

УДК 541.465.11

ИЗМЕНЕНИЕ ХАРАКТЕРИСТИК ВНУТРЕННИХ КОЛЕБАНИЙ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ В УСЛОВИЯХ ГЛОБАЛЬНОГО ПОТЕПЛЕНИЯ

© 2022 г. Член-корреспондент РАН А. Б. Полонский^{1,*}, А. Б. Федотов¹

Поступило 20.09.2021 г.

После доработки 26.11.2021 г.

Принято к публикации 07.02.2022 г.

На основании анализа серии численных экспериментов в рамках двухслойной океанической модели показано, что при ослаблении ветровой циркуляции в период глобального потепления должна наблюдаться трансформация спектра флюктуаций крупномасштабных течений. Основными проявлениями этой трансформации являются изменение интенсивности флюктуационных компонент в поле скорости течений и формирование значимых пиков в энергетических спектрах на типичных периодах около 25 лет. Этот эффект связан с усилением неустойчивости циркуляции и эволюцией крупномасштабных круговоротов.

Ключевые слова: океаническая циркуляция, глобальное потепление

DOI: 10.31857/S2686739722050127

ВВЕДЕНИЕ

Очевидно, что глобальное потепление, которое особенно интенсивно проявляется в высоких широтах Северного полушария, должно приводить к ослаблению океанической (в том числе, меридиональной) циркуляции. Наиболее выражено это ослабление должно проявляться в Северной Атлантике. Одна из главных причин такого ослабления заключается в снижении интенсивности конвекции в области формирования Североатлантической глубинной водной массы в условиях более теплого климата и сопутствующем ослаблении термохалинной циркуляции. Другая причина – ослабление ветровой циркуляции, возникающая вследствие уменьшения термического контраста между экватором и полюсом (также наиболее выраженного в Северной Атлантике), что приводит к ослаблению зональной циркуляции в атмосфере [1, 2]. В то же время существуют значительные расхождения между результатами численного моделирования долгосрочных циркуляционных тенденций в океане и экспериментальными оценками, основанными на обработке различных типов данных (например, массива RAPID-МОСНА, полученного в рамках международного проекта RAPID на

26°с.ш.). По крайней мере частично это расхождение может быть следствием недооценки большинством океанических и совместных моделей океана и атмосферы естественной междесятилетней изменчивости циркуляции [2–8].

Междесятилетняя изменчивость в климатической системе может генерироваться за счет неустойчивости ветровой океанической циркуляции в стратифицированном бассейне. Она представляет собой климатическую моду, обусловленную внутренними механизмами естественного происхождения, но может менять свои характеристики в процессе изменения основных параметров системы, в том числе вызванных вариациями внешнего ветрового воздействия [9].

В настоящей работе упрощенная двухслойная океаническая модель будет использована для моделирования крупномасштабной океанической циркуляции при стационарном внешнем воздействии различной интенсивности. Модели такого рода широко использовались в 1970–80-х годах для вихре-разрешающего моделирования циркуляции океана (например, [10, 11]). В последние годы аналогичные модели были применены для изучения различных динамических режимов в океане [12–14]. Эти результаты показывают, что упрощенные модели являются полезным инструментом для изучения общей циркуляции океана с явным разрешением мезомасштабных вихрей несмотря на некоторые очевидные ограничения. Основной целью настоящей работы является изучение изменения режима океанической циркуля-

¹Институт природно-технических систем, Севастополь, Россия

*E-mail: apolonsky5@mail.ru

ции в условиях ослабления зональной циркуляции атмосферы и усиления вертикальной стратификации в связи с глобальным потеплением.

ЧИСЛЕННАЯ МОДЕЛЬ И МЕТОД ЕЕ ИНТЕГРИРОВАНИЯ

Модель эволюции потенциального вихря [15] для двухслойной жидкости на β -плоскости используется при заданной глубине верхнего (менее плотного) и нижнего слоев (H_1 и H_2 соответственно). Уравнения, описывающие динамику системы, выглядят следующим образом:

$$\frac{\partial \omega_j}{\partial t} + \alpha J(\psi_j, \omega_j) + \beta \frac{\partial \psi_j}{\partial x} = -\lambda_j \omega_j \delta_{j2} + W_j \delta_{j1} + D_j, \\ \omega_j = \Delta \psi_j + F_j(\psi_i - \psi_j); \quad j = 1, 2; \quad i = 3 - j, \quad (1)$$

где ψ_j – функция тока в слое j , ω_j – завихренность в слое j , α – параметр нелинейности (0 или 1), λ_j – коэффициент придонного трения, δ_{ji} – символ Кронекера, $\delta_{ji} = 0$ при $i \neq j$ и $\delta_{ji} = 1$ при $i = j$, D_j – диссипация, W_j – поток завихренности, генерируемый ветром, F_j – параметры стратификации для каждого из слоев, β – меридиональный градиент параметра Кориолиса (β -эффект, обусловленный изменением параметра Кориолиса с широтой).

Индекс $j = 1$ соответствует верхнему слою, на который непосредственно воздействует ветер, а индекс $j = 2$ – нижнему слою, испытывающему сопротивление дна. Дополнительная диссипация в модели реализуется путем включения бигармонической вязкости в численную модель. Соотношение $F_1/F_2 = H_2/H_1$ определяет соотношение глубин нижнего и верхнего слоев, а абсолютные значения F_1 и F_2 определяют численное значение бароклинного радиуса деформации Россби – $Ro = 2\pi(F_1 + F_2)^{1/2}$.

Уравнения модели были преобразованы к безразмерному виду. Вычисления проводились в квадратной области со сторонами квадрата 2π . Ось X направлена на восток, оси Y – на север. Поток завихренности, поступающий в верхний слой за единицу времени, выражается как

$$W_1 = -W_0 \sin(x/2) \sin(y) \quad (2)$$

где W_0 – амплитуда потока завихренности, обусловленного ветровым воздействием, которая в общем случае явно зависит от времени, но в данной постановке является заданной константой. Таким образом, южная половина расчетной области подвержена воздействию антициклонической завихренности, а северная половина – циклонической, что имитирует типичную климатическую ситуацию в Северной Атлантике. Поток завихренности ветра в нижний слой тождествен-

но равен нулю. В модели заданы граничные условия непротекания и скольжения.

Уравнения (1) решаются численно методом Аракавы [16] на девятиточечном шаблоне. Этот метод обладает свойством сохранения завихренности и интегралов второго порядка движения – кинетической энергии и энстрофии, что делает его удобным для решения задач гидродинамической неустойчивости и позволяет корректно изучать потоки энергии между слоями и по спектру. Аппроксимация адвекции – четвертого порядка точности по пространству. Производная по времени аппроксимируется методом “чехарда”. Система решается на каждом шаге методом прямого интегрирования путем разложения полей функции тока и относительной завихренности по собственным функциям дифференциального оператора задачи с учетом граничных условий для одной из пространственных координат и решения полученной системы линейных уравнений с трехдиагональной матрицей методом прогонки с последующим преобразованием переменных задачи в физические значения функции тока и относительной завихренности [17].

В численных экспериментах использовались по 513 узлов сетки вдоль каждой стороны квадрата и следующие безразмерные параметры: $\beta = 1$, коэффициенты бигармонического и придонного трения, равные соответственно 2.44×10^{-10} и 0.03, и шаг по времени 0.025. Контрольный эксперимент проводился при $F_1 = 2900$ и $F_2 = 75$ и с безразмерной амплитудой потока завихренности, генерируемого ветром, равной $W_0 = 0.001$. В следующих 2-х численных экспериментах интенсивность ветрового воздействия увеличивалась путем задания $W_0 = 0.00125$ и $W_0 = 0.0015$. Кроме этого проводился численный эксперимент с увеличением перепада плотности между слоями (приблизительно на 20%), имитирующим обострение стратификации в океане, и $W_0 = 0.001$. Система интегрировалась до выхода на квазипериодический режим и далее еще как минимум на 550 лет модельного времени. Временные ряды полной и кинетической энергии в верхнем и нижнем слоях подвергались спектральному анализу. Использовалось прямое преобразование Фурье временных рядов за период после установления квазипериодического режима и до конца интегрирования с дальнейшим усреднением по трем частотам с весами 1–2–1 (т.е. использовался треугольный фильтр).

По аналогии с работами [12, 13] линейный размер области выбирался равным 3840 км, что примерно соответствует пространственным размерам крупномасштабных океанических круговоротов в Северной Атлантике и дает возможность использовать приближение β -плоскости [9]. При этом получались следующие масштабы перехода к размерным единицам: для $2\pi L = 3840$ км

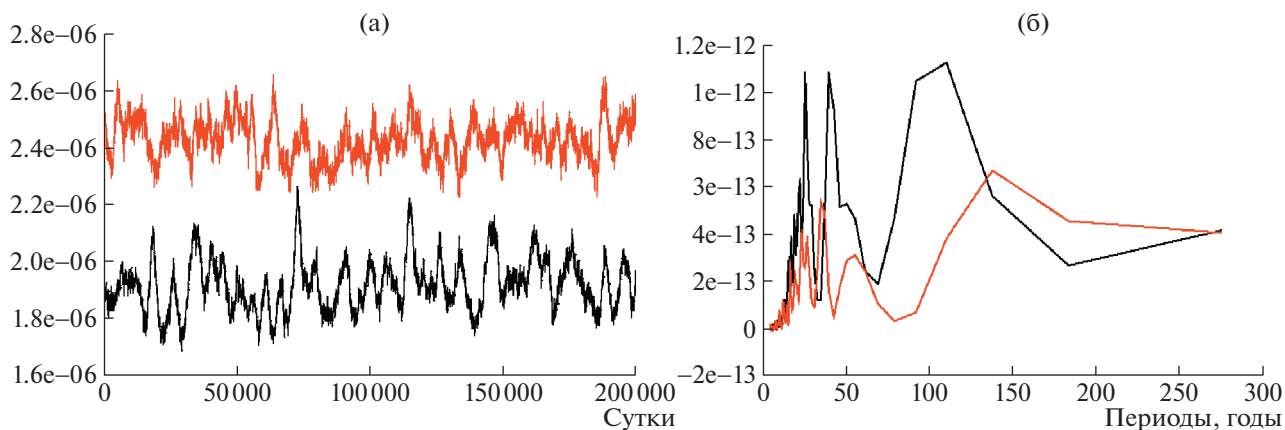


Рис. 1. Временной ход (слева) и спектр кинетической энергии течений верхнего слоя (справа) в безразмерных единицах при $W_0 = 0.001$ (черные кривые) и $W_0 = 0.0015$ (красные кривые). Бароклинный радиус деформации Россби равен 70 км.

имеем: $L = 611$ км (пространственный масштаб), $U = \beta L^2 = 7.09$ м/с (масштаб скорости), $T = (\beta L)^{-1} = 86\,400$ с = 1 сут (временной масштаб), $\beta = 1.9 \times 10^{-11}$ м⁻¹ с⁻¹. Бароклинный радиус деформации Россби в первых трех экспериментах был равен 70 км, а в последнем — 86 км.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Выбранные параметры задачи обеспечивают реалистичные величины средней и максимальной скоростей течений в обоих слоях. В верхнем слое в первых трех численных экспериментах (при бароклинном радиусе деформации Россби, равном 70 км) средние скорости после выхода на квазипериодический режим составляют от 3.8 см/с (в эксперименте с $W_0 = 0.001$) до 4.3 см/с (при $W_0 = 0.0015$), а максимальные достигают соответственно 1.1 и 1.6 м/с. В нижнем слое скорости течений уменьшаются почти в два раза по сравнению с верхним. При обострении стратификации (и увеличении бароклинного радиуса деформации Россби до 86 км) в эксперименте с $W_0 = 0.001$ средние скорости в верхнем слое увеличиваются до 4.4 см/с, а максимальные — до 1.7 м/с. При этом в нижнем слое интенсивность циркуляции в целом уменьшается по сравнению со случаем менее стратифицированного океана. Другими словами, увеличивается сдвиг скорости по вертикали.

Рисунки 1, 2 и 3 демонстрируют, что при реалистических величинах скорости течений происходит формирование квазипериодического динамического режима, характеризующегося неустойчивостью крупномасштабной океанической циркуляции, формированием мезомасштабных вихрей, которые затем эволюционируют, самоорганизуются и отдают свою энергию среднему течению. Представление о пространственной структуре

поля завихренности течений верхнего слоя при максимальной и минимальной кинетической энергии течений верхнего слоя дает рис. 3. Более подробно динамика мезомасштабных течений в двухслойном эксперименте, включая характер пространственных спектров по волновым числам, проанализирована в работах [13, 14].

Наиболее интересный результат проведенных численных экспериментов заключается в том, что при усилении ветрового воздействия и интенсификации океанической циркуляции происходит очень существенная трансформация частотного спектра флуктуаций кинетической энергии (и, соответственно, скорости) течений. При величине бароклинного радиуса деформации Россби, равном 70 км, и максимальной амплитуде ветрового воздействия вклад флуктуаций с периодами около 35 лет в общую кинетическую энергию возрастает, а более высокочастотных и более низкочастотных вариаций — уменьшается. Если в эксперименте с минимальной интенсивностью ветрового воздействия вариации кинетической энергии с типичным периодом около 25 и 40 лет значимы на 80% уровне, то при максимальной интенсивности ветра и неизменной величине бароклинного радиуса деформации Россби значимые пики в спектре на этих периодах пропадают. Одновременно при усилении ветрового воздействия увеличивается относительная амплитуда колебаний с типичными периодами 35 лет, а пик в более низкочастотной части спектра смещается в область периодов, близких к 150 годам. При этом значимость пика на периодах около 35 лет достаточно высока (на уровне 80%-го доверительного интервала), а пик на более низких частотах статистически незначим.

Отметим, что при увеличении кинетической энергии средних течений суммарная энергия квазипериодических мод уменьшается. Так, напри-

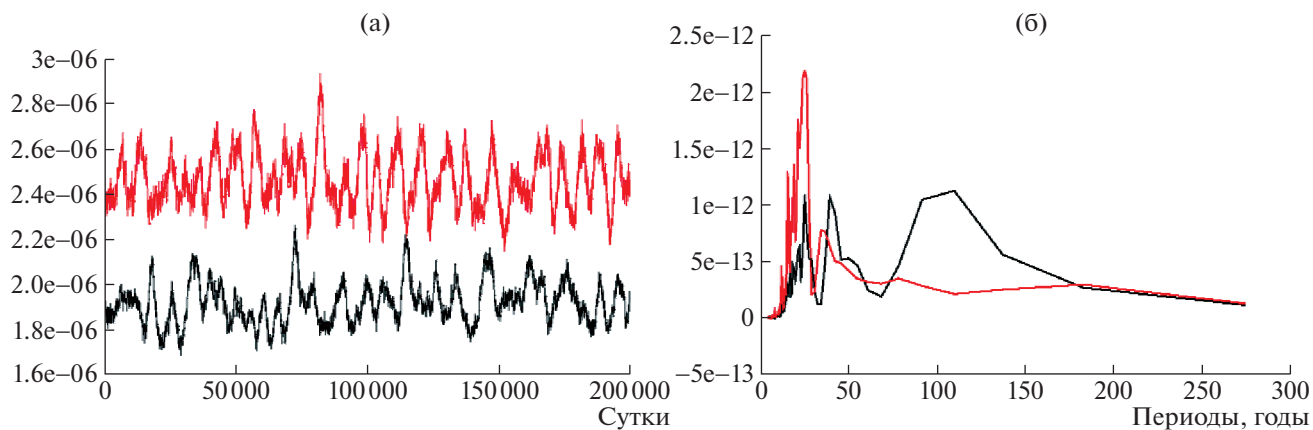


Рис. 2. Временной ход (слева) и спектр кинетической энергии течений верхнего слоя (справа) в безразмерных единицах при $W_0 = 0.001$. Бароклинный радиус деформации Россби равен 70 км (черные кривые) и 86 км (красные кривые).

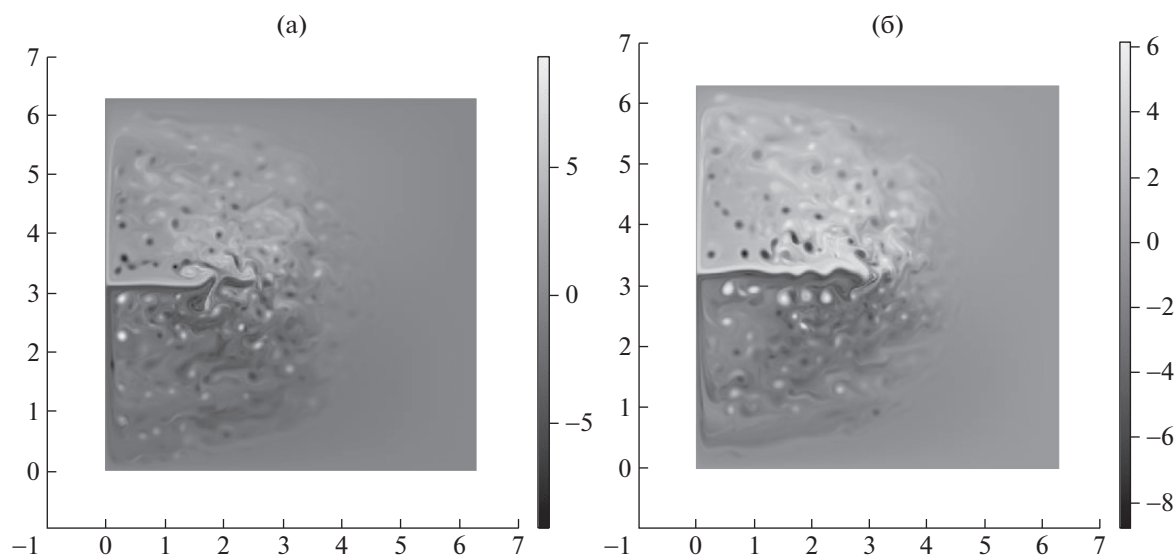


Рис. 3. Поле завихренности течений верхнего слоя при минимальной и максимальной величинах кинетической энергии течений в контрольном эксперименте, $W_0 = 0.001$ (слева и справа соответственно). Временной ход кинетической энергии течений верхнего слоя океана приведен на рис. 1.

мер, дисперсия кинетической энергии флуктуаций поля течений верхнего слоя океана в эксперименте с $W_0 = 0.001$ превышает аналогичную дисперсию в эксперименте с $W_0 = 0.0015$ в 1.65 раза. Причем уменьшение интенсивности флуктуаций вектора течений особенно выражено в высокочастотной и низкочастотной областях спектра — вблизи наиболее энергонесущих частот (рис. 1).

Эксперимент с повышенным вертикальным перепадом плотности между слоями свидетельствует о том, что обострение стратификации (наряду с ослаблением интенсивности ветровой циркуляции) также способствует увеличению амплитуды квазипериодических вариаций поля течений верхнего

слоя океана в относительно высокочастотной части спектра. Особенно выражена интенсификация высокочастотных компонент с периодами около 25 лет (рис. 2). Уровень статистической значимости спектрального пика на соответствующих периодах повышается до 90%. По-видимому, это является прямым следствием увеличения доступной потенциальной энергии, интенсификации течений в верхнем слое стратифицированного океана, увеличения вертикального сдвига скорости при потеплении и большей бароклинной неустойчивости крупномасштабных течений [9]. При этом пик в более низкочастотной части спектра (в области характерных периодов ~100 лет) пропадает.

Таким образом, при ослаблении ветровой циркуляции в период глобального потепления следует ожидать увеличение энергии флюктуаций поля течений в относительно высокочастотной области спектра и формирование в этой области пиков с большим уровнем значимости. В Северной Атлантике периоды, к которым приурочены эти пики, составляют первые десятки лет. Это не такое очевидное следствие глобального потепления, как меридиональное смещение субтропических круговоротов к северу, вызванных происходящим смещением шторм-треков к северу, или возможная термохалинная катастрофа, связанная с коллапсом меридиональной термохалинной циркуляции [1, 2]. Оно связано с изменением интенсивности ветрового воздействия и стратификации, большей неустойчивостью системы крупномасштабных течений при потеплении и сопутствующей трансформацией эволюции крупномасштабных океанических круговоротов во времени.

Более или менее детальное обсуждение применимости результатов моделирования в рамках упрощенной двухслойной модели к реальному океаническому бассейну в рамках настоящей работы не представляется возможным из-за ограниченности объема статьи. Тем не менее можно отметить два следующих обстоятельства. Классические работы, посвященные анализу общей циркуляции вод Мирового океана и описанию особенностей динамики крупномасштабных океанических круговоротов, основывались на еще более простых моделях, допускающих аналитические решения [18, 19]. Полученные в настоящей работе значимые флюктуации поля течений на десятилетних временных масштабах близки по типичным периодам к соответствующим флюктуациям, наблюдаемым в Северной Атлантике [20].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Краткий анализ проведенных численных экспериментов показал, что при ослаблении ветровой циркуляции в период глобального потепления следует ожидать формирование в спектрах кинетической энергии области с повышенной флюктуационной энергией океанической циркуляции на десятилетних временных масштабах. Последнее связано с неустойчивостью океанической циркуляции и эволюцией крупномасштабных круговоротов. Соответствующие этим частотам периоды для Северной Атлантики составляют порядка 25 лет.

БЛАГОДАРНОСТИ

Выражаем благодарность анонимному рецензенту за конструктивную критику первого варианта работы и полезные замечания.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках темы госзадания “Фундаментальные исследования процессов в климатической системе, определяющих пространственно-временную изменчивость природной среды глобального и регионального масштабов” (Шифр темы 0012-2021-0003, № гос. регистрации 121122300074-7).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. IPCC: Climate Change. Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)]. IPCC. Geneva, Switzerland. 2014. 151 p.
2. Polonsky A. The Ocean's Role in Climate Change. / Cambridge Scholars Publishing. Newcastle upon Tyne, UK. 2019. 276 p.
3. Roberts C.D., Jackson L., McNeall D. Is the 2004–2012 Reduction of the Atlantic Meridional Overturning Circulation Significant? // *Geophys. Res. Lett.* 2014. V. 41. P. 3204–3210. <https://doi.org/10.1002/2014GL059473>
4. Schmith T., Yang S., Gleeson E., Semmler T. How Much Have Variations in the Meridional Overturning Circulation Contributed to Sea Surface Temperature Trends since 1850? A Study with the EC-Earth Global Climate Model. // *J. Clim.* 2014. V. 27. P. 6343–6357. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00651.1>
5. Danabasoglu G., Yeager S.G., Kim W.M., et al. North Atlantic Simulations in Coordinated Ocean-ice Reference Experiments Phase II (CORE-II). Part II: Interannual to Decadal Variability // *Ocean Model.* 2016. V. 97. P. 65–90. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2015.11.007>
6. Reintges A., Martin T., Latif M., Keenlyside N.S. Uncertainty in Twenty-first Century Projections of the Atlantic Meridional Overturning Circulation in CMIP3 and CMIP5 Models // *Clim. Dyn.* 2017. V. 49. P. 1495–1511. <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3180-x>
7. Smeed D.A., Josey S.A., Beaulieu C., et al. The North Atlantic Ocean Is in a State of Reduced Overturning. // *Geophys. Res. Lett.* 2018. V. 45. P. 1527–1533. <https://doi.org/10.1002/2017GL076350>
8. Yan X., Zhang R., Knutson T.R. Underestimated AMOC Variability and Implications for AMV and Predictability in CMIP Models. // *Geophys. Res. Lett.* 2018. V. 45. P. 4319–4328. <https://doi.org/10.1029/2018GL077378>
9. Pedlosky J. *Geophysical Fluid Dynamics.* / Springer Verla, New York. 1987. 710 p.
10. Cane M.A. The Response of an Equatorial Ocean to Simple Wind Stress Patterns. Parts 1–2. // *J. Marine Res.* 1979. V. 37. P. 233–299.
11. Holland W.R. Quasi-geostrophic Modelling of Eddy-Resolved Ocean Circulation. In: O'Brien J.J. (eds.) / *Advanced Physical Oceanographic Numerical Modelling.* NATO ASI Series (Series C: Mathematical and Physical Sciences). 1986. V. 186. Springer, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/978-94-017-0627-8_14

12. *Shevchenko I., Berloff P.* On the Role of Baroclinic Modes in Eddy-resolving Midlatitude Ocean Dynamics // *Ocean Modelling*. 2017. V. 111. P. 55–65.
13. *Федотов А.Б.* Анализ временных масштабов долгопериодной изменчивости ветровой океанической циркуляции в двухслойном океане // *Системы контроля окружающей среды*. 2017. № 10 (30). С. 96–101.
14. *Федотов А.Б.* Долгопериодная изменчивость системы крупномасштабной циркуляции океана и мезомасштабных вихрей как явление самоорганизации // *Океанологические исследования*. 2019. Т. 47. № 3. С. 206–219.
[https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2019.47\(3\).16](https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2019.47(3).16)
15. *Rhines P.B.* Geostrophic Turbulence // *Ann. Rev. Fluid Mech.* 1979. V. 11. P. 401–441.
16. *Arakawa A.* Computational Design of Long-term Numerical Integration of the Equations of Fluid Motion, Two-dimensional Incompressible Flow // *Journal of Comput. Physics*. 1966. V. 1. № 1. P. 119–143.
17. *Roache P.J.* *Computational Fluid Dynamics* / Hermosa Publishers Albuquerque, N.M. 1972. 446 p.
18. *Stommel H.* The Westward Intensification of Wind Driven Ocean Currents // *Eos Trans. Amer. Geophys. Union*. 1948. V. 29. P. 202–206.
19. *Munk W.H.* On the Wind-Driven Ocean Circulation. // *Journal of Meteorology*. 1950. V. 7. № 2. P. 80–93.
[https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1950\)007<0080:OTWDOC.2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1950)007<0080:OTWDOC.2.0.CO;2)
20. *Parsons L.A., Loope G.R., Overpeck J.T., et al.* Temperature and Precipitation Variance in CMIP5 Simulations and Paleoclimate Records of the Last Millennium // *J. of Climate*. 2017. V. 30. № 22. P. 8885–8912.
<https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0863.1>

CHANGE OF THE INTERNAL OCEAN CIRCULATION VARIATIONS IN WARMING CLIMATE

Correspondent Member of the RAS **A. B. Polonsky^{a,#}** and **A. B. Fedotov^a**

^a*Institute of Natural Technical Systems, Sevastopol, Russian Federation*

[#]*E-mail: apolonsky5@mail.ru*

Using numerical simulation results in scope of two-layer oceanic model it is shown that weakening of wind-driven circulation in the warming climate should be accompanied by the transformation of power specters of the ocean currents. It manifests itself in significant peaks' formation in the relatively high-frequency spectral interval in the North Atlantic currents' variations with a typical period of about 25 years. It is due to the instability of oceanic circulation and evolution of large-scale gyres.

Keywords: oceanic circulation, global warming