

Член-корреспондент НАН Украины А. Б. Полонский, Е. А. Базюра,
В. Ф. Санников

Об устойчивости термохалинной циркуляции Северной Атлантики

Исследуются особенности реакции термохалинной циркуляции Северной Атлантики на мгновенные, периодические и стохастические внешние воздействия в рамках четырех-блочной модели. Типичные вариации граничных условий оценены на основе современных массивов данных. Показано, что термохалинная циркуляция в настоящее время характеризуется устойчивым квазипериодическим осцилляционным режимом. Развитие термохалинной катастрофы (под которой понимается резкое ослабление меридиональной океанической циркуляции) при этом маловероятно.

Одним из важнейших климатообразующих механизмов является термохалинная циркуляция (ТХЦ) — часть крупномасштабной циркуляции Мирового океана. Она обусловлена глобальными меридиональными градиентами плотности, создаваемыми потоками тепла и влаги на поверхности океана. ТХЦ способствует смягчению термических контрастов между экватором и полюсом и регулирует климатическую изменчивость на масштабах от десятилетий до тысячелетий [1–4].

Меридиональная циркуляционная ячейка в современную климатическую эпоху выглядит следующим образом [5–7]. В северной части Северной Атлантики формируются относительно холодные и плотные Североатлантические глубинные воды (САГВ). Скорость их продукции — (18 ± 5) Св ($1 \text{ Св} = 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$). В Южном океане образуются еще более холодные и плотные Антарктические придонные воды (АДВ). Скорость продукции их в Атлантическом секторе составляет 2–5 Св. АДВ распространяются на север в абиссальной зоне океана, а САГВ — на юг в слое 2,5–3,5 км, расположенном над АДВ. Из-за большей (по сравнению с АДВ) скорости продукции САГВ в верхнем бароклинном слое формируется компенсационный перенос, направленный на север.

Вместе с тем анализ различных типов палеоданных показывает, что в Атлантическом океане в последние десятки-сотни тысяч лет реализовывались и другие режимы ТХЦ [8]. Например, режим с мелкой циркуляционной ячейкой, при котором САГВ формируются в расположенной южнее Гренландии области субполярной Северной Атлантики и не проникают глубже 2 км, или режим Хайнриха, при котором в Северной Атлантике САГВ вообще не формируются. Эти режимы (особенно, последний из них) сопровождался резким похолоданием климата, наиболее выраженным в Атлантико-Европейском регионе. Поэтому переход от современного режима к одному из более холодных режимов называют термохалинной катастрофой (ТХК). Интерес к исследованию ТХК значительно возрос в связи с проблемой глобального потепления антропогенного происхождения, поскольку из-за таяния льдов происходит опреснение поверхности океана в высоких широтах, что может привести к ослаблению интенсивности ТХЦ или даже к ТХК [9].

Для количественного описания различных циркуляционных режимов и оценки вероятности ТХК в различные климатические эпохи широко используют блочные модели. Они

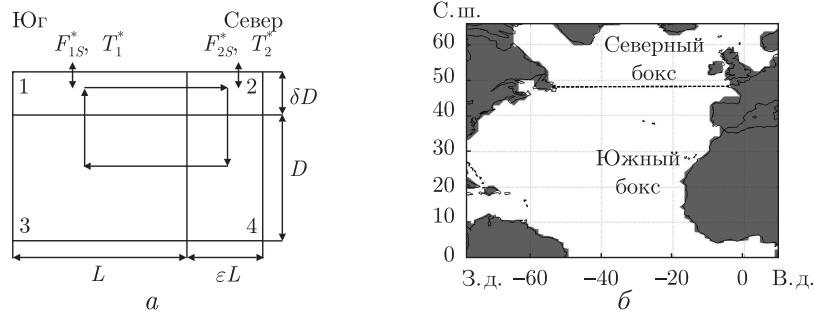


Рис. 1. Схема боксовой модели Северной Атлантики: 1, 2 — поверхностные боксы; 3, 4 — глубинные (а) (стрелками показано положительное направление термохалинной циркуляции (термический режим)). Географическое расположение боксов (б)

представляют собой упрощенные физические модели, в которых океан разбивается на несколько однородных боксов, обмен между которыми контролируется меридиональными градиентами плотности. Результаты моделирования ТХЦ в рамках различных моделей достаточно противоречивы [8–10]. В настоящей работе для оценки возможности реализации ТХК в современную климатическую эпоху используются модифицированная четырехбоксовая модель Северной Атлантики [10] и типичные вариации граничных условий, оцененные на основе современных массивов данных.

Модель представлена двумя поверхностными и двумя глубинными боксами. В южном поверхностном боксе вода относительно теплая и соленая, а в северном — относительно холодная и пресная. Изменения тепла и соли в каждом боксе обусловлены адвективным обменом с соседними боксами и потоками тепла и соли через поверхность в первых двух боксах (рис. 1). Предполагается, что океан получает тепло из атмосферы в первом (южном) боксе и отдает во втором (северном) с нулевым интегральным балансом. Кроме того, считается, что осадки, выпадающие над вторым боксом, формируются в результате испарения в первом.

Изменения температуры и солёности в каждом боксе (при $U \geq 0$) описываются следующими дифференциальными уравнениями:

$$\begin{aligned} \dot{T}_1 &= \frac{U}{\delta V}(T_3 - T_1) + F_{1T}, & \dot{S}_1 &= \frac{U}{\delta V}(S_3 - S_1) + F_{1S}, \\ \dot{T}_2 &= \frac{U}{\delta \varepsilon V}(T_1 - T_2) + F_{2T}, & \dot{S}_2 &= \frac{U}{\delta \varepsilon V}(S_1 - S_2) + F_{2S}, \\ \dot{T}_3 &= \frac{U}{V}(T_4 - T_3), & \dot{S}_3 &= \frac{U}{V}(S_4 - S_3), \\ \dot{T}_4 &= \frac{U}{\varepsilon V}(T_2 - T_4), & \dot{S}_4 &= \frac{U}{\varepsilon V}(S_2 - S_4), \end{aligned} \quad (1)$$

где U — скорость объемного переноса; T_{1-4} и S_{1-4} — температура и солёность боксов; ε и δ — безразмерные геометрические параметры (см. рис. 1); V — объем третьего бокса; T_1^* , T_2^* , S_1^* , S_2^* — эффективные температуры и солёности; определяющие величину потоков тепла и соли на поверхности океана. Потоки тепла на поверхности океана считались пропорциональными разности эффективной температуры воздуха и температуры воды, т.е. $F_{iT} = \gamma_T(T_i^* - T_i)$. При решении стационарной и нестационарной задач для потоков соли использовались усло-

вия $F_{iS} = \gamma_S(S_i^* - S_i)$ и $F_{iS} = \gamma_S(S_i^* - \bar{S}_i)$ соответственно, где $\bar{S}_i$ — среднее значение солёности боксов. Здесь γ_T^{-1} , γ_S^{-1} — время релаксации температуры и солёности.

Меридиональная циркуляция в боксовой модели обусловлена горизонтальным градиентом давления между севером и югом, который в гидростатическом приближении пропорционален градиенту плотности. Охлаждение океана на севере увеличивает плотность и обуславливает ТХЦ в верхнем слое, направленную от первого бокса ко второму. Объёмный транспорт определяется как

$$U = \frac{U_0}{\rho_0} [\delta(\rho_2 - \rho_1) - (\rho_4 - \rho_3)].$$

Плотность определяется из уравнения состояния, записанного в линейном приближении: для поверхностных боксов —

$$\rho_i = \rho_0 [1 - \alpha_s(T_i - T_{0s}) + \beta_s(S_i - S_{0s})];$$

для глубинных —

$$\rho_i = \rho_0 [1 - \alpha_d(T_i - T_{0d}) + \beta_d(S_i - S_{0d})].$$

Параметры модели. Для оценки параметров модели и характеристик боксов использовались: 1) среднемесячные данные по температуре и солёности из ре-анализа ECMWF Operational Ocean Reanalysis System 3 (ORA-S3) за 1959–2011; 2) среднемесячные осадки, турбулентные явные и скрытые (H + LE) потоки тепла, суммарная коротковолновая (SW) и длинноволновая радиации (LW) из атмосферного ре-анализа NCEP/NCAR за 1959–2011; 3) данные глобальной цифровой модели рельефа (Gridded Global Relief Data-ETOPO2v2) с двухминутным разрешением.

Для каждой характеристики бокса, а также для T^* и S^* были рассчитаны: среднее значение, амплитуда сезонного хода, среднеквадратическое отклонение (СКО) ряда, в котором предварительно удалялся линейный тренд, уровень белого шума (только для T^* и S^*). С помощью стандартной методики с использованием быстрого преобразования Фурье для каждого параметра бокса была построена периодограмма, определены значимые пики в спектре и рассчитаны амплитуды соответствующих колебаний. Кроме регулярного внутритродового хода выделены колебания с периодами около 20, 10 и 5 лет, которые характерны для Тихоокеанской декадной осцилляции, Североатлантического колебания и Эль Ниньо–Южного колебания [11].

Южная граница южного бокса в модели была выбрана на экваторе. Северные боксы соответствуют области формирования САГВ с границей на 65° с. ш. Граница 47.5° с. ш. между северными и южными боксами выбиралась по минимуму среднеквадратических отклонений (СКО) в меридиональных распределениях температуры и солёности. Аналогично установлена граница (300 м) между глубинными и придонными боксами. Нижняя граница модели ограничена глубиной распространения САГВ (3500 м). При таких границах объём третьего бокса $V = 9,22 \cdot 10^{16} \text{ м}^3$. Параметр $\varepsilon = 0,2393$ определялся как отношение площадей северного и южного боксов, а $\delta = 0,0938$ — как отношение глубин поверхностных и глубинных боксов. Коэффициенты уравнения состояния

$$\alpha_s = 2,286 \cdot 10^{-4} \text{ К}^{-1}, \quad \alpha_d = 1,556 \cdot 10^{-4} \text{ К}^{-1},$$

$$\beta_s = 7,381 \cdot 10^{-4} (\text{‰})^{-1}, \quad \beta_d = 7,463 \cdot 10^{-4} (\text{‰})^{-1}$$

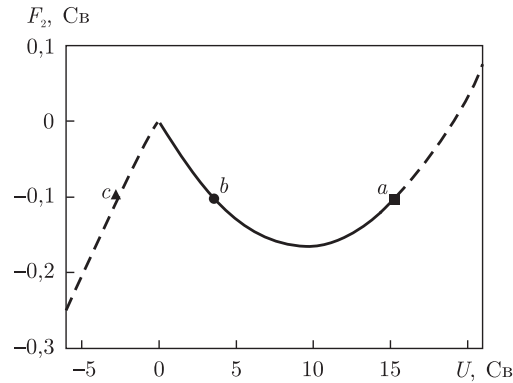


Рис. 2. Связь интенсивности ТХЦ (U) и потока соли во 2-м боксе (F_2). Сплошная линия — неустойчивый режим, штриховая — устойчивый режим; буквами показаны стационарные решения (пояснения см. в тексте)

рассчитаны на основании уравнения состояния TEOS-10 [12]. Времена релаксации $\gamma_S^{-1} = 300$ сут и $\gamma_T^{-1} = 180$ сут выбирались в соответствии с рекомендациями авторов работы [10].

Эффективные температуры и солёности ($T_1^* = 19,13$ °C, $T_2^* = 2,50$ °C и $S_1^* = 36,08\%$, $S_2^* = 34,79\%$) оценивались по климатическим потокам тепла и солей с учетом меридионального переноса тепла (МПТ) на Южной границе модели (использована оценка МПТ на экваторе из [13]). По заданным климатическим величинам интенсивности ТХЦ, температуры и солёности боксов определялся коэффициент U_0 .

Стационарное решение. Введем следующие обозначения: $\bar{U}$ — стационарное значение скорости объемного переноса, а $\bar{T}_{1-4}$ и $\bar{S}_{1-4}$ — стационарные значения температуры и солёности боксов. Стационарное решение определяется приравниванием нулю правых частей уравнений (1) при условии, что

$$\bar{T}_2 = \bar{T}_3 = \bar{T}_4 = \bar{T} < \bar{T}_1 \quad \text{и} \quad \bar{S}_2 = \bar{S}_3 = \bar{S}_4 = \bar{S} < \bar{S}_1.$$

При заданной интенсивности термохалинной циркуляции (17,0 Св) получены следующие стационарные режимы ТХЦ, отмеченные буквами на рис. 2:

а — термический устойчивый режим: $\bar{U} = 15,27$, разность между $\bar{U}$ и левой границей устойчивости 0,96 Св, $\bar{T}_1 = 18,63$ °C, $\bar{T} = 4,58$ °C, $\bar{S}_1 = 36,03\%$, $\bar{S} = 35,18\%$;

б — неустойчивый режим: $\bar{U} = 3,65$ Св, $\bar{T}_1 = 18,99$ °C, $\bar{T} = 3,06$ °C, $\bar{S}_1 = 38,96$, $\bar{S} = 34,83$;

с — халинный устойчивый режим: $\bar{U} = -2,70$ Св, $\bar{T}_1 = 19,03$ °C, $\bar{T} = 2,92$ °C, $\bar{S}_1 = 35,19\%$, $\bar{S} = 29,61\%$.

Отметим, что современное климатическое состояние ТХЦ описывается режимом **а**. При этом величина $\bar{U}$ находится в пределах разброса оценок интенсивности ТХЦ в современную климатическую эпоху (см. выше, а также [14]).

Анализ устойчивости ТХЦ при современных климатических условиях. Исследовался термический устойчивый режим, соответствующий современному климату. Внешнее воздействие (форсинг) задавалось в виде мгновенных возмущений (изменением начальных значений), белого гауссова шума и осцилляций с периодами 20, 10, 5 лет и 1 год (добавлением соответствующих слагаемых к $T_{1,2}^*$ и $S_{1,2}^*$). Расчеты проводились для временного промежутка 2000 лет.

В расчетах при выбранном периоде внешних воздействий варьировались амплитуды (для различных фаз) периодических возмущений, начиная с больших значений, при кото-

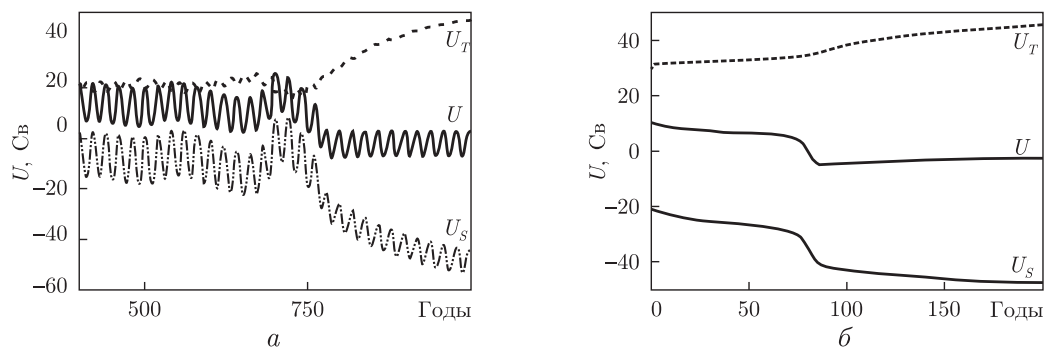


Рис. 3. Эволюция меридионального объемного переноса U при смене циркуляционного режима (ТХК). Варианты форсинга: a — периодические колебания эффективной солёности во 2-м боксе с амплитудой $0,47\text{‰}$ и периодом 20 лет; b — мгновенное уменьшение эффективной солёности во 2-м боксе на $2,47\text{‰}$. $U = U_T + U_S$, U_S и U_T — объемные переносы, определяемые меридиональными перепадами солёности и температуры соответственно

рых достаточно быстро происходит смена режима циркуляции. Затем амплитуды постепенно уменьшались с целью установления пороговых значений. Аналогично определялись величины пороговых значений уровня белого шума и мгновенных возмущений. Пороговые значения задаваемых внешних воздействий для солёности приведены в табл. 1. Хорошо видно, что эти величины на 1–2 порядка превышают наблюдаемые при современном климате амплитуды квазипериодических возмущений при любой начальной фазе задаваемого возмущения. Численные эксперименты показали, что модель относительно менее чувствительна к возмущениям эффективной температуры, по сравнению с эффективной солёностью. Другими словами, при современных значениях уровня случайных воздействий и амплитуде квазипериодических осцилляций потоков тепла и солей на поверхности океана ТХК не реализуется на исследуемом временном промежутке.

ТХК возникает (рис. 3) при мгновенном изменении эффективной солёности в северном поверхностном боксе на $2,47\text{‰}$, что эквивалентно добавлению пресной воды в объеме $5,49 \cdot 10^{13} \text{ м}^3$ (т.е. при мгновенном таянии $2,1\%$ Гренландского ледника) [15]). Мгновенные возмущения солёности такого масштаба абсолютно нереальны. Задание высокоамплитудных мгновенных возмущений эффективных температур северного поверхностного бокса (до нескольких десятков градусов) не приводит к ТХК. Следовательно, в современном климате возникновение ТХК очень маловероятно.

Отметим, что при задании различных возмущений на поверхности океана в исследуемой системе возникают собственные колебания с периодом около 100 лет. Эти колебания

Таблица 1. Пороговые значения задаваемых внешних возмущений эффективной солёности, при которых происходит смена циркуляционного режима (ТХК)

Эффективная солёность, ‰	τ , лет				СКО белого шума	Мгновенные возмущения
	20	10	5	1		
S_1^*	$0,24 \pm 0,06$ (0,05)	$0,53 \pm 0,16$ (0,01)	$1,08 \pm 0,33$ (0,02)	$5,361 \pm 1,592$ (0,02)	$0,32 \pm 0,02$ (0,02)	4,51
S_2^*	$0,46 \pm 0,01$ (0,02)	$0,97 \pm 0,01$ (0,02)	$1,97 \pm 0,02$ (0,04)	$10,00 \pm 0,01$ (0,011)	$0,93 \pm 0,01$ (0,07)	–2,47

Примечание. Разброс значений указан для всего диапазона начальных фаз задаваемых возмущений. В скобках приведены соответствующие типичные величины изменчивости при современном климате.

можно соотнести с Атлантической Мультитекадной осцилляцией — квазипериодическими изменениями температуры поверхности океана с характерным временным масштабом от 50 до 100 лет, наблюдаемыми в Северной Атлантике и вызывающие климатические вариации соответствующего масштаба [9].

Таким образом, в системе с параметрами, максимально близкими к современному климатическому состоянию, в принципе возможны три режима ТХЦ: термический устойчивый; неустойчивый; халинный устойчивый. Первый из них характеризует современный климат. ТХЦ устойчива к наблюдаемым типичным возмущениям граничных условий на поверхности океана. В модели возникают собственные колебания с периодом около 100 лет, которые можно соотнести с Атлантической мультитекадной осцилляцией. Следовательно, для ТХЦ в современную климатическую эпоху характерен квазипериодический осцилляционный режим, проявляющийся в естественных колебаниях климата. Развитие ТХК при этом маловероятно.

1. Clark P. U., Pisias N. G., Stocker T. F., Weaver A. J. The role of the thermohaline circulation in abrupt climate change // *Nature*. – 2002. – **415**. – P. 863–869.
2. Navarra A. (ed.). Beyond El Nino: Decadal and interdecadal climate variability. (*Rahmstorf S.* Decadal variability of the thermohaline ocean circulation. – P. 309–332). – Berlin: Springer, 1999. – 374 p.
3. Stocker T. F. Past and future reorganizations in the climate system // *Quaternary Sci. Rev.* – 2000. – **19**. – P. 301–319.
4. Broecker W. S. Thermohaline circulation, the Achilles heel of our climate system: Will manmade CO₂ upset the current balance? // *Science*. – 1997. – **278**. – P. 1582–1588.
5. Talley L. D., Reid J. L., Robbins P. E. Data-based meridional overturning streamfunctions for the global ocean // *J. Climate*. – 2003. – **16**, No 19. – P. 3213–3226.
6. Jacobs S. S. Bottom water production and its links with the thermohaline circulation // *Antarctic Sci.* – 2004. – **16**, No 4. – P. 427–437.
7. Orsi A. H., Johnson G. C., Bullister J. L. Circulation, mixing, and the production of Antarctic Bottom Water // *Progr. Oceanography*. – 1999. – **43**, No 1. – P. 55–109.
8. Rahmstorf S. Ocean circulation and climate during the past 120000 years // *Nature*. – 2002. – **419**, No 6903. – P. 207–214.
9. Полонский А. Б. Глобальное потепление, крупномасштабные процессы в системе океан – атмосфера, термохалинная катастрофа и их влияние на климат Атлантико-Европейского региона. – Севастополь: НПЦ “ЭКОСИ-Гидрофизика”, 2008. – 45 с.
10. Griffies S. M., Tziperman E. A linear thermohaline oscillator driven by stochastic atmospheric forcing // *J. Climate*. – 1995. – **8**. – P. 2440–2453.
11. Полонский А. Б. Роль океана в изменениях климата. – Киев: Наук. думка, 2008. – 183 с.
12. McDougall T. J. Getting started with TEOS-10 and the Gibbs Seawater (GSW) // *Oceanogr. Toolbox*. – 2011. – **7**. – P. 363–387.
13. Тимофеев Н. А., Юровский А. В. Радиационные и тепло- и водобалансовые режимы океанов. Климат и изменчивость. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2004. – 256 с.
14. Solomon, Susan, et al. IPCC 2007. – Climate Change 2007. – The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Ed. S. D. Solomon. – Cambridge: Cambridge Univ. Press. – 2007. – 996 p.
15. Котляков В. М., Глазовский А. Ф., Фролов И. Е. Оледенение в Арктике. Причины и следствия глобальных изменений // *Вестн. РАН*. – 2010. – **80**, № 3. – С. 225–234.

Член-кореспондент НАН України **О. Б. Полонський, К. А. Базюра, В. Ф. Санніков**

Про стійкість термохалінної циркуляції Північної Атлантики

Досліджуються особливості реакції термохалінної циркуляції Північної Атлантики на миттєві, періодичні та стохастичні зовнішні впливи в межах чотирибоксової моделі. Типові варіації граничних умов оцінені на основі сучасних масивів даних. Показано, що термохалінна циркуляція в сучасну кліматичну епоху характеризується стійким квазіперіодичним осциляційним режимом. Розвиток термохалінної катастрофи (під якою розуміється різке ослаблення меридіональної океанічної циркуляції) при цьому малоймовірний.

Corresponding Member of the NAS of Ukraine **A. B. Polonsky, E. A. Bazyura, V. F. Sannikov**

On a stability of the North Atlantic thermohaline circulation

Features of the North Atlantic thermohaline circulation response to instantaneous, periodic, and stochastic forces within the four-box model are studied. Typical variations of the boundary conditions are estimated by the modern data sets. It is shown that the thermohaline circulation in the modern climate epoch is characterized by a quasi periodic stable oscillation regime. The thermohaline catastrophe (dramatic weakening of the meridional ocean circulation) is improbable.