

УДК 551.465

ВЛИЯНИЕ АТЛАНТИЧЕСКОЙ МЕРИДИОНАЛЬНОЙ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ НА ТЕМПЕРАТУРУ ВЕРХНЕГО СЛОЯ СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ И АТЛАНТИЧЕСКОГО СЕКТОРА СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА

© 2023 г. Д. А. Яковлева^{1, 2, *}, И. Л. Башмачников^{1, 2}, Д. А. Кузнецова^{1, 2}¹Санкт-Петербургский государственный университет,
Университетская наб. 7/9, Санкт-Петербург, 199034 Россия²Научный фонд “Международный центр по окружающей среде
и дистанционному зондированию имени Хансена”, 14-я линия В. О., 7,
Санкт-Петербург, 199034 Россия

*e-mail: d.iakovleva@spbu.ru

Поступила в редакцию 09.06.2022 г.

После доработки 07.09.2022 г.

Принята к публикации 12.09.2022 г.

В данной работе исследуется влияние изменчивости интенсивности Атлантической меридиональной океанической циркуляции (АМОЦ) на температуру 100-метрового слоя Северной Атлантики и Северного Ледовитого океана во второй половине XX—начале XXI вв. Температура воды получена по трем массивам данных (ARMOR-3D, SODA3.4.2 и ORAS4) с разным пространственным разрешением и разным временным интервалом. Разложение изменчивости температуры воды на естественные ортогональные функции (ЕОФ) показало, что вторая мода ЕОФ, объясняющая 20–27% дисперсии температуры воды верхнего слоя моря, связана с изменением интенсивности АМОЦ. Временная изменчивость главной компоненты этой моды значимо коррелирует с АМОЦ (0.6–0.9, в зависимости от массива данных и типа индекса АМОЦ). Усиление АМОЦ приводит к увеличению температуры воды на большей части Северной Атлантики Норвежского моря и к уменьшению температуры верхнего слоя океана на большей части Гренландского моря, Баренцева моря и в области и к северу от Шпицбергена. Наибольшее влияние АМОЦ оказывает на температуру воды моря Ирмингера, в центральной части которого связанная с АМОЦ амплитуда колебаний температуры воды достигает 1.5–2°C.

Ключевые слова: Атлантическая меридиональная океаническая циркуляция, температура воды, ЕОФ, Северная Атлантика, Северный Ледовитый океан

DOI: 10.31857/S0030157423020132, EDN: NQTBSJ

ВВЕДЕНИЕ

Атлантическая меридиональная океаническая циркуляция (АМОЦ) характеризует обобщенный перенос массы (тепла, соли) в меридиональном направлении. Адвекция тепла верхней ветвью АМОЦ в субполярные регионы Северной Атлантики перераспределяется в Исландской котловине между двумя основными продолжениями Северо-Атлантического течения: течением Ирмингера, которое переносит тепло в Субполярный круговорот (моря Ирмингера и Лабрадор), и Норвежским течением, которое переносит тепло через Северо-Европейский бассейн. Относительно малая доля общего потока тепла также попадает в Норвежское течение с одним из продолжений течения Ирмингера, огибающим Исландию с запада (так называемое Северо-Исландское течение Ирмингера).

Нижняя ветвь АМОЦ, возвратный глубинный поток АМОЦ, формируется в районах глубокой

конвекции в морях Ирмингера, Лабрадор и Гренландском, где зимой наблюдается интенсивная потеря тепла океаном. Долгое время считалось, что изменчивость объема образующихся глубинных вод в море Лабрадор [31] является одним из наиболее значимых факторов изменчивости АМОЦ. Изменчивость объема глубинных вод, образующихся в море Ирмингера, является куда более важным источником межгодовой изменчивости АМОЦ [6, 20]. При довольно небольшой интенсивности конвекции до начала 2000-х гг., к середине 2010-х гг. площадь глубокой конвекции восточной части Субполярного круговорота (в море Ирмингера и в области южнее мыса Фарвель) превысила площадь области глубокой конвекции моря Лабрадор, впервые с 1950-х гг., а объем вновь формирующихся промежуточных водных масс стал сравним с таковым моря Лабрадор. Согласно

литературным источникам, такая ситуация сохранялась по крайней мере до конца 2010-х гг. [25].

Целью данной работы является выявление вклада АМОЦ в изменчивость температуры верхнего слоя Северной Атлантики и атлантического сектора Северного Ледовитого океана (СЛО). Особенно важно оценить влияние АМОЦ на температуру верхнего слоя субполярных регионов, где находятся основные области глубокой конвекции. Возможное влияние на эти области потоков тепла АМОЦ может формировать обратные связи, стабилизирующие АМОЦ [19].

Возможное влияние АМОЦ на температуру атлантических вод в Северном Ледовитом океане следует из наблюдаемого характера переноса аномалий температуры системой поверхностных течений Северной Атлантики. В частности, показано, что изменчивость температуры вод Северо-Атлантического течения в Фареро-Шетландском проливе может проникать далеко в Евразийский бассейн СЛО [1, 17, 23]. Можно также проследить распространение аномалий температуры поверхности океана от областей тропической Северной Атлантики до пролива Фрама (примерно в течение 4-х лет) и далее, вдоль кромки шельфа Евразийского бассейна, до центральных районов СЛО [9]. Предполагается, что такое распространение аномалий температуры в океане поддерживается крупномасштабными механизмами взаимодействия океана и атмосферы, которые, в свою очередь, приводят к увеличению атмосферного переноса тепла в Арктику, что оказывает существенное влияние на межгодовую изменчивость площади морских льдов в СЛО [2].

Достоверно динамику АМОЦ в Северной Атлантике можно оценить с начала функционирования трансатлантического массива наблюдений RAPID с первой половины 2000-х гг. [30]. С первой половины 1990-х гг. динамику АМОЦ можно оценить по результатам совместной обработки данных спутниковой альтиметрии и буев Арго, по отдельным наблюдениям за течениями за некоторые годы, а также с использованием косвенных индикаторов [12, 15, 16, 21]. Все имеющиеся данные указывают на процесс постепенного ослабления АМОЦ с 1960-х по 1980-е гг. Далее, во второй половине 1990-х гг., произошло кратковременное усиление АМОЦ. В этот период объем, температура и соленость атлантических вод в Северо-Европейском бассейне, а, несколько позже, и в Евразийском бассейне СЛО, выросла и оставалась высокой относительно климатического среднего до середины 1990-х гг. [9, 17]. С середины 1990-х гг. отмечается локальное снижение интенсивности АМОЦ [15], которое сопровождалось снижением потока тепла и расхода Западно-Шпицбергенского течения [17]. В середине 2000-х гг. наблюдался локальный максимум АМОЦ, после чего началось достаточно быстрое уменьшение интенсивности АМОЦ, продолжавшееся

до 2010-х гг., отмеченное и по данным прямых наблюдений на разрезе RAPID (26° с.ш.) [15, 21]. Оно сопровождалось уменьшением глубокой конвекции в морях Лабрадор и Ирмингера [4] и ослаблением течений Субполярного круговорота (Лабрадорского, Восточно-Гренландского, Западно-Гренландского и Ирмингера) [5]. Далее расход АМОЦ стабилизировался на более низких значениях. Подавляющее большинство современных климатических моделей прогнозирует долгосрочную тенденцию к дальнейшему замедлению АМОЦ, в среднем на 30% к концу XXI века [29]. На эту тенденцию могут накладываться отмеченные ранее декадные и внутrideкадные колебания.

Конечно, АМОЦ является лишь одним из механизмов, который может регулировать колебания потока океанического тепла в субполярных и полярных регионах. На основе анализа натурных и модельных данных многие исследователи связывают усиление интенсивности переноса тепла на север через Северо-Европейский бассейн в 1990-х гг. с региональным усилением атмосферной циклонической циркуляции над бассейном и ослаблением теплоотдачи поверхностью океана в этом районе [2, 17]. Интенсивность потоков тепла в этом регионе также связывают с влиянием крупномасштабных атмосферных структур, характеризующихся индексами Северо-Атлантической осцилляции (CAO), Восточно-Атлантического колебания, индексами циркуляции Вангергейма-Гирса [17, 28]. С другой стороны, изменчивость CAO и динамика АМОЦ предположительно связаны между собой через многочисленные механизмы прямых и обратных связей (см., например, [2, 26]).

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В работе исследуется изменчивость температуры верхнего 100-метрового слоя океана Северной Атлантики и атлантического сектора СЛО (45°–90° с.ш. и 70° з.д.–140° в.д.; рис. 1а). Анализ проводится с использованием среднемесячных данных температуры воды 3-х массивов: ARMOR-3D¹, SODA3.4.2² и ORAS4³. ARMOR-3D обладает лучшим пространственным разрешением, тогда как ORAS4 и SODA3.4.2 имеют более продолжительные ряды данных.

ARMOR-3D (1993–2020 гг.) представляет собой массив комбинированных натурных и спутниковых данных на регулярной сетке с пространственным разрешением 0.25° × 0.25° [18, 22]. В формировании массива ARMOR-3D используются натурные профили температуры World Ocean Database (WOD) и других баз данных на-

¹ <http://marine.copernicus.eu/>.

² <http://www.soda.umd.edu/>.

³ <https://www.cen.uni-hamburg.de/en/icdc/data/ocean/easy-init-ocean/ecmwf-ocean-reanalysis-system-4-oras4.html>.

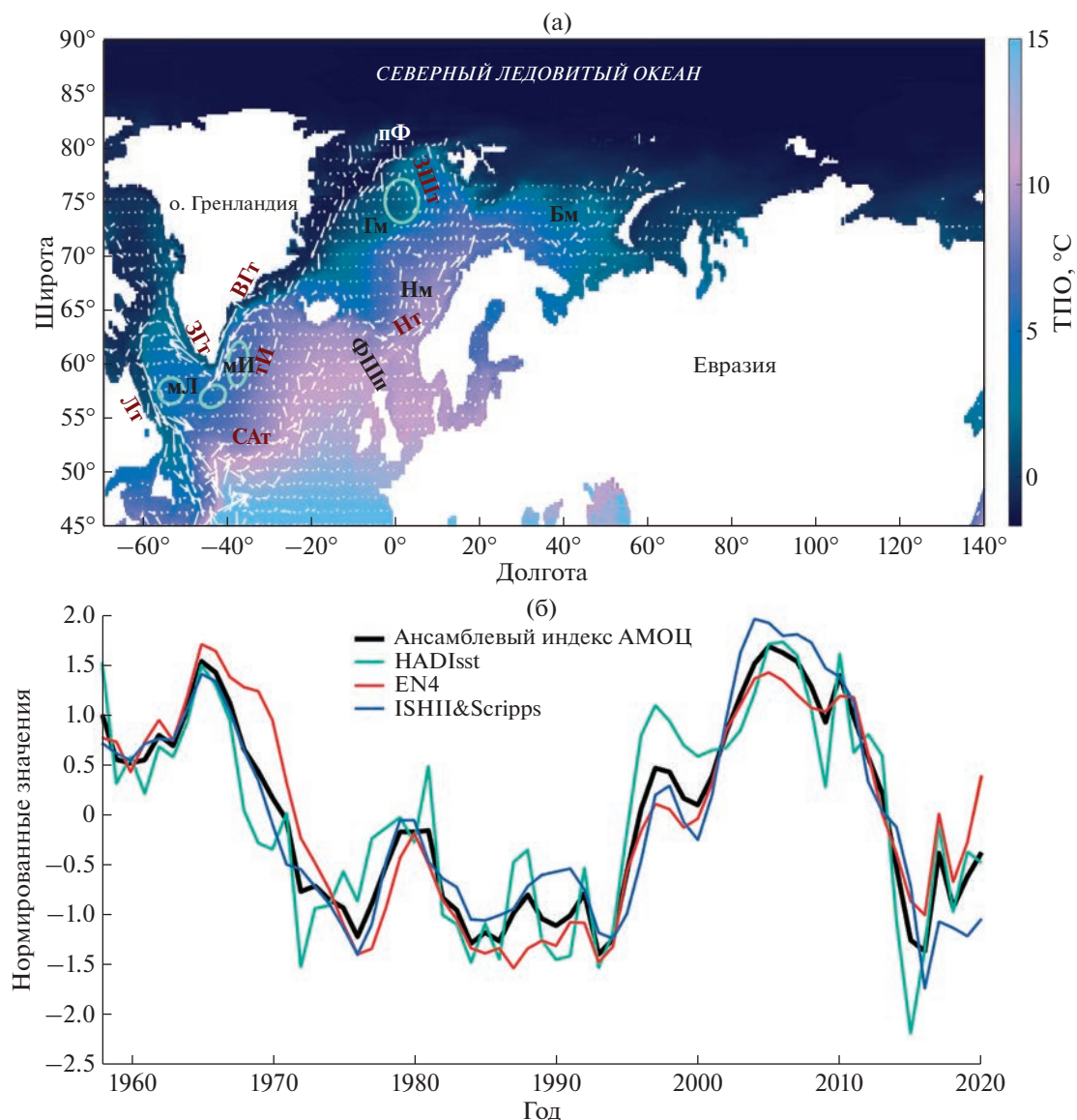


Рис. 1. (а) район исследования, на котором показано среднее поле ТПО и скорости течений, осредненные за период 1993–2020 гг. по данным ARMOR-3D. Зелеными эллипсами показаны районы, где наиболее часто встречается зимняя конвекция глубже 1000 м. Бм – Баренцево море, Гм – Гренландское море, ИИ – море Ирмингера, мЛ – море Лабрадор, Нм – Норвежское море, ВГт – Восточно-Гренландское течение, ЗГт – Западно-Гренландское течение, ЗШт – Западно-Шпицбергенское течение, Лт – Лабрадорское течение, Нт – Норвежское течение, САт – Северо-Атлантическое течение, тИ – течение Ирмингера, пФ – пролив Фрама, ФШп – Фареро-Шетландский пролив; (б) межгодовая изменчивость нормированных значений 3-х индексов АМОЦ по массивам HADIsst (температурный индекс), EN4 (солёностный индекс), ISHII&Scripps (солёностный индекс) и ансамблевого индекса АМОЦ с 1958 г.

блюдений [18], а также спутниковая температура поверхности океана (ТПО) на регулярной сетке массива Reynolds и данные спутниковой альтиметрии AVISO. Для воспроизведения 3-мерных полей температуры воды, на первом шаге, спутниковые данные интерполируются вглубь моря методом множественной линейной регрессии, формируя “синтетические” вертикальные профили ТПО. Далее натурные и “синтетические” профили объединяются методом оптимальной интерполяции в 3-мерный массив ежемесячных полей температуры воды [27]. В связи с особенно-

стями формирования массива, ARMOR-3D хорошо воспроизводит изменчивость температуры верхнего слоя океана тропических и субполярных районов, но плохо отражает изменчивость подповерхностной температуры воды покрытых льдом акваторий СЛО.

Океанический реанализ SODA3 (версия 4.2, Simple Ocean Data Assimilation, 1980–2020 гг.) имеет пространственное разрешение $0.5^\circ \times 0.5^\circ$. Реанализ SODA3.4.2 основан на модели динамики океана MOM5 с блоком льда SIS1. Модель ас-

симилирует данные профилей температуры *in-situ* (из WOD), данные ТПО (данные наблюдений ICOADS – International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set) и спутниковые данные ТПО [14]. Атмосферным форсингом на верхней границе модели SODA3.4.2 выступает атмосферный реанализ ERA-Interim.

Океанический реанализ ORAS4 (Ocean Re-Analysis System 4, 1958–2017 гг.) основан на океанической модели NEMO V3.0. Он имеет пространственное разрешение $1^\circ \times 1^\circ$ [10]. В зависимости от периода моделирования, в качестве форсинга модели используются либо данные атмосферного реанализа ERA-40 (с 1957 по 1989 гг.), либо ERA-Interim (с 1989 по 2009 гг.), либо ECMWF NWP (с 2010 г.). ORAS4 ассимилирует натурные вертикальные профили температуры и солёности воды, данные буйковых станций и датчиков, закрепленных на морских животных, а также спутниковые данные ТПО и концентрации морского льда.

Поля пространственно-временной изменчивости температуры верхнего слоя океана раскладывались на характерные моды своей изменчивости методом естественных ортогональных функций (ЕОФ). Метод позволяет выделить характерные пространственные структуры вариации параметра, которые имеют однотипную изменчивость во времени, а также определить вклад каждой из этих структур в общую дисперсию исходной изменчивости температуры выделенного региона [7]. Моды, полученные по методу ЕОФ, ортогональны друг к другу, т.е. можно ожидать, что физические процессы, описывающие разные моды ЕОФ, различны, хотя это не всегда так. Дополнительную сложность в интерпретации результатов ЕОФ представляет тот факт, что различные природные процессы, формирующие изменчивость температуры воды, часто оказываются взаимосвязанными.

Интенсивность Атлантической меридиональной океанической циркуляции за весь период наблюдений (рис. 16) характеризовалась как температурным, так и солёностными индексами [15]. Согласно цитируемой работе, солёностные индексы определялись как средняя солёность вод Северной Атлантики между 45° – 65° с.ш. в слое 0–1500 м. Один индекс был рассчитан по базам натурных данных ISHII⁴ (1946–2015 гг.) и Scripps⁵ (2004–2020 гг.), другой – по данным базы EN4⁶ (1946–2020 гг.). Температурный индекс HADIsst (1871–2020 гг.), также полученный по данным EN4, представляет собой разницу между ТПО в регионе субполярного круговорота и глобальной ТПО [13]. Эти индексы хорошо воспроизводят из-

Таблица 1. Дисперсия (%) первых трех мод ЕОФ температуры воды в слое 0–100 м по массивам данных ARMOR-3D, SODA3.4.2 и ORAS4

	ЕОФ 1	ЕОФ 2	ЕОФ 3
ARMOR-3D	41	27	9
SODA3.4.2	43	21	8
ORAS4	41	20	10

менчивость АМОЦ, полученную как по результатам анализа данных наблюдений массива RAPID с 2004 г., так и по результатам совместного анализа данных альтиметрии и траекторий буйев Арго с начала 1990-х гг. [15]. Ансамблевый индекс АМОЦ характеризует среднее между тремя вышеупомянутыми индексами, предварительно нормированными.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

По результатам ЕОФ-анализа температуры воды Северной Атлантики и СЛО, дисперсии первых трех ЕОФ температуры воды суммарно превышают 70% для любого из 3-х используемых массивов данных (табл. 1).

Первая мода ЕОФ характеризует общую тенденцию температуры верхнего слоя моря к увеличению за весь период наблюдений (Приложение 1). Эта мода характеризует процесс потепления верхнего слоя океана и, по всем трем базам данных, вносит наибольший вклад в общую дисперсию, превышающий 40% (табл. 1).

Дисперсия второй моды ЕОФ тоже достаточно велика и составляет для ARMOR-3D – 27%, SODA3.4.2 – 21% и ORAS4 – 20% (табл. 1). Вторая мода ЕОФ температуры воды представляет для нас наибольший интерес, так как именно ее главная компонента (ГК) имеет высокие (от 0.60 до 0.90) корреляции со всеми индексами АМОЦ, включая ансамблевый индекс (табл. 2 и рис. 2). Эта мода определяет, в основном, междекадную изменчивость температуры верхнего слоя океана. Связанная с ней изменчивость температуры воды отражает тенденцию к уменьшению интенсивности АМОЦ с середины 1960-х гг. до середины 1970-х гг., увеличению интенсивности АМОЦ в 1990-х гг. и до середины 2000-х гг., новому ослаблению АМОЦ до начала 2010-х гг. и слабо выраженной тенденции к некоторому усилению АМОЦ в конце 2010-х гг. Ослабление и дальнейшее усиление АМОЦ начала XXI века согласуется с данными прямых наблюдений с 2004 года [30], в то время как ослабление АМОЦ в 1960-х–1970-х гг. подтверждается данными анализа состояния коралловых рифов и прямыми гидрографическими наблюдениями за отдельные годы [24].

Третья мода ЕОФ описывает порядка 10% общей величины дисперсии температуры воды (табл. 1 и Приложение 2). Она характеризует более ко-

⁴ <http://rda.ucar.edu/datasets/ds285.3/>.

⁵ http://www.argo.ucsd.edu/Gridded_fields.html.

⁶ <https://www.metoffice.gov.uk/hadobs/en4/>.

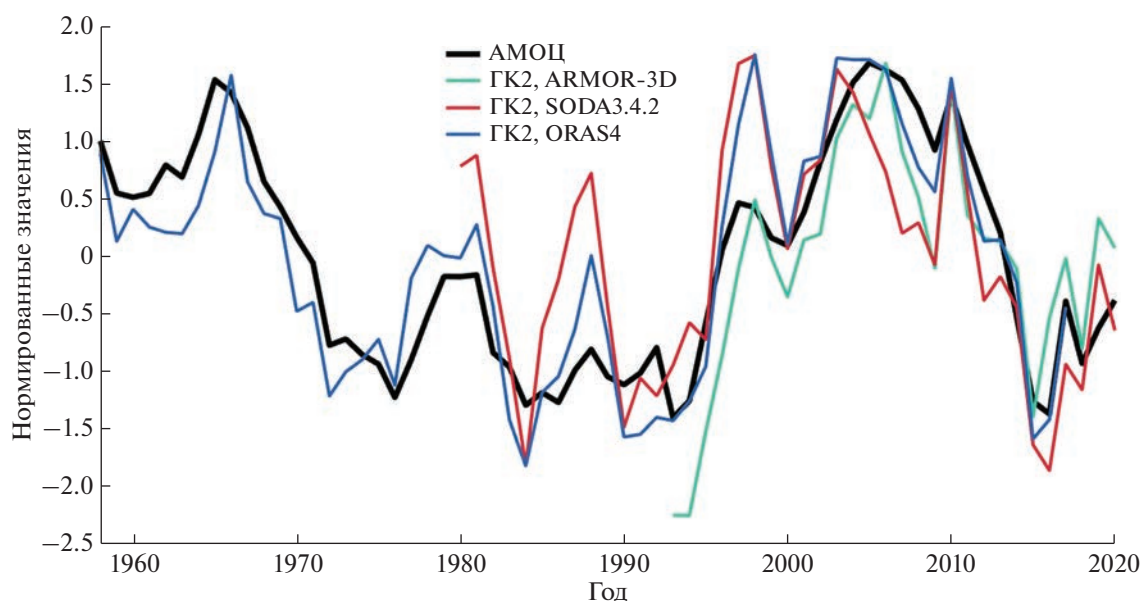


Рис. 2. Межгодовая изменчивость ансамблевого индекса АМОЦ (черная линия) и главных компонент ЕОФ по данным ARMOR-3D (2-ая мода, с 1993 г.), SODA3.4.2 (2-ая мода, с 1980 г.) и ORAS4 (2-ая мода, с 1958 г.). Поля соответствующих ЕОФ приведены на рис. 3.

роткопериодную внутридекадную изменчивость температуры воды.

Связь изменчивости второй ГК с изменчивостью АМОЦ позволяет выявить влияние АМОЦ на пространственную структуру температуры верхнего слоя океана (рис. 3). Пространственные распределения аномалий температуры, связанные с динамикой АМОЦ, схожи по всем трем массивам данных. В субполярной Северной Атлантике и в морях Северо-Европейского бассейна с усилением интенсивности АМОЦ происходит повышение температуры верхнего 100-метрового слоя океана (рис. 3). Наиболее сильное увеличение температуры воды наблюдается в центральной части моря Ирмингера, северо-восточной части моря Лабрадор и вдоль Лабрадорского течения. При этом теплее становятся также южная и юго-восточная части Норвежского моря. Однако в Гренландском и Баренцевом морях, а также севернее Шпицбергена реанализы SODA3.4.2 и ORAS4 показывают понижение температуры

верхнего 100-метрового слоя моря с увеличением интенсивности АМОЦ. В ARMOR-3D, на фоне общего увеличения температуры воды в значительной части Северо-Европейского бассейна, также наблюдается некоторое уменьшение температуры воды к северу от Шпицбергена и в восточной части Баренцева моря. В верхнем слое морей Карского, Лаптевых и Восточно-Сибирского, где слабо воздействие адвекции атлантических вод, связь температуры верхнего слоя воды с изменчивостью АМОЦ не прослеживается.

Различия в проявлении холодных областей при усилении АМОЦ в массиве ARMOR-3D могут быть связаны с разной длиной рядов. Так, ЕОФ2 относительно короткого ряда ARMOR-3D включает в себя часть тренда современного потепления, что видно по некоторому наклону второй ГК ARMOR-3D по отношению к соответствующим ГК SODA3.4.2 и ORAS4 за период 1993–2020 гг. (рис. 2). Практически отсутствующая изменчивость в высоких широтах Арктиче-

Таблица 2. Корреляции вторых ГК температуры воды в слое 0–100 м с индексами АМОЦ. Уровень значимости корреляций для каждого из массивов данных указан в скобках в первом столбце таблицы

Массив данных\ индекс АМОЦ	АМОЦ HADISst	АМОЦ ISHII&Scripps	АМОЦ EN4	Ансамблевый индекс АМОЦ
ARMOR-3D, ГК2 (0.38)	0.79	0.77	0.88	0.86
SODA3.4.2, ГК2 (0.31)	0.80	0.66	0.61	0.73
ORAS4, ГК2 (0.25)	0.92	0.85	0.80	0.90

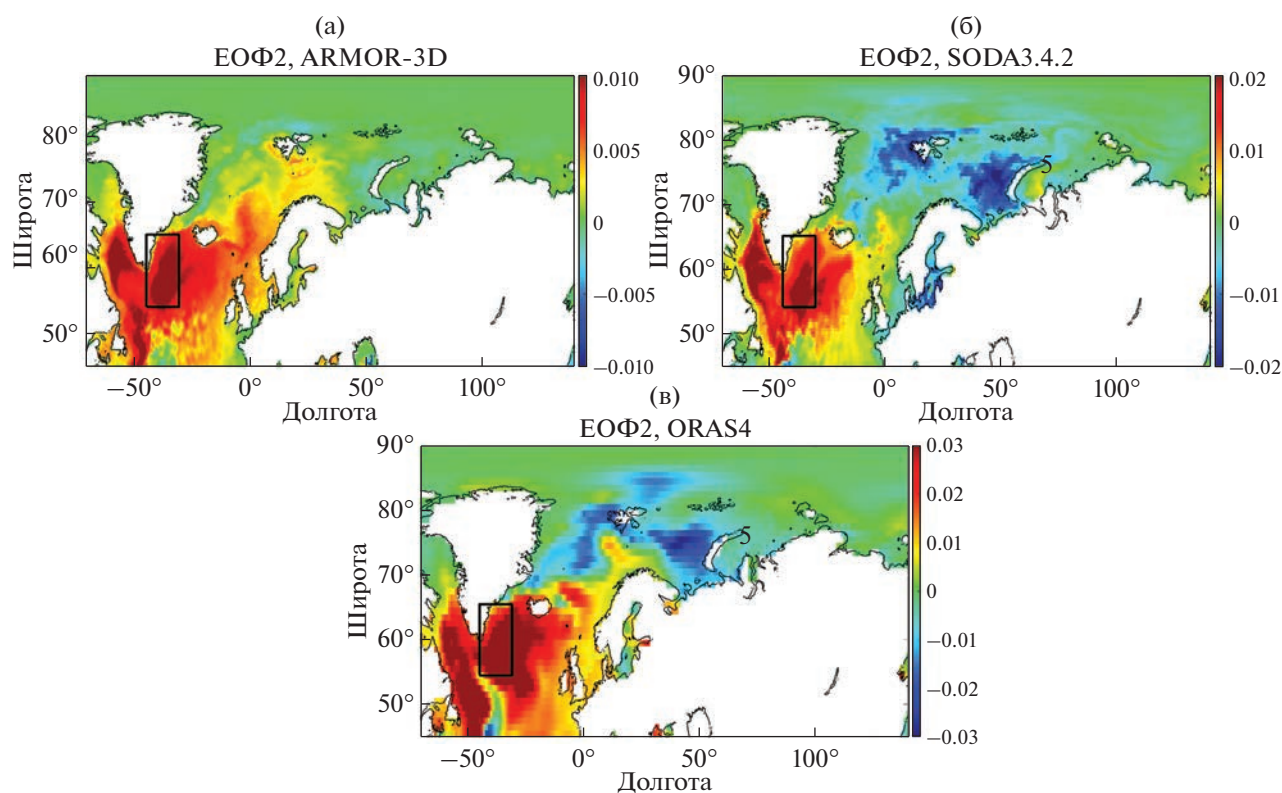


Рис. 3. Пространственные распределения амплитуды изменчивости 2-ой моды ЕОФ температуры воды в слое 0–100 м, связанной с изменчивостью АМОЦ: (а) по данным ARMOR-3D, (б) по данным SODA3.4.2, (в) по данным ORAS4. Черным прямоугольником выделен район моря Ирмингера.

ского бассейна второй ЕОФ массива ARMOR-3D, в отличие от реанализов SODA3.4.2 и ORAS4, связана с тем, что данные ARMOR-3D базируются исключительно на спутниковых данных и данных наблюдений, которых крайне мало в покрытых льдом регионах, что не позволяет достоверно выявлять пространственно-временную изменчивость характеристик вод в этих областях СЛО.

Амплитуда колебаний температуры воды слоя 0–100 м в результате изменения интенсивности АМОЦ в районе глубокой конвекции (см. [3, 8]) центральной части моря Ирмингера максимальна и составляет 1.5–2°C. Этот результат был подтвержден дополнительным ЕОФ-анализом, охватывающим только море Ирмингера (черный прямоугольник на рис. 3). В этом ограниченном регионе процент дисперсии температуры воды верхнего 100-метрового слоя, связанный с изменчивостью АМОЦ, составлял 61% по данным ORAS4, 78% по данным SODA3.4.2 и 85% по ARMOR-3D. Корреляции ансамблевого индекса АМОЦ с соответствующими ГК любого из трех массивов данных составили 0.9.

ВЫВОДЫ

На основе анализа нескольких массивов данных с разной длительностью рядов показано, что

АМОЦ формирует вторую моду ЕОФ температуры верхнего слоя Северной Атлантики и атлантического сектора СЛО, вклад которой составляет 20–27% от общей дисперсии температуры воды. В частности, нами показано, что АМОЦ вносит существенный вклад в понижение температуры верхнего слоя моря с середины 1960-х до середины 1970-х гг., повышение с 1990-х гг. до середины 2000-х гг. и новое понижение с середины 2000-х гг. до середины 2010-х гг., выделявшееся ранее для разных областей Атлантики и в юго-восточной части Северо-Европейского бассейна СЛО (см., например, [9, 11, 12]).

Наши результаты показывают, что влияние АМОЦ наиболее велико на верхние слои центральной части моря Ирмингера, где наблюдаемая в последние десятилетия изменчивость интенсивности АМОЦ может приводить к амплитуде колебаний температуры верхнего 100-метрового слоя моря в 1.5–2°C. Это может существенно повлиять на интенсивность конвекции в этом ключевом регионе.

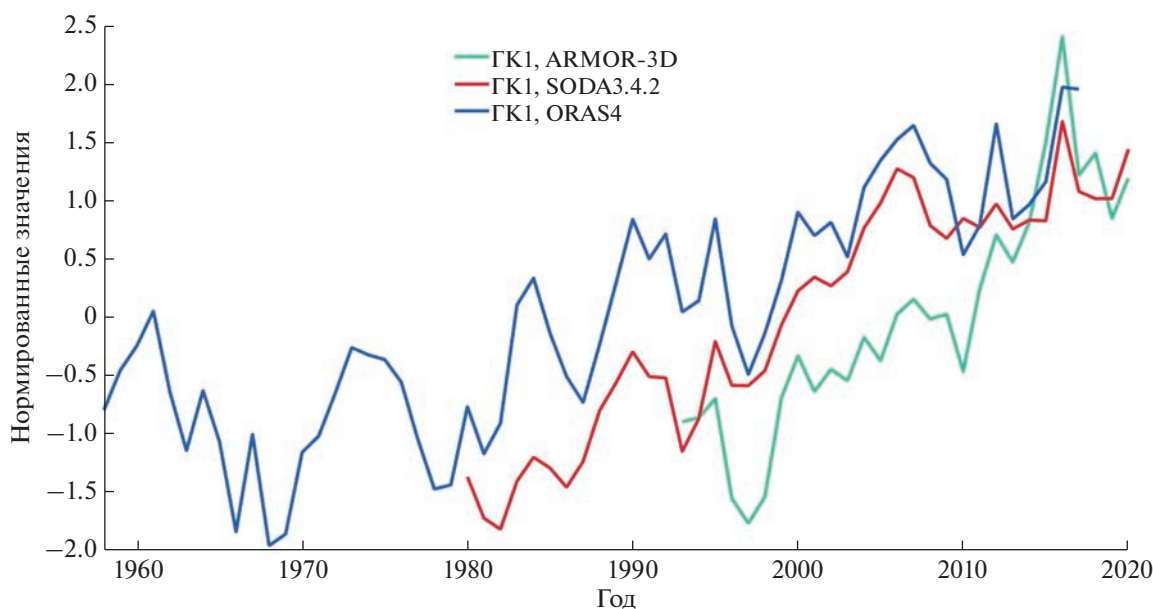
В то же время, данные SODA3.4.2 и ORAS4 показывают, что усиление АМОЦ приводит к понижению температуры на большей части Баренцева моря (прежде всего, в восточной его части), в Гренландском море и к северу от Шпицбергена. Данные наблюдений показывают, что хотя долго-

срочная 80-летняя изменчивость температуры атлантических вод в Арктике синфазна с изменчивостью температуры верхнего слоя северной Атлантики, более краткосрочная изменчивость может находиться в противофазе [23]. Также обращаем внимание, что в данной статье речь идет не столько о слое атлантических вод, сколько о верхнем 100-метровом слое моря. Причины снижения температуры верхнего слоя воды северных областей Северо-Европейского бассейна и при-

легающей части СЛО при увеличении интенсивности АМОЦ требуют дальнейшего исследования.

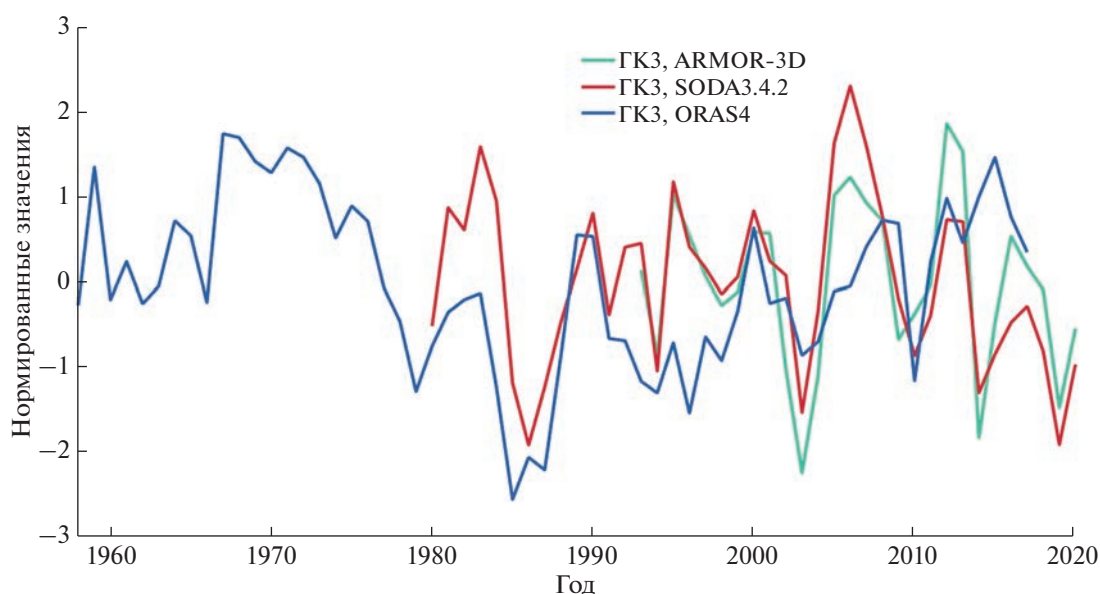
Источник финансирования: проект Министерства науки и высшего образования РФ No 13.2251.21.0006 (идентификатор RF-225121X0006, соглашение No 075-10-2021-104 в информационной системе “Электронный бюджет” РФ).

ПРИЛОЖЕНИЕ 1



Межгодовая изменчивость главных компонент ЕОФ по данным ARMOR-3D (1-ая мода, с 1993 г.), SODA3.4.2 (1-ая мода, с 1980 г.) и ORAS4 (1-ая мода, с 1958 г.).

ПРИЛОЖЕНИЕ 2



Межгодовая изменчивость главных компонент ЕОФ по данным ARMOR-3D (3-я мода, с 1993 г.), SODA3.4.2 (3-я мода, с 1980 г.) и ORAS4 (3-я мода, с 1958 г.).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев Г.В., Вязилова А.Е., Глок Н.И. и др. Влияние аномалий температуры воды в низких широтах океана на колебания климата Арктики и их предсказуемость // Арктика: экология и экономика. 2019. Т. 3. № 35. С. 73–83.
<https://doi.org/10.25283/2223-4594-2019-3-73-83>
2. Алексеев Г.В., Кузмина С.И., Глок Н.И. и др. Влияние Атлантики на потепление и сокращение морского ледяного покрова в Арктике // Лед и снег. 2017. Т. 57. № 3. С. 381–390.
<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2017-3-381-390>
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 1: локализация областей конвекции // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2018. Т. 15. № 7. С. 184–194.
<https://doi.org/10.21046/2070-7401-2018-15-7-184-194>
4. 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.
<https://doi.org/10.21046/2070-7401-2019-16-1-191-201>
5. Белоненко Т.В., Федоров А.М., Башмачников И.Л., Фукс В.Р. Тренды интенсивности течений в Лабрадорском море и море Ирмингера по спутниковым альтиметрическим данным // Исследование Земли из космоса. 2018. № 2. С. 3–12.
<https://doi.org/10.7868/S020596141802001X>
6. Кузнецова Д.А., Башмачников И.Л. О механизмах изменчивости Атлантической меридиональной океанической циркуляции (АМОЦ) // Океанология. 2021. Т. 61. № 6. С. 843–855.
<https://doi.org/10.31857/S0030157421060071>
7. Ляхов А.Н. Современные методы обработки данных в геофизике // Труды Международной Байкальской Молодежной Научной Школы по Фундаментальной Физике и Конференции молодых ученых “Физические процессы в космосе и околоземной среде”. Иркутск: Редакционно-издательский отдел ИСЗФ СО РАН, 2006 г. С. 39–46.
8. Федоров А.М., Башмачников И.Л., Белоненко Т.В. Локализация областей глубокой конвекции в морях Северо-Европейского бассейна, Лабрадор и Ирмингера // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. 2018. Т. 63. № 3. С. 345–362.
<https://doi.org/10.21638/spbu07.2018.306>
9. Alekseev G.V., Smirnov A.V., Pnyushkov A.V. et al. Changes of fresh water content in the upper layer of the Arctic Basin in the 1950s–2010s // Fundamentalnaya i Prikladnaya Gidrofizika. 2021. V. 14. № 4. P. 25–38.
<https://doi.org/10.7868/S2073667321040031>
10. Balmaseda M.A., Mogenssen K., Weaver A.T. Evaluation of the ECMWF ocean reanalysis system ORAS4 // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 2013. V. 139. № 674. P. 1132–1161.
<https://doi.org/10.1002/qj.2063>
11. Bryden H.L., Johns W.E., King B.A. et al. Reduction in ocean heat transport at 26 N since 2008 cools the eastern subpolar gyre of the North Atlantic Ocean // Journal of Climate. 2020. V. 33. № 5. P. 1677–1689.
<https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0323.1>
12. Caesar L., McCarthy G.D., Thornalley D.J.R. et al. Current Atlantic meridional overturning circulation weakest in last millennium // Nature Geoscience. 2021. V. 14. № 3. P. 118–120.
<https://doi.org/10.1038/s41561-021-00699-z>
13. 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.
<https://doi.org/10.1038/s41586-018-0006-5>
14. Carton J.A., Chepurin G.A., Chen L. SODA3: A new ocean climate reanalysis // Journal of Climate. 2018. V. 31. № 17. P. 6967–6983.
<https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0149.1>
15. Chen X., Tung K.K. Global surface warming enhanced by weak Atlantic overturning circulation // Nature. 2018. V. 559. № 7714. P. 387–391.
<https://doi.org/10.1038/s41586-018-0320-y>
16. Frajka-Williams E., Ansorge I.J., Baehr J. et al. Atlantic meridional overturning circulation: observed transport and variability // Frontiers in Marine Science. 2019. V. 6. № 260.
<https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00260>
17. Karcher M.J., Gerdes R., Kauker F., Köberle C. Arctic warming: evolution and spreading of the 1990s warm event in the Nordic seas and the Arctic Ocean // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2003. V. 108. № C2.
<https://doi.org/10.1029/2001JC001265>
18. Larnicol G., Guinehut S., Rio M.H. et al. The global observed ocean products of the French Mercator project // Proceedings of the Symposium on 15 Years of Progress in Radar Altimetry. European Space Agency Special Publication SP-614. 2006.
19. Levermann A., Born A. Bistability of the Atlantic subpolar gyre in a coarse-resolution climate model // Geophysical Research Letters. 2007. V. 34. № 24.
<https://doi.org/10.1029/2007GL031732>
20. 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.
<https://doi.org/10.1126/science.aau6592>
21. McCarthy G.D., Brown P.J., Flagg C.N. et al. Sustainable observations of the AMOC: methodology and technology // Reviews of Geophysics. 2020. V. 58. № 1. P. e2019RG000654.
<https://doi.org/10.1029/2019RG000654>
22. Nardelli B.B., Guinehut S., Pascual A. et al. Towards high resolution mapping of 3-D mesoscale dynamics from observations // Ocean Science. 2012. V. 8. № 5. P. 885–901.
<https://doi.org/10.5194/os-8-885-2012>
23. Polyakov I., Johnson M. Arctic decadal and interdecadal variability // Geophysical Research Letters. 2000. V. 27. № 24. P. 4097–4100.
<https://doi.org/10.1029/2000GL011909>

24. *Rahmstorf S., Box J.E., Feulner G. et al.* Exceptional twentieth-century slowdown in Atlantic Ocean overturning circulation // *Nature climate change*. 2015. V. 5. № 5. P. 475–480.
<https://doi.org/10.1038/nclimate2554>
25. *Rühs S., Oliver E.C., Biastoch A. et al.* Changing spatial patterns of deep convection in the subpolar North Atlantic // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2021. V. 126. № 7. P. e2021JC017245.
<https://doi.org/10.1029/2021JC017245>
26. *Våge K., Pickart R.S., Sarafanov A. et al.* The Irminger Gyre: Circulation, convection, and interannual variability // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2011. V. 58. № 5. P. 590–614.
<https://doi.org/10.1016/j.dsr.2011.03.001>
27. *Verbrugge N., Mulet S., Guinehut S.* QUALITY INFORMATION DOCUMENT For Global Ocean Observation-based Products GLOBAL_ANALYSIS_PHYS_001_020 // Copernicus, EU, URL: <https://resources.marine.copernicus.eu/documents/QUID/CMEMS-GLOQUID-001-021.pdf>. 2017.
28. *Vesman A.V., Bashmachnikov, I.L., Golubkin P.A., Raj R.P.* The coherence of the oceanic heat transport through the Nordic seas: oceanic heat budget and interannual variability // *Ocean Science Discussions*. 2020. P. 1–24.
<https://doi.org/10.5194/os-2020-109>
29. *Visbeck M.* Power of pull // *Nature*. 2007. V. 447. № 7143. P. 383–383.
<https://doi.org/10.1038/447383a>
30. *Volkov D.L., Meinen C.S., Schmid C. et al.* Atlantic meridional overturning circulation and associated heat transport // In: Blunden J., Arndt D.S. (eds.). *State of the climate in 2019*. American Meteorological Society. 2020. P. 159–163.
<https://doi.org/10.1175/BAMS-D-20-0105.1>
31. *Yashayaev I.* Hydrographic changes in the Labrador Sea, 1960–2005 // *Progress in Oceanography*. 2007. V. 73. № 3–4. P. 242–276.
<https://doi.org/10.1016/j.pocean.2007.04.015>

Impact of the Atlantic Meridional Overturning Circulation on Upper Water Temperature of the North Atlantic and the Atlantic Sector of the Arctic Ocean

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

^aSt. Petersburg State University, SPbSU, 7/9 Universitetskaya nab., St. Petersburg, 199034 Russia

^bNansen International Environmental and Remote Sensing Centre, 14 Line V.O., 7, St. Petersburg, 199034 Russia

[#]e-mail: d.iakovleva@spbu.ru

In this study we investigate the impact of variability of the Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) on water temperature of the upper 100-m layer of the North Atlantic and Arctic oceans. We use three data-sets (ARMOR-3D, SODA3.4.2 и ORAS4) with different spatial resolution and covering different time periods. The temperature variability is decomposed into its natural modes using Empirical Orthogonal Functions (EOF). The second EOF, which accounts for 20–27% of dispersion of water temperature in the upper ocean, is associated with a change in the AMOC intensity. The time variability of the principal component of this mode has high correlation with the AMOC (0.6–0.9 depending on the data-set and the AMOC index used). The AMOC has the highest impact on water temperature in the Irminger and Labrador seas. The related amplitude of water temperature fluctuations reaches 1.5–2°C in the central part of the Irminger Sea, which is one of the key deep convection regions. Intensification of the AMOC leads to an increase the upper ocean temperature over most of the North Atlantic and Norwegian Sea and to a decrease of water temperature over most of the Greenland Sea, Barents Sea and in an area north of Spitsbergen.

Keywords: Atlantic Meridional Overturning Circulation, water temperature, EOF, the North Atlantic, the Arctic Ocean