

УДК 532.5:551.465

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГЛУБОКОВОДНЫХ ПРОТИВОТЕЧЕНИЙ В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ

© 2023 г. Н. В. Маркова^а, О. А. Дымова^{а,*}

^аМорской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия

*E-mail: olgadyd@yahoo.com

Поступила в редакцию 23.01.2023 г.

После доработки 20.05.2023 г.

Принята к публикации 06.06.2023 г.

На основе результатов численного моделирования проведено исследование факторов возникновения узких нестационарных течений, формирующихся в Черном море в нижней части постоянного пикноклина и глубже. Предпосылки генерации глубоководных противотечений в гидрофизических полях Черного моря изучены на примере его северо-восточного региона, где они обнаруживаются наиболее часто. В сентябре 2016 г. и феврале 2017 г. противотечения в районе северокавказского побережья были зафиксированы по данным наблюдений буя-профилера ARGO ID6901833. На основе численной модели МГИ с разрешением 1.6 км и ассимиляцией данных гидрологических наблюдений температуры и солёности выполнено численное моделирование гидрофизических полей Черного моря для периода 2016–2017 гг. По результатам расчета воспроизведено изменение направления глубоководных течений в указанном районе, проанализированы поля основных гидрофизических параметров и их производные характеристики. Показано влияние мезомасштабных антициклонических вихрей и градиентов плотности на структуру и изменчивость поля скорости. Установлено, что противотечения распространялись в антициклоническом направлении вдоль материкового склона на горизонтах от 50–100 до 500 м в течение нескольких суток, а их формирование происходило в условиях ослабления циклонического Основного Черноморского течения в верхнем слое моря и усиления Керченского антициклона.

Ключевые слова: Черное море, моделирование, течения, противотечения, плотность, скорость, антициклонические вихри

DOI: 10.31857/S1024708423600057, **EDN:** TSHOAY

Как было показано в ряде исследований по изучению динамики вод Черного моря, структура поля скорости под постоянным пикноклином, ядро которого находится на глубинах 50–100 м, а нижняя граница — около 300 м, значительно отличается от динамики вышележащего слоя. Единного круговорота бассейнового масштаба — Основного Черноморского течения (ОЧТ), распространяющегося над материковым склоном в верхнем 200-метровом слое моря в циклоническом направлении, под основным пикноклином не наблюдается. Глубоководные слои характеризуются существенно меньшими (в среднем на порядок) значениями скорости, преобладанием мезомасштабных вихрей разного знака завихренности и узкими нестационарными течениями [1, 2]. Согласно всем имеющимся на сегодняшний день данным, гипотеза единого сплошного антициклонического течения (противотечения) под ОЧТ, высказанная еще в публикации Неймана 1943 г. [3], не подтверждается. В то же время в ряде работ говорится об обнаружении под ОЧТ течений (или возможно частей вихревых структур), направленных противоположно основной струе ОЧТ и ранее принимаемых за части единого противотечения. Согласно этим исследованиям, локально противотечения обнаруживались как в слое основного пикноклина (50–300 м) [4, 5], так и в более глубоких слоях [6].

Более точно описать обнаруженные динамические структуры на основе данных измерений не позволяют малое количество и нерегулярность натурных наблюдений. Сложность проведения измерений скорости течений и существенная стратификация черноморских вод до последнего времени не давали возможности детально изучить трехмерное поле течений, поэтому особенно глубоководной циркуляции Черного моря чаще всего оставались за пределами основных на-

правлений исследований. Тем не менее в ряде работ внимание этой проблеме все же было уделено, в том числе приведены возможные объяснения особенностей динамики глубоководных течений. Так, например, в [7] было дано теоретическое обоснование усиления черноморских течений с глубиной, а в [4] показаны возможные причины противотечения, связанные с потоками плавучести на границах бассейна.

В последующих работах на основе численного моделирования были рассчитаны трехмерные поля течений Черного моря и показано наличие в различных частях моря глубоководных течений антициклонической направленности [8–12], однако детально эти особенности не исследовались из-за недостатка данных наблюдений, которые являются основой валидации любых численных расчетов.

В начале 2000-х гг. стартовала программа регулярных наблюдений параметров морской среды в Черном море при помощи автономных профилирующих буев-профилемеров ARGO. Были получены первые данные о дрейфе буев на различных глубинах, что позволило показать общую циклоническую направленность черноморской циркуляции [13–15], а также со временем накопить данные о профилях температуры и солёности вод Черного моря, используемые сейчас для валидации и ассимиляции при численном моделировании динамики морской среды.

В представленной работе внимание сфокусировано на одной из наиболее интересных особенностей поля течений Черного моря — узких нестационарных глубоководных противотечениях антициклонической направленности, распространяющихся вдоль материкового склона под основным пикноклином. В северо-восточном регионе они впервые были обнаружены при анализе численных расчетов на основе модели МГИ [16, 17], и в последующем их формирование было подтверждено данными натурных наблюдений и численными расчетами на основе других современных численных моделей [18–20]. На основе результатов численного моделирования было также показано, что аналогичные течения могут формироваться и в других районах Черного моря [19, 21], однако, учитывая труднодоступность данных наблюдений, настоящее исследование ограничено районом северокавказского побережья, для которого нашлись подходящие натурные данные для сопоставления.

Образование глубоководных противотечений в целом не имеет однозначного объяснения. Кроме указанных выше работ, в исследовании [22] было установлено, что совместный эффект бароклинности и рельефа дна (СЭБИР) может способствовать их генерации, а в работе [20] на основе 4-х численных моделей показано формирование таких противотечений в северо-восточной части моря в периоды наличия больших градиентов плотности в направлении северокавказского побережья. В статье [23] для Бенгальского залива было определено, что противотечения вблизи его западной границы являются, по сути, частями глубоководных вихрей разного масштаба. Таким образом, антициклоны могут выступать в качестве генераторов струйного течения между периферией вихря и свалом глубин, а также изменять наклон изопикнических поверхностей, вследствие чего могут формироваться внутренние волны и градиентные течения. В районе северокавказского побережья Черного моря вихревая динамика также довольно интенсивна и носит сложный характер, а по данным контактных [24] и спутниковых наблюдений [25] определяется бимодальный режим поверхностных течений.

1. МЕТОДИКА РАСЧЕТА И ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ

Период 2016–2017 гг. выбран для рассмотрения в силу того, что по данным наблюдений ARGO [<http://www.coriolis.eu.org>] в этом временном интервале были неоднократно зафиксированы развороты траектории движения автономного буя-профилемера № 6901833, дрейфовавшего вдоль северокавказского побережья. Так, после запуска 1 июня 2016 г. в юго-восточной части Черного моря буй переносился течениями в циклоническом направлении (сонаправленно ОЧТ — на северо-запад) на своей парковочной глубине 200 м, но 6 сентября 2016 г. он развернулся и стал дрейфовать в обратном, юго-восточном направлении (рис. 1).

Этот дрейф продолжался 40 суток при корректном выполнении буюм заданных станций профилирования гидрологических параметров. Новый разворот буя и возврат к его первоначальной траектории последовали 15 октября, и далее буй дрейфовал на северо-запад сонаправленно ОЧТ. Зимой 2017 г. буй опять дважды развернулся, но совершил подобный маневр уже за более короткое время (с 3 по 13 февраля), и при этом средняя скорость его движения была выше. Подобные изменения направления движения автономного буя-профилемера могли быть обусловлены как его переносом мезомасштабными вихревыми структурами, образующимися и/или движущимися вдоль материкового склона, так и наличием глубоководного течения антициклонической на-

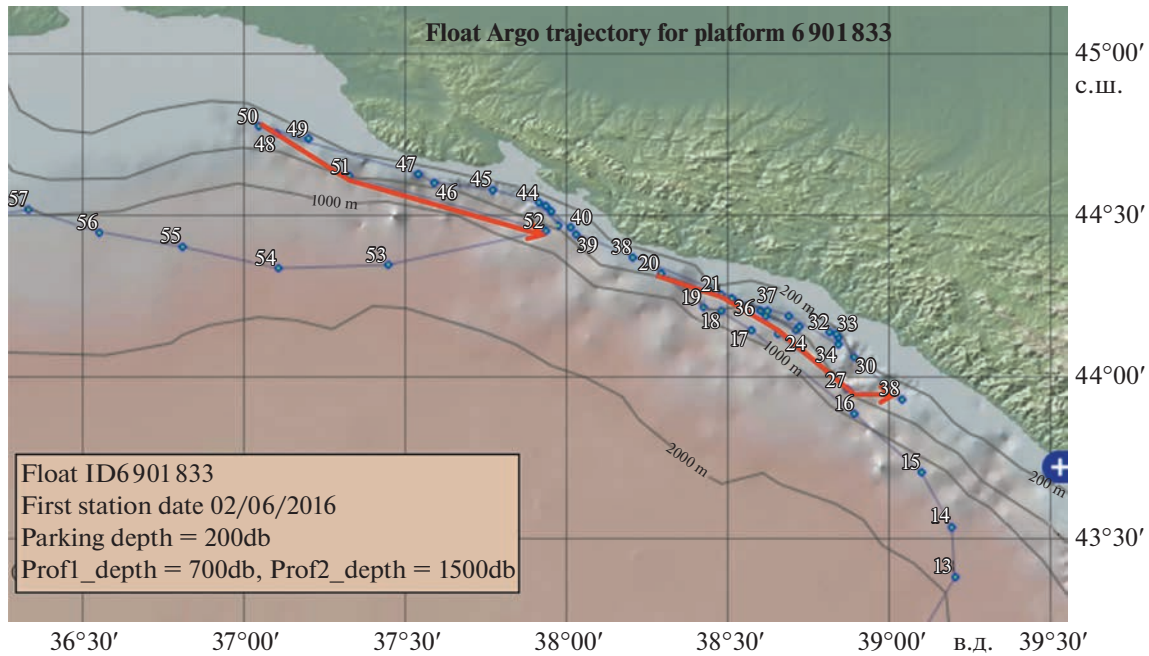


Рис. 1. Траектория буя-профилемера ARGO № 6901833 в районе северокавказского побережья в конце 2016 – начале 2017 г. (цифрами отмечены номера станций, красными стрелками показаны перемещения буя на юго-восток, период между станциями 5 сут).

правленности (противотечения относительно направления циркуляции на поверхности). Как упомянуто выше, в рассматриваемом районе ранее уже идентифицировались случаи проявления антициклонических течений под основным пикноклином [18–21]. Поэтому подобное поведение буя послужило основанием предположить наличие противотечений и в 2016–2017 гг. и исследовать условия их генерации на основе оценки пространственно-временной изменчивости модельных гидрофизических полей.

Для воспроизведения гидрофизических полей Черного моря в 2016–2017 гг. использовалась версия модели Морского гидрофизического института (модель МГИ) [26] с пространственным разрешением 1.6 км, дополненная процедурой усвоения натурных данных температуры и солености. Модель основана на полных уравнениях термогидродинамики океана в приближениях Буссинеска и гидростатики

$$u_t - (\xi + f)v + wu_z = -g\zeta_x - \frac{1}{\rho_0}(P^1 + E)_x + (v_v u_z)_z - v_H \nabla^4 u \quad (1.1)$$

$$v_t + (\xi + f)u + wv_z = -g\zeta_y - \frac{1}{\rho_0}(P^1 + E)_y + (v_v v_z)_z - v_H \nabla^4 v \quad (1.2)$$

$$P = g\rho_0\zeta + g\int_0^z \rho d\mu = g\rho_0\zeta + P^1 \quad (1.3)$$

$$u_x + v_y + w_z = 0 \quad (1.4)$$

$$\zeta_t + \int_0^H (u_x + v_y) dz = (Pr - Ev)/\rho_1 \quad (1.5)$$

$$T_t + (uT)_x + (vT)_y + (wT)_z = -\kappa_H \nabla^4 T + (\kappa_T T_z)_z + (\rho_0 c_p)^{-1} I_z + A^T \quad (1.6)$$

$$S_t + (uS)_x + (vS)_y + (wS)_z = -\kappa_H \nabla^4 S + (\kappa_S S_z)_z + A^S \quad (1.7)$$

$$\rho = \rho_0(1 - \alpha_1 T - \alpha_2 T^2 + \alpha_3 S - \alpha_4 ST) \quad (1.8)$$

Уравнения модели (1.1–1.8) приведены в авторской записи согласно [26], где u, v, w – компоненты вектора скорости, ζ – уровень моря, f – параметр Кориолиса, g – ускорение свободного падения, P – давление, H – глубина моря, Pr – скорость выпадения осадков, Ev – скорость испарения с поверхности моря, T и S – температура и соленость, I – солнечная радиация, c_p – удельная теплоемкость морской воды, A^T и A^S – ассимиляционные источники, ρ – плотность, ρ_0 – средняя плотность морской воды, ρ_1 – плотность пресной воды, ν_H и κ_H – коэффициенты горизонтальной турбулентной вязкости и диффузии, ν_V – коэффициент вертикальной турбулентной вязкости, κ_T и κ_S – коэффициенты вертикальной турбулентной диффузии тепла и соли, α_i – коэффициенты термического расширения и солёностного сжатия, ξ – относительная завихренность, E – кинетическая энергия. Индексы x, y, z, t указывают на дифференцирование по соответствующей координате.

Вертикальный турбулентный обмен в формулах (1.1), (1.2), (1.6), (1.7) параметризован с помощью модели замыкания Меллора-Ямады уровня 2.5 [27]. Уравнение состояния задается нелинейной зависимостью от температуры и солёности по формуле (1.8). Величины всех коэффициентов и особенности численной реализации модели подробно представлены в работе [26].

Уравнение (1.5) получено в предположении выполнения линеаризованного кинематического условия на свободной поверхности ($z = 0$) $w = -\xi_z + (Pr - Ev)\rho_1^{-1}$. Граничные условия на свободной поверхности ($z = 0$) для уравнений (1.1), (1.2), (1.6), (1.7) имеют вид

$$\rho_0 \nu_V u_z = -\tau^x, \quad \rho_0 \nu_V v_z = -\tau^y, \quad \rho_0 \kappa_T T_z = Q^T, \quad \kappa_S S_z = (Ev - Pr) S_0 \rho_1^{-1} + \gamma(S_0 - S^{cl}),$$

где τ^x и τ^y – касательные напряжения трения ветра, Q^T – поток тепла из атмосферы, S_0 – поверхностная солёность, S^{cl} – климатическая солёность, γ – параметр релаксации. На твердых участках границы задаются условия отсутствия нормальных потоков импульса, тепла и соли. Трение о дно не учитывается. В модели учитываются стоки рек и водообмен через проливы путем задания на жидких участках границы климатических температуры и солёности, а также скорости, рассчитанной через среднемесячные климатические расходы [28] (условие Дирихле). Один раз в сутки проводится усвоение данных наблюдений температуры и солёности: усвоение поверхностной температуры – по схеме, описанной в [26], вертикальных профилей температуры и солёности – по упрощенной процедуре четырехмерного анализа [29]. Процедура усвоения [29] основана на методике последовательной оптимальной интерполяции, когда ковариационные функции полей температуры и солёности вычисляются в предположении однородности и изотропности. Параметры ассимиляции для расчетов гидрофизических полей Черного моря с высоким пространственным разрешением предложены в [30]. По вертикали данные измерений сгруппированы в соответствии с глубинами расчетных горизонтов модели. В силу особенностей реализации процедуры четырехмерного анализа данные наблюдений усваиваются, если хотя бы две станции измерений на конкретную дату находятся на расстоянии менее 20 км от узла сетки модели [30].

Используемый вариант модели реализован на регулярной сетке $(1/48)^\circ$ по долготе и $(1/66)^\circ$ по широте, по вертикали заданы 27 неравномерно распределенных z -горизонтов со сгущением к поверхности. Батиметрия бассейна построена по данным EMODnet [<http://portal.emodnet-bathymetry.eu>] с разрешением $(1/8)'$. В качестве атмосферного форсинга использованы данные реанализа ERA5 с разрешением $(1/4)^\circ$ на каждый час по времени [doi: 10.24381/cds.adbb2d47].

Численный эксперимент проводился в два этапа. На первом этапе модель была запущена на более крупной сетке 5 км и с начальными условиями, соответствующими 1 января 2015 г. Начальные поля были построены по данным реанализа CMEMS для Черного моря [31], они включали данные об уровне моря, температуре, солёности и горизонтальных компонентах скорости. Расчет проводился на один год с использованием форсинга ERA5 и усвоением данных о температуре поверхности моря и профилей температуры и солёности ARGO. Полученная таким образом контрольная точка на 1 января 2016 г. была линейно интерполирована в узлы сетки 1.6 км, и далее эти поля использовались как стартовые для второго этапа – расчета с высоким разрешением. На этом этапе эксперимент проводился с 1 января 2016 г. по 1 марта 2017 г. с усвоением данных измерений, включающих данные профилирования температуры и солёности ARGO [<http://www.coriolis.eu.org>] и БОД МГИ (87, 89, 91 рейсы НИС “Профессор Водяницкий”) [<http://bod-mhi.ru/>], а также спутниковых наблюдений температуры поверхности моря (центр морских исследований Copernicus, продукт SST_BS_SST_L3S_NRT_OBSERVATIONS_010_013). Выходными данными модели являются среднесуточные поля уровня, температуры, солёности и компонент скорости.

Таблица 1. Среднеквадратические отклонения между модельными и натурными температурой и соленостью

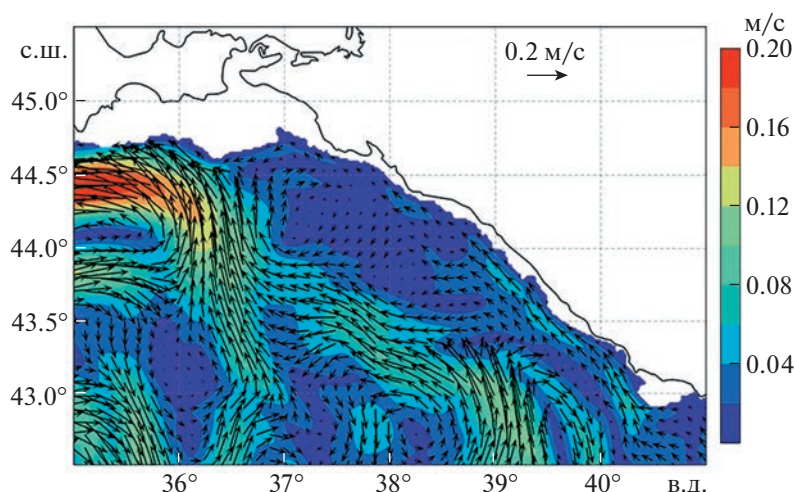
Глубина, м	Температура, °С	Соленость, ‰
0–5	0.905	0.177
5–30	2.006	0.106
30–100	0.525	0.288
100–300	0.137	0.260
300–800	0.057	0.076
800–1500	0.020	0.079

Результаты расчета валидировались по данным наблюдений. В качестве примера сопоставления в табл. 1 представлены среднеквадратические отклонения модельных данных от данных измерений, полученных с помощью буя-профилемера ARGO № 6901833 за период 2 июня 2016 г. – 28 февраля 2017 г. Методика валидации подробно описана в [26]. Из таблицы видно, что наибольшая ошибка в рассчитанных полях температуры приходится на слой 5–30 м и равна 2.006°С, а в полях солености – на слой 30–100 м со значением 0.288‰. Отметим, что полученные отклонения не превышают дисперсию самих данных измерений в указанных слоях, составившую 3.48°С и 0.45‰ соответственно.

2. АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ

По результатам проведенного численного моделирования было установлено, что в сентябре-октябре 2016 г. в районе северо-восточного свала глубин на горизонтах от 50–100 до 500 м события формирования узких струйных противотечений происходили дважды. Глубоководные противотечения распространялись вдоль северокавказского побережья на юго-восток со скоростями 3–10 см/с в период с 11 по 23 сентября 2016 г. и со скоростями 3–20 см/с в период с 6 по 18 октября 2016 г. На рис. 2 показано поле течений на горизонте 200 м в начале сентября, когда циркуляция в указанном слое носила еще циклонический характер, а скорости течений были направлены вдоль берега на северо-запад и не превышали 6 см/с. В это время уже начинал свое формирование Керченский антициклонический вихрь с центром около (44.5° с.ш., 37° в.д.) и диаметром примерно 100 км.

К середине сентября структура поля скорости в регионе изменилась: сформировавшийся Керченский антициклон достиг максимальной глубины 700 м, произошло усиление антициклонической завихренности поля скорости и появление противотечения от периферии вихря на юго-восток, вдоль северокавказского побережья. На дату 16 сентября (рис. 3а) противотечение

**Рис. 2.** Модельное поле течений в северо-восточной части Черного моря 4 сентября 2016 г. на горизонте 200 м.

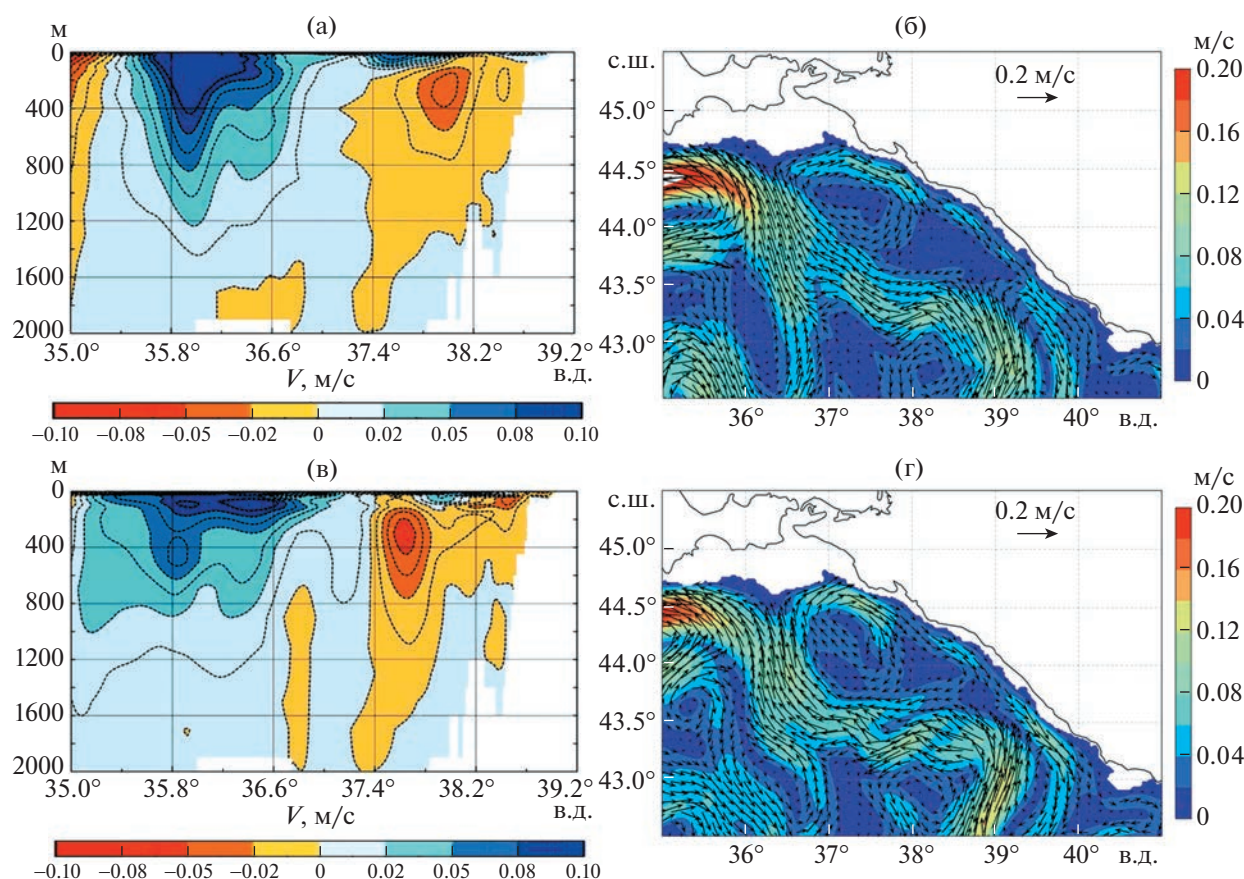


Рис. 3. Модельные поля скорости: меридиональная составляющая на зональном разрезе вдоль 44.23° с.ш. (а, в) и векторы скорости на горизонте 200 м (б, г) – 16 сентября (а, б) и 10 октября (в, г) 2016 г.

наблюдалось с глубины 75 м, его скорости на этом горизонте составляли 3–5 см/с, а на глубине 200 м, где дрейфовал буй ARGO, скорости противотечения достигали 10 см/с (рис. 3б). К горизонту 500 м течения постепенно ослабевали до значений 4–6 см/с, распространялись вдоль побережья на юго-восток и достигали района Гагаутской банки. Таким образом, время жизни рассматриваемого противотечения составило 13 сут, а его протяженность вдоль побережья – около 500 км.

Синхронно с изменениями интенсивности Керченского антициклона, противотечение ослабевало и вновь начало обнаруживаться только через 2 нед, с 6 октября 2016 г. (рис. 3в). К 9–10 октября его структура уже четко прослеживалась от зоны действия вновь усилившегося Керченского антициклона (рис. 3г). Протяженность противотечения на горизонтах 50–500 м вдоль побережья на юго-восток в этот период составила уже более 700 км, его скорости на горизонтах 50–100 м 10 октября достигали 19–20 см/с, на горизонте 200 м – 9 см/с, на горизонте 500 м – 5 см/с. С 12–13 октября сплошность струи противотечения была нарушена: в центральной своей части оно существенно ослабло, и начиная с 14 октября происходила смена направления течений вдоль всего побережья со значениями скорости до 3 см/с. К 18 октября противотечение уже не определялось. Таким образом, время жизни противотечения в октябре 2016 г. составило также 13 сут.

События формирования противотечений наблюдаются и в зимний период, когда при более интенсивном вертикальном перемешивании плотностная стратификация довольно слаба. Так, в феврале 2017 г. противотечение сформировалось на горизонтах от 100 до 500 м, т.е. верхняя его граница была глубже, чем в начале осени предыдущего года. На рис. 4 показаны поля гидрофизических характеристик в моменты отсутствия противотечения (рис. 4а) и его развитой фазы (рис. 4б). Скорости противотечения в феврале 2017 г. составили: на горизонте 100 м – до 12 см/с, на глубинах 150–200 м – до 4–5 см/с, на горизонте 500 м – максимум 3 см/с. Время жизни про-

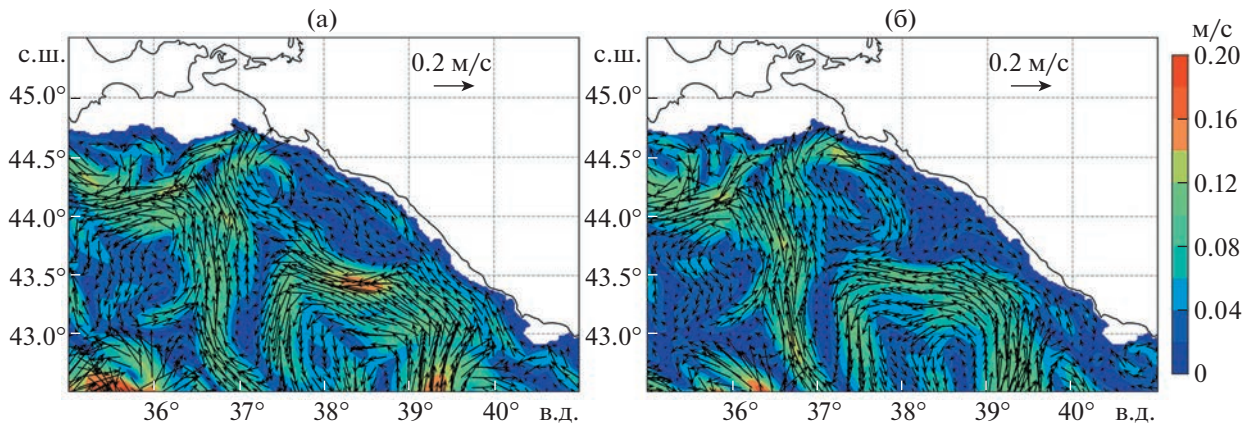


Рис. 4. Поля скорости в северо-восточной части Черного моря 1 февраля 2017 (а) и 9 февраля 2017 (б) на горизонте 200 м.

тивотечения в этот период составило 12 суток, а его протяженность вдоль побережья — около 300 км.

В обоих описанных событиях противотечение возникает в результате усиления Керченского антициклона. Можно предположить, что генерация противотечения зависит от накачки энергии Керченским антициклоном между периферией вихря и узким, крутым материковым склоном, характерным для северо-восточной части Черного моря.

Изменение интенсивности ОЧТ, его меандрирование, формирование и развитие антициклонов справа от стрежня влекут соответствующие изменения в термохалинной структуре и плотностной стратификации вод Черного моря. Рассмотрим детально трансформацию гидрофизических полей в северо-восточной части моря в сентябре 2016 г., когда были получены данные буя-профилимера ARGO. В динамике верхнего слоя в этот период наблюдалось ослабление ОЧТ. Как видно из рис. 5а, 4 сентября прибрежное циклоническое течение было прижато к берегу, а его скорость достигала 40–45 см/с. К 16 сентября скорость уменьшилась до 25–30 см/с и течение несколько отделилось от берега. Результаты моделирования качественно согласуются с картами поверхностных геострофических течений (рис. 5в, г), полученными в МГИ РАН по комбинированным данным о ветре и альтиметрии [http://dvs.net.ru/mp/data/201609vw_ru.shtml].

Совместный анализ термохалинной и динамической структуры вод вблизи северокавказского побережья показал, что при ослаблении циклонической циркуляции (рис. 5б) и развитии Керченского антициклона (рис. 3б) увеличивается соленость вод около материкового склона (рис. 6а), происходит выравнивание изопикнических поверхностей в слое 75–250 м (рис. 6б) и даже изменение угла наклона изопикн в слое 400–700 м (рис. 6в). При этом наблюдается усиление меридионального переноса глубинных вод в южном направлении: как видно из рис. 6в меридиональная составляющая скорости течения отрицательна и достигает значений минус 6 см/с в слое 150–500 м.

Анализ динамических характеристик циркуляции показал, что в сентябре 2016 г. в районе над материковым склоном южнее г. Туапсе в период дрейфа буя-профилимера произошла смена знака относительной завихренности $\xi = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$ с положительного (циклоническая завихренность, рис. 7а) на отрицательный (антициклоническая завихренность, рис. 7б).

В работе [32] показано, что качественную оценку динамических свойств циркуляции, в том числе и мезомасштабных движений, целесообразно проводить на основе уравнения потенциального вихря в формулировке Россби, т.к. слагаемые уравнения имеют размерность завихренности, и эта форма записи упрощает физическую интерпретацию результатов. Соответствующее уравнение имеет вид

$$\sigma = \Delta\psi + \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{f^2}{N^2} \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) = \Delta\psi + f^2 \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{1}{N^2} \right) \frac{\partial \psi}{\partial z} + \frac{f^2}{N^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2} \quad (2.1)$$

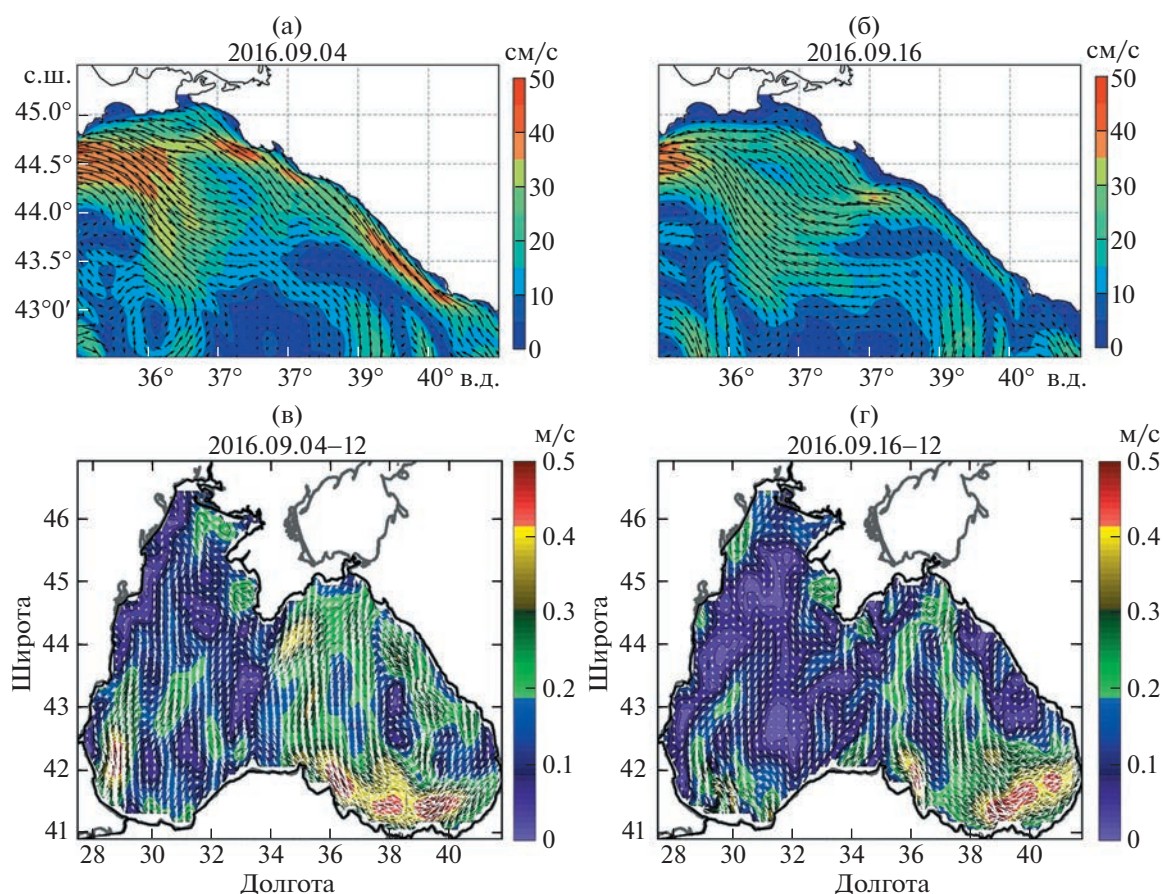


Рис. 5. Модельные поля скорости на горизонте 5 м (а, б) и скорость поверхностных течений по данным ветра и альтиметрии (в, г) [http://dvs.net.ru/mp/data/201609vw_ru.shtml] на даты 4 сентября (а, в) и 16 сентября (б, г) 2016 г.

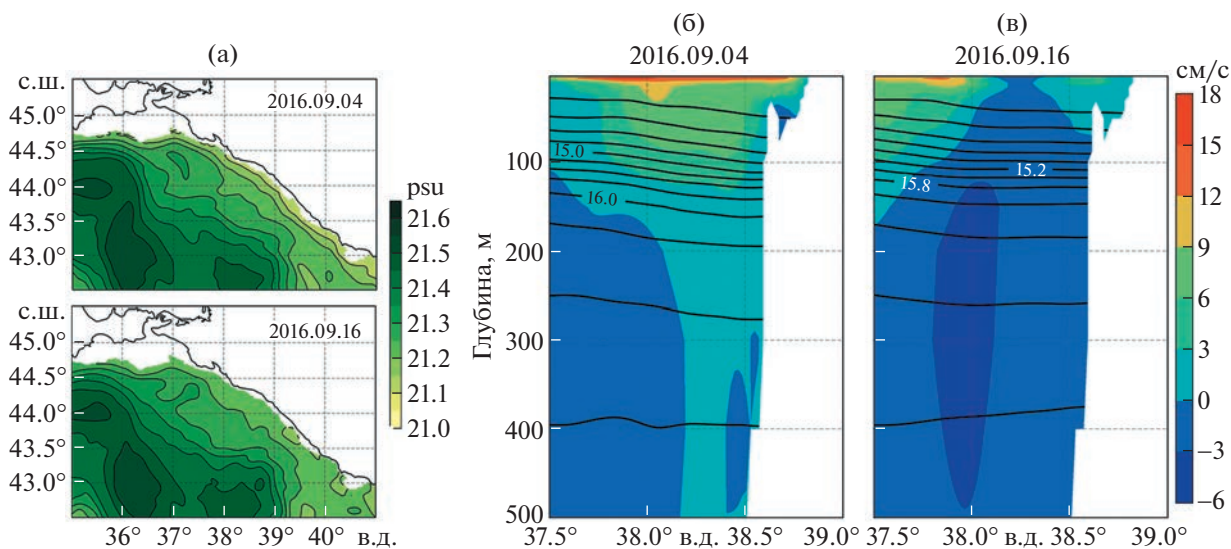


Рис. 6. Модельное поле солёности на горизонте 200 м (а). Меридиональная скорость течения (цвет) и изолинии условной плотности (черные линии) на зональном разрезе вдоль 43.8° с.ш. на 4 сентября (б) и 16 сентября (в) 2016 г.

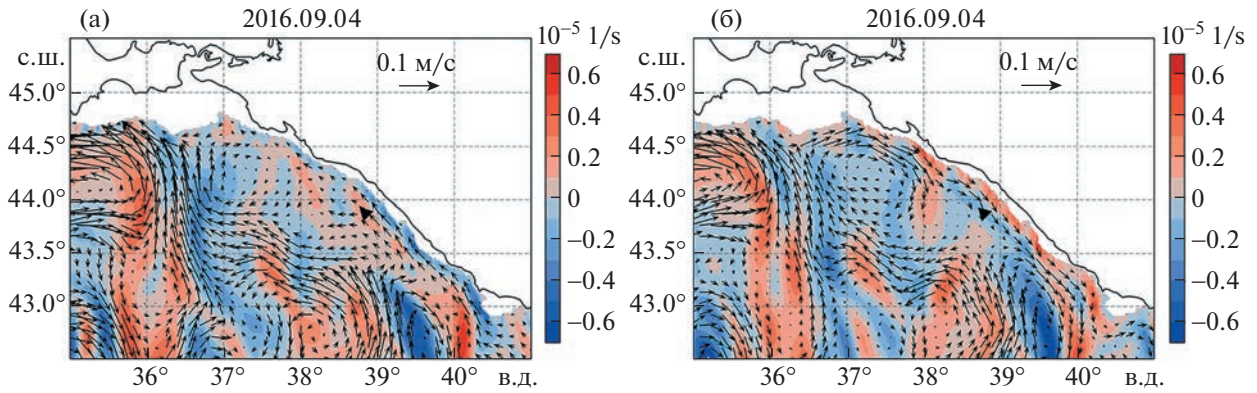


Рис. 7. Относительная завихренность вектора скорости (цвет) и поле скорости (стрелки) на горизонте 200 м на 04.09.2016 (а) и 16.09.2016 (б). ▲ — точка с координатами 38.82° в.д., 43.83° с.ш.

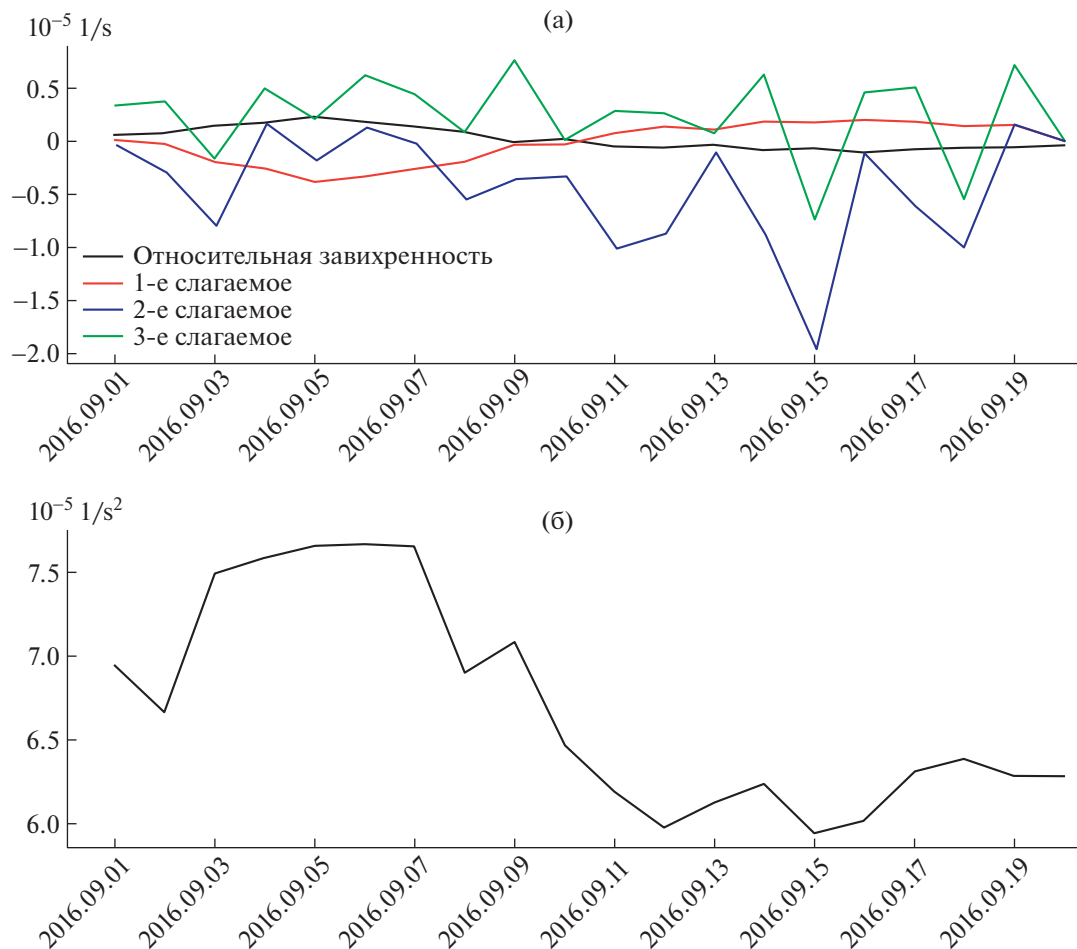


Рис. 8. Изменение со временем относительной завихренности поля скорости и слагаемых уравнения (2.1) (а) и квадрата частоты плавучести (б) на горизонте 200 м в точке (38.82° в.д., 43.83° с.ш.).

где σ — потенциальный вихрь, Δ — горизонтальный оператор Лапласа, ψ — функция тока, N — частота Брента–Вайсяля.

Функция тока была рассчитана по горизонтальным компонентам вектора скорости, следуя [33]. Плотность морской воды нелинейно зависит от температуры и солёности и рассчитана

по формуле (1.8). Так как в модели МГИ ось z направлена вниз, квадрат частоты Брента–Вайсяля вычисляется по формуле $N^2 = \frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z}$.

Несмотря на то что основным допущением при выводе (2.1) является квазигеострофическое приближение, мы применяем это уравнение к нашим результатам аналогично [32], исходя из того, что модельные данные получены в приближении гидростатики (1.3), и число Россби для исследуемого района много меньше единицы (не превышает 0.05).

Выполненный анализ вкладов всех слагаемых в уравнении (2.1) показал, что наибольший по модулю вклад дает второе слагаемое. На рис. 8 представлено изменение со временем завихренности поля скорости и слагаемых уравнения (2.1), а также квадрата частоты плавучести в период с 1 по 20 сентября 2016 г. в точке (38.82° в.д., 43.83° с.ш.), показанной треугольником на рис. 7. Из рис. 8 видно, что в первой половине сентября наблюдается увеличение абсолютных значений второго и третьего слагаемых (рис. 8а, синяя и зеленая кривые). Во втором и третьем слагаемом уравнения (2.1) квадрат частоты Брента–Вайсяля стоит в знаменателе, следовательно, уменьшение N^2 должно приводить к росту абсолютной величины потенциальной завихренности. Поведение кривой N^2 на рис. 8б подтверждает это заключение. Таким образом, на основе анализа слагаемых уравнения (2.1) можно заключить, что изменение знака завихренности поля скорости в стрекне вдольсклонового течения на горизонте дрейфа буя № 6901833 происходило вследствие уменьшения частоты плавучести.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Показано, что численная модель МГИ воспроизводит разворот глубоководных течений вблизи северокавказского побережья, наблюдаемый посредством дрейфующего буя-профилемера ARGO № 6901833. Узкие противотечения, в которые попадал буй осенью 2016 г. и зимой 2017 г., распространялись вдоль свала глубин на горизонтах от 50–100 до 500 м. Зимой вследствие интенсивного конвективного перемешивания в поверхностном слое верхняя граница противотечений оказалась глубже, чем в осенний период.

По результатам модельного эксперимента проведен анализ динамических и термохалинных характеристик циркуляции в районе появления противотечений. Получено, что при ослаблении циклонической поверхностной циркуляции и усилении мезомасштабного антициклонического вихря вблизи материкового склона (Керченского антициклона) происходит формирование и развитие антициклонического вдольсклонового течения. Источником противотечения на начальном этапе, по-видимому, является кинетическая энергия вихря, которая концентрируется между периферией вихря и крутым материковым склоном. Развитие и распространение противотечения вдоль склона происходит на фоне выравнивания изопикнических поверхностей вследствие увеличения солёности вод вблизи материкового склона.

Анализ бюджета слагаемых в уравнении потенциального вихря подтверждает, что смена знака относительной завихренности поля скорости в исследуемом районе определяется величиной частоты плавучести: при выравнивании изопикнических поверхностей частота плавучести уменьшается, что в свою очередь приводит к отрицательной (т.е. антициклонической) завихренности.

Доработка модели МГИ для проведения расчетов с усвоением данных наблюдений, проведение численного эксперимента и валидация результатов выполнены О.А. Дымовой при финансовой поддержке гранта РФФИ № 22-77-10056. Оценка влияния стратификации на формирование особенностей глубоководных течений проведена Н.В. Марковой при поддержке гранта РФФИ 22-17-00150. Анализ бюджета слагаемых в уравнении потенциального вихря выполнен в рамках темы госзадания ФГБУН ФИЦ МГИ по теме № FNNN-2021-0003.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Murray J.W., Izdar E. The 1988 Black Sea Oceanographic Expedition: Overview and new discoveries // Oceanography. 1989. V. 2 (1). P. 15–21.
2. Oguz T., Latun V.S., Latif M.A., Vladimirov V.V., Sur H.I., Markov A.A., Özsoy E., Kotovshchikov B.B., Ereemeev V.V., Ünlüata Ü. Circulation in the surface and intermediate layers of the Black Sea // Deep-Sea Res. 1993. V. 40. № 8. P. 1597–1612.
[https://doi.org/10.1016/0967-0637\(93\)90018-X](https://doi.org/10.1016/0967-0637(93)90018-X)
3. Neumann G. Über den Aufbau und die Frage der Tiefenzirkulation des Schwarzen Meeres // Ann. Hydrogr. und marit. Meteorol. 1943. Bd. 71 (1). № 4/6. P. 1–20.

4. Булгаков С.Н., Коротаев Г.К., Уайтхед Дж.А. Роль потоков плавучести в формировании крупномасштабной циркуляции и стратификации вод моря. Ч. 1, 2 // Изв. АН СССР. ФАО. 1996. Т. 32. № 4. С. 548–564.
5. Еремеев В.Н., Кушнир В.М. Слоистая структура течений и вертикальный обмен в Черном море // Океанология. 1996. Т. 36. № 1. С. 13–19.
6. Латун В.С. О движениях глубинных слоев Черного моря. Комплексные океанографические исследования Черного моря. Севастополь: МГИ АН УССР, 1989. С. 9–16.
7. Коротаев Г.К. Интенсификация с глубиной циркуляции в мезомасштабном бассейне под влиянием рельефа дна // Мор. гидрофиз. журн. 2005. № 26. С. 3–10.
8. Демьшев С.Г., Кыш В.В., Инюшина Н.В. Сезонная изменчивость и трансформация с глубиной климатических горизонтальных течений Черного моря по результатам ассимиляции в модели новых климатических данных температуры и солёности // Мор. гидрофиз. журн. 2005. № 6. С. 28–45.
9. Петренко Л.А., Кушнир В.М. Климатические придонные течения в Черном море // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2006. Вып. 14. С. 477–486.
10. Кордадзе А.А., Деметрашвили Д.И., Сурмава А.А. Численное моделирование гидрофизических полей Черного моря в условиях чередования атмосферных циркуляционных процессов // Изв. РАН. ФАО. 2008. Т. 44. № 2. С. 227–238.
11. Архипкин В.С., Косарев А.Н., Гиппиус Ф.Н., Мигали Д.И. Сезонная изменчивость климатических полей температуры, солёности и циркуляции вод Черного и Каспийского морей // Вестник МГУ. Сер. 5. География. 2013. № 5. С. 33–44.
12. Лукьянова А.Н., Багаев А.В., Пластун Т.В., Маркова Н.В., Залесный В.Б., Иванов В.А. Исследование глубоководной циркуляции Черного моря по результатам численного моделирования и натурным данным: Численные эксперименты на основе модели ИВМ РАН и сравнение с данными Банка данных МГИ РАН // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2016. № 3. С. 9–14.
13. Korotaev G., Oguz T., Riser S. Intermediate and deep currents of the Black Sea obtained from autonomous profiling floats // Deep-Sea Res. II: Topical Studies in Oceanography. 2006. V. 53. № 17–19. P. 1901–1910.
14. Poulain P.-M., Menna M., Zu Z. Geostrophic currents in the Mediterranean and Black Seas derived from Argo float profiles // Argo-Italy Project. 2016. URL: <https://www.researchgate.net/publication/308983483>
15. Markova N.V., Bagaev A.V. The Black Sea deep current velocities estimated from the data of ARGO profiling floats // Physical Oceanography. 2016. V. 3. P. 23–35.
<https://doi.org/10.22449/1573-160X-2016-3-23-35>
16. Демьшев С.Г., Иванов В.А., Маркова Н.В., Черкесов Л.В. Построение поля течений в Черном море на основе вихреразрешающей модели с ассимиляцией климатических полей температуры и солёности // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2007. Вып. 15. С. 215–226.
17. Demyshev S.G., Ivanov V.A., Markova N.V. Analysis of the Black Sea climatic fields below the main pycnocline obtained on the basis of assimilation of the archival data on temperature and salinity in the numerical hydrodynamic model // Physical Oceanography. 2009. 19(1). P. 1–12.
18. Островский А.Г., Зацепин А.Г., Соловьев В.А., Цибульский А.Л., Швоев Д.А. Автономный мобильный аппаратно-программный комплекс вертикального зондирования морской среды на заякоренной буйковой станции // Океанология. 2013. Т. 53. № 2. С. 1–10.
19. Коршенико Е.А., Дианский Н.А., Фомин В.В. Воспроизведение глубоководной циркуляции Черного моря с помощью модели INMOM и сопоставление результатов с данными буев ARGO // Морской гидрофиз. журн. 2019. Т. 35. № 3. С. 220–232.
20. Demyshev S.G., Dymova O.A., Markova N.V., Korshenko E.A., Senderov M.V., Turko N.A., Ushakov K.V. Undercurrents in the northeastern Black Sea detected on the basis of multi-model experiments and observations // J. Mar. Sci. Eng. 2021. 9 (9), 933.
<https://doi.org/10.3390/jmse9090933>
21. Demyshev S.G., Dymova O.A., Markova N.V., and Piotukh V.B. Numerical experiments on modeling of the Black Sea deep currents // Physical Oceanography. 2016. № 2. P. 38–50.
<https://doi.org/10.22449/1573-160X-2016-2-34-45>
22. Саркисян А.С., Иванов В.Ф. Совместный эффект бароклинности и рельефа дна как важный фактор в динамике морских течений // Изв. АН СССР. ФАО. 1971. Т. 7. № 2. С. 173–188.
23. Francis P.A., Jithin A.K., Chatterjee A., Mukherjee A., Shankar D., Vinayachandran P.N., Ramakrishna S.S.V.S. Structure and dynamics of undercurrents in the western boundary current of the Bay of Bengal // Ocean Dyn. 2020. V. 70. P. 387–404.
24. Титов В.Б. Морфометрические параметры и гидрофизические характеристики прибрежных антициклонических вихрей в Черном море // Метеорология и гидрология. 2002. № 4. С. 67–73.
25. Каримова С.С. Вихревые течения в Черном море // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2008. Т. 5. № 2. С. 95–101.

26. *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 Dyn.* 2022. 72. P. 259–278.
<https://doi.org/10.1007/s10236-022-01504-0>
27. *Mellor G.L., Yamada T.* Development of a turbulence close model for geophysical fluid problems // *Rev. Geophys. Space Phys.* 1982. 20. P. 851–875.
28. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 4. Черное море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия / Под ред. А.И. Симонова, Э.Н. Альтмана. СПб.: Гидрометеоиздат, 1991. С. 103–262.
29. *Кныш В.В., Моисеенко В.А., Саркисян А.С., Тимченко И.Е.* Комплексное использование измерений на гидрофизических полигонах океана в четырехмерном анализе // *Докл. АН СССР.* 1970. Т. 252. № 4. С. 832–836.
30. *Демышев С.Г., Евстигнеева Н.А., Алексеев Д.В., Дымова О.А., Миклашевская Н.А.* Анализ динамических и энергетических характеристик циркуляции вод у берегов Западного Крыма на основе ассимиляции данных наблюдений в численной модели динамики Черного моря // *Мор. гидрофиз. журн.* 2021. Т. 37. № 1. С. 23–40.
<https://doi.org/10.22449/0233-7584-2021-1-23-40>
31. *Lima L., Aydogdu A., Escudier R., Masina S., Ciliberti S.A., Azevedo D., Peneva E.L., Causio S., Cipollone A., Clementi E., Creti S., Stefanizzi L., Lecci R., Palermo F., Coppini G., Pinardi N., and Palazov A.* Black Sea Physical Reanalysis (CMEMS BS-Currents) (Version 1) // Copernicus Monitoring Environment Marine Service (CMEMS). 2020.
https://doi.org/10.25423/CMCC/BLKSEA_MULTIYEAR_PHY_007_004
32. *Жмур В.В., Новоселова Е.В., Белоненко Т.В.* Потенциальная завихренность в океане: подходы Эртеля и Россби с оценками для Лофотенского вихря // *Изв. РАН. ФАО.* 2021. Т. 57. № 6. С. 721–732.
<https://doi.org/10.31857/S0002351521050151>
33. *Li Z., Chao Y., & McWilliams J.C.* Computation of the Streamfunction and Velocity Potential for Limited and Irregular Domains // *Mon. Weather Rev.* 2006. V. 134 (11). P. 3384–3394.