

**Особенности изменчивости
плотности доступной потенциальной энергии
и работы силы плавучести
в верхнем 300-метровом слое Черного моря
по результатам численного моделирования**

С. Г. Демышев, О. А. Дымова [✉], Н. А. Миклашевская

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия
[✉] *olgadym@yahoo.com*

Поступила в редакцию 09.08.2022; одобрена после рецензирования 04.10.2022;
принята к публикации 09.03.2023.

Аннотация

Цель. Основная цель исследования – выявление возможных физических механизмов изменчивости плотности доступной потенциальной энергии и потоков плавучести в верхнем деятельном слое Черного моря.

Методы и результаты. Исследование пространственного распределения плотности доступной потенциальной энергии и потоков плавучести проводилось на основе анализа термохалинных характеристик циркуляции Черного моря в 2011 и 2016 гг., полученных в результате численных экспериментов. Расчеты выполнены с помощью модели динамики Черного моря, разработанной в Морском гидрофизическом институте. В модели использовались батиметрия *EMODNet* и данные системы *SKIRON* о скорости ветра, потоках тепла, осадков, испарения и температуры поверхности моря. В результате численных экспериментов получены ежесуточные поля скорости течений, температуры и солёности, по которым вычислялись плотность доступной потенциальной энергии и работа силы плавучести. Показано, что пространственно-временная изменчивость плотности доступной потенциальной энергии в Черном море формируется различными механизмами для верхнего 30-метрового слоя и слоя основного галоклина. Выявлена сезонная изменчивость работы силы плавучести.

Выводы. В верхнем слое изменчивость плотности доступной потенциальной энергии связана прежде всего с распространением распресненных речных вод, тогда как в слое основного галоклина (75–150 м) структура поля определяется мезомасштабной динамикой. В первом случае повышенные значения плотности доступной потенциальной энергии в течение года наблюдаются в районе северо-западного шельфа и на периферии бассейна; в центральной части моря распределение плотности доступной потенциальной энергии определяется атмосферными условиями. В слое ниже горизонта 75 м максимальные значения плотности доступной потенциальной энергии соответствуют антициклоническим круговоротам. Вследствие интенсивного перемешивания вод верхнего деятельного слоя в холодный период года работа силы плавучести определяется вертикальной скоростью. В весенне-летний период наблюдается двухслойная структура поля, определяемая знаком аномалий плотности. Толщина верхнего слоя составляет 20–30 м и соответствует глубине сезонного термоклина. В основном галоклине наибольшие абсолютные значения работы силы плавучести наблюдаются в зонах интенсивных мезомасштабных антициклонов.

Ключевые слова: Черное море, численное моделирование, вихри, доступная потенциальная энергия, работа силы плавучести, скорости течений, плотность, сезонная изменчивость

© Демышев С. Г., Дымова О. А., Миклашевская Н. А., 2023

Благодарности: проведение численных экспериментов и анализ термохалинных характеристик выполнены О. А. Дымовой при финансовой поддержке гранта РФФ № 22-77-10056. Анализ энергетических характеристик выполнен в рамках государственного задания по теме № FNNN-2021-0004 (шифр «Океанологические процессы»).

Для цитирования: Демьшев С. Г., Дымова О. А., Миклашевская Н. А. Особенности изменчивости плотности доступной потенциальной энергии и работы силы плавучести в верхнем 300-метровом слое Черного моря по результатам численного моделирования // Морской гидрофизический журнал. 2023. Т. 39, № 3. С. 384–398. EDN PGLCKB. doi:10.29039/0233-7584-2023-3-384-398

Original article

Variability of Available Potential Energy Density and Buoyancy Work in the Upper 300-m Layer of the Black Sea Based on the Simulation Results

S. G. Demyshev, O. A. Dymova ✉, N. A. Miklashevskaya

Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia
✉ olgadym@yahoo.com

Abstract

Purpose. The study is aimed at identifying possible physical mechanisms for the variability of available potential energy density and buoyancy fluxes in the upper active layer of the Black Sea.

Methods and Results. Spatial distribution of the available potential energy density and buoyancy fluxes was studied based on analyzing the thermohaline characteristics of the Black Sea circulation in 2011 and 2016 resulted from the numerical experiments performed using the Black Sea dynamics model developed in the Marine Hydrophysical Institute. The model included the *EMODNet* bathymetry and the *SKIRON* system data on wind velocity, heat fluxes, precipitation, evaporation, and sea surface temperature. The numerical experiments provided the daily fields of current velocities, temperature and salinity based on which the density of available potential energy and the buoyancy work were calculated. It is shown that the spatial-temporal variability of the available potential energy density in the Black Sea was formed by the mechanisms different for the upper 30-m layer and for the main halocline layer. The buoyancy work was revealed to be of seasonal variability.

Conclusions. In the upper layer, the variability of available potential energy density is related primarily to the propagation of freshened river waters, whereas in the main halocline layer (75–150 m), the field structure is conditioned by mesoscale dynamics. In the first case, the increased values of the available potential energy density are observed during a year on the northwestern shelf and on the basin periphery; in the central part of the sea, the distribution of available potential energy density is determined by the atmospheric conditions. In the layer below 75 m, the maximum values of the available potential energy density correspond to the anticyclonic eddies. In consequence of the intensive water mixing in the upper active layer during the cold period of a year, the buoyancy work is conditioned by vertical velocity. In a spring-summer period, a two-layer structure of the field is observed which is governed by the sign of density anomalies. The upper layer thickness constitutes 20–30 m and corresponds to the depth of seasonal thermocline. In the main halocline, the highest absolute values of the buoyancy work are observed in the zones of intense mesoscale anticyclones.

Keywords: Black Sea, numerical modeling, eddies, available potential energy, buoyancy work, current velocities, density, seasonal variability

Acknowledgments: Numerical experiments and analysis of thermohaline characteristics were performed by O. A. Dymova with the financial support of the RSF grant No. 22-77-10056. The analysis of energy characteristics was carried out within the framework of the state task on theme No. FNNN-2021-0004 (code "Oceanological processes").

For citation: Demyshev, S.G., Dymova, O.A. and Miklashevskaya, N.A., 2023. Variability of Available Potential Energy Density and Buoyancy Work in the Upper 300-m Layer of the Black Sea Based on the Simulation Results. *Physical Oceanography*, 30(3), pp. 355-368. doi:10.29039/0233-7584-2023-3-355-368

Введение

Доступная потенциальная энергия (ДПЭ) – одно из ключевых понятий при анализе трансформации механической энергии в атмосфере и океане. По определению ДПЭ представляет собой часть полной потенциальной энергии, которая может переходить в кинетическую энергию (КЭ). Основные физические процессы, формирующие бюджет ДПЭ, – это диссипация энергии и работа, совершаемая силой плавучести при перемещении водных масс в вертикальном направлении. Потоки плавучести на границах области (свободная поверхность, устья рек и проливы) могут быть как источниками, так и стоками ДПЭ. Согласно классическим представлениям [1–3], высвобождение ДПЭ в океане и ее превращение в КЭ связано с вихревой изменчивостью. Современные исследователи подтверждают эту концепцию на основе результатов реалистичных численных экспериментов и данных наблюдений [4–6]. Помимо оценок ДПЭ как основного источника энергии мезомасштабных вихрей в океане, диссипация ДПЭ играет важную роль в турбулентном перемешивании [7, 8]. Вклад ДПЭ океана в глобальное взаимодействие океана и атмосферы обсуждается в [9]. Из вышесказанного следует, что анализ механизмов изменчивости ДПЭ представляет актуальную океанологическую задачу.

Для Черного моря оценки величины запаса ДПЭ по данным наблюдений представлены, например, в монографии ¹ и работах [10, 11]. По сведениям авторов, средняя плотность ДПЭ в верхнем деятельном слое составляет около 20–30 Дж/м³, в [10, 11] также указано, что наибольшая плотность ДПЭ наблюдается в слое постоянного галоклина (75–150 м). Работы по численному анализу бюджета ДПЭ в Черном море немногочисленны. Первые количественные оценки вклада работы силы плавучести можно найти в [12]. В [13] впервые для Черного моря предложена методика численного анализа всех компонентов бюджета энергии и представлены результаты для климатической циркуляции. Энергетические переходы между ДПЭ и КЭ в идеализированной (циркуляция возбуждается стационарным ветром) двухслойной модели исследованы в [14].

По результатам численных экспериментов с реалистичными атмосферными условиями [15–17] было показано, что среднегодовой интегральный поток энергии, формируемый работой силы плавучести, направлен из средней ДПЭ в КЭ среднего течения. Следовательно, средняя циркуляция в Черном море поддерживается как ветровой накачкой, так и бароклинной неустойчивостью среднего течения. В случае ослабленного ветрового воздействия энергетические вклады потоков плавучести могут быть соизмеримы с вкладом работы силы ветра (см. рис. 6, в [17, с. 268]).

Анализ сезонной изменчивости энергетических характеристик [18] показал, что величина плотности ДПЭ существенным образом зависит от сезона года: ее наибольшие значения наблюдаются летом и расположены в слое от поверхности до верхней границы сезонного термоклина (верхний 20-метровый слой). Вертикальное распределение работы силы плавучести носит более сложный и нерегулярный характер. В верхнем 20-метровом слое работа силы

¹ Изменчивость гидрофизических полей Черного моря / А. С. Блатов [и др.]. Л. : Гидрометеоздат, 1984. 240 с.

плавучести положительна, что указывает на трансформацию энергии из ДПЭ в КЭ, в слое 20–40 м – отрицательна, т. е. ДПЭ увеличивается за счет КЭ. Ниже преобладают положительные значения.

Цель настоящей работы – детально исследовать пространственное распределение плотности ДПЭ и потоков плавучести на основе анализа термохалинных характеристик циркуляции и выявить возможные физические механизмы изменчивости ДПЭ и потоков плавучести в верхнем деятельном слое Черного моря.

Материалы и методы

Данная работа является продолжением исследования, начатого в [17, 18], поэтому для достижения поставленной цели использованы результаты двух численных экспериментов по моделированию циркуляции Черного моря в 2011 и 2016 гг. Эти годы выбраны исходя из тех соображений, что динамика вод отражала «бассейновый» (2011) и «вихревой» (2016) режимы циркуляции [19]. В первом случае в структуре поля течений доминировало Основное Черноморское течение (ОЧТ), во втором – в центральной части преобладали мезомасштабные вихри.

Расчеты выполнены с помощью модели Морского гидрофизического института (МГИ) [20]. Модель построена на основе полной системы уравнений термогидродинамики океана в приближении Буссинеска, гидростатики и несжимаемости морской воды. Плотность нелинейно зависит от температуры и солености. Возвышение уровня рассчитывается с использованием линеаризованного кинематического условия на свободной поверхности. Потоки тепла, осадки, испарение и касательные напряжения трения ветра задаются в качестве граничных полей на поверхности моря. На дне ставятся условия прилипания и отсутствия потоков тепла и соли, трение о дно не учитывается. На твердых боковых участках границы выполняются условия скольжения, для температуры и солености задано равенство нулю нормальных производных. На жидких участках границы учитывается сток рек и водообмен через проливы. Вертикальное турбулентное перемешивание параметризовано с помощью модели турбулентного замыкания Меллора – Ямады. Горизонтальная турбулентная вязкость и диффузия представлены бигармоническими операторами с коэффициентом $10^{16} \text{ см}^4 \cdot \text{с}^{-1}$.

Модель МГИ реализована на сетке C с равномерным шагом по горизонтальным координатам 1,6 км, по вертикали заданы 27 неравномерных z -горизонтов со сгущением в верхнем деятельном слое. Батиметрия бассейна построена по данным *EMODnet* (URL: <http://portal.emodnet-bathymetry.eu>) с разрешением $(1/8)^\circ$. В качестве атмосферного воздействия использованы 6-часовые данные о скорости ветра на высоте 10 м, испарении, температуре поверхности моря, потоках тепла и осадков, предоставляемые системой *SKIRON* с пространственным разрешением $0,1^\circ$ [21]. Математическая формулировка модели МГИ, параметры численных экспериментов и валидация результатов расчетов подробно представлены в [17]. В целом структура модельной циркуляции соответствует общепринятым представлениям для Черного моря [22]: в осенне-

зимний сезон наблюдается усиление скорости течений и интенсивное вертикальное перемешивание; в теплое время года – ослабление бассейновой динамики, развитие мезомасштабных вихрей различного знака, нагрев и распределение верхних слоев моря, формирование холодного промежуточного слоя.

В результате численных экспериментов получены ежесуточные поля скорости течений, температуры и солености, по которым вычислялись ДПЭ и работа силы плавучести. Основные гидрофизические поля для оценки исследуемых энергетических характеристик – это плотность морской воды и вертикальная компонента скорости течения. В модели МГИ локальная плотность ρ рассчитывается по формуле Мамаева [23] как нелинейная зависимость от температуры и солености:

$$\rho = \rho_0(1 + \alpha_1^T T + \alpha_1^S S + \alpha_2^T T^2 + \alpha^{TS} TS),$$

где ρ_0 – плотность пресной воды; T – температура; S – соленость; α – коэффициенты термического расширения и соленостного сжатия [23].

Вертикальная скорость вычисляется из уравнения неразрывности

$$w = - \int_0^z \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) dz,$$

где u, v – горизонтальные компоненты вектора скорости; w – вертикальная компонента. Модель МГИ построена в правой декартовой системе координат: ось x направлена на восток, ось y – на север, ось z – вниз от поверхности ко дну. Положительное или отрицательное значение вертикальной скорости определяет опускание или подъем вод соответственно. Точность выполнения уравнения неразрывности составляет 10^{-12} см/с.

Для океана не существует точной формулы для расчета ДПЭ, поэтому мы использовали формулу, предложенную в [24]:

$$P_m = \frac{1}{2} \int_V \frac{g}{n_0(z)} \overline{\rho^*}^2 dV, \quad n_0(z) = \frac{d\langle \rho \rangle}{dz}, \quad \rho^* = \rho - \langle \rho \rangle, \quad (1)$$

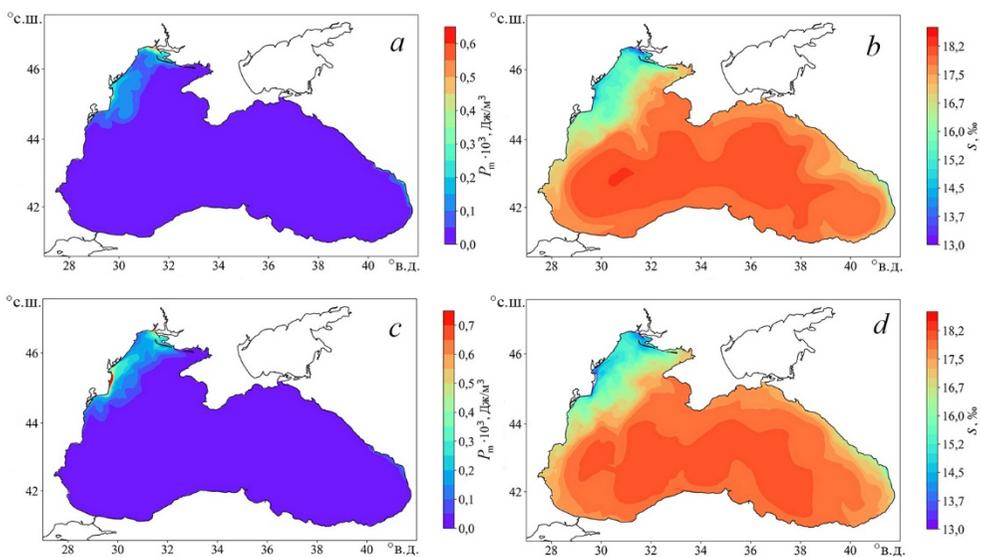
где P_m – средняя ДПЭ; V – объем слоя; g – ускорение свободного падения; ρ – локальная плотность; ρ^* – аномалия локальной плотности. Черта над символом обозначает осреднение по времени; $\langle \rangle$ – осреднение по площади слоя с учетом маски «суша – море». Параметр $\langle \rho \rangle$ рассчитан как осредненная по соответствующему модельному горизонту локальная плотность и является константой для каждого слоя. В формуле (1), в отличие от формулы, используемой в [24], отсутствует знак «минус» перед интегралом. Это связано с выбором направления оси z (вниз в модели МГИ), что приводит к положительным значениям вертикального градиента плотности, совпадающего с направлением ускорения силы тяжести. Работа силы плавучести BW вычисляется по формуле

$$BW = \int_V g \overline{\rho^* w} dV. \quad (2)$$

Формула (2) строго выводится из уравнений скорости изменения КЭ и ДПЭ. Как показано в [3, 12, 13, 16], работа силы плавучести входит в виде отдельного слагаемого в оба уравнения, отличается только ее знак в соответствующем уравнении. Следовательно, величина и знак работы силы плавучести указывают на интенсивность и направление преобразования энергии между КЭ и ДПЭ. В модели МГИ положительное значение BW соответствует преобразованию из ДПЭ в КЭ. Интервал осреднения по времени в формулах (1) и (2) выбран равным одному месяцу, что позволяет учесть сезонные вариации потоков энергии.

Результаты

Для анализа были рассчитаны среднемесячные значения плотности ДПЭ и плотности работы силы плавучести для каждого модельного горизонта и проведено сопоставление полей T , S , w , ρ^* , P_m и BW на горизонтах 5, 30, 50 и 100 м, а также вертикальных разрезов всех указанных характеристик на зональном разрезе вдоль 43° с. ш. Далее в тексте для краткости мы опускаем термин «плотность» для обозначения ДПЭ и работы силы плавучести в единице объема.



Р и с. 1. Средняя за июль плотность ДПЭ (*a, c*) и соленость (*b, d*) на горизонте 5 м в 2011 (*a, b*) и 2016 гг. (*c, d*)

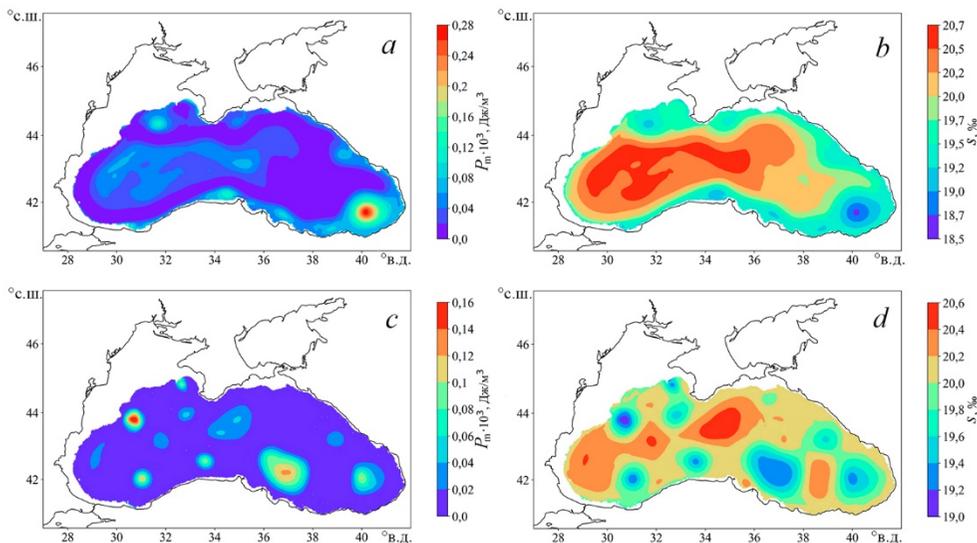
F i g. 1. Monthly average APE density (*a, c*) and salinity (*b, d*) at the 5 m horizon in July 2011 (*a, b*) and July 2016 (*c, d*)

Для обоих рассматриваемых периодов пространственные структуры полей ДПЭ, аномалии плотности и солености на всех горизонтах качественно сходны. Зоны максимальных значений ДПЭ совпадают с локализацией пониженных значений солености. В верхнем 20-метровом слое пространственно-временная изменчивость ДПЭ отражает влияние речного стока и атмосферных

условий. В течение всего года наибольшие значения ДПЭ наблюдаются в районе устьев рек Днепр и Дунай, в центральной части моря ДПЭ изменяется мало. На рис. 1 показаны средние за июль поля ДПЭ и солености на горизонте 5 м в 2011 и 2016 гг. Видно, что наибольшие значения ДПЭ в северо-западной части моря привязаны к зонам распределения прибрежных вод (рис. 1, *b, d*), формирующимся за счет речного стока.

С увеличением глубины ДПЭ уменьшается на 1–2 порядка. На горизонтах ниже 50 м пространственная структура ДПЭ определяется вихревой активностью. На рис. 2 представлены распределения ДПЭ и солености на горизонте 100 м в 2011 и 2016 гг. Области повышенных значений ДПЭ (рис. 2, *a, c*) совпадают с зонами больших по модулю аномалий плотности, которые формируются в результате изменения солености (рис. 2, *b, d*) при подъеме и опускании вод в циклонических и антициклонических вихрях соответственно. Отметим, что запас ДПЭ в антициклонах (области пониженных значений солености на рис. 2, *b, c*) выше, чем в циклонах, примерно в 2–3 раза.

Сезонная изменчивость атмосферных потоков мало влияет на ДПЭ в основном галоклине. Для исследуемых периодов максимум ДПЭ на горизонте 100 м выявлен в июле 2011 г. в зоне Батумского антициклона, а в 2016 г. – в марте и октябре в зоне Севастопольского антициклона.

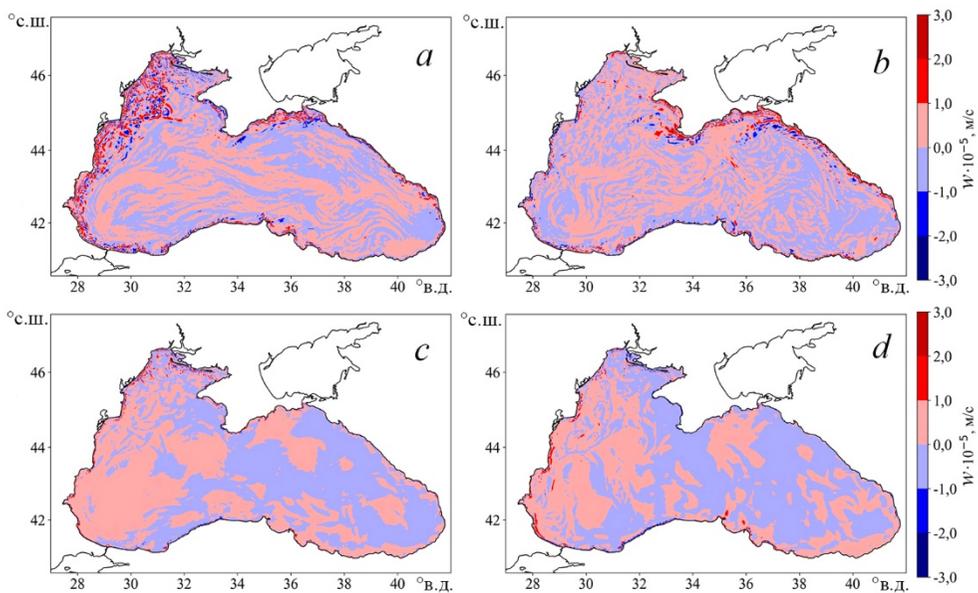


Р и с. 2. Средняя за июнь плотность ДПЭ (*a, c*) и соленость (*b, d*) на горизонте 100 м в 2011 (*a, b*) и 2016 гг. (*c, d*)

Fig. 2. Monthly average APE density (*a, c*) and salinity (*b, d*) at the 100 m horizon in June 2011 (*a, b*) and June 2016 (*c, d*)

По результатам анализа пространственно-временную изменчивость работы силы плавучести можно условно разделить на два типа: в верхнем 30-метровом слое и в слое основного галоклина (50–150 м согласно [22]). Рассмотрим подробнее причины такого распределения по глубине. В верхнем слое для обоих периодов в холодное время года аномалии плотности положительны,

в теплое – отрицательны. Поэтому пространственное распределение положительных и отрицательных областей величины BW определяется только сменой знака вертикальной скорости. Как видно из рис. 3, *a, b*, осенью и зимой вертикальная скорость (а следовательно, и поле работы силы плавучести) характеризуется сильной перемежаемостью зон положительных и отрицательных значений с максимальными абсолютными величинами на периферии бассейна. В июне – сентябре (рис. 3, *c, d*) в восточной части моря преобладают области подъема вод ($w < 0$), в западной части – опускания ($w > 0$). Таким образом, в летний период в верхнем слое западной части моря энергия преобразуется из КЭ в ДПЭ ($BW < 0$), а в восточной части наоборот – из ДПЭ в КЭ ($BW > 0$) независимо от режима циркуляции.



Р и с. 3. Средняя вертикальная скорость в верхнем 30-метровом слое в феврале 2011 г. (*a*), феврале 2016 г. (*b*), августе 2011 г. (*c*) и августе 2016 г. (*d*)

Fig. 3. Vertical velocity averaged over the upper 30 m layer in February 2011 (*a*), February 2016 (*b*), August 2011 (*c*), and August 2016 (*d*)

Ниже горизонта 30 м не наблюдается горизонтальной однородности аномалий плотности по пространству. Это связано, прежде всего, с бассейновой циклонической схемой циркуляции вод Черного моря (рис. 4, *a*), которая обуславливает опускание изопикн на периферии бассейна и их подъем в центральной части, формируя таким образом положительную аномалию плотности в центре (рис. 4, *c*). При слабой циклонической циркуляции (рис. 4, *b*) опускание изопикн у материкового склона выражено слабо.

Однако в обоих экспериментах развивающиеся вблизи склона интенсивные мезомасштабные антициклоны (рис. 4, *a, b*) способствуют дополнительному поступлению распресненных вод с вышележащих горизонтов, что четко проявляется в виде областей с минимальными аномалиями плотности (рис. 4, *c, d*) и максимальными значениями вертикальной скорости (рис. 4, *e, f*).

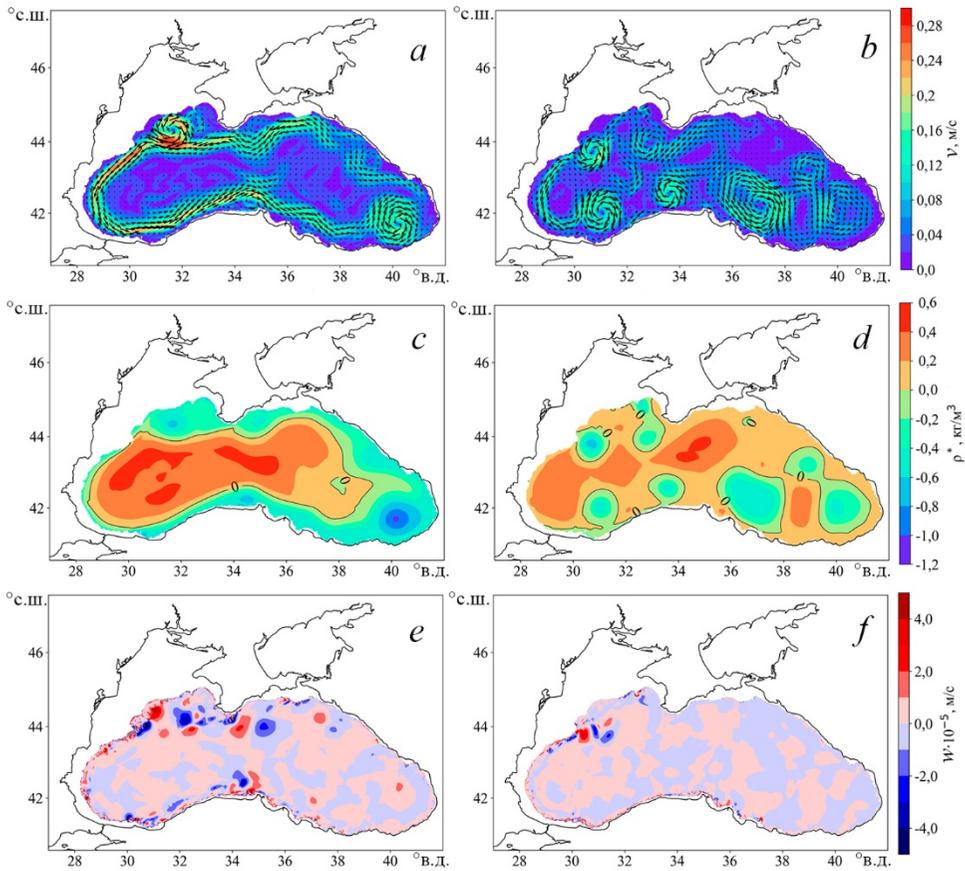
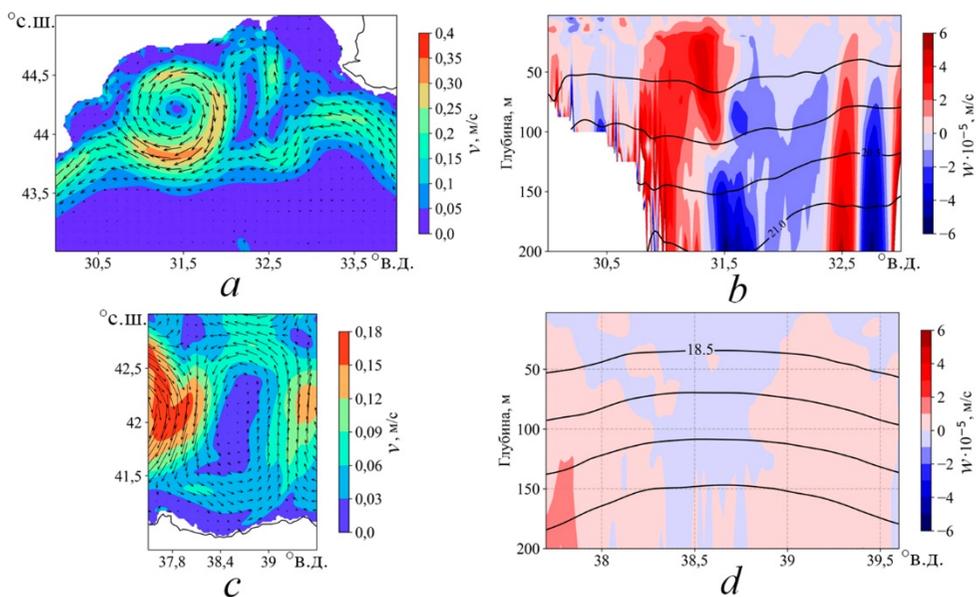


Рис. 4. Средние за июнь горизонтальная (*a, b*) и вертикальная (*e, f*) скорость, аномалия плотности (*c, d*) на горизонте 100 м в 2011 (*a, c, e*) и 2016 гг. (*b, d, f*)
Fig. 4. Monthly average horizontal (*a, b*) and vertical (*e, f*) velocities, and density anomaly (*c, d*) at the 100 m horizon in June 2011 (*a, c, e*) and June 2016 (*b, d, f*)

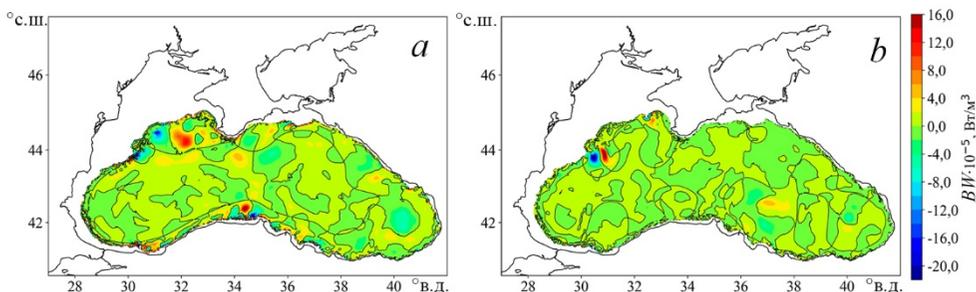
При этом на периферии антициклонов происходит подъем вод, что можно продемонстрировать на примере Севастопольского антициклона. На рис. 5 представлено распределение горизонтальной (рис. 5, *a*) и вертикальной (рис. 5, *b*) скорости в Севастопольском антициклоне в середине июня 2011 г. Видно, что в ядре вихря (примерно область с координатами 44,23° с. ш., 31,5° в. д.) происходит опускание вод ($w > 0$) и прогиб изохалин. На периферии вихря вода поднимается (градиация синего цвета на рис. 5, *b*), причем скорость подъема выше на правой границе, где наблюдаются повышенные значения орбитальной скорости. В циклонических вихрях ситуация обратная: в центре вода поднимается, на периферии – опускается. Как видно из рис. 5, *c*, ядру циклонического вихря в юго-восточной части моря в июне 2016 г. соответствует подъем изохалин (рис. 5, *d*).



Р и с. 5. Горизонтальная скорость на горизонте 100 м (*a, c*), вертикальная скорость на зональных разрезах вдоль 44,23° с. ш. (*b*) и вдоль 42° с. ш. (*d*) на 15.06.2011 (*a, b*) и 18.06.2016 (*c, d*). Черные линии – изохалины (интервал 0,5 ‰)

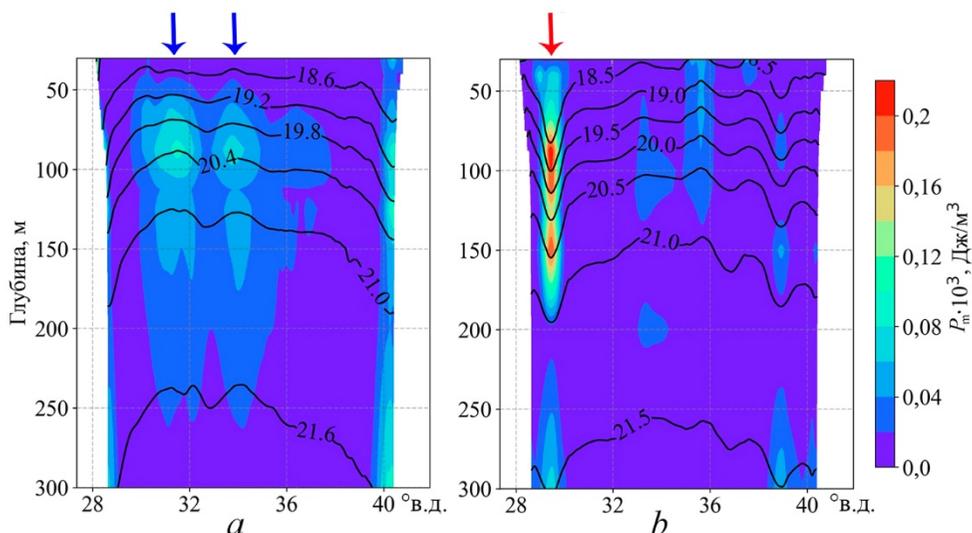
F i g. 5. Horizontal velocity at the 100 m horizon (*a, c*), vertical velocity on the zonal sections along 44.23° N (*b*) and 42° N (*d*) on June 15, 2011 (*a, b*) and June 18, 2016 (*c, d*). Black lines denote isohalines (shading is 0.5 ‰)

Положительные и отрицательные аномалии плотности и чередование зон подъема – опускания вод приводят к сложной структуре поля работы силы плавучести ниже горизонта 30 м. На рис. 6 показаны средние за июнь карты BW для двух расчетов. В силу вида формулы (2) нулевые изолинии BW , ρ^* и w совпадают. Вдоль изолинии, разделяющей положительные и отрицательные аномалии плотности (рис. 4, *c, d*), наблюдается смена знака работы силы плавучести (рис. 6, *a, b*) для обоих экспериментов. Эта граница пространственно соответствует стрежню ОЧТ в 2011 г. (рис. 4, *a*) и областям мезомасштабных вихревых образований в 2016 г. (рис. 4, *b*). Минимальные значения BW наблюдаются в ядрах антициклонических вихрей с максимальными значениями орбитальной и вертикальной скорости, максимумы BW – на периферии интенсивных антициклонов. В центральной глубоководной части моря диапазон изменчивости BW в несколько раз меньше, чем в вихрях, а смена знака вертикальной скорости может быть обусловлена быстрыми динамическими и термохалинными процессами, трудно идентифицируемыми на среднемесячных картах исследуемых параметров. Таким образом, наиболее энергоактивные зоны с точки зрения преобразования энергии между кинетической и доступной потенциальной – это мезомасштабные антициклоны.



Р и с. 6. Средняя за июнь плотность работы силы плавучести на горизонте 100 м в 2011 (a) и 2016 гг. (b)

Fig. 6. Monthly average buoyancy work per unit volume at the 100 m horizon in June 2011 (a) and June 2016 (b)

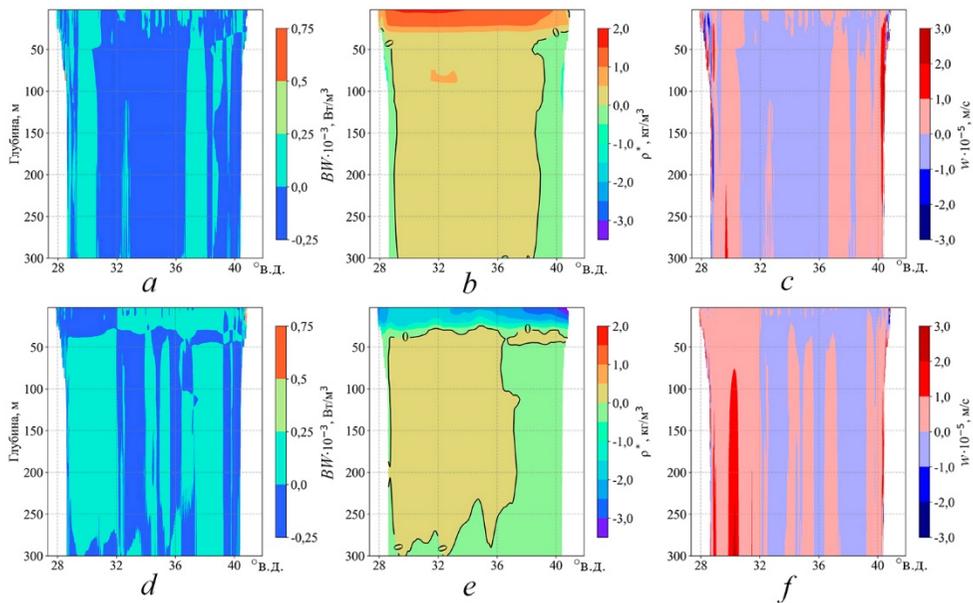


Р и с. 7. Средние плотность ДПЭ (цвет) и солёность (черные линии) на зональном разрезе вдоль 43° с. ш. в апреле 2011 г. (a) и ноябре 2016 г. (b)

Fig. 7. Monthly average APE density (color) and salinity (black lines) on the zonal section along 43° N in April 2011 (a) and November 2016 (b)

Анализ вертикальных сечений энергетических и гидрофизических полей в 2011 и 2016 гг. показал, что максимальные значения ДПЭ локализованы в прибрежной северо-западной части моря, где распространяются речные воды (рис. 1, a, c). По вертикали влияние речного стока прослеживается до глубин 25–30 м. С глубиной плотность ДПЭ уменьшается, а в пространственном распределении наблюдаются области повышенных значений (по сравнению с окружающими водами), которые можно идентифицировать как проявление вихревой активности в слое галоклина. На рис. 7 показаны зональные разрезы полей ДПЭ и солёности. Видно, что в слое 75–125 м в центральной части моря повышенные значения ДПЭ соответствуют зонам изменения наклонов изохалин. Как показано на рис. 5 прогиб изохалин соответствует опусканию вод в ядре антициклона, подъем – движению к поверхности в ядре циклона. Таким

образом, по аналогии можно заключить, что наибольшие значения ДПЭ в области опускания изохалин (указано красной стрелкой на рис. 7, *b*) находятся в антициклоне, а наибольшие значения ДПЭ в области подъема изохалин (синие стрелки на рис. 7, *a*) в циклоне. Полученный результат подтверждается тем фактом, что антициклоны в Черном море более интенсивны [25]. Этот вывод согласуется с рис. 2, *c*, где повышенные значения ДПЭ на горизонте 100 м пространственно соответствуют зонам с максимальными и минимальными аномалиями плотности (рис. 4, *d*) в циклонах и антициклонах (рис. 4, *b*) соответственно. Следует отметить, что временная изменчивость ДПЭ в верхнем слое прибрежной зоны определяется сезонным увеличением речного стока, тогда как в слое галоклина связи со сменой сезонов не выявлено. Максимумы ДПЭ ниже горизонта 30 м обнаружены в апреле 2011 г. (рис. 7, *a*) и в ноябре 2016 г. (рис. 7, *b*).



Р и с. 8. Среднемесячные работа силы плавучести в единице объема (*a, d*), аномалия плотности (*b, e*) и вертикальная скорость (*c, f*) на зональном разрезе вдоль 43° с. ш. в марте (*a – c*) и августе (*d – f*) 2011 г.

F i g. 8. Monthly average buoyancy work per unit volume (*a, d*), density anomaly (*b, e*) and vertical velocity (*c, f*) on the zonal section along 43° N in March (*a – c*) and August (*d – f*) 2011

Согласно формуле (2), знак работы силы плавучести зависит от произведения вертикальной скорости и аномалии плотности. На рис. 8 представлены вертикальные разрезы BW , ρ^* и w в конце зимнего и летнего гидрологических сезонов. В холодный сезон, когда аномалия плотности достаточно однородна по вертикали (рис. 8, *b*), направление преобразования энергии между ДПЭ и КЭ определяется зонами подъема и опускания вод. Там, где вода поднимается ($w < 0$, градация голубого цвета на рис. 8, *c*), работа силы плавучести отрицательна, следовательно, ДПЭ увеличивается за счет КЭ. В теплый сезон,

когда аномалия плотности меняет знак с глубиной (рис. 8, *e*), работа силы плавучести (рис. 8, *d*) также меняет знак в зависимости от знаков ρ^* и w . На рис. 8, *d* наблюдается некая условная граница примерно на глубине 30 м, пересекая которую работа силы плавучести меняет знак. Слой 20–30 м для данных экспериментов соответствует глубине залегания сезонного термоклина (рис. 10 в работе [18, с. 15]). Таким образом в теплый период года, когда вследствие формирования сезонного термоклина меняется структура поля аномалии плотности, работа силы плавучести может менять знак с глубиной. При этом в распределении вертикальной скорости не выявлено связи с глубиной залегания сезонного термоклина или глубиной постоянного галоклина. Качественно эта ситуация повторяется и в 2016 г. с тем отличием, что наблюдается большее количество областей BW и w различного знака вследствие интенсивной вихревой изменчивости циркуляции в 2016 г. по сравнению с 2011 г.

Выводы

Согласно результатам проведенных экспериментов, пространственно-временная изменчивость плотности ДПЭ в Черном море формируется различными механизмами для верхнего 30-метрового слоя и слоя основного галоклина. В верхнем слое изменчивость ДПЭ связана прежде всего с распространением распресненных речных вод. Так, в течение года максимальные значения плотности ДПЭ наблюдаются в районе северо-западного шельфа, повышенные значения – на периферии бассейна. Верхний слой в центральной части моря подвержен слабой пространственной и временной изменчивости, и плотность ДПЭ здесь определяется атмосферными условиями.

В слое основного галоклина 75–150 м структура поля плотности ДПЭ определяется мезомасштабной динамикой. Максимальные значения плотности ДПЭ соответствуют зонам отрицательных аномалий плотности, которые формируются в антициклонических круговоротах. Анализ горизонтального пространственного распределения плотности ДПЭ показал, что наиболее энергоактивные зоны Черного моря – это области Севастопольского и Батумского антициклонов, причем ДПЭ тем выше, чем выше орбитальная скорость вихря. Отмечено, что плотность ДПЭ в циклонах в 2–3 раза меньше, чем в антициклонах. Такая структура соответствует тому факту, что антициклоны в Черном море более интенсивны и, следовательно, наклоны изопикн в них более крутые, что приводит к росту аномалий плотности.

Изменчивость работы силы плавучести, которая определяет скорость и направление трансформации энергии между ДПЭ и КЭ, проявляет сезонный характер. В холодный период года вследствие интенсивного перемешивания формируется положительная аномалия плотности во всем верхнем деятельном слое Черного моря. Поэтому работа силы плавучести в большей степени определяется знаком вертикальной скорости. В центральной части, где происходит подъем вод, поток энергии направлен из КЭ в ДПЭ, на периферии бассейна – наоборот. Весной и летом в поле работы силы плавучести наблюдается двухслойная структура, определяемая зонами положительных и отрицательных аномалий плотности. Толщина верхнего слоя составляет 20–30 м и, согласно

нашей работе, опубликованной в журнале *Water* в 2022 г., соответствует глубине сезонного термоклина.

Анализ структуры поля работы силы плавучести в основном галоклине показал, что наиболее интенсивное преобразование энергии между ДПЭ и КЭ происходит в зонах мезомасштабных антициклонических вихрей с максимальными орбитальными скоростями. Причем знак работы силы плавучести определяется преимущественно знаком вертикальной скорости, которая разнонаправлена в ядре и на периферии вихря.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Каменкович В. М., Кошляков М. Н., Монин А. С.* Синоптические вихри в океане. Л. : Гидрометеоздат, 1982. 264 с.
2. *Гилл А.* Динамика атмосферы и океана. В 2 т. Пер. с англ. М. : Мир, 1986. Т. 2. 415 с.
3. *Holland W. R.* Energetics of baroclinic oceans // Numerical models of ocean circulation : proceedings of a symposium held at Durham, New Hampshire, October 17-20, 1972. Washington : National Academy Press, 1975. P. 168–177.
4. The global mesoscale eddy available potential energy field in models and observations // C. Luecke [et al.] // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2017. Vol. 122, iss. 11. P. 9126–9143. <https://doi.org/10.1002/2017JC013136>
5. *Li Q., Zhou L., Xie L.* Seasonal and interannual variability of EAPE in the South China Sea derived from ECCO2 data from 1997 to 2019 // *Water*. 2021. Vol. 13, iss. 7. 926. <https://doi.org/10.3390/w13070926>
6. *Травкин В. С., Белоненко Т. В.* Исследование вихревой изменчивости в Лофотенской котловине на основе анализа доступной потенциальной и кинетической энергии // Морской гидрофизический журнал. 2021. Т. 37, № 3. С. 318–332. doi:10.22449/0233-7584-2021-3-318-332
7. Available potential energy and mixing in density-stratified fluids / K. B. Winters [et al.] // Journal of Fluid Mechanics. 1995. Vol. 289. P. 115–128. <https://doi.org/10.1017/S002211209500125X>
8. *Tailleux R.* Irreversible compressible work and available potential energy dissipation in turbulent stratified fluid // Physica Scripta. 2013. Vol. 2013, no. T155. 014033. <https://doi.org/10.1088/0031-8949/2013/T155/014033>
9. *Bishop S. P., Small R. J., Bryan F. O.* The global sink of available potential energy by mesoscale air-sea interaction // Journal of Advances in Modeling Earth Systems. 2020. Vol. 12, iss. 10. e2020MS002118. <https://doi.org/10.1029/2020MS002118>
10. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. IV. Черное море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия / Под ред. А. И. Симонова, Э. Н. Альтмана. СПб. : Гидрометеоздат, 1991. 428 с.
11. *Суворов А. М., Шокурова И. Г.* Годовая и междесятилетняя изменчивость доступной потенциальной энергии в Черном море // Морской гидрофизический журнал. 2004. № 2. С. 29–41.
12. *Stanev E. V.* On the mechanisms of the Black Sea circulation // Earth-Science Reviews. 1990. Vol. 28, iss. 4. P. 285–319. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(90\)90052-W](https://doi.org/10.1016/0012-8252(90)90052-W)
13. *Демьшев С. Г.* Энергетика климатической циркуляции Черного моря. Ч. I. Дискретные уравнения скорости изменения кинетической и потенциальной энергий // Метеорология и гидрология. 2004. № 9. С. 65–80. EDN PGCNXXF.
14. *Павлушин А. А., Шатири Н. Б., Михайлова Э. Н.* Энергетические переходы в двухслойной вихреразрешающей модели Черного моря // Морской гидрофизический журнал. 2019. Т. 35, № 3. С. 201–219. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2019-3-201-219>

15. Демьшев С. Г., Дымова О. А. Численный анализ мезомасштабных особенностей циркуляции в прибрежной зоне Черного моря // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2013. Т. 49, № 6. С. 655–663. EDN RFWNFH. <https://doi.org/10.7868/S0002351513060035>
16. Demyshev S. G., Dymova O. A. Numerical analysis of the Black Sea currents and mesoscale eddies in 2006 and 2011 // Ocean Dynamics. 2018. Vol. 68, iss. 10. P. 1335–1352. <https://doi.org/10.1007/s10236-018-1200-6>
17. Demyshev S. G., Dymova O. A. Analysis of the annual mean energy cycle of the Black Sea circulation for the climatic, basin-scale and eddy regimes // Ocean Dynamics. 2022. Vol. 72, iss. 3–4. P. 259–278. <https://doi.org/10.1007/s10236-022-01504-0>
18. Demyshev S., Dymova O., Miklashevskaya N. Seasonal variability of the dynamics and energy transport in the Black Sea by simulation data // Water. 2022. Vol. 14, iss. 3. 338. <https://doi.org/10.3390/w14030338>
19. Stanev E. V., Staneva J. V. The impact of the baroclinic eddies and basin oscillations on the transitions between different quasi-stable states of the Black Sea circulation // Journal of Marine Systems. 2000. Vol. 24, iss. 1–2. P. 3–26. [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(99\)00076-7](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(99)00076-7)
20. Демьшев С. Г. Численная модель оперативного прогноза течений в Черном море // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2012. Т. 48, № 1. С. 137–149. EDN OOWHLL
21. The regional weather forecasting system SKIRON: an overview / G. Kallos [et al.] // Proceedings of the International Symposium on Regional Weather Prediction on Parallel Computer Environments (Athens, Greece, 15–17 October 1997). Athens, 1997. P. 109–122.
22. Иванов В. А., Белокопытов В. Н. Океанография Черного моря. Севастополь, 2011. 212 с.
23. Мамаев О. И. Т, S-анализ вод Мирового океана. Л. : Гидрометеиздат, 1970. 364 с.
24. New estimates of the available potential energy in the world ocean / A. H. Oort [et al.] // Journal of Geophysical Research: Oceans. 1989. Vol. 94, iss. C3. P. 3187–3200. <https://doi.org/10.1029/JC094iC03p03187>
25. Thermohaline structure, transport and evolution of the Black Sea eddies from hydrological and satellite data / A. A. Kubryakov [et al.] // Progress in Oceanography. 2018. Vol. 167. P. 44–63. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2018.07.007>

Об авторах:

Демьшев Сергей Германович, главный научный сотрудник, заведующий отделом теории волн, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), доктор физико-математических наук, **SPIN-код: 1848-2350, ORCID ID: 0000-0002-5405-2282, ResearcherID: C-1729-2016, Scopus Author ID: 57862712800, demyshev@gmail.com**

Дымова Ольга Алексеевна, старший научный сотрудник, отдел теории волн, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат физико-математических наук, **SPIN-код: 7565-1082, ORCID ID: 0000-0003-4036-2447, ResearcherID: P-9669-2015, olgadyam@yahoo.com**

Миклашевская Надежда Андриановна, младший научный сотрудник, отдел теории волн, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), **SPIN-код: 8476-2604, ORCID ID: 0000-0003-2619-343X, ResearcherID: P-2167-2017, nmikl@rambler.ru**