

А.А.Павлушин, Н.Б.Шапиро, Э.Н.Михайлова

Морской гидрофизический институт РАН, г.Севастополь

ЗАХВАЧЕННЫЕ ВОЛНЫ И МЕАНДРИРОВАНИЕ ОСНОВНОГО ЧЕРНОМОРСКОГО ТЕЧЕНИЯ

Представлены результаты численного моделирования крупномасштабной циркуляции в Черном море с помощью двухслойной вихререзающей модели, возбуждаемой ветром с постоянной циклонической завихренностью. Показано, что в статистически равновесном режиме в нижнем слое моря формируются волны, распространяющиеся над материковым склоном в циклоническом направлении. С помощью спектрального анализа определены параметры этих волн. Сравнение волн, формирующихся над материковым склоном в нижнем слое, с меандрами струйного течения в верхнем слое Основного Черноморского течения показало, что их местоположение в основном совпадает, при этом захваченные волны опережают меандры по фазе. На основании полученных результатов предложена гипотеза о существенном влиянии волн, захваченных материковым склоном в глубинном слое моря, на меандрирование Основного Черноморского течения.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: *глубинная циркуляция, материковый склон, захваченные волны, меандры Основного Черноморского течения, Черное море*

doi: 10.22449/2413-5577-2019-4-14-21

Введение. Одним из важных факторов, оказывающих значительное влияние на гидродинамику шельфовой и прибрежной зоны морей, является крупномасштабная циркуляция всего бассейна. В Черном море это, в первую очередь, Основное Черноморское течение (ОЧТ) и тесно связанные с ним вихревые структуры [1, 2]. ОЧТ распространяется в виде узкой струи в верхнем слое моря по всему его периметру, скорости течения в стрежне могут достигать 1 м/с. Течение не имеет стационарного положения, оно меандрирует, вследствие чего расстояние от берега до стрежня потока варьируется в широких пределах от 20 до 80 км.

Между течением и берегом, справа от потока в ложбинах меандров формируются антициклонические вихри, которые перемещаются вдоль берега вместе с меандрами. По своим параметрам – горизонтальным размерам 30 – 50 км и времени жизни от недели до нескольких месяцев – такие вихри можно отнести к процессам синоптического масштаба (или мезомасштабным, согласно зарубежной классификации). Напомним, что внутренний (бароклинный) радиус деформации Россби для Черного моря составляет примерно 20 км.

Считается, что основной причиной меандрования ОЧТ является бароклинная-баротропная неустойчивость струйного течения [2 – 4]. В [5] отмечается, что «синоптические вихри в океане образуются в результате бароклинной и баротропной неустойчивости крупномасштабных течений, а также из-за эффектов обтекания неровностей рельефа дна и атмосферных воздей-

© А.А.Павлушин, Н.Б.Шапиро, Э.Н.Михайлова, 2019

Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2019. вып.4. С.14-21.

ствий». Для Черного моря механизм, связанный с влиянием орографии дна, не упоминается, вероятно, по причине отсутствия данных наблюдений о характере течений в глубине моря.

В численных экспериментах, проводимых ранее с помощью двухслойной вихреразрешающей модели [6], было показано, что в нижнем глубоководном слое моря над материковым склоном формируются долгопериодные волны, которые распространяются в направлении против часовой стрелки. По своей природе их можно отнести к градиентно-вихревым волнам, захваченным материковым склоном [7, 8].

Изучению захваченных волн в прибрежной и шельфовой зоне Черного моря было посвящено большое количество работ, выполненных под руководством академика В.А.Иванова [9, 10].

Целью данной работы является демонстрация связи волновых колебаний, распространяющихся в глубинном слое моря, с меандрированием ОЧТ.

Модель. Для численных экспериментов, как и в предыдущих работах, используется двухслойная модель, в которой Черное море рассматривается состоящим из двух несмешивающихся слоев воды различной плотности [6]. Уравнения модели получаются путем интегрирования по вертикали в пределах слоя уравнений движения и неразрывности из системы примитивных уравнений.

В качестве граничных условий на поверхности моря задается поле напряжения ветра, на боковых границах используется условие прилипания. Сток энергии в модели происходит вследствие трения на дне, на поверхности раздела слоев и за счет горизонтальной турбулентной вязкости, для параметризации которой используется бигармонический оператор.

Численная схема модели реализована на сетке «В» (по терминологии Аракавы), для интегрирования по времени используется двухслойная экономичная явная схема с неявным учетом силы Кориолиса, придонного трения и трения на поверхности раздела. Адвективные члены аппроксимируются центральными разностями, что обеспечивает второй порядок точности по пространству и энергосбалансированность модели.

Использование двухслойной модели дает возможность проводить длительные расчеты, при которых решение задачи выходит на квазиравновесный режим, достижение которого является целью проводимых численных экспериментов.

Численный эксперимент. Результаты, обсуждаемые в работе и послужившие основанием для представленных выводов, были получены в численном эксперименте, в котором использовались следующие параметры: шаг сетки по пространству $\Delta x = \Delta y = 3000$ м; шаг по времени $\Delta t = 90$ с; параметр Кориолиса $f = f_0 + \beta y$, $f_0 = 10^{-4} \text{ с}^{-1}$, $\beta = 2 \times 10^{-11} \text{ м}^{-1} \text{ с}^{-1}$; трение на нижней границе верхнего слоя $\mathbf{R}_L = r_1(\mathbf{u}_1 - \mathbf{u}_2)$; придонное трение $\mathbf{R}_D = (r_2 + r_3|\mathbf{u}_2|)\mathbf{u}_2$, $r_1 = 2 \times 10^{-6} \text{ м/с}$, $r_2 = 10^{-6} \text{ м/с}$, $r_3 = 0,002$; коэффициент бигармонической горизонтальной турбулентной вязкости $A_v = 4 \times 10^8 \text{ м}^4/\text{с}$; ускорение свободного падения $g = 9,8 \text{ м/с}^2$, $g' = g(\rho_2 - \rho_1)/\rho_2 = 0,0032 \text{ м/с}^2$; начальная толщина верхнего слоя $h_1 = 100$ м.

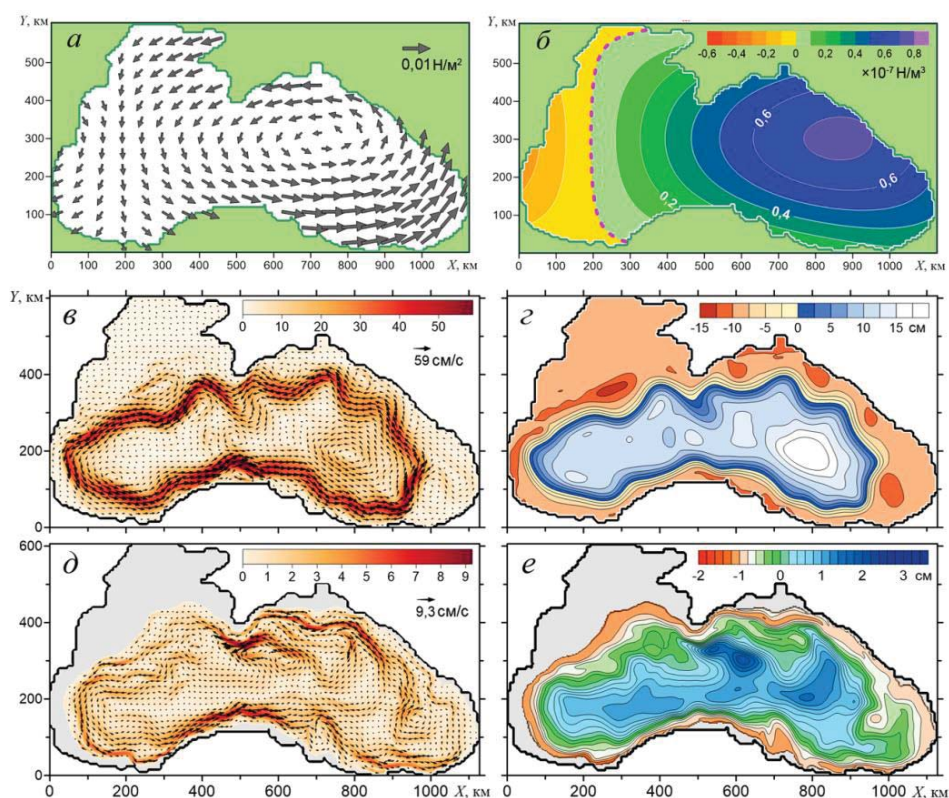
В качестве форсинга использовалось модельное стационарное по времени поле касательного напряжения ветра (рис.1, а), отражающее особенности

пространственного распределения завихренности напряжения ветра над Черным морем [11], а именно: преобладание средней циклонической завихренности ветра над восточной половиной моря и антициклонической над южной (рис.1, б). Как структура поля напряжения ветра, так и средняя по площади завихренность ветра соответствует данным о ветре из реанализа [12].

Расчеты проводились из состояния покоя на 50 лет модельного времени, из которых последние 40 лет приходятся на квазиравновесный статистически стационарный режим. Колебание рассчитываемых характеристик модели в этом режиме происходит в определенных пределах относительно некоторого среднего значения.

В верхнем слое поле течений получилось близким к реально наблюдаемому (рис.1, в). Ширина ОЧТ, полученного в модели, составляет от 20 до 40 км, его скорость в стрежне 40 – 50 см/с, что вполне согласуется с данными наблюдений [1, 2] и подтверждает правильность выбора параметров модели.

В нижнем слое (рис.1, д) картина течений характеризуется сильной изменчивостью, наиболее быстрые течения отмечаются над материковым склоном в виде отдельных струй, направленных примерно вдоль изобат.



Р и с . 1 . Поле касательного напряжения ветра (а), завихренности напряжения ветра (б), мгновенные поля: скорости течений в верхнем слое (в), уровня моря ζ (г), скорости течений в нижнем слое (д), функции Монтгомери M (е). На рисунках возле масштабных стрелок указаны максимальные значения напряжения ветра и скорости течения в слоях.

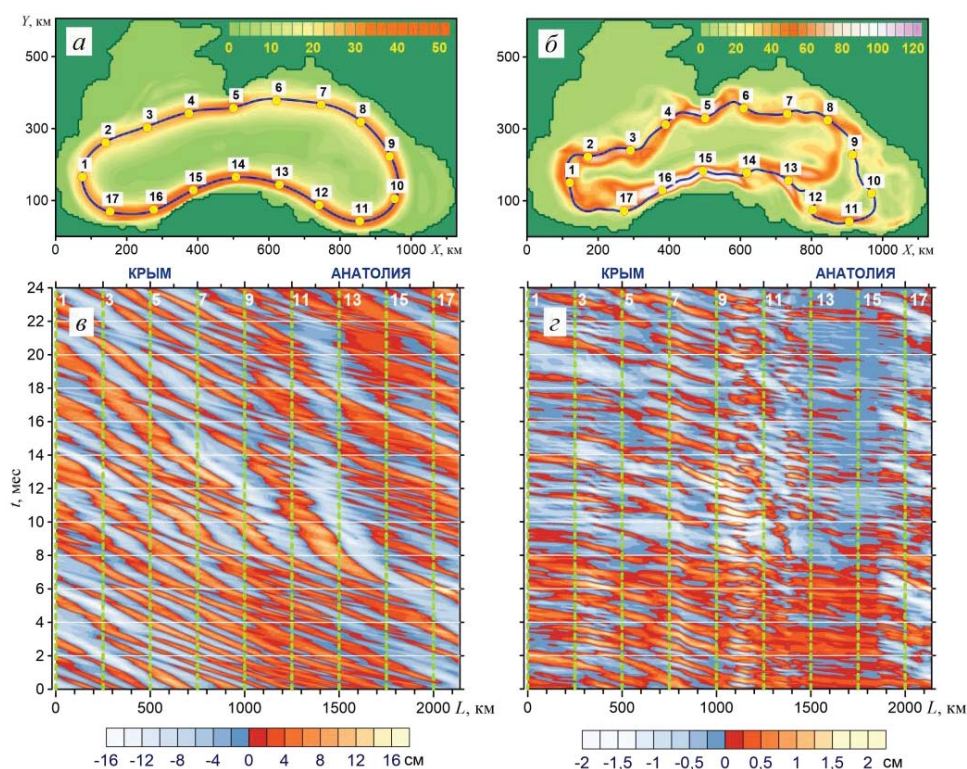
При этом над материковым склоном картина течений смещается в направлении против часовой стрелки. Отметим, что полученную в численных расчетах глубинную циркуляцию не с чем сравнить, так как нет надежных данных наблюдений. Однако она не противоречит выводам работы [13], в которой авторы оценивают глубоководную циркуляцию в Черном море по дрейфу буев Арго на парковочной глубине.

Вследствие квазигеострофичности движений исследуемого масштаба, для описания поля течений в нижнем слое удобно использовать функцию Монгмери $m = g\zeta + g'h_1$, которую для удобства сравнения с уровнем моря ζ можно разделить на g и выразить в отклонениях от ее среднего по площади значения $M = \zeta + (g'h_1 - \langle m \rangle)/g$.

Градиент M в нижнем слое играет роль, аналогичную градиенту уровня в верхнем слое, а изолинии M можно считать линиями тока геострофической компоненты скорости течений в нижнем слое (рис. 1, *z*, *e*).

Не приводя рисунков, отметим, что, просматривая последовательные распределения функции M , можно видеть, как волны, формирующиеся в нижнем слое, перемещаются в циклоническом направлении.

По своим характеристикам (частотам, волновым числам, фазовой скорости) эти волны можно отнести к волнам, захваченным материковым склоном [14]. Для выделения волновых движений в море была разработана



Р и с. 2. Поля модуля осредненных потоков в верхнем (*a*) и нижнем (*b*) слое (синие линии L_1 и L_2 соответствуют срежню потока). Временные диаграммы: $\zeta(t)$ вдоль L_1 (*c*) и $M(t)$ вдоль L_2 (*d*).

методика обработки результатов экспериментов [7], позволяющая строить временные диаграммы изменения характеристик вдоль стрежня среднего потока (рис.2).

На рисунке приведены диаграммы, построенные для двухлетнего периода 40 – 41 гг. Пронумерованным точкам на линиях L_1 , L_2 на рис.2, *а*, *б* соответствуют штриховые линии на рис.2, *в*, *г*.

Волны на временных диаграммах хорошо различимы по наклону линий одинаковой фазы. Наблюдаемая картина соответствует распространению волн в направлении против часовой стрелки. Также из рисунков видно, что вдоль стрежня потока распространяются несколько различных волн, из которых визуально хорошо определяются две.

Для более точного определения частот и волновых чисел наблюдаемых волн были построены соответствующие спектры с помощью процедуры БПФ [15]. В качестве данных для спектрального анализа использовались дискретные временные и пространственные ряды из диаграмм, приведенных на рис.2. Пространственные спектры рассчитывались для каждого момента времени, частотные – для каждой точки линии L_1 , L_2 . Полученные спектры затем усреднялись (рис.3).

Как видно на рис.3, волны в верхнем и нижнем слое в основном совпадают по своим характеристикам. Наибольший вклад вносят колебания с частотой $0,033 \text{ сут}^{-1}$ и волновым числом $k = 0,0054 \text{ км}^{-1}$, что соответствует периоду $T = 30 \text{ сут}$ и длине волны $\lambda = 185 \text{ км}$. Фазовая скорость таких волн составляет $C_\phi = \lambda/T = 7,1 \text{ см/с}$.

Полученное совпадение спектральных характеристик для волн, наблюдаемых над материковым склоном в нижнем слое, с меандрами ОЧТ не может быть случайным и указывает на взаимосвязь этих процессов. На рис.4 для двух различных моментов времени приводятся мгновенные поля M , на которые наложены изолинии уровня моря (фиолетовым цветом), соответст-

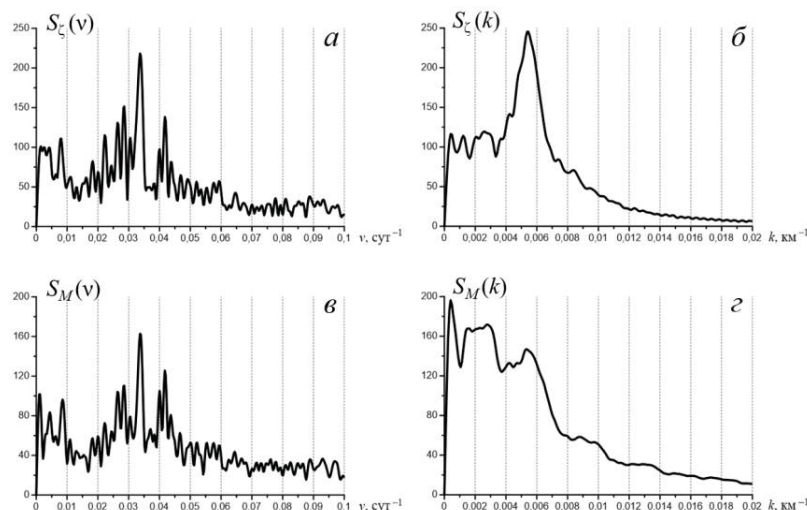
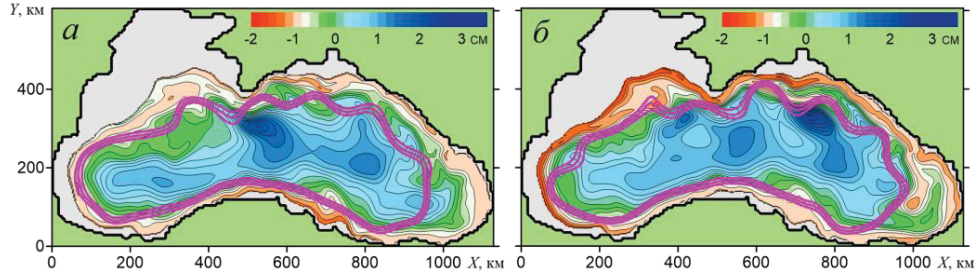


Рис. 3. Осредненные частотные спектры длинноволновых движений вдоль стрежня потока в верхнем (*а*) и нижнем (*в*) слоях. Осредненные спектры по волновым числам (пространственные) для верхнего (*б*) и нижнего (*г*) слоя.



Р и с . 4 . Мгновенные поля функции Монгюмери M за два момента времени с наложенными изолиниями уровня моря (фиолетовым цветом).

вующие расположению стрежня ОЧТ. Хорошо видно, что волны в нижнем слое и меандры ОЧТ соответствуют друг другу и, при этом, волны в нижнем слое по времени немного опережают меандры.

Чтобы определить сдвиг фаз волн в верхнем и нижнем слоях применялся метод взаимного корреляционного анализа, для которого использовались временные ряды ζ и M в одной точке пространства, в качестве которой была выбрана точка № 8, лежащая на стрежне осредненного потока в верхнем слое (рис.2, а). Согласно результатам численного эксперимента, волны и меандры в районе Кавказского побережья имеют наибольшие амплитуды.

В заданной точке были выбраны два массива данных $\zeta(n)$, $M(n)$, где n – время с дискретностью 1 сут. Затем для этих массивов рассчитывались коэффициенты автокорреляции $\rho_{\zeta\zeta}$, ρ_{MM} и взаимной корреляции $\rho_{\zeta M}$ [15]:

$$\rho_{\zeta\zeta}(N, \tau) = \frac{\sum_{n=N \cdot 360 + 1}^{360} \zeta(n)\zeta(n - \tau)}{\sum_{n=1}^{360} \zeta^2(n)}, \quad \rho_{MM}(N, \tau) = \frac{\sum_{n=N \cdot 360 + 1}^{360} M(n)M(n - \tau)}{\sum_{n=N \cdot 360 + 1}^{360} M^2(n)},$$

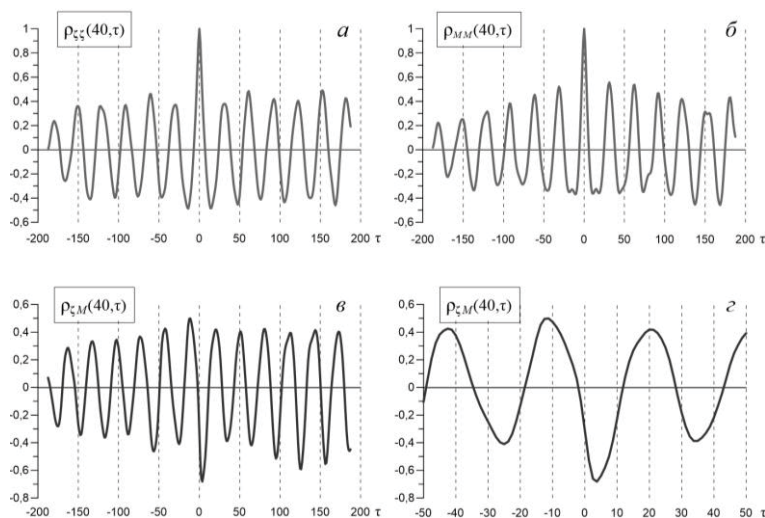
$$\rho_{\zeta M}(N, \tau) = \frac{\sum_{n=N \cdot 360 + 1}^{360} \zeta(n)M(n - \tau)}{\sqrt{\sum_{n=N \cdot 360 + 1}^{360} \zeta^2(n) \sum_{n=N \cdot 360 + 1}^{360} M^2(n)}},$$

где N – номер года, для которого производится вычисление; $-180 \leq \tau \leq 180$ – сдвиг по времени ряда $M(n)$ относительно $\zeta(n)$.

Результаты расчетов для 40-го года приведены на рис.5. По коэффициентам автокорреляции хорошо видны колебания $\zeta(n)$ и $M(n)$ с периодом 30 суток (рис.5, а, б), что соответствует спектральным оценкам (рис.3).

Коэффициент взаимной корреляции (рис.5, в, г) указывает на смещение временной фазы волн в нижнем слое на 10 – 12 сут в отрицательную сторону по отношению к меандрам ОЧТ. Это подтверждает сделанное нами ранее предположение об опережении волн в нижнем слое.

Заключение. На основании анализа результатов численного эксперимента можно сделать вывод, что при воздействии на морскую поверхность ветра с циклонической завихренностью в Черном море формируется циклоническая циркуляция, характерной особенностью которой является наличие



Р и с . 5 . Коэффициенты автокорреляции временных рядов: уровня моря (а); функции Монтгомери (б) и коэффициент их взаимной корреляции (в, з) для 40-го года.

волн, распространяющихся над материковым склоном в направлении против часовой стрелки.

В верхнем слое моря этим волнам соответствуют меандры ОЧТ, которые распространяются в виде длинных волн с дисперсионными характеристиками, аналогичными захваченным материковым склоном волнам в нижнем слое. При этом наблюдается сдвиг по времени порядка 10 – 12 сут между фазами волн в нижнем и верхнем слоях. Таким образом, захваченные материковым склоном волны опережают в своем движении меандры ОЧТ и, наряду с процессами бароклинной неустойчивости, могут являться причиной меандрирования ОЧТ.

Необходимо отметить, что предположение о наличии захваченных волн в глубине Черного моря, а, следовательно, и их влияние на меандрирование ОЧТ требует подтверждения или опровержения данными натурных измерений.

Работа выполнена в рамках государственного задания по теме № 0827-2018-0002 «Развитие методов оперативной океанологии на основе междисциплинарных исследований процессов формирования и эволюции морской среды и математического моделирования с привлечением данных дистанционных и контактных измерений» (шифр «Оперативная океанология»).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Блатов А.С., Булгаков Н.П., Иванов В.А. и др. Изменчивость гидрофизических полей Черного моря.– Л.: Гидрометеиздат, 1984.– 239 с.
2. Иванов В.А., Белокопытов В.Н. Океанография Черного моря.– Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2011.– 212 с.
3. Зацепин А.Г., Кременецкий В.В., Станичный С.В. и др. Бассейновая циркуляция и мезомасштабная динамика Черного моря под ветровым воздействием / Современные проблемы динамики океана и атмосферы. Сб. статей, посвященный 100-летию со дня рождения П.С.Линейкина / Под ред. А.В.Фролова, Ю.Д.Реснянского.– М.: Триада ЛТД, 2010.– С.345-368.

4. *Коротаев Г.К., Огуз Т., Никифоров А.А., Бекли Б.Д., Коблински Ч.Дж.* Динамика антициклонов в Черном море по данным спутниковых альтиметрических измерений // Исследования Земли из космоса.– 2002.– № 6.– С.60-69.
5. *Монин А.С., Жухарев Г.М.* Океанские вихри // Успехи физических наук.– 1990.– № 160(5).– С.61-105.
6. *Pavlushin A.A., Shapiro N.B., Mikhailova E.N., Korotaev G.K.* Two-layer eddy-resolving model of wind currents in the Black Sea // *Physical Oceanography*.– 2015.– № 5.– P.3-21.
7. *Pavlushin A.A., Shapiro N.B., Mikhailova E.N.* The role of the bottom relief and the β -effect in the Black Sea dynamics // *Physical Oceanography*.– 2017.– № 6.– P.24-35.
8. *Каменкович В.М., Монин А.С.* Физика океана. Т.2. Гидродинамика океана.– М.: Наука, 1978.– 435 с.
9. *Иванов В.А., Янковский А.Е.* Характеристики захваченных волн в шельфовой зоне Южного берега Крыма // *Океанология*.– 1991.– 31, № 2.– С.200-206.
10. *Иванов В.А., Янковский А.Е.* Длинноволновые движения в Черном море.– Киев: Наукова думка, 1992.– 110 с.
11. *Efimov V.V., Yurovsky A.V.* Formation of vorticity of the wind speed field in the atmosphere over the Black Sea // *Physical Oceanography*.– 2017.– № 6.– P.3-11.
12. *Ефимов В.В., Барабанов В.С., Яровая Д.А., Юровский А.В., Баянкина Т.М.* Масив данных численного реанализа характеристик атмосферной циркуляции черноморско-каспийского региона за период 1979 – 2013 гг. / Свидетельство RU № 2017620805. per. 28.07.2017.
13. *Markova N.V., Bagaev A.V.* The Black Sea deep current velocities estimated from the data of Argo profiling floats // *Physical Oceanography*.– 2016.– № 3.– P.23-35.
14. *Ефимов В.В., Куликов Е.А., Рабинович А.Б. и др.* Волны в пограничных областях океана.– Л.: Гидрометеиздат, 1985.– 280 с.
15. *Библиотека численного анализа НИВЦ МГУ.* Научно-образовательный интернет-ресурс НИВЦМГУ по численному анализу. [Электронный ресурс].– URL: http://num-anal.srcc.msu.ru/lib_na/cat/cat101.htm (дата обращения 17.10.2019).
16. *Бендат Дж., Пирсол А.* Применения корреляционного и спектрального анализа.– М.: Мир, 1983.– 312 с.

Материал поступил в редакцию 23.10.2019 г.

A.A.Pavlushin, N.B.Shapiro, E.N.Mikhailova

TRAPPED WAVES AND THE RIM CURRENT MEANDERING

The large-scale circulation of the Black Sea is numerically simulated using a two-layer eddy-resolving model excited by the wind with constant cyclonic vorticity. It is shown that in a statistically equilibrium waves are formed in the lower sea layer and propagated over the continental slope cyclonically. Using spectral analysis, the wave parameters are determined. The waves forming above continental slope in the lower layer are compared with the meanders of the jet stream in the upper layer of the Rim current. It is revealed that their location mostly coincides, while the trapped waves are ahead of the meanders in phase. On base of the results obtained a hypothesis that the waves trapped by the continental slope in the deep sea layer have a significant influence on the Rim current meandering, is proposed.

KEYWORDS: deep circulation, continental slope, trapped waves, the Rim current meanders, the Black Sea