



DOI 10.59887/2073-6673.2025.18(2)-2  
EDN EEVAUM

УДК 551.465

© В. В. Иванов<sup>1,2\*</sup>, А. В. Даньшина<sup>2</sup>, А. В. Смирнов<sup>2</sup>, 2025

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

<sup>2</sup>Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, 199397, г. Санкт-Петербург, ул. Беринга, д. 38

\*vladimir.ivanov@aari.ru

### Пространственно-временная структура и изменчивость термохалинных параметров в промежуточном слое вод к северу от архипелага Северная Земля

Статья поступила в редакцию 26.10.2024, после доработки 22.04.2025, принята в печать 12.05.2025

#### Аннотация

Временные серии температуры и электропроводности воды, полученные за три года непрерывных измерений на семи автономных буйковых станциях к северу от архипелага Северная Земля в Арктическом бассейне Северного Ледовитого океана, проанализированы совместно с данными численного моделирования с целью изучения пространственно-временной изменчивости температуры и солености в промежуточном слое вод атлантического происхождения, распространяющихся вдоль континентального склона Евразии в потоке Арктического пограничного течения. В пределах 85-ти км от бровки шельфа выделено три ветви переноса атлантической воды, каждая из которых характеризуется своей предысторией, определяющей изменчивость их термохалинных параметров. Наиболее энергоемкая мода временной изменчивости на всех автономных буйковых станциях определяется колебаниями с периодом около 12 мес., амплитуда которых уменьшается по мере удаления от бровки шельфа, а фаза различна в разных ветвях атлантической воды. Данные численного моделирования показали, что в районе постановки автономных буйковых станций зависимость фазы колебаний от расстояния до пролива Фрама, характерная для западной части бассейна Нансена, нарушается массивным поступлением охлажденной/распресненной воды через желоб Св. Анны.

**Ключевые слова:** Северный Ледовитый океан, водные массы, морские течения, термохалинные параметры, сезонная изменчивость, численные модели

© V. V. Ivanov<sup>1,2\*</sup>, A. V. Danshina<sup>2</sup>, A. V. Smirnov<sup>2</sup>, 2025

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

<sup>2</sup>Arctic and Antarctic Research Institute, 38 Bering Str., St. Petersburg, 199397, Russia

\*vladimir.ivanov@aari.ru

### Spatiotemporal Structure and Variability of Thermohaline Parameters in the Intermediate Water Layer North of the Severnaya Zemlya Archipelago

Received 26.10.2024, Revised 22.04.2025, Accepted 12.05.2025

#### Abstract

Time series of water temperature and conductivity obtained over three years of continuous measurements at seven autonomous moored stations north of the Severnaya Zemlya archipelago located in the Arctic Basin of the Arctic Ocean were analyzed in combination with numerical modeling to investigate the spatiotemporal variability of temperature and salinity in the intermediate

Ссылка для цитирования: Иванов В.В., Даньшина А.В., Смирнов А.В. Пространственно-временная структура и изменчивость термохалинных параметров в промежуточном слое вод к северу от архипелага Северная Земля // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2025. Т. 18, № 2. С. 19–40. [https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18\(2\)-2](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18(2)-2) EDN: EEVAUM

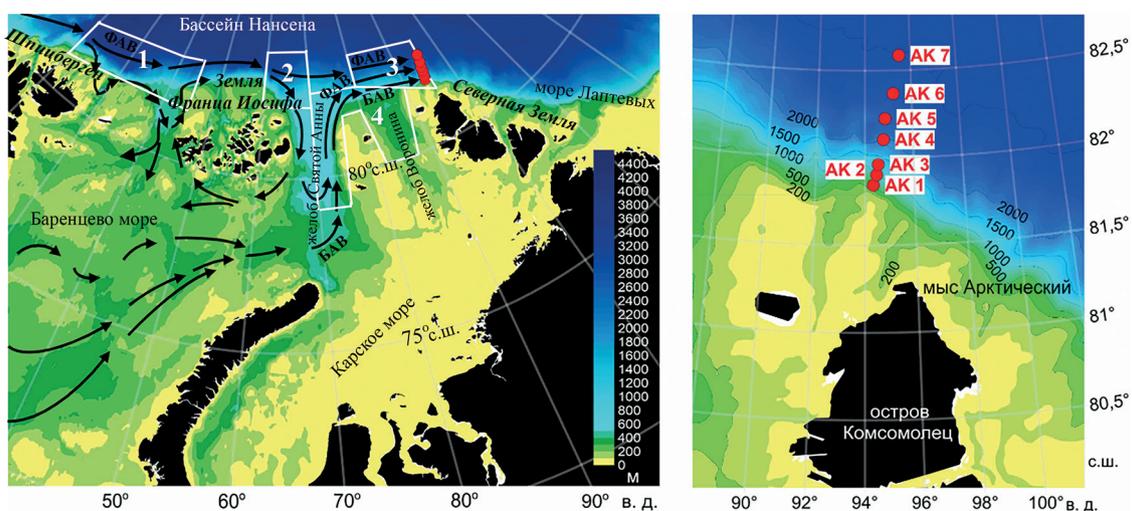
For citation: Ivanov V.V., Danshina A.V., Smirnov A.V. Spatiotemporal Structure and Variability of Thermohaline Parameters in the Intermediate Water Layer North of the Severnaya Zemlya Archipelago. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2025;18(2):19–40. [https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18\(2\)-2](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18(2)-2)

layer of Atlantic-origin waters. These waters propagate along the Eurasian continental slope within the Arctic Boundary Current (ABC). Within 85 km of the shelf edge, three distinct branches of Atlantic Water (AW) transport were identified, each characterized by a unique origin history that shapes the variability of its thermohaline properties. The most energetic mode of temporal variability at all stations is associated with oscillations with a period of approximately 12 months. The amplitude of these oscillations decreases with increasing distance from the shelf edge, while their phase differs among the AW branches. Numerical modeling indicates that, in the study region, the typical phase–distance relationship observed in the western Nansen Basin is disrupted by the large-scale input of cold, freshened water through the St. Anna Trough.

**Keywords:** Arctic Ocean, water masses, sea currents, thermohaline parameters, seasonal variability, numerical models

## 1. Введение

В сентябре 2018 года в международной экспедиции «Арктика-2018» на НЭС «Академик Трешников» были успешно подняты 7 автономных буйковых станций (АБС), установленных в сентябре 2015-го года на континентальном склоне и в прилегающей глубоководной части Арктического бассейна (АБ) Северного Ледовитого океана (СЛО) к северу от архипелага Северная Земля с целью исследования пространственно-временной изменчивости промежуточного слоя, занятого водной массой атлантического происхождения, традиционно называемой «Атлантической водой» в СЛО (АВ) [1], при ее движении вдоль континентального склона Евразии (рис. 1).

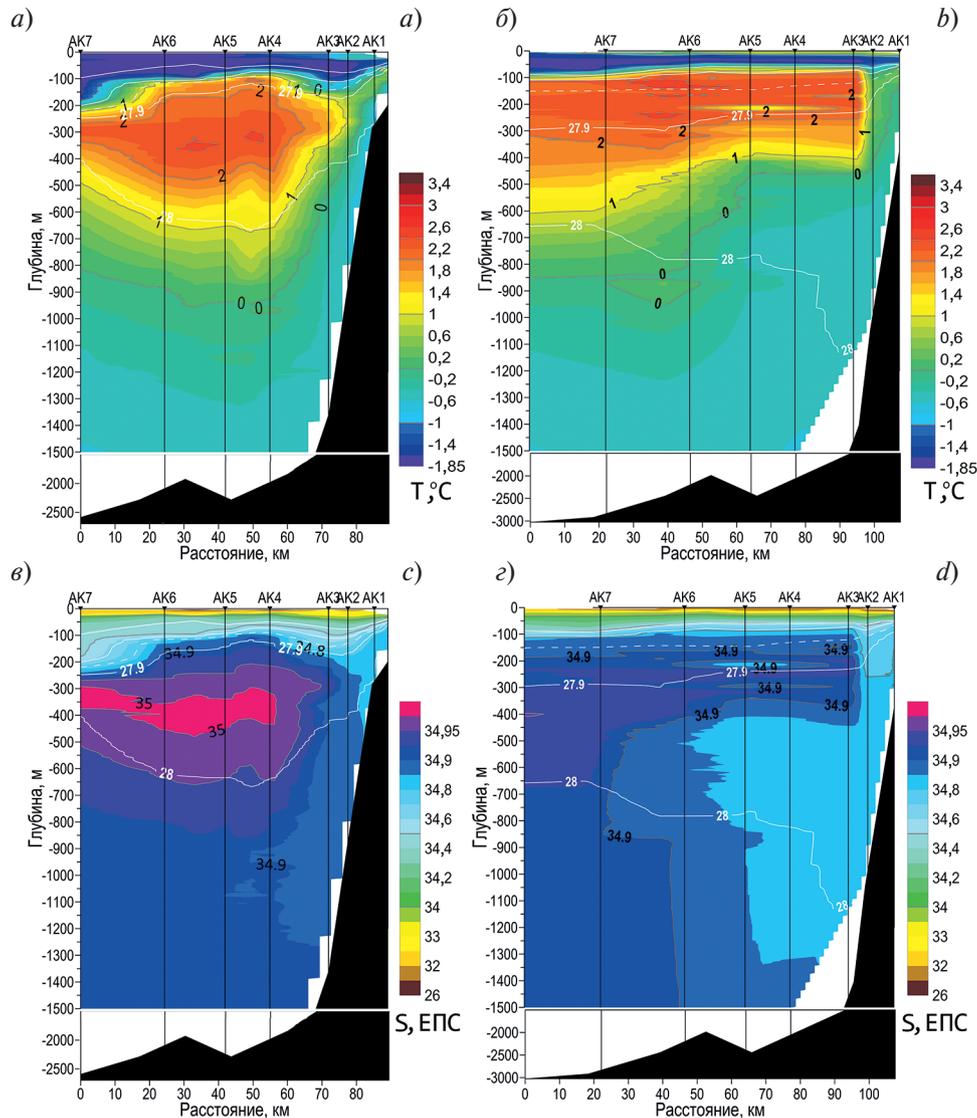


**Рис. 1.** Рельеф дна восточно-атлантического сектора СЛО (слева) [2]. Пространственное положение АБС (справа). Цифрами (1–4) показаны районы, которые используются при анализе материала в разделе 5. Схема основных путей переноса атлантических вод показана черными стрелками

**Fig. 1.** Bottom topography of the eastern Atlantic sector of the Arctic Ocean (left) [2]. Locations of the AMS (right). Numbers (1–4) indicate regions referenced in the analysis in Section 5. Main pathways of AW transport are shown by black arrows

Теплые и соленые воды из Атлантического океана попадают в СЛО с Норвежским течением, являющимся продолжением Северо-Атлантического. В Северо-Европейском бассейне СЛО Норвежское течение разделяется на Западно-Шпицбергенское и Нордкапское, первое из которых проникает в АБ через пролив Фрама, а второе — через Баренцево море и желоб Святой Анны на севере Карского моря [3, 4]. После прохождения пролива Фрама, переносимая Западно-Шпицбергенским течением АВ быстро охлаждается и опресняется в верхней части вследствие теплоотдачи в атмосферу и вертикального перемешивания с менее плотными (холодными и распресненными) Арктическими поверхностными водами и пресной талой водой [5]. Не охваченная перемешиванием нижележащая часть АВ образует так называемую Фрамовскую ветвь АВ (ФАВ). В западной части бассейна Нансена ФАВ сохраняет термохалинные индексы, близкие к соответствующим индексам АВ в круглогодично безледной северо-восточной части пролива Фрама [6]. Далее, эта водная масса распространяется в виде промежуточного слоя (150–900 м) с положительной температурой вдоль континентального склона Евразии и Северной Америки в потоке Арктического пограничного течения (АПТ), образуя крупномасштабные циклонические круговороты в глубоководных котловинах АБ [6]. Поступающая в Баренцево море с Нордкапским течением АВ распространяется в гене-

ральном направлении на северо-восток в пределах всей водной толщи [7]. Зимняя термохалинная конвекция охлаждает и распресняет верхние 100–150 м АВ, тогда как ее придонный слой охлаждается и распресняется вследствие изопикнического перемешивания с холодными уплотненными водами, формирующимися на мелководном северо-западном шельфе архипелага Новая Земля [8]. В результате, северо-восточной части Баренцева моря достигает водная масса с пониженной, относительно исходной АВ, температурой и солесностью — так называемая Баренцевоморская атлантическая вода (БАВ) [6, 7]. БАВ поступает в АВ через желоб Святой Анны в виде плотностного течения, где «сливается» с ФАВ. При этом, полного перемешивания двух водных масс атлантического происхождения в зоне контакта не происходит, вследствие значительного плотностного различия: большая часть БАВ подтекает под ФАВ, а в узкой зоне между шельфом и континентальным склоном формируется фронтальная зона, через которую происходит интенсивный турбулентный перенос тепла и соли [9, 10] (рис. 2).



**Рис. 2.** Вертикальное распределение потенциальной температуры, °С (а, б), и солесности, ЕПС (в, г) в слое 0–1500 м на разрезе вдоль массива АВС в сентябре 2015 и 2018 г. соответственно (по данным экспедиции на НЭС «Академик Трешников»). Аномалии потенциальной плотности (отклонения от 1000, кг/м<sup>3</sup>) показаны белыми изолиниями. Положение АВС на разрезе показано на верхней оси

**Fig. 2.** Vertical distribution of potential temperature (°C; a, b) and salinity (PSU; c, d) in the 0–1500 m layer along the transect crossing the AMS array in September 2015 and 2018, respectively (based on data from R/V Akademik Tryoshnikov cruises). Anomalies of potential density (deviations from 1000 kg/m<sup>3</sup>) are shown as white contours. Locations of the AMS along the transect are indicated on the top axis

Интерес к АВ в СЛО заметно возрос после устойчивого повышения температуры ФАВ с начала 1990-х гг. [11–13], и дополнительно стимулировался новыми технологиями долговременных измерений с помощью АБС, устанавливаемых под дрейфующим льдом [14]. Именно благодаря применению АБС была подтверждена гипотеза [5], объясняющая заглупление ФАВ к востоку от пролива Фрама охлаждением и распреснением ее верхней части вследствие вертикального перемешивания [15, 16]. Долговременные измерения термохалинных параметров на АБС, установленных на континентальном склоне, позволили также проследить перемещение термохалинных аномалий, приносимых в СЛО Северо-Атлантическим течением [13, 17–19] и выявить внутригодовые (сезонные) колебания температуры с периодом около 12 мес. и амплитудой до 2 °С вдоль траектории АПТ от пролива Фрама до южных отрогов хребта Ломоносова [15, 20–25, 26]. В качестве основного механизма сезонных колебаний температуры в ФАВ большинство авторов в настоящее время придерживаются гипотезы о их генерации в свободном от льда проливе Фрама вследствие сезонных изменений энергообмена с атмосферой, и последующем адвективном переносе вниз по потоку АПТ [15, 27]. Среди дополнительных возможных причин пространственно-временной изменчивости термохалинных параметров ФАВ указывались также ветровой апвеллинг [25], изопикническое перемешивание с уплотненными шельфовыми водами [28], смещение фронта между ФАВ и БАВ и колебания уровня океана [24]. Имеющаяся информация о временной изменчивости термохалинных параметров в БАВ — скудна и противоречива, вследствие малого числа измерений в северо-восточной части Баренцева моря и в желобе Св. Анны в зимний сезон. Согласно результатам годичных измерений на АБС в северо-восточной части Баренцева моря в 1990–1991 гг. сезонная изменчивость температуры в БАВ незначительна (около 0,2 °С) [7].

В противоположность этому, годичные измерения на АБС в желобе Св. Анны в 2009–2010 гг., показали сезонные изменения температуры в ядре БАВ более, чем на 1 °С [29]. Наличие разномасштабной изменчивости температуры в БАВ также было выявлено по измерениям на АБС в АВ [26, 29, 30,]. За исключением [26], эта изменчивость объяснялась изменениями условий формирования БАВ вследствие изменений состояния ледяного покрова в северо-восточной части Баренцева моря и не связывалась с сезонной цикличностью. В дальнейшем, во избежание путаницы в терминологии, аббревиатура «АВ» употребляется, когда по смыслу требуется выделить воды атлантического происхождения из других водных масс АВ. Если же речь идет об описанных выше ветвях АВ с различной историей трансформации, употребляются аббревиатуры «ФАВ» и «БАВ».

В работе [26] проанализирована структура и изменчивость АПТ в зоне слияния ФАВ и БАВ по пространственно-интерполированным в узлы регулярной сетки инструментальным измерениям течений и температуры на АБС. В этой статье представлены результаты альтернативного методического подхода, в основу которого положен статистический анализ исходных рядов термохалинных характеристик, а выводы о структуре АПТ, полученные в [26] служат дополнительным ориентиром при объяснении выявленных закономерностей. Во втором разделе описаны материалы исследования, включающие трехлетние натурные измерения температуры и электропроводности на 7-ми долговременных АБС и данные наблюдений на гидрологических разрезах через точки постановки АБС (см. рис. 1 и 2), результаты численного моделирования на модели NEMO (Nucleus for European Modelling of the Ocean) [31]. В третьем и четвертом разделах проанализированы временные ряды температуры и солёности по данным наблюдений и моделирования и статистическими методами оценены параметры их пространственно-временной изменчивости. В разделе 5 результаты анализа для ограниченного района к северу от архипелага Северная Земля включены в контекст расширенной задачи о переносе и трансформации АВ в восточно-атлантическом секторе СЛО по данным моделирования. В заключительном разделе сформулированы основные выводы статьи.

## 2. Материалы и методы

Проблема содержательного анализа данных натурных наблюдений с целью объективного описания структуры и изменчивости гидрофизических полей в океане связана с пространственной фрагментарностью наблюдений и их привязкой к фиксированным моментам времени. С другой стороны, результаты расчетов на математических моделях и данные океанского реанализа позволяют воспроизвести целостную картину структуры и изменчивости гидрофизических полей с пространственной дискретностью, равной шагу расчетной сетки на временном масштабе, равном продолжительности расчета. Однако результаты расчетов на численных моделях и данные реанализа пока не позволяют полностью заменить данные натурных наблюдений из-за недостаточного разрешения моделей и использования упрощенных параметризаций подсеточных процессов. С учетом этого, объединение возможностей, предоставляемых в рамках различных методов исследований, представляется оптимальным подходом для обоснованного документирования пространственно-временной изменчивости гидрофизической структуры вод.

## 2.1. Данные натуральных наблюдений

Автономные буйковые станции представляют собой хорошо зарекомендовавшую себя наблюдательскую платформу, обеспечивающую долговременный мониторинг ключевых параметров состояния морской среды. В свободных ото льда районах Мирового океана, АБС, стационарно устанавливаемые в заданной точке, массово применяются со второй половины 20-го века. В СЛО применение АБС активно началось с 2000-х гг. благодаря развитию технических средств, обеспечивающих их постановку в притопленном состоянии, т. е. с расположением верхнего несущего буйа на глубине 50–100 м подо льдом, а также поиск и подъем АБС в условиях сплошного ледяного покрова. Принципиальная схема всех поднятых в исследуемом районе АБС идентична: на глубине 40–60 м располагался основной несущий буй, удерживавший на плаву всю измерительную систему. На несущем тросе закрепляются измерительные приборы, в число которых на различных станциях входили: гидрологические зонды MicroCAT SBE37 [32] для точечной регистрации температуры, электропроводности и давления, и акустические доплеровские профилографы скорости и направления течения в водных слоях. Вспомогательный инструментарий, необходимый для выполнения постановки и подъема гирлянды с измерительными приборами, включают акустический транспондер и размыкатели, а также «якорь» — бетонный блок, обеспечивающий неизменное положение АБС в заданной точке пространства. Основными исходными данными для анализа послужили записи температуры и электропроводности (пересчитанной в практическую соленость) MicroCAT SBE37 [32] с точностью 0,002 °C и 0,03 мС/м соответственно и дискретностью измерений 15 мин. Подробное описание размещения измерительных приборов на АБС содержится в [26]. В качестве дополнительного источника информации были использованы данные зондирования с помощью СТД-зонда SeaBird SBE19plus (во время постановки и подъема АБС), с точностью измерений 0,005 °C и 0,05 мС/м соответственно.

Загруженные в базу данных ряды измерений на АБС были подвергнуты дополнительной обработке. Ряд записей солености содержал фрагменты с явными выбросами (на 1 ЕПС и более), которые не могли быть физически обоснованы и исправлены. В случае, если такие выбросы были локализованы в начале или в конце записи, они удалялись, а укороченная запись использовалась для последующего анализа. Если же фрагменты с выбросами встречались на протяжении всей записи, такая запись в дальнейшем не использовалась. Качество исходных данных были проверено на предмет возможных выбросов (превышающих удвоенное СКО от скользящего среднего с окном 1 мес.), после чего сомнительные данные были заменены на линейно интерполированные значения. Общее число откорректированных указанным способом данных составило около 7 % в данных солености и менее 4 % в данных температуры. После этого было выполнено суточное осреднение. Чтобы минимизировать изменения параметров, связанные со смещениями приборов по вертикали, измерения, на глубинах, превышающие 40 м от минимальной глубины соответствующего прибора, заменялись линейно интерполированными значениями. Полученные в результате описанных процедур ряды температуры и солености с суточным временным шагом были в дальнейшем использованы для анализа. К сожалению, значительная часть записей солености, прошедших описанный формальный контроль, при сравнении с измерениями СТД-зондом во время постановки и во время подъема станций показали значительные отличия (вплоть до 0,15 ЕПС). В случае, если такие соленостные ряды были также слабо коррелированы с соответствующими температурными рядами и/или показывали необоснованные тренды (больше похожие на устойчивый «дрейф» датчика электропроводности), они считались недостоверными и не использовались для анализа.

## 2.2. Модель NEMO

Модель NEMO v3.6 [33] основана на полных уравнениях движения несжимаемой жидкости, в которых приняты традиционные приближения гидростатики и Буссинеска. В модели используются несколько систем координат: сферическая, декартова и криволинейная. Использование различных систем координат позволяет строить глобальные и региональные реализации NEMO, а также модели, в которых используются криволинейные сетки, обеспечивая удовлетворительное разрешение приповерхностного и придонного пограничных слоев. В модели предусмотрена возможность подключения глобальных моделей циркуляции атмосферы для задания внешних воздействий и программных блоков для расчета ледового режима и биохимических трансформаций. Для данного исследования была адаптирована под условия пан-арктического региона конфигурация модели NEMO с ледовым блоком LIM3 [34]. При параметризации вертикальной диффузии/вязкости использовалась модель замыкания турбулентной энергии по схеме GLS (Generic Length Scale scheme) [33]. Горизонтальное перемешивание реализовывалось оператором Лапласа для транс-

серов и билапласианом для импульса с использованием параметризации Смагоринского [33]. Для задания граничных условий как на двух открытых границах океанского и ледового блока, так и на границе океан-атмосфера использовались данные продуктов реанализа: глобального океанского «GLOBAL\_MULTIYEAR\_PHY\_001\_030» [35] и атмосферного реанализа ERA5 [36]. Приливы на открытых границах задавались на основе данных, полученные в ходе расчетов на инверсионной приливной модели TPXO7.2 [37]. При подготовке начальных данных по распределению температуры и солёности в расчетной области модели использовались климатические данные из базы данных World Ocean Atlas 2018 [38], которые интерполировались в узлы ортогональной криволинейной расчетной сетки модели с пространственным разрешением 4–8 км. Распределение глубин Мирового океана в узлах выбранной сетки было получено на основе базы данных GEBCO [2].

### 2.3. Вейвлет-анализ

Для количественной оценки параметров цикличности в измеренных и рассчитанных временных рядах температуры и солёности был применен метод вейвлет-преобразования. Преимущество вейвлет-преобразования для исследования периодических процессов по сравнению с традиционным гармоническим анализом, заключается в возможности выявления локальных циклов, параметры которых зависят от времени, что чаще всего и бывает в рядах гидрофизических характеристик. Вейвлет-преобразование заключается в том, что исходная функция раскладывается по базису, каждая функция которого характеризует как определенную пространственную (временную) частоту, так и ее локализацию в физическом пространстве (во времени). В данном исследовании для анализа временной изменчивости термохалинных характеристик на АБС был использован вейвлет Морле, представляющий из себя плоскую волну, модулированную гауссианой с центральной безразмерной частотой, равной 6 [39].

## 3. Вертикальная структура вод

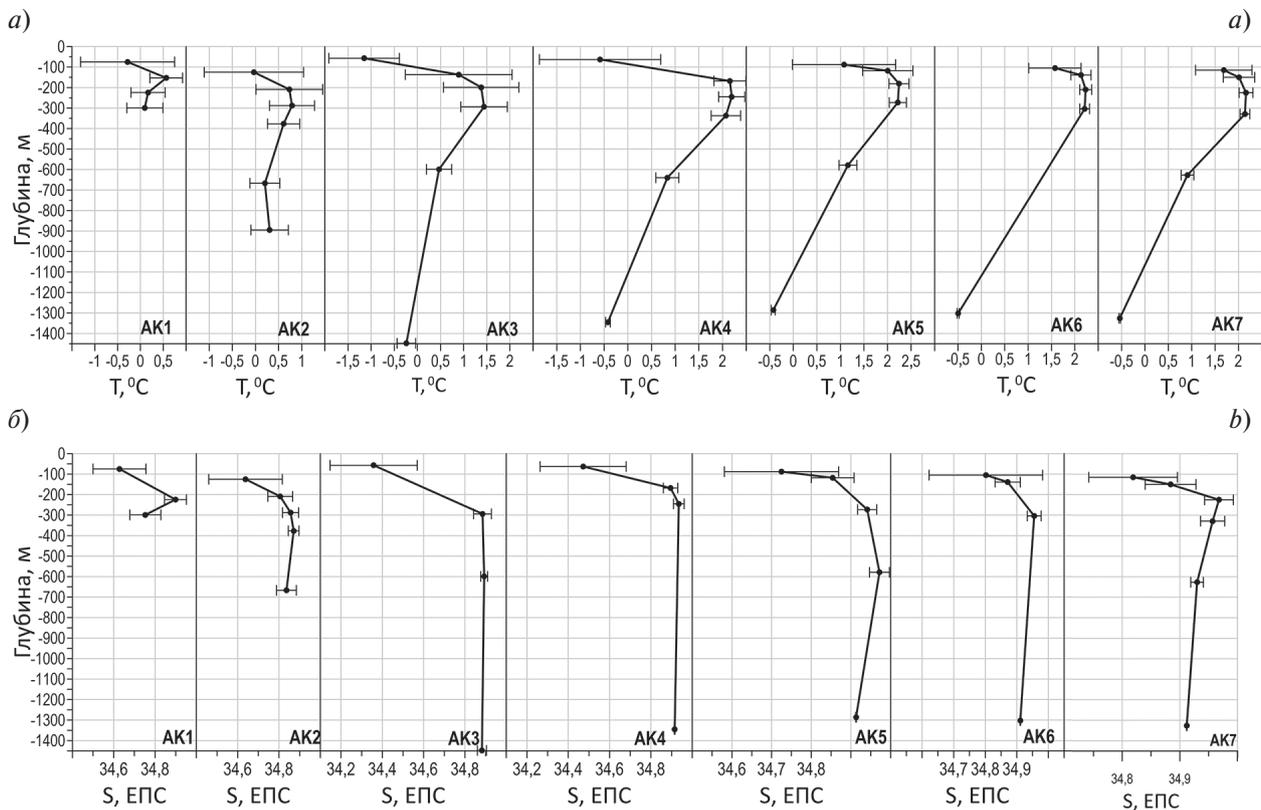
Вертикальное распределение температуры, солёности и аномалии потенциальной плотности во время постановки (в сентябре 2015 г.) и подъема (в сентябре 2018 г.) АБС представлено на рис. 2. Как следует из приведенных распределений, вертикальная структура вод в исследуемом районе достаточно стабильна на межгодовом масштабе времени. По температуре и солёности надежно выделяются характерные для исследуемого района структурные зоны [3]. Прогретые ( $T = -0,2...+0,2$  °С) и распресненные ( $S = 31-33$  ЕПС), вследствие сезонного радиационного нагрева и таяния льда воды, занимают поверхностный слой 0–20 м. Ниже (до глубины 80–100 м) расположен слой так называемого холодного галоклина [5], в пределах которого солёность увеличивается на несколько единиц, а температура практически не меняется, оставаясь близко к точке замерзания. Под слоем холодного галоклина находится промежуточный слой, занятый ФАВ, верхняя граница которого выделяется по резкому термоклину, в пределах которого температура повышается на несколько градусов. Как отмечалось выше, ФАВ традиционно принято идентифицировать по положительной температуре воды [1]. Соответственно, его верхняя и нижняя границы в исследуемом районе составляют на АК4 — АК7: 80–100 и 800–900 м соответственно. Температура в ядре ФАВ, расположенном в слое 200–300 м, составляет 2,2–2,4 °С, а солёность — 34,9–35,0 ЕПС, соответственно. На АК1 и АК2 от нижней границы холодного галоклина до дна располагается БАВ с температурой  $-0,5...+0,5$  °С и солёностью 34,86–34,88 ЕПС. На АК4 — АК6 БАВ находится между ФАВ и глубинной водной массой с отрицательной температурой и солёностью 34,90–34,91 ЕПС. В окрестности АК3 проходит резкая фронтальная зона между ФАВ и БАВ. В 2018 г. между АК2 и АК3 в диапазоне глубин 100–400 м проходит резкая фронтальная зона ( $\Delta T = 0,34$  °С/км,  $\Delta S = 0,03$  ЕПС/км), разделяющая ФАВ и БАВ.

Несмотря на принципиальную схожесть вертикальной структуры вод в 2015 и 2018 гг., обращают на себя внимание и заметные различия. Поверхностный слой в сентябре 2018 г. значительно теплее, чем в сентябре 2015 г. В 2018 г. на протяжении всей длины разреза температура поверхностного слоя была больше нуля, тогда как в 2015 г. температура была отрицательной, причем на большей части разреза близка к точке замерзания. Указанное различие вероятно связано с более ранним отступлением ледовой кромки к северу летом 2018 г. по сравнению с летом 2015 г. [40], следствием чего стал более интенсивный радиационный нагрев. Слой холодного галоклина в сентябре 2015 г. в среднем вдвое мощнее, чем в 2018 г. Его нижняя граница в глубоководном бассейне находится ниже 100 м. Слой, занятый ФАВ в 2015 г., локализован в пространстве в районе АБС АК3 — АК5, тогда как в 2018 г. этот слой растянут от АК3 до глубоководного края разреза. Максимальная температура в ядре ФАВ ( $\sim 2,5$  °С) в 2018 г. немного выше, чем в 2015 г. ( $\sim 2,3$  °С),

тогда как соленость, наоборот, заметно ниже: 34,94 ЕПС против 35,02 ЕПС в 2015 г. Площадь, занятая БАВ в 2018 г., заметно больше, чем в 2015 г., а ее соленость (34,83–34,85 ЕПС) ниже, чем в 2015 г. Описанные особенности вертикальной структуры вод во время постановки и подъема АБС учитывались в дальнейшем для оценки степени достоверности данных, полученных на АБС (см. подраздел 2.1).

#### 4. Пространственно-временная изменчивость термохалинных параметров в слое АВ

Для количественного описания пространственно-временной изменчивости термохалинных параметров в промежуточном слое вод атлантического происхождения был выполнен сравнительный анализ временных рядов температуры и солености по горизонтали и по вертикали, результаты которого представлены в следующих двух подразделах. На рис. 3 показаны средние профили температуры и солености на всех АБС, построенные по записям на горизонтах, данные на которых успешно прошли предварительный контроль качества (см. раздел 2.1).



**Рис. 3.** Средние (по записям на АБС) вертикальные профили температуры, °С (а) и солености, ЕПС (б). Горизонтальные линии — среднеквадратическое отклонение (СКО)

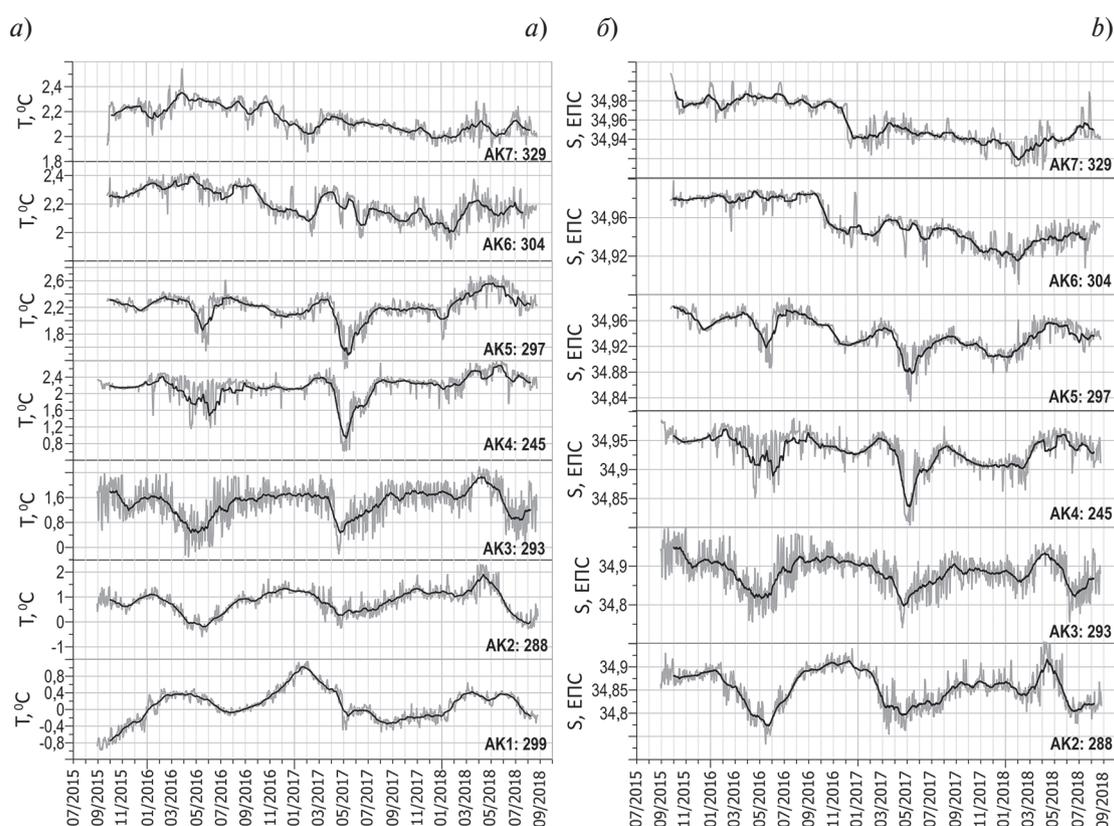
**Fig. 3.** Mean vertical profiles of temperature (°C; a) and salinity (PSU; b), averaged over the records at the AMS. Horizontal lines indicate standard deviation (SD)

Как следует из приведенного рисунка, наибольшая временная изменчивость наблюдается в верхних слоях, на глубинах выше 200 м, причем при смещении в направлении глубоководного бассейна амплитуда изменчивости уменьшается. Принимая во внимание среднее положение максимума температуры на всех АБС (за исключением АК1) вблизи горизонта 300 м (рис. 3), для анализа временной изменчивости на разных АБС были выбраны близкие друг к другу горизонты в окрестности 300 м.

##### 4.1. Временная изменчивость термохалинных параметров на уровне максимальной температуры воды на разных АБС

Временные ряды температуры и солености на всех АБС на уровне максимальной температуры воды (см. рис. 2 и 3) представлены на рис. 4. На АК2 — АК5 на временном интервале с 2015 по 2017 г. в записях

как температуры, так и солёности надёжно выделяется годовой цикл с синхронными экстремумами: минимумом — в апреле–июне и максимумом — в ноябре–декабре. В 2018 г. указанная закономерность нарушается: в мае вместо минимума наблюдается максимум. Последнее, вероятно связано с прохождением температурной/солёностной аномалии, не связанной с годовым циклом. Это следует из того, что тенденция к сезонному уменьшению температуры и солёности в начале 2018 г. наблюдается, как и в предшествующие 2 года, но в конце марта эта тенденция прерывается и происходит рост температуры и солёности до достижения максимума в апреле–мае. Продолжительность экстремального состояния термохалинных характеристик не симметрична относительно среднего. Минимумы и температуры, и солёности более ярко выражены и кратковременны, составляя от одного (АК2, АК5) до двух с половиной (АК3, АК4) месяцев. Максимумы — более плавные и длительные: продолжительность временного интервала, когда температура/солёность близки к максимальным значениям составляет от трех (АК5) до одиннадцати (АК3) месяцев. В целом можно утверждать, что на АБС АК2–АК5 в пределах годового цикла интервалы медленного увеличения/уменьшения значений термохалинных характеристик перемежаются с интервалами их быстрого падения/роста.



**Рис. 4.** Временные ряды температуры (а) и солёности (б) в слое АВ (номера АБС и горизонты измерений указаны на рисунке). Жирными линиями показано скользящее с окном осреднения 1 мес. *Примечание:* временной ряд солёности на горизонте 299 м был отбракован (см. пояснения в подразделе 2.1)

**Fig. 4.** Time series of temperature (a) and salinity (b) in the AW layer (mooring IDs and measurement depths are indicated in the figure). Bold lines show a 1-month moving average. *Note:* the salinity time series at 299 m was discarded (see subsection 2.1 for details)

На глубоководных АБС АК6 и АК7 в записях температуры и солёности также можно выявить годовую цикличность, но гораздо менее ярко выраженную. При этом, фаза годового цикла практически противоположна фазе на АБС АК2–АК5, с минимумом в ноябре–декабре, а максимумом — в апреле–мае. Другим существенным отличием записей температуры и солёности на АБС АК6 и АК7 от записей на более мелководных АБС является наличие явного отрицательного тренда в записях как температуры, так и солёности. Резкое падение солёности (на 0,04 ЕПС), менее выраженное в ходе температуры, на АК6 и АК7 датируется октябрём–декабрём 2016 г. Чуть меньшее, но вполне заметное уменьшение солёности произошло в это же время на АБС АК5 и АК4. Весной и летом 2018 г. на АК6 и АК7 хорошо заметно повышение температуры

и солености, отмеченное выше для АК2–АК5, и предположительно связанное с прохождением температурной/соленостной аномалии. Однако на двух глубоководных АБС указанное возрастание значений термохалинных характеристик также согласуется с фазой годового цикла и возможно не связано с аномалией, отмеченной на АБС АК2–АК5.

Во временной изменчивости температуры на самой мелководной АБС АК1 также присутствует явный годовой цикл, но со смещенной относительно всех других АБС фазой: максимум — в феврале–марте, а минимум — в августе–сентябре. В отличие от записей на других АБС, экстремумы температуры близки по продолжительности. В первой половине записи (до начала 2017 г.) наблюдается явный положительный тренд, а после достижения максимума в феврале 2017 г. тренд меняется на противоположный. Поскольку на АК1 приборы на всех измеренных уровнях регистрировали параметры БАВ (см. рис. 2 и 3), то очевидно, что закономерности временной изменчивости термохалинных параметров на этой АБС должны отличаться от АК4–АК7, на которых приборы, установленные вблизи 300 м, должны были располагаться в пределах ФАВ. Если обратиться к рис. 2, то можно заметить, что на соседних АБС АК2 и АК3, глубинные приборы (667 и 599 м) с самого начала измерений находились в БАВ, тогда как при подъеме АБС в пределах БАВ оказались также глубинные приборы на АК4 (640 м) и АК5 (579 м). Возможные связи между этими записями рассмотрены в следующем подразделе.

Для количественной оценки степени связности временных рядов температуры и солености в пространстве были посчитаны коэффициенты кросс-корреляции для рядов с суточными значениями и рядов, сглаженных скользящим месячным средним. Результаты расчета представлены в табл. 1. Уровень значимости для всех коэффициентов корреляции (1-p value) составляет более 0,99.

Таблица 1

Table 1

Коэффициенты кросс-корреляции для температурных рядов (над диагональю) и соленостных рядов (под диагональю)  
 Cross-correlation coefficients for temperature series (above the diagonal) and salinity series (below the diagonal)

| АБС | АК1–299 м | АК2–288 м        | АК3–293 м        | АК4–245 м        | АК5–297 м        | АК6–304 м   | АК7–329 м        |
|-----|-----------|------------------|------------------|------------------|------------------|-------------|------------------|
| АК1 | 1         | 0,11/0,16        | –0,02/–0,02      | 0,08/0,06        | 0,11/0,08        | 0,00/0,00   | –0,02/0,01       |
| АК2 | –         | 1                | <b>0,65/0,91</b> | 0,35/0,53        | 0,22/0,34        | –0,33/–0,38 | –0,37/–0,47      |
| АК3 | –         | <b>0,62/0,89</b> | 1                | 0,39/0,68        | 0,25/0,50        | –0,25/–0,35 | –0,29/–0,47      |
| АК4 | –         | 0,28/0,46        | 0,34/0,63        | 1                | <b>0,62/0,82</b> | –0,07/–0,19 | –0,21/–0,41      |
| АК5 | –         | 0,20/0,26        | 0,27/0,48        | <b>0,65/0,78</b> | 1                | 0,11/0,14   | 0,01/–0,03       |
| АК6 | –         | 0,03/–0,01       | 0,07/0,12        | 0,41/0,41        | <b>0,60/0,71</b> | 1           | <b>0,67/0,84</b> |
| АК7 | –         | 0,02/0,02        | 0,07/0,12        | 0,34/0,36        | 0,54/0,66        | 0,82/0,93   | 1                |

Пояснение: «X/Y» — соответствуют значениям коэффициентов корреляции для суточных и сглаженных рядов.

Высокие положительные корреляции как для температурных, так и для соленостных рядов отмечены для АК2–АК5, причем для рядов, сглаженных месячным скользящим средним, коэффициенты корреляции в большинстве случаев превышают 0,5. Последнее указывает на большую связность этих рядов в низкочастотном диапазоне. Высокая положительная корреляция между температурными и соленостными рядами наблюдается также между рядами на самых глубоководных АБС–АК6 и АК7. При этом корреляция между рядами на АК2–АК4 и АК6–АК7 — отрицательная и сравнительно высокая по абсолютным значениям (–0,3... –0,4). Несколько неожиданным оказалось практически полное отсутствие связи между рядами температуры на АК5 и АК6, АК7 при высокой корреляции соответствующих рядов солености (более 0,5). Это противоречие объясняется наличием сильных отрицательных трендов в рядах солености на этих трех станциях. При удалении линейного тренда, корреляция между суточными рядами солености на АК5 и АК6 уменьшается до 0,41, а между АК5 и АК7 — до 0,33. Корреляции между временной изменчивостью температуры на АК1 и остальными АБС близки к нулю, что указывает на практически полное отсутствие связи между процессами, формирующими изменчивость температуры БАВ и температуры в теплом ядре ФАВ в глубоководном бассейне.

На основе выполненного в данном подразделе анализа можно предположить, что в пределах 85-ти км от бровки шельфа к северу архипелага Северная Земля располагаются три ветви АВ, каждая из которых характеризуется своими параметрами изменчивости. Непосредственно у бровки шельфа (АК1) находится БАВ, вытекающая в котловину Нансена из Карского моря вдоль восточного склона желоба Св. Анны [29].

Мористее (АК2–АК5) расположена ре-циркулировавшая в желобе Св. Анны ФАВ [9]. В глубоководной части разреза (АК6–АК7) находится ФАВ, не затекавшая в желоб Св. Анны, и, в силу этого прошедшая меньший путь вдоль континентального склона, благодаря чему сохранившая более высокую среднюю температуру и соленость (см. рис. 4). АБС АК2 и АК5 вероятно расположены близко к границам между различными ветвями АВ, вследствие чего испытывают влияние вод различного возраста и предыстории. Как уже было отмечено ранее, на всех АБС наблюдаются хорошо выраженные внутrigодовые колебания с различной фазой и амплитудой. Более детальное обсуждение цикличности в записях температуры и солености представлено в разделе 4.3, где рассматриваются результаты сравнения данных наблюдений на АБС с модельными расчетами.

#### 4.2. Временная изменчивость термохалинных параметров в слое АВ по вертикали

Временные ряды температуры и солености воды в ФАВ, предположительно ре-циркулировавшей в желобе Св. Анны (АК2), и внешней ветви ФАВ (АК7), не подвергавшейся влиянию шельфовых процессов, представлены на рис. 5 и 6.

На АК2 на всех горизонтах прослеживается отмеченный ранее внутrigодовой цикл, причем на трех верхних горизонтах (125, 209 и 288 м) его фаза почти полностью совпадает как для температуры, так и для солености. Максимальные значения достигаются в ноябре и сохраняются до февраля, после чего падают до минимальных значений в мае–июне. На горизонте 353 м (ниже ядра ФАВ) наступление экстремумов температуры происходит на 1–2 мес. позже, тогда как фаза колебаний солености сохраняется такой же, как и на вышележащих уровнях. В нижней части атлантического слоя (667 м) наступление экстремумов температуры сдвинуто на несколько месяцев относительно времени их наступления на вышележащих горизонтах — на март–апрель (максимум) и июль–август (минимум). Весной 2018 г. на всех горизонтах (наблюдается синхронный рост температуры и солености), нарушающий фазу годового цикла и отмеченный ранее в атлантическом слое по данным измерений на других АБС. Вероятной причиной этого события является прохождение положительной термохалинной аномалии, сформировавшейся вверх по потоку в Северо-Европейском бассейне или в Атлантическом океане, что неоднократно происходило в прошлом [13, 18].

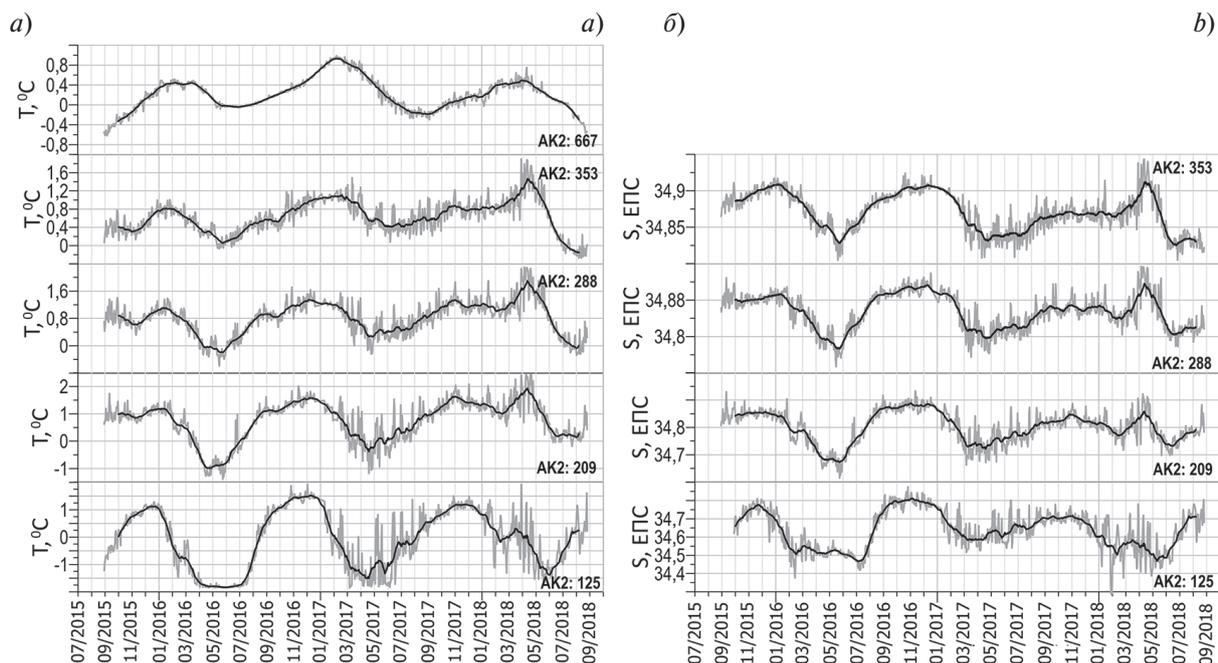


Рис. 5. Временные ряды температуры (а) и солености (б) на всех измеренных горизонтах в верхнем 1000-метровом слое на АБС АК2. Жирными линиями показано скользящее среднее с окном осреднения 1 мес.

Fig. 5. Time series of temperature (a) and salinity (b) at all measured horizons in the upper 1000 m layer at AK2 AMS. Bold lines show the moving average with a 1-month smoothing window

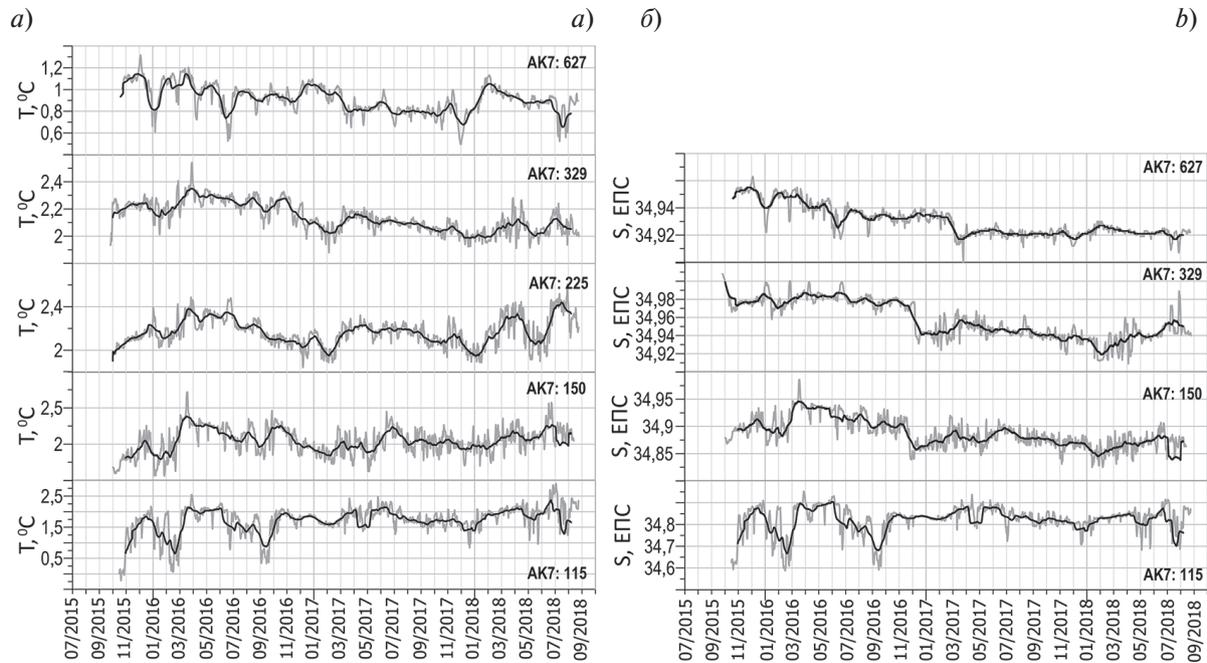


Рис. 6. Временные ряды температуры (а) и солёности (б) на всех измеренных горизонтах в верхнем 1000-метровом слое на АБС АК7. Жирными линиями показано скользящее среднее с окном осреднения 1 мес.

Fig. 6. Time series of temperature (a) and salinity (b) at all measured horizons in the upper 1000-meter layer at AK7 mooring. Bold lines show the moving average with a 1-month smoothing window

В «невозмущенной» ветви ФАВ на АК7 наблюдается значительно более слабая когерентность временной изменчивости термохалинных характеристик по вертикали. Визуальная схожесть временных рядов (с квази-синхронным наступлением минимумов и максимумов в годовом ходе) присутствует для температуры на горизонтах 225 и 329 м. Для солёностных рядов обращают на себя внимание согласованные отрицательные тренды на горизонтах 329 и 627 м. Для остальных рядов на АБС АК7 выделить какие-то характерные общие черты весьма проблематично.

Для временных рядов на АБС АК2 и АК7 также были рассчитаны коэффициенты кросс-корреляции, представленные в табл. 2 и 3. Уровень значимости для всех коэффициентов корреляции (1-p\_value) составляет более 0,99.

На АБС АК2 наблюдаются высокие коэффициенты (в основном более 0,5) корреляции во всем верхнем слое вод от 125 до 353 метров. В ядре атлантической воды (209–353 м) коэффициенты корреляции, для сглаженных скользящим средним значений, достигают 0,92–0,93. Это означает, что весь слой вод от 125

Таблица 2

Table 2

Коэффициенты кросс-корреляции на АБС АК2 для температурных рядов (над диагональю) и солёностных рядов (под диагональю)

Cross-correlation coefficients for temperature series (above the diagonal) and salinity series (below the diagonal) on AK2 mooring

| Горизонт, м | 125               | 209              | 288              | 353              | 667              |
|-------------|-------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|
| 125         | 1                 | <b>0,79/0,83</b> | <b>0,56/0,62</b> | 0,31/0,34        | -0,01/-0,01      |
| 209         | <b>0,69/070</b>   | 1                | <b>0,88/0,92</b> | <b>0,64/0,67</b> | 0,12/0,14        |
| 288         | 0,48/ <b>0,51</b> | <b>0,87/0,94</b> | 1                | <b>0,86/0,89</b> | 0,34/0,39        |
| 353         | 0,36/0,39         | <b>0,72/0,79</b> | <b>0,88/0,93</b> | 1                | <b>0,64/0,71</b> |
| 667         | 0,17/0,18         | 0,28/0,30        | 0,37/0,41        | 0,55/0,60        | 1                |

Пояснение: «X/Y» — соответствуют значениям коэффициентов корреляции для суточных и сглаженных рядов.

Таблица 3  
 Table 3

Коэффициенты кросс-корреляции на АБС АК7 для температурных рядов (над диагональю)  
 и соленостных рядов (под диагональю)

Cross-correlation coefficients for temperature series (above the diagonal) and salinity series  
 (below the diagonal) on AK7 mooring

| Горизонт, м | 115        | 150              | 225       | 329       | 627        |
|-------------|------------|------------------|-----------|-----------|------------|
| 115         | 1          | 0,30/0,48        | 0,35/0,29 | 0,01/0,12 | 0,06/−0/08 |
| 150         | 0,05/0,16  | 1                | 0,37/0,51 | 0,19/0,42 | 0,03/0,05  |
| 225         | –          | –                | 1         | 0,39/0,46 | 0,06/−0,09 |
| 329         | 0,06/−0,10 | <b>0,67/0,84</b> | –         | 1         | 0,32/0,42  |
| 627         | 0,10/−0,11 | 0,50/0,62        | –         | 0,57/0,72 | 1          |

Пояснение: «X/Y» — соответствуют значениям коэффициентов корреляции для суточных и сглаженных рядов.

до 353 м на АК2 представляет единую водную массу, термохалинные параметры в которой меняются под действием одних и тех же крупномасштабных процессов. Вблизи нижней границы АВ ситуация меняется и связь с верхней частью АВ заметно ослабевает. Последнее вероятно связано с тем, что прибор на горизонте 667 м в течение всего периода измерений находился в зоне влияния БАВ.

На АБС АК7 картина совершенно иная. Значимая корреляция между температурными рядами наблюдается только в самом ядре АВ, причем только для сглаженных рядов с отфильтрованной высокочастотной изменчивостью. Высокая (более 0,5) корреляция в нижней части атлантического слоя прослеживается между соленостными рядами, но отсутствует для температурных рядов. Как было отмечено в предыдущем подразделе, ряд приборов на разных АБС, выполнявших измерения на разных уровнях, оказались в зоне влияния БАВ.

Это дало возможность оценить степень связности температурных рядов, записанных этими приборами (соленостные ряды оказались неудовлетворительными по причинам, изложенным в подразделе 2.1, и по этой причине не использовались для анализа). На рис. 7 показаны соответствующие температурные ряды. Когерентность рядов на АК1 (299 м), АК2 (667 м) и АК3 (599 м), находившихся в зоне влияния БАВ как во время их постановки, так и во время подъема, хорошо выделяется визуально. Годовой цикл явно присутствует в этих записях, с достижением максимальных значений в феврале–марте, а минимальных — в августе–сентябре. На АК4 (640 м) и АК5 (578 м) выделяется начальный участок (примерно до апреля 2016 г.) с повышенной температурой (1,4, 1,6 °С соответственно), после которого температура резко падает до 0,2 °С на АК4 и 0,6 °С — на АК5 и на всей последующей записи сохраняется пониженной по сравнению с ее значениями в начале записей. Поскольку во время постановки соответствующие приборы на этих АБС находились в зоне влияния ФАВ, а в момент подъема — в зоне влияния БАВ (см. рис. 3), логично предположить, что в апреле 2016 г. произошло резкое усиление потока БАВ, что и привело к наблюдаемым изменениям в записях. Для проверки этой гипотезы были посчитаны коэффициенты кросс-корреляции между записями, показанными на рис. 7.

Они представлены в табл. 4. Уровень значимости для всех коэффициентов корреляции (1-p\_value) составляет более 0,99. Высокие значения коэффициентов корреляции для температурных рядов на АК1, АК2 и АК3 указывают на то, что соответствующие приборы на этих АБС в течение всего периода измерений находились в одной и той же водной массе, временные изменения температуры в которой были обусловлены одними и теми же процессами.

Полные временные ряды температуры в глубинном слое на АК4 и АК5 практически не связаны с температурным рядом на АК1 и слабо связаны с рядами на АК2 и АК3. Однако, если учесть резкое и синхронное падение температуры в записях на этих приборах в апреле 2016 г. (см. рис. 7) и посчитать коэффициенты корреляции с удаленной начальной частью записей, то соответствующие коэффициенты корреляции заметно возрастают, а для сглаженных записей в двух случаях из трех превышают 0,5. Этот факт дает существенный аргумент в пользу высказанного выше предположения, что с мая 2016 г. и до подъема станций глубинные приборы на АБС АК4 и АК5 оставались в зоне влияния БАВ.

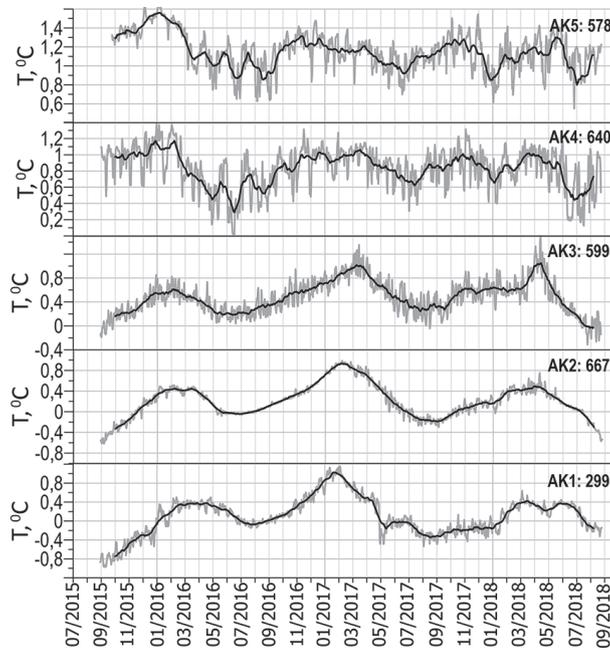


Рис. 7. Временные ряды температуры на всех АБС АК1–АК5, оказавшиеся в зоне влияния БАВ. Жирными линиями показано скользящее среднее с окном осреднения 1 мес.

Fig. 7. Temperature time series at AK1–AK5 AMS, located in the zone influenced by BAW. Bold lines show the moving average with a 1-month smoothing window

Таблица 4

Table 4

Коэффициенты кросс-корреляции на АБС в зоне влияния БАВ для полных температурных рядов (над диагональю) и температурных рядов с удаленной записью до апреля 2016 г. (под диагональю)

Cross-correlation coefficients for complete temperature series (above the diagonal) and temperature series with deleted records up to April 2016 (below the diagonal) on moorings in the BAW influence zone

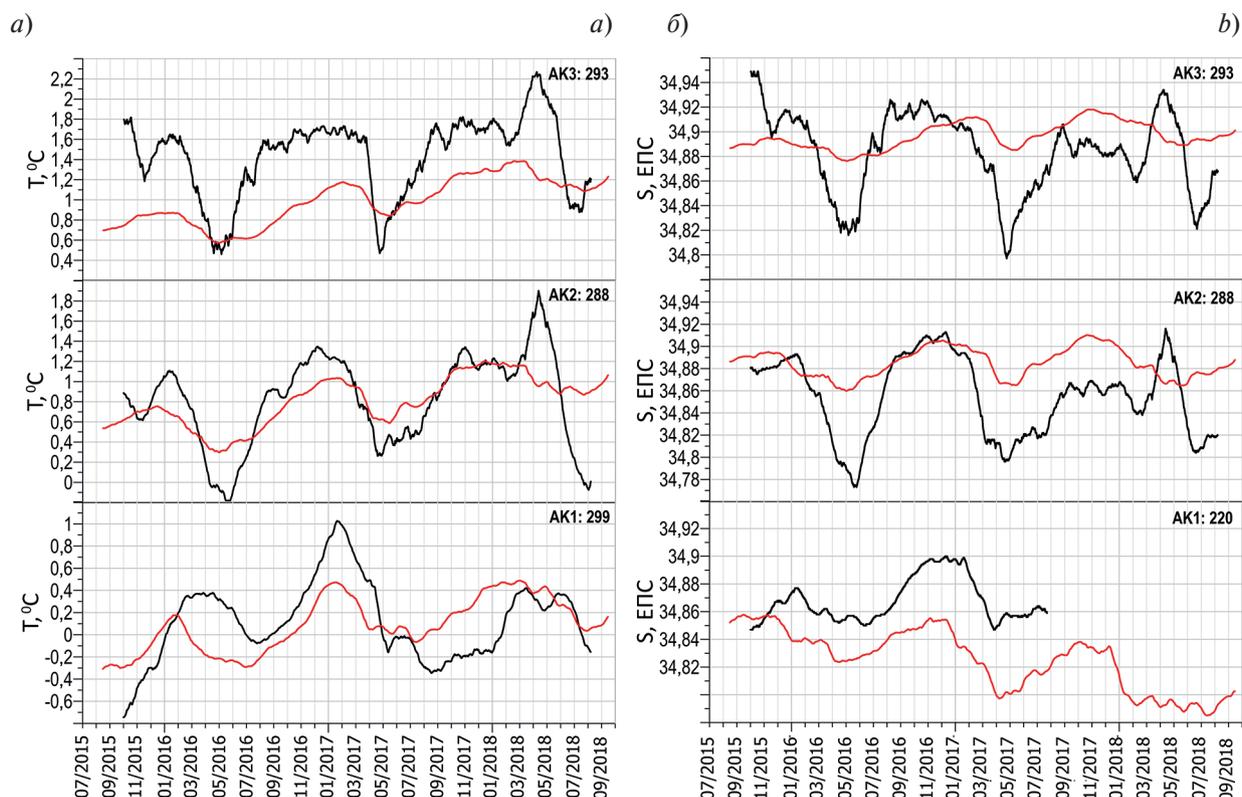
| АБС - Горизонт, м | АК1–299   | АК2–667           | АК3–599           | АК4–640   | АК5–578           |
|-------------------|-----------|-------------------|-------------------|-----------|-------------------|
| АК1–299           | 1         | <b>0,84/0,87</b>  | <b>0,53/0,64</b>  | 0,03/0,03 | 0,02/0,05         |
| АК2–667           | –         | 1                 | <b>0,77/0,88</b>  | 0,26/38   | 0,13/0,19         |
| АК3–599           | –         | –                 | 1                 | 0,39/0,53 | 0,11/0,22         |
| АК4–640           | 0,21/0,32 | 0,40/ <b>0,59</b> | 0,50/ <b>0,78</b> | 1         | 0,45/ <b>0,74</b> |
| АК5–578           | 0,22/0,33 | 0,22/0,37         | 0,19/0,44         | –         | 1                 |

Пояснение: «X/Y» — соответствуют значениям коэффициентов корреляции для суточных и сглаженных рядов.

#### 4.3. Пространственно-временная изменчивость термохалинных характеристик по модельным расчетам

По результатам расчета на модели NEMO были воспроизведены ряды температуры и солёности в позициях семи АБС, на аналогичных вертикальных уровнях и на протяжении того же временного интервала, когда выполнялись измерения на кластере АБС. Удовлетворительное соответствие данным наблюдений было получено только на трех самых мелководных АБС: АК1, АК2 и АК3, расположенных в высокоскоростном ядре АПТ [26]. На остальных АБС значения температуры по результатам моделирования оказались сильно заниженными по сравнению с данными наблюдений, а временная изменчивость существенно отличалась от наблюдаемой. Подобные отличия в глубоководной части бассейна возможно связаны с малыми скоростями течений [26, 41] на удалении от стрежня АПТ. При масштабе скорости течения 1–2 см/с даже

малые отклонения модельной скорости от реальной могут приводить к противоположному направлению переноса вод, что неизбежно отражается на термохалинных параметрах. С учетом этого, для сравнительного анализа с данными наблюдений были использованы только АБС АК1 — АК3. Временная изменчивость температуры и солёности на уровне максимума температуры по данным наблюдений (аналогично представленной на рис. 4), результатам расчетов на модели NEMO приведены на рис. 8. Ряды солёности на АБС АК1 показаны на горизонте 220 м, поскольку ряд солёности на горизонте 299 м был сочтен недостоверным по причинам, изложенным в подразделе 2.1.

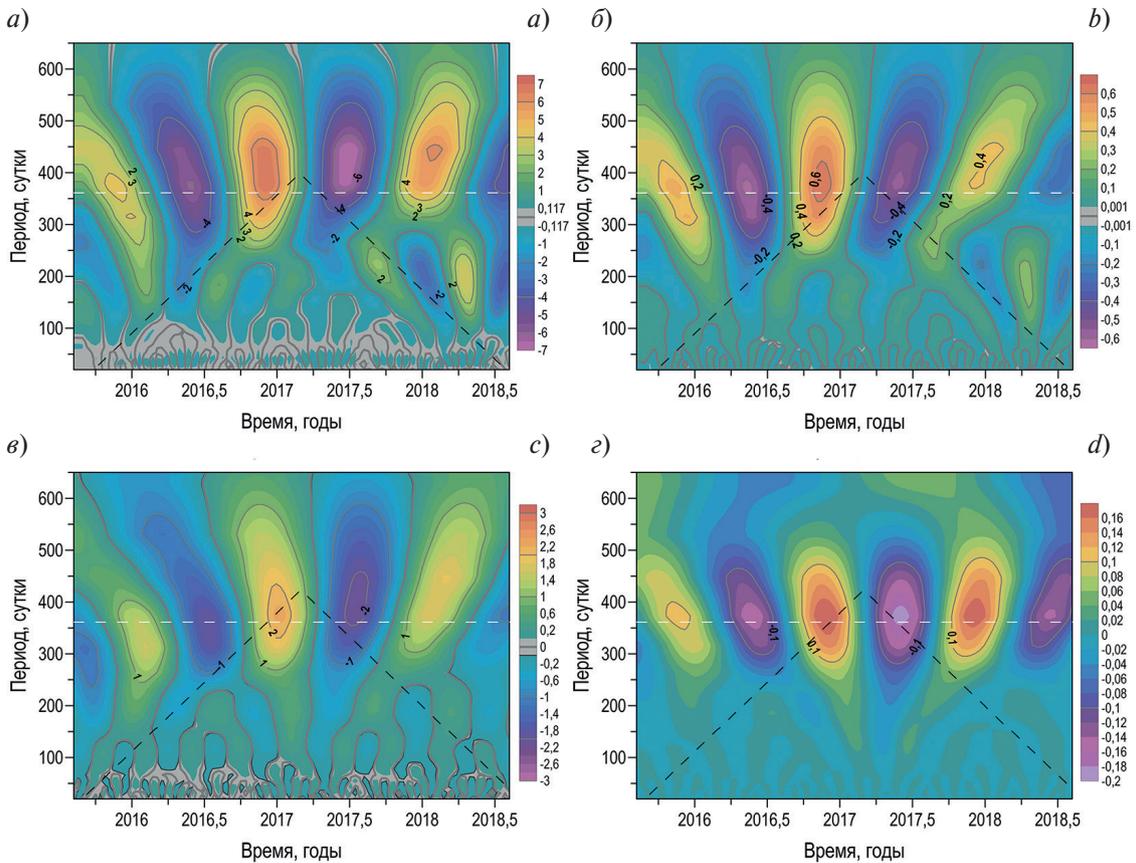


**Рис. 8.** Временные ряды скользящего среднего с окном осреднения в 1 мес. температуры (а) и солёности (б) в слое АВ по данным наблюдений (черные линии) и модели NEMO (красные линии). Номера АБС и горизонты измерений указаны на рисунке

**Fig. 8.** Time series of 1-month moving average of temperature (a) and salinity (b) in the AW layer from observations (black lines) and the NEMO model (red lines). Mooring numbers and measurement depths are indicated in the figure

В целом модель достаточно адекватно воспроизводит крупномасштабную изменчивость во временных рядах термохалинных характеристик, включая годовой цикл. На АК2 и АК3 фаза внутrigодовых колебаний температуры и солёности совпадает с реальной с точностью до месяца. На АК1 наступление максимума температуры в 2016 г. по данным модели опережает фактическое на 2 мес., но в дальнейшем это различие уменьшается до месяца, как и на других АБС. Амплитуда годовых колебаний по данным модели ожидаемо меньше фактической. Это очевидно связано с тем, что любая численная модель в той или иной степени сглаживает экстремумы вследствие существования модельной вязкости [42]. Для количественной оценки параметров годового цикла и оценки соответствия этих параметров во временных рядах, построенным по инструментальным наблюдениям и по результатам моделирования, был выполнен вейвлет-анализ временных рядов. Для более аккуратной количественной оценки параметров годового цикла во временных рядах был выполнен вейвлет-анализ инструментальных данных и результатов моделирования. Для иллюстрации, на рис. 9 приведены скейлограммы для рядов температуры и солёности на горизонте 288 м.

На всех скейлограммах температуры и солёности по натурным и по модельным данным выделяется период близкий к одному году (365 сут). Безразмерные максимумы спектральной плотности для температуры и для солёности по инструментальным данным примерно вдвое больше, чем по модельным данным



**Рис. 9.** Вейвлет-скейлограммы температуры (слева) и солёности (справа) на АБС АК2 на горизонте 288 м по данным измерений (а, б) и модели NEMO (в, г). Белая пунктирная линия показывает период 365 сут. Заштрихованы зоны с уровнем значимости менее 95 %. Зона достоверности, выше которой сказывается влияние границ, ограничена сверху черной пунктирной линией

**Fig. 9.** The local wavelet power spectra of temperature (left) and salinity (right) at AK2 mooring at 288 m based on observations (a, b) and the NEMO model (c, d). The white dashed line marks the 365-day period. Shaded areas indicate regions with significance below 95 %. The cone of influence, where edge effects become important, is bounded above by the black dashed line

и являются статистически значимыми. Различие в положении максимумов температуры и солёности на временной оси по инструментальным и по модельным данным составляет не более двух месяцев. Согласно представленным распределениям, годовой цикл является стационарным, поскольку явно присутствует на скейлограммах температуры и солёности, как по натурным, так и по модельным данным на всем рассматриваемом временном интервале. При этом, следует оговориться, что формально, на большей части временных рядов годовой период попадает в область, в пределах которой сказывается влияние границ, что связано с ограниченной продолжительностью наблюдений. Это означает, что результаты, лежащие выше так называемой зоны достоверности, показанной на рис. 9 черным пунктиром, следует интерпретировать с осторожностью. Тем не менее, наличие подобного цикла полностью соответствует периодичности, следующей из графиков временных рядов по данным наблюдений (см. рис. 4 и 5) и модели NEMO (см. рис. 8), и на основании этого, сомнений не вызывает.

Обобщая представленный в данном разделе анализ, можно заключить, что хотя расчетные данные и занижают амплитуду наблюдаемых в реальности сезонных колебаний, они правильно воспроизводят период колебаний и удовлетворительно согласуются с данными наблюдений на склоновых АБС АК1–АК3 по фазе. Это означает, что данные моделирования качественно верно воссоздают пространственно-временную изменчивость гидрофизических полей в высокоскоростном ядре АПТ. Последнее дает объективные основания к применению результатов численного моделирования для проверки гипотезы об адвективном переносе сезонного сигнала для всего восточно-атлантического сектора СЛО.

## 5. Пространственно-временная изменчивость температуры АВ в восточно-атлантическом секторе СЛО

Как было продемонстрировано в предыдущих разделах, на АК2, где расположено ядро АПТ со средней скоростью течения (более 10 см/с) [26] в слое 125–288 м отмечены когерентные колебания температуры с периодом около 12 мес. (см. рис. 5, а). Колебания с таким же периодом были ранее выявлены вдоль траектории АПТ в других районах восточно-атлантического сектора СЛО (см. ссылки во Введении). Фаза максимума температуры, под которой мы будем в данном контексте понимать месяц наступления максимума температуры воды в верхней части ФАВ (от нулевой изотермы до температурного максимума) в различных районах не одинакова. Между Шпицбергом и Землей Франца Иосифа (30° в.д.) она приходится на ноябрь [15], на западном склоне желоба Св. Анны в районе (60° в.д.) — на февраль [22], а к северу от архипелага Северная Земля (90° в.д.) — на январь (см. рис. 5).

Насколько описанная по данным наблюдений последовательность изменения фазы согласуется с данными моделирования, можно оценить по представленным на рис. 10 картам среднемесячной температуры воды в восточно-атлантическом секторе СЛО на горизонте 135 м с ноября 2016 г. по февраль 2018 г., построенным по результатам расчетов на модели NEMO. Горизонт 135 м выбран в качестве иллюстрации, поскольку амплитуда внутрigoдовой изменчивости модельной температуры на этом горизонте, наибольшая.

Выберем для рассмотрения три района, расположенных вдоль траектории переноса ФАВ: 1) между восточным Шпицбергом и западным склоном желоба Франц-Виктория (20–45° в.д.); 2) западный склон желоба Св. Анны и континентальный склон к северу-востоку от него (60–70° в.д.); 3) континентальный склон между желобом Воронина и северной оконечностью архипелага Северная Земля (80–95° в.д.), включающий кластер АБС; 4) район поступления БАВ в бассейн Нансена, охватывающий восточный склон желоба Св. Анны и желоб Воронина в Карском море. Положение районов показано на рис. 1. В районе 1 максимальная температура воды (4,9 °С) — абсолютный максимум для всего рассматриваемого сектора СЛО, наблюдается в ноябре 2016 г. В последующие месяцы температура постепенно снижается, достигая минимума (3 °С) в мае 2017 г., после чего растет до очередного абсолютного максимума (4,8 °С) в ноябре 2017 г. В районе 2 хорошо заметно продвижение температурного фронта с ноября 2016 г. до января 2017 г., когда температура к северу от желоба Св. Анны достигает внутрigoдового максимума (3 °С). В последующие два месяца наблюдается расширение области, занятой более теплой водой в самом желобе Св. Анны и достижение внутрigoдового максимума температуры (2,5 °С) на границе между Баренцевым и Карским морями. С мая по июль температура в районе 2 падает до внутрigoдового минимума (2,1 °С), после чего снова начинается ее рост до максимума в январе 2018 г. В районе 3 хорошо заметно возрастание температуры с ноября 2016 г. (0,9 °С) до февраля 2017 г. (1,5 °С), после чего температура падает, достигая минимума (0,5 °С) в мае 2017 г. С июня 2017 г. до ноября температура растет до очередного внутрigoдового максимума 1,6 °С в ноябре 2017 г. Здесь налицо явное расхождение с базовой гипотезой, согласно которой в районе 3 рост температуры должен был бы происходить в феврале–апреле по мере смещения температурного фронта в потоке АПТ вдоль устьев желобов Св. Анны и Воронина, чего не происходит, как по данным моделирования, так и по данным измерений (см. рис. 5 и 8). Возможное объяснение этого противоречия можно найти, если обратиться к району 4, изменения температуры в котором характеризуют БАВ, которая выносится в бассейн Нансена через желоб Св. Анны. Внутрigoдовой максимум температуры в районе 4 наблюдается в ноябре — декабре 2016 г. В эти два месяца относительно теплая вода (0,4–0,8 °С) полностью заполняет восточный склон желоба Св. Анны и практически весь желоб Воронина. С февраля до июня 2017 г. температура в районе 4 падает до минимальных внутрigoдовых значений (–0,8 °С), после чего начинает расти до максимума (0,8 °С) в ноябре 2017 г., именно интенсивным перемешиванием с холодной БАВ объясняется блокирование поступательного движения температурного фронта ФАВ с февраля до июля 2017 г., и даже его реверсивное движение в апреле и мае в районе 3. Дополнительные аргументы в пользу такого объяснения дают временные ряды температуры, представленные на рис. 4. На АК3–АК5 резкое синхронное падение температуры на 1–1,5 °С и солёности на 0,08–0,12 ЕПС отмечено в апреле 2017 г., тогда как на более удаленных от шельфа АБС (АК6 и АК7) такой эпизод отсутствует. Это различие во временных рядах на мелководных и глубоководных АБС вероятно показывает приблизительную границу вторжения холодной и более пресной БАВ в область, занимаемую ФАВ. Мористее этой границы фаза сезонных колебаний сохраняется такой же, как если бы вторжения БАВ не происходило, с внутрigoдовым максимумом температуры в апреле–мае (см. рис. 4). После того, как температура БАВ начинает расти в июле 2017 г., возобновляется и смещение теплого фронта ФАВ на восток. Необходимые условия для интенсивного перемешивания в районе 3 обеспечиваются замедлением переноса АПТ в районе дивергенции изобат (что согласуется с результатами моделирования) и формированием стационарных замкнутых вихревых структур в устьевой части желоба Св. Анны [43].

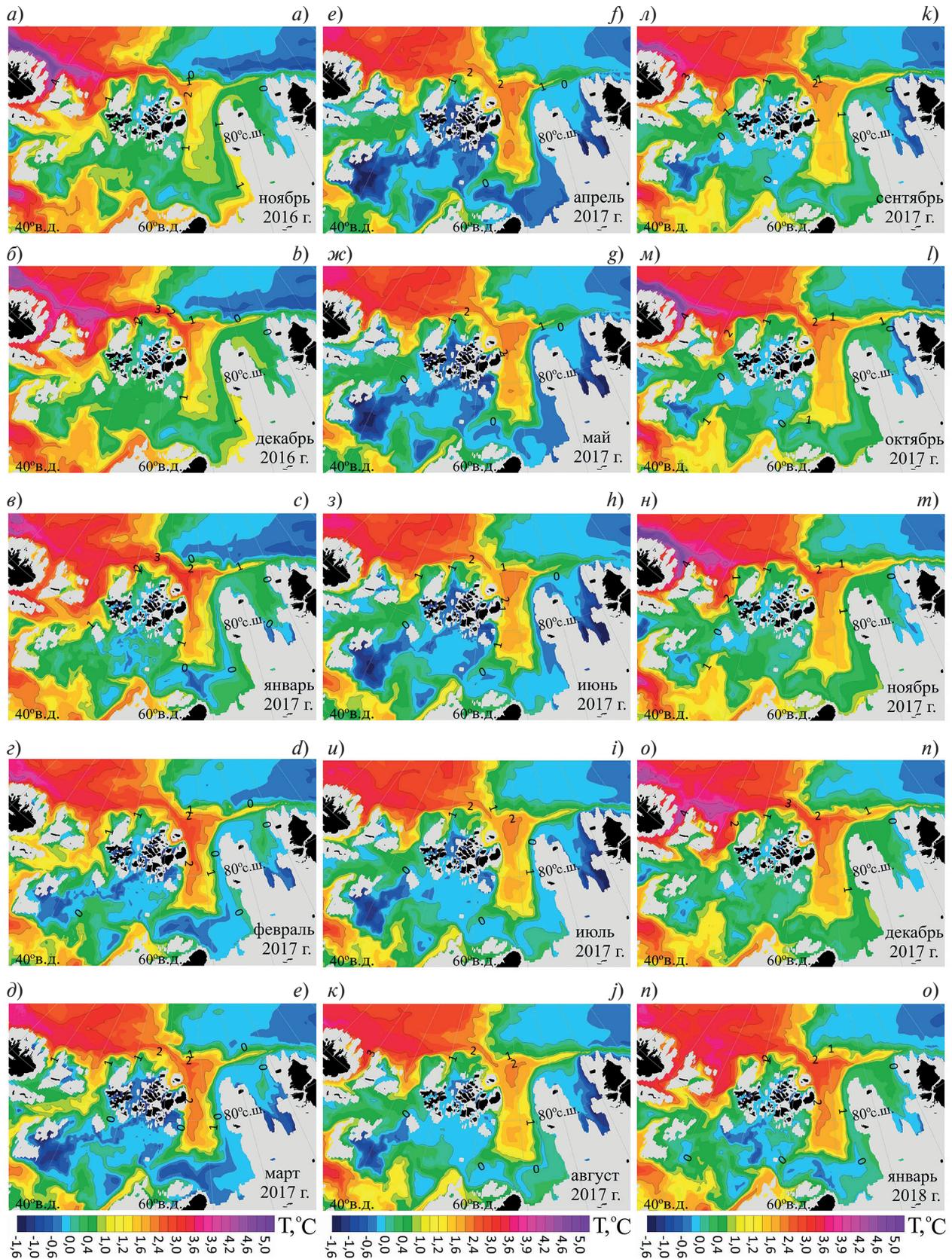


Рис. 10. Распределение средней температуры воды на горизонте 135 м по данным модели NEMO с ноября 2016 г. по январь 2018 г. Даты указаны на отдельных рисунках

Fig. 10. Distribution of mean water temperature at the 135 m level based on NEMO model data from November 2016 to January 2018. Specific dates are indicated on the individual panels

По изменению фазы в районах 1–3 можно приблизительно оценить скорость переноса температурного сигнала в АПТ между восточным Шпицбергенем и северной оконечностью архипелага Северная Земля. На участке 1–2 она близка к средней скорости течения, которая на горизонте 135 м и, согласно модельным расчетам, составляет около 10–15 см/с. На участке 2–3 скорость переноса температурного сигнала примерно на порядок меньше, что в первую очередь объясняется охлаждением ФАВ в марте–июне вследствие перемешивания с БАВ, и лишь во вторую — уменьшением зональной компоненты скорости течения в устьевой части желоба Св. Анны, которая согласно расчетам на горизонте 135 м падает до 3 см/с.

Мощный поток БАВ вдоль восточного склона желоба Св. Анны вытесняет теплое и соленое ядро ФАВ на северную периферию АПТ (к АК6 и АК7), занимая ее место в зоне максимальной скорости течения в верхней части континентального склона. Интенсивное перемешивание через фронт, находящийся в районе АК2 и АК3, приводит к резкому охлаждению/распреснению прилегающей части ФАВ вплоть до АК5 и незначительному повышению температуры/солености на АК1 в начале апреля 2017 г. (см. рис. 4). К началу июля 2017 г. на удаленных от фронта АБС АК4 и АК5 температура и соленость восстанавливаются до значений, близких к наблюдаемым на АК6 и АК7, а на фронтальных АК2 и АК3 сохраняют промежуточные между ФАВ и БАВ значения.

## 6. Заключение

Выполненный анализ пространственно-временной структуры и изменчивости термохалинных параметров в промежуточном слое вод (АВ) к северу от архипелага Северная Земля по материалам наблюдений на АБС в 2015–2018 гг. позволяет сформулировать следующие выводы.

В пределах 85-ти км от бровки шельфа выделяются три ветви АВ, каждая из которых характеризуется своей предысторией, определяющей изменчивость их термохалинных параметров. Непосредственно у бровки шельфа (АК1) находится БАВ, с горизонтальным масштабом у поверхности океана 10–12 км, которая отделяется фронтальной зоной шириной менее 10 км (АК2 — АК3) от внутренней (ре-циркулировавшей в северной части желоба Св. Анны) ветви ФАВ с горизонтальным масштабом около 40 км (АК4 — АК5). В абиссальной части расположена внешняя («невозмущенная») ветвь ФАВ (АК6 — АК7) с горизонтальным масштабом не менее 50 км.

Наиболее энергоемкая мода временной изменчивости термохалинных параметров на всех АБС определяется внутригодовыми (сезонными) колебаниями с периодом около 12 мес., амплитуда которых уменьшается по мере удаления от бровки шельфа, а фаза различна в разных ветвях АВ. В отдельных ветвях фаза меняется на межгодовом масштабе в диапазоне  $\pm 1$  мес. Однонаправленных трендов на масштабе всего интервала измерений не выявлено, однако отмечен ряд событий, нарушивших регулярный характер колебаний: повышение температуры весной 2018 г. во всех ветвях АВ и резкое падение солености во внешней ветви ФАВ в октябре–декабре 2016 г.

Расчетные данные, полученные на модели НЕМО на временном интервале 2015–2018 гг., позволили оценить соответствие представленных выше выводов концепции о преимущественно адвективной природе внутригодовых колебаний температуры, наблюдаемых в ФАВ в бассейне Нансена [15, 20, 21, 22, 25]. Исходя из результатов раздела 5 следует:

– в западной части бассейна Нансена (между Шпицбергенем и западным склоном желоба Св. Анны) изменение фазы внутригодовых колебаний температуры вдоль континентального склона контролируется скоростью АПТ, что подтверждается соответствием скорости переноса температурного сигнала расчетной скорости течения;

– поступление БАВ через желоб Св. Анны нарушает эту закономерность. Мощный поток БАВ (сопоставимый по расходу с потоком АВ через пролив Фрама [44]) вытесняет ФАВ на северную периферию АПТ, занимая ее место у континентального склона. Интенсивное перемешивание через фронт, разделяющий БАВ и внутреннюю ветвь ФАВ, приводит к охлаждению/распреснению последней. В результате этого, наступление максимума температуры во внутренней ветви ФАВ сдвигается вперед на несколько месяцев (от 2-х до 6-ти в зависимости от расстояния от фронта) по сравнению со времени наступления максимума в «невозмущенной» внешней ветви ФАВ.

Представленные выводы позволяют высказать ряд предположений о закономерностях распространения сезонного температурного сигнала в восточной части бассейна Нансена, где он также был зафиксирован по данным инструментальных наблюдений [21, 24]. Поскольку к востоку от желоба Св. Анны в зоне высокой скорости течения (в верхней части континентального склона) оказываются БАВ и прифронтальная часть внутренней ветви ФАВ, наиболее быстрое перемещение сезонного температурного сигнала,

обеспечивающее также сохранение значительной амплитуды колебаний, будет происходить именно в этих ветвях. Внешняя ветвь ФАВ, в которой локализован абсолютный максимум температуры, сдвигается на северную периферию АПТ, где скорость течения на порядок величины меньше, чем у склона [26]. Вследствие этого, перемещение температурного сигнала в теплом ядре ФАВ замедляется (по сравнению с западной частью бассейна Нансена), амплитуда колебаний уменьшается из-за возрастания вклада горизонтального перемешивания, а вклад других возможных механизмов изменчивости возрастает. Последнее находит подтверждение в данных измерений на АБС в море Лаптевых [24].

### Финансирование

Исследование выполнено при поддержке гранта Российского научного фонда No 24-17-00041.

### Funding

The study was carried out with support of the Russian Science Foundation grant No 24-17-00041.

### Литература

1. Тимофеев В.Т. Водные массы Арктического бассейна. Л.: Гидрометеиздат, 1960. 190 с.
2. GEBCO: The GEBCO\_2023 Grid. URL: [https://www.gebco.net/data\\_and\\_products/gridded\\_bathymetry\\_data/gebco\\_2023/](https://www.gebco.net/data_and_products/gridded_bathymetry_data/gebco_2023/) (дата обращения: 28.04.2024).
3. Никифоров Е.Г., Шнайхер А.О. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 270 с.
4. Aagaard K. A synthesis of Arctic Ocean circulation // *Rapports et Procès-Verbaux des Réunions du Conseil International pour l'Exploration de la Mer*. 1989. No. 188. P. 11–22.
5. Rudels B., Anderson L.G., Jones E.-P. Formation and evolution of the surface mixed layer and halocline of the Arctic Ocean // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1996. Vol. 101, C4. P. 8807–8821. doi:10.1029/96JC00143
6. Rudels B., et al. Circulation and transformation of Atlantic water in the Eurasian Basin and the contribution of the Fram Strait inflow branch to the Arctic Ocean heat budget // *Progress in Oceanography*. 2015. Vol. 132. P. 128–152. doi:10.1016/j.pocean.2014.04.003 EDN: UFPUAT
7. Schauer U., Loeng H., Rudels B., et al. Atlantic water flow through the Barents and Kara Seas // *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2002. Vol. 49, No. 12. P. 2281–2298. doi:10.1016/S0967-0637(02)00125-5 EDN: LHNSFF
8. Ivanov V.V., Frolov I.E., Filchuk K.V. Transformation of Atlantic Water in the north-eastern Barents Sea in winter // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2020. Т. 66, № 3. С. 246–266. doi:10.30758/0555-2648-2020-66-3-246-266 EDN: EJDFFE
9. Schauer U., Rudels B., Jones E.P., et al. Confluence and redistribution of Atlantic Water in the Nansen, Amundsen and Makarov basins // *Annales Geophysicae*. 2002. Vol. 20, No. 2. P. 257–273. doi:10.5194/angeo-20-257-2002 EDN: LHGZBJ
10. Иванов В.В., Аксенов Е.О. Трансформация Атлантической воды в восточной части котловины Нансена по данным наблюдений и моделирования // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2013. № 1(95). С. 72–87. EDN: QIKULT
11. Quadfasel D., Sy A., Wells D., et al. A warming of the Arctic // *Nature*. 1991. Vol. 359. P. 385. doi:10.1038/350385a0
12. Алексеев Г.В., Булатов Л.В., Захаров В.Ф. и др. Поступление необычно теплых атлантических вод в Арктический бассейн // *Доклады Академии Наук*. 1997. Т. 356, № 3. С. 401–403.
13. Polyakov I., Beszczynska A., Carmack E.C., et al. One more step towards a warmer Arctic // *Geophysical Research Letters*. 2005. Vol. 32. L17605. doi:10.1029/2005GL023740
14. Polyakov I.V., et al. Observational program tracks Arctic Ocean transition to a warmer state // *Eos, Transactions, American Geophysical Union*. 2007. Vol. 88, No. 40. P. 398–399. doi:10.1029/2007EO400002 EDN: LKUVKH
15. Ivanov V.V., Polyakov I.V., Dmitrenko I.A., et al. Seasonal variability in Atlantic Water off Spitsbergen // *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2009. Vol. 56, No. 1. P. 1–14. doi:10.1016/j.dsr.2008.07.013 EDN: LLQADX
16. Ivanov V., Alexeev V., Koldunov N.V. et al. Arctic Ocean Heat Impact on Regional Ice Decay: A Suggested Positive Feedback // *Journal of Physical Oceanography*. 2016. Vol. 46, No. 5. P. 1437–1456. doi:10.1175/JPO-D-15-0144.1 EDN: WWEWCH
17. Walczowski W., Piechura J. New evidence of warming propagating toward the Arctic Ocean // *Geophysical Research Letters*. 2006. Vol. 33, No. 12. L12601. doi:10.1029/2006GL025872 EDN: MJVDJZ
18. Holliday N.P., Hughes S.L., Bacon S., et al. Reversal of the 1960s to 1990s freshening trend in the northeast North Atlantic and Nordic Seas // *Geophysical Research Letters*. 2008. Vol. 35, No 3. L03614. doi:10.1029/2007GL032675 EDN: MJVDRR

19. Polyakov I.V., Alexeev V.A., Ashik I.M., et al. NOWCAST: Fate of early-2000's Arctic warm water pulse // Bulletin of the American Meteorological Society. 2011. Vol. 92, No. 5. P. 561–565. doi:10.1175/2010BAMS2921.1 EDN: OICOZB
20. Dmitrenko I.A., Polyakov I.V., Kirillov S.A., et al. Seasonal variability of Atlantic water on the continental slope of the Laptev Sea during 2002–2004 // Earth and Planetary Science Letters. 2006. Vol. 244. P. 735–743. doi:10.1016/j.epsl.2006.01.067 EDN: LJXBMD
21. Dmitrenko I., Kirillov S., Ivanov V., et al. Seasonal modification of the Arctic Ocean intermediate water layer off the eastern Laptev Sea continental shelf break // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2009. Vol. 114, C06010. doi:10.1029/2008JC005229 EDN: TRNUTK
22. Иванов В.В., Репина И.А. Влияние сезонной изменчивости атлантической воды на ледяной покров Северного Ледовитого океана // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2018. Т. 54. № 1. С. 73–82. doi:10.7868/S0003351518010087 EDN: YOFWPH
23. Randelhof J., Ivanov V., et al. Seasonality of the Physical and Biogeochemical Hydrography in the Inflow to the Arctic Ocean Through Fram Strait // Frontiers in Marine Science. 2018. Vol. 5. doi:10.3389/fmars.2018.00224 EDN: VBPBEC
24. Baumann T.M., Polyakov I.V., Pnyushkov A.V., et al. On the seasonal cycles observed at the continental slope of the Eastern Eurasian Basin of the Arctic Ocean // Journal of Physical Oceanography. 2018. Vol. 48. P. 1451–1470. doi:10.1175/JPO-D-17-0163.1 EDN: SBJDWL
25. Renner A.H.H., Sundford A., Janout M.A., et al. Variability and redistribution of heat in the Atlantic Water boundary current north of Svalbard // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2018. Vol. 123, No. 9. P. 6373–6391. doi:10.1029/2018JC013814 EDN: RULRFC
26. Ruiz-Castillo E., Janout M., Hölemann J., et al. Structure and seasonal variability of the Arctic Boundary Current north of Severnaya Zemlya // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2023. Vol. 128, No. 1. doi:10.1029/2022JC018677 EDN: ULSVPB
27. Lique C., Steele M. Where can we find a seasonal cycle of the Atlantic water temperature within the Arctic Basin? // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2012. Vol. 117. C03026. doi:10.1029/2011JC007612 EDN: DQICUU
28. Ivanov V., Maslov P., Aksenov Ye., et al. Shelf-Basin Exchange in the Laptev Sea in the Warming Climate: a model study // Geophysical & Astrophysical Fluid Dynamics. 2015. Vol. 109. P. 254–280. doi:10.1080/03091929.2015.1025776 EDN: UESKGL
29. Dmitrenko I.A., Rudels B., Kirillov S.A., et al. Atlantic water flow into the Arctic Ocean through the St. Anna Trough in the northern Kara Sea // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2015. Vol. 120, No. 7. P. 5158–5178. doi:10.1002/2015JC010804 EDN: UOJCYL
30. Woodgate R.A., Aagaard K., Muench R.D., et al. The Arctic Ocean boundary current along the Eurasian slope and the adjacent Lomonosov Ridge: Water mass properties, transports and transformations from moored instruments // Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. 2001. Vol. 48. P. 1757–1792. doi:10.1016/S0967-0637(00)00091-1 EDN: LYTTTR
31. NEMO Community Ocean Model. URL: <https://www.nemo-ocean.eu/> (дата обращения: 17.04.2023).
32. Sea-Bird Scientific. URL: <https://www.seabird.com/> (дата обращения: 28.08.2024).
33. Zenodo: NEMO shared references. NEMO ocean engine. Version v3.6-patch. URL: <https://zenodo.org/records/3248739> (дата обращения: 25.03.2023). doi:10.5281/zenodo.3248739
34. LIM. The Louvain-la-Neuve sea Ice Model. URL: [https://cmc.ipsl.fr/images/publications/scientific\\_notes/lim3\\_book.pdf](https://cmc.ipsl.fr/images/publications/scientific_notes/lim3_book.pdf) (дата обращения: 25.03.2023).
35. Copernicus Marine Service: Ocean products. Global Ocean Physics Reanalysis. URL: [https://data.marine.copernicus.eu/product/GLOBAL\\_MULTIYEAR\\_PHY\\_001\\_030/services](https://data.marine.copernicus.eu/product/GLOBAL_MULTIYEAR_PHY_001_030/services) (дата обращения: 01.12.2022).
36. ECMWF: ECMWF Reanalysis v5 (ERA5). URL: <https://www.ecmwf.int/en/forecasts/dataset/ecmwf-reanalysis-v5> (дата обращения: 17.09.2023).
37. Egbert D.G., Erofeeva S.Y. Efficient inverse modelling of barotropic ocean tides // Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. 2002. Vol. 19, No. 2. P. 182–204. doi:10.1175/1520-0426(2002)019<0183:EIMOBO>2.0.CO;2
38. World Ocean Database and World Ocean Atlas Series. WOA18.DATA. URL: <https://www.ncei.noaa.gov/data/oceans/woa/WOA18/DATA/> (дата обращения: 08.02.2021).
39. Emery W.J., Thomson R.E. Data Analysis Methods in Physical Oceanography. New York: Elsevier, 2004. 637 p.
40. University of Bremen. Sea Ice Concentration. AMSR-E/AMSR2. URL: <https://seaice.uni-bremen.de/sea-ice-concentration/amsre-amsr2> (дата обращения: 08.02.2023).
41. Pnyushkov A.V., Polyakov I.V., Alekseev G.V. et al. A Steady Regime of Volume and Heat Transports in the Eastern Arctic Ocean in the Early 21st Century // Frontiers in Marine Science. 2021. Vol. 8. 705608. doi:10.3389/fmars.2021.705608 EDN: QXKYIL
42. Марчук Г.И., Дымников В.П., Залесный В.Б. Математические модели в геофизической гидродинамике и численные методы их реализации. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 295 с.

43. Osadchiev A., Viting K., Frey D., et al. Structure and circulation of Atlantic water masses in the St. Anna Trough in the Kara Sea // *Frontiers in Marine Science*. 2022. Vol. 9. 915674. doi:10.3389/fmars.2022.915674 EDN: FPFVEH
44. Rudels B. Arctic Ocean circulation and variability — advection and external forcing encounter constraints and local processes // *Ocean Science*. 2012. Vol. 8. P. 261–286. doi:10.5194/os-8-261-2012 EDN: RJXZJV

## References

1. Timofeev VT. *Water masses of the Arctic Basin*. L.: Gidrometeoizdat; 1960. 190 p. (in Russian).
2. GEBCO: The GEBCO\_2023 Grid. Available from: [https://www.gebco.net/data\\_and\\_products/gridded\\_bathymetry\\_data/gebco\\_2023/](https://www.gebco.net/data_and_products/gridded_bathymetry_data/gebco_2023/) (accessed 28 Apr 2024).
3. Nikiforov EG, Shpajxer AO. *Formation regularities of large-scale fluctuations of hydrological regime of the Arctic Ocean*. L.: Gidrometeoizdat; 1980. 270 p. (in Russian).
4. Aagaard K. A synthesis of Arctic Ocean circulation. *Rapports et Procès-Verbaux des Réunions du Conseil International pour l'Exploration de la Mer*. 1989;188:11–22.
5. Rudels B, Anderson LG, Jones E-P. Formation and evolution of the surface mixed layer and halocline of the Arctic Ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1996;101(C4):8807–8821. doi:10.1029/96JC00143
6. Rudels B, et al. Circulation and transformation of Atlantic water in the Eurasian Basin and the contribution of the Fram Strait inflow branch to the Arctic Ocean heat budget. *Progress in Oceanography*. 2015;132:128–152. doi:10.1016/j.pocean.2014.04.003
7. Schauer U, Loeng H, Rudels B, et al. Atlantic water flow through the Barents and Kara Seas. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2002;49(12):2281–2298. doi:10.1016/S0967-0637(02)00125-5
8. Ivanov VV, Frolov IE, Filchuk KV. Transformation of Atlantic Water in the north-eastern Barents Sea in winter. *Arctic and Antarctic Research*. 2020;66(3):246–266. doi:10.30758/0555-2648-2020-66-3-246-266
9. Schauer U, Rudels B, Jones EP, et al. Confluence and redistribution of Atlantic Water in the Nansen, Amundsen and Makarov basins. *Annales Geophysicae*. 2002;20(2):257–273. doi:10.5194/angeo-20-257-2002
10. Ivanov VV, Aksenov EO. Atlantic water transformation in the eastern Nansen basin: observations and modeling. *Arctic and Antarctic Research*. 2013;1(95):72–87 (In Russian).
11. Quadfasel D, Sy A, Wells D, et al. A warming of the Arctic. *Nature*. 1991;359:385. doi:10.1038/350385a0
12. Alekseev GV, Bulatov LV, Zakharov VF, Ivanov VV. Intrusion of unusually warm Atlantic Water in the Arctic Ocean. *Reports of Russian Academy of Sciences*. 1997;356(3):401–403. (In Russian).
13. Polyakov I, Beszczynska A, Carmack EC, et al. One more step towards a warmer Arctic. *Geophysical Research Letters*. 2005;32: L17605. doi:10.1029/2005GL023740
14. Polyakov IV, et al. Observational program tracks Arctic Ocean transition to a warmer state. *Eos, Transactions, American Geophysical Union*. 2007;88(40):398–399. doi:10.1029/2007EO400002
15. Ivanov VV, Polyakov IV, Dmitrenko IA, et al. Seasonal variability in Atlantic Water off Spitsbergen. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2009;56(1):1–14. doi:10.1016/j.dsr.2008.07.013
16. Ivanov V, Alexeev V, Koldunov NV, et al. Arctic Ocean heat impact on regional ice decay: a suggested positive feedback. *Journal of Physical Oceanography*. 2016;46(5):1437–1456. doi:10.1175/JPO-D-15-0144.1
17. Walczowski W, Piechura J. New evidence of warming propagating toward the Arctic Ocean. *Geophysical Research Letters*. 2006;33(12): L12601. doi:10.1029/2006GL025872
18. Holliday NP, Hughes SL, Bacon S, et al. Reversal of the 1960s to 1990s freshening trend in the northeast North Atlantic and Nordic Seas. *Geophysical Research Letters*. 2008;35(3): L03614. doi:10.1029/2007GL032675
19. Polyakov IV, Alexeev VA, Ashik IM, et al. NOWCAST: Fate of early-2000's Arctic warm water pulse. *Bulletin of the American Meteorological Society*. 2011;92(5):561–565. doi:10.1175/2010BAMS2921.1
20. Dmitrenko IA, Polyakov IV, Kirillov SA, et al. Seasonal variability of Atlantic water on the continental slope of the Laptev Sea during 2002–2004. *Earth and Planetary Science Letters*. 2006;244:735–743. doi:10.1016/j.epsl.2006.01.067
21. Dmitrenko I, Kirillov S, Ivanov V, et al. Seasonal modification of the Arctic Ocean intermediate water layer off the eastern Laptev Sea continental shelf break. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2009;114: C06010. doi:10.1029/2008JC005229
22. Ivanov VV, Repina IA. The effect of seasonal variability of Atlantic water on the Arctic Sea ice cover. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2018;54(1):65–72. doi:10.1134/S0001433818010061
23. Randelhof J, Ivanov V, et al. Seasonality of the physical and biogeochemical hydrography in the inflow to the Arctic Ocean through Fram Strait. *Frontiers in Marine Science*. 2018;5. doi:10.3389/fmars.2018.00224
24. Baumann TM, Polyakov IV, Pnyushkov AV, et al. On the seasonal cycles observed at the continental slope of the eastern Eurasian Basin of the Arctic Ocean. *Journal of Physical Oceanography*. 2018;48:1451–1470. doi:10.1175/JPO-D-17-0163.1

25. Renner АНН, Sundfjord A, Janout MA, et al. Variability and redistribution of heat in the Atlantic Water boundary current north of Svalbard. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2018;123(9):6373–6391. doi:10.1029/2018JC013814
26. Ruiz-Castillo E, Janout M, Hölemann J, et al. Structure and seasonal variability of the Arctic Boundary Current north of Severnaya Zemlya. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2023;128(1). doi:10.1029/2022JC018677
27. Lique C, Steele M. Where can we find a seasonal cycle of the Atlantic water temperature within the Arctic Basin? *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2012;117: C03026. doi:10.1029/2011JC007612
28. Ivanov V, Maslov P, Aksenov Ye, et al. Shelf-basin exchange in the Laptev Sea in the warming climate: a model study. *Geophysical & Astrophysical Fluid Dynamics*. 2015;109:254–280. doi:10.1080/03091929.2015.1025776
29. Dmitrenko IA, Rudels B, Kirillov SA, et al. Atlantic water flow into the Arctic Ocean through the St. Anna Trough in the northern Kara Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2015;120(7):5158–5178. doi:10.1002/2015JC010804
30. Woodgate RA, Aagaard K, Muench RD, et al. The Arctic Ocean boundary current along the Eurasian slope and the adjacent Lomonosov Ridge: Water mass properties, transports and transformations from moored instruments. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2001;48:1757–1792. doi:10.1016/S0967-0637(00)00091-1
31. NEMO Community Ocean Model. Available from: <https://www.nemo-ocean.eu/>. (Accessed April 17, 2023).
32. Sea-Bird Scientific. Available from: <https://www.seabird.com/> (Accessed August 28, 2024).
33. Zenodo: NEMO shared references. NEMO ocean engine. Version v3.6-patch. Available from: <https://zenodo.org/records/3248739> (Accessed March 25, 2023). doi:10.5281/zenodo.3248739
34. LIM. The Louvain-la-Neuve sea Ice Model. Available from: [https://cmc.ipsl.fr/images/publications/scientific\\_notes/lim3\\_book.pdf](https://cmc.ipsl.fr/images/publications/scientific_notes/lim3_book.pdf) (Accessed March 25, 2023).
35. Copernicus Marine Service: Ocean products. Global Ocean Physics Reanalysis. Available from: [https://data.marine.copernicus.eu/product/GLOBAL\\_MULTIYEAR\\_PHY\\_001\\_030/services](https://data.marine.copernicus.eu/product/GLOBAL_MULTIYEAR_PHY_001_030/services) (Accessed December 1, 2022).
36. ECMWF: ECMWF Reanalysis v5 (ERA5). Available from: <https://www.ecmwf.int/en/forecasts/dataset/ecmwf-reanalysis-v5> (Accessed September 17, 2023).
37. Egbert DG, Erofeeva SY. Efficient inverse modelling of barotropic ocean tides. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. 2002;19(2):182–204. doi:10.1175/1520-0426(2002)019<0183:EIMOBO>2.0.CO;2
38. World Ocean Database and World Ocean Atlas Series. WOA18.DATA. Available from: <https://www.ncei.noaa.gov/data/oceans/woa/WOA18/DATA/> (Accessed February 8, 2021).
39. Emery WJ, Thomson RE. *Data Analysis Methods in Physical Oceanography*. New York: Elsevier; 2004. 637 p.
40. University of Bremen. Sea Ice Concentration. AMSR-E/AMSR2. Available from: <https://seaice.uni-bremen.de/sea-ice-concentration/amsre-amsr2> (Accessed February 8, 2023).
41. Pnyushkov AV, Polyakov IV, Alekseev GV, et al. A steady regime of volume and heat transports in the eastern Arctic Ocean in the early 21st century. *Frontiers in Marine Science*. 2021;8:705608. doi:10.3389/fmars.2021.705608
42. Marchuk GI, Dymnikov VP, Zalesnyj VB. *Mathematical models in geophysical hydrodynamics and numerical methods for their implementation*. L.: Gidrometeoizdat; 1987. 295 p. (In Russian).
43. Osadchiv A, Viting K, Frey D, et al. Structure and circulation of Atlantic water masses in the St. Anna Trough in the Kara Sea. *Frontiers in Marine Science*. 2022;9:915674. doi:10.3389/fmars.2022.915674
44. Rudels B. Arctic Ocean circulation and variability — advection and external forcing encounter constraints and local processes. *Ocean Science*. 2012;8:261–286. doi:10.5194/os-8-261-2012

## Об авторах

ИВАНОВ Владимир Владимирович, главный научный сотрудник МГУ имени М.В. Ломоносова, ФГБУ «ААНИИ», доктор физико-математических наук, ORCID: 0000-0003-2569-6027, Scopus AuthorID: 57203338116, WoS ResearcherID: J-5979–2014, SPIN-код (РИНЦ): 9424-7920, e-mail: vladimir.ivanov@aari.ru

ДАНЬШИНА Анна Владимировна, старший научный сотрудник ФГБУ «ААНИИ», кандидат физико-математических наук, ORCID: 0000-0002-5741-9801, Scopus AuthorID: 55781395200, WoS ResearcherID: AEG-1081–2022, SPIN-код (РИНЦ): 2725-4600, e-mail: danshina@aari.ru

СМИРНОВ Александр Викторович, старший научный сотрудник ФГБУ «ААНИИ», кандидат географических наук, ORCID: 0000-0003-3231-7283, Scopus AuthorID: 56264603400, WoS ResearcherID: J-5935–2014, SPIN-код (РИНЦ): 4473-2959, e-mail: alexander.vic.smirnov@gmail.com