

Статья принята в печать и будет опубликована в журнале:
«Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле»

**Механизмы формирования плотностных инверсий в районах
регулярного развития глубокой конвекции в Гренландском
море**

Каледина Анастасия Сергеевна, Башмачников Игорь Львович



DOI: <https://doi.org/10.21638/spbu07.2023.407>

Дата получения рукописи: 05.04.2023

Дата принятия рукописи в печать: 10.11.2023

Для цитирования: Каледина, А. С., Башмачников, И. Л. (2023) Механизмы формирования плотностных инверсий в районах регулярного развития глубокой конвекции в Гренландском море. *Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле*, 68 (4).

<https://doi.org/10.21638/spbu07.2023.407>

Это неотредактированный файл принятой к публикации рукописи. До публикации в окончательном виде она будет подвергнута редактированию и верстке. Обратите внимание, что во время производственного процесса могут быть выявлены ошибки, влияющие на содержание. К данной рукописи применяются все правовые оговорки, относящиеся к журналу.

УДК 551.465

Механизмы формирования плотностных инверсий в районах регулярного развития глубокой конвекции в Гренландском море¹

Каледина Анастасия Сергеевна^{1,2}, Башмачников Игорь Львович^{1,2}

¹ Санкт-Петербургский государственный университет,

Российская Федерация, Санкт-Петербург, Университетская наб., 7–9, 199034

² Научный фонд «Международный центр по окружающей среде и дистанционному зондированию им. Нансена»,

Российская Федерация, Санкт-Петербург, В.О., 14-я линия, 7, оф. 49-Н, 199034

Каледина А.С.: a.kaledina@spbu.ru

Башмачников И.Л.: i.bashmachnikov@spbu.ru

Аннотация

В этой работе, по данным контактных измерений, были выделены плотностные инверсии в Гренландском море, которые предшествуют развитию глубокой конвекции. Были рассмотрены механизмы их формирования, для чего привлекались данные океанического реанализа *GLORYS12V1* и атмосферного реанализа *ERA5*. В частности, были выявлены поверхностные затоки тёплых Атлантических вод и холодных вод Восточно-Гренландского течения, определена роль теплоотдачи из океана в атмосферу и пресного баланса поверхности моря за два периода: 1990-е гг. (1993, 1994, 1998 гг.) и 2010-е гг. (2008, 2011, 2013 гг.). Были выделены следующие основные механизмы образования плотностных инверсий: теплоотдача из океана в атмосферу, затоки поверхностных вод, положительные разности испарение-осадки. Формирование плотностных инверсий может определяться также сочетанием вышеперечисленных механизмов. Потоки тепла из океана в атмосферу являются основным источником возникновения инверсий и наблюдаются для 93% всех профилей с инверсиями (процент от количества за оба периода анализа). В 1990-е гг. вторым по значимости фактором

¹ Авторы благодарят 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).

являются затоки поверхностных вод, а третьим является разность испарение-осадки. В 2010-е годы два последних фактора меняются местами и большую роль играет доминирование испарения над осадками. Увеличение вклада данного фактора происходит совместно с ростом количества солёностных инверсий в 2010-х гг. по сравнению с 1990-и гг. и связано с изменчивостью доминирующих ветров в этом регионе. Полученные результаты служат базой для выявления ведущих факторов межгодовой изменчивости глубокой конвекции в Гренландском море.

Ключевые слова: Гренландское море, глубокая конвекция, плотностные инверсии, потенциальная неустойчивость

1. Введение

Гренландское море представляет собой один из основных районов развития глубокой конвекции и формирования глубинных вод в Северо-Европейском бассейне. Конвекция в Гренландском море наблюдалась в центральной части Гренландской котловины (Алексеев, 1989; Marshall and Schot, 1999) и в котловине Борей (Johannessen, et al., 2005) (рис. 1). В последние годы также была выделена область глубокой конвекции в юго-восточной области Гренландской котловины (Башмачников и др., 2018) (рис. 1). В свою очередь, являясь частью Глобального океанического конвейера (Broecker, 1991) и, в частности, его атлантической ячейки (Атлантической меридиональной океанической циркуляции – АМОЦ), глубокая конвекция вносит существенную роль в формирование изменчивости климата Северной Атлантики и Арктического бассейна (Latif et al., 2006; Алексеев и др., 2017). Изменение интенсивности конвекции в Гренландском море может ослабить АМОЦ, что приведет к изменениям в климатической системе высоких широт Северного полушария (Moore et al., 2015).

Как правило, интенсивность глубокой конвекции определяется через расчёт максимальной глубины перемешанного слоя (Федоров и др., 2018; Башмачников и др., 2018; Fedorov and Bashmachnikov, 2020). Существует несколько способов расчёта максимальной глубины верхнего квазиоднородного слоя (ВКС), наиболее точным показал себя метод Духовского, который впервые применялся в работах (Федоров и др., 2018; Башмачников и др., 2018; Fedorov and Bashmachnikov, 2020). Этот метод более точно выделяет нижнюю границу перемешанного слоя по изменению дисперсии

плотности в выбранном скользящем окне глубин, по сравнению с общепринятыми методами Kara (Kara et al., 2003) и Montegut (de Boyer Montegut et al., 2004).

Возникновение гравитационной неустойчивости и последующее перемешивание верхнего слоя моря может являться следствием сочетания различных гидрометеорологических факторов. Выделяют следующие группы факторов: поток тепла и пресной воды из океана в атмосферу (Moore et al., 2015; Yang et al., 2016), океаническая адвекция тепла и соли (Chu, 1991; Brakstad et al., 2019; Bashmachnikov et al., 2021), интенсивность циклонической циркуляции (Clarke and Gascard, 1983), ледообразование (Mysak et al., 1990; Moore et al., 2015; Vage et al., 2018). Система средних циклонических течений способствует поднятию пикноклина к поверхности в центральной части круговорота, что уменьшает интегральный запас плавучести верхней части колонки воды и способствует ее более быстрому вертикальному перемешиванию в период зимнего выхолаживания по сравнению с водами на периферии круговорота. Какие из вышеперечисленных механизмов вносят основной вклад в наблюдаемую долгопериодную изменчивость интенсивности глубокой конвекции в Гренландском море остается предметом дискуссий (Bashmachnikov et al., 2021).

В данной работе исследуются механизмы формирования плотностных инверсий в поверхностном слое Гренландского моря как процессов, предшествующих конвективному перемешиванию. Подобный анализ позволяет выбрать наиболее правдоподобные гипотезы основных причин развития и межгодовой изменчивости глубокой конвекции в этом регионе.

2. Данные и методы

Для выявления инверсий в поверхностном слое океана в этой работе использовались вертикальные профили температуры и солёности воды *in-situ* массива EN.4.2.1 базы данных Met Office Hadley Centre (<https://www.metoffice.gov.uk/hadobs/en4/index.html>). Данный массив включает в себя натурные данные профилирующих буёв и экспедиционные наблюдения различных проектов и баз данных, прошедшие строгий контроль качества, где исключены повторяющиеся измерения. Плотностные инверсии по данным контактных измерений определялись по методу, описанному в работе Калединой и Башмачникова (2023). Данный метод состоит в поиске профилей потенциальной плотности верхнего слоя океана, где разность значений плотности на поверхности моря и на глубине

минимальной плотности превосходит заданное пороговое значение $0,001 \text{ кг/м}^3$. Анализировались только профили поверхностного слоя океана с вертикальной мощностью слоя инверсии не менее 150 м. Такие крупные инверсии нельзя объяснить наличием шума в натуральных данных, что повышает надёжность исходного массива данных для дальнейшей оценки формирующих инверсии механизмов.

На основе результатов анализа характеристик плотностных инверсий (Каледина и Башмачников, 2023) из 369 профилей для холодного сезона (ноябрь-апрель 1993-2019 гг.) для дальнейшего изучения механизмов образования инверсий были выбраны два периода 1990-е гг. (1993, 1994, 1998), когда наблюдались наибольшие значения вертикального скачка плотности в инверсиях, и 2010-е гг. (2008, 2011, 2013), когда наблюдалась наибольшая вертикальная мощность слоёв, где фиксировались инверсии. В итоге было выбрано 103 профиля с плотностными инверсиями: 34 профиля в 1990-е гг. и 69 профилей в 2010-е гг.

Под поверхностным затоком атлантических вод понимается проникновение более тёплых и солёных вод западной ветви Норвежского течения в центральные части Гренландского моря. Такие затоки выявлялись по полям температуры воды, солёности и скоростей течений верхнего 10-и метрового слоя в ежесуточных данных вихреразрешающего океанического реанализа *GLORYS12V1* (<https://doi.org/10.48670/moi-00021>). Данный реанализ предоставляется Европейской службой мониторинга океана *Copernicus (CMEMS)* и основан на океанической модели *NEMO (Nucleus for European Modeling of the Ocean)*. *GLORYS12V1* имеет пространственное разрешение горизонтальной сетки $0,083^\circ \times 0,083^\circ$ на 50-и вертикальных уровнях. Модель ассимилирует данные альтиметрии, спутниковой температуры поверхности моря, концентрации морского льда, а также всех имеющихся вертикальных *in-situ* профилей температуры и солёности, в том числе и анализируемых данных массива *EN.4.2.1*. В самом реанализе *GLORYS12V1* инверсии отсутствуют, поскольку, как и во всех гидростатических моделях, гравитационные инверсии здесь искусственно вертикально перемешиваются уже на шаге их возникновения. В качестве атмосферного форсинга модели используются атмосферные реанализы *ERA-Interim* и *ERA5*. Оба реанализа формируются Европейским центром среднесрочных прогнозов погоды (*ECMWF*) и ассимилируют различные наблюдения, как в верхних слоях

атмосферы, так и у поверхности Земли. *ERA5* является атмосферным реанализом пятого поколения глобального климата и погоды с пространственным разрешением $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ (<https://www.ecmwf.int/en/forecasts/dataset/ecmwf-reanalysis-v5>).

Затоки в районах наблюдения плотностных инверсий, полученных по натурным данным выделялись визуально по полям скорости течения, температуры воды и солёности (рис. 2). Для выявления затоков было достаточно рассмотреть область в пределах 100 км ($\pm 1^\circ$ широты и $\pm 4^\circ$ долготы) вокруг местоположения инверсии. Потенциальное влияние затока на вертикальную изменчивость термохалинных характеристик определялось путём оценки знака и величин вертикальной изменчивости температуры и солёности в верхнем 10-м слое и на глубине минимальной плотности в профиле инверсии. Для выявления относительного вклада вертикальной изменчивости температуры и солёности в вертикальной изменчивости плотности в области инверсии, вертикальные разности значений температуры домножались на коэффициент термического расширения α , а солёности – на коэффициент солёностного сжатия β . В затоках (либо тёплых и солёных, либо холодных и распреснённых поверхностных вод) вклад аномалий температуры и солёности в аномалии плотности воды всегда был противоположен по знаку, поэтому учитывались только те затоки, где суммарный вклад обоих характеристик приводил к формированию гравитационной неустойчивости в профиле плотности. Отдельно отмечались термохалинные аномалии, связанные с присутствием вихрей в районе выделенной плотностной инверсии.

Сумма значений явного Q_s и скрытого Q_L потоков тепла ($Q = Q_s + Q_L$) на границе океан-атмосфера загружалась из данных атмосферного реанализа *ERA5*. Потоки тепла в реанализе рассчитываются с помощью алгоритма *COARE3* (Fairall et al., 2003). Также по данным *ERA5* брались значения испарения и осадков.

Для расчёта оценок океанических потоков тепла и пресной воды в районе инверсий использовались следующие формулы: $H = \rho C_p \Delta T U$ – океанический поток тепла ($\text{Вт}/\text{м}^2$), где ΔT – разность температур вод в затоке и окружающих вод ($^\circ\text{C}$), ρ – плотность морской воды ($1028 \text{ кг}/\text{м}^3$), C_p – коэффициент теплопроводности морской воды ($4000 \text{ Дж}/(\text{кг}\cdot^\circ\text{C})$), U – модуль скорости течения в затоке ($\text{м}/\text{с}$); $B = U(S_{ref} - S) / S_{ref}$ – поток пресной воды ($(\text{м}/\text{с})/\text{м}^2$), где S – солёность в затоке, S_{ref} – солёность

окружающей воды вне залива, U – модуль скорости течения в заливе (м/с) (Peterson et al., 2006).

3. Результаты

3.1. Заливы поверхностных атлантических вод

В Гренландском море топографически захваченные течения приурочены к границам бассейна. Под заливом мы понимаем адвективный перенос вод от границ в центральную часть Гренландского бассейна, который часто является следствием неустойчивости пограничных течений. В восточной части бассейна наблюдаются заливы тёплых и солёных вод западной ветви Норвежского течения, а в западной части – холодных и распреснённых вод Восточно-Гренландского течения. К сожалению, натурных наблюдений недостаточно для выделения заливов, поэтому последние выявлялись путём анализа поля скорости поверхностного течения, аномалий потенциальной температуры и солёности в верхнем слое моря по данным океанического реанализа *GLORYS12V1*. Рассматривались только те заливы, которые могли способствовать формированию плотностных инверсий. Заливы вод могут формировать так называемую потенциальную неустойчивость, когда более плотные воды натекают на менее плотные (Chu, 1991). Однако более вероятно, что заливы работают совместно с другими механизмами формирования неустойчивости, что будет обсуждаться ниже.

В работе Калединой и Башмачникова (2023) плотностные инверсии по характеру возникновения были разделены на термические, солёностные, термические и солёностные (Табл. 1). Если рассматривать заливы вод как единственный фактор образования плотностных инверсий, то солёностные инверсии могут образовываться вследствие залива тёплых и солёных вод (дестабилизация только по солёности), термические – вследствие залива холодных и распреснённых вод (дестабилизация только по температуре), смешанные инверсии (термические и солёностные) – за счёт дестабилизации как по температуре, так и по солёности, но с разным вкладом по каждому из параметров.

На рисунке 2 приведён пример залива тёплых и солёных атлантических вод в район образования солёностной инверсии. Для оценки относительного вклада в аномалию плотности, аномалии температуры и солёности в верхнем 10 м слое (рис. 2, а,

б, в) и на глубине минимальной плотности в профиле инверсии (рис. 2, г, д, е) домножены на коэффициенты термического расширения α и солёностного сжатия β соответственно.

Данные таблицы 1 показывают, что в 1990-е годы 23% инверсий находились в районах затоков тёплых и солёных вод, которые могли формировать плотностные инверсии. В частности, такие затоки наблюдаются для всех солёностных инверсий (формируемых только за счёт вертикальной изменчивости солёности) и части комбинированных (термических и солёностных) инверсий. 18% инверсий были приурочены к затокам холодных и распреснённых вод. Такие затоки наблюдались только в районах термических инверсий (т.е. формируемых только за счёт вертикальной изменчивости температуры). Почти в 60% случаев в окрестностях инверсий не было обнаружено затоков ни одного, ни другого типа. В 2010-е годы 24% инверсий наблюдались в зонах влияния затоков тёплых и солёных вод, а 9% инверсий – в зонах влияния затоков холодных и распреснённых вод. Последние были приурочены только к районам термических инверсий. Как в 1990-е, в 2010-е в окрестности большинства инверсий (67%) не было обнаружено затоков. Другие механизмы должны были быть ответственными за образование этих плотностных инверсий. В частности, плотностные инверсии могут быть результатом особенностей теплообмена на границе океан-атмосфера и пресного баланса поверхности моря.

3.2. Формирование плотностных инверсий вследствие особенностей теплообмена океан-атмосфера и пресного баланса поверхности моря

Потоки тепла в Гренландском море, как правило, направлены из океана в атмосферу и являются одной из вероятных причин образования термических инверсий. Средние значения потоков тепла увеличиваются с 95 Вт/м² в 2010-е годы до 117 Вт/м² в 1990-е годы. Максимальные среднемесячные значения в 1990-е и 2010-е в реанализе ERA5 составляют 294 Вт/м² и 311 Вт/м² соответственно.

Образование солёностных инверсий в верхнем слое океана часто связывают с ледообразованием. Образование морского льда в Гренландском море наблюдается к востоку от шельфа Гренландии (на самом шельфе преобладает лёд, принесённый из Арктики) к северу примерно от 70° с.ш. Причём в зонах частого наблюдения инверсий, между 71° и 75° с.ш. (рис. 1), наблюдаются наибольшие межгодовые колебания площади морского льда (Germe et al., 2011; Moore et al., 2015; Selyuzhenok et al., 2020). Однако

анализ температуры воды в профилях с инверсиями показал, что во всех случаях температура поверхности океана превышала температуру замерзания морской воды. В связи с этим данный механизм был исключён из анализа.

Помимо ледообразования осолонение поверхности моря может происходить в результате положительных значений разности испарения и осадков. В самом деле, в районах, где было зарегистрировано больше половины плотностных инверсий, на период их фиксации наблюдалось доминирование испарения над количеством осадков. Количество профилей инверсий, где ведущую роль мог играть этот фактор, увеличилось с 24% в 1990-х до 73% в 2010-х (рис. 3).

3% от всех плотностных инверсий не объяснялись ни одним из вышеперечисленных факторов дестабилизации верхнего слоя океана. Вероятно, это связано с неточностями расчётов потоков тепла и соли по используемому океаническому и атмосферному реанализам.

3.3. Определение механизмов плотностных инверсий

Совместный анализ факторов, которые могли приводить к возникновению наблюдавшихся плотностных инверсий, позволил выделить следующие основные механизмы дестабилизации верхнего слоя Гренландского моря (рис. 3):

M1. Теплоотдача из океана в атмосферу;

M2. Теплоотдача из океана в атмосферу при осолонении за счёт положительных значений разности испарение-осадки;

M3. Теплоотдача из океана в атмосферу при наличии затоков поверхностных вод (разных типов).

В среднем по обоим выделенным периодам около 35% всех инверсий объясняется теплоотдачей из океана в атмосферу при одновременном осолонении верхнего слоя моря за счёт положительных значений пресного баланса (испарение-осадки), 23% – только теплоотдачей из океана, 4% – только разностью испарения и осадков и 34% приходится на два механизма (по 17% на каждый): затоки поверхностных вод с последующим выхолаживанием и/или с последующим осолонением (испарение-осадки). 1% инверсий описывается совместным действием затока поверхностных вод и положительной разностью испарение-осадки. Для 3% инверсий не было найдено объяснения причин их формирования по используемым массивам данных.

По выделенным периодам, 1990-е годы, которые характеризовались относительно небольшими значениями глубины конвекции в Гренландском море (Башмачников и др., 2018; 2019) и относительно небольшой вертикальной мощностью инверсий при наибольшей величине скачка плотности в инверсии (Каледина и Башмачников, 2023), 38% инверсий объясняется только теплообменом между океаном и атмосферой (рис. 3, а). Данный механизм М1 объясняет все термические инверсии и часть инверсий с одновременным вкладом температуры и солёности. Солёностные и часть смешанных инверсий образуются под действием вышеперечисленных механизмов М2 и М3 (рис. 3, а).

В 2010-е же годы доля чисто термических инверсий уменьшается до 4%, доля только солёностных инверсий увеличивается до 73% от их общего числа, а оставшиеся 23% приходятся на смешанные аномалии (Табл. 1). Соответственно только 16% всех инверсий (рис. 3, б) может быть объяснено исключительно теплоотдачей из океана в атмосферу (механизм М1). Разность испарение-осадки (М2) положительна примерно для 73% всех наблюдаемых инверсий (процентная величина зелёного круга на рисунке 3, б), и часто наблюдается в комбинации с другими механизмами образования инверсий. 32% инверсий находится в области дестабилизирующего влияния затоков поверхностных вод (М3), но в подавляющем большинстве этих случаев (22%, пересечение трёх кругов на рисунке 3, б) дестабилизация за счёт затоков сочетается с одновременной дестабилизацией за счёт положительной разности испарения и осадков.

Увеличение количества эпизодов, когда интенсивность испарения преобладала над количеством осадков, в 2010-е годы может быть связано изменением характера атмосферной циркуляции над исследуемым регионом. Действительно, в 2010-х годах, по сравнению с 1990-ми, над Гренландским морем чаще наблюдаются северные ветра (рис. 4 а-в), которые приносят из центральной части Арктического бассейна холодные и сухие Арктические воздушные массы (Pithan et al., 2018). В связи с этим практически по всей акватории исследуемого района (рис. 4, г) происходит увеличение средней разности испарение-осадки.

В заключение следует отметить, что в работе были использованы только явные случаи выделения затоков. Однако был отмечен и ряд неоднозначных ситуаций, когда формирование затока возможно, но неочевидно. Такие случаи не были отмечены, как «затоки» в анализе. Также следует учитывать возможное несоответствие во времени и местоположении таких нелинейных процессов как затоки в реанализе и в реальном океане, даже при условии ассимиляции реанализом данных альтиметрии, температуры

поверхности моря и вертикальных *in-situ* профилей температуры и солёности. Поэтому приводимые на рисунке 3 значения можно рассматривать как нижнюю границу роли затоков в формировании инверсий.

4. Выводы и обсуждение результатов

По результатам анализа *in-situ* данных температуры и солёности воды массива EN.4.2.1, данных океанического реанализа *GLORYS12V1* и данных тепло- и влагообмена океан-атмосфера атмосферного реанализа *ERA5* была выделена роль различных механизмов формирования инверсий большой вертикальной мощности в Гренландском море. Поскольку такие инверсии непосредственно предшествуют развитию конвекции, то полученные результаты можно распространить и на механизмы развития глубокой конвекции в Гренландском море.

Установлено, что затоки могли формировать от 33% (2010-е гг.) до 41% (1990-е гг.) от числа обнаруженных инверсий за каждый из периодов (процентная величина кругов на рисунке 3, приходящаяся на затоки вод), а значит потенциальная неустойчивость может играть существенную роль в формировании глубокой конвекции в Гренландском море. Так как затоки практически всегда сочетались с теплоотдачей из океана в атмосферу, а часто и с осолонением поверхностного слоя за счёт разности испарение-осадки, то можно предположить следующий механизм. Затоки тёплых и солёных вод, проникая в центральные части Гренландского моря попадают в область холодных и сухих ветров из Арктики. Активно отдавая тепло в атмосферу эти воды охлаждаются, оставаясь солёными (а часто и осолоняются за счёт положительной разности испарение-осадки). Это создаёт условия для развития инверсий и конвекции. Для холодных и пресных вод такой механизм должен быть куда менее эффективен, но потенциальная неустойчивость тоже может развиваться за счёт их смешения с более тёплыми и солёными водами с дальнейшей теплоотдачей и усиленным испарением.

Оценки показывают, что локально адвекция тепла и соли в затоках существенно превышает соответствующие потоки на границе океан-атмосфера. Так, например, заток вод Норвежского течения, показанный на рисунке 2, переносит в район наблюдаемой инверсии порядка $460\,000\text{ Вт/м}^2$ тепла. При этом в атмосферу, на наблюдаемую дату, отдаётся всего 120 Вт с 1 м^2 поверхности моря, что приводит к достаточно медленному выхолаживанию вод затока. При этом происходит одновременное осолонение поверхностных вод, о чём свидетельствуют отрицательные величины потоков пресной воды в затоке вод ($-4,4\text{ мм/с}$), а также отрицательные величины, но более чем на порядок меньшие, потока пресной воды из океана в атмосферу ($-0,2\text{ мм/с}$). На границах затока

идёт смешение с окружающими более холодными и пресными водами, что приводит к уплотнению при смешении. Эти области и представляются наиболее вероятными районами формирования инверсий, как это наблюдалось на рисунке 2.

Существенное увеличение количества солёностных инверсий в 2010-е годы, с усилением ветров из Арктики над рассматриваемой нами областью частого развития конвекции, говорит о возможно важной роли испарения в формировании конвекции в этом регионе.

В данной работе не наблюдалось инверсий, как результата осолонения при ледообразовании в связи с тем, что температура поверхности моря в районах профилей инверсий всегда превышала температуру замерзания морской воды. В самом деле, в районе глубокой конвекции морской лёд наблюдается нечасто, особенно в последние десятилетия потепления вод океана (Bashmachnikov et al., 2021). Однако можно также предположить, что исследовательские суда стараются избегать наблюдений в зоне плавучих льдов и этот механизм также оказывает некоторое влияние на гравитационную дестабилизацию верхних слоёв океана.

Полученные в этой работе результаты позволяют выдвинуть новые гипотезы о вероятно существенной роли вышеизложенных механизмов осолонения поверхностного слоя моря в развитии конвекции в Гренландском море и уточнить причины ее межгодовой изменчивости.

Литература

Алексеев, Г. В., Богородский, П. В., Нагурный, А. П. (1989). Структура термохалинных полей в районе циклонической циркуляции и поднятия донных вод Гренландского моря. В: Ю. В., Николаева, Г. В., Алексеева, под ред., *Структура и изменчивость крупномасштабных океанологических процессов и полей в Норвежской энергоактивной зоне*, Ленинград: Гидрометеиздат, 37–43.

Алексеев, Г. В., Кузмина, С. И., Глок, Н. И., Вязилова, А. Е., Иванов, Н. Е., Смирнов, А. В. (2017). Влияние Атлантики на потепление и сокращение морского ледяного покрова в Арктике, *Лёд и Снег*, 57(3), 381–390. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2017-3-381-390>

Башмачников, И. Л., Федоров, А. М., Весман, А. В., Белоненко, Т. В., Колдунов, А. В., Духовской, Д. С. (2018). 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, 15(7), 184–194.
<https://doi.org/10.21046/2070-7401-2018-15-7-184-194>

Башмачников, И. Л., Федоров, А. М., Весман, А. В., Белоненко, Т. В., Духовской, Д. С. (2019). 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*, 16(1), 191–201. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2019-16-1-191-201>

Каледина, А. С., Башмачников, И. Л. (2023). Характеристики плотностных инверсий в Гренландском море в холодный сезон за 1993–2019 годы. *Морской гидрофизический журнал*, 39(1), 21–30. doi:10.29039/0233-7584-2023-1-21-30

Федоров, А. М., Башмачников, И. Л., Белоненко, Т. В. (2018). Локализация областей глубокой конвекции в морях Северо-Европейского бассейна, Лабрадор и Ирмингера, *Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле*, 63(3), 345–362. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2018.306>

Bashmachnikov, I. L., Fedorov, A. M., Golubkin, P. A., Vesman, A. V., Selyuzhenok, V. V., Gnatiuk, N. V., Bobylev, L. P., Hodges, K. I., Dukhovskoy, D. S. (2021). Mechanisms of interannual variability of deep convection in the Greenland Sea, *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 174, 1–20. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2021.103557>

Brakstad, A., Våge, K., Håvik, L., & Moore, G. W. K. (2019). Water Mass Transformation in the Greenland Sea during the Period 1986–2016, *Journal of Physical Oceanography*, 49(1), 121–140. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-17-0273.1>

Broecker, W. S. (1991). The Great Ocean Conveyor, *Oceanography*, 4(2), 79–89. <https://doi.org/10.5670/oceanog.1991.07>

Chu, P. C. (1991). Geophysics of Deep Convection and Deep Water Formation in Oceans // In: P. C., Chu, J. C., Gascard, ed., *Deep Convection and Deep Water Formation in the Oceans*. Elsevier, 3–16. [https://doi.org/10.1016/S0422-9894\(08\)70057-6](https://doi.org/10.1016/S0422-9894(08)70057-6)

Clarke, R. A., J.-C. Gascard (1983): The formation of Labrador Sea water. Part 1: Large-scale processes, *Journal of Physical Oceanography*, 13, 1764–1788. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1983\)013<1764:TFOLSW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1983)013<1764:TFOLSW>2.0.CO;2)

de Boyer Montegut, C., Madec, G., Fischer, A. S., Lazar, A., Iudicone, D. (2004). Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile-based climatology, *Journal of Geophysical Research*, 109, C12003. <https://doi.org/10.1029/2004JC002378>

Fairall, C. W., E. F. Bradley, J. E. Hare, A. A. Grachev, J. B. Edson (2003). Bulk Parameterization of Air–Sea Fluxes: Updates and Verification for the COARE Algorithm, *Journal of Climate*, 16(4), 571–591. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)016<0571:BPOASF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<0571:BPOASF>2.0.CO;2)

Fedorov, A. M., Bashmachnikov, I. L. (2020). Accuracy of the deep convection intensity from a limited number of casts, *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 92(101164). <https://doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2020.101164>

Germe, A., Houssais, M.-N., Herbaut, C., Cassou, C. (2011). Greenland Sea sea ice variability over 1979–2007 and its link to the surface atmosphere. *Journal of Geophysical Research*, 116 (C10034). <https://doi.org/10.1029/2011JC006960>

Johannessen, O. M., Lygre, K., Eldevik, T. (2005). Convective chimneys and plumes in the Northern Greenland Sea. In: H., Drange, T., Dokken, T., Furevik, R., Gerdes, W., Berger, ed., *The Nordic Seas: An Integrated Perspective*, American Geophysical Union, 251–272.

Kara, A. B., Rochford, P. A., Hurlburt, H. E. (2003). Mixed layer depth variability over the global ocean, *Journal of Geophysical Research*, 108(C3), 3079. <https://doi.org/10.1029/2000JC000736>

Latif, M., Böning, C., Willebrand, J., Biastoch, A., Dengg, J., Keenlyside, N., Schweckendiek, U. and Madec, G. (2006). Is the Thermohaline Circulation Changing? *Journal of Climate*, 19(18), 4631–4637. <https://doi.org/10.1175/JCLI3876.1>

Marshall, J., Schott, F. (1999). Open-ocean convection: Observations, theory, and models, *Reviews of Geophysics*, 37(1), 1–64. <https://doi.org/10.1029/98RG02739>

Moore, G. W. K., Våge, K., Pickart, R. S., Renfrew, I. A. (2015). Decreasing intensity of open-ocean convection in the Greenland and Iceland seas, *Nature Climate Change*, 5, 877–882. <https://doi.org/10.1038/nclimate2688>

Mysak, L. A., Manak, D. K., Marsden, R. F. (1990). Sea-ice anomalies observed in the Greenland and Labrador Seas during 1901–1984 and their relation to an interdecadal Arctic climate cycle, *Climate Dynamics*, 5, 111–133. <https://doi.org/10.1007/BF00207426>

Peterson, B. J., McClelland, J., Curry, R., Holmes, R. M., Walsh, J. E., Aagaard, K. (2006). Trajectory shifts in the Arctic and subarctic freshwater cycle, *Science*, 313(5790), 1061–1066. <https://doi.org/10.1126/science.1122593>

Pithan, F., Svensson, G., Caballero, R., Chechin, D., Cronin, T. W., Ekman, A. M. L., Neggers R., Shupe, M. D., Solomon A., Tjernström, M., Wendisch, M. (2018). Role of air-mass transformations in exchange between the Arctic and mid-latitudes, *Nature Geoscience*, 11, 805–812. <https://doi.org/10.1038/s41561-018-0234-1>

Selyuzhenok, V., Bashmachnikov, I., Ricker, R., Vesman, A., Bobylev, L. (2020). Sea ice volume variability and water temperature in the Greenland Sea, *The Cryosphere*, 14(2), 477–495. <https://doi.org/10.5194/tc-14-477-2020>

Våge, K., Papritz, L., Håvik, L., Spall, M.A., Moore, G.W.K. (2018). Ocean convection linked to the recent ice edge retreat along east Greenland, *Nature communications*, 9(1), 1287. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-03468-6>

Yang, Q., Dixon, T. H., Myers, P. G., Bonin, J., Chambers, D., Van Den Broeke, M. R. (2016). Recent increases in Arctic freshwater flux affects Labrador Sea convection and Atlantic overturning circulation, *Nature communications*, 7, 10525. <https://doi.org/10.1038/ncomms10525>

АССЕРТЕД MANUSCRIPT
ПРИНЯТО В ПЕЧАТЬ

Рисунки

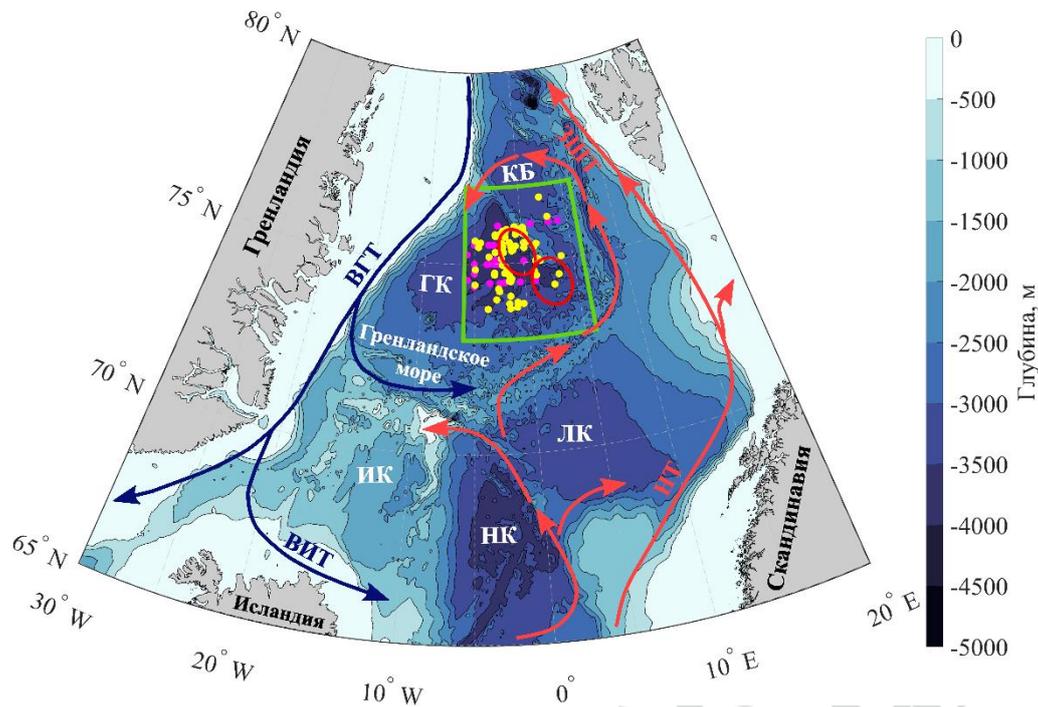


Рис. 1. Карта глубин (м, цветом) и схема основных течений Северо-Европейского бассейна. Зелёной трапецией обозначен район исследования, красными овалами – области наиболее частого развития глубокой конвекции в Гренландском море, розовыми точками – профили с инверсиями в 1990-х гг., жёлтыми – профили с инверсиями в 2010-х гг. Красными стрелками обозначены тёплые течения: НТ – Норвежское течение, ЗШТ – Западно-Шпицбергенское течение; синими стрелками обозначены холодные течения: ВГТ – Восточно-Гренландское течение, ВИТ – Восточно-Исландское течение. КБ – котловина Борея, ГК – Гренландская котловина, ИК – Исландская котловина, НК – Норвежская котловина, ЛК – Лофотенская котловина.

ACCEPTED
MANUSCRIPT

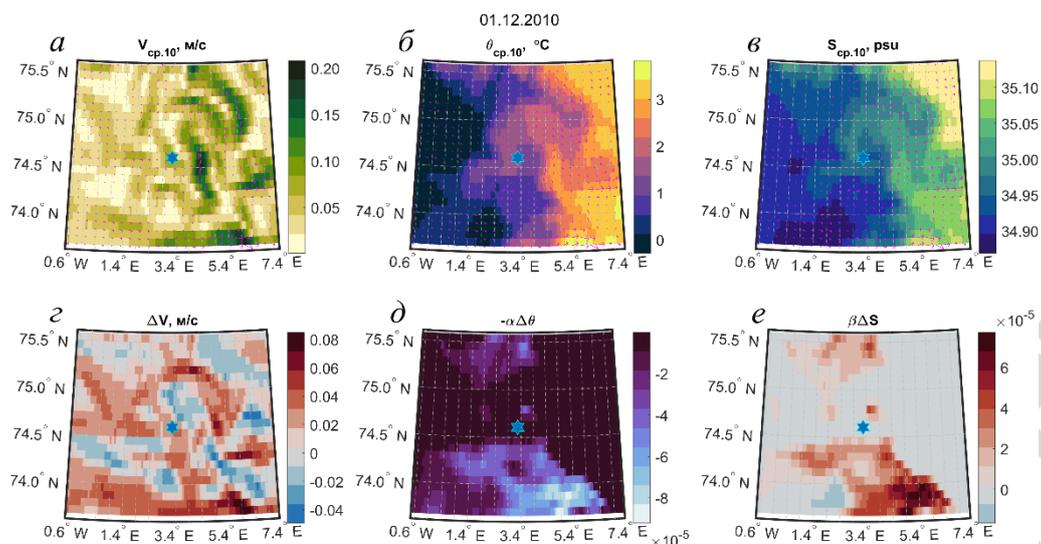


Рис. 2. Пример затока тёплых и солёных вод на день наблюдения инверсии (место отмечено звёздочкой) 01.12.2010 г. в Гренландском море. (а) Поле скорости течения в верхнем 10 м слое, м/с; (б) поле потенциальной температуры в верхнем 10 м слое, °С; (в) поле солёности в верхнем 10 м слое, psu; (г) разность скорости течения в верхнем 10 м слое и на глубине минимальной плотности; (д) разность потенциальных температур в верхнем 10 м слое и на глубине минимальной плотности, домноженная на $-\alpha$; (е) разность значений солёности в верхнем 10 м слое и на глубине минимальной плотности, домноженная на β .

АССЕРТЕЛ
ПРИНЯТО

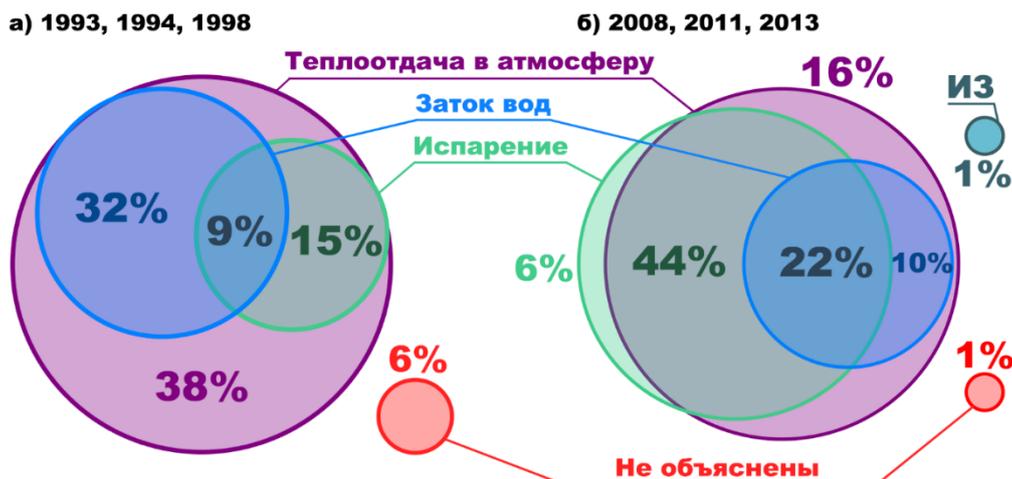


Рис. 3. Диаграмма Эйлера процентного вклада различных механизмов формирования плотностных инверсий в верхнем слое Гренландского моря в 1990-е гг. – а) и 2010-е гг. – б). См. пояснения в тексте. ИЗ – испарение и заток вод.

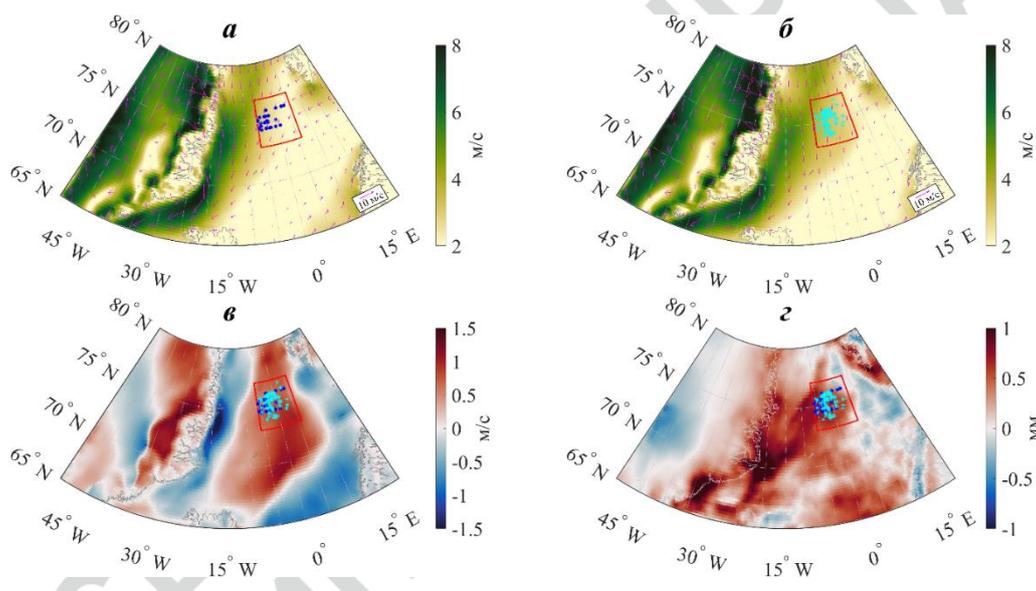


Рис. 4. Композитные карты поля скорости ветра (а) в 1993, 1994, 1998 гг., (б) в 2008, 2011, 2013 гг. Аномалии (б)-(а): (в) скорости ветра, м/с, (г) испарение минус осадки, мм (положительные значения указывают на доминирование испарения над осадками). Красной трапецией обозначен район исследования, синими точками – профили с плотностными инверсиями в 1990-е гг., голубыми точками – профили с плотностными инверсиями в 2010-е гг.

Таблицы

Таблица 1. Статистика характеристик инверсий и затоков в годы с наибольшей величиной или наибольшей вертикальной протяженностью слоя инверсии для инверсий глубиной инверсии более 150 м

<i>Типы инверсий</i>		
	<i>% от кол-ва инверсий (34 шт.) за 1993, 1994, 1998 гг.</i>	<i>% от кол-ва инверсий (69 шт.) за 2008, 2011, 2013 гг.</i>
Термические	32	4
Солёностные	15	73
Термические и солёностные	53	23
<i>Роль затоков в формировании инверсий</i>		
	<i>Наличие затока в окрестности инверсии, % 1993, 1994, 1998 гг.</i>	<i>Наличие затока в окрестности инверсии, % 2008, 2011, 2013 гг.</i>
Холодные и распреснённые воды	18	9
Тёплые и солёные воды	23	24
Нет затока	59	67

АССЕРТИРОВАННО
ПРИНЯТО В ПЕЧАТЬ

Mechanisms for the formation of density inversions in areas of regular deep convection in the Greenland Sea*

Anastasiia S. Kaledina^{1,2}, Igor L. Bashmachnikov^{1,2}

¹St Petersburg State University,

7–9, Universitetskaya Emb., St Petersburg, 199034, Russian Federation

²Nansen International Environmental and Remote Sensing Centre,

7, 14th V.O. Line, of. 49-N, St Petersburg, 199034, Russian Federation

Kaledina A.S.: a.kaledina@spbu.ru

Bashmachnikov I.L.: i.bashmachnikov@spbu.ru

Annotation

In this work, density inversions in the Greenland Sea, which precede the development of deep convection, were identified from in-situ data. The mechanisms of their formation were considered, for which data from the GLORYS12V1 ocean reanalysis and the ERA5 atmospheric reanalysis were used. In particular, the surface inflow of warm Atlantic water and cold water from the East Greenland Current was identified, the role of heat transport from the ocean to the atmosphere and the freshwater balance of the sea surface for two periods: the 1990s (1993, 1994, 1998) and the 2010s (2008, 2011, 2013) was determined. The following main mechanisms of density inversions formation were identified: heat transport from the ocean to the atmosphere, surface water inflows, and positive evaporation-precipitation differences. The formation of density inversions can also be determined by a combination of different mechanisms. Heat fluxes from the ocean to the atmosphere are the main source of inversions and are observed for 93% of all profiles with inversions. In the 1990s, surface water fluxes were the second most important factor, with evaporation-precipitation differences being the third. In the 2010s, however, the last two factors are reversed and evaporation dominates significantly more than precipitation. Increase of contribution of this factor occurs together with increase of number of salinity inversions in 2010th in comparison with 1990th and is connected with

* The authors thank the project of the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation No. 13.2251.21.0006 (identifier RF-225121X0006, agreement No. 075-10-2021-104 in the “Electronic Budget” information system of the Russian Federation).

variability of dominating winds in this region. The results provide a basis for further investigation of the causes and interannual variability of deep convection in the Greenland Sea.

Keywords: Greenland Sea, deep convection, density inversions, potential instability.

References

Alekseev, G.V., Bogorodskiy, P.V., Nagurny, A.P. (1989). Thermohaline Structure of Waters in the Area with Cyclonic Circulation and Upwelling]. In: Y. V. Nikolayev, G. V. Alekseev, eds., 1989. [*Structure and Variability of Largescale Processes in the Norwegian Zone of Intensive Ocean-Atmosphere Interactions*. Leningrad: Hydrometeoizdat Publ., 37–43.

(In Russian)

Alekseev, G.V., Kuzmina, S.I., Glok, N.I., Vyazilova, A.E., Ivanov, N.E., Smirnov, A.V. (2017). Influence of Atlantic on the Warming and Reduction of Sea Ice in the Arctic. *Journal Ice and Snow*, 57(3), 381–390. (In Russian) <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2017-3-381-390>

Bashmachnikov, I. L., Fedorov, A. M., Golubkin, P. A., Vesman, A. V., Selyuzhenok, V. V., Gnatiuk, N. V., Bobylev, L. P., Hodges, K. I., Dukhovskoy, D. S. (2021). Mechanisms of interannual variability of deep convection in the Greenland Sea, *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 174, 1–20. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2021.103557>

Bashmachnikov, I.L., Fedorov, A.M., Vesman, A.V., Belonenko, T.V., Koldunov, A.V., Dukhovskoy, D.S. (2018). Thermohaline convection in the subpolar seas of the North Atlantic from satellite and in situ observations. Part 1: localization of the deep convection sites. *Sovremennye Problemy Distantionnogo Zondirovaniia Zemli iz Kosmosa*, 15(7), 184–194. (In Russian) <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2018-15-7-184-194>

Bashmachnikov, I.L., Fedorov, A.M., Vesman, A.V., Belonenko, T.V., Dukhovskoy, D.S. (2019). Thermohaline convection in the subpolar seas of the North Atlantic from satellite and in situ observations. Part 2: indices of intensity of deep convection, *Sovremennye Problemy Distantionnogo Zondirovaniia Zemli iz Kosmosa*, 16(1), 191–201. (In Russian) <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2019-16-1-191-201>

Brakstad, A., Våge, K., Håvik, L., & Moore, G. W. K. (2019). Water Mass Transformation in the Greenland Sea during the Period 1986–2016, *Journal of Physical Oceanography*, 49(1), 121–140. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-17-0273.1>

Broecker, W. S. (1991). The Great Ocean Conveyor, *Oceanography*, 4(2), 79–89. <https://doi.org/10.5670/oceanog.1991.07>

Chu, P. C. (1991). Geophysics of Deep Convection and Deep Water Formation in Oceans // In: P. C., Chu, J. C., Gascard, ed., *Deep Convection and Deep Water Formation in the Oceans*. Elsevier, 3–16. [https://doi.org/10.1016/S0422-9894\(08\)70057-6](https://doi.org/10.1016/S0422-9894(08)70057-6)

Clarke, R. A., J.-C. Gascard (1983): The formation of Labrador Sea water. Part 1: Large-scale processes, *Journal of Physical Oceanography*, 13, 1764–1788. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1983\)013<1764:TFOLSW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1983)013<1764:TFOLSW>2.0.CO;2)

de Boyer Montegut, C., Madec, G., Fischer, A. S., Lazar, A., Iudicone, D. (2004). Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile-based climatology, *Journal of Geophysical Research*, 109, C12003. <https://doi.org/10.1029/2004JC002378>

Fairall, C. W., E. F. Bradley, J. E. Hare, A. A. Grachev, J. B. Edson (2003). Bulk Parameterization of Air–Sea Fluxes: Updates and Verification for the COARE Algorithm, *Journal of Climate*, 16(4), 571–591. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)016<0571:BPOASF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<0571:BPOASF>2.0.CO;2)

Fedorov, A. M., Bashmachnikov, I. L. (2020). Accuracy of the deep convection intensity from a limited number of casts, *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 92(101164). <https://doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2020.101164>

Fedorov, A.M., Bashmachnikov, I.L., Belonenko, T.V. (2018). Localization of Areas of Deep Convection in the Nordic Seas, the Labrador Sea and the Irminger Sea. *Vestnik of Saint Petersburg University. Earth Sciences*, 63(3), 345-362. (In Russian) <https://doi.org/10.21638/spbu07.2018.306>

Germe, A., Houssais, M.-N., Herbaut, C., Cassou, C. (2011). Greenland Sea sea ice variability over 1979–2007 and its link to the surface atmosphere. *Journal of Geophysical Research*, 116 (C10034). <https://doi.org/10.1029/2011JC006960>

Johannessen, O. M., Lygre, K., Eldevik, T. (2005). Convective chimneys and plumes in the Northern Greenland Sea. In: H., Drange, T., Dokken, T., Furevik, R., Gerdes, W., Berger, ed., *The Nordic Seas: An Integrated Perspective*, American Geophysical Union, 251-272.

Kaledina, A.S., Bashmachnikov, I.L. (2023). Characteristics of Density Inversions in the Greenland Sea during the Cold Seasons in 1993–2019. *Physical Oceanography*, 30(1), 18–26. doi:10.29039/1573-160X-2023-1-18-26

Kara, A. B., Rochford, P. A., Hurlburt, H. E. (2003). Mixed layer depth variability over the global ocean, *Journal of Geophysical Research*, 108(C3), 3079. <https://doi.org/10.1029/2000JC000736>

Latif, M., Böning, C., Willebrand, J., Biastoch, A., Dengg, J., Keenlyside, N., Schweckendiek, U. and Madec, G. (2006). Is the Thermohaline Circulation Changing? *Journal of Climate*, 19(18), 4631–4637. <https://doi.org/10.1175/JCLI3876.1>

Marshall, J., Schott, F. (1999). Open-ocean convection: Observations, theory, and models, *Reviews of Geophysics*, 37(1), 1–64. <https://doi.org/10.1029/98RG02739>

Moore, G. W. K., Våge, K., Pickart, R. S., Renfrew, I. A. (2015). Decreasing intensity of open-ocean convection in the Greenland and Iceland seas, *Nature Climate Change*, 5, 877–882. <https://doi.org/10.1038/nclimate2688>

Mysak, L. A., Manak, D. K., Marsden, R. F. (1990). Sea-ice anomalies observed in the Greenland and Labrador Seas during 1901–1984 and their relation to an interdecadal Arctic climate cycle, *Climate Dynamics*, 5, 111–133. <https://doi.org/10.1007/BF00207426>

Peterson, B. J., McClelland, J., Curry, R., Holmes, R. M., Walsh, J. E., Aagaard, K. (2006). Trajectory shifts in the Arctic and subarctic freshwater cycle, *Science*, 313(5790), 1061–1066. <https://doi.org/10.1126/science.1122593>

Pithan, F., Svensson, G., Caballero, R., Chechin, D., Cronin, T. W., Ekman, A. M. L., Neggers R., Shupe, M. D., Solomon A., Tjernström, M., Wendisch, M. (2018). Role of air-mass transformations in exchange between the Arctic and mid-latitudes, *Nature Geoscience*, 11, 805–812. <https://doi.org/10.1038/s41561-018-0234-1>

Selyuzhenok, V., Bashmachnikov, I., Ricker, R., Vesman, A., Bobylev, L. (2020). Sea ice volume variability and water temperature in the Greenland Sea, *The Cryosphere*, 14(2), 477–495. <https://doi.org/10.5194/tc-14-477-2020>

Våge, K., Papritz, L., Håvik, L., Spall, M.A., Moore, G.W.K. (2018). Ocean convection linked to the recent ice edge retreat along east Greenland, *Nature communications*, 9(1), 1287. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-03468-6>

Yang, Q., Dixon, T. H., Myers, P. G., Bonin, J., Chambers, D., Van Den Broeke, M. R. (2016). Recent increases in Arctic freshwater flux affects Labrador Sea convection and Atlantic overturning circulation, *Nature communications*, 7, 10525. <https://doi.org/10.1038/ncomms10525>