

УДК 551.465

О МЕХАНИЗМАХ ИЗМЕНЧИВОСТИ АТЛАНТИЧЕСКОЙ МЕРИДИОНАЛЬНОЙ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ (АМОЦ)

© 2021 г. Д. А. Кузнецова¹, И. Л. Башмачников^{1, 2, *}¹Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия²Научный фонд “Международный центр по окружающей среде
и дистанционному зондированию имени Нансена”,
Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: i.bashmachnikov@spbu.ru

Поступила в редакцию 16.04.2021 г.

После доработки 12.05.2021 г.

Принята к публикации 17.08.2021 г.

В статье исследуется связь долгопериодной изменчивости Атлантической меридиональной океанической циркуляции (АМОЦ) с изменчивостью интенсивности глубокой конвекции в морях Гренландском, Лабрадор и Ирмингера, а также с изменчивостью интенсивности ветрового апвеллинга в Южном океане. Для решения этой задачи временной ряд АМОЦ был продлен до 1950-х гг. с помощью ансамблевого индекса АМОЦ. Временная изменчивость интенсивности конвективного перемешивания на исследуемом 60-летнем (1950–2016 гг.) временном интервале оценивались по индексам глубокой конвекции, а апвеллинга в Южном океане – по средней интенсивности дивергенции экмановских потоков. Степень вклада каждого из этих процессов оценивалась с помощью кросс-корреляционного анализа и методом множественной регрессии. Согласно полученным результатам, в течение последних десятилетий основной вклад в изменчивость АМОЦ в северной Атлантике вносили глубокая конвекция в море Ирмингера и апвеллинг в Южном океане. При этом межгодовая изменчивость интенсивности конвекции в море Ирмингера оказывала наибольшее влияние на наблюдаемую изменчивость АМОЦ.

Ключевые слова: Атлантическая меридиональная океаническая циркуляция, северная Атлантика, глубокая конвекция, апвеллинг в Южном океане

DOI: 10.31857/S0030157421060071

ВВЕДЕНИЕ

В конце 1960-х гг. Г. Стоммелом была предложена схема глубинной циркуляции, движимой градиентом плотности между тропическими и субполярными водами, который формируется за счет опускания холодных вод в районах глубокой конвекции в полярных широтах и вертикальным турбулентным потоком тепла в тропических широтах, определяющим возвратный подъем вод [55]. Дополненная позднее в работах [7, 16, 17], эта схема описывает связанные ячейки разнонаправленного зонально интегрированного адвективного переноса в глубинных и поверхностных слоях океана, которые могут быть объединены в ячейки глобальной океанической циркуляции (глобального океанического конвейера). Верхняя ячейка глобального океанического конвейера охватывает верхний 4000-м слой океана. Поверхностные воды, достигая полярных широт, опускаются на значительную глубину в областях глубокой конвекции, возникающей в нескольких районах северной Атлантики и Северо-Европейского бас-

сейна в зимне-весенний период, когда отмечается наиболее высокая потеря тепла поверхностью моря. Далее, на глубинах 1000–4000 м, эти воды распространяются в Южную Атлантику и по всему Мировому океану, формируя нижнюю ветвь верхней ячейки глобального океанического конвейера [16–18, 22, 31, 38, 60]. В процессе распространения происходит обмен между верхней и нижней (глубже 4000 м) ячейками конвейера, существенную роль в котором играют тропические районы Мирового океана и Южный океан [16–18, 22, 31, 38, 60].

В схеме, предложенной Стоммелом [55], основным механизмом, приводящим конвейер в движение, является глубокая конвекция в субполярных широтах северной Атлантики и Северо-Европейского бассейна Северного Ледовитого океана. Согласно этой схеме, распределенный возвратный подъем глубинных вод к поверхности в тропических областях пассивно реагирует на изменение интенсивности конвейера, стабилизируя систему [34]. Впоследствии, на основе

изучения вертикальных потоков радиоуглерода, было установлено, что происходящий в результате вертикального турбулентного диапикнического перемешивания суммарный апвеллинг глубинных водных масс недостаточен для поддержания наблюдаемой интенсивности конвейера, составляющей в Атлантическом океане 15–20 Sv (1 Свдруп = $10^6 \text{ м}^3 \text{ с}^{-1}$) [28, 51, 57]. Этот результат был подтвержден последующими прямыми расчетами интенсивности диапикнического перемешивания [34]. В качестве альтернативы в работе [57] было сделано предположение, что подъем вод также формируется за счет ветрового апвеллинга в Южном океане. Меридиональный градиент сильных западных циркумполярных ветров над Южным океаном приводит к дивергенции экмановских потоков, что и вызывает подъем глубинных вод. Значительный объем вод достигает поверхности непосредственно в атлантическом секторе Антарктического циркумполярного течения [57]. Другая часть глубинных вод, на пути к поверхности, проходит через систему течений в Тихом и Индийском океанах и, в конечном итоге, тоже достигает поверхности моря в Южном океане [6, 38, 39, 60]. Попадая в Южную Атлантику, эти воды, через ряд поверхностных рециркуляций, переносятся на север, достигая районов формирования глубинных вод.

Выделяемые в настоящее время два основных типа внешних форсингов, глубокая конвекция в северной Атлантике и апвеллинг в Южном океане позволяют, с некоторой долей условности, выделить квазизамкнутую ячейку глобального конвейера, куда входят только Атлантический и Южный океаны (см. обзоры [18, 30]). Эта ячейка была названа Атлантической меридиональной океанической циркуляцией (АМОЦ). Результаты анализа чувствительности интенсивности АМОЦ к локальной изменчивости пресного баланса, по результатам анализа данных моделей совместной динамики океана и атмосферы, показывают относительную обособленность динамики АМОЦ, по крайней мере, на временных масштабах от десятков до первых сотен лет [47, 58]. Модельные оценки также свидетельствуют о высокой меридиональной связанности изменчивости АМОЦ на декадных и больших временных масштабах в Атлантике [41, 50, 51, 61]. Интенсивность Атлантической Меридиональной Океанической Циркуляции меняется в широком диапазоне временных масштабов, в том числе обнаруживая существенную межгодовую и междекадную изменчивость [36].

АМОЦ играет важную роль в формировании долгопериодной изменчивости климата Северного полушария. На АМОЦ приходится примерно четверть суммарного океанического и атмосферного переносов тепла в полярные районы Северного полушария [18]. Изменения климата в прошлом, такие как смена межледниковых и лед-

никовых периодов, по климатическим меркам происходили достаточно быстро. Многие исследователи связывают такую изменчивость с замедлением АМОЦ вплоть до ее полной остановки [18, 23, 35]. Климатические модели взаимодействия океана и атмосферы прогнозируют уменьшение переноса АМОЦ в этом столетии в среднем на 25%, при достаточно широком разбросе прогнозных значений — от 0 до 50%. Разброс результатов моделирования может быть связан с недостаточным пространственным разрешением моделей, где явно не разрешается ряд процессов, играющих важную роль в динамике АМОЦ. Так, например, в большинстве моделей явно не воспроизводятся механизмы глубокой конвекции и океанического вихревого переноса [54].

В настоящее время нет консенсуса об относительной важности различных механизмов контроля интенсивности АМОЦ. Как изменчивость глубокой конвекции в северной Атлантике, так и изменчивость интенсивности апвеллинга в Южном океане могут вносить существенный вклад в динамику АМОЦ [18, 33]. Остается предметом дискуссий и относительный вклад различных районов глубокой конвекции в изменчивость интенсивности АМОЦ. Так, авторы [20] утверждают, что изменчивость интенсивности АМОЦ в северной Атлантике определяется изменчивостью интенсивности глубокой конвекции в Гренландском море, тогда как авторы [10, 37, 43] считают, что основную роль здесь играет море Ирмингера. Ранее в научной литературе некоторые исследователи высказывали предположения о значительной роли в изменчивости АМОЦ глубокой конвекции в море Лабрадор [37, 48, 56], тогда как другие заключали, что этот процесс практически не оказывает влияния на АМОЦ [14, 44]. При этом большинство исследователей полагают, что интенсивность подъема вод в результате вертикального диапикнического перемешивания в тропиках пассивно реагирует на изменчивость перечисленных выше процессов и не является самостоятельным агентом изменчивости АМОЦ [55, 60].

В настоящей работе, на основе анализа данных за последние 60 лет, исследуется степень взаимосвязи междекадной изменчивости АМОЦ с основными предполагаемыми факторами этой изменчивости: ветровым апвеллингом в Южном океане и глубокой конвекцией в морях Гренландском, Лабрадор и Ирмингера.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В своей работе мы рассматриваем только верхнюю ячейку АМОЦ. Интенсивность верхней ветви этой ячейки оценивается через интегральный (по зональным трансокеаническим разрезам) расход поверхностных вод, движущихся на север [31]. Граница между этим поверхностным

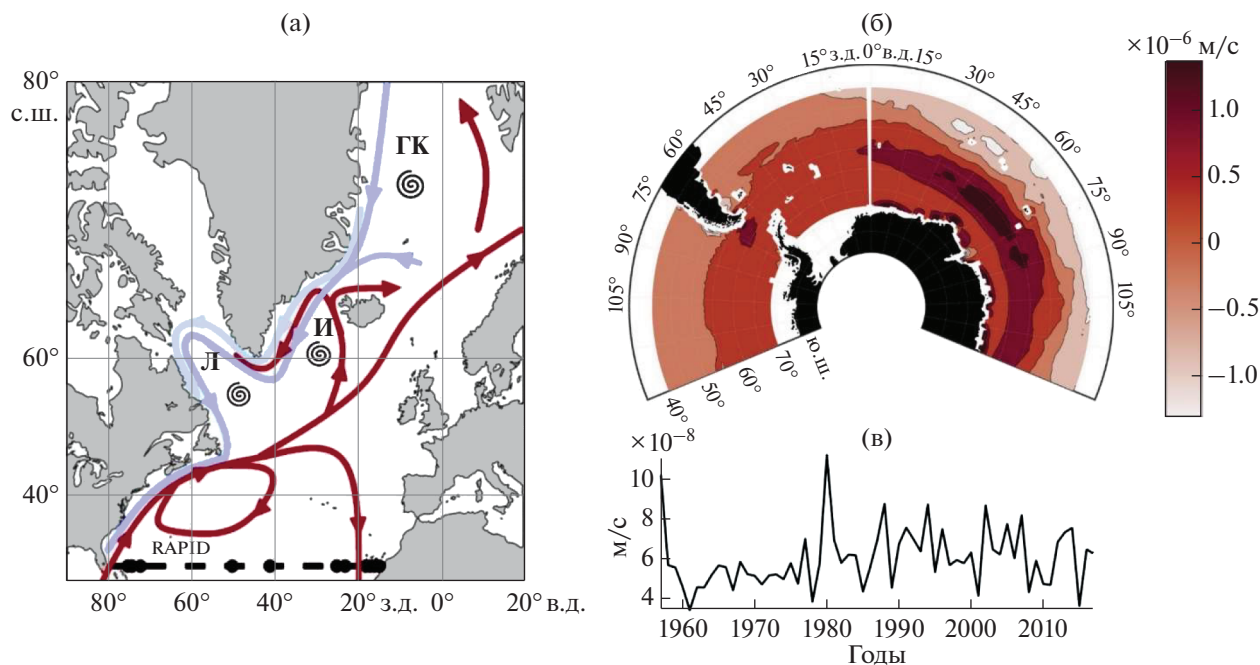


Рис. 1. (а) – Схема верхней ячейки АМОЦ в северной Атлантике. Районы морей Лабрадор, Ирмингера и Гренландского, где наблюдалось частое развитие глубокой конвекции, выделены спиралями (согласно [2, 37]). ГК – Гренландская котловина, И – море Ирмингера, Л – море Лабрадор. (б) – Дивергенция полных экмановских потоков (м/с), осредненная за 1957–2017 гг. (по данным реанализов ERA-Interim и ERA-40). Положительный знак указывает на дивергенцию экмановских потоков (апвеллинг), отрицательный – на конвергенцию (даунвеллинг). (в) – Временной ряд интенсивности апвеллинга (результата дивергенции экмановских потоков), среднего по области между 40° и 70° ю.ш. (м/с).

переносом и глубинным переносом на юг (прежде всего, с Глубинным западным пограничным течением) определяется глубиной смены знака зонально интегрированного переноса на противоположный. Согласно наиболее длинному ряду прямых непрерывных измерений расхода АМОЦ массива RAPID на 26.5° с.ш. (с 2004 г. по настоящее время, <https://www.rapid.ac.uk/rapidmoc/overview.php>), эта граница находится на глубине около 1000 м [40]. Выбор местоположения разреза RAPID (рис. 1а) связан с несколькими факторами. Прежде всего, этот разрез близок к району максимального расхода АМОЦ [31]. Полученные здесь данные сравнимы с интенсивностью АМОЦ, определяемой по результатам анализа гидродинамических моделей, где за интенсивность АМОЦ принимается максимальное значение интегрального переноса по всем зональным разрезам через Атлантический океан. На 26.5° с.ш. поверхностный перенос АМОЦ представляет собой сумму (с учетом направления переноса) расходов экмановского переноса, Гольфстрима и возвратного потока субтропического круговорота. Топографические захваченные поверхностные и глубинные пограничные течения здесь имеют сравнительно небольшую ширину, что облегчает прямые измерения расходов на сериях буйковых станций [31]. Буйковые станции

имеются на обеих границах бассейна, а также по обе стороны Срединно-Атлантического хребта. Кроме того, расход Гольфстрима на этой широте непрерывно фиксируется путем анализа напряжения на концах телефонного кабеля во Флоридском проливе с 1982 г., причем результаты регулярно калибруются прямыми наблюдениями [37, 46]. Кроме прямых измерений скорости течения, геострофические бароклинные и баротропные течения рассчитываются по данным гидрологических разрезов и по градиентам уровня моря, измеряемым придонными датчиками давления [31].

Данные RAPID позволяют оценить изменчивость АМОЦ за последние 15 лет. Для определения интенсивности АМОЦ до 2004 г. было разработано несколько индексов, основанных на анализе связи пространственного распределения температуры и солёности с интенсивностью АМОЦ, а также представлений о характере связанного с АМОЦ переноса аномалий тепла и соли [19, 21]. Все индексы привязаны к изменчивости АМОЦ на широте разреза RAPID. Нами были рассчитаны солёностные индексы интенсивности АМОЦ, предложенные в [21], которые вычисляются как средняя солёность Атлантического океана на 45°–65° с.ш., в слое 0–1500 м. Для этого использовались базы натуральных данных ISHII (среднемесячные 3-мерные поля солёности по данным *in situ*,

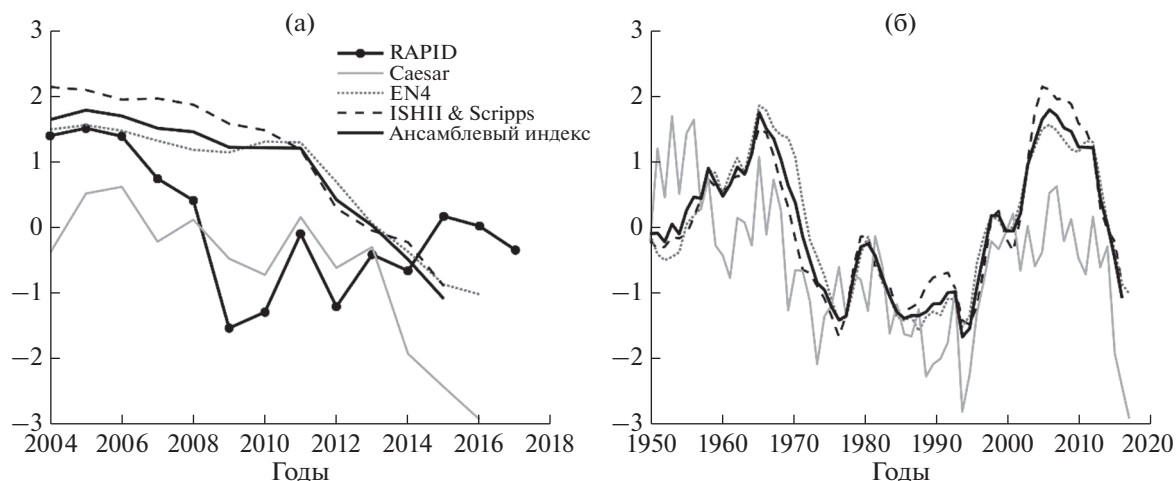


Рис. 2. (а) – Межгодовая изменчивость интенсивности АМОЦ по данным RAPID и индексов АМОЦ с 2004 г.; (б) – межгодовая изменчивость индексов АМОЦ с 1950 г., а также ансамблевого индекса АМОЦ (жирная черная линия), сглаженных фильтром Савицкого-Голея второго порядка с окном 11 лет.

1945–2012 гг., <http://rda.ucar.edu/datasets/ds285.3/>), Scripps (среднемесячные 3-мерные поля солёности по данным поплавков Argo, с 2004 г. по настоящее время, http://www.argo.ucsd.edu/Gridded_fields.html) и EN4 (среднемесячные 3-мерные поля солёности и температуры по данным *in situ*, 1950–2016 гг., <https://www.metoffice.gov.uk/hadobs/en4/>) (рис. 2: индексы ISHII & Scripps и EN4). По данным EN4 был также рассчитан температурный индекс, предложенный в [19] (рис. 2: индекс Caesar), который определялся как разница между температурой поверхности океана Субполярного круговорота (моря Лабрадор и Ирмингера) и средней глобальной температурой поверхности океана.

Межгодовая изменчивость интенсивности глубокой конвекции с 1950 г. оценивалась с помощью индексов глубокой конвекции, ранее полученных авторами в работах [1–3, 12]. Для расчета этих индексов были взяты интерполированные на регулярную сетку массивы EN4. Для каждой из областей наиболее частого развития глубокой конвекции (рис. 1а) по вертикальным профилям различных характеристик вод оценивалось среднее процентное содержание водных масс, формирующихся в бассейне в результате глубокой конвекции (согласно методике [58]). Межгодовая изменчивость полученного индекса показала высокую корреляцию с изменчивостью глубины перемешанного слоя в морях Гренландском, Ирмингера и Лабрадор [12]. Сравнение с данными наблюдений проводилось с 1993 по 2016 гг., когда количество профилей в зимний период было достаточным для достоверного определения максимальной глубины конвекции (см. [24]).

Общая интенсивность апвеллинга в Южном океане оценивалась через дивергенцию инте-

гральных по глубине экмановских потоков:

$$\operatorname{div} U = \frac{-1}{f\rho} \left(\frac{\partial \tau_y}{\partial x} - \frac{\partial \tau_x}{\partial y} \right),$$

где U – вектор полного потока экмановского переноса, τ_x , τ_y – составляющие ротора тангенциального напряжения ветра, f – параметр Кориолиса, ρ – средняя плотность воды. С 1957 по 1978 гг. использовались данные приводной скорости ветра реанализа ERA-40

(<https://www.ecmwf.int/node/10595>), а с 1979 г. – реанализа ERA-Interim (<https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era-interim>), с пространственным разрешением $0.75^\circ \times 0.75^\circ$. Оба реанализа показали, что основные области апвеллинга в Южном океане заключены в полосе 50° – 70° ю.ш. (рис. 1б, 1в). Наиболее интенсивный апвеллинг наблюдается в индийском секторе Южного океана, что совпадает с результатами [6, 39].

Модельные исследования и спутниковые наблюдения уровня показывают, что широтная связанность верхней ветви АМОЦ в северной Атлантике достаточно четко проявляется начиная с междекадных временных масштабов, в отличие от более краткосрочной изменчивости АМОЦ, которая определяется локальными атмосферными воздействиями [18, 32, 50, 51]. Поэтому в данной работе исследовалась только междекадная изменчивость АМОЦ. Для выделения этой долгопериодной составляющей временные ряды были сглажены фильтром Савицкого-Голея [27]. Нами был использован фильтр второго порядка (т.е. исходный ряд в окрестности каждого измерения аппроксимируется многочленом второй степени) с окном 11 лет. Такой фильтр позволяет эффективно фильтровать шумовую составляющую, сохраняя пиковые значения экстремумов долгопериодной изменчивости [42].

РЕЗУЛЬТАТЫ

Межгодовая изменчивость АМОЦ с 1950 г. Сравнение переноса АМОЦ по наблюдениям на сети буйковых станций RAPID с реконструкциями переноса АМОЦ в численных моделях показало высокие корреляции между ними, что подтверждает корректность выбора схемы натуральных наблюдений (см. [29, 31, 38, 46]). Методика расчета интегрального переноса подразумевает, что расход верхней ветви АМОЦ полностью компенсируется расходом нижней ветви АМОЦ. Полученный по данным RAPID средний расход верхней ветви АМОЦ (2004–2018 гг.) равнялся 17.7 ± 2.4 Св, а нижней — 18.4 ± 2.2 Св. Различие между средними расходами верхней и нижней ветвей АМОЦ существенно меньше ошибок средних значений. Коэффициент корреляции между этими двумя ветвями АМОЦ составляет -0.99 .

В связи с ограниченностью во времени прямых наблюдений АМОЦ на разрезе RAPID, анализ долгопериодной климатической изменчивости АМОЦ проводился по индексам АМОЦ (см. раздел МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ). Все рассчитанные индексы отражают наблюдаемую долгопериодную изменчивость АМОЦ после 2004 г. (рис. 2а), что подтверждается значимыми положительными корреляциями различных индексов с расходом верхней ветви АМОЦ по данным RAPID (коэффициенты корреляции — от 0.55 до 0.75). Уменьшение индексов АМОЦ с 1950-х до 1990-х гг. и их дальнейший рост в 2000-х гг. (рис. 2б) соответствуют данным независимых наблюдений (см. рис. 5 в [45]). Аналогичная изменчивость (с несколько меньшим разбросом значений) наблюдается у индекса, рассчитанного в [53] по аномалиям температуры поверхности моря и аномалиям уровня моря в южной части северной Атлантики.

За период с 1950 г. все индексы показывают схожую долгопериодную изменчивость (рис. 2б). Далее в работе мы используем ансамблевый индекс (в дальнейшем — индекс АМОЦ), полученный осреднением всех рассчитанных выше индексов. Такой метод позволяет уменьшить погрешность каждого отдельного индекса, которая является следствием возможного влияния на его изменчивость комплексов факторов, не связанных с изменчивостью исследуемого явления [25, 26]. Максимальная корреляция индекса АМОЦ и расхода АМОЦ по данным RAPID равнялась 0.74 при времени задержки индекса на 2 года. Временной лаг индекса соответствует предыдущим результатам, где отмечено, что задержка между расходом RAPID и аномалиями, по которым рассчитывались используемые индексы АМОЦ, может составить несколько лет [18, 63].

Факторы, определяющие долгопериодную изменчивость АМОЦ. В этом разделе проведен анализ взаимосвязи междекадной изменчивости АМОЦ

с возможными механизмами контроля: с глубокой конвекцией в морях Гренландском, Лабрадор и Ирмингера, а также с интенсивностью апвеллинга в Южном океане. При анализе вклада каждого отдельного фактора в вероятный контроль АМОЦ учитывался возможный временной лаг между изменчивостью исследуемого фактора и наблюдаемой изменчивостью АМОЦ. Используемый индекс АМОЦ привязан к изменчивости АМОЦ на широте наблюдений массива RAPID, т.е., прежде всего, отражает изменчивость АМОЦ на 26.5° с.ш. Временной лаг между усилением конвекции в субполярных морях и возможной интенсификацией конвейера АМОЦ на 26.5° с.ш. определяется временем распространения сигнала от области конвекции по всему субполярному бассейну и далее по северной Атлантике. Если баротропная составляющая такого сигнала достигает широты разреза RAPID в течение нескольких месяцев, то распространение бароклинной составляющей занимает годы—первые десятки лет [30, 49]. То же самое касается изменчивости АМОЦ, связанной с изменчивостью интенсивности апвеллинга в Южном океане.

Для определения степени взаимосвязи при различных интервалах запаздывания отклика АМОЦ был проведен кросс-корреляционный анализ. Наличие и характер взаимосвязи определялись по наличию значимых положительных коэффициентов корреляции (рис. 3), т.к. ожидается, что усиление интенсивности глубокой конвекции (или апвеллинга) приведет к усилению интенсивности АМОЦ. Временная задержка сигнала определялась по лагу максимального положительного коэффициента кросс-корреляции (табл. 1). Графики показывают, что значимый отклик АМОЦ иногда имеет выраженный пик (рис. 3б, 3в), а иногда максимум кросс-корреляционной функции размыт по некоторому диапазону временных лагов (рис. 3а, 3г). Последнее говорит либо о возможной нелинейной связи, либо о наличии нескольких примерно равнозначных механизмов взаимосвязи с различным временным откликом, либо о параллельном влиянии других факторов на изменчивость АМОЦ.

Кросс-корреляции показывают вероятное наличие связи ансамблевого индекса АМОЦ с каждым из предполагаемых факторов контроля. Наиболее тесная связь наблюдается с интенсивностью конвекции в Гренландском море (коэффициент корреляции 0.8), однако отрицательный лаг при этом пике (-4 года, рис. 3в и табл. 1) говорит скорее о влиянии АМОЦ на глубокую конвекцию в Гренландском море на декадных временных масштабах, а не наоборот. Эти результаты подтверждаются недавними исследованиями о доминирующем влиянии межгодовой изменчивости адвекции атлантических вод на изменчивость стратификации Северо-Европейского бассейна и далее

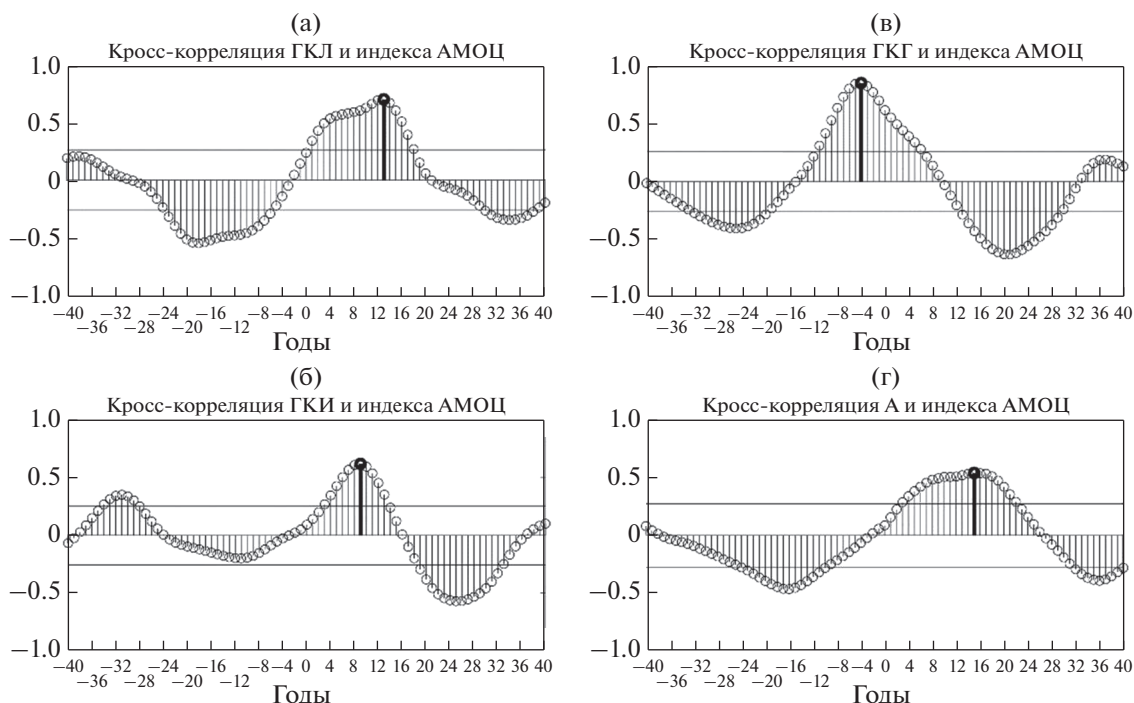


Рис. 3. Кросс-корреляционная функция индекса АМОЦ и предполагаемых механизмов контроля: (а) – интенсивности глубокой конвекции в море Лабрадор (ГКЛ), (б) – интенсивности глубокой конвекции в море Ирмингера (ГКИ), (в) – интенсивности глубокой конвекции в Гренландском море (ГКГ), (г) – интенсивности интегрального апвеллинга в Южном океане (А). Положительный лаг указывает на запаздывание отклика АМОЦ относительно исследуемого фактора изменчивости. Доверительные интервалы (горизонтальные линии) приведены для 95% уровня значимости.

Гренландского моря, а также на интенсивность конвекции в Гренландском море [13, 15, 52].

Значимые положительные коэффициенты корреляции индекса АМОЦ и глубокой конвекции в море Лабрадор наблюдаются при запаздывании изменчивости АМОЦ на 4–16 лет при максимальном значении 0.7 для лага 13 лет (рис. 3а и табл. 1). Последнее значение соответствует оценке времени распространения лабрадорских вод от областей конвекции по всему морю Лабрадор и далее с Глубинным западным пограничным течением на юг, до тропических широт, где расположен разрез RAPID [49].

Наблюдается достаточно выраженный значимый положительный отклик индекса АМОЦ и на изменчивость глубокой конвекции в море Ир-

мингера, причем для сравнительно узкого интервала положительных лагов (6–11 лет). Максимальное значение коэффициента кросс-корреляции составляет 0.6 при лаге 9 лет (рис. 3б и табл. 1). Более быстрый и выраженный отклик, по сравнению с глубокой конвекцией в море Лабрадор, может указывать на то, что промежуточная водная масса, сформированная в море Ирмингера, быстрее попадает в открытую часть Атлантического бассейна. Возможное наложение эффекта квази-синхронной изменчивости глубокой конвекции в море Ирмингера и в море Лабрадор [11, 43], а также смешение этих вод при формировании уходящей на юг лабрадорской водной массы [5] ведут к размыванию связи АМОЦ и интенсивности конвекции в море Лабрадор. Наибольшие положительные корреляции индекса АМОЦ с апвеллингом в

Таблица 1. Максимальные коэффициенты кросс-корреляции интенсивности АМОЦ и интенсивности глубокой конвекции (ГК)/апвеллинга и соответствующие временные лаги (годы)

Механизм	Коэффициент корреляции	Временной лаг (годы)
ГК в море Лабрадор (ГКЛ)	0.7	13
ГК в море Ирмингера (ГКИ)	0.6	9
ГК в Гренландском море (ГКГ)	0.8	–4
Апвеллинг в Южном океане (А)	0.5	15

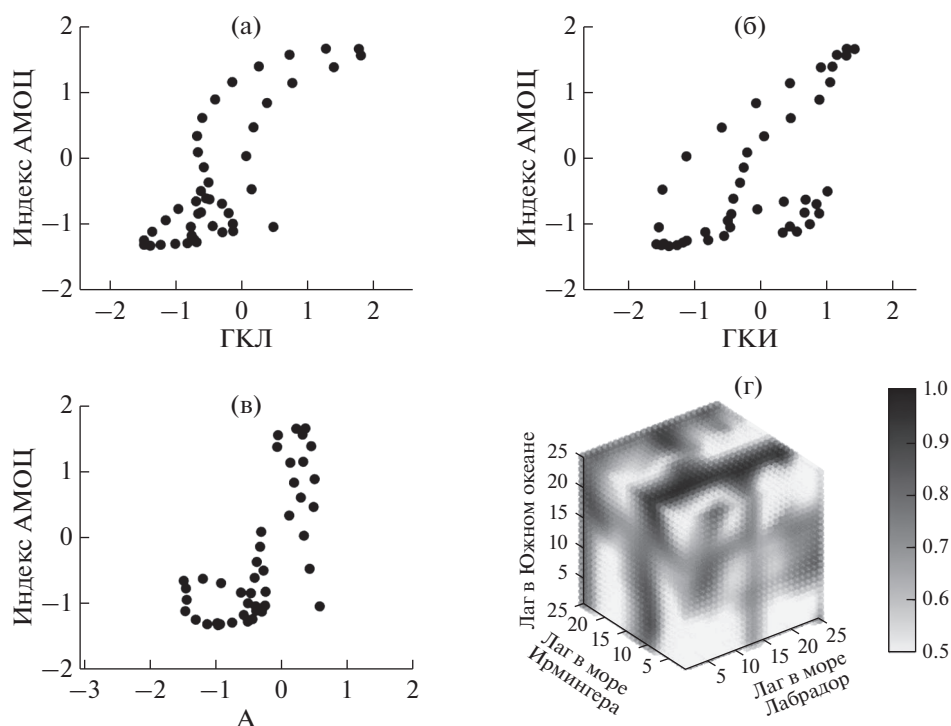


Рис. 4. (а–в) – Диаграммы рассеяния индекса АМОЦ и предполагаемых механизмов контроля: (а) – индекса интенсивности конвекции в море Лабрадор, (б) – индекса интенсивности конвекции в море Ирмингера, (в) – нормированной интегральной интенсивности апвеллинга в Южном океане. (г) – Коэффициенты детерминации регрессионной модели индекса АМОЦ при разных временных лагах (годы) относительно значений предикторов. Положительные значения лагов говорят о задержке изменения интенсивности АМОЦ относительно изменения значения предиктора.

Южном океане были получены при лагах 10–20 лет (рис. 3г). Максимальное значение коэффициента кросс-корреляции (0.5) достигается при лаге 15 лет (табл. 1).

Результаты проведенного нами кросс-корреляционного анализа позволяют предположить, что интенсивность глубокой конвекции в морях Субполярного круговорота (Лабрадор и Ирмингера) является более эффективным механизмом контроля долгопериодной изменчивости АМОЦ в северной Атлантике по сравнению с апвеллингом в Южном океане, по крайней мере, на десятилетних временных масштабах. Для анализа относительного вклада каждого механизма в изменчивость АМОЦ был проведен регрессионный анализ согласно методике [4]. Учитывая предшествующий вывод об отсутствии выраженного влияния интенсивности глубокой конвекции в Гренландском море на интенсивность АМОЦ, индекс конвекции в Гренландском море далее не использовался. Вид диаграмм рассеяния (рис. 4а–4в) и высокие коэффициенты линейной корреляции параметров позволяют аппроксимировать зависимость интенсивности АМОЦ от интенсивности глубокой конвекции или апвеллинга линейной регрессионной моделью. В то же время, в фазовом пространстве параметров (рис. 4а–4в)

наблюдаются цикличности, которые могут говорить о наличии механизмов обратных связей между параметрами. В качестве базовой модели использовалось линейное уравнение регрессии при сдвиге временных рядов на лаг, соответствующий максимальному коэффициенту кросс-корреляции. Анализ чувствительности регрессионной модели к изменчивости временных лагов проводился путем последовательного перебора различных временных лагов каждого из предикторов модели (независимые переменные) в пределах, ограниченных высокими значениями коэффициентов кросс-корреляции между этими предикторами и предиктантом (искомая функция). Из интервала лагов (рис. 4г) выбор оптимального времени задержки сигнала АМОЦ относительно каждого из предиктантов определялся максимальным коэффициентом детерминации, а при близких по значению коэффициентах детерминации – минимальной дисперсией остатков (табл. 2). Результаты показали устойчивость параметров регрессионной модели к наличию пропусков отрезков исходного ряда (рис. 5).

Результаты регрессионного анализа, в целом, неплохо соответствуют результатам кросс-корреляционного анализа (табл. 1 и 2). Оптимальная задержка изменчивости АМОЦ относительно ин-

Таблица 2. Статистические характеристики регрессионной модели при разных лагах предикторов (в годах): ГКЛ – интенсивность глубокой конвекции в море Лабрадор, ГКИ – интенсивность глубокой конвекции в море Ирмингера, А – интенсивность апвеллинга в Южном океане. Показан только диапазон лагов предикторов, для которых модель дает высокие коэффициенты детерминации. Темно-серым цветом отмечены строки с максимальными коэффициентами детерминации (R^2) при малой дисперсии остатков (ДО)

лаг ГКЛ	лаг ГКИ	лаг А	ГКЛ	ГКИ	А	R^2	ДО
2.00	9.00	25.00	0.06	0.68	0.40	0.96	0.10
3.00	9.00	24.00	0.11	0.63	0.38	0.95	0.09
3.00	9.00	25.00	0.11	0.66	0.40	0.96	0.24
4.00	9.00	24.00	0.14	0.62	0.36	0.96	0.09
4.00	9.00	25.00	0.14	0.64	0.38	0.97	0.09
5.00	9.00	24.00	0.15	0.63	0.34	0.96	0.10
5.00	9.00	25.00	0.16	0.64	0.36	0.97	0.11
6.00	9.00	24.00	0.15	0.64	0.32	0.96	0.19
6.00	9.00	25.00	0.15	0.65	0.34	0.97	0.18
6.00	10.00	25.00	0.18	0.68	0.16	0.95	0.11
7.00	9.00	24.00	0.13	0.65	0.30	0.96	0.11
7.00	9.00	25.00	0.13	0.66	0.32	0.96	0.11
7.00	10.00	25.00	0.19	0.69	0.13	0.96	0.18
8.00	9.00	24.00	0.11	0.66	0.30	0.95	0.16
8.00	9.00	25.00	0.10	0.68	0.33	0.96	0.13
8.00	10.00	25.00	0.20	0.69	0.09	0.96	0.12
9.00	9.00	24.00	0.08	0.66	0.31	0.95	0.21
9.00	9.00	25.00	0.06	0.69	0.35	0.95	0.34

тенсивности глубокой конвекции в море Ирмингера составляет 9 лет, что совпадает со значением лага для максимального коэффициента кросс-корреляции. В уравнении множественной регрессии наибольшее значение коэффициента при слагаемом, характеризующем глубокую конвекцию в море Лабрадор, получено при запаздывании изменчивости АМОЦ на 2–9 лет. Время задержки изменчивости АМОЦ относительно интенсивности апвеллинга в Южном океане составляет 24–25 лет. Единственно это значение существенно отличается от лага, полученного при парном кросс-корреляционном анализе. Максимальный коэффициент детерминации (0.97) при минимальной дисперсии остатков (табл. 2) достигается при следующих параметрах регрессионной модели:

$$I_{\text{АМОЦ}}(t) = 0.14 \cdot \text{ГКЛ}(t-4) + 0.64 \cdot \text{ГКИ}(t-9) + 0.38 \cdot \text{А}(t-25), \quad (1)$$

где t – время (годы), $I_{\text{АМОЦ}}$ – индекс АМОЦ, ГКЛ – индекс интенсивности глубокой конвекции в море Лабрадор, ГКИ – индекс интенсивности глубокой конвекции в море Ирмингера, А – интенсивность апвеллинга в Южном океане.

При ограничении коэффициентов детерминации регрессионной модели минимальным значением 0.95 пределы изменчивости коэффи-

циента регрессии для глубокой конвекции в море Ирмингера составляют 0.62–0.69. Коэффициент регрессии для апвеллинга в Южном океане составляет примерно половину от вклада конвекции в море Ирмингера и, при подавляющем большинстве лагов, колеблется в пределах 0.30–0.40. Коэффициент регрессии для глубокой конвекции в море Лабрадор низок и меняется в пределах 0.06–0.20.

Для глубокой конвекции в море Ирмингера не было получено значимой корреляции с остальными предикторами. Значение же регрессионного коэффициента при глубокой конвекции в море Лабрадор могло быть искажено (см. [4]) в связи с перераспределением весов коэффициентов регрессии из-за невысокой, но значимой коррелированности интенсивности глубокой конвекции в море Лабрадор и апвеллинга в Южном океане (коэффициент корреляции – 0.4). С этим также могла быть связана разница диапазонов оптимальных лагов между взаимной изменчивостью интенсивности апвеллинга в Южном океане и интенсивности АМОЦ при парной корреляции параметров и в модели множественной регрессии. Возможное занижение моделью влияния глубокой конвекции в море Лабрадор на АМОЦ дополнительно исследовалось с помощью ридж-регрессии, которую рекомендуют использовать

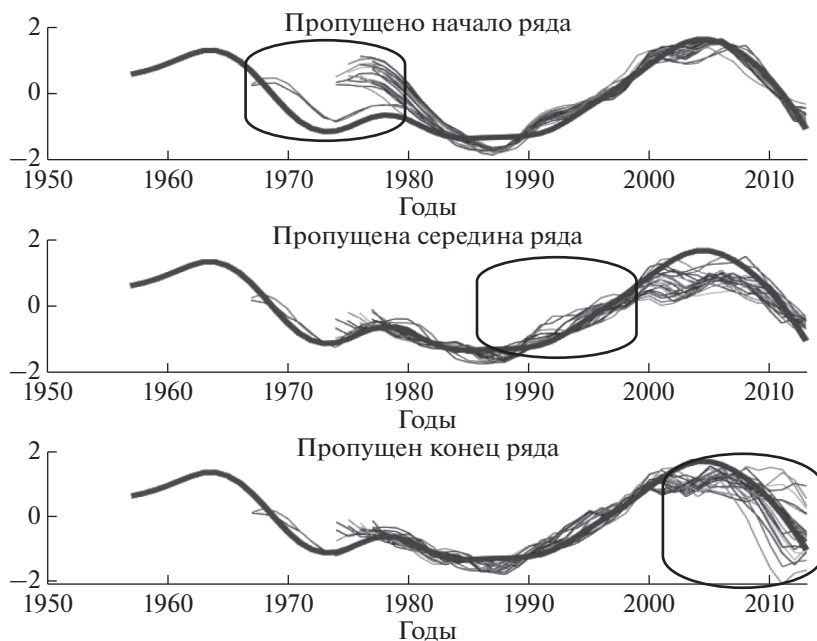


Рис. 5. Ансамблевый индекс АМОЦ (жирная линия) и смоделированный индекс АМОЦ при расчете регрессии для временного ряда с пропущенными значениями. Средний квадрат разности между результатом регрессионной модели и исходным рядом представлен в графе “ДО” в табл. 2.

при коррелированности предикторов модели. В ридж-регрессии накладываются ограничения на значения коэффициентов регрессии путем минимизирования функционала, в который добавлены дополнительные весовые функции, пропорциональные произведению квадратов коэффициентов регрессии на параметр “штрафа” (см. подробнее в [4]). Учет “штрафа” снижает возможную неустойчивость коэффициентов коррелированных предикторов модели. Однако и в ридж-регрессии коэффициент регрессии при интенсивности глубокой конвекции в море Лабрадор не превышал 0.17.

Анализ устойчивости связи АМОЦ с каждым из предикторов проверялся также методом поша-

говой множественной регрессии (табл. 3). Результаты показали, что при использовании в качестве предиктора интенсивности глубокой конвекции в море Лабрадор, как отдельно, так и в сочетании с апвеллингом в Южном океане, коэффициент детерминации регрессионной модели, при оптимальных временных лагах, составляет около 0.5. При использовании в качестве предиктора только интенсивности глубокой конвекции в море Ирмингера коэффициент детерминации увеличивается до 0.83. При дальнейшем дополнении списка предикторов интенсивностью глубокой конвекции в море Лабрадор коэффициент детерминации повышается незначительно – до 0.89. Если же в список предикторов вводится интенсивность апвеллинга в Южном океане, то коэффи-

Таблица 3. Коэффициенты пошаговой множественной регрессионной модели АМОЦ и коэффициент детерминации при различных комбинациях предикторов

Регрессионная модель (предикторы)	Апвеллинг в Южном океане	Конвекция в море Ирмингера	Конвекция в море Лабрадор	Коэффициент детерминации (R^2)
№ 1 (Лабрадор)			0.66	0.47
№ 2 (Ирмингера–Лабрадор)		0.63	0.28	0.89
№ 3 (апвеллинг-Ирмингера–Лабрадор)	0.34	0.65	0.15	0.97
№ 4 (апвеллинг-Ирмингера)	0.39	0.71		0.95
№ 5 (Ирмингера)		0.75		0.83
№ 6 (апвеллинг-Лабрадор)	0.27		0.57	0.52

коэффициент детерминации вырастает до 0.95. Максимальный коэффициент детерминации достигается при использовании всех трех предикторов и составляет 0.97. Таким образом, изменчивость интенсивности глубокой конвекции в море Лабрадор характеризуется не более 20% изменчивости АМОЦ, а решающий вклад вносит конвекция в море Ирмингера.

ВЫВОДЫ И ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В нашей работе проведен анализ временной изменчивости АМОЦ и предполагаемых механизмов, контролирующих эту изменчивость: интенсивности глубокой конвекции в морях Лабрадор, Гренландском и Ирмингера, а также ветрового апвеллинга в Южном океане. Изменчивость исследовалась на характерных масштабах порядка десяти и более лет. Для решения этой задачи, в соответствии с работами [19, 21], временной ряд АМОЦ был продлен с помощью индексов назад до 1950 г. Результаты свидетельствуют о значительной междекадной изменчивости интенсивности АМОЦ.

Результаты кросс-корреляционного и регрессионного анализов свидетельствуют, что только два из предполагаемых механизмов контроля вносят значимый вклад в изменчивость АМОЦ в северной Атлантике — глубокая конвекция в море Ирмингера и ветровой апвеллинг в Южном океане. Причем влияние первого фактора примерно в два раза превосходит влияние второго. Дальнейший анализ показал устойчивость полученных результатов.

Гипотеза о ключевом влиянии глубокой конвекции в море Ирмингера на изменчивость интенсивности АМОЦ была впервые сформулирована в работе [37] (см. также [43]). Авторами [37] исследовались результаты почти 2 лет натурных наблюдений на 53° с.ш. Результаты показали, что именно изменчивость интенсивности формирования глубинных водных масс моря Ирмингера повлияла на интенсивность АМОЦ в исследуемый период, а формирование лабradorской водной массы практически не сказалось на АМОЦ. Наши результаты (формула (1)), полученные на несравнимо большем временном интервале, убедительно свидетельствуют о справедливости этой гипотезы.

Механизмы влияния на АМОЦ конвекции в море Ирмингера, которая развивается не столь интенсивно, как в море Лабрадор, пока не до конца ясны. На основании наблюдений характера распространения на юг аномалий температуры, солёности, биогенных веществ, концентрации хлорфторуглеродов некоторые исследователи указывали на доминирующий вклад лабradorской водной массы в изменчивость характеристик вод

Глубинного западного пограничного течения [25, 39]. Однако “лабradorские воды” на самом деле представляют собой смешение вод, сформированных как в результате конвекции в море Лабрадор, так и в море Ирмингера [5]. Более того, значительная часть сформированных в море Лабрадор глубинных вод, прежде чем уносится на юг Глубинным западным пограничным течением, рециркулирует в Субполярном круговороте, проходя через море Ирмингера [8, 49, 62]. На южной границе моря Лабрадор и в море Ирмингера эти воды модифицируются, что снижает непосредственное влияние глубокой конвекции в море Лабрадор на верхнюю ячейку АМОЦ. Помимо конвекции, роль моря Ирмингера может быть связана с механизмом формирования глубинных вод АМОЦ за счет увеличения плотности промежуточных вод Северо-Атлантического течения при их движении на запад через Исландскую котловину, хребет Рейкьянес и котловину моря Ирмингера [9, 10].

Нами также было показано, что изменчивость АМОЦ опережает изменчивость интенсивности конвекции в Гренландском море. Это позволяет предположить, что АМОЦ оказывает влияние на интенсивность конвекции в этом районе, а не наоборот (см. также [13]). Причиной относительно слабой обратной связи может служить относительно мелководность порогов Фареро-Шетландского и Датского проливов, где гренландская водная масса, распространяясь от мест своего формирования, активно перемешивается с приходящими с юга атлантическими водами. В самом деле, как было показано в модельном исследовании [11], многолетняя изменчивость характеристик и расхода глубинных вод через Датский пролив невелика. Это может сводить на нет сравнительно небольшую изменчивость термохалинных характеристик гренландских вод (связанную с изменчивостью интенсивности конвекции), а следовательно, и их влияние на изменчивость циркуляции глубинных вод южнее порогов.

Выбор предикторов проведенного нами статистического анализа связан с представлением об основных факторах изменчивости АМОЦ [33, 43, 57, 60], а также о доминирующем влиянии, по крайней мере, на междекадных временных масштабах, внутренних механизмов в системе Атлантический—Южный океаны на динамику АМОЦ по сравнению с факторами, определяющими интенсивность глобального конвейера в Тихом и Индийском океанах. Многочисленные рециркуляции и существенная роль вихревой динамики в распространении вод АМОЦ [36] должны приводить к снижению эффективности передачи бароклинных сигналов от удаленных источников. Об этом свидетельствуют и результаты модельных экспериментов [47, 59]. При этом на значительно больших временных масштабах, чем рас-

смотренные в этой статье, удаленные форсинги могут начинать играть определенную роль в динамике АМОЦ.

В работе также упомянуты далеко не все многочисленные процессы, участвующие в динамике АМОЦ в самой Атлантике. Акцент сделан на основных источниках энергии, приводящих конвейер в движение [60]. Вихревой перенос, медленное поднятие вод в тропических областях океана в результате диапикнического перемешивания и другие процессы, замыкающие локальные балансы массы в различных частях глобального океанического конвейера [6, 18, 38, 39], по нашему мнению, представляют собой вторичные распределенные процессы, имеющие подчиненный характер по сравнению с выделенными факторами. Существенным аргументом в пользу достоверности наших результатов служит и тот факт, что наблюдаемое время распространения аномалий глубинных вод от областей конвекции до широты наблюдений системы RAPID [30, 49] соответствует временным лагам, полученным нами в регрессионном анализе.

Несмотря на все приведенные выше аргументы, сложность циркуляции и множественность факторов, оказывающих влияние на интенсивность глобального конвейера, требует дальнейшего подробного исследования физических механизмов распространения сигнала от областей глубокой конвекции и апвеллинга по системе АМОЦ для более полной верификации полученных нами статистических взаимосвязей.

Источники финансирования. Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Санкт-Петербургского государственного университета № 75295423.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Башмачников И.Л., Федоров А.М., Весман А.В. Индексы межгодовой изменчивости глубокой конвекции в субполярных морях северной Атлантики и Северного Ледовитого океана // Материалы докладов “Моря России: наука, безопасность, ресурсы”. 2018. 24–28 сентября 2018, Севастополь. С. 211–212.
2. Башмачников И.Л., Федоров А.М., Весман А.В. и др. Термохалинная конвекция в субполярных морях Северной Атлантики и Северо-Европейского бассейна СЛО по спутниковым и натурным данным. Часть 1: локализация областей конвекции // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2018. Т. 15. № 7. С. 184–194.
3. Башмачников И.Л., Федоров А.М., Весман А.В. и др. Термохалинная конвекция в субполярных морях Северной Атлантики и Северо-Европейского бассейна СЛО по спутниковым и натурным данным. Часть 2: индексы интенсивности конвекции // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2019. Т. 16. № 1. С. 191–201.
4. Вучков И., Бояджиева Л., Солаков Е. Прикладной линейный регрессионный анализ / Пер. с болг. М.: Финансы и статистика, 1987. 239 с.
5. Гладышев С.В., Гладышев В.С., Фалина А.С. и др. Зимняя конвекция в море Ирмингера в 2004–2014 гг. // Океанология. 2016. Т. 56. № 3. С. 353–363.
6. Кошляков М.Н., Тараканов Р.Ю. Перенос воды через субантарктический фронт и глобальный океанский конвейер // Океанология. 2011. Т. 51. № 5. С. 773–787.
7. Ланно С.С. К вопросу о причинах адвекции тепла на север через экватор в Атлантическом океане // Исследование процессов взаимодействия океана и атмосферы. М.: Гидрометеиздат, 1984. С. 125–129.
8. Сарафанов А.А., Соков А.В., Фалина А.С. Потепление и осолонение Лабрадорской водной массы и глубинных вод в субполярной Северной Атлантике // Океанология. 2009. Т. 49. № 2. С. 209–221.
9. Сарафанов А.А., Фалина А.С., Соков А.В. Многолетние изменения характеристик и циркуляции глубинных вод на севере Атлантического океана: роль региональных и внешних факторов // Докл. АН. 2013. Т. 450. № 4. С. 470–473.
10. Фалина А.С., Сарафанов А.А. О формировании нижнего звена меридиональной термохалинной циркуляции вод Северной Атлантики // Докл. АН. 2015. Т. 461. № 6. С. 710–714.
11. Филошкин Б.Н., Мошонкин С.Н., Мысленков С.А. и др. Моделирование многолетней и сезонной изменчивости расхода вод придонного течения в Датском проливе // Океанология. 2013. Т. 53. № 6. С. 725–736.
12. Bashmachnikov I.L. Indices of deep ocean convection in the subpolar North Atlantic // Conference presentation materials “Forum for Arctic Modeling & Observational Synthesis”. 24–26 October 2018, Bergen. P. 1. http://science.whoi.edu/users/aproshtutinsky/2018_FAMOS_Meeting/POSTERS/D06.pdf.
13. Bashmachnikov I.L., Fedorov A.M., Golubkin P.A. et al. Mechanisms of interannual variability of deep convection in the Greenland Sea // Deep Sea Res., Part I. 2021. V. 174. Art. 103557. P. 1–20.
14. Böning C.W., Bryan F.O., Holland W.R. et al. Deep-water formation and the meridional overturning in a high-resolution model of the North Atlantic // J. of Physical Oceanography. 1996. V. 26. № 7. P. 1142–1164.
15. Brakstad A., Våge K., Håvik L. et al. Water mass transformation in the Greenland Sea during the period 1986–2016 // J. of Physical Oceanography. 2019. V. 49. № 1. P. 121–140.
16. Broecker W.S. The great ocean conveyor // Oceanography. 1991. V. 4. № 2. P. 79–89.
17. Broecker W. S. The biggest chill // Global Climate Change Linkages: Acid Rain, Air Quality, and Stratospheric Ozone. New York: Elsevier, 1987. P. 13–22.
18. Buckley M.W., Marshall J. Observations, inferences, and mechanisms of the Atlantic Meridional Overturning Circulation: A review // Rev. Geophys. 2016. V. 54. № 1. P. 5–63.
19. Caesar L., Rahmstorf S., Robinson A. et al. Observed fingerprint of a weakening Atlantic Ocean overturning

- circulation // *Nature*. 2018. V. 556. № 7700. P. 191–196.
20. *Chafik L., Rossby T.* Volume, heat, and freshwater divergences in the Subpolar North Atlantic suggest the Nordic Seas as key to the state of the Meridional Overturning Circulation // *Geophys. Res. Lett.* 2019. V. 46. № 9. P. 4799–4808.
 21. *Chen X., Tung K.K.* Global surface warming enhanced by weak Atlantic overturning circulation // *Nature*. 2018. V. 559. № 7714. P. 387–391.
 22. *Cunningham S.A., Baringer M., Johns B. et al.* The present and future system for measuring the Atlantic Meridional Overturning Circulation and heat transport // *Proceedings of OceanObs'09: Sustained Ocean Observations and Information for Society (Vol. 2)*, 21–25 September 2009, Venice. 16 p.
 23. *Drijfhout S.* Competition between global warming and an abrupt collapse of the AMOC in Earth's energy imbalance // *Sci. Rep.* 2015. V. 1. № 5. P. 1–12.
 24. *Fedorov A.M., Bashmachnikov I.L.* Accuracy of the deep convection intensity from a limited number of casts // *Dynamics of Atmospheres and Oceans*. 2020. № 92. P. 101164.
 25. *Flato G., Marotzke J., Abiodun B. et al.* Evaluation of Climate Models // *Climate change 2013: the physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, NY: Cambridge University Press, 2014. P. 741–866.
 26. *Gleckler P.J., Taylor K.E., Doutriaux C.* Performance metrics for climate models // *J. Geophys. Res.: Atmos.* 2008. V. 113. № 6. P. 1–20.
 27. *Gorry P.A.* General least-squares smoothing and differentiation of nonuniformly spaced data by the convolution method // *Anal. Chem.* 1990. V. 62. № 6. P. 570–573.
 28. *Huang C., Xu Y.* Spatial and seasonal variability of global ocean diapycnal transport inferred from Argo profiles // *J. Oceanol. Limnol.* 2019. V. 37. № 2. P. 498–512.
 29. *Johns W.E., Baringer M.O., Beal L.M. et al.* Continuous, array-based estimates of Atlantic Ocean heat transport at 26.5° N // *J. Clim.* 2011. V. 24. № 10. P. 2429–2449.
 30. *Johnson H.L., Cessi P., Marshall D.P. et al.* Recent contributions of theory to our understanding of the Atlantic Meridional Overturning Circulation // *J. Geophys. Res.: Oceans*. 2019. V. 124. № 8. P. 5376–5399.
 31. *Kanzow T., Cunningham S.A., Johns W.E. et al.* Seasonal variability of the Atlantic Meridional Overturning Circulation at 26.5° N // *J. Clim.* 2010. V. 23. № 21. P. 5678–5698.
 32. *Koltermann K.P., Sokov A.V., Tereschenkov V.P. et al.* Decadal changes in the thermohaline circulation of the North Atlantic // *Deep Sea Res., Part II*. 1999. V. 46. № 1–2. P. 109–138.
 33. *Kuhlbrodt T., Griesel A., Montoya M. et al.* On the driving processes of the Atlantic Meridional Overturning Circulation // *Rev. Geophys.* 2007. V. 45. № 2. P. 1–32.
 34. *Kunze E.* The internal-wave-driven Meridional Overturning Circulation // *J. of Physical Oceanography*. 2017. V. 47. № 11. P. 2673–2689.
 35. *Lockwood J.G.* Abrupt and sudden climatic transitions and fluctuations: A review // *International J. of Climatology*. 2001. V. 21. № 9. P. 1153–1179.
 36. *Lozier M.S.* Deconstructing the conveyor belt // *Science*. 2010. V. 328. № 5985. P. 1507–1511.
 37. *Lozier M.S., Li F., Bacon S. et al.* A sea change in our view of overturning in the subpolar North Atlantic // *Science*. 2019. V. 363. № 6426. P. 516–521.
 38. *Lumpkin R., Speer K.* Global Ocean Meridional Overturning // *J. of Physical Oceanography*. 2007. V. 37. № 10. P. 2550–2562.
 39. *Marshall J., Speer K.* Closer of the Meridional Overturning Circulation through Southern Ocean upwelling // *Nat. Geosci.* 2012. V. 5. № 3. P. 171–180.
 40. *McCarthy G.D., Brown P.J., Flagg C. N. et al.* Sustainable observations of the AMOC: methodology and technology // *Rev. Geophys.* 2020. V. 58. № 1. P. 1–34.
 41. *McCarthy G.D., Smeed D.A., Johns W.E. et al.* Measuring the Atlantic Meridional Overturning Circulation at 26° N // *Prog. Oceanogr.* 2015. V. 130. P. 91–111.
 42. *Orfanidis S.J.* *Introduction to Signal Processing* / Orfanidis S.J., Prentice Hall, 1996. 798 p.
 43. *Petit T., Lozier M.S., Josey S.A. et al.* Atlantic Deep Water formation occurs primarily in the Iceland Basin and Irminger Sea by local buoyancy forcing // *Geophys. Res. Lett.* 2020. V. 47. № 22. P. 1–9.
 44. *Pickart R.S., Spall M.A.* Impact of Labrador Sea convection on the North Atlantic Meridional Overturning Circulation // *J. of Physical Oceanography*. 2007. V. 37. № 9. P. 2207–2227.
 45. *Rahmstorf S., Box J.E., Feulner G. et al.* Exceptional twentieth-century slowdown in Atlantic Ocean Overturning Circulation // *Nat. Clim. Change*. 2015. V. 5. № 5. P. 475–480.
 46. *Rayner D., Hirschi J.J.M., Kanzow T. et al.* Monitoring the Atlantic Meridional Overturning Circulation // *Deep Sea Res., Part II*. 2011. V. 58. № 17–18. P. 1744–1753.
 47. *Renold M., Raible C.C., Yoshimori M. et al.* Simulated resumption of the North Atlantic Meridional Overturning Circulation – Slow basin-wide advection and abrupt local convection // *Quaternary Science Reviews*. 2010. V. 29. № 1–2. P. 101–112.
 48. *Rhein M., Kieke D., Hüttl-Kabus S. et al.* Deep water formation, the Subpolar Gyre, and the Meridional Overturning Circulation in the subpolar North Atlantic // *Deep Sea Res., Part II*. 2011. V. 58. № 17–18. P. 1819–1832.
 49. *Rhein M., Kieke D., Steinfeldt R.* Advection of North Atlantic Deep Water from the Labrador Sea to the Southern Hemisphere // *J. Geophys. Res.* 2015. V. 120. № 4. P. 2471–2487.
 50. *Rossby T., Reverdin G., Chafik L. et al.* A direct estimate of poleward volume, heat, and freshwater fluxes at 59.5° N between Greenland and Scotland // *J. Geophys. Res.: Oceans*. 2017. V. 122. № 7. P. 5870–5887.
 51. *Sarafanov A., Falina A., Mercier H. et al.* Mean full-depth summer circulation and transports at the northern periphery of the Atlantic Ocean in the 2000s // *J. Geophys. Res.: Oceans*. 2012. V. 117. № C01014. P. 1–22.

52. *Selyuzhenok V., Bashmachnikov I., Ricker R. et al.* Sea ice volume variability and water temperature in the Greenland Sea // *The Cryosphere*. 2020. V. 14. № 2. P. 477–495.
53. *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. № 3. P. 1527–1533.
54. *Srokosz M., Baringer M., Bryden H. et al.* Past, present, and future changes in the Atlantic Meridional Overturning Circulation // *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 2012. V. 93. № 11. P. 1663–1676.
55. *Stommel H.* The abyssal circulation // *Deep Sea Research*. 1958. V. 5. P. 80–82.
56. *Talley L.D.* Shallow, intermediate, and deep overturning components of the global heat budget // *J. of Physical Oceanography*. 2003. V. 33. № 3. P. 530–560.
57. *Toggweiler J.R., Samuels B.* On the ocean's large-scale circulation near the limit of no vertical mixing // *J. of Physical Oceanography*. 1998. V. 28. № 9. P. 1832–1852.
58. *Tomczak M., Large D.G.B.* Optimum multiparameter analysis of mixing in the thermocline of the eastern Indian Ocean // *J. Geophys. Res.* 1989. V. 94. № C11. P. 16141–16149.
59. *Vellinga M., Wu P.* Relations between northward ocean and atmosphere energy transports in a coupled climate model // *J. Clim.* 2008. V. 21. № 3. P. 561–575.
60. *Visbeck M.* Power of pull // *Nature*. 2007. V. 447. № 7143. P. 383–383.
61. *Willis J.K.* Can in situ floats and satellite altimeters detect long-term changes in Atlantic Ocean Overturning? // *Geophys. Res. Lett.* 2010. V. 37. № 6. P. 1–5.
62. *Yashayaev I.* Hydrographic changes in the Labrador Sea, 1960–2005 // *Prog. Oceanogr.* 2007. V. 73. № 3–4. P. 242–276.
63. *Zhang R.* Latitudinal dependence of Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) variations // *Geophys. Res. Lett.* 2010. V. 37. № 16. P. 1–6.

On the Mechanisms of Variability of the Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC)

D. A. Kuznetsova^a, I. L. Bashmachnikov^{a, b, #}

^a*St. Petersburg State University, SPbSU, St. Petersburg, Russia*

^b*Nansen International Environmental and Remote Sensing Centre, St. Petersburg, Russia*

[#]*e-mail: i.bashmachnikov@spbu.ru*

In this study we investigate a relationship between the long-term variability of the Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) and the variability of the intensity of deep convection in the Greenland, Labrador, and Irminger seas, as well as the intensity of the wind induced upwelling in the Southern Ocean. This goal is achieved extending AMOC time series back to the 1950s using the ensemble proxy index. The temporal variability of the intensity of deep convection over the 60-year study period is estimated using indices of deep convection, and of the upwelling in the Southern Ocean is estimated via the mean intensity of the Ekman transport divergence. The contribution of each of these processes is assessed using cross-correlation and multiple regression analyses. The results suggest that, during the recent decades, only two of the proposed control mechanisms contribute significantly to the AMOC variability in the North Atlantic – deep convection in the Irminger Sea and wind upwelling in the Southern Ocean. Furthermore, the intensity of convection in the Irminger Sea shows the largest impact.

Keywords: the Atlantic Meridional Overturning Circulation, North Atlantic, deep convection, upwelling in the Southern Ocean