

## СВЯЗЬ ГЛУБОКОЙ КОНВЕКЦИИ В МОРЕ ИРМИНГЕРА С ОКЕАНИЧЕСКИМ ПЕРЕНОСОМ ТЕПЛА

© 2023 Д. А. Яковлева<sup>1,2,\*</sup>, И. Л. Башмачников<sup>1,2</sup>, Н. А. Дианский<sup>3,4</sup>

<sup>1</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, Университетская наб. 7/9, Санкт-Петербург, 199034, Россия

<sup>2</sup>Научный фонд «Международный центр по окружающей среде и дистанционному зондированию имени Нансена», 14-я линия В. О., 7, Санкт-Петербург, 199034, Россия

<sup>3</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова. 119991, Москва, Ленинские горы, д. 1, Россия

<sup>4</sup>Институт вычислительной математики РАН им. Г.И.Марчука. 119333, Москва, ул. Губкина, 8, Россия

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

Работа поступила 01.08.23г

После доработки 26.09.23г

Принята к публикации 28.09.23г

Межгодовая изменчивость глубокой конвекции в море Ирмингера считается существенным фактором регулирования интенсивности Атлантической меридиональной океанической циркуляции (АМОЦ). Проведенные нами исследования с использованием массива данных ARMOR-3D и атмосферного реанализа Era-Interim позволяют утверждать, что океанический перенос тепла с течением Ирмингера формирует междесятилетнюю изменчивость глубокой конвекции моря Ирмингера, изменяя теплосодержание верхних слоев океана. Это формирует отрицательную обратную связь, стабилизирующую АМОЦ: увеличение адвекции океанического тепла в море Ирмингера приводит к уменьшению глубины конвекции, что снижает перенос тепла АМОЦ на север.

В статье показано, что на междесятилетних временных масштабах влияние теплообмена океан-атмосфера на глубокую конвекцию относительно невелико из-за меньшей межгодовой изменчивости потоков океан-атмосфера по сравнению с изменчивостью океанической конвергенции тепла. Во время положительной фазы Северо-Атлантического колебания (САК) течение Ирмингера становится холоднее, что позволяет предложить альтернативное объяснение эпизодически наблюдаемой интенсификации конвекции в море Ирмингера при росте индекса САК. Таким образом, долгопериодная изменчивость интенсивности конвекции в море

Ирмингера связана не столько с локальным атмосферным воздействием, сколько с удаленным атмосферным форсингом.

**Ключевые слова:** море Ирмингера, глубокая конвекция, адвекция океанического тепла, АМОЦ, ARMOR-3D

## ВВЕДЕНИЕ

Море Ирмингера – один из нескольких районов в Северной Атлантике, где формируются североатлантические глубинные воды, достаточно плотные для того, чтобы составлять часть возвратного глубинного потока Атлантической меридиональной океанической циркуляции (АМОЦ).

Глубокая конвекция в субполярных областях Атлантики обусловлена холодными зимами и наличием выраженной циклонической циркуляции в этих акваториях [51, 9]. Средняя потеря тепла в море Ирмингера зимой высока (100–200 Вт/м<sup>2</sup>), хотя и меньше, чем в море Лабрадор (200–250 Вт/м<sup>2</sup>) [40, 41]. В восточной части субполярного циклонического круговорота течение Ирмингера переносит теплые и соленые атлантические воды на север вдоль хребта Рейкьянес (рис. 1). Расход течения Ирмингера в его северной части варьируется по различным оценкам между 7–14 Св [7, 35] и 19±3 Св [47, 28] (1 Св = 10<sup>6</sup> м<sup>3</sup>/с). Оценка расхода атлантических вод на южной границе моря Ирмингера (58° с.ш., 32–44° з.д.) несколько меньше и по различным массивам данных (ARMOR-3D, ORAS5, SODA3.4.2, SODA3.12.2) находится в пределах 4–6 Св [30]. В западной части субполярного круговорота, вдоль континентального склона Гренландии, Восточно-Гренландское течение переносит по разным оценкам 18–23 Св, куда входит поток более пресной и холодной полярной воды и более теплых и соленых рециркулирующих вод течения Ирмингера [7, 35]. Полярных вод склоновая ветвь Восточно-Гренландского течения переносит по разным оценкам 3.5–15 Св [7, 35]. Шельфовая ветвь Восточно-Гренландского течения имеет расход 1–2 Св, перенося основную часть талых вод, включая пресноводный сток с ледников Гренландии и таяние морского льда [13, 7]. Эти воды, как правило, не выходят за пределы шельфа Гренландии и мало влияют на центральные области моря Ирмингера [23]. Рециркулирующие воды течения Ирмингера Восточно-Гренландского течения активно вовлекаются в центральную часть циклонического круговорота моря Ирмингера. Именно изменения в характеристиках рециркулирующих вод течения Ирмингера привели к увеличению солености в центральной части моря Ирмингера на протяжении середины и конца 1990-х гг. [30, 50]. Одновременно произошло сильное потепление восточной части субполярного круговорота в 1990-х – 2000-х гг. [22]. Развивая эти исследования, в этой работе мы показываем, что долгопериодная изменчивость глубокой конвекции в море Ирмингера, прежде всего,

формируется изменчивостью океанической адвекции тепла, а не изменчивостью локального тепло- и влагообмена океан-атмосфера.

Верхний слой глубинных вод моря Ирмингера (примерно от 500 до 1500 м) формируют верхняя или глубинная промежуточные водные массы моря Ирмингера, в зависимости от интенсивности локальной конвекции [34]. Эти воды имеют ту же плотность, что и водные массы, образующиеся при умеренной конвекции в море Лабрадор. При этом воды моря Ирмингера немного теплее и солонее [41]. Ниже, до 2500 м, доминирует более плотная лабradorская водная масса, которая попадает в море Ирмингера после интенсивной конвекции в море Лабрадор [51]. Еще глубже, в придонных слоях, преобладают исландско-шетландские воды и воды Датского пролива [24, 48, 18]. Они являются результатом трансформации наиболее плотных вод, сформированных в результате глубокой конвекции в Гренландском море, на относительно неглубоких порогах Фареро-Шетландского и Датского проливов [37].

Глубокая конвекция в море Ирмингера не считалась значимой до недавнего времени. В конце 1990-х гг. Pickart и др. [41] отметили, что конвекция в море Ирмингера, в отдельные годы, может достигать 1800 м, что сравнимо с интенсивностью глубокой конвекцией моря Лабрадор. Дальнейшие наблюдения показали, что в 1990-х и 2010-х годах глубокая конвекция в море Ирмингера достаточно регулярно достигала глубин 700–1000 м и более, хотя в 2000-е гг. такое глубокое перемешивание происходило лишь изредка (зимой 2008 и 2009 гг.) [20, 8, 6, 3, 49]. Было также отмечено, что к середине 2010-х гг. общее количество промежуточных вод моря Ирмингера в субполярном круговороте увеличивалось [44]. Глубокая конвекция в море Ирмингера обычно была локализована на относительно небольших участках акватории, но в отдельные зимы область конвекции охватывала почти всю центральную часть моря [6, 12, 2, 34]. В некоторых недавних исследованиях признается большое климатическое значение глубокой конвекции в море Ирмингера, которая во многом определяет долгопериодную изменчивость АМОЦ [45, 36, 39, 11]. Помимо классической конвекции в центральной части бассейна, также отмечалось глубокое перемешивание вследствие гидростатической неустойчивости при экмановском трансфронтальном переносе более плотных поверхностных рециркулирующих вод течения Ирмингера в область менее плотных полярных вод Восточно-Гренландского течения [34], а также каскадного сброса холодных шельфовых вод вниз по континентальному склону Гренландии [25]. Впрочем, авторы цитируемых выше работ отмечали, что эти факторы, скорее всего, имеют ограниченный эффект на формирование глубинных вод моря Ирмингера.

Изменения в интенсивности конвекции в море Ирмингера часто связывают с изменчивостью температуры верхнего слоя моря [52, 43, 54]. Следуя гипотезе Нансена [38], во многих исследованиях межгодовая изменчивость зимнего теплообмена океан-атмосфера рассматривается как основной фактор изменчивости теплосодержания верхнего слоя океана, а

также глубины конвекции [40, 41, 20, 52, 53]. Усиление потери тепла зимой связано с изменением структуры региональной атмосферной циркуляции, которая наиболее тесно связана с расположением центра Исландского минимума [14]. Его положение, в частности, влияет на частоту появления сильных западных стоковых ветров от южной оконечности Гренландии. Океаническая потеря тепла в области их влияния может достигать 400–700 Вт/м<sup>2</sup>. Подобные эпизоды обычно длятся не более 3-х дней, но могут повторяться несколько раз в месяц [40, 8, 31]. Частота проникновения стоковых ветров в центральную часть моря Ирмингера увеличивается при высоких положительных значениях индекса Северо-Атлантического колебания (САК), когда Исландский минимум не только усиливается, но и смещается на северо-восток, в сторону Исландии [40, 46]. В результате потеря тепла морем Ирмингера с ростом индекса САК усиливается. Интенсификация атмосферного воздействия усиливает циклоническую циркуляцию в субполярном круговороте, что способствует поднятию пикноклина в центральной части круговорота, уменьшая интегральный запас плавучести в верхнем слое океана, что благоприятствует конвективному перемешиванию [47, 22]. Обратный эффект наблюдается при росте индекса Восточно-Атлантической осцилляции.

Однако не всегда изменчивость интенсивности конвекции может быть напрямую связана с теплообменом океана и атмосферы. Так, зимой 2009 г. интенсивная конвекция (до 1000 м) наблюдалась при достаточно умеренной потере тепла океаном, достигавшей 150 Вт/м<sup>2</sup> только в середине зимы [20]. С другой стороны, зимой 2011 г., несмотря на очень интенсивную потерю тепла поверхностью океана, временами превышающую 650 Вт/м<sup>2</sup>, конвекция в море Ирмингера не достигла и 400 м [6]. Эти несоответствия, в принципе, могут быть объяснены влиянием интенсивности конвекции прошлых лет. Так, было отмечено, что хорошо перемешанный слой на средних глубинах, образующийся в результате конвекции текущего года, создает условия для более глубокого перемешивания вод в течение последующих 2-х – 3-х лет [6]. Ниже мы показываем, что отмеченные выше особенности межгодовой изменчивости развития конвекции могут объясняться только изменчивостью интенсивности океанической адвекции тепла в центральные области моря Ирмингера.

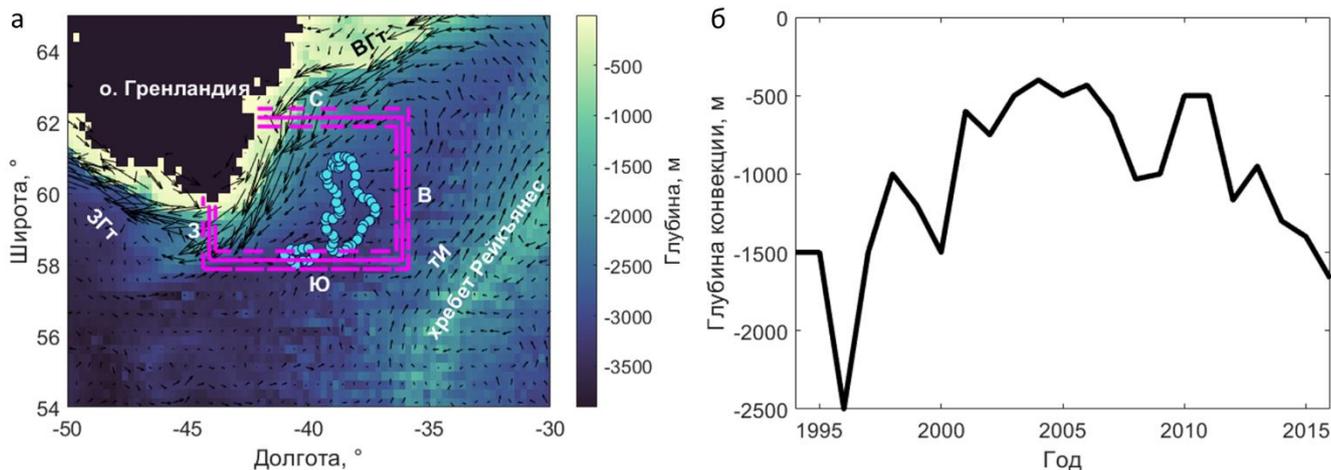
## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Температура воды, соленость и скорости течений на разных глубинах были получены из массива данных Multi Observation Global Ocean ARMOR-3D (1993–2016 гг., <http://marine.copernicus.eu/>). Данные ARMOR-3D представляют собой результат совместного анализа вертикальных профилей термохалинных характеристик и спутниковых наблюдений, с экстраполяцией последних вглубь океана. Скорости течения на разных горизонтах получены

путем экстраполяции вглубь океана течений спутниковой альтиметрии AVISO с использованием градиентов плотности воды и геострофических соотношений, рассчитанных по полям температуры и солености. Пространственное разрешение массива –  $1/4 \times 1/4^\circ$ , временное – 1 месяц [33, 17].

Для всех разрезов, ограничивающих исследуемый район (см. рис. 1а), температура воды ARMOR-3D уменьшается с глубиной со средней скоростью  $0.5^\circ\text{C}$  на 100 м. Скорость течения достаточно мало меняется с глубиной. Данная вертикальная структура, а также осредненные за период исследования значения температуры и скорости течений на разных уровнях хорошо согласуются с многочисленными наблюдениями [47]. Следовательно, адвекция тепла океаном, полученная по данным ARMOR-3D в исследуемом регионе, также должна быть реалистичной.

Данные радиационного баланса, скрытый и явный потоки тепла были получены из реанализа ERA-Interim (<https://www.ecmwf.int/>) на сетке  $1/4 \times 1/4^\circ$  с осреднением в месяц [21]. Радиационный баланс включает коротковолновую и длинноволновую радиацию [29]. Значения индекса САК взяты с сайта NOAA (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/>).



**Рис. 1.** Район исследования: а – батиметрическая карта (м, цвет) и среднее поле поверхностных течений (черные стрелки) за период анализа (1993–2016 гг.). Голубые точки показывают районы, где наиболее часто была зарегистрирована зимняя конвекция более 1000 м, в соответствии с работой [2]. Сплошные розовые линии (центральные) определяют район расчета параметров теплового баланса. Пунктирные розовые линии (внутренние и внешние) определяют разрезы, которые были использованы для анализа чувствительности океанических потоков тепла к выбору границ региона. ЗГТ – Западно-Гренландское течение, ВГТ – Восточно-Гренландское течение, тИ – течение Ирмингера; З – западный разрез (44° з.д.), С – северный разрез (62° с.ш.), В – восточный разрез (36° з.д.), Ю – южный разрез (58° с.ш.); б – максимальная глубина конвекции в море Ирмингера (м) в холодный период года (январь – апрель).

Теплосодержание, содержание пресной воды и тепловой баланс были рассчитаны в замкнутой области (58–62° с.ш. и 36–44° з.д. – центральный квадрат на рис. 1а), включающей в себя районы, где глубокая конвекция в море Ирмингера наблюдалась наиболее часто.

Теплосодержание ( $OHC$ ), содержание пресной воды ( $FWC$ ), океаническая конвергенция тепла ( $\Delta OHF$ ) верхнего 500-метрового слоя и вертикальный турбулентный поток ( $VHF$ ) через нижнюю границу исследуемого верхнего слоя (500 м) были рассчитаны по формулам:

$$OHC = \iiint \rho_0 C_p (T - T_{ref}) dz dx dy$$

$$FWC = \iiint \frac{S - S_{ref}}{S_{ref}} dz dx dy$$

$$\Delta OHF = \int \oint \rho_0 C_p (T - T_{ref}) V dl dz$$

$$VHF = \iint \rho_0 C_p K_z \frac{dT}{dz} dx dy,$$

где  $\rho_0$  – базовая плотность морской воды (1027 кг/м<sup>3</sup>),  $C_p$  – удельная теплоемкость морской воды (3900 Дж/(кг\*°C)),  $T$  – температура воды in situ [°C],  $T_{ref}=3.5^\circ\text{C}$  – базовая температура воды,  $S$  – соленость воды,  $S_{ref}=34.9$  – базовая соленость,  $V$  – скорость течения, перпендикулярная разрезу [м/с],  $l$  – расстояние вдоль границы замкнутой области интегрирования (м),  $K_z = 10^{-4}$  м<sup>2</sup>/с – коэффициент вертикальной турбулентной диффузии тепла [5]. В качестве базовых температуры и солености морской воды были взяты средние значения этих характеристик в слое 500–1000 м моря Ирмингера [16, 42, 45]. Такой выбор уменьшает вклад нижних слоев моря Ирмингера в горизонтальную адвекцию тепла, где достоверность данных термохалинных характеристик и скорости течений массива ARMOR-3D уменьшается. Вертикальный градиент температуры  $\frac{dT}{dz} = \frac{T_{500} - T_{600}}{100}$  рассчитывался как разница значений температуры между 500 и 600 м (следующий ближайший горизонт). Адвекция тепла  $OHF$  может зависеть от выбора местоположения разреза. Сравнение расчетов для больших и меньших площадей района исследования (рис. 1а) показало, что рассматриваемая изменчивость конвергенции океанического переноса тепла мало чувствительна к выбору границ области.

Тепловой баланс рассчитывался как сумма океанической конвергенции тепла, скрытого и явного теплообмена океан-атмосфера, радиационного баланса поверхности моря и вертикального потока тепла через нижнюю границу верхнего 500-м слоя.

Глубина верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) определялась на основе данных ARMOR-3D тремя методами. Авторы работы [19] рассматривают глубину ВКС как верхний горизонт, где

различие между потенциальной плотностью на глубине 10 м и нижележащим слоем ( $\Delta\sigma$ ) превышает выбранное критическое значение ( $\Delta\sigma_c$ ):  $\Delta\sigma > \Delta\sigma_c$ . Заглубление верхней границы позволяет отбросить возможное влияние дневного пикноклина. В работе [32] фиксируется пороговое вертикальное изменение температуры  $\Delta T$ , которое используется для расчета  $\Delta\sigma_c$  с использованием уравнения состояния. При таком подходе  $\Delta\sigma_c$  уменьшается с понижением температуры воды, что обеспечивает лучшую регистрацию глубины ВКС в сглаженных зимних профилях плотности. Метод Духовского [2] следует принципу, изложенному в работе [42]. Здесь глубина ВКС фиксируется на горизонте, где вертикальный градиент плотности воды превышает два его локальных стандартных отклонения, рассчитанных в 50-метровом интервале глубин вокруг контрольной точки. Иначе говоря, глубина ВКС фиксируется в верхней точке пикноклина, где вертикальный градиент плотности начинает относительно быстро увеличиваться с глубиной. Метод Духовского оказался наиболее точным в определении глубин ВКС в слабо стратифицированных субполярных районах. По результатам работы [26], имеющиеся в открытых базах данных количество натуральных профилей позволяет достоверно оценивать максимальную зимнюю глубину ВКС в море Ирмингера начиная с середины 1990-х гг.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

При анализе адвекции через границы моря Ирмингера, помимо относительно холодных полярных вод (с температурой 1.5–3°C) Восточно-Гренландского течения (со скоростью 5–35 см/с), была выделена выраженная хорошо известная рециркуляция [9, 47] теплых (5–7°C) и соленых модифицированных вод течения Ирмингера (атлантических вод), поступающих в район исследования через северную границу исследуемой области (рис. 1а). Часть этих атлантических вод уходит из района исследования через западную границу в море Лабрадор, имея температуру 4–6°C. По данным ARMOR-3D, средний расход через северную границу достигает 17 Св, а океаническая адвекция тепла через северную границу составляет 104 ТВт. Только 14 Св и 64 ТВт уходят из моря через западную границу. Разница в 40 ТВт между океаническими потоками тепла через эти границы формирует основной источник океанической конвергенции тепла исследуемого региона ( $\Delta OHF$ ).

Несмотря на значительные потери тепла атлантическими водами при их пересечении западной части выделенной области моря Ирмингера, потоки океанического тепла через северную и западную границы высоко коррелированы (-0.96). Среднегодовой дисбаланс расходов составляет  $3 \pm 0.5$  Св в верхнем слое и скорее всего является результатом регионального усиления потока глубинных вод ниже рассматриваемого 500-м слоя, который может возникать за

счет развития глубокой конвекции в центральной части моря Ирмингера и на восточной границе Восточно-Гренландского течения. Это согласуется с предыдущими оценками [34] оттока локально сформированных нижних фракцией промежуточных вод из моря Ирмингера, который ниже 500 м оценивается в 2–5 Св.

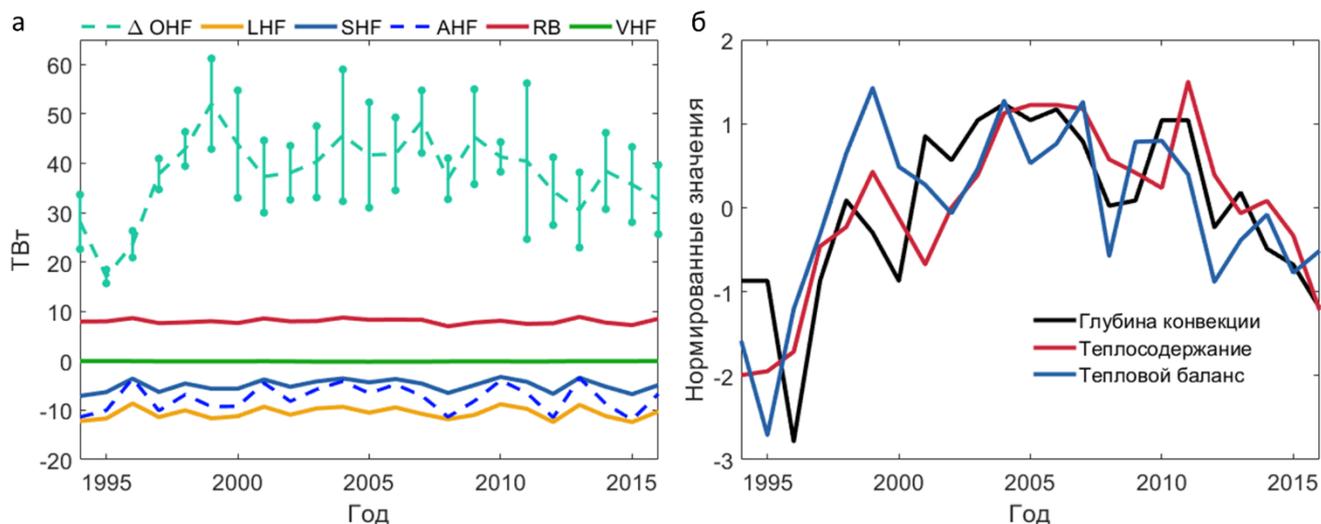
Кроме того, атлантические воды поступают в район исследования с юга. Этот поток менее интенсивен (скорости течения в верхнем слое составляют 1–5 см/с при температуре воды 4–7°C). Эти воды покидают район исследования через его восточную границу (рис. 1а). Потоки тепла через южную и восточную границы сильно взаимосвязаны (корреляция -0.90) и во многом компенсируют друг друга. В среднем через южную границу приходит 2 Св и 10 ТВт, тогда как через восточную границу выносится 2 Св расхода и 13 ТВт. Океанические потоки тепла через северную/западную и южную/восточную границы взаимосвязаны гораздо слабее (корреляции 0.5 и 0.4, на межгодовых масштабах изменчивости), что свидетельствует о различиях в динамике Восточно-Гренландского течения и западной ветви течения Ирмингера, формирующих рассматриваемый перенос (рис. 1а).

На сезонных масштабах изменчивость теплосодержания верхнего слоя океана достигает минимума в марте и совпадает с пиком интенсивности глубокой конвекции [2]. Максимум теплосодержания наблюдается в сентябре. На этих временных масштабах изменчивость теплосодержания верхнего слоя океана является следствием сезонной изменчивости теплообмена океан-атмосфера (сумма скрытого и явного потоков тепла) и радиационного баланса. Суммарный эффект на поверхности моря говорит об отдаче тепла океаном в течение 7 месяцев (с сентября по март). Океаническая конвергенция тепла, будучи всегда положительной, показывает ярко выраженный минимум в феврале – марте, который сменяется дальнейшим ее увеличением до конца декабря, что также влияет на сезонную эволюцию теплосодержания верхнего слоя океана.

На межгодовых масштабах теплосодержание показывает в целом тенденцию к росту, достигая максимума в 2004–2011 гг. Такое увеличение температуры верхнего слоя моря Ирмингера с начала 2000-х гг. отмечалось в предыдущих исследованиях [6]. В этот же период отмечался рост солености верхнего слоя моря. Межгодовая изменчивость среднегодовых значений теплосодержания верхнего слоя океана высоко коррелирует (0.84) с межгодовой изменчивостью в марте, что говорит о том, что межгодовую изменчивость формирует, в первую очередь, зимний сезон.

Межгодовая изменчивость океанического теплосодержания в марте показывает высокую положительную корреляцию (0.77) с суммой конвергенции океанических и атмосферных потоков тепла (табл. 2), которые осреднены с момента окончания активного развития конвекции за предыдущий период (с апреля предыдущего года по март текущего года). Даже в зимние

месяцы, когда наблюдается наиболее высокая изменчивость атмосферных потоков тепла из океана, межгодовая изменчивость океанической конвергенции тепла остается в 1.5 раза выше (рис. 2а и табл. 1). Коэффициент корреляции между теплосодержанием и конвергенцией океанических потоков тепла составляет 0.77. Коэффициент корреляции между теплосодержанием и потоками тепла океан-атмосфера незначим (0.20). Из этого следует, что конвергенция океанических потоков тепла определяет межгодовую изменчивость теплосодержания верхнего слоя моря.



**Рис. 2.** Межгодовая изменчивость характеристик в центральной части моря Ирмингера: а – океанический поток тепла ( $\Delta OHF$ ), скрытый поток тепла ( $LHF$ ), явный поток тепла ( $SHF$ ), вертикальные потоки тепла на границе океан-атмосфера (сумма скрытого, явного потока тепла и радиационного баланса,  $AHF$ ), радиационный баланс ( $RB$ ) и вертикальная турбулентная диффузия тепла ( $VHF$ ) через нижнюю границу области на глубине 500 м (среднее с апреля предыдущего года по март текущего года). Ошибка  $\Delta OHF$  представляет собой ошибку среднего за каждый год, рассчитанную по трем областям с границами, приведенными на рис. 1а; б – нормированные значения глубины конвекции, теплосодержания и теплового баланса (среднее с апреля предыдущего года по март текущего года). Обратите внимание, что для глубины конвекции меньшие (отрицательные) значения графика характеризуют более сильную конвекцию (см. рис. 1б). Нормировка осуществлялась вычитанием среднего значения за весь период, с последующим делением на стандартное отклонение.

**Таблица 1.** Средние значения (с апреля предыдущего года по март текущего года) океанического потока тепла, скрытого потока тепла, явного потока тепла, радиационного баланса, вертикальной турбулентной диффузии тепла на границе 500 м, теплового баланса. Доверительный интервал средних и стандартное отклонение рассчитывались по среднегодовым значениям в центральной области моря Ирмингера (область выделена сплошными линиями на рис. 1а). Статистики рассчитывались за период 1994–2016 гг.

		Среднее и доверительный интервал, ТВт	Стандартное отклонение, ТВт
Конвергенция адвекции океанического тепла ( $\Delta OHF$ )		38±3.4	7.9
Потоки тепла океан-атмосфера	Скрытый ( $LHF$ )	-11±0.5	1.2 (3.0 зимой)
	Явный ( $SHF$ )	-5±0.5	1.2 (3.6 зимой)
Радиационный баланс ( $RB$ )		8±0.2	0.5
Вертикальный турбулентный перенос через горизонт 500 м ( $VHF$ )		-0.1±0.02	0.04
<b>Тепловой баланс</b>		<b>30±3.7</b>	<b>8.6</b>

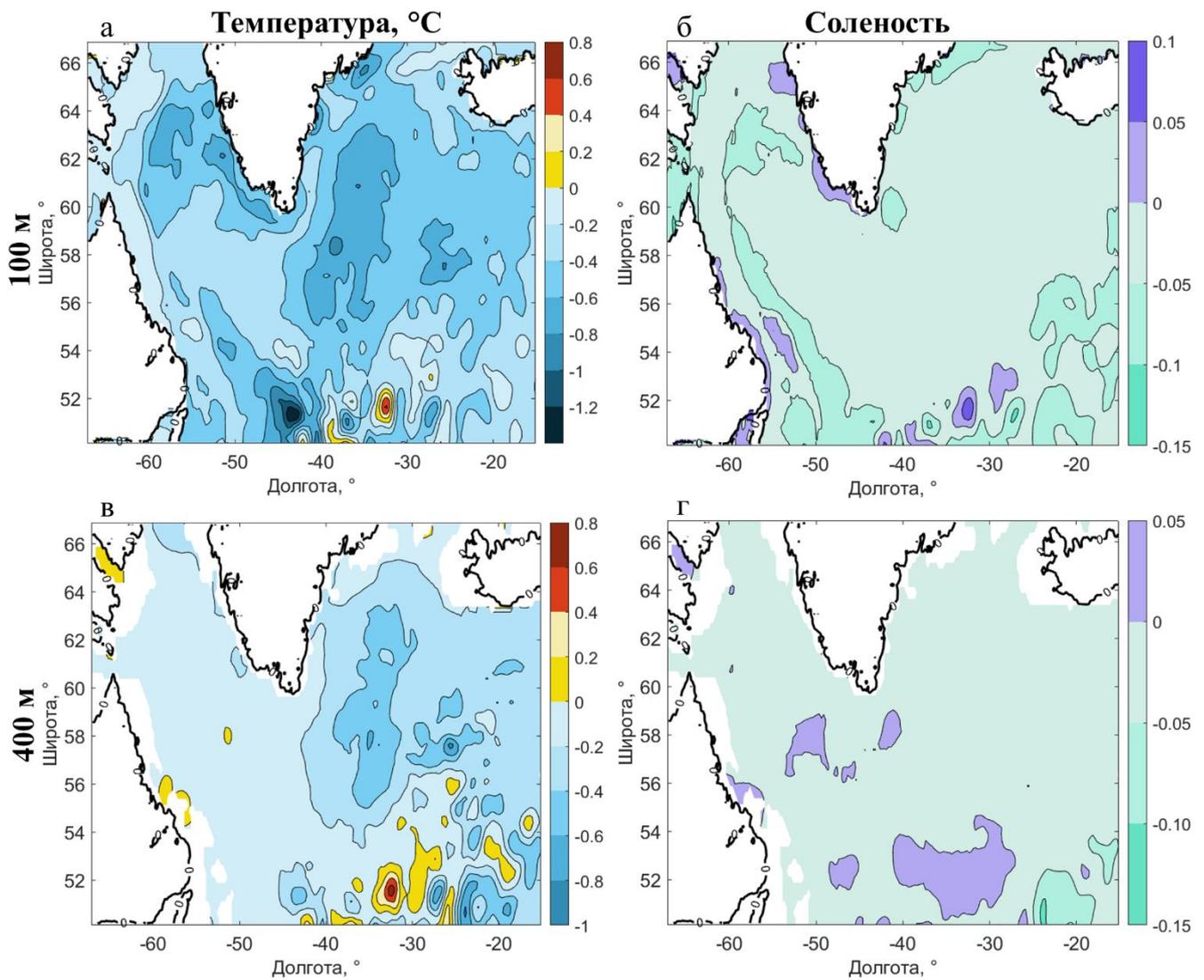
Теплосодержание, тепловой баланс и глубина конвекции показывают схожую межгодовую изменчивость (рис. 2б, для глубины конвекции меньшие (отрицательные) значения на графике соответствуют большей глубине конвекции (см. рис. 1б)). Коэффициент корреляции между теплосодержанием и глубиной конвекции составляет  $-0.77$ , т.е. более глубокая конвекция соответствует меньшему теплосодержанию центральной части моря Ирмингера (табл. 2). Содержание пресной воды показывает неожиданно положительную корреляцию с глубиной конвекции, достигая максимума ( $0.63$ ) со сдвигом 1 год (глубина конвекции опережает). Данная связь – скорее всего наведенная и объясняется корреляцией между содержанием пресной воды и теплосодержанием в верхней части моря Ирмингера (максимальная кросс-корреляция достигает  $-0.79$ , если теплосодержание опережает на 1 год). Таким образом, механизм межгодовой изменчивости глубокой конвекции в море Ирмингера определяется изменчивостью баланса тепла в верхнем слое, что отличает его от механизма в Гренландском море, где интенсивность конвекции определяется балансом пресной воды [15].

В тепловом балансе исследуемой центральной области моря Ирмингера корреляции суммы потоков тепла на границе океан-атмосфера (*АНФ*) с глубиной конвекции незначима ( $-0.34$ ), тогда как океаническая конвергенция тепла значимо и высоко коррелирует с глубиной конвекции ( $-0.57$  при нулевом сдвиге и  $-0.62$ , если океаническая конвергенция тепла опережает ход конвекции на 1 год). Среди океанических потоков тепла через границы района исследования наибольшие коэффициенты корреляции с глубиной конвекции получены с океаническим потоком тепла через северную и западную границы ( $-0.64$  и  $0.68$  соответственно). Корреляции с потоками тепла через южную и восточную границы несколько меньше, хотя также значимы ( $-0.58$  и  $0.44$  соответственно). Данный результат показывает значимость океанического притока тепла с рециркулирующими водами течения Ирмингера с севера, которое далее проникает в центральную часть циклонического круговорота моря Ирмингера и формирует предпосылки для развития конвекции. Тем самым подтверждается гипотеза о том, что именно адвекция тепла с севера обуславливает изменчивость плотности воды в центральной части моря Ирмингера [40].

**Таблица 2.** Взаимные корреляции океанического потока тепла ( $\Delta OHF$ ), потоков тепла на границе океан-атмосфера ( $AHF = LHF + SHF + RB$ ), скрытого потока тепла ( $LHF$ ), явного потока тепла ( $SHF$ ), радиационного баланса ( $RB$ ), вертикального потока тепла на 500 м ( $VHF$ ), теплового баланса, теплосодержания ( $OHC$ ) и глубины конвекции (большие значения характеризуют меньшую глубину конвекции – см. рис. 1б). Уровень значимости – 0.37. Коэффициенты корреляции рассчитывались по среднегодовым значениям (среднее с апреля предыдущего года по март текущего года) за период 1994–2016 гг.

	<i>AHF</i>	<i>LHF</i>	<i>SHF</i>	<i>RB</i>	<i>VHF</i>	<i>Тепловой баланс</i>	<i>OHC</i>	<i>Глубина конвекции</i>
<i><math>\Delta OHF</math></i>	0.11	0.06	0.24	-0.10	<b>-0.72</b>	<b>0.95</b>	<b>0.77</b>	<b>-0.57</b>
<i>AHF</i>	–	<b>0.98</b>	<b>0.98</b>	<b>0.79</b>	-0.25	<b>0.42</b>	0.20	-0.34
<i>LHF</i>		–	<b>0.96</b>	<b>0.70</b>	-0.22	<b>0.37</b>	0.17	-0.30
<i>SHF</i>			–	<b>0.71</b>	-0.36	<b>0.53</b>	0.34	<b>-0.44</b>
<i>RB</i>				–	-0.00	0.16	-0.11	-0.10
<i>VHF</i>					–	<b>-0.74</b>	<b>-0.90</b>	<b>0.73</b>
<i>Тепловой баланс</i>						–	<b>0.77</b>	<b>-0.63</b>
<i>OHC</i>							–	<b>-0.77</b>

На рис. 3 представлены аномалии температуры и солёности воды, которые были рассчитаны как разница средней температуры воды/солёности в годы, когда глубина конвекции превышала 1000 м, и в годы, когда глубина конвекции была меньше или равна 1000 м. Для верхнего слоя (показаны горизонты 100 и 400 м) аномалии температуры воды отрицательны, причем в некоторых областях, в том числе в центральных районах моря Ирмингера, разница на горизонте 100 м достигала  $-1^{\circ}\text{C}$  (рис. 3а), а на горизонте 400 м составляла  $-0.6^{\circ}\text{C}$  (рис. 3в). Аномалии солёности в море Ирмингера были меньше аномалий температуры почти на два порядка (рис. 3б, 3г), что говорит об их незначительном вкладе в изменчивость плотности верхнего слоя. Изменчивость солёности будет оказывать более существенное влияние на изменчивость плотности в море Лабрадор (рис. 3б, 3г).



**Рис. 3.** Пространственное распределение аномалий температуры воды (а, в) и солёности (б, г) на горизонтах 100 м (а, б) и 400 м (в, г). Аномалии были рассчитаны как разница средней температуры воды/солёности в годы, когда максимальная глубина конвекции в море Ирмингера превышала 1000 м (11 лет), и когда она была меньше или равна 1000 м (12 лет). Осреднение проводилось за октябрь – декабрь, до начала интенсивной конвекции. Рассматривался период 1993–2016 гг.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В данной работе была показана связь глубины конвекции моря Ирмингера с теплосодержанием верхнего 500-метрового слоя. Ранее предполагалось, что интенсивность конвекции в море Ирмингера связана с изменением региональных атмосферных условий [47, 40]. В частности, в некоторые годы более интенсивной конвекции наблюдалось большее количество циклонов и эпизодов распространения над морем Ирмингера стоковых ветров с южной оконечности Гренландского ледника. Стоковые ветра достаточно высоко коррелируют с индексом САК (0.6), что связывается с заглублиением и сдвигом к северу Исландского минимума, вдоль южной периферии которого и формируются стоковые ветра [40]. С этим исследователи связывали высокую значимую корреляцию теплосодержания верхнего слоя моря Ирмингера с индексом САК в зимний период (-0.66, при опережении индексом САК теплосодержания на 1 год).

В данном исследовании показано, что основной вклад в междесятилетнюю изменчивость теплосодержания верхнего слоя моря Ирмингера, так же как и в изменчивость глубины конвекции в море, вносит изменчивость океанической адвекции тепла, тогда как теплообмен океан-атмосфера имеет второстепенное значение. Конвергенция океанических потоков тепла определяется характеристиками рециркулирующих вод течения Ирмингера. Как и теплообмен океан-атмосфера, адвекция тепла течением Ирмингера связана с фазой САК. Так, в предыдущих исследованиях было показано, что адвекция тепла течением Ирмингера ослабевает на протяжении положительной фазы САК [30, 22], несмотря на общее усиление циклонической циркуляции верхнего слоя всего Субполярного круговорота, включающего моря Лабрадор и Ирмингера [40, 47, 30, 22, 14, 4]. Однако данные гидродинамического моделирования показывают, что перенос тепла течением Ирмингера сильнее зависит от температуры переносимых вод, а не от скорости течения, что снимает кажущееся противоречие [22]. Одновременное увеличение скорости течения и снижение температуры вод течения Ирмингера при росте индекса САК объясняют относительно низкую (хотя значимую) корреляцию (0.45) между глубиной конвекции в море Ирмингера и индексом САК. Воздействие других факторов на течение Ирмингера и теплосодержание верхнего слоя региона, таких как положение Исландского минимума или фаза Восточно-Атлантической осцилляции, дополнительно снижает корреляцию с индексом САК [27]. Таким образом, долгопериодная изменчивость теплосодержания моря Ирмингера и потоков тепла с течением Ирмингера определяется крупномасштабной изменчивостью атмосферной циркуляции над Северной Атлантикой и, на междесятилетних временных масштабах, интенсивностью АМОЦ [10, 1].

## ВЫВОДЫ

- В центральной части моря Ирмингера наблюдается высокая связь глубины конвекции с теплосодержанием верхнего 500-метрового слоя (коэффициент корреляции  $-0.77$ ) за период 1994–2016 гг.
- На межгодовых масштабах основной вклад в изменчивость теплосодержания центральной части моря Ирмингера вносит океаническая адвекция тепла (корреляция  $0.77$ ), тогда как межгодовая изменчивость теплосодержания слабо зависит от изменчивости потоков тепла на границе океан-атмосфера (корреляция  $0.20$ ).
- Из вышесказанного следует, что интенсивность конвекции моря Ирмингера определяется, в первую очередь, конвергенцией океанической адвекции тепла (коэффициент корреляции  $-0.57$ ), т.е. чем меньше тепла приносится в море с рециркулирующими водами течения Ирмингера за предшествующий период, тем больше будет максимальная глубина конвекции. В то же время сама межгодовая и междесятилетняя изменчивость конвергенции океанической адвекции тепла может быть вызвана соответствующей изменчивостью в циркуляции атмосферы над Северной Атлантикой, о чем свидетельствуют умеренные корреляции глубины конвекции в море Ирмингера с индексом САК, а также связь теплосодержания моря Ирмингера с интенсивностью АМОЦ.

**Источники финансирования:** Публикация выполнена при финансовой поддержке гранта СПбГУ № 94033410. Н.Д. выражает благодарность поддержке Российского научного фонда (проект 22-17-00267).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Багатинский В.А., Дианский Н.А.* Изменчивость термохалинной циркуляции Северной Атлантики в различные фазы Атлантической мультидекадной осцилляции по данным океанических объективных анализов и реанализов // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2021. Т. 57. № 2. С. 231–244. doi: 10.31857/S0002351521020024
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. doi: 10.21046/2070-7401-2018-15-7-184-194
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. doi: 10.21046/2070-7401-2019-16-1-191-201
4. *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.
5. *Беляев К.П., Соловьев В.Н.* О численных расчетах уравнений термогидродинамики, моделирующих океанические течения в районе субполярного фронта северной Атлантики // Математическое моделирование. 1996. Т. 8. № 11. С. 87–95.
6. *Гладышев С.В., Гладышев В.С., Гулев С.К., Соков А.В.* Аномально глубокая конвекция в море Ирмингера зимой 2014–2015 гг. // Доклады академии наук. 2016. Т. 469. № 3. С. 351–355.
7. *Гладышев С.В., Гладышев В.С., Соков А.В. и др.* Среднегодовалая структура и перенос вод системой западных пограничных течений восточнее Гренландии // Доклады Академии наук. 2017. Т. 473. № 1. С. 93–97.
8. *Гладышев С.В., Гладышев В.С., Фалина А.С., Сарафанов А.А.* Зимняя конвекция в море Ирмингера в 2004–2014 гг. // Океанология. 2016. Т. 56. № 3. С. 353–363.
9. *Гладышев С.В., Соков А.В., Гулев С.К. и др.* Роль циркуляционных механизмов и изменчивость промежуточных вод в море Ирмингера в период глубокой конвекции // Доклады Академии наук. 2018. Т. 483. № 5. С. 549–553.

10. Дианский Н.А., Багатинский В.А. Термохалинная структура вод Северной Атлантики в различные фазы Атлантической мультideкадной осцилляции // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2019. Т. 55. № 6. С. 157–170. doi: 10.31857/S0002-3515556157-170
11. Кузнецова Д.А., Башмачников И.Л. О механизмах изменчивости Атлантической меридиональной океанической циркуляции (АМОЦ) // Океанология. 2021. Т. 61. № 6. С. 843–855. doi: 10.31857/S0030157421060071.
12. 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. doi: 10.21638/spbu07.2018.306
13. Bacon S., Reverdin G., Rigor I.G., Snaith H.M. A freshwater jet on the east Greenland shelf // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2002. V. 107. № C7. P. 5-1–5-16.
14. Bakalian F., Hameed S., Pickart R. Influence of the Icelandic Low latitude on the frequency of Greenland tip jet events: Implications for Irminger Sea convection // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2007. V. 112. № C4.
15. Bashmachnikov I.L., Fedorov A.M., Golubkin P.A. et al. Mechanisms of interannual variability of deep convection in the Greenland Sea // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. 2021. V. 174. P. 103557.
16. Björk G., Gustafsson B.G., Stigebrandt A. Upper layer circulation of the Nordic seas as inferred from the spatial distribution of heat and freshwater content and potential energy // Polar Research. 2001. V. 20. № 2. P. 161–168.
17. Buongiorno Nardelli 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.
18. 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 // Geophysical Research Letters. 2019. V. 46. № 9. P. 4799–4808.
19. de Boyer Montégut C., Madec G., Fischer A.S. et al. Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile-based climatology // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2004. V. 109. № C12.
20. de Jong M.F., van Aken H.M., Våge K., Pickart R.S. Convective mixing in the central Irminger Sea: 2002–2010 // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. 2012. V. 63. P. 36–51.

21. *Dee D.P., Uppala S.M., Simmons A.J. et al.* The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 2011. V. 137. № 656. P. 553–597.
22. *Desbruyères D., Mercier H., Thierry V.* On the mechanisms behind decadal heat content changes in the eastern subpolar gyre // Progress in Oceanography. 2015. V. 132. P. 262–272.
23. *Dukhovskoy D.S., Yashayaev I., Proshutinsky A. et al.* Role of Greenland freshwater anomaly in the recent freshening of the subpolar North Atlantic // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2019. V. 124. № C5. P. 3333–3360.
24. *Eldevik T., Nilsen J.E.Ø., Iovino D. et al.* Observed sources and variability of Nordic seas overflow // Nature Geoscience. 2009. V. 2. № 6. P. 406–410.
25. *Falina A., Sarafanov A., Mercier H. et al.* On the cascading of dense shelf waters in the Irminger Sea // Journal of Physical Oceanography. 2012. V. 42. № 12. P. 2254–2267.
26. *Fedorov A.M., Bashmachnikov I.L., Iakovleva D.A. et al.* Deep convection in the Subpolar Gyre: Do we have enough data to estimate its intensity? // Dynamics of Atmospheres and Oceans. 2023. V. 101. P. 101338.
27. *Fedorov A.M., Raj R.P., Belonenko T.V. et al.* Extreme convective events in the Lofoten Basin // Pure and Applied Geophysics. 2021. V. 178. № 6. P. 2379–2391.
28. *Fried N., de Jong M.F.* The role of the Irminger Current in the Irminger Sea northward transport variability // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2022. V. 127. № C3. P. e2021JC018188.
29. *Hogan R.* Radiation quantities in the ECMWF model and MARS // ECMWF, 2016. 2015.
30. *Iakovleva D.A., Bashmachnikov I.L.* On the seesaw in interannual variability of upper ocean heat advection between the North Atlantic Subpolar Gyre and the Nordic Seas // Dynamics of Atmospheres and Oceans. 2021. V. 96. P. 101263.
31. *Josey S.A., de Jong M.F., Oltmanns M. et al.* Extreme variability in Irminger Sea winter heat loss revealed by ocean observatories initiative mooring and the ERA5 reanalysis // Geophysical Research Letters. 2019. V. 46. № 1. P. 293–302.
32. *Kara A.B., Rochford P.A., Hurlburt H.E.* Mixed layer depth variability over the global ocean // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2003. V. 108. № C3. P. 3079.
33. *Larnicol G., Guinehut S., Rio M.H. et al.* The global observed ocean products of the French Mercator project // Proceedings of 15 Years of progress in Radar Altimetry conference. 2006. SP–614.
34. *Le Bras I.A., Straneo F., Holte J. et al.* Rapid export of waters formed by convection near the Irminger Sea's western boundary // Geophysical Research Letters. 2020. V. 47. № 3. P. e2019GL085989.

35. *Le Bras I.A.A., Straneo F., Holte J., Holliday N.P.* Seasonality of freshwater in the East Greenland Current system from 2014 to 2016 // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2018. V. 123. № C12. P. 8828–8848.
36. *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.
37. *Mastropole D., Pickart R.S., Valdimarsson H. et al.* On the hydrography of Denmark Strait // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2017. V. 122. № 1. P. 306–321.
38. *Nansen F.* Das bodenwasser und die abkühlung des meeres // *Internationale Revue der gesamten Hydrobiologie und Hydrographie*. 1912. V. 5. № 1. P. 1–42.
39. *Petit T., Lozier M.S., Josey S.A., Cunningham S.A.* Atlantic deep water formation occurs primarily in the Iceland Basin and Irminger Sea by local buoyancy forcing // *Geophysical Research Letters*. 2020. V. 47. № 22. P. e2020GL091028.
40. *Pickart R.S., Spall M.A., Ribergaard M.H. et al.* Deep convection in the Irminger Sea forced by the Greenland tip jet // *Nature*. 2003. V. 424. № 6945. P. 152–156.
41. *Pickart R.S., Straneo F., Moore G.K.* Is Labrador Sea water formed in the Irminger basin? // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2003. V. 50. № 1. P. 23–52.
42. *Piron A., Thierry V., Mercier H., Caniaux G.* Argo float observations of basin-scale deep convection in the Irminger sea during winter 2011–2012 // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2016. V. 109. P. 76–90.
43. *Piron A., Thierry V., Mercier H., Caniaux G.* Gyre-scale deep convection in the subpolar North Atlantic Ocean during winter 2014–2015 // *Geophysical Research Letters*. 2017. V. 44. № 3. P. 1439–1447.
44. *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.
45. *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 // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2012. V. 117. № C1.
46. *Våge K., Pickart R.S., Moore G.W.K., Ribergaard M.H.* Winter mixed layer development in the central Irminger Sea: The effect of strong, intermittent wind events // *Journal of Physical Oceanography*. 2008. V. 38. № 3. P. 541–565.
47. *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.

48. *Våge K., Pickart R.S., Spall M.A. et al.* Significant role of the North Icelandic Jet in the formation of Denmark Strait overflow water // *Nature Geoscience*. 2011. V. 4. № 10. P. 723–727.
49. *Våge K., Pickart R.S., Thierry V. et al.* Surprising return of deep convection to the subpolar North Atlantic Ocean in winter 2007–2008 // *Nature Geoscience*. 2009. V. 2. № 1. P. 67–72.
50. *Yang Q., Dixon T.H., Myers P.G. et al.* Recent increases in Arctic freshwater flux affects Labrador Sea convection and Atlantic overturning circulation // *Nature communications*. 2016. V. 7. № 1. P. 10525.
51. *Yashayaev I.* Hydrographic changes in the Labrador Sea, 1960–2005 // *Progress in Oceanography*. 2007. V. 73. № 3-4. P. 242–276.
52. *Yashayaev I., Loder J.W.* Recurrent replenishment of Labrador Sea Water and associated decadal-scale variability // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2016. V. 121. № C11. P. 8095–8114.
53. *Yashayaev I., Seidov D., Demirov E.* A new collective view of oceanography of the Arctic and North Atlantic basins // *Progress in Oceanography*. 2015. V. 132. P. 1–21.
54. *Zunino P., Mercier H., Thierry V.* Why did deep convection persist over four consecutive winters (2015–2018) southeast of Cape Farewell? // *Ocean Science*. 2020. V. 16. № 1. P. 99–113.

# COHERENCE OF DEEP CONVECTION IN THE IRMINGER SEA WITH THE OCEANIC HEAT ADVECTION

D. A. Iakovleva<sup>1,2\*</sup>, I. L. Bashmachnikov<sup>1,2</sup>, N. A. Diansky<sup>3,4</sup>

<sup>1</sup>*St. Petersburg State University, SPbSU, 7/9 Universitetskaya nab., St. Petersburg, 199034 Russia*

<sup>2</sup>*Nansen International Environmental and Remote Sensing Centre, 14 Line V.O., 7, St. Petersburg, 199034 Russia*

<sup>3</sup>*Lomonosov Moscow State University. Leninskie Gory, 1, Moscow, 119991, Russia*

<sup>4</sup>*Marchuk Institute of Numerical Mathematics, Russian Academy of Sciences, Gubkina str., 8, Moscow, 119333 Russia*

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

The interannual variability of deep convection in the Irminger Sea is considered essential for the regulation of the Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC). Based on ARMOR-3D oceanic dataset and Era-Interim atmospheric re-analysis, we suggest that the convergence of oceanic heat, transported in the sea with the Irminger Current, governs the interdecadal variability of deep convection of the Irminger Sea by changing the heat content of the upper water layers in the basin. This forms a negative feedback that stabilizes the AMOC, e.g. an increase in the advection of oceanic heat in the Irminger Sea leads to a decrease in the convection depth, which further reduces the northward heat transport by the AMOC.

We suggest that, on the interdecadal time scales, the effect of ocean-atmosphere heat exchange on deep convection is relatively small due to a much lower interannual variability of the former compared to that of the oceanic heat convergence. During the positive phase of the North Atlantic Oscillation (NAO), the Irminger Current becomes colder, which allows an alternative explanation for the episodically observed intensification of convection in the Irminger Sea with an increase in the NAO index. Thus, the long-period variability of convection intensity in the Irminger Sea is associated not with local atmospheric influence, but rather to a remote atmospheric forcing.

**Keywords:** the Irminger Sea, deep convection, oceanic heat advection, AMOC, ARMOR-3D