



## Межгодовые изменения солёности верхнего 1000-метрового слоя внетропической зоны северо-западной части Тихого океана в условиях интенсификации глобального гидрологического цикла

И. Д. Ростов , Е. В. Дмитриева

Тихоокеанский океанологический институт им. В. И. Ильичева Дальневосточного отделения  
Российской академии наук  
 [rostov@poi.dvo.ru](mailto:rostov@poi.dvo.ru)

Поступила в редакцию 05.07.2023; одобрена после рецензирования 26.12.2023;  
принята к публикации 18.01.2024.

### Аннотация

**Цель.** Определить тенденции и региональные особенности межгодовых изменений солёности и солесодержания в верхнем 1000-метровом слое внетропической зоны северо-западной части Тихого океана и дать анализ их возможных причинно-следственных связей с крупномасштабными и региональными процессами в океане и атмосфере за два последних десятилетия современного периода глобального потепления – цель настоящей работы.

**Методы и результаты.** Использовались данные климатических массивов NOAA по солёности и скорости течений системы усвоения океанографических наблюдений GODAS (NCEP Global Ocean Data Assimilation System) в узлах регулярной сетки  $0,3^\circ \times 1^\circ$  на 31 горизонте за период 2000–2022 гг., ряды климатических индексов с сайтов NOAA и срочных наблюдений солёности на прибрежных гидрометеостанциях Росгидромета. Также были взяты среднемесячные данные реанализа ERA5 по величинам осадков (Reanalysis Data ERA5 monthly 2d Surface) и испарения с подстилающей поверхности (WHOI OAFflux version3 monthly evapr oaflux) с сервера ERDDAP доступа к океанографическим данным NOAA. В ходе анализа применялись методы кластерного, корреляционного, регрессионного анализа и аппарата эмпирических ортогональных функций. Проведенные исследования позволили выявить и охарактеризовать региональные пространственно-временные особенности ускоренных изменений солёности и солесодержания в толще вод верхних 1000 м исследуемого района в условиях современной фазы потепления, сопровождающегося интенсификацией глобального и местных гидрологических циклов. Дана оценка количественных характеристик отмеченных тенденций и их статистической значимости.

**Выводы.** В целом по акватории прослеживается тенденция постепенного уменьшения средних значений солёности у поверхности и опреснения вод верхнего 1000-метрового слоя, которая сопровождалась приростом теплосодержания вод этого слоя на 3%.

**Ключевые слова:** северо-западная часть Тихого океана, внетропическая зона, климатические изменения, гидрологический цикл, солёность, солесодержание, тренды, региональные особенности, климатические индексы, корреляционные связи

**Благодарности:** работа выполнена в рамках Комплексной межведомственной программы «Экологическая безопасность Камчатки: изучение и мониторинг опасных природных явлений и антропогенных воздействий» (Регистрационный номер НИОКТР 122012700198-9). Авторы благодарят разработчиков за возможность использовать климатические данные, размещенные на сайтах NOAA и Росгидромета.

Для цитирования: Ростов И. Д., Дмитриева Е. В. Межгодовые изменения солёности верхнего 1000-метрового слоя внетропической зоны северо-западной части Тихого океана в условиях интенсификации глобального гидрологического цикла // Морской гидрофизический журнал. 2024. Т. 40, № 2. С. 215–230. EDN TEOSTA.

Original article

## Interannual Salinity Changes in the Upper 1000-Meter Layer of Extratropical Zone in the Northwestern Pacific Ocean under Conditions of the Intensification of Global Hydrological Cycle

I. D. Rostov ✉, E. V. Dmitrieva

*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)

### Abstract

**Purpose.** The study is purposed at determining the trends and the regional features of interannual changes in salinity and salt content in the upper 1000-m layer of extratropical zone in the northwestern Pacific Ocean, and at analyzing their possible cause-and-effect relations with large-scale and regional processes in the ocean and atmosphere over the last two decades of the current period of global warming.

**Methods and Results.** The NOAA climate data sets on salinity and current velocity in the nodes of the  $0.3 \times 1^\circ$  regular grid at 31 levels for 2000–2022, derived from the oceanographic observation system GODAS (NCEP Global Ocean Data Assimilation System), as well as the series both of climate indices from the NOAA websites and routine salinity observations performed at the Rosgidromet coastal hydrometeorological stations were used in the study. Besides, average monthly ERA5 reanalysis data on precipitation (Reanalysis Data ERA5 monthly 2d Surface) and evaporation from the underlying surface (WHOI OAFlux version3 monthly evapr oaflux) obtained from the NOAA Oceanographic Data Access ERDDAP server were also applied. The process of analyzing involved the methods of cluster, correlation and regression analysis, as well as the apparatus of empirical orthogonal functions. The conducted research made it possible to identify and characterize the regional spatial and temporal features of the accelerated changes in salinity and salt content in the upper 1000-m water column of the study area under conditions of the current warming phase accompanied by the intensification of global and local hydrological cycles. The quantitative characteristics of the noted trends and their statistical significance were assessed.

**Conclusions.** On the whole, over the water area under study there is a tendency towards a gradual decrease in average salinity near the sea surface and water desalination in the upper 1000-m layer, which is accompanied by an increase of water heat content in this layer by 3 %.

**Keywords:** northwestern part of the Pacific Ocean, extratropical zone, climate changes, hydrological cycle, salinity, salt content, trends, regional features, 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” (Registration number of NIOKTR 122012700198-9). The authors are grateful to the developers for the opportunity to use the climatic data posted on the NOAA and Rosgidromet websites.

**For citation:** Rostov, I.D. and Dmitrieva, E.V., 2024. Interannual Salinity Changes in the Upper 1000-Meter Layer of Extratropical Zone in the Northwestern Pacific Ocean under Conditions of the Intensification of Global Hydrological Cycle. *Physical Oceanography*, 31(2), pp. 194-207.

## Введение

В условиях ускоряющегося глобального потепления атмосферы и океана [1–3] современные изменения климата включают интенсификацию глобального круговорота воды (гидрологического цикла), значительные межгодовые колебания солёности и обострение пространственных контрастов изменений солёности на поверхности океана (СПО) и в толще его вод в масштабах от регионального до глобального [1, 2, 4, 5–8, 9]. При этом СПО является одним из важных компонентов, определяющих циркуляцию океана, и основным показателем гидрологического цикла [6]. Крупномасштабное увлажнение и потепление атмосферы (как реакция на увеличение количества парниковых газов и водяного пара в атмосфере) усиливают комбинированное воздействие широкого круга процессов – составляющих водно-солевого баланса – на формирование аномалий СПО и трехмерных пространственных структур поля солёности [6, 10]. Интенсификация этих процессов сопровождается возрастанием солёности в районах с преобладанием испарения над осадками и распреснением в районах с преобладанием осадков [1, 3, 11, 12].

Так, в период 1970–2005 гг. поверхностные воды субтропических областей океана стали более солёными ( $\sim +3\%$ ), а тропических и высокоширотных областей – более пресными ( $\sim -7\%$ ), что соответствует общему увеличению притока пресной воды [4, 6] и приводит к ускоренным галостерическим изменениям уровня океана [8]. Как отмечалось ранее [2, 11], поле солёности отражает крупномасштабный долговременный баланс между различными компонентами поверхностного потока пресной воды и процессами горизонтальной адвекции и перемешивания в океане. Соответствующий отклик на изменения гидрологического цикла отличается значительной пространственно-временной неоднородностью и прослеживается в виде трендов солёности и солесодержания как на поверхности, так и в толще вод океанов и морей [2, 3, 13]. В глобальном масштабе в период 1970–2005 гг. наблюдались общие тенденции повышения солёности верхнего слоя океана, которое было наибольшим в области максимума солёности на глубине 100 м, и снижения солёности в слое 600–1000 м промежуточного минимума солёности [3, 6, 14]. В бассейне Тихого океана верхний 1500-метровый слой в целом опреснялся [3]. Вместе с тем региональные особенности и трехмерные пространственные структуры изменчивости солёности и солесодержания различных слоев толщи вод океана в условиях современной фазы глобального потепления и соответствующих изменений гидрологического цикла остаются недооцененными и требуют дальнейшего анализа.

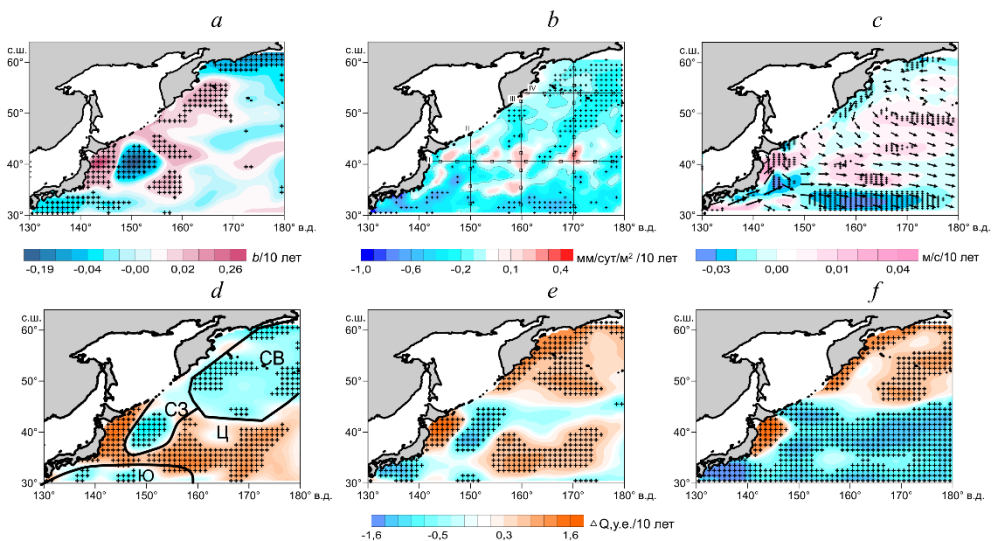
Цель настоящей работы – определение пространственно-временных особенностей межгодовых изменений солёности верхнего 1000-метрового слоя внетропической зоны северо-западной части Тихого океана и анализ их возможных причинно-следственных связей с крупномасштабными и региональными процессами в океане и атмосфере в начале XXI столетия.

## Данные и методы

Использовались данные по солёности и скорости течений системы усвоения океанографических наблюдений *GODAS* в узлах сетки  $0,3^\circ \times 1^\circ$  с сайта URL: <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.godas.html> за период 2000–

2022 гг. и данные срочных наблюдений солености на прибрежных гидрометеостанциях (ГМС) и постах Росгидромета у восточного побережья Камчатки с сайта URL: <http://portal.esimo.ru/portal/>. Также были использованы среднемесячные данные по количеству осадков ( $P$ ) реанализа *ERA5* на сетке  $0,25^\circ \times 0,25^\circ$  с сайта URL: [http://apdrc.soest.hawaii.edu/erddap/griddap/hawaii\\_soest\\_d124\\_2bb9\\_c935.html](http://apdrc.soest.hawaii.edu/erddap/griddap/hawaii_soest_d124_2bb9_c935.html) и по испарению ( $E$ ) с подстилающей поверхности *WHOI OAFflux version3* на сетке  $1^\circ \times 1^\circ$  с сайта URL: [http://apdrc.soest.hawaii.edu/erddap/griddap/hawaii\\_soest\\_6b5a\\_df06\\_3eeb.html?page=1](http://apdrc.soest.hawaii.edu/erddap/griddap/hawaii_soest_6b5a_df06_3eeb.html?page=1). По этим данным рассчитывалось значение разности  $E-P$  в узлах одноградусной сетки.

Также были взяты данные реанализа полей давления, ветра и ряды климатических (циркуляционных) индексов (КИ) [15]: *NP*, *NPGO*, *PDO*, *SOI*, *PTW*, *IPO*, *WP*, *NINO.WEST* и *WPWP* за те же годы. Перечисленные данные были получены с сайтов *NOAA* <https://psl.noaa.gov/data/gridded/index.html> и <https://psl.noaa.gov/data/climateindices/list/>. Кроме того, рассчитывался композитный индекс Курошио (*KE* [16]), синтезирующий различные показатели низкочастотной динамики вод в области продолжения (расширения) этого течения ( $31\text{--}36^\circ$  с. ш.,  $140\text{--}165^\circ$  в. д.), тесно связанные с характеристиками ветрового режима северо-западной части Тихого океана.



**Рис. 1.** Тренды среднегодовой солености на горизонте 5 м (*a*); тренды среднегодовых значений разности испарение-осадки (*b*); течения (стрелки) и тренды скорости течений (выделены цветом) на горизонте 5 м по данным *GODAS* (*c*); тренды нормализованных значений солености в слоях 5–200 м (*d*), 200–460 м (*e*) и 460–950 м (*f*) в 2000–2022 гг. Здесь и на других рисунках крестиками обозначены области, в которых оценки статистически значимы на уровне 95%. На фрагменте *b* показано расположение разрезов (I, II, III, IV, V), на фрагменте *d* – выделенных районов (CB, C3, Ц, Ю)

**Fig. 1.** Trends in mean annual salinity at the 5 m level (*a*), trends in mean annual evaporation-precipitation differences (*b*), currents (arrows) and current velocity trends (highlighted in color) at the 5 m level based on the *GODAS* data (*c*), trends in the normalized salt content values in the 5–200 m (*d*), 200–460 m (*e*), and 460–950 m (*f*) layers in 2000–2022. Here and in other figures, crosses indicate the areas where the estimates are statistically significant (95%). Fig. 1, *b* shows the section (I, II, III, IV and V) locations, and Fig. 1, *d* – the selected regions (NE, NW, C and S)

Проводился расчет статистик и разложение полей аномалий различных характеристик на главные компоненты (PC) ЭОФ по единой методике [15]. Также по данным GODAS по солёности на 31 горизонте (верхний горизонт 5 м) были рассчитаны значения солёности ( $Q_s$ ) и их аномалий ( $\Delta Q_s$ ) в различных слоях от поверхности до глубины 1000 м согласно уравнению, приведенному в работе [13, с. 3520].

По данным о межгодовой изменчивости солёности верхнего слоя моря 5–200 м методами кластерного анализа по трем главным компонентам ЭОФ выделены четыре обособленных района, расположенных в различных частях акватории: северо-восточный (СВ), северо-западный (СЗ), центральный (Ц) и южный (Ю) (рис. 1, *d*). В дальнейшем путем простого осреднения сеточных данных в пределах акваторий этих районов рассчитывался многолетний ход солёности на каждом из 31 горизонта и солёности в отдельных слоях: верхнем (5–200 м), промежуточном (200–460 м) и глубинном (460–950 м).

### **Особенности межгодовой пространственно-временной изменчивости характеристик поля солёности**

Расположение выделенных районов (рис. 1, *d*) согласуется с положением структурных зон, фронтальных границ и схемой основных приповерхностных течений [17, 18] и отличается от районирования поля термических характеристик [19]. Локализация северо-восточного района (СВ), в котором располагается субарктическая структура вод, соответствует расположению западного субарктического круговорота. В границах северо-западного района (СЗ) прослеживаются Восточно-Камчатское, Курильское (Ойясио) течения и истоки Субарктического течения. Положение центрального района (Ц) соответствует области смешения субарктических и субтропических вод, в которой образуется множество обособленных мезомасштабных особенностей и океанографических структур. В южном районе (Ю) располагается зона Продолжения (расширения) Куроисио [17, 18].

В среднем по региону в исследуемый период в межгодовом ходе наблюдалась тенденция постепенного уменьшения средней солёности на приповерхностном горизонте 5 м от максимального значения 33,82 в 2004 г. до минимального 33,75 в 2018 г. По данным Японского метеорологического агентства сайта URL: [https://ds.data.jma.go.jp/tcc/tcc/products/el\\_nino/ensoevents.html](https://ds.data.jma.go.jp/tcc/tcc/products/el_nino/ensoevents.html), в период с осени 2017 г. по весну 2018 г. в тропической зоне Тихого океана была выражена фаза Ла-Нинья, которая сопровождалась ростом температуры воды и воздуха в западном секторе этой зоны, развитием восходящих конвективных движений в атмосфере, ее увлажнением и уменьшением СПО [1]. Значимые тренды среднегодовой солёности обоих знаков (до  $\pm 0,2$ – $0,3$  за 10 лет) на подповерхностном горизонте наблюдались во всех выделенных районах, но главным образом – в северной и юго-западной частях рассматриваемой акватории (рис. 1, *a*). По данным наблюдений на трех прибрежных ГМС, расположенных у юго-восточного побережья Камчатки (Оссора, Никольское и Петропавловск-Камчатский), с 1999 г. на этих станциях отмечались положительные тренды межгодовых изменений солёности. Отдельные области с максимальными положительными и отрицательными трендами солёности (рис. 1, *a*) оставались

хорошо выраженными на всей акватории как в теплый, так и в холодный период года.

Как отмечалось выше, формирование крупномасштабных пространственно-временных особенностей поля солёности происходит при меняющихся метеоусловиях, воздействии испарения, осадков и других компонентов водно-солевого баланса под влиянием адвекции и процессов вертикального перемешивания.

В первые десятилетия текущего столетия наблюдались статистически значимые тренды увеличения среднегодового количества осадков (тренд  $0,3\text{--}0,5$  мм/сут/ $\text{м}^2$  за 10 лет), главным образом в северной части акватории региона, к северу от  $40\text{--}45^\circ$  с. ш., с максимальным значением в холодный период года (тренд  $0,5\text{--}1,0$  мм/сут/ $\text{м}^2$  за 10 лет). При этом в юго-западной части акватории, южнее  $40^\circ$  с. ш., в теплый период были выражены отрицательные тренды количества осадков (от  $-0,3$  до  $-0,9$  мм/сут/ $\text{м}^2$  за 10 лет). В теплый период года значимые тренды осадков обоих знаков практически отсутствовали. Следует отметить, что аналогичные оценки количества осадков по данным сайта <https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.cmap.html> на сетке  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$  несколько отличаются от вышеприведенных значительно меньшей выраженностью положительных трендов.

В межгодовом ходе статистически значимые положительные тренды среднегодовых значений испарения выражены в границах северо-восточного и северо-западного районов, отрицательные – преимущественно в центральном и южном районах. Пространственное распределение трендов разности испарение-осадки ( $E-P$ ) демонстрирует преобладающий характер осадков на большей части акватории (рис. 1, *b*), что соответствует глобальным тенденциям гидрологического цикла в средних и высоких широтах Северного полушария [6, 14], но плохо согласуется с распределением трендов солёности (рис. 1, *a*). Как отмечалось ранее [11], в отличие от многолетних изменений характеристик солёности и увлажнения поверхности океана в глобальном масштабе [3] в средних и высоких широтах тенденции пространственных изменений разности  $E-P$  могут не совпадать с соответствующими региональными тенденциями изменений солёности, поскольку динамика океана и местные факторы также могут играть контролируемую роль в изменениях поля солёности на поверхности и в толще вод океана, обеспечивая ее региональный баланс [14]. К одному из таких факторов можно отнести влияние процессов образования и разрушения ледового покрова, обычно выраженное в сезонном ходе солёности. Вместе с тем анализ не показал наличие статистически значимых линейных трендов в многолетних распределениях ледовитости Берингова моря. Только в последние годы после суровой зимы 2011–2012 гг. наблюдалось ее резкое снижение [20]. Роль пространственно-временной изменчивости отдельных компонентов водно-солевого баланса, как и динамики океана (рис. 1, *c*), в формировании аномалий поля солёности будет рассмотрена ниже с привлечением методов корреляционного и регрессионного анализа.

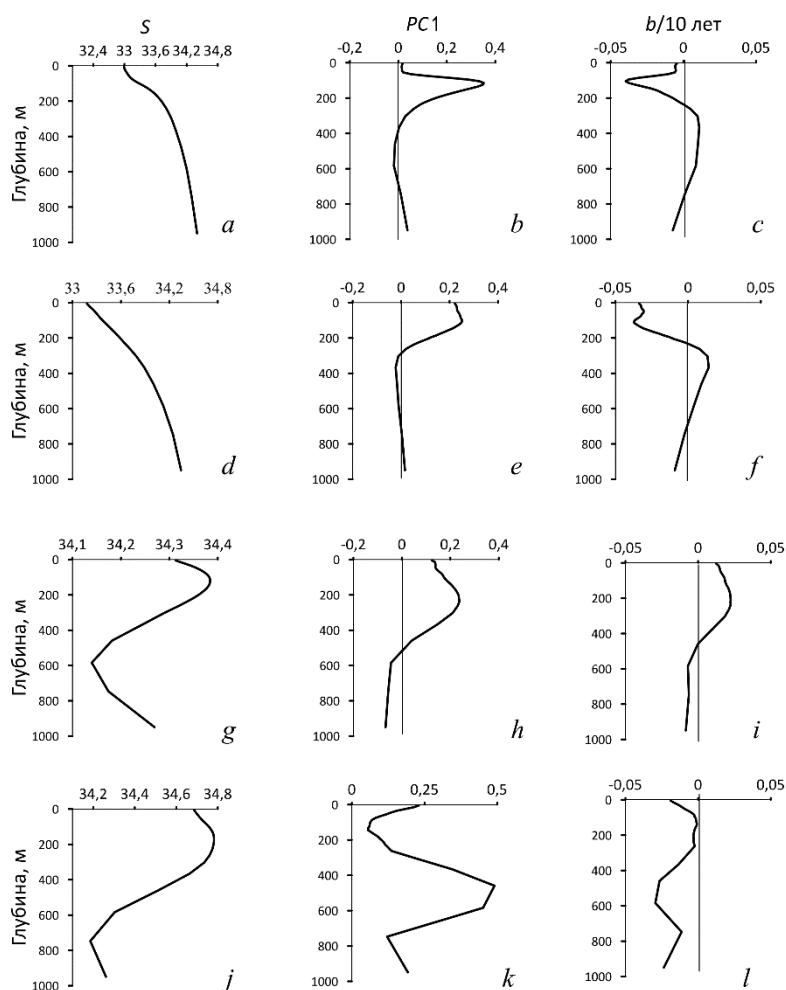
Схемы пространственных особенностей межгодовых изменений трендов солесодержания ( $Q_s$ ) верхнего, промежуточного и глубинного слоев значительно различаются между собой (рис. 1, *d – f*). Если в верхнем слое тренды

распреснения вод выражены только в границах северо-восточного, северо-западного и южного районов, а осолонения – в центральном, то с увеличением глубины эта схема полностью перестраивается. В пределах промежуточного и глубинного слоев северо-западной части Берингова моря и прилегающей акватории формируются обширные области роста солесодержания, а в глубинном слое, на большей части расположенном к югу от  $45^\circ$  с. ш., – области ускоренного распреснения вод, обусловленного увеличением притока более пресной воды в этой широтной полосе [6]. При этом в западной части тропической зоны Тихого океана, наряду с тенденциями усиления выноса тепла и водяного пара в умеренные широты [1, 21, 22], преобладали условия превышения осадков над испарением, а, начиная с середины 1990-х годов, в западной части субтропического круговорота, в области Куроисио и северной части Филиппинского моря, отмечалось быстрое распреснение верхнего 800-метрового слоя в области главного галоклина [23], что прослеживается на рис. 1, *a, d – f* в области Куроисио и его продолжения [17, 18]. Отмеченные тенденции уменьшения солености и солесодержания глубинного слоя в условиях интенсификации глобального гидрологического цикла согласуются и с результатами других исследователей [3, 6, 14]. Схемы пространственного распределения трендов солесодержания верхнего и промежуточного слоев в теплый и холодный периоды года не показывают заметных различий.

Интересной особенностью распределения трендов солености у поверхности и солесодержания всей толщи вод является локализация области их статистически значимых положительных величин в районе, расположенном к юго-востоку от о. Хоккайдо и прилегающем к Сангарскому проливу (рис. 1, *a, d – f*). Как отмечалось ранее [19], эта область с положительными трендами теплосодержания и солесодержания сформировалась в результате усиления водообмена с прилегающими районами восточной части Японского моря (рис. 1, *c*). Другой особенностью является область с максимальными отрицательными трендами этих величин, расположенная восточнее, с центром в районе  $40\text{--}45^\circ$  с. ш.,  $150^\circ$  в. д., в зоне конвергенции распресненных вод Курильского и Субарктического течений [18]. Эти особенности распределения отрицательных трендов солености и солесодержания прослеживаются в пределах всего 1000-метрового слоя и могут быть связаны с воздействием поля ветра [14] и интенсификацией мезомасштабных «курильских» антициклонических вихрей [24], содержащих холодную и опресненную воду из Охотского моря [19, 25]. В двух упомянутых районах четко выражены максимальные для всего региона значения стандартного отклонения межгодовых колебаний солесодержания в слое 5–200 м. Главные особенности пространственной структуры трендов солесодержания верхнего и промежуточного слоев (рис. 1, *d, e*) хорошо согласуются со схемой распределения коэффициентов первой моды ЭОФ1 разложения аномалий  $Q_s$ , что дает возможность использования главного компонента ( $PC1$ ) этого способа параметризации колебаний  $Q_s$  этих слоев для установления корреляционных связей с различными климатическими параметрами.

## Межгодовая изменчивость вертикальной структуры солености верхнего 1000-метрового слоя

По данным *GODAS* в пределах акваторий выделенных районов были получены средние профили вертикального распределения солености за каждый год и средний профиль для всего периода 2000–2022 гг. Также был проведен анализ вертикального распределения трендов среднегодовой солености на различных горизонтах и главного компонента *PC1* ЭОФ для совокупности профилей (рис. 2). Анализ полученных результатов позволил обнаружить более сложную картину по сравнению с той, которая наблюдается в изменчивости этих характеристик, осредненных по всему бассейну океана [1, 3, 6, 9, 14] и подверженных сильным сезонным колебаниям [11].



**Р и с. 2.** Обобщенные кривые вертикального распределения солености (*a, d, g, j*), главного компонента *PC1* ЭОФ аномалий солености (*b, e, h, k*) и тренда *b* солености на различных горизонтах (*c, f, i, l*) за 2000–2022 гг. Сверху вниз: районы СВ, СЗ, Ц, Ю согласно рис. 1, *d*

**Fig. 2.** Generalized curves of vertical distribution of salinity (*a, d, g, j*), main component *PC1* of the EOF of salinity anomalies (*b, e, h, k*) and salinity trend (*b*) at different levels (*c, f, i, l*) for 2000–2022. From top to bottom: the NE, NW, C and S areas according to Fig. 1, *d*



Сглаженные в результате пространственного осреднения особенности вертикальной структуры солености в области распространения субарктических вод (районы СВ и СЗ) характеризуются монотонным увеличением солености с глубиной во всем верхнем 1000-метровом слое (рис. 2, *a, d*). В зоне смешения субарктических и субтропических вод и Продолжения Куроиси (районы Ц и Ю) ниже верхнего галоклина расположены слои максимума и минимума солености с ядрами на глубинах ~ 200 м и ~ 600–800 м соответственно (рис. 2, *g, j*). Эти слои идентифицируются как субтропические воды и промежуточные воды северной части Тихого океана с соленостью ~34,4–34,8 и 34,0–34,3 [26]. Кривые  $PC1(z)$  (рис. 2, *b, e, h, k*) характеризуют амплитудную структуру колебаний солености на различных горизонтах и примерно соответствуют вертикальному распределению значений диапазона ее изменений в межгодовом ходе (до 0,11–0,20) и вертикальному распределению трендов солености  $b(z)$ . Коэффициент корреляции ( $R$ ) колебаний  $PC1(z)$  и  $b(z)$  составляет  $\pm 0,9$ . В целом на главный компонент  $PC1(S)$  в исследуемых районах приходится от 53 % (район Ю) до 82–90 % (другие районы) общей дисперсии солености на различных горизонтах. Особенности вертикальной структуры трендов солености формируются в результате взаимодействия широкого круга разномасштабных процессов на поверхности океана, адвекции и вертикального перемешивания. Однако в отличие от характеристик вертикальной амплитудной структуры колебаний температуры в исследуемом районе [19] максимальные значения на кривых  $PC1(S)$  наблюдаются не только в верхней части деятельного слоя (рис. 2, *b, e*), но и в нижележащих слоях толщи вод (рис. 2, *h, k*).

Анализ межгодовых трендов статистически значимых изменений вертикальной структуры солености показал, что максимальное опреснение происходило в верхнем галоклине (–0,04 за 10 лет) в районах СВ и СЗ (рис. 2, *c, f*) и в слое минимума солености (–0,03 за 10 лет) в районе Ю (рис. 2, *l*). Наибольшее осолонение (0,02 за 10 лет) наблюдалось в верхнем слое максимума солености, в центральном районе (рис. 2, *i*). Эти тенденции проявляются и в соответствующих изменениях оценок трендов солесодержания в различных слоях исследуемых районов (табл. 1; рис. 1, *d–f*).

Т а б л и ц а 1  
T a b l e 1

**Оценки линейного тренда солесодержания ( $Q_s$ ,  $\text{кг}\cdot\text{м}^{-2}/10$  лет)  
в различных слоях толщи вод выделенных районов  
и всей акватории в период 2000–2022 гг.**

**Estimates of the linear trend of salt content ( $Q_s$ ,  $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}/10$  years) in various layers  
of water column in the identified areas and the entire water area in 2000–2022**

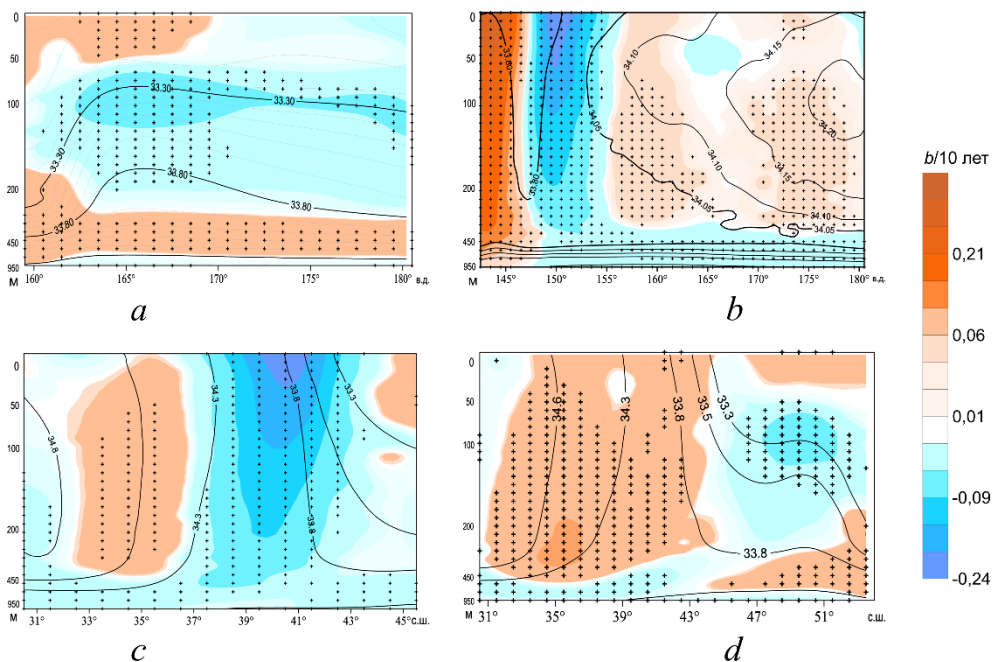
Район / Region	Границы слоя, м / Layer boundaries, m			
	5–200	200–460	460–950	5–950
СВ / NE	<b>–3,59</b>	<b>1,90</b>	<b>1,30</b>	–0,13
СЗ / NW	<b>–5,89</b>	<b>2,36</b>	–0,27	–1,26
Ц / C	<b>3,71</b>	<b>3,50</b>	<b>–3,03</b>	<b>1,39</b>
Ю / S	–0,91	–2,32	<b>–9,76</b>	<b>–4,33</b>
Среднее по акватории / Average over the whole water area	<b>–1,67</b>	<b>1,36</b>	<b>–2,94</b>	<b>–1,08</b>

П р и м е ч а н и е. Здесь и в табл. 2 полужирным шрифтом выделены статистически значимые (95%) оценки.

N o t e. Here and in table 2, statistically significant (95%) estimates are highlighted in bold.

Согласно данным табл. 1, за первые десятилетия XXI в. в пределах всей исследуемой акватории в целом происходило опреснение верхнего и нижнего слоев и осолонение промежуточного, которое сопровождалось уменьшением солености всей 1000-метровой толщи вод. Как отмечалось ранее [19], наблюдался прирост теплосодержания вод толщи в этом слое на статистически значимые 3%.

Пространственные особенности вертикальной структуры толщи вод с различными значениями трендов распреснения и осолонения выражены на зональных и меридиональных разрезах, пересекающих акваторию (рис. 3).



**Р и с. 3.** Совмещенное вертикальное распределение солености (сплошные линии) и трендов солености (выделены цветом) на зональных разрезах IV по 53° с. ш. (a), I по 40° с. ш. (b) и на меридиональных разрезах II по 150° в. д. (c), III по 160° в. д. (d) в период 2000–2022 гг. Расположение разрезов показано на рис. 1, b

**Fig. 3.** Combined vertical distribution of salinity (solid lines) and salinity trends (highlighted in color) on zonal sections IV at 53° N (a) and I at 40° N (b), and on meridional sections II at 150° E (c) and III at 160° E (d) in 2000–2022. Section locations are shown in Fig. 1, b

На всех разрезах в поле изохалин выделяются отмеченные выше особенности стратификации – слои (водные массы) повышенной и пониженной солености, связанные с источниками их происхождения. На северном зональном разрезе IV (рис. 3, a) область максимальных статистически значимых отрицательных трендов солености прослеживается в слое 100–400 м – в зоне наибольших горизонтальных градиентов солености на западной границе субарктического круговорота и Восточно-Камчатского течения [11, 18]. В нижележащей толще вод всего разреза и в приповерхностном слое западной части этого раз-

реза выражены значимые положительные градиенты солености, что соответствует рис. 1. На зональном разрезе I (рис. 1, *b*) вертикальная структура поля солености и ее трендов полностью перестраивается. Одна зона распределения с наибольшими отрицательными трендами солености располагается в южной части выделенного района СЗ ( $148^{\circ}$ – $155^{\circ}$  в. д.) – зоне конвергенции распределенных вод Курильского и Субарктического течений – и охватывает всю толщу вод верхнего 1000-метрового слоя. Как отмечалось выше, к западу от этой зоны выражена область с максимальными положительными трендами солености и теплосодержания, сформировавшаяся в результате усиления водообмена с прилегающими районами восточной части Японского моря через Сангарский пролив. Другая зона распределения прослеживается в глубинном слое 460–1000 м на всем протяжении разреза I восточнее  $148^{\circ}$  в. д.

На меридиональном разрезе II (рис. 3, *c*), расположенном в западной части исследуемой акватории, также хорошо выражена зона распределения с наибольшими отрицательными трендами солености между  $37$ – $42^{\circ}$  с. ш. Однако на разрезах III (рис. 3, *d*) и V, расположенных восточнее разреза II, объем толщи вод (за исключением глубинного слоя распределенных субарктических вод), в которой наблюдаются статистически значимые отрицательные тренды солености, постепенно уменьшается, а объем толщи вод с положительными трендами увеличивается.

### **Корреляционные связи межгодовых изменений характеристик поля солености с крупномасштабными и региональными процессами в океане и атмосфере**

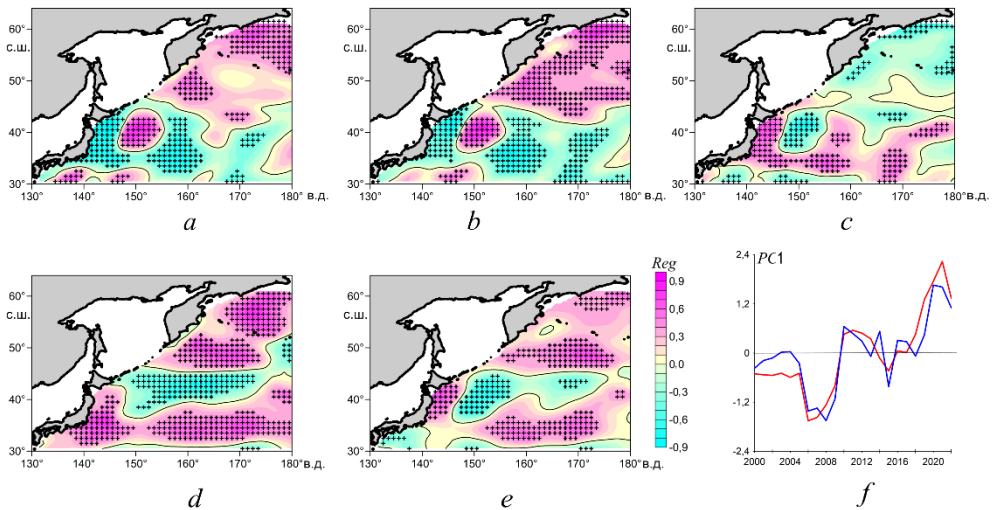
Был проведен взаимный корреляционный и регрессионный анализ межгодовых вариаций временных рядов солесодержания и временных коэффициентов ( $PC1$ ) первой моды ЭОФ разложения аномалий  $Q_s$  в верхнем и промежуточном слоях толщи вод – с колебаниями климатических индексов и других показателей, характеризующих как динамику климатической системы атмосферы и океана, так и режим увлажнения в исследуемом районе. Корреляционные связи изменений среднегодовых значений солесодержания  $Q_s$  в слоях 5–200 и 200–460 м (в целом по региону) с различными климатическими переменными наиболее выражены со следующими параметрами: индексами  $NPGO$  (с временным лагом 1 год),  $KE$ ,  $WPWP$ , второй модой  $PC2$  ЭОФ колебаний значений испарение-осадки ( $E-P$ ) и первой модой колебаний аномалий геопотенциала изобарической поверхности  $AT_{500} - PC1(\Delta H_{500})$  (табл. 2).

В исследуемый период в межгодовой изменчивости этих переменных (кроме  $KE$ ) присутствовали значимые тренды различного знака. Карты пространственного распределения коэффициентов регрессии (рис. 4) дают наглядное представление о характере пространственных особенностей и тесноте корреляционных связей между изменениями солесодержания и важнейшими из климатических параметров в различных районах, отражающих как региональные процессы и межбассейновое взаимодействие, так и удаленное воздействие циркуляции атмосферы и океана. Эти особенности хорошо согласуются со схемами распределения трендов солесодержания в верхнем и промежуточном слоях (рис. 1, *d*, *e*).

**Коэффициенты корреляции среднегодовых значений солесодержания ( $Q_s$ ) в слоях 5–200 и 200–460 м с климатическими индексами для различных районов за 2000–2022 годы**

**Correlation coefficients of average annual salt content values ( $Q_s$ ) in the 5–200 m and 200–460 m layers with climatic indices for different regions in 2000–2022**

Районы / Regions	Параметры / Parameter				
	<i>NPGO</i>	<i>KE</i>	<i>WPWP</i>	<i>PC2(E-P)</i>	<i>PC1(ΔH<sub>500</sub>)</i>
Слой 5–200 м / 5–200 m layer					
СВ / NE	0,4	0,2	–0,4	<b>0,6</b>	–0,3
СЗ / NW	<b>0,7</b>	–0,4	<b>0,6</b>	<b>0,7</b>	<b>–0,6</b>
Ц / С	<b>–0,7</b>	0,3	<b>0,6</b>	<b>–0,7</b>	<b>0,6</b>
Ю / S	0,4	0,2	–0,3	0,3	<b>–0,5</b>
Вся акватория / Whole water area	<b>0,7</b>	0,0	<b>–0,5</b>	<b>0,8</b>	<b>–0,6</b>
Слой 200–460 м / 200–460 m layer					
СВ / NE	–0,2	<b>0,6</b>	<b>0,5</b>	–0,2	0,4
СЗ / NW	–0,1	0,1	0,0	–0,2	0,0
Ц / С	–0,4	<b>0,6</b>	<b>0,5</b>	<b>–0,5</b>	0,4
Ю / S	0,0	0,3	–0,1	0,1	–0,1
Вся акватория / Whole water area	–0,3	<b>0,7</b>	0,4	–0,3	0,3



**Рис. 4.** Коэффициенты линейной регрессии (*Reg*) колебаний  $Q_s$  среднегодовых аномалий солесодержания слоя 5–200 м с *NPGO* (a), *PC2(E-P)* разности испарение-осадки (b) и *PC1(ΔH<sub>500</sub>)* (c) в 2000–2022 гг. То же – для колебаний  $Q_s$  слоя 200–600 м с *KE* (d) и *WPWP* (e); межгодовые изменения *PC1(Q<sub>s</sub>)* промежуточного слоя 200–460 м (красная кривая) и аппроксимирующая кривая уравнения множественной регрессии с различными климатическими индексами (синяя кривая) (f)

**Fig. 4.** Linear regression coefficients (*Reg*) of fluctuations  $Q_s$  of the average annual salt content anomalies in the 5–200 m layer with *NPGO* (a), *PC2(E-P)* of evaporation-precipitation difference (b) and *PC1(ΔH<sub>500</sub>)* (c) in 2000–2022. The same is for fluctuations  $Q_s$  of the 200–600 m layer with *KE* (d) and *WPWP* (e); interannual changes in *PC1(Q<sub>s</sub>)* of the intermediate 200–460 m layer (red curve) and the fitting curve of the multiple regression equation with different climatic indices (blue curve) (f)

Выявленные связи характеризуют воздействие межгодовых изменений режима увлажнения на поверхности океана, адвекции и вертикального перемешивания, а соответствующие коэффициенты регрессии статистически значимы на большей части исследуемой акватории. Эти связи сложны и неоднозначны, а их характер в верхнем (рис. 4, *a – c*) и промежуточном (рис. 4, *d, e*) слоях существенно меняется с глубиной. Индекс *NPGO* отражает изменение интенсивности крупномасштабного северотихоокеанского циклонического круговорота, управляется изменчивостью положения и выраженности центров действия атмосферы и поля приземного ветра, связанного с колебанием давления на уровне моря в северной части Тихого океана, и оказывает удаленное и запаздывающее воздействие на систему течений Куроисио-Ойясио и термические условия прилегающих районов окраинных морей западной части Тихого океана с некоторой фазовой задержкой [27].

Индекс *KE* является характеристикой низкочастотной изменчивости области расширения Куроисио – одновременных изменений его широтного положения, переноса воды на восток, уровня кинетической энергии вихрей и силы южного рециркуляционного круговорота [16]. Индекс *WPWP* характеризует термическое состояние теплого тропического бассейна, расположенного в западной части экваториальной зоны Тихого океана [28]. Синхронные связи межгодовых колебания этих индексов статистически значимы ( $R = 0,5$ ). Индекс *PC2(E-P)* характеризует современные изменения потока пресной воды на поверхности моря или режим увлажнения, а *PC1( $\Delta H_{500}$ )* – тенденции изменений барического поля геопотенциала изобарической поверхности 500 гПа в средней тропосфере. В теплое время года колебания этих параметров характеризуются отрицательными корреляционными связями ( $R = -0,6$ ).

Вариации главных мод ЭОФ аномалий геопотенциала ( $\Delta H_{500}$ ) в регионе тесно связаны с колебаниями температуры поверхности океана, поля ветра, различных климатических индексов и перестройкой атмосферной циркуляции в регионе [19]. Так, при разнонаправленных трендах межгодовых изменений *PC1( $\Delta H_{500}$ )* и *NPGO* связность их колебаний характеризуется коэффициентом корреляции  $R = -0,8$ . При этом ослабление Алеутской депрессии и усиление антициклонических условий сопровождается ослаблением *NPGO*, что прослеживается в поле течений (рис. 1, *c*) и в распределении соответствующих коэффициентов регрессии (рис. 4, *a*).

Отметим, что значение объясненной дисперсии ( $R^2$ ) множественной регрессии изменчивости *PC1(Qs)* верхнего слоя 5–200 м и климатических переменных *NPGO*, *PC2(E-P)* и *PC1( $\Delta H_{500}$ )* в период 2000–2022 гг. составило 58 %, т. е. эти переменные удовлетворительно описывают наблюдаемые изменения *Qs*. Для слоя 200–460 м значение  $R^2$  множественной регрессии этих КИ (табл. 2), а также дополнительных климатических индексов (*NINO.WEST*, *IPO*) составило 89% (рис. 4, *f*). Индексы *IPO*, *WPWP* и *NINO.WEST* обычно используются с целью описания и параметризации разномасштабной изменчивости термических условий в тропической зоне Тихого океана [28, 29].

## Заключение

Проведенные исследования позволили выявить и охарактеризовать региональные пространственно-временные особенности обнаруженных ранее в океане ускоренных изменений солёности и солесодержания в толще вод верхних 1000 м исследуемого района в условиях современной фазы потепления, сопровождающегося интенсификацией глобального и местных гидрологических циклов. Дана оценка количественных характеристик отмеченных тенденций и их статистической значимости.

Этот период характеризовался трендами уменьшения количества осадков и испарения с поверхности океана в южной части исследуемой акватории с одновременным возрастанием этих показателей баланса влаги на севере (прежде всего осадков – до  $1,0 \text{ мм/сут/м}^2$  за 10 лет в холодный период года). В целом по всему региону наблюдались статистически значимые отрицательные тренды разности значений испарение-осадки. Кроме того, в это время отмечались значительные изменения различных показателей циркуляции атмосферы и океана, сопровождавшиеся усилением водообмена внетропической зоны океана с сопредельными районами, что привело к формированию обширных объёмов толщи вод, подверженных как опреснению, так и осолонению с последующей трансформацией водных масс.

В межгодовом ходе среднегодовой солёности на приповерхностном горизонте 5 м в северной и юго-западной частях рассматриваемой акватории выявлены обширные области статистически значимых трендов  $S$  двух знаков (до  $\pm 0,2\text{--}0,3$  за 10 лет). В целом по акватории прослеживается тенденция постепенного уменьшения средних значений солёности у поверхности – от максимального 33,82 в 2004 г. до минимального 33,75 в 2018 г.

Изменчивость солесодержания  $Q_s$  верхнего 200-метрового слоя демонстрирует тенденцию к опреснению в области распространения вод субарктической структуры к северу от  $40\text{--}45^\circ$  с. ш. с трендом от  $-3,6$  до  $5,9 \text{ кг}\cdot\text{м}^{-2}/10$  лет и в полосе Продолжения Курошио в юго-западной части исследуемой акватории ( $\sim -0,9 \text{ кг}\cdot\text{м}^{-2}/10$  лет). В переходной зоне между этими районами располагается зона увеличения солесодержания со скоростью  $\sim 3,7 \text{ кг}\cdot\text{м}^{-2}/10$  лет. В среднем по всей акватории происходит опреснение вод верхнего слоя на  $\sim -1,7 \text{ кг}\cdot\text{м}^{-2}/10$  лет.

С увеличением глубины в пределах промежуточного (200–460 м) и глубинного (460–950 м) слоев пространственная структура трендов солесодержания полностью перестраивается. В среднем по всей акватории наблюдается осолонение вод промежуточного слоя ( $1,9 \text{ кг}\cdot\text{м}^{-2}/10$  лет) и распреснение глубинного ( $-0,3 \text{ кг}\cdot\text{м}^{-2}/10$  лет). При этом в период 2000–2022 гг. среднее по всему исследуемому району солесодержание вод в верхнем 1000-метровом слое уменьшалось со скоростью  $-1,1 \text{ кг}\cdot\text{м}^{-2}/10$  лет. Согласно ранее выполненным оценкам авторов, эти изменения сопровождались ростом теплосодержания вод этого слоя на 3%.

В целом по региону корреляционные связи изменений среднегодовых значений солесодержания  $Q_s$  в верхнем и промежуточном слоях 5–200 и 200–460 м наиболее выражены со следующими климатическими индексами и переменными:  $NPGO$  (с временным лагом 1 год),  $KE$ ,  $WPWP$ , второй модой ЭОФ колебаний значений испарение-осадки ( $E-P$ ) и аномалий геопотенциала изобарической поверхности  $AT_{500}$ .

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Climate change 2021 – The physical science basis: Working group I contribution to the Sixth assessment report of the Intergovernmental panel on climate change / Eds. V. Masson-Delmotte [et al.]. Cambridge, United Kingdom : Cambridge University Press, 2023. 2391 p. <https://doi.org/10.1017/9781009157896>
2. Durack P. J., Wijffels S. E. Fifty-year trends in global ocean salinities and their relationship to broad-scale warming // *Journal of Climate*. 2010. Vol. 23, iss. 16. P. 4342–4362. <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3377.1>
3. Salinity changes in the World Ocean since 1950 in relation to changing surface freshwater fluxes / N. Skliris [et al.] // *Climate Dynamics*. 2014. Vol. 43, iss. 3–4. P. 709–736. <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2131-7>
4. Improved estimates of changes in upper ocean salinity and the hydrological cycle / L. Cheng [et al.] // *Journal of Climate*. 2020. Vol. 33, iss. 23. P. 10357–10381. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-20-0366.1>
5. Durack P. J., Wijffels S. E., Matear R. J. Ocean salinities reveal strong global water cycle intensification during 1950 to 2000 // *Science*. 2012. Vol. 336, iss. 6080. P. 455–458. <https://doi.org/10.1126/science.1212222>
6. Helm K. P., Bindoff N. L., Church J. A. Changes in the global hydrological-cycle inferred from ocean salinity // *Geophysical Research Letters*. 2010. Vol. 37, iss. 18. L18701. <https://doi.org/10.1029/2010GL044222>
7. Global surface layer salinity change detected by Argo and its implication for hydrological cycle intensification / S. Hosoda [et al.] // *Journal of Oceanography*. 2009. Vol. 65, iss. 4. P. 579–586. <https://doi.org/10.1007/s10872-009-0049-1>
8. Малинин В. Н. Уровень океана: настоящее и будущее. СПб. : РГТМУ, 2012. 260 с.
9. Aretxabaleta A. L., Smith K. W., Kalra T. S. Regime changes in global sea surface salinity trend // *Journal of Marine Science and Engineering*. 2017. Vol. 5, iss. 4. P. 57. <https://doi.org/10.3390/jmse5040057>
10. Maintenance and broadening of the ocean's salinity distribution by the water cycle / J. D. Zika [et al.] // *Journal of Climate*. 2015. Vol. 28, iss. 24. P. 9550–9560. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0273.1>
11. Climatological seasonal variation of the upper ocean salinity / Y. Liu [et al.] // *International Journal of Climatology*. 2022. Vol. 42, iss. 6. P. 3477–3498. <https://doi.org/10.1002/joc.7428>
12. Intensification of the global water cycle and evidence from ocean salinity: a synthesis review / L. Yu [et al.] // *Annals of the New York Academy of Sciences*. 2020. Vol. 1472, iss. 1. P. 76–94. <https://doi.org/10.1111/nyas.14354>
13. Corbett C. M., Subrahmanyam B., Giese B. S. A comparison of sea surface salinity in the equatorial Pacific Ocean during the 1997–1998, 2012–2013, and 2014–2015 ENSO events // *Climate Dynamics*. 2017. Vol. 49, iss. 9–10. P. 3513–3526. <https://doi.org/10.1007/s00382-017-3527-y>
14. Examining the salinity change in the upper Pacific Ocean during the Argo period / G. Li [et al.] // *Climate Dynamics*. 2019. Vol. 53, iss. 9–10. P. 6055–6074. <https://doi.org/10.1007/s00382-019-04912-z>
15. 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. EDN EPGAOP. <http://doi.org/10.22449/0233-7584-2021-6-659-679>
16. On the reset of the wind-forced decadal Kuroshio extension variability in late 2017 / B. Qiu [et al.] // *Journal of Climate*. 2020. Vol. 33, iss. 24. P. 10813–10828. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-20-0237.1>
17. 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. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2020.103461>

18. *Yasuda I.* Hydrographic structure and variability in the Kuroshio–Oyashio Transition Area // *Journal of Oceanography*. 2003. Vol. 59, iss. 4. P. 389–402. <https://doi.org/10.1023/A:1025580313836>
19. *Ростов И. Д., Дмитриева Е. В., Рудых Н. И.* Межгодовая изменчивость термических характеристик верхнего 1000-метрового слоя внетропической зоны северо-западной части Тихого океана на рубеже XX–XXI веков // *Морской гидрофизический журнал*. 2023. Т. 39, № 2. С. 157–176. EDN ALOUMA. <http://doi.org/10.29039/0233-7584-2023-2-157-176>
20. Третий оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Общее резюме / под ред. В. М. Катцова. СПб. : Научное издание, 2022. 124 с.
21. Atmospheric rivers over the Northwestern Pacific: Climatology and interannual variability / Y. Kamae [et al.] // *Journal of Climate*. 2017. Vol. 30, iss. 15. P. 5605–5619. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-16-0875.1>
22. *Oey L.-Y., Chou S.* Evidence of rising and poleward shift of storm surge in western North Pacific in recent decades // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2016. Vol. 121, iss. 7. P. 5181–5192. <https://doi.org/10.1002/2016jc011777>
23. Long-term change and variation of salinity in the western North Pacific subtropical gyre revealed by 50-year long observations along 137°E / E. Oka [et al.] // *Journal of Oceanography*. 2017. Vol. 73, iss. 4. P. 479–490. <https://doi.org/10.1007/s10872-017-0416-2>
24. Cold-core anticyclonic eddies south of the Bussol’ Strait in the Northwestern Subarctic Pacific / I. Yasuda [et al.] // *Journal of Physical Oceanography*. 2000. Vol. 30, iss. 6. P. 1137–1157. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2000\)030<1137:CCAESO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2000)030<1137:CCAESO>2.0.CO;2)
25. *Itoh S., Yasuda I.* Characteristics of mesoscale eddies in the Kuroshio–Oyashio extension region detected from the distribution of the sea surface height anomaly // *Journal of Physical Oceanography*. 2010. Vol. 40, iss 5. P. 1018–1034. <https://doi.org/10.1175/2009JPO4265.1>
26. Transport of North Pacific intermediate water across Japanese WOCE sections / Y. You [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2003. Vol. 108, iss. C6. 3196. <https://doi.org/10.1029/2002JC001662>
27. 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. <https://doi.org/10.1175/2009JCLI2848.1>
28. Observed freshening and warming of the western Pacific Warm Pool / S. Cravatte [et al.] // *Climate Dynamics*. 2009. Vol. 33, iss. 4. P. 565–589. <https://doi.org/10.1007/s00382-009-0526-7>
29. A Tripole Index for the Interdecadal Pacific Oscillation / B. J. Henley [et al.] // *Climate Dynamics*. 2015. Vol. 45, iss. 11–12. P. 3077–3090. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2525-1>

*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**, **SPIN-код: 2239-0391**, [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**, **SPIN-код: 6818-1898**, [e\\_dmitrieva@poi.dvo.ru](mailto:e_dmitrieva@poi.dvo.ru)