции вод.

Новые научные результаты получены на основе обработки и анализа полного набора натуральных данных с учетом систематизации ранее опубликованных результатов по исследуемой проблеме. Показано, что в зависимости от гидродинамических условий у южного побережья Крыма существуют два режима циркуляции прибрежных вод – режим мономодального вдольберегового течения и режим бимодальной модуляции направления вдольберегового потока при интенсивных гидродинамических возмущениях. Бимодальная структура суммарного вдольберегового потока вод возникает и существует в ситуациях, когда модуль орбитальной скорости коллинеарного колебания в противофазе превышает модуль скорости мономодального течения. В этом случае формируются различные бимодальные структуры с инверсными колебаниями как направления, так и скорости потока. При формировании обратной моды бимодальной структуры у м. Кикинеиз на всех горизонтах выделен доминирующий вклад колебаний в инерционно-гравитационном диапазоне изменчивости.

Продемонстрированы перспективы развития исследований циркуляции прибрежных вод как существенного природного фактора, влияющего на социально-экономическое развитие региона южного побережья Крыма при формировании структуры эколого-экономического мониторинга вод прибрежного экотона.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Тимченко И. Е., Иващенко И. К., Игумнова Е. М. Управление эколого-экономическими процессами накопления и ассимиляции загрязнений в прибрежной морской среде // Морской гидрофизический журнал. 2017. № 1. С. 72–88. doi:10.22449/0233-7584-2017-1-72-88
2. Технология исследования динамики прибрежных вод как элемент кризисного мониторинга природной среды / А. С. Кузнецов [и др.] // Материалы научных мероприятий, приуроченных к 15-летию Южного научного центра Российской академии наук (13–16 декабря 2017, г. Ростов-на-Дону). Ростов-на-Дону : Изд-во ЮНЦ РАН, 2017. С. 120–122.
3. Оценка уровня антропогенных нагрузок на прибрежные зоны и экотоны Черноморского побережья Украины / В. И. Беляев [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2001. № 1. С. 55–63.
4. Pokazeev K., Soyga E., Chaplina T. Pollution in the Black Sea: Observation about the Ocean's Pollution. Cham, Switzerland : Springer Nature, 2021. 227 p. (Springer Oceanography series).
5. Израэль Ю. А., Цибань А. В. Об ассимиляционной емкости Мирового океана // Доклады Академии наук СССР. 1983. Т. 272, № 3. С. 702–705.
6. Мониторинг прибрежной зоны на Черноморском экспериментальном подспутниковом полигоне / Под ред. В. А. Иванова, В. А. Дулова. Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика, 2014. 526 с.
7. Иванов В. А., Кузнецов А. С., Морозов А. Н. Мониторинг циркуляции прибрежных вод у Южного берега Крыма // Доклады Академии наук. 2019. Т. 485, № 4. С. 507–510. doi:10.31857/S0869-56524854507-510
8. О внутрigoдовой изменчивости течений на шельфе Кавказского побережья Черного моря / В. Г. Кривошея [и др.] // Океанология. 1980. Т. XX, вып. 1. С. 34–39.
9. Овчинников И. М., Титов В. Б., Кривошея В. Г. Новые данные о временной изменчивости течений по результатам многолетних измерений со стабилизированного буя на шельфе Черного моря // Доклады Академии наук СССР. 1986. Т. 286, № 5. С. 1250–1254.

10. *Овчинников И. М., Титов В. Б.* Антициклоническая завихренность течений в прибрежной зоне Черного моря // Доклады Академии наук СССР. 1990. Т. 314, № 5. С. 1236–1239.
11. *Титов В. Б.* Статистические характеристики и изменчивость течений на западном шельфе Черного моря // Морской гидрофизический журнал. 1991. № 2. С. 41–47.
12. Особенности течений у приглубого берега / С. Г. Богуславский [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 1991. № 5. С. 27–34.
13. *Титов В. Б.* О роли вихрей в формировании режима течений на шельфе Черного моря и в экологии прибрежной зоны // Океанология. 1992. Т. 32, вып. 1. С. 39–47.
14. *Иванов В. А., Янковский А. Е.* Локальный динамический эксперимент в шельфовой зоне Южного берега Крыма // Океанология. 1993. Т. 33, № 1. С. 49–56.
15. *Иванов В. А., Янковский А. Е.* Динамика вод на шельфе Крыма в летний сезон // Морской гидрофизический журнал. 1994. № 3. С. 38–56.
16. New data on the current regime on the shelf of the northeastern Black Sea / V. G. Krivosheya [et al.] // Oceanology. 2001. Vol. 41. P. 307–316.
17. *Титов В. Б., Кривошея В. Г., Москаленко Л. В.* Режим течений в Российском секторе Черного моря // Комплексные исследования северо-восточной части Черного моря / Отв. ред. А. Г. Зацепин, М. В. Флинт. М.: Наука, 2002. С. 48–55.
18. *Белокопытов В. Н., Саркисов А. А., Щуров С. В.* Течения прибрежной зоны на участке Крымского полуострова от мыса Сарыч до поселка Качивели // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. 2003. Вып. 8. С. 64–68.
19. *Krivosheya V. G., Moskalenko L. V., Titov V. B.* On the current regime over the shelf near the North Caucasian coast of the Black Sea // Oceanology. 2004. Vol. 44. P. 331–336.
20. *Иванов В. А., Белокопытов В. Н.* Океанография Черного моря. Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика, 2011. 212 с.
21. О влиянии изменчивости течения в глубоководной зоне Черного моря на динамику вод узкого северокавказского шельфа / А. Г. Зацепин [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2016. № 3. С. 16–25.
22. *Bondur V. G., Sabinin K. D., Grebenyuk Yu. V.* Characteristics of inertial oscillations according to the experimental measurements of currents on the Russian shelf of the Black Sea. // Izvestiya. Atmospheric and Oceanic Physics. 2017. Vol. 53. P. 120–126. doi:10.1134/S0001433816050030
23. *Химченко Е. Е., Серебряный А. Н.* Внутренние волны на Кавказском и Крымском шельфах Черного моря (по летне-осенним наблюдениям 2011–2016 гг.) // Океанологические исследования. 2018. Т. 46, № 2. С. 69–87. doi:10.29006/1564-2291.JOR-2018.46(2).7
24. *Кузнецов А. С.* Система оценки качества векторных данных и возможности антенных измерений течений // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2018. Вып. 1. С. 50–57. doi:10.22449/2413-5577-2018-1-50-57
25. *Кузнецов А. С.* Среднеголетняя сезонная изменчивость прибрежного течения у Южного берега Крыма в 2002–2020 годах // Морской гидрофизический журнал. 2022. Т. 38, № 2. С. 151–164. doi:10.22449/0233-7584-2022-2-151-164

*Об авторах:*

**Кузнецов Александр Сергеевич**, ведущий научный сотрудник, заведующий отделом гидрофизики шельфа, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат технических наук, **AuthorID: 860912 SPIN-код: 1838-7191; ORCID ID: 0000-0002-5690-5349; Scopus Author ID: 57198997777**, kuznetsov\_as@mhi-ras.ru


**Ивашенко Игорь Кондратьевич**, ответственный секретарь редакционной коллегии, старший научный сотрудник, отдел гидрофизики шельфа, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат экономических наук, **AuthorID: 941046 SPIN-код: 7626-4616**, journal@mhi-ras.ru

Научная статья

УДК 551.464.34  
EDN: FGONIQ

DOI: 10.29039/0233-7584-2023-2-205-219

## Неорганические формы азота в глубоководной части Черного моря по экспедиционным данным 2016–2019 годов

С. И. Кондратьев , А. В. Вареник, Н. А. Орехова*Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия*  
 skondratt@mail.ruПотупила в редакцию 06.05.2022; одобрена после рецензирования 12.01.2023;  
принята к публикации 16.01.2023.

### Аннотация

*Цель.* Целью данной работы является количественное описание структуры вертикального распределения неорганических форм азота, а именно нитритов, нитратов и ионов аммония, в современный постэвтрофикационный период эволюции глубоководной экосистемы Черного моря по натурным данным 2016–2019 гг.

*Методы и результаты.* Использованы данные экспедиционных исследований Морского гидрофизического института в Черном море в пределах экономической зоны России в 2016–2019 гг. В этих экспедициях были выполнены более 200 глубоководных станций, на которых с помощью кассеты из 12 батометров прибора *Seabird-Electronics* проводили отбор гидрохимических проб на определенных изопикнических поверхностях. Как правило, это был ряд величин условной плотности  $\sigma_t$ , равных 16,30, 16,25, 16,20, 16,15, 16,10, 16,05, 16,00, 15,95, 15,90, 15,80, 15,50, 14,0 кг/м<sup>3</sup>. Такая схема позволяет регистрировать положения субкислородной зоны и верхней границы сероводорода, а также подробно изучать изменения форм азота при переходе от окислительных условий в восстановительные.

*Выводы.* Качественные характеристики вертикального распределения неорганических форм азота в современный постэвтрофикационный период эволюции глубоководной экосистемы Черного моря соответствуют известным особенностям, количественные характеризуются следующими значениями: от поверхности до начала оксиклина вблизи изопикнической поверхности  $\sigma_t = 14,5$  кг/м<sup>3</sup> содержание нитритов и нитратов в среднем находилось на уровне 0,06 мкМ и 2–3 мкМ соответственно, концентрация аммония не превышала 0,6 мкМ. Для вертикальных профилей нитритов отмечено два максимума на изопикнических поверхностях  $\sigma_t = 14,0$  кг/м<sup>3</sup> и  $\sigma_t = 15,9$  кг/м<sup>3</sup>, величина второго максимума не превышала 0,07 мкМ. Для нитратов характерен максимум в интервале величин условной плотности  $\sigma_t = 15,2$ –15,5 кг/м<sup>3</sup>, его величина достигала 4–5 мкМ. Появление значимых концентраций ионов аммония зафиксировано на глубине изопикнической поверхности  $\sigma_t = 16,0$  кг/м<sup>3</sup>, затем их содержание монотонно возрастало, достигая  $96 \pm 5$  мкМ на глубине 2000 м. Мольное отношение  $\text{NH}_4^+/\text{H}_2\text{S}$  вблизи верхней границы сероводородной зоны составляло 0,58, что указывает на значительный эквивалентный избыток аммония по сравнению с теоретическим стехиометрическим значением 0,30. На больших глубинах при высоких концентрациях  $\text{H}_2\text{S}$  ( $\geq 380$  мкМ) оно уменьшилось до 0,25 и приблизилось к теоретическому значению.

**Ключевые слова:** Черное море, сероводород, биогенные элементы, неорганический азот, вертикальный профиль, натурные данные

© Кондратьев С. И., Вареник А. В., Орехова Н. А., 2023

**Благодарности:** работа выполнена в рамках государственного задания FNNN 2021-0004 «Фундаментальные исследования океанологических процессов, определяющих состояние и эволюцию морской среды под влиянием естественных и антропогенных факторов, на основе методов наблюдения и моделирования» и государственного задания FNNN 2021-0005 «Комплексные междисциплинарные исследования океанологических процессов, определяющих функционирование и эволюцию экосистем прибрежных зон Черного и Азовского морей», а также проекта РФФИ № 21-55-52001.

**Для цитирования:** Кондратьев С. И., Вареник А. В., Орехова Н. А. Неорганические формы азота в глубоководной части Черного моря по экспедиционным данным 2016–2019 годов // Морской гидрофизический журнал. 2023. Т. 39, № 2. С. 205–219. EDN FGONIQ. doi:10.29039/0233-7584-2023-2-205-219

Original article

## Inorganic Forms of Nitrogen in the Deep Part of the Black Sea Based on the Expeditionary Data, 2016–2019

S. I. Kondratev ✉, A. V. Varenik, N. A. Orekhova

Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia  
✉ skondratt@mail.ru

### Abstract

**Purpose.** The purpose of the study is to describe quantitatively the structure of vertical distribution of the nitrogen inorganic forms, namely nitrites, nitrates and ammonium ions, at the present post-eutrophication period of the deep-sea ecosystem evolution in the Black Sea based on the field data obtained in 2016–2019.

**Methods and Results.** The data obtained in the Black Sea within the economic zone of Russia in 2016–2019 by the scientists of Marine Hydrophysical Institute were used. At more than 200 deep-sea stations, a cassette of 12 bathometers (*Seabird-Electronics* CTD-instrument) was applied for taking hydrochemical samples at certain isopycnic surfaces, usually at  $\sigma_t = 16.30; 16.25; 16.20; 16.15; 16.10; 16.05; 16.00; 15.95; 15.90; 15.80; 15.50, 14.0 \text{ kg/m}^3$ . Such a scheme permits to determine the suboxic zone locations (including its upper boundary), the depth of hydrogen sulfide formation, and also to study in details the changes in the nitrogen forms during transition from the oxic conditions to the anoxic ones.

**Conclusions.** At the present post-eutrophication period of the deep-sea ecosystem evolution in the Black Sea, qualitative characteristics of the vertical distribution of inorganic nitrogen forms correspond to the already known features. The quantitative ones are characterized by the following values: from the surface to the oxicleine onset near the isopycnic surface  $\sigma_t = 14.5 \text{ kg/m}^3$ , the contents of nitrites and nitrates were at the level  $0.06 \text{ }\mu\text{M}$  and  $2\text{--}3 \text{ }\mu\text{M}$ , respectively, and the ammonium concentration did not exceed  $0.6 \text{ }\mu\text{M}$ . As for the nitrite vertical profiles, two maximums are noted at the isopycnic surfaces  $\sigma_t = 14.0 \text{ kg/m}^3$  and  $\sigma_t = 15.9 \text{ kg/m}^3$ ; the value of the second peak does not exceed  $0.07 \text{ }\mu\text{M}$ . The nitrate vertical profiles are characterized by a maximum within the range of isopycnic surfaces  $\sigma_t = 15.2\text{--}15.5 \text{ kg/m}^3$ ; its value reached  $4\text{--}5 \text{ }\mu\text{M}$ . The ammonium considerable concentrations were recorded at the isopycnic  $\sigma_t = 16.0 \text{ kg/m}^3$ , after which the ammonium content monotonously increased with depth reaching the value  $96 \pm 5 \text{ }\mu\text{M}$  at the 2000-meter depth. The molar ratio  $\text{NH}_4^+/\text{H}_2\text{S}$  near the upper boundary of the hydrogen sulfide zone was 0.58 that indicated a significant equivalent excess of ammonium as compared to the theoretical stoichiometric value 0.30. At greater depths where the  $\text{H}_2\text{S}$  concentrations are high ( $\geq 380 \text{ }\mu\text{M}$ ), it decreased to 0.25 and approached the theoretical value.

**Keywords:** Black Sea, hydrogen sulfide, nutrients, inorganic forms of nitrogen, vertical profile, field data

**Acknowledgments:** The investigation was carried out within the framework of the state assignments FNNN 2021-0004 “Fundamental studies of the oceanological processes which determine state and evolution of the marine environment influenced by natural and anthropogenic factors, based on the observation and modeling methods” and FNNN 2021-0005 “Complex interdisciplinary studies of oceanological processes that determine functioning and evolution of the ecosystems of coastal zones of the Black and Azov seas”, as well as with support of the RFFI project No. 21-55-52001.



## Введение

Азот является одним из важнейших элементов, необходимых для жизни на нашей планете. Недостатка в нем нет – 80% атмосферы планеты содержит элементарный азот ( $N_2$ ), но в подавляющем большинстве случаев для того чтобы азот усваивался растениями, он должен находиться в доступной для них форме ионов, таких как аммоний ( $NH_4^+$ ), нитриты ( $NO_2^-$ ) или нитраты  $NO_3^-$ , хотя некоторые растения могут использовать для роста и молекулярный азот [1]. После налаживания промышленного производства аммиака в начале XX в. (процесс Габера) в сельском хозяйстве стали широко использоваться азотные удобрения, из которых только 30–70% усваивались растениями, а остальное реками выносилось в озера или океан. Таким образом, можно сказать, что примерно с середины XX в. человек сам стал «удобрять» озера, моря и океаны усваиваемыми фитопланктоном соединениями азота [2].

Как результат, в водных объектах начались так называемые «красные приливы», когда разросшиеся на поверхности водоросли стали препятствовать проникновению в водную толщу солнечных лучей, обмену воды с кислородом воздуха, что в конечном итоге приводит к дефициту кислорода, развитию в воде гипоксии и гибели живых организмов [3, 4].

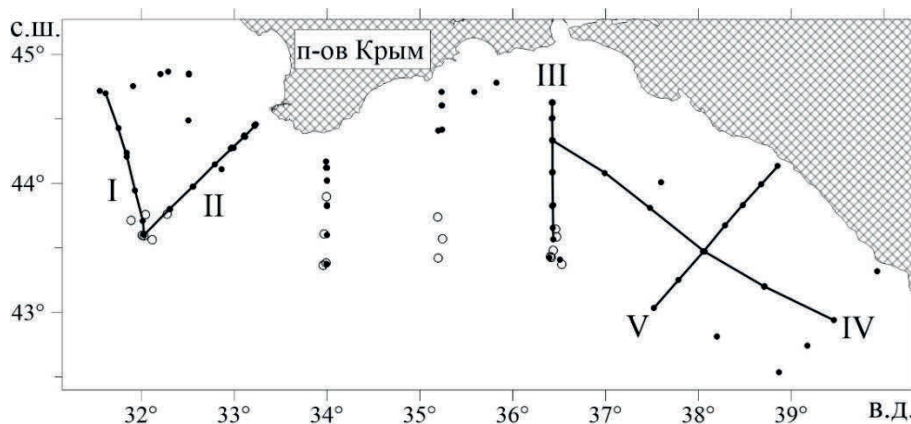
Для Черного моря антропогенное влияние выразилось в том, что в 60–70-х гг. наблюдался период эвтрофикации, в течение которого в прибрежные воды поступало дополнительное количество не только соединений азота, но и других биогенных элементов, постоянно увеличивались продукция и поступление органического вещества. При этом мольное соотношение биогенных элементов Si:P:N изменилось, что сопровождается развитием выделяющих токсины водорослей [5].

В начале 90-х гг. прошлого века антропогенный пресс на Черное море ослаб, хотя и не снизился до уровня «до эвтрофикации». Подробно изменение гидрохимического состава вод Черного моря в периоды «до», «в течение» и «после» эвтрофикации рассмотрено в работах [6–10]. В этот же период перестала существовать сеть Общегосударственной системы наблюдения и контроля (ОГСНК) мониторинга состояния Черного моря, выполнялись единичные кратковременные выходы НИС. За период 1995–2015 гг. с участием Морского гидрофизического института (МГИ) были проведены только две экспедиции – в 1995 г. на НИС «Профессор Колесников» и в 2004 г. на НИС «Академик» Болгарской академии наук. После 2015 г. экспедиционные исследования МГИ в Черном море возобновились, и в 2016–2019 гг. было выполнено 11 рейсов в глубоководной части, в которых определяли содержание в морской воде трех основных неорганических связанных форм азота – нитритов, нитратов и ионов аммония. В водах Черного моря на границе появления сероводорода возможно также образование иных форм азота, в частности закиси и элементарного азота [11, 12], но в данной работе они не рассматриваются. Основное внимание в настоящей работе уделено количественному описанию верти-

кального распределения нитритов, нитратов и ионов аммония в водах глубоководной части Черного моря по данным экспедиционных исследований в 2016–2019 гг. с целью обеспечения репрезентативных количественных характеристик гидрохимической структуры вод Черного моря в современный период.

### Материалы и методы

Схема расположения глубоководных станций, на которых в 2016–2019 гг. в различные гидрологические сезоны проводился отбор проб для определения содержания неорганических связанных форм азота, показана на рис. 1.



**Р и с. 1.** Схема глубоководных станций, на которых отбирались пробы на нитриты, нитраты и ионы аммония в 2016–2019 гг. (сплошными линиями обозначены разрезы I – V, ромбиками отмечены станции, пробы на которых были отобраны на 37 горизонтах)

**F i g. 1.** Scheme of the deep-sea stations for the nitrites, nitrates and ammonium samplings in 2016–2019 (solid lines indicate transects I – V, rhombuses – the stations where the samples were taken at 37 horizons)

Пробы воды для гидрохимического анализа отбирали с помощью кассеты из 12 батометров CTD-прибора *Seabird-Electronics* на определенных изопикнических поверхностях. Как правило, это был ряд величин условной плотности  $\sigma_t$ , равных 16,30, 16,25, 16,20, 16,15, 16,10, 16,05, 16,00, 15,95, 15,90, 15,80, 15,50, 14,0 кг/м<sup>3</sup>. На 19 станциях отбор проб для определения содержания ионов аммония производился на 37 горизонтах: на максимальной глубине погружения зонда (до 2000 м), далее через 100 м и по ряду изопикнических поверхностей, приведенных выше. Такая схема отбора проб позволяла определить положение верхних границ промежуточного субкислородного слоя и сероводородной зоны, а также подробности перехода окисленных форм азота в восстановленную при смене окислительно-восстановительных условий.

Отобранные до величин условной плотности  $\sigma_t = 16,3$  кг/м<sup>3</sup> пробы фильтровали через мембранные фильтры с размером пор 0,45 мкм, после чего замораживали при  $-18^\circ\text{C}$  и доставляли в береговую лабораторию для анализа спектрофотометрическим методом на содержание суммы нитритов и нитратов <sup>1</sup>.

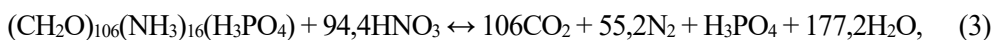
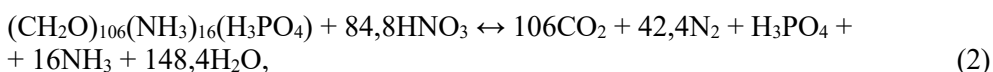
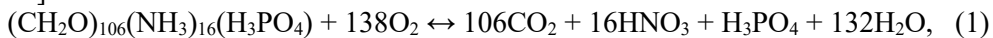
<sup>1</sup> Массовая концентрация азота нитратного в морской воде. Методика измерений фотометрическим методом после восстановления в кадмиевом редуторе : РД 52.10.745-2020 : введ. в действие с 22.02.2021.

Определение выполняли на проточном автоанализаторе с использованием метода восстановления нитратов до нитритов с помощью омедненного кадмия. При минимальной определяемой концентрации нитратов 0,36 мкМ погрешность метода составляет  $\pm 0,20$  мкМ<sup>2</sup>. Определение содержания нитритов и ионов аммония осуществлялось непосредственно в судовой лаборатории на НИС. Для определения концентрации нитритов использовался метод Бендшнайдера и Робинсона<sup>3</sup>, ионов аммония – модифицированный метод Сэджи – Солорзано для морской воды, основанный на определении индофенольного красителя, образующегося в щелочной среде из фенола, аммиака и гипохлорита. В качестве катализатора реакции в методе используется нитропруссид, что значительно повышает его чувствительность [13], которая составляет 0,05 мкМ<sup>3</sup>. Ввиду высокой концентрации ионов аммония на глубинах ниже 500 м пробы разбавлялись в 10 раз водой, отобранной на той же станции, что и разбавляемая проба, с глубины, соответствующей  $\sigma_t = 15,4$  кг/м<sup>3</sup> (где отмечено отсутствие ионов аммония).

Содержание сероводорода определялось йодометрическим методом, йодопотребление на изопикнической поверхности  $\sigma_t = 15,8$  кг/м<sup>3</sup> принималось за нулевое в соответствии с работой<sup>4</sup>. За 15 минут до отбора проб мерные 200-миллилитровые колбы продували аргоном.

### **Особенности вертикальных профилей соединений азота в глубоководной части Черного моря**

Переход одних соединений азота в другие – нитратов в нитриты, нитритов в аммоний ( $\text{NO}_3^- \rightarrow \text{NO}_2^- \rightarrow \text{NO} \rightarrow \text{N}_2\text{O} \rightarrow \text{N}_2 \rightarrow \text{NH}_4^+$ ) в Черном море определяется прежде всего окислительно-восстановительными условиями, которые в первую очередь зависят от содержания в воде растворенного кислорода [14, 15]:



В северо-западную часть моря со стоком рек (преимущественно сток Дуная, Днепра и Днестра) поступает большой объем пресных вод, а через пролив Босфор на глубине ~ 70 м проникают плотные соленые воды Мраморного моря [14]. Поступление пресных вод сверху и соленых снизу приводит к образованию в Черном море постоянного галоклина в интервале соленостей 18,5–21,5

<sup>2</sup> Руководство по химическому анализу морских вод : РД 52.10.243-293 : введ. в действие с 01.07.1993. СПб. : Гидрометеоиздат, 1993. 264 с.

<sup>3</sup> Руководство по химическому анализу морских и пресных вод при экологическом мониторинге рыбохозяйственных водоемов и перспективных для промысла районов Мирового океана / Под ред. В. В. Сапожникова. М. : Изд-во ВНИРО, 2003. 202 с.

<sup>4</sup> Методы гидрохимических исследований океана / Под ред. О. К. Бордовского. М. : Наука, 1978. 267 с.

[15, 16]. Этот галоклин в свою очередь формирует пикноклин между изопикническими поверхностями  $\sigma_t = 14,5\text{--}16,5 \text{ кг/м}^3$ , который служит определенным препятствием для вертикального обмена между поверхностными и глубинными водами. Изучением пространственного и вертикального изменения гидрохимических элементов в Черном море занимались многие авторы [17–19]. Следует отметить, что при рассмотрении вертикальных распределений исследуемых характеристик в Черном море используют не шкалу глубин, а шкалу условной плотности  $\sigma_t$  [15, 20, 21], что позволяет учесть влияние гидрологической структуры на глубину залегания характерных особенностей гидрохимической структуры.

Если бы в водах Черного моря не было пикноклина, то в зимний период охлажденные поверхностные воды, насыщенные кислородом практически на 100%, за счет большей плотности проникали бы на большие глубины, как это происходит в большинстве водных объектов. Однако для Черного моря глубина проникновения охлажденных поверхностных вод (где бы они ни формировались – в шельфовых областях или в центрах циклонических круговоротов) ограничена глубиной холодного промежуточного слоя (ХПС) с ядром на глубине условной плотности  $\sigma_t = 14,5 \text{ кг/м}^3$  [22].

Это ограничение по глубине проникновения охлажденных вод приводит к тому, что при зимнем вентилировании моря обновляется ХПС, который является единственным источником кислорода для вод, расположенных глубже. Минимум температуры ХПС (и, соответственно, максимальное содержание кислорода), который зависит от метеорологических условий в зимний период, располагается возле изопикнической поверхности  $\sigma_t = 14,5 \text{ кг/м}^3$ . Постоянное потребление кислорода на окисление оседающего взвешенного органического вещества (ВОВ) и ограниченное поступление  $\text{O}_2$  только за счет диффузии из ХПС приводит к тому, что его содержание с глубиной постепенно уменьшается (возникает оксиклин) до полного исчезновения, после чего появляется сероводород. Имеется еще один источник кислорода в водах Черного моря – поступающие через пролив Босфор соленые воды Мраморного моря. Но этот кислород полностью расходуется на окисление сероводорода, что позволяет в течение последних 40 лет удерживать верхнюю границу сероводорода в пределах изопикнической поверхности  $\sigma_t = 16,1\text{--}16,2 \text{ кг/м}^3$  [23].

На изменения в содержании соединений азота по вертикали эти особенности распределения растворенного кислорода влияют следующим образом: в верхнем продуктивном слое вод Черного моря, содержащем высокие концентрации кислорода, содержание всех форм азота практически однородно по глубине. В этом слое процессы разложения ВОВ компенсируются процессами фотосинтеза и накопления неорганических форм биогенных элементов (фосфор, кремний, азот) не происходит. Содержание всех этих форм относительно невысокое по сравнению с концентрациями этих соединений глубже ядра ХПС на  $\sigma_t = 14,5 \text{ кг/м}^3$ .

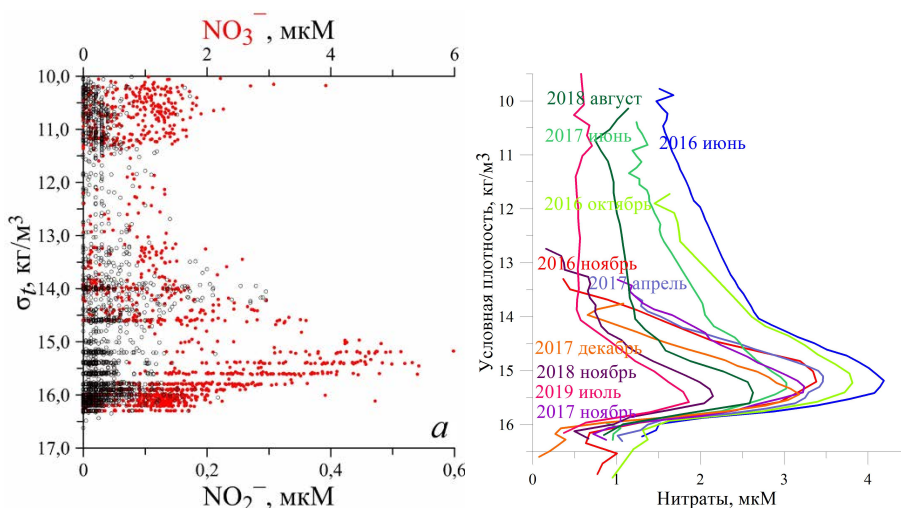
Начиная примерно с величины условной плотности  $\sigma_t = 14,5 \text{ кг/м}^3$ , концентрация  $\text{O}_2$  уменьшается с глубиной. Это означает, что процессы потребления кислорода на окисление ВОВ преобладают над процессами его поступления и содержание минеральных форм всех биогенных элементов возрастает.

Вертикальные профили неорганических форм каждого биогенного элемента имеют свои особенности. Для соединений азота они отличаются тем, что первоначально постепенно возрастает содержание нитратов, тогда как концентрации нитритов и ионов аммония заметно не увеличиваются – до тех пор, пока содержащегося в воде кислорода хватает на окисление образующегося при разложении ВОВ аммония до нитратов. Это продолжается примерно до того момента, пока концентрация  $O_2$  не становится менее 10–20 мкМ, что соответствует верхней границе так называемой субоксидной зоны (СОЗ), которая располагается в пределах изопикнических поверхностей  $\sigma_t = 15,5–15,9$  кг/м<sup>3</sup>.

На вертикальном профиле нитратов процесс их накопления при минерализации ВОВ заканчивается широким максимумом с центром примерно на глубине изопикнической поверхности  $\sigma_t = 15,5$  кг/м<sup>3</sup>, после чего (вследствие недостатка растворенного кислорода) в процессах разложения ВОВ начинается использование нитратов и нитритов как окислителей и их концентрации снижаются. В СОЗ при дефиците растворенного кислорода, когда его концентрации незначительно превышают концентрации нитратов и нитритов, могут происходить процессы взаимодействия различных форм азота, которые заканчиваются образованием молекулярного азота и его восстановленной формы. После того как на окисление ВОВ будут израсходованы растворенный кислород, нитраты и нитриты, а затем окисленные формы железа и марганца, возникает сероводородная зона, где единственной неорганической связанной формой азота является аммоний, концентрация которого монотонно возрастает с глубиной.

### Полученные результаты и их обсуждение

Вертикальные профили окисленных форм азота в глубоководной части Черного моря по данным 2016–2019 гг. показаны на рис. 2.



**Рис. 2.** Осредненные профили нитритов и нитратов за все съемки в 2016–2019 гг. (а) и нитратов за отдельные съемки в те же годы (б)

**Fig. 2.** Averaged profiles of nitrites and nitrates for all the surveys in 2016–2019 (a), and those of nitrates for individual surveys in the same years (b)

В вертикальном распределении (рис. 2, *a*) выделяются два максимума концентрации нитритов на глубинах изопикнических поверхностей  $\sigma_t$ , равных 14,0 и 15,9 кг/м<sup>3</sup>, и максимум концентрации нитратов на  $\sigma_t = 15,2-15,5$  кг/м<sup>3</sup>.

От поверхности до верхней границы оксиклина ( $\sigma_t = 14,5$  кг/м<sup>3</sup>) соотношение между нитритами и нитратами составляет  $\sim 1:10-20$ . При этом в поверхностном слое вод содержание нитритов не превышает 0,1 мкМ, тогда как нитратов в большинстве случаев – не менее 1 мкМ (рис. 2, *b*). На глубине, соответствующей изопикнической поверхности  $\sigma_t = 14,5$  кг/м<sup>3</sup>, располагается верхний максимум нитритов, который, вероятно, определяется тем, что нитриты являются промежуточным продуктом при трансформации азота ВОВ из восстановленного в окисленное состояние. И прежде чем будет достигнута максимальная концентрация нитратов, в начале слоя оксиклина наблюдается накопление нитритов [24] (рис. 2, *a*).

Ниже этой границы тенденции в изменении концентраций этих форм различны. Содержание нитратов плавно увеличивается по сравнению со слоями, где нет дефицита кислорода (выше  $\sigma_t = 14,0$  кг/м<sup>3</sup>), и образуется максимум на изопикнической поверхности  $\sim \sigma_t = 15,2-15,5$  кг/м<sup>3</sup> (горизонты отбора проб не позволяют определить максимум более точно), что является результатом аэробной деструкции ВОВ (уравнение (1)). Затем концентрации нитратов с глубиной начинают быстро уменьшаться: при снижении концентрации кислорода ниже 10 мкМ [25] протекают реакции денитрификации (уравнения (2), (3)), вследствие чего изымаются нитраты и кислорода уже недостаточно для окисления ионов аммония, поступающих из нижележащих слоев, до нитратов [24, 26] (уравнения (4), (5) [27]). При этом наблюдается увеличение концентрации нитритов (рис. 2, *a*), так как при снижении концентрации кислорода должно происходить восстановление нитратов через образование нитритов до ионов аммония. С другой стороны, поток ионов аммония с нижележащих слоев определяет протекание реакции нитрификации (уравнения (4), (5)), промежуточным продуктом которой также являются нитриты. Второй максимум концентрации нитритов наблюдается на верхней границе СОЗ.

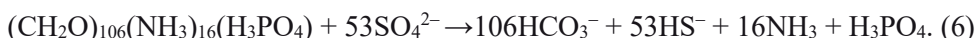
Вблизи нижней границы СОЗ, соответствующей изопикнической поверхности появления сероводорода  $\sigma_t = 16,1$  кг/м<sup>3</sup>, изменение содержания нитратов, согласно [20, 23] и полученным нами данным, неоднозначно: на некоторых станциях они полностью исчезают, но во многих случаях их концентрации возрастают сразу ниже границы появления сероводорода и могут достигать 1–2 мкМ, и только на  $\sigma_t = 16,3$  кг/м<sup>3</sup> они снижаются до аналитического нуля.

При рассмотрении осредненных профилей нитритов по отдельным съемкам установлено, что в слое нижнего максимума нитритов ( $\sigma_t = 15,9$  кг/м<sup>3</sup>) их концентрация в 2–3 раза превышает наблюдаемую на более высоких горизонтах и достигает  $\sim 0,07$  мкМ.

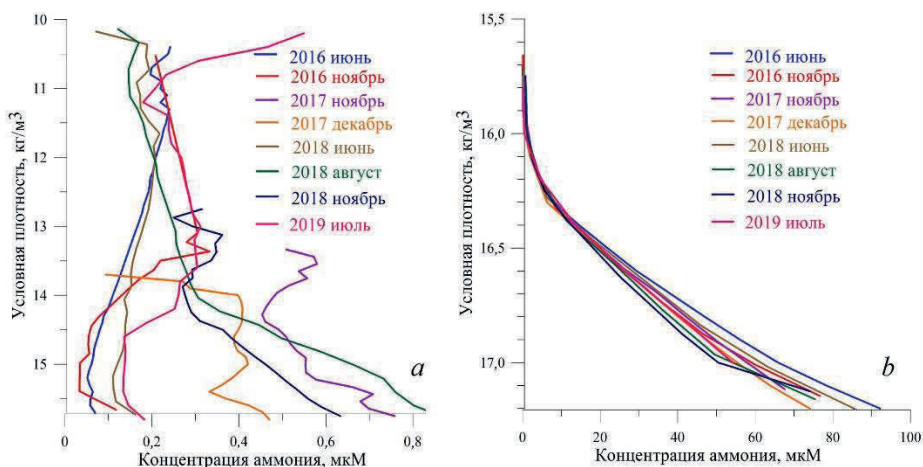
В период 2016–2019 гг. максимум концентрации нитратов не превышал 4 мкМ, при этом отмечено его заглубление (рис. 2, *b*) с  $\sigma_t = 15,2$  кг/м<sup>3</sup> (июнь 2016 г.) до  $\sigma_t = 15,5$  кг/м<sup>3</sup> (июнь 2019 г.), что соответствует границе максимума нитратов в 1991 г. [15]. При этом величину максимума, по которой можно судить об интенсивности первично-продукционных процессов в фотической части моря [23], не удастся привязать к конкретному сезону. Например, в июне 2016 г. он был самым большим ( $\sim 4$  мкМ), а в июле 2019 г. – самым маленьким

(~ 2 мкМ) (рис. 2, *b*), что соответствует концентрации в доэвтрофикационный период. Таким образом, можно отметить снижение средней концентрации нитратов по сравнению с 80-ми годами XX в. – в период эвтрофикации Черного моря она поднималась до 9 – 10 мкМ [23]. Изменение глубины залегания максимума нитратов и динамика их концентрации могут быть обусловлены изменением структуры фитопланктона [15, 28].

Динамика концентрации ионов аммония преимущественно определяется биогеохимическими процессами с участием органического вещества и реакциями трансформации минеральных форм азота. Так, вклад аэробного окисления ВОВ (уравнение (1)) в продукцию ионов аммония достигает 61%. В анаэробном слое реминерализация ВОВ за счет сульфатредукции дает вклад до 30% продукции ионов аммония [27]:



Еще одним дополнительным источником аммония в придонном слое являются донные отложения [29]. Однако в аэробной зоне за счет наличия кислорода ионы аммония окисляются до нитратов/нитритов (уравнения (4), (5)), и это определяет относительно невысокие концентрации аммония в указанном слое вод – они редко превышают 0,5 мкМ и в среднем составляют ~ 0,22 мкМ. При этом концентрации не имеют явной тенденции в изменении после возникновения оксиклина: в некоторых случаях может наблюдаться как увеличение, так и уменьшение, что определяется соотношением продукционно-деструкционных процессов. По мере снижения содержания кислорода (в слое  $\sigma_t = 15,9\text{--}16,1 \text{ кг/м}^3$ ) динамика ионов аммония также определяется денитрификацией (уравнение (2)). Явный и быстрый рост содержания аммония начинается ниже границы появления сероводорода, на изопикнической поверхности  $\sigma_t = 16,1 \text{ кг/м}^3$  (рис. 3, *b*). Причем концентрации уже на  $\sigma_t = 16,3 \text{ кг/м}^3$  достигают ~ 10 мкМ, что превосходит суммарные максимумы концентраций всех форм азота в кислородсодержащих водах.

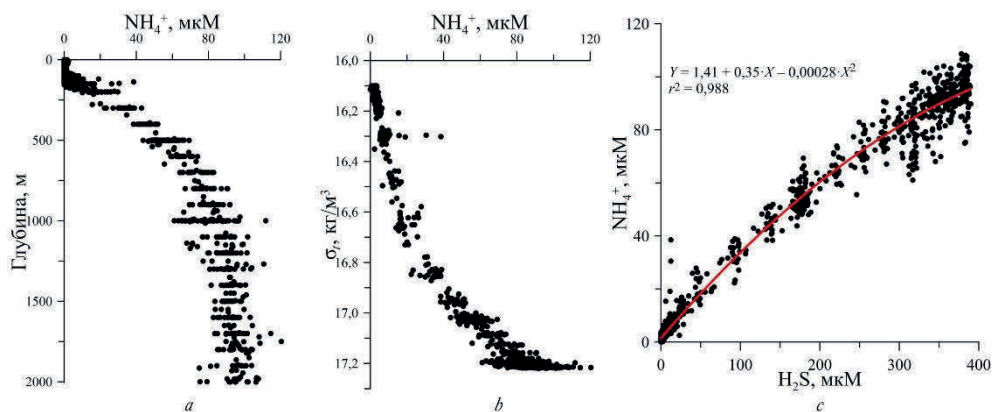


**Р и с. 3.** Осредненные профили аммония до (*a*) и ниже (*b*) границы сероводорода в съемках 2016–2019 гг.

**F i g. 3.** Averaged ammonium profiles up to (*a*) and below (*b*) the hydrogen sulfide boundary in the 2016–2019 surveys

Концентрация ионов аммония на глубине  $\sim 2000$  м ( $\sigma_t = 17,0\text{--}17,2$  кг/м<sup>3</sup>) в среднем составляет  $\sim 96 \pm 5$  мкМ, что согласуется с полученными ранее данными [15, 30].

Вертикальные профили аммония в шкале глубин и плотности по всем полученным данным (рис. 4, *a*, *b*) указывают на достаточно большой разброс результатов, что в дальнейших исследованиях потребует проведения методических работ для улучшения методики определения аммиака.



**Р и с. 4.** Вертикальные профили аммония в шкале глубин (*a*) и плотности (*b*), мольное отношение  $\text{NH}_4^+/\text{H}_2\text{S}$  (*c*) в анаэробной зоне Черного моря в 2016–2019 гг.

**F i g. 4.** Vertical profiles of ammonium at the depth scale (*a*) and density (*b*), molar ratio  $\text{NH}_4^+/\text{H}_2\text{S}$  (*c*) in the Black Sea anaerobic zone in 2016–2019

Так как аммоний в присутствии сероводорода практически не окисляется, отношение концентрации ионов аммония и сероводорода должно быть постоянным и, исходя из стехиометрического соотношения по уравнению (6), равным 0,30.

Наблюдаемые изменения данного отношения (рис. 4) указывают на уменьшение относительного содержания ионов аммония при переходе от аэробных к анаэробным условиям. Так, мольное отношение  $\text{NH}_4^+/\text{H}_2\text{S}$ , осредненное полиномом (рис. 4, *b*), дает, согласно нашим данным, величину  $0,58 \pm 0,14$  для концентраций  $\text{H}_2\text{S} = 10$  мкМ (31 значение) и  $0,25 \pm 0,016$  – для концентраций  $\text{H}_2\text{S} \geq 380$  мкМ (60 значений).

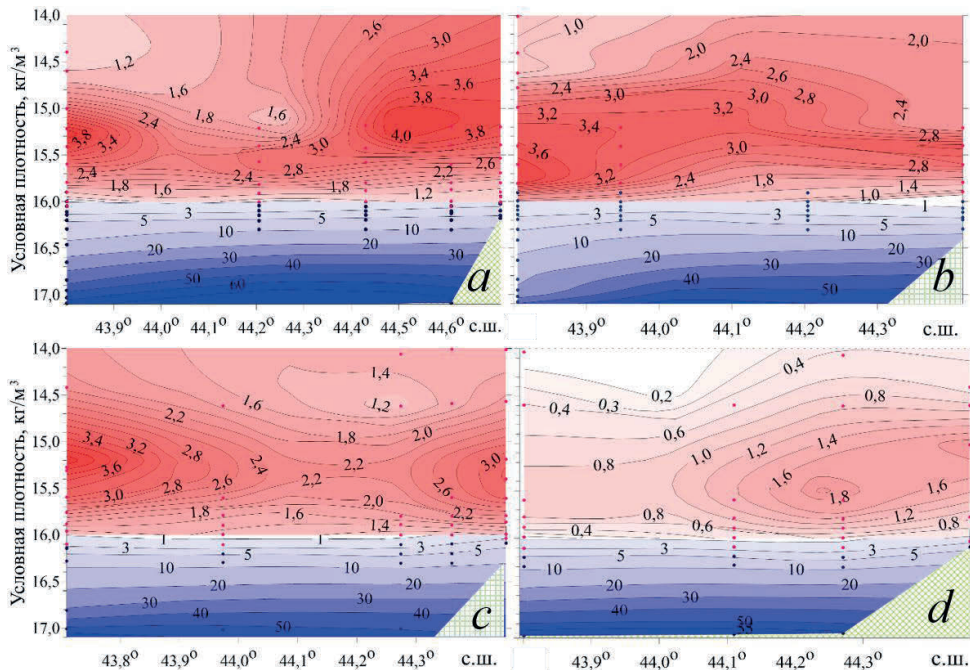
Согласно нашим данным, при небольших концентрациях  $\text{H}_2\text{S}$  (10 мкМ) наблюдается значительный избыток аммония по сравнению с теоретическими значениями. Это обусловлено тем, что до 40% от общего количества окисляемого в Черном море сероводорода на этих глубинах активно окисляется благодаря горизонтальному потоку босфорских вод, обогащенных кислородом [22]. Однако при высоких концентрациях  $\text{H}_2\text{S}$  ( $\geq 380$  мкМ) отношение  $\text{NH}_4^+/\text{H}_2\text{S}$  уменьшается до 0,25, что близко к теоретическому значению. При этом можно отметить некоторый дефицит ионов аммония по сравнению с сероводородом.

#### **Вертикальные профили нитратов и аммония на пяти разрезах в глубоководной части Черного моря в 2016–2019 гг.**

На предлагаемых ниже рис. 5–7 показано распределение одновременно нитратов и ионов аммония на пяти разрезах, отмеченных на рис. 1. Чтобы избежать пересечения изолиний нитратов и аммония, распределение нитратов



ограничивали условной плотностью  $\sigma_t = 16,0 \text{ кг/м}^3$ , поскольку, по данным [24, 26], на этой поверхности их концентрация была близка к нулевой.

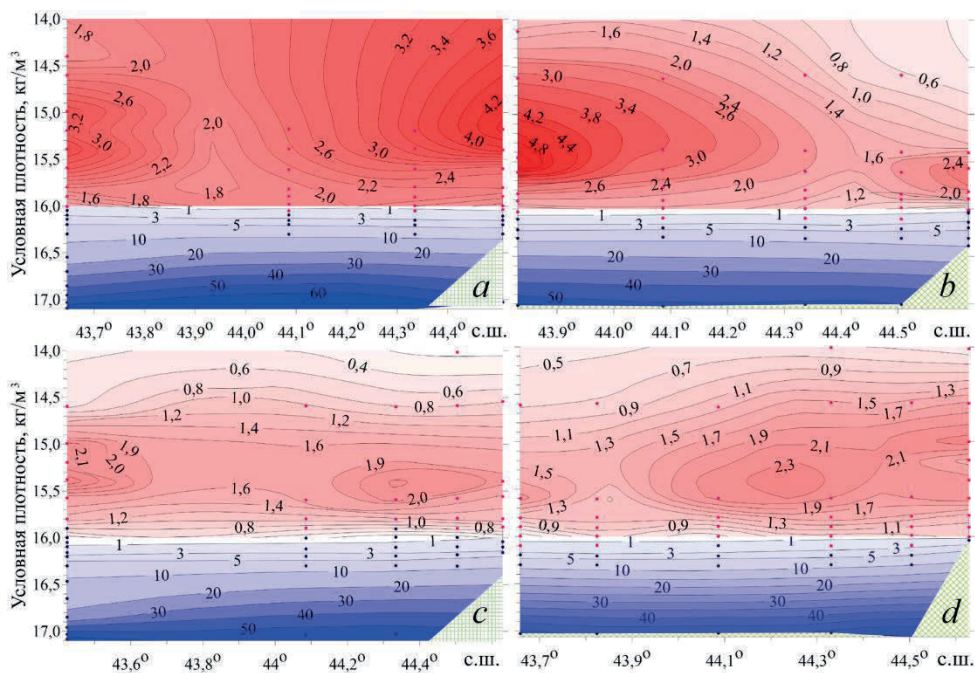


**Р и с. 5.** Распределение нитратов (красный цвет) и ионов аммония (синий) на разрезе I в июне (a) и в декабре (b) 2017 г. и на разрезе II в ноябре (c) и в июле 2019 г. (d)

**F i g. 5.** Distribution of nitrates (red color) and ammonium (blue color) in transect I in June (a) and December (b), 2017, and in transect II in November, 2018 (c) and July, 2019 (d)

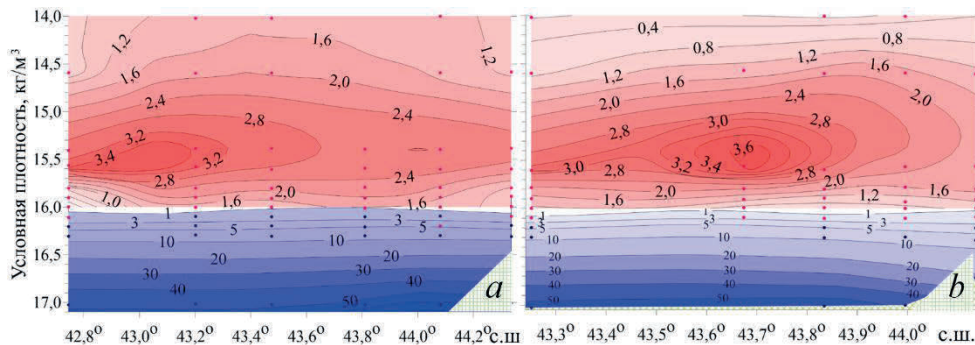
Для всех разрезов характерно появление аммония с концентрацией  $\sim 0,95 \text{ мкМ}$  на изопикнической поверхности  $\sigma_t = 16,0 \text{ кг/м}^3$  и монотонное увеличение его содержания с глубиной, что качественно напоминает распределение сероводорода. Для нитратов подобная изопикничность распределения по вертикали совершенно не характерна. На всех профилях в отдельных районах наблюдаются их максимальные концентрации в интервале  $\sigma_t = 15,3\text{--}15,5 \text{ кг/м}^3$ , не превышающие  $5 \text{ мкМ}$ , однако привязать эти максимумы к сезонам или географическому положению не удастся. Так, на разрезе I, перпендикулярном северо-западному шельфу (рис. 5, a, b), максимальные концентрации в июне и декабре 2017 г. были примерно одинаковыми, при этом в июне они наблюдались над шельфовой частью разреза, в декабре – в глубоководной области. На разрезе II м. Херсонес – пролив Босфор (рис. 5, c, d) максимум нитратов в ноябре 2018 г. располагался в глубоководной части, в июле 2019 г. – в шельфовой.

На Керченском разрезе III максимум нитратов, наблюдаемый в шельфовой части в июне 2017 г., заметно уменьшается в августе 2018 г. (рис. 6, a, b), и это снижение концентрации продолжается в ноябре 2018 г. и в июле 2019 г. (рис. 6, c, d). Причем в последнем случае распределение нитратов для двух разных гидрологических сезонов оказалось очень похожим.



**Рис. 6.** Распределение нитратов (красный цвет) и ионов аммония (синий) на разрезе III в июне 2017 г. (a), августе (b) и ноябре (c) 2018 г. и в июле 2019 г. (d)

**Fig. 6.** Distribution of nitrates (red color) and ammonium (blue color) in transect III in June, 2017 (a), August (b) and November (c), 2018, and in July, 2019 (d)



**Рис. 7.** Распределение нитратов (красный цвет) и ионов аммония (синий) в восточной части Черного моря на разрезе IV в августе 2018 г. (a) и на разрезе V в июле 2019 г. (b)

**Fig. 7.** Distribution of nitrates (red color) and ammonium (blue color) in the eastern part of the Black Sea in transect IV in August, 2018 (a) and in transect V in July, 2019 (b)

В восточной части моря в августе 2018 г. на разрезе IV максимум нитратов располагался в глубоководной области (рис. 7, a). Все станции разреза V были расположены вдоль восточного берега моря на примерно одинаковой глубине, в июле 2019 г. максимум нитратов наблюдался только в середине этого разреза (рис. 7, b).

Подобное распределение нитратов на разрезах связано, вероятнее всего, с особенностями динамики вод.

## Выводы

В настоящей работе рассматривались данные, полученные в 11 экспедициях Морского гидрофизического института в Черном море (экономическая зона России) в 2016–2019 гг. На основании анализа данных о вертикальном распределении неорганических форм азота (нитраты, нитриты и ионы аммония) от поверхности до глубины 2000 м установлено:

1. От поверхности до начала окислина вблизи  $\sigma_t = 14,5$  кг/м<sup>3</sup> концентрации нитритов и нитратов находились на уровне 0,06 и 2–3 мкМ соответственно, содержание аммония не превышало 0,6 мкМ. Динамика концентрации минеральных форм азота определялась преимущественно аэробным окислением ВОВ, а также нитрификацией – окислением ионов аммония до нитратов.

2. Для вертикальных профилей нитритов характерно наличие двух максимумов на  $\sigma_t$ , равных 14,0 и 15,9 кг/м<sup>3</sup>. Вертикальное распределение нитритов определяется процессами нитрификации в аэробном слое вод и денитрификации – в субкислородной зоне.

3. Для вертикальных профилей нитратов характерно увеличение концентрации, начиная с  $\sigma_t = 14,2$ –14,5 кг/м<sup>3</sup>. Максимум концентрации наблюдался в интервале изопикнических поверхностей  $\sigma_t = 15,2$ –15,5 кг/м<sup>3</sup> и не превышал 4–5 мкМ. Снижение концентрации нитратов вблизи границы появления сероводорода ( $\sigma_t = 16,1$  кг/м<sup>3</sup>) также является результатом денитрификации с образованием молекулярного азота. При этом происходит накопление нитритов.

4. Появление ионов аммония с концентрацией 0,95 мкМ зафиксировано на изопикнической поверхности  $\sigma_t = 16,0$  кг/м<sup>3</sup>, затем их содержание монотонно возрастало, достигая  $96 \pm 5$  мкМ на глубине 2000 м.

5. Молярное отношение  $\text{NH}_4^+/\text{H}_2\text{S}$  около верхней границы сероводородной зоны при концентрациях  $\text{H}_2\text{S} = 10$  мкМ оказалось равным 0,58, здесь наблюдается избыток ионов аммония по сравнению с сульфидами. На больших глубинах при высоких концентрациях  $\text{H}_2\text{S}$  ( $\geq 380$  мкМ) оно уменьшилось до 0,25 и приблизилось к теоретическому значению 0,30.

6. Выраженных закономерностей в пространственно-временном распределении нитратов и ионов аммония по разрезам от северо-западного до восточного района Черного моря не выявлено. Максимальные концентрации нитратов невозможно привязать ни к сезону, ни к географическому положению.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Human activities and nitrogen in waters / W. Q. Suo [et al.] // *Acta Ecologica Sinica*. 2012. Vol. 32, iss. 4. P. 174–179. <https://doi.org/10.1016/j.chnaes.2012.04.010>
2. Review of Nitrogen Compounds Prediction in Water Bodies Using Artificial Neural Networks and Other Models / P. Kumar [et al.] // *Sustainability*. 2020. Vol. 12, iss. 11. 4359. <https://doi.org/10.3390/su12114359>
3. Gray J. S., Wu R. S-s., Or Y. Y. Effects of hypoxia and organic enrichment on the coastal marine environment // *Marine Ecology Progress Series*. 2002. Vol. 238. P. 249–279. doi:10.3354/meps238249
4. Dynamics and distribution of natural and human-caused hypoxia / N. N. Rabalais [et al.] // *Biogeosciences*. 2010. Vol. 7. P. 585–619. doi:10.5194/bg-7-585-2010
5. Gilbert P. M. Eutrophication, harmful algae and biodiversity — Challenging paradigms in a world of complex nutrient changes // *Marine Pollution Bulletin*. 2017. Vol. 124, iss. 2. P. 591–606. doi:10.1016/j.marpolbul.2017.04.027

6. Long-term ecological changes in the Romanian coastal Waters of the Black Sea / A. Cociasu [et al.] // *Marine Pollution Bulletin*. 1996. Vol. 32, iss. 1. P. 32–38. [https://doi.org/10.1016/0025-326X\(95\)00106-W](https://doi.org/10.1016/0025-326X(95)00106-W)
7. Benthic Nutrient Cycling and Diagenetic Pathways in the North-western Black Sea / J. Friedrich [et al.] // *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 2002. Vol. 54, iss. 3. P. 369–383. <https://doi.org/10.1006/ecss.2000.0653>
8. Сапожников В. В. Основные причины изменений экосистем Черного, Каспийского и Азовского морей и их современное состояние // *Вопросы промысловой океанологии / Под ред. А. П. Алексеева, В. Н. Кочкикова, В. В. Масленникова. М. : Изд-во ВНИРО. 2006. Вып. 3. С.113–120. URL: <https://inlnk.ru/za2mnw> (дата обращения: 20.02.2023).*
9. Stokal M., Kroeze C. Nitrogen and phosphorus inputs to the Black Sea in 1970–2050 // *Regional Environmental Change*. 2013. Vol. 13. P. 179–192. doi:10.1007/s10113-012-0328-z
10. Юнев О. А. Вторичная эвтрофикация черноморского шельфа // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря*. 2020. № 2. С. 80–91. doi:10.22449/2413-5577-2020-2-80-91
11. Nitrous oxide cycling in the Black Sea inferred from stable isotope and isotopomer distributions / M. B. Westley [et al.] // *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. 2006. Vol. 53, iss. 17–19. P. 1802–1816. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2006.03.012>
12. Concurrent activity of anammox and denitrifying bacteria in the Black Sea / J. B. Kirkpatrick [et al.] // *Frontiers in Microbiology*. 2012. Vol. 3. 256. <https://doi.org/10.3389/fmicb.2012.00256>
13. Solórzano L. Determination of ammonia in natural waters by phenylhypochlorite method // *Limnology and Oceanography*. 1969. Vol. 14, iss. 5. P. 799–801. <https://doi.org/10.4319/lo.1969.14.5.0799>
14. Иванов В. А., Белокопытов В. Н. Океанография Черного моря. Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика, 2011. 212 с.
15. Konovalov S. K., Murray J. W. Variations in the chemistry of the Black sea on a time scale of decades (1960–1995) // *Journal of Marine Systems*. 2001. Vol. 31, iss. 1–3. P. 217–243. [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(01\)00054-9](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(01)00054-9)
16. Murray J. W. Black Sea Oceanography // *Oceanography*. 2005. Vol. 18, iss. 2. P. 14–15. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2005.37>
17. Staneva J., Kourafalou V., Tsiaras K. Seasonal and Interannual Variability of the North-Western Black Sea Ecosystem // *Terrestrial Atmospheric and Oceanic Sciences*. 2010. Vol. 21. P. 163–180. doi:10.3319/TAO.2009.06.08.03
18. Biogeochemical Peculiarities of the Vertical Distributions of Nutrients in the Black Sea / M. V. Chelysheva [et al.] // *Chemical Structure of Pelagic Redox Interfaces / E. V. Yakushev. Berlin, Heidelberg : Springer, 2011. P. 13–26. [https://doi.org/10.1007/698\\_2011\\_119](https://doi.org/10.1007/698_2011_119)*
19. Mikaelyan A. S., Zatsepin A. G., Chasovnikov V. K. Long-term changes in nutrient supply of phytoplankton growth in the Black Sea // *Journal of Marine Systems*. 2013. Vol. 117–118. P. 53–64. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2013.02.012>
20. Spatial and temporal variability in the chemical properties of the oxic and suboxic layers of the Black Sea / S. Tuğrul [et al.] // *Journal of Marine Systems*. 2014. Vol. 135. P. 29–43. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jmarsys.2013.09.008>
21. Dark N<sub>2</sub> fixation: *nifH* expression in the redoxcline of the Black Sea / J. B. Kirkpatrick [et al.] // *Aquatic Microbial Ecology*. 2018. Vol. 82. P. 43–58. <https://doi.org/10.3354/ame01882>
22. Коновалов С. К., Еремеев В. Н. Региональные особенности, устойчивость и эволюция биогеохимической структуры вод Черного моря // *Устойчивость и эволюция океанологических характеристик экосистемы Черного моря. Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика, 2012. С. 273–299.*
23. Масевич А. В., Коновалов С. К. Динамика содержания кислорода в период дистрофикационных процессов в Черном море // *Морской гидрофизический журнал*. 2022. Т. 38, № 1. С 89–104. doi:10.22449/0233-7584-2022-1-89-104

24. *Fuchsmann C. A., Murray J. W., Konovalov S. K.* Concentration and natural stable isotope profiles of nitrogen species in the Black Sea // *Marine Chemistry*. 2008. Vol. 111, iss. 1–2. P. 90–105. doi:10.1016/j.marchem.2008.04.009
25. Nitrogen processes in coastal and marine ecosystems / M. Voss [et al.] // *The European Nitrogen Assessment: Sources, Effects and Policy Perspectives* / Eds. M. A. Sutton, C. M. Howard, J. W. Frisman, G. Billen, A. Bleeker, P. Grennfelt, H. van Grinsven, B. Grizzetti. Cambridge : Cambridge University Press, 2011. P. 147–176. doi:10.1017/CBO9780511976988.011
26. Modeling the distribution of nitrogen species and isotopes in the water column of the Black Sea / S. K. Konovalov [et al.] // *Marine Chemistry*. 2008. Vol. 111, iss. 1–2. P. 106–124. doi:10.1016/j.marchem.2008.01.006
27. *Millero F. J.* *Chemical Oceanography*. 3rd Edition. Boca Raton : CRC Press, 2005. 536 p. <https://doi.org/10.1201/9780429258718>
28. Environmental control on phytoplankton community structure in the NE Black Sea / V. A. Silkin [et al.] // *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*. 2014. Vol. 461. P. 267–274. <https://doi.org/10.1016/j.jembe.2014.08.009>
29. Processes controlling the redox budget for the oxic/anoxic water column of the Black Sea / S. K. Konovalov [et al.] // *Deep-Sea Research II: Topical Studies in Oceanography*. 2006. Vol. 53, iss. 17–19. P. 1817–1841. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2006.03.013>
30. *Konovalov S. K., Ivanov L. I., Samodurov A. S.* Fluxes and budget of sulphide and ammonia in the Black Sea anoxic layer // *Journal of Marine Systems*. 2001. Vol. 31, iss. 1–3. P. 203–216. [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(01\)00053-7](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(01)00053-7)

*Об авторах:*

**Кондратьев Сергей Иванович**, старший научный сотрудник, отдел биогеохимии моря, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат химических наук, **ORCID ID: 0000-0002-2049-7750**, [skondratt@mail.ru](mailto:skondratt@mail.ru)

**Вареник Алла Валерьевна**, старший научный сотрудник, отдел биогеохимии моря, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат географических наук, **SPIN-код: 3277-7914**, **ORCID ID: 0000-0001-5033-4576**, **ResearcherID: H-1880-2014**, **Scopus Author ID: 56960448000**, [alla.varenik@mhi-ras.ru](mailto:alla.varenik@mhi-ras.ru)

**Орехова Наталья Александровна**, ведущий научный сотрудник, зав. отделом биогеохимии моря, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат географических наук, **ORCID ID: 0000-0002-1387-970X**, **ResearcherID: I-1755-2017**, **Scopus Author ID: 35784884700**, [natalia.orekhova@mhi-ras.ru](mailto:natalia.orekhova@mhi-ras.ru)

## Набор данных о ветре и волнении для изучения тропических циклонов

М. В. Юровская

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия  
✉ [mykosnik@gmail.com](mailto:mykosnik@gmail.com)

Поступила в редакцию 04.07.2022; одобрена после рецензирования 05.08.2022;  
принята к публикации 16.01.2023.

### Аннотация

**Цель.** Целью работы является систематизирование сведений о характеристиках поля ветра и высоте волн вдоль треков альтиметров в районе тропических циклонов, а также подробная визуализация этой информации, позволяющая оценить доступность данных и возможность их использования в конкретном циклоне для различных научных исследований.

**Методы и результаты.** Для формирования набора данных были использованы сведения из открытых источников о параметрах тропических циклонов (*Best Track Data*) в 2020–2022 гг. и измерения вдоль треков альтиметров, установленных на семи спутниках. Для каждого циклона, максимальная скорость ветра в котором превосходила 30 м/с, созданы файлы в форматах *NetCDF* и *MAT*, содержащие данные альтиметрии о значительной высоте волн и скорости ветра в районе циклона, информацию о траектории циклона и его основных характеристиках каждые 3 ч. Для описания радиального распределения скорости ветра предлагается аппроксимация стандартных данных о расстояниях от центра циклона до точек со скоростями ветра 34, 50 и 64 узла аналитической функцией Холланда. Для каждого циклона предоставлены графические файлы, иллюстрирующие эволюцию его основных параметров (радиус, максимальная скорость ветра, скорость смещения), качество аппроксимации радиального распределения скорости ветра, расположение треков альтиметров и значения высоты волн и скорости ветра вдоль каждого трека. Компьютерные программы, разработанные в среде *MATLAB*, позволяют пополнять созданный массив данных в автоматическом режиме. К моменту публикации настоящей работы набор данных был дополнен информацией о тропических циклонах и доступными измерениями альтиметрии за 1985–2018 гг.

**Выводы.** Создан структурированный массив данных, предоставляющий информацию о волнении и скорости ветра во всех интенсивных тропических циклонах за период 2020–2022 гг. Данные и иллюстрации к ним могут быть использованы при планировании и осуществлении тематических исследований, для валидации моделей эволюции тропических циклонов и волнения в них.

**Ключевые слова:** тропические циклоны, набор данных, спутниковая альтиметрия, высота волн, скорость ветра, поле ветра, экстремальные условия

**Благодарности:** работа выполнена при основной поддержке гранта РФФ № 21-17-00236; информационно-вычислительные ресурсы предоставлены в рамках государственного задания FNNN-2021-0004. При формировании набора данных использовались архивы *NOAA* с данными о циклонах и *CMEMS* – с данными альтиметрии.

**Для цитирования:** Юровская М. В. Набор данных о ветре и волнении для изучения тропических циклонов // Морской гидрофизический журнал. 2023. Т. 39, № 2. С. 220–233. EDN GOFLKQ. doi:10.29039/0233-7584-2023-2-220-233

## Dataset on Wind and Waves to Study Tropical Cyclones

M. V. Yurovskaya

*Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia*

✉ [mvkosnik@gmail.com](mailto:mvkosnik@gmail.com)

### Abstract

**Purpose.** The aim of the paper is to systematize information on the characteristics of the wind field and the wave heights along the altimeter tracks in the region of tropical cyclones, as well as to visualize this information in details for assessing the data availability and applicability to a particular cyclone in order to use the obtained information for various scientific studies.

**Method and Results.** To form the database, the open source data were used including the tropical cyclone parameters (*Best Track Data*) in 2020–2022, and the along-track altimeter measurements performed from seven satellites. For each cyclone, in which the maximum wind speed exceeded 30 m/s, the files in the *NetCDF* and *MAT* formats were created; they contained altimetry data on the significant wave heights and wind speed in a cyclone area, information on the trajectory of each cyclone and its main characteristics renewed every 3 hours. To describe the radial distribution of wind speed, the standard data on the distances from a cyclone centre to the points where the wind speeds achieved 34, 50, and 64 knots, were proposed to be approximated using the Holland analytical function. Each cyclone is provided with the graphical files illustrating the evolution of its main parameters (radius, maximum wind speed, and translation velocity), the quality of approximation of the wind speed radial distribution, the location of altimeter tracks, and the along-track values of wave heights and wind speed. The developed *MATLAB* computer programs allow automatic updating the created data array. By the time of paper publication, the dataset had been supplemented with the information on the tropical cyclones and the available altimetry measurements for 1985–2018.

**Conclusions.** The structured dataset has been created to provide the information on waves and wind speed of all the intense tropical cyclones for the period from 2020 to 2022. The data and the corresponding illustrations can be used for planning and implementing the case studies, and for validating the models of tropical cyclones formation and wave development under their action.

**Keywords:** tropical cyclones, dataset, satellite altimetry, wave height, wind speed, wind field, extreme conditions

**Acknowledgements:** The study was carried out with the basic support provided by the Russian Science Foundation grant No. 21-17-00236; the information and computing resources were provided within the framework of state assignment FNNN-2021-0004. The database was formed using the *NOAA* (data on cyclones) and *CMEMS* (altimetry data) archives.

**For citation:** Yurovskaya, M.V., 2023. Dataset on Wind and Waves to Study Tropical Cyclones. *Physical Oceanography*, 30(2), pp. 202-214. doi:10.29039/1573-160X-2023-2-202-214

### Введение

Тропические циклоны (ТЦ), формирующиеся в районе экватора (между 10-м и 30-м градусами широты обоих полушарий), часто причиняют тяжелый экономический ущерб и приводят к гибели людей в десятках стран не только тропических районов, но и более высоких широт. Ежегодно образуется до сотни ТЦ в Атлантическом, Тихом и Индийском океанах. Большинство из них формируются в Северном полушарии и распространяются на сотни и тысячи километров в течение нескольких недель. Влияние тайфунов, зарождающихся в северо-западной части Тихого океана, ощущается и на российских территориях – в акваториях и на берегах Дальнего Востока [1–3]. Помимо разрушений,

вызываемых сильными ветрами, и затоплений, связанных с осадками, в районах ТЦ могут генерироваться аномально высокие волны, представляющие опасность для морской навигации и прибрежной инфраструктуры.

Подробная информация о частоте и интенсивности ТЦ, характеристиках ветра и волнения в них необходима для прогнозирования и предотвращения создаваемых циклонами социальных и экономических рисков. Кроме того, эти характеристики представляют фундаментальный и практический интерес для исследования механизмов формирования экстремальных погодных систем, развития атмосферных и волновых моделей [4, 5]. Наблюдения за межгодовой изменчивостью активности ТЦ позволяют установить закономерности, связанные с глобальным изменением климата [6].

До конца прошлого столетия не существовало автоматизированных систем регистрации и прогноза ТЦ. Первая такая система, *Automated Tropical Cyclone Forecasting System (ATCF)* – Автоматизированная система прогнозирования тропических циклонов [7], была создана в 1988 г. и до сих пор используется Объединенным центром предупреждения о тайфунах (*JTWC*). В течение последующих десятилетий подобные системы прогнозирования были разработаны и другими агентствами по предупреждению о тропических циклонах, например Австралийским бюро метеорологии, Метеорологическим департаментом Индии, Японским метеорологическим агентством, Управлением метеорологии Китая и др.

Несмотря на большое количество параметров, необходимых для получения детального представления о ТЦ, данные о циклонах во всем мире в основном содержат только оценки их координат и интенсивности и лишь в некоторых базах – оценки радиального и азимутального распределения скорости ветра. Информация о положении и интенсивности ТЦ, как правило, уточняется после окончания сезона в результате повторного анализа по всем имеющимся данным корабельных, надводных и спутниковых наблюдений. С прогрессом технологий наблюдательных систем и развитием методов интерпретации спутниковых измерений становится доступным включение дополнительной информации о ветре, волнах и осадках в существующие массивы данных [8, 9]. Совместное использование данных из разных источников позволяет эффективно составлять статистические модели прогнозирования интенсивности ТЦ и решать ряд научных задач, таких как моделирование и прогноз ветрового волнения и зыби [10], оценка глобальных изменений количества экстремальных осадков [11] и др. Такие исследования зависят от полноты глобального набора данных о ТЦ.

Целью настоящей работы является систематизация данных альтиметрии в приложении к исследованию ТЦ. Для этого были совместно проанализированы открытые архивы сведений о перемещении, интенсивности ТЦ, пространственном распределении ветра в них и альтиметрические измерения высоты волн и скорости ветра, начиная с 2020 г. Особое внимание уделяется наглядности формируемого набора данных: для каждого случая предлагаются иллюстрации, позволяющие оценить эволюцию характеристик ТЦ и поля волнения, количество треков альтиметра в интересующей области и другие параметры. Использование структурированного массива данных и соответствующей



щих рисунков может быть полезным при поиске случаев для различных тематических исследований, получения вспомогательной наглядной информации о ветре и волнах в уже исследуемых ТЦ, для валидации моделей развития волн и эволюции циклонов.

### Основные характеристики ТЦ

**Поле ветра.** Данные о траекториях и интенсивности циклонов были взяты из архива *International Best Track Archive for Climate Stewardship (IBTrACS)*<sup>1</sup>, предоставленного Национальным управлением океанических и атмосферных исследований (NOAA). Данный архив является продуктом глобального скоординированного сотрудничества различных климатических агентств, первым публично доступным централизованным хранилищем, в котором объединяются и приводятся к единому виду разрозненные данные о ТЦ в бассейнах Тихого, Атлантического и Индийского океанов с учетом внутренней специфики и различий между международными агентствами [12]. Данные охватывают период с 1842 г. по настоящее время с интерполяцией на трехчасовые интервалы. Основными предоставляемыми параметрами являются положение и интенсивность ТЦ (максимальная устойчивая скорость ветра или минимальное центральное давление). В архив также включены дополнительные данные, документируемые некоторыми агентствами: радиус максимального ветра, давление окружающей среды, радиус ветра ураганной силы и т. д.

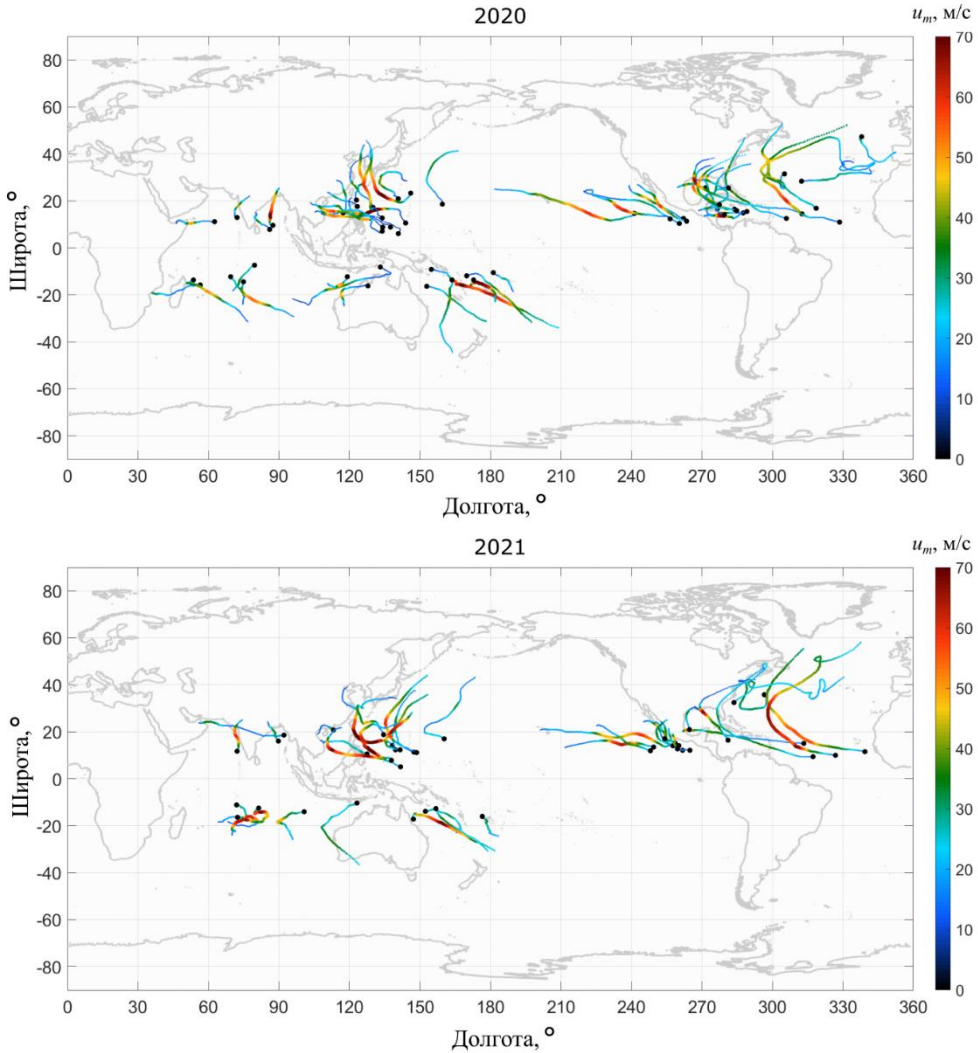
В настоящей работе собрана информация о наиболее интенсивных циклонах, для которых, помимо сведений о характеристиках ТЦ, доступен архив альтиметрических измерений с рассматриваемых спутников (*SARAL/AltiKa, CryoSat-2, CFOSAT, HY-2B, Jason-3, Sentinel-3A, Sentinel-3B*). В массив данных включены все ТЦ, начиная с 2020 г., максимальная скорость ветра в которых превышала 30 м/с. Ежегодно образуется до 50 таких ТЦ, их траектории за период 2020–2021 гг. показаны на рис. 1, где цвет обозначает максимальную скорость ветра в ТЦ на данном участке траектории. Здесь и далее долгота приведена в диапазоне 0–360°, где значения больше 180° соответствуют Западному полушарию.

Помимо максимальной скорости ветра, радиуса максимальных ветров, координат и рассчитываемых из них скорости и направления ТЦ в формируемый архив включены стандартные характеристики радиального распределения скорости ветра – расстояния от центра ТЦ до точек со значениями скорости ветра 34, 50 и 64 узла (в некоторых случаях также доступны радиусы для скорости ветра 30 узлов). Поскольку для практических задач часто требуется информация о полном профиле скорости ветра, для каждого момента времени предлагается аппроксимация ее известных значений осесимметричной функцией Холланда [13]:

$$u(r) = \sqrt{(u_m^2 + u_m R_m f) \left(\frac{R_m}{r}\right)^B \exp\left(1 - \frac{R_m^B}{r^B}\right) + \frac{r^2 f^2}{4} - \frac{rf}{2}}, \quad (1)$$

<sup>1</sup> International Best Track Archive for Climate Stewardship (IBTrACS) Project, Version 4 / K. R. Knapp // NOAA National Centers for Environmental Information. 2018. doi:10.25921/82ty-9e16  
МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 39 № 2 2023 223

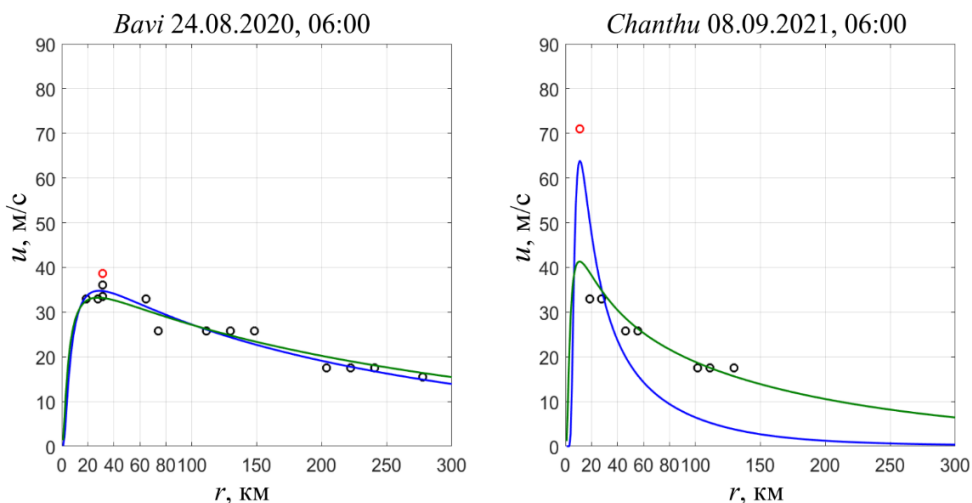
где  $u$  – скорость ветра на расстоянии  $r$  от центра циклона;  $u_m$  – максимальная скорость ветра;  $R_m$  – радиус максимальных ветров;  $f$  – параметр Кориолиса;  $B$  – параметр ширины профиля скорости ветра.



**Р и с. 1.** Траектории наиболее интенсивных тропических циклонов в 2020 (вверху) и 2021 (внизу) годах (черными кружочками обозначены точки старта ТЦ)  
**F i g. 1.** Trajectories of the most intense tropical cyclones in 2020 (top) and 2021 (bottom) (black circles denote the TC start points)

Аппроксимация (1) не всегда позволяет описать поле ветра одновременно в ближней и дальней зоне ТЦ. Для корректного воспроизведения профиля на всех участках предлагается отдельно рассматривать центр и периферию ТЦ, используя кривую с весом  $1/r$  для ближней зоны и кривую с весом  $r$  для пери-

ферии. При этом для ближней зоны поиск оптимального значения  $u_m$  в выражении (1) ограничивается пределами (0,9–1) от значения скорости максимальных ветров в базе *Best Track Data (BTD)*, а в дальней зоне – пределами (0,3–1). В обоих случаях  $R_m$  фиксируется на значении радиуса скорости максимальных ветров по *BTD*. Примеры восстановленных распределений скорости ветра приведены на рис. 2. Моделью полного профиля может служить огибающая полученных линий.



**Р и с. 2.** Примеры аппроксимации данных о скорости ветра (черные кружочки) функцией Холланда (1) в ТЦ *Bavi* и *Chanthu* (синяя линия – ближняя зона ТЦ, зеленая – их периферия; красные кружочки – радиус и скорость максимальных ветров по *Best Track Data*)

**Fig. 2.** Examples of approximating the data on wind speed (black circles) in the TC *Bavi* and *Chanthu* by the Holland function (1) (blue line denotes the TC near zone, green one – the TC periphery; red circles are the radius and the maximum wind speed based on the *Best Track Data*)

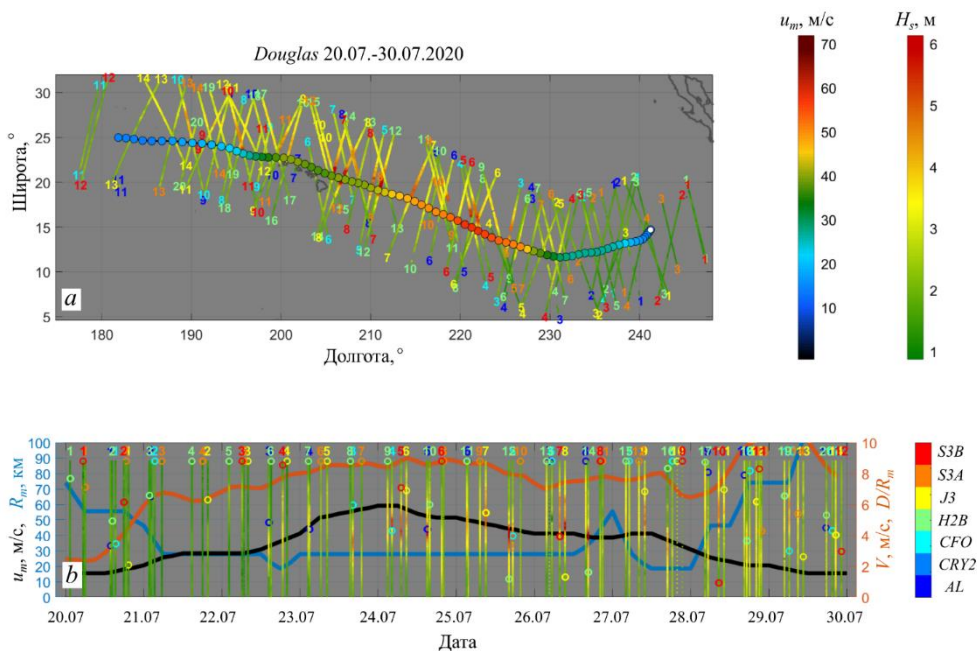
Отметим, что при аппроксимации функцией (1) данные о скорости ветра в разных квадрантах циклона учитываются с равными весами. Разброс точек позволяет судить о степени асимметрии двумерного распределения скорости ветра. Предлагаемые функции являются одним из вариантов описания этого распределения в предположении, что оно однородно по азимуту. Поскольку архив содержит исходные данные с указанием квадранта, пользователю доступно проведение собственных оценок двумерного распределения поля ветра. В этом случае приведенные иллюстрации, аналогичные рис. 2, могут служить ориентиром.

**Высота волн и скорость ветра по данным альтиметрии.** Данные о значительной высоте волн и скорости ветра вдоль треков альтиметров, установленных на семи указанных выше спутниках, были взяты из открытых архивов сервиса мониторинга морской среды *Copernicus Marine Environment Monitoring Service (CMEMS)*, <https://resources.marine.copernicus.eu/products>, предоставляющего бесплатную регулярную и систематизированную справоч-

ную информацию о состоянии и изменчивости океана. В используемом продукте (*Level 3*) данные альтиметрических измерений приведены к общему формату после тщательного редактирования, сочетающего различные критерии (пороговые значения параметров, флаги качества, флаги наличия льда и др.), и применения фильтров для уменьшения шума измерения.

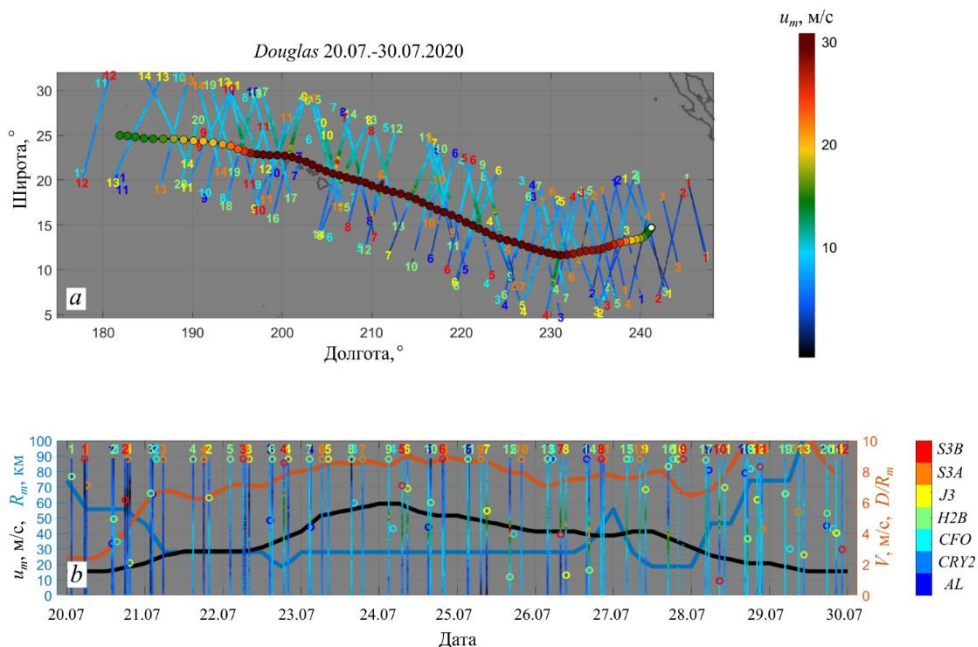
При отборе участков альтиметрических треков для базы циклонов использовался критерий  $\sqrt{(lat - lat_0)^2 + (lon - lon_0)^2} < 7^\circ$ , где  $(lat, lon)$  – координаты альтиметрических измерений;  $(lat_0, lon_0)$  – положение ТЦ в момент пролета спутника.

Для иллюстрации эволюции во времени параметров ТЦ (координаты, скорость и направление движения, максимальная скорость ветра, радиус максимальной скорости ветра), количества доступных измерений альтиметров, пространственной и временной изменчивости высоты волн в районе ТЦ для каждого случая были построены рисунки, наглядно объединяющие все перечисленные характеристики. На рис. 3 цветом показаны максимальная скорость ветра в ТЦ и высота волн по данным альтиметрии; цифры обозначают порядковый номер трека альтиметра, соответствующий нумерации в *MAT/NetCDF*-файле для данного ТЦ, цвет цифры – название спутника; кружочками на нижнем рисунке обозначены минимальные расстояния  $D$  до центра ТЦ для каждого трека, выраженные в радиусах максимальных ветров в ТЦ, при этом (в силу ограниченности оси ординат)  $D/R_m = 9$  соответствует  $D/R_m \geq 9$ .



**Р и с. 3.** Характеристики тропического циклона *Douglas*: *a* – траектория ТЦ и пересекающие ее треки альтиметров (белый кружочек – точка начала ТЦ); *b* – эволюция во времени параметров ТЦ  
**Fig. 3.** Characteristics of TC *Douglas*: *a* – the TC trajectory and the crossing it altimeter tracks (white circle is the TC start point); *b* – time evolution of the TC parameters

Аналогичные рисунки были построены для измеренной альтиметрами скорости ветра (рис. 4). Отметим, что вблизи центра ТЦ, в области наиболее сильных ветров, оценки скорости ветра могут быть заниженными, поскольку стандартные алгоритмы, применяемые в альтиметрии, считаются надежными лишь при скоростях ветра до 20–30 м/с [14, 15]. Кроме того, на сигнал радара влияют интенсивные осадки, характерные для ТЦ, в связи с чем часть данных о скорости ветра и высоте волн в районе центра ТЦ отфильтровывается.



**Рис. 4.** То же, что на рис. 3, для скорости ветра, измеренной вдоль треков альтиметров  
**Fig. 4.** The same as in Fig. 3, but for the wind speed measured along the altimeter tracks

### Структура архива

Массив данных о циклонах, включающий файлы с данными и иллюстрациями к ним, может быть сформирован автоматически при наличии текущей версии файла с информацией о траекториях и интенсивности циклонов из архива *IBTrACS* и доступа к *FTP*-серверу *Copernicus*. Для этого последовательно запускаются два блока программ, разработанных в среде *MATLAB*:

1. Анализ файла *IBTrACS\*.nc*: выбор наиболее интенсивных ТЦ, отвечающих критерию  $u_m > 30$  м/с; создание *MAT*-файлов с данными о координатах, времени, скорости и направлении движения ТЦ, максимальной скорости ветра, радиусе максимальных ветров, скорости ветра на других радиусах; аппроксимация радиального профиля ветра функцией (1) и сохранение рисунков, иллюстрирующих качество аппроксимации (см. рис. 2);

2. Анализ данных альтиметрии через *FTP*-сервер *CMEMS*: определение участков треков, находящихся на расстоянии до  $7^\circ$  от центра каждого ТЦ; построение рисунков (см. рис. 3, 4); создание файлов, объединяющих информацию о характеристиках ТЦ и данные альтиметрии.

Для удобства пользователей файлы, указанные в блоке 2, предоставляются в двух форматах: *MAT* (для среды *MATLAB*) и в машиннонезависимом двоичном формате *NetCDF*; *MAT*-файлы включают структуру *BSD* с полями, содержащими данные о характеристиках ТЦ, и аналогичные друг другу структуры *AL*, *CFO*, *CRY2*, *H2B*, *J3*, *S3A*, *S3B* с информацией об измерениях альтиметров *SARAL/AltiKa*, *CFOSAT*, *CryoSat-2*, *HY-2B*, *Jason-3*, *Sentinel-3A*, *Sentinel-3B* соответственно. Более подробная информация о переменных, содержащихся в *MAT*- и *NetCDF*-файлах, представлена ниже.

#### Параметры ТЦ (структура *BSD*)

<i>ax</i> .....	Границы области распространения, °
<i>t</i> .....	Время, дни от 01.01.01. 00:00:00
<i>lon</i> .....	Долгота, °
<i>lat</i> .....	Широта, °
<i>VMAX</i> .....	Максимальная скорость ветра, м/с
<i>RMW</i> .....	Радиус максимальных ветров, км
<i>V</i> .....	Скорость движения, м/с
<i>DIR</i> .....	Направление движения, ° (против часовой стрелки от оси, направленной на восток)
<i>U</i> .....	Скорость ветра на расстояниях <i>R</i> от центра ТЦ, м/с
<i>R</i> .....	Расстояния от центра ТЦ до точек со скоростью ветра <i>U</i> , км
<i>Q</i> .....	Номер квадранта для точек радиального профиля ветра <i>U(R)</i> (1 – СВ, 2 – ЮВ, 3 – ЮЗ, 4 – СЗ)
<i>Holland_Rm</i> .....	$R_m$ в аппроксимации (1) в ближней зоне, км
<i>Holland_um</i> .....	$u_m$ в аппроксимации (1) в ближней зоне, м/с
<i>Holland_B</i> .....	$B$ в аппроксимации (1) в ближней зоне
<i>Holland_far_Rm</i> .....	$R_m$ в аппроксимации (1) на периферии, км
<i>Holland_far_um</i> .....	$u_m$ в аппроксимации (1) на периферии, м/с
<i>Holland_far_B</i> .....	$B$ в аппроксимации (1) на периферии

#### Данные альтиметрии (структуры *AL*, *CFO*, *CRY2*, *H2B*, *J3*, *S3A*, *S3B*)

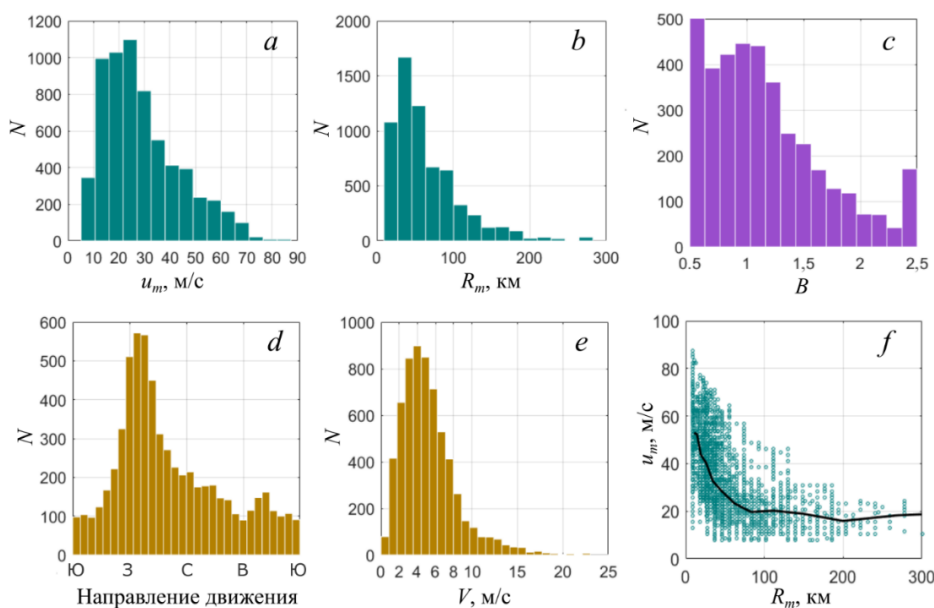
<i>numb</i> .....	Количество треков альтиметра, пересекающих зону ТЦ
<i>time_i</i> .....	Время <i>i</i> -го наблюдения, дни от 01.01.01. 00:00:00
<i>hs_i</i> .....	Значительная высота волн, м
<i>wind_i</i> .....	Скорость ветра, м/с
<i>lon_i</i> .....	Долгота, °
<i>lat_i</i> .....	Широта, °
<i>TC_lon_i</i> .....	Долгота циклона, °
<i>TC_lat_i</i> .....	Широта циклона, °

#### **Примеры применения набора данных**

Созданный набор данных может применяться для широкого круга задач. Так, данные о характеристиках ТЦ *Goni* и альтиметрические измерения в нем

совместно анализировались в работе [10], где были продемонстрированы возможности использования спутниковых данных различного типа и численного моделирования для прогноза волн, формирующихся в ТЦ. В работе [16] созданный архив использовался для валидации автомодельных функций, предсказывающих поля волнения в ТЦ по его радиусу, максимальной скорости ветра, скорости смещения и параметру Холланда  $B$ .

Характеристики ветра, волнения и кинематические свойства ТЦ можно исследовать независимо и/или определять их взаимосвязь. Статистические распределения (гистограммы по всему набору данных) максимальной скорости ветра в ТЦ показаны на рис. 5, *a*, радиуса максимального ветра – на рис. 5, *b*, параметра  $B$  при аппроксимации профиля ветра выражением (1) – на рис. 5, *c*, направления и скорости движения ТЦ – на рис. 5, *d, e*. На рис. 5, *f* максимальная скорость ветра в ТЦ приведена в зависимости от его радиуса. Из приведенных графиков можно, в частности, заключить, что большинство наблюдаемых ТЦ движется на запад (рис. 5, *d*) со скоростями  $\sim 5$  м/с; циклоны с более интенсивными ветрами, как правило, имеют меньший радиус (рис. 5, *f*), а типичная форма профиля ветра соответствует значениям  $B$ , примерно равным 1. Отметим, что пики повторяемости, соответствующие левому и правому столбцам гистограммы для параметра  $B$ , связаны с ограничением значений  $B$  при аппроксимации профиля ветра формулой (1) в пределах 0,5–2,5: все случаи, где профиль ветра шире/уже, чем при этих пограничных значениях  $B$ , попадают в крайние столбцы распределения.



**Р и с. 5.** Гистограммы распределения характеристик ТЦ (*a – e*) и связь максимальной скорости ветра с радиусом ТЦ (*f*) (черная линия – скользящее среднее)

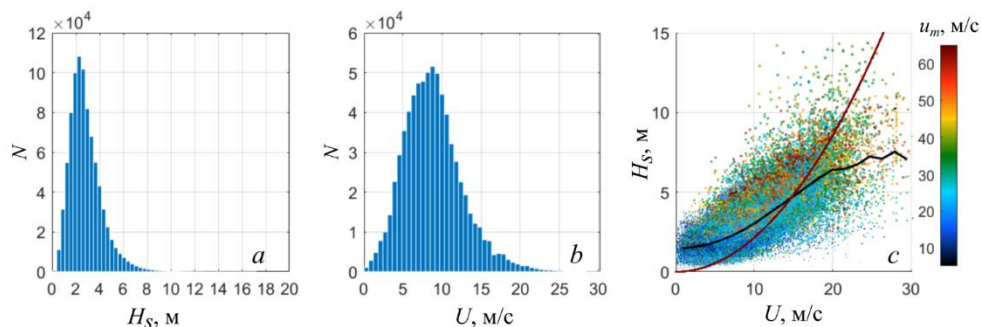
**F i g. 5.** Histograms of the TC characteristics' distribution (*a – e*) and relationship between the maximum wind speed and the TC radius (*f*) (black line is the bin average)

Наибольший интерес может представлять совместный анализ данных о ветре и волнении. Гистограммы распределения измеренных альтиметрами

значительной высоты волн и скорости ветра показаны на рис. 6, *a*, *b*. Напомним, что альтиметрические наблюдения скорости ветра ограничены значениями до 20–30 м/с, поэтому использование этих данных возможно лишь на периферии ТЦ. Прямое сопоставление измеренных скорости ветра и высоты волн дает значительный разброс данных (рис. 6, *c*), свидетельствующий о наличии других факторов, помимо локальной скорости ветра, влияющих на высоту волн в районе циклонов. Так, даже при слабых ветрах вдали от центра ТЦ, где данные альтиметрии о скорости ветра надежны, высота волн значительно превышает верхнюю оценку, соответствующую полностью развитому волнению [17]:

$$H=0,21U^2/g \quad (2)$$

( $g$  – ускорение свободного падения), что, по-видимому, связано с наличием зыби, формируемой в области максимальных ветров. Наблюдается ожидаемая тенденция: чем больше максимальная скорость ветра в ТЦ, тем больше измеренная высота волн при одной и той же локальной скорости ветра.



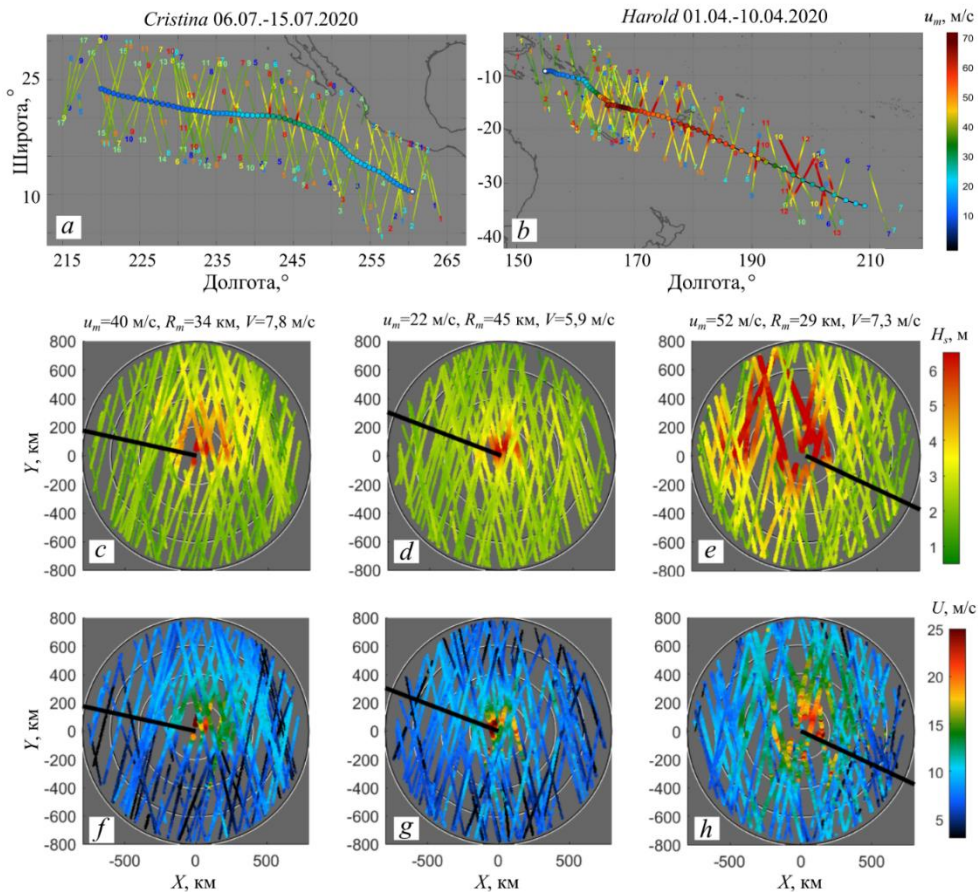
**Р и с. 6.** Гистограммы распределения значительной высоты волн (*a*) и скорости ветра (*b*) по данным альтиметрии; связь высоты волн и скорости ветра (*c*) (черная линия – скользящее среднее, красная – оценка по выражению (2) высоты полностью развитых волн)

**F i g. 6.** Histograms of distribution of the waves' significant heights (*a*) and the wind speed (*b*) based on the altimetry data; relation between the wave heights and the wind speed (*c*) (black line is the bin average, red one – the heights of the completely developed waves estimated by expression (2))

Совокупность альтиметрических измерений на протяжении времени существования ТЦ позволяет оценивать пространственные распределения высоты волн и скорости ветра в нем на участках траектории, где параметры ТЦ оставались достаточно стабильными. Примеры таких распределений приведены на рис. 7 для циклонов *Douglas* (траектория изображена на рис. 3), *Cristina* (рис. 7, *a*) и *Harold* (рис. 7, *b*). На рис. 7, *c* – *e* указаны средние по траектории (с весом  $\sim u_m$ ) значения максимальной скорости ветра в ТЦ, его радиуса и скорости смещения. Полученные распределения подтверждают известный эффект интенсификации энергии в правой (левой в Южном полушарии, рис. 7, *e*) части ТЦ относительно его направления движения. Этот эффект связан не только с асимметрией поля ветра (рис. 7, *f* – *h*), но в большей степени с так называемым захватом волн циклоном (резонанс групповой скорости и скоро-



сти движения ТЦ [18–20], когда волны, развивающиеся в направлении движения ТЦ, дольше остаются в области максимальных ветров, чем в левой (правой в Южном полушарии) части ТЦ, достигая большей степени развития.



**Р и с. 7.** Траектории ТЦ *Cristina* (a) и *Harold* (b); значительная высота волн (c – e) и скорость ветра (f – h) в районе ТЦ *Douglas*, *Cristina* и *Harold* соответственно (черные прямые – среднее направление движения ТЦ)

**F i g. 7.** Trajectories of TC *Cristina* (a) and *Harold* (b); the wave significant heights (c – e) and the wind speed (f – h) in the area of TC *Douglas*, *Cristina* and *Harold*, respectively (black lines denote mean movement direction of each TC)

### З а к л ю ч е н и е

На основе открытых данных о характеристиках ТЦ и альтиметрических наблюдений значительной высоты волн и скорости ветра создан систематизированный массив данных, обобщающий информацию о ветре и волнении в районах ТЦ в период 2020–2022 гг. Для каждого ТЦ построены рисунки, иллюстрирующие эволюцию параметров циклона, распределения высоты волн и скорости ветра. К моменту публикации настоящей работы архив был расширен: включены данные о ветре и волнении в ТЦ за период 1985–2018 гг. Более подробную информацию об этих данных можно найти в описании архива на сайте zenodo.org.

Архив может быть использован при выполнении тематических исследований, интерпретации спутниковых наблюдений океана и валидации различных волновых, атмосферных и климатических моделей. Все материалы находятся в открытом доступе (<https://doi.org/10.5281/zenodo.7746159>).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Особенности образования следов циклонов (колебаний температуры воды) в районе мыса Свободного, юго-восточная часть острова Сахалин / П. Д. Ковалев [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2022. Т. 38, № 1. С. 34–52. doi:10.22449/0233-7584-2022-1-34-52
2. Трансформация тайфуна в умеренных широтах как фактор катастрофического наводнения в Приморье осенью 2016 г. / Е. К. Семенов [и др.] // Метеорология и гидрология. 2018. № 9. С. 104–113.
3. Дубина В. А., Шамов Б. Б., Плотников В. В. Катастрофическое наводнение в Приморье в августе 2018 г. // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2018. Т. 15, № 5. С. 253–256. doi:10.21046/2070-7401-2018-15-5-253-256
4. Tropical Cyclone Characteristics Represented by the Ocean Wave-Coupled Atmospheric Global Climate Model Incorporating Wave-Dependent Momentum Flux / T. Shimura [et al.] // Journal of Climate. 2022. Vol. 35, iss. 2. P. 499–515. doi:10.1175/JCLI-D-21-0362.1
5. Altimeter Observations of Tropical Cyclone-Generated Sea States: Spatial Analysis and Operational Hindcast Evaluation / C. Collins [et al.] // Journal of Marine Science and Engineering. 2022. Vol. 10, iss. 5. 690. <https://doi.org/10.3390/jmse10050690>
6. A globally consistent reanalysis of hurricane variability and trends / J. P. Kossin [et al.] // Geophysical Research Letters. 2007. Vol. 34, iss. 4. L04815. doi:10.1029/2006GL028836
7. The Automated Tropical Cyclone Forecasting System (ATCF) / R. J. Miller [et al.] // Weather and Forecasting. 1990. Vol. 5, iss. 4. P. 653–660. doi:10.1175/1520-0434(1990)005<0653:TATCFS>2.0.CO;2
8. Combined Co- and Cross-Polarized SAR Measurements Under Extreme Wind Conditions / A. A. Mouche [et al.] // IEEE Transactions On Geoscience and Remote Sensing. 2017. Vol. 55, iss. 12. P. 6746–6755. doi:10.1109/TGRS.2017.2732508
9. A revised L-band Radio-brightness sensitivity to extreme winds under Tropical Cyclone: the 5 year SMOS-storm database / N. Reul [et al.] // Remote Sensing of Environment. 2016. Vol. 180. P. 274–291. doi: 10.1016/j.rse.2016.03.011
10. Surface Wave Developments under Tropical Cyclone Goni (2020): Multi-Satellite Observations and Parametric Model Comparisons / M. Yurovskaya [et al.] // Remote Sensing. 2022. Vol. 14, iss. 9. 2032. <https://doi.org/10.3390/rs14092032>
11. Lau K. M., Zhou Y. P., Wu H. T. Have tropical cyclones been feeding more extreme rainfall? // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. 2008. Vol. 113, iss. D23. D23113. doi:10.1029/2008JD009963
12. The International Best Track Archive for Climate Stewardship (IBTrACS): Unifying Tropical Cyclone Data / K. R. Knapp [et al.] // Bulletin of the American Meteorological Society. 2010. Vol. 91, iss. 3. P. 363–376. doi:10.1175/2009BAMS2755.1
13. Holland G. J. An Analytic Model of the Wind and Pressure Profiles in Hurricanes // Monthly Weather Review. 1980. Vol. 108, iss. 8. P. 1212–1218. doi:10.1175/1520-0493(1980)108<1212:AAMOTW>2.0.CO;2
14. Zieger S., Vиноth J., Young I. R. Joint Calibration of Multiplatform Altimeter Measurements of Wind Speed and Wave Height over the Past 20 Years // Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. 2009. Vol. 26, iss. 12. P. 2549–2564. doi:10.1175/2009JTECH1303.1


15. Estimating Gale to Hurricane Force Winds Using the Satellite Altimeter / Y. Quilfen [et al.] // Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. 2011. Vol. 28, iss. 4. P. 453–458. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-10-05000.1>
16. *Yurovskaya M., Kudryavtsev V., Chapron B.* A self-similar description of the wave fields generated by tropical cyclones // Ocean Modelling. 2023. Vol. 183. 102184. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2023.102184>
17. *Pierson W. J. Jr., Moskowitz L.* A proposed spectral form for fully developed wind seas based on the similarity theory of S.A. Kitaigorodskii // Journal of Geophysical Research. 1964. Vol. 69, iss. 24. P. 5181–5190. doi:10.1029/JZ069i024p05181
18. *Bowyer P. J., MacAfee A.W.* The Theory of Trapped-Fetch Waves with Tropical Cyclones – An Operational Perspective // Weather and Forecasting. 2005. Vol. 20, iss. 3. P. 229–244. <https://doi.org/10.1175/WAF849.1>
19. *Young I. R.* Parametric Hurricane Wave Prediction Model // Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering. 1988. Vol. 114, iss. 5. P. 637–652. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-950X\(1988\)114:5\(637\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-950X(1988)114:5(637))
20. *Kudryavtsev V., Golubkin P., Chapron B.* A simplified wave enhancement criterion for moving extreme events // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2015. Vol. 120, iss. 11. P. 7538–7558. <https://doi.org/10.1002/2015JC011284>

*Об авторе:*

**Юровская Мария Владимировна**, старший научный сотрудник, лаборатория прикладной физики моря, отдел дистанционных методов исследования, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2); научный сотрудник лаборатории спутниковой океанографии, Российский государственный гидрометеорологический университет (192007, Россия, г. Санкт-Петербург, ул. Воронежская, д. 79), кандидат физико-математических наук, **ORCID ID: 0000-0001-6607-4641**, **ResearchID: F-8957-2014**, [mvkosnik@gmail.com](mailto:mvkosnik@gmail.com)

## Аномальная изменчивость вызванных тайфуном Лайнрок инерционных колебаний шельфовых вод залива Петра Великого в августе – сентябре 2016 года

В. В. Новотрясов , А. А. Сергеев, Е. П. Павлова

Тихоокеанский океанологический институт им. В. И. Ильичева ДВО РАН,  
Владивосток, Россия  
 vadimnov@poi.dvo.ru

Поступила в редакцию 20.07.2022; одобрена после рецензирования 28.11.2022;  
принята к публикации 16.01.2023.

### Аннотация

*Цель.* Проанализированы характеристики инерционных колебаний, возбужденных экстремальным атмосферным воздействием на фоне течения со сдвигом, на примере инерционных колебаний, возбужденных тайфуном Лайнрок в шельфовых водах юго-западного района залива Петра Великого на фоне присклонового Приморского течения.

*Методы и результаты.* Используется частотно-временной спектральный анализ мезомасштабной изменчивости реализаций вращательных компонент вектора скорости течений, вызванной тайфуном Лайнрок. Реализации скорости течений получены с помощью океанографической системы *Seawatch*, заякоренной на юго-западном шельфе залива Петра Великого. Установлен значительный рост спектральной плотности кинетической энергии течений с вращением по часовой стрелке на частоте  $\omega_i$ , близкой к параметру Кориолиса  $f \approx 2\pi/18$  (рад/ч) на широте постановки системы *Seawatch* на начальном этапе воздействия тайфуна. Аналогичный рост спектральной плотности кинетической энергии на этой же частоте  $\omega_i$ , но с вращением против часовой стрелки зафиксирован на заключительном этапе воздействия тайфуна. Зарегистрированные инерционные колебания вектора скорости с противоположными направлениями его вращения на частоте  $\omega_i$  демонстрируют существенное отличие их годографов от канонического годографа скорости с круговым вращением по часовой стрелке.

*Выводы.* На фоне присклонового Приморского течения, существенно усиленного (до 0,9 м/с) тайфуном Лайнрок, инерционные колебания скорости этого течения, возбужденные тайфуном на шельфе залива Петра Великого, проявляют аномальную изменчивость. Модель этих колебаний в присутствии сдвигового течения, предложенная Г. К. Коротаевым и К. Д. Сабининым (2017 г.), дает качественную интерпретацию изменчивости инерционных колебаний шельфовых вод залива, возбужденных тайфуном Лайнрок в августе – сентябре 2016 г.

**Ключевые слова:** инерционные колебания, годограф скорости, сдвиговое течение, натурные данные, шельф, залив Петра Великого, тайфун Лайнрок, тайфун


**Благодарности:** авторы благодарят рецензента за замечания, которые привели к существенному улучшению статьи. Работа выполнена в рамках темы гос. задания ТОИ ДВО РАН «Математическое моделирование и анализ динамических процессов в океане» (№ темы 121021700341-2).

**Для цитирования:** Новотрясов В. В., Сергеев А. А., Павлова Е. П. Аномальная изменчивость вызванных тайфуном Лайнрок инерционных колебаний шельфовых вод залива Петра Великого в августе – сентябре 2016 года // Морской гидрофизический журнал. 2023. Т. 39, № 2. С. 234–248. EDN DSONUJ. doi:10.29039/0233-7584-2023-2-234-248

## Anomalous Variations of the Typhoon Lionrock Induced Inertial Oscillations of Shelf Waters in the Peter the Great Bay in August – September, 2016

V. V. Novotryasov , A. A. Sergeev, E. P. Pavlova

V. I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia

 vadimnov@poi.dvo.ru

### Abstract

**Purpose.** The purpose of the study is to analyze the characteristics of inertial oscillations induced by extreme atmospheric effects against the background of the shear current, using the example of inertial oscillations caused by the typhoon Lionrock in the shelf waters of the southwestern Peter the Great Bay against the background of the near-slope Primorskoe current.

**Methods and Results.** The frequency-temporal spectral analysis of the typhoon Lionrock induced mesoscale variability of the rotational components' realizations of the current velocity vector was applied. The current velocity realizations were obtained using the *Seawatch* oceanographic system moored on the southwestern shelf of the Peter the Great Bay. The specified analysis made it possible to establish that at the latitude at which the *Seawatch* system had been installed and at the initial stage of the typhoon impact, the spectral density of currents kinetic energy grew significantly at clockwise rotation at frequency  $\omega_i$  close to the Coriolis parameter  $f \approx 2\pi/18$  (rad/h). A similar growth of the kinetic energy spectral density was recorded at the same frequency  $\omega_i$ , but at the counterclockwise rotation and at the final stage of typhoon impact. The recorded inertial oscillations of velocity vector at opposite directions of its rotation at frequency  $\omega_i$  demonstrate a significant difference of their travel time curves from the canonical one at a circular clockwise rotation.

**Conclusions.** Against the background of the near-slope Primorskoe current significantly amplified (up to 0.9 m/s) by the typhoon Lionrock, the velocity inertial variations of this current induced by the typhoon on the shelf of the Peter the Great Bay, show anomalous variability. The model of these oscillations in the presence of a shear current proposed by G. K. Korotaev and K. D. Sabinin (2017) provides a qualitative interpretation of the inertial oscillations' variability in the bay shelf waters resulted from the typhoon Lionrock impact in August – September, 2016.

**Keywords:** inertial oscillations, velocity hodograph, shear current, field data, shelf, Peter the Great Bay, typhoon Lionrock, typhoon

**Acknowledgements:** The authors are grateful to the reviewer for the comments which favored a significant improvement of the article. The work was carried out within the framework of the theme of state assignment of POI FEB of RAS "Mathematical simulation and analysis of dynamic processes in the ocean" (theme No. 121021700341-2).

**For citation:** Novotryasov, V.V., Sergeev, A.A. and Pavlova, E.P., 2023. Anomalous Variations of the Typhoon Lionrock Induced Inertial Oscillations of Shelf Waters in the Peter the Great Bay in August – September, 2016. *Physical Oceanography*, 30(2), pp. 215-228. doi:10.29039/1573-160X-2023-2-215-228

### Введение

Среди мезомасштабных колебаний с многочасовыми периодами особое место занимают инерционные колебания скорости течений, имеющие на фиксированной широте периоды, близкие к  $2\pi/f$  ( $f = 2\Omega|\sin\varphi|$  – параметр Кориолиса на этой широте) [1]. Колебания с инерционным периодом представляют собой круговое вращение морской воды и проявляются в измерениях скорости течений в заданной точке, вектор которой вращается по часовой стрелке с частотой, равной значению параметра Кориолиса  $f$  на широте наблюдений.

Вызванные ветром инерционные колебания (ИК) являются предметом активного изучения, поскольку это движение играет важную роль в переносе импульса от атмосферы к океанам [2]. Возбуждение ИК под действием ветрового напряжения в верхнем перемешанном слое океана широко изучалось с помощью наблюдений, аналитических и численных моделей. Заметные результаты наблюдений были получены в 1980-х гг., например в [3, 4], а затем в новаторской работе [5]. Эти исследования показали, что в колебаниях скорости течений под слоем перемешивания доминируют колебания квазиинерционной частоты, которые качественно согласуются с кинематикой внутренних волн.

В центре возобновившегося в последнее десятилетие интереса к квазиинерционным внутренним волнам находится энергия, которую эти волны переносят во внутренние слои океана. Предполагается, что большая часть этой энергии рассеивается в поверхностном слое океана и используется там для его перемешивания. В связи с этим доля потока излучения в поверхностном потоке энергии представляет особый интерес для специалистов по моделированию океана [6].

Исследования ИК важны не только для выяснения их особенностей в акваториях, в том числе и в прибрежных, но также для анализа условий распространения загрязнений естественного и антропогенного происхождения [7]. Кроме того, исследование механизмов и условий генерации и распространения ИК в шельфовой зоне океанов важно для интерпретации результатов наземно-космического мониторинга морских акваторий [8, 9].

На основе продолжительных наблюдений на гавайском шельфе и последующего анализа свойств ИК, опубликованного в работах [10, 11], был выявлен ряд аномальных особенностей этих колебаний. Среди них форма годографа скорости, направление его вращения, периоды вращения вектора скорости и ряд других. Было высказано предположение о том, что вблизи крутых склонов и под влиянием сильных и неоднородных в пространстве течений характеристики ИК могут испытывать значительные изменения, а наблюдаемые искажения годографов инерционных течений являются следствием суперпозиции ИК и фонового течения со сдвигом.

В недавней работе К. Д. Сабина и Г. К. Коротаева [12] сформулирована аналитическая модель ИК в присутствии фонового течения со сдвигом, основанная на точном решении уравнений мелкой воды. В рамках этой модели получило обоснование предположение о том, что характеристики ИК могут испытывать значительные изменения под влиянием сильных и неоднородных в пространстве течений. С использованием этой модели была дана интерпретация изменчивости ИК, зафиксированная в упомянутых выше работах.

Основной причиной ИК считается действие ветра [13]. В связи с этим в данной работе выполнено исследование специфических особенностей ИК шельфовых вод, вызванных экстремальным атмосферным воздействием, таким как тайфун. В работе анализируются особенности ИК на шельфе залива Петра Великого, сформировавшиеся под воздействием тайфуна Лайнрок в августе – сентябре 2016 г.

Исследование выполнено с использованием данных измерений скорости течений в юго-западном районе залива с помощью автономной заякоренной

океанографической измерительной системы *Seawatch*. Предварительный анализ данных измерений, выполненный в работе [14], показал, что под действием тайфуна в районе исследования интенсифицировались не только течения с пульсациями скорости на частотах, близких к инерционной частоте, но и низкочастотная синоптическая составляющая присклонового струйного Приморского течения.

Цель данной работы – проанализировать мезомасштабную изменчивость скорости течений, вызванную тайфуном Лайнрок над шельфом юго-западного района залива Петра Великого, охарактеризовать ИК, вызванные этим тайфуном, а также дать качественную интерпретацию аномальным изменениям зарегистрированных ИК, воспользовавшись моделью этого движения на течении со сдвигом скорости [12].

Для достижения поставленной цели решались следующие задачи. По данным измерений определены и выполнены оценки специфических особенностей ИК в заливе до начала, во время и после окончания воздействия тайфуна на шельфовые воды залива. Анализ инерционных течений проводился с использованием нестандартного частотно-временного спектрального анализа, учитывающего вращательный характер этих течений, основанного на методе вращательных компонент [15], а также нестационарный характер ИК. Указанным методом определены спектральная плотность кинетической энергии вращения на частоте, близкой к параметру Кориолиса, направление вращения ИК, форма и эксцентриситет годографа этих течений. Выполнено сравнение перечисленных характеристик ИК, полученных на начальном этапе максимального развития и заключительном этапе воздействия тайфуна на шельфовые воды залива.

### **Описание района исследования, используемых данных и методик их обработки**

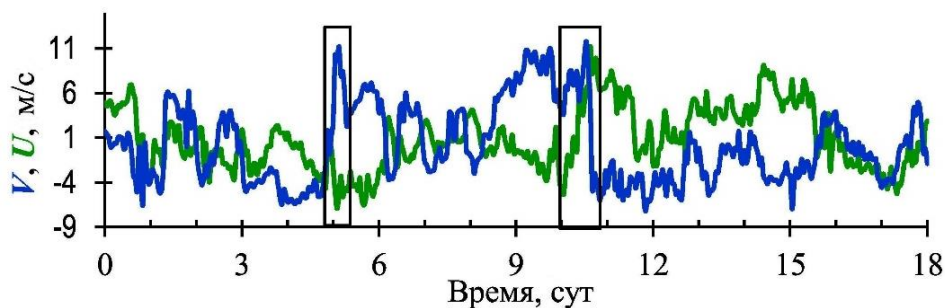
Залив Петра Великого является самым большим заливом в северо-западном районе Японского моря. Длина залива с севера на юг составляет около 80 км, наибольшая ширина с запада на восток ~ 200 км, средняя глубина шельфа ~ 100 м. Залив является зоной смещения вод северного Приморского и южного Северо-Корейского струйных присклоновых течений [16].

В последнюю неделю августа 2016 г. воды залива находились под влиянием тайфуна Лайнрок, который достиг наибольшего развития в период с 16 ч (здесь и далее время местное) 28 августа до 10 ч 29 августа [17]. Несколькими днями ранее над Японским морем сформировался циклон, вызвавший усиление ветра южного направления над акваторией залива<sup>1</sup>. В дальнейшем тайфун перемещался непосредственно в район залива Петра Великого. В 4 ч 31 августа тайфун достиг побережья Приморского края. Скорость ветра в восточном направлении достигла своего максимума. В 10 ч 31 августа тайфун Лайнрок и циклон, возникший над Японским морем, объединились в область низкого приземного атмосферного давления, которая затем переместилась на материк и стала быстро заполняться.

---

<sup>1</sup> URL: [http://ferhri.org/images/stories/FERHRI/Bulletins/Bul\\_2016.08\\_ch5\\_typhoon.pdf](http://ferhri.org/images/stories/FERHRI/Bulletins/Bul_2016.08_ch5_typhoon.pdf) (дата обращения: 20.07.2022).

Как известно, главной причиной инерционных колебаний морских вод является ветер. На рис. 1 представлены реализации зональной  $V$  и меридиональной  $U$  проекций вектора скорости ветра с 00:00 20.08.2016, зарегистрированные метеостанцией гидрографического буя, до, во время и после окончания воздействия тайфуна на шельфовые воды залива.



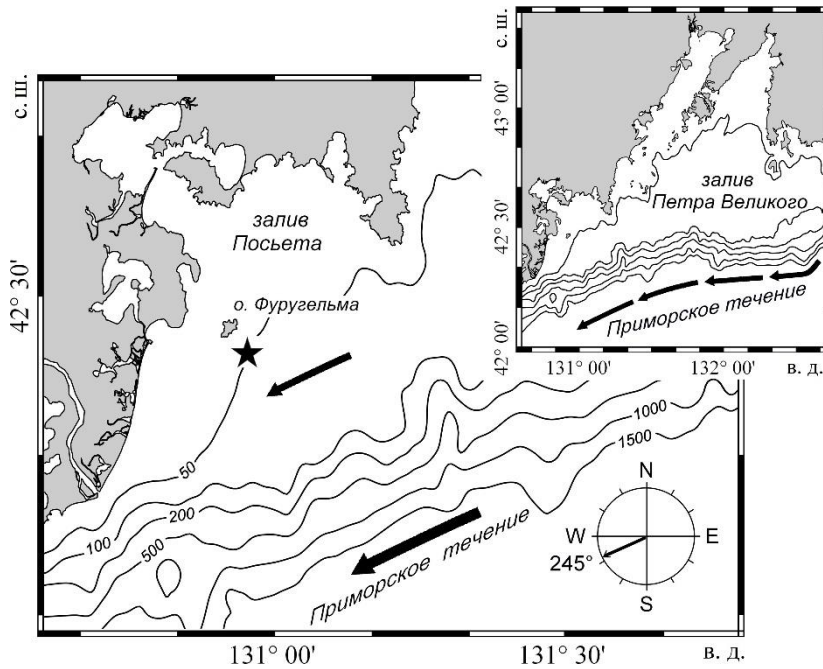
**Рис. 1.** Зональная  $V$  и меридиональная  $U$  проекции вектора скорости ветра в период эволюции тайфуна с 20 августа по 06 сентября 2016 г.

**Fig. 1.** Zonal  $V$  and meridional  $U$  projections of the wind speed vector during the typhoon evolution from August 20 to September 06, 2016

На представленных реализациях  $U$  и  $V$  обращают на себя внимание две характерные особенности, выделенные прямоугольниками, важные для дальнейшего изложения. Первая из них приходится на полночь 25 августа и связана с интенсивным ростом, «порывом» меридиональной составляющей скорости ветра  $U$ . За 6 ч эта проекция скорости получила приращение  $\sim 20$  м/с. Вторая особенность приходится на полдень 30 августа и связана с изменением как  $U$ -, так и  $V$ -проекции. Как и в случае с первой особенностью, меридиональная проекция скачкообразно получает отрицательное приращение  $\sim 18$  м/с. В это же время зональная проекция скорости ветра получает такое же приращение скорости, но за более длительный интервал  $\sim 12$  ч. Таким образом, в полдень 30 августа происходит смена направления ветра от южного к западному румбу, то есть вектор скорости ветра приобрел циклональное направление вращения.

Для исследования инерционных колебаний в заливе Петра Великого в работе использованы данные измерений, выполненных доплеровским измерителем течений (*ADCP*) *Aquadopp Profiler* 400 кГц за период с 00:00 21 августа до 00:00 7 сентября 2016 г. *ADCP* размещался в нижней части поверхностного буя, заякоренного на глубине 56 м в юго-западном районе залива в точке с координатами  $42^{\circ} 25' 30''$  с. ш. и  $130^{\circ} 55' 04''$  в. д., в которой параметр Кориолиса равен  $f \sim 5,62 \cdot 10^{-2} \text{ ч}^{-1}$ . *ADCP*, направленный вниз, регистрировал профиль течения в слоях толщиной 4 м в диапазоне глубин от 2 до 45 м с дискретностью 30 мин и точностью 0,5 см/с в диапазоне скоростей 3–250 см/с. На рис. 2 показана карта-схема района исследования. Знаком (★) отмечено местоположение системы *Seawatch*. Стрелками выделено присклоновое струйное Приморское течение. Стрелкой на компасе отмечен азимут этого течения в районе буя во время воздействия тайфуна Лайнрок на шельфовые воды залива.





**Р и с. 2.** Карта-схема района постановки гидрографического буя с измерительной системой *Seawatch*. Звездочкой отмечено ее местоположение, стрелками обозначено Приморское течение. На врезке показан залив Петра Великого Японского моря [14, с. 94]

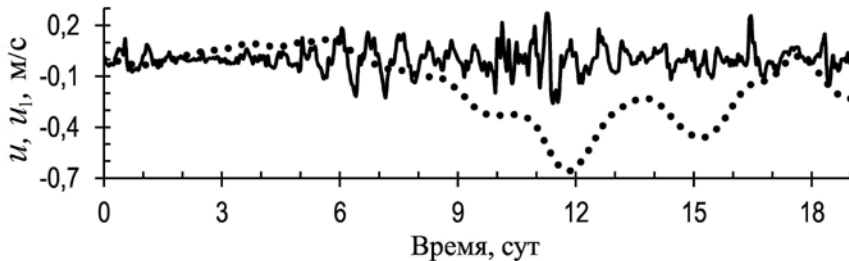
**F i g. 2.** Map of the region where the hydrographic buoy with the *Seawatch* measuring system was installed. Star denotes its location, and arrows – the Primorsky current. The inset shows the Peter the Great Bay in the Sea of Japan [14, p. 94]

Для текущего момента времени на фиксированных горизонтах по данным измерений *ADCP* рассчитывались меридиональная  $v$  (на меридиан) и зональная  $u$  (на параллель) проекции вектора скорости течения. Затем реализации проекций сглаживались низкочастотным фильтром Тьюки с окном длительностью 36 ч. Полученные после сглаживания реализации  $\langle v \rangle$ ,  $\langle u \rangle$  низкочастотных пульсаций с периодами от 36 ч и ниже служили фоном для определения пульсаций с изменчивостью в диапазоне 1,0–0,027 цикл/ч. Последние рассчитывались как разность между фоновыми и исходными реализациями. Полученные ряды пульсаций с мезомасштабной изменчивостью проекций скорости течений  $v_1 = v - \langle v \rangle$  и  $u_1 = u - \langle u \rangle$  анализировались с помощью частотно-временного спектрального анализа.

В работе [14] представлены результаты расчетов коэффициентов корреляции ( $r_{i, i+1}$ ) скорости Приморского течения ( $u_1$ ) на соседних горизонтах:  $z_i, z_{i+1}$ . Было установлено, что с увеличением расстояния между горизонтами  $r_{i, i+1}$  уменьшается, достигнув минимума  $r_{1, 5} \sim 0,7$  между  $z_1 = -4$  м,  $z_5 = -24$  м, что указывает на сильную положительную связь между значениями скорости на горизонтах измерения в поверхностном двадцатиметровом слое. Аналогичные расчеты  $r_{i, i+1}$ , были выполнены для скорости  $u_1$  на горизонте  $z_3 = -12$  м и соседних с ним горизонтах. Установлено, что  $r_{i, i+1}$  между  $u_1$  на горизонте  $z_3$  и соседних с ним горизонтах  $z = -8$  м,  $z = -16$  м составляет  $\sim 0,9$ , а между  $z_3$  и  $z_6$ ,

равным  $-24$  м,  $r_{3,6} \sim 0,8$ . Таким образом, в поверхностном двадцатиметровом слое скорость  $u_1$  характеризуется сильной положительной взаимосвязью между горизонтами. На этом основании мы полагаем, что Приморское течение на горизонте  $z_3 = -12$  м и соседних с ним горизонтах достаточно полно характеризует течение в деятельном слое залива, и в дальнейшем в работе анализируются характеристики течения на этом горизонте.

Рассмотрим характерные особенности течения в районе наблюдений и временную изменчивость его скорости, вызванную тайфуном. Как известно, азимут стрежня Приморского течения направлен параллельно материковому склону и составляет в районе наблюдений угол  $\sim 245^\circ$  [18]. Расчет скорости этого течения выполнялся по формуле  $u_{pc} = u \cos \theta - v \sin \theta$ , где  $u$  и  $v$  – зональная и меридиональная проекции вектора скорости течения; угол  $\theta = -25^\circ$ . На рис. 3 показана синоптическая составляющая (пунктирная кривая) скорости Приморского течения с началом на 00:00 20.08.2016, на фоне которой развиваются его мезомасштабные колебания (сплошная кривая).



**Р и с. 3.** Реализации синоптических пульсаций  $u$  (пунктирная кривая) и мезомасштабных колебаний  $u_1$  (сплошная кривая) скорости Приморского течения в деятельном слое залива Петра Великого с 20 августа по 6 сентября 2016 г.

**F i g. 3.** Realizations of synoptic pulsations  $u$  (dotted curve) and mesoscale oscillations  $u_1$  (solid curve) of the Primorskoie current velocity in the active layer of the Peter the Great Bay from August 20 to September 6, 2016

Из рисунка следует, что с 22 по 27 августа под воздействием циклона,шедшего на акваторию Японского моря, произошло незначительное усиление скорости потока Северо-Корейского течения с небольшой антициклональной завихренностью. Следует также отметить интенсивный рост мезомасштабных колебаний скорости  $u_{pc}$  на этом временном интервале, вызванных порывом ветра в полночь 25 августа. В фазе максимального развития амплитуда этих колебаний достигла значения  $0,5$  м/с, то есть превысила амплитуду синоптических пульсаций, обозначенных на рисунке пунктирной кривой.

В дальнейшем с 27 августа под влиянием тайфуна Лайнрок начинает усиливаться Приморское течение, и в период его максимального развития скорость этого течения  $u_{pc}$  достигла своего максимального значения  $u_{max} \sim 0,86$  м/с. Следует также отметить повторный рост интенсивности мезомасштабных колебаний скорости  $u_{pc}$  на этом интервале. На фазе максимального развития амплитуда этих колебаний вновь достигла значений, близких  $0,5$  м/с, то есть

превысила амплитуду синоптических пульсаций, обозначенных на рисунке пунктирной кривой. Следует также отметить, что сутками ранее 31 августа между 13:00 и 14:00 вновь был зарегистрирован порыв ветра значительной интенсивности, который, вероятно, и вызвал указанные колебания.

Таким образом, в период максимального развития тайфуна Лайнрок в районе исследования, согласно работам [11, 12], сложились благоприятные условия для проявления аномальной изменчивости ИК и, в том числе, возбуждения ИК с нестандартным вращением против часовой стрелки, т. е. с циклональным направлением вращения вектора скорости.

ИК значительно отличаются, например, от приливов своей существенной нерегулярностью, то есть являются образцом нестационарного процесса. С учетом этой особенности анализ ИК проводился с использованием частотно-временного спектра  $Sp(\omega; t)^2$ . Для его построения месячные реализации  $u$ ,  $v$  проекций скорости разбивались на отрезки равной длительности со сдвигом начала отчета каждого отрезка на половину длительности от начала предыдущего отрезка. При этом длительность начального отрезка выбиралась равной семи суткам – примерному синоптическому масштабу атмосферной изменчивости на побережье залива. Таким образом, временной интервал эволюции тайфуна разбивался на три периода: начальный период с 21 по 28 августа, период максимального развития с 24 по 31 августа и заключительный период с 29 августа по 4 сентября 2016 г.

Далее для каждого периода эволюции тайфуна стандартными методами спектрального анализа рассчитывалась спектральная плотность кинетической энергии зональной ( $S_{uu}$ ) и меридиональной ( $S_{vv}$ ) проекций вектора скорости, а также их взаимный спектр  $Q_{uv}$ . При этом главное внимание уделялось вариациям скорости течения на частотах из инерционного диапазона: 1/12–1/24 цикл/ч.

С использованием  $S_{uu}$ ,  $S_{vv}$  и  $Q_{uv}$  рассчитывались спектральные плотности кинетической энергии вращения (КЭВ): антициклональной компоненты вектора скорости  $Sp^-$  и циклональной компоненты вектора скорости  $Sp^+$ . Спектральные плотности  $Sp^-$  и  $Sp^+$  являются функциями автоспектров  $S_{uu}$ ,  $S_{vv}$  и квадратичного спектра  $Q_{uv}$ . На частотах из инерционного диапазона указанные спектральные плотности определялись по формулам из работы [15]:  $Sp^+ = (S_{uu} + S_{vv} + 2Q_{uv}) / 2$ ;  $Sp^- = (S_{uu} + S_{vv} - 2Q_{uv}) / 2$ .

Неотъемлемым свойством инерционного течения является вращение его вектора скорости, направление которого задается с помощью коэффициента  $\sigma = (Sp^+ - Sp^-) / (Sp^+ + Sp^-)$ . При  $Sp^- > Sp^+$  спектральная плотность КЭВ компоненты с вращением по часовой стрелке превышает КЭВ компоненты с вращением против часовой стрелки, то есть выполняется условие  $\sigma < 0$ , соответствующее антициклональному вращению вектора скорости. В противоположном случае  $Sp^- < Sp^+$ , коэффициент  $\sigma > 0$ , следовательно, вращение скорости этого течения происходит против часовой стрелки.

Важной характеристикой инерционных течений является годограф скорости этих течений, его форма и ориентация. В общем случае годограф имеет

---

<sup>2</sup> Драган Я. П., Рожков В. А., Яворский И. Н. Методы вероятностного анализа ритмики океанологических процессов. Ленинград : Гидрометеиздат, 1987. 319 с.  
МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 39 № 2 2023

эллиптическую форму с большой и малой осями  $L_M, L_m$  соответственно. Большая и малая оси рассчитываются по формуле как  $\sqrt{Sp^+} \pm \sqrt{Sp^-}$ . При этом эллипс имеет среднюю ориентацию, азимут которой по отношению к зональному направлению рассчитывается по формуле  $2\psi = \arctg[2S_{uv} / (S_{uu} - S_{vv})]$ , где  $\psi$  задается против часовой стрелки от восточного направления.

Т а б л и ц а 1  
T a b l e 1

**Характеристики инерционных течений с антициклональным направлением вращения шельфовых вод деятельного слоя залива на различных этапах эволюции тайфуна Лайнрок**  
**Characteristics of inertial currents at the anticyclonic rotation direction of shelf waters of the bay active layer at different stages of the typhoon Lionrock evolution**

Этап / Stage	$Sp_m^-, \text{cm}^2 \cdot \text{c}^{-2} \cdot \text{ч} /$ $Sp_m^-, \text{cm}^2 \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{h}$	$T, \text{ч} /$ $T, \text{h}$	$L_M, \text{cm/c} /$ $L_M, \text{cm/s}$	$L_m, \text{cm/c} /$ $L_m, \text{cm/s}$	$\varepsilon$	$\psi, \text{град} /$ $\psi, \text{degree}$
1	1800	18	57	28	0,48	33
2	640	18	45	6	0,12	-36
3	300	20	35	0,6	0,02	8

Т а б л и ц а 2  
T a b l e 2

**Характеристики инерционных течений с циклональным направлением вращения шельфовых вод деятельного слоя залива на различных этапах эволюции тайфуна Лайнрок**  
**Characteristics of inertial currents at the cyclonic rotation direction of shelf waters of the bay active layer at different stages of the typhoon Lionrock evolution**

Этап / Stage	$Sp_m^+, \text{cm}^2 \cdot \text{c}^{-2} \cdot \text{ч} /$ $Sp_m^+, \text{cm}^2 \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{h}$	$T, \text{ч} / T, \text{h}$	$L_M, \text{cm/c} /$ $L_M, \text{cm/s}$	$L_m, \text{cm/c} /$ $L_m, \text{cm/s}$	$\varepsilon$	$\psi, \text{град} /$ $\psi, \text{degree}$
1	300	16	53	19	0,36	23
2	640	16	44	6	0,15	24
3	431	18	37	5	0,13	27

Результаты расчетов перечисленных характеристик инерционных колебаний представлены в табл. 1 и 2. В таблицах строки 1, 2, 3 соответствуют трем этапам воздействия тайфуна на шельфовые воды: начальному этапу с 20 по 28 августа (строка 1), этапу максимального влияния с 28 августа по 3 сентября (строка 2) и заключительному этапу с 3 по 9 сентября (строка 3). В таблицах  $Sp_m^-$  ( $\text{cm}^2 \cdot \text{c}^{-2} \cdot \text{ч}$ ),  $Sp_m^+$  ( $\text{cm}^2 \cdot \text{c}^{-2} \cdot \text{ч}$ ) соответствуют максимальным значениям спектральных плотностей энергии ИК вектора скорости на периодах  $T$  (ч) с антициклональным и циклональным направлением вращения соответственно. В таблицах представлены значения большой  $L_M$  (см/с)

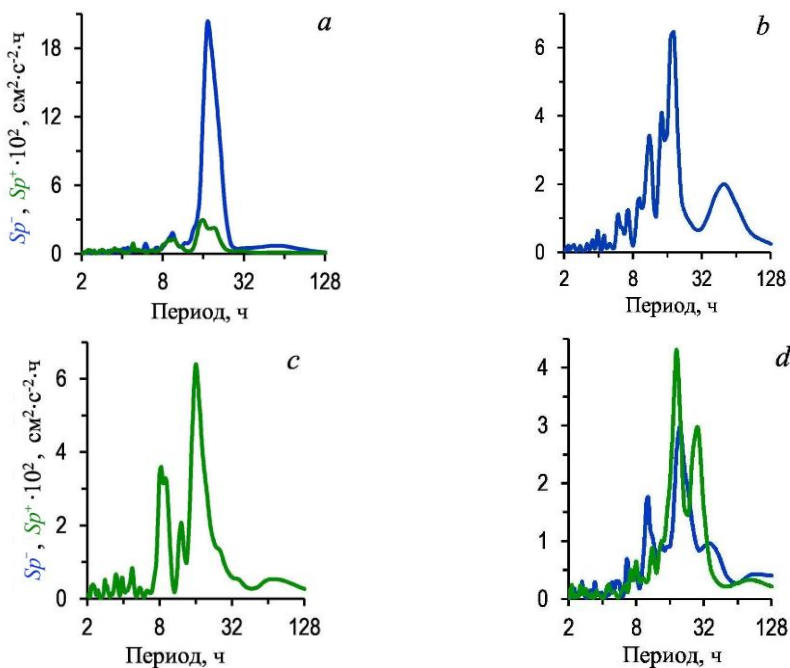
и малой  $L_m$  (см/с) осей эллипса, а также его эксцентриситет  $\epsilon$  и направление его главной полуоси  $\psi$ , град, по отношению к меридиональному направлению на трех этапах эволюции тайфуна.

Рассмотрим особенности ИК в верхнем квазиоднородном слое юго-западного района залива Петра Великого, а также изменчивость характеристик этих ИК на различных этапах эволюции тайфуна Лайнрок.

### Обсуждение

На рис. 4 представлены спектральные плотности КЭВ компонент с циклональным  $Sp^+$  ( $\text{см}^2 \cdot \text{с}^{-2} \cdot \text{ч}$ ) и антициклональным  $Sp^-$  ( $\text{см}^2 \cdot \text{с}^{-2} \cdot \text{ч}$ ) направлением вращения мезомасштабных колебаний скорости течения на трех этапах эволюции тайфуна.

На первом, начальном этапе, продолжавшемся с 20 по 28 августа, были зафиксированы усиление синоптической составляющей скорости потока Корейского течения (рис. 3) и порыв скорости ветра южного направления, вызвавший аномальную мезомасштабную изменчивость зональной и меридиональной проекций вектора скорости течений.



**Р и с. 4.** Спектральные плотности кинетической энергии компонент с вращением по часовой стрелке  $Sp^-$  ( $\text{см}^2 \cdot \text{с}^{-2} \cdot \text{ч}$ ) (синие линии) и против нее  $Sp^+$  ( $\text{см}^2 \cdot \text{с}^{-2} \cdot \text{ч}$ ) (зеленые линии) на этапах развития тайфуна: начальном (*a*), максимального развития (*b, c*) и заключительном (*d*)

**F i g. 4.** Spectral densities of kinetic energy of the components at the clockwise  $Sp^-$  ( $\text{cm}^2 \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{h}$ ) (blue lines) and counterclockwise  $Sp^+$  ( $\text{cm}^2 \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{h}$ ) (green lines) rotations at the following stages of the typhoon evolution: the initial (*a*), maximum (*b, c*) and final (*d*) ones

На рис. 4, *a* показаны спектральные плотности КЭВ компоненты вектора скорости с антициклональным направлением вращения  $S_p^-$  и компоненты с циклональным вращением  $S_p^+$  на первом этапе эволюции тайфуна. Согласно рисунку,  $S_p^-$  имеет одновершинную форму с максимумом на периоде  $T_i \approx 18$  ч/цикл, близким к периоду, обратному параметру Кориолиса  $1/f \approx 17,8$  ч/цикл. Не трудно заметить также, что спектральная плотность КЭВ антициклональной компоненты инерционного течения почти на порядок превышает аналогичную энергию циклональной компоненты вектора скорости этого течения. Отсюда следует, что коэффициент вращения вектора скорости на частоте  $1/18$  цикл/ч меньше нуля, следовательно, направление вращения этого течения антициклональное. Расчет отношения большой  $L_m$  к малой  $L_M$  оси годографа скорости этого течения составил  $L_m/L_M \approx 0,5$ . Таким образом, годограф скорости этого течения имеет эллиптическую форму с эксцентриситетом  $\varepsilon \approx 0,5$  и большой полуосью, повернутой против часовой стрелки на угол  $\sim 33^\circ$  относительно зонального направления.

Рассмотрим характеристики ИК на этапе максимального развития тайфуна, продолжавшегося с 28 августа по 3 сентября. На этом этапе значительно усилилась до  $0,9 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$  скорость потока Приморского течения, произошел рост антициклональной завихренности его скорости, а также значительно возросла интенсивность циклональной компоненты скорости ветра, вызвавшей дальнейший рост мезомасштабной изменчивости скорости Приморского течения.

На рис. 4, *b* и *c* представлены спектральные плотности  $S_p^-$  и  $S_p^+$  с максимумами на частотах  $\omega_i^- \approx 2\pi/18$  (рад/ч) и  $\omega_i^+ \approx 2\pi/16$  (рад/ч) и близкими значениями КЭВ с противоположными направлениями вращения соответственно. Обращает на себя внимание существенное изменение в распределении КЭВ между двумя вращательными компонентами скорости течения. Если  $S_p^-$  уменьшилась примерно в два раза, то аналогичная энергия циклональной компоненты  $S_p^+$  возросла примерно на порядок. При этом спектральные плотности  $S_p^-$  и  $S_p^+$  приобрели двухвершинную форму с дополнительными максимумами на частотах  $\omega_1^- \approx 2\pi/10$  (рад/ч) и  $\omega_1^+ \approx 2\pi/8$  (рад/ч), близких к частотам первых субгармоник каждой из вращательных компонент.

Значительные изменения произошли и с годографами скоростей рассматриваемых течений на частотах  $\omega_1^-$  и  $\omega_1^+$ . Установлено, что большая полуось годографа инерционного течения с антициклональным направлением вращения с частотой  $\omega_1^-$  повернута на угол  $\psi \approx 36^\circ$  по часовой стрелке относительно зонального направления, то есть приблизительно по нормали к стрежню Приморского течения. При этом большая полуось годографа ИК с частотой  $\omega_1^+$  повернута на угол  $24^\circ$ , то есть располагается почти параллельно стрежню Приморского течения.

На заключительном этапе (рис. 4, *d*), который продолжался с 1 по 7 сентября, было зафиксировано снижение интенсивности инерционных колебаний скорости течений с противоположным направлением вращения на фоне ослабления скорости потока Приморского течения. Прежде всего, это относится

к инерционным течениям с антициклональным направлением вращения. Максимум спектральной плотности КЭВ с этим направлением вращения  $Sp_m^-$  с 21 августа по 7 сентября уменьшился примерно в шесть раз. За это же время максимум спектральной плотности  $Sp_m^+$  вырос почти в три раза, то есть спектральные плотности КЭВ как циклональной, так и антициклональной компоненты инерционного течения, возбужденного тайфуном Лайнрок, продемонстрировали противофазный характер изменчивости.

На рис. 4, *d* показаны спектральные плотности КЭВ с вращением по часовой стрелке ( $Sp^+$ ) и против нее ( $Sp^-$ ). Из рисунка следует, что  $Sp^-$  и  $Sp^+$  на этом этапе сохранили двухвершинную форму, однако изменилось положение их максимумов. Прежде всего, следует отметить, что если на предыдущих этапах вращение вектора скорости с периодом  $\approx 18$  ч/цикл является антициклональным, то на заключительном этапе вектор скорости вращается с этим периодом против часовой стрелки, то есть направление его вращения изменилось на противоположное, циклональное.

Таким образом, на заключительном этапе максимум спектральной плотности КЭВ, как и прежде, располагается на частоте, близкой к  $f$ , однако направление вращения скорости течения изменилось на противоположное циклональное. Следует также отметить, что годограф скорости этого течения сохранил квазиэллиптическую форму, большая полуось которого превышает малую на порядок, а направление этой оси к зональному направлению составило угол  $\psi \approx 27^\circ$ , то есть вновь, как и на предыдущих двух этапах, близко к параллели стрежня Приморского течения.

Воспользуемся предложенной в [12] моделью ИК на фоне течения с постоянным сдвигом скорости для качественной интерпретации некоторых особенностей этих течений, зарегистрированных над шельфом залива Петра Великого, возбужденных тайфуном Лайнрок, имея в виду, что в качестве фонового течения со сдвигом скорости выступает присклоновое струйное Приморское течение, интенсифицированное этим же тайфуном.

Согласно модели,  $u$ ,  $v$  – меридиональная и зональная проекции вектора скорости течений удовлетворяют соотношениям

$$u = -\alpha \left( y + \frac{q_x}{f} \right) + \frac{\alpha + f}{f} q_x \cos(ft) + \frac{\alpha + f}{f} q_y \sin(ft), \quad (1)$$

$$v = q_y \cos(ft) - q_x \sin(ft). \quad (2)$$

При выводе соотношений (1), (2) предполагалось, что при  $t < 0$  жидкость движется таким образом, что  $u = -\alpha y$ ,  $v = 0$ , а при  $t = 0$  к жидкости прикладывается однородное по пространству и глубине импульсное воздействие  $q = (q_x, q_y)$ , вызывающее движение жидкости.

Из соотношений (1), (2) следует, что при отсутствии сдвигового течения, то есть при  $\alpha = 0$ , вектор скорости в каждой точке вращается в направлении по часовой стрелке с частотой, равной параметру  $f$ . Представленное решение (1), (2) показывает также, что течение со сдвигом скорости, в отличие от результатов работ [19–21], не влияет на частоту ИК его вектора скорости.

В соответствии с данными из табл. 1, 2 мы пришли к аналогичному выводу о том, что на всех этапах воздействия тайфуна на присклоновое Приморское течение частота мезомасштабных колебаний вектора скорости этого течения в инерционном диапазоне на его фоне остается стабильной и близкой к параметру Кориолиса.

Годограф скорости является одной из важнейших характеристик инерционных течений. В соответствии с выражениями (1), (2) годограф скорости этого течения задается соотношением

$$\frac{u'^2}{(1 + \alpha f^{-1})} + v^2 = q_x^2 + q_y^2, \quad (3)$$

где  $u' = u + \alpha u$  – проекция вектора скорости инерционного течения на ось абсцисс.

Согласно формуле (3) годограф инерционных течений в присутствии течения со сдвигом скорости является эллипсом, форма которого существенно зависит от этого сдвига. Другими словами, если фоновое течение имеет циклональную завихренность, которая равна или превышает по абсолютному значению параметр Кориолиса  $f$ , то антициклональное вращение вектора скорости ИК сменяется на противоположное циклональное вращение. Именно таким образом в работах [10, 12] объясняется наблюдаемое в отдельных случаях вращение вектора скорости ИК в направлении против часовой стрелки.

Завихренность Приморского течения по данным измерений под действием тайфуна приобретает циклональный характер, изменяется и достигает значения, которое, по-видимому, превышает параметр Кориолиса  $f$ . На этом фоне под воздействием порыва ветра происходит возбуждение инерционных колебаний с циклональным направлением вращением вектора скорости течения, что и было зарегистрировано системой *Seawatch*.

### Заключение

Сформулируем основные результаты работы. По данным измерений системой *Seawatch* было установлено, что колебания вектора скорости течения с частотой, близкой к параметру Кориолиса, возбужденные тайфуном Лайнрок в юго-западном районе залива Петра Великого, развиваются на фоне присклонового Приморского течения, значительно усиленного этим же тайфуном. Спектральный анализ вращательных компонент этих колебаний скорости течений выявил:

- стабильность частоты, на которую приходится максимум спектральной плотности кинетической энергии течений с вращением на частоте, близкой к параметру Кориолиса, на всех этапах эволюции тайфуна;

- присутствие инерционных течений с вращением их вектора скорости против часовой стрелки, с большой полуосью годографа скорости этих течений, параллельной стрелке Приморского течения на всех этапах развития тайфуна;

- наличие субгармоник у частоты инерционных колебаний скорости течения как с циклональным, так и антициклональным направлением вращения на этапах максимального и заключительного развития тайфуна.



Отмеченные аномальные явления в инерционных течениях в районе постановки системы *Seawatch*: стабильность частоты ИК, аномальные значения эксцентриситета годографа скорости ИК и смена антициклонального направления вращения вектора скорости ИК на циклональное – получили качественное объяснение в рамках модели инерционных колебаний в присутствии сдвигового течения. Для интерпретации нестационарного характера ИК, вызванного амплитудной модуляцией, а также субгармоник у частоты этих колебаний потребуется, по-видимому, использование нелинейной модели интенсивных ИК на сдвиговом потоке.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Физика океана. Гидродинамика океана / Отв. ред. В. М. Каменкович, А. С. Монин. Москва : Наука, 1978. Т. 2. 435 с.
2. *Alford M.* Internal swell generation: the spatial distribution of energy flux from the wind to mixed layer near-inertial motions // *Journal of Physical Oceanography*. 2001. Vol. 31, iss. 8. P. 2359–2368. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2001\)031<2359:ISGTSO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2001)031<2359:ISGTSO>2.0.CO;2)
3. *Fu L.-L.* Observations and models of inertial waves in the deep ocean // *Reviews of Geophysics*. 1981. Vol. 19, iss. 1. P. 141–170. <https://doi.org/10.1029/RG019i001p00141>
4. *Price J. F.* Internal wave wake of a moving storm. Part I. Scales, energy budget and observations // *Journal of Physical Oceanography*. 1983. Vol. 13, iss. 6. P. 949–965. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1983\)013<0949:IWWOAM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1983)013<0949:IWWOAM>2.0.CO;2)
5. Upper-ocean inertial currents forced by a strong storm. Part I: Data and comparisons with linear theory / E. A. D'Asaro [et al.] // *Journal of Physical Oceanography*. 1995. Vol. 25, iss. 11. P. 2909–2936. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1995\)025<2909:UOICFB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1995)025<2909:UOICFB>2.0.CO;2)
6. *Olbers D., Jurgenowski P., Eden C.* A wind-driven model of the ocean surface layer with wave radiation physics // *Ocean Dynamics*. 2020. Vol. 70, iss. 8. P. 1067–1088. <https://doi.org/10.1007/s10236-020-01376-2>
7. Исследования полей течений и загрязнений прибрежных вод на Геленджикском шельфе Черного моря с использованием космических данных / В. Г. Бондур [и др.] // Исследование Земли из космоса. 2012. № 4. С. 3–11. EDN PANLDH.
8. Мониторинг загрязнений прибрежных акваторий с использованием многоспектральных космических изображений высокого разрешения / В. Г. Бондур [и др.] // Исследование Земли из космоса. 2006. № 6. С. 42–49. EDN НУКJVX.
9. *Keeler R., Bondur V., Vithanage D.* Sea Truth measurements for remote sensing of littoral water // *Sea Technology*. 2004. Vol. 45, iss. 4. P. 53–58. URL: [http://www.aerocosmos.info/pdf/1/2004\\_Keeler\\_Bondur\\_Vithanage\\_SeaTech.pdf](http://www.aerocosmos.info/pdf/1/2004_Keeler_Bondur_Vithanage_SeaTech.pdf) (дата обращения: 02.04.2023).
10. *Бондур В. Г., Сабинин К. Д., Гребенюк Ю. В.* Аномальная изменчивость инерционных колебаний океанских вод на гавайском шельфе // Доклады Академии наук. 2013. Т. 450, № 1. С. 100–104. doi:10.7868/S0869565213130173
11. *Бондур В. Г., Сабинин К. Д., Гребенюк Ю. В.* Генерация инерционно-гравитационных волн на островном шельфе // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2015. Т. 51, № 2. С. 235–241. doi:10.7868/S0002351515020030
12. *Сабинин К. Д., Коротаев Г. К.* Инерционные колебания в присутствии сдвигового течения в океане // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2017. Т. 53, № 3. С. 399–405. doi:10.7868/S0002351517030117
13. *Гилл А. Е.* Динамика атмосферы и океана. Москва : Мир, 1986. Т. 1. 388 с.
14. *Новотрясов В. В., Лобанов В. Б., Сергеев А. Ф.* Особенности инерционных колебаний скорости течений в заливе Петра Великого, возбужденных экстремальным атмосферным воздействием (на примере тайфуна Лайнрок) // Океанологические исследования. 2019. Т. 47, № 3. С. 92–103. doi:10.29006/1564-2291.JOR-2019.47(3).8

15. *Emery W. J., Thomson R. E.* Data analysis methods in physical oceanography. Pergamon, 1998. 634 p. <https://doi.org/10.1016/C2010-0-66362-0>
16. Современное состояние и тенденции изменения природной среды залива Петра Великого Японского моря / Отв. ред. А. С. Астахов, В. Б. Лобанов. Москва : ГЕОС, 2008. 460 с. EDN OTRITN.
17. *Любицкий Ю. В.* Штормовой нагон в заливе Петра Великого (Японское море), вызванный тайфуном Лайонрок (29 августа – 02 сентября 2016 г.) // Вестник Дальневосточного отделения Российской академии наук. 2018. № 1. С. 31–39. EDN VMXKZI.
18. *Юрасов Г. И., Яричин В. Г.* Течения Японского моря. Владивосток : ДВО АН СССР, 1991. 172 с.
19. *Фомин Л. М.* Об инерционных колебаниях в горизонтально неоднородном поле скорости течений в океане // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 1973. Т. 9, № 1. С. 75–83.
20. *Moore S. N. K.* Several effects of a baroclinic current on the cross-stream propagation of inertial-internal waves // Geophysics Fluid Dynamics. 1973. Vol. 6, iss. 3. P. 245–275. <https://doi.org/10.1080/03091927509365797>
21. *Whitt D. B., Thomas L. N.* Near-Inertial waves in Strongly Baroclinic Currents // Journal of Physical Oceanography. 2012. Vol. 43, iss. 4. P. 706–725. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-12-0132.1>

*Сведения об авторах:*

**Новотрясов Вадим Васильевич**, ведущий научный сотрудник, отдел физики океана и атмосферы, ФГБУН ТОИ ДВО РАН (690041, Россия, Владивосток, ул. Балтийская, д. 43), доктор физико-математических наук, доцент, **ORCID ID: 0000-0003-2607-9290**, [vadimnov@poi.dvo.ru](mailto:vadimnov@poi.dvo.ru)

**Сергеев Александр Фёдорович**, старший научный сотрудник, отдел физической океанографии, ФГБУН ТОИ ДВО РАН (690041, Россия, Владивосток, ул. Балтийская, д. 43), [sergeev@poi.dvo.ru](mailto:sergeev@poi.dvo.ru)

**Павлова Елена Петровна**, ведущий инженер, ФГБУН Тихоокеанский океанологический институт им. В. И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук (690041, Приморский край, Владивосток, ул. Балтийская, д. 43), кандидат географических наук, [evpravlova@poi.dvo.ru](mailto:evpravlova@poi.dvo.ru)

## Исследование суточной динамики вертикального распределения метана в аэробной зоне Черного моря в комплексе с акустическими исследованиями звукорассеивающих слоев

Т. В. Малахова<sup>1, ✉</sup>, Ю. Г. Артёмов<sup>1</sup>, А. И. Хурчак<sup>1</sup>,  
Л. В. Решетник<sup>1</sup>, А. В. Федирко<sup>2</sup>, В. Н. Егоров<sup>1</sup>

<sup>1</sup> ФГБУН ФИЦ «Институт биологии южных морей имени А. О. Ковалевского РАН»,  
Севастополь, Россия

<sup>2</sup> Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия  
✉ t.malakhova@imbr-ras.ru

Поступила в редакцию 06.07.2022; одобрена после рецензирования 25.12.2022;  
принята к публикации 16.01.2023.

### Аннотация

**Цель.** Оценка суточной динамики вертикального распределения  $\text{CH}_4$  в кислородной зоне Черного моря на различных по глубине станциях в комплексе с акустическими исследованиями звукорассеивающих слоев (ЗРС) – цель данной работы.

**Методы и результаты.** Исследования проводили в 113-м рейсе НИС «Профессор Водяницкий» (июнь 2020 г.) в верхнем 100-метровом слое на глубоководной станции (1570 м) в северо-восточной части Черного моря и на мелководной станции (39 м) в Ялтинском заливе. Обнаружены отличия в вертикальном распределении концентрации  $\text{CH}_4$  в воде этих районов. Суточный диапазон концентраций  $\text{CH}_4$  в поверхностном слое воды (0–1 м) составил 0,8–16 нмоль/л и 0,2–7 нмоль/л в мелководном и глубоководном районе соответственно. Показана высокая изменчивость потоков на границе вода – атмосфера в течение суток: от стока  $\text{CH}_4$  из атмосферы в воду до эмиссии, достигающей 3 мкмоль/м<sup>2</sup>·сут  $\text{CH}_4$ , в атмосферу.


**Выводы.** Максимальные потоки  $\text{CH}_4$  в атмосферу на обеих станциях наблюдали в ночные часы. Показано, что атмосферная эмиссия  $\text{CH}_4$  не является значимым фактором в его перераспределении в воде, так как рассчитанные величины суточного удельного потока  $\text{CH}_4$  на границе атмосфера – вода составляют доли процента от его запасов в столбе воды. Установлен сходный характер суточной динамики вертикального распределения  $\text{CH}_4$  и ЗРС в аэробном слое глубоководной станции. На фоне общей высокой вариабельности данных для отдельных временных диапазонов получены значимые коэффициенты детерминации между концентрацией  $\text{CH}_4$  и коэффициентом звукорассеяния слоя  $ml'$  как характеристикой количества биомассы.

**Ключевые слова:** метан, «метановый парадокс», эмиссия, аэробный слой, звукорассеивающие слои, Черное море

**Благодарности:** авторы благодарят экипаж 113-го рейса НИС «Профессор Водяницкий» и Е. О. Сахоня за помощь в проведении заборных работ. Работа подготовлена по теме государственного задания ФИЦ ИнБЮМ «Молисмологические и биогеохимические основы гомеостаза морских экосистем» (121031500515-8).


**Для цитирования:** Исследование суточной динамики вертикального распределения метана в аэробной зоне Черного моря в комплексе с акустическими исследованиями звукорассеивающих слоев / Т. В. Малахова [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2023. Т. 39, № 2. С. 249–265. EDN RGDPTI. doi:10.29039/0233-7584-2023-2-249-265

## Studying Diurnal Dynamics of Vertical Methane Distribution in the Black Sea Aerobic Zone Combined with Acoustic Research of the Sound-Scattering Layers

T. V. Malakhova <sup>1</sup>, , Yu. G. Artemov <sup>1</sup>, A. I. Khurchak <sup>1</sup>,  
L. V. Reshetnik <sup>1</sup>, A. V. Fedirko <sup>2</sup>, V. N. Egorov <sup>1</sup>

<sup>1</sup> A. O. Kovalevsky Institute of Biology of the Southern Seas, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia

<sup>2</sup> Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia

 t.malakhova@imbr-ras.ru

### Abstract

**Purpose.** The purpose of the study is to assess the diurnal dynamics of CH<sub>4</sub> vertical distribution in the aerobic zone of the Black Sea at the stations of different depths joint with surveying the sound scattering layers (SSL).

**Methods and Results.** The surveys were performed in the 113th cruise of the R/V “Professor Vodyanitsky” (June, 2020) in the upper 100-m layer at the deep-water station (1570 m) in the northeastern Black Sea, and at the shallow-water station (39 m) in the Yalta Bay. The differences in vertical distribution of the CH<sub>4</sub> concentration in the seawater in these areas were found. Diurnal range of the CH<sub>4</sub> concentrations in the surface water layer (0–1 m) was 0.8–16 nmol/l and 0.2–7 nmol/l for the shallow and deep-water areas, respectively. Shown was the fluxes’ high variability at the water – atmosphere boundary in course of a day, namely, from the atmospheric CH<sub>4</sub> inflow to the seawater up to the CH<sub>4</sub> emission (up to 3 μmol/m<sup>2</sup>day) to the atmosphere.

**Conclusions.** The maximum CH<sub>4</sub> fluxes to the atmosphere recorded at both stations were observed at night. It was shown that the atmospheric CH<sub>4</sub> emission to seawater was not a significant factor in the CH<sub>4</sub> redistribution in a water column since the calculated values of the atmosphere – seawater specific daily CH<sub>4</sub> flux constituted the fractions of a percent of its store in the water column. Diurnal dynamics of the vertical CH<sub>4</sub> distribution and SSL in the aerobic layer of the deep-water station was revealed to be of a similar pattern. Against high variability of the data for the individual time ranges, obtained were significant determination coefficients between the CH<sub>4</sub> concentration and the sound-scattering coefficient of *ml* layer as a characteristic of the biomass amount.

**Keywords:** methane, “methane paradox”, emission, aerobic layer, sound-scattering layers, Black Sea

**Acknowledgements:** The authors are grateful to the crew of the 113th cruise of the R/V “Professor Vodyanitsky” and to E. O. Sakhon for their assistance in the outboard operations. The study was carried out within the framework of the state assignment of IBSS of RAS “Molismological and biogeochemical foundations of homeostasis of marine ecosystems” (121031500515-8).

**For citation:** Malakhova, T.V., Artemov, Yu.G., Khurchak, A.I., Reshetnik, L.V., Fedirko, A.V. and Egorov, V.N., 2023. Studying Diurnal Dynamics of Vertical Methane Distribution in the Black Sea Aerobic Zone Combined with Acoustic Research of the Sound-Scattering Layers. *Physical Oceanography*, 30(2), pp. 229-244. doi:10.29039/1573-160X-2023-2-229-244

### Введение

Метан (CH<sub>4</sub>) является одним из ключевых, климатически значимых газов, который содержится в водах Мирового океана [1]. В прибрежных и шельфовых районах придонные слои воды, как правило, обогащены CH<sub>4</sub> и на несколько порядков превышают равновесные уровни концентраций. Это обусловлено в первую очередь широким распространением метановых сипов

и интенсивными диффузионными потоками из донных отложений в продуктивных шельфовых районах Мирового океана [2].

Кроме придонного максимума  $\text{CH}_4$  показано наличие его концентрационного пика в подповерхностных слоях воды как в солонатоводных, так и в пресноводных бассейнах (так называемый «метановый парадокс»), в том числе в аэробном слое Черного моря [3, 4]. Первые детальные профили вертикального распределения метана в аэробных водах шельфа Черного моря были получены в середине 90-х гг. прошлого века [5, 6], а также в 2002 г. в северо-восточной части моря [7]. Было показано наличие концентрационного максимума  $\text{CH}_4$  в слое, который соответствовал значению условной плотности  $14 \text{ кг/м}^3$ . Ниже располагался минимум содержания  $\text{CH}_4$ , разделяющий метан аэробной и анаэробной толщи Черного моря. Концентрации  $\text{CH}_4$  в слое максимума превышали значения поверхностных концентраций в среднем в 1,5 раза [5].

Несмотря на то что за последние десятилетия явление «метанового парадокса» в различных бассейнах было многократно описано в литературе, до сих пор нет однозначного ответа на вопрос, какой процесс ответственен за повышенные концентрации растворенного  $\text{CH}_4$  в верхних слоях воды [8–12]. Устоявшаяся парадигма о микробном образовании  $\text{CH}_4$  метаногенными археями в анаэробных нишах <sup>1</sup> [13–15] в последнее время расширяется новыми данными о том, что  $\text{CH}_4$  в кислородсодержащих водах может продуцироваться цианобактериями [4], водорослями [16, 17], грибами [18], пурпурными бактериями [19, 20] и др. Доминирующий механизм образования  $\text{CH}_4$  в различных водных системах может зависеть от сезона, трофического статуса, морфологии и биоценоза каждого отдельно взятого водоема [21, 22].

В работах конца XX в. описана «зоопланктонная» теория образования  $\text{CH}_4$  метаногенными археями, ассоциированными с флорой кишечника копепод и их фекальными пеллетами [23, 24]. Метаногенные археи производят  $\text{CH}_4$  путем деструкции метилированных продуктов, таких как метиламин, диметилсульфид и метанол, которые непосредственно или опосредованно производятся в результате метаболизма фитопланктона – пищи зоопланктона. В радиоизотопных экспериментах с зоопланктоном было показано, что интенсивность метаногенеза была пропорциональна количеству копепод [15]. Позднее в специальных инкубационных экспериментах были рассчитаны удельные скорости суточной продукции  $\text{CH}_4$  для отдельных видов зоо- и фитопланктона <sup>2</sup> [24, 25].

В естественных условиях многие виды живых организмов в течение суток активно мигрируют в толще воды, что должно осложнять образование устойчивых концентрационных максимумов  $\text{CH}_4$ . Также глубина залегания максимума  $\text{CH}_4$  может быть связана с периодическими изменениями глубины градиентных по плотности слоев, с которыми ассоциировано концентрирование терригенных взвесей и детрита [26]. Отследить миграцию живых орга-

---

<sup>1</sup> Русанов И. И. Микробная биогеохимия цикла метана глубоководной зоны Черного моря : автореф. дис. ... канд. биол. наук. М., 2007. 24 с.

<sup>2</sup> Ковалев А. В., Шмелева А. А., Петран А. Зоопланктон западной части моря от Босфора до устья Дуная в мае 1982 г. М. : Типография Министерства угольной промышленности, 1989. С. 356–367.

низмов и градиентных полей в толще воды возможно при помощи гидроакустических исследований звукорассеивающего слоя (ЗРС), обусловленного наличием минеральной взвеси, детрита, фито-, зоо-, ихтиопланктона и взрослых рыб. Основная тенденция суточного изменения ЗРС связана с его подъемом и сгущением в подповерхностных слоях моря ночью и заглублением до 120 м днем с более равномерным распределением звукорассеивателей в толще вод [27].

Исследования временных трендов изменения концентрации  $\text{CH}_4$  в морских акваториях чаще посвящены многолетней и сезонной динамике [8, 28], значительно реже мониторинг проводится на синоптическом или суточном масштабе времени. Наши собственные данные сезонных исследований вертикального распределения  $\text{CH}_4$  в верхнем фотическом слое воды Черного моря, проведенные в 102, 103, 105, 106 и 110-м рейсах на НИС «Профессор Водяницкий», не выявили четкой сезонной и пространственной зависимости в распределении подповерхностных максимумов  $\text{CH}_4$ . Это распределение, вероятно, связано с процессами меньшего временного и пространственного масштаба [29]. В связи с этим была поставлена цель исследовать суточную динамику вертикального распределения  $\text{CH}_4$  в кислородной зоне Черного моря в комплексе с акустическими исследованиями ЗРС.

### Методика исследований

**Районы исследований и отбор проб.** Исследования проводили на двух станциях в северной части Черного моря в 113-м рейсе НИС «Профессор Водяницкий». На прибрежной ст. 123 (44°28,970' с. ш.; 34°10,940' в. д.) работы были выполнены 8–9 июня 2020 г. в период с 07:00 до 07:00, на глубоководной ст. 220 (44°17,260' с. ш.; 36°08,963' в. д.) – 13–14 июня 2020 г. в период с 11:00 до 14:00.

Вода для определения концентрации растворенного  $\text{CH}_4$  с соответствующими горизонтами была отобрана с использованием 10-литровых батометров *Niskin* зондирующего комплекса типа *Rosette*. На мелководной ст. 123 (39 м) пробы воды отбирали на якорной станции от поверхности до придонного слоя с шагом 5 м через каждые 2 ч. На глубоководной ст. 220 (1570 м) пробы воды отбирались в дрейфе от поверхности до глубины 100 м с шагом 10 м через каждые 4 ч. В начале каждой серии отбора проб судно позиционировалось на исходные координаты. На всех горизонтах пробы отбирали в двух повторностях.

Гидрофизические параметры измеряли во время погружения зондирующего комплекса *Rosette*, оснащенного зондом фирмы *Seabird-Electronics, Inc.* (США) с датчиками температуры, солености и давления, кислорода и хлорофилла *a*.

**Газохроматографическое определение концентрации  $\text{CH}_4$ .** Концентрацию  $\text{CH}_4$  в водных пробах определяли «*headspace*»-методом фазово-равновесной дегазации [30]. Для создания «*headspace*»-объема использовали гелий повышенной чистоты (ООО «Аргон», марка 5.0) [31]. В качестве ингибитора микробных процессов использовали таблетированный гидроксид калия. Газохроматографическое измерение растворенного  $\text{CH}_4$  проводили на га-

зовом хроматографе *Hewlett Packard 5890* с ПИД 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*). Калибровку прибора проводили ежедневно с использованием газовых поверочных смесей 0,01 и 99,9% CH<sub>4</sub> в азоте (ООО «Мониторинг»). Ошибка измерений не превышала 10%, предел обнаружения CH<sub>4</sub> в газовых пробах 0,1 ppm.

**Расчет эмиссии CH<sub>4</sub> на границе вода – атмосфера.** Расчет эмиссии  $F(\text{CH}_4)$  (мкмоль/м<sup>2</sup>·сут) на границе вода – атмосфера проводили по описанной методике [32] согласно уравнению

$$F = k(C_{\text{CH}_4} - C_{\text{eq}}), \quad (1)$$

где  $k$  – скорость обмена (м/сут);  $C_{\text{CH}_4}$  – концентрация растворенного метана в поверхностной воде;  $C_{\text{eq}}$  – равновесная концентрация CH<sub>4</sub> в поверхностном слое морской воды с атмосферным воздухом (нмоль/л).

Для расчета равновесной концентрации CH<sub>4</sub> в воде использовалось уравнение из работы [33]

$$\ln C_{\text{eq}} = \ln \text{CH}_4 + A_1 + A_2(100/T) + A_3 \ln(T/100) + A_4(T/100) + S[B_1 + B_2(T/100) + B_3(T/100)^2], \quad (2)$$

где CH<sub>4</sub> – атмосферная концентрация метана (ppm);  $T$  – абсолютная температура (К);  $S$  – соленость (%);  $A_n$  и  $B_n$  – константы (нмоль/л). Гидрологические данные ( $T$ ,  $S$ ) получены с помощью CTD-зонда *SBE 911plus*. Для каждой станции значение равновесной концентрации рассчитывалось с учетом данных температуры и солености, измеренных *in situ*. Концентрация CH<sub>4</sub> в атмосфере для всех станций принималась равной 2 ppm.

Запас CH<sub>4</sub> под квадратным метром  $V(\text{CH}_4, \text{мкмоль/м}^2)$  рассчитывали как сумму объемов для каждого отдельного слоя с допущением, что между слоями концентрация CH<sub>4</sub> равна величине, измеренной для верхней границы слоя. Суточный оборот оценивался как отношение удельного потока CH<sub>4</sub> на границе вода – атмосфера к запасу CH<sub>4</sub> в исследованном слое.

**Гидроакустические исследования ЗРС.** Исследования пространственных характеристик ЗРС проводили с использованием мобильного эхолота *Lowrance Hook Reveal 5* с рабочими частотами 50 и 200 кГц, оборудованного встроенным приемником *GPS*. Наличие в эхолоте устройства записи профилей рассеянного обратного звукового сигнала обеспечивало возможность детектирования эхо-откликов морских организмов, образующих ЗРС в водном столбе, как было показано в работах [34–38].

Акустические наблюдения ЗРС проводили на станциях в дрейфе или на якорю при слабом волнении моря. Антенна эхолота устанавливалась в штатное положение, и в течение 15–20 мин каждый час выполнялась запись профиля обратного рассеяния на частоте 200 кГц в деятельном слое моря. Пред-

варительный анализ отсутствия артефактов в акустических данных выполнялся с помощью программы *Wavelens* [39].

Для обработки и анализа данных была создана программа, работающая в среде научного пакета *MATLAB*. Записанные на микро-*SD*-карту отчеты огибающей эхо-сигнала преобразовывались из 8-разрядных целых чисел в логарифмический формат и корректировались с учетом потерь при расширении фронта волны и потерь при затухании звука в водной среде согласно уравнению

$$SV' = D_{log} + 20\log(R) + \alpha R / 1000, \quad (3)$$

где  $SV'$  (дБ) – аналог силы обратного объемного рассеяния;  $D_{log}$  – логарифмический формат эхо-сигнала;  $R$  (м) – расстояние до антенны эхолота;  $\alpha$  – коэффициент затухания звука (дБ/м).

Значения  $SV'$ , связанные линейной зависимостью с истинной силой обратного объемного рассеяния, были использованы для графического отображения и цифровой обработки акустических данных в автономном режиме.

Для сравнения интенсивности рассеяния звука в различных слоях водного столба был использован аналог коэффициента звукорассеяния слоя  $ml'$ :

$$ml' = \int_{h_1}^{h_2} 10^{SV'/10} dh, \quad (4)$$

где  $h_1$  и  $h_2$  – глубины нижней и верхней границы ЗРС. В контексте данной работы в качестве меры обилия организмов и звукоотражающих частиц рассматривался аналог силы слоя  $ML'$  (дБ):

$$ML' = 10\log(ml'), \quad (5)$$

поскольку для ЗРС в морской среде этот параметр проще сопоставлять с биопродуктивностью водных масс [39].

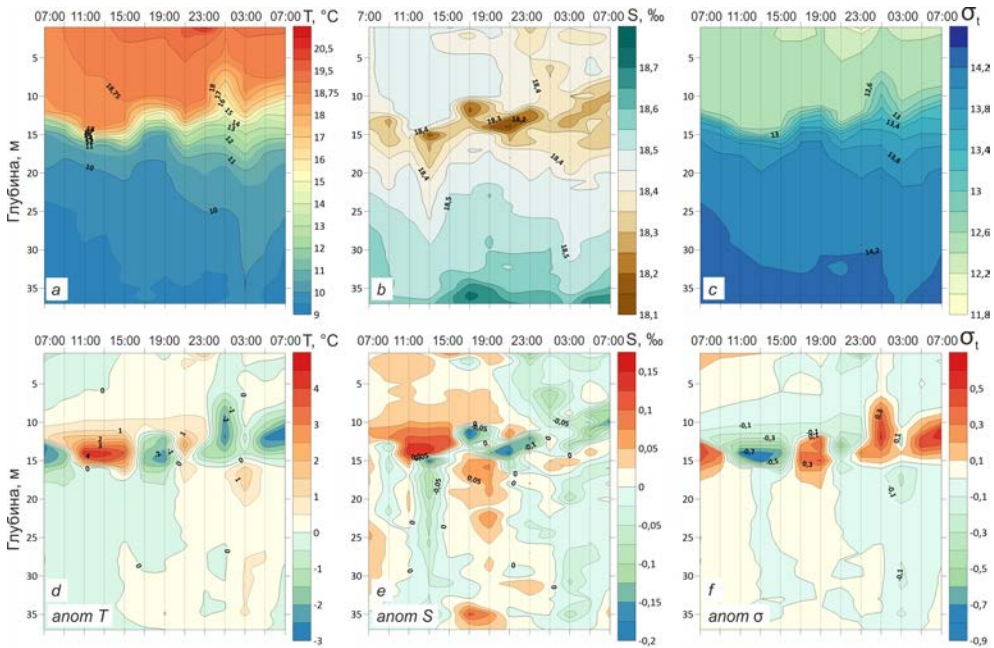
### Результаты исследований

**Гидрологические параметры на ст. 123 и 220.** Сравнение полученных вертикальных профилей распределения основных гидрологических параметров с результатами предшествующих исследований показало, что их среднесуточные значения не выходили за пределы естественной изменчивости. Глубоководная ст. 220 находилась в северо-восточной части Черного моря, где по климатическим данным геострофических расчетов проходит стрежень Основного Черноморского течения. Толщина верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) в этом районе в период исследования была относительно небольшой (до 5 м), вертикальная мощность сезонных термоклина, галоклина и пикноклина составляла 25–30 м. В поле температуры ядро ХПС наблюдалось на глубине 59 м, температура в нем составила 8,56°C.

Мелководная ст. 123 расположена в Ялтинском заливе. В период с 07:00 до 19:00 на профилях термохалинных параметров наблюдался ярко выраженный ВКС толщиной 10–14 м. Под ВКС располагался слой скачка (термоклон,



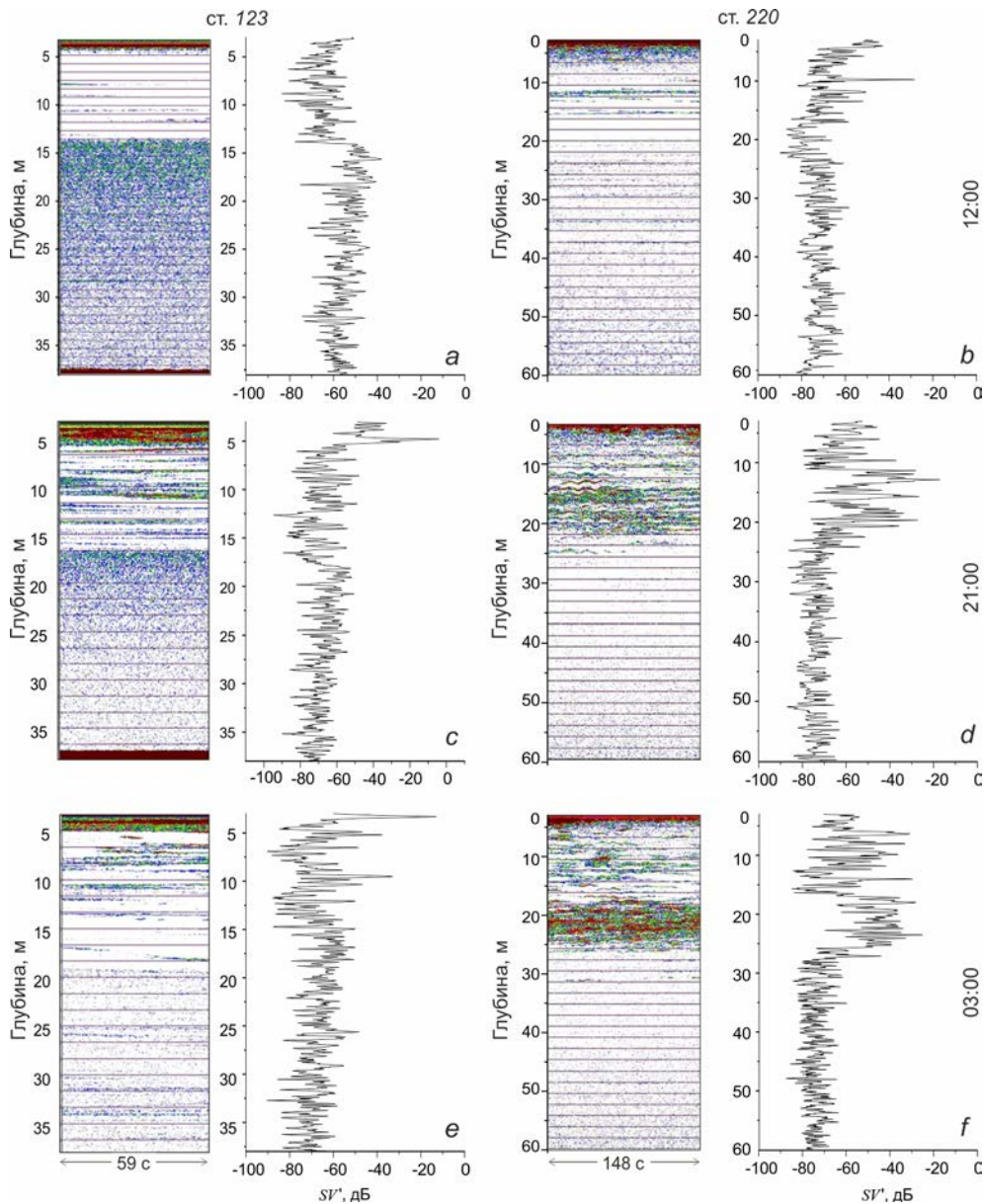
галоκлин и пикноклин) толщиной 5–7 м (рис. 1, *a*). Позднее, в период с 21:00 до 07:00 следующего дня, ВКС был менее однородным, температура на поверхности повышалась, соленость и плотность вод несколько понижались (рис. 1, *a – c*). Толщина слоя скачка увеличивалась до 10–15 м. Основная суточная изменчивость наблюдалась на глубинах слоя скачка по всем термохалинным характеристикам (рис. 1, *d – f*).



**Р и с. 1.** Суточная динамика вертикального распределения гидрологических параметров и их аномалий – температуры (*a, d*), солености (*b, e*), условной плотности (*c, f*) на ст. 123 (шаг зондирования 2 ч, на горизонтальной шкале указано время)

**F i g. 1.** Diurnal dynamics of vertical distribution of the hydrological parameters and their anomalies – temperature (*a, d*) salinity (*b, e*) and conditional density (*c, f*) at station 123 (sounding step is 2 hours, time is indicated on the horizontal scale)

**Гидроакустические исследования динамики ЗРС.** Полученные по результатам наблюдений эхограммы и соответствующие им профили вертикального распределения силы обратного объемного рассеяния  $SV'$  показаны на рис. 2. Для мелководной ст. 123 представлены записи в течение 59 с, для ст. 220 – в течение 2 мин 28 с (рис. 2, *b, d, f*). Для обеих станций шаг значений силы обратного объемного рассеяния  $SV'$  по глубине составил 3 см. На эхограммах видно, что на фоне общего фонового сигнала, соответствующего приблизительно –80 дБ, наблюдались более интенсивные сигналы до –20 дБ (рис. 2). Предполагается, что фоновый сигнал составляет немигрирующий компонент, который может быть представлен минеральной и органической взвесью, бактерио- и фитопланктоном. Мигрирующий компонент состоит из эхосигналов от рыб и зоопланктона.

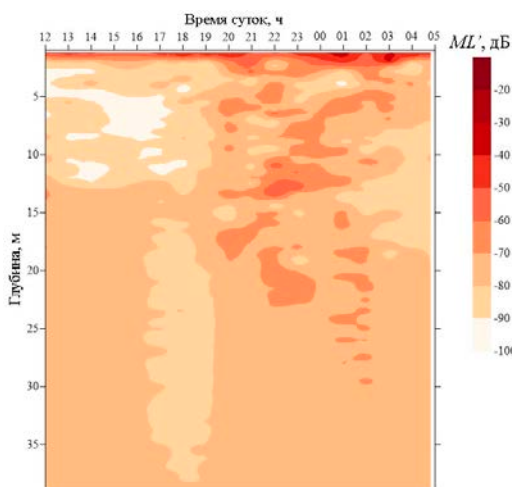


**Р и с. 2.** Эхограммы ЗРС и соответствующие им профили силы обратного объемного рассеяния  $SV'$  на ст. 123 и 220 в различное время суток

**F i g. 2.** SSL echograms and the corresponding profiles of the volume backscattering coefficient  $SV'$  at different time at stations 123 and 220

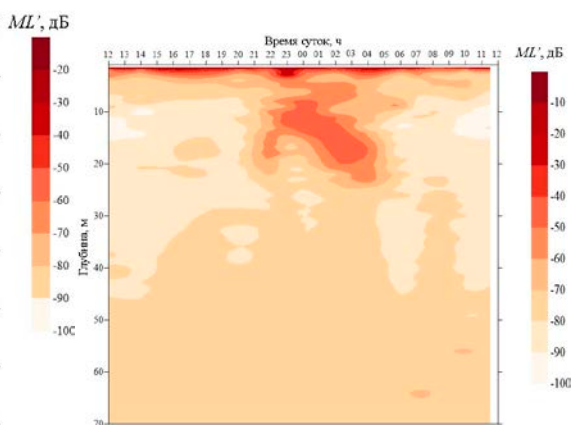
Вертикальное распределение ЗРС в толще воды было непостоянным и изменялось в зависимости от района исследований и от времени суток. Суточная динамика ЗРС для мелководной ст. 123 и глубоководной ст. 220 показана на рис. 3 и 4 соответственно. В приповерхностном слое в дневное время на обеих станциях наблюдали разреженные ЗРС, образованные одиночными

объектами (рыбами), которые отображаются протяженными, чаще всего горизонтальными, эхо-откликами (рис. 2, *a, b*). В то же время более плотные ЗРС, образованные, вероятно, смешанными скоплениями рыб и зоопланктона, отчетливо наблюдались за пределами ВКС. В ночное время в соответствии с суточным ритмом миграции рыб и зоопланктона интенсивность эхосигналов от множества поднявшихся к поверхности моря морских организмов существенно повышалась, тогда как в утренние часы начиналась обратная миграция, направленная в нижележащие слои (рис. 3, 4).



**Р и с. 3.** Вертикальное распределение силы слоя  $ML'$  (акустический индекс суммарной биомассы рыб и планктона) в зависимости от времени суток на ст. 123

**F i g. 3.** Vertical distribution of the sound-scattering coefficient of  $ML'$  layer (acoustic index of the fish and plankton total biomass) depending on time at station 123



**Р и с. 4.** Вертикальное распределение силы слоя  $ML'$  (акустический индекс суммарной биомассы рыб и планктона) в зависимости от времени суток на ст. 220

**F i g. 4.** Vertical distribution of the sound-scattering coefficient of  $ML'$  layer (acoustic index of the fish and plankton total biomass) depending on time at station 220

**Суточная динамика содержания  $CH_4$  в толще воды.** На прибрежной ст. 123 было выполнено 13 зондирований (табл. 1). Распределение  $CH_4$  в толще воды в течение 24-часового периода имело неоднородный характер, диапазон значений концентрации  $CH_4$  составил 0,8–44 нмоль/л. Концентрационные максимумы  $CH_4$  в течение суток меняли свое расположение, при этом находясь в средних по глубине слоях в диапазоне 20–30 м. Исключение составляли ночные часы между 21:00 и 03:00, когда максимумы содержания  $CH_4$  находились в придонном слое. Для нескольких зондирований в слое 5–10 м под поверхностью моря были обнаружены повышенные концентрации  $CH_4$  (31 нмоль/л), меньшие по сравнению с основными залегающими ниже максимумами (44 нмоль/л). Поверхностный горизонт для всех зондирований характеризовался сравнительно невысокими значениями концентрации  $CH_4$ , которые находились в диапазоне 0,8–16 нмоль/л. Также низкие концентрации метана (0,6–17 нмоль/л), без выраженных максимумов, были обнаружены во всей толще воды в утренние часы с 09:00 до 11:00.

Таблица 1  
Table 1

**Концентрация CH<sub>4</sub> на различных горизонтах, запас V(CH<sub>4</sub>), эмиссия на границе атмосфера – вода F(CH<sub>4</sub>) и суточный оборот на прибрежной ст. 123**  
**CH<sub>4</sub> concentration at different horizons, stock V(CH<sub>4</sub>), emission at the atmosphere – water boundary F(CH<sub>4</sub>) and diurnal turnover at the coastal station 123**

H, м / H, m	Время / Time												
	07:00	09:00	11:00	13:00	15:00	17:00	19:00	21:00	23:00	01:00	03:00	05:00	07:00
CH <sub>4</sub> , нмоль/л / CH <sub>4</sub> , nmol/l													
0	3	1	0,8	7	5	5	2	6	8	16	0,9	3	4
5	1	15	0,8	31	1	11	3	4	2	13	2	11	5
10	9	4	0,8	30	27	9	3	11	8	21	4	7	1
15	14	5	0,9	20	21	18	4	6	9	14	5	12	19
20	39	1	0,8	8	27	15	9	2	8	12	15	21	15
25	14	0,8	0,8	12	30	25	14	5	13	15	17	20	21
30	20	0,8	17	44	37	14	10	3	20	13	11	31	18
35	17	0,6	1	19	28	10	11	6	20	21	16	25	15
39	5	5	2	15	22	15	6	22	32	22	23	19	5
V(CH <sub>4</sub> ), мкмоль/м <sup>2</sup> / V(CH <sub>4</sub> ), μmol/m <sup>2</sup>													
0 - 39	580	154	106	930	993	600	308	320	606	732	456	740	518
F(CH <sub>4</sub> ), мкмоль/м <sup>2</sup> ·сут / F(CH <sub>4</sub> ), μmol/m <sup>2</sup> ·day													
0	0,25	-0,15	-0,24	1,32	0,93	1,87	0,61	2,39	1,64	3,40	-0,24	0,52	0,62
Суточный оборот, % / Daily turnover, %													
0 - 39	0,04	-0,10	-0,23	0,14	0,09	0,31	0,20	0,75	0,27	0,46	-0,05	0,07	0,12

Примечание. Здесь и в табл. 2 цветом показаны различные концентрации CH<sub>4</sub>.  
Note. Here and in Table 2, different concentrations of CH<sub>4</sub> are shown in color.

Таблица 2  
Table 2

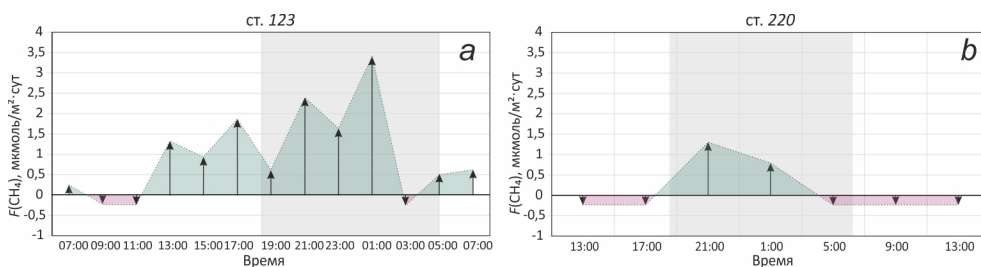
**Концентрация CH<sub>4</sub> на различных горизонтах, запас V(CH<sub>4</sub>), эмиссия на границе атмосфера – вода F(CH<sub>4</sub>) и суточный оборот в верхнем 100-метровом слое воды на глубоководной ст. 220**  
**CH<sub>4</sub> concentration at different horizons, stock V(CH<sub>4</sub>), emission at the atmosphere – water interface F(CH<sub>4</sub>) and diurnal turnover in the upper 100-m layer at the deep-water station 220**

H, м / H, m	Время / Time						
	13:00	17:00	21:00	01:00	05:00	09:00	13:00
CH <sub>4</sub> , нмоль/л / CH <sub>4</sub> , nmol/l							
0	0,2	0,2	7	5	0,2	0,2	0,1
10	0,2	0,2	9	4	3	0,2	0,2
20	11	43	24	16	0,2	0,1	0,2
30	13	14	41	4	0,2	0,3	2
40	2	35	84	3	0,2	1	1
50	0,2	3	43	8	0,2	0,2	0,2
60	0,1	2	9	49	3	0,2	0,2
70	0,2	0,1	4	14	0,2	0,1	0,2
80	0,1	1	6	0,1	0,2	0,1	2
90	0,1	1	0,1	4	1	0,2	0,1
100	11	2	0,1	5	0,2	0,1	3
V(CH <sub>4</sub> ), мкмоль/м <sup>2</sup> / V(CH <sub>4</sub> ), μmol/m <sup>2</sup>							
0 - 100	384	1016	2273	1122	87	30	94
F(CH <sub>4</sub> ), мкмоль/м <sup>2</sup> ·сут / F(CH <sub>4</sub> ), μmol/m <sup>2</sup> ·day							
0	-0,24	-0,24	1,31	0,79	-0,24	-0,24	-0,24
Суточный оборот, % / Daily turnover, %							
0 - 100	-0,06	-0,02	0,06	0,07	-0,27	-0,79	-0,25

На глубоководной ст. 220 было выполнено 7 зондирований (табл. 2). Распределение  $\text{CH}_4$  в толще воды в течение указанного промежутка времени так же, как и на прибрежной станции, было неравномерным. Профиль распределения  $\text{CH}_4$  во время первого зондирования в 13:00 13 июня характеризовался наличием максимума (13 нмоль/л) на глубине 30 м, который к 21:00 заглубился до 40 м и увеличился до 84 нмоль/л. В утренние и дневные часы 14 июня концентрации  $\text{CH}_4$  были близки или ниже равновесных значений (2,5 нмоль/л) во всем исследованном слое от поверхности до 100 м.

**Потоки  $\text{CH}_4$  на границе вода – атмосфера.** На ст. 123 в период с 13:00 до 01:00 потоки  $\text{CH}_4$  были направлены из воды в атмосферу, максимум (3,4 мкмоль/м<sup>2</sup>·сут) зафиксирован в 01:00 (рис. 5, *a*). В утренние часы потоки были значительно ниже (0,5 мкмоль/м<sup>2</sup>·сут) по сравнению с дневными и вечерними (05:00 – 07:00, 9 июня) или даже направлены из атмосферы в воду (09:00 – 11:00, 8 июня).

На глубоководной ст. 220 наблюдалась в целом похожая тенденция: потоки  $\text{CH}_4$  из воды в атмосферу в вечерние и ночные часы (0,8–1,3 мкмоль/м<sup>2</sup>·сут) и сток  $\text{CH}_4$  из атмосферы в воду в утренний и дневной периоды (13:00 – 17:00, 13 июня, и 5:00 – 13:00, 14 июня). Однако величина потока  $\text{CH}_4$  и промежуток времени эмиссии  $\text{CH}_4$  в атмосферу на глубоководной станции были значительно меньше по сравнению с мелководной станцией (рис. 5, *b*).



**Р и с. 5.** Диаграмма суточной динамики потоков  $\text{CH}_4$  в атмосферу для прибрежной 123 (*a*) и глубоководной 220 (*b*) станций

**Fig. 5.** Diagram of the diurnal dynamics of  $\text{CH}_4$  fluxes to the atmosphere for the coastal 123 (*a*) and deep-water 220 (*b*) stations

### Обсуждение

Сравнение суточной динамики вертикального распределения  $\text{CH}_4$  на двух станциях показало высокую изменчивость концентрации  $\text{CH}_4$  в толще воды на каждой из них. Максимум концентрации  $\text{CH}_4$  (84 нмоль/л) был отмечен на глубоководной станции в слое 40 м в 21:00, при этом он не был устойчивым во времени и мигрировал в глубь водной толщи. Через 8 ч после обнаружения максимальной концентрации  $\text{CH}_4$  во всем исследованном столбе воды (0–100 м от поверхности моря) значения снизились до уровня ниже равновесия с атмосферой (2,5 нмоль/л). Это свидетельствует о высокой мозаичности пространственного распределения продукционных процессов, на которые могут

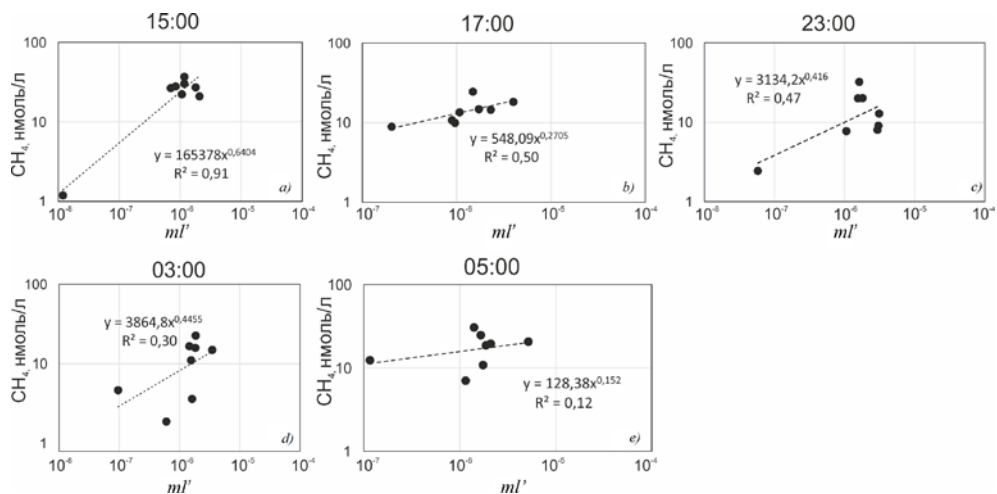
влиять как распространение в толще воды микробного звена, ответственного за генерацию  $\text{CH}_4$ , так и гидрофизические процессы перемешивания за счет горизонтальных течений. Устойчивая термохалинная стратификация, наблюдаемая для обеих станций, свидетельствует об отсутствии интенсивного вертикального перемешивания во время мониторинга (рис. 1).

Глубоководные районы, значительно удаленные от шельфовой зоны, особенно интересны с точки зрения процессов метанового цикла в его аэробной толще. Согласно актуальной парадигме, метан анаэробной зоны Черного моря практически не проникает в вышележащий аэробный слой. На это указывают скорости его анаэробного окисления, которые значительно выше скоростей продукции, а также изотопный состав углерода  $\text{CH}_4$  аэробной толщи  $\delta^{13}\text{C}$  ( $-40,0 \dots -66,6\%$ ), который в среднем на 20% отличается от значений, полученных в зоне хемоклина ( $-19,0 \dots -48,5\%$ ) [40]. Влияние пузырьковых газовывделений на верхний аэробный слой воды в глубоководных районах в условиях нормальной геологической обстановки исключается [26]. В связи с этим предполагается, что именно процессы «аэробной продукции»  $\text{CH}_4$  формируют наблюдаемые концентрационные максимумы  $\text{CH}_4$  и определяют его поток в атмосферу из глубоководной акватории Черного моря.

Суточная динамика вертикального распределения силы слоя  $ML'$ , который отражает суммарную биомассу различных гидробионтов и неживой взвеси в толще воды, характеризуется сгущением звукорассеивателей в верхних слоях воды в ночные часы и рассеянием – в дневные (рис. 4, 5). Это в целом соответствует показанной ранее тенденции суточного изменения ЗРС в толще вод [26]. Для глубоководной ст. 220 высокие концентрации  $\text{CH}_4$  также были получены в вечерние и ночные часы (табл. 1). Важно отметить, что при этом концентрационный максимум  $\text{CH}_4$  находился глубже ВКС и к 01:00 разделился на два максимума (16 и 49 нмоль/л) в слоях 20 и 60 м.

На мелководной ст. 123 в течение 24 ч за исключением зондирований в 09:00 и 11:00 вся толща воды характеризовалась значениями  $\text{CH}_4$ , превышающими равновесные концентрации. Суточная динамика на мелководной и глубоководной станциях различалась. Концентрационные максимумы  $\text{CH}_4$ , обнаруженные на различных глубинах в течение исследованного периода, меняли свое расположение достаточно хаотично. Известно, что на мелководных шельфовых станциях на структуру вертикального распределения  $\text{CH}_4$  значительное влияние оказывают его диффузионные и пузырьковые потоки из донных осадков [41].

Не исключено также, что образование  $\text{CH}_4$  происходит непосредственно в толще воды, как и в глубоководных районах. На рис. 6 для отдельных зондирований на мелководной ст. 123 показана зависимость концентрации  $\text{CH}_4$  в воде от коэффициента звукорассеяния слоя  $ml'$ , который является относительной характеристикой суммарного количества биомассы и взвешенного вещества.



**Р и с. 6.** Зависимость концентрации  $\text{CH}_4$  в воде от коэффициента звукорассеяния слоя  $ml'$  в различное время суток на мелководной ст. 123

**F i g. 6.** Dependence of the seawater  $\text{CH}_4$  concentration on the sound-scattering coefficient of  $ml'$  layer at different time at the shallow water station 123

В целом невысокие коэффициенты детерминации и периодический характер зависимости параметров не указывают на наличие связи между ЗРС и концентрацией  $\text{CH}_4$  на мелководной станции. Неопределенность могут вносить дополнительные неучтенные факторы: наличие дополнительных донных источников  $\text{CH}_4$  за пределами исследованного района [41–43], а также временной лаг между исследуемыми показателями в результате вертикальной и горизонтальной миграции живых организмов в толще воды.

**Эмиссия  $\text{CH}_4$  в атмосферу.** Поверхностный слой воды (0–1 м) на обеих станциях характеризовался более низкими концентрациями  $\text{CH}_4$  по сравнению с нижележащими слоями, что определяется, вероятно, перераспределением метана на границе вода – атмосфера. Суточный диапазон концентраций  $\text{CH}_4$  в поверхностном слое составил 0,8–16 и 0,2–7 нмоль/л в мелководном и глубоководном районе соответственно. Рассчитанные величины суточного удельного потока  $\text{CH}_4$  на границе атмосфера – вода для обеих исследованных станций составляют доли процента от запасов  $\text{CH}_4$  в столбе воды (табл. 1, 2). Это свидетельствует о том, что атмосферная эмиссия  $\text{CH}_4$  не является значимым фактором в его перераспределении в воде.

В суточной динамике потоков метана в атмосферу на обеих станциях отмечаются повышенные значения эмиссии в ночные часы и более низкие – в дневные, вплоть до стока  $\text{CH}_4$  из атмосферы в воду в глубоководном районе (рис. 5).

### Заклучение

Исследована суточная динамика вертикального распределения растворенного в воде  $\text{CH}_4$  на глубоководной станции в северо-восточной части Чер-

ного моря и на мелководной – в Ялтинском заливе. Для обеих станций вертикальные профили концентрации  $\text{CH}_4$  характеризовались высокой вариабельностью значений. В толще воды (0–39 м) на мелководной станции на протяжении всего мониторинга наблюдались концентрации  $\text{CH}_4$ , значительно превышающие равновесные значения с атмосферой (2,5 нмоль/л). В подповерхностных слоях обнаружены концентрационные максимумы (< 44 нмоль/л), которые в течение суток несколько раз меняли глубину и располагались преимущественно под термоклином. На глубоководной станции в вертикальном распределении  $\text{CH}_4$  в слое 0–100 м профили с наличием концентрационного максимума  $\text{CH}_4$  (< 84 нмоль/л) наблюдались только в промежутки с 17:00 до 01:00. В остальное время концентрации  $\text{CH}_4$  в толще воды на глубоководной станции не превышали равновесных значений с атмосферой.

Суточный диапазон концентраций  $\text{CH}_4$  в поверхностном слое составил 0,8–16 и 0,2–7 нмоль/л для мелководного и глубоководного района соответственно. Рассчитанные величины потоков  $\text{CH}_4$  на границе вода – атмосфера в течение суток изменялись в диапазоне –0,1 ... 3 мкмоль/м<sup>2</sup>·сут. На обеих станциях максимальные потоки  $\text{CH}_4$  в атмосферу были зафиксированы в ночные часы. Показано, что атмосферная эмиссия  $\text{CH}_4$  не является значимым фактором в его перераспределении в воде, так как рассчитанные величины суточного удельного потока  $\text{CH}_4$  на границе атмосфера – вода составляют доли процента от его запасов в столбе воды.

Установлен сходный характер распределения концентрационных полей  $\text{CH}_4$  и ЗРС в аэробном слое глубоководной станции. Для отдельных временных диапазонов получены значимые коэффициенты детерминации между концентрацией  $\text{CH}_4$  и коэффициентом звукорассеяния слоя  $m'$  как характеристикой количества биомассы. Определение детального механизма связи между звукорассеивающими слоями и концентрационными полями  $\text{CH}_4$  требует дополнительных исследований.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Reeburgh W. S.* Oceanic Methane Biogeochemistry // *Chemical Reviews*. 2007. Vol. 107, iss. 2. P. 486–513. <https://doi.org/10.1021/cr050362v>
2. *Brough T., Rayment W., Dawson S.* Using a recreational grade echosounder to quantify the potential prey field of coastal predators // *PLoS ONE*. 2019. Vol. 14, iss. 5. e0217013. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0217013>
3. *Karl D. M., Tilbrook B. D.* Production and transport of methane in oceanic particulate organic matter // *Nature*. 1994. Vol. 368. P. 732–734. <https://doi.org/10.1038/368732a0>
4. *Bižić M., Grossart H.-P., Ionescu D.* Methane Paradox // *eLS*. Chichester : John Wiley & Sons, Ltd., 2020. P. 1–11. <https://doi.org/10.1002/9780470015902.a0028892>
5. Биогеохимический цикл метана на северо-западном шельфе Черного моря / И. И. Русанов [и др.] // *Микробиология*. 2002. Т. 71, № 4. С. 558–566.
6. Biogenic Gas ( $\text{CH}_4$ ,  $\text{N}_2\text{O}$ , DMS) Emission to the Atmosphere from Near-shore and Shelf Waters of the North-western Black Sea / D. Amouroux [et al.] // *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 2002. Vol. 54. iss. 3. P. 575–587. <https://doi.org/10.1006/ecss.2000.0666>
7. *Егоров А. В.* Некоторые черты распределения метана в водной толще северо-восточной части Черного моря // *Комплексные исследования северо-восточной части Черного моря*. М. : Наука, 2002. С. 183–190.



8. Aerobic production of methane in the sea / D. M. Karl [et al.] // *Nature Geoscience*. 2008. Vol. 1, iss. 7. P. 473–478. doi:10.1038/ngeo234
9. Methane production in aerobic oligotrophic surface water in the central Arctic Ocean / E. Damm [et al.] // *Biogeoscience*. 2010. Vol. 7, iss. 3. P. 1099–1108. <https://doi.org/10.5194/bg-7-1099-2010>
10. Microbial methane production in oxygenated water column of an oligotrophic lake / H.-P. Grossart [et al.] // *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*. 2011. Vol. 108, iss. 49. P. 19657–19661. doi:10.1073/pnas.1110716108
11. Methane Production in Oxidic Lake Waters Potentially Increases Aquatic Methane Flux to Air / K. W. Tang [et al.] // *Environmental Science & Technology Letters*. 2016. Vol. 3, iss. 6. P. 227–233. <https://doi.org/10.1021/acs.estlett.6b00150>
12. *Lilley M. D., Baross J. A., Gordon L. I.* Dissolved hydrogen and methane in Saanich Inlet, British Columbia // *Deep-Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*. 1982. Vol. 29, iss. 12. P. 1471–1484. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(82\)90037-1](https://doi.org/10.1016/0198-0149(82)90037-1)
13. *Oremland R.S.* Methanogenic activity in plankton samples and fish intestines. A mechanism for in situ methanogenesis in oceanic surface waters // *Limnology and Oceanography*. 1979. Vol. 24, iss. 6. P. 1136–1141. doi:10.4319/lo.1979.24.6.1136
14. *Sieburth J. M.* Contrary habitats for redox-specific processes: Methanogenesis in oxic waters and oxidation in anoxic // *Microbes in the sea* / Ed. M. A. Sleight. Chichester, U. K. : Ellis-Horwood, 1987. P. 11–38.
15. Methane production by three widespread marine phytoplankton species: release rates, precursor compounds, and potential relevance for the environment / T. Klintzsch [et al.] // *Biogeosciences*. 2019. Vol. 16, iss. 20. P. 4129–4144. <https://doi.org/10.5194/bg-16-4129-2019>
16. Evidence for methane production by the marine algae *emiliania huxleyi* / K. Lenhart [et al.] // *Biogeosciences*. 2016. Vol. 13, iss. 10. P. 3163–3174. <https://doi.org/10.5194/bg-13-3163-2016>
17. Evidence for methane production by saprotrophic fungi / K. Lenhart [et al.] // *Nature Communications*. 2012. Vol. 3. 1046. doi:10.1038/ncomms2049
18. Light-driven carbon dioxide reduction to methane by nitrogenase in a photosynthetic bacterium / K. R. Fixen [et al.] // *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*. 2006. Vol. 113, iss. 36. P. 10163–10167. <https://doi.org/10.1073/pnas.1611043113>
19. A pathway for biological methane production using bacterial iron-only nitrogenase / Y. Zheng [et al.] // *Nature Microbiology*. 2018. Vol. 3, iss. 3. P. 281–286. doi:10.1038/s41564-017-0091-5
20. *DelSontro T., del Giorgio P. A., Prairie Y. T.* No Longer a Paradox: The Interaction Between Physical Transport and Biological Processes Explains the Spatial Distribution of Surface Water Methane Within and Across Lakes // *Ecosystems*. 2018. Vol. 21, iss. 6. P. 1073–1087. doi:10.1007/s10021-017-0205-1
21. Contribution of oxic methane production to surface methane emission in lakes and its global importance / M. Günthel [et al.] // *Nature Communications*. 2019. Vol. 10, iss. 1. 5497. doi:10.1038/s41467-019-13320-0
22. *Marty D. G.* Methanogenic bacteria in seawater // *Limnology and Oceanography*. 1993. Vol. 38. P. 452–456.
23. *de Angelis M. A., Lee C.* Methane production during zooplankton grazing on marine phytoplankton // *Limnology and Oceanography*. 1994. Vol. 39, iss. 6. P. 1298–1308. doi:10.4319/lo.1994.39.6.1298
24. The contribution of zooplankton to methane supersaturation in the oxygenated upper waters of the central Baltic Sea / O. Schmale [et al.] // *Limnology and Oceanography*. 2018. Vol. 63, iss. 1. P. 412–430. <https://doi.org/10.1002/lno.10640>
25. Effects of temperature and light on methane production of widespread marine phytoplankton / T. Klintzsch [et al.] // *Biogeosciences*. 2020. Vol. 125, iss. 9. e2020JG005793. <https://doi.org/10.1029/2020JG005793>
26. *Егоров В. Н., Артемов Ю. Г., Гулин С. Б.* Метановые силы в Черном море: средообразующая и экологическая роль. Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика, 2011. 405 с.

27. Dissolved methane during hypoxic events at the Boknis Eck time series station (Eckernförde Bay, SW Baltic Sea) / H. W. Bange [et al.] // *Biogeosciences*. 2010. Vol. 7, iss. 4. P. 1279–1284. <https://doi.org/10.5194/bg-7-1279-2010>
28. *Sudheesh V., Gupta G. V. M., Naqvi S. W. A.* Massive Methane Loss During Seasonal Hypoxia/Anoxia in the Nearshore Waters of Southeastern Arabian Sea // *Frontiers in Marine Science*. 2020. Vol. 7. 324. doi:10.3389/fmars.2020.00324
29. Особенности распределения метана в эвфотическом слое северной части Черного моря в летний сезон 2018 года (по данным 102-го рейса НИС «Профессор Водяницкий») / Т. В. Малахова [и др.] // *Морской гидрофизический журнал*. 2020. Т. 36, № 2. С. 186–201.
30. *Kolb B., Ettre L. S.* Static Headspace-Gas Chromatography. Theory and Practice. New Jersey, Hoboken : John Wiley & Sons, 2006. 349 p.
31. Распределение метана в воде и донных осадках на восточном сахалинском побережье, шельфе и склоне Охотского моря / А. И. Обжиров [и др.] // *Вестник Дальневосточного отделения Российской академии наук*. 2012. № 6 (166). С. 32–41.
32. *Wanninkhof R.* Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean revisited // *Limnology and Oceanography*. 2014. Vol. 12, iss. 6. P. 351–362. <https://doi.org/10.4319/lom.2014.12.351>
33. *Wiesenburg D. A., Guinasso Jr. N. L.* Equilibrium solubilities of methane, carbon monoxide, and hydrogen in water and sea water // *Journal of Chemical and Engineering Data*. 1979. Vol. 24. iss. 4. P. 356–360. <https://doi.org/10.1021/je60083a006>
34. *Андреева И. Б.* Звукорассеивающие слои – акустические неоднородности толщи вод океана // *Акустический журнал*. 1999. Т. 45, № 4. С. 437–444.
35. Recreational Fish-Finders—An Inexpensive Alternative to Scientific Echo-Sounders for Unravelling the Links between Marine Top Predators and Their Prey / A. M. McInnes [et al.] // *PLoS ONE*. 2015. Vol. 10, iss. 11. e0140936. <https://doi:10.1371/journal.pone.0140936>
36. *Brough T., Rayment W., Dawson S.* Using a recreational grade echosounder to quantify the potential prey field of coastal predators // *PLoS ONE*. 2019. Vol. 14, iss. 5. e0217013. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0217013>
37. *Makarov M. M., Kucher K. M., Naumova E. Yu.* Vertical distribution of zooplankton after rapid change in temperature and chlorophyll concentration // *Limnology and Freshwater Biology*. 2019. Vol. 1. P. 177–180. <https://doi.org/10.31951/2658-3518-2019-A-1-177>
38. *Буланов В. А.* К вопросу об оценке распределения биомассы в деятельном слое океана по данным о рассеянии звука // *Подводные исследования и робототехника*. 2008. № 1 (5). С. 58–65.
39. *Artemov Yu. G.* Software support for investigation of natural methane seeps by hydroacoustic method // *Marine Ecological Journal*. 2006. Vol. 5, iss. 1. P. 57 – 71.
40. *Леин А. Ю., Иванов М. В.* Биогеохимический цикл метана в океане. Москва : Наука, 2009. 576 с.
41. Dissolved Methane in Coastal Waters of the Northeastern Black Sea / E. S. Izhitskaya [et al.] // *Water*. 2022. Vol. 14, iss. 5. 732. <https://doi.org/10.3390/w14050732>
42. Inter-Comparison of the Spatial Distribution of Methane in the Water Column From Seafloor Emissions at Two Sites in the Western Black Sea Using a Multi-Technique Approach / R. Grilli [et al.] // *Frontiers in Earth Science*. 2021. Vol. 9. 626372. doi:10.3389/feart.2021.62
43. *Sommer S., Schmidt M., Linke P.* Continuous inline mapping of a dissolved methane plume at a blowout site in the Central North Sea UK using a membrane inlet mass spectrometer – Water column stratification impedes immediate methane release into the atmosphere // *Marine and Petroleum Geology*. 2015. Vol. 68, Part B. P. 766–775. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2015.08.020>

*Об авторах:*

**Малахова Татьяна Владимировна**, старший научный сотрудник, отдел радиационной и химической биологии, ФГБУН ФИЦ «Институт биологии южных морей им. А. О. Ковалевского РАН» (299011, Россия, г. Севастополь, пр. Нахимова, д. 2), кандидат биологических наук, **SPIN-код: 4625-9702**, t.malakhova@imbr-ras.ru

**Артёмов Юрий Георгиевич**, старший научный сотрудник, отдел радиационной и химической биологии, ФГБУН ФИЦ «Институт биологии южных морей им. А. О. Ковалевского РАН» (299011, Россия, г. Севастополь, пр. Нахимова, д. 2), кандидат географических наук, **SPIN-код: 3880-5421**, yu.g.artemov@gmail.com

**Хурчак Алена Игоревна**, ведущий инженер, отдел радиационной и химической биологии, ФГБУН ФИЦ «Институт биологии южных морей им. А. О. Ковалевского РАН» (299011, Россия, г. Севастополь, пр. Нахимова, д. 2), **ORCID ID: 0000-0001-9769-0279**, **SPIN-код: 4826-7330**, alenamyra@mail.ru

**Решетник Лев Владимирович**, ведущий инженер, отдел радиационной и химической биологии, ФГБУН ФИЦ «Институт биологии южных морей им. А. О. Ковалевского РАН» (299011, Россия, г. Севастополь, пр. Нахимова, д. 2), **SPIN-код: 2515-3599**, lev3012@gmail.ru

**Федирко Александр Викторович**, младший научный сотрудник, отдел океанографии, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), **ORCID ID: 0000-0002-8399-3743**, **SPIN-код: 2496-1715**, vault102@gmail.com

**Егоров Виктор Николаевич**, главный научный сотрудник, отдел радиационной и химической биологии, ФГБУН ФИЦ «Институт биологии южных морей им. А. О. Ковалевского РАН» (299011, Россия, г. Севастополь, пр. Нахимова, д. 2), доктор биологических наук, академик РАН, **ORCID ID: 0000-0002-4233-3212**, **SPIN-код: 6595-6759**, egorov.ibss@yandex.ru

Научная статья

УДК 551.043  
EDN: FEZUCA

DOI: 10.29039/0233-7584-2023-2-266-284

## Влияние параметризации вертикальной турбулентной диффузии на результаты моделирования динамики биомассы фитопланктона в глубоководной части Черного моря

В. Л. Дорофеев, Л. И. Сухих ✉

*Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия*  
✉ [l.sukhikh@gmail.com](mailto:l.sukhikh@gmail.com)

Поступила в редакцию 31.05.2022; одобрена после рецензирования 15.08.2022;  
принята к публикации 16.01.2023.

### Аннотация

**Цель.** Изучено влияние вертикальных процессов перемешивания в Черном море на распределение и динамику основных компонентов морской экосистемы на основе численного моделирования.

**Методы и результаты.** Использовались два варианта модели нижнего уровня пищевой цепи экосистемы Черного моря, отличающиеся способом параметризации процессов вертикальной турбулентной диффузии. В первом варианте коэффициенты диффузии представляются в виде функций, зависящих от глубины и времени. При этом зависимость от времени является сезонной. Во втором варианте для описания процессов вертикального обмена к модели циркуляции добавлена турбулентная модель. Биогеохимические части моделей, состоящие из 15 компонентов, в обоих вариантах используют одинаковые уравнения, коэффициенты и функции, описывающие взаимодействия между различными компонентами экосистемы в верхнем 200-метровом слое моря. По обоим вариантам модели экосистемы были проведены расчеты на срок 12 лет с 1998 по 2009 г., результаты которых сравнивались. Для сравнения результатов моделирования распределения нитратов с данными измерений использовались *in situ* измерения в глубоководной части Черного моря из междисциплинарной океанографической базы данных. Кроме того, произведено сравнение результатов моделирования с поверхностной концентрацией хлорофилла, полученной по спутниковым измерениям.

**Выводы.** Сезонная изменчивость основных параметров экосистемы для этих расчетов различается незначительно, при этом параметризация вертикальной турбулентной диффузии оказывает определенное влияние на вертикальное распределение параметров экосистемы. Межгодовая изменчивость характеризуется уменьшением биомассы в фотической зоне глубоководной части моря для обоих расчетов, вызванным отрицательным трендом количества биогенов, поступающих с реками. Среднегодовые концентрации в верхнем слое моря, соответствующие первому расчету, выше, чем в расчете с использованием турбулентной модели. Это связано с тем, что вертикальная ячейка циркуляции, формирующаяся за счет циклонической завихренности поля ветра над Черным морем, для первого расчета получается более интенсивной. Поступление нитратов в фотическую зону из нижележащего слоя обеспечивается главным образом адвекцией, а не турбулентной диффузией.

**Ключевые слова:** морская экосистема, циркуляция, Черное море, турбулентная диффузия, модель экосистемы, биогенные элементы, концентрация хлорофилла

**Благодарности:** работа выполнена при финансовой поддержке проекта № 0827-2021-0002.

© Дорофеев В. Л., Сухих Л. И., 2023

Для цитирования: Дорофеев В. Л., Сухих Л. И. Влияние параметризации вертикальной турбулентной диффузии на результаты моделирования динамики биомассы фитопланктона в глубоководной части Черного моря // Морской гидрофизический журнал. 2023. Т. 39, № 2. С. 266–284. EDN FEZUCA. doi:10.29039/0233-7584-2023-2-266-284

Original article

## Impact of Parameterization of Vertical Turbulent Diffusion on the Results of Simulating the Phytoplankton Biomass Dynamics in the Deep Part of the Black Sea

V. L. Dorofeev, L. I. Sukhikh ✉

Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia  
✉ l.sukhikh@gmail.com

### Abstract

*Purpose.* The paper is purposed at studying the impact of vertical mixing processes in the Black Sea on distribution and dynamics of the basic components of marine ecosystem based on numerical simulation.

*Methods and Results.* Two variants of the model of the food chain lower level in the Black Sea ecosystem differing in the way of parameterizing the processes of vertical turbulent diffusion were used. In the first variant, the diffusion coefficients are represented as the functions depending on depth and time. At that, the time dependence is of seasonal character. In the second variant, in order to describe the vertical exchange processes, the turbulent model was added to the circulation one. In both versions, the biogeochemical parts of the models consisting of 15 components include the same equations, coefficients, and functions describing the interactions between different ecosystem components in the upper 200-meter layer of the sea. The calculations for 12 years (1998–2009) were done for both versions of the ecosystem model, and the results were compared. The results of modeling the nitrates distribution were compared with the *in situ* measurements in the deep part of the Black Sea taken from the interdisciplinary oceanographic database. Besides, the results of simulating the chlorophyll surface concentration were also compared with the analogous satellite-derived measurement results.

*Conclusions.* As for the above-noted calculations, seasonal variability of the basic ecosystem parameters is insignificantly different, at that the parameterization of vertical turbulent diffusion produces a certain effect upon the vertical distribution of ecosystem parameters. Interannual variability in both calculations is characterized by a biomass decrease in the photic zone of the sea deep part resulted from a negative trend in the amount of nutrients inflowing with the river waters. The annual average concentrations in the sea upper layer corresponding to the first calculation are higher than those obtained in the calculation by the turbulent model. This is related to the fact that the vertical circulation cell formed due to the wind field cyclonic vorticity over the Black Sea results to be more intense for the first calculation. The nitrates entering into the photic zone from the underlying layer is provided mainly by advection rather than turbulent diffusion.

**Keywords:** marine ecosystem, circulation, Black Sea, turbulent diffusion, ecosystem model, nutrients, chlorophyll concentration

**Acknowledgments:** The study was carried out with support of project No. 0827-2021-0002.

**For citation:** Dorofeev, V.L. and Sukhikh, L.I., 2023. Impact of Parameterization of Vertical Turbulent Diffusion on the Results of Simulating the Phytoplankton Biomass Dynamics in the Deep Part of the Black Sea. *Physical Oceanography*, 30(2), pp. 245–262. doi:10.29039/1573-160X-2023-2-245-262

### Введение

При моделировании динамики и состояния морской экосистемы большое значение имеет качество используемых гидродинамических полей, которые являются входными параметрами уравнений биогеохимической части модели

экосистемы. Важнейшими гидродинамическими процессами, влияющими на обмен компонентами экосистемы между различными слоями и регионами моря, являются процессы адвекции и диффузии, с помощью которых питательные вещества переносятся от их источников в остальную акваторию.

Одним из основных таких источников являются стоки рек. Около двух третей поступающей с реками в бассейн Черного моря воды приходится на северо-западный шельф (СЗШ). При этом площадь его, по сравнению с площадью всего Черного моря, незначительна (примерно 16 %) [1]. Из-за этого в водах СЗШ наблюдается повышенное содержание биогенных веществ и, как следствие, биопродукции. С помощью водообмена, вызванного адвекцией и горизонтальной диффузией в поверхностном слое моря, происходит проникновение этих вод с шельфа в центральные районы Черного моря.

Поступление питательных веществ в поверхностный слой глубоководной части Черного моря происходит не только за счет поступления шельфовых вод, но в значительной степени вследствие процессов вертикального обмена, которые особенно существенны в зимний сезон, когда к поверхности поднимается большое количество нитратов из слоя нитроклина. Такой транспорт нитратов обеспечивается в основном двумя физическими процессами: вертикальной адвекцией и турбулентной диффузией, величина которой в моделях зависит от способа параметризации коэффициентов диффузии. Важность процессов вертикальной диффузии для правильного воссоздания вертикальной структуры параметров экосистемы отмечалась в ряде работ по моделированию морских экосистем [2–5].

Целью работы является изучение влияния вертикальных процессов перемешивания в Черном море на распределение и динамику основных компонентов морской экосистемы на основе выполненных расчетов. Для выполнения этой задачи были проведены два расчета длительной эволюции (с 1998 по 2009 г.) экосистемы с использованием двух способов параметризации вертикальной турбулентной диффузии. Результаты проведенных расчетов затем сравнивались между собой. Работа является продолжением цикла исследований [6, 7].

### **Материалы и метод исследования**

Проведенные численные эксперименты были выполнены с использованием двух вариантов трехмерной модели нижнего уровня пищевой цепи экосистемы Черного моря. Оба варианта моделей экосистемы можно разделить на две основные части: 1) гидродинамическая модель (модель циркуляции), которая описывает динамику и термодинамику вод бассейна; 2) модель биогеохимических процессов, которая описывает взаимодействие между различными компонентами модели экосистемы. Гидродинамические модели, использованные в работе, представляют собой конечно-разностный аналог системы примитивных уравнений динамики океана. В качестве основы для обоих вариантов гидродинамической модели взята модель циркуляции, разработанная для Черного моря [8]. Это  $z$ -уровневая модель, с шагом 4,8 км по горизонтали, что позволяет достаточно аккуратно описывать, помимо крупномасштабной циркуляции, и синоптические процессы (радиус деформации Кибеля – Россби для первой бароклинной моды в глубоководной части Черного моря равен  $\sim 25$  км) [1].

Первый вариант модели содержит 35 расчетных уровней по вертикали, сгущающихся к морской поверхности, где дискретность равна 5 м. Вертикальная турбулентная диффузия и вязкость параметризуются с помощью квазистационарных коэффициентов, зависящих от глубины. Зависимость от времени является сезонной. Для адекватного описания гидродинамических процессов в море большое значение имеют граничные условия на свободной поверхности моря. В данной работе в качестве таких условий применялись двумерные атмосферные поля возле подстилающей поверхности, полученные по результатам реанализа *ERA-Interim* [9]. Для повышения точности выходных продуктов модели циркуляции (поля скоростей течений, температура и соленость) во время расчетов ассимилировались спутниковые альтиметрические данные и измерения температуры поверхности моря [10].

Второй вариант модели циркуляции Черного моря отличался от первого параметризацией вертикального турбулентного обмена. Для более аккуратного описания процессов вертикального обмена к модели циркуляции была добавлена турбулентная модель квазиравновесной турбулентной энергии *QETE* [11], входящая в семейство моделей Меллора – Ямады [12]. Эта модель состоит из двух уравнений эволюции турбулентной энергии  $q^2/2$  и масштаба турбулентности  $l$ . Кроме того, в этом варианте модели использовалось 40 расчетных горизонтов [13]. Горизонтальная сетка, атмосферное воздействие и ассимиляция спутниковых данных были такими же, как в первом варианте.

Биогеохимические части обоих вариантов модели представляют собой систему из пятнадцати (по числу переменных состояния) уравнений переноса – диффузии:

$$\frac{\partial C_i}{\partial t} + \frac{\partial(uC_i)}{\partial x} + \frac{\partial(vC_i)}{\partial y} + \frac{\partial((w + w_s)C_i)}{\partial z} = K_h \nabla^2 C_i + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_v \frac{\partial C_i}{\partial z} \right) + R, \quad (1)$$

где  $u, v, w$  – компоненты скоростей течений;  $w_s$  – скорость седиментации диатомовых водорослей и взвешенной органики (для остальных компонентов она равна нулю);  $K_h, K_v$  – коэффициенты горизонтальной и вертикальной турбулентной диффузии соответственно;  $R$  описывает биогеохимические взаимодействия между переменными состояния  $C_i$ , ммольN/м<sup>3</sup>.

К числу переменных состояния относятся две группы фитопланктона (диатомовые и флагелляты), две размерные группы зоопланктона: микрозоопланктон (< 0,2 мм) и мезозоопланктон (0,2–3,0 мм), медуза *Aurelia aurita* и гребневик *Mnemiopsis leidyi*, нефотосинтезирующий бактериопланктон, растворенная и взвешенная органика, всеядная динофлагеллята *Noctiluca scintillans*. В данной модели азот считается единственным биогенным элементом, лимитирующим рост фитопланктона. Азотный цикл включает также три неорганических соединения: нитраты, нитриты и аммоний. В модель также входят в качестве отдельных переменных состояния растворенные сероводород и кислород.

Расчетная область по горизонтали совпадает с соответствующей областью для моделей циркуляции (соответственно совпадают шаги сетки), а по вертикали занимает верхние 200 метров Черного моря. При этом расчетные гори-

зонты соответствуют моделям циркуляции. В первом варианте биогеохимическая часть модели экосистемы имеет 18 расчетных уровней, а во втором – 26 уровней.

Связь модели циркуляции с биогеохимической частью является в данной работе односторонней. То есть поля скоростей течений, температура, соленость и коэффициенты турбулентной диффузии, полученные по гидродинамической модели, используются для вычисления параметров биогеохимической модели в качестве коэффициентов системы уравнений (1). Обратное влияние параметров биогеохимической модели на гидродинамические поля отсутствует. Кроме того, расчет по модели экосистемы проводится в режиме *offline*: сначала рассчитываются и записываются необходимые гидрофизические поля по тому или иному варианту модели циркуляции (скорости течений, температура, соленость и коэффициенты турбулентной диффузии), затем они в качестве коэффициентов системы уравнения (1) используются в биогеохимической части модели (см. более подробно [6, 7]).

На границах расчетной области ставились следующие граничные условия: на верхней границе (поверхность моря) – нулевые потоки всех переменных состояния, кроме кислорода; на нижней границе в глубоководной части моря – условия Дирихле (нулевые значения концентраций для всех компонентов экосистемы, кроме аммония и сероводорода); на нижней границе в мелководной части моря, где границей расчетной области является дно, – условия отсутствия диффузных потоков для всех компонентов экосистемы. На боковых границах, за исключением устьев крупных рек, также ставились условия отсутствия диффузных потоков для всех компонентов экосистемы. В местах впадения крупных рек (Дунай, Днепр, Днестр, Южный Буг, Сакарья, Кызыл-Ирмак, Чорох, Риони) задавались потоки нитратов и аммония, пропорциональные их концентрации и интенсивности речного стока согласно работе [14].

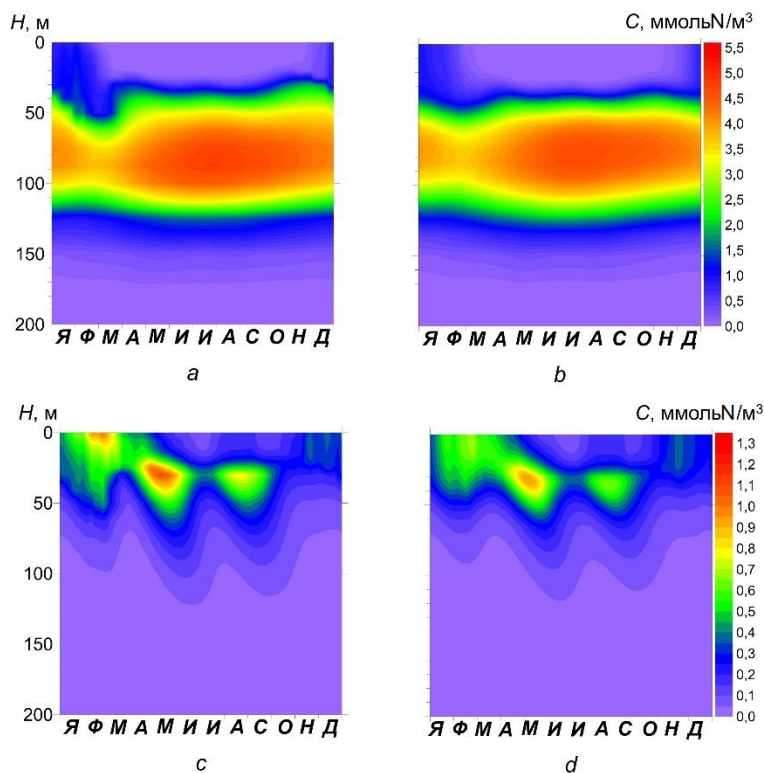
Для оценки качества полученных результатов они сравнивались с данными дистанционных и контактных измерений. Использовалась поверхностная концентрация хлорофилла, рассчитанная В. В. Суслиным по спутниковым наблюдениям на основе алгоритма, разработанного для Черного моря с использованием коэффициента яркости в трех спектральных каналах [15]. Для сравнения распределения концентрации нитратов в глубоководной части Черного моря использовались образцы измерений в Черном море, собранные за 1998–2003 гг., размещенные в междисциплинарной океанографической базе данных в рамках проекта *NATO Science for Stability Program (TU-Black Sea)*.

## Результаты

Анализировались результаты моделирования динамики экосистемы Черного моря за срок 12 лет с 1998 по 2009 г. В рассматриваемой модели экосистемы Черного моря нитраты являются основным питательным веществом, а фитопланктон – продуцентом первичной продукции, первым звеном пищевой цепи. Поэтому более подробно остановимся на анализе их распределения. Для сравнения внутригодовой изменчивости этих параметров экосистемы рассмотрим поля, полученные путем осреднения результатов двух расчетов по 12 годам. Диаграммы Ховмеллера, иллюстрирующие годовой ход средних по площади глубоководной части бассейна концентраций нитратов



и суммарного фитопланктона в верхнем 200-метровом слое Черного моря, полученных по результатам двух расчетов, представлены на рис. 1.



**Р и с. 1.** Внутригодовая изменчивость концентрации нитратов (*a, b*) и фитопланктона (*c, d*) в верхнем слое глубоководной части моря по результатам первого расчета (*a, c*), второго (*b, d*)

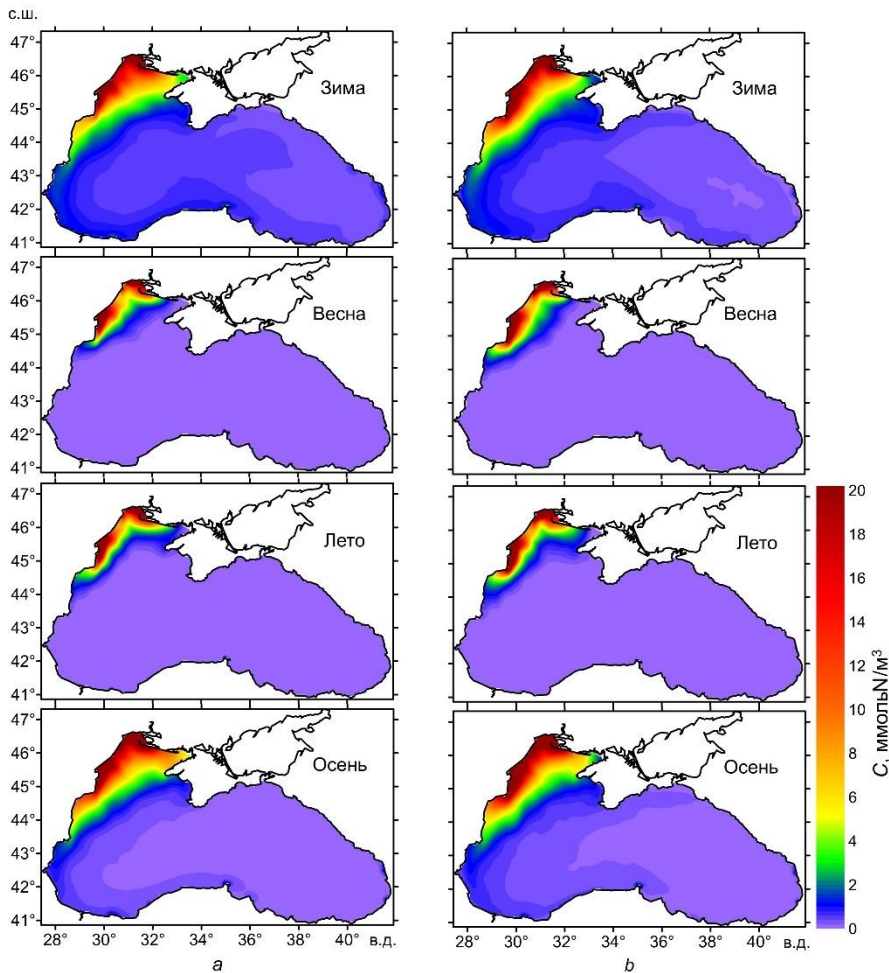
**F i g. 1.** Intra-annual variability of the nitrates (*a, b*) and phytoplankton (*c, d*) concentrations in the upper layer of the sea deep part based on the results of the first (*a, c*) and second (*b, d*) calculations

Для обоих расчетов в течение всего года максимум концентрации нитратов расположен на глубине примерно 80 м. Выше (в слое 40–60 м) и ниже (в слое 100–120 м) наблюдаются сильные градиенты концентрации нитратов (верхний и нижний нитроклины). В зимнее время значение максимума концентрации заметно уменьшается по сравнению с летним и осенним сезонами. В это время растет концентрация в поверхностном слое, которая в остальные сезоны в глубоководной части моря мала. Это происходит вследствие интенсивного зимнего перемешивания. Особенно отчетливо уменьшение максимума концентрации заметно в феврале.

Высокая концентрация питательных веществ в поверхностном слое Черного моря в зимнее время приводит к увеличению на поверхности моря биомассы фитопланктона, которая достигает максимума в феврале. Затем концентрация нитратов в поверхностном слое моря падает. В то же время интенсивность солнечного света на поверхности моря увеличивается и толщина слоя фотосинтеза растет. Максимум концентрации фитопланктона опускается на глубину примерно 25–30 м (летний подповерхностный максимум). В конце

года максимальные значения биомассы фитопланктона вновь смещаются к поверхности моря. Такая картина характерна для обоих расчетов. Различие заключается в том, что для расчета с турбулентной моделью значения максимумов концентрации фитопланктона ниже, чем для первого расчета ( $0,65 \text{ ммольN/м}^3$  против  $0,76 \text{ ммольN/м}^3$ ), а глубина залегания больше (32 м против 30 м).

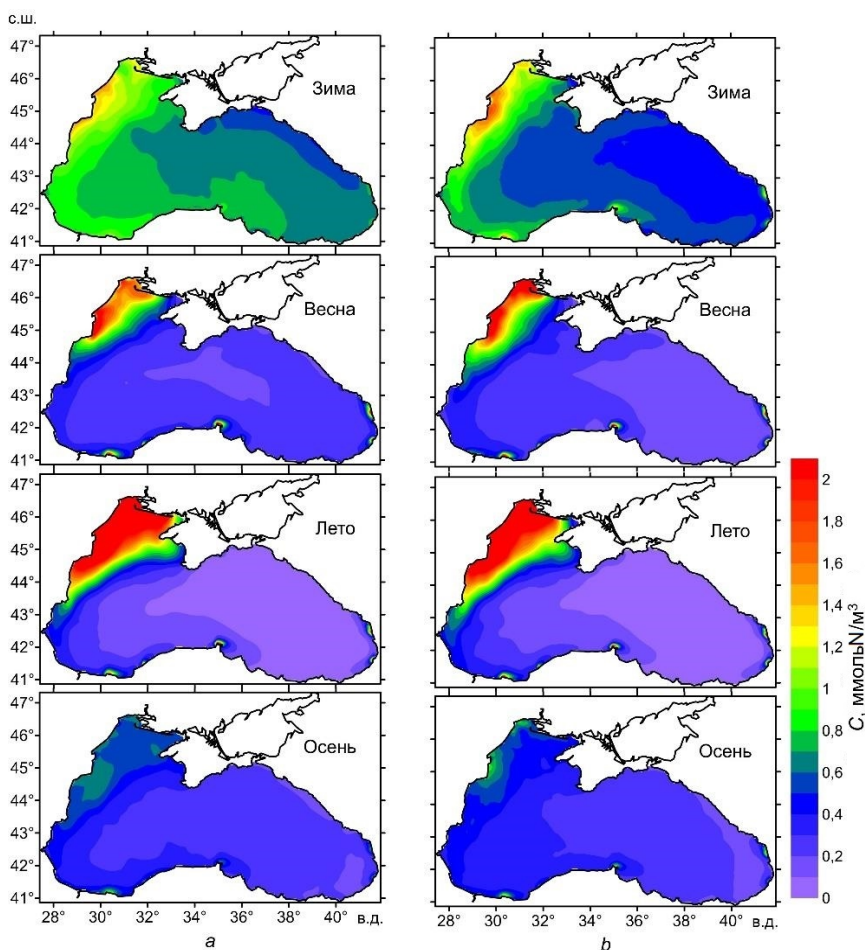
В обоих вариантах минимальные значения концентрации нитратов в слое максимума наблюдаются в феврале, когда процессы перемешивания в Черном море, вызванные штормами и термической конвекцией, наиболее интенсивны. При этом концентрация нитратов на поверхности остается невысокой из-за ассимиляции их фитопланктоном, который в это время имеет максимальную поверхностную концентрацию. В первом расчете минимум концентрации нитратов наблюдается более явно. Это происходит из-за того, что в этом расчете выше февральская концентрация фитопланктона.



**Р и с. 2.** Осредненные за 12 лет распределения поверхностных концентраций нитратов ( $\text{ммольN/м}^3$ ) для четырех сезонов по результатам первого расчета (a) и второго (b)

**F i g. 2.** Distributions of the nitrates surface concentrations ( $\text{mmolN/m}^3$ ) averaged over 12 years, for four seasons based on the results of the first (a) and second (b) calculations

Сезонные климатические распределения концентрации нитратов на поверхности Черного моря по результатам двух расчетов показаны на рис. 2. Зимой на всей поверхности моря, в том числе его глубоководной части, значения концентрации достаточно большие. В остальные сезоны – они ниже, особенно весной и летом, когда высокая концентрация наблюдается только на северо-западном шельфе, а в глубоководной части моря они близки к нулю. Осенью повышенное содержание нитратов отмечается не только на СЗШ, но и в западной глубоководной части Черного моря вдоль побережья. Это повышение содержания нитратов в глубоководной части моря происходит благодаря переносу ОЧТ богатых биогенными веществами вод с СЗШ.



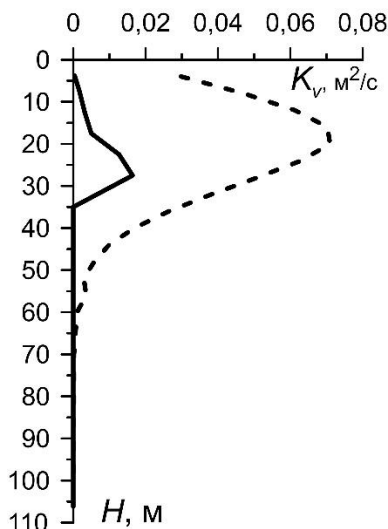
**Р и с. 3.** Осредненные за 12 лет распределения поверхностной концентрации фитопланктона ( $\text{ммольN}/\text{м}^3$ ) для четырех сезонов по результатам первого расчета (*a*) и второго (*b*)  
**F i g. 3.** Distributions of phytoplankton surface concentrations ( $\text{mmolN}/\text{m}^3$ ) averaged over 12 years, for four seasons based on the results of the first (*a*) and second (*b*) calculations

На рис. 3 представлены карты распределения поверхностных концентраций фитопланктона, полученных по результатам двух расчетов для четырех сезонов. Внутри годового цикла, рассчитанного за двенадцатилетний период,  
 МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 39 № 2 2023 273

поверхностная концентрация фитопланктона достигает максимума в зимний сезон. Достаточно высокие значения в этот период наблюдаются по всей акватории Черного моря. В глубоководной части бассейна (особенно ее западной части) поверхностная концентрация ненамного ниже, чем на СЗШ.

В отличие от зимнего сезона, концентрация фитопланктона в поверхностном слое в глубоководной части Черного моря весной и особенно летом резко отличается от концентрации на северо-западном шельфе, где она на порядок выше. Летом можно также проследить повышенные значения биомассы фитопланктона вдоль западного и анатолийского побережий Черного моря, куда фитопланктон выносится циклоническим течением с СЗШ.

В зимнее время концентрация фитопланктона в поверхностном слое глубоководной части моря, полученная по расчету с использованием турбулентной модели, имеет меньшие значения, чем в первом расчете. Это можно объяснить тем, что турбулентное перемешивание в приповерхностном слое более интенсивно из-за больших значений коэффициента турбулентной диффузии (рис. 4) и, следовательно, концентрация фитопланктона распределена более однородно с глубиной, но ее величина на поверхности меньше.

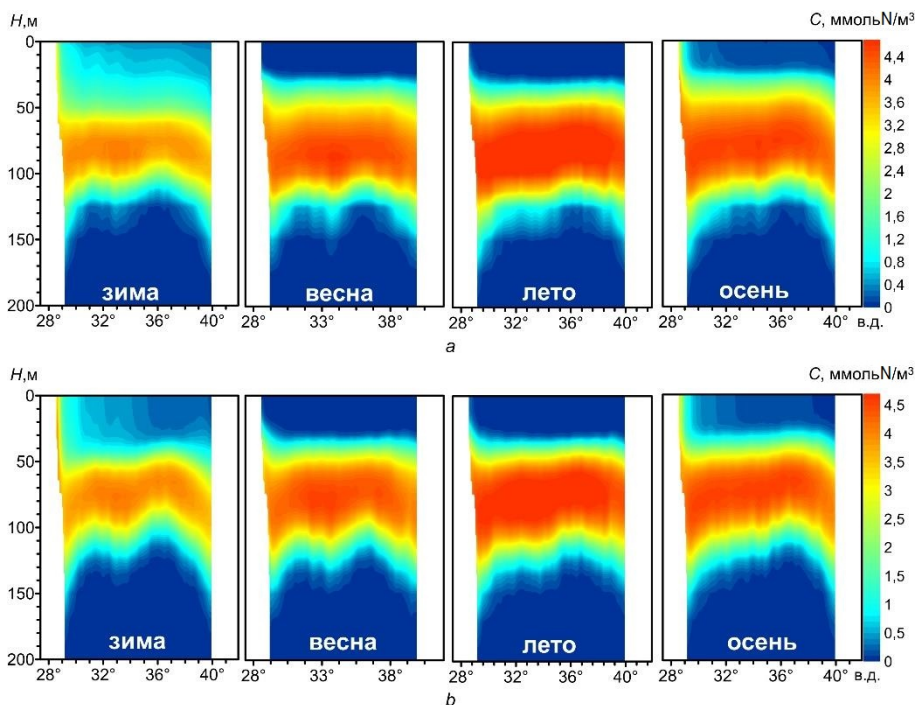


**Р и с. 4.** Средние профили коэффициентов вертикальной турбулентной диффузии: штриховая линия – для модели расчета с турбулентной моделью, сплошная – для первого варианта расчета

**Fig. 4.** Average profiles of the vertical turbulent diffusion coefficients: dashed line is for the calculation using the turbulent model and solid line is for the first calculation variant

против 87 м в первом расчете. Толщина перемешанного слоя в этом расчете достигает 40 м.

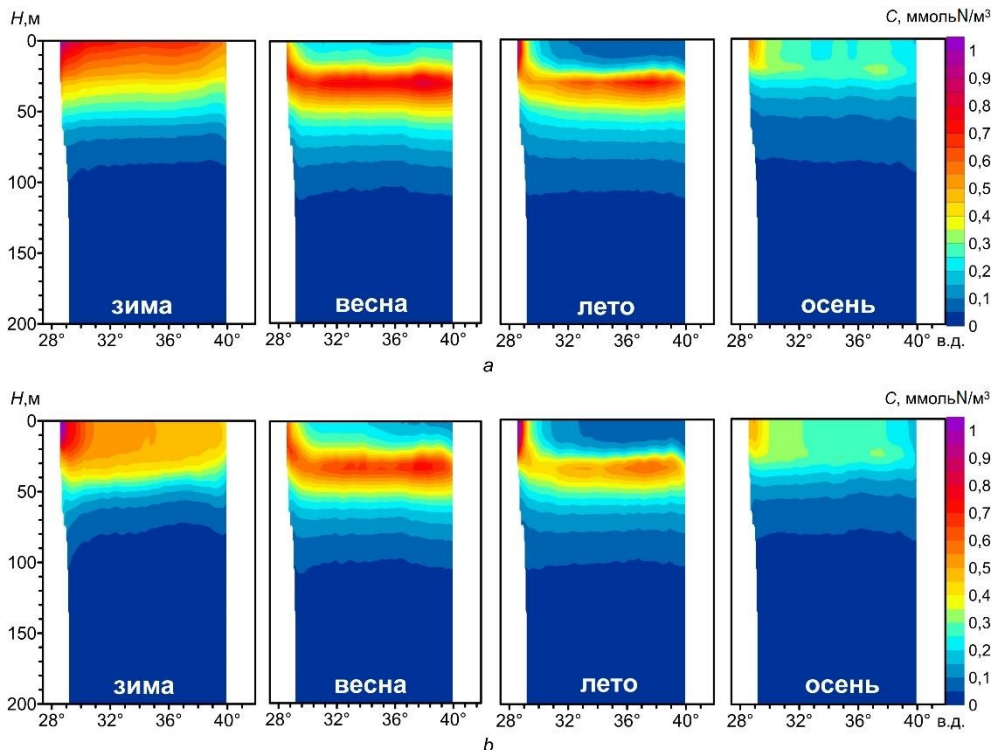
Вертикальная структура распределения нитратов в виде зональных сечений для четырех сезонов, полученная осреднением результатов двух вариантов расчетов за 12-летний период, представлена на рис. 5. Основной чертой вертикального распределения нитратов является максимум концентрации на глубине около 80 м. Этот максимум присутствует в зональных сечениях для всех сезонов, достигая наибольшей величины летом, а наименьшей – зимой, когда большое количество нитратов поднимается из-за сильного перемешивания к поверхности. Другими заметными чертами вертикального распределения являются повышенная концентрация нитратов выше верхнего нитроклина возле западного берега, вызванная выносом нитратов Дунаем на северо-западном шельфе, и опускание изолиний концентрации нитратов в районе нижнего нитроклина, обусловленное интенсивностью вертикальной ячейки циркуляции в Черном море. Основное различие двух вариантов расчетов наблюдается зимой. В расчете с использованием турбулентной модели значение максимума ниже – 3,8 против 3,9 ммольN/м<sup>3</sup>, и расположен он на меньшей глубине – 80 м



**Р и с. 5.** Зональные сечения вдоль широты  $43,5^{\circ}$  ш. распределения концентрации нитратов для четырех сезонов: *a* – по результатам первого расчета; *b* – по результатам расчета с турбулентной моделью

**F i g. 5.** Zonal sections (along latitude  $43.5^{\circ}$ N) of the nitrate concentration distributions for four seasons: *a* – based on the first calculation results; *b* – based on the results of calculation using the turbulent model

Аналогичные зональные сечения для фитопланктона показаны на рис. 6. Зимой и осенью концентрация фитопланктона на зональных сечениях ведет себя монотонно с глубиной: она понижается от поверхности моря. В весенний и летний сезоны максимум концентрации фитопланктона наблюдается на глубине примерно 25–30 м и присутствует на всем протяжении разреза от западного до восточного берега. Как отмечалось выше, этот подповерхностный максимум объясняется повышением интенсивности солнечного света в этот период года и очень низким содержанием нитратов в поверхностном слое Черного моря. Так же, как и для вертикального распределения нитратов, возле западного берега наблюдаются повышенные концентрации фитопланктона для всех сезонов из-за больших концентраций нитратов. Наибольшие различия в распределении концентрации фитопланктона отмечены зимой и осенью. В расчете с использованием турбулентной модели концентрация фитопланктона зимой практически однородна до глубины 40 м благодаря более интенсивному турбулентному перемешиванию, в то время как в первом расчете в этом слое наблюдается заметный вертикальный градиент концентрации. Согласно расчету с турбулентной моделью, осенью значения концентрации фитопланктона  $0,2$  ммольN/м<sup>3</sup> проникают до 40 м, в то время как в первом расчете – до 30 м.



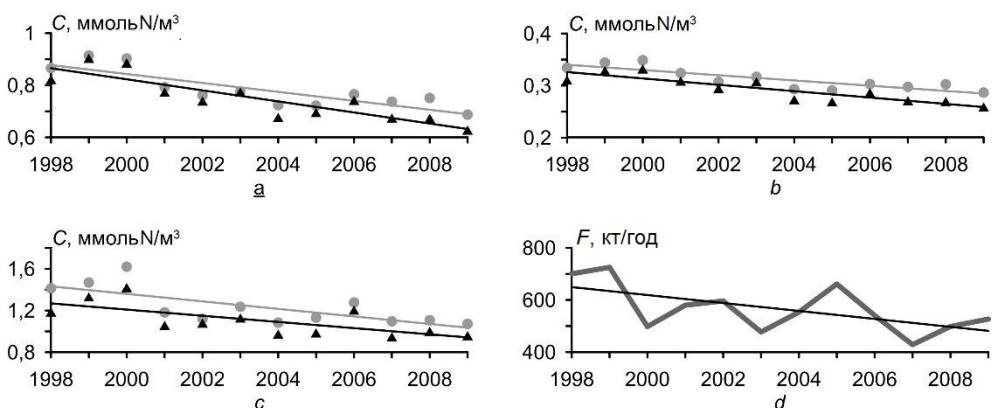
**Рис. 6.** Зональные сечения вдоль широты  $43.5^\circ$  с. ш. распределения концентрации фитопланктона для четырех сезонов: *a* – по результатам первого расчета; *b* – по результатам расчета с турбулентной моделью

**Fig. 6.** Zonal sections (along latitude  $43.5^\circ\text{N}$ ) of the phytoplankton concentration distributions for four seasons: *a* – based on the first calculation results; *b* – based on the results of calculation using the turbulent model

Рассмотрим межгодовую изменчивость основных параметров экосистемы на основе среднегодовых концентраций в фотической зоне Черного моря. На рис. 7 показана эволюция среднегодовых концентраций фитопланктона, всей биоты (то есть сумма биомассы всех биологических компонентов модели) и нитратов в верхнем 50-метровом слое. Среднегодовые концентрации нитратов в верхнем слое моря выше для первого расчета. Как следствие, для этого расчета выше концентрации фитопланктона и суммарной биоты. Особенностью приведенных графиков является отрицательный тренд всех приведенных параметров. Это связано с отрицательным трендом количества поступающих со стоками рек биогенных веществ, которые задавались в соответствии с работой [14]. График поступления нитратов с речным стоком по годам изображен на том же рисунке. Аналогичные отрицательные тренды в биомассе фитопланктона отмечены в работе [16].

Более высокая концентрация биохимических параметров в фотической зоне для первого расчета кажется, на первый взгляд, нелогичной потому, что вертикальный обмен во втором расчете с использованием турбулентной модели интенсивней, чем в первом расчете. Следовательно, более высоким

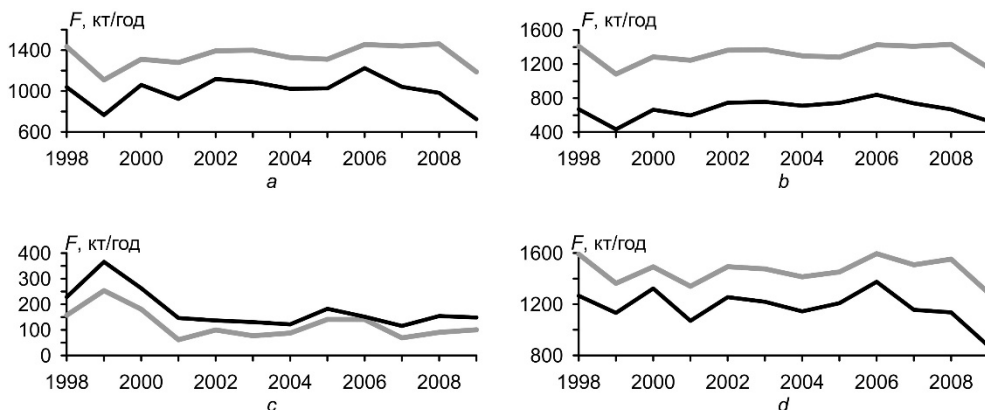
должен быть поток нитратов из слоя верхнего нитроклина. Для прояснения причины, по которой концентрации параметров экосистемы в верхнем слое различаются, рассмотрим более подробно потоки нитратов в фотическую зону.



**Р и с. 7.** Среднегодовые значения концентраций  $C$  биоты (а), фитопланктона (b) и нитратов (c) в фотической зоне глубоководной части Черного моря по результатам первого расчета (кружки) и второго (треугольники); среднегодовое поступление биогенов с речным стоком (d)  
**F i g. 7.** Annual average concentrations  $C$  of biota (a), phytoplankton (b) and nitrates (c) in the photic zone of the deep part of the Black Sea based on the results of the first (circles) and second (triangles) calculations; annual average nutrients inflow with river runoffs (d)

На рис. 8 показаны среднегодовые потоки нитратов в фотическую зону глубоководной части Черного моря. Эта зона ограничена снизу горизонтом 50 м и сбоку – цилиндрической поверхностью с направляющей вдоль изобаты 200 м. Как следует из графиков на рис. 8, суммарный поток нитратов всегда больше для первого расчета. Это объясняет более высокие концентрации биохимических параметров в этом слое (см. рис. 7). На всем временном интервале среднегодовые потоки нитратов в фотическую зону положительны – как вертикальные, так и горизонтальные. Это объясняется градиентами нитратов в верхнем нитроклине и поступлением нитратов с СЗШ. Причем, в отличие от суммарного, горизонтальные потоки меньше для первого расчета.

Величины горизонтальных потоков существенно меньше вертикальных, за исключением 1999 г. Следовательно, основной вклад в поступление нитратов в приповерхностный слой глубоководной части Черного моря вносят вертикальные потоки. Причем основную часть в вертикальных потоках обеспечивает адвекция. Это видно на рис. 8, где в верхнем ряду изображены полные вертикальные потоки нитратов и вертикальные адвективные. Для первого расчета эти величины практически совпадают. То есть диффузионный поток практически равен нулю, что согласуется с рис. 4, где изображены зимние средние профили коэффициентов вертикальной турбулентной диффузии. В первом расчете на глубине 50 м коэффициент диффузии очень мал. Во втором расчете диффузионный поток составляет примерно 20 % от общего вертикального. Это говорит о большой роли вертикальных движений в обеспечении верхнего слоя моря питательными веществами.



**Рис. 8.** Среднегодовые потоки нитратов  $F$  в верхний 50-метровый слой глубоководной части Черного моря: поток через нижнюю границу (а); адвективный поток через нижнюю границу (b); поток через боковую поверхность (с); суммарный поток (d) по результатам первого расчета (серая линия) и второго (черная линия)

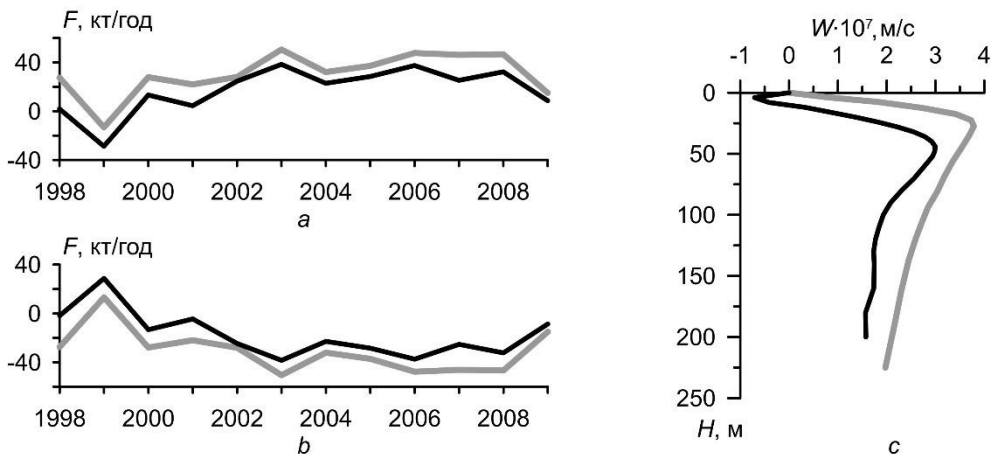
**Fig. 8.** Annual average nitrates flows  $F$  to the upper 50-m layer of the Black Sea deep part: flow through the lower boundary (a); advection flow through the lower boundary (b); flow through the lateral surface (c); total flow (d) based on the results of the first (grey line) and second (black line) calculations

Поля вертикальной скорости представляют собой довольно пеструю картину, где области с поднимающейся водой перемежаются с областями, где вода опускается. Такое поведение вертикальной скорости может быть результатом влияния нестационарности и неоднородности полей атмосферного воздействия, неоднородности рельефа дна, а также такими процессами, как волны Россби и синоптические вихри. Если же усреднить поле вертикальной скорости за достаточно большой срок, то вертикальная циркуляция в верхнем слое будет определяться общей циклонической завихренностью течений в Черном море. При этом в центре вода будет подниматься к поверхности и двигаться к периферии, а возле берега опускаться, образуя вертикальную ячейку циркуляции (см. работу <sup>1</sup> и [17, 18]). На рис. 9 представлены графики среднегодовых потоков массы воды в фотическую зону глубоководной части Черного моря для двух расчетов. Поток воды через нижнюю границу всегда направлен вверх, за исключением 1999 г. Соответственно поток воды через боковую поверхность отрицателен (кроме 1999 г.), т. е. направлен из области. Это соответствует режиму вертикальной ячейки циркуляции для верхнего слоя Черного моря, обусловленному циклонической (в среднем) завихренностью поля напряжения трения ветра. Причем потоки воды для первого расчета по абсолютной величине превышают аналогичные потоки для расчета с турбулентной моделью. То есть интенсивность циркуляции вертикальной ячейки для первого расчета выше. Это также можно видеть на профилях осредненных за весь пе-

<sup>1</sup> Булгаков С. Н., Кортаев Г. К. Возможный механизм стационарной циркуляции вод Черного моря // Комплексные исследования Черного моря. Севастополь : МГИ АН УССР, 1984, С. 32–40.



риод расчета и по глубоководной части бассейна вертикальных скоростей. Таким образом, благодаря большей интенсивности вертикальной ячейки циркуляции в первом расчете в верхний слой Черного моря попадает больше питательных веществ из более глубоких слоев, что обеспечивает для этого расчета более высокую массу биоты в фотической зоне, которая наблюдается на рис. 7.



**Р и с. 9.** Среднегодовые значения потоков массы в верхний 50-метровый слой глубоководной части Черного моря: через нижнюю границу (а), через боковую поверхность (b); профили усредненных за весь период расчета и по площади глубоководной части бассейна вертикальных скоростей (с) по результатам первого расчета (серая линия) и второго (черная линия)

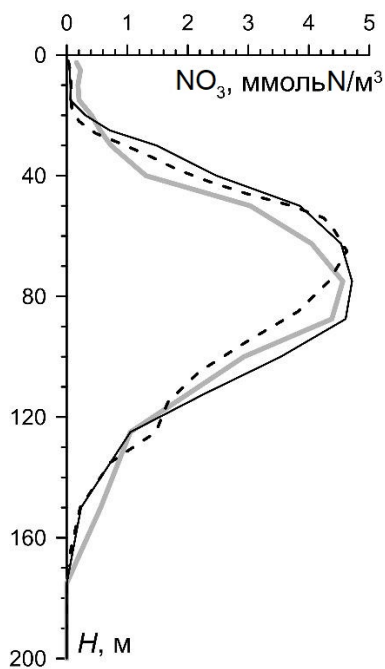
**Fig. 9.** Annual average values of the mass flows to the upper 50-m layer of the Black Sea deep part: through the lower boundary (a), through the lateral surface (b); the vertical velocity profiles averaged over the whole calculation period and over the deep part area of the basin (c) based on the results of the first (grey line) and second (black line) calculations

### Сравнение с данными наблюдений

Для сравнения результатов моделирования распределения нитратов с данными измерений использовалась междисциплинарная океанографическая база данных. Результаты моделирования интерполировались по пространству и времени в те точки пространства и времени, где имелись данные измерений. На рис. 10 приведены средние для глубоководной части профили по всем измерениям и соответствующим результатам моделирования.

По результатам первого расчета глубина максимума нитратов совпадает с соответствующей глубиной из данных измерений, а для второго расчета она выше на 10 м. Величины максимумов для обоих расчетов и данных измерений отличаются в пределах  $0,1$  ммольN/м<sup>3</sup>. Для первого расчета слой максимума нитратов шире, чем по данным измерений, а для второго расчета он расположен выше. Само значение максимума нитратов (около  $5$  ммольN/м<sup>3</sup>) соответствует тому, что приведено в работе [19] для глубоководной части Черного моря для 2000-х гг.

По результатам первого расчета глубина максимума нитратов совпадает с соответствующей глубиной из данных измерений, а для второго расчета она выше на 10 м. Величины максимумов для обоих расчетов и данных измерений различаются в пределах  $0,1$  ммольN/м<sup>3</sup>.



**Р и с. 10.** Средние профили коэффициентов концентрации нитратов для глубоководной части Черного моря по данным измерений (серая линия), по результатам первого расчета (сплошная черная) и второго (штриховая)

**Fig. 10.** Average profiles of the nitrate concentration coefficients for the Black Sea deep part based on the measurement data (grey line), and on the results of the first (solid black line) and second (dashed line) calculations

Для первого расчета слой максимума нитратов шире, чем по данным измерений, а для второго расчета он расположен выше. Само значение максимума нитратов (около  $5 \text{ ммольN/м}^3$ ) соответствует тому, что приведено в работе [19] для глубоководной части Черного моря для 2000-х годов.

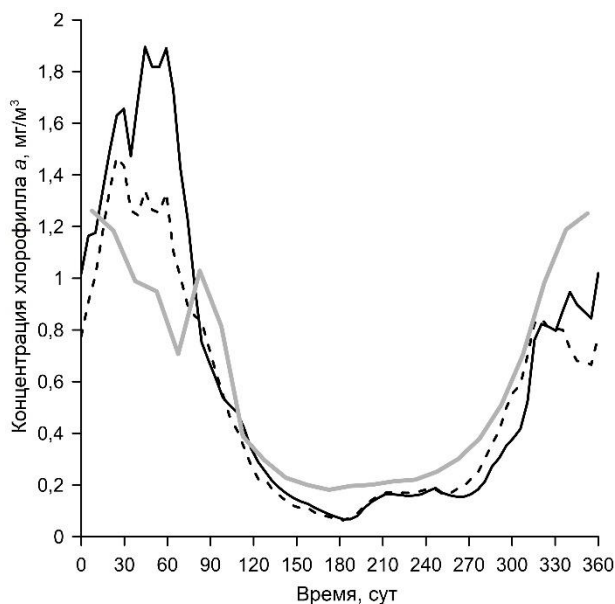
Кроме того, было произведено сравнение результатов моделирования с данными поверхностной концентрации хлорофилла, полученными по спутниковым измерениям. Сравнивались средние по площади глубоководной ( $> 200 \text{ м}$ ) части Черного моря спутниковые значения хлорофилла с соответствующими значениями, полученными в двух вариантах расчетов.

Для получения концентрации хлорофилла поверхностную биомассу фитопланктона переводили из единиц измерения  $\text{ммольN/м}^3$  в  $\text{мгC/м}^3$ , используя массовое отношение C:N, равное 8. Затем вычислялась концентрация хлорофилла с использованием отношения Хл:С, взятого из работы [16]. Это отношение меняется значительно в течение года. В наших расчетах оно аппроксимировалось следующим образом. Первые 120 суток (360-суточного года) оно падает линейно с 0,03 до 0,01. Затем в течение 120 суток оно принимается постоянным 0,01. Последние 120 суток растет линейно с 0,01 до 0,03.

На рис. 11 приведен осредненный за 12 лет внутригодовой ход средней концентрации хлорофилла по данным спутниковых измерений и по результатам двух расчетов. Наибольшие отличия результатов моделирования от данных спутниковых наблюдений наблюдаются в первые 90 суток года и в последние 30 суток. В первые 90 суток концентрация хлорофилла по результатам моделирования превышает спутниковые данные, особенно для первого расчета. Результаты расчета с использованием турбулентной модели заметно ближе к данным измерений. В последний месяц, наоборот, ближе к спутниковым данным результаты первого расчета. В летние месяцы концентрация хлорофилла по результатам обоих расчетов ниже спутниковых данных.

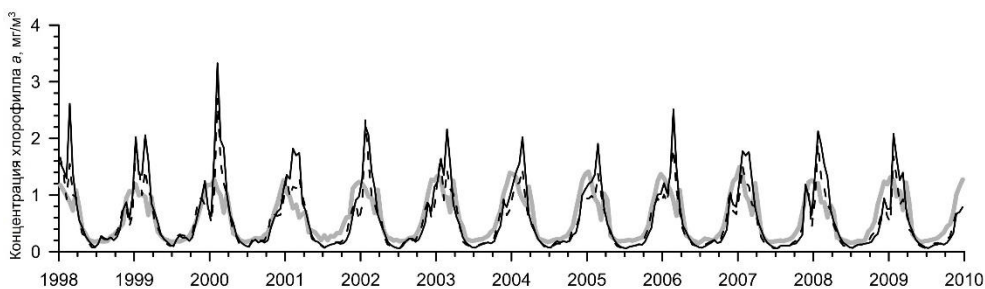
Временной ход концентрации хлорофилла для всего рассматриваемого периода (1998–2009 гг.) приведен на рис. 12. Наибольшие различия спутниковой концентрации хлорофилла и результатов моделирования наблюдаются в зимние сезоны. Особенно большие различия заметны зимой. 1998, 2000, 2002 и 2006 гг. В эти годы наблюдались максимумы потоков нитратов в верхний

50-метровый слой глубоководной части Черного моря для обоих вариантов модели (см. рис. 8). Причем для первого варианта модели эти потоки выше, соответственно больше отличие от спутниковых данных.



**Рис. 11.** Годовой ход концентрации хлорофилла *a* по данным спутниковых измерений (серая линия) и по результатам моделирования: по первому расчету (черная сплошная линия) и второму (штриховая линия)

**Fig. 11.** Annual variation of the chlorophyll *a* concentration based on satellite measurements (grey line) and on the simulation results: the first (solid black line) and second (dashed line) calculations



**Рис. 12.** Временная динамика концентрации хлорофилла *a* по данным спутниковых измерений (серая линия) и по результатам моделирования: по первому расчету (черная сплошная линия) и второму (штриховая линия)

**Fig. 12.** Time dynamics of the chlorophyll *a* concentration based on satellite measurements (grey line) and on the simulation results: the first (solid black line) and second (dashed line) calculations

### Выводы

Проведены расчеты двенадцатилетней эволюции экосистемы Черного моря, выполненные с использованием двух вариантов параметризации вертикального обмена. На основе этих расчетов была получена средняя

сезонная изменчивость параметров экосистемы. Анализ результатов показал, что сезонная изменчивость основных параметров экосистемы в этих расчетах различается не очень сильно. В частности, распределение нитратов с глубиной, полученное по расчету с использованием турбулентной модели, имеет большие градиенты в местах верхнего и нижнего нитроклинов. При этом максимум нитратов располагается выше, чем тот, который получается по результатам первого расчета.

Для фитопланктона различия результатов двух расчетов проявляются в том, что летний подповерхностный максимум концентрации расположен глубже для расчета с турбулентной моделью. Кроме того, зимняя поверхностная концентрация фитопланктона в глубоководной части Черного моря выше для первого расчета. Это, по-видимому, вызвано более интенсивным турбулентным перемешиванием в приповерхностном слое для второго расчета. В расчете с использованием турбулентной модели концентрация фитопланктона зимой почти однородна до глубины 40 м, а в первом расчете в этом слое наблюдается заметный градиент концентрации.

Межгодовая изменчивость параметров экосистемы характеризуется уменьшением биомассы в фотической зоне глубоководной части моря для обоих расчетов, вызванным отрицательным трендом количества биогенных веществ, поступающих с реками. При этом среднегодовые концентрации, соответствующие первому расчету, выше, чем в расчете с использованием турбулентной модели. Это связано с более высокими значениями потоков нитратов в поверхностный слой моря из слоя верхнего нитроклина для этого расчета. Что, в свою очередь, связано с более интенсивной вертикальной ячейкой циркуляции, полученной по результатам первого расчета.

При этом поступление нитратов в фотическую зону из нижележащего слоя обеспечивается в большей степени адвекцией, а не турбулентной диффузией.

Поверхностная концентрация хлорофилла, рассчитанная по результатам моделирования, сравнивалась со спутниковыми данными. Наибольшие различия наблюдаются в зимний сезон, когда концентрация хлорофилла по результатам моделирования для обоих вариантов превышает спутниковые данные. При этом различие результатов, полученных с использованием турбулентной модели, меньше, чем в первом варианте модели. То есть параметризация вертикальной диффузии с помощью турбулентной модели более реалистично воссоздает поверхностную концентрацию хлорофилла. Наибольшие различия наблюдаются в те годы, когда вертикальные потоки нитратов в верхний слой моря, в основном адвективные, максимальны. Из этого можно сделать вывод, что, по-видимому, интенсивность вертикальной ячейки циркуляции, получаемой в первом варианте модели циркуляции, завышена.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Иванов В. А., Белокопытов В. Н.* Океанография Черного моря. Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика, 2011. 209 с.
2. A Physical-Biochemical Model of Plankton Productivity and Nitrogen Cycling in the Black Sea / T. Oguz [et al.] // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 1999. Vol. 46, iss. 4. P. 597–636. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(98\)00074-0](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(98)00074-0)

3. *Oguz T., Ducklow H. W., Malanotte-Rizzoli P.* Modeling distinct vertical biochemical structure of the Black Sea: Dynamical coupling of the oxic, suboxic, and anoxic layers // *Global Biogeochemical Cycles*. 2000. Vol. 14, iss. 4. P. 1331–1352. <https://doi.org/10.1029/1999GB001253>
4. *Grégoire M., Raïck C., Soetaert K.* Numerical Modeling of the Central Black Sea Ecosystem Functioning During the Eutrophication Phase // *Progress in Oceanography*. 2008. Vol. 76, iss. 3. P. 286–333. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2008.01.002>
5. Modeling the response of top-down control exerted by gelatinous carnivores on the Black Sea pelagic food web / T. Oguz [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2001. Vol. 106, iss. C3. P. 4543–4564. <https://doi.org/10.1029/1999JC000078>
6. *Дорофеев В. Л., Сухих Л. И.* Изучение долговременной изменчивости экосистемы черного моря на основе ассимиляции данных дистанционных измерений в численной модели // *Водные ресурсы*. 2019. Т. 46, № 1. С. 58–69. EDN YZGLXV. doi:10.31857/S0321-059646158-69
7. *Dorofeyev V., Sukhikh L.* A model for monitoring the evolution of the Black Sea ecosystem on the basis of remote sensing data assimilation // *International Journal of Remote Sensing*. 2018. Vol. 39, iss. 24. P. 9339–9355. doi:10.1080/01431161.2018.1523589
8. *Демьяшев С. Г., Коротаев Г. К.* Численная энергосбалансированная модель бароклинных течений океана с неровным дном на сетке С // *Численные модели и результаты калибровочных расчетов течений в Атлантическом океане: Атмосфера-Океан-Космос*. Москва : ИВМ РАН, 1992. С. 163–231.
9. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system / D. P. Dee [et al.] // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 2011. Vol. 137, iss. 656. P. 553–597. doi:10.1002/qj.828
10. *Дорофеев В. Л., Сухих Л. И.* Изучение долговременной изменчивости динамики Черного моря на основе ассимиляции дистанционных измерений в модели циркуляции // *Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана*. 2017. Т. 53, № 2. С. 254–264. EDN YRWQMX. doi:10.7868/S000235151702002X
11. A quasi-equilibrium turbulent energy model for geophysical flows / B. Galperin [et al.] // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 1988. Vol. 45, iss. 1. P. 55–62. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1988\)045<0055:AQETEM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1988)045<0055:AQETEM>2.0.CO;2)
12. *Mellor G. L., Yamada T.* Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems // *Reviews of Geophysics*. 1982. Vol. 20, iss. 4. P. 851–875. <https://doi.org/10.1029/RG020i004p00851>
13. *Дорофеев В. Л., Сухих Л. И.* Моделирование долговременной эволюции гидрофизических полей Черного моря // *Океанология*. 2017. Т. 57, № 6. С. 871–884. EDN ZVRIAN. doi:10.7868/S003015741706003X
14. River discharges of water and nutrients to the Mediterranean and Black Sea: Major drivers for ecosystem changes during past and future decades? / W. Ludwig [et al.] // *Progress in Oceanography*. 2009. Vol. 80, iss. 3–4. P. 199–217. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2009.02.001>
15. *Suslin V., Churilova T.* A regional algorithm for separating light absorption by chlorophyll-*a* and coloured detrital matter in the Black Sea, using 480-560 nm bands from ocean colour scanners // *International Journal of Remote Sensing*. 2016. Vol. 37, iss. 18. P. 4380–4400. <https://doi.org/10.1080/01431161.2016.1211350>
16. *Финенко З. З., Мансурова И. М., Суслин В. В.* Временная динамика биомассы фитопланктона в поверхностном слое Черного моря по данным спутниковых наблюдений // *Океанология*. 2022. Т. 62, № 3. С. 416–427. EDN NEKDHS. doi:10.31857/S0030157422030042
17. *Дорофеев В. Л., Сухих Л. И.* Анализ изменчивости гидрофизических полей Черного моря в период 1993 – 2012 годов на основе результатов выполненного реанализа // *Морской гидрофизический журнал*. 2016. № 1. С. 33–48. doi:10.22449/0233-7584-2016-1-33-48

18. *Кубрякова Е. А., Кортаев Г. К.* Механизм горизонтального массо- и солеобмена между водами континентального склона и центральной части Черного моря // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2017. Т. 53, № 1. С. 115–124. EDN YIUXVX. doi:10.7868/S0002351517010072.
19. *Юнев О. А., Коновалов С. К., Великова В.* Антропогенная эвтрофикация в пелагической зоне Черного моря: долговременные тренды, механизмы, последствия. Москва : ГЕОС, 2019. 164 с.

*Об авторах:*

**Дорофеев Виктор Львович**, ведущий научный сотрудник, отдел динамики океанических процессов, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат физико-математических наук, **ResearcherID: G-1050-2014**, viktor.dorofeev@mhi-ras.ru

**Сухих Лариса Ивановна**, научный сотрудник, отдел динамики океанических процессов, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), **ResearcherID: M-4381-2018**, l.sukhikh@gmail.com