

ТЕРМОХАЛИННАЯ СТРУКТУРА ВОД СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ В РАЗЛИЧНЫЕ ФАЗЫ АТЛАНТИЧЕСКОЙ МУЛЬТИДЕКАДНОЙ ОСЦИЛЛЯЦИИ

© 2019 г. Н. А. Дианский^{1, 2, 3*}, В. А. Багатинский¹

¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова
119991, Москва, Ленинские горы, 1

²Институт вычислительной математики РАН им. Г.И. Марчука
119333, Москва, ул. Губкина, 8

³Государственный океанографический институт им. Н.Н. Зубова
119034, Москва, Кропоткинский пер., 6
E-mail: *nikolay.diansky@gmail.com

Поступила в редакцию 02.04.2019 г.

Принята к печати 07.08.2019 г.

Изучается меридиональная структура климатических трендов и аномалий потенциальной температуры и солености вод Северной Атлантики в различные периоды Атлантической мультидекадной осцилляции (АМО) за 1948–2017 гг. по данным объективных анализов EN4 и WOA2013. При анализе этих разных массивов данных выявлены практически одинаковые закономерности изменчивости термохалинных полей Северной Атлантики, что повышает достоверность полученных результатов. Рассчитанные за 1948–2017 гг. долгопериодные тренды изменений температуры и солености показывают, что в верхнем ~1-км слое Северной Атлантики происходит потепление и осолонение вод. В глубинных же слоях, наоборот, наблюдается их похолодание и распреснение, что связывается с таянием льдов Гренландии, выносом распресненных вод из Северного Ледовитого океана и затягиванием этих холодных и более пресных вод в глубинные слои. Композитный анализ зонально-осредненных детрендрованных аномалий температуры и солености вод Северной Атлантики показал, что в теплые периоды АМО по сравнению с холодными, как для данных EN4, так и для WOA2013, наблюдается потепление и осолонение в верхнем 1-км слое Северной Атлантики, а ниже 1-км слоя наблюдаются значительные области похолодания и распреснения, причем такое распределение более ярко проявляется в данных EN4. Анализ динамики зонально-осредненных аномалий температуры и солености в последовательные периоды, приуроченные к временной изменчивости индекса АМО, выявил, что эти аномалии распространяются по ходу зонально осредненной меридиональной термохалинной циркуляции. Чтобы показать это, с помощью модели океана INMOM (Institute of Numerical Mathematics Ocean Model), была рассчитана функция тока атлантической меридиональной опрокидывающейся циркуляции (АМОЦ). Показано, что положительные и отрицательные аномалии как температуры, так и солености циркулируют по ходу движения вод в АМОЦ вокруг ее ядра, опускаясь в глубинные слои океана примерно на 60° N и поднимаясь на поверхность на 25° N, сменяя друг друга с периодом около 60 лет. Можно предположить, что благодаря этому формируются и сами теплые и холодные фазы АМО.

Ключевые слова: Атлантическая мультидекадная осцилляция (АМО), Северная Атлантика, термохалинная циркуляция, климат.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002-3515556157-170>

1. ВВЕДЕНИЕ

В циркуляции Северной Атлантики (СА) хорошо выделяются естественные долгопериодные квазициклические колебания с типичным периодом 50–70 лет [1, 2]. Это явление получило название Атлантической мультидекадной осцилляции (АМО) [3]. Временной ход индекса АМО рассчитывается как аномалия температу-

ры поверхности океана (ТПО), осредненной по акватории СА от экватора до 70° N [4], из которой удален линейный тренд.

В ряде работ выявлено воздействие АМО на климатические условия в Северном полушарии. Так АМО может оказывать влияние на изменения температуры воздуха, осадков и стока рек в Северной Америке, Евразии и Арктике [4–8], на активность ураганов [9]

в СА, а также на атмосферные переносы тепла и влаги в Атлантико-Европейском регионе [7].

В настоящее время механизм формирования мультидекадной изменчивости в Северной Атлантике является предметом дискуссии. Это обусловлено тем, что роли атмосферы и океана в наблюдаемой изменчивости климата поняты не полностью [10]. В настоящее время предложено несколько возможных механизмов для объяснения естественных мультидекадных колебаний климата в Арктике и СА. В работе [11] предполагается, что колебания климата связаны с колебаниями интенсивности меридиональной циркуляции в СА — так называемой Атлантической меридиональной опрокидывающейся циркуляции (АМОЦ). При повышении интенсивности меридиональной циркуляции в верхних слоях происходит перенос более теплых вод в высокие широты СА. Однако эти более теплые и, следовательно, легкие воды в высоких широтах СА замедляют меридиональную циркуляцию, что, в свою очередь, приводит к охлаждению и переход в противоположную фазу колебаний.

В работе [12], авторы указывают на то, что механизм генерации мультидекадной изменчивости связан с взаимодействиями на границе океан—атмосфера и заключается в реакции атмосферы на аномалии ТПО. Одним из возможных механизмов поддержания АМО является сдвиг фаз между долгопериодными изменениями потоков тепла на границе раздела океан—атмосфера в высоких широтах СА и величинами меридиональных переносов тепла в Субтропической Атлантике, определяемый временем адвекции термохалинных аномалий из Тропической Атлантики в субарктические широты [13–18].

В работах [19, 20] на основе результатов длительных расчетов модели земной системы мультидекадные колебания связываются с колебаниями в Арктике. Альтернативная гипотеза состоит в том, что колебательный процесс поддерживается распространением волн типа Россби (солености или плотности волн Россби) вдоль береговой линии [21, 22]. Предлагаются также и другие механизмы, которые дополняют упомянутые выше.

Таким образом, АМО представляет собой ярко выраженный климатический сигнал мультидекадного и декадного масштабов, проявляющийся в ряде климатических характеристик системы океан—атмосфера. Природа собственной мультидекадной изменчивости термохалинного состояния в СА до сих пор до конца не изучена.

Поэтому цель настоящей работы заключается в том, чтобы проанализировать характер связей АМО и зонально-осредненных характеристик термохалинного состояния СА по современным, длительным данным объективных океанских анализов EN4 [23, 24] и WOA2013 [25, 26].

2. ВРЕМЕННОЙ ХОД ИНДЕКСА АТЛАНТИЧЕСКОЙ МУЛЬТИДЕКАДНОЙ ОСЦИЛЛЯЦИИ

В эволюции индекса АМО (рис. 1а) с 1940 г. хорошо выделяется мультидекадное квази-шестидесятилетнее колебание [6], на фоне которого развивается декадная изменчивость, скорее всего имеющие разную физическую природу. Гипотезы о формировании мультидекадной изменчивости приведены во введении. Природа декадной изменчивости в большей степени связана с процессами взаимодействия атмосферы и океана и волнами Россби в Северной Атлантике и Северном Ледовитом океане [21, 22]. В работе [27] показывается, что роль АМОЦ в формировании декадных колебаний несущественна. В нашей работе мы будем исследовать мультидекадную изменчивость термохалинной циркуляции в СА.

Будем рассматривать термохалинное состояние СА в различные фазы временного хода индекса АМО только с 1951 г. Это объясняется тем, что наиболее точно трехмерное термохалинное состояние океана по данным наблюдений можно определить только с конца 1940-х гг., поскольку именно с этого времени происходит быстрый рост количества наблюдений в океане [28].

Для изучения климатической изменчивости термохалинной циркуляции СА выделим следующие периоды в соответствии с эволюцией АМО (рис. 1а), по которым будем проводить осреднение по времени для исследования соответствующих климатических состояний СА. Три теплых периода, когда наблюдаются положительные значения индекса АМО больше $0.1\text{ }^{\circ}\text{C}$ с 1951 по 1959 гг., с 2000 по 2008 гг. и с 2009 по 2017 гг.; переходный период от теплой к холодной фазе — с 1961 по 1969 гг.; два холодных периода, когда наблюдаются отрицательные значения индекса АМО меньше $-0.1\text{ }^{\circ}\text{C}$ с 1973 по 1981 гг. и с 1982 по 1990 гг.; переходный период от холодной к теплой фазе — с 1991 по 1999 гг. Интервалы этих периодов составляют примерно 10 лет для того, чтобы при осреднении исключить влияние декадных колебаний, оставляя только фазы хорошо выраженного квази-шестидесятилетнего колеба-

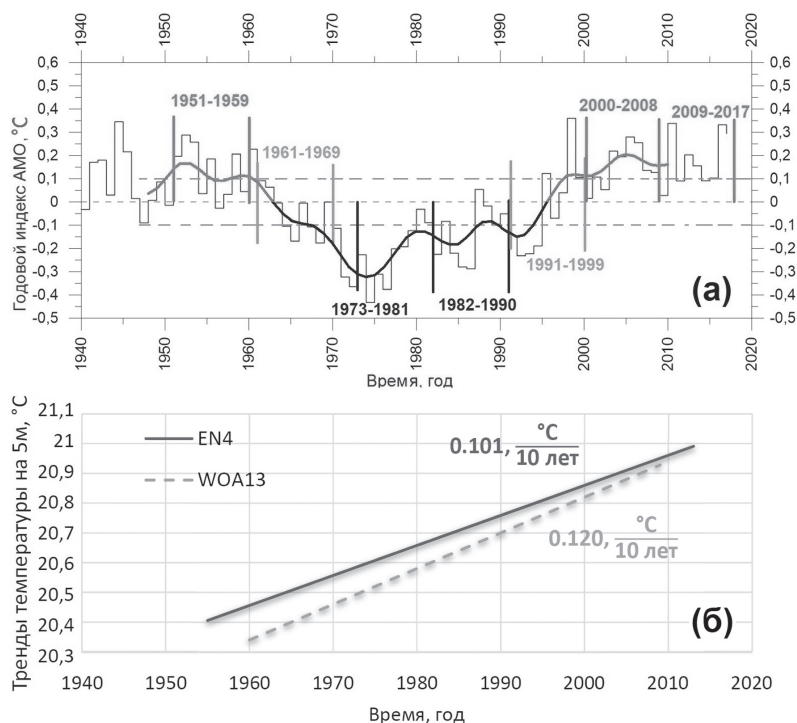


Рис. 1. (а) ступенчатая линия — значения среднегодового индекса АМО, рассчитанные в NOAA [4] и плавная кривая — результат его низкочастотной фильтрации с отсекаем периодов до 8 лет. Штриховыми линиями показаны величины ± 0.1 °С, отсекающие периоды, когда индекс АМО принимает значения по модулю больше 0.1 °С. (б) средние тренды приповерхностной температуры Северной Атлантики на глубине 5 м по данным EN4 (сплошная линия) и WOA2013 (штриховая линия) (см. ниже).

ния, хорошо заметного на рис. 1а. При этом размах этих колебаний АМО и средних изменений ТПО за 70 лет (рис. 1б) сопоставимы.

3. ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ ПО ТЕМПЕРАТУРЕ И СОЛЕННОСТИ НА АКВАТОРИИ СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ

Для определения и сравнения термохалинового состояния Северной Атлантики нами были выбраны глобальные поля температуры и солёности из двух объективных анализов данных наблюдений EN4 [23] (с поправками В.В. Гурецкого [24]), созданным в MetOffice (Великобритания)

и World Ocean Atlas 2013 (WOA2013) [25, 26] из National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), США. EN4 явился продуктом двух Европейских проектов — Enhanced Ocean Data Assimilation and Climate Prediction (ENACT) и ENSEMBLES [29]. Описание рассматриваемых массивов данных приведено в табл. 1. Следует отметить, что основным их источником служит World Ocean Database (WOD, который получен NOAA), в случае EN4 это WOD09 [30], а в случае WOA13 — WOD13 [31].

Объективные анализы EN4 и WOA2013 рассчитаны с использованием пространственно-временной оптимальной интерполяции данных

Таблица 1. Описание объективных анализов EN4 и WOA2013

	EN	WOA
Версия	4.2.0	2013 v2
Разработчик	MetOffice (UK)	NODC/NOAA (USA)
Периоды	1900–2017	1955–2012
Шаг по времени	1 месяц	10 лет (для каждого месяца года)
Пространственное разрешение	$1^\circ \times 1^\circ$	$0.25^\circ \times 0.25^\circ$
Число уровней	42	102
Нижний уровень, м	5350	5500
Источник данных	WOD09, GTSP, ARGO, ASBO	WOD13

наблюдений. Указанные массивы данных также получены с использованием комбинированного подхода: учитывалось спрогнозированное состояние океана, основанное на более ранних данных объективного анализа и профили данных наблюдений за доступный временной период (см. табл. 1).

Для анализа будем использовать потенциальную температуру (θ), как более наглядно, чем температура *in situ* (T), отражающую тепловое состояние океана по глубине. По массивам среднемесячных данных θ и солёности (S) из EN4 с 1951 по 2017 гг. были рассчитаны их среднегодовые трехмерные поля для каждого рассматриваемого периода (рис. 1а). Массив данных WOA2013 содержит среднемесячные, средне-сезонные и среднегодовые трехмерные поля по температуре *in situ* и солёности уже осредненные для следующих 6 периодов: с 1955 по 1964 гг., с 1965 по 1974 гг., с 1975 по 1984 гг., с 1985 по 1994 гг., с 1995 по 2004 гг., с 2005 по 2012 гг. Для анализа были использованы среднегодовые значения для этих периодов. По температуре *in situ* данных WOA2013 были рассчитаны трехмерные поля потенциальной температуры с помощью методики [32].

На рис. 1б приведены линейные тренды приповерхностной температуры в СА на глубине 5 м. Положительный тренд наблюдается как по данным EN4, так и по данным WOA2013, с коэффициентами $0.101\text{ }^{\circ}\text{C}/10$ лет и $0.120\text{ }^{\circ}\text{C}/10$ лет соответственно. Небольшая разность между ними примерно в $0.02\text{ }^{\circ}\text{C}/10$ лет связана, по-видимому, с разной длиной временных рядов, выбранных для анализа. Массив WOA2013 имеет более короткую продолжительность и, следовательно, вклад периода наиболее интенсивного потепления с конца 1970-х по начало 2000-х гг. в этих данных сказывается сильнее.

4. ХАРАКТЕРИСТИКИ КЛИМАТИЧЕСКИХ ТРЕНДОВ И КОМПОЗИТНЫЙ АНАЛИЗ АНОМАЛИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ И СОЛЁНОСТИ

В данной работе применялся композитный анализ [33] аномалий среднегодовых среднезональных характеристик θ , S и потенциальной плотности, характеризующих термохалинный сигнал климатических изменений в различные фазы АМО. Композитный анализ или метод эмпирических условных статистик — это общепринятая методика при анализе изменений

климата, он используется для характеристики изменчивости какого-либо параметра в противоположных фазах. С помощью этой методики можно выделить чистый сигнал, соответствующий влиянию отдельного климатического сигнала на гидрофизические поля. Композитный анализ используется во многих работах, в качестве примера можно привести работы [4, 33, 34], в которых исследуется связь АМО с изменчивостью приповерхностных характеристик атмосферы и океана.

Аномалии вычислялись путем вычитания из полученных трехмерных полей θ и S линейных трендов, определяемых за рассматриваемые периоды EN4 и WOA2013. Вычитание линейных трендов проводилось для того, чтобы исключить более долгопериодные климатические изменения климата океана, связываемые в основном с внешним, главным образом антропогенным, влиянием [35], и оставить только собственные изменения климата.

Для того, чтобы оценить сигнал климатической изменчивости в СА проводился композитный анализ картины аномалий θ и S по отношению к фазам индекса АМО. Композитный анализ аномалий какой-либо характеристики основан на расчете разности между композитом аномалий этой характеристики в положительную фазу индекса АМО и композитом аномалий в отрицательную фазу индекса АМО (так называемая разность композитов). При этом композит аномалий рассматриваемой характеристики в положительную фазу индекса АМО, определяется как усредненное за все периоды состояние этих аномалий, когда фаза индекса АМО положительна (для EN4 периоды — с 1951 по 1959 гг., с 2000 по 2008 гг., с 2009 по 2017 гг., в случае WOA2013 — с 2005 по 2012 гг.), а композит аномалий в отрицательную фазу индекса АМО, как усредненное за все периоды состояние аномалий, когда фаза индекса АМО отрицательна (с 1973 по 1981 гг., с 1982 по 1990 гг. для EN4, в случае WOA2013 — с 1975 по 1984 гг.). Разность композитов рассматриваемой характеристики рассчитывалась в каждом узле пространственной сетки и затем зонально осреднялась. Таким образом, полученная зонально-осредненная разность композитов аномалий рассматриваемой характеристики отражает среднезональный сигнал естественных мультideкадных колебаний, показывая характер изменений в теплой фазе по отношению к холодной фазе АМО.

Прежде, чем перейти, собственно, к анализу разностей композитов, рассмотрим средне-

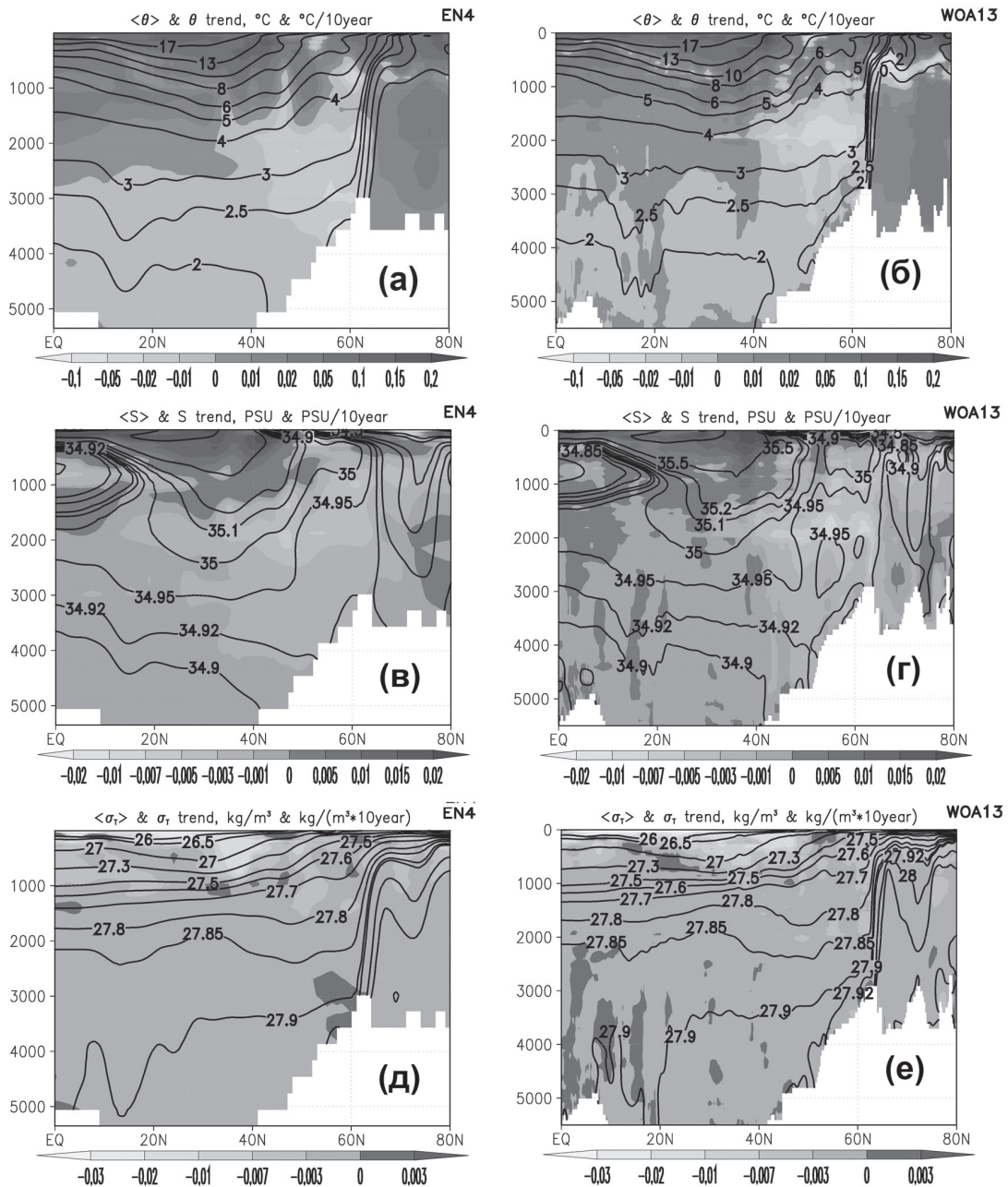


Рис. 2. Зонально-средненные линейные тренды потенциальной температуры θ (а, б), $\frac{^{\circ}\text{C}}{10 \text{ лет}}$, солёности S (в, г), $\frac{\text{ШПС}}{10 \text{ лет}}$, и потенциальной плотности в величинах σ_T (д, е) ($\sigma_T = \rho(\theta, S) - 1000$), $\frac{\text{кг}}{\text{м}^3 \cdot 10 \text{ лет}}$, рассчитанные по объективным анализам EN4 (слева), WOA2013 (справа). Изолиниями показаны средние этих величин за рассматриваемые периоды.

зональные тренды θ и S , которые также представляют важный интерес с точки зрения климатических изменений, происходящих в СА. На рис. 2 представлены эти зонально-средненные тренды, рассчитанные по данным EN4 и WOA2013, которые показывают практически одну и ту же пространственную структуру долгопериодных изменений термохалинного состояния СА. Это подтверждается высокими значени-

ями пространственных коэффициентов корреляции между данными EN4 и WOA2013, равными 0.92 для трендов температуры (рис. 2а, б) и 0.77 для трендов солёности (рис. 2в, г). При этом данные EN4 показывают более сглаженную структуру долгопериодных изменений, чем WOA2013 (рис. 2), что связано, скорее всего, с более высоким пространственным разрешением данных WOA2013 (см. табл. 1).

Согласно рис. 2 в верхнем 1-км слое, в основном, наблюдается потепление, особенно сильное около 40°N , где Гольфстрим переходит в Северо-Атлантическое течение. Это потепление в области 40°N связывается со сдвигом положения начала Северо-Атлантического течения к северу, что приводит к сильной аномалии температуры и солёности в этих широтах. Ниже 1-км слоя наблюдается значительная область похолодания и распреснения, образование которой связывается с таянием льдов Гренландии, выносом распреснённых вод из Северного Ледовитого океана и затягиванием этих холодных и более пресных вод в глубинные слои. С большой долей уверенности можно полагать, что основной вклад в таяние ледников Гренландии, так и в сдвиг Северо-Атлантического течения на север, делает парниковый эффект [35, 36], вызванный, главным образом, антропогенным воздействием [35].

Также были рассчитаны коэффициенты корреляции между трендами температуры и солёности, которые составили 0.79 как для данных EN4, так и для WOA2013, что говорит о высокой связи между температурой и солёностью. Высокое значение этого коэффициента говорит и о том, что аномалии θ и S делают противоположный, компенсирующий друг друга вклад в формирование аномалий поля потенциальной плотности.

Рис. 2д, е показывают, что, когда тренды θ способствуют уменьшению/увеличению плотности, тогда же тренды S направлены на ее увеличение/уменьшение. При этом в верхнем 1-км слое отрицательные тренды плотности определяются в основном положительными трендами температуры, а в более глубоких слоях отрицательные тренды плотности формируются главным образом отрицательными трендами солёности. Суммарный вклад трендов температуры и солёности даёт общий тренд к уменьшению плотности по всей глубине. Это говорит о том, что потенциальная энергия вод СА за счёт изменения их термохалинного состояния увеличилась за счёт расширения вод, в основном в поверхностном слое, что приводит к увеличению стериического уровня океана, что, в свою очередь, согласуется с климатическими расчетами и оценками по данным наблюдений IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change, или в русской транскрипции МГЭИК — Межправительственная группа экспертов по изменению климата) [35].

Распределение температурных трендов (рис. 2а, б) показывает, что в СА в верхнем одно-

километровом слое за последние 70 лет накоплено колоссальное количество дополнительного тепла, оцениваемое по используемым данным EN4 в $6.89 \cdot 10^7$ ПДж, а по WOA2013 в $5.63 \cdot 10^7$ ПДж. Ясно, что этот теплозапас включает в себя такую инерцию климатического потепления, что даже если остановить антропогенные выбросы парниковых газов потепление климата Земли не прекратится, о чем также свидетельствуют климатические оценки IPCC [35]. Так, чтобы скомпенсировать это потепление вод в верхних слоях СА, например, за 50-летний промежуток времени, необходимо охлаждать поверхность океана со средним потоком 0.76 вт/м^2 согласно данным EN4 и 0.65 вт/м^2 согласно WOA2013. Однако даже при самом умеренном сценарии IPCC будущего развития климатических изменений, радиационный поток парникового эффекта, направленный на разогрев поверхности Земли, составляет 2.5 вт/м^2 .

Показанные на рис. 2д, е распределения трендов плотности означают, что вертикальная сезонная стратификация в СА за 70 лет стала более устойчивой. Это должно приводить к уменьшению интенсивности атлантической меридиональной опрокидывающей циркуляции (АМОЦ) в СА, что соответствует мультимодельным расчетам по климатическими моделям, выполненными в рамках международной программы исследования климата IPCC [35, 36].

При анализе разностей композитов аномалий θ (рис. 3а, б) и S (рис. 3в, г), которые отражают сигнал естественных мультидекадных колебаний, была обнаружена очень интересная структура вертикальной стратификации. Она проявляется практически одинаково как для данных EN4, так и для WOA2013. Коэффициенты пространственной корреляции между данными EN4 и WOA2013 равны 0.73 и 0.62 для разностей композитов аномалий θ и S соответственно. Установлено, что в теплые периоды индекса АМО (рис. 1а) по сравнению с холодными наблюдается потепление и осолонение в верхнем 1-км слое Северной Атлантики (рис. 3). Ниже 1-км слоя наблюдаются значительные области похолодания и распреснения, которые более ярко выражены в данных EN4. Косвенно этот эффект был также обнаружен в работе [37] при изучении изменчивости термохалинного состояния в отдельных районах СА. По-видимому, такая структура изменчивости связана с характером изменчивости термохалинной циркуляции СА и требует своего исследования.

Также были рассчитаны коэффициенты корреляции между разностями композитов анома-

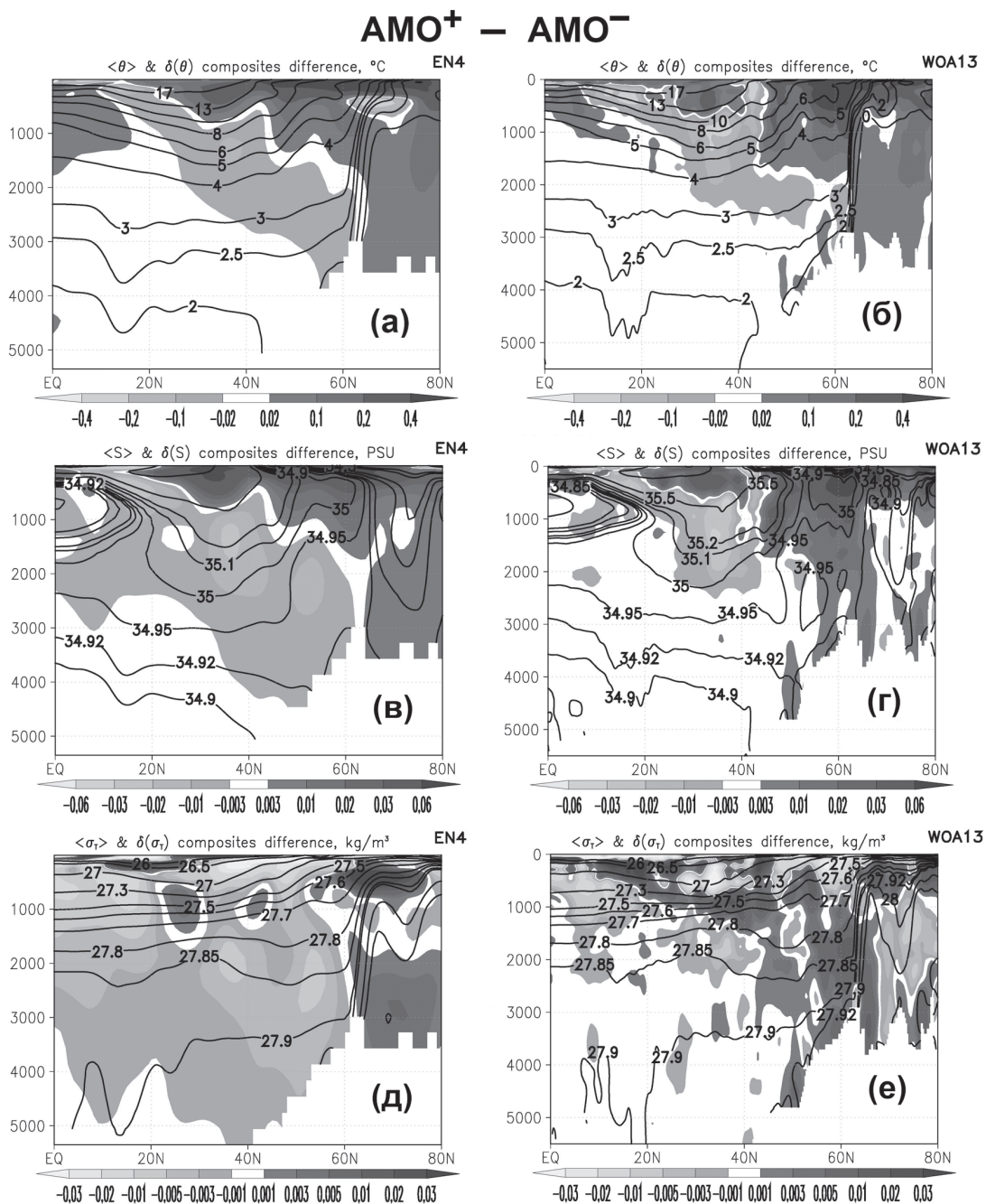


Рис. 3. Зонально-средненные разности композитов (показаны цветом) аномалий потенциальной температуры θ (а, б), °С, солёности S (в, г), ШПС и потенциальной плотности в величинах σ_T (д, е) ($\sigma_T = \rho(\theta, S) - 1000$), $\frac{кг}{м^3}$, рассчитанные по объективным анализам EN4 (слева), WOA2013 (справа). Изолиниями показаны средние этих величин за рассматриваемые периоды.

лий θ и S , которые равны 0.72 и 0.78 для данных EN4 и для WOA2013 соответственно. Высокие значения этих коэффициентов корреляции, так же как было отмечено и для трендов, означают, что аномалии θ и S вносят противоположный, компенсирующий друг друга вклад в формирование аномалий поля плотности. При этом вклад температурных изменений в изменения потенциальной плотности в верхних слоях

превалирует над солёностным, а в глубинных слоях наоборот, наблюдается преобладающий вклад солёности, что хорошо согласуется с работой [18].

Разности композитов аномалий потенциальной плотности демонстрируют несколько отличную структуру пространственных изменений для данных EN4 (рис. 3д) и WOA2013 (рис. 3е), особенно проявляющуюся в глубинных слоях.

Согласно данным WOA2013 в глубинных слоях больше областей с положительными аномалиями плотности. Структура аномалий плотности по данным WOA2013 отличается и большей переменяемостью.

Обнаруженные отличия в термохалинном состоянии СА в периоды положительного и отрицательного индекса АМО привели авторов статьи к гипотезе, что основную роль в этом процессе может играть Атлантическая меридиональная опрокидывающаяся циркуляция (АМОЦ). Пространственная структура АМОЦ, оцениваемая на основе данных наблюдений и воспроизводимая в различных моделях общей циркуляции океана, показана, например, в работах [38–40]. В целом АМОЦ является характеристикой термохалинной циркуляции океана в СА, когда в верхнем 1-км слое воды медленно переносятся на север, отдавая накопленное тепло в атмосферу в средних и высоких широтах и, вследствие этого, опускаются (опрокидываются), возвращаясь в глубинных слоях на юг. Именно АМОЦ и определяет меридиональный перенос тепла на север водами СА. Таким образом движение вод в АМОЦ можно косвенно связать с атлантическим сектором океанского конвейера Брокера–Лаппо [41, 42].

Для подтверждения нашей гипотезы мы будем использовать структуру АМОЦ, рассчитанную нами с помощью хорошо апробированной модели океана INMOM (Institute of Numerical Mathematics Ocean Model) [43]. Эта модель уже на протяжении более полутора десятков лет используется в качестве океанического блока совместной модели земной системы INMCM (Institute of Numerical Mathematics Climate Model) различных версий [44–49]. Именно эта совместная модель является единственным представителем от России в международном проекте сравнения климатических моделей под эгидой IPCC в международных проектах CMIP (Coupled Model Intercomparison Project, <http://cmip-pcmdi.llnl.gov>). Последнее такое сравнение CMIP5 (CMIP, Phase 5) проходило в 2010–2013 гг. [50]. Кроме того, глобальная версия INMOM, так же единственная от России, участвовала в международном проекте CORE (Coordinated Ocean-ice Reference Experiment) [51], вторая фаза которого была посвящена изучению изменчивости циркуляции в СА [38, 52].

Модель INMOM была настроена на акваторию Северной Атлантики от 100° W до 15° E и от экватора до 80° N с пространственным разрешением 0.5° по долготе и широте. Были подготовлены данные о батиметрии дна по массиву

ETOPO5 для этой области и начальные состояния по температуре и солености из EN4 осредненные за период с 1948 по 2017 гг., причем для лета и зимы отдельно. Последнее связано с тем, что невозможно корректно восстановить среднегодовую циркуляцию океана по его среднегодовому термохалинному состоянию. Атмосферное воздействие вычислялось путем осреднения в соответствии с выделенными климатическим периодом приповерхностных атмосферных характеристик из данных CORE (Coordinated Ocean-ice Reference Experiment) [51].

Расчет циркуляции для климатического периода с 1948 по 2017 гг. проводился по методу диагноза–адаптации, предложенный академиком А.С. Саркисяном с соавторами [53]. Запуск модели осуществлялся на 75 суток, из которых первые 30 суток проводился разгон модели в режиме диагноза при предписанных полях температуры и солености. В последующие 45 суток эксперимент проводился в режиме адаптации, при котором рассчитывались итоговые поля термохалинного состояния и циркуляции вод для всех летних и зимних выделенных периодов АМО. Для анализа среднегодового состояния этих периодов результаты расчета осреднялись для зимы и лета и за последние 30 суток расчетов. При таком подходе роль модели вторична, поскольку она главным образом используется для восстановления циркуляции океана по оценке его термохалинного состояния по данным наблюдений, а также устранения на этапе адаптации заведомых ошибок в полях θ и S . Расчеты показали, что эта версия INMOM по предложенному сценарию диагноз–адаптация адекватно воспроизводит среднеклиматическую наблюдаемую структуру основных гидрофизических полей. По результатам расчетов определялась АМОЦ, по стандартной методике, описанной, например, в [43]. На рис. 4 и 5 она показана в виде изолиний. Ее характерные особенности согласуются с климатическими расчетами [38–40]. Как правило в этих расчетах она проявляет индивидуальные черты, свойственные отдельным моделям океана. В нашем же случае АМОЦ, рассчитанная по методу диагноз–адаптация, в первую очередь определяется данными наблюдений. Модель здесь играет вторичную роль [53]. Следует отметить, что наши расчеты АМОЦ очень хорошо согласованы с реанализом, выполненным по модели GFDL, показанным в работе [18].

Поскольку композитный анализ выявил более отчетливую вышеописанную характерную структуру изменчивости термохалинных полей

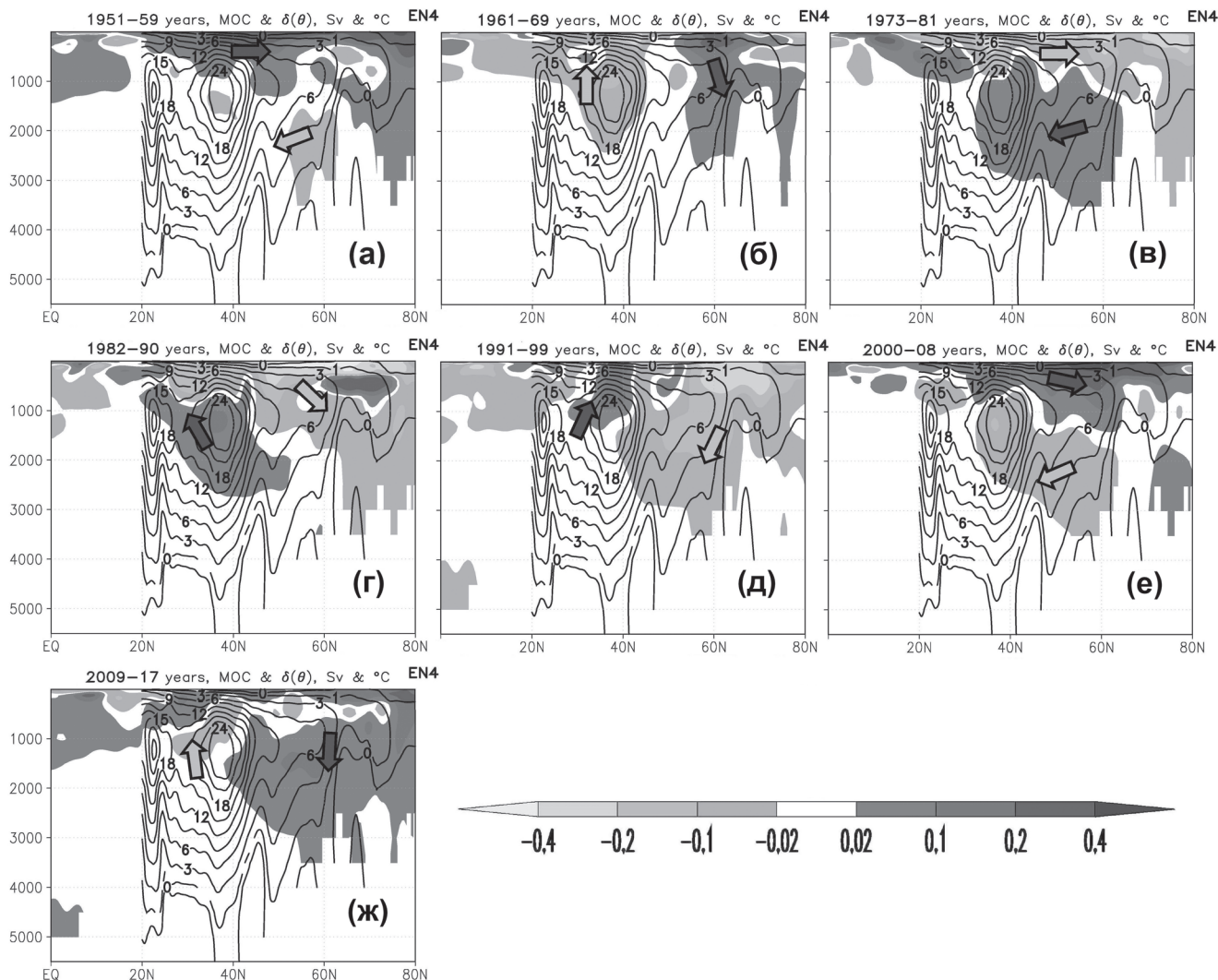


Рис. 4. Зонально осредненные аномалии потенциальной температуры θ в различные периоды АМО, (°C, показана цветом) и наложенная на нее средняя за 1948–2017 гг. функция тока АМОЦ, рассчитанная по модели INMOM (Св, показана изолиниями, стрелки указывают на генерализованное направление движения вод меридиональной циркуляции).

в данных EN4, то покажем связь ее формирования с АМОЦ по этим данным. На рис. 4 и 5 показан процесс перемещения среднезональных аномалий θ и S по данным объективного анализа EN4 для выделенных фаз АМО на фоне функции тока АМОЦ, средней за 1948–2017 гг. Она показана изолиниями начиная от 20° N, так как метод диагноза–адаптации работает не достаточно корректно в приэкваториальной области из-за особенностей океанической циркуляции, приводящей здесь к дополнительному шуму в динамике океана [53]. Генерализованные направления движения вод в АМОЦ показаны дополнительными стрелочками. Из анализа зонально-осредненных детрендированных аномалий температуры и солёности, показанных на рис. 4 и 5 в чередующиеся последовательные периоды индекса АМО, было обнаружено, что положительные и отрицательные аномалии

как температуры, так и солёности циркулируют по ходу движения вод в АМОЦ вокруг ее ядра, опускаясь в глубинные слои океана примерно на 60° N и поднимаясь на поверхность на 25° N. Это вполне согласуется с теорией мультидекадных колебаний, предложенной еще в работе [11].

Из этих рисунков видно, что в теплые периоды АМО (рис. 4а, е, ж, рис. 5а, е, ж), а также при переходе от теплого к холодному периоду (рис. 4б, рис. 5б), воды с положительными аномалиями температуры и солёности опускаются в глубинные слои ниже 1-км, а воды с отрицательными аномалиями поднимаются из глубинных слоев на поверхность в соответствии с перемещениями вод в АМОЦ [38–40]. В холодные же периоды индекса (рис. 4в, г, рис. 5в, г) и при переходе от холодного к теплому периоду (рис. 4д, рис. 5д), наблюдается обратная картина, когда

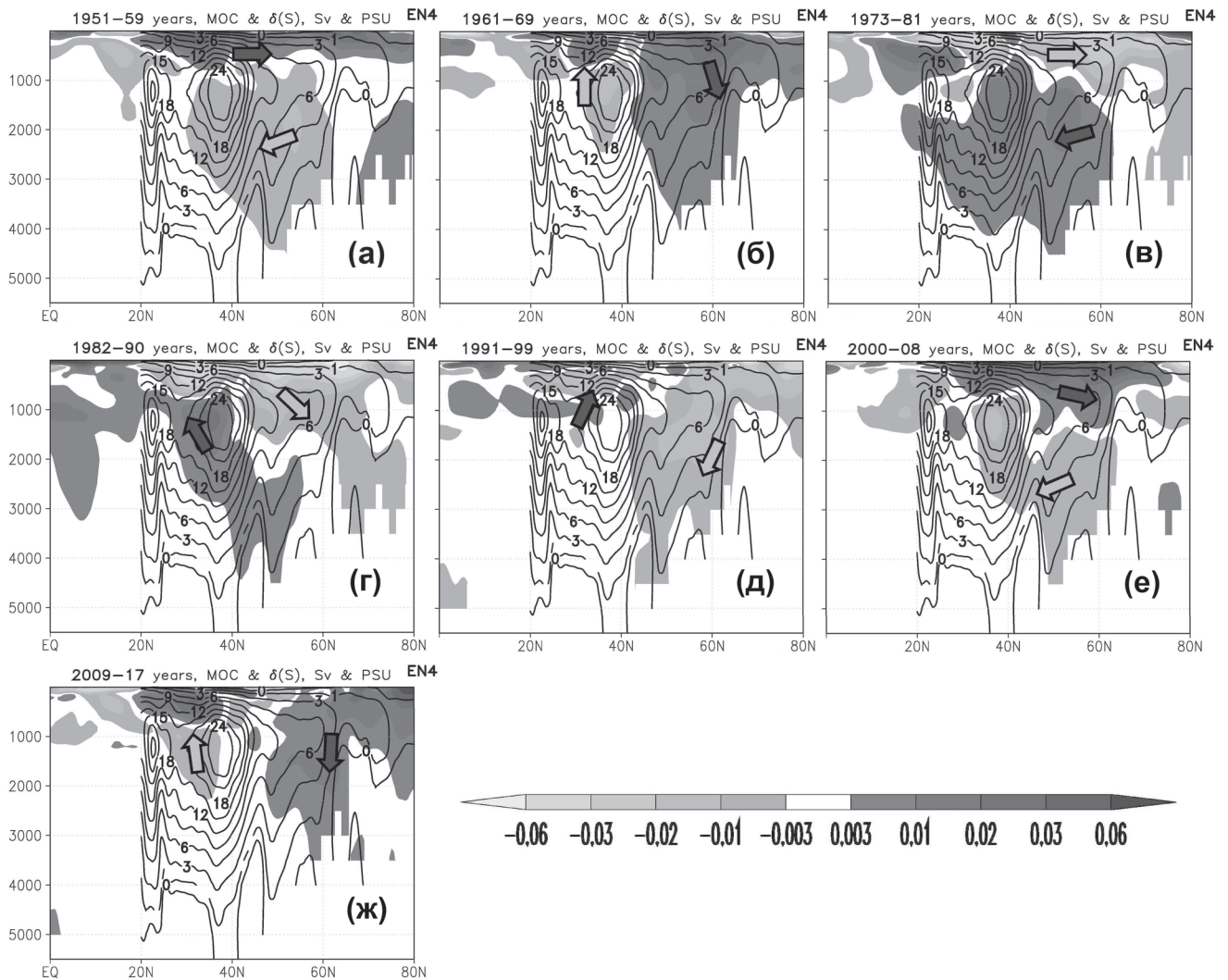


Рис. 5. То же, что и на рис. 4, но для аномалий солёности S (ШПС).

воды уже с отрицательными аномалиями температуры и солёности опускаются, а холодные воды с положительными температурными и солёностными аномалиями поднимаются. И этот процесс происходит приблизительно с периодом 60 лет, также в соответствии с оценкой времен перемещения вод в АМОЦ [38–40]. Можно предположить, что благодаря именно этому процессу наблюдаются теплые и холодные фазы индекса АМО.

При этом нельзя утверждать, что в поверхностном слое аномалии θ и S пассивно переносятся движением вод за счет АМОЦ, так как, во-первых, здесь они вступают во взаимодействие с атмосферой, а, во-вторых, в приблизительно 100-метровом слое в средних широтах 40° – 60° N АМОЦ меняет свое направление на обратное.

Обнаруженный нами процесс формирования зонально-осредненных детрендрованных аномалий температуры и солёности в чередую-

щиеся последовательные периоды индекса АМО косвенно подтверждает положение о том, что одним из возможных механизмов поддержания АМО является сдвиг фаз между долгопериодными изменениями потоков тепла на границе раздела океан–атмосфера в высоких широтах СА и величинами меридиональных переносов тепла в Субтропической Атлантике, определяемый временем адвекции термохалинных аномалий из Тропической Атлантики в субарктические широты [13–18].

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящее время актуальны задачи диагноза и прогноза изменений климата и выявления причин, которые эти изменения обуславливают. Атлантический океан является важным звеном климатической системы Земли. Имеются основания полагать, что мультидекадные изменения

климата во многом порождаются долгопериодными собственными изменениями в термохалинной циркуляции СА. Эти мультideкадные (главным образом квази-шестидесятилетние) колебания климата хорошо проявляются во временном ходе индекса АМО [4].

Для определения и сравнения термохалинного состояния СА в различные фазы АМО по различным массивам данных были выбраны глобальные поля температуры и солёности по двум объективным анализам EN4 [23, 24] и WOA2013 [25, 26]. По данным объективного анализа EN4 были рассчитаны средние климатические состояния для трех теплых периодов АМО, для переходного периода от теплой к холодной фазе, двух холодных периодов и для переходного периода от холодной к теплой фазе (рис. 1а). Массив данных WOA2013 содержит данные по температуре и солёности уже осредненные для 6 десятилетних периодов, которые также можно отнести к разным фазам АМО.

Для изучения мультideкадной изменчивости термохалинного состояния СА использовался композитный анализ, основанный на расчете усредненной разности средних состояний (композитов) для теплых и холодных периодов за вычетом линейного тренда [33]. Таким образом, разность композитов аномалий какой-либо характеристики отражает сигнал естественных мультideкадных колебаний, показывая картину изменений в теплой фазе по отношению к холодной.

Из анализа зонально-осредненных трендов потенциальной температуры θ и солёности S (рис. 2) установлено, что в обоих рассматриваемых массивах данных EN4 и WOA2013, в верхнем 1-км слое, в основном, наблюдается потепление и осолонение. Ниже 1-км слоя наблюдается значительная область похолодания и распреснения, что связывается с таянием льдов Гренландии, выносом распресненных вод из Северного Ледовитого океана и затягиванием этих холодных и более пресных вод в глубинные слои. Такие структуры трендов температуры и солёности, наиболее вероятно, являются следствием парникового эффекта, вызванного, согласно парадигме ИРСС, в основном антропогенным воздействиям [35, 36]. Показано, что θ и S вносят противоположный, компенсирующий вклад в формирование поля плотности как в долгопериодных трендах, так и мультideкадных колебаниях. Вклад температурных изменений превалирует над солёностным в верхних слоях СА, а в глубинных наоборот, что хорошо согласуется с работой [18]. При этом тренд

в потенциальной плотности показывает, что за рассматриваемый промежуток времени потенциальная энергия вод СА увеличилась за счет расширения при изменении их термохалинного состояния.

Распределение температурных трендов также показывает, что в СА в верхнем одно-километровом слое за последние 70 лет накоплено значительное количество тепла и, очевидно, что этот теплозапас включает в себе инерцию климатического потепления, так, что даже если остановить антропогенные выбросы парниковых газов потепление климата Земли не прекратится [35], о чем также свидетельствуют климатические расчеты по международной программе ИРСС [35]. Распределение трендов плотности указывает на то, что вертикальная среднезональная стратификация в СА за 70 лет стала более устойчивой. Это также должно приводить к уменьшению интенсивности меридиональной опрокидывающейся циркуляции (МОЦ) в СА, что соответствует модельным расчетам [35, 36].

Анализируя разности композитов аномалий потенциальной температуры и солёности (рис. 3) была обнаружена важная особенность структуры пространственной термохалинной изменчивости, которая наблюдается как для данных EN4, так и для WOA2013. Было установлено, что в теплые периоды индекса АМО (рис. 1а) по сравнению с холодными наблюдаются потепление и осолонение в верхнем 1-км слое Северной Атлантики. Ниже 1-км слоя наблюдаются значительные области похолодания и распреснения, которые более ярко выражены в данных EN4.

Было показано, что в чередующиеся последовательные периоды индекса АМО положительные и отрицательные аномалии как температуры, так и солёности циркулируют по ходу движения вод в АМОЦ вокруг ее ядра, опускаясь в глубинные слои океана примерно на 60°N и поднимаясь на поверхность на 25°N . И этот процесс происходит приблизительно с периодом 60 лет. Можно предположить, что благодаря этому наблюдаются теплые и холодные фазы индекса АМО. По-видимому, такая структура изменчивости связана с характером формирования термохалинной циркуляции в СА и требует своего дальнейшего исследования.

Обнаруженный в настоящей работе процесс формирования зонально-осредненных детрендованных аномалий температуры и солёности в чередующиеся последовательные периоды индекса АМО косвенно подтверждает положение

ние о том, что одним из возможных механизмов поддержания АМО является сдвиг фаз между долгопериодными изменениями потоков тепла на границе раздела океан–атмосфера в высоких широтах СА и величинами меридиональных переносов тепла в Субтропической Атлантике, определяемый временем адвекции термохалинных аномалий из Тропической Атлантики в субарктические широты [13–18]. Следует отметить, что этот процесс до конца не изучен. Поэтому в дальнейшем для более глубокого исследования предполагается привлечь данные океанских реанализов и климатические расчеты циркуляции океана с помощью российской модели INMOM.

Благодарность. Авторы выражают большую признательность П.А. Сухоносу за полезные замечания и помощь в подготовке статьи.

Источники финансирования. Исследование выполнено при финансовой поддержке проектов РФФИ № 18-05-01107 (создание баз данных для СА из данных EN4 и WOA2013 и их первичная обработка) и РНФ № 17-17-01295 (построение зонально осредненных полей данных, выделение трендов, построение композитов и проведение их анализа).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Schlesinger M.E., Ramankutty N.* An oscillation in the global climate system of period 65–70 years // *Nature*. 1994. V. 367. P. 723–726.
2. *Kushnir Y.* Interdecadal variations in North Atlantic sea surface temperature and associated atmospheric conditions // *J. Clim.* 1994. V. 7. P. 141–157.
3. *Kerr R.A.* A North Atlantic climate pacemaker for the centuries // *Science*. 2000. V. 288. P. 1984–1985.
4. *Enfield D.B., Mestas-Nunez A.M., Trimble P.J.* The Atlantic multidecadal oscillation and its relation to rainfall river flows in the continental U.S // *Geophys. Res. Lett.* 2001. V. 28. P. 2077–2080.
5. *Knight J.R., Folland C.K., Scaife A.A.* Climate impacts of the Atlantic multidecadal oscillation // *Geophys. Res. Lett.* 2006. V. 33. L17706.
6. *Панин Г.Н., Дианский Н.А., Соломонова И.В., Гусев А.В., Выручалкина Т.Ю.* Оценка климатических изменений в Арктике в XXI столетии на основе комбинированного прогностического сценария // *Арктика: экология и экономика*. 2017. Т. 2. № 26. С. 35–52.
7. *Панин Г.Н., Дианский Н.А.* Колебания уровня Каспийского моря и климата Северной Атлантики // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2014. Т. 50. № 3. С. 304–316.
8. *Панин Г.Н., Соломонова И.В., Выручалкина Т.Ю.* Режим составляющих водного баланса Каспийского моря // *Вод. ресурсы*. 2014. Т. 41. № 5. С. 488–495.
9. *Trenberth K.E., Shea D.J.* Atlantic hurricanes and natural variability in 2005 // *Geophys. Res. Lett.* 2006. V. 33. L12704.
10. *Liu Z.* Dynamics of interdecadal climate variability: A historical perspective // *J. Clim.* 2012. V. 25. P. 1963–1995.
11. *Delworth T., Manabe S., Stouffer R.J.* Interdecadal variations of the thermohaline circulation in a coupled atmosphere-ocean model // *J. Clim.* 1993. V. 6. P. 1993–2011.
12. *Timmermann A., Latif M., Voss R., Grotzner A.* Northern hemispheric interdecadal variability: a coupled air-sea mode // *J. Clim.* 1998. V. 11. P. 1906–1931.
13. *Knight J., Allan R., Folland C. et al.* A signature of persistent natural thermohaline circulation cycles in observed climate // *Geophys. Res. Lett.* 2005. V. 32. L20708.
14. *Polonsky A.B.* Interdecadal variability in the ocean-atmosphere system // *Russian Meteorology and Hydrology*. 1998. V. 5. P. 37–44.
15. *Polonskii A.B.* Atlantic multidecadal oscillation and its manifestations in the Atlantic-European region // *Phys. Oceanogr.* 2008. V. 18. № 4. P. 227–236.
16. *Vokresenskaya E.N., Polonskii A.B.* Low-frequency variability of hydrometeorological fields and heat fluxes over the North Atlantic // *Phys. Oceanogr.* 2004. V. 14. № 4. P. 203–220.
17. *Williams R.G., Roussenov V., Smith D., Lozier M.S.* Decadal Evolution of Ocean Thermal Anomalies in the North Atlantic: The Effects of Ekman, Overturning, and Horizontal Transport // *Journal of Climate*. 2014. V. 27. P. 698–719.
18. *Wang C., Dong S., Munoz E.* Seawater density variations in the North Atlantic and the Atlantic meridional overturning circulation // *Clim. Dyn.* 2010. V. 34. P. 953–968.
19. *Volodin E.M.* The nature of 60-year oscillations of the Arctic climate according to the data of the INM RAS climate model // *Russ. J. Numer. Anal. Math. Modelling*. 2018. V. 33. № 6. P. 1–9.
20. *Volodin E.M., Mortikov E.V., Kostykin S.V. et al.* Simulation of modern climate with the new version of the INM RAS climate model // *Izvestiya. Atmospheric and Oceanic Physics*. 2017. V. 53. № 2. P. 142–155.
21. *Frankcombe L.M., Dijkstra H.A.* The role of Atlantic – Arctic exchange in North Atlantic multidecadal climate variability // *Geophys Res Lett.* 2011. V. 38. № 16. L16603.
22. *Volodin E.M.* The mechanism of multidecadal variability in the Arctic and North Atlantic in climate model INMCM4 // *Environ. Res. Lett.* 2013. V. 8. № 3. 035038.
23. *Good S.A., Martin M.J., Rayner N.A.* EN4: quality controlled ocean temperature and salinity profiles and monthly objective analyses with uncertainty es-

- timates // *J. Geophys. Res. Oceans*. 2013. V. 118. P. 6704–6716.
24. *Gouretski V., Reseghetti F.* On depth and temperature biases in bathythermograph data: development of a new correction scheme based on analysis of a global ocean database // *Deep-Sea Research I*. 2010. V. 57. P. 812–834.
 25. *Locarnini R.A., Mishonov A.V., Antonov J.I. et al.* World Ocean Atlas 2013, Volume 1: Temperature // NOAA Atlas NESDIS. 2013. V. 73. P. 1–40.
 26. *Zweng M.M., Reagan J.R., Antonov J.I. et al.* World Ocean Atlas 2013, Volume 2: Salinity // NOAA Atlas NESDIS. 2013. V. 74. P. 1–39.
 27. *Lin P., Yu Z., Lu J. et al.* Two regimes of Atlantic Multidecadal Oscillation: cross-basin dependent or Atlantic-intrinsic // *Science Bulletin*. 2019. V. 64. № 3. P. 198–204.
 28. *Atkinson C.P., Rayner N.A., Kennedy J.J., Good S.A.* An integrated database of ocean temperature and salinity observations // *J. Geophys. Res. Oceans*. 2014. V. 119. P. 7139–7163.
 29. *Ingleby B., Huddleston M.* Quality control of ocean temperature and salinity profiles – historical and real-time data // *J. Mar. Syst.* 2007. V. 65. P. 158–175.
 30. *Boyer T.P., Antonov J.I., Baranova O.K. et al.* World Ocean Database 2009 // NOAA Atlas NESDIS. 2009. V. 66. P. 1–216.
 31. *Boyer T.P., Antonov J.I., Baranova O.K. et al.* World Ocean Database 2013 // NOAA Atlas NESDIS. 2013. V. 72. P. 1–209.
 32. *McDougall T.J., Barker P.M.* Getting started with TEOS-10 and the Gibbs Seawater (GSW) Oceanographic Toolbox // SCOR/IAPSO WG127. 2011. P. 1–28.
 33. *Diansky N.A., Sukhonos P.A.* Multidecadal Variability of Hydro-Thermodynamic Characteristics and Heat Fluxes in North Atlantic // *Physical and Mathematical Modeling of Earth and Environment Processes*. 2018. P. 125–137.
 34. *Dima M., Lohmann G.A.* hemispheric mechanism for the Atlantic multidecadal oscillation // *J. Clim.* 2007. V. 20. P. 2706–2719.
 35. *Stocker T.F., Qin D., Plattner G.K., Tignor M., Allen S.K., Boschung J., Nauels A., Xia Y., Bex V., Midgley P.M. (eds.).* IPCC: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge (UK) and New York (USA): Cambridge University Press. 2013. 1535 p.
 36. *Caesar L., Rahmstorf S., Robinson A. et al.* Observed fingerprint of a weakening Atlantic Ocean overturning circulation // *Nature*. 2018. V. 556. P. 191–196.
 37. *Соколов В.А., Соков А.В., Грузинов В.М.* О влиянии океана на потепление климата в Северном полушарии // *Процессы в геосредах*, 2018. Т. 1. № 14. С. 773–779.
 38. *Danabasoglu G., Yeager S.G., Bailey D. et al.* North Atlantic simulations in Coordinated Ocean-ice Reference Experiments phase II (CORE-II). Part I: Mean states // *Ocean Modelling*. 2014. V. 73. P. 76–107.
 39. *Гусев А.В., Дианский Н.А.* Воспроизведение циркуляции Мирового океана и ее климатической изменчивости в 1948–2007 гг. с помощью модели INMOM // *Изв. РАН. Физ. атм. и океана*. 2014. Т. 50. № 1. С. 3–15.
 40. *Володин Е.М., Гусев А.В., Дианский Н.А., Ибраев Р.А., Ушаков К.В.* Воспроизведение циркуляции мирового океана по сценарию CORE-II с помощью численных моделей // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2018. Т. 54. № 1. С. 97–111.
 41. *Ланно С.С.* О причинах адвекции тепла на север в Атлантическом океане // *Исследование процессов взаимодействия океана и атмосферы*. Москва: Гидрометеиздат. 1984. С. 125–129.
 42. *Broecker W.S.* The great ocean conveyor // *Oceanography*. 1991. V. 4. P. 79–89.
 43. *Дианский Н.А.* Моделирование циркуляции океана и исследование его реакции на короткопериодные и долгопериодные атмосферные воздействия. Москва: Физматлит. 2013. 272 с.
 44. *Володин Е.М., Дианский Н.А.* Моделирование изменений климата в 20–22 столетиях с помощью совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2006. Т. 42. № 3. С. 291–306.
 45. *Володин Е.М., Дианский Н.А., Гусев А.В.* Воспроизведение современного климата с помощью совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана INMCM4.0 // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2010. Т. 46. № 4. С. 448–466.
 46. *Володин Е.М., Дианский Н.А., Гусев А.В.* Воспроизведение и прогноз климатических изменений в 19–21 веках с помощью модели земной климатической системы ИВМ РАН // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2013. Т. 49. № 4. С. 379–400.
 47. *Дианский Н.А., Володин Е.М.* Воспроизведение современного климата с помощью совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2002. Т. 38. № 6. С. 824–840.
 48. *Володин Е.М., Дианский Н.А.* Отклик совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана на увеличение содержания углекислого газа // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2003. Т. 39. № 2. С. 193–210.
 49. *Володин Е.М., Дианский Н.А.* Воспроизведение Эль-Ниньо в совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана // *Метеорология и гидрология*. 2004. № 12. С. 5–14.
 50. *Taylor K.E., Stouffer R.J., Meehl G.A.* An overview of CMIP5 and the experiment design // *Bull. Am. Met. Soc.* 2012. V. 93. P. 485–498.
 51. *Griffies S.M., Biastoch A., Boening C. et al.* Coordinated Ocean-ice Reference Experiments (COREs) // *Ocean Modelling*. 2009. V. 26. P. 1–46.

52. *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: Inter-annual to decadal variability // *Ocean Modelling*. 2016. V. 97. P. 65–90.
53. *Демин Ю.Л., Ибраев Р.А., Саркисян А.С.* Калибровка моделей циркуляции и воспроизведения климата Мирового океана // *Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана*. 1991. Т. 27. № 10. С. 1054–1067.

The Thermohaline Structure of the North Atlantic Waters in Different Phases of the Atlantic Multidecadal Oscillation

N. A. Diansky^{1, 2, 3*}, V. A. Bagatinsky¹

¹*Lomonosov Moscow State University*

Leninskiye Gory, 1, 119991, Moscow, Russia

²*Marchuk Institute of Numerical Mathematics of the RAS*

Gubkina st., 8, 119333, Moscow, Russia

³*Zubov State Oceanographic Institute*

Kropotkinsky lane, 6, 119034, Moscow, Russia

*E-mail: *nikolay.diansky@gmail.com*

Received: 02.04.2019

Accepted: 07.08.2019

The meridional structure of climatic trends and anomalies of potential temperature and salinity in the North Atlantic waters in different periods of the Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) in 1948–2017 are studied based on the EN4 and WOA2013 objective analyses data. An analysis of these different data sets allowed us to reveal almost identical patterns of variability of the thermohaline fields of the North Atlantic, which increases the reliability of the results. Long-term temperature and salinity trends simulated over the period 1948–2017 show that warming and salinization of water occur in the upper ~1 km layer of the North Atlantic. On the contrary, cooling and freshening of deep waters are observed, which is associated with the melting of the Greenland ice sheet, transport of fresher waters from the Arctic Ocean, and deepening of these cold and fresher waters into the deeper layers. Composite analysis of the zonally averaged temperature and salinity anomalies of the North Atlantic waters after removing the trends showed that in the warm AMO periods warming and salinization of waters are observed in the upper 1-km layer of the North Atlantic when compared to the cold periods based both on the EN4 and WOA2013 data. Below the 1-km layer, significant regions of cooling and freshening are observed; this distribution is more pronounced in the EN4 data. Analysis of the dynamics of zonally averaged temperature and salinity anomalies in the successive periods associated with the temporal variability of the AMO index revealed that these anomalies propagate along the zonally averaged meridional thermohaline circulation. To show this using the Institute of Numerical Mathematics Ocean Model (INMOM), the stream function of the Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) was simulated. It is shown that positive and negative anomalies of both temperature and salinity circulate along the water motion in the AMOC around its core, descending down into the deep ocean layers approximately at 60° N and ascending to the surface at 25° N, replacing each other with a period of about 60 years. It can be assumed that due to this process both the warm and cold phases of the AMO are formed.

Keywords: Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO), North Atlantic, thermohaline circulation, climate.