

## Межгодовая изменчивость термических характеристик Индийского океана в условиях глобального потепления

И. Д. Ростов <sup>✉</sup>, Е. В. Дмитриева, Н. И. Рудых

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

Поступила в редакцию 05.08.2021 г., после доработки – 25.10.2021 г.

**Цель.** Цель настоящей работы – уточнение тенденций и региональных особенностей межгодовых изменений приземной температуры воздуха ( $T_a$ ), температуры поверхности океана (ТПО) и температуры воды ( $T_w$ ) верхнего 950-метрового слоя в бассейне Индийского океана с прилегающим районом Южного океана – до 65° ю. ш. за последние четыре десятилетия, проявляющихся в результате планетарных изменений и сдвига климатического режима на рубеже XX–XXI вв.

**Методы и результаты.** По данным глобальной метеорологической сети, реанализа, оптимальной интерполяции и системы усвоения океанографических данных *GODAS NOAA* определены региональные особенности и тренды межгодовых колебаний температуры воды и воздуха и их связи с вариациями климатических индексов, полей ветра и давления в центрах действия атмосферы за последние четыре десятилетия. Использовались методы кластерного, корреляционного, регрессионного анализа и аппарата эмпирических ортогональных функций. Полученные результаты позволили охарактеризовать степень неоднородности реакции приземного слоя атмосферы, ТПО и вертикального распределения  $T_w$  на происходящие глобальные изменения, выделить обособленные районы и дать количественную оценку скорости потепления в этих акваториях.

**Выводы.** Климатические изменения в приземном слое атмосферы и на морской поверхности выражены в положительных трендах ( $b$ ) изменений полей ТПО и температуры воздуха на большей части бассейна Индийского океана. Величины трендов температуры воздуха на суше прибрежных районов выше, чем в сопредельных морских акваториях. Максимальные величины трендов  $T_a$  (~ 0,5 °C/10 лет) над акваторией региона отмечаются в районе, расположенном к северу от о. Мадагаскар, трендов ТПО (~ 0,3–0,4 °C/10 лет) – в центральной части океана. В поле  $T_a$  отдельные области с минимальными и отрицательными величинами трендов  $T_a$  наблюдаются в северо-восточной, юго-западной и южной частях акватории, в поле ТПО – на значительной площади южной части океана – в зоне влияния холодных вод Антарктического циркумполярного течения. Процесс потепления или похолодания является существенно неоднородным не только в пространстве, но и во временном ходе. В пределах верхнего 100-метрового слоя водной толщи происходит перестройка пространственной структуры трендов температуры воды. Ниже этого слоя максимальные положительные тренды (в среднем по району 0,2–0,5 °C за десятилетие) наблюдаются в южной и юго-западной частях акватории, отрицательные (–0,1...–0,2 °C) – в северо-западной и юго-восточной частях. За последние 15 лет наибольшее относительное увеличение теплосодержания в различных слоях происходило на юге акватории океана – на порядок больше, чем в других районах, несмотря на незначительные тренды ТПО.

**Ключевые слова:** Индийский океан, современные климатические изменения, региональные особенности, температура воды и воздуха, тренды потепления и похолодания, климатические параметры, корреляционные связи

**Благодарности:** работа выполнена по теме государственного задания ТОИ ДВО РАН № 121021700346-7. Авторы благодарят разработчиков за возможность использовать климатические данные, размещенные на сайтах *NOAA*. Авторы признательны рецензенту за высказанные конструктивные замечания.

Для цитирования: Ростов И. Д., Дмитриева Е. В., Рудых Н. И. Межгодовая изменчивость термических характеристик Индийского океана в условиях глобального потепления // Морской гидрофизический журнал. 2022. Т. 38, № 1. С. 53–72. doi:10.22449/0233-7584-2022-1-53-72

## Interannual Variability of Thermal Characteristics in the Indian Ocean under the Conditions of Global Warming

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](mailto:rostov@poi.dvo.ru)

**Purpose.** The purpose of this work is to clarify the tendencies and regional features of interannual changes in the surface air temperature ( $T_a$ ), the sea surface temperature (SST), and the water temperature ( $T_w$ ) in the upper 950-m layer in the Indian Ocean basin including the adjacent area of the Southern Ocean – up to 65 °S over the past four decades, which are manifested as a result of planetary changes and a shift in the climate regime at the turn of the XX–XXI centuries.

**Methods and Results.** Based on the data of the Global meteorological network, reanalysis, optimal interpolation and the Global oceanographic data assimilation system *GODAS* (NOAA), the regional features and trends of interannual fluctuations in the water and air temperature, and their relationship with the variations in climatic indices, fields of wind and pressure in the centers of the atmosphere action have been determined for the last 4 decades. The methods of cluster, correlation and regression analysis, and the apparatus of empirical orthogonal functions were used. The results obtained made it possible to characterize the degree of inhomogeneity of the responses of the atmosphere surface layer, SST and vertical distribution of  $T_w$  to the ongoing global changes, to identify the isolated regions and to quantify the rate of warming in these water areas.

**Conclusions.** Climatic changes in the atmosphere near-water layer and on the sea surface are expressed in positive trends ( $b$ ) of changes in the SST fields and air temperature in most of the Indian Ocean basin. The values of the air temperature trends on land in the coastal areas are higher than those in the adjacent sea areas. The maximum values of the  $T_a$  trends ( $\sim 0.5$  °C/10 years) over the water area of the region are noted in the area located to the north of the Madagascar Island, and those of the SST trends ( $\sim 0.3$ – $0.4$  °C/10 years) – in the central part of the ocean. In the  $T_a$  field, the individual areas with the minimal and negative values of  $T_a$  trends are observed in the northeastern, southwestern and southern parts of the water area, and in the SST field – over a large area in the southern part of the ocean, namely, in the zone of influence of the cold Antarctic Circumpolar Current waters. The process of warming or cooling is significantly heterogeneous not only in space, but also in time. In the upper 100-m layer of the water column, spatial structure of the water temperature trends is rearranged. Below this layer, the maximum positive trends (on average 0.2–0.5 °C per a decade for a region) are observed in the southern and southwestern parts of the water area, and the negative ones ( $-0.1$ ... $-0.2$  °C) – in the northwestern and southeastern parts. In course of the past 15 years, the largest relative increase of heat content in various layers occurred in the south of the ocean – it was by an order of magnitude higher than those in the other regions despite the insignificant SST trends.

**Keywords:** Indian Ocean, current climatic changes, regional features, water and air temperature, warming and cooling trends, climatic parameters, correlations

**Acknowledgments:** the work was carried out on theme of the state task of POI FEB of RAS No. 121021700346-7. Authors thank the program developers for the opportunity to use the climatic data posted on the NOAA sites. Authors are grateful to the reviewer for the constructive comments.

**For citation:** Rostov, I.D., Dmitrieva, E.V. and Rudykh, N.I., 2022. Interannual Variability of Thermal Characteristics in the Indian Ocean under the Conditions of Global Warming. *Physical Oceanography*, [e-journal] 29(1), pp. 47–66. doi:10.22449/1573-160X-2022-1-47-66

## Введение

Индийский океан (ИО) привлекает постоянное внимание благодаря особенностям его погодно-климатических условий и важной роли в происходящих глобальных и региональных климатических изменениях [1]. Значительная часть (~ 44%) глобального потепления Мирового океана происходит за счет увеличения теплосодержания ( $Q$ ) верхних 700 м водной толщи, около половины из которого обеспечивается за счет ИО [2]. Так, за десятилетие 2005–2015 гг. общее потепление в толще вод ИО составило более 70% глобального прироста  $Q$  [3].

Региональные особенности потепления ИО характеризуются значительной пространственно-временной неоднородностью [4] и неопределенностью количественных оценок меняющегося режима температуры поверхности океана (ТПО) и его воздействия на региональный климат [5]. По данным наблюдений и реанализа, с 1970-х по начало 2000-х гг. ТПО в тропическом поясе ИО увеличивалась со скоростью ~  $0,1^{\circ}\text{C}$  за десятилетие [6], а в последние 20 лет возрастала в 2 раза быстрее, что превышает соответствующие оценки для Атлантического и Тихого океанов [7, 8]. Это вносит значительный вклад в общую тенденцию роста глобальной средней ТПО [1, 9], оказывает влияние на характеристики муссонной циркуляции и течений, усиливает воздействие экстремальных погодных явлений в регионе и за его пределами [1, 8]. Широко обсуждаемый в прежние годы феномен паузы (*hiatus*), т. е. замедления темпов глобального потепления [3, 10], в целом по акватории Индийского океана, особенно в сравнении с Тихим океаном (ТО), в ходе ТПО почти не выражен [11].

Межгодовая изменчивость термических условий акватории ИО зависит от состояния тропических теплых бассейнов (ТТБ) западной части ТО и восточной ИО (*Indo-Pacific warm pool – IOWP* [12]), в которых ТПО в течение года выше  $28^{\circ}\text{C}$ , и от водообмена посредством Индонезийского сквозного потока (ИСП) [13]. В ТО расходы западных пассатных течений в направлении с востока на запад увеличиваются, что способствует образованию повышенных запасов тепловой энергии в западной части экваториально-тропической зоны ТО. В последние десятилетия площадь, объем и  $Q$  ТТБ увеличиваются, что указывает на важную роль динамики океана в его потеплении [12]. Своеобразным «океаническим мостом» между ТО и ИО является ИСП. Он изменяется в межсезонных и межгодовых временных масштабах и оказывает влияние на вариации глубины термоклина и теплосодержание сопредельных районов восточной части ИО [4, 14].

Влияние ТО на западную часть и всю акваторию ИО осуществляется через «атмосферный мост» посредством атмосферной циркуляции Уокера и Хэдли [1, 15]. Отмечается, что в последние десятилетия после сдвига климатического режима конца 1970-х гг. влияние Эль-Ниньо и телесвязь ЭНСО (Эль-Ниньо – Южное колебание) с западной частью ИО усилились [12, 16]. Возникновение Эль-Ниньо в ТО перераспределяет источники нагрева атмосферы, а затем изменяет схемы конвекции и циркуляции в атмосфере и может вызывать потепление и рост ТПО в сопредельных районах ТО.

Анализ полувековых рядов наблюдения межгодовых вариаций  $Q$  в верхнем 400-метровом слое показал, что в ИО в течение 1965–1979 гг. наблюдался

рост  $Q$ , за которым в период 1980–1996 гг. последовало его уменьшение, сменившееся быстрым ростом в последующие годы [17]. Отмечается высокая корреляция между вариациями теплосодержания и глубины термоклина, а также существенная роль динамики ИСП и ветрового режима экваториальной зоны ИО и ТО [18]. На фоне тенденций потепления поверхностных вод в различных участках акватории прослеживаются периоды как потепления, так и похолодания водной толщи на больших глубинах [13], что нельзя объяснить только балансом тепловых потоков на поверхности [19, 20] и является актуальной задачей продолжающихся исследований.

В умеренном и субантарктическом поясах выражено влияние южной кольцевой моды (ЮКМ) на термические условия ИО [4, 8]: ЮКМ отражает зональность переноса воздушных масс в умеренных и высоких широтах как основную характеристику атмосферных процессов и проявляется в вариациях многих климатических переменных. Показателем усиления или ослабления интенсивности зонального переноса служит индекс антарктического колебания (ААО), отражающий аномалии в кольцевой циркуляции атмосферы вокруг Южного полюса [21]. Одной из основных особенностей современных изменений режима климатических характеристик в субантарктическом поясе ИО является смещение ААО в область положительных значений, усиление западных ветров и сдвиг ЮКМ к полюсу [22, 23]. Усиливающиеся к полюсу западные ветры приводят к меридиональной дипольной структуре изменений завихренности ветрового напряжения над умеренными и высокими широтами. В соответствии с изменяющимися ветрами намечилось усиление и расширение к полюсу субтропических океанских круговоротов Южного полушария (ЮП) [23]. Поглощение тепла поверхностью океана в основном происходит в районе фронтальных зон высоких широт ЮП с глобальным средним максимумом в зоне  $\sim 58^\circ$  ю. ш., где поднявшиеся холодные воды выходят на поверхность и встречаются с более теплой атмосферой [24]. Около двух третей поглощенного в Южном океане тепла выводится адвекцией вдоль наклонных изопикнических поверхностей в промежуточные слои на север и аккумулируется в средних широтах [25], а наиболее глубокое потепление происходит на границе между субтропическими круговоротами и Антарктическим циркумполярным течением (АЦТ) [23]. Отмечается [26], что в результате субдукции, экмановской накачки и даунвеллинга происходит увеличение объема субантарктической модовой воды в субполярном и субтропическом районах и рост теплосодержания верхнего и промежуточного слоев внетропической зоны ИО. Предполагается, что модовые воды благодаря своей способности накапливать тепло могут играть ключевую роль в регулировании климата [26].

В некоторых работах рассматривались характеристики вертикальной структуры температурного тренда в масштабах всего бассейна ИО [2, 27]. Показано, что потепление сопровождается углублением изотерм, изопикнических поверхностей и приводит к «вспучиванию» изопикн. В южной части субтропических круговоротов ЮП это углубление достигает почти 100 м за 50 лет [2, 28]. По оценкам тенденций изменений теплосодержания различных слоев на основе данных ныряющих буев *Argo* в структуре поля  $Q$  можно выделить отдельные «горячие точки» и «холодные пятна», охватывающие участки интенсивного вертикального перемешивания и связанные с образованием поверхностных и промежуточных вод [2].

Региональные особенности погодно-климатических условий ИО в значительной мере определяются муссонным режимом и взаимодействием барических образований, являющихся перманентными или сезонными центрами действия атмосферы (ЦДА) [1, 4, 29]. В межгодовых колебаниях ТПО в ИО прослеживаются дальние связи с вариациями климатических параметров в Атлантике и ТО, оцениваемыми индексами *AMO*, *IPO*, *SOI*, *PDO* и др. [14, 15, 17]. Однако характер и структура этих связей внутри самого бассейна океана нуждаются в дальнейшем изучении.

Цель настоящей работы — уточнение тенденций и региональных особенностей межгодовых изменений приземной температуры воздуха ( $T_a$ ), ТПО и температуры воды верхнего 950-метрового слоя в бассейне Индийского океана с прилегающим широтным поясом Южного океана (до  $65^\circ$  ю. ш.) за последние десятилетия, проявляющихся в результате планетарных изменений и сдвига климатического режима на рубеже XX–XXI вв.

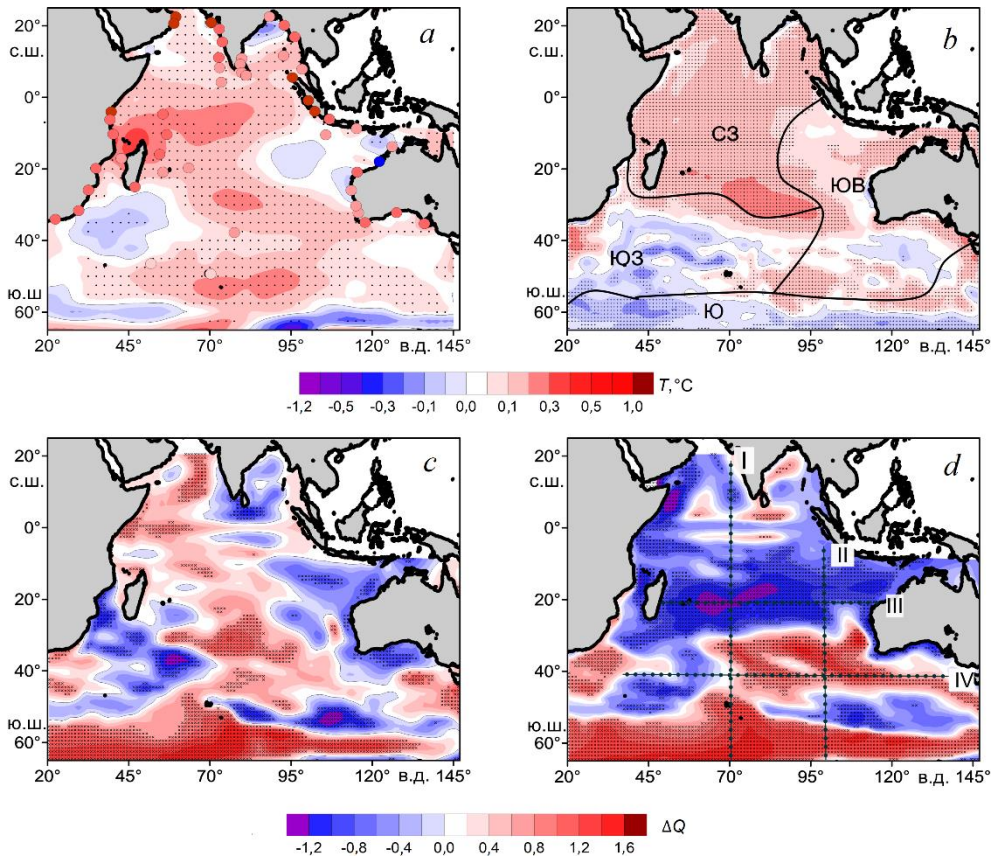
### Данные и методы

Использовались данные наблюдений температуры воздуха ( $T_{ac}$ ) на 76 прибрежных метеостанциях (МС) глобальной климатической сети *GHCN-M (V3) NOAA* (<https://www.ncdc.noaa.gov/ghcnm/v3.php>) за период 1978–2020 гг., а также сеточные данные реанализа температуры ( $T_a$  – *NCEP/NCAR Reanalysis-1*), полей давления, ветра, потоков тепла на поверхности океана и климатические индексы (КИ) [30]. Рассматриваемые КИ имеют определенную географическую привязку и физическую интерпретацию (<https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data>). Перечисленные данные получены с сайта <https://psl.noaa.gov/data/gridded/index.html> его разработчика: *NOAA/ESRL/Physical Sciences Laboratory (PSL), Boulder, Colorado, USA* и с сайтов *NOAA/NCEI/CPC* <https://www.nodc.noaa.gov/> и <https://www.cpc.ncep.noaa.gov/>. Использовались также индекс диполя ИО – *DMI* ([https://psl.noaa.gov/gcos\\_wgsp/Timeseries/DMI/](https://psl.noaa.gov/gcos_wgsp/Timeseries/DMI/)) и показатели интенсивности региональных ЦДА – маскаренского и антарктического максимумов (ММ, АМ), австралийского, индоокеанского минимумов (АВМ, ИМ) и азиатской депрессии (АД) [29].

Для анализа межгодовых колебаний температуры воды использовались данные оптимальной интерполяции ТПО – *NOAA OI SST V2* за 1982–2020 гг. с сайта <https://www.esrl.noaa.gov/psd/> и данные по потенциальной температуре воды ( $T_w$ ) и течений на различных горизонтах системы усвоения океанографических данных *GODAS* с сайта <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.godas.html> за 2005–2020 гг. В 2000-е гг. в исследуемом районе значительно увеличилась доля информации, поступающей в систему *GODAS* с наблюдательной сети ныряющих буев: с 628 профилей в 2001 г. [31] до 481,4 тыс. профилей в 2005–2020 гг. в условиях полного покрытия акватории, включая районы, где не проводятся наблюдения с судов.

Применялась единая методика статистической обработки используемых данных [30, 32], дополненная регрессионным анализом совокупности климатических переменных. С учетом характера муссонов были выделены условно теплый (ноябрь – март) и условно холодный (июнь – октябрь) сезоны (периоды) года ЮП.

С использованием данных по ТПО методами кластерного анализа по трем главным компонентам \* в бассейне ИО были выделены четыре обособленных района, расположенных в различных климатических зонах: северо-западный (СЗ), юго-западный (ЮЗ), юго-восточный (ЮВ) и южный (Ю) (рис. 1, *b*). В дальнейшем путем простого осреднения сеточных данных рассчитывался многолетний ход температуры воды и воздуха в границах каждого района.



**Р и с. 1.** Тренды ( $^{\circ}\text{C}/10$  лет) среднегодовых величин  $T_a$ ,  $T_{ac}$  (*a*), ТПО (*b*) и нормализованных аномалий теплосодержания в слоях 5–300 м (*c*) и 300–750 м (*d*) по данным реанализа, наблюдений на метеостанциях и *GODAS*. Показано расположение метеостанций (*a*), выделенных районов (*b*) и отдельных разрезов (*d*). Здесь и далее точками обозначены узлы сетки, в которых оценки статистически значимы на уровне 95%

**Fig. 1.** Trends ( $^{\circ}\text{C}/10$  years) of the annual average values of  $T_a$ ,  $T_{ac}$  (*a*), SST (*b*) and the normalized heat content anomalies in the layers 5–300 m (*c*) and 300–750 m (*d*) based on the data of reanalysis, observations at meteorological stations and *GODAS*. Shown are the locations of meteorological stations (*a*), selected areas (*b*) and individual sections (*d*). Here and below, dots denote the grid nodes in which the estimates are statistically significant at the 95% level

\* *Ding C., He X.* K-means clustering via principal component analysis // Proceedings of the twenty-first international conference on Machine learning (ICML '04). Banff, Alberta, Canada : ACM Press, 2004. 29. doi:10.1145/1015330.1015408

В Южном районе, большая часть которого расположена к югу от 50° ю. ш., находятся южная субарктическая, северная субарктическая и полярная фронтальные зоны [24].

### Особенности пространственной и межгодовой изменчивости температуры воздуха и ТПО

В приводном слое атмосферы и на морской поверхности тенденции потепления за последние четыре десятилетия выражены в положительных трендах (*b*) изменений полей ТПО и температуры воздуха на большей части акватории.

Максимальные величины *b* температуры воздуха  $T_{ac} > 1,0^{\circ}\text{C}/10$  лет прослеживаются по данным наблюдений на отдельных метеостанциях, расположенных в прибрежной и островной зонах тропического пояса. По данным реанализа, максимальные величины трендов  $T_a$  ( $\sim 0,5^{\circ}\text{C}/10$  лет за 1978–2020 гг.) над акваторией региона отмечаются в районе СЗ к северу от о. Мадагаскар, а трендов ТПО ( $\sim 0,3\text{--}0,4^{\circ}\text{C}/10$  лет за 1982–2020 гг.) – в центральной части ИО. В целом, величины трендов температуры воздуха на суше несколько выше, чем в сопредельных морских акваториях. Области с минимальными и отрицательными величинами *b* в поле ТПО наблюдаются главным образом только в южной части ИО – в зоне влияния холодных вод АЦТ.

Как и в других районах [32], особенности пространственно-временной изменчивости трендов температуры воды на различных горизонтах и теплосодержания в отдельных слоях (рис. 1, *c*, *d*) отличаются от характеристик трендов ТПО (они будут рассмотрены ниже). Таблица 1 содержит обобщенные количественные оценки тенденций происходящих изменений  $T_a$ ,  $T_{ac}$  и ТПО в среднем по районам за год и в отдельные сезоны.

Наибольшие величины трендов  $T_a$  и ТПО (как и их вклада в суммарную дисперсию *D*), которые соответствуют потеплению на  $0,5^{\circ}\text{C}$  за исследуемый период, наблюдались в северо-западной части ИО, а наименьшие и статистически не значимые – в южной. В двух районах (СЗ и ЮВ), где колебания  $T_a$  и ТПО характеризуются более тесными корреляционными связями (*R*), тренды обоих параметров статистически значимы. В целом по региону температура воздуха возрастала примерно в 1,3 раза быстрее, чем ТПО, особенно в прилегающих районах прибрежной зоны. В рассматриваемый период  $T_a$  над акваторией увеличилась примерно на  $0,3^{\circ}\text{C}$ , ТПО – на  $0,2^{\circ}\text{C}$ , что согласуется с соответствующими оценками для сопредельных районов южной части Тихого океана [32]. При этом сезонные отличия в оценках скорости потепления лучше выражены в поле  $T_a$ , чем ТПО (табл. 1).

Межгодовые изменения среднегодовых аномалий  $T_a$ , ТПО и накопленных аномалий внутри районов СЗ и ЮВ, где выражены умеренные корреляционные связи между этими характеристиками (табл. 1), идентичны (рис. 2), а в других районах отличаются лишь в деталях.

Интегральные кривые накопленных аномалий соответствуют отдельным фазам чередования теплых и холодных лет и периодов, которые, как будет показано ниже, согласуются с изменениями отдельных КИ и региональных ЦДА. Ход этих кривых (рис. 2, *e*, *f*, *g*, *h*) отражает как внутренние особенности этих связей, так и неоднородный характер процесса потепления в атмосфере и на поверхности океана в пространстве и времени. Отличительные особенности

процесса накопления аномалий более заметны при сравнении изменчивости ТПО в южном и северо-западном районах, в которых наблюдались тренды ТПО разного знака (рис. 2, *e, h*).

Т а б л и ц а 1  
Table 1

Тенденции межгодовых изменений аномалий ТПО (1982–2020 гг.), температуры воздуха (1978–2020 гг.) по данным реанализа ( $T_a$ ) и наблюдений на 76 МС ( $T_{ac}$ ) в выделенных районах  
Trends of interannual changes of the SST anomalies (1982–2020) and the air temperature (1978–2020) based on the reanalysis data ( $T_a$ ) and the observations at 76 MS ( $T_{ac}$ ) in the identified domains

Район / Area	Параметр / Parameter	$b$	$D$	$tr$	$b_r/b_w$	$b_x/b_c$	$R$
СЗ / NW	$T_a$	<b>0,12</b>	38	0,5	<b>0,14</b>	<b>0,10</b>	<b>0,57</b>
	ТПО / SST	<b>0,13</b>	48	0,5	<b>0,13</b>	<b>0,13</b>	
ЮЗ / SW	$T_a$	<b>0,08</b>	26	0,4	<b>0,07</b>	<b>0,08</b>	0,13
	ТПО / SST	0,04	5	0,1	0,06	0,01	
ЮВ / SE	$T_a$	<b>0,06</b>	12	0,3	0,03	<b>0,07</b>	<b>0,58</b>
	ТПО / SST	<b>0,07</b>	12	0,3	0,06	<b>0,06</b>	
Ю / S	$T_a$	0,05	3	0,2	<b>-0,08</b>	0,15	0,27
Вся акватория / Whole area	$T_a$	<b>0,08</b>	32	0,3	<b>0,04</b>	<b>0,10</b>	<b>0,69</b>
	$T_{ac}$	<b>0,19</b>	–	0,8	<b>0,19</b>	<b>0,20</b>	
	ТПО / SST	<b>0,06</b>	31	0,2	<b>0,06</b>	<b>0,05</b>	

П р и м е ч а н и е.  $b$  – коэффициент наклона линейного тренда среднегодовой температуры, °C/10 лет;  $D$  — вклад тренда в суммарную дисперсию, %;  $tr$  – тренд за период наблюдений, °C;  $b_r, b_x$  – величина  $b$  для теплого и холодного сезонов;  $R$  — коэффициент корреляции среднегодовых ТПО и  $T_{ac}$ . Здесь и в табл. 2 полужирным шрифтом выделены статистически значимые (95%) оценки трендов и коэффициентов корреляции.

N o t e.  $b$  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;  $b_r, b_x$  are the values of  $b$  for the warm and cold seasons;  $R$  is the correlation coefficient of the average annual SST and  $T_{ac}$ . Here and in Table 2, the statistically significant (95%) estimates of the trends and the correlation coefficients are highlighted in bold

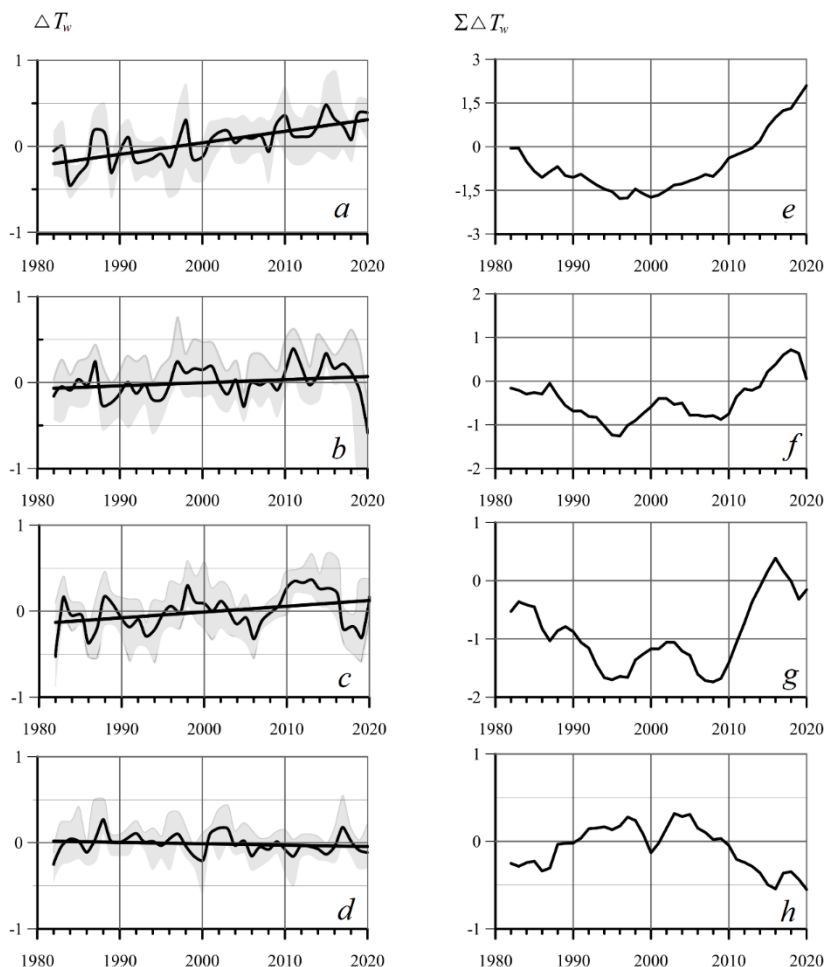
В годы, соответствующие паузе в глобальном потеплении, когда в 2002–2012 гг. рост ТПО в целом продолжался [11] и проявился «межполушарный градиент» трендов ТПО [14, 33], по нашим оценкам отмечалось незначительное уменьшение величины положительных трендов среднегодовой ТПО в районах СЗ и ЮЗ, их четырехкратное возрастание в районе ЮВ и увеличение отрицательных трендов в Южном районе. В целом по акватории ИО в результате сильнейшего потепления в районе ЮВ эта величина (~ 0,09°C/10 лет) оказалась даже несколько выше, чем для всего рассматриваемого периода (табл. 1). Она примерно соответствовала оценкам, полученным с использованием других данных, и значительно отличалась от глобальных тенденций (–0,03°C/10 лет) [11]. Межгодовая изменчивость термических условий ИО в этот период в значительной мере определялась особенностями межбассейнового взаимодействия Тихого и Индийского океанов и была связана с увеличением расходов



ИСП на 0,9–1,0 Sv/10 лет [11, 14], в результате чего происходило перераспределение тепла между верхними слоями этих океанов через «океанический мост». Исследования показали, что перенос тепла ИСП увеличился в начале 2000-х гг. под влиянием серии длительных событий Ла-Нинья на фоне ослабления Эль-Ниньо [33] при усилении восточных пассатов. Эти события сопровождались, соответственно, увеличением или уменьшением теплосодержания вод на юго-востоке ИО в первое десятилетие XXI в. и происходили во время положительной фазы *SOI* и отрицательной – междекадной осцилляции (*IPO*) [34]. Они рассматриваются в качестве одной из причин, объясняющих замедление роста глобальной приземной температуры, а их механизмы хорошо изучены, напр., [17]. По данным Японского метеорологического агентства (*JMA*) ([https://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/data/elnino/learning/faq/elnino\\_table.html](https://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/data/elnino/learning/faq/elnino_table.html)), в период 2000–2012 гг. наблюдалось 12 сезонов возникновения Ла-Нинья и только 7 сезонов – Эль-Ниньо. При этом статистически значимый тренд увеличения скорости восточных пассатов в экваториальной западной части Тихого океана (135–180° в. д.), способствующих увеличению переноса тепла в Индийский океан ИСП и сильнейшему потеплению в районе ЮВ, составил ~ 0,2 м/с в год.

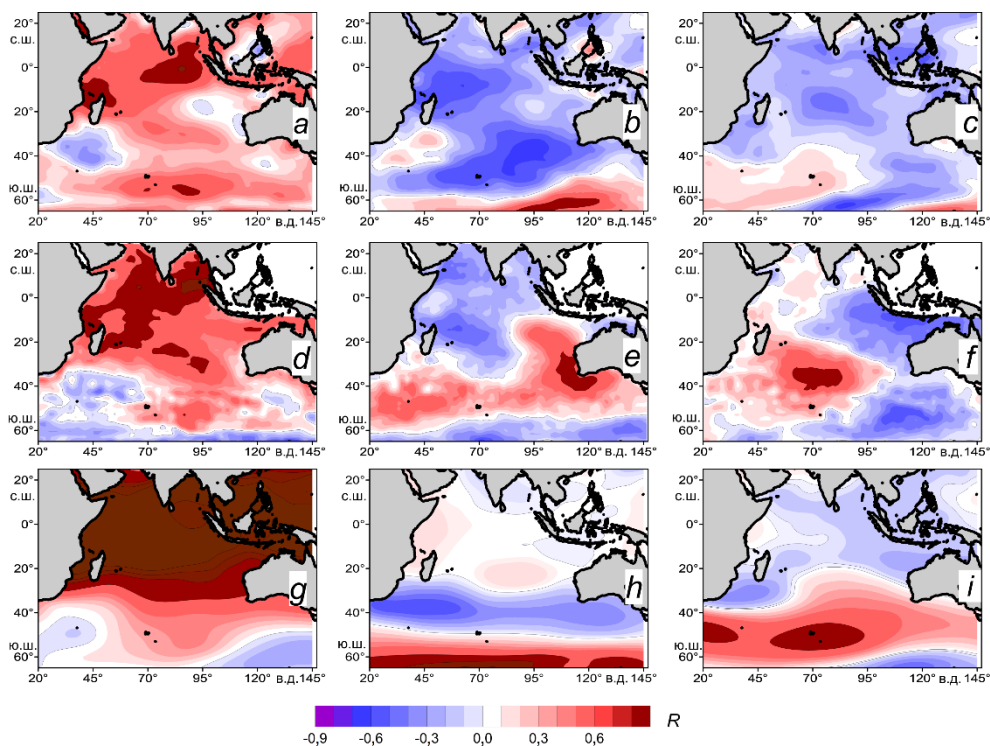
Вместе с тем отдельные годы исследуемого периода, когда были выражены максимумы (1982, 1986–1987, 1998, 2003, 2010, 2015 гг.) или минимумы в чередовании среднегодовых величин ТПО на акватории ИО, полностью соответствовали фазам проявления Эль-Ниньо и Ла-Нинья благодаря «атмосферному мосту». Например, по данным *JMA* и других исследований в 2015 г., когда отмечалась наибольшая за последние десятилетия положительная аномалия средней ТПО Индийского океана (0,24°C), наблюдалось одно из самых мощных явлений Эль-Ниньо, сравнимых по силе с подобными событиями 1982–1983 и 1997–1998 гг. и вызвавших значительные аномалии температуры и изменения атмосферной циркуляции за пределами тропической зоны Тихого океана [35]. Эти изменения привели к углублению и смещению очага максимальной положительной аномалии ТПО у экватора от побережья Южной Америки к западу. В этой ситуации над центральной частью ИО и в прилегающих районах также отмечались аномально теплые условия. Положительные аномалии температуры были обусловлены радиационным фактором: в условиях Эль-Ниньо мощная облачность, вызванная интенсивной конвекцией, смещалась на восток вслед за языком теплой воды, а инсоляция над Индонезией и Индийским океаном увеличилась, что привело к росту приземной температуры [35].

Для получения обобщенной информации о структуре пространственно-временных изменений полей ТПО и  $T_a$  были вычислены эмпирические ортогональные функции (ЭОФ) межгодовых колебаний аномалий этих параметров, а также аномалий поля геопотенциала изобарической поверхности 500 гПа ( $\Delta H_{500}$ ) в средней тропосфере. На рис. 3 пространственное распределение полученных ЭОФ представлено в виде полей коэффициентов корреляции между главными компонентами (ГК), или временными коэффициентами разложения полей по ЭОФ ( $K$ ), и рядами этих параметров в каждой точке [32].



**Р и с. 2.** Межгодовая изменчивость аномалий среднегодовой ТПО ( $\Delta T_w$ ) и накопленных аномалий  $\Sigma \Delta T_w$  в выделенных районах: СЗ (a, e); ЮЗ (b, f); ЮВ (c, g), Ю (d, h). Показаны диапазон внутригодовых колебаний, средние значения по району и линейный тренд (жирные линии)  
**Fig. 2.** Interannual variability of the annual average SST anomalies ( $\Delta T_w$ ) and the cumulative anomalies  $\Sigma \Delta T_w$  in the identified domains: NW (a, e); SW (b, f); SE (c, g) and S (d, h). The range of intra-year fluctuations, the mean values in the region and the linear trend (bold lines) are shown

Поля коэффициентов корреляции (рис. 3) характеризуют в основном противофазные колебания аномалий  $T_a$ , ТПО и  $H_{500}$  в пределах акваторий, описываемых различными модами. Первая мода ЭОФ ТПО (рис. 3, d) соответствует ведущему режиму Индоокеанского бассейна и в основном связана с внешним воздействием Эль-Ниньо – Южного колебания и других крупномасштабных процессов. В выбранной системе координат дипольный режим тропического сектора ИО [36] выражен во второй моде ЭОФ ТПО, а субтропический диполь [37] – в третьей моде (рис. 3, e, f). Первая мода колебаний геопотенциала отражает доминирующий кольцевой режим изменчивости поля давления, термических условий, а также зональных ветров и течений в ЮП [38]. С ней, а также со второй модой ЭОФ  $\Delta H_{500}$  тесно связано состояние основных региональных ЦДА и межгодовых вариаций ГК полей ЭОФ  $T_a$  (табл. 2) и ТПО.



**Р и с. 3.** Поля первой, второй и третьей мод ЭОФ аномалий среднегодовой  $T_a$  (a, b, c), ТПО (d, e, f) и нормализованных аномалий  $H_{500}$  (g, h, i)

**Fig. 3.** Fields of the first, second and third EOF modes of the average annual temperature anomalies  $T_a$  (a, b, c), SST (d, e, f) and the normalized anomalies  $H_{500}$  (g, h, i)

Таблица 2  
Table 2

**Коэффициенты корреляции между колебаниями полей приземного атмосферного давления в ЦДА и коэффициентов разложения ( $K$ ) первых мод ЭОФ  $\Delta H_{500}$  и  $\Delta T_a$  для теплого (т) и холодного (х) сезонов ЮП в 1978–2020 гг.**  
**Correlation coefficients between the fluctuations of the surface atmospheric pressure fields in CAA and the EOF coefficients ( $K$ ) of the first EOF modes  $\Delta H_{500}$  and  $\Delta T_a$  for the warm (w) and cold (c) seasons of the SH in 1978–2020**

ЭОФ / EOF	$K_1 \Delta H_{500}$		$K_2 \Delta H_{500}$		$K_3 \Delta H_{500}$	
	Т / w	х / c	Т / w	х / c	Т / w	х / c
АВМ / AVM	<b>0,5</b>	–	0,3	–	–0,1	–
ММ / MM	0,1	0,3	–0,2	<b>–0,7</b>	<b>0,4</b>	0,1
АМ / AM	–0,1	<b>–0,5</b>	<b>0,5</b>	<b>0,4</b>	–0,1	–0,3
ИМ / IM	–0,1	<b>–0,4</b>	<b>0,7</b>	<b>0,4</b>	<b>0,5</b>	0,3
АД / AD	–	<b>0,3</b>	–	<b>–0,5</b>	–	–0,1
$K_1 \Delta T_a$	<b>0,8</b>	0,1	0,0	<b>0,7</b>	<b>0,8</b>	0,2
$K_2 \Delta T_a$	–0,3	0,0	<b>0,5</b>	0,1	–0,2	0,2
$K_3 \Delta T_a$	<b>–0,3</b>	<b>–0,5</b>	<b>–0,6</b>	<b>–0,3</b>	–0,2	0,3

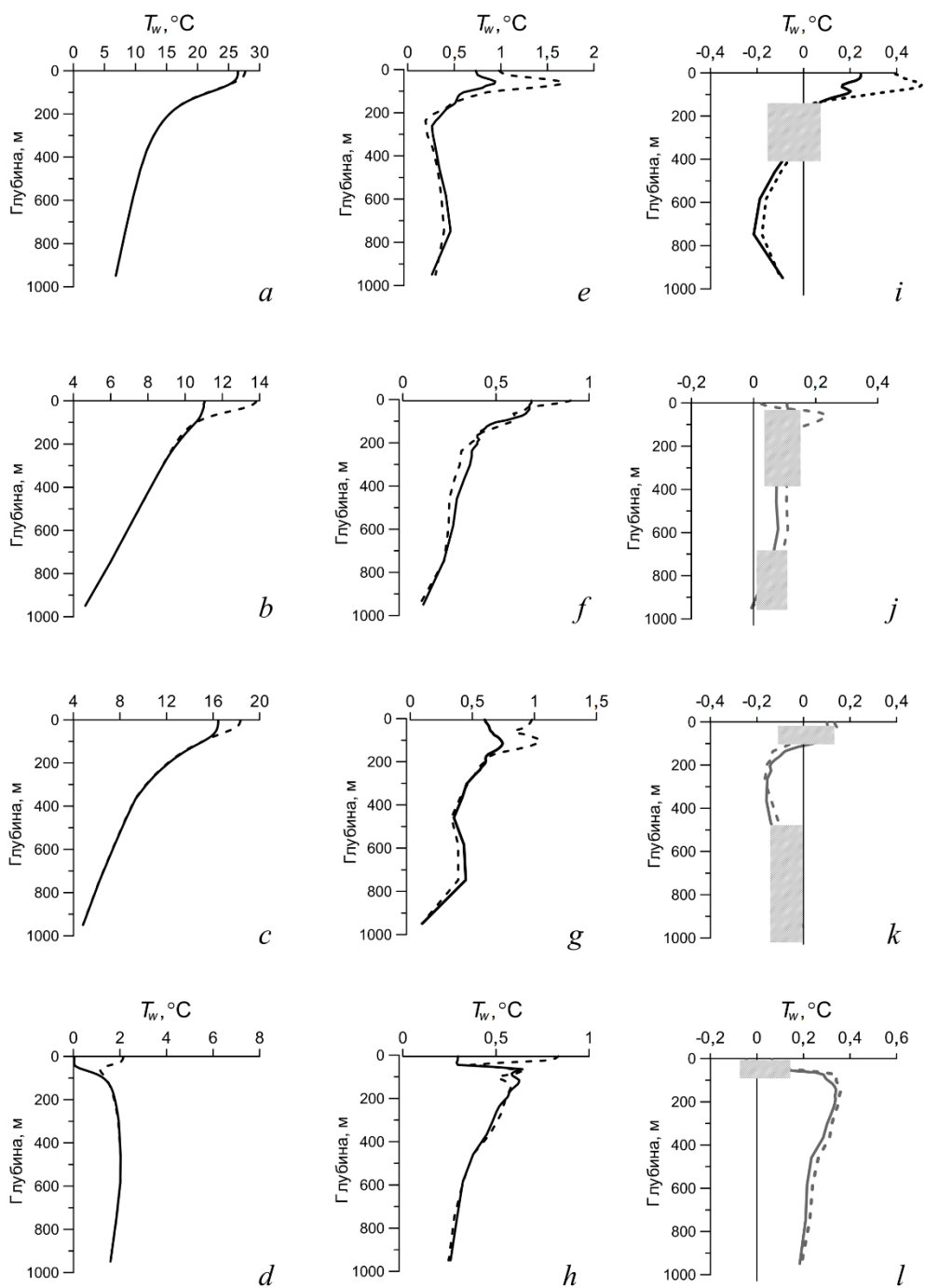
Пр и м е ч а н и е. Прочерк означает отсутствие выраженности ЦДА в данный сезон.  
 N o t e. Dash means absence of the CAA in a given season.

Основные черты пространственного распределения коэффициентов разложения первых мод  $C_1$  ЭОФ аномалий  $T_a$  и ТПО (рис. 3, *a, d*) удовлетворительно согласуются с распределением величин трендов этих климатических переменных (рис. 1, *a, b*).

### **Изменчивость температуры подповерхностного и промежуточного слоев**

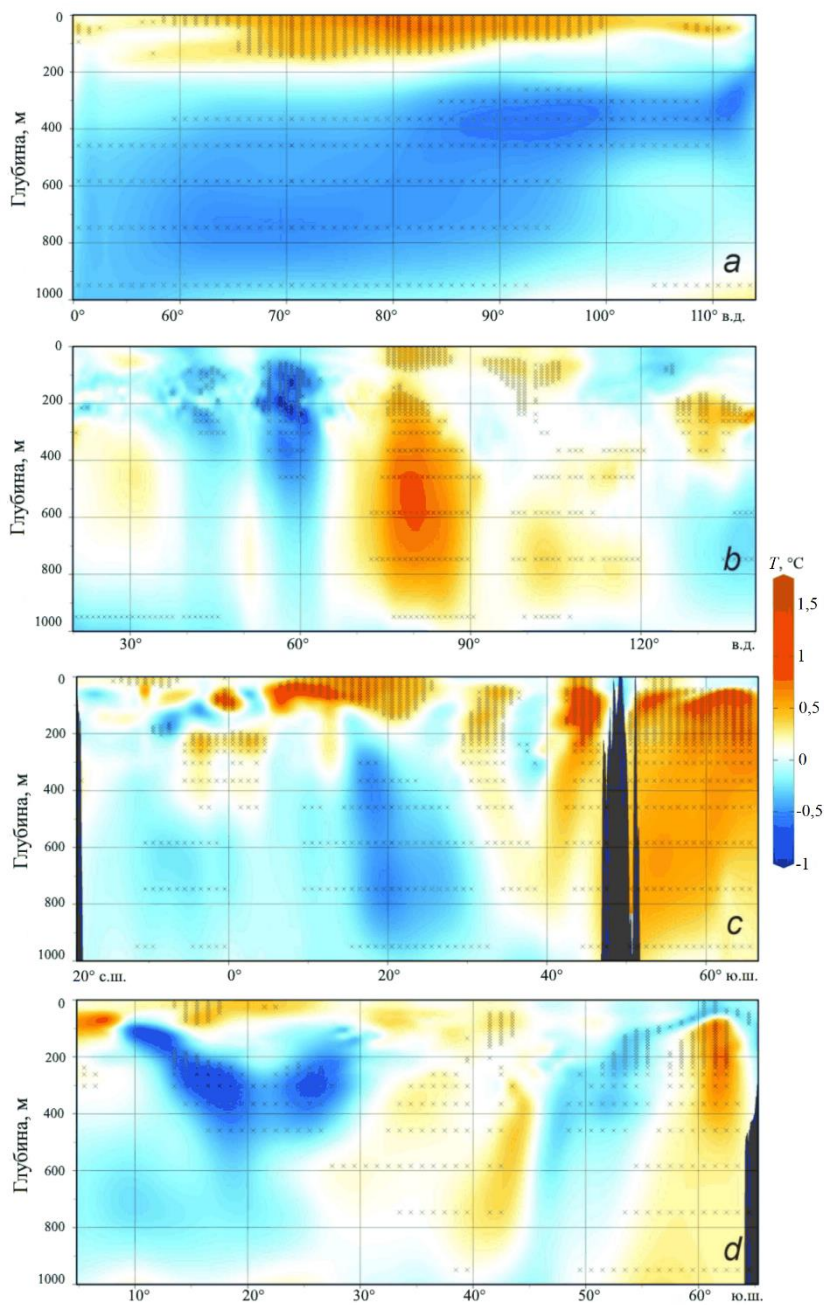
Для анализа региональных особенностей и оценок межгодовой изменчивости  $T_w$  и  $Q$  на различных горизонтах и слоях использовались сеточные данные *GODAS* на 31 горизонте в слое 5–950 м за каждый месяц года периода 2005–2020 гг. и ранее апробированные методические подходы [32]. На рис. 4 изображены кривые вертикального распределения  $T_w$ , диапазона ее изменчивости и тренда температуры на различных горизонтах, осредненные в пределах выделенных районов.

Максимальные величины сезонных изменений среднегодовых значений  $T_w$  наблюдались на приповерхностных горизонтах в районе ЮЗ (2,8°C) и уменьшались до 1,9–2,2°C в других районах (рис. 4, *a – d*), а внутри каждого из сезонов не превышали 0,8–1,7°C, достигая максимальных значений в теплый период года. Ниже слоя 100–200 м диапазон сезонных значений не монотонно уменьшается с глубиной (рис. 4, *e – h*). Связь между изменениями температуры на различных горизонтах проявляется в вертикальных профилях трендов  $T_w$  (рис. 4, *i – l*). Величина и знак трендов в отдельных слоях водной толщи в теплый и холодный сезоны изменяются квазисинхронно, достигая максимальных значений (0,2–0,5°C за десятилетие) в теплый период года. Эти величины в 2–5 раз выше, чем на поверхности океана (табл. 1), и соответствуют аналогичным оценкам для южной части Тихого океана. В районах ЮЗ и Ю преобладающей тенденцией является потепление всей толщи вод в рассматриваемом диапазоне глубин, в то время как в двух других районах – похолодание ниже 100–200 м. Как отмечалось ранее [32], полученные результаты отражают лишь общие тенденции и характеристики межгодовых изменений  $T_w$  исследуемой акватории в выбранный период времени с учетом допущения, что исследуемые поля *GODAS* соответствуют реальным условиям. С использованием этих данных были выполнены оценки относительных изменений интегрального содержания тепла ( $Q$ ) в слоях 5–300, 300–750, 5–950 м за 2005–2020 гг. В южной части океана (район Ю), несмотря на отсутствие статистически значимых трендов ТПО, величина относительных изменений  $Q$  в толще вод на порядок выше, чем в других районах: на 18% (до 27%) с максимумом в верхнем слое, как это наблюдалось и в южной части Тихого океана [32]. В этом районе во всех слоях происходило монотонное нарастание  $Q$  в течение всего 15-летнего периода, в то время как в других участках акватории этот процесс был неоднородным во времени. Быстрый рост  $Q$  в районах СЗ, ЮВ и ЮЗ в первое десятилетие XX в. сменился резким уменьшением теплосодержания во всех слоях в последующие годы, благодаря чему общая величина относительных изменений  $Q$  во всех слоях не превышала  $\pm 3\%$ .



**Рис. 4.** Обобщенные кривые вертикального распределения (*a, b, c, d*), диапазона изменений (*e, f, g, h*) и тренда  $T_w$  (*i, j, k, l*) в теплый (штриховая) и холодный (сплошная) сезоны 2005–2020 гг. Сверху вниз: районы СЗ, ЮЗ, ЮВ, Ю. Заштрихованы слои с незначимым на уровне 95% трендом

**Fig. 4.** Generalized curves of vertical distribution (*a, b, c, d*), range of changes (*e, f, g, h*) and  $T_w$  trend (*i, j, k, l*) in the warm (dotted line) and cold (solid line) seasons in 2005–2020. From top to bottom: the areas NW, SW, SE, S. The layers with the trend insignificant at the 95% level are shaded



**Р и с. 5.** Изменчивость трендов среднегодовой  $T_w$  на зональных III, IV (a, b) и меридиональных I, II (c, d) разрезах, расположение которых показано на рис. 1, d

**Fig. 5.** Variability of the trends in the average annual  $T_w$  on the zonal III, IV (a, b) and meridional I, II (c, d) sections location of which is shown in Fig. 1, d

Рисунки 1, c, d; 4 и 5 дают общее представление о тенденциях изменения  $Q$  и  $T_w$  в слое 5–950 м в различных участках акватории ИО. В исследуемый период в южной части ИО наблюдался устойчивый рост теплосодержания

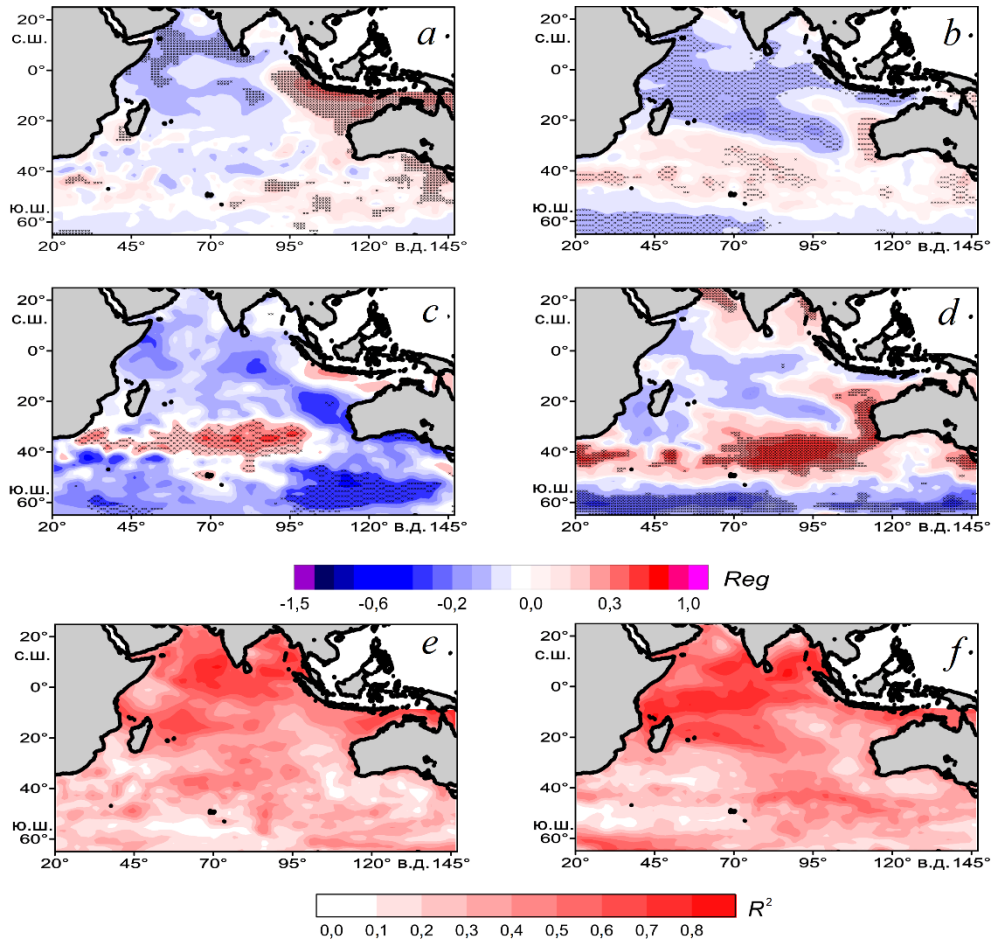
всего этого слоя. Для центрального и северного участков акватории преобладающей тенденцией было потепление верхнего слоя океана, в то время как промежуточные слои, особенно в тропической и субтропической зонах, подвержены выхолаживанию.

Как было показано выше, потепление верхнего слоя на широтном разрезе III, расположенном у южной границы Южного Пассатного течения, а также на участках меридиональных разрезов I и II между  $10^{\circ}$  и  $25^{\circ}$  ю. ш. (рис. 5, *a, c, d*), пересекающих эту область, может быть связано с влиянием тропических теплых бассейнов (ТТБ) и увеличением переноса тепла ИСП, в то время как большая часть изменчивости ТПО связана с поверхностными тепловыми потоками [5]. Значительное влияние на формирование вертикальной структуры температурных трендов оказывают напряжение и завихренность поля ветра, связанные с происходящими изменениями характеристик атмосферной циркуляции [14, 17]. В умеренном и субантарктическом поясах южной части ИО (рис. 5, *b – d*) наиболее глубокое потепление наблюдается в подповерхностном и промежуточном слоях вдоль границы между субтропическим круговоротом и АЦТ [23, 26], а также южнее. Как отмечалось выше, в этом районе выражено влияние ЮКМ на термические условия [4, 8]: сдвиг ЮКМ к полюсу и усиление западных ветров [22], формирование дипольной структуры завихренности ветрового напряжения над умеренными и высокими широтами. Здесь происходит обострение термодинамического воздействия на поверхность океана и увеличение объема субдукции субантарктической модовой и антарктической промежуточной вод, распространяющихся к северу от субантарктического и южного полярного фронтов [24, 32]. По нашим оценкам, в полосе широт ИО  $40\text{--}60^{\circ}$  ю. ш. отмечались тенденции увеличения среднегодовых значений скорости западных ветров примерно на  $0,3\text{--}0,4$  м/с за десятилетие, а южнее  $65\text{--}80^{\circ}$  ю. ш., в отдельных очагах у побережья Антарктиды, – восточных ветров на ту же величину. Между этими районами располагалась полоса с наибольшими величинами горизонтальных градиентов высоты геопотенциала изобарической поверхности 500 гПа, обусловленных сменой знака тренда этого параметра. При этом над большей частью акватории в полосе  $\sim 50\text{--}65^{\circ}$  ю. ш. наблюдались положительные (антициклонические в ЮП) величины завихренности поля ветра, способствующей усилению даунвеллинга и углублению термоклина [12, 14]. Ранее отмечалось, что на границе этой области, примерно на  $45\text{--}50^{\circ}$  ю. ш., располагался один из центров изменения знака завихренности и максимального ветрового напряжения [39].

Выраженное потепление в полосе широт ИО  $40\text{--}50^{\circ}$  ю. ш., простирающееся до 800 м и более (рис. 1, *d*; 5, *c, d*), можно объяснить расширением и смещением субтропического круговорота к югу в результате усиления западных ветров [22, 40]. В верхнем слое к северу от этой области наблюдается другой участок потепления, а глубже него – область обширного похолодания подповерхностных слоев (рис. 1, *d*; 5, *a, c, d*). Формирование этих аномалий связывается с усилением южной субтропической ячейки циркуляции в атмосфере во время наступления отрицательной фазы *IPO* и положительной *DMI* [13, 22].

Был проведен взаимный корреляционный и регрессионный анализ временных рядов аномалий ТПО с колебаниями аномалий поля геопотенциала

изобарической поверхности 500 гПа, атмосферного давления в ЦДА и климатических индексов, характеризующих состояние и динамику климатической системы в исследуемых районах. Особенности и характер соответствующих связей, отражающих влияние различных крупномасштабных процессов на термические условия отдельных областей акватории ИО, выражены в поле пространственного распределения коэффициентов линейной регрессии изменчивости характеристик ТПО и колебаний различных индексов (рис. 6).



**Р и с. 6.** Коэффициенты линейной регрессии ( $Reg$ ) колебаний ТПО с климатическими индексами:  $SOI$  (a, b),  $AAO$  (c, d) в холодный (слева) и теплый (справа) сезоны. Также показано распределение коэффициентов детерминации  $R^2$  множественной регрессии ТПО и 7 различных индексов (e, f)

**Fig. 6.** Linear regression coefficients ( $Reg$ ) of the SST fluctuations with the climatic indices:  $SOI$  (a, b),  $AAO$  (c, d) in the cold (left) and warm (right) seasons. Distribution of the determination coefficients  $R^2$  of the SST multiple regression and 7 different indices (e, f) is also shown

Анализ показал, что наиболее масштабно (одновременно в двух и более районах акватории) статистически значимые корреляционные связи проявлялись для следующих КИ:  $AMO$ ,  $AAO$ ,  $SOI$ ,  $PTW$ ,  $IPO$ ,  $PWP$ , а также для показателя



телей выраженности отдельных ЦДА – маскаренского, антарктического максимума, австралийского минимума (ММ, АМ, АВМ) и ЭОФ  $\Delta H_{500}$ . Связи ТПО с вариациями индекса  $DMI$  выражены только в районе СЗ. На рис. 6, e, f также показано распределение соответствующих значений коэффициента детерминации  $R^2$  множественной регрессии этих переменных и ТПО.

В табл. 3 приведены величины объясненной дисперсии ( $D$ , %) множественной регрессии вклада совокупности колебаний отдельных климатических индексов ( $SOI$ ,  $AAO$ ,  $PTW$ ,  $AMO$ ) и первой – третьей мод ЭОФ  $\Delta H_{500}$  в изменчивость ТПО в различных районах за теплый (т) и холодный (х) сезоны 1982–2020 гг.

Т а б л и ц а 3  
T a b l e 3

Доля объясненной дисперсии ( $D$ , %) вклада совокупности климатических переменных в изменчивость ТПО в различных районах  
Percent of the explained variance ( $D$ , %) of the contribution of climatic variables combination to the SST variability in different areas

Район / Area	$D$ , %	
	т / w	х / c
СЗ / NW	88	79
ЮЗ / SW	35	48
ЮВ / SE	49	41
Ю / S	34	20

С использованием данных  $GODAS$  выявлены статистически значимые корреляционные связи ( $R > |0,51|$ ) колебаний температуры воды в отдельных слоях толщи вод с тенденциями изменений отдельных КИ. В пределах верхнего деятельного слоя в районе СЗ эти связи выражены с индексами  $SOI$ ,  $PWP$ ,  $K_1 \Delta H_{500}$ ,  $K_3 \Delta H_{500}$  в теплый период года и с  $K_1 \Delta H_{500}$  – в холодный; в районе ЮЗ – с  $PWP$  и  $K_3 \Delta H_{500}$  в теплый период и с  $AAO$  и  $K_3 \Delta H_{500}$  – в холодный. В районах ЮВ и Ю эти связи выражены главным образом только с индексами  $AAO$ ,  $K_1 \Delta H_{500}$  и  $K_1 \Delta H_{500}$ . Особенности пространственного распределения соответствующих коэффициентов корреляции в слое 5–100 м в общих чертах согласуются с соответствующими характеристиками связей на поверхности акватории. В то же время в нижележащих слоях характер связей колебаний  $T_w$  и КИ значительно изменяется, вплоть до смены знака коэффициентов корреляции, что обусловлено как выявленными особенностями вертикальной структуры поля трендов температуры (рис. 4, 5), так и влиянием большого числа не учтенных в настоящей работе факторов. Эти результаты требуют дальнейшего анализа в рамках отдельной работы.

### З а к л ю ч е н и е

В последние четыре десятилетия в приводном слое атмосферы и на морской поверхности тенденции потепления выражены в положительных трендах ( $b$ ) изменений полей ТПО и  $T_a$  на большей части бассейна Индийского океана. По данным реанализа, в этот период максимальные величины трендов

$T_a$  ( $\sim 0,5^\circ\text{C}/10$  лет) над акваторией региона отмечаются в районе, расположенном к северу от о. Мадагаскар, трендов ТПО ( $\sim 0,3\text{--}0,4^\circ\text{C}/10$  лет) – в центральной части океана, а минимальные и отрицательные – в южной части океана. В целом по региону бассейна Индийского океана за последние 40 лет температура воздуха над его акваторией увеличилась примерно на  $0,3^\circ\text{C}$ , ТПО – на  $0,2^\circ\text{C}$ , что согласуется с соответствующими оценками для южной части Тихого океана.

В последние 15 лет преобладающей тенденцией в южном и юго-западном районах акватории является потепление всей толщи вод в рассматриваемом диапазоне глубин от 5–10 м до 950 м, в то время как в других районах – похолодание ниже 100–200 м. В эти годы наибольшее относительное увеличение теплосодержания в различных слоях происходило на юге акватории океана – на порядок больше, чем в других районах, несмотря на отрицательные тренды ТПО.

Из-за особенностей межбассейнового взаимодействия Тихого и Индийского океанов феномен замедления темпов глобального потепления в первом десятилетии XXI в. в ходе ТПО исследуемой акватории явно не выражен. Напротив, именно в этот период во всех районах Индийского океана наблюдался быстрый рост теплосодержания толщи вод, обеспечивший значительную часть глобального прироста  $Q$ . В последние годы наблюдается противоположная тенденция.

Наиболее масштабно влияние различных крупномасштабных процессов на структуру полей давления, ветра и термические условия различных районов Индийского океана проявляется через корреляционные связи этих параметров с климатическими индексами *AMO*, *AAO*, *SOI*, *PTW*, *IPO*, *PWP*, а также с показателями выраженности отдельных ЦДА – маскаренского и антарктического максимумов, австралийского минимума и ЭОФ поля аномалий геопотенциала  $\Delta H_{500}$ .

Чередование теплых и холодных периодов в межгодовом ходе средних по всему бассейну ТПО полностью соответствовало фазам проявления Эль-Ниньо и Ла-Нинья в Тихом океане.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Gnanaseelan C., Roxy M. K., Deshpande A.* Variability and Trends of Sea Surface Temperature and Circulation in the Indian Ocean // *Observed Climate Variability and Change over the Indian Region* / Eds. M. N. Rajeevan, S. Nayak. Singapore : Springer Geology, 2017. P. 165–179. doi:10.1007/978-981-10-2531-0\_10
2. Global and Full-Depth Ocean Temperature Trends during the Early Twenty-First Century from Argo and Repeat Hydrography / D. Desbruyères [et al.] // *Journal of Climate*. 2017. Vol. 30, iss. 6. P. 1985–1997. doi:10.1175/JCLI-D-16-0396.1
3. Pacific origin of the abrupt increase in Indian Ocean heat content during the warming hiatus / S.-K. Lee [et al.] // *Nature Geoscience*. 2015. Vol. 8. P. 445–449. doi:10.1038/ngeo2438
4. *Schott F. A., Xie S.-P., McCreary J. P. Jr.* Indian Ocean circulation and climate variability // *Review of Geophysics*. 2009. Vol. 47, iss. 1. RG1002. doi:10.1029/2007RG000245
5. Decadal SST Variability in the Southeast Indian Ocean and Its Impact on Regional Climate / Yu. Li [et al.] // *Journal of Climate*. 2019. Vol. 32, iss. 19. P. 6299–6318. doi:10.1175/JCLI-D-19-0180.1
6. Indian Ocean Warming / M. K. Roxy [et al.] // *Assessment of Climate Change over the Indian Region* / Eds. R. Krishnan, J. Sanjay, C. Gnanaseelan, M. Mujumdar, A. Kulkarni, S. Chakraborty. Singapore : Springer, 2020. P. 191–206. doi:10.1007/978-981-15-4327-2\_10

7. *Blunden J., Boyer T.* State of the Climate in 2020 // Bulletin of the American Meteorological Society. 2021. Vol. 102, iss. 8. P. Si–S475. doi:10.1175/2021BAMSStateoftheClimate.1
8. *Luffman J. J., Taschetto A. S., England M. H.* Global and Regional Climate Response to Late Twentieth-Century Warming over the Indian Ocean // Journal of Climate. 2010. Vol. 23, iss. 7. P. 1660–1674. doi:10.1175/2009JCLI3086.1
9. The Curious Case of Indian Ocean Warming / M. K. Roxy [et al.] // Journal of Climate. 2014. Vol. 27, iss. 22. P. 8501–8509. doi:10.1175/JCLI-D-14-00471.1
10. *Nieves V., Willis J. K., Patzert W. C.* GLOBAL WARMING. Recent hiatus caused by decadal shift in Indo-Pacific heating // Science. 2015. Vol. 349, iss. 6247. P. 532–535. doi:10.1126/science.aaa4521
11. Role of Indian Ocean SST variability on the recent global warming hiatus / A. Arora [et al.] // Global and Planetary Change. 2016. Vol. 143. P. 21–30. doi:10.1016/j.gloplacha.2016.05.009
12. Why is Indian Ocean warming consistently? / S. A. Rao [et al.] // Climatic Change. 2012. Vol. 110. P. 709–719. doi:10.1007/s10584-011-0121-x
13. *Ummenhofer C. C., Biastoch A., Böning C. W.* Multidecadal Indian Ocean Variability Linked to the Pacific and Implications for Preconditioning Indian Ocean Dipole Events // Journal of Climate. 2017. Vol. 30, iss. 5. P. 1739–1751. doi:10.1175/JCLI-D-16-0200.1
14. *Dong L., McPhaden M. J.* Interhemispheric SST Gradient Trends in the Indian Ocean prior to and during the Recent Global Warming Hiatus // Journal of Climate. 2016. Vol. 29, iss. 24. P. 9077–9095. doi:10.1175/JCLI-D-16-0130.1
15. *Wang C.* Three-ocean interactions and climate variability: a review and perspective // Climate Dynamics. 2019. Vol. 53. P. 5119–5136. <https://doi.org/10.1007/s00382-019-04930-x>
16. Interdecadal Variations in ENSO Teleconnection to the Indo–Western Pacific for 1870–2007 / J. S. Chowdary [et al.] // Journal of Climate. 2012. Vol. 25, iss. 5. P. 1722–1744. doi:10.1175/JCLI-D-11-00070.1
17. Multidecadal Changes of the Upper Indian Ocean Heat Content during 1965–2016 / Yu. Li [et al.] // Journal of Climate. 2018. Vol. 31, iss. 19. P. 7863–7884. doi:10.1175/JCLI-D-18-0116.1
18. Indian Ocean Decadal Variability: A Review / W. Han [et al.] // Bulletin of the American Meteorological Society. 2014. Vol. 95, iss. 11. P. 1679–1703. doi:10.1175/BAMS-D-13-00028.1
19. *Santoso A., Gupta A. S., England M. H.* Genesis of Indian Ocean Mixed Layer Temperature Anomalies: A Heat Budget Analysis // Journal of Climate. 2010. Vol. 23, iss. 20. P. 5375–5403. doi:10.1175/2010JCLI3072.1
20. *Alory G., Meyers G.* Warming of the Upper Equatorial Indian Ocean and Changes in the Heat Budget (1960–99) // Journal of Climate. 2009. Vol. 22, iss. 1. P. 93–113. doi:10.1175/2008JCLI2330.1
21. *Gong D., Wang S.* Definition of Antarctic Oscillation index // Geophysical Research Letters. 1999. Vol. 26, iss. 4. P. 459–462. doi:10.1029/1999GL900003
22. *Alory G., Wijffels S., Meyers G.* Observed temperature trends in the Indian Ocean over 1960–1999 and associated mechanisms // Geophysical Research Letters. 2007. Vol. 34, iss. 2. L02606. doi:10.1029/2006GL028044
23. Processes Responsible for the Southern Hemisphere Ocean Heat Uptake and Redistribution under Anthropogenic Warming / K. Lyu [et al.] // Journal of Climate. 2020. Vol. 33, iss. 9. P. 3787–3807. doi:10.1175/JCLI-D-19-0478.1
24. *Giglio D., Johnson G. C.* Subantarctic and Polar Fronts of the Antarctic Circumpolar Current and Southern Ocean Heat and Freshwater Content Variability: A View from Argo // Journal of Physical Oceanography. 2016. Vol. 46, iss. 3. P. 749–768. doi:10.1175/JPO-D-15-0131.1
25. Southern Ocean warming delayed by circumpolar upwelling and equatorward transport / K. C. Armour [et al.] // Nature Geoscience. 2016. Vol. 9. P. 549–554. doi:10.1038/ngeo2731
26. *Gao L., Rintoul S. R., Yu W.* Recent wind-driven change in Subantarctic Mode Water and its impact on ocean heat storage // Nature Climate Change. 2018. Vol. 8. P. 58–63. doi:10.1038/s41558-017-0022-8

27. World ocean heat content and thermosteric sea level change (0–2000 m), 1955–2010 / S. Levitus [et al.] // *Geophysical Research Letters*. 2012. Vol. 39, iss. 10. L10603. doi:10.1029/2012GL051106
28. Häkkinen S., Rhines P. B., Worthen D. L. Warming of the Global Ocean: Spatial Structure and Water-Mass Trends // *Journal of Climate*. 2016. Vol. 29, iss. 13. P. 4949–4963. doi:10.1175/JCLI-D-15-0607.1
29. Мохов И. И., Чернокульский А. В., Осипов А. М. Центры действия атмосферы Северного и Южного полушарий: особенности и изменчивость // *Метеорология и гидрология*. 2020. № 11. С. 5–23.
30. Климатические изменения термических условий окраинных морей западной части Тихого океана / И. Д. Ростов [и др.] // *Метеорология и гидрология*. 2020. № 3. С. 44–57.
31. World Ocean Database 2018 / Т. Р. Boyer [et al.] // Techn. ed. A. V. Mishonov. NOAA Atlas NESDIS 87. 2018. 207 p. URL: <https://www.ncei.noaa.gov/products/world-ocean-database> (date of access 15.06.2021)
32. Ростов И. Д., Дмитриева Е. В., Рудых Н. И. Межгодовая изменчивость термических условий во внетропической зоне южной части Тихого океана на рубеже XX–XXI веков // *Морской гидрофизический журнал*. 2021. Т. 37, № 6. С. 659–679. doi:10.22449/0233-7584-2021-6-659-679
33. Strengthened Indonesian Throughflow Drives Decadal Warming in the Southern Indian Ocean / Y. Zhang [et al.] // *Geophysical Research Letters*. 2018. Vol. 45, iss. 12. P. 6167–6175. doi:10.1029/2018GL078265
34. Li Y., Han W., Zhang L. Enhanced Decadal Warming of the Southeast Indian Ocean During the Recent Global Surface Warming Slowdown // *Geophysical Research Letters*. 2017. Vol. 44, iss. 19. P. 9876–9884. doi:10.1002/2017GL075050
35. Осипов А. М., Гуцина Д. Ю. Эль-Ниньо 2015–2016 гг.: эволюция, механизмы, сопутствующие удаленные аномалии // *Фундаментальная и прикладная климатология*. 2018. Т. 3. С. 54–81. doi:10.21513/2410-8758-2018-3-54-81
36. Yang J., Liu Q., Liu Z. Linking Observations of the Asian Monsoon to the Indian Ocean SST: Possible Roles of Indian Ocean Basin Mode and Dipole Mode // *Journal of Climate*. 2010. Vol. 23, iss. 21. P. 5889–5902. doi:10.1175/2010JCLI2962.1
37. Behera S. K., Yamagata T. Subtropical SST dipole events in the Southern Indian Ocean // *Geophysical Research Letters*. 2001. Vol. 28, iss. 2. P. 327–330. doi:pdf/10.1029/2000GL011451
38. Gupta A. S., England M. H. Coupled Ocean-Atmosphere-Ice Response to Variations in the Southern Annular Mode // *Journal of Climate*. 2006. Vol. 19, iss. 18. P. 4457–4486. doi:10.1175/JCLI3843.1
39. Cai W. Antarctic ozone depletion causes an intensification of the Southern Ocean super-gyre circulation // *Geophysical Research Letters*. 2006. Vol. 33, iss. 3. L03712. doi:10.1029/2005GL024911
40. Multidecadal Change of the South Pacific Gyre Circulation / D. Roemmich [et al.] // *Journal of Physical Oceanography*. 2016. Vol. 46, iss. 6. P. 1871–1883. doi:10.1175/JPO-D-15-0237.1

*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**, [rudyk@poi.dvo.ru](mailto:rudyk@poi.dvo.ru)