

ОКЕАНОЛОГИЯ

УДК 551.46.062.5+465.47

DOI: 10.30758/0555-2648-2019-65-4-363-388

ВЛИЯНИЕ ПРИТОКА ИЗ АТЛАНТИКИ НА СОДЕРЖАНИЕ ПРЕСНОЙ ВОДЫ В ВЕРХНЕМ СЛОЕ АРКТИЧЕСКОГО БАСЕЙНА

Г.В. АЛЕКСЕЕВ¹, А.В. ПНЮШКОВ^{1,2}, А.В. СМИРНОВ¹, А.Е. ВЯЗИЛОВА¹, Н.И. ГЛОК¹

¹ — ГИЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия

² — Международный Арктический научно-исследовательский центр, Университет Аляски, Фэрбенкс, США

*alexgv@aari.ru

INFLUENCE OF ATLANTIC INFLOW ON THE FRESHWATER CONTENT IN THE UPPER LAYER OF THE ARCTIC BASIN

G.V. ALEKSEEV¹, A.V. PNYUSHKOV^{1,2}, A.V. SMIRNOV¹, A.E. VYAZILOVA¹, N.I. GLOK¹

¹ — State Scientific Center of the Russian Federation Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

² — International Arctic Research Center, University of Alaska, Fairbanks, USA

*alexgv@aari.ru

Received August, 29, 2019

Accepted November, 14, 2019

Keywords: Arctic basin, Atlantic inflows, freshwater content, polar changes.

Summary

Inter-decadal changes in the water layer of Atlantic origin and freshwater content (FWC) in the upper 100 m layer were traced jointly to assess the influence of inflows from the Atlantic on FWC changes based on oceanographic observations in the Arctic Basin for the 1960s – 2010s. For this assessment, we used oceanographic data collected at the Arctic and Antarctic Research Institute (AARI) and the International Arctic Research Center (IARC). The AARI data for the decades of 1960s – 1990s were obtained mainly at the North Pole drifting ice camps, in high-latitude aerial surveys in the 1970s, as well as in ship-based expeditions in the 1990s. The IARC database contains oceanographic measurements acquired using modern CTD (Conductivity – Temperature – Depth) systems starting from the 2000s. For the reconstruction of decadal fields of the depths of the upper and lower 0 °C isotherms and FWC in the 0–100 m layer in the periods with a relatively small number of

Citation: Alekseev G.V., Pnyushkov A.V., Smirnov A.V., Vyazilova A.E., Glok N.I. Influence of Atlantic inflow on the freshwater content in the upper layer of the Arctic basin. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2019, 65 (4): 363–388. [In Russian]. doi: 10.30758/0555-2648-2019-65-4-363-388.

observations (1970s – 1990s), we used a climatic regression method based on the conservativeness of the large-scale structure of water masses in the Arctic Basin. Decadal fields with higher data coverage were built using the DIVAnd algorithm. Both methods showed almost identical results when compared.

The results demonstrated that the upper boundary of the Atlantic water (AW) layer, identified with the depth of zero isotherm, raised everywhere by several tens of meters in 1990s – 2010s, when compared to its position before the start of warming in the 1970s. The lower boundary of the AW layer, also determined by the depth of zero isotherm, became deeper. Such displacements of the layer boundaries indicate an increase in the volume of water in the Arctic Basin coming not only through the Fram Strait, but also through the Barents Sea. As a result, the balance of water masses was disturbed and its restoration had to occur due to the reduction of the volume of the upper most dynamic freshened layer. Accordingly, the content of fresh water in this layer should decrease.

Our results confirmed that FWC in the 0–100 m layer has decreased to 2 m in the Eurasian part of the Arctic Basin to the west of 180° E in the 1990s. In contrast, the FWC to the east of 180° E and closer to the shores of Alaska and the Canadian archipelago has increased. These opposite tendencies have been intensified in the 2000s and the 2010s. A spatial correlation between distributions of the FWC and the positions of the upper AW boundary over different decades confirms a close relationship between both distributions. The influence of fresh water inflow is manifested as an increase in water storage in the Canadian Basin and the Beaufort Gyre in the 1990s – 2010s. The response of water temperature changes from the tropical Atlantic to the Arctic Basin was traced, suggesting not only the influence of SST at low latitudes on changes in FWC, but indicating the distant tropical impact on Arctic processes.

Поступила 29 августа 2019 г.

Принята к печати 14 ноября 2019 г.

Ключевые слова: Арктический бассейн, вода из Атлантики, полярные изменения, содержание пресной воды.

На основе данных океанографических наблюдений в Арктическом бассейне за 1960–2010-е гг. прослежены междесятилетние совместные изменения в слое воды атлантического происхождения и содержания пресной воды (СПВ) в верхнем слое для того, чтобы оценить влияние притока из Атлантики на изменения СПВ. Полученные результаты показали, что верхняя граница слоя АВ, отождествляемая с глубиной нулевой изотермы, повсеместно поднялась в 1990–2010-е гг. на несколько десятков метров относительно ее положения до начала потепления в 1970-е гг. Нижняя граница слоя, также определяемая по глубине нулевой изотермы, опустилась. Такие смещения границ слоя свидетельствуют об увеличении объема воды в Арктическом бассейне, поступившей не только через пролив Фрама, но и через Баренцево море. Для сохранения баланса должно было произойти сокращение объема верхнего наиболее динамичного опресненного слоя и, соответственно, уменьшиться содержание пресной воды в этом слое. Наши расчеты подтвердили, что в 1990-е гг. СПВ в слое 0–100 м уменьшилось до 2 м и более в евразийской части Арктического бассейна к западу от 180° в.д., а к востоку от 180° в.д. ближе к берегам Аляски и Канадского архипелага, возросло. Эта тенденция усилилась в 2000-е и в 2010-е гг. Сравнение распределений СПВ и положения верхней границы слоя АВ в разные десятилетия методом пространственной корреляции полей подтвердило тесную связь между обоими распределениями. Прослежен отклик температуры АВ в проливе Фрама, Баренцевом море и в Арктическом бассейне на аномалии температуры воды в тропической области Атлантики, который свидетельствует о тропическом воздействии на арктические процессы.

ВВЕДЕНИЕ

Пресноводный баланс Северного Ледовитого океана (СЛО) формируется под влиянием глобального гидрологического цикла и вместе с ним реагирует на глобальные изменения климата. Атмосферный перенос влаги из низких широт, осадки и испарение над акваторией СЛО, речной сток с окружающей суши и морской транспорт пресной

воды и льда являются главными компонентами пресноводного баланса Арктического бассейна. Пресная вода, поступающая в Арктику с полярной ветвью глобального гидрологического цикла, аккумулируется в верхнем слое океана и препятствует вертикальному перемешиванию с нижележащими водами. Изолирующий эффект стратификации, препятствующий проникновению тепла промежуточных вод атлантического и/или тихоокеанского происхождения ко льду, вместе с сильным выхолаживанием слоя в зимний период обеспечивают сохранение дрейфующих льдов на его поверхности. Опресненная вода из верхнего слоя выносится в жидкой и твердой (морской лед) фазах в Северную Атлантику. Этот процесс контролирует распространение опресненных вод и морских льдов на поверхности Северной Атлантики и составляет главное звено в формировании арктического воздействия на глобальный климат.

Пресная вода, попадающая в Северный Ледовитый океан, проходит многократные фазовые превращения «вода – лед», которые влияют на время пребывания поступающей пресной воды и на формирование стока пресной воды. Эти процессы составляют своего рода внутренний арктический гидрологический цикл, действующий вместе с внешним циклом, который составляют процессы поступления пресной воды в Арктику, ее стока в СЛО и далее в Северную Атлантику [1].

Для оценки содержания пресной воды (СПВ) в верхнем слое СЛО рассчитывается ее количество относительно некоторой априори заданной солености. В качестве такой отсчетной солености К. Aagaard и Е.С. Carmack [2] предложили использовать соленость 34,80 ‰. Такой выбор имеет глубокий физический смысл, поскольку эта величина близка к критическому значению солености (примерно 34,82 ‰ [3]), которое разделяет режимы глубокой и мелкой конвекции в центральной части Гренландского моря, где структура вод близка к структуре вод Арктического бассейна. При солености воды в верхнем слое, близкой к критическому значению, действует механизм низкотемпературной сжимаемости морской воды, обеспечивающий проваливание конвективных плюмов до больших глубин [2]. С этой точки зрения содержание пресной воды в слое с соленостью менее 34,80 ‰ составляет избыток пресной воды, после удаления которого возможно глубокое конвективное перемешивание и, следовательно, безледный режим в СЛО.

Среднее за 1955–1979 гг. распределение содержания пресной воды в слое над изохалиной 34,80 ‰ в Арктическом бассейне (центральная глубокая часть СЛО) [1] показывает максимум в круговороте моря Бофорта и постепенное уменьшение по направлению к Баренцеву морю и проливу Фрама. Максимальная величина СПВ в канадском секторе Арктики формируется совместным вкладом сильного распреснения в верхнем 30–50-метровом слое и притоком тихоокеанских вод, влияние которых здесь заметно до большой глубины. Вертикальная протяженность слоя, в котором оценивалось содержание пресной воды, варьирует от 120 м в приатлантической части Арктического бассейна до 800 м над Канадской котловиной. Распределение вклада слоев в СПВ также неоднородно в этих частях Арктического бассейна: в приатлантической части основная его часть (60 %) содержится в верхнем 50-метровом слое, а над Канадской котловиной в этом слое находится только 40 % общего количества пресной воды. В целом в этой области под воздействием антициклонической циркуляции сконцентрировано наибольшее количество пресной воды, а вода с меньшей соленостью здесь прослеживается до глубины 800 м, что, по-видимому, связано с ее опусканием в центре антициклонического круговорота [4, 5].

В настоящее время содержанию пресной воды в Арктическом бассейне и его изменениям уделяется большое внимание как источнику поступления опресненных вод в северную часть Атлантического океана, влияющих на Атлантическую термохалинную циркуляцию [6–9]. По оценке авторов работы [10], в среднем за год приток пресной воды в Северный Ледовитый океан определяется более всего речным стоком (42 %), затем притоком через Берингов пролив (32 %) и осадками (26 %). Ранее Aagaard и Carmack [2] оценили вклад речного стока в 56 % при 28 % притока через Берингов пролив и 15 % осадков. Однако изменения СПВ в Арктическом бассейне от года к году зависят не только от соотношения притоков и стоков пресной воды, но и от других факторов. В первую очередь исследователи указывают на воздействие ветра, способное изменить толщину и динамику верхнего опресненного слоя [11].

Выполненное в работе [12] сравнение СПВ в Арктическом бассейне в 2006–2008 гг. и в 1992–1999 гг. показало увеличение на 8400 ± 2000 км³. Расчеты СПВ выполнялись относительно солёности 35 ‰ в слое от поверхности до глубины изохалины 34 ‰ на акватории глубже 500 м. Причину роста СПВ авторы статьи нашли в увеличении глубины верхнего опресненного слоя в результате индуцированной ветром экмановской накачки и опреснения, вызванного усилением таяния льда и притока речной воды. При этом преобладает эффект уменьшения солёности в верхнем слое, а на изменения его глубины пришлось менее четверти роста СПВ.

Авторы работы [13] исследовали вклад в опреснение верхнего слоя Канадского бассейна от увеличения таяния морского льда и притока речных вод. Они установили, что в 2006–2007 гг. основной приток пресной воды приходился на таяние, составлявшее 1,3 м льда в год, но в 2007 году южной части бассейна преобладал приток речной воды из Маккензи. Приток от таяния растёт с конца 1980-х годов со скоростью 0,27 м/год, а от речного стока 0,7 м/год.

В работе [14] рассмотрены многолетние изменения СПВ в Арктическом бассейне с начала XX в. и до 2000-х гг. и найдены периоды повышенной солёности верхнего слоя в 1920–1930-х и в последние два десятилетия прошлого века и пониженной солёности в начале прошлого столетия и в 1940–1970-е гг. Эти периоды соответствуют потеплениям и похолоданиям климата Арктики, а также повышениям и понижениям температуры в слое воды атлантического происхождения в Арктическом бассейне. Авторы считают причиной таких крупномасштабных изменений СПВ процессы нарастания и таяния льда и устойчивый отток пресной воды из Арктического бассейна под действием ветра, а поступление пресной воды с шельфа и изменения в слое воды атлантического происхождения не оказывают заметного влияния. В то же время отмечены согласованные долгосрочные изменения основных параметров арктического климата и их взаимосвязь с изменениями в системе Арктика – Северная Атлантика.

Авторы работы [15] изучали характер и количественную значимость изменений годовых осадков, суммарного испарения и речного стока для СПВ в Арктическом бассейне за последние несколько десятилетий на основе наблюдений и набора совместных моделей циркуляции атмосферы и океана. За немногими исключениями потоки осадков, суммарного испарения и речного стока из наблюдений и глобальных моделей климата демонстрируют положительные тенденции. Однако существенные положительные тенденции выше уровня достоверности 90 % присутствуют не для всех наблюдений.

Авторы работы [16] использовали модели СМIP5 и нашли, что они моделируют пресноводный баланс Северного Ледовитого океана точнее, чем модели СМIP3. Тем не менее моделируемая скорость увеличения содержания пресной воды (296 ± 232 км³/год) ниже, чем (600 ± 300 км³/год), найденная на основе наблюдений за 1992–2012 гг. Кроме того, моделируемые потоки пресной воды все еще демонстрируют значительное межмодельное расхождение и отличаются от наблюдаемых значений.

В работе [17] на основе океанографических съемок в марте–апреле 2008 года установлены значительные сдвиги в количестве и распределении СПВ по сравнению с зимними климатическими показателями, включая значительное опреснение верхнего слоя на тихоокеанской стороне хребта Ломоносова. Измерения в Канадском бассейне и в бассейне Макарова позволили оценить увеличение СПВ на 8500 км³.

В обзоре [18] рассмотрены прогнозы изменений в арктическом гидрологическом цикле на основе моделей климата, которые предполагают существенную его интенсификацию. Ожидается, что осадки будут увеличиваться в средних и высоких широтах, в основном в ответ на вызванное потеплением увеличение влагосодержания атмосферы. Однако опресняющий эффект роста осадков невелик по сравнению с поступлением пресной воды в результате увеличения речного стока и таяния морского льда и ледников.

Для понимания причин изменений СПВ в Арктическом бассейне особое значение имеет работа [19], в которой выполнено моделирование межгодовой изменчивости содержания пресной воды в Северном Ледовитом океане и проанализированы источники этой изменчивости за период 1951–2002 гг. При этом изменения притока речных вод и поступления воды через Берингов пролив, а также осадков не учитывались. Три основных процесса были рассмотрены в связи с изменениями СПВ в Арктическом бассейне.

Первый процесс — накачка Экмана в круговороте Бофорта как причина накопления и выпуска пресной воды в зависимости от того, является ли режим циркуляции антициклоническим/циклоническим [4]. Было найдено, что эффект накачки присутствует, но его влияние на распределение солёности не очевидно.

Второй процесс — это нарастание и таяние морского льда. Оказалось, что он также не очень важен, кроме сибирского и канадского секторов Арктики, где влияет на солёность.

Третий процесс — адвекция атлантических вод (АВ) в Северный Ледовитый океан. В модели этот процесс объясняет большую часть изменчивости содержания пресной воды в верхних 1000 м. Наиболее ярким признаком этого процесса в случае циклонического режима является проникновение АВ в Канадский бассейн и смещение круговорота Бофорта в сторону Канадского архипелага. В заключение авторы констатируют, что обмен между Северным Ледовитым океаном и остальными океанами оказывает наибольшее влияние на изменчивость содержания пресной воды в СЛО, по крайней мере в используемой численной модели, в которой адвективные процессы преобладают над другими внутренними механизмами.

В дальнейших исследованиях идея о роли адвекции АВ в изменениях СПВ в Арктическом бассейне была оставлена в пользу определяющей роли экмановской накачки и круговорота Бофорта как основного регулятора изменений СПВ в Арктическом бассейне [20, 21], и приток АВ не рассматривался в более поздних работах как фактор, влияющий на изменения СПВ в Арктическом бассейне. Однако

недавно по результатам моделирования с использованием глобальной модели океана NorESM20CR и наблюдений с 1900 г. показано [22], что объем переносов АВ в Арктический бассейн и оттока с Восточно-Гренландским течением и через пролив Дэвиса коррелированы ($r = 0,87$), поскольку объем воды в Северном Ледовитом океане сохраняется.

Экспедиционные исследования на судах и дрейфующих станциях «Северный полюс», измерения автономных дрейфующих буев в Арктическом бассейне в 1990–2000-е гг. по национальным и международным программам [14, 23] и во время проведения Международного полярного года 2007/08 показали увеличение притока из Атлантики и рост температуры в слое атлантической воды в Арктическом бассейне. Первые сведения о необычно высоких температурах в слое АВ поступили в начале 1990-х гг. из района к северу от Карского моря [24]. В дальнейшем обнаружили распространение этого феномена по всей акватории Арктического бассейна [25–28].

Накопленные к настоящему времени обширные данные океанографических наблюдений в Арктическом бассейне позволяют проследить многолетние изменения в слое АВ за 1960–2010-е гг. и оценить их влияние на изменения СПВ, что и составляет цель нашего исследования.

ДААННЫЕ И МЕТОДЫ

Для выполнения работы использовались базы океанографических данных, созданные в ГНЦ РФ Арктическом и антарктическом научно-исследовательском институте (ГНЦ РФ ААНИИ) и в International Arctic Research Center (IARC). В базе ААНИИ собраны данные океанографических наблюдений в Арктическом бассейне с конца XIX в. (данные экспедиции Нансена на «Фраме» 1893–1896 гг.) по 2018 г. Для настоящей работы использованы данные из этой базы начиная с 1960-х по 1990-е гг., которые в основном получены на дрейфующих станциях «Северный полюс», в Высокоширотных воздушных экспедициях в 1970-е гг., а также в судовых экспедициях в 1990-е гг.

В базе IARC наиболее полно представлены данные с 2000 г. Они включают профили температуры и солёности, полученные с использованием современных STD (Conductivity-Temperature-Depth) систем с высоким (~1 м) вертикальным разрешением. В собранный массив вошли данные судовых наблюдений, полученные из глобальных центров хранения океанографических данных (National Oceanographic Data Center (NODC), International Council for the Exploration of the Sea (ICES)) и взятые с порталов данных наблюдательских программ (Distributed Biological Observatory — DBO; Beaufort Gyre Observational System — BGOS, Nansen and Amundsen Basins Observational System — NABOS и др.), проводимых в акватории СЛО в последние два десятилетия. Данные судовых наблюдений были существенно дополнены измерениями температуры и солёности, выполненными автономными дрейфующими буями ИТР (Ice Tethered Profilers), включение которых обеспечило возможность восстановления полей в глубоководной части СЛО в зимний период, который, как правило, слабо освещен судовыми наблюдениями из-за неблагоприятных ледовых условий. Более ранняя версия представленного массива данных была успешно использована [23, 29, 30] для анализа региональных климатических изменений в СЛО и динамики циркумполярного пограничного течения и мезомасштабных вихрей. Для целей настоящего исследования массив был значительно дополнен новыми наблюдениями таким образом, что итоговый набор данных для периода 2000–2016 гг. для области, ограниченной с юга 65-м градусом широты, содержал более 125 тысяч океанографических профилей.

Для построения средних за десятилетие океанографических полей использованы разные методы в зависимости от полноты покрытия Арктического бассейна данными наблюдений. До 2000-х гг. количество океанографических станций, выполненных в течение десятилетия на акватории Арктического бассейна, было недостаточным для удовлетворительной точности восстановления полей с использованием существующих методов точечной интерполяции. Исключение составляет десятилетие 1970-х гг., когда в течение семи весенних сезонов были выполнены океанографические съемки Арктического бассейна на регулярной сетке станций. Это позволило построить поля для десятилетия 1970-х гг., которые являются наиболее точным описанием климата Арктического бассейна второй половины XX в.

Для построения средних полей за десятилетия с относительно небольшим количеством наблюдений использован метод климатической регрессии [31, 32]. Основанием для такого подхода служит консервативность крупномасштабной структуры водных масс Арктического бассейна, в котором сохраняется трехслойная структура вод (верхний холодный и опресненный слой, промежуточный слой воды атлантического происхождения с положительной температурой и нижележащий слой глубинных и придонных вод). Характеристики водных масс в этих слоях и границы между ними могут изменяться от года к году под влиянием как крупномасштабных процессов океанической циркуляции и водообмена с Атлантическим и Тихим океанами, так и локальных мезомасштабных процессов. Данные наблюдений на отдельных океанографических станциях включают обе составляющие. Осреднение за десятилетие оставляет крупномасштабные изменения, которые являются отклонениями от базового климатического состояния климатических полей. В качестве таких полей приняты океанографические поля, осредненные за десятилетие 1970-х гг., представленные в атласе Environmental Working Group [33] для зимнего периода.

Построение крупномасштабной составляющей поля включает выбор сеточной области на климатическом поле, в которой выполнено некоторое число океанографических станций. Затем выполняется расчет отклонений климатических и наблюдаемых значений от средних по выбранной области. После этого строится регрессия климатических отклонений на наблюдаемые и рассчитываются отклонения для каждого узла выбранной сеточной области, к которым добавляется среднее по наблюдаемым значениям. Такая процедура позволяет получить крупномасштабную составляющую наблюдаемого поля, свободную от возмущений. Математическая формулировка метода вынесена в приложение к статье.

Для построения средних полей в узлах регулярной сетки был использован алгоритм DIVAnd [34]. DIVAnd позволяет проводить многомерный вариационный анализ случайно распределенных в пространстве наблюдений. DIVAnd является усовершенствованной версией алгоритма DIVA [35], который с успехом применялся в океанологии для построения климатических полей [36]. Начальные данные были представлены в виде набора текстовых файлов, содержащих декадные значения параметров. Файлы прошли стандартные процедуры контроля качества (IODE) и были проинтерполированы в узлы регулярной сетки (0,5 градуса по широте и долготе) с помощью DIVAnd. Регион исследования включал в себя весь Арктический бассейн.

Дополнительным источником данных стал массив Global Ocean Physics Reanalysis GLORYS12V1 (GLOBAL-ANALYSIS-FORECAST-PHY-001-030), который

представляет собой глобальный реанализ CMEMS, рассчитанный с горизонтальным разрешением $1/12^\circ$ (~ 8 км) и 50 уровнями по глубине. Он включает в себя данные с января 1993 по декабрь 2018 г. Его модельная составляющая представляет из себя платформу NEMO (Nucleus for European Modelling of the Ocean) [37] с использованием поверхностного форсинга из реанализа ECMWF ERA-Interim [38]. Наблюдения ассимилируются с помощью фильтра Калмана. В модель ассимилируются данные по альтиметрии, спутниковой температуре поверхности моря, концентрации льда, а также *in situ* профили по температуре и солёности воды. Модель использует схему 3D-VAR, которая позволяет корректировать медленно развивающиеся крупномасштабные вихри по температуре и солёности [39].

Содержание пресной воды рассчитывалось для верхнего слоя 0–100 м относительно солёности 34,80 ‰. Положение (глубина) верхней границы слоя АВ определялась по глубине нулевой изотермы.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Обнаруженное в начале 1990-х гг. потепление в слое воды атлантического происхождения к северу от Карского моря в дальнейшем было отмечено на всей акватории Арктического бассейна. Карты максимальной температуры в слое АВ, построенные по данным океанографических станций, выполненных в десятилетия 2000-х и 2010-х гг. (рис. 1), показывают повсеместное повышение температуры относительно 1970-х гг., достигающее $1,0^\circ\text{C}$ в потоке АВ вблизи материкового склона.

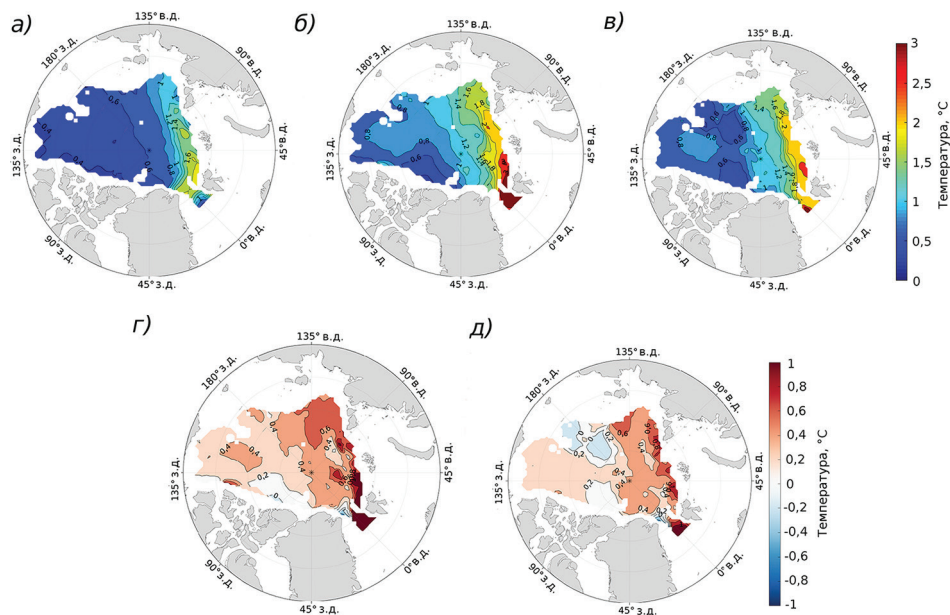


Рис. 1. Максимальная температура в слое атлантической воды в Арктическом бассейне в разные десятилетия: а — 1970-е, б — 2000-е, в — 2010-е гг. и ее изменения относительно десятилетия 1970-х гг. для: г — 2000-х, д — 2010-х

Fig. 1. The maximum temperature in the layer of Atlantic Water in the Arctic Basin in different decades: а — in the 1970s, б — in the 2000s, в — in the 2010s; and its changes relative to the decade of the 1970s: г — in the 2000s, д — in the 2010s

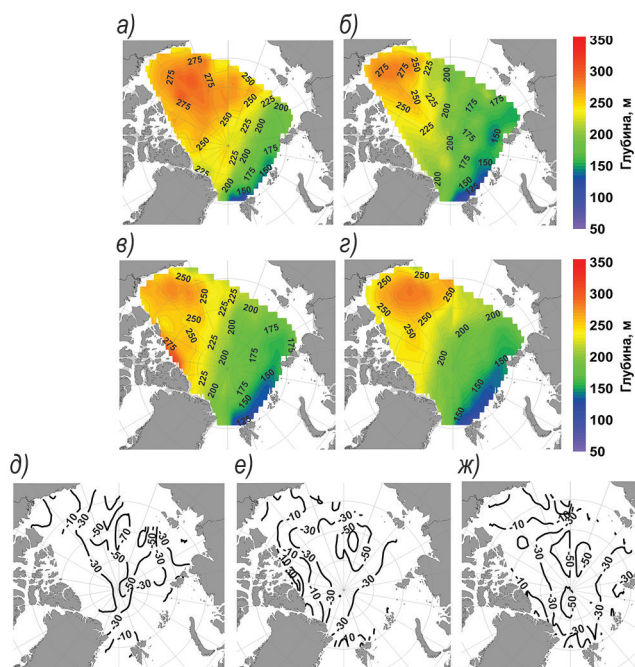


Рис. 2. Глубина верхней границы слоя АВ в разные десятилетия: *a* — 1970-е, *б* — 1990-е, *в* — 2000-е, *г* — 2010-е гг.; и ее изменения относительно десятилетия 1970-х гг. для: *д* — 1990-х, *е* — 2000-х, *ж* — 2010-х гг.

Fig. 2. The depth of the upper boundary of the AW layer in different decades: *a* — in the 1970s, *б* — the 1990s, *в* — the 2000s, *г* — the 2010s; and its changes relative to the decade of the 1970s: *д* — in the 1990s, *е* — in the 2000s, and *ж* — in the 2010s

Столь масштабные изменения в одном из слоев повлияли на вертикальную структуру всей водной толщи Арктического бассейна. Верхняя граница слоя АВ, отождествляемая с глубиной нулевой изотермы, повсеместно поднялась на несколько десятков метров (до 60 м и более) относительно ее положения до начала потепления (рис. 2). Уменьшилась глубина, на которой отмечалась максимальная температура в слое атлантической воды. В то же время положение нижней границы слоя АВ, также определяемой по глубине нулевой изотермы, понизилось (рис. 3), что в совокупности с подъемом верхней границы слоя свидетельствует об увеличении объема АВ в Арктическом бассейне.

В результате расширения границ слоя АВ его вклад в баланс вод Арктического бассейна значительно вырос. Очевидно, что восстановление баланса должно произойти за счет сокращения толщины верхнего наиболее динамичного опресненного слоя. Соответственно, должно было уменьшиться содержание пресной воды (СПВ) в этом слое. Наши расчеты СПВ в верхнем 100-метровом слое, в пределах которого находится верхний опресненный слой, подтвердили такое развитие событий (рис. 4).

В десятилетие 1990-х гг. СПВ в слое 0–100 м уменьшилось в евразийской части Арктического бассейна (от 180° в.д.) более всего (на 2 м и выше). В Канадской котловине к востоку от 180° в.д. СПВ ближе к берегам Аляски и Канадского

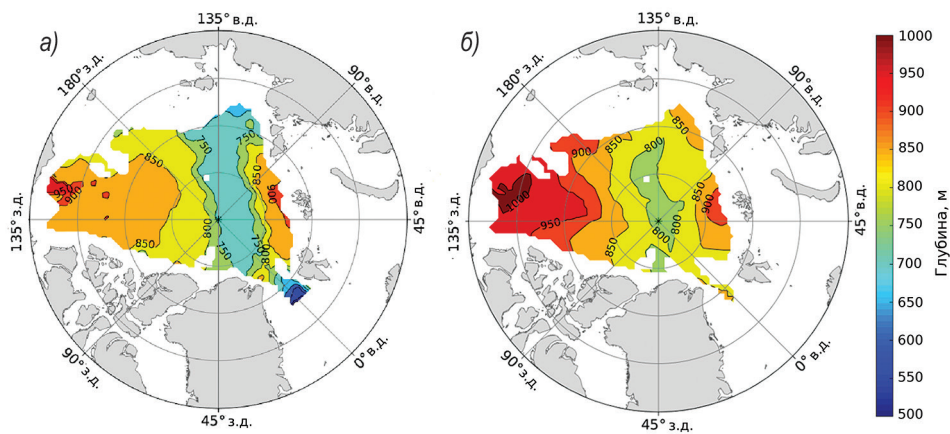


Рис. 3. Глубина нижней границы слоя АВ: *а* — 1970-е, *б* — 2000-е гг.

Fig. 3. The depth of the lower boundary of the AW layer: *a* — the 1970s, *b* — the 2000s

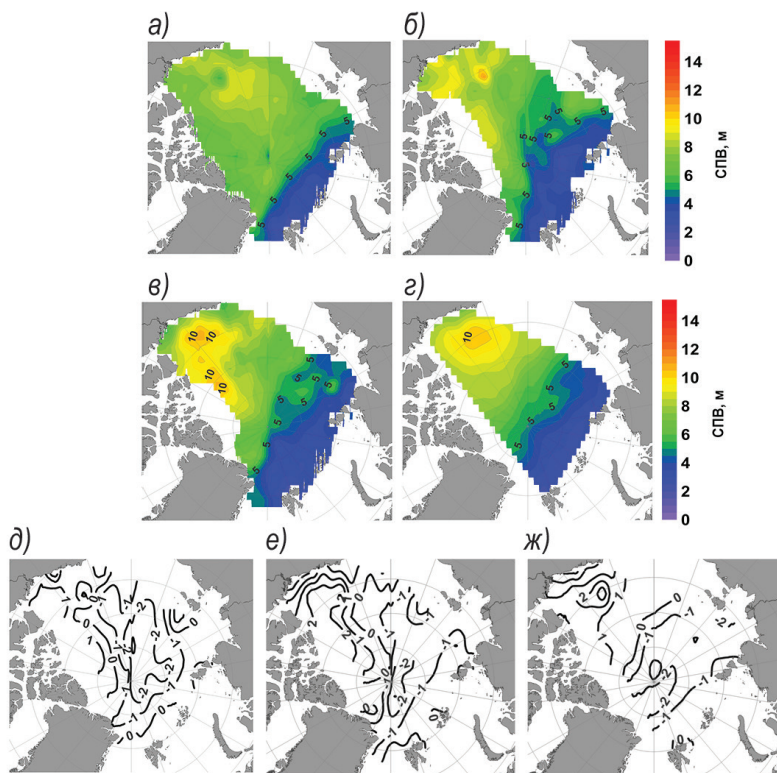


Рис. 4. Содержание пресной воды (СПВ) в слое 0–100 м в разные десятилетия: *а* — 1970-е, *б* — 1990-е, *в* — 2000-е, *г* — 2010-е гг. и разность с СПВ относительно десятилетия 1970-х гг. для: *д* — 1990-х, *е* — 2000-х, *ж* — 2010-х гг.

Fig. 4. The fresh water content (FWC) in the 0–100 m layer in different decades: *a* — the 1970s, *b* — the 1990s, *v* — the 2000s, *г* — the 2010s and deviations from FWC in the decade of the 1970s: *д* — the 1990s, *е* — the 2000s, *ж* — the 2010s

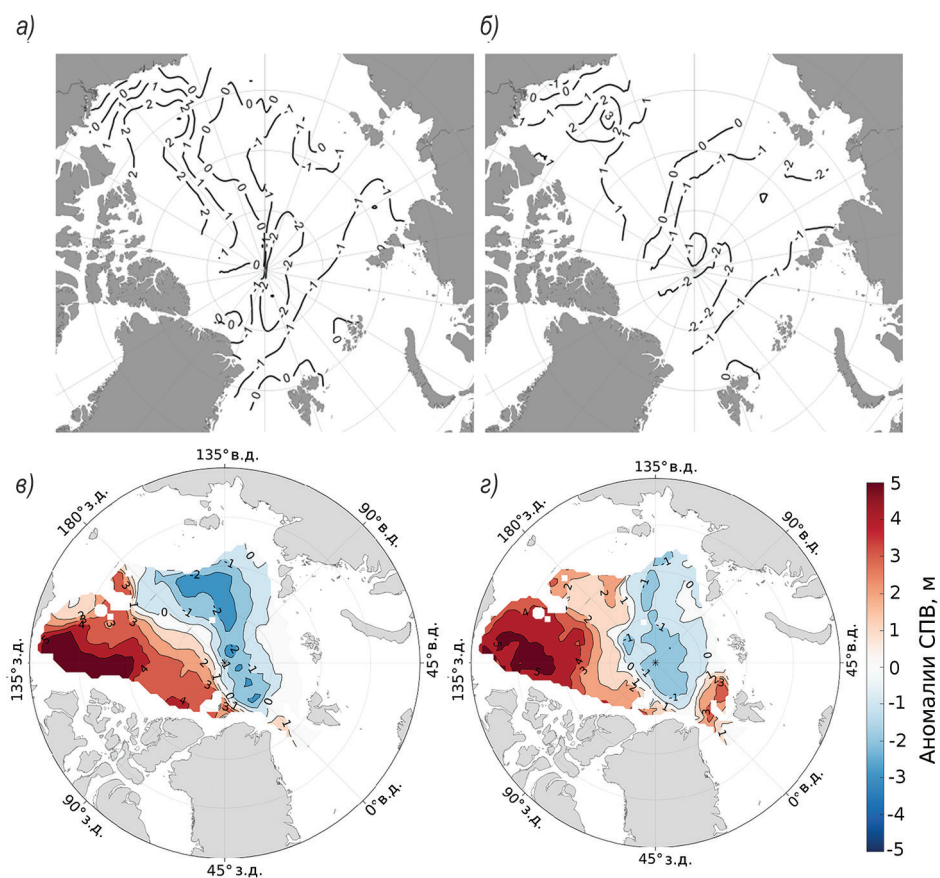


Рис. 5. Аномалии СПВ в слое 0–100 м в десятилетия 2000-х и 2010-х гг. относительно 1970-х гг.: а, б — значения СПВ интерполированы алгоритмом DIVAnd, в, з — методом климатической регрессии; а, в — аномалии 2000-х; б, з — 2010-х гг.

Fig. 5. Anomalies of FWC in the 0–100 m layer during the decades of the 2000s and 2010s relative to the 1970s.: а, б — the values of FWC are interpolated by the DIVAnd algorithm, в, з — by the method of climatic regression; а, в — anomalies of the 2000s; б, з — 2010s

архипелага, наоборот, возросло. Эта тенденция усилилась в 2000-е гг., когда СПВ здесь повысилось до 2 м и более. В 2010-е гг. распределение СПВ, подобное 2000-м гг., сохранилось с тенденцией роста СПВ вблизи берегов Аляски и Канадского архипелага.

Расчеты среднего СПВ были выполнены также методом климатической регрессии, которые показали идентичные результаты. В обоих случаях получено уменьшение СПВ в евразийской части Арктического бассейна и рост в канадской части (рис. 5).

Сравнение среднего по Арктическому бассейну СПВ и положения верхней границы слоя АВ в разные десятилетия и расчеты пространственной корреляции полей $T = 0\text{ }^{\circ}\text{C}$ и СПВ подтвердили уменьшение средней глубин залегания изотермы $T = 0\text{ }^{\circ}\text{C}$ и тесную связь между обоими полями (табл. 1).

Средние по Арктическому бассейну глубина верхней изотермы $T = 0\text{ }^{\circ}\text{C}$ и СПВ в слое 0–100 м и коэффициенты корреляции между средними полями глубин залегания изотермы $T = 0\text{ }^{\circ}\text{C}$ и СПВ в разные десятилетия

Десятилетие	Среднее по Арктическому бассейну		Коэффициент корреляции
	Глубина изотермы, м	СПВ, м	
1960–1969 гг.	238 ± 2	$6,8 \pm 1,8$	0,78
1970–1979 гг.	239 ± 2	$6,5 \pm 1,5$	0,90
1990–1999 гг.	193 ± 2	$5,3 \pm 1,8$	0,94
2000–2009 гг.	183 ± 2	$6,9 \pm 1,6$	0,94
2010–2018 гг.	185 ± 2	$6,8 \pm 1,6$	0,93

Из таблицы следует, что, несмотря на подъем верхней границы АВ, среднее по Арктическому бассейну СПВ уменьшилось лишь в 1990-е гг., но затем возросло в 2000-е и 2010-е гг. Рост связан с понижением солёности, особенно в круговороте Бофорта, в результате интенсивного таяния льда и притока речных вод (рис. 6).

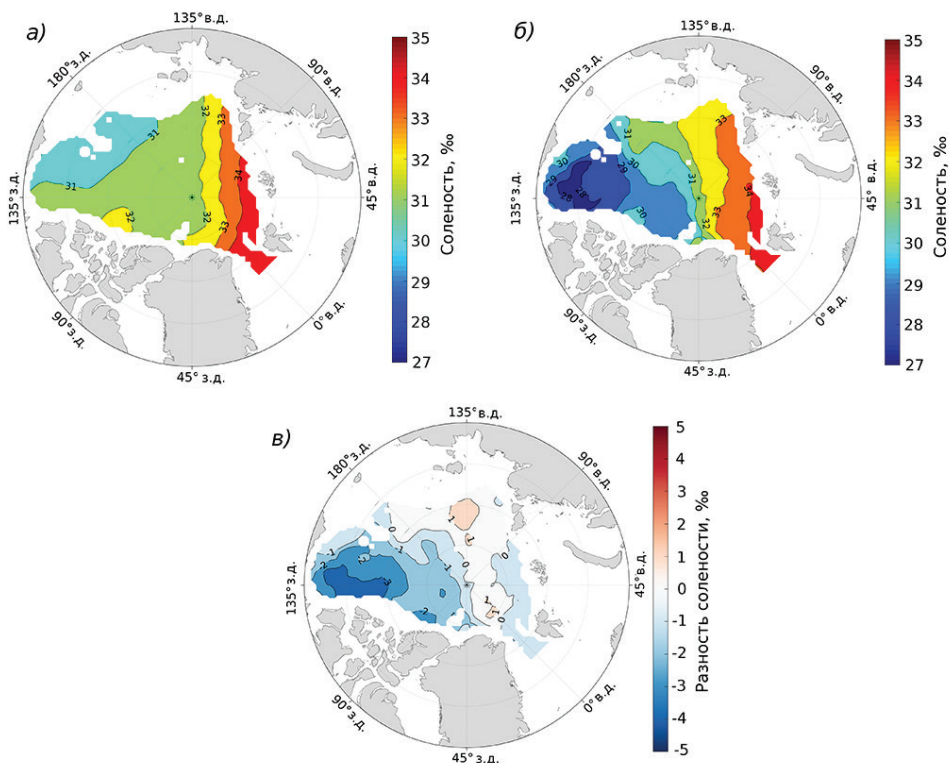


Рис. 6. Распределение солёности на глубине 25 м:

a — 1970-е, *б* — 2000-е гг., *в* — разность между (*a*) и (*б*)

Fig. 6. The salinity at a depth of 25 m:

a — the 1970s, *б* — 2000s, *в* — the difference between (*a*) and (*б*)

ОБСУЖДЕНИЕ

Полученные результаты показали влияние роста толщины слоя АВ на содержание и распределение пресной воды в верхнем слое Арктического бассейна. Тем самым подтверждается вывод о влиянии притока АВ на изменчивость содержания пресной воды в Арктическом бассейне СЛО, полученный на модели циркуляции океана и льда без учета изменений притока пресной воды с речным стоком, осадками и через Берингов пролив [19]. Первые натурные сведения о влиянии притока АВ на СПВ во всем Арктическом бассейне были получены по данным наблюдений в период МПП 2007/08 [31, 32]. Позднее в работе [40] было показано, что после 1990-х гг. в Амеразийском суббассейне средняя соленость в верхнем слое понизилась, средняя толщина уменьшилась, а в Евразийском суббассейне уменьшилась лишь средняя толщина слоя.

Очевидно, что приток АВ не добавляет пресной воды в Арктический бассейн, а лишь способствует ее вытеснению из бассейна в зависимости от интенсивности притока АВ, чтобы сохранить баланс водных масс в Арктическом океане. Потоки АВ через пролив Фрама в Арктический бассейн и в Баренцево море через проход между о. Медвежий и Скандинавией (Barents Sea Opening (BSO) по западной терминологии) оценивались во многих работах, опубликованных с 1987 [41] по 2018 г. [22]. Перенос АВ через пролив Фрама был найден в пределах от 2 до 3,1 Св., а через BSO от 1,5 до 2,3 Св. Поступление в Арктический бассейн трансформированной АВ из Баренцева моря через желоб Св. Анны в Карском море оценено в работе [42] в пределах 1,2–1,8 Св.

К слою АВ в Арктическом бассейне относят воду с положительной температурой, которая поступает через пролив Фрама (ФрАВ). АВ, поступающая в Баренцево море, трансформируется в результате потерь тепла в атмосферу и опреснения от материкового стока и таяния льдов, приносимых из Арктического бассейна, принимает температуру ниже 0 °С и более низкую соленость, поступает далее в Карское море и через желоб Св. Анны в бассейн Нансена (БмАВ) [43]. Эта трансформированная вода из Атлантики вносит основной вклад в обновление промежуточных и глубинных вод Арктического бассейна [44] и, следовательно, участвует в формировании водных масс бассейна.

Рост притока АВ в Северо-Европейский бассейн в конце 1980-х гг. усилился в 1990-е и 2000-е гг. и сохраняется на повышенном уровне в настоящее время [23]. В этой тенденции преобладает приток в Баренцево море, который увеличился на 1 Св, а его температура повысилась на 1,0 °С, по сравнению со средним за длительный период [22]. Соответственно, возросло и поступление БмАВ в Арктический бассейн. Заглубление нулевой изотермы на нижней границе слоя АВ (рис. 3) связано с ростом притока БмАВ, которая может иметь более высокую, чем ранее, температуру и, кроме того, перемешивается с ФрАВ, что вместе приводит к заглублению нулевой изотермы. Отрицательные температуры, присущие БмАВ, также смещаются глубже (рис. 7) в результате увеличения ее слоя.

Океанографические наблюдения (рис. 8) и результаты реанализа (рис. 9) в желобе Св. Анны показывают увеличение присутствия БмАВ, поступающей отсюда в Арктический бассейн. На рис. 8 видно увеличение слоя воды с отрицательной температурой, характерной для БмАВ. Данные реанализа МЕРКАТОР [39] о распределении потенциальной плотности на том же разрезе в десятилетия 1990-х, 2000-х и 2010-х гг. также подтверждают увеличение присутствия более плотной БмАВ (рис. 9).

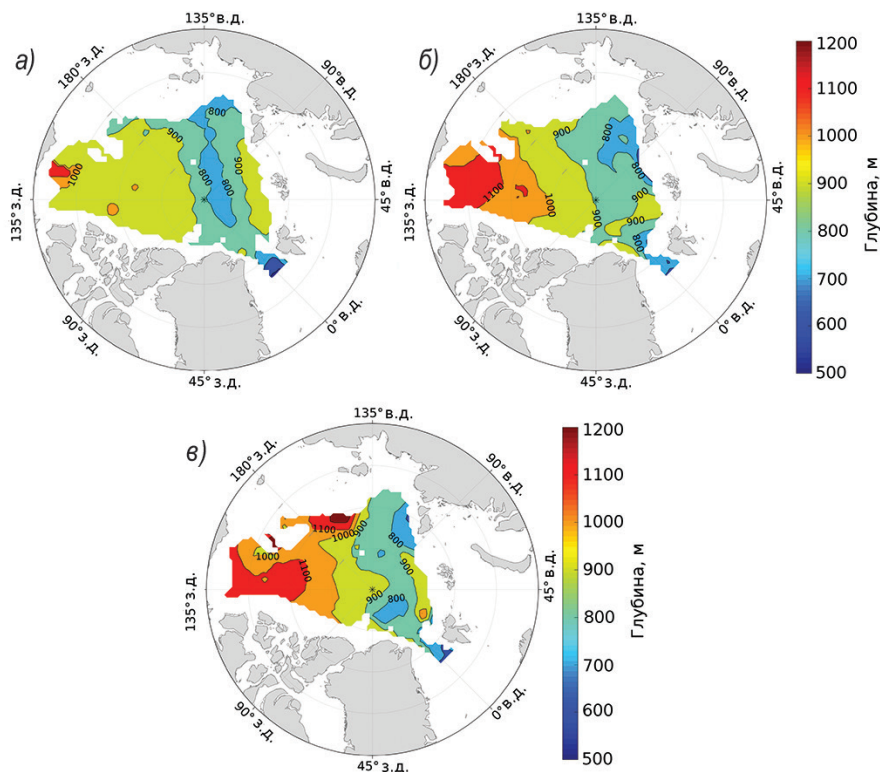


Рис. 7. Глубина изотермы $-0,1\text{ }^{\circ}\text{C}$: *а* — 1970-е, *б* — 2000-е, *в* — 2010-е гг.

Fig. 7. The depth of the isotherm $-0.1\text{ }^{\circ}\text{C}$: *a* — the 1970s, *б* — the 2000s, *в* — the 2010s

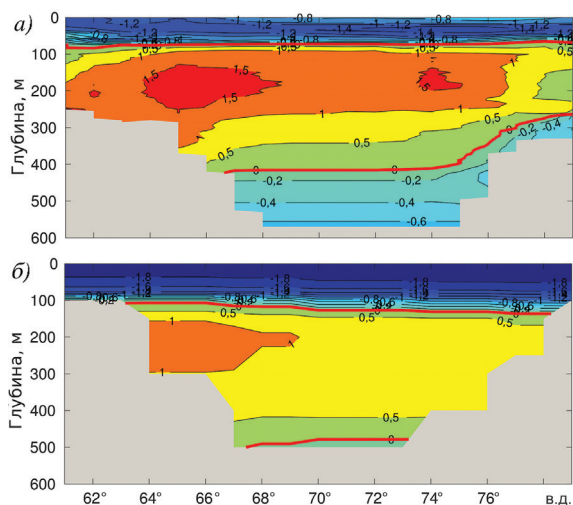


Рис. 8. Распределения температуры на разрезе по $81,5^{\circ}$ с.ш. в желобе Св. Анны: *а* — 2000-е гг. по данным наблюдений, *б* — 1970-е гг. по данным Атласа EWG [33]

Fig. 8. The temperature at the section $81,5^{\circ}$ N in the St. Anna Trough: *a* — the 2000s according to observations, *б* — the 1970s according to the EWG Atlas [33]

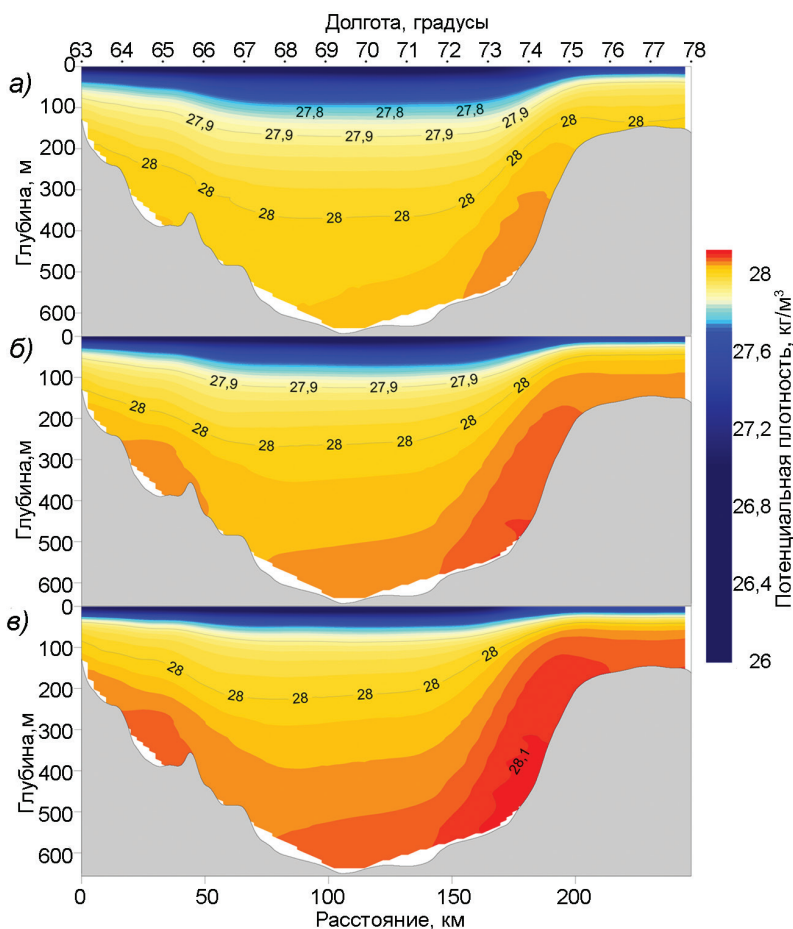


Рис. 9. Распределения потенциальной плотности на разрезе в желобе Св. Анны по данным реанализа МЕРКАТОР: *а* — 1990-е гг., *б* — 2000-е гг., *в* — 2010-е гг.

Fig. 9. Distributions of potential density at the section in the St. Anna Trough according to the MERCATOR reanalysis data: *a* — the 1970s, *б* — the 2000s, *в* — the 2010s

Увеличение притока атлантической воды в Арктический бассейн в последние три десятилетия привело к подъему верхней границы слоя АВ (рис. 2) и, следовательно, к сокращению толщины верхнего опресненного слоя. При этом содержание пресной воды в нем уменьшилось только в евразийской части и больше всего в 1990-е гг. а в канадской части возросло, особенно в 2010 г. (рис. 4). Причиной является повсеместное в Арктическом бассейне уменьшение солености воды в верхнем слое (рис. 5) вследствие увеличения притока пресной воды, которое в Канадском бассейне было усилено накоплением пресной воды в круговороте Бофорта [45].

Увеличением СПВ в районе Канадской котловины вызвано растущим стоком рек Лена и Маккензи [13, 46] и, в результате усиления таяния морского льда [17], накоплением пресной воды в круговороте Бофорта под влиянием ветра [20, 21]. При этом круговорот смещен от своего климатического положения ближе к берегам Аляски и Канадского архипелага. Смещение также является следствием усиления притока АВ, сопровождающегося

усилением циклоничности в атмосфере над Арктическим бассейном [47] и переносами тепла и влаги через атлантический сектор Северного Ледовитого океана [48].

Рост притока АВ в Северо-Европейский бассейн и далее в Арктический бассейн влияет не только на СПВ в верхнем слое бассейна, но и на состояние морского льда, на температуру воздуха и на циркуляцию атмосферы в регионе. Причину изменений притока большинство исследователей находят в воздействии ветра при изменяющейся циркуляции атмосферы [22, 49, 50]. Хотя изменчивость переноса АВ показывает высокую корреляцию между ветром в северных морях и Северной Атлантике, взаимосвязи между переносом АВ, ветром и Северо-Атлантическим колебанием не являются устойчивыми и полностью нарушаются в периоды максимального притока АВ в 1930–1940-е гг. и в 2000–2010-е гг. [22, 49]. Поэтому получает все больше подтверждений опережающее влияние притока АВ на развитие климатических аномалий в высоких широтах [50, 51], впервые установленное В.Ю. Визе [47].

В работах [52, 53] показано, что истоки этого влияния находятся в низких широтах Северной Атлантики, в области аномально высокой температуры поверхности океана (ТПО). Аномалии ТПО в этой области формируют отклик в поступлении АВ и атмосферном транспорте тепла и влаги в приатлантическую Арктику. Здесь мы проследили проявление этого отклика в изменениях температуры воды в отдельных районах на пути от тропической Атлантики до Арктического бассейна (рис. 10 а).

На рис. 10 б показана синхронная корреляция между средней температурой воды за январь–июнь в слое 50–200 м на станциях 3–7 океанографического разреза по Кольскому меридиану (33,5° в.д.), которая служит репрезентативным индикатором изменений притока АВ в Баренцево море [54], и измеренной в отдельные годы максимальной температурой воды в поверхностном слое в проливе Фрама. Ряд данных из пролива Фрама составили 44 значения в разные годы периода 1960–2017 гг., которым были соотнесены данные Кольского разреза за те же годы. Естественно, ряд температур из пролива Фрама содержит значительные случайные ошибки, поэтому коэффициент корреляции (0,60) сравнительно невелик, но значим. В работе [22] в расчетах на глобальной модели океана найдена корреляция (0,67) между переносом АВ через пролив Фрама и притоком в Баренцево море. Поэтому мы можем принять данные о температуре на Кольском разрезе в качестве репрезентативного индикатора изменений температуры АВ и в проливе Фрама.

В свою очередь, изменения температуры на Кольском разрезе связаны с изменениями температуры в октябре в области 5–20° с.ш., 60–30° з.д. (сезонный максимум ТПО) тремя годами ранее с коэффициентом корреляции 0,71 (рис. 10 б). Температура на Кольском разрезе (показатель температуры в проливе Фрама), в свою очередь, опережает на три года изменения максимальной температуры в слое АВ в районе мыса Арктический (средние координаты района 80,76° с.ш., 146,98° в.д.), с коэффициентом корреляции 0,70 (рис. 10 з). Контрольное звено в рассматриваемой последовательности связей — корреляция между ТПО в низких широтах и максимальной температурой в районе мыса Арктический спустя 6 лет (рис. 10 д) с коэффициентом 0,64.

Механизм передачи воздействия аномалий ТПО в низкоширотной области Северной Атлантики на температуру АВ в приатлантической Арктике, включающий взаимодействие между циркуляционными структурами в океане и атмосфере, предложен в работах [52, 53]. Таким образом, изменения в притоке АВ не только влияют на изменения структуры водных масс в Арктическом бассейне, но и служат индикатором отдаленного экваториального воздействия на арктические процессы.

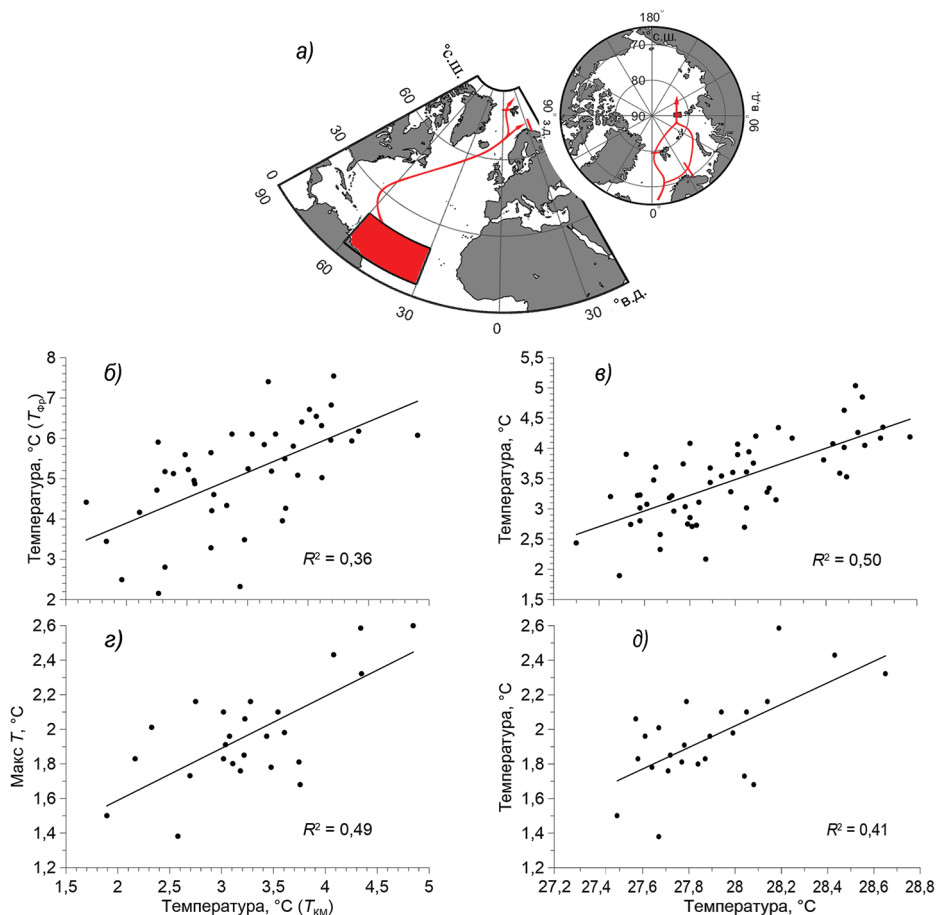


Рис. 10. Корреляционные зависимости между изменениями температуры АВ в разных районах океана от тропиков Северной Атлантики до м. Арктический в Арктическом бассейне в 1963–2016 гг. с учетом запаздываний:

a — схема распространения влияния аномалии ТПО из Северной Атлантики в Арктический бассейн; *б* — синхронная корреляция между средней температурой воды за январь–июнь в слое 50–200 м на станциях 3–7 океанографического разреза по Кольскому меридиану (33,5° в.д.) и максимальной температурой воды в поверхностном слое в проливе Фрама; *в* — корреляция между ТПО в области 5–20° с.ш., 60–30° з.д. и температурой воды в январе–июне на Кольском разрезе через 3 года; *г* — корреляция между температурой воды в январе–июне на Кольском разрезе и максимальной температурой в слое АВ в районе мыса Арктический (центр района 80,76° с.ш., 146,98° в.д.) через 3 года; *д* — корреляция между ТПО в октябре в области 5–20° с.ш., 60–30° з.д. и максимальной температурой в слое АВ в районе мыса Арктический спустя 6 лет

Fig. 10. Correlation between changes of AW temperature in different regions of the ocean from the tropics of the North Atlantic to the Cape Arktichesky in the Arctic Basin in 1963–2016, taking into account delays:

a — the spreading scheme of the influence of SST anomalies from the North Atlantic to the Arctic Basin; *б* — synchronous correlation between the average water temperature for January–June in a layer of 50–200 m at stations 3–7 of the oceanographic section along the Kola meridian (33,5° E) and the maximum water temperature in the surface layer in Fram Strait; *в* — correlation between SST in October in the region of 5–20° N, 60–30° W and water temperature in January–June at the Kola section three years later; *г* — correlation between water temperature in January–June at the Kola section and the maximal temperature in the AW layer in the area of Cape Arktichesky (the center of the area is 80,76° N, 146,98° E) after three years; *д* — correlation between SST in October in the region of 5–20° N, 60–30° W and the maximal temperature in the AW layer in the area of Cape Arktichesky after 6 years

ВЫВОДЫ

Обнаруженное в начале 1990-х гг. потепление в слое воды атлантического происхождения к северу от Карского моря отмечено на всей акватории Арктического бассейна во все последующие десятилетия по 2010-е гг. включительно.

Масштабные изменения в слое АВ повлияли на вертикальную структуру всей водной толщи Арктического бассейна. Верхняя граница слоя АВ, отождествляемая с глубиной нулевой изотермы, повсеместно поднялась на несколько десятков метров (до 60 м и более) относительно ее положения до начала потепления в 1970-е гг.

В тоже время нижняя граница слоя АВ, также определяемая по глубине нулевой изотермы, опустилась в результате роста притока трансформированной АВ через Баренцево и Карское моря, что в совокупности с подъемом верхней границы слоя свидетельствует об увеличении объема АВ в Арктическом бассейне.

В результате вклад АВ в баланс вод Арктического бассейна значительно вырос, и восстановление баланса должно было произойти за счет сокращения толщины верхнего опресненного наиболее динамичного слоя и, соответственно, уменьшения содержания пресной воды в нем.

В 1990-е гг. СПВ в слое 0–100 м уменьшилось до 2 м и более в евразийской части Арктического бассейна к западу от 180° в.д., а к востоку от 180° в.д., ближе к берегам Аляски и Канадского архипелага, возросло. Эта тенденция усилилась в 2000-е и в 2010-е гг.

Сравнение распределений СПВ и положения верхней границы слоя АВ в разные десятилетия методом пространственной корреляции полей подтвердило тесную связь между обоими распределениями.

Влияние притоков пресной воды на изменения ее содержания проявилось в увеличении СПВ в районе Канадской котловины и круговорота Бофорта в 1990–2010-е гг., что отчасти может быть последствием усиления притока АВ в Северо-Европейский бассейн, сопровождающегося усилением циклоничности над Арктическим бассейном и переносами тепла и влаги через атлантический сектор СЛЮ.

Прослежено проявление отклика в изменениях температуры воды на входе в Арктический бассейн и на пути распространения АВ в бассейне в ответ на аномалии ТПО в приэкваториальной Атлантике, подтвержденное последовательностью связей и запаздываний.

Таким образом, изменения в притоке АВ не только влияют на изменения структуры водных масс в Арктическом бассейне, но и служат индикатором отдаленного экваториального воздействия на арктические процессы.

Благодарности. Исследование выполнено при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 18-05-60107). Авторы признательны рецензентам за полезные замечания и советы, способствовавшие улучшению изложения и уточнению результатов.

Acknowledgments. The research is supported by the Russian Foundation for Basic Research, Project 18-05-60107. The authors are grateful to the reviewers for useful comments and advice that contributed to the improvement of the presentation and refinement of the results.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Alekseev G.V., Bulatov L.V., Zakharov V.F.* Fresh water freezing/melting cycle in the Arctic Ocean // The Freshwater Budget of the Arctic Ocean / Ed. Lewis E.L. et al. Kluwer Academic Press, 2000. P. 589–608.
2. *Aagaard K., Carmack E.C.* The role of sea ice and other fresh water in the Arctic circulation // J. Geophys. Res. 1989. V. 94. № C10. P. 14485–14498.
3. *Алексеев Г.В., Иванов В.В., Кораблев А.А.* Межгодовая изменчивость глубокой конвекции в Гренландском море // Океанология. 1995. Т. 35. № 1. С. 45–52.
4. *Proshutinsky A., Johnson M.A.* Two circulation regimes of the wind-driven Arctic Ocean // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. P. 12493–12514.
5. *Трешиников А.Ф., Баранов Г.И.* Структура циркуляции вод Арктического бассейна. Л.: Гидрометеиздат, 1972. 158 с.
6. *Hakkinen S.A.* Simulation of thermohaline effects of a Great Salinity Anomaly // J. Climate. 1999. V. 12. P. 1781–1795.
7. *Karcher M.J., Gerdes R., Kauker F., Köberle C., Yashayaev I.* Arctic Ocean change heralds North Atlantic freshening // Geophys. Research Letters. 2005. V. 32. L21606.
8. *Jahn A., Aksenov Y.O., de Cuevas B.A., De Steur L., Häkkinen S., Hansen E., et al.* Arctic Ocean freshwater: How robust are model simulations? // J. Geophys. Res. 2012. V. 117. C00D16. doi:10.1029/2012JC007907.
9. *Fedorov A., Barreiro M., Boccaletti G., Pacanowski R., Philander S.G.* The Freshening of surface waters in high latitudes: effects on the thermohaline and wind-driven circulation // J. Phys. Oceanogr. 2007. V. 37. P. 896–907.
10. *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.* The large-scale freshwater cycle of the Arctic // J. Geophys. Res. Ocean. 2006. V. 111. C11010. doi:10.1029/2005JC003424.
11. *Morison J.H., Kwok R., Peralta-Ferriz C., Alkire M., Rigor I.G., Andersen R., Steele M.* Changing Arctic Ocean freshwater pathways // Nature. 2012. V. 481. № 7379. P. 66–70.
12. *Rabe B., Karcher M.J., Schauer U., Toole J.M., Krishfield R.A., Pisarev S., Kauker F., Gerdes R., Kikuchi T.* An assessment of Arctic Ocean freshwater content changes from the 1990s to the 2006–2008 period // Deep. Res. I. 2011. V. 58. P. 173–185.
13. *Yamamoto-Kawai M., McLaughlin F.A., Carmack E.C., Nishino S., Shimada K., Kurita N.* Surface freshening of the Canada Basin, 2003–2007: River runoff versus sea ice meltwater // J. Geophys. Res. 2009. V. 114. C00A05.
14. *Polyakov I.V., Alexeev V.A., Belchansky G.I., Dmitrenko I.A., Ivanov V.V., Kirillov S.A., Korablev A.A., Steele M., Timokhov L.A., Yashayaev I.* Arctic Ocean Freshwater Changes over the Past 100 Years and Their Causes // J. Climate. 2008. V. 21. № 2. P. 364–384.
15. *Rawlins A.A.M.A., Steele M., Holland M.M., Adam J.C., Cherry J.E., Francis J.A., Groisman P.Y., Hinzman L.D., Huntington T.G., Kane D.L., Kimball J.S., Kwok R., Lammers R.B., Lee C.M., Lettenmaier D.P., McDonald K.C., Podest E., Pundsack J.W., Rudels B., Serreze M.C., Shiklomanov A., Skagseth Ø., Troy T.J., Vörösmarty C.J., Wensnahan M., Wood E.F., Woodgate R., Yang D., Zhang K., Zhang T.* Analysis of the Arctic system for freshwater cycle intensification: Observations and expectations // J. Climate. 2010. V. 23. P. 5715–5737.
16. *Shu Q., Qiao F., Song Z., Zhao J., Li X.* Projected freshening of the Arctic Ocean in the 21 st century // J. Geophys. Res. Ocean. 2018. V. 123. P. 9232–9244.
17. *McPhee M.G., Proshutinsky A., Morison J.H., Steele M., Alkire M.B.* Rapid change in freshwater content of the Arctic Ocean // Geophys. Research Letters. 2009. V. 36. L10602. P. 1–6.

18. *Vihma T., Screen J.A., Tjernström M., Newton B., Zhang X., Popova V., Deser C., Holland M., Prowse T.* The atmospheric role in the Arctic water cycle: A review on processes, past and future changes, and their impacts // *J. Geophys. Res. Biogeosciences*. 2016. V. 121. P. 586–620.
19. *Häkkinen S., Proshutinsky A.* Freshwater content variability in the Arctic Ocean // *J. Geophys. Res. Ocean*. 2004. V. 109. C3.
20. *Proshutinsky A., Yang J., Krishfield R.A., Gerdes R., Karcher M.J., Kauker F., Koeberle C., Hakkinen S., Hibler W., Holland D., Maqueda M., Holloway G., Hunke E., Maslowski W., Steele M., Zhang J.* Arctic Ocean Study: Synthesis of Model Results and Observations // *Eos, Trans. Am. Geophys. Union*. 2005. V. 86. № 40. P. 367–371.
21. *Proshutinsky A., Krishfield R., Barber D.* Preface to special section on Beaufort Gyre Climate System Exploration Studies: Documenting key parameters to understand environmental variability // *J. Geophys. Res.* 2009. V. 114, C00A08. doi:10.1029/2008jc005162.
22. *Muilwijk M., Smedsrud L.H., Ilicic M., Drange H.* Atlantic Water Heat Transport Variability in the 20th Century Arctic Ocean From a Global Ocean Model and Observations // *J. Geophys. Res. Ocean*. 2018. V. 123. № 11. P. 8159–8179.
23. *Pnyushkov A.V., Polyakov I.V., Rember R., Ivanov V.V., Alkire M.B., Ashik I.M., Baumann T.M., Alekseev G.V., Sundfjord A.* Heat, salt, and volume transports in the eastern Eurasian Basin of the Arctic Ocean from 2 years of mooring observations // *Ocean Sci.* 2018. V. 14. № 6. P. 1349–1371.
24. *Quadfasel D., Sy A., Wells D., Tunik A.* Warming in the Arctic // *Nature*. 1991. V. 350. P. 385.
25. *Алексеев Г.В., Булатов Л.В., Захаров В.Ф., Иванов В.В.* Поступление необычно теплых атлантических вод в Арктический бассейн // *Доклады РАН*. 1997. Т. 356. С. 401–403.
26. *Алексеев Г.В., Фролов И.Е., Соколов В.Т.* Наблюдения в Арктике не подтверждают ослабление термохалинной циркуляции в Северной Атлантике // *Доклады Академии наук*. 2007. Т. 413. № 2. С. 277–280.
27. *Polyakov I.V., Besczynska A., Carmack E.C., Dmitrenko I.A., Fahrbach E., Frolov I.E., Gerdes R., Hansen E., Holfort J., Ivanov V.V., Johnson M.A., Karcher M., Kauker F., Morison J., Orvik K.A., Schauer U., Simmon H.L., Skagseth O., Sokolov V.T., Steele M., Timokhov L.A., Walsh D., Walsh J.E.* One more step toward a warmer Arctic // *Geophys. Research Letters*. 2005. V. 32. L17605. P. 1–4.
28. *Polyakov I.V., Walsh J.E., Kwok R.* Recent changes of Arctic multiyear sea ice coverage and the likely causes // *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 2012. V. 93. № 2. P. 145–151.
29. *Polyakov I.V., Bhatt U.S., Walsh J.E., Abrahamson E.P., Pnyushkov A.V., Wassmann P.F.* Recent oceanic changes in the Arctic in the context of long-term observations // *Ecol. Appl.* 2013. V. 23. № 8. P. 1745–1764.
30. *Pnyushkov A.V., Polyakov I.V., Ivanov V.V., Aksenov Y.O., Coward A.C., Janout M.A., Rabe B.* Structure and variability of the boundary current in the Eurasian Basin of the Arctic Ocean // *Deep Sea Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* 2015. V. 101. P. 80–97.
31. *Алексеев Г.В., Пнюшков А.В., Иванов Н.Е., Ашик И.М., Соколов В.Т., Головин П.Н., Богородский П.В.* Комплексная оценка климатических изменений в морской Арктике с использованием данных МППГ 2007/08 // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2009. Т. 1. № 81. С. 7–14.
32. *Алексеев Г.В., Иванов Н.Е., Пнюшков А.В., Харланенкова Н.Е.* Климатические изменения в морской Арктике в начале XXI века // *Метеорологические и геофизические исследования*. М.: Европейские издания, 2011. С. 3–25.
33. Environmental Working Group (EWG). *Russian Atlas of the Arctic Ocean: Oceanography Atlas for the Summer Period* / ed. Joint U.S. Boulder, CO, 1998.
34. *Barth A., Beckers J-M., Troupin C., Alvera-Azcárate A., Vandenbulcke L.* Divand-1.0: n-dimensional variational data analysis for ocean observations // *Geosci. Model Dev.* 2014. V. 7. № 1. P. 225–241.
35. *Troupin C., Machin F., Ouberdous M., Sirjacobs D., Barth A., Beckers J-M.* High resolution climatology of the northeast Atlantic using Data Interpolating Variational Analysis (Diva) // *J. Geophys. Res.* 2010. V. 115. P. 1–20.

36. Korablev A.A., Smirnov A.V., Baranova O.K. Climatological atlas of the Nordic Seas and Northern North Atlantic // NOAA Atlas NESDIS 77. Silver Spring, Maryland, 2014. V. 13. № 77. 116 p.
37. Madec G.V. NEMO Ocean engine // Laboratoire d'Océanographie et du Climat: Experimentation et Approches Numeriques. 2016. № 27. 386 p.
38. Dee D.P., Uppala S.M., Simmons A.J., Berrisford P., Poli P., Kobayashi S., Andrae U., Balmaseda M.A., Balsamo G., Bauer P., Bechtold P., Beljaars A.C.M., van de Berg L., Bidlot J., Bormann N., Delsol C., Dragani R., Fuentes M., Geer A.J., Haimberger L., Healy S.B., Hersbach H., Hólm E.V., Isaksen I., Kållberg P., Köhler M., Matricardi M., McNally A.P., Monge-Sanz B.M., Morcrette J.-J., Park B.-K., Peubey C., de Rosnay P., Tavolato C., Thépaut J.-N., Vitart F. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system // Q. J. R. Meteorol. Soc. 2011. V. 137. P. 553–597.
39. Fernandez E., Lellouche J.M. Product user manual for the Global Ocean Physical Reanalysis product GLOBAL_REANALYSIS_PHY_001_030. 2018. 55 p.
40. Тимохов Л.А., Фролов И.Е., Кассенс Х., Карний В.Ю., Лебедев Н.В., Малиновский С.Ю., Поляков И.В., Хелеманн Е. Изменения термохалинных характеристик трансполярной системы Северного Ледовитого океана // Проблемы Арктики и Антарктики. 2018. Т. 2 (108). С. 34–49.
41. Rudels B. On the mass balance of the Polar Ocean, with special emphasis on the Fram Strait. // Nor. Polarinstutt Skr. Norsk Polarinstutt Skrifter. 1987. V. 188. P. 53.
42. Rudels B., Schauer U., Björk G., Korhonen M., Pisarev S., Rabe B., Wisotzki A. Observations of water masses and circulation with focus on the Eurasian Basin of the Arctic Ocean from the 1990s to the late 2000s // Ocean Sci. 2013. V. 9. № 1. P. 147–169.
43. Schauer U., Loeng H., Rudels B., Ozhigin V.K., Dieck W. Atlantic Water flow through the Barents and Kara Seas // Deep. Res. I. 2002. V. 49. P. 2281–2298.
44. Schauer U., Muench R.D., Rudels B., Timokhov L.A. Impact of eastern Arctic shelf waters on the Nansen Basin intermediate layers // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. № C2. P. 3371–3382.
45. Proshutinsky A., Krishfield R.A., Timmermans M., Toole J.M., Carmack E.C., McLaughlin F.A., Williams W.J., Zimmermann S.L., Itoh M., Shimada K. Beaufort Gyre freshwater reservoir: State and variability from observations // J. Geophys. Res. 2009. V. 114. № C00A10. P. 1–25.
46. Рябченко В.А., Алексеев Г.В., Неелов И.А., Дворников А.Ю. Распространение речных вод в Северном Ледовитом океане // Метеорология и гидрология. 2001. Т. 9. С. 61–69.
47. Визе В.Ю. Причины потепления Арктики // Советская Арктика. 1937. Т. 1. С. 1–7.
48. Alekseev G., Kuzmina S., Bobylev L., Urazgildeeva A., Gnatiuk N. Impact of atmospheric heat and moisture transport on the Arctic warming // Int. J. Climatol. 2019. <https://doi.org/10.1002/joc.6040>.
49. McCarthy G.M., Joyce T., Josey S. Gulf Stream variability in the context of quasi-decadal and multi-decadal Atlantic climate variability: Gulf Stream and Atlantic variability // Geophys. Research Letters. 2018. V. 45. P. 11257–11264.
50. Årthun M., Eldevik T. On anomalous ocean heat transport toward the Arctic and associated climate predictability // J. Clim. 2016. V. 29. № 2. P. 689–704.
51. Nummelin A., Li C., Hezel P.J. Connecting ocean heat transport changes from the midlatitudes to the Arctic Ocean // Geophys. Research Letters. 2017. V. 44. № 4. P. 1899–1908.
52. Алексеев Г.В., Кузмина С.И., Уразильдеева А.В., Бобылев Л.П. Влияние атмосферных переносов тепла и влаги на усиление потепления в Арктике в зимний период // Фундаментальная и прикладная климатология. 2016. Т. 1. С. 43–63.
53. Алексеев Г.В., Кузмина С.И., Глок Н.И. Влияние аномалий температуры океана в низких широтах на атмосферный перенос тепла в Арктику // Фундаментальная и прикладная климатология. 2017. Т. 1. С. 106–123.

54. Карсаков А.Л. Океанографические исследования на разрезе «Кольский меридиан» в Баренцевом море за период 1900–2008 гг. Мурманск: Изд-во ПИНРО, 2009. 139 с.

REFERENCES

1. *Alekseev G.V., Bulatov L.V., Zakharov V.F.* Fresh water freezing/melting cycle in the Arctic Ocean. The Freshwater Budget of the Arctic Ocean / Ed. Lewis E.L. et al. Kluwer Academic Press, 2000: 589–608.
2. *Aagaard K., Carmack E.C.* The role of sea ice and other fresh water in the Arctic circulation. J. Geophys. Res. 1989, 94: 14485–14498.
3. *Alekseev G.V., Ivanov V.V., Korablev A.A.* Interannual variability of deep convection in the Greenland Sea. *Okeanologiya. Oceanology.* 1995, 35 (1): 45–52. [In Russian].
4. *Proshutinsky A., Johnson M.A.* Two circulation regimes of the wind-driven Arctic Ocean. J. Geophys. Res. 1997, 102: 12493–12514.
5. *Treshnikov A.F., Baranov G.I.* The structure of water circulation in the Arctic basin. Leningrad: Gigrometeoizdat, 1972: 158 p. [In Russian].
6. *Hakkinen S.A.* Simulation of thermohaline effects of a Great Salinity Anomaly. J. Climate. 1999, 12: 1781–1795.
7. *Karcher M. J., Gerdes R., Kauker F., Köberle C., Yashayaev I.* Arctic Ocean change heralds North Atlantic freshening. Geophys. Research Letters. 2005, 32: L21606.
8. *Jahn A., Aksenov Y.O., de Cuevas B.A., De Steur L., Häkkinen S., Hansen E. et al.* Arctic Ocean freshwater: How robust are model simulations? J. Geophys. Res. 2012, 117: C00D16. doi:10.1029/2012JC007907.
9. *Fedorov A., Barreiro M., Boccaletti G., Pacanowski R., Philander S.G.* The freshening of surface waters in high latitudes: effects on the thermohaline and wind-driven circulations. J. Phys. Oceanogr. 2007, 37 (4): 896–907.
10. *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.* The large-scale freshwater cycle of the Arctic. J. Geophys. Res. Ocean. 2006, 111: 1–19.
11. *Morison J.H., Kwok R., Peralta-Ferriz C., Alkire M., Rigor I.G., Andersen R., Steele M.* Changing Arctic Ocean freshwater pathways. Nature. 2012, 481: 66–70.
12. *Rabe B., Karcher M.J., Schauer U., Toole J.M., Krishfield R.A., Pisarev S., Kauker F., Gerdes R., Kikuchi T.* An assessment of Arctic Ocean freshwater content changes from the 1990s to the 2006–2008 period. Deep. Res. I. 2011, 58: 173–185.
13. *Yamamoto-Kawai M., McLaughlin F.A., Carmack E.C., Nishino S., Shimada K., Kurita N.* Surface freshening of the Canada Basin, 2003–2007: River runoff versus sea ice meltwater. J. Geophys. Res. 2009, 114: C00A05.
14. *Polyakov I.V., Alexeev V.A., Belchansky G.I., Dmitrenko I.A., Ivanov V.V., Kirillov S.A., Korablev A.A., Steele M., Timokhov L.A., Yashayaev I.* Arctic Ocean freshwater changes over the past 100 years and their causes. J. Climate. 2008, 21(2): 364–384.
15. *Rawlins M.A., Steele M., Holland M.M., Adam J.C., Cherry J.E., Francis J.A., Groisman P.Y., Hinzman L.D., Huntington T.G., Kane D.L., Kimball J.S., Kwok R., Lammers R.B., Lee C.M., Lettenmaier D.P., McDonald K.C., Podest E., Pundsack J.W., Rudels B., Serreze M.C., Shiklomanov A., Skagseth Ø., Troy T.J., Vörösmarty C.J., Wenshanan M., Wood E.F., Woodgate R., Yang D., Zhang K., Zhang T.* Analysis of the Arctic system for freshwater cycle intensification: Observations and expectations. J. Climate. 2010, 23: 5715–5737.
16. *Shu Q., Qiao F., Song Z., Zhao J., Li X.* Projected freshening of the Arctic Ocean in the 21 st century. J. Geophys. Res. Ocean. 2018, 123: 9232–9244.

17. McPhee M.G., Proshutinsky A., Morison J.H., Steele M., Alkire M.B. Rapid change in freshwater content of the Arctic Ocean. *Geophys. Research Letters*. 2009, 36, L10602: 1–6.
18. Vihma T., Screen J.A., Tjernström M., Newton B., Zhang X., Popova V., Deser C., Holland M., Prowse T. The atmospheric role in the Arctic water cycle: A review on processes, past and future changes, and their impacts. *J. Geophys. Res. Biogeosciences*. 2016, 121: 586–620.
19. Häkkinen S., Proshutinsky A. Freshwater content variability in the Arctic Ocean. *J. Geophys. Res. Ocean*. 2004, 109: C3.
20. Proshutinsky A., Yang J., Krishfield R.A., Gerdes R., Karcher M.J., Kauker F., Koeberle C., Hakkinen S., Hibler W., Holland D., Maqueda M., Holloway G., Hunke E., Maslowski W., Steele M., Zhang J. Arctic Ocean study: synthesis of model results and observations. *Eos, Trans. Am. Geophys. Union*. 2005, 86 (40): 367–371.
21. Proshutinsky A., Krishfield R., Barber D. Preface to special section on Beaufort Gyre Climate System Exploration Studies: Documenting key parameters to understand environmental variability. *J. Geophys. Res.* 2009, 114: C00A08. doi:10.1029/2008jc005162.
22. Muilwijk M., Smedsrud L.H., Ilicak M., Drange H. Atlantic water heat transport variability in the 20th century Arctic Ocean from a Global Ocean model and observations. *J. Geophys. Res. Ocean*. 2018, 123 (11): 8159–8179.
23. Pnyushkov A.V., Polyakov I.V., Rember R., Ivanov V.V., Alkire M.B., Ashik I.M., Baumann T.M., Alekseev G.V., Sundfjord A. Heat, salt, and volume transports in the eastern Eurasian Basin of the Arctic Ocean from 2 years of mooring observations. *Ocean Sci*. 2018, 14 (6): 1349–1371.
24. Quadfasel D., Sy A., Wells D., Tunik A. Warming in the Arctic. *Nature*. 1991, 350: 385.
25. Alekseev G.V., Bulatov L.V., Zaharov V.F., Ivanov V.V. The flow of unusually warm Atlantic waters into the Arctic basin. *Doklady Akademii Nauk*. Proc. of the Academy of Sciences. 1997, 356: 401–403. [In Russian].
26. Alekseev G.V., Frolov I.E., Sokolov V.T. Observations in the Arctic do not confirm the weakening of the thermohaline circulation in the North Atlantic. *Doklady Akademii Nauk*. Proc. of the Academy of Sciences. 2007, 413 (2): 277–280. [In Russian].
27. Polyakov I.V., Besczynska A., Carmack E.C., Dmitrenko I.A., Fahrbach E., Frolov I.E., Gerdes R., Hansen E., Holfort J., Ivanov V.V., Johnson M.A., Karcher M., Kauker F., Morison J., Orvik K.A., Schauer U., Simmon H.L., Skagseth O., Sokolov V.T., Steele M., Timokhov L.A., Walsh D., Walsh J.E. One more step toward a warmer Arctic. *Geophys. Research Letters*. 2005, 32 (L17605): 1–4.
28. Polyakov I.V., Walsh J.E., Kwok R. Recent changes of Arctic multiyear sea ice coverage and the likely causes. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 2012, 93 (2): 145–151.
29. Polyakov I.V., Bhatt U.S., Walsh J.E., Abrahamson E.P., Pnyushkov A.V., Wassmann P.F. Recent oceanic changes in the Arctic in the context of long-term observations. *Ecol. Appl.* 2013, 23 (8): 1745–1764.
30. Pnyushkov A.V., Polyakov I.V., Ivanov V.V., Aksenov Y.O., Coward A.C., Janout M.A., Rabe B. Structure and variability of the boundary current in the Eurasian Basin of the Arctic Ocean. *Deep Sea Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* 2015, 101: 80–97.
31. Alekseev G.V., Pnyushkov A.V., Ivanov N.E., Ashik I.M., Sokolov V.T., Golovin P.N., Bogorodsky P.V. Assessment of the climatic changes in the marine Arctic withipy 2007/08 DAT. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2009, 1 (81): 7–14. [In Russian].
32. Alekseev G.V., Ivanov N.E., Pnyushkov A.V., Harlanenkova N.E. Climatic changes in the marine Arctic at the beginning of the XXI century. *Meteorological and geophysical studies*. Moscow: *Evropejskie izdaniya*, 2011: 3–25. [In Russian].
33. Environmental Working Group (EWG). Russian Atlas of the Arctic Ocean: Oceanography Atlas for the Summer Period. Ed. Joint U.S. Boulder, CO, 1998.
34. Barth A., Beckers J-M., Troupin C., Alvera-Azcárate A., Vandembulcke L. Divand-1.0: n-dimensional variational data analysis for ocean observations. *Geosci. Model Dev.* 2014, 7 (1): 225–241.

35. *Troupin C., Machin F., Ouberdous M., Sirjacobs D., Barth A., Beckers J.-M.* High resolution climatology of the northeast Atlantic using Data Interpolating Variational Analysis (Diva). *J. Geophys. Res.* 2010, 115: 1–20.
36. *Korablev A.A., Smirnov A.V., Baranova O.K.* Climatological atlas of the Nordic Seas and Northern North Atlantic. NOAA Atlas NESDIS 77. Silver Spring, Maryland, 2014, 13 (77): 116 p.
37. *Madec G.V.* NEMO Ocean engine. Laboratoire d’Oceanographie et du Climat: Experimentation et Approches Numeriques. 2016. № 27: 386 p.
38. *Dee D.P., Uppala S.M., Simmons A.J., Berrisford P., Poli P., Kobayashi S., Andrae U., Balmaseda M.A., Balsamo G., Bauer P., Bechtold P., Beljaars A.C.M., van de Berg L., Bidlot J., Bormann N., Delsol C., Dragani R., Fuentes M., Geer A.J., Haimberger L., Healy S.B., Hersbach H., Hólm E.V., Isaksen L., Kållberg P., Köhler M., Matricardi M., McNally A.P., Monge-Sanz B.M., Morcrette J.-J., Park B.-K., Peubey C., de Rosnay P., Tavolato C., Thépaut J.-N., Vitart F.* The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 2011, 137: 553–597.
39. *Fernandez E., Lellouche J.M.* Product user manual for the Global Ocean Physical Reanalysis product GLOBAL_REANALYSIS_PHY_001_030. 2018: 55 p.
40. *Timokhov L.A., Frolov I.E., Kassens H., Karpiy V.Yu., Lebedev N.V., Malinovsky S.Yu., Polyakov I.V., Hoelemann J.* Changes of termohaline characteristics of transpolar system of the Arctic Ocean. *Problemy Arktiki i Antarktiki. Arctic and Antarctic Research.* 2016, 2 (108): 34–49. [In Russian].
41. *Rudels B.* On the mass balance of the Polar Ocean, with special emphasis on the Fram Strait. *Nor. Polarinstittutt Skr. Norsk Polarinstittutt Skrifter* 188, 1987, 188: 53.
42. *Rudels B., Schauer U., Björk G., Korhonen M., Pisarev S., Rabe B., Wisotzki A.* Observations of water masses and circulation with focus on the Eurasian Basin of the Arctic Ocean from the 1990s to the late 2000s. *Ocean Sci.* 2013, 9 (1): 147–169.
43. *Schauer U., Loeng H., Rudels B., Ozhigin V.K., Dieck W.* Atlantic Water flow through the Barents and Kara Seas. *Deep. Res. I.* 2002, 49: 2281–2298.
44. *Schauer U., Muench R.D., Rudels B., Timokhov L.A.* Impact of eastern Arctic shelf waters on the Nansen Basin intermediate layers. *J. Geophys. Res.* 1997, 102 (C2): 3371–3382.
45. *Proshutinsky, A., Krishfield, R.A., Timmermans, M., Toole, J.M., Carmack, E.C., McLaughlin, F.A., Williams, W.J., Zimmermann, S.L., Itoh, M., Shimada, K.* Beaufort Gyre freshwater reservoir: State and variability from observations. *J. Geophys. Res.* 2009, 114 (C00A10): 1–25.
46. *Ryabchenko V.A., Alekseev G.V., Neelov I.A., Dvornikov A.Yu.* Distribution of river waters in the Arctic Ocean. *Meteorologiya i gidrologiya. Meteorology and hydrology.* 2001, 9: 61–69. [In Russian].
47. *Vise V.U.* The reasons of Arctic warming. *Sovetskaya Arktika. Soviet Arctic.* 1937, 1: 1–7. [In Russian].
48. *Alekseev G., Kuzmina S., Bobylev L., Urazgildeeva A., Gnatiuk N.* Impact of atmospheric heat and moisture transport on the Arctic warming. *Int. J. Climatol.* 2019. <https://doi.org/10.1002/joc.6040>.
49. *McCarthy G.M., Joyce T., Josey S.* Gulf Stream variability in the context of quasi-decadal and multi-decadal Atlantic climate variability: Gulf Stream and Atlantic variability. *Geophys. Research Letters.* 2018, 45: 11257–11264.
50. *Árthun M., Eldevik T.* On anomalous ocean heat transport toward the Arctic and associated climate predictability. *J. Clim.* 2016, 29 (2): 689–704.
51. *Nummelin A., Li C., Hezel P.J.* Connecting ocean heat transport changes from the midlatitudes to the Arctic Ocean. *Geophys. Research Letters.* 2017, 44 (4): 1899–1908.
52. *Alekseev G.V., Kuzmina S.I., Urazgildeeva A.V., Bobilev L.P.* The effect of atmospheric heat and moisture transfers on warming in the Arctic during the winter period. *Fundamental'naya i prikladnaya klimatologiya. Fundamental and Applied Climatology.* 2016, 1: 43–63. [In Russian].

53. Alekseev G.V., Kuzmina S.I., Glok N.I. Influence of temperature anomalies of the ocean surface in low latitudes on the atmospheric heat transport to the arctic. *Fundamental'naya i prikladnaya klimatologiya*. Fundamental and Applied Climatology. 2017, 1: 106–123. [In Russian].

54. Karsakov A.L. Oceanographic Investigations along the Kola Section in the Barents Sea in 1900–2008. Murmansk: PINRO Press, 2009: 139 p. [In Russian].

ПРИЛОЖЕНИЕ

Математическая формулировка метода климатической регрессии может быть записана следующим образом. Пусть имеется некоторая область Ω , условно равномерно покрытая данными наблюдений в точках x_i , таким образом, что $x_i \in \Omega$. Пусть в этой же области имеется другой набор точек $\{x_k\}$, такой что $x_k \in \Omega$ с известными климатическими значениями восстанавливаемого параметра. Для каждого наблюдения определим его аномалию относительно пространственного среднего:

$$X'_{i,obs} = X_{i,obs} - \bar{X}_{i,obs}, \quad (1)$$

$$\bar{X}_{i,obs} = \frac{\sum_{j=1}^{N_1} \alpha_{i,j} X_{j,obs}}{\sum_{j=1}^{N_1} \alpha_{i,j}}, \quad (2)$$

$$\alpha_{i,j} = \begin{cases} 1, & R(x_i, x_j) \leq R_{\max} \\ 0, & R(x_i, x_j) > R_{\max} \end{cases}, \quad (3)$$

где $X'_{i,obs}$ — аномалия величины X в точке x_i по данным наблюдений; $\bar{X}_{i,obs}$ — среднее значение параметра X в точке x_i по данным наблюдений; $\alpha_{i,j}$ — весовой коэффициент; N_1 — количество наблюдений.

Для каждой точки x_i , в которых имеется измерение восстанавливаемого параметра, также восстанавливается базовое климатическое значение с использованием данных в узлах регулярной сетки [34]. Для этого применим простой метод обратных расстояний между значениями в четырех близлежащих узлах.

$$X_{i,cl} = \frac{\sum_{j=1}^{N_2} \beta_{i,j} X_{j,grid}}{\sum_{j=1}^{N_2} \beta_{i,j}}, \quad (4)$$

$$\beta_{i,j} = \begin{cases} \frac{1}{R(x_i, x_j)}, & R(x_i, x_j) \leq R_{grid} \\ 0, & R(x_i, x_j) > R_{grid} \end{cases}, \quad (5)$$

где $X_{i,cl}$ — восстановленное климатическое значение параметра X в точке x_i ; $\beta_{i,j}$ — весовой коэффициент; $R(x_i, x_j)$ — расстояние между точками x_i и x_j ; N_2 — число точек с климатическими данными в узлах регулярной сетки.

По аналогии с данными наблюдений введем аномалии климатического распределения, определяемые следующим образом:

$$X'_{i,cl} = X_{i,cl} - \bar{X}_{i,cl}, \quad (6)$$

$$\bar{X}_{i,cl} = \frac{\sum_{j=1}^{N_2} \alpha_{i,j} X_{j,grid}}{\sum_{j=1}^{N_2} \alpha_{i,j}}, \quad (7)$$

где $X'_{i,cl}$ — климатическая аномалия величины X в точке x_i ; $\bar{X}_{i,cl}$ — среднее климатическое значение параметра X в точке x_i .

Таким образом, для каждой точки наблюдений мы определили как непосредственно значение аномалии наблюдений относительно пространственного среднего, так и аномалию климатического распределения. Принимая гипотезу о временной стационарности крупномасштабной структуры климатического поля, можно провести регрессионный анализ для каждой точки x_i и определить оптимальные коэффициенты линейной регрессии аномалий.

Общий вид уравнения регрессии аномалий записывается как:

$$X'_{j,obs} = a_i X'_{j,cl}, \quad (8)$$

где a_i — коэффициент линейной регрессии.

Оптимальные коэффициенты регрессии a_i ищутся из условия минимизации функционала ошибки F_i , определенного в каждой точке наблюдений следующим образом:

$$F_i = \sum_{j=1}^{N_1} \alpha_{i,j} (X'_{j,obs} - a_i X'_{j,cl})^2. \quad (9)$$

Из формул (3) и (9) следует, что использование весового множителя позволяет проводить процедуру согласования в сравнительно небольших областях, тем самым, сохраняя региональные особенности структуры восстанавливаемого поля. Непосредственно оптимизированное значение может быть вычислено с использованием коэффициентов регрессии по следующей формуле:

$$X_{i,opt} = a_i X'_{i,cl} + \bar{X}_{i,obs}, \quad (10)$$

где $X_{i,opt}$ — оптимизированное климатическое значение параметра X в точке x_i .

При проведении непосредственных расчетов по климатической оптимизации полей температуры вод в Северном Ледовитом океане параметр R_{max} брался равным 400 км.