

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ И ЭНЕРГЕТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ЦИРКУЛЯЦИИ ЧЕРНОГО МОРЯ ПРИ ДОМИНИРОВАНИИ ДВИЖЕНИЙ РАЗНЫХ МАСШТАБОВ

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

*Морской гидрофизический институт РАН,
Россия, 299011, Севастополь, ул. Капитанская, д. 2,
e-mail: olgadyam@yahoo.com*

В работе рассмотрены результаты моделирования динамики вод Черного моря для двух периодов, когда средняя за год циркуляция соответствовала «бассейновому» и «вихревому» режимам (2011 и 2016 гг.). Численные эксперименты проведены с помощью модели МГИ при учете реалистичного атмосферного форсинга SKIRON. Оценена сезонная изменчивость динамических и термохалинных полей, кинетической и доступной потенциальной энергий, а также скоростей их преобразования. По модельным данным о среднесезонном распределении скорости течений получено, что в 2011 г. Основное Черноморское течение прослеживалось во все сезоны, а наиболее интенсивные мезомасштабные вихри развивались на его периферии над континентальным склоном в теплый период года; в 2016 г. отдельные циклонические струйные течения в районе континентального склона наблюдались в северной и юго-западной частях бассейна в холодный сезон, а мезомасштабные вихри распространялись в центральной части моря в течение всего года. Изменение средней кинетической энергии определялось режимом циркуляции: максимумы энергии выявлены весной 2011 г. и зимой 2016 г., когда среднее течение было наиболее интенсивным. Распределение средней доступной потенциальной энергии носило преимущественно сезонный характер, изменчивость со временем была качественно схожа для обоих режимов и обусловлена увеличением аномалии плотности за счет нагрева морской воды в теплый период. Вихревая кинетическая энергия, характеризующая мезомасштабную изменчивость, зависела как от режима циркуляции, так и от времени года. Весной 2011 г. величины средней и вихревой кинетической энергий были сопоставимы, в 2016 г. – максимальная вихревая энергия превышала среднюю кинетическую. Осенью и зимой для обоих расчетов увеличение вихревой энергии осуществлялось вследствие передачи энергии от ветра и от среднего течения через механизм баротропной неустойчивости. Летом при ослаблении ветрового воздействия в режиме «бассейновой» циркуляции мезомасштабная изменчивость поддерживалась соизмеримыми вкладами баротропной и бароклинной неустойчивости; в режиме «вихревой» циркуляции – преимущественно за счет преобразования доступной потенциальной энергии через бароклинную неустойчивость.

Ключевые слова: Черное море, моделирование, крупномасштабная циркуляция, мезомасштабы, кинетическая энергия, доступная потенциальная энергия, работа силы плавучести, неустойчивость

Введение

Совместный анализ изменчивости структуры циркуляции и бюджета кинетической и потенциальной энергий позволяет выделить наиболее значимые физические процессы, формирующие динамику системы, и дать оценку их влияния на потоки вещества и энергии на различных пространственно-временных масштабах. Исследование механизмов изменчивости циркуляции на основе анализа компонентов бюджета энергии широко используется с середины XX в., начиная с работ (Lorenz, 1955) для атмосферы и (Holland, Lin, 1975) для океана. Концепция, представленная в (Lorenz, 1955; Holland, Lin, 1975), оперирует такими понятиями как «средняя» и «вихревая» энергия, которые характеризуют некую среднюю по времени циркуляцию и изменяющееся со временем отклонение от этого среднего состояния. Энергетика системы формируется четырьмя составляющими – это средняя и вихревая кинетическая энергия (МКЕ и ЕКЕ), средняя и вихревая доступная потенциальная энергия (МРЕ и ЕРЕ). Общие оценки всех компонентов энергетического цикла с помощью методики Лоренца для глобальной атмосферы и океана приведены, например, в работах (Von Storch et al., 2012; Ma et al., 2021) соответственно. Особый интерес исследователей сосредоточен на ЕКЕ и механизмах ее изменчивости (Шапиро, Гонзалез-Ондина, 2020; Zhan et al., 2016; Stepanov, 2018; Xu et al., 2020), т.к. этот компонент энергетического цикла характеризует мезомасштабную динамику в океане.

Изучение мезомасштабной динамики Черного моря активно началось с работ (Блатов и др., 1984; Stanev, 1990; Oguz et al., 1995; Knysh et al., 2001; Enriquez et al., 2005) и др. Современные исследования и спутниковые данные подтверждают существенный мезомасштабный характер циркуляции в Черном море (Zatsepin et al., 2003; Kubryakov, Stanichny, 2015). Помимо структуры полей течений и термохалинных характеристик, указанными авторами рассматривались также вопросы о механизмах формирования мезомасштабных вихрей, в том числе и на основе анализа энергетики бассейна.

Согласно условной типизации, предложенной в (Stanev, Staneva, 2000), средняя квазистационарная циркуляция Черного моря может быть представлена двумя типами. 1) «Бассейновая» циркуляция – когда в бассейне доминирует крупномасштабное Основное Черноморское течение (ОЧТ), распространяющееся над материковым склоном, а на его периферии формируются прибрежные мезомасштабные вихри. 2) «Вихревая» циркуляция – когда ОЧТ частично разрушается и интенсивные мезомасштабные вихри эволюционируют не только на периферии бассейна, но и в центральной глубоководной части моря. Отметим, что в океанологии данная терминология не является общепринятой и используется нами в работе, чтобы подчеркнуть доминирование тех или иных масштабов движений на исследуемом интервале времени.

Независимо от режима циркуляции, вследствие географической обособленности бассейна и сильной сезонной изменчивости атмосферных условий, структура энергетического цикла Лоренца, полученная авторами для Черного моря в (Demyshev, Dumova, 2018), отличается от Мирового океана (Von Storch et al., 2012).

В частности, интегральный поток энергии, формирующийся в результате преобразования между МКЕ и МРЕ, направлен из МРЕ в МКЕ, а не наоборот, как в работе (Von Storch et al., 2012, p. 2201, Fig. 13 a), что подтверждается также нашими результатами энергетического анализа климатических полей течений (Демышев, 2004). Оценке влияния изменчивости атмосферных условий на структуру циркуляции Черного моря и ее энергетическим характеристикам посвящен ряд работ, где представлены как результаты моделирования (Дорофеев, Сухих, 2016; Stanev, 1990; Oguz et al., 1995; Knysh et al., 2001; Korotaev et al., 2003; Zatsepin et al., 2005), так и данные обработки наблюдений (Zatsepin et al., 2003; Korotaev et al., 2003; Menna, Poulain, 2014; Kubryakov et al., 2016).

Анализ длительных рядов данных показывает, что, вследствие изменения климата, в последние десятилетия изменился и характер циркуляции в Черном море: наблюдаются такие тренды, как повышение температуры холодного промежуточного слоя (Stanev et al., 2019), рост уровня моря (Avsar, Kutoglu, 2020), усиление ОЧТ и мезомасштабных антициклонов (Kubryakov et al., 2016; Miladinova et al., 2017). Исследование бюджета энергии может помочь в выявлении основных физических процессов, определяющих изменение циркуляции, и в понимании причин и последствий наблюдаемых трендов. Режим циркуляции и сезон года определяют соотношение вкладов внутренних и внешних сил в бюджет энергии, поэтому представляет интерес сезонная изменчивость механизмов генерации и эволюции поля течения для различных средних состояний циркуляции. Таким образом, целью работы является исследование общих черт и/или различий в сезонной изменчивости компонентов энергетического цикла и скоростей преобразования энергии в зависимости от режима циркуляции. Эта работа продолжает наши численные исследования энергетики Черного моря (Демышев, 2004; Demyshev, Думова, 2018), где энергетические характеристики рассчитывались одновременно с термогидродинамическими полями. При таком подходе затруднительно напрямую оценить вихревой транспорт энергии, связанный с отклонением от среднего движения. Поэтому здесь мы используем методологию Лоренца (Lorenz, 1955) применительно к результатам моделирования циркуляции Черного моря.

Данные и методы

Моделирование циркуляции Черного моря выполнено с использованием вихре-разрешающей z -модели Морского гидрофизического института РАН (далее – модель МГИ), разрабатываемой авторами (Демышев, 2012). Модель МГИ основана на уравнениях Навье-Стокса в приближениях Буссинеска, гидростатики и несжимаемости морской воды в декартовой системе координат (ось x направлена на восток, ось y – на север, ось z направлена вниз, от поверхности ко дну). Уравнение состояния нелинейно зависит от температуры и солёности. Высота уровня моря рассчитывается из линеаризованного кинематического условия на поверхности с учетом потока массы из атмосферы (осадки минус испарение). Граничные условия на свободной поверхности

задают обмен горизонтальным импульсом (напряжение трения ветра) и тепловым потоком между атмосферой и морем. Горизонтальная вязкость и диффузия аппроксимируются бигармоническим оператором Лапласа с постоянными коэффициентами, вертикальное турбулентное перемешивание параметризовано гипотезой турбулентного замыкания Меллора-Ямады 2.5 (Mellor, Yamada, 1982). Конфигурация модели МГИ учитывает среднемесячный климатический сток рек Днепр, Дунай, Днестр, Сакарья, Кизилирмак, Ешилирмак, Риони и обмен через Босфор и Керченский пролив. Боковые граничные условия – это свободное скольжение для твердых границ и условие Дирихле для жидких. В начальный момент задаются уровень моря, температура, соленость и горизонтальная скорость. Полная формулировка модели и особенности ее численной реализации подробно представлены в (Демышев, 2012).

Модельный пространственный домен для Черного моря представляет собой регулярную сетку с горизонтальным разрешением $(1/48)^\circ$ по долготе и $(1/66)^\circ$ по широте, что составляет примерно 1.6 км в области между 40.86° – 46.56° с. ш. и 27.34° – 41.9° в. д. Батиметрия модельной области построена по данным Европейской сети морских наблюдений и данных (EMODnet, <http://portal.emodnet-bathymetry.eu>) с разрешением $(1/8)'$. Вертикальное разрешение составляет 27 горизонтов. Отметим также, что используемый горизонтальный шаг по пространству гораздо меньше бароклинного радиуса деформации Россби (10–30 км по данным наблюдений (Poulain et al., 2005)), поэтому физические вихри разрешаются в модели явным образом.

Циркуляция модели возбуждается реалистичным 6-часовым атмосферным воздействием (включающим ветер, потоки тепла, осадки, испарение, температуру поверхности моря), предоставляемым системой SKIRON с пространственным разрешением 0.1° (Kallos et al., 1997). Численные эксперименты стартуют с начальных полей, построенных по данным реанализа CMEMS для Черного моря (Lima et al., 2020). Реанализ CMEMS получен с использованием форсинга ERA-5, поэтому на предварительном этапе мы применяем процедуру квазигеострофического приспособления (Демышев, 2012) для согласования гидрофизических и атмосферных полей. Выходными данными модели являются ежедневные поля уровня моря, температуры, солености и компонентов вектора скорости.

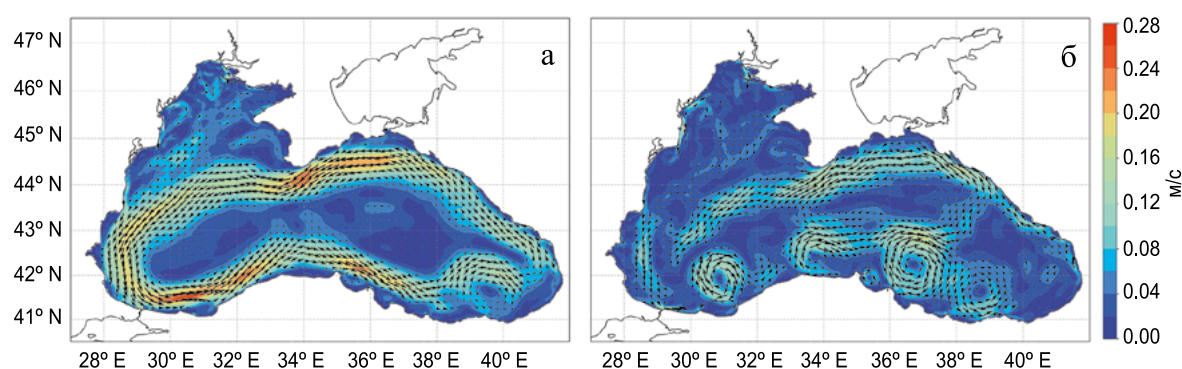


Рис. 1 – Среднегодовое поле скорости течений на горизонте 5 м по результатам моделирования циркуляции Черного моря: **а** – 2011 г.; **б** – 2016 г.

Энергетический анализ проведен для двух временных интервалов (2011 и 2016 гг.), когда средняя циркуляция Черного моря соответствовала режимам, описанным в (Stanev, Staneva, 2000). На рисунке 1 показаны карты модельной среднегодовой скорости течений для 2011 и 2016 гг. на глубине 5 м. Видно, что «бассейновый» режим циркуляции с ОЧТ, охватывающим всю зону свала глубин, реализуется в 2011 г. (рисунок 1а); а в 2016 г. наблюдается «вихревой» режим с преобладанием мезомасштабных вихрей в центральной части моря (рисунок 1б). Валидация результатов экспериментов по данным контактных и спутниковых наблюдений (АРГО, альтиметрия, спутниковые снимки) представлена в (Demyshev, Dumova, 2022).

Суть методики Лоренца состоит в следующем. Энергетический цикл океана формируется четырьмя резервуарами – МКЕ, ЕКЕ, МРЕ и ЕРЕ. Изменение со временем этих величин под действием работы внешних и внутренних сил определяет энергетический цикл, известный в литературе как энергетический цикл Лоренца. Схема энергетических переходов в цикле Лоренца представлена на рисунке 2.

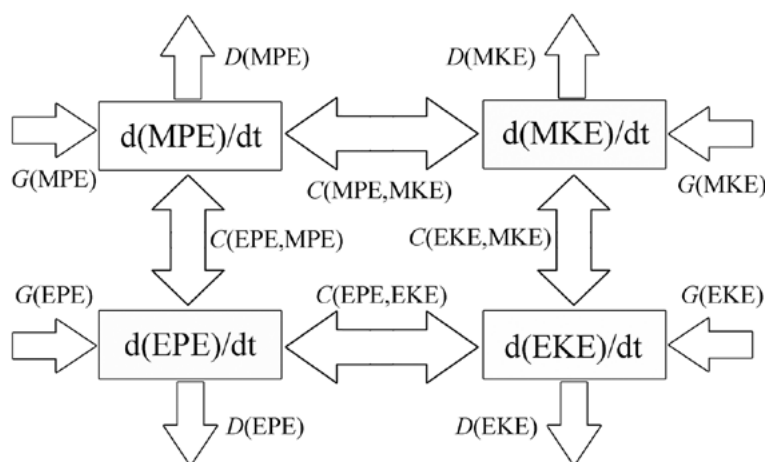


Рис. 2 – Схема энергетического цикла Лоренца. D – диссипационные компоненты, G – генерационные компоненты, C – конверсионные компоненты

Внешние факторы (такие как ветер, потоки тепла и влаги из атмосферы) служат источниками энергии и обозначены как генерационные компоненты (G) на рисунке 2, уменьшение энергии происходит вследствие диссипации и диффузии (компоненты D). Трансформация энергии, обусловленная внутренними процессами, описывается конверсионными компонентами цикла C . Преобразование $C(EKE, MKE)$ осуществляется через механизм баротропной неустойчивости (обозначим ВТ) за счет сдвига скорости течения. Если скорость течения изменяется вследствие увеличения наклона изопикнических поверхностей, то преобразование энергии происходит от МРЕ через ЕРЕ в ЕКЕ через механизм бароклинной неустойчивости (обозначим ВС). Обмен между МРЕ и МКЕ обеспечивается за счет работы силы плавучести (обозначим ВВ). Все компоненты цикла Лоренца выводятся из системы уравнений термогидродинамики океана путем их осреднения по времени и выделения средних и пульсационных частей (например, Von Storch et al., 2012). Масштаб осреднения выбирается исходя из задач исследования. Впервые эта методика была применена для анализа энергетики

атмосферы (Lorenz, 1955), затем расширена для океана (Holland, Lin, 1975). Энергетический цикл Лоренца для квазистационарных режимов циркуляции в Черном море на примере климатического года, 2011 и 2016 гг. представлен в (Demyshev, Dymova, 2022). Получено, что одним из основных факторов, определяющих режим циркуляции, является ветровое воздействие и что это согласуется с общепринятыми представлениями (Дорофеев, Сухих, 2016; Oguz et al., 1995; Stanev, Staneva, 2000; Korotaev et al., 2003; Zatsepin et al., 2005; Kubryakov, Stanichny, 2015; Kubraykov et al., 2016). Однако, с точки зрения изменения энергии, когда совместно рассматриваются вклады генерации, диссипации и конверсии, обнаружено, что в результате взаимной компенсации генерационных и диссипационных слагаемых транспорт вихревой энергии, обусловленный баротропной и бароклинной неустойчивостью течений, может быть соизмерим по величине с остаточными потоками, связанными с изменением атмосферных условий, и даже превышать их на фоне ослабления ветрового воздействия. Аналогичный результат был получен при энергетическом анализе эволюции Севастопольского антициклона в 2006 г. (Demyshev, Dymova, 2018).

Продолжая исследование вкладов баротропной и бароклинной неустойчивости в энергетику циркуляции Черного моря, в данной работе основное внимание уделено процессам преобразования энергии за счет работы силы плавучести и неустойчивости на сезонном масштабе. Для анализа механизмов пространственно-временной изменчивости компонентов энергетического цикла по данным о скорости течений (u, v, w) и плотности морской воды (ρ) были рассчитаны МКЕ, ЕКЕ, МРЕ, ЕРЕ, ВТ, ВС и ВВ на единицу объема. Следуя (Von Storch et al., 2012; Xu et al., 2020), формулы имеют вид:

$$\begin{aligned} \text{МКЕ} &= \frac{1}{2} \rho_0 \left(\overline{u'^2} + \overline{v'^2} \right), \quad \text{ЕКЕ} = \frac{1}{2} \rho_0 \left(\overline{u'^2 + v'^2} \right), \\ \text{МРЕ} &= \frac{1}{2} g \left(\frac{\partial \langle \bar{\rho} \rangle}{\partial z} \right)^{-1} \rho^{*2}, \quad \text{ЕРЕ} = \frac{1}{2} g \left(\frac{\partial \langle \bar{\rho} \rangle}{\partial z} \right)^{-1} \rho^{*2}, \\ \text{ВТ} &= -\rho_0 \left[\overline{u'^2} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \overline{v'^2} \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} + \overline{u'v'} \left(\frac{\partial \bar{v}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} \right) \right], \quad \rho^* = \rho - \rho_{ref}(z), \\ \text{ВС} &= g \left(\frac{\partial \langle \bar{\rho} \rangle}{\partial z} \right)^{-1} \left(\overline{u' \rho^{*'}} \frac{\partial \bar{\rho}^*}{\partial x} + \overline{v' \rho^{*'}} \frac{\partial \bar{\rho}^*}{\partial y} \right), \quad \text{ВВ} = g \overline{\rho^* w}, \end{aligned} \quad (1)$$

где g – ускорение свободного падения; ρ_{ref} – средняя плотность; $\rho_0 = 1000 \text{ кг/м}^3$. Верхняя черта над символом обозначает осреднение по времени, апостроф – отклонение от среднего по времени значения, угловые скобки – осреднение по площади слоя. Параметр ρ_{ref} рассчитан как средняя по соответствующему горизонту плотность и является константой для каждого модельного слоя. Отметим, что в модели МГИ ось z направлена вниз, поэтому квадрат частоты Вэйсля-Брента больше нуля. Согласно (1), величина ЕКЕ есть кинетическая энергия пульсаций скорости, однако, придерживаясь общепринятой терминологии, мы называем ее вихревой кинетической энергией и связываем с мезомасштабной изменчивостью циркуляции.

Известно, что типичное время жизни самых крупных мезомасштабных вихрей в Черном море составляет примерно от 3-х (как, например, Севастопольский антициклон) до 9-ти месяцев (Батумский антициклон) (Иванов, Белокопытов, 2011; Kubryakov, Stanichny, 2015). Чтобы учесть сезонные вариации потоков средней и вихревой энергий, в работе выбран интервал осреднения равный одному месяцу (учитывая количество дней в месяце). Предварительный анализ результатов показал, что увеличение интервала осреднения до трех месяцев приводит к уменьшению пиковых значений вихревых энергетических характеристик. Длительный интервал осреднения (1 год и более) не соответствует цели данного исследования и используется при анализе квазистационарной циркуляции (Von Storch et al., 2012; Demyshev, Dymova, 2022). Расчет параметров МКЕ, ЕКЕ, МРЕ, ЕРЕ, ВТ, ВС и ВВ выполнен в каждой ячейке сетки по модельным трехмерным полям плотности и скорости течений. Для каждого месяца 3D массивы плотности и скорости были осреднены по времени, затем на каждые сутки в каждом узле сетки рассчитаны отклонения от среднемесячных значений. Эти величины подставлялись в формулы (1). Для визуализации результатов выбрана форма пространственно-временных диаграмм, что позволяет продемонстрировать изменение энергетических характеристик по глубине и по сезону.

Результаты

Сезонная изменчивость поля скорости

Рассмотрим сезонную изменчивость структуры циркуляции в Черном море по данным моделирования в 2011 и 2016 гг. Поля скорости течений, осредненные за каждый сезон, были проанализированы на горизонтах 5, 30, 50, 100 и 200 м. Мы рассматриваем гидрологические сезоны года: зима (январь–март); весна (апрель–июнь); лето (июль–сентябрь); осень (октябрь–декабрь). В качестве примера на рисунке 3 представлены средние за сезон поля течений на горизонте 5 м для всех сезонов.

Во всем слое (0–200 м) в зимний (рисунок 3а) и весенний (рисунок 3б) сезоны 2011 г. ОЧТ носило характер узкой мощной струи и распространялось над свалом глубин. Течение было практически непрерывным, за исключением восточной оконечности бассейна. Летом в районе побережья Кавказа (рисунок 3в) струя разрушилась, а около кромки северо-западного шельфа наблюдалось ослабление и меандрирование ОЧТ. Осенью обширный меандр в центральной части бассейна в районе Анатолийского побережья (рисунок 3г) практически разделил ОЧТ на западный и восточный циклонические круговороты, которые прослеживались до глубины 100 м. На горизонте 200 м из описанного меандра сформировался антициклонический круговорот. На рассматриваемых горизонтах ОЧТ наиболее интенсивно было весной, особенно в западной части бассейна. Максимальная скорость в этот период в слое 5–30 м достигала 30–33 см/с, тогда как в остальные сезоны не превышала 24–27 см/с. На горизонте 200 м максимальная скорость в течение всего года менялась незначительно и не превышала 16–17 см/с.

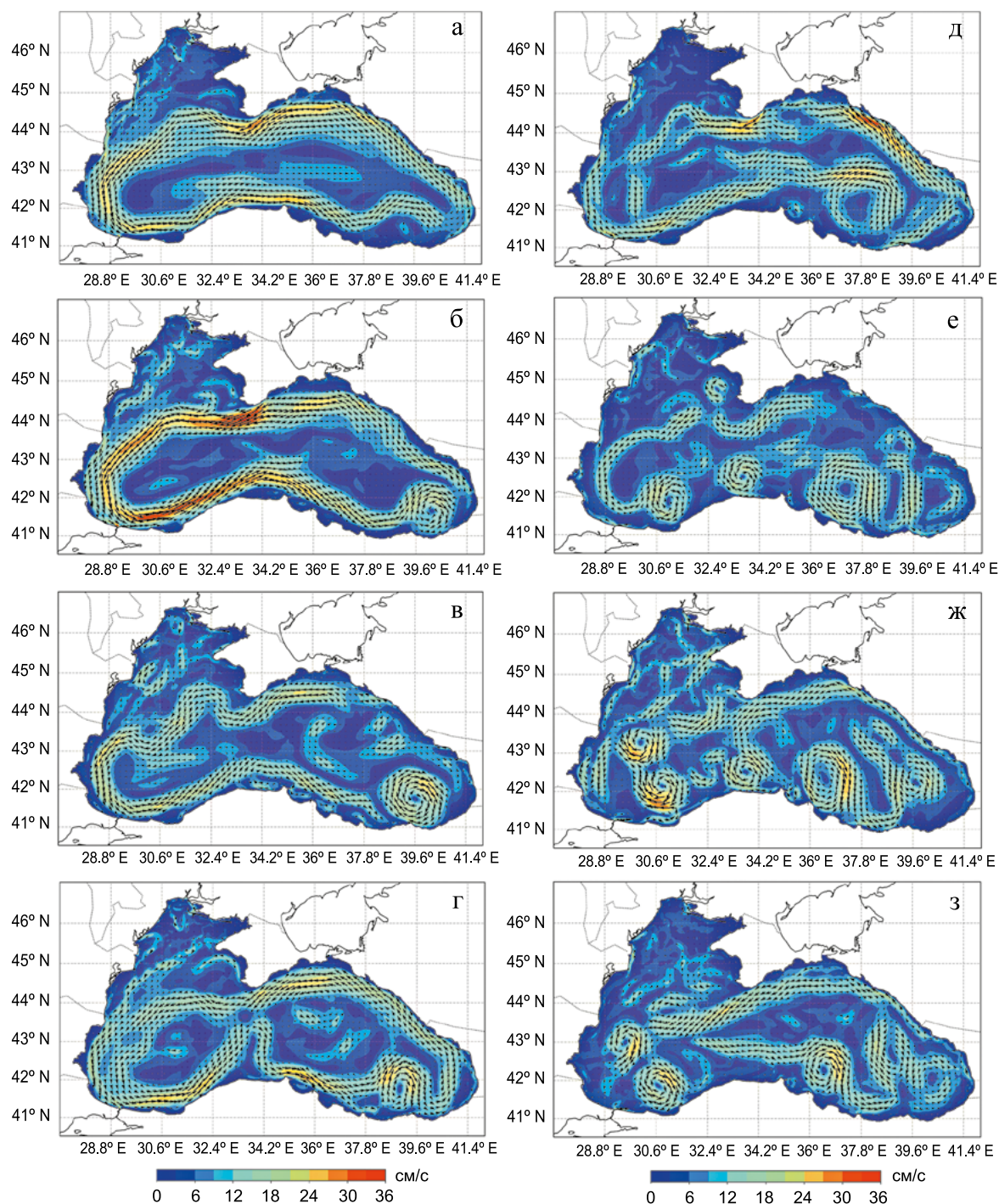


Рис. 3 – Среднее за сезон поле скорости течений на горизонте 5 м:
 а, д – январь–март; б, е – апрель–июнь; в, ж – июль–сентябрь;
 г, з – октябрь–декабрь в 2011 г. (а–г) и в 2016 г. (д–з)

В структуре поля скорости в зимний период между струей ОЧТ и берегом в районе Трабзона наблюдался антициклонический вихрь, из которого весной сформировался Батумский антициклон. Он имел максимальный диаметр летом, а максимальную скорость (до 27 см/с на горизонте 5 м) – осенью. Батумский антициклон

в период с весны до осени 2011 г. переместился в западном направлении примерно на 1° в. д.

Зимой 2016 г. ОЧТ наблюдалось на периферии глубоководной части бассейна за исключением области около Анатолийского побережья западнее Трабзона (рисунок 3д). Максимальная скорость в верхнем 50-метровом слое отмечена вдоль Кавказского побережья, где величина менялась от 30–33 см/с в поверхностном слое до 21–24 см/с на горизонте 50 м. На горизонтах 100 м и 200 м максимальная скорость наблюдалась у берегов Крыма и составила 16–18 см/с и 10–11 см/с соответственно. В абиссальной зоне восточной части бассейна на всех рассматриваемых горизонтах прослеживался антициклонический вихрь диаметром около 250 км, размер которого незначительно уменьшался с глубиной. Его максимальная орбитальная скорость изменялась от 21–24 см/с на горизонте 5 м до 7–8 см/с на горизонте 200 м. В остальное время года (весна–осень 2016 г.) на горизонтах 0–200 м в структуре циркуляции прослеживаются лишь отдельные элементы ОЧТ в разных частях бассейна (рисунок 3е–з). Весной около Анатолийского побережья сформировалась цепочка мезомасштабных антициклонов, которая к лету эволюционировала в систему вихрей различного знака завихренности юго-восточной части бассейна. Наибольшей интенсивности эти вихревые образования достигли в летний сезон, их размеры варьировали от 50 до 150 км, а максимальные орбитальные скорости достигали 24–27 см/с на горизонтах 0–50 м, убывая до 10 см/с на глубине 200 м.

Сезонная изменчивость энергетических характеристик

С использованием формул (1) в работе рассчитаны трехмерные среднемесячные распределения компонентов энергетического цикла для двух режимов циркуляции. Чтобы оценить сезонную изменчивость энергетических характеристик, были построены зависимости средних по площади слоя величин исследуемых параметров от глубины и времени. Рассмотрим изменчивость МКЕ и МРЕ, обмен энергией между которыми происходит за счет работы силы плавучести BW , положительные значения BW соответствуют трансформации МРЕ→МКЕ. На рисунке 4 представлен сезонный ход плотности МКЕ, МРЕ и BW для двух экспериментов.

В 2011 г. наблюдается типичное для «бассейновой» циркуляции уменьшение МКЕ в летний период. Максимальная энергия среднего течения выявлена в апреле, что соответствует усилению ОЧТ весной (рисунок 3б). Наиболее энергоактивный слой в терминах МКЕ – это глубины от 0 до 70 м в апреле–мае и октябре–ноябре 2011 г. Сезонный сигнал в изменении МРЕ проявляется в увеличении энергии с июня по октябрь (рисунок 4а, распределение МРЕ), что обусловлено влиянием потоков тепла на поверхность моря. Как видно из рисунка 4а, области повышенных значений МРЕ прослеживаются до глубины 20 м, что в среднем соответствует глубине залегания верхней границы сезонного термоклина. Работа силы плавучести увеличивает МКЕ в верхнем 10–20-метровом слое в течение года и ниже 40 м в летний сезон 2011 г. В слое 20–40 м в течение всего года BW отрицательна, что свидетельствует о переходе МКЕ→МРЕ.

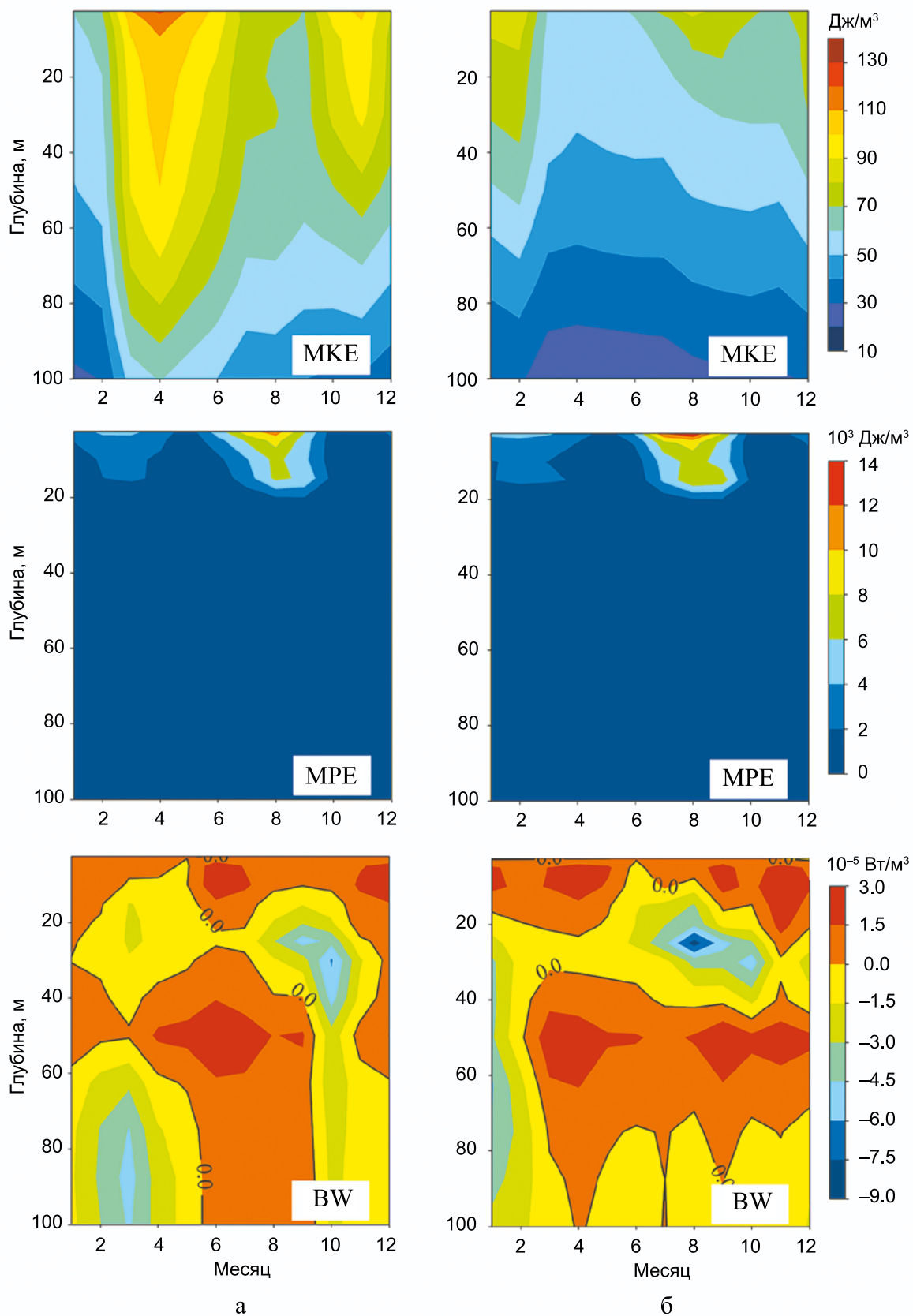


Рис. 4 – Сезонный ход средних по площади горизонтов MKE, MPE и BW в единице объема в верхнем 100-м слое: **а** – 2011 г.; **б** – 2016 г.

Рассмотрим сезонную изменчивость параметров МКЕ, МРЕ и ВВ в 2016 г. (рисунок 4б). Максимальные значения МКЕ наблюдаются в январе и феврале в верхнем 30-метровом слое; запас МКЕ минимален в марте–июне. Во второй половине года МКЕ увеличивается в слое 0–40 м. По-видимому, это связано с развитием циклонического течения над свалом глубин в северной части моря (рисунок 3ж, з). Сезонная изменчивость МРЕ не коррелирует с изменением кинетической энергии; ее повышенные значения наблюдаются с июня по сентябрь в верхнем 20-метровом слое. ВВ в верхнем 20-метровом слое положительна в течение всего года, следовательно, МРЕ трансформируется в МКЕ. С весны 2016 г. область положительных значений ВВ наблюдается также на глубинах ниже 40 м, при этом с марта по июль (когда размеры этой области наибольшие) повышенные значения в распределении МКЕ наблюдаются и на горизонтах 50–70 м.

Изменчивость вихревой кинетической энергии определяется вкладами процессов баротропной и бароклинной неустойчивости. Положительные значения ВТ соответствуют переходу МКЕ→ЕКЕ, положительные значения ВС – конверсии МРЕ→ЕКЕ. На рисунке 5 представлен сезонный ход плотности ЕКЕ, а также вкладов ВТ и ВС для двух экспериментов.

В 2011 г. в режиме «бассейновой» циркуляции повышенные значения ЕКЕ наблюдались с апреля по октябрь, основной запас ЕКЕ был сосредоточен в слое 0–60 м (рисунок 5а). Основной вклад в величину ЕКЕ в это время дают прежде всего Батумский и Севастопольский антициклоны, которые формируются в юго-восточной части моря и к западу от Севастополя, соответственно (рисунок 3б, в). Интенсификация мезомасштабной изменчивости в теплый период года связана с ослаблением ОЧТ в результате уменьшения величины завихренности поля ветра (Дорофеев, Сухих, 2016; Oguz et al., 1995; Zatsepin et al., 2003; Kubryakov, Stanichny, 2015; Kubraykov et al., 2016). В продолжение всего года величина ВТ положительна в верхнем приповерхностном слое. Это, вероятно, связано с влиянием ветра на верхний слой моря, где большая скорость течений порождает сдвиговую неустойчивость, результатом которой становится передача энергии от МКЕ к ЕКЕ. Летом 2011 г. в верхнем 100-метровом слое наблюдались обширные области отрицательных значений ВТ, что согласуется с уменьшением запаса ЕКЕ по сравнению с весенними значениями. Величина ВТ определяется соотношением горизонтальных градиентов компонент скорости среднего течения, изменение которых с глубиной связано со сложной термохалинной циркуляцией, развивающейся на фоне ослабления ветрового воздействия. Данное утверждение является нашей гипотезой, а детальный анализ слагаемых в уравнении ВТ требует отдельного исследования. В верхнем 40-метровом слое величина ВС отрицательна в холодный период года и положительна весной и летом. Увеличение бароклинной продукции здесь связано с сезонным увеличением вертикальных градиентов плотности. Таким образом, в холодный период 2011 г. в бюджете ЕКЕ преобладал вклад ВТ, а в теплый – сопоставимые по величине вклады ВТ и ВС. Следует отметить, что неустойчивость энергетически значима в бюджете ЕКЕ на фоне компенсации энергии, поступающей от ветра, вследствие диссипации.

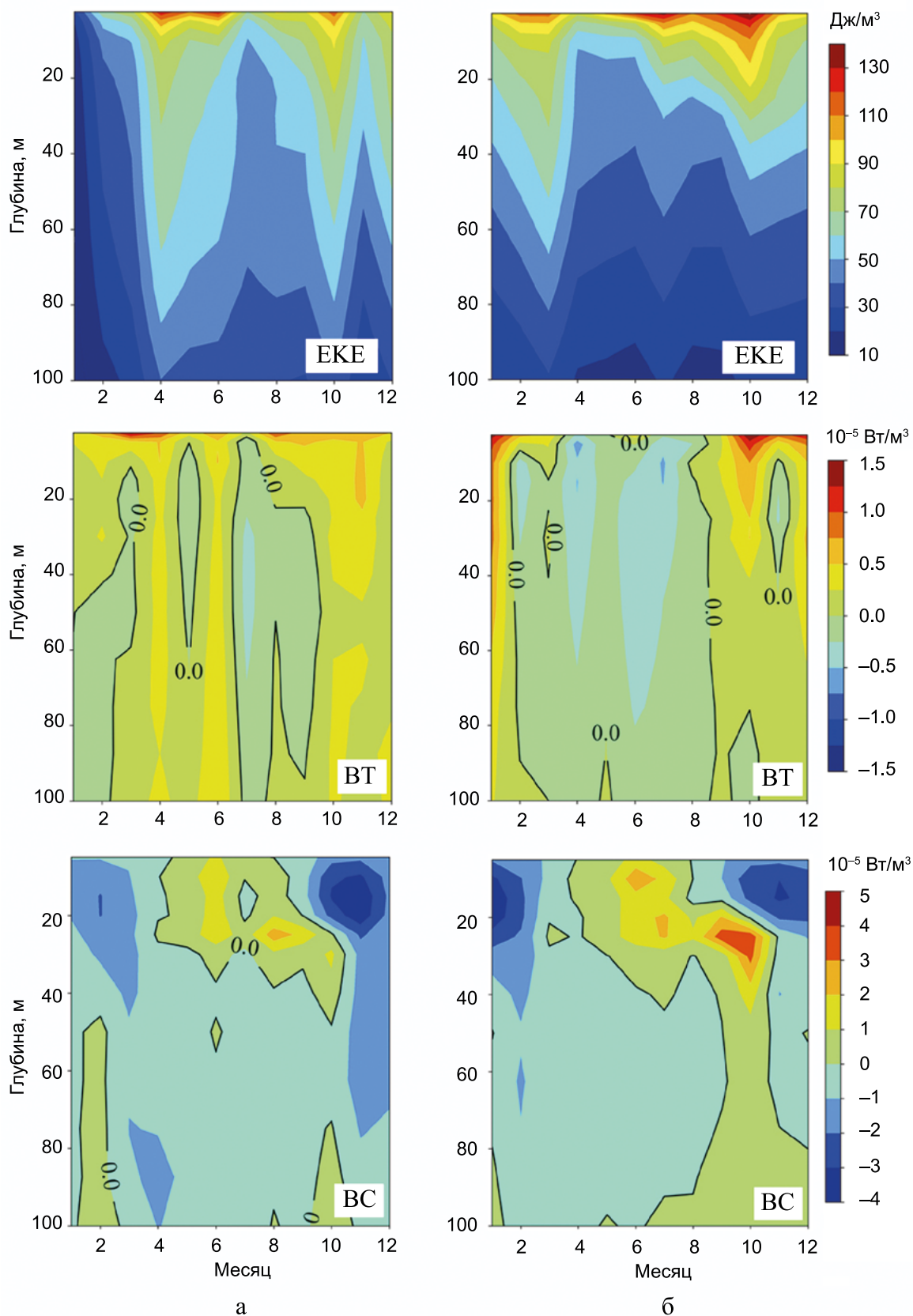


Рис. 5 – Сезонный ход средних по площади горизонтов ЕКЕ, ВТ и ВС в единице объема в верхнем 100-м слое: **а** – в 2011 г.; **б** – в 2016 г.

В 2016 г. (рисунок 5б) соотношение вкладов ВТ, ВС и сезонная изменчивость ЕКЕ отличаются. Во-первых, максимальные значения вихревой кинетической энергии наблюдаются зимой и осенью, а не весной и летом, как в 2011 г. Как видно из рисунка 5б, повышенные значения ЕКЕ в 2016 г. соответствуют максимальным вкладам ВТ в верхнем 100-метровом слое. Однако с апреля по сентябрь величина ВТ отрицательна во всем слое, т.е. поток энергии направлен от вихрей в среднее течение, а ВС, наоборот, положительна. Следовательно, в теплый период 2016 г. приток энергии в вихревую кинетическую энергию происходил преимущественно за счет процессов бароклинной неустойчивости.

Обсуждение

Для оценки вкладов различных физических процессов в энергетику циркуляции Черного моря на сезонном масштабе изучается пространственно-временная изменчивость средней и вихревой энергий, а также скоростей их преобразования, рассчитанных на основе результатов моделирования. Рассмотрены 2011 и 2016 гг., поскольку структура полей среднегодовой скорости течений на этих временных интервалах соответствует «бассейновому» (2011 г.) и «вихревому» (2016 г.) режимам циркуляции в Черном море (Stanev, Staneva, 2000).

Получено, что перенос вод в западном направлении над участком материкового склона от северо-восточного побережья до кромки северо-западного шельфа наблюдается для обоих режимов. Динамика в южной и центральной частях бассейна значительно отличается. Так, большую часть 2011 г. (зимой, весной и осенью) ОЧТ было практически непрерывным круговоротом, за исключением восточной оконечности бассейна, тогда как в 2016 г. циркуляция в южной части была представлена системой мезомасштабных антициклонов. В восточной части бассейна в 2011 г. Батумский антициклон проявлял черты квазистационарного вихря, а в 2016 г. динамика здесь характеризовалась системой вихрей различного знака.

По результатам двух экспериментов получены следующие особенности пространственно-временной изменчивости средней энергии. Сопоставление рисунков 4а и 4б показало, что изменчивость МКЕ в большей степени зависит от типа циркуляции, чем от сезона. Во-первых, максимум МКЕ в 2011 г. примерно на 30 % выше, чем в 2016 г. Во-вторых, типичные для Черного моря сезонные экстремумы МКЕ выявлены лишь частично: летний минимум – в 2011 г. и зимний максимум – в 2016 г. Это обусловлено структурой модельной циркуляции. Для всего 2011 г. характерно наличие ОЧТ (рисунок 1а), которое достигает наибольшей интенсивности после зимних ветров (рисунок 3б). В 2016 г. с весны наблюдается разрушение ОЧТ и формирование мезомасштабных вихрей (рисунок 3е), поведение которых носит нестационарный характер. Отметим, что смещение по времени экстремумов МКЕ от типичного распределения связано с ветровым воздействием (Kubraykov et al., 2016).

Величина МРЕ носит строго сезонный характер и мало зависит от режима циркуляции. Наибольшие значения МРЕ в обоих экспериментах наблюдаются в верхнем 20-метровом слое в летний сезон, что свидетельствует об определяющем вкладе потоков тепла и влаги из атмосферы (осадки минус испарение) в величину МРЕ. На рисунке 6 представлены средние по площади моря потоки тепла и влаги в течение года.

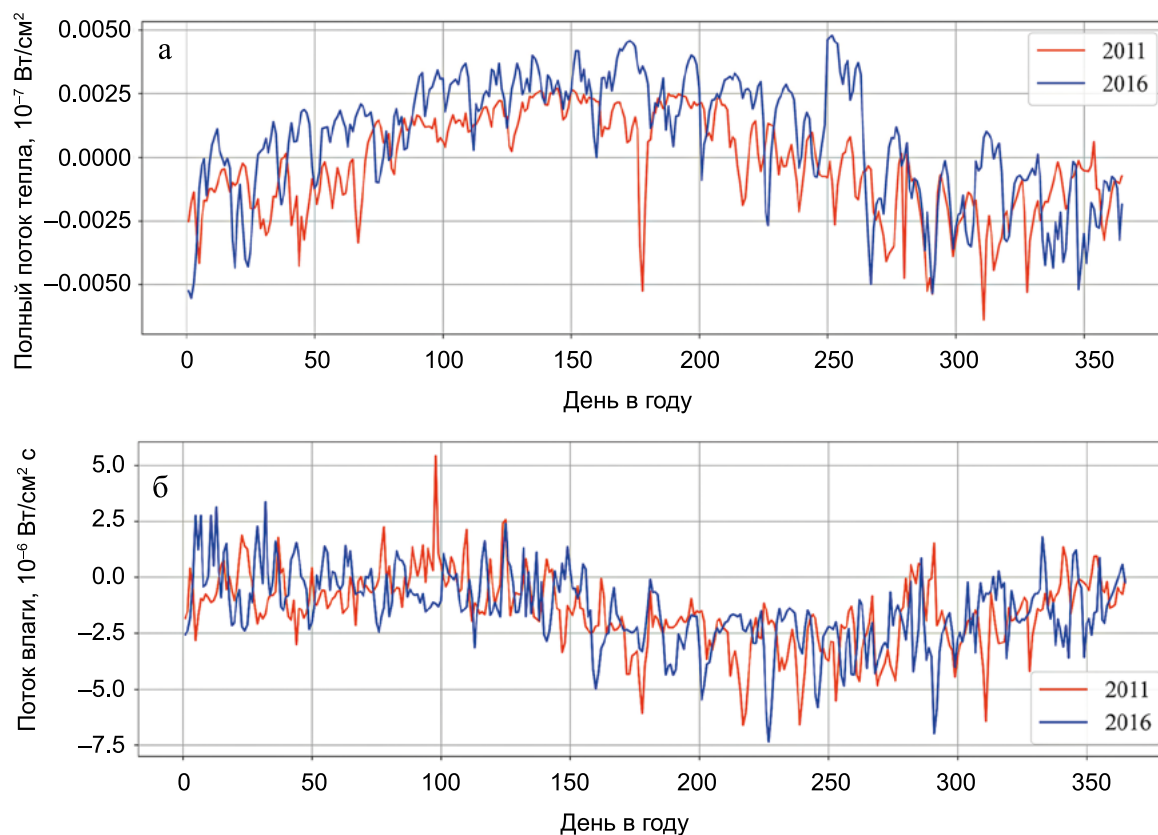


Рис. 6 – Временная изменчивость средних по поверхности моря атмосферных полей в 2011 и 2016 гг. по данным SKIRON: **а** – полный поток тепла; **б** – поток влаги

Видно, что с мая по октябрь поток тепла над морем положителен (рисунок ба), а разница между осадками и испарением отрицательна (рисунок бб), т.е. поток тепла увеличивает аномалию плотности, а испарение – уменьшает ее.

Анализ диаграмм термохалинных характеристик морской воды (рисунок 7) показал, что для обоих режимов циркуляции зона наибольших значений МРЕ с июня по октябрь определяется увеличением аномалии плотности за счет нагрева морской воды и слабо коррелирует с изменением солёности. Несмотря на то, что солёность вносит основной вклад в плотность черноморской воды (Блатов и др., 1984; Stanev, 1990; Иванов, Белокопытов, 2011), аномалия плотности в верхнем слое в летний период формируется за счет повышения температуры. Поэтому одной из причин увеличения запаса доступной потенциальной энергии в этот период является прогрев морской поверхности. Это заключение подтверждается также тем фактом, что и величина МРЕ и полный поток тепла в 2016 г. превышают эти параметры по сравнению с 2011 г.

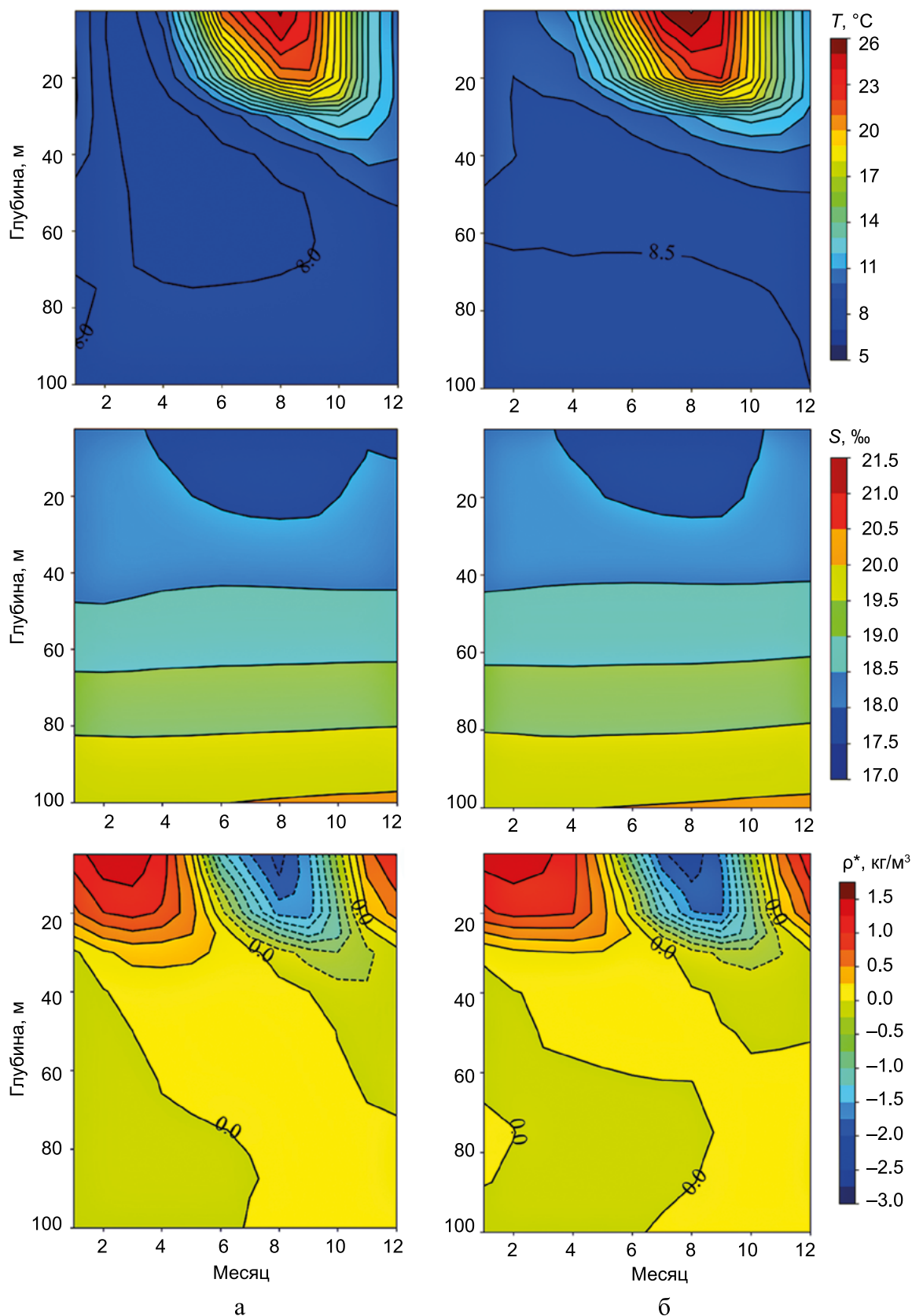


Рис. 7 – Сезонный ход средней на горизонтах температуры (T , °C), солёности (S , ‰) и аномалии плотности (ρ^* , кг/м³): а – 2011 г.; б – 2016 г.

Изменчивость потока BW имеет следующие общие черты для обоих режимов: в верхнем 10–20 м слое работа силы плавучести увеличивает МКЕ; в течение всего года наблюдаются небольшие отрицательные значения работы силы плавучести в слое 20–40 м с минимальными значениями осенью. Глубина залегания наибольших отрицательных значений соответствует глубине сезонного термоклина. По-видимому, процесс разрушения этого слоя при охлаждении морской поверхности сопровождается увеличением МРЕ за счет работы силы плавучести.

Различия в пространственно-временной изменчивости BW для двух экспериментов проявляются на горизонтах ниже 40 м. Здесь BW была положительна только летом 2011 г., тогда как в 2016 г. область положительных значений BW наблюдалась с февраля и до конца года. Увеличение работы силы плавучести ниже 40 м связано с положительными аномалиями плотности в холодном промежуточном слое. Сравнение рисунков 4 и 7 показывает, что расположение областей максимальных положительных значений BW совпадает с расположением вод ХПС на глубинах 40–60 м. На основе вышесказанного можно предположить, что работа силы плавучести может усиливать кинетическую энергию среднего течения в верхнем 20-метровом слое, где основную роль играет вклад ветра (Oguz et al., 1995; Zatsepin et al., 2003; Kubryakov, Stanichny, 2015; Kubraykov et al., 2016; Demyshev, Думова, 2018), и в слое 40–60 м, где подповерхностный максимум скорости в ядре ОЧТ связан в основном с максимальным наклоном изохалин над континентальным склоном (Stanev, Staneva, 2000).

В работе проанализирована сезонная изменчивость вихревой кинетической энергии и скоростей ее преобразования за счет баротропной и бароклинной неустойчивости. Как и следовало ожидать, величина ЕКЕ определяется режимом циркуляции. Так, максимальные значения ЕКЕ наблюдались весной и летом 2011 г. («бассейновый» режим), в 2016 г. («вихревой» режим) – зимой и осенью. Отметим, что в режиме «бассейновой» циркуляции максимумы МКЕ и ЕКЕ сопоставимы по величине, тогда как в «вихревом» режиме максимум ЕКЕ в октябре превышает значение МКЕ более, чем на 40 %. На первый взгляд такой результат вызывает сомнение и противоречит прямым расчетам кинетической энергии вихрей (Kubryakov, Stanichny, 2015), однако, напомним, что здесь формально ЕКЕ – это кинетическая энергия пульсаций скорости течения и наши оценки согласуются с результатами других авторов, использующих методику Лоренца, например, для модельного бассейна (Holland, Lin, 1975), в Мировом океане (Von Storch et al., 2012), в Красном море (Zhan et al., 2016). Общие черты в сезонной изменчивости вклада баротропной неустойчивости МКЕ→ЕКЕ для двух режимов проявляются в том, что вклад ВТ максимален в верхнем приповерхностном слое и преобладает в холодное время года. Физика процесса здесь проста: когда течения в бассейне наиболее интенсивны, т.е. система обладает большим запасом МКЕ, тогда большее количество энергии может преобразоваться в результате сдвига скорости. Зоны максимальных значений ВТ на рисунке 5 (ВТ диаграмма) соответствуют областям наибольших значений МКЕ в верхнем 10-м слое (рисунок 4, МКЕ диаграмма) для обоих режимов.

Вклад бароклинной неустойчивости МРЕ→ЕКЕ для двух режимов циркуляции максимален летом и минимален зимой. Мы полагаем, что сезонная изменчивость ВС определяется в первую очередь изменчивостью вертикального градиента плотности. На рисунке 8 представлены диаграммы сезонной изменчивости среднего на горизонтах вертикального градиента плотности. Видно, что расположение зон максимальных значений ВС соответствует максимальным градиентам плотности в слое сезонного термоклина. Сопоставляя рисунки 7 и 8, можно отметить, что ключевую роль здесь играет сезонный термоклин. В теплый сезон, когда верхний слой прогреет в несколько раз сильнее нижнего: 23–25 °С против 8–8.5 °С (рисунок 7), градиент плотности максимален в слое термоклина – 20–30 м, с июня по сентябрь (рисунок 8). По-видимому, величина ВС (как и МРЕ), через градиент плотности косвенно контролируется потоками тепла из атмосферы, т.к. величина градиента в 2016 г. (рисунок 8б) и средняя температура в верхнем слое (рисунок 7б) выше, чем в 2011 г. Области отрицательных значений ВС в верхнем 20-метровом слое в холодный период года связаны с интенсивным вертикальным перемешиванием, когда поле плотности становится однородным и вклад ВС минимален.

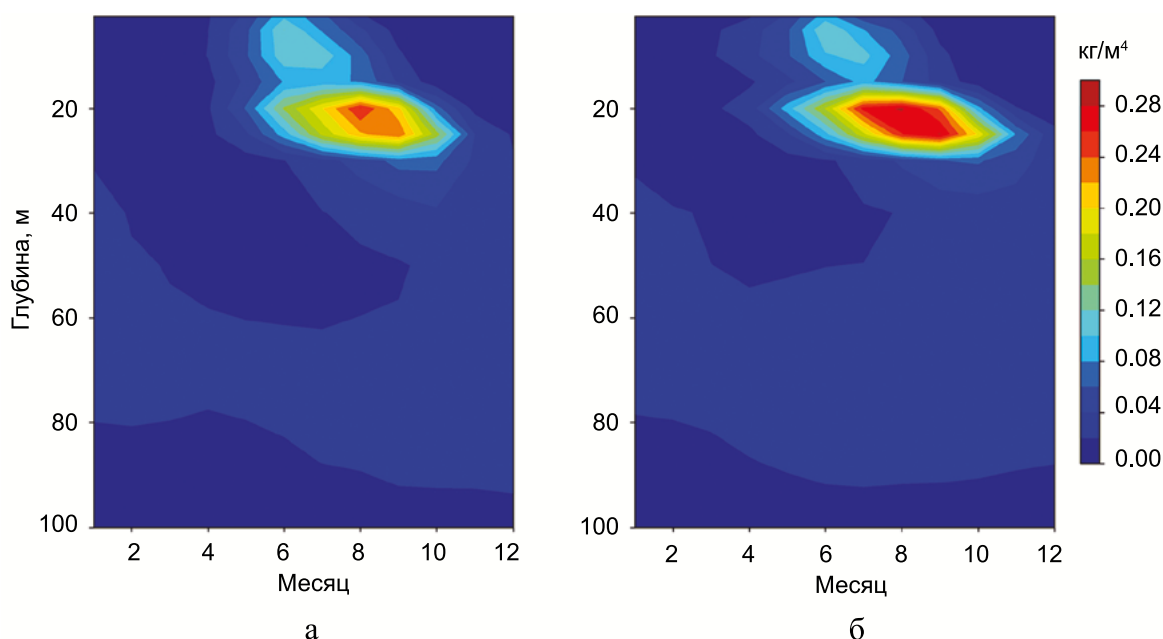


Рис. 8 – Сезонный ход среднего на горизонтах вертикального градиента плотности:
а – 2011 г.; б – 2016 г.

Главной отличительной особенностью в поведении ВС для двух режимов является тот факт, что увеличение ЕКЕ в режиме «вихревой» циркуляции в весенне-летний период обеспечивается преимущественно за счет бароклинной неустойчивости. Преобладание этого механизма возникает вследствие того, что ОЧТ в это время распадается на отдельные струи и круговороты (рисунок 3е, ж), запас МКЕ мал (рисунок 4б, диаграмма МКЕ) и в бюджете ЕКЕ основной вклад дает приток энергии от МРЕ.

Не менее важным фактором изменчивости запаса МРЕ, потока плавучести ВВ и бароклининого потока ВС является сток рек и движение вод через Босфор и Керченский пролив. Однако форма представления результатов настоящей работы (рисунки 4, 5, 7, 8) не позволяет выделить эти вклады. Оценке влияния водообмена на открытых участках границы бассейна на изменчивость энергии в Черном море посвящено отдельное исследование, планируемое к публикации в ближайшее время.

Заключение

Сезонная изменчивость средней и вихревой кинетической энергий, средней и вихревой доступной потенциальной энергий, а также скоростей их преобразования рассмотрена для «бассейнового» и «вихревого» режимов циркуляции Черного моря, которые реализовались в 2011 и 2016 гг. Наибольшая разница между 2011 и 2016 гг. – это, прежде всего, максимальная скорость элементов ОЧТ для одних и тех же сезонов. Эта разница составляет от 5 до 10 см/с. Второе важное отличие – это кинематика вихрей: в 2011 г. наиболее интенсивные мезомасштабные вихри развиваются на периферии бассейна над континентальным склоном, в 2016 г. такие вихри наблюдаются в центральной части моря с глубинами 1500–2000 м. Отличия в структуре циркуляции влияют на соотношение между средней и вихревой кинетической энергиями. В 2011 г. величины энергий были сопоставимы, в 2016 г. максимум вихревой энергии превышал энергию среднего течения.

Пространственно-временная изменчивость средней кинетической энергии зависит от режима циркуляции. Распределение средней доступной потенциальной энергии носит преимущественно сезонный характер, изменчивость со временем качественно схожа для обоих режимов и обусловлена увеличением аномалии плотности за счет нагрева морской воды. Прямой связи между изменчивостью работы силы плавучести, сезоном и режимом циркуляции не обнаружено.

Сезонная изменчивость вихревой кинетической энергии и механизмы ее интенсификации различны для двух режимов циркуляции. В 2011 г. ЕКЕ максимальна весной и летом, в 2016 г. – в холодный период года. Зимой, когда ОЧТ или его элементы наиболее интенсивны, независимо от режима циркуляции, вихревые структуры развиваются преимущественно за счет притока энергии от среднего течения, вследствие баротропной неустойчивости. Летом вихревая изменчивость в режиме «бассейновой» циркуляции обусловлена соизмеримыми вкладами баротропной и бароклининой неустойчивости, а в режиме «вихревой» циркуляции – только поступлением энергии от средней доступной потенциальной энергии за счет бароклининой неустойчивости.

Отметим, что результаты работы применимы к глубоководной части Черного моря с глубинами более 100 м. В районе шельфа динамика характеризуется быстрыми субмезомасштабными процессами с временным промежутком 1–10 дней и размерами около 1 км, а при используемой версии модели МГИ субмезомасштабные движения явно не разрешаются, поэтому оценить их энергетику здесь затруднительно. Также

эти результаты получены на двух относительно коротких временных интервалах и их следует считать предварительными. В дальнейшем планируется исследовать энергетику Черного моря по данным многолетнего реанализа. Представляется логичным провести исследования энергетики циркуляции на каждый год для длительного интервала времени и затем сопоставить результаты между усредненными составляющими бюджета энергии с данными за некоторые конкретные «экстремальные» годы, что позволит представить более общие выводы о механизмах изменчивости средней и вихревой циркуляции.

Благодарности. Авторы выражают глубокую благодарность рецензентам за ценные замечания, способствовавшие улучшению содержания и представления результатов статьи. Работа выполнена в рамках государственного задания ФГБУН ФИЦ МГИ по теме № FNNN-2021-0004.

Список литературы

1. Блатов А. С., Булгаков Н. П., Иванов В. А., Косарев А. Н., Тужилкин В. С. Изменчивость гидрофизических полей Черного моря. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 240 с.
2. 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.
3. 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.
4. Дорофеев В. Л., Сухих Л. И. Анализ изменчивости гидрофизических полей Черного моря в период 1993–2012 годов на основе результатов выполненного реанализа // Морской гидрофизический журнал. 2016. № 1 (187). С. 33–48.
5. Иванов В. А., Белокопытов В. Н. Океанография Черного моря. Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2011. 212 с.
6. Шапиро Г. И., Гонзалез-Ондина Х. М. Сезонная изменчивость кинетической энергии вихрей в центральной части Индийского океана: анализ эксперимента «Полигон-67» с современных позиций // Морской гидрофизический журнал. 2020. Т. 36. № 6 (216). С. 628–645. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2020-6-628-645>.
7. Avsar N. B., Kutoglu S. H. Recent Sea Level Change in the Black Sea from Satellite Altimetry and Tide Gauge Observations // ISPRS Int. J. Geo-Inf. 2020. Vol. 9. Iss. 3. 185. <https://doi.org/10.3390/ijgi9030185>.
8. 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>.
9. 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>.
10. Enriquez C. E., Shapiro G. I., Souza A. J., Zatsepin A. G. Hydrodynamic modelling of mesoscale eddies in the Black Sea // Ocean Dynamics. 2005. Vol. 55. Iss. 5–6. P. 476–489. <https://doi.org/10.1007/s10236-005-0031-4>.
11. Holland W. R., Lin L. B. On the Generation of Mesoscale Eddies and their Contribution to the Oceanic General Circulation. I. A Preliminary Numerical Experiment // J. Phys. Oceanogr.

1975. Vol. 5. Iss. 4. P. 642–657. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1975\)005<0642:OTGOME>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1975)005<0642:OTGOME>2.0.CO;2).
12. Kallos G., Nickovic S., Papadopoulos A., Jovic D., Kakaliagou O., Misirlis N., Boukas L., Mimikou N., Sakellaridis G., Papageorgiou J., Anadranistakis E., Manousakis M. The regional weather forecasting system SKIRON // An overview Proc. of the Int. Symp. on Regional Weather Prediction on Parallel Computer Environments. Greece, Athens, 1997. P. 109–122.
 13. Knysh V. V., Demyshev S. G., Korotaev G. K., Sarkisyan A. S. Four-dimensional climate of seasonal Black Sea circulation // Russian Journal of Numerical Analysis and Mathematical Modelling. 2001. Vol. 16. Iss. 5. P. 409–426. <https://doi.org/10.1515/rnam-2001-0504>.
 14. Korotaev G., Oğuz T., Nikiforov A., Koblinsky C. Seasonal, interannual, and mesoscale variability of the Black Sea upper layer circulation derived from altimeter data // J. Geoph. Res. Oceans. 2003. Vol. 108. No. C4. 3122. <https://doi.org/10.1029/2002JC001508>.
 15. Kubryakov A. A., Stanichny S. V. Seasonal and interannual variability of the Black Sea eddies and its dependence on characteristics of the large-scale circulation // Deep-Sea Res. Part 1: Oceanographic Research Papers. 2015. Vol. 97. P. 80–91. <http://doi.org/10.1016/j.dsr.2014.12.002>.
 16. Kubryakov A. A., Stanichny S. V., Zatsepin A. G., Kremenetskiy V. V. Long-term variations of the Black Sea dynamics and their impact on the marine ecosystem // J. Mar. Syst. 2016. Vol. 163. P. 80–94. <http://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2016.06.006>.
 17. Lima L., Aydogdu A., Escudier R., Masina S., Ciliberti S. A., Azevedo D., Peneva E. L., Causio S., Cipollone A., Clementi E., Cretí S., Stefanizzi L., Lecci R., Palermo F., Coppini G., Pinardi N., Palazov A. Black Sea Physical Reanalysis (CMEMS BS-Currents) (Version 1) [Data set]. Copernicus Monitoring Environment Marine Service (CMEMS). 2020. https://doi.org/10.25423/CMCC/BLKSEA_MULTIYEAR_PHY_007_004 (дата обращения 12.08.2021).
 18. Lorenz E. N. Available potential energy and the maintenance of the general circulation // Tellus. 1955. Vol. 7. Iss. 2. P. 157–167. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v7i2.8796>.
 19. Ma Q., Lembo V., Franzke Ch. L. E. The Lorenz energy cycle: trends and the impact of modes of climate variability // Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography. 2021. Vol. 73. Iss. 1. P. 1–15. <https://doi.org/10.1080/16000870.2021.1900033>.
 20. Mellor G. L., Yamada T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems // Rev. Geophys. 1982. Vol. 20. Iss. 4. P. 851–875. <https://doi.org/10.1029/RG020i004p00851>.
 21. Menna M., Poulain P.–M. Geostrophic currents and kinetic energies in the Black Sea estimated from merged drifter and satellite altimetry data // Ocean Sci. 2014. Vol. 10. Iss. 2. P. 155–165. <https://doi.org/10.5194/os-10-155-2014>.
 22. Miladinova S., Stips A., Garcia-Gorritz E., and Macias Moy D. Black Sea thermohaline properties: Long-term trends and variations // J. Geophys. Res. Oceans. 2017. Vol. 122 (7). P. 5624–5644. <https://doi.org/10.1002/2016JC012644>.
 23. Oğuz T., Malanotte-Rizzoli P., Aubrey D. Wind and thermohaline circulation of the Black Sea driven by yearly mean climatological forcing // J. Geophys. Res. Oceans. 1995. Vol. 100. Iss. C4. P. 6845–6863. <https://doi.org/10.1029/95JC00022>.
 24. Poulain P.–M., Barbanti R., Motyzhev S., Zatsepin A. Statistical description of the Black Sea near-surface circulation using drifter in 1999–2003 // Deep Sea Res. Part I: Oceanogr. Res. Pap. 2005. Vol. 52. Iss. 12. P. 2250–2274. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2005.08.007>.
 25. Stanev E. V. On the mechanisms of the Black Sea circulation // Earth-Science Rev. 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).
 26. Stanev E. V., Peneva E., Chtirkova B. Climate change and regional ocean water mass disappearance: Case of the Black Sea // J. Geoph. Res. Oceans. 2019. Vol. 124. No. 7. P. 4803–4819. <https://doi.org/10.1029/2019JC015076>.

27. *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 // *J. Mar. Syst.* 2000. No. 24. P. 3–26. [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(99\)00076-7](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(99)00076-7).
28. *Stepanov D. V.* Mesoscale eddies and baroclinic instability over the eastern Sakhalin shelf of the Sea of Okhotsk: a model-based analysis // *Ocean Dynamics*. 2018. Vol. 68. Iss. 10. P. 1353–1370. <https://doi.org/10.1007/s10236-018-1192-2>.
29. *Von Storch J.-S., Eden C., Fast I., Haak H., Hernandez-Deckers D., Maier-Reimer E., Marotzke J., Stammer D.* An estimate of the Lorenz energy cycle for the World Ocean Based on the 1/10° STORM/NCEP simulation // *J. Phys. Oceanogr.* 2012. Vol. 42. Iss. 12. P. 2185–2205. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-12-079.1>.
30. *Xu A., Yu F., Nan F., Ren Q.* Characteristics of subsurface mesoscale eddies in the northwestern tropical Pacific Ocean from an eddy-resolving model // *J. Ocean. Limnol.* 2020. Vol. 38. Iss. 5. P. 1421–1434. <https://doi.org/10.1007/s00343-020-9313-4>.
31. *Zatsepin A. G., Ginzburg A. I., Kostianoy A. G., Kremenetskiy V. V., Krivosheya V. G., Stanichny S. V., Poulain P.-M.* Observations of Black Sea mesoscale eddies and associated horizontal mixing // *J. Geophys. Res. Oceans*. 2003. Vol. 108. No. C8. P. 3246. <https://doi.org/10.1029/2002JC001390>.
32. *Zatsepin A. G., Emel'yanov S. V., Kremenetskiy V. V., Poyarkov S. G., Stroganov O. Yu., Denisov E. S., Stanichnaya R. R., Stanichny S. V.* Effect of bottom slope and wind on the near-shore current in a rotating stratified fluid: laboratory modeling for the Black Sea // *Oceanology*. 2005. Vol. 45. Suppl. 1. P. 13–26.
33. *Zhan P., Subramanian A., Yao F., Kartadikara A., Guo D., Hotei I.* The eddy kinetic energy budget in the Red Sea // *J. Geophys. Res. Oceans*. 2016. Vol. 121. Iss. 7. P. 4732–4747. <https://doi.org/10.1002/2015JC011589>.

Статья поступила в редакцию 24.06.2022, одобрена к печати 22.08.2022.

Для цитирования: Демьшев С. Г., Дымова О. А., Миклашевская Н. А. Пространственно-временная изменчивость гидрофизических и энергетических характеристик циркуляции Черного моря при доминировании движений разных масштабов // *Океанологические исследования*. 2022. № 50 (3). С. 27–50. [https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2022.50\(3\).2](https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2022.50(3).2).

SPATIO-TEMPORAL VARIABILITY OF HYDROPHYSICAL AND ENERGY CHARACTERISTICS OF THE BLACK SEA CIRCULATION DURING PREVALENCE MOVEMENTS OF DIFFERENT SCALE

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

*Marine Hydrophysical Institute of RAS,
2, Kapitanskaya str., Sevastopol, 299011, Russia,
e-mail: olgadym@yahoo.com*

Simulation results of the Black Sea dynamics for two periods when the annual mean circulation corresponded to the basin-scale and eddy regimes (2011 and 2016) are considered in the paper. Numerical experiments are carried out using the MHI model and considering the realistic atmospheric forcing from SKIRON. The seasonal variability of dynamic and thermohaline fields, as well as the kinetic and available potential energy, and their conversion rates are estimated. According to the model data on the seasonal mean distribution of currents velocity, it is found that

in 2011 the RIM Current is detected in all seasons, and the most intense mesoscale eddies developed on its periphery over the continental slope in the warm period of the year; in 2016, separate cyclonic jets in the area of the continental slope are observed in the northern and southwestern parts of the basin during cold seasons, and mesoscale eddies are propagated in the central part of the sea throughout the year. The change in the mean current kinetic energy is determined by the circulation regime: energy maxima are revealed in the spring of 2011 and in the winter of 2016, when the mean current was the most intense. The distribution of the mean available potential energy is predominantly seasonal, the time variability is qualitatively similar for both modes and is provided by an increase in the density anomaly due to seawater heating. The eddy kinetic energy characterizing the mesoscale variability depends both on the circulation regime and on the season. In the spring 2011, the mean current and eddy kinetic energies are comparable; in 2016, the maximum eddy energy exceeded the mean current kinetic energy. In autumn and winter, for both calculations, the increase in eddy energy occurs due to the energy transfer from the wind and the mean current through the barotropic instability mechanism. In summer when wind activity weakens, in the basin-scale circulation mode, mesoscale variability is supported by commensurate contributions from barotropic and baroclinic instability; in the eddy circulation mode – mainly due to the conversion of available potential energy through baroclinic instability.

Keywords: Black Sea, modeling, large-scale circulation, mesoscale, kinetic energy, available potential energy, buoyancy work, instability

Acknowledgment: The authors express their deep gratitude to the reviewers for their valuable comments that contributed to improving the content and presentation of the results. The work was supported by the state task on theme No. FNNN-2021-0004.

References

1. Avsar, N. B. and S. H. Kutoglu, 2020: Recent Sea Level Change in the Black Sea from Satellite Altimetry and Tide Gauge Observations. *ISPRS Int. J. Geo-Inf.*, **9** (3), 185, <https://doi.org/10.3390/ijgi9030185>.
2. Blatov, A. S., N. P. Bulgakov, V. A. Ivanov, A. N. Kosarev, and V. S. Tujilkin, 1984: *Izmenchivost' gidrofizicheskikh polej Chernogo morya (Variability of Hydrophysical Fields in the Black Sea)*. Leningrad, Hydrometeoizdat, 240 p.
3. Demyshev, S. G. and O. A. Dymova, 2018: Numerical analysis of the Black Sea currents and mesoscale eddies in 2006 and 2011. *Ocean Dynamics*, **68** (10), 1335–1352, <https://doi.org/10.1007/s10236-018-1200-6>.
4. Demyshev, S. G. and O. A. Dymova, 2022: Analysis of the annual mean energy cycle of the Black Sea circulation for the climatic, basin-scale and eddy regimes. *Ocean Dynamics*, **72** (3–4), 259–278, <https://doi.org/10.1007/s10236-022-01504-0>.
5. Demyshev, S. G., 2004: Energetika klimaticheskoy cirkulyacii chernogo morya. 1. Diskretnye uravneniya skorosti izmeneniya kineticheskoy i potencial'noj energij (Energy of the Black Sea climatic circulation. 1. Discrete equations of the time rate of change of kinetic and potential energy). *Meteorologiya i Gidrologiya*, **9**, 65–80.
6. Demyshev, S. G., 2012: A numerical model of online forecasting Black Sea currents. *Izv. Atmos. Ocean. Phys.*, **48** (1), 120–132, <https://doi.org/10.1134/S0001433812010021>.
7. Dorofeev, V. L. and L. I. Sukhikh, 2016: Analysis of Variability of the Black Sea Hydrophysical Fields in 1993–2012 Based on the Reanalysis Results. *Physical Oceanography*, **1**, 33–47, <https://doi.org/10.22449/1573-160X-2016-1-33-47>.

8. Enriquez, C. E., G. I. Shapiro, A. J. Souza, and A. G. Zatsepin, 2005: Hydrodynamic modelling of mesoscale eddies in the Black Sea. *Ocean Dynamics*, **55** (5–6), 476–489, <https://doi.org/10.1007/s10236-005-0031-4>.
9. Holland, W. R. and L. B. Lin, 1975: On the Generation of Mesoscale Eddies and their Contribution to the Oceanic General Circulation. I. A Preliminary Numerical Experiment. *J. Phys. Oceanogr.*, **5** (4), 642–657, [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1975\)005<0642:OTGOME>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1975)005<0642:OTGOME>2.0.CO;2).
10. Ivanov, V. A. and V. N. Belokopytov, 2013: *Oceanography of the Black Sea*. Sevastopol: Marine Hydrophysical Institute of NASU, 210 p. <https://www.researchgate.net/publication/236853664>.
11. Kallos, G., S. Nickovic, A. Papadopoulos, D. Jovic, O. Kakaliagou, N. Misirlis, L. Boukas, N. Mimikou, G. Sakellaridis, J. Papageorgiou, E. Anadranistakis, and M. Manousakis, 1997: The regional weather forecasting system SKIRON. *An overview Proc. of the Int. Symp. on Regional Weather Prediction on Parallel Computer Environments*, Greece, Athens, 109–122.
12. Knysh, V. V., S. G. Demyshev, G. K. Korotaev, and A. S. Sarkisyan, 2001: Four-dimensional climate of seasonal Black Sea circulation. *Russian Journal of Numerical Analysis and Mathematical Modelling*, **16** (5), 409–426, <https://doi.org/10.1515/rnam-2001-0504>.
13. Korotaev, G., T. Oguz, A. Nikiforov, and C. Koblinsky, 2003: Seasonal, interannual, and mesoscale variability of the Black Sea upper layer circulation derived from altimeter data. *J. Geoph. Res. Oceans*, **108** (C4), 3122, <https://doi.org/10.1029/2002JC001508>.
14. Kubryakov, A. A. and S. V. Stanichny, 2015: Seasonal and interannual variability of the Black Sea eddies and its dependence on characteristics of the large-scale circulation. *Deep-Sea Res., Part 1: Oceanographic Research Papers*, **97**, 80–91, <http://doi.org/10.1016/j.dsr.2014.12.002>.
15. Kubryakov, A. A., S. V. Stanichny, A. G. Zatsepin, and V. V. Kremenetskiy, 2016: Long-term variations of the Black Sea dynamics and their impact on the marine ecosystem. *J. Mar. Syst.*, **163**, 80–94, <http://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2016.06.006>.
16. Lima, L., A. Aydogdu, R. Escudier, S. Masina, S. A. Ciliberti, D. Azevedo, E. L. Peneva, S. Causio, A. Cipollone, E. Clementi, S. Cretí, L. Stefanizzi, R. Lecci, F. Palermo, G. Coppini, N. Pinardi, and A. Palazov, 2020: *Black Sea Physical Reanalysis (CMEMS BS-Currents)* (Version 1) [Data set]. Copernicus Monitoring Environment Marine Service (CMEMS). https://doi.org/10.25423/CMCC/BLKSEA_MULTIYEAR_PHY_007_004. (last accessed in 12.08.2021).
17. Lorenz, E. N., 1955: Available potential energy and the maintenance of the general circulation. *Tellus*, **7** (2), 157–167, <https://doi.org/10.3402/tellusa.v7i2.8796>.
18. Ma, Q., V. Lembo, and Ch. L. E. Franzke, 2021: The Lorenz energy cycle: trends and the impact of modes of climate variability. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, **73** (1), 1–15, <https://doi.org/10.1080/16000870.2021.1900033>.
19. Mellor, G. L. and T. Yamada, 1982: Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev. Geophys.*, **20** (4), 851–875, <https://doi.org/10.1029/RG020i004p00851>.
20. Menna, M. and P.-M. Poulain, 2014: Geostrophic currents and kinetic energies in the Black Sea estimated from merged drifter and satellite altimetry data. *Ocean Sci.*, **10** (2), 155–165, <https://doi.org/10.5194/os-10-155-2014>.
21. Miladinova, S., A. Stips, E. Garcia-Gorriz, and D. Macias Moy, 2017: Black Sea thermohaline properties: Long-term trends and variations. *J. Geophys. Res. Oceans*, **122** (7), 5624–5644, <https://doi.org/10.1002/2016JC012644>.
22. Oguz, T., P. Malanotte-Rizzoli, and D. Aubrey, 1995: Wind and thermohaline circulation of the Black Sea driven by yearly mean climatological forcing. *J. Geophys. Res. Oceans*, **100** (C4), 6845–6864, <https://doi.org/10.1029/95JC00022>.
23. Poulain, P.-M., R. Barbanti, S. Motyzhhev, and A. Zatsepin, 2005: Statistical description of the Black Sea near-surface circulation using drifter in 1999–2003. *Deep Sea Res. Part I: Oceanogr. Res.*, **52** (12), 2250–2274, <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2005.08.007>.

24. Shapiro, G. I. and J. M. Gonzalez-Ondina, 2020: Seasonal Variability of Eddy Kinetic Energy in the Central Indian Ocean: POLYGON-67 Revised. *Physical Oceanography*, **27** (6), 573–589, <https://doi.org/10.22449/1573-160X-2020-6-573-589>.
25. Stanev, E. V., 1990: On the mechanisms of the Black Sea circulation. *Earth-Science Rev.*, **28** (4), 285–319, [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(90\)90052-W](https://doi.org/10.1016/0012-8252(90)90052-W).
26. Stanev, E. V., E. Peneva, and B. Chtirkova, 2019: Climate change and regional ocean water mass disappearance: Case of the Black Sea. *J. Geophys. Res. Oceans*, **124** (7), 4803–4819, <https://doi.org/10.1029/2019JC015076>.
27. Stanev, E. V. and J. V. Staneva, 2000: The impact of the baroclinic eddies and basin oscillations on the transitions between different quasi-stable states of the Black Sea circulation. *J. Mar. Syst.*, **24**, 3–26, [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(99\)00076-7](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(99)00076-7).
28. Stepanov, D. V., 2018: Mesoscale eddies and baroclinic instability over the eastern Sakhalin shelf of the Sea of Okhotsk: a model-based analysis. *Ocean Dynamics*, **68** (10), 1353–1370, <https://doi.org/10.1007/s10236-018-1192-2>.
29. Von Storch, J.-S., C. Eden, I. Fast, H. Haak, D. Hernandez-Deckers, E. Maier-Reimer, J. Marotzke, and D. Stammer, 2012: An estimate of the Lorenz energy cycle for the World Ocean Based on the 1/10° STORM/NCEP simulation. *J. Phys. Oceanogr.*, **42** (12), 2185–2205, <https://doi.org/10.1175/JPO-D-12-079.1>.
30. Xu, A., F. Yu, F. Nan, and Q. Ren, 2020: Characteristics of subsurface mesoscale eddies in the northwestern tropical Pacific Ocean from an eddy-resolving model. *J. Ocean. Limnol.*, **38** (5), 1421–1434, <https://doi.org/10.1007/s00343-020-9313-4>.
31. Zatsepin A. G., A. I. Ginzburg, A. G. Kostianoy, V. V. Kremenetskiy, V. G. Krivosheya, S. V. Stanichny, and P.-M. Poulain, 2003: Observations of Black Sea mesoscale eddies and associated horizontal mixing. *J. Geophys. Res. Oceans*, **108** (C8), 3246, <https://doi.org/10.1029/2002JC001390>.
32. Zatsepin, A. G., S. V. Emel'yanov, V. V. Kremenetskiy, S. G. Poyarkov, O. Yu. Stroganov, E. S. Denisov, R. R. Stanichnaya, and S. V. Stanichny, 2005: Effect of bottom slope and wind on the near-shore current in a rotating stratified fluid: laboratory modeling for the Black Sea. *Oceanology*, **45** (Suppl. 1), 13–26.
33. Zhan, P., A. Subramanian, F. Yao, A. Kartadikara, D. Guo, and I. Hotei, 2016: The eddy kinetic energy budget in the Red Sea. *J. Geophys. Res. Oceans.*, **121** (7), 4732–4747, <https://doi.org/10.1002/2015JC011589>.

Submitted 24.06.2022, accepted 22.08.2022.

For citation: Demyshev, S. G., O. A. Dymova, and N. A. Miklashevskaya, 2022: Investigation of the spatio-temporal variability of hydrophysical and energy characteristics of the Black Sea circulation during prevalence movements of different scale. *Journal of Oceanological research*, **50** (3), 27–50, [https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2022.50\(3\).2](https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2022.50(3).2).