ДОЛГОПЕРИОДНАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ ПРИ РАЗЛИЧНОЙ ИНТЕНСИВНОСТИ ВЕТРОВОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ

А.Б. Федотов

Институт природно-технических систем,
РФ, г. Севастополь, ул. Ленина, 28
E-mail: fedotov57@mail.ru

В рамках численной модели двухслойного океана с глубиной слоев, соответствующих средним океаническим условиям, проведено исследование эволюции крупномасштабной циркуляции под действием внешнего потока завихренности различной интенсивности при постоянных параметрах диссипации, проанализированы характерные временные масштабы долгопериодных осцилляций энергии течений при различных значениях ветровой нагрузки, параметры струйного течения, средний по времени уровень полной энергии в режиме долгопериодных колебаний при различной интенсивности ветра. Обсуждаются вопросы устойчивости режима долгопериодных колебаний при различных начальных условиях задачи.

Ключевые слова: синоптическая изменчивость, струйные течения, ветровые течения.

Поступила в редакцию: 18.11.2020. После доработки: 07.12.2020.

Введение. Ветровые течения в Мировом океане являлись предметом исследования многих авторов в течение всего 20-го столетия, достаточно упомянуть классические работы Экмана, Стоммела, Манка [1–3]. В то же время значительный теоретический и практический интерес представляет дальнейшая эволюция начальных возмущений океана, вызванных действием ветра, учитывая вертикальную стратификацию океанических водных масс и существенную нелинейность динамики океана. Применение метода численного моделирования [4–7] для изучения эволюции динамических процессов в океане является достаточно плодотворным как с использованием полных моделей эволюции, так и с использованием относительно простых моделей, позволяющих проанализировать особенности эволюции полей течений в океане, существенно варьируя параметры задачи.

Настоящая работа посвящена исследованию эволюции океанических течений в рамках классической квазигеострофической вихреразрешающей численной двухслойной модели циркуляции.

Целью работы является исследование эволюции полей течений при раз-

личных значениях параметров внешнего ветрового воздействия, изучение их пространственных и временных характеристик, определение граничных значений начальных параметров задачи, при которых наблюдается режим долгопериодных колебаний энергии и других интегральных характеристик системы течений. В перспективе возможна оценка влияния исследуемых процессов в океане на термодинамические процессы в атмосфере. Здесь акцент делается на анализе относительно мелкомасштабных движений, что обеспечивается использованием бигармонической вязкости в качестве диссипативного члена численной модели. Предметом анализа является изменчивость полей течений под действием постоянного по амплитуде и фазе поля внешнего ветрового воздействия различной интенсивности.

Уравнения и описание модели. В работе использована модель эволюции потенциального вихря [8] в двухслойной жидкости для случая глубин верхнего слоя 100 м, нижнего – 3866 м.

$$\frac{\partial \omega_j}{\partial t} + J(\psi_j, \omega_j) + \beta \frac{\partial \psi_j}{\partial x} =$$

$$= -\lambda_j \cdot \omega_j \cdot \delta_{j2} + W_j \cdot \delta_{j1} + D_j, \quad (1)$$

$$\omega_j = \Delta\psi_j + F_j(\psi_i - \psi_j), \quad i=3-j, \quad (2)$$

где ψ_j – поле функции тока в слое j , ω_j – поле завихренности в слое j ; λ_j – коэффициент придонного трения, δ_{ji} – символ Кронекера, D_j – диссипация; W_j – поток завихренности, генерируемый ветром. Здесь использованы общепринятые обозначения F_j – параметры стратификации для каждого из слоев, β – меридиональный градиент параметра Кориолиса. Индексу $j=1$ соответствует верхний слой, подверженный воздействию ветра, индексу $j=2$ соответствует нижний слой, испытывающий сопротивление дна.

Диссипация в модели реализована посредством включения в расчетную схему бигармонической вязкости, для нижнего слоя также используется придонное трение. Уравнения модели были стандартным образом приведены к безразмерному виду, и расчеты выполнялись в квадратной области с длиной стороны 2π . Положительные значения оси X соответствуют направлению на восток, положительные значения оси Y соответствуют направлению на север. Поток завихренности, поступающей в верхний слой

$$W_1 = -W \cdot (P_w)^{1.5} \cdot \sin(x/2) \cdot \sin(y), \quad (3)$$

где $W(t)$ – амплитуда потока завихренности, таким образом, что южная половина расчетной области подвергается воздействию антициклонической завихренности, а северная половина – циклонической, поток ветровой завихренности в нижний слой соответственно постановке задачи тождественно равен нулю. P_w – параметр, позволяющий изменять интенсивность ветрового воздействия в отдельных экспериментах. Описанные ниже эксперименты проводились с использованием степенной зависимости интенсивности ветра от параметра P_w с показателем 1,5.

В модели ставятся граничные условия непротекания и скольжения.

Численная схема. Для решения основного уравнения задачи (1) применена схема Аракавы [9]. Эта девятиточечная

схема имеет формальную погрешность пространственной аппроксимации четвертого порядка точности, производная по времени аппроксимируется по схеме *leapfrog* или «чехарда». Данная схема обладает свойством сохранения завихренности и интегралов движения второго порядка – кинетической энергии и энтропии, что делает эту схему удобной при решении задач гидродинамической неустойчивости.

Решение системы уравнений (2) на каждом шаге выполнялось с помощью прямого метода интегрирования путем разложения полей функции тока и относительной завихренности по собственным функциям дифференциального оператора задачи для прямоугольных (квадратных) областей [10].

Численные эксперименты. Численные эксперименты выполнялись в квадратной расчетной области с разрешением 513 узлов сетки по каждой из сторон квадрата. Эксперименты проводились при безразмерных параметрах $\beta = 1$, $F_1 = 2900$ и $F_2 = 75$, шаг по времени был равен 0,025 безразмерной единицы, коэффициент придонного трения 0,04.

Если размер расчетной области по аналогии с [1, 4] принять равным 3840 км, то масштаб длины $L = 611$ км, тогда, при $\beta = 2,0 \cdot 10^{-11} \text{ м}^{-1} \text{ с}^{-1}$, масштаб скорости равен $U = 7,46$ м/с, а масштаб времени $T = 0,95$ суток, пространственный шаг сетки расчетной области при данном разрешении равнялся 7,5 км. Ниже приводятся поля завихренности только для верхнего слоя как более показательные. Как уже было указано выше, расчеты выполнялись с использованием бигармонической вязкости в качестве диссипативного члена уравнения (1), значения безразмерного коэффициента вязкости для обоих слоев $j = 1, 2$ во всех описанных ниже экспериментах было выбрано равным $1,0 \cdot 10^{-9}$.

Расчеты выполнялись от начального состояния соответствующего развитой крупномасштабной циркуляции, полученной по данной модели в предварительных экспериментах на период времени 40000 безразмерных единиц, что соответствует приблизительно 104 годам модельного времени.

Включение в численную модель параметров, обеспечивающих изменение ветрового воздействия, было осуществлено с целью, во-первых, проанализировать устойчивость динамической системы течений при изменении ветровой нагрузки, и, во-вторых, установить пределы интенсивности ветровой нагрузки, при которой наблюдаются долгопериодные колебания основных интегральных характеристик системы течений.

В формуле (3) $W_0 = 1,0$, а P_w – параметр, определяющий диапазон изменчивости поля ветра по интенсивности, изменялся от значения 0,00022 до 0,0010.

Ниже выборочно представлены результаты расчетов эволюции гидрофизических полей для значений параметра $P_w = 0,00022, 0,0007$ и $0,0010$. Приведены графики временного хода полной энергии, здесь следует обратить внимание на два обстоятельства: среднее по времени значение полной энергии монотонно увеличивается с ростом параметра P_w , характерный временной период колебаний полной энергии уменьшается с ростом параметра P_w .

Рис. 1. Временной ход полной удельной энергии, $P_w = 0,00022$

Fig. 1. Time course of total normalized energy, $P_w = 0,00022$

Для оценки величины характерных периодов данной изменчивости и возможности сравнения с расчетами при переменном ветре была построена периодограмма этой временной зависимости (рис. 2).

Рис. 2. Периодограмма временного хода полной энергии, $P_w = 0,00022$

Fig. 2. Periodogram of the time course of the total energy, $P_w = 0,00022$

Аналогичные графики представлены ниже для указанных выше параметров P_w .

Рис. 3. Временной ход полной удельной энергии $P_w = 0,0007$

Fig. 3. Time course of total normalized energy $P_w = 0,0007$

Соответствующая этому процессу периодограмма приведена на рис. 4, по оси абсцисс – десятичный логарифм модельного времени в годах.

Рис. 4. Периодограмма временного хода полной энергии $P_w = 0,0007$

Fig. 4. Periodogram of the time course of the total energy $P_w = 0,0007$

Рис. 5. Временной ход полной удельной энергии $P_w = 0,0010$

Fig. 5. Time course of total normalized energy $P_w = 0,0010$

Рис. 6. Периодограмма временного хода полной энергии $P_w = 0,0010$

Fig. 6. Periodogram of the time course of the total energy $P_w = 0,0010$

На следующем графике приведена зависимость среднего значения полной энергии от параметра P_w , пунктиром для сравнения приведен график прямо пропорциональной зависимости полной энергии от P_w .

Рис. 7. Эмпирическая зависимость среднего значения полной энергии от параметра P_w

Fig. 7. Empirical dependence of average value of total energy on P_w parameter

Ниже приведены характерные для каждого из вышеперечисленных параметров P_w поля относительной завихренности.

Рис. 8. Поле завихренности, $P_w = 0,00022$

Fig. 8. Vorticity field, $P_w = 0,00022$

Рис. 9. Поле завихренности, $P_w = 0,0007$

Fig. 9. Vorticity field, $P_w = 0,0007$

Рис. 10. Поле завихренности, $P_w = 0,0010$

Fig. 10. Vorticity field, $P_w = 0,0010$

Поля завихренности демонстрируют рост интенсивности струйного течения с ростом параметра P_w с одновременным уменьшением амплитуды пространственных колебаний струйного течения в меридиональном направлении.

Заключение. В настоящей работе представлены результаты численного моделирования океана на стадии эволюции поля течений под действием пространственно неоднородного ветра различной интенсивности при постоянных параметрах диссипации: придонного трения и коэффициента бигармонической вязкости. Показано, что при изменении интенсивности ветровой нагрузки среднее значение полной энергии стремится к величине пропорциональной степени $3/2$ от интенсивности ветра в диапазоне значений параметра $0,00022 < P_w < 0,0010$. Для меньших значений параметра P_w режим долгопериодных колебаний гидрофизических полей не наблюдается, во всяком случае, для указанных параметров глубин и вязкости, для больших значений параметра P_w необходимо увеличивать простран-

ственное разрешение полей, либо увеличивать вязкость, что в свою очередь искажает каскадный перенос энергии и энтропии по спектру. В ходе численных экспериментов показано, что с увеличением интенсивности ветрового воздействия структура течений изменяется в сторону ослабления эффекта колебания основного струйного течения в меридиональном направлении и уменьшением характерного времени долгопериодных колебаний. В ходе численных экспериментов представлял интерес вопрос об устойчивости режима долгопериодных колебаний, с целью исследования этого обстоятельства в качестве начального поля было выбрано поле, полная энергия течений которого значительно отклонялась от ожидаемого средней полной энергии, основываясь на результатах, представленных на рис. 7. В качестве иллюстрации приведем результаты численного эксперимента для $P_w = 0,0003$, в котором достаточно убедительно проиллюстрирован процесс перехода от начального поля к режиму долгопериодных колебаний.

Рис. 11. Временной ход полной удельной энергии $P_w = 0,0003$

Fig. 11. Time course of total normalized energy $P_w = 0,0003$

В данном численном эксперименте адаптационный период составил порядка 18000 суток, после чего система течений перешла в режим долгопериодных колебаний. Подобный характер поведения интегральных характеристик системы неаблюдался во всех без исключения случаях, когда параметр P_w находился в диапазоне от 0,00022 до 0,0010.

Работа выполнена в рамках государственного задания по теме «Фундаментальные исследования процессов в климатической системе, определяющих пространственно-временную изменчивость природной среды глобального и регионального масштабов» (№ госрегистрации АААА-А19-119040490047-7).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Stommel H. The westward intensification of wind-driven ocean currents. *Eos Trans. Amer. Geophys. Union*, 1948, 29, 202–206.
2. Munk W. On the wind-driven ocean circulation // *J. Meteor.*, 1950. Vol. 7. P. 80–93. doi:10.1175/1520-0469(1950)007,0080:OTWDOC.2.0.CO;2.
3. Полонский А.Б., Сухонос П.А.. К механизму формирования аномалий температуры в верхнем слое Северной Атлантики // *Океанология*. 2018. Т. 58, № 5. С. 709–718. DOI: 10.1134/S003015741805012X
4. Solovyev A.A., Solovyev D.A. Evaluation of the Temporal Dynamics of Oceanic Eddies with Initial Peripheral Rate Shift. In: Karev V., Klimov D., Pokazeev K. (eds) *Physical and Mathematical Modeling of Earth and Environment Processes. PMMEEP 2017*. Springer Geology. Springer, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-319-77788-7_23.
5. Maddison J.R., Marshall D.P., Shipton. On the dynamical influence of ocean eddy potential vorticity fluxes, 2015, *Ocean Modelling*, Vol. 92. P. 169–182.
6. Gula J., Molemaker M.J., McWilliams J.C. Gulf stream dynamics along the southeastern u.s. seaboard // *J. Phys. Oceanogr.* 2015. 45 (3). P. 690–715.
7. Shevchenko Igor, Berloff Pavel. On the role of baroclinic modes in eddy-resolving midlatitude ocean dynamics // *Ocean Modelling*, 111 (2017). P. 55–65.
8. Rhines P.B. Geostrophic turbulence // *Ann. Rev. Fluid Mech.* 1979. Vol. 11. P. 401–441.
9. Arakawa A. Computational design of long-term numerical integration of the equations of fluid motion, two-dimensional incompressible flow // *Journal of Comput. Physics*, 1966. Vol. 1, № 1. P. 119–143.
10. Roache, Patrick J. *Computational fluid dynamics*. Hermosa Publishers Albuquerque, N.M. 1972.

LONG-PERIOD VARIABILITY OF OCEAN CIRCULATION AT DIFFERENT INTENSITY OF WIND IMPACT

A.B. Fedotov

Institute of Natural and Technical Systems, RF, Sevastopol, Lenin St., 28

Within the framework of a numerical model of a two-layer ocean with the depth of layers corresponding to average oceanic conditions, the evolution of large-scale circulation under the action of an external vorticity flow of different intensity with constant dissipation parameters is studied. The characteristic time scales of long-period oscillations of current energy at different values of wind impact, jet flow parameters, and the time-average level of total energy in the mode of long-period oscillations at different wind impact intensity are analyzed. The stability of the long-period oscillation regime under various initial conditions of the problem is discussed.

Keywords: synoptic variability, large-scale variability, wind-forced currents.