

Санкт-Петербургский государственный университет

ЯКОВЛЕВА Диана Андреевна

Выпускная квалификационная работа

***Межгодовая изменчивость теплосодержания и содержания
пресной воды в куполе холодных вод моря Лабрадор***

Бакалавриат

Направление подготовки 05.03.04 «Гидрометеорология»

Основная образовательная программа СВ.5021. «Гидрометеорология»

Профиль «Океанология»

Научный руководитель:

доцент, к.г.н. Башмачников И.Л.

_____ 2019
«__» _____

Рецензент:

директор, ФОНД «НАНСЕН-ЦЕНТР»

к.ф.-м.н. Бобылев Л.П

_____ 2019
«__» _____

Санкт-Петербург

2019

Оглавление

ВВЕДЕНИЕ.....	3
1 ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ.....	4
1.1 Водные массы и течения.....	4
1.2 Индексы NAO, АМО и АОО.....	7
2 МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ.....	9
2.1 Массив наблюдений ARMOR-3D.....	9
2.2 Формулы расчета основных параметров.....	10
2.3 Индексы NAO, АМО и АОО.....	11
2.4 Данные по потокам тепла на границе океан-атмосфера.....	11
2.5 Данные батиметрии.....	11
3 РЕЗУЛЬТАТЫ.....	12
3.1 Сезонная изменчивость температуры и солености воды.....	12
3.2 Теплосодержание и содержание пресной воды в море Лабрадор.....	15
3.3 Океанический и атмосферный потоки тепла в море Лабрадор.....	19
3.4 Теплосодержание и горизонтальные потоки тепла в морях Ирмингера и Северо-Европейского бассейна.....	22
3.5 Пространственное распределение коэффициентов корреляции теплосодержания с индексом NAO в Северной Атлантике и Северо-Европейском бассейне.....	26
4 ОБСУЖДЕНИЕ.....	28
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	31
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	32

ВВЕДЕНИЕ

Цель данной работы — анализ характера сезонной и межгодовой изменчивости теплосодержания и содержания пресной воды в приповерхностных слоях моря Лабрадор и их связи с индексами атмосферной и океанической циркуляции. Изменчивость теплосодержания и содержания пресной воды в приповерхностных слоях моря Лабрадор формируется и за счет переноса вод с различной температурой и соленостью из соседних акваторий, и за счет тепло- и влагообмена с атмосферой, поэтому в работе будут рассмотрены потоки тепла на границе океан-атмосфера и океанические потоки тепла.

Актуальность изучения данного региона состоит в том, что море Лабрадор, является районом образования глубинных вод Северной Атлантики, которые составляют значительную часть возвратного глубинного потока Атлантической меридиональной термохалинной циркуляции.

Основные задачи:

- Провести обзор литературы по исследуемому региону.
- Выделить долгосрочные тенденции межгодовой изменчивости теплосодержания и содержания пресной воды верхнего 500-метрового слоя моря Лабрадор.
- Выявить основные цикличности временной изменчивости теплосодержания и содержания пресной воды и климатических индексов.
- Выявить статистические связи теплосодержания с характером атмосферной и океанической циркуляции; исследовать физические механизмы выявленных связей.
- Проследить тенденции и цикличности межгодовой изменчивости теплосодержания соседних морей Ирмингера, Норвежского и Северо-Европейского бассейна, а также океанических потоков тепла в эти регионы.
- Описать пространственную структуру поля коэффициентов корреляции теплосодержания Северной Атлантики с индексом Северо-Атлантической осцилляции (NAO).

1 ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

Море Лабрадор — одно из субполярных морей Северной Атлантики, место взаимодействия холодных и распресненных полярных с теплыми и солеными субтропическими водами (рис. 1). Оно представляет собой один из немногих районов Северной Атлантики, где наблюдается глубокая зимняя конвекция (достигающая глубины 2000 м) и формируются глубинные водные массы. Распространяясь на юг, эти воды формируют значительную часть возвратного глубинного потока Атлантической меридиональной термохалинной циркуляции, являющейся одним из долгосрочных климатообразующих факторов (Buckley and Marshall, 2016).

Глубокая конвекция представляет собой перемешивание вод в результате гравитационной неустойчивости столба воды. В море Лабрадор она возникает при достаточно интенсивном осенне-зимнем охлаждении (термическая конвекция) и усиливается при осолонении приповерхностного слоя в ходе образования льда (соленостная конвекция). При относительно стабильных термохалинных характеристиках глубинных слоев изменение температуры и солености приповерхностного слоя за теплый период года определяет интенсивность стратификации вод к началу осенне-зимнего охлаждения, формируя условия для дальнейшего развития конвективного перемешивания. Это определяет значимость темы исследования.

1.1 Водные массы и течения

Холодные распресненные арктические воды (с температурой менее 2°C и соленостью 33–34) поступают в море Лабрадор из Северного Ледовитого океана через Девисов пролив и с Восточно-Гренландским течением. В последнем случае эти воды уже модифицированы за счет перемешивания с теплыми атлантическими водами в Датском проливе и в море Ирмингера. Восточно- и Западно-Гренландские течения имеют сложную структуру. Помимо модифицированных арктических вод эти течения также переносят модифицированные воды течения Ирмингера (с температурой более 4°C и соленостью более 34,9). Воды течения Ирмингера прослеживаются в море Лабрадор на глубинах около 500 м и частично проникают в центральные части моря (Yashayev, 2007). Это связывают с интенсивным вихревым переносом от юго-западного континентального склона о. Гренландия (Chanut et al., 2008). Воды Восточно-Гренландского течения, сливаясь с арктическими водами, поступающими из Девисова пролива, и с распресненными водами Гудзонова залива, образуют Лабрадорское течение. С юга незначительное количество субтропических Атлантических вод поступает в море Лабрадор за счет меридионального обмена через фронт Северо-Атлантического течения.

Горизонтальные потоки тепла и соли, а также вертикальный обмен теплом и пресной водой с атмосферой формирует основные характеристики и характер распределения приповерхностных водных масс в море Лабрадор. Верхние слои субполярного циклонического круговорота моря занимает субполярная приповерхностная водная масса (СПВМ или SPMW — Subpolar Mode Water). Приповерхностная фракция СПВМ (100–200 м) характеризуется низкой соленостью 34,7–34,85 и температурой 2–4°C. Она особенно выражена в западной и центральной частях моря. Нижняя фракция СПВМ (200–500 м) имеет повышенные значения солености 34,77–34,92 и температуры 3–5°C, и особенно выражена в восточной и южной частях моря. Обе фракции формируются за счет смешения, в разных пропорциях, пресных и холодных вод Гренландского и Лабрадорского течений с более теплыми и солеными водами течения Ирмингера (McCartney and Talley, 1982; Khatiwala et al., 2002; Yashayaev, 2007; Brambilla et al., 2008; Rhein et al., 2011). Промежуточная и глубинная водные массы в море Лабрадор включают в себя «классическую» лабрадорскую водную массу (ЛВМ или CLSW — Classical Labrador Sea Water или просто LSW — Labrador Sea Water) с температурой 2,95°C и соленостью 34,86, и ее более легкую фракцию — верхнюю лабрадорскую водную массу (ВЛВМ или ULSW — Upper Labrador Sea Water) с температурой 3,5°C и соленостью 34,80. Предполагается, что ВЛВМ образуется в зоне интенсивной вихревой активности в юго-западной части моря Лабрадор (возможно, в Лабрадорском течении) и вовлекается в Западное прибрежное глубинное течение (Stramma et al., 2004; Yashayaev, 2007). Обе фракции лабрадорской водной массы формируются во время глубокой конвекции. Наиболее глубокие слои моря Лабрадор занимает североатлантическая глубинная водная масса (СГВМ или NADW — North Atlantic Deep Water) с температурой 1,30–2,55°C и соленостью 34,87–34,96. Она формируется в результате выноса и модификации глубинных вод Гренландского моря через Датский и Фареро-Шетландский проливы (Khatiwala et al., 2002; Yashayaev, 2007; Yashayaev and Clarke, 2008; Rhein et al., 2011; Jenkins et al., 2015).

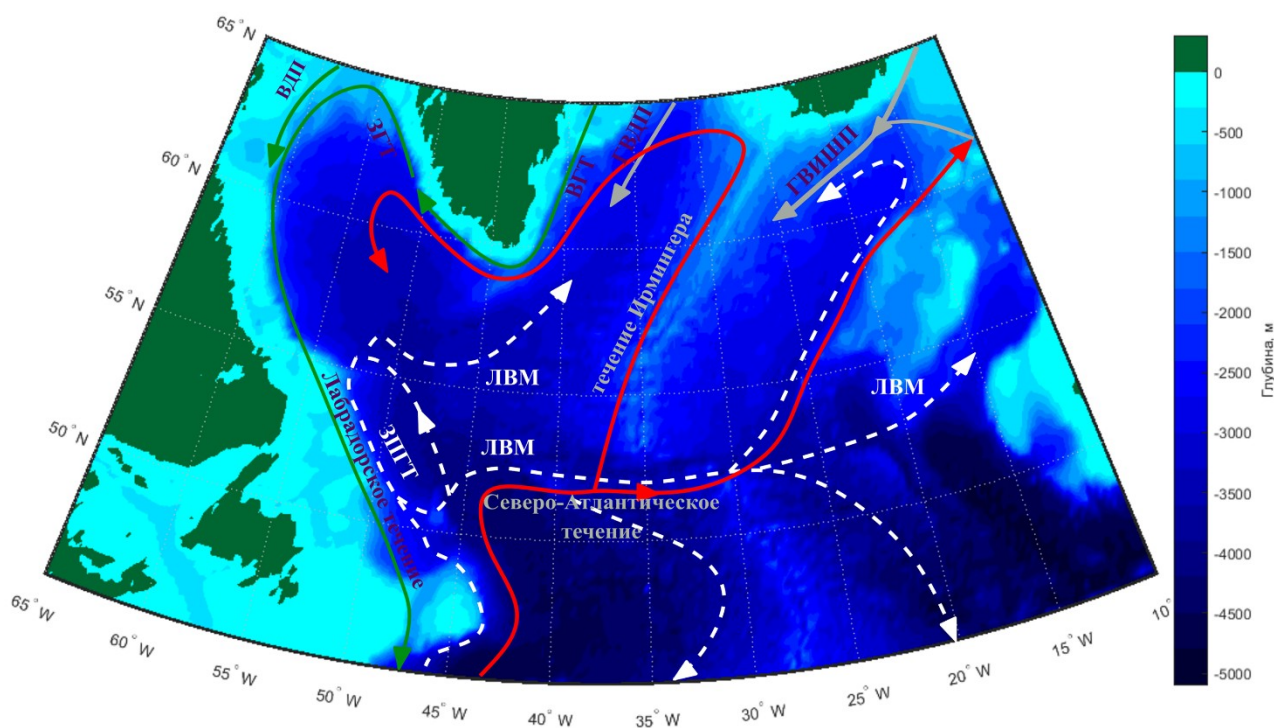


Рисунок 1. Карта глубин исследуемого региона: стрелки — основные течения (серые и белые — глубинные, красные и зеленые — поверхностные холодные и теплые течения соответственно); ВГТ — Восточно-Гренландское течение; ЗГТ — Западно-Гренландское течение; ВДП — воды, поступающие через Девисов пролива; ЛВМ — лабрадорская водная масса (LSW — Labrador sea Water), ГВДП — глубинные воды Датского порога (DSOW — Danish Strait Overflow Water), ГВИШП — глубинные воды Исландско-Шетландского порога (ISOW — Island-Shatland Overflow Water), ЗПГТ — воды Западного прибрежного глубинного течения (DWBC — Deep Western Boundary Current) (в скобках даны общепринятые английские названия)

С 1960-х гг. в межгодовой изменчивости термохалинного режима моря Лабрадор в литературных источниках выделяют несколько периодов. Наиболее холодные и пресные глубинные воды отмечались в 1987–1994 гг. Это связано с суровыми зимами в данный период, во время которых наблюдалась интенсивная глубокая конвекция (Curry and McCartney, 1996, Yashayaev, 2007). Аномально теплые и соленые воды наблюдались в 1962–1971, 1977–1983 и 1994–2006 гг. (Yashayaev, 2007). После 1998–1999 гг. отмечалось снижение плотности лабрадорской водной массы, формирующейся в результате зимней конвекции. В эти годы вместо «классической» лабрадорской водной массы преимущественно формировалась более легкий верхний ее тип ВЛВМ (Yashayaev, 2007).

1.2 Индексы NAO, AMO и AOO

Интенсивность океанической адвекции тепла и соли, влияющих на формирование термохалинного режима в море Лабрадор, характеризуется индексом Арктической океанической осцилляции (Arctic Ocean Oscillation Index — AOOI) и индексом Атлантического мультидекадного колебания (AMOI). Интенсивность адвекции холодных и пресных арктических вод в море можно охарактеризовать фазой индекса AOOI. Он рассчитывается как разность уровней моря между центральной частью антициклонического круговорота Бофорта и последней замкнутой линией тока вокруг формирующегося там купола холодных распресненных вод (Proshutinsky et al., 2015). При положительных значениях AOOI распресненная поверхностная вода, как и лед, накапливаются в канадской части Арктического бассейна. В период отрицательных значений индекса наблюдаются усиление циклонической циркуляции в центральной и евразийской частях Арктического бассейна и интенсификация сброса распресненных вод и льда через проливы Фрама/Датский и Дэвисов пролив. В межгодовой изменчивости индекса AOOI доминирует 10–14-летняя цикличность (Proshutinsky et al., 2015).

Температура вод, приносимых течением Ирмингера, связана с индексом AMOI, представляющим собой среднюю аномалию температуры поверхности океана в Северной Атлантике между 0 и 70° с. ш. (Drinkwater et al., 2014). AMOI имеет выраженную цикличность с холодными и теплыми фазами, длительность которых составляет 10–20 и 60–80 лет, а разница температур между экстремумами достигает 1°C. В период теплой фазы AMOI также возрастают число и интенсивность тропических штормов, но в умеренных широтах число штормов слабо связано с фазами этого индекса. Его значение росло с 1990-х гг. до 2000 г., после чего оно начало уменьшаться (Yashayaev et al., 2015).

Характеристики приповерхностных вод во многом определяются атмосферной и океанической циркуляцией. Основная мода изменчивости характера и интенсивности общей циркуляции атмосферы в Северной Атлантике — Северо-Атлантическое колебание (Hurrell and Deser, 2010). Оно характеризуется индексом Северо-Атлантической Осцилляции (NAOI — the North Atlantic Oscillation Index), который рассчитывается как разность давлений в Исландском минимуме и в Азорском максимуме. NAOI характеризует общую интенсивность западных ветров над Северной Атлантикой, а также положение оси струйного потока западных ветров и траекторий перемещающихся на север циклонов. При отрицательных значениях NAOI, в зимний период, струйный поток западных ветров над западной частью Северной Атлантики отклоняется на север и проходит через море Лабрадор, тем самым принося в район исследования более теплые и влажные воздушные массы. В периоды положительных значений NAOI струйный поток проходит южнее моря Лабрадор и

отклоняется к северу уже над Норвежским морем. В этот период над морем Лабрадор преобладают холодные и сухие арктические воздушные массы (Hurrell and Deser, 2010). NAOI имеет сезонный ход, усиливаясь в холодную половину года. Одновременно с усилением Исландского минимума, над морем Лабрадор возрастает циклоническая активность. Летом над юго-восточной частью моря Лабрадор может ощущаться некоторое влияние Азорского максимума, циклоны реже проходят через регион.

На существенную роль атмосферных процессов в формировании характеристик вод моря Лабрадор указывает наблюдающаяся связь между изменением характеристик, формирующихся зимой глубинных лабдорских вод и NAOI. Так, период 1962–1971 гг. (в течение которого было зафиксировано слабое конвективное перемешивание и незначительное обновление глубинных лабдорских вод, все более теплых и соленых) характеризовался преимущественно отрицательными значениями NAOI. Наоборот, периоды 1972–1976 гг. и 1988–1994 гг. (когда воды моря Лабрадор были наиболее холодными и распресненными) характеризовались преимущественно положительными значениями NAOI (Yashayaev, 2007). С 1990 по 2010 гг. индекс NAOI имел общую тенденцию к падению (Yashayaev et al., 2015), что говорит об увеличении влияния воздушных масс умеренных широт на климат моря Лабрадор. В 2010–2015 гг. снижение NAOI сменилось на противоположную тенденцию (Yashayaev et al., 2015). В межгодовой изменчивости индекса NAOI, достаточно хаотичной, проявляются квазидвухлетняя, квазичетырехлетняя, пяти-семилетняя, квазидвадцатилетняя цикличности (Pozo-Vazquez et al, 2000, Bashmachnikov et al., 2013).

Влияние Арктики на климат моря Лабрадор зависит от степени замкнутости тропосферной и стратосферной циркуляции в полярных районах. Эта замкнутость определяется по индексу Арктической осцилляции (AOI), представляющему собой разность давлений воздуха в центральной Арктике и в области 37–45° с. ш., и характеризует интенсивность ведущей моды колебаний атмосферного давления всего Северного полушария. Когда AOI уменьшается, то ослабляется полярный антициклонический вихрь над Арктикой и интенсифицируется обмен воздушными массами между Арктикой и умеренными широтами. В частности, при низких значениях AOI над северо-западной частью моря Лабрадор наблюдается более холодная погода, а над юго-восточной — более теплая (Bingyi and Jia, 2002). AOI хорошо коррелирует с NAOI, и Северо-Атлантическую осцилляцию часто называют региональным проявлением Арктической осцилляции. В межгодовой изменчивости индекса AOI проявляются примерно те же цикличности, что и в NAOI: 2,5–3,5, 6–8 и 12–20 лет (Jevrejeva et al., 2003).

2 МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В работе исследовалась межгодовая изменчивость теплосодержания и содержания пресной воды в котловине моря Лабрадор, 55–63° с. ш. и 44–60° з. д. (рис. 2). Район охватывает область циклонического круговорота моря Лабрадор, включая область глубокой конвекции и формирования лабдорской водной массы (Фалина и др., 2017, Федоров и др., 2018).

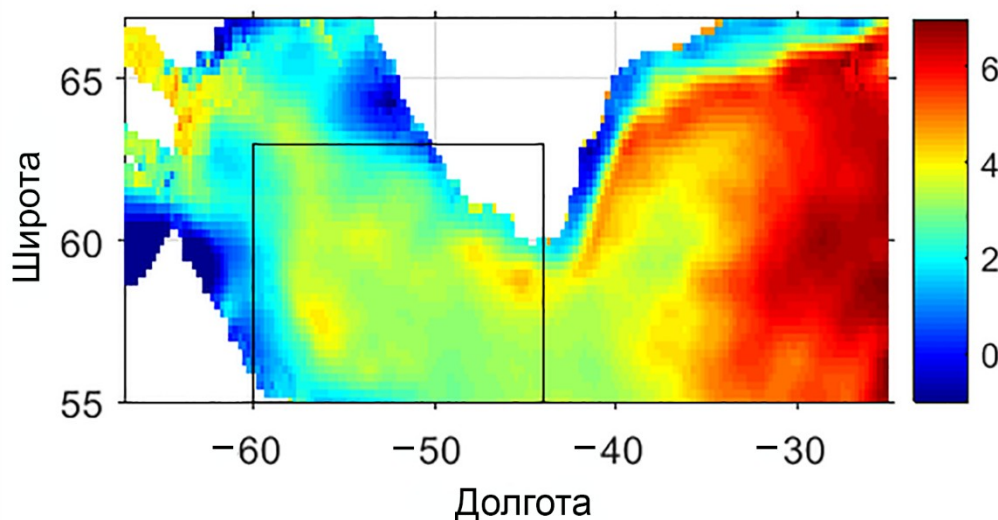


Рисунок 2. Карта распределения температуры воды (°C) на глубине 100 м в марте 1996 г. по данным массива ARMOR. Черным прямоугольником обозначен район, по которому проводилось пространственное осреднение.

2.1 Массив наблюдений ARMOR-3D

Температура и соленость воды брались по данным массива комбинированных *in-situ* и спутниковых наблюдений ARMOR-3D (<http://marine.copernicus.eu/>) (рис. 2). В этом массиве четырехмерные поля термохалинных характеристик приводятся на регулярной сетке с горизонтальным разрешением $1/4^\circ$, на стандартных океанографических горизонтах и с разрешением во времени 1 месяц (Larnicol et al, 2006; Nardelli et al, 2012). Источниками данных являются:

1) профили температуры (T) и солености (S), полученные с буев ARGO, CTD-зондов, батитермографов ХВТ, метеобуев и других платформ (данные из базы наблюдений the World Ocean Data Base, а также других массивов);

2) аномалии уровня моря, полученные по данным спутниковой альтиметрии с пространственным разрешением $1/4^\circ$ (the SSALTO/DUACS center);

3) температура верхнего перемешанного слоя океана (ТПО) по данным спутниковых и натуральных наблюдений реанализа Reynolds с пространственным разрешением 1° .

Временной интервал массива ARMOR-3D ограничен снизу началом качественных наблюдений спутниковых альтиметров (т. е. 1993 г.).

Разработчики массива ARMOR-3D получили трехмерные поля температуры и солености в узлах регулярной сетки в два этапа. Во-первых, были найдены регрессионные зависимости температуры и солености на разных горизонтах от аномалий ТПО и уровня моря. Для этого использовались подспутниковые наблюдения температуры и солености *in situ*. Указанные зависимости использовались для построения «синтетических» профилей температуры и солености в каждой точке регулярной сетки до глубины 1500 м. Во-вторых, «синтетические» и определенные *in situ* вертикальные профили температуры и солености совместно интерполируются методом оптимальной интерполяции в точки регулярной сетки. При этом весовые коэффициенты каждого профиля обратно пропорциональны рассчитанным ошибкам определения термохалинных характеристик в профиле данного типа (для профилей, полученных *in situ*, ошибки меньше, чем для «синтетических»), а также зависят от расстояния между профилем и узлом сетки. Преимущество данного массива перед результатами оптимальной интерполяции только с использованием полученных *in situ* вертикальных профилей в верхнем слое океана состоит в дополнительном привлечении спутниковой информации. Так, в работе (Larnicol et al., 2006) утверждается, что при использовании данного метода точность реконструкции полей температуры увеличивается в среднем на 25%.

2.2 Формулы расчета основных параметров

Для расчета теплосодержания верхнего слоя океана мы использовали стандартную формулу (Björk et al., 2001):

$$Q = \rho C_p (T - T_{ref}) dz ,$$

где $\rho = 1027 \text{ кг/м}^3$ — плотность воды, $C_p = 4200 \text{ (Дж/кг}^\circ\text{C)}$ — удельная теплоемкость воды, T — температура, $^\circ\text{C}$; dz — толщина слоя, м. В качестве базовой температуры (T_{ref}) бралась температура замерзания морской воды, равная $-1,8^\circ\text{C}$.

Содержание пресной воды рассчитывалось по следующей формуле (Björk et al., 2001):

$$F = \frac{S_{ref} - S}{S_{ref}} dz ,$$

где $S_{ref} = 35$, S — соленость воды в слое.

Для расчета горизонтального потока тепла использовалась формула:

$$Q = \rho C_p (T - T_{ref}) U(V) dy(dx) dz ,$$

где $\rho = 1027 \text{ кг/м}^3$ — плотность воды, $C_p = 4200 \text{ (Дж/кг}^\circ\text{C)}$ — удельная теплоемкость воды, T — температура, $^\circ\text{C}$; $U(V)$ – скорость течения на меридиане (параллели), м/с; $dy(dx)$ – расстояние между точками по меридиану (параллели), м; dz —

толщина слоя, м. В качестве базовой температуры (*Tref*) бралась температура замерзания морской воды, равная $-1,8^{\circ}\text{C}$.

2.3 Индексы NAO, AMO и AOO

Ежемесячные значения NAOI и AMOI были загружены с сайтов NOAA (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/> и <https://www.esrl.noaa.gov/>). Индекс AOOI был загружен с сайта океанографического института Вудс-Холл (<http://www.whoi.edu/>). Для последнего индекса приводятся только среднегодовые значения.

2.4 Данные по потокам тепла на границе океан-атмосфера

Потоки тепла на границе океан-атмосфера, температура воздуха и скорость ветра были получены из реанализа ERA-Interim (<https://www.ecmwf.int/>).

2.5 Данные батиметрии

Топография морского дна была визуализирована по данным ETOPO1 (<https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/>).

3 РЕЗУЛЬТАТЫ

3.1 Сезонная изменчивость температуры и солёности воды

В среднем по району исследования сезонная изменчивость температуры воды на поверхности моря (рис. 3, а) имеет выраженный максимум в августе, когда наблюдается максимальное количество приходящей солнечной радиации. На 100 м и глубже максимум температуры смещается по времени к ноябрю-декабрю и выражен слабо. Минимумы температуры на всех глубинах приходятся на март-апрель — период максимального развития глубокой конвекции (Федоров и др., 2018). Впрочем, на глубине 500 м температура продолжает едва заметно понижаться вплоть до июня. Амплитуда сезонных колебаний температуры на поверхности составляет $5,72^{\circ}\text{C}$, резко уменьшается до $1,48^{\circ}\text{C}$ на горизонте 100 м, и на горизонте 500 м составляет $0,3^{\circ}\text{C}$. Сезонные изменения солёности воды (рис. 3, б) на поверхности имеют противоположный ход: максимум приходится на март, а минимум — на август. Этот ход согласуется с сезонной динамикой выноса пресной воды из Арктики (Serreze et al., 2006), которая, прежде всего, определяет динамику солёности поверхности субполярных морей Северной Атлантики (Peterson et al., 2006). На горизонте 200 м и глубже сезонный ход незначителен и практически синфазен сезонному ходу температуры, что связано с распреснением подповерхностных слоев в результате глубокой конвекции (Holte et al., 2017). Амплитуда сезонной изменчивости на поверхности составляет 0,59, а на горизонте 500 м уменьшается до 0,03.

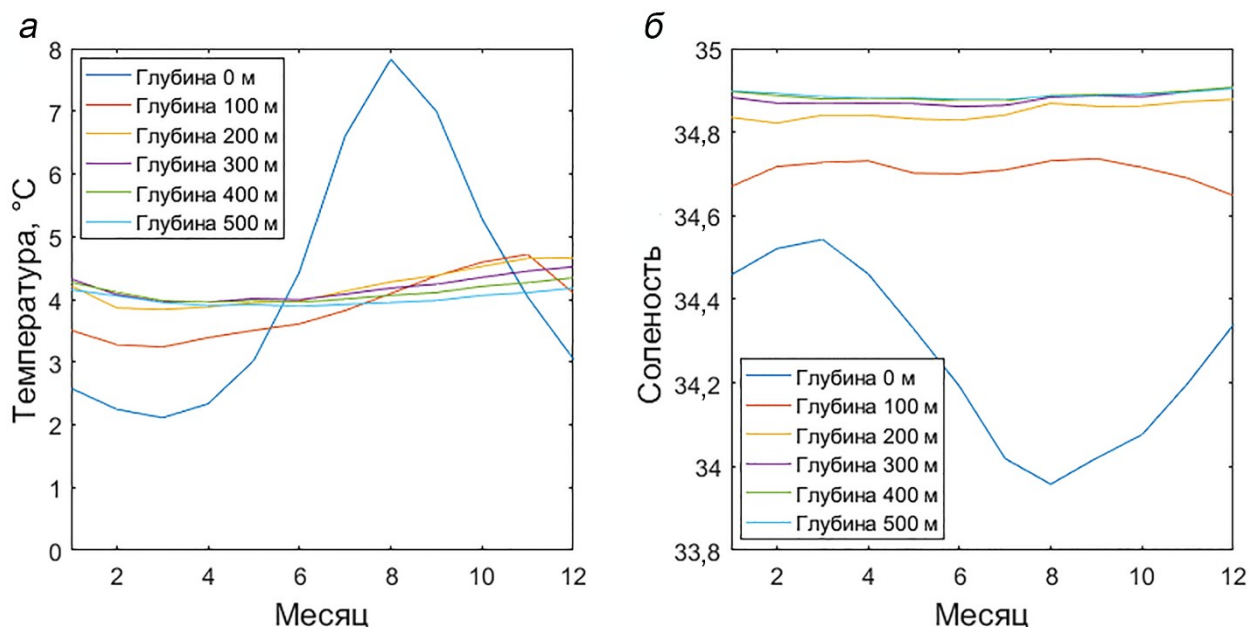


Рисунок 3. Сезонный ход температуры воды (а) и солёности воды (б) на разных горизонтах.

В среднем за год температура воды практически не меняется с глубиной (табл.1). При этом летом вертикальные градиенты температуры и солености свидетельствуют об устойчивой стратификации вод, зимой и весной наблюдается инверсия температуры и ослабление градиента солености, что позволяет предположить регулярное развитие конвекции в верхнем 500-метровом слое. Среднеквадратическое отклонение убывает с глубиной как для температуры, так и для солености, что характерно для формирования аномалий межгодовой изменчивости температуры и солености на поверхности моря и дальнейшем их распространении вниз. Например, на поверхности (горизонте 0 м) наибольшая среднегодовая температура воды наблюдалась в 2010 г., что связано с аномально жарким летом, тогда как на горизонте 500 м максимум температуры воды сместился по времени на 2011 г. (рис. 4, а). В то же время уменьшение температуры воды в период после 2011 г. на горизонте 500 м наблюдается во все сезоны, а на поверхности — в основном зимой. Подобная межгодовая изменчивость характерна для развития конвекции в результате выхолаживания приповерхностного слоя при аномально низких зимних температурах воздуха.

Таблица 1. Среднеклиматические значения температуры (T, °C), и солености (S) воды в море Лабрадор. Также приведены стандартные отклонения (std) характеристик, рассчитанные после удаления линейного тренда.

Горизонт, м	Параметр	Среднегодовое	Январь-март	Апрель-июнь	Июль-сентябрь	Октябрь-декабрь
0 м	T±std	4.21±0.55	2.31±0.55	3.26±0.52	7.14±0.60	4.12±0.64
	S±Sstd	34.26±0.09	34.51±0.08	34.18±0.10	34.02±0.14	34.33±0.10
Горизонт, м		Среднегодовое	Февраль-апрель	Май-июль	Август-октябрь	Ноябрь-январь
100 м	T±std	3.85±0.30	3.30±0.33	3.65±0.28	4.35±0.30	4.11±0.37
	S±Sstd	34.71±0.03	34.73±0.03	34.07±0.03	34.73±0.04	34.67±0.04
500 м	T±std	4.01±0.13	3.97±0.14	3.91±0.14	4.00±0.14	4.15±0.12
	S±Sstd	34.89±0.01	34.89±0.01	34.88±0.01	34.89±0.01	34.90±0.01

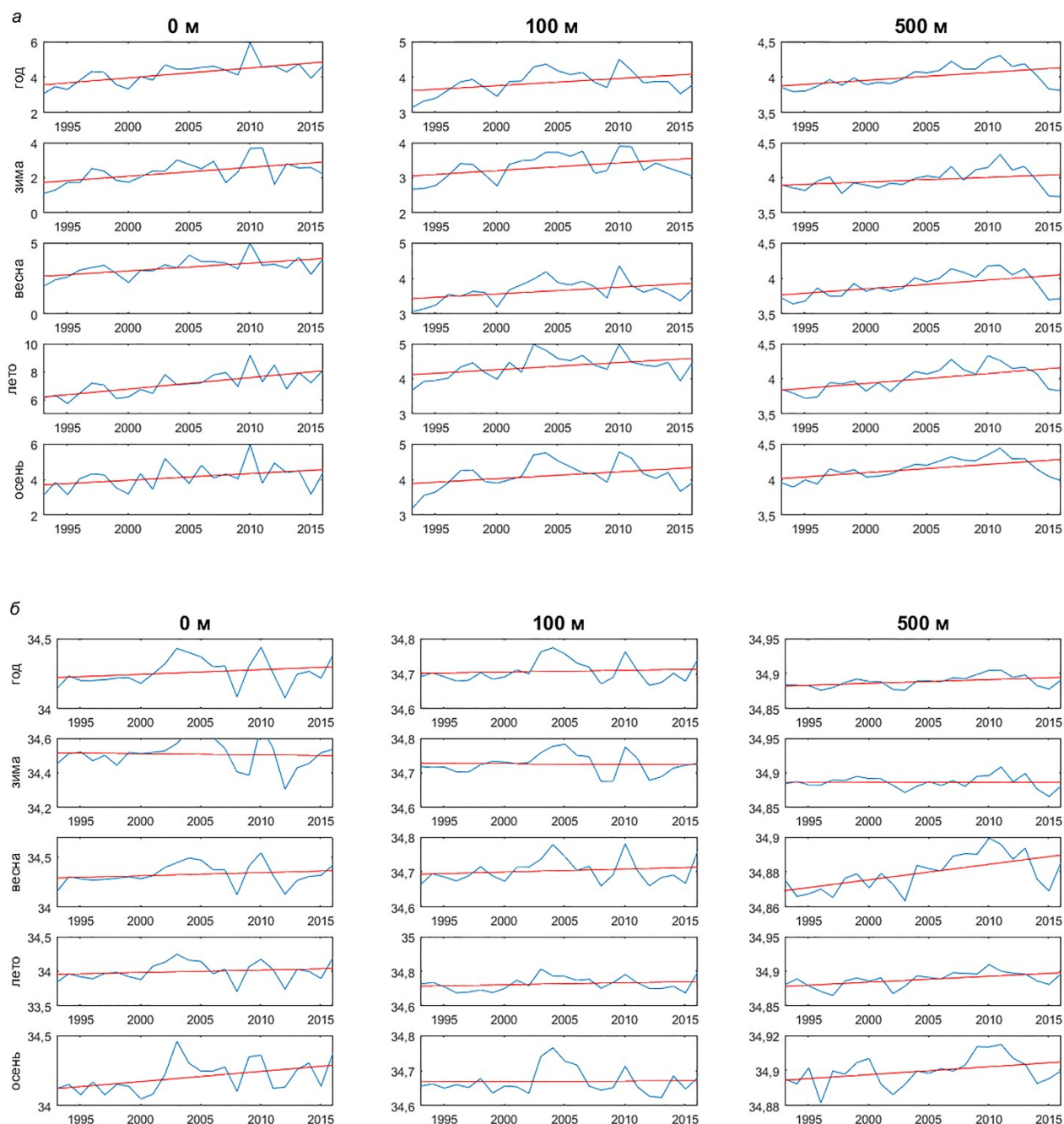


Рисунок 4. Сезонная изменчивость температуры ($^{\circ}\text{C}$) (а) и солёности (б) на горизонтах 0, 100 и 500 м. Зима: февраль — апрель (для горизонта 0 м — январь — март), весна: май — июль (для 0 м апрель — июнь), лето: август — октябрь (для 0 м июль — сентябрь), осень: ноябрь — январь (для 0 м октябрь — декабрь)

Графики межгодовой изменчивости температуры воды показывают общее повышение температуры во времени как в среднегодовом выражении, так и по всем четырем сезонам и на всех горизонтах в пределах верхнего 500-метрового слоя (рис. 4, а и табл. 2). Линейный тренд составил $1,29^{\circ}\text{C}$ за 24 года на поверхности моря, и $0,26^{\circ}\text{C}$ — на горизонте 500 м. Наибольший рост температуры воды прослеживается на поверхности в июле — сентябре.

Соленость также увеличивается во времени, за исключением зимних месяцев (см. рис. 4, б и табл. 2). Доверительные интервалы угла наклона (b_1) линейных трендов ($\hat{y}=b_1x+b_0$) оценивались как (Emery and Thomson, 2001):

$$b_1 \pm \frac{(S_y * t_{95, N-1})}{(N-1)^{1/2} * S_x},$$

где $t_{95, N-1}$ — значение распределения Стьюдента при уровне значимости 95% при $N-1$ степенях свободы, где N — длина ряда;

$$s_y = \left[\frac{1}{N-2} \sum_{i=1}^N (y_i - \hat{y}_i)^2 \right]^{1/2};$$

$$s_x = \left[\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (x_i - \hat{x})^2 \right]^{1/2},$$

\hat{x} — среднее значение.

Таблица 2. Угловой коэффициент линейного тренда и пределы его изменчивости, температура (Т) - °С/год $\cdot 10^{-3}$, соленость (S) - ‰/год $\cdot 10^{-3}$.

Горизонт, м		Среднегодовые	Январь-март	Апрель-июнь	Июль-сентябрь	Октябрь-декабрь
0	T	55.92 ± 29.42	50.57 ± 34.54	54.42 ± 32.72	81.35 ± 37.49	37.34 ± 39.95
	S	3.31 ± 5.88	-0.72 ± 5.15	3.11 ± 6.51	3.60 ± 8.45	7.23 ± 6.20
Горизонт, м		Среднегодовые	Февраль-апрель	Май-июль	Август-октябрь	Ноябрь-январь
100	T	20.10 ± 18.85	21.86 ± 20.46	18.78 ± 17.72	20.33 ± 18.66	19.43 ± 22.95
	S	0.51 ± 1.95	-0.17 ± 1.88	0.86 ± 2.13	1.19 ± 2.38	0.14 ± 2.30
500	T	11.13 ± 8.04	6.68 ± 8.69	12.27 ± 8.87	13.92 ± 8.95	11.66 ± 7.43
	S	0.54 ± 0.45	-0.04 ± 0.56	0.88 ± 0.51	0.86 ± 0.56	0.45 ± 0.47

Большинство трендов в температуре воды были значимы, тогда как тренды солености воды почти все оказались незначимы (табл. 2). При этом, одинаковый знак трендов солености на всех горизонтах и в большинство сезонов позволяет говорить об объективности тенденций роста солености, несмотря на малость трендов по сравнению с межгодовой изменчивостью этого параметра.

3.2 Теплосодержание и содержание пресной воды в море Лабрадор

Среднегодовые значения теплосодержания в верхнем 500-метровом слое (рис.5, а), с 1993 по 2010 г. увеличились с $1,18 \cdot 10^{10}$ до $1,39 \cdot 10^{10}$ Дж м⁻² (т.е. на 18%), после чего началось его уменьшение. Линейный тренд теплосодержания за весь период наблюдений был положительным и значимым, а максимум квадратичного тренда достигался в 2006–2007 гг. В интегральном содержании пресной воды (рис.5, б) наблюдается значимый отрицательный линейный тренд при минимуме квадратичного тренда в те же годы — 2006–2007. За период наблюдений максимум теплосодержания и минимум содержания пресной воды приходились на 2010 г. После удаления квадратичного тренда характеристики межгодовой изменчивости теплосодержания и содержания пресной воды по-прежнему показывают достаточно высокую отрицательную корреляцию (–0,56). Отрицательная корреляция характеристик возможна как за счет усиления теплообмена с атмосферой (например, при дополнительном прогреве), так и за счет изменения интенсивности адвекции субтропических и/или полярных вод в море Лабрадор. Тренды в NAOI (рис. 5, в) соответствуют трендам содержания пресной воды, а экстремумы часто соответствуют экстремумам содержания пресной воды (с тем же знаком) и теплосодержания (с противоположным знаком). Так, 2010 г. выделяется в NAOI, как период экстремально низких значений индекса. Это позволяет предположить, что причиной аномально теплой и соленой воды в море Лабрадор в этот год является смещение к западу оси юго-западного переноса в тропосфере, которое в период низких NAOI проходит через центральную и восточную части моря Лабрадор. Корреляция зимнего NAOI (январь — март) с теплосодержанием (–0,64) и с содержанием пресной воды (0,46) являются значимыми. Квадратичные и линейные тренды, аналогичные соответствующим трендам теплосодержания, наблюдаются и в океанических индексах AMOI и AOOI (рис. 5, г). Увеличение индекса AMOI говорит об общем увеличении температуры (и солености) поверхностных вод Северной Атлантики, а увеличение индекса AOOI — об уменьшении стока распресненных и холодных вод из Арктики. Это приводит к увеличению температуры и солености вод, приносимых в море Лабрадор, что соответствует наблюдаемым долгопериодным изменениям теплосодержания и содержания пресной воды (см. рис. 5). В то же время короткопериодная межгодовая изменчивость характеристик верхнего 500-метрового слоя моря Лабрадор слабо коррелирует с этими индексами. При удаленном квадратичном тренде коэффициенты корреляции связи теплосодержания и содержания пресной воды с AOOI составляют 0,16 и –0,04 соответственно. Соответствующие коэффициенты корреляции связи этих характеристик с AMOI несколько выше (0,38 и –0,42), но также незначимы.

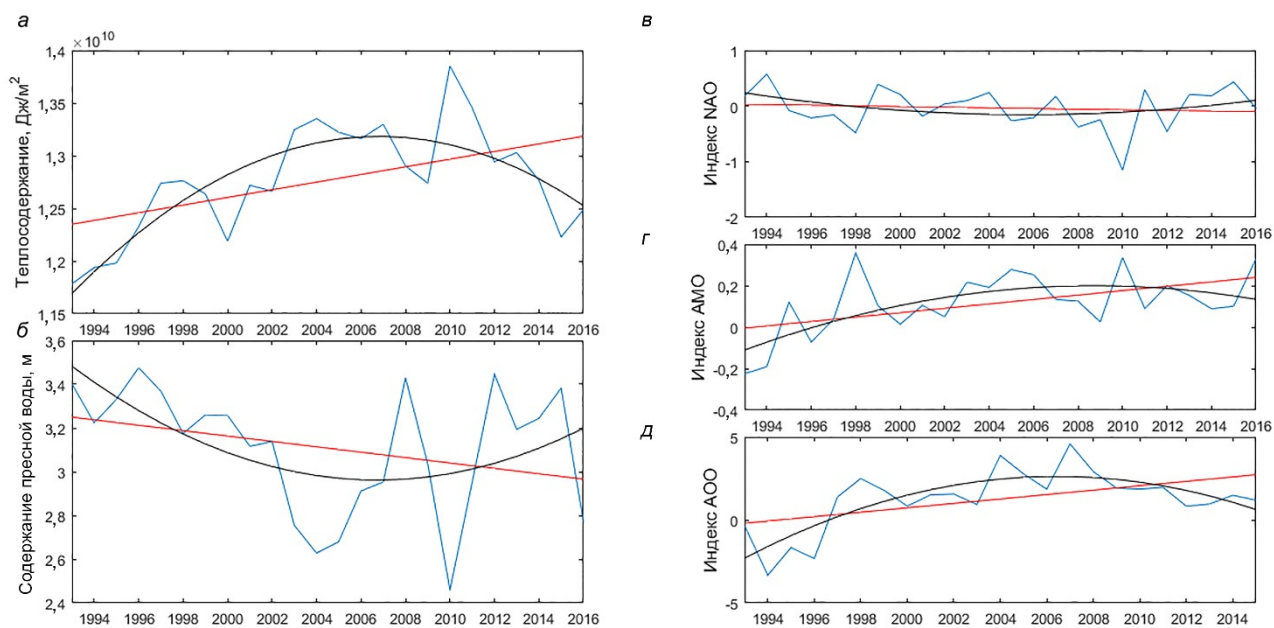


Рисунок 5. Межгодовая изменчивость: *а* — теплосодержание, *б* — содержание пресной воды, *в* — NAOI, *г* — AMOI, *д* — AOOI; синие линии — среднегодовые значения, красные — линейный тренд, черные — квадратичный тренд

При выделении периодичностей по временным рядам природных параметров, как правило, стоит ожидать неустойчивости амплитуд и периодов доминирующих межгодовых цикличностей. В связи с этим вместо классического Фурье-анализа целесообразно использовать вейвлет-анализ, который позволяет учитывать нестационарность доминирующих цикличностей (Астафьева, 1996; Kumar and Foufoula-Georgiou, 1997). Проведенный вейвлет-анализ исходных рядов с месячной дискретностью показал (рис. 6), что и в теплосодержании, и в содержании пресной воды помимо сезонной изменчивости выделяются циклы продолжительностью 5–8 лет (рис. 6, *а* и *б*), а с 2000 г. проявляется также цикл продолжительностью 2–4 года. Интересно, что сезонная изменчивость содержания пресной воды уменьшается после 2000 г., а теплосодержания — наоборот, увеличивается. В ходе изменчивости NAOI, AMOI и AOOI (рис. 6, *в* — *д*) также выделяются циклы продолжительностью 2–4 года и 5–8 лет. Амплитуды 2–4-летних циклов (рис. 7) в теплосодержании и в содержании пресной воды увеличиваются с 2009 по 2011 г., одновременно с увеличением амплитуд NAOI и AMOI, тогда как у AOOI амплитуда увеличивается раньше — в 2004–2007 гг. При этом аналогичное, хотя и не столь синхронное увеличение амплитуд NAOI и AMOI в начале периода наблюдений не привело к увеличению амплитуд колебаний теплосодержания и содержания пресной воды в море Лабрадор. Это говорит о неустойчивости возможных связей между индексами и термохалинными характеристиками моря Лабрадор и может быть связано с изменением характера

климатического режима Северной Атлантики в начале 2000-х гг. (Бышев и др., 2011). Этот вопрос требует дополнительного исследования.

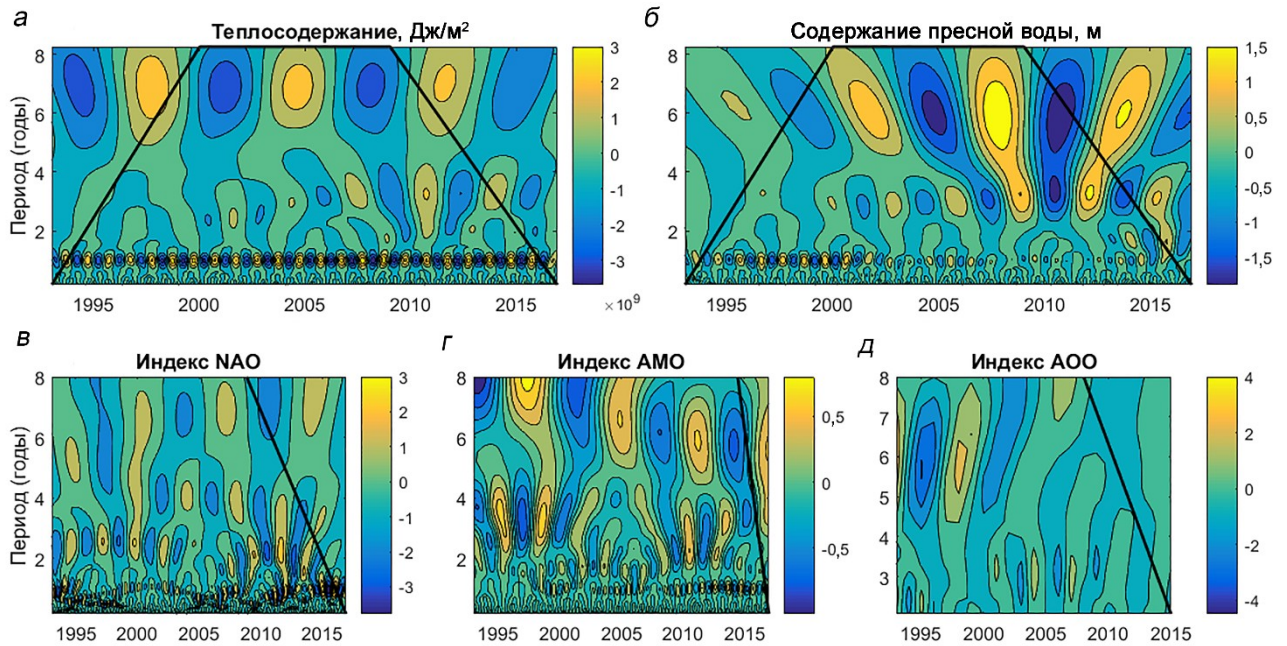


Рисунок 6. Результаты вейвлет-анализа: а — теплосодержания, б — содержания пресной воды, в — NAOI, г — AMOI, д — AOOI. На графиках а — г проанализированы ряды с исходной месячной дискретностью, на графике д — с исходной годовой дискретностью; черные линии — треугольники достоверности

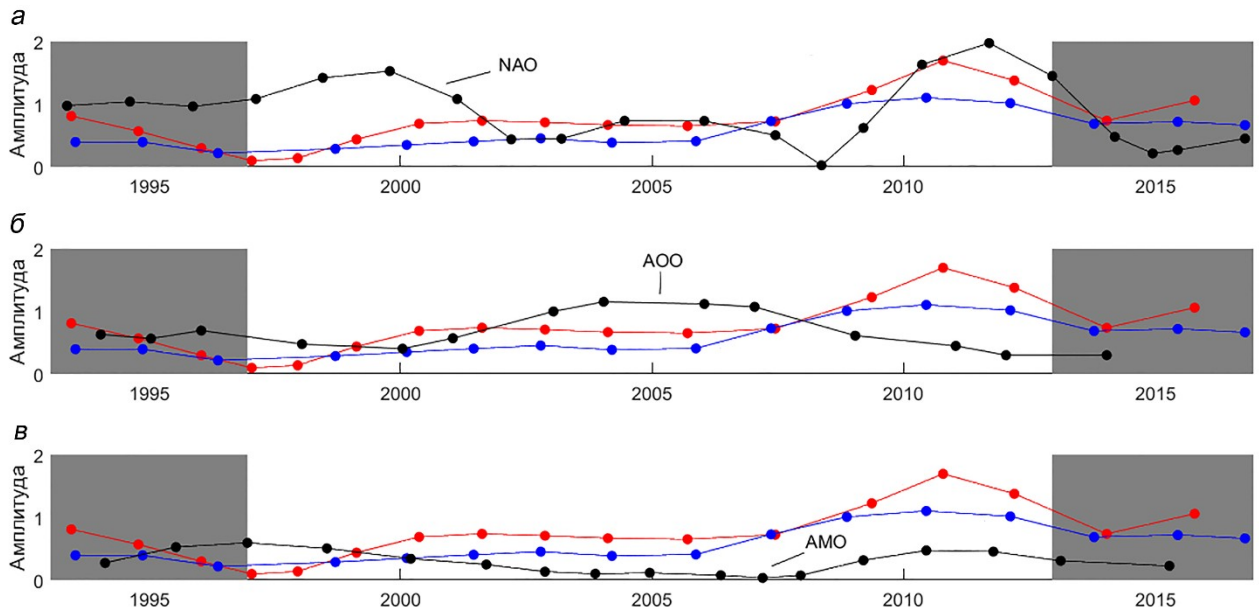


Рисунок 7. Нормированные экстремумы модулей значений амплитуд для 2–4-летних циклов: а — в — соответственно индексы NAOI, AOOI и AMOI; красная линия —

теплосодержание; синяя линия — содержание пресной воды; серым обозначены периоды, выходящие за пределы треугольника достоверности

Кросс-вейвлет-анализ теплосодержания и NAOI (рис. 8, а) показывает высокую когерентность для циклов 2 года и 5–8 лет. Значимая когерентность на периодах сезонной изменчивости проявляется только в годы повышенных значений амплитуд сезонного хода NAOI. Практически для всех периодичностей наблюдается запаздывание колебаний теплосодержания на три четверти периода по сравнению с NAOI. В содержании пресной воды также прослеживаются когерентность с NAOI, но только на 7–8 летних циклах с близкой к 0 разностью фаз. Связь теплосодержания/содержания пресной воды с AMOI прослеживается, прежде всего, на 5–8-летних периодах. Связь на 2–4-летних периодах стала проявляться к концу интервала наблюдений, когда выросли амплитуды циклических колебаний теплосодержания/содержания пресной воды (рис. 6 и 7). На 5–8-летних циклах AMOI практически синфазно меняется с теплосодержанием, а для циклов продолжительностью 2–4 года и сезонных циклов AMOI опережает теплосодержание примерно на 1/8 периода. Когерентность рассматриваемых характеристик океана с AOOI практически отсутствует.

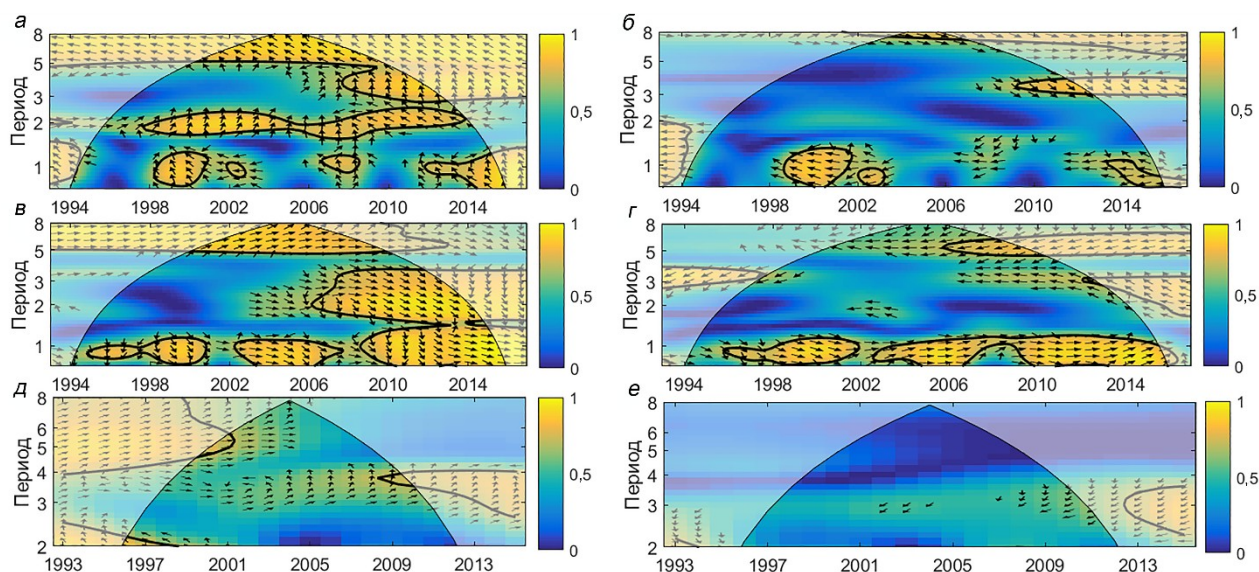


Рисунок 8. Вейвлет-когерентности: а — теплосодержания и NAO, б — содержания пресной воды и NAO, в — теплосодержания и AMO, г — содержания пресной воды и AMO, д — теплосодержания и AOO, е — содержания пресной воды и AOO

3.3 Океанический и атмосферный потоки тепла в море Лабрадор

Выделенные тенденции в повышении теплосодержания находятся в противофазе с общим ходом интенсивности вертикальных потоков тепла на границе океан-атмосфера (рис. 9, б-г). Адвективные потоки океанического тепла через западную границу моря

(меридиональный разрез по 44° з. д., $55-59^\circ$ с.ш.) были достаточно стабильны до 2004-2006 гг., после чего наблюдалась тенденция к их уменьшению (рис. 9, а). Среднее значение горизонтального потока тепла через восточную границу района исследований составило 1.03×10^{14} Вт, что в два раза выше суммы явного и скрытого потоков тепла в атмосферу (0.26×10^{14} Вт и 0.32×10^{14} Вт, соответственно). Однако среднеквадратические отклонения горизонтального и суммы вертикальных потоков тепла сравнимы между собой. Коэффициент корреляции между горизонтальной адвекцией тепла и NAOI максимален при запаздывании океанического потока тепла на 3 года и равен 0.44. Таким образом, и теплообмен с атмосферой, и горизонтальный океанический поток тепла могут существенно влиять на наблюдаемую изменчивость теплосодержания моря Лабрадор.

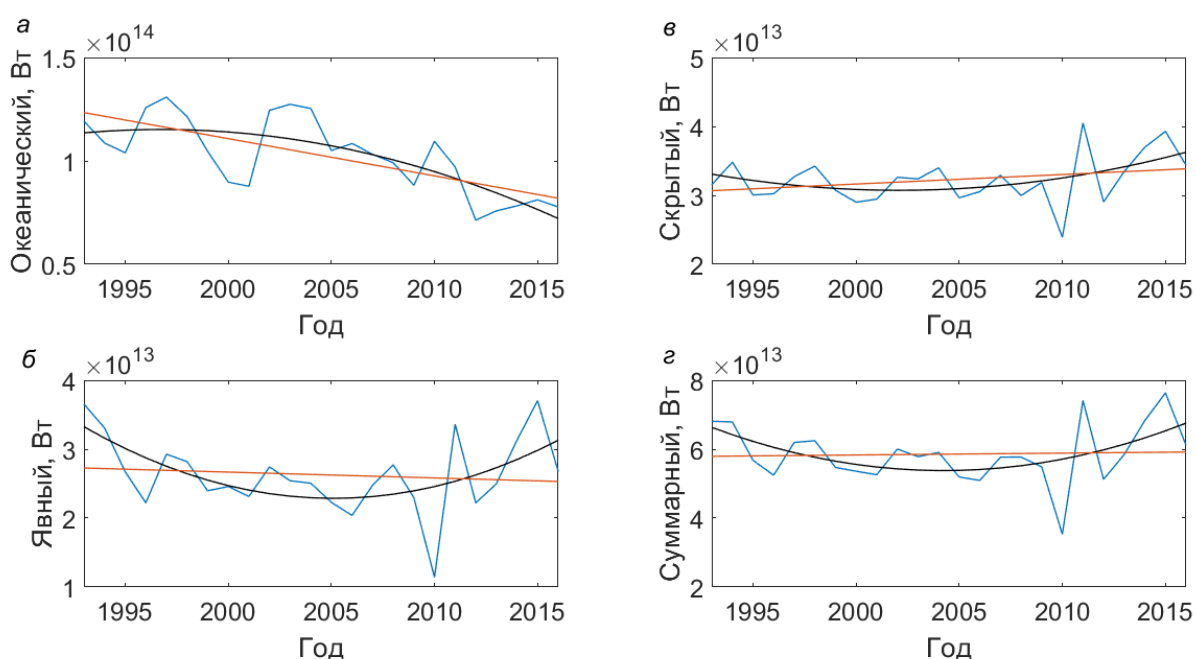


Рисунок 9. Межгодовая изменчивость потоков тепла: а — океанического, б — явного, в — скрытого, г — суммы явного и скрытого; синие линии — среднегодовые значения, красные — линейный тренд, черные — квадратичный тренд

Результаты корреляционного анализа показали, что межгодовая изменчивость теплосодержания слабо связана с изменчивостью скрытого потока тепла (коэффициент корреляции менее -0.1), но хорошо коррелирует с изменчивостью явного потока тепла (коэффициент корреляции -0.6, при уровне значимости 0.4).

Интенсивность явного потока тепла определяется разностью температур вода-воздух и скоростью ветра. Корреляция среднегодовых значений явного потока тепла и разницы температур вода-воздух составляют 0.7; корреляция явного потока тепла и скорости ветра 0.5. Следовательно можно ожидать, что межгодовая изменчивость вертикальных потоков

тепла, определяется, прежде всего, разностью температур воды и воздуха. Явный и суммарный потоки тепла на границе океан-атмосфера имеют высокую значимую корреляцию с NAOI (порядка 0.7). Таким образом, в годы отрицательного NAOI происходит накопление тепла в море Лабрадор в связи с уменьшением теплопотерь в атмосферу, что является следствием более высокой температуры приносимых с юга воздушных масс.

Во всех исследуемых потоках тепла наблюдается 4-летняя цикличность (рис. 10), а также 6-8-летняя цикличность, аналогичные цикличностям теплосодержания.

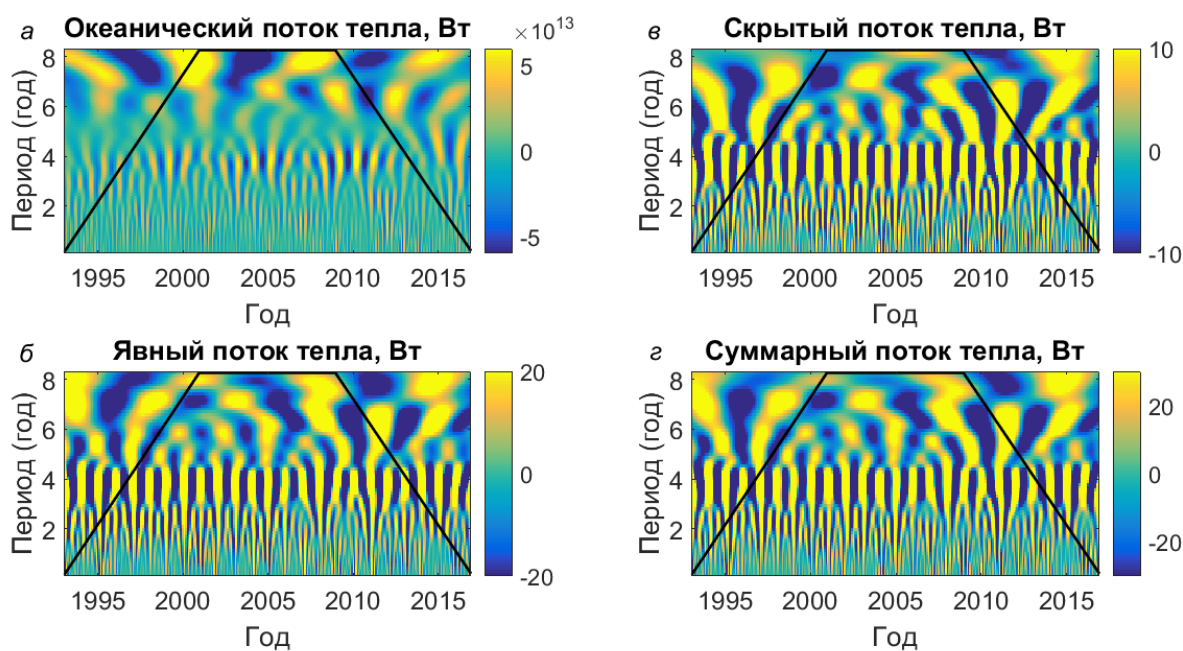


Рисунок 10. Вейвлет-анализ потоков тепла: *а* — океанического, *б* — явного, *в* — скрытого, *г* — суммы явного и скрытого; черные линии — треугольники достоверности

По кросс-вейвлетам (рис. 11) выделяются 2-4-летние цикличности во всех потоках тепла с NAOI: причем у потоков тепла океан-атмосфера разность фаз с NAOI близка к нулю, а по отношению к океаническому потоку тепла в море Лабрадор NAOI запаздывает на $\frac{1}{4}$ периода. 6-8-летние цикличности океанического потока тепла с NAOI находятся в противофазе. В явном и суммарном потоках тепла выделилась 8-летняя цикличность с опережением NAOI на $\frac{1}{8}$ периода.

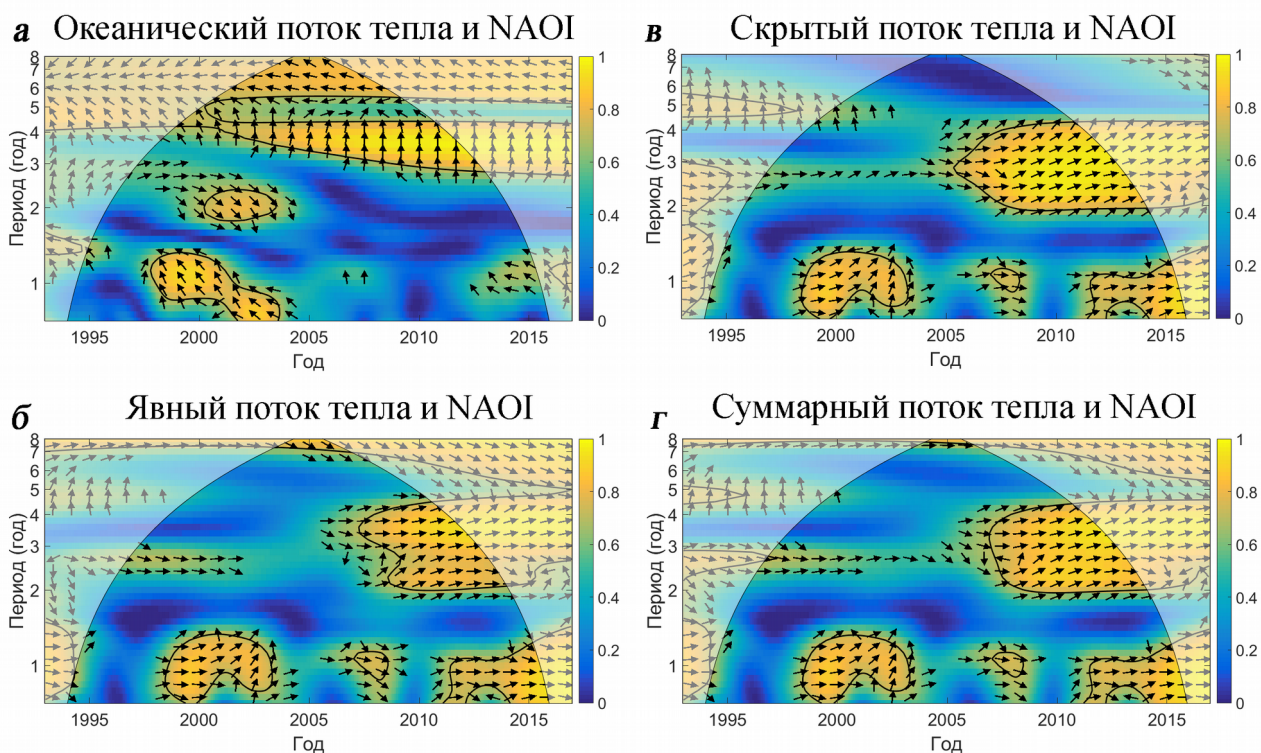


Рисунок 11. Кросс-вейвлет-анализ потоков тепла с NAOI: *а* — океанического, *б* — явного, *в* — скрытого, *г* — суммарного; черные линии — треугольники достоверности

3.4 Теплосодержание и горизонтальные потоки тепла в морях Ирмингера и Северо-Европейского бассейна

Для понимания особенностей моря Лабрадор по сравнению с соседними регионами Северной Атлантики и Северо-Европейского бассейна СЛО, были рассмотрены теплосодержание и горизонтальные потоки тепла в моря Ирмингера и Северо-Европейского бассейна. Осреднение параметров проводилось по районам, обозначенным на рис. 12. Красным указаны разрезы, через которые рассчитывалась океаническая адвекция тепла.

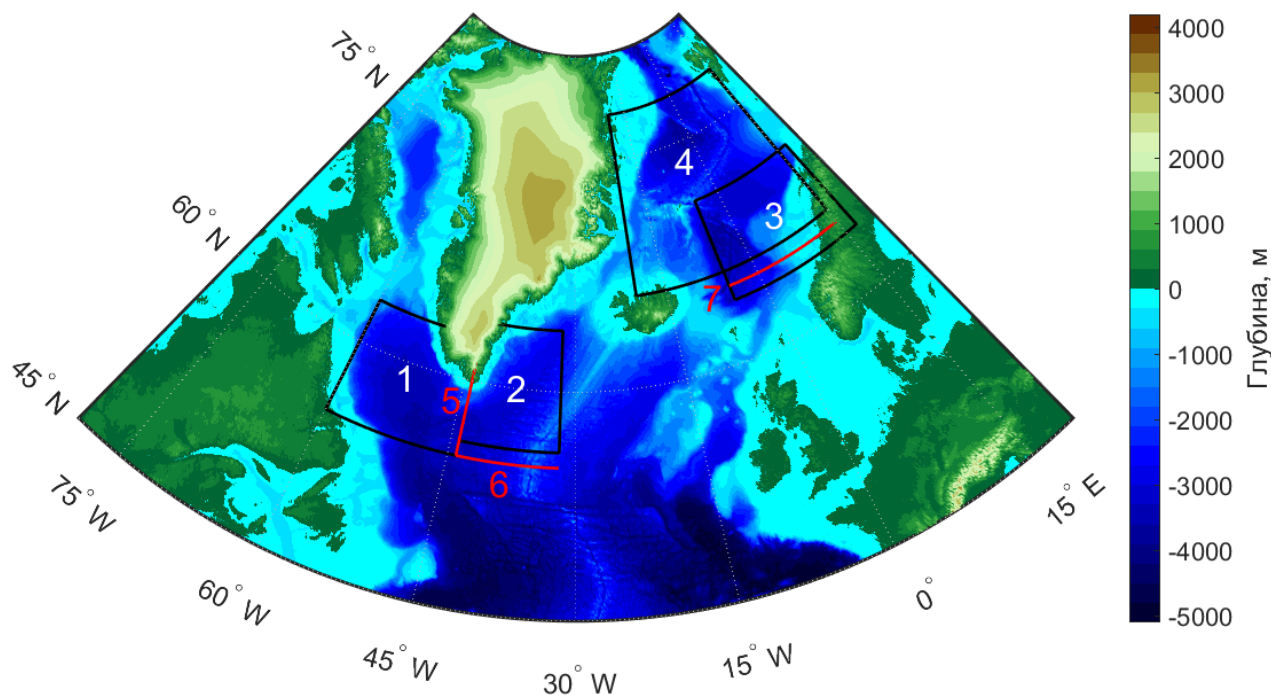


Рисунок 12. Карта батиметрии по данным ETOPO1. Черными прямоугольниками обозначены районы, по которым проводилось осреднение теплосодержания; красными линиями – разрезы для расчета горизонтальных потоков тепла: 1 – море Лабрадор, 2 – море Ирмингера, 3 – Норвежское море, 4 – Северо-Европейский бассейн, 5 – меридиан 44° з.д., 6 – параллель 55° с.ш. (44-32°з.д.), 7 – параллель 65° с.ш. (5°з.д. - 14°в.д.).

Во всех выделенных регионах в среднем наблюдается общее увеличение теплосодержания во времени (рис. 13, а, в, д). В межгодовой изменчивости теплосодержания моря Ирмингера можно проследить 8-летние цикличности с максимумами в 1998, 2004 и 2010 гг. (рис. 13, а). Тогда как в двух других районах данная цикличность не выражена (рис. 13, в, д). Теплосодержание моря Ирмингера имеет значимую корреляцию с NAOI -0.53 (за вычетом квадратичного тренда). В других районах значимых корреляций с NAOI не обнаружено. Горизонтальный поток тепла, приходящий в Норвежское море, увеличивается во времени (рис. 13, з) и примерно в 4 раза больше, чем в море Ирмингера (рис. 13, б), где океаническая адвекция тепла, наоборот, уменьшается, как и в море Лабрадор (рис. 9, а). Одновременное уменьшение горизонтального потока тепла в моря Ирмингера и Лабрадор, и увеличение в моря Северо-Европейского бассейна, видимо, показывает характер перераспределения адвекции тепла и соли Северно-Атлантического течения в эти субполярные бассейны. Потоки тепла на 55° с.ш. и 65° с.ш. не имеют значимых корреляций с NAOI, но хорошо коррелируют между собой (-0.51), с запаздыванием на 4 года потока тепла на 65° с.ш.

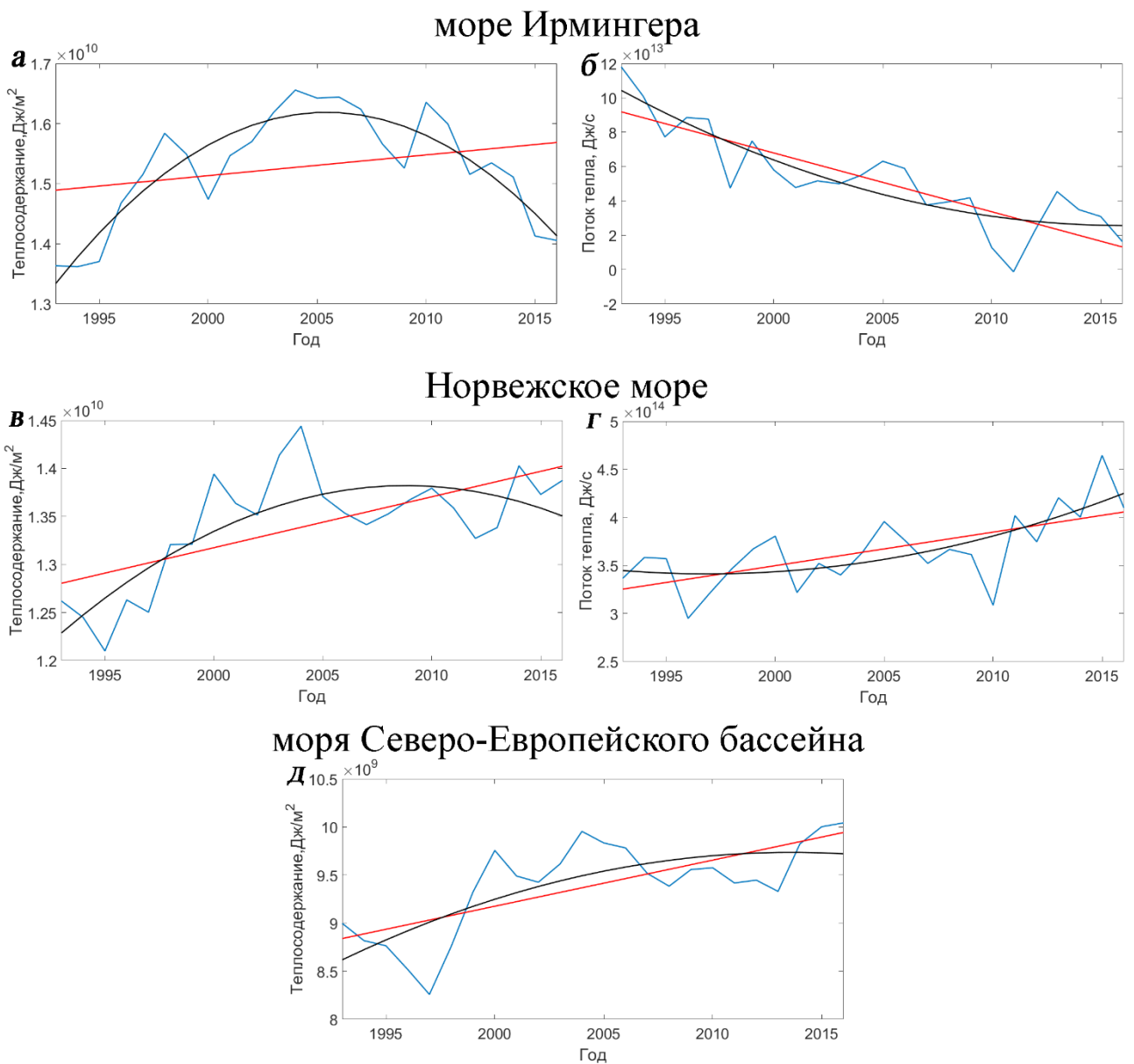
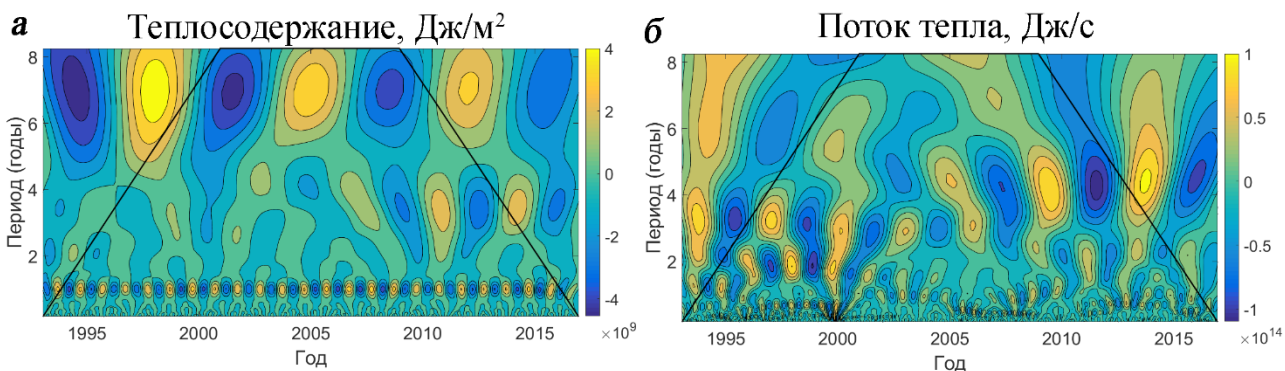


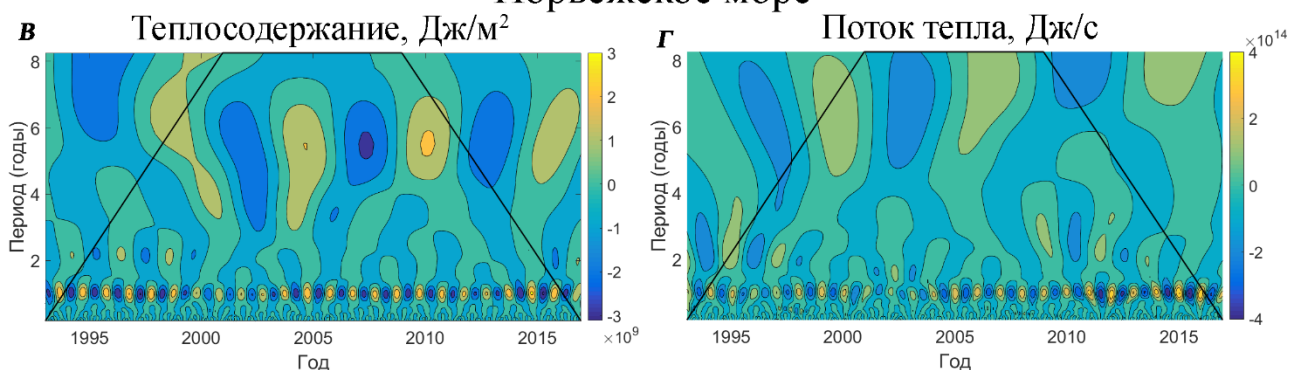
Рисунок 13. Море Ирмингера: *а* – теплосодержание, *б* – океанический поток тепла через 55° с.ш.; Норвежское море: *в* - теплосодержание, *г* – океанический поток тепла через 65° с.ш.; моря Северо-Европейского бассейна: *д* – теплосодержание. Синие линии — среднегодовые значения, красные — линейный тренд, черные — квадратичный тренд

В ходе вейвлет-анализа (рис. 14) в теплосодержании моря Ирмингера выделилась 6-8-летняя цикличность (рис. 14, *а*), в Норвежском и морях Северо-Европейского бассейна – 4-5-летняя (рис. 14, *в*, *д*). В горизонтальном потоке тепла в море Ирмингера (рис. 14, *б*) выражены 2-4-летние цикличности до 2006 г и с 2004 г – 3-5-летние.

море Ирмингера



Норвежское море



моря Северо-Европейского бассейна

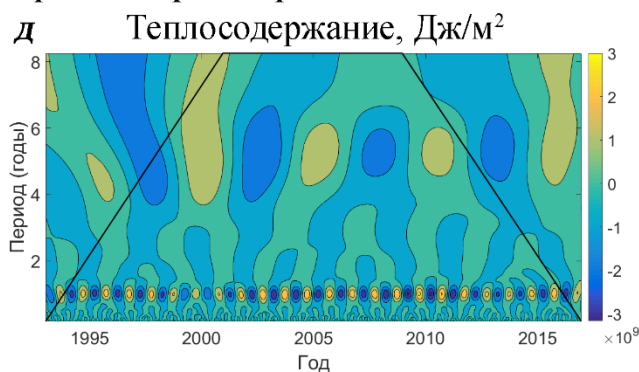


Рисунок 14. Вейвлет-анализ: *а* – теплосодержания моря Ирмингера, *б* – океанического потока тепла через 55° с.ш., *в* – теплосодержания Норвежского моря, *г* – океанического потока тепла через 65° с.ш., *д* – теплосодержания морей Северо-Европейского бассейна; черные линии — треугольники достоверности

Высокие когерентности на 4-8-летних циклах получены между теплосодержанием моря Ирмингера и NAOI с опережением NAOI примерно на 3/4 периода (рис. 15, *а*). На всех графиках (рис. 15) в отдельные годы выделяются высокие корреляции в сезонной цикличности. А между потоком тепла на 65° с.ш. и NAOI прослеживаются значимые когерентности после 2006 г. с близкой к нулю разностью фаз.

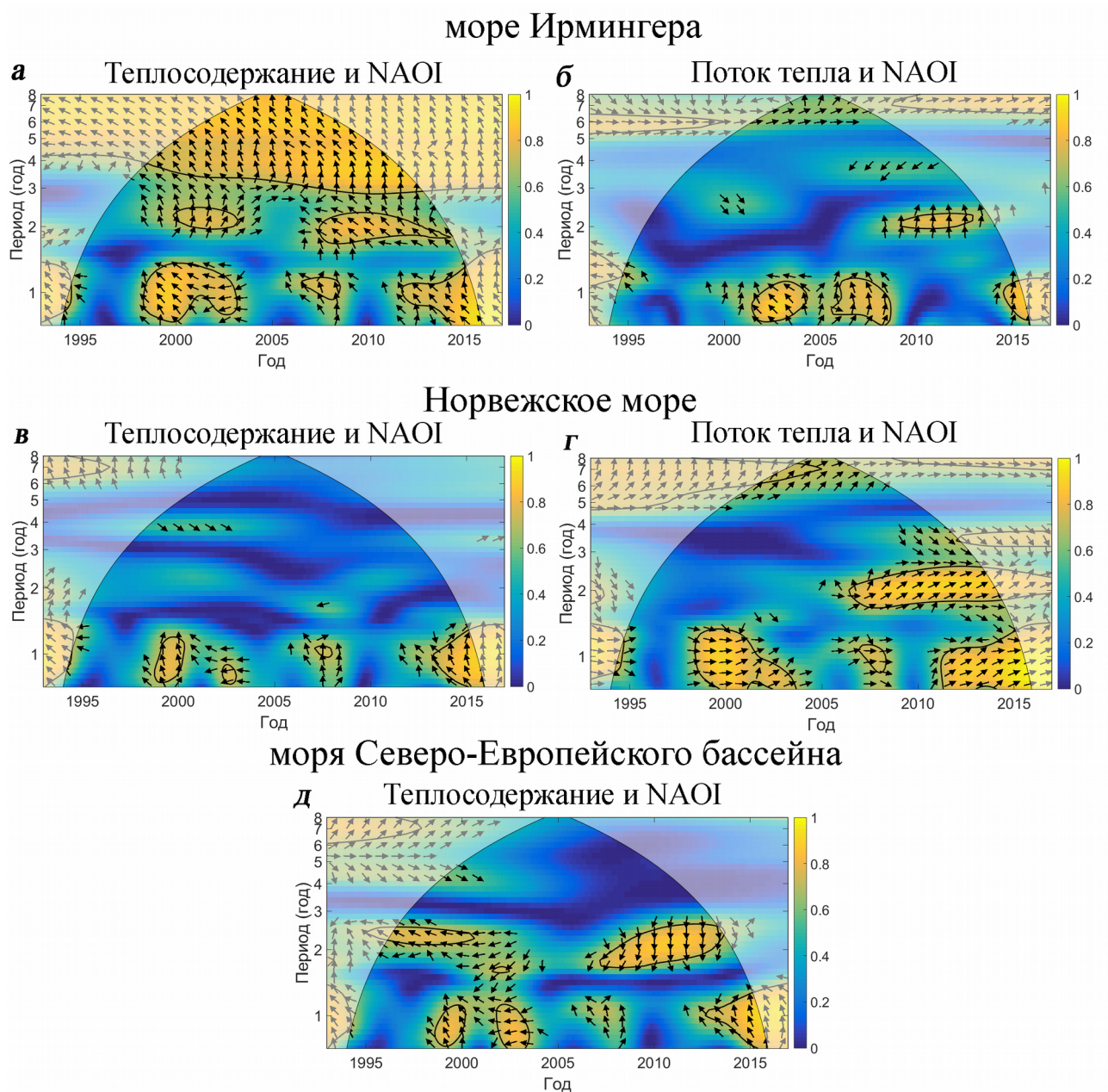


Рисунок 15. Кросс-вейвлеты с NAOI: а – теплосодержания моря Ирмингера, б – океанического потока тепла через 55° с.ш., в – теплосодержания Норвежского моря, г – океанического потока тепла через 65° с.ш., д – теплосодержания морей Северо-Европейского бассейна

3.5 Пространственное распределение коэффициентов корреляции теплосодержания с индексом NAO в Северной Атлантике и Северо-Европейском бассейне.

По картам корреляций теплосодержания, рассчитанного в каждой точке, с зимними месяцами NAOI были выделены временные сдвиги, где значимые корреляции охватывают наибольшую площадь: 0, -1, -8 лет (рис. 16) (сдвиги производились относительно теплосодержания). Слой 0-100 метров (осреднение теплосодержания за январь-март)

выделен, так как здесь воды имеют наибольшее влияние атмосферы, 300-500 м (осреднение теплосодержания за июнь-сентябрь) – так как наибольшее влияние оказывает адвекция. При 0 и -1 сдвигах во всех слоях прослеживаются отрицательные корреляции, в первую очередь, в морях Лабрадор, Ирмингера и прилегающих областях Северной Атлантики, тогда как при сдвиге -8 коэффициенты корреляции в этом районе положительны, хотя значимые корреляции наблюдаются только южнее моря Ирмингера. В верхнем 100-метровом слое (рис. 16, а) выражены отрицательные корреляции при сдвиге 0 в районе шельфа Восточной Гренландии (где распространяются арктические воды с Восточно-Гренландским течением) и восточнее - положительные корреляции, где распространены преимущественно Атлантические воды. При сдвиге -8 лет ситуация противоположна.

В целом, теплосодержание отрицательно коррелировано с NAOI на 45-65° с.ш. и положительно – в северной части Гренландского моря (75-80° с.ш.). Доминирует 8-летний цикл, проявляющийся в кросс-вейвлет анализе.

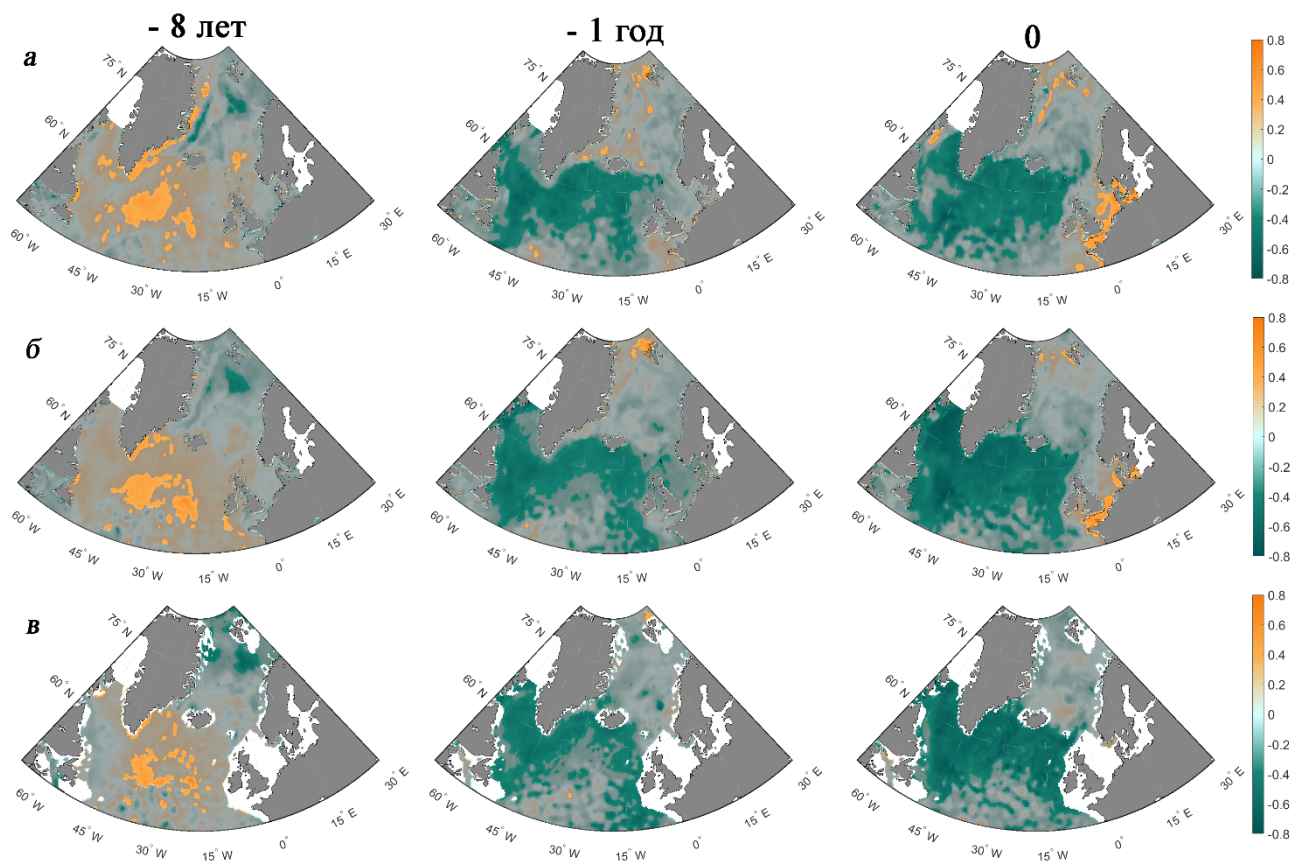


Рисунок 16. Коэффициенты корреляции теплосодержания с зимним NAOI (январь-март): а – слой 0-100 м (средние значения теплосодержания за январь-март), б – слой 0-500 м (среднегодовые значения теплосодержания), в – слой 300-500 м (средние значения теплосодержания за июнь-сентябрь). Серым оттенком обозначены области, где корреляции незначимы. Наверху указан сдвиг фазы индекса NAO относительно теплосодержания в годах (отрицательный сдвиг – индекс NAO опережает теплосодержание).

4 ОБСУЖДЕНИЕ

В данной работе сделан анализ изменения теплосодержания и содержания пресной воды в приповерхностных слоях моря Лабрадор по данным массива ARMOR-3D. Установлено, что в верхнем 500-метровом слое вод моря Лабрадор теплосодержание и содержание соли в целом увеличиваются с 1993 г., возможно, представляя собой часть цикличности большего периода (около 30 лет). На более глубоких горизонтах значения углового коэффициента линии тренда уменьшаются. Это свидетельствует о значительной роли тепло/влагообмена океана и атмосферы, а также изменчивости приповерхностной океанической адвекции термохалинных характеристик в наблюдаемых трендах.

Выделенные нами тенденции (рис. 5, *a—б*) согласуются с модельными расчетами характера изменчивости теплового (Barrier et al., 2015) и пресноводного (Serreze et al., 2006; Myers et al., 2007; Haine et al., 2015) балансов арктического и субарктического регионов, выполненных другими авторами. Согласно этим расчетам, изменение характера атмосферной циркуляции ведет к уменьшению теплоотдачи в атмосферу в море Лабрадор, а также региональной конвергенции океанических потоков тепла (Barrier et al., 2015). Параллельное увеличение индекса АМО к середине 2000-х гг. (и его дальнейшее снижение после 2007–2008 гг.) говорит об увеличении (и дальнейшем уменьшении) температуры и солёности субтропических вод, поступающих в море Лабрадор с течением Ирмингера и его продолжением. В пресноводном балансе региона значительное снижение пресного стока из Арктики с 1980–1990-х до 2000-х гг. (и за счет увеличения солёности полярных вод, и за счет уменьшения выноса льда) не компенсируется некоторым увеличением количества осадков в субполярных морях (Serreze et al., 2006; Myers et al., 2007; Haine et al., 2015), что также приводит к наблюдаемому уменьшению содержания пресной воды в приповерхностных слоях моря. Совместно, эти процессы объясняют наблюдаемые внутридекадные тенденции изменения теплосодержания и содержания пресной воды в верхнем 500-метровом слое (см. рис. 4 и 5).

На меньших интервалах времени, при удаленном тренде, высокая отрицательная корреляция теплосодержания и содержания пресной воды говорит о связанности этих характеристик также на масштабах их межгодовой изменчивости. На этих временных масштабах получены достаточно высокие корреляции обеих характеристик с индексом NAO. Несколько меньшие корреляции содержания пресной воды с индексом NAO можно объяснить тем, что локальное испарение и потоки пресной воды из Арктики связаны с индексом NAO, а режим осадков слабо связан с этим индексом (Myers et al., 2007).

Вейвлет-анализ теплосодержания и пресной воды позволил выделить две доминирующих межгодовых цикличности: продолжительностью 6–8 лет (в течение всего периода наблюдений) и продолжительностью 2–4 года (с 2000 г.). Аналогичные циклы выделяются в индексе NAO. Вейвлет-когерентность показала значимость связи для циклов продолжительностью 6–8 лет и 2 года. Т.о. связь изменчивости термохалинных характеристик моря Лабрадор с NAOI наблюдается на всех выделенных доминирующих межгодовых периодах изменчивости. Существенной связи межгодовой изменчивости термохалинных характеристик вод с индексами АМО и АОО не обнаружено.

Характер связи термохалинных характеристик верхнего слоя моря Лабрадор с индексом NAO может иметь двоякий характер. При положительном индексе NAO струйный поток и основные шторма проходят к юго-западу от моря. В это время холодный Арктический воздух доминирует над морем Лабрадор, вызывая значительные потери тепла в атмосферу. При отрицательном индексе NAO струйный поток западных ветров ослабевает и проходит над морем Лабрадор, принося туда теплый влажный воздух с юга; здесь увеличивается число штормов (Hurrell and Deser, 2010). При этом, отдача тепла верхними слоями моря Лабрадор, в целом, уменьшается (Barrier et al., 2015), а количество осадков несколько увеличивается.

Ослабление атмосферной циркуляции при уменьшении индекса NAO приводит к уменьшению интенсивности субтропического и субполярного океанических круговоротов. С 1993 г. отмечается общее уменьшение интенсивности Лабрадорского и Западно-Гренландского течений (Белоненко и др., 2018), что и приводит к наблюдаемому уменьшению океанической адвекции тепла (рис. 9, а). При отрицательных индексах NAO, модельные расчеты показывают, что адвекция океанического тепла и соли через срединно-океанический хребет Рейкьянес на западной границе моря Ирмингера растет, а поток холодной распресненной воды через Датский пролив ослабевает (Barrier et al., 2015). Это приводит к конвергенции океанического тепла в море Лабрадор при отрицательных индексах NAO. Согласно приводимым выше модельным результатам подобные явления происходят при отрицательном NAOI с временным лагом 2-3 года. Это согласуется с полученным нами коэффициентом корреляции 0.44 между горизонтальной адвекцией тепла и NAOI с запаздыванием океанического потока тепла на 3 года.

Суммарно атмосферный и океанический теплообмен способствует увеличению температуры и солёности (уменьшению содержания пресной воды) поверхностных вод при отрицательном индексе NAO. Это и проявляется в отрицательном (положительном) знаке коэффициентов корреляции связи индекса NAO и теплосодержания (содержания пресной воды) верхнего слоя, а также во взаимном ходе линейных и квадратичных трендов.

Совпадение линейных и квадратичных тенденций позволяет предположить, что физический механизм межгодовой изменчивости теплосодержания моря Лабрадор связан с соответствующей изменчивостью интенсивности океанического потока тепла. При сравнении рис. 5а и рис. 9а видно, что пики 6-8 летних циклов теплосодержания запаздывают на 1 год по сравнению с пиками притока океанического тепла. Вейвлет и кросс-вейвлет анализы показали, что потоки океанического тепла в море Лабрадор те же имеют 6-8-летние цикличности, практически синфазные подобным цикличностям в теплосодержании. Но общий тренд увеличения теплосодержания, с общим максимумом в середине 2000-х гг., не соответствует тенденции к уменьшению океанического потока тепла, с общим максимумом с середины 1990-х по середину 2000-х. Предположительно указанные тенденции связаны с соответствующими тенденциями (с обратным знаком) отдачи тепла морем Лабрадор в атмосферу (рис. 9, б).

Сравнение характера изменчивости теплосодержания с интенсивностью конвекции в море Лабрадор показало, что с 1990 по 1995 гг. происходило интенсивное формирование «классической» ЛВМ, когда конвекция достигала глубин 2000–2500 м, в то время как с начала 2000-х гг. наблюдалось формирование только легкой фракции ВЛВМ, когда глубина конвекции не превышала 1000–1500 м (Yashayaev, 2007). Эта тенденция соответствует тенденции к росту теплосодержания верхних слоев моря Лабрадор с начала 1900-х по начало 2000-х. Можно ожидать связи интенсивности конвекции с изменчивостью исследуемых характеристик океана, так как межгодовые колебания интегрального теплосодержания и содержания пресной воды в верхних слоях моря будут характеризовать изменение общего количества плавучести, которое необходимо «изъять» в зимний период. Однако, в отличие от плавного хода показателей количества тепла и пресной воды в верхнем 500-метровом слое в начале 2000-х гг., изменение интенсивности конвекции в этот период происходило скачкообразно. Возможно это связано с нелинейностью реакции системы на внешние возмущения.

Теплосодержание в морях Ирмингера, Норвежском и Северо-Европейского бассейна, как и в море Лабрадор, за период наблюдений растет. Однако, значимая корреляция с индексом NAO проявилась только для теплосодержания морей Лабрадор и Ирмингера. Океанический поток тепла в Норвежское море увеличивается за данный период, в отличие от потока тепла в море Ирмингера, а также превосходит его по абсолютным значениям примерно в 4 раза.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Ниже суммируем основные результаты работы:

- Проанализировано теплосодержание верхнего 500-м слоя моря Лабрадор с 1993 г.; выявлена тенденция к росту температуры и солёности воды, а также наличие 6-8 летних и 2-4-летних цикличностей.
- Выявлена связь межгодовой изменчивости теплосодержания верхнего слоя моря Лабрадор с индексом NAO.
- Установлено, что NAOI влияет на теплосодержание, как за счет изменчивости интенсивности океанической адвекции тепла, так и за счет интенсивности теплообмена с атмосферой. Предположительно, долгосрочная изменчивость теплосодержания верхнего слоя моря Лабрадор, прежде всего, связана с изменчивостью интенсивности теплообмена с атмосферой, а межгодовая изменчивость формируется, в основном, под влиянием изменчивости океанического потока тепла. В изменчивости всех указанных потоков тепла выделяются 6-8 летние и 2-4-летние циклы.
- Связь индекса NAO с интенсивностью теплообмена с атмосферой (корреляция 0.72), прежде всего, является следствием увеличения явного потока тепла в атмосферу при высоких значениях индекса NAO. Это происходит за счет снижения температуры воздуха в эти периоды при адвекции холодных арктических воздушных масс в район моря Лабрадор.
- Имеется слабая корреляция интенсивности притока океанического тепла в море Лабрадор и индекса NAO (0.44) при отставании пиков колебаний потока океанического тепла на 3-4 года.
- В соседних с морем Лабрадор акваториях отрицательные корреляции с индексом NAO характерны для теплосодержания всей северной части Атлантики (45-65° с.ш.), а также в районе стока арктических вод вдоль шельфа восточной Гренландии. Положительные корреляции локализованы в районах распространения атлантических вод в западной части Гренландского и Норвежского морей.
- При общей тенденции к уменьшению притока океанического тепла в моря Лабрадор и Ирмингера, приток океанического тепла в Северо-Европейский бассейн имеет тенденцию к увеличению.
- Все приведенные выше характеристики вод Северной Атлантики меняются связно, с характерной периодичностью около 8 лет.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Астафьева, Н.М., 1996. Вейвлет-анализ: основы теории и примеры применения. Успехи физических наук, 166(11), 1145-1170.
2. Бышев, В. И., Нейман, В. Г., Романов, Ю. А., Серых, И. В., 2011. О фазовой изменчивости некоторых характеристик современного климата в регионе Северной Атлантики. Доклады Академии Наук 438(6). 817-822
3. Фалина, А. С., Сарафанов, А. А., Добролюбов, С. А., Запотько, В. С., Гладышев, С. В., 2017. Конвекция и стратификация вод на севере Атлантического океана по данным измерений зимой 2013/14 гг. Вестник Московского университета 5(4), 45-54.
4. Федоров А. М., Башмачников И. Л., Белоненко Т. В., 2018. Локализация областей глубокой конвекции в морях Северо-Европейского бассейна, Лабрадор и Ирмингера, Вестник СПбГУ. Науки о Земле 63(3). 354-362.
5. Buckley, M.W., Marshall, J., 2016. Observations, inferences, and mechanisms of Atlantic Meridional Overturning Circulation variability: A review. Reviews of Geophysics 54, 5–63.
6. Barrier, N., Deshayes, J., Treguier, A. M., Cassou, C., 2015. Heat budget in the North Atlantic subpolar gyre: Impacts of atmospheric weather regimes on the 1995 warming event. Progress in Oceanography 130, 75-90.
7. Bashmachnikov, I., Belonenko, T. V., Koldunov, A. V., 2013. Intra-annual and interannual non-stationary cycles of chlorophyll concentration in the Northeast Atlantic. Remote Sensing of Environment 137, 55-68.
8. Bingyi, W., Jia, W., 2002. Possible impacts of winter Arctic Oscillation on Siberian high, the East Asian winter monsoon and sea-ice extent. Advances in Atmospheric Sciences 19(2), 297-320.
9. Björk, G., Gustafsson, B. G., Stigebrandt, A., 2001. Upper layer circulation of the Nordic seas as inferred from the spatial distribution of heat and freshwater content and potential energy. Polar Research 20(2), 161-168.
10. Brambilla, E., Talley, L. D., Robbins, P. E., 2008. Subpolar Mode Water in the northeastern Atlantic: 2. Origin and transformation. Journal of Geophysical Research 113(C4). <https://doi.org/10.1029/2006JC004063>.
11. Chanut, J., Barnier, B., Large, W., Debreu, L., Penduff, T., Molines, J. M., Mathiot, P., 2008. Mesoscale eddies in the Labrador Sea and their contribution to convection and restratification. Journal of Physical Oceanography 38(8), 1617-1643.
12. Curry, R. G., McCartney, M. S., 1996. Labrador sea water carries northern climate signal south. Oceanus-Woods Hole Mass. 39, 24-28.
13. Drinkwater, K. F., Miles, M., Medhaug, I., Ottera, O. H., Kristiansen, T., Sundby, S., Gao, Y., 2014. The Atlantic Multidecadal Oscillation: Its manifestations and impacts with

- special emphasis on the Atlantic region north of 60 N. *Journal of Marine Systems* 133, 117-130.
14. Emery, W. J., Thomson, R. E., 2001. *Data Analysis Methods in Physical Oceanography*. Elsevier. Amsterdam. 1-634.
 15. Gnaniuk, N., Vihma, T., Bobylev, L., 2018. Inter-seasonal teleconnections between Earth surface temperature and near-surface air temperature. POLAR-2018 (A SCAR IASC Conference), 15-26.05.2018, Davos, Switzerland.
 16. Haine, T.W., Curry, B., Gerdes, R., Hansen, E., Karcher, M., Lee, C., Rudels, B., Spreen, G., de Steur, L., Stewart, K.D. Woodgate, R., 2015. Arctic freshwater export: status, mechanisms, and prospects. *Global and Planetary Change* 125, 13-35.
 17. Holte, J., Straneo, F., 2017. Seasonal overturning of the Labrador Sea as observed by Argo floats. *Journal of Physical Oceanography* 47(10), 2531-2543.
 18. Hurrell, J. W., Deser, C., 2010. North Atlantic climate variability: the role of the North Atlantic Oscillation. *Journal of Marine Systems* 79(3-4), 231-244.
 19. Jenkins, W. J., Smethie, W. M., Boyle, E. A., Cutter, G. A., 2015. Water mass analysis for the US GEOTRACES (GA03) North Atlantic sections. *Deep Sea Research II* 116, 6-20.
 20. Jevrejeva, S., Moore, J. C., Grinsted, A., 2003. Influence of the Arctic Oscillation and El Niño-Southern Oscillation (ENSO) on ice conditions in the Baltic Sea: The wavelet approach. *Journal of Geophysical Research* 108(D21), <https://doi.org/10.1029/2003JD003417>.
 21. Khatiwala, S., Schlosser, P., Visbeck, M., 2002. Rates and mechanisms of water mass transformation in the Labrador Sea as inferred from tracer observations. *Journal of Physical Oceanography* 32(2), 666-686.
 22. Kumar, P. and Foufoula-Georgiou, E., 1997. Wavelet analysis for geophysical applications. *Reviews of Geophysics* 35(4), 385-412.
 23. Larnicol, G., Guinehut, S., Rio, M. H., Drevillon, M., Faugere, Y., Nicolas, G., 2006. The global observed ocean products of the French Mercator project. Proceedings of the Symposium on 15 Years of Progress in Radar Altimetry, 13–18 March 2006, Venice, Italy.
 24. McCartney, M. S., Talley, L. D., 1982. The subpolar mode water of the North Atlantic Ocean. *Journal of Physical Oceanography* 12(11), 1169-1188.
 25. Myers, P. G., Josey, S. A., Wheler, B., Kulan, N., 2007. Interdecadal variability in Labrador Sea precipitation minus evaporation and salinity. *Progress in Oceanography* 73(3-4), 341-357.

26. Buongiorno Nardelli, B., Guinehut, S., Pascual, A., Drillet, Y., Ruiz, S., Mulet, S., 2012. Towards high resolution mapping of 3-D mesoscale dynamics from observations. *Ocean Science* 8(5), 885-901
27. 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.
28. Pozo-Vazquez, D., Esteban-Parra, M.J., Rodrigo, F.S., Castro-Diez, Y., 2000. An analysis of the variability of the North Atlantic Oscillation in the time and the frequency domains. *International Journal of Climatology* 20, 1675–1692.
29. Proshutinsky, A., Dukhovskoy, D., Timmermans, M. L., Krishfield, R., Bamber, J. L., 2015. Arctic circulation regimes. *Philosophical Transactions of Royal Society A* 373(2052), 20140160.
30. Rhein, M., Kieke, D., Hüttl-Kabus, S., Roessler, A., Mertens, C., Meissner, R., Klein, B., Boning, C. W., Yashayaev, I., 2011. Deep water formation, the subpolar gyre, and the meridional overturning circulation in the subpolar North Atlantic. *Deep Sea Research II* 58(17), 1819-1832.
31. Serreze, M.C., Barrett, A.P., Slater, A.G., Woodgate, R.A., Aagaard, K., Lammers, R.B., Steele, M., Moritz, R., Meredith, M., Lee, C.M., 2006. The large-scale freshwater cycle of the Arctic. *Journal of Geophysical Research* 111(C11). doi:10.1029/2005JC003424
32. Stramma, L., Kieke, D., Rhein, M., Schott, F., Yashayaev, I., Koltermann, K. P., 2004. Deep water changes at the western boundary of the subpolar North Atlantic during 1996 to 2001. *Deep Sea Research I* 51(8), 1033-1056.
33. Yashayaev, I., 2007. Hydrographic changes in the Labrador Sea, 1960–2005. *Progress in Oceanography* 73, 242–276.
34. Yashayaev, I., Clarke, A., 2008. Evolution of North Atlantic water masses inferred from Labrador Sea salinity series. *Oceanography* 21(1), 30-45.
35. Yashayaev, I., Seidov, D., Demirov, E., 2015. A new collective view of oceanography of the Arctic and North Atlantic basins. *Progress in Oceanography* 132, 1–21.