

УДК 551.465

АНАЛИЗ ЭНЕРГЕТИЧЕСКОГО ЦИКЛА ЛОРЕНЦА ДЛЯ РАЗЛИЧНЫХ РЕЖИМОВ ЦИРКУЛЯЦИИ ЧЕРНОГО МОРЯ

С. Г. Демышев, О. А. Дымова*

Морской гидрофизический институт РАН (ул. Капитанская, 2, Севастополь,
Россия, 299011), *olgadym@yahoo.com

На основе данных численного моделирования динамики вод Черного моря рассчитаны компоненты энергетического цикла Лоренца для трех режимов: климатическая циркуляция, бассейновый (2011 г.) и вихревой (2016 г.) режимы. Выявлены следующие общие черты между климатической и реалистичной энергетикой. Среднегодовой переход энергии от среднего движения к вихревому наблюдается для всех режимов циркуляции. Среднегодовая работа силы плавучести увеличивает среднее течение для всех экспериментов, и это свидетельствует о сохранении наклона изопикнических поверхностей таким, что реализуется условие преобразования доступной потенциальной энергии в кинетическую. Качественное отличие состоит в том, что преобразование вихревой кинетической энергии в доступную потенциальную энергию наблюдается только для климатической циркуляции. Для бассейновой циркуляции изменчивость вихревой кинетической энергии определяется потоком, формирующимся за счет преобразования кинетической энергии вследствие баротропной неустойчивости среднего течения. Для вихревого режима рост вихревой кинетической энергии обеспечивается преобразованием доступной потенциальной энергии в кинетическую за счет бароклинной неустойчивости. Тип циркуляции, а также качественная и количественная разница в величинах и направлениях преобразования энергии связаны прежде всего с атмосферным воздействием.

Ключевые слова: Черное море; энергетический цикл Лоренца; средняя циркуляция; вихри; баротропная и бароклинная неустойчивость

Для цитирования: Демышев С. Г., Дымова О. А. Анализ энергетического цикла Лоренца для различных режимов циркуляции Черного моря // Труды Карельского научного центра РАН. 2022. № 6. С. 26–40. doi: 10.17076/lim1621

Финансирование. Работа выполнена в рамках темы госзадания ФГБУН ФИЦ «Морской гидрофизический институт РАН» № FNNN-2021-0004 («Океанологические процессы»).

S. G. Demyshev, O. A. Dymova*. ANALYSIS OF THE LORENZ ENERGY CYCLE FOR DIFFERENT REGIMES OF THE BLACK SEA CIRCULATION

Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences (2 Kapitanskaya St.,
299011 Sevastopol, Russia), *olgadym@yahoo.com

The Lorenz energy cycle components are calculated from numerically simulated data on the Black Sea dynamics for three regimes: climatic circulation, basin-scale (2011), and eddy (2016) circulations. The some common features have been found between climatic and realistic energy. The mean annual conversion of energy from mean motion to eddy motion is observed for all circulation regimes. The annual mean buoyancy work increases the mean current for all experiments, which indicates that the slope of the isopycnal surfaces remains such that the condition for converting the available potential energy into kinetic energy is realized. The qualitative difference is that the conversion of eddy kinetic energy into available potential energy is observed only for climatic circulation. For basin-scale circulation, the variability of the eddy kinetic energy is determined by the flux formed by the transformation of kinetic energy due to the barotropic instability of the mean current. For the eddy regime, the growth in the eddy kinetic energy is a result of the available potential energy conversion into kinetic energy due to baroclinic instability. The circulation regime, as well as the qualitative and quantitative difference in the magnitudes and directions of energy conversion, are primarily associated with atmospheric forcing.

Keywords: Black Sea; Lorenz energy cycle; mean circulation; eddy; barotropic and baroclinic instability

For citation: Demyshev S. G., Dymova O. A. Analysis of the Lorenz energy cycle for different regimes of the Black Sea circulation. *Trudy Kareli'skogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre RAS*. 2022. No. 6. P. 26–40. doi: 10.17076/lim1621

Funding. The study was carried out under state assignment to the Marine Hydrophysical Institute RAS within topic # FNNN-2021-0004 (“Oceanology processes”).

Введение

Баротропная и бароклинная неустойчивость является одним из основных источников развития вихрей в атмосфере и океане [Гилл, 1986]. Эти процессы сопровождаются преобразованием кинетической (КЭ) и доступной потенциальной энергии (ДПЭ) между средним по времени и вихревым движением. В соответствии с известными работами [Lorenz, 1955; Holland, 1975; Robinson et al., 1977] КЭ и ДПЭ средней по времени циркуляции обозначим как среднюю кинетическую энергию и среднюю доступную потенциальную энергию, а КЭ и ДПЭ вихревой циркуляции – как вихревую кинетическую энергию и вихревую доступную потенциальную энергию. Взаимодействие между этими четырьмя формами энергии определяет энергетический цикл океана, известный как энергетический цикл Лоренца [Lorenz, 1955].

Анализ энергетического цикла Лоренца для Мирового океана по данным реанализа выполнен в работе [von Storch et al., 2012], где представлены среднегодовые оценки величин энергетических составляющих и основные различия между циклами океана и атмосферы. Методика оценки энергии и механизмов ее преобразования, предложенная Лоренцем, широко используется для региональных исследований циркуляции. Например, район Куроисио рассмотрен в [Yang, Liang, 2018], вихревая изменчивость в

Красном море изучена в [Zhan et al., 2016], подробный анализ механизмов формирования мезомасштабных вихрей в Охотском море представлен в [Stepanov, 2018].

Черное море представляет собой уникальный полузамкнутый бассейн с узким шельфом (исключая северо-западную часть) и крутым континентальным склоном (рис. 1), где рельеф дна и атмосферные условия во многом определяют основные черты термохалинной структуры и динамики [Stanev, 1990; Oguz et al., 1995; Иванов, Белокопытов, 2011].

Первые оценки запаса КЭ и ДПЭ черноморских вихрей на основе натуральных наблюдений даны в [Блатов и др., 1984]. Энергетические характеристики Черного моря, рассчитанные с учетом влияния ветра, потоков тепла и соли, впервые были оценены в [Stanev, 1990], где показана их связь с вертикальной термохалинной структурой. Вывод конечно-разностных уравнений бюджета КЭ и ДПЭ как точное следствие формулировки численной модели был представлен в [Демышев, 2004]. На его основе проанализирован вклад компонентов бюджета КЭ и ДПЭ в энергию климатической циркуляции Черного моря. Оценки кинетической энергии вихрей и течений в Черном море проводились по данным натуральных наблюдений в [Meppa, Poulain, 2014; Kubryakov et al., 2016]. Исследование годовой и междекадной изменчивости ДПЭ по натуральным данным за 1910–1998 гг.

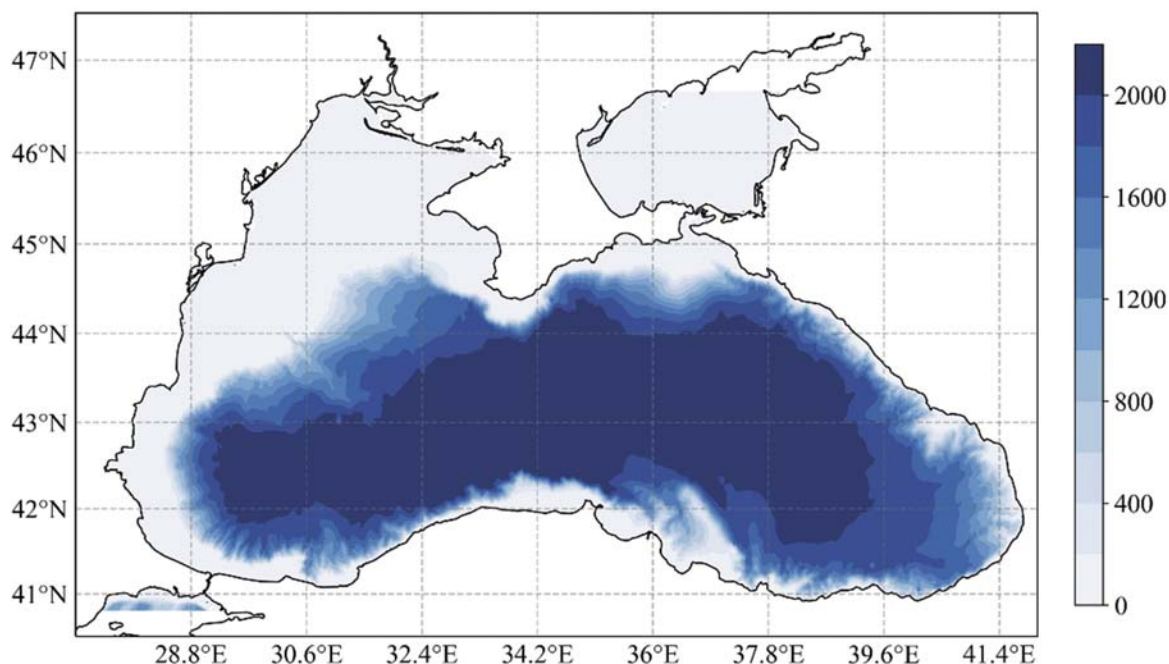


Рис. 1. Батиметрия Черного моря (м)

Fig. 1. The Black Sea bathymetry (m)

представлено в [Суворов, Шокурова, 2004]. Последние исследования свидетельствуют об изменении динамического режима циркуляции Черного моря, появлении многолетних положительных трендов температуры холодного промежуточного слоя [Stanev et al., 2019] и уровня моря [Avsar et al., 2018]. Согласно [Miladinova et al., 2017], циркуляция Черного моря после 1995 г. характеризуется «усилением основного циклонического движения и усилением мезомасштабного антициклонического движения в периоды ослабления Основного черноморского течения». В связи с вышеизложенным понимание современной динамики Черного моря, обусловленной реальным воздействием, может быть дополнено анализом энергетики циркуляции в сравнении с климатическими показателями. Итак, основной целью данной работы является оценка физических механизмов формирования и эволюции особенностей динамики Черного моря на основе численного анализа бюджета энергии по методологии Лоренца [Lorenz, 1955] для различных режимов циркуляции. Компоненты энергетического цикла рассчитаны на основе результатов численного моделирования циркуляции. Анализируются среднегодовые интегральные энергетические характеристики и скорости преобразования энергии, обусловленные генерацией, диссипацией, диффузией и процессами баротропной и бароклинной неустойчивости.

Материалы и методы

Численные эксперименты проведены с использованием вихреразрешающей модели циркуляции Черного моря, разработанной в Морском гидрофизическом институте (МГИ) РАН [Демышев, 2012]. Модель МГИ построена на основе уравнений Навье – Стокса в приближении Буссинеска и гидростатики. Вертикальное турбулентное перемешивание параметризовано с помощью теории турбулентного замыкания Меллора – Ямады. В качестве граничных условий на свободной поверхности ежесуточно задаются пространственные распределения вектора касательного напряжения трения ветра, потока тепла (включающего длинноволновую радиацию, явное и скрытое тепло) и потока коротковолновой радиации, разница между осадками и испарением. На дне заданы условие прилипания и отсутствие потоков тепла и соли. Для твердых боковых участков границы задаются условия скольжения, для жидких – условия Дирихле: температура в устьях рек соответствует среднемесячным климатологическим данным, соленость равна 7 ‰, скорость рассчитана из среднемесячных климатологических расходов. Характеристики верхнебосфорского течения равны черноморским показателям, температура и соленость в нижнебосфорском течении – характеристикам вод Мраморного моря. Закон сохранения массы

в бассейне обеспечивается через задание скорости нижнебосфорского течения, рассчитанной в предположении равенства нулю суммарного за год расхода воды (сумма расходов рек, проливов и разницы между осадками и испарением). В начальный момент времени задаются уровень моря, температура, соленость и скорости течений. Полная дифференциальная постановка задачи, особенности численной реализации, параметры модели и предустановленные коэффициенты подробно представлены в [Демышев, 2012; Demyshev, Dumova, 2018]. Для данного исследования мы выбрали три временных интервала, когда среднегодовая циркуляция соответствовала квазистационарным режимам, характерным для Черного моря [Stanev, Staneva, 2000]: климатический год, 2011 и 2016 гг.

Эксперимент 1 выполнен с учетом климатологического среднемесячного атмосферного воздействия: полный поток тепла задан в соответствии с результатами работы [Ефимов, Тимофеев, 1990], данные о напряжении ветра, испарении и осадках соответствуют климатологическому форсингу, описанному в [Staneva, Stanev, 1998]. Отметим, что потоки тепла скорректированы таким образом, чтобы суммарный за год полный поток тепла был равен нулю [Ефимов, Тимофеев, 1990], при этом климатический форсинг отражает сезонную изменчивость погодных условий. Начальное поле для эксперимента 1 построено по результатам эксперимента с усвоением климатологических профилей температуры и солености [Демышев и др., 2009].

Атмосферное воздействие в экспериментах 2 и 3 задается реалистичными 6-часовыми данными модели SKIRON [Kallos et al., 1997] с пространственным разрешением $0,1^\circ$ за 2011 и 2016 гг. соответственно. Скорость приводного ветра пересчитывается в касательные напряжения по аэродинамической формуле. В отличие от эксперимента 1 в уравнении переноса тепла отдельно учитывается поток коротковолнового излучения и усваивается температура поверхности моря. Сравнение температурных продуктов нескольких систем прогноза с натурными данными [Mizyuk et al., 2018] показало, что модель МГИ дает ошибки в приповерхностном слое, но демонстрирует наилучшие результаты в слоях 30–100 и 100–300 м. Поэтому в экспериментах с реалистичным форсингом ассимилировалась температура поверхности моря, чтобы уменьшить погрешность модельной температуры в верхнем слое. Гидрофизический реанализ Черного моря CMEMS BS-Circulents [Lima et al., 2020] использован для подготовки начальных полей в экспериментах 2 и 3.

Все эксперименты начинаются с 1 января соответствующего года и выполняются с идентичными параметрами модели МГИ для одного модельного года. Все входные данные линейно интерполируются на каждый шаг по времени. Выходными данными являются ежесуточные поля уровня моря, температуры, солености и скорости течений на регулярной сетке $(1/48)^\circ$ долготы $\times (1/66)^\circ$ широты $\times 27$ z-горизонтов. Валидация результатов моделирования для 2011 и 2016 гг. выполнена по данным альтиметрии, буев-профилемеров АРГО, по спутниковым изображениям температуры поверхности моря и концентрации хлорофилла [Demyshev, Dumova, 2022]. Полученные данные демонстрируют высокую степень соответствия модельных и реальных гидрофизических полей, что подтверждает репрезентативность энергетического анализа.

Модельные среднегодовые скорости течений соответствуют квазистационарным состояниям циркуляции Черного моря, описанным в [Stanev, Staneva, 2000]. Первый режим – бассейновая циркуляция – характеризуется устойчивым циклоническим круговоротом, охватывающим глубоководную часть бассейна (Основное черноморское течение, ОЧТ); второй – вихревая циркуляция – характеризуется преобладанием в поле скорости мезомасштабных вихревых структур разного знака. Формирование типа циркуляции связано с ветровым воздействием, а трансформация между режимами является результатом бароклинной неустойчивости [Stanev, Staneva, 2000]. Карты среднегодовых поверхностных скоростей и гистограммы повторяемости ветра представлены на рис. 2.

Как видно, данные эксперимента 1 соответствуют бассейновой циркуляции: ОЧТ представляет собой ярко выраженный поток со средней скоростью около 30 см/с (рис. 2, а), при этом над поверхностью моря преобладает северо-восточный ветер (рис. 2, г), что определяет положительную вертикальную составляющую завихренности ветрового напряжения [Блатов и др., 1984]. В 2011 г. структура циркуляции качественно близка к климатической, но скорость ОЧТ ниже (рис. 2, б). Ветровое напряжение SKIRON 2011 г. выше климатологического, но повторяемость северо-восточного ветра в 2 раза меньше (рис. 2, д). 2016 г. кардинально отличается от других временных интервалов. В поле скорости преобладают вихри, а ОЧТ наблюдается только в северной части моря (рис. 2, в). Вероятно, формирование вихревой циркуляции связано со структурой поля ветра в 2016 г. Видно, что по сравнению с 2011 г. значения ветрового напряжения изменились мало,

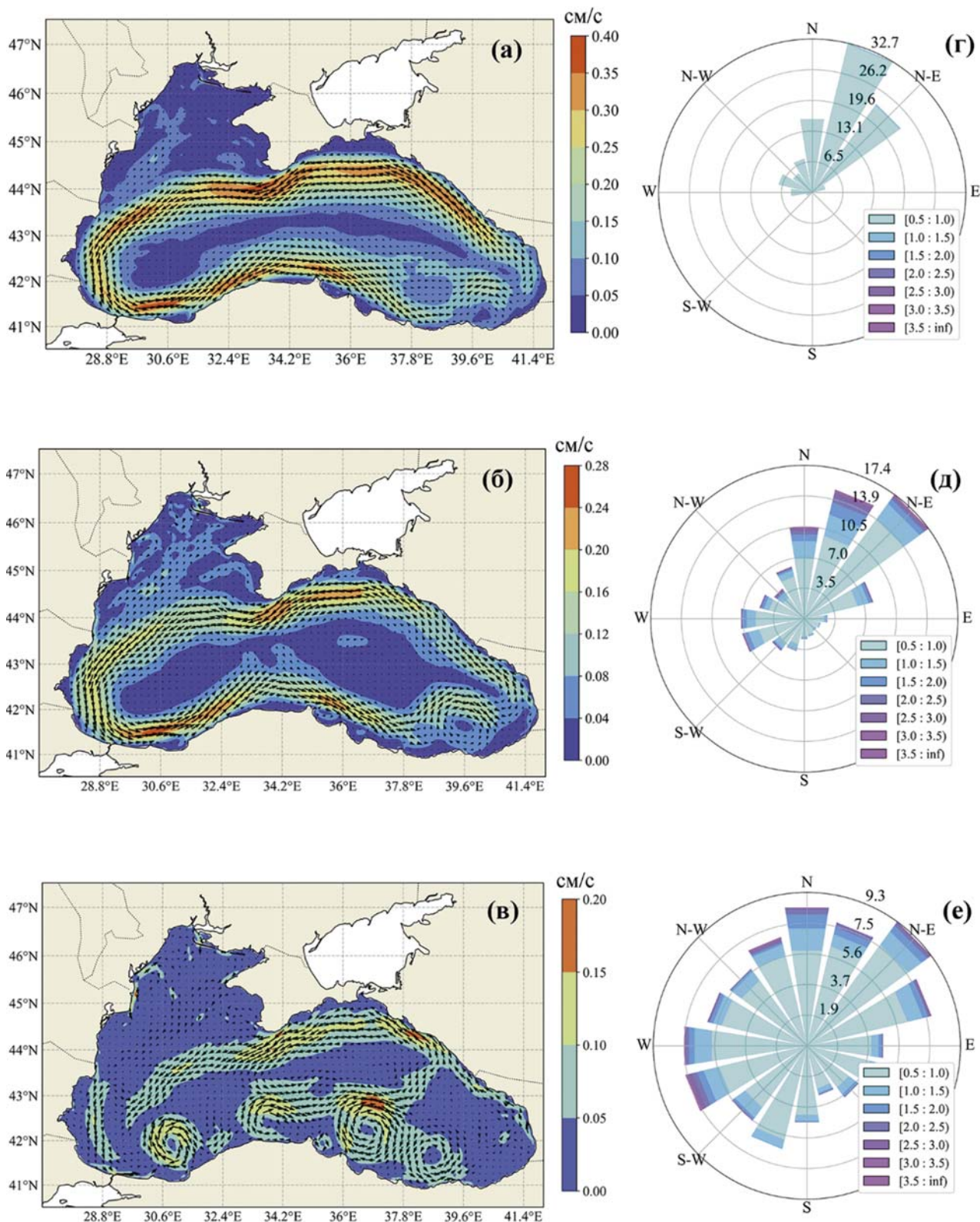


Рис. 2. Среднегодовая скорость течений на горизонте 2,5 м: (а) – эксперимент 1; (б) – эксперимент 2; (в) – эксперимент 3. Среднегодовая повторяемость направлений (цифры, %) и величины напряжения трения ветра (цвет, 10^{-5} Н/см^2): (г) – климатологические данные; (д) – данные SKIRON 2011; (е) – данные SKIRON 2016
 Fig. 2. Annual mean currents velocity on 2.5 m horizon: (a) – experiment 1; (б) – experiment 2; (в) – experiment 3. Annual mean frequency of the wind directions occurrence (digits, %) and wind stress values (color, 10^{-5} N/cm^2): (г) – climatological data; (д) – SKIRON 2011; (е) – SKIRON 2016

тогда как направления ветра значительно варьируют (рис. 2, е).

Для анализа энергетических характеристик в Черном море рассмотрены средние за год и флуктуации (суточные отклонения от среднегодовых) полей плотности и скорости для трех периодов (климатический год, 2011 и 2016 гг.). Компоненты цикла Лоренца рассчитываются по формулам

$$Km = \frac{1}{2} \int_V \rho_0 (\bar{u}^2 + \bar{v}^2) dV, Ke = \frac{1}{2} \int_V \rho_0 (\overline{u'^2} + \overline{v'^2}) dV,$$

$$Pm = -\frac{1}{2} \int_V \frac{g}{n_0(z)} \overline{\rho'^2} dV, Pe = -\frac{1}{2} \int_V \frac{g}{n_0(z)} \overline{\rho'^* \rho'} dV, \quad (1)$$

$$n_0(z) = \frac{d(\bar{\rho})}{dz}, \rho^* = \rho - \rho_{ref}(z), \rho_{ref}(z) = \langle \bar{\rho} \rangle,$$

где Km – КЭ среднего течения; Ke – вихревая КЭ; Pm – средняя ДПЭ; Pe – вихревая ДПЭ; $\rho_0 = 1000 \text{ кг/м}^3$; ρ – локальная плотность; u и v – зональная и меридиональная скорости; g – ускорение свободного падения; $\rho_{ref}(z)$ – эталонная плотность, зависящая только от вертикальной координаты, рассчитанная как средняя по пло-

$$C(Ke, Km) = - \int_V \rho_0 (\overline{u' \mathbf{u}' \cdot \nabla \bar{u}} + \overline{v' \mathbf{u}' \cdot \nabla \bar{v}}) dV, \quad C(Pe, Pm) = - \int_V \frac{g}{n_0} \overline{\rho'^* \mathbf{u}'_h \cdot \nabla_h \bar{\rho}'} dV,$$

$$C(Pm, Km) = - \int_V g \overline{\rho'^* \bar{w}} dV, \quad C(Pe, Ke) = - \int_V g \overline{\rho'^* \bar{w}'} dV, \quad (2)$$

где \mathbf{u} – вектор скорости; $\mathbf{u} = (\mathbf{u}_h, w)$; $\nabla = (\nabla_h, \partial/\partial z)$. $C(Ke, Km)$ – поток энергии, обусловленный сдвиговой неустойчивостью среднего течения (баротропная неустойчивость); отрицательное значение указывает на то, что Km трансформируется в Ke . Вертикальный перенос водных масс за счет работы силы плавучести формирует поток $C(Pm, Km)$. Когда плотность морской воды, переносимой вверх, меньше плотности морской воды, переносимой вниз, то $C(Pm, Km)$ положительна. Поток $C(Pe, Pm)$ связан с направлением горизонтального градиента плотности: Pe переходит в Pm , когда поток вихревой плотности $\overline{\rho'^* \mathbf{u}'_h}$ направлен в сторону среднего градиента плотности. Поток $C(Pe, Ke)$ определяет величину бароклинной продукции: он положителен для более легкой морской воды,

щадя слоя локальная плотность; $\int_V dV$ – интеграл по объему. Апостроф обозначает отклонение от среднего, черта над символом – осреднение по времени, угловые скобки – осреднение по площади слоя. В работе интервал осреднения по времени составляет 1 год и выбран из тех соображений, что он позволяет оценить энергетику среднего квазистационарного состояния циркуляции, соответствующего тому или иному режиму. Уменьшение периода осреднения, например до одного месяца или одного сезона, позволит оценить сезонную изменчивость энергетических характеристик и более детально рассмотреть мезомасштабные особенности циркуляции Черного моря. Эта задача составляет тему отдельного исследования, которое мы планируем выполнить в будущем.

Связь между компонентами цикла Лоренца обеспечивается путем преобразования одной формы энергии в другую. Причем это превращение определяется различными физическими процессами. Обозначим скорость конверсии $X \rightarrow Y$ как $C(X, Y)$. Следуя [von Storch et al., 2012], скорости преобразования энергии запишем как

движущейся вверх, и для более плотной морской воды, движущейся вниз. Преобразование энергии $Pm \rightarrow Pe \rightarrow Ke$ осуществляется через механизм бароклинной неустойчивости. Для всех скоростей конверсии C в уравнениях (2) верно, что $C(X, Y) = X \rightarrow Y$ и $-C(X, Y) = Y \rightarrow X$.

Энергетический цикл Лоренца также содержит компоненты, описывающие источники и стоки энергии. Источником КЭ являются средняя во времени и изменяющаяся во времени части работы силы ветра для средней и вихревой энергии соответственно. Источником ДПЭ являются средняя во времени и изменяющаяся во времени части вкладов потоков плавучести, формируемых притоком тепла из атмосферы и разницей между осадками и испарением. Скорости генерации КЭ и ДПЭ (обозначены G) оцениваются как

$$G(Km) = \int_s (\overline{\tau_x u} + \overline{\tau_y v}) ds, \quad G(Ke) = \int_s (\overline{\tau_x' u'} + \overline{\tau_y' v'}) ds,$$

$$G(Pm) = - \int_s \frac{g}{n_0(z)} \overline{\rho'^* \bar{Q}} ds, \quad G(Pe) = - \int_s \frac{g}{n_0(z)} \overline{\rho'^* \bar{Q}'} ds, \quad (3)$$

где τ_x, τ_y – компоненты вектора касательного напряжения трения ветра; Q – потоки плавучести на поверхности моря, рассчитанные по [Демышев, 2004]. Скорости диссипации и

диффузии (обозначим как D) рассчитываются как остаточные члены уравнений бюджета КЭ и ДПЭ [von Storch et al., 2012].

Результаты

K_m , K_e , P_m , P_e и скорости их преобразования рассчитаны по формулам (1)–(3) для всех экспериментов. На рис. 3 представлены диаграммы преобразования энергии, иллюстрирующие величину и направление переходов между компонентами энергетического цикла для климатического, 2011 и 2016 годов. Рассмотрим энергетические циклы Лоренца в каждом эксперименте.

В эксперименте 1 (рис. 3, а) приток энергии от ветра к средней и вихревой кинетической энергиям ($G(K_m)$ и $G(K_e)$) практически полностью компенсируется $D(K_m)$ и $D(K_e)$ за счет внутреннего вертикального трения. P_e пополняется тремя компонентами: $G(P_e)$, переходами от P_m и от K_e . При этом увеличение P_m происходит только за счет потоков плавучести через поверхность моря $G(P_m)$. Абсолютное значение $D(P_e)$ сравнимо с суперпозицией слагаемых, увеличивающих P_e . В то же время диффузия $D(P_m)$ на два порядка меньше притока энергии из атмосферы $G(P_m)$. В общем случае диффузия потенциальной энергии складывается из вертикальной и горизонтальной диффузии. Путем точного численного расчета всех компонентов бюджета потенциальной энергии в [Демышев, 2004] показано, что полная вертикальная диффузия положительна для климатической циркуляции, тем самым она увеличивает потенциальную энергию. По-видимому, малое остаточное значение $D(P_m)$ в эксперименте 1 связано с тем, что сток P_m для климатической циркуляции определяется в основном горизонтальной диффузией, которая может быть на 1-2 порядка меньше вертикальной. Передача энергии за счет работы силы плавучести $S(P_m, K_m)$ несколько больше, чем передача от K_m к K_e .

В эксперименте 2 (рис. 3, б) эволюция P_m обеспечивается вкладом энергии за счет поверхностных потоков плавучести $G(P_m)$, ее уменьшением при преобразовании в вихревую энергию $S(P_e, P_m)$ и за счет диффузии $D(P_m)$. P_e определяется преобразованием из P_m в P_e , притоком из $G(P_e)$ и стоком в результате диффузии $D(P_e)$. K_e складывается из притока из атмосферы, переноса из K_m и стока за счет диссипации. K_m формируется балансом трех сил: притока энергии от ветра, передачи кинетической энергии вихревого движения и потерь на трение. Средняя и вихревая работы силы плавучести малы.

Энергетический цикл в эксперименте 3 (рис. 3, в) качественно соответствует второму эксперименту. Отличие состоит в величинах средней и вихревой частей работы силы плавучести, ветровом вкладе в среднюю циркуляцию

и переходе от K_m к K_e . Значения $G(K_m)$ и $S(K_e, K_m)$ являются наименьшими из результатов трех экспериментов. $G(K_m)$, рассчитанная как поверхностный интеграл, очень мала из-за изменчивости направлений ветра (рис. 2, е), средняя циркуляция самая слабая, поэтому количество энергии, переходящее в K_e , также минимально. Скорость преобразования энергии $S(P_e, K_e)$ примерно в 1,8 раза выше, чем $S(P_m, K_m)$, и на порядок выше, чем $S(K_e, K_m)$. Таким образом, среднегодовой перенос энергии от K_m к K_e становится незначительным, при этом приток энергии от ветра, перенос от P_e и диссипация обеспечивают баланс сил в бюджете K_e . Такое же качественное соотношение работы трех сил наблюдается и для K_m .

Сравнительный анализ энергетических диаграмм показывает, что во всех экспериментах наблюдается передача энергии от K_m к K_e и от P_m к P_e . Это свидетельствует о том, что потоки энергии, возникающие в результате преобразования энергии среднего течения в вихревые движения, вносят существенный вклад в баланс вихревой энергии на фоне взаимной компенсации слагаемых, описывающих генерацию и диссипацию вихревой энергии, независимо от режима циркуляции. В то же время величина баротропного переноса существенно зависит от запаса K_m . Как следует из энергетических диаграмм, вклад работы силы ветра $G(K_m)$ превышает потери на диссипацию $D(K_m)$ для бассейнового режима циркуляции (рис. 3, а, б), а поток $S(K_e, K_m)$ на порядок больше, чем та же компонента в вихревом режиме, где $D(K_m)$ больше, чем $G(K_m)$ (рис. 3, в). Количество энергии, которое переходит из P_m в P_e , не связано с режимом циркуляции и определяется термохалинным форсингом. Анализ атмосферных полей (рис. 4, а) показал, что в 2016 г. суммарный тепловой поток и $G(P_m)$ максимальны для трех наборов данных. Однако с точки зрения преобразования энергии это не приводит к увеличению запаса P_m , но вызывает увеличение потока от P_m к P_e для эксперимента 3. Минимальное значение $G(P_m)$, а также минимальный поток $S(P_e, P_m)$ соответствует эксперименту 1.

Работа силы плавучести (описываемая $S(P_m, K_m)$) направлена на увеличение среднего течения для всех экспериментов. Этот результат согласуется с нашими выводами, сделанными в [Demyshev, Dumova, 2018] на основе численного решения уравнений бюджета КЭ и ДПЭ. Положительное значение среднегодовой работы силы плавучести указывает на то, что наклон изопикнических поверхностей сохраняется таким, что реализуется условие для преобразования P_m в K_m .

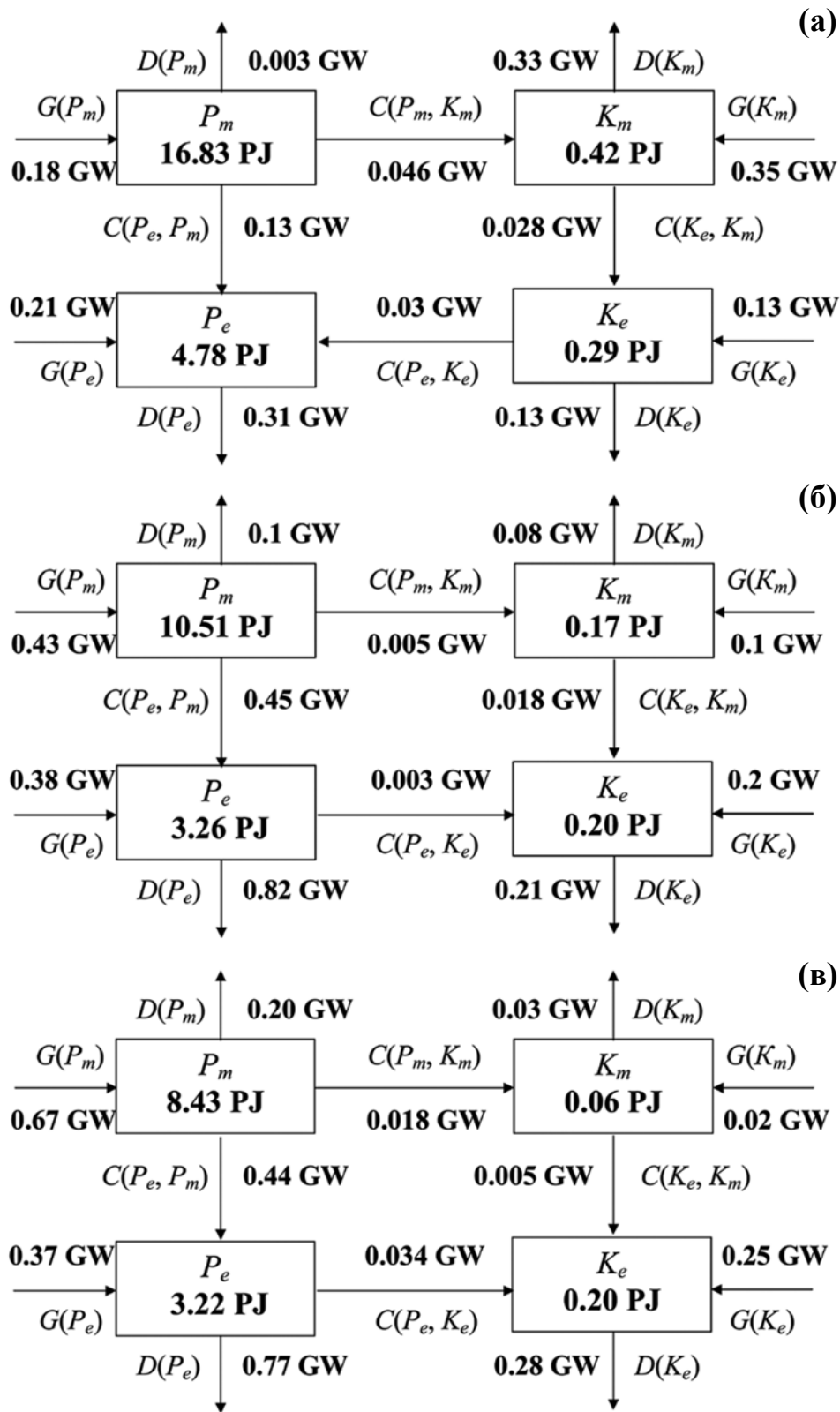


Рис. 3. Энергетический цикл Лоренца в Черном море: (а) – эксперимент 1; (б) – эксперимент 2; (в) – эксперимент 3. Энергия приведена в ПДж (10^{15} Дж), скорости генерации, диссипации и преобразования энергии – в ГВт (10^9 Вт)

Fig. 3. The Lorenz energy cycle in the Black Sea: (a) – experiment 1; (б) – experiment 2; (в) – experiment 3. Energy labeled in petajoules (PJ, 10^{15} J), the rates of generation, dissipation, and conversion labeled in gigawatt (GW, 10^9 W)

Сравнение диаграмм показывает качественное отличие климатического расчета от экспериментов 2 и 3. Оно заключается в обмене энергией между Ke и Pe . Среди прочих потоков увеличение Pe обеспечивается и величиной Ke в климатическом расчете (рис. 3, а). Однако для экспериментов 2 и 3 (рис. 3, б, в) видно, что энергия, получаемая от среднего по времени потока плавучести на поверхности $G(Pm)$, почти полностью переходит в Pe , а затем часть ее передается в Ke , так как вклад $G(Pe)$ компенсируется диффузией. Это можно объяснить следующим образом. В эксперименте 1 вклад генерационных компонентов цикла в величину Pm в несколько раз меньше из-за меньших абсолютных значений климатических атмосферных полей. При этом в среднегодовом временном масштабе черноморские квазистационарные вихри (Севастопольский и Батумский антициклоны) увеличивают наклоны изопикнических поверхностей, тем самым усиливая Pe . С другой стороны, поток $G(Pm)$ при реальном воздействии увеличивается в 2-3 раза по сравнению с климатическим, и в Pe передается примерно в 3 раза больше энергии. Полученные результаты показывают, что бароклинная неустойчивость вносит

существенный вклад в формирование вихревой энергии в реалистичных экспериментах в отличие от климатического.

При анализе результатов экспериментов с учетом реалистичного форсинга следует учитывать различия во внешних данных: 1) ветер более интенсивный, но его направления неравномерны по сравнению с климатом (рис. 2, б, в); 2) потоки тепла и пресной воды характеризуются значительной годовой изменчивостью и более высокими абсолютными значениями (рис. 4); 3) используется ассимиляция температуры поверхности моря. Поток плавучести Q и аномалия плотности ρ^* в верхнем модельном слое содержатся в уравнениях (1), (3) для Pm . Анализ атмосферных данных подтверждает, что более высокие значения атмосферных потоков (красная и синяя кривые на рис. 4), а также ассимиляция температуры приводят к увеличению Q , ρ^* и, следовательно, к более интенсивной генерации Pm в экспериментах 2 и 3. Из рис. 3 (б, в) также видно, что соотношение между вкладами от Pe и от Km в Ke может отличаться в несколько раз. Потоки, изменяющие Ke в климатическом расчете, сопоставимы между собой по величине: разница между ними не превышает 16 %.

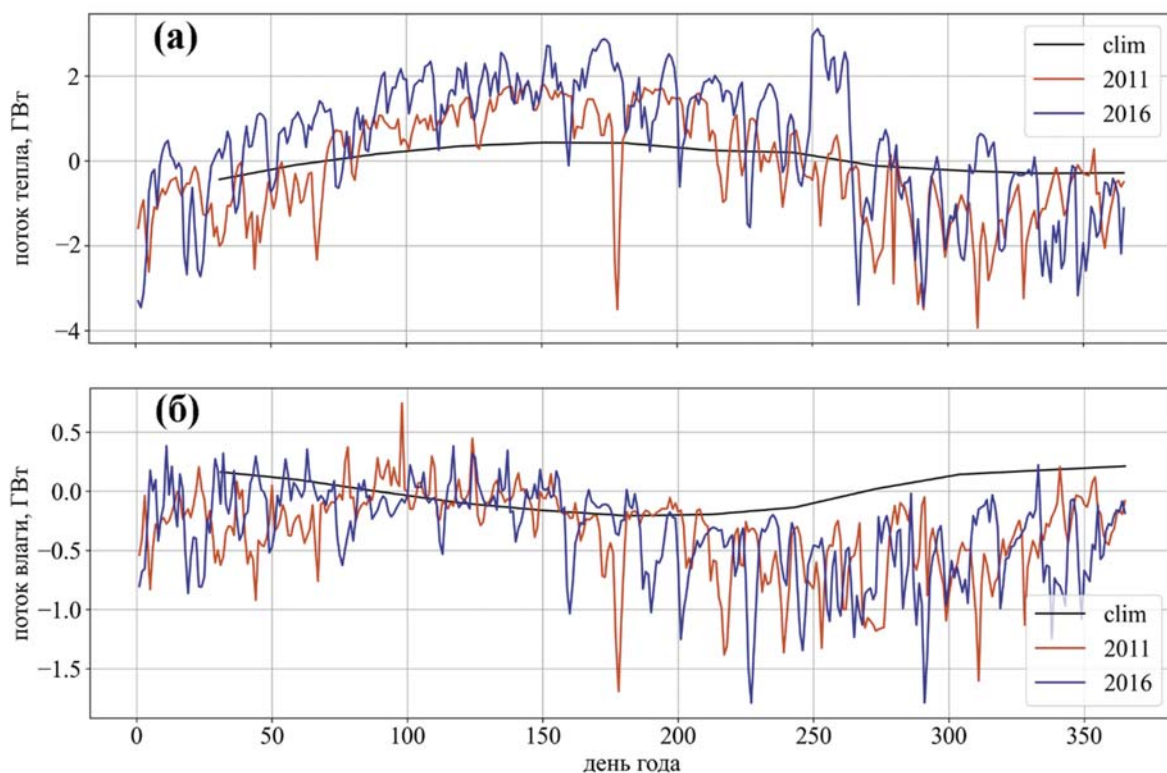


Рис. 4. Временная изменчивость суммарных по поверхности моря потоков из атмосферы по климатологическим данным, по данным модели SKIRON за 2011 и 2016 гг.: (а) – поток тепла; (б) – поток влаги

Fig. 4. Time variability of the total (over sea surface) atmospheric fluxes by the climatological data, SKIRON 2011, and SKIRON 2016: (a) – heat flux; (b) – freshwater flux

Для 2016 г. скорость $C(Pe,Ke)$ на порядок выше, чем в 2011 г., а $C(Ke,Km)$ более чем в три раза меньше по сравнению с 2011 г. Причина такого распределения значений преобразования энергии в экспериментах 2 и 3 объясняется следующим образом. Величина Km и поток $C(Ke,Km)$ уменьшаются из-за ослабления ветрового воздействия $G(Km)$ в 2016 г. Поток $G(Ke)$ полностью компенсируется диссипацией, а $D(Pe)$ уменьшается, и в результате перенос $C(Pe,Ke)$ становится доминирующим фактором изменения Ke . При сравнении значений атмосферных потоков в экспериментах 2 и 3 видно, что ослабление средней циркуляции и интенсивный прогрев верхних слоев моря приводят к увеличению бароклинной продукции. Таким образом, основным механизмом изменения Ke в бассейновом режиме циркуляции (климат и 2011 г.) является баротропная неустойчивость, а для вихревой циркуляции (2016 г.) – бароклинная неустойчивость.

Наши количественные оценки КЭ и ДПЭ в Черном море согласуются с данными других авторов. Так, например, в [Суворов, Шокурова, 2004] среднегодовое значение ДПЭ в верхнем 300-метровом слое составляет $13,5 \times 10^{14}$ Дж, что несколько ниже результатов эксперимента 1 и связано с меньшим объемом расчетной области. В [Menna, Poulain, 2014] даны пространственные плотности распределения Km и Ke в верхнем 15-метровом слое со значениями $150\text{--}700 \text{ см}^2/\text{с}^2$ и $100\text{--}250 \text{ см}^2/\text{с}^2$ соответственно; в работе [Kubryakov et al., 2016] приводятся максимальные величины около $300 \text{ см}^2/\text{с}^2$ для среднегодовой плотности Km . Наши пространственные оценки (здесь не приведено) в пересчете на плотность энергии дают максимальные величины до 350 и $170 \text{ см}^2/\text{с}^2$.

Обсуждение

Среднегодовые интегральные энергетические характеристики получены по результатам численного моделирования циркуляции Черного моря за три периода (климатический, 2011 и 2016 гг.). Поля средних скоростей течений свидетельствуют о том, что в климатическом и в 2011 г. реализуется бассейновый режим циркуляции, в 2016 г. – вихревой. Реализация того или иного режима зависит от пространственной изменчивости ветрового воздействия. Для рассматриваемых интервалов времени модельная циркуляция характеризуется бассейновой структурой, когда над морем преобладают северо-восточные ветры независимо от величины ветрового напряжения; вихревой режим циркуляции соответствует условиям, когда направления ветра

существенно меняются в течение года. Этот результат согласуется с литературными данными о том, что именно ветер является определяющим фактором в формировании структуры циркуляции Черного моря [Oguz et al., 1995; Staneva, Stanev, 1998]. В среднем за год передача кинетической и потенциальной энергий от средних к вихревым движениям наблюдается во всех экспериментах, что указывает на существенный вклад этих потоков в бюджет вихревой энергии (в контексте взаимной компенсации потоков генерации и диссипации). Однако величины этих потоков зависят от внешних факторов и режима циркуляции. Так, поток $C(Ke,Km)$ определяется запасом Km , который напрямую зависит от величины ветрового вклада: получено, что в режиме вихревой циркуляции при минимальном вкладе работы силы ветра поток $C(Ke,Km)$ также минимален. Передача энергии $C(Pe,Pm)$ соответствует величине $G(Pm)$. Для режима климатической бассейновой циркуляции $G(Pm)$ невелика из-за малых абсолютных значений потоков из атмосферы (рис. 4, черная кривая); поэтому и $C(Pe,Pm)$ является наименьшим.

Для всех экспериментов среднегодовая работа силы плавучести положительна и соответствует переходу из Pm в Km . По численным оценкам, представленным в [Stanev, 1990; Демьшев, 2004] для климатической циркуляции, работа силы плавучести также уменьшает потенциальную энергию. Однако для глобального океана [von Storch et al., 2012] знак потока $C(Pm,Km)$ противоположен нашим результатам. Это различие связано с тем фактом, что в глобальном масштабе всегда присутствует меридиональная опрокидывающая циркуляция, способствующая выравниванию изопикнических поверхностей. В Черном море конвективное перемешивание наблюдается только зимой, в остальную часть года сохраняется двухслойная стратификация вод. Таким образом, наклон изопикнических поверхностей поддерживается таким, что реализуются предпосылки для развития неустойчивости и превращения ДПЭ в КЭ в верхнем 300-метровом слое. Как видно из рис. 5 (а), среднегодовые профили температуры, солёности и плотности для трех экспериментов подтверждают наличие двухслойной стратификации, где в верхнем 300-метровом слое наблюдаются значительные вертикальные градиенты термохалинных характеристик. Сопоставляя рис. 3 и 5 (а), следует отметить связь между температурой и скоростью генерации Pm . Для климатической циркуляции выделяются минимумы температуры верхнего слоя моря и величины $G(Pm)$, при этом существенной разницы между профилями солёности в трех режимах

не наблюдается. Таким образом, сезонный нагрев верхнего слоя моря в значительной степени определяет аномалию плотности, и следовательно, запас Pm . Глубина залегания вод холодного промежуточного слоя (примерно 50–100 м) и основного галоклина (50–250 м) незначительно отличается для трех экспериментов. По результатам моделирования интегральный поток $S(Pm, Km)$ также не связан с режимом циркуляции, а определяется пространственным распределением и интенсивностью зон подъема и опускания вод, т. е. знаком вертикальной скорости. Типичной для Черного моря является куполообразная структура поля плотности с подъемом вод в глубоководной части моря и опусканием по периферии [Иванов, Белокопытов, 2011], что хорошо прослеживается в модельном поле солёности для всех режимов (рис. 5, б).

Обнаружено качественное различие между энергетическими циклами Лоренца, получен-

ными по результатам эксперимента с климатическим и реалистичным воздействием: это направление среднегодового переноса энергии между Ke и Pe . Ke увеличивает Pe для климатической циркуляции, и напротив, энергия Pe преобразуется в Ke для обоих реалистичных экспериментов. Этот результат является следствием учета реалистичного термохалинного воздействия и ассимиляции температуры поверхности моря. В экспериментах 2 и 3 более высокие значения слагаемых $G(Pe)$ и потоков плавучести $S(Pe, Ke)$ в верхнем модельном слое определяются повышенными атмосферными потоками (рис. 4, красная и синяя кривые) и аномалиями плотности (рис. 5, а, зеленая и синяя кривые) и формируют бароклинный транспорт энергии $Pm \rightarrow Pe \rightarrow Ke$. Поэтому, независимо от режима, именно бароклинная неустойчивость дает вклад в генерацию вихревой энергии для реалистичной циркуляции.

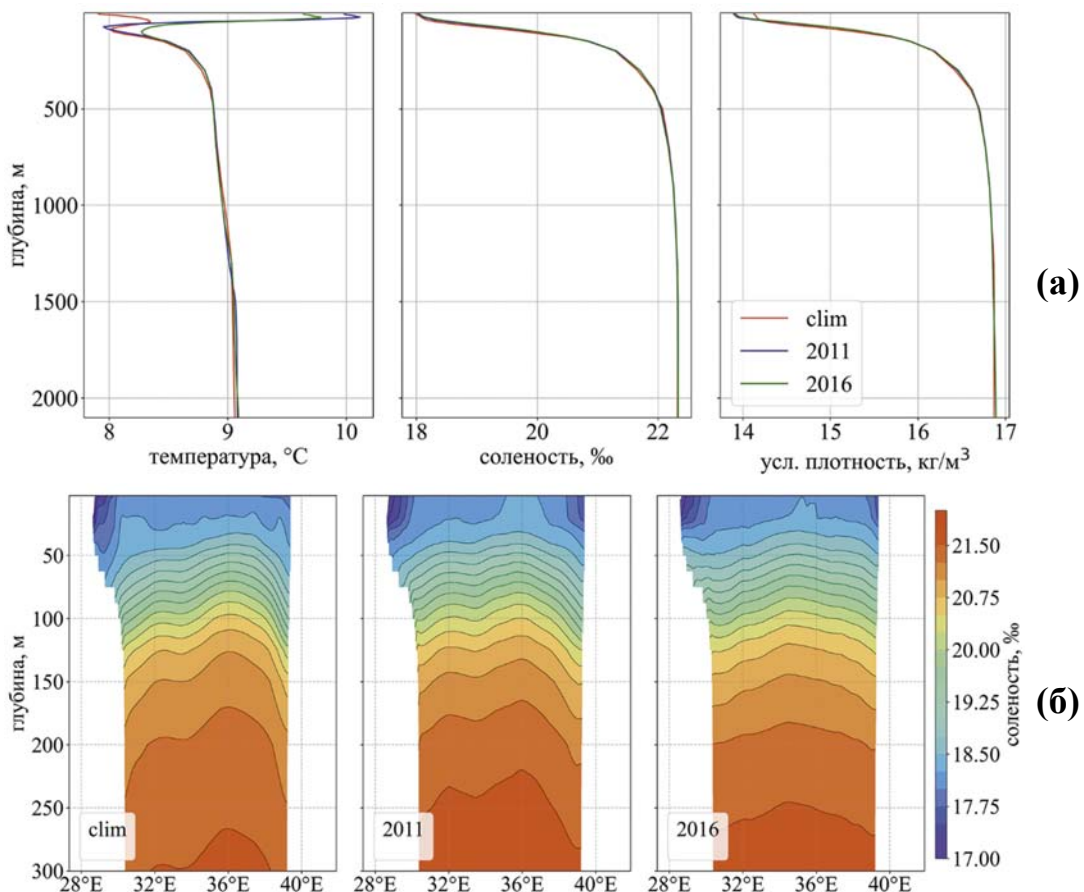


Рис. 5. Пространственное распределение термохалинных характеристик по результатам моделирования: (а) – среднегодовые профили температуры, солёности и условной плотности; (б) – вертикальный разрез среднегодового поля солёности вдоль 43° с.ш.

Fig. 5. Spatial distribution of the thermohaline characteristics by the simulation results: (a) – annual mean profiles of temperature, salinity and relative density; (б) – vertical cross-section of the annual mean salinity field along 43° N

Другими словами, когда вихревая динамика контролируется интенсивным сдвиговым течением, как в режиме климатической циркуляции (рис. 2, а), то в системе нет предпосылок для извлечения доступной потенциальной энергии через механизм бароклинной неустойчивости, хотя запас этой энергии может быть достаточно большим.

Скорости преобразования энергии $C(Re,Ke)$ и $C(Ke,Km)$ могут различаться в несколько раз в зависимости от режима циркуляции. Анализ атмосферного воздействия показал, что потоки пресной воды в 2011 и 2016 гг. близки по величине, но поток тепла был максимален в 2016 г. Кроме того, скорость преобразования энергии между Re и Ke в 2016 г. на порядок выше, чем в 2011 г., но вклад Km примерно в три раза меньше, чем в 2011 г. Следовательно, увеличение теплового потока (рис. 4) и ослабление ветрового воздействия (рис. 2, е) приводит к увеличению бароклинной продукции в режиме вихревой циркуляции. Таким образом, основным механизмом изменения Ke является баротропная неустойчивость для бассейновой циркуляции в 2011 г. и бароклинная неустойчивость для вихревой циркуляции в 2016 г.

Заключение

Резюмируя вышеизложенное, отметим, что в случае, когда приток энергии от ветра недостаточен для установления бассейнового режима, бароклинная неустойчивость обеспечивает поддержание вихревой циркуляции. Это приводит к развитию мезомасштабных вихрей в центральной глубоководной части моря, сравнимых по размерам и интенсивности с прибрежными антициклонами (такими, например, как Севастопольский и Батумский антициклоны), и увеличению Re за счет их эволюции.

Описанные результаты получены для трех отдельных интервалов. На данном этапе мы не можем прямо ответить на вопрос, что происходит в межгодовом масштабе. Судя по данным многолетней межгодовой изменчивости циркуляции Черного моря [Kubryakov et al., 2016; Miladinova et al., 2017], существуют экстремальные периоды (с минимальными или максимальными скоростями течений) и некоторые промежуточные периоды (когда циркуляция перестраивается в ответ на тренды в изменчивости атмосферных условий или под влиянием внутренних колебаний системы). Время смены гидродинамических режимов, по разным данным, колеблется от 20 месяцев [Stanev, Staneva, 2000] до 3–10 лет [Kubryakov et al., 2016;

Miladinova et al., 2017]. На основании полученных результатов мы полагаем, что бароклинная продукция (поток $Pm \rightarrow Pe$) и преобразование энергии через механизм баротропной неустойчивости (поток $Km \rightarrow Ke$) будут сохранять свое направление из года в год при перестройке от одного режима циркуляции к другому. Средняя и вихревая части работы силы плавучести в Черном море, по-видимому, могут менять знак в межгодовом масштабе. Диаграммы Лоренца на рис. 3 показывают, что поток между Pm и Km может отличаться на порядок, а преобразование энергии между Pe и Ke происходит в обоих направлениях. Эти вопросы являются ключевыми для оценки межгодовой изменчивости циркуляции Черного моря и репрезентативности методики Лоренца на длительном интервале времени. Еще один момент, заслуживающий внимания в контексте анализа энергетики моря, – это расчет скорости диссипации энергии. На представленных диаграммах компоненты D рассчитаны как остаточные члены уравнений бюджета энергии. Однако точный расчет этих величин позволит применить энергетический анализ для таких оценок, как, например, эффективность перемешивания или выделение обратимого и необратимого преобразования энергии. Также представляет интерес исследование влияния сезонной изменчивости атмосферных потоков на пространственное распределение энергетических и термохалинных полей. Уточнить эти неопределенности помогут дальнейшие исследования пространственно-временной изменчивости энергетических и гидрофизических характеристик циркуляции для многолетнего периода и использование точных решений для всех компонент уравнений бюджета кинетической и доступной потенциальной энергии.

Авторы выражают благодарность рецензентам за ценные замечания.

Литература

- Блатов А. С., Булгаков Н. П., Иванов В. А., Косарев А. Н., Тужилкин В. С. Изменчивость гидрофизических полей Черного моря. Л.: Гидрометеоиздат, 1984. 240 с.
- Гилл А. Динамика атмосферы и океана. Т. 2. М.: Мир, 1986. 415 с.
- Демышев С. Г. Численная модель оперативного прогноза течений в Черном море // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2012. Т. 48, № 1. С. 137–149.
- Демышев 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.

Демьшев С. Г., Иванов В. А., Маркова Н. В. Анализ климатических полей Черного моря ниже основного пикноклина, полученных на основе усвоения архивных данных по температуре и солености в численной гидродинамической модели // Морской гидрофизический журнал. 2009. № 1. С. 3–15.

Ефимов В. В., Тимофеев Н. А. Теплобалансовые исследования Черного и Азовского морей. Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД, 1990. 236 с.

Иванов В. А., Белокопытов В. Н. Океанография Черного моря. Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2011. 212 с.

Суворов А. М., Шокурова И. Г. Годовая и десятилетняя изменчивость доступной потенциальной энергии в Черном море // Морской гидрофизический журнал. 2004. № 2. С. 29–41.

Avsar N. B., Jin S., Kutoglu S. H. Recent sea level changes in the Black Sea from satellite gravity and altimeter measurements // *Int. Arch. Photogramm Remote Sens. Spatial Inf. Sci.* 2018. Vol. XLII-3/W4. P. 83–85. doi: 10.5194/isprs-archives-XLII-3-W4-83-2018

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, no. 3-4. P. 1335–1352. doi: 10.1007/s10236-018-1200-6

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, no. 10. P. 1335–1352. doi: 10.1007/s10236-018-1200-6

Holland W. R. Energetics of baroclinic oceans / Numerical models of ocean circulation. Washington: National Academy Press, 1975. P. 168–177.

Kallos G., Nickovic S., Papadopoulos A., Jovic D., Kakaliagou O., Misirlis N., Boukas L., Mimikou N., Sakellariadis G., Papageorgiou J., Anadranistakis E., Manousakis M. The regional weather forecasting system SKIRON: an overview // *Proceedings of the International Symposium on Regional Weather Prediction on Parallel Computer Environments (Athens, Greece, 15–17 October 1997)*. Athens, 1997. P. 109–122.

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. Marine Syst.* 2016. Vol. 163. P. 80–94. doi: 10.1016/j.jmarsys.2016.06.006

Lima L., Aydogdu A., Escudier R., Masina S., Ciliberti S., Azevedo D., Peneva E., Causio S., Cipollone A., Clementi E., Creti S., Stefanizzi L., Lecci R., Palermo F., Coppini G., Pinardi N., Palazov A. Black Sea Physical Reanalysis (CMEMS BS-Currents) (Version 1) [Data set]. 2020. Copernicus Monitoring Environment Marine Service (CMEMS). doi: 10.25423/CMCC/BLKSEA_MULTYEAR_PHY_007_004

Lorenz E. N. Available potential energy and the maintenance of the general circulation // *Tellus*. 1955. Vol. 7, no. 2. P. 157–167.

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. P. 155–165. doi: 10.5194/os-10-155-2014

Miladinova S., Stips A., Garcia-Gorriz E., Macias Moy D. Black Sea thermohaline properties: Long-term

trends and variations // *J. Geophys. Res. Oceans*. 2017. Vol. 122. P. 5624–5644. doi: 10.1002/2016JC012644

Mizyuk A. I., Puzina O. S., Senderov M. V. Accuracy of the reconstructed temperature in the Black Sea upper layer from nowcasting/forecasting systems // *J. Physics: Conf. Series*. 2018. Vol. 1128, no. 012146. doi: 10.1088/1742-6596/1128/1/012146

Oguz 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(C4). P. 6845–6864. doi: 10.1029/95JC00022

Robinson A., Harrison D. E., Mintz Y., Semtner A. J. Eddies and the general circulation of an idealized oceanic gyre: a wind and thermally driven primitive equation numerical experiment // *J. Phys. Oceanogr.* 1977. Vol. 7. P. 182–207.

Stanev E. V. On the mechanisms of the Black Sea circulation // *Earth-Science Rev.* 1990. Vol. 28, no. 4. P. 285–319. doi: 10.1016/0012-8252(90)90052-W

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. Marine Syst.* 2000. Vol. 24. P. 3–26. doi: 10.1016/S0924-7963(99)00076-7

Stanev E., Peneva E., Chtirkova B. Climate change and regional ocean water mass disappearance: Case of the Black Sea // *J. Geophys. Res. Oceans*. 2019. Vol. 124, no. 7. P. 4803–4819. doi: 10.1029/2019JC015076

Staneva J. V., Stanev E. V. Oceanic response to atmospheric forcing derived from different climatic data sets. Intercomparison study for the Black Sea // *Oceanologica Acta*. 1998. Vol. 21, no. 3. P. 393–417. doi: 10.1016/S0399-1784(98)80026-1

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. P. 1353–1370. doi: 10.1007/s10236-018-1192-2

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. P. 2185–2205. doi: 10.1175/jpo-d-12-079.1

Yang Y., Liang X. S. On the seasonal eddy variability in the Kuroshio extension // *J. Phys. Oceanogr.* 2018. Vol. 48. P. 1675–1689. doi: 10.1175/JPO-D-18-0058.1

Zhan P., Subramanian A., Yao F., Kartadikara A., Guo D., Hotei I. The eddy kinetic energy budget in the Red Sea // *J. Geophys. Res.* 2016. Vol. 121, no. 7. P. 4732–4747. doi: 10.1002/2015JC011589

References

Avsar N. B., Jin S., Kutoglu S. H. Recent sea level changes in the Black Sea from satellite gravity and altimeter measurements. *Int. Arch. Photogramm Remote Sens. Spatial Inf. Sci.* 2018;XLII-3/W4:83–85. doi: 10.5194/isprs-archives-XLII-3-W4-83-2018

Blatov A. S., Bulgakov N. P., Ivanov V. A., Kosarev A. H., Tujilkin V. S. Variability of hydrophysical fields in the Black Sea. Leningrad: Hydrometeoizdat; 1984. 240 p. (In Russ.)

- Demyshev S. G. A numerical model of online forecasting Black Sea currents. *Izv. Atmos. Ocean Phys.* 2012;48(1):120–132. doi: 10.1134/S0001433812010021 (In Russ.)
- 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;72(3-4):1335–1352. doi: 10.1007/s10236-018-1200-6
- Demyshev S. G., Dymova O. A. Numerical analysis of the Black Sea currents and mesoscale eddies in 2006 and 2011. *Ocean Dynamics.* 2018;68(10):1335–1352. doi: 10.1007/s10236-018-1200-6
- Demyshev S. G. Energy of the Black Sea climatic circulation. 1. Discrete equations of the time rate of change of kinetic and potential energy. *Meteorologiya i gidrologiya = Meteorology and Hydrology.* 2004;9:65–80. (In Russ.)
- 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;19:1–12. doi: 10.1007/s11110-009-9034-x (In Russ.)
- Efimov V. V., Timofeev N. A. Heat-balance study of the Black and Azov Seas. Obninsk: VNIIGMI-MTsD; 1990. 236 p. (In Russ.)
- Gill A. Atmosphere-ocean dynamics. Orlando: Academic Press; 1982. 662 p.
- Holland W. R. Energetics of baroclinic oceans. Numerical models of ocean circulation. Washington: National Academy Press; 1975. P. 168–177.
- Ivanov V. A., Belokopytov V. N. Oceanography of the Black Sea. Sevastopol: ECOSY-Gidrofizika; 2013. 211 p. (In Russ.)
- Kallos G., Nickovic S., Papadopoulos A., Jovic D., Kakaliagou O., Misirlis N., Boukas L., Mimikou N., Sakellariadis G., Papageorgiou J., Anadranistakis E., Manousakis M. The regional weather forecasting system SKIRON: an overview. *Proceedings of the International Symposium on Regional Weather Prediction on Parallel Computer Environments.* (Athens, Greece, 15–17 October 1997). Athens; 1997. P. 109–122.
- 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. Marine Syst.* 2016;163:80–94. doi: 10.1016/j.jmarsys.2016.06.006
- Lima L., Aydogdu A., Escudier R., Masina S., Ciliberti S., Azevedo D., Peneva E., 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]. 2020. Copernicus Monitoring Environment Marine Service (CMEMS). doi: 10.25423/CMCC/BLKSEA_MULTYEAR_PHY_007_004
- Lorenz E. N. Available potential energy and the maintenance of the general circulation. *Tellus.* 1955;7(2):157–167.
- 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;10:155–165. doi: 10.5194/os-10-155-2014
- Miladinova S., Stips A., Garcia-Gorriz E., Macias Moy D. Black Sea thermohaline properties: Long-term trends and variations. *J. Geophys. Res. Oceans.* 2017;122:5624–5644. doi: 10.1002/2016JC012644
- Mizyuk A. I., Puzina O. S., Senderov M. V. Accuracy of the reconstructed temperature in the Black Sea upper layer from nowcasting/forecasting systems. *J. Physics: Conf. Series.* 2018;1128:012146. doi: 10.1088/1742-6596/1128/1/012146
- Oguz 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;100(C4):6845–6864. doi: 10.1029/95JC00022
- Robinson A., Harrison D. E., Mintz Y., Semtner A. J. Eddies and the general circulation of an idealized oceanic gyre: a wind and thermally driven primitive equation numerical experiment. *J. Phys. Oceanogr.* 1977;7:182–207.
- Stanev E. V. On the mechanisms of the Black Sea circulation. *Earth-Science Rev.* 1990;28(4):285–319. doi: 10.1016/0012-8252(90)90052-W
- 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. Marine Systems.* 2000;24:3–26. doi: 10.1016/S0924-7963(99)00076-7
- Stanev E., Peneva E., Chtirkova B. Climate change and regional ocean water mass disappearance: Case of the Black Sea. *J. Geophys. Res. Oceans.* 2019;124(7):4803–4819. doi: 10.1029/2019JC015076
- Staneva J. V., Stanev E. V. Oceanic response to atmospheric forcing derived from different climatic data sets. Intercomparison study for the Black Sea. *Oceanologica Acta.* 1998;21(3):393–417. doi: 10.1016/S0399-1784(98)80026-1
- 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;68:1353–1370. doi: 10.1007/s10236-018-1192-2
- Suvorov A. M., Shokurova I. G. Annual and interdecadal variability of the available potential energy in the Black Sea. *Physical Oceanography.* 2004;14:84–95. doi: 10.1023/B:POCE.0000037872.25674.ac (In Russ.)
- 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;42:2185–2205. doi: 10.1175/jpo-d-12-079.1
- Yang Y., Liang X. S. On the seasonal eddy variability in the Kuroshio extension. *J. Phys. Oceanogr.* 2018;48:1675–1689. doi: 10.1175/JPO-D-18-0058.1
- Zhan P., Subramanian A., Yao F., Kartadikara A., Guo D., Hotei I. The eddy kinetic energy budget in the Red Sea. *J. Geophys. Res.* 2016;121(7):4732–4747. doi: 10.1002/2015JC011589

Поступила в редакцию / received: 01.06.2022; принята к публикации / accepted: 27.07.2022.
 Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов / The authors declare no conflict of interest.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:**Демышев Сергей Германович**

д-р. физ.-мат. наук, главный научный сотрудник

*e-mail: demyshev@gmail.com***Дымова Ольга Алексеевна**

канд. физ.-мат. наук, старший научный сотрудник

*e-mail: olgadym@yahoo.com***CONTRIBUTORS:****Demyshev, Sergey**

Dr. Sci. (Phys.-Math.), Chief Researcher

Dymova, Olga

Cand. Sci. (Phys.-Math.), Senior Researcher