

УДК 551.465.45

© Д. Ф. Якшина*, Е. Н. Голубева, 2022

Институт вычислительной математики и математической геофизики Сибирского отделения РАН; пр. Академика Лаврентьева, д. 6, 630090, г. Новосибирск, Россия

*E-mail: iakshina.dina@gmail.com

ИССЛЕДОВАНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ В ЧУКОТСКОМ МОРЕ И МОРЕ БОФОРТА НА ОСНОВЕ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Статья поступила в редакцию 12.01.2022, после доработки 12.04.2022, принята в печать 06.05.2022

Аннотация

На основе численного моделирования с использованием региональной модели океана и морского льда исследуются климатические изменения в Чукотском море и море Бофорта. Численные эксперименты проводились для временного периода 2000–2019 гг. Данные реанализа атмосферы NCEP/NCAR использовались для определения потоков на поверхности океана и морского льда. Температура, соленность и расход тихоокеанских вод, поступающих в Северный Ледовитый океан, задавались в виде граничных условий на Беринговом проливе. Для проведения экспериментов использовались три типа граничных значений: среднемесячные климатические данные, характерные для 1990–2004 и 2003–2015 гг.; среднемесячные данные измерений в период 2016–2019 гг. Исследовалась чувствительность модели к изменчивости расхода и температуры поступающих тихоокеанских вод, анализировалось влияние на теплосодержание верхнего слоя моря, объем и распределение ледового покрова.

В численных экспериментах моделируется перенос теплых тихоокеанских вод через Чукотский шельф в северном направлении и на шельф моря Бофорта, процесс переноса теплых вод склоновой конвекцией в осенне-зимний период. В последние годы расчета в точках на границе шельфовой и глубоководной областей происходит увеличение амплитуды сезонных колебаний температуры поверхностного слоя и значительное повышение температуры на глубине 100 м. Результаты расчетов демонстрируют увеличение теплосодержания вод и сокращение объема льда в море Бофорта и Чукотском море, вызванное повышением температуры атмосферы. Показано, что повышение температуры и расхода тихоокеанских вод, начавшееся после 2003 года, способствовало дополнительному повышению теплосодержания вод обоих морей, сокращению площади ледового покрова и задержке сроков формирования льда в Чукотском море.

Ключевые слова: климатические изменения, численное моделирование, морской лед, Северный Ледовитый океан, региональная модель океана и морского льда, Чукотское море, море Бофорта, Берингов пролив

© D. F. Iakshina*, E. N. Golubeva, 2022

The Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics SB RAS; 6, Ac. Lavrentieva ave., Novosibirsk, 630090, Russia

*E-mail: iakshina.dina@gmail.com

RECENT CLIMATIC CHANGE RESEARCH IN THE CHUKCHI AND BEAUFORT SEAS BASED ON NUMERICAL SIMULATION

Received 12.01.2022, Revised 12.04.2022, Accepted 06.05.2022

Abstract

This study analyses climatic changes in the Chukchi Sea and the Beaufort Sea based on numerical modeling using a regional ice-ocean model. Numerical experiments were carried out for the period 2000–2019. NCEP/NCAR reanalysis data were used to determine the ocean and sea ice surface fluxes. The temperature, salinity, and transport of Pacific waters entering the Arctic Ocean were specified as boundary conditions in the Bering Strait. Three types of boundary values were used for the experiments: a) monthly average climate data averaged over the period 1990–2003; b) monthly average climate data averaged over the period 2003–2015; c) average monthly measurement data since 2016 to 2019. The sensitivity of the model to the variability of the transport and temperature of the incoming Pacific waters was studied, and the effect on the ocean heat content, the volume and sea ice extent was analyzed.

Ссылка для цитирования: Якшина Д.Ф., Голубева Е.Н. Исследование климатических изменений в Чукотском море и море Бофорта на основе численного моделирования // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2022. Т. 15, № 2. С. 60–75. doi:10.48612/fpg/zkvg-71uu-xk44

For citation: Iakshina D.F., Golubeva E.N. Recent Climatic Change Research in the Chukchi and Beaufort Seas Based on Numerical Simulation. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2022, 15, 2, 60–75. doi:10.48612/fpg/zkvg-71uu-xk44

Numerical experiments simulate the transport of warm Pacific water across the Chukchi shelf in the north direction and onto the Beaufort Sea shelf, the process of warm water sinking on the continental slope in the autumn–winter period. In recent years, at the points on the boundary of the shelf and deep-water areas, the amplitude of seasonal temperature fluctuations in the surface layer increases and the temperature rises significantly at a depth of 100 m.

The simulation results demonstrate an increase in the ocean heat content and decrease in the ice volume in the Beaufort and Chukchi Seas, caused by an increase in atmospheric temperature. We also showed that the increase in temperature and transport of the Pacific water, which began after 2003, contributed to an additional increase in the ocean heat content of both seas, a reduction in the ice cover area, and a delay in the ice formation in the Chukchi Sea.

Keywords: climate change, numerical modeling, sea ice, Arctic Ocean, ocean-ice numerical model, Chukchi Sea, Beaufort Sea, Bering Strait

1. Введение

Одним из основных физических механизмов, формирующим состояние гидрологического режима Северного Ледовитого океана, является его взаимодействие с водами Атлантического и Тихого океанов [1]. Тихоокеанские воды поступают в Северный Ледовитый океан через относительно узкий (~85 км) и мелководный (~50 м) Берингов пролив за счет перепада уровня между океанами [2–4]. Тихоокеанские воды являются для Северного Ледовитого океана одним из источников тепла, пресной воды [5] и биогенных элементов [6].

Проходя через шельф Чукотского моря в виде поверхностного течения, тихоокеанские воды в летний период прогреваются, а также трансформируются за счёт обмена с атмосферой и процессов перемешивания с шельфовыми водами. Распространяясь далее на север, они заглубляются, поскольку имеют более высокую солёность по сравнению с поверхностными водами океана. Затем они распространяются системой течений глубинной части бассейна в слое 50–150 м [7], отдавая тепло соседним слоям и способствуя повышению температуры поверхностного слоя. Холодные тихоокеанские воды зимнего периода поддерживают состояние холодного арктического галоклина [8].

Данные наблюдений показывают, что перенос тихоокеанских вод в глубоководную часть арктического бассейна осуществляется течениями, на траекторию которых оказывают влияние ледовая обстановка, ветровое воздействие и топография дна [9]. Из работы [10] следует, что антициклонический круговорот моря Бофорта и генерация мезомасштабных вихрей в районах подводных каньонов ослабляют циклоническое пограничное течение и способствуют перемещению тихоокеанских вод во внутренний галоклин Канадского бассейна. Значительная роль в этом отводится мезомасштабным вихрям на материковом склоне моря Бофорта [11, 12]. Кроме того, в работе [13] было показано, что там, где тихоокеанские воды находятся на поверхности, экмановская конвергенция может приводить к погружению вод и последующему переносу в круговороте Бофорта. Подробное обсуждение возможных механизмов переноса тихоокеанских вод в глубоководные районы Арктического бассейна приводится в работе [14].

Тепло, переносимое водами, поступающими через Берингов пролив, оказывает наибольшее влияние на сезонное таяние морского льда в районе Чукотского моря [15, 16]. В работе [17] было показано, что дата отступления ледового покрытия в Чукотском море на 80 % коррелирует с притоком тепла в Берингов пролив с апреля по июнь. Объем поступающей в Арктику тихоокеанской воды через Берингов пролив составляет 0,8–1,2 Св (1 Св = 10^6 м³/с) с теплосодержанием 12 ТВт. [18]. В работах [18, 19] на основе анализа данных наблюдений показано, что в последние десятилетия расход увеличивался на ~0,01 Св/год с 1990 по 2019 г., что оказало влияние на термохалинную структуру Чукотского моря и способствовало интенсификации таяния морского льда [17]. В работе [20] показано, что в одной из основных структур Арктического бассейна, круговороте Бофорта, за последние три десятилетия (1987–2017 гг.) произошло увеличение теплосодержания (относительно температуры замерзания) галоклина почти в два раза. Потепление галоклина авторы работы связывают с аномальным солнечным прогревом поверхностных вод на севере Чукотского моря, где поглощение солнечного тепла в летний период увеличилось в пять раз [20], главным образом за счет исчезновения ледового покрова. Оценки солнечного тепла, накопленного поверхностными водами, и скорости погружения этих вод соответствуют наблюдаемому потеплению галоклина. Авторы работы ставят вопрос, будет ли возможный дальнейший рост поглощения тепла на шельфе Чукотского моря влиять на увеличение теплосодержания и скорость роста и таяния льда в море Бофорта.

В настоящей работе на основе трехмерной численной модели океана и морского льда исследуется чувствительность океанических и ледовых характеристик Чукотского моря и моря Бофорта к повышению

температуры и интенсивности поступления тихоокеанских вод. Моделируется процесс переноса тепла, формирующегося в придонных слоях Чукотского шельфа, вдоль материкового склона. Анализируется временная изменчивость объема льда и теплосодержания моря Бофорта и Чукотского моря как реакции на изменение характеристик тихоокеанских вод в Беринговом проливе.

2. Материалы и методы

2.1. Численная модель

Для проведения исследования использовалась численная модель океан-лед SIBCIOM (Siberian Coupled Ice-Ocean Model), разработанная в ИВМиМГ СО РАН. Океаническая часть подробно представлена в работах [21, 22]. Уравнения, представляющие законы сохранения тепла, соли и количества движения, записаны в ортогональной криволинейной системе координат и физической z -вертикальной системе координат с использованием приближений Буссинеска и гидростатики. Численные алгоритмы предполагают использование явных и полуявных схем. Численная схема для операторов переноса построена на основе использования схемы третьего порядка QUICKEST [23] и ее многомерной реализации COSMIC [24]. При проведении численных экспериментов коэффициенты диффузии в уравнениях переноса тепла и соли равнялись нулю, что оставляло в модели только схемную диффузию.

Некоторые физические процессы, не описываемые в рамках сеточного разрешения модели, включены в качестве параметризаций, в частности используются параметризации вертикального конвективного и турбулентного перемешивания [25] и склоновой конвекции [26].

В качестве ледового блока используется упруго-вязко-пластичная модель морского льда CICE-3 [27].

Для проведения численных экспериментов рассматривается область Северного Ледовитого океана и северная и экваториальная часть Атлантического океана, начиная с 20° ю.ш. Для численной аппроксимации уравнений используется трехполярная сетка [28]. Узлы численной сетки в области Северного Ледовитого океана находятся на расстоянии 10–25 км. Вертикальное разбиение составляют 38 горизонтальных уровней со сгущением у поверхности, где разрешение равно 2,5 м. В область моделирования включены наиболее значимые проливы внутри Канадского архипелага. Минимальная глубина шельфовой зоны задана равной 12,5 м.

На «твердых» боковых границах задавались условия прилипания для скорости и условия отсутствия потоков тепла и соли. «Жидкая» граница включала: 1) Берингов пролив с заданным расходом баротропного течения и значениями температуры и солёности; 2) области притока рек, где также задавался расход, нулевая солёность и температура, равная температуре прилегающей океанической области; 3) южную границу на 20° ю.ш., где задавался сброс массы, поступившей в бассейн через Берингов пролив и из рек. Условия на этой границе допускают свободную адвекцию за пределы моделируемой области в том случае, когда скорость направлена из области. Если же скорость на границе направлена в область, то использовались данные климатического распределения.

2.2. Постановка численных экспериментов. Граничные условия в Беринговом проливе

Данные реанализа NCEP/NCAR [29], включающие приземную температуру, влажность, давление на уровне моря, интенсивность осадков, потоки нисходящей длинноволновой и коротковолновой радиации, а также скорость ветра в приземном слое, используются для формирования потоков на поверхности океана и морского льда. В качестве начального распределения для океанических и ледовых полей использовались результаты для 2000 г. из предыдущих расчетов, проведенных с 1948 г. [30].

В настоящей работе оценка вклада обозначенных изменений в поступлении тепла через Берингов пролив в изменение состояния вод и морского льда Чукотского моря и моря Бофорта опирается на численные эксперименты, проведенные для временного периода 2000–2019 гг. с использованием трех видов граничных значений. На рис. 1 представлены используемые значения придонной и поверхностной температуры и расхода вод в Беринговом проливе. Проведенные численные эксперименты представлены в табл. 1.

В первом эксперименте, далее BS-20 (Bering Strait, 20 century), для всего периода моделирования 2000–2019 гг. в качестве граничных условий на Беринговом проливе используются климатические данные, рекомендованные в работе [31] для использования в региональных моделях Северного Ледовитого океана. Среднемесячные значения расхода, придонной температуры и солёности вод, осредненные по временному периоду 1990–2004 гг., получены на основе обработки измерений на глубине 45 м примерно в 35 км к северу от Берингова пролива. В работе [31] отмечается, что результаты измерения в поверхностном слое

Информация о численных экспериментах
Numerical experiments information

Код эксперимента	Граничные условия в Беринговом проливе	Начальные условия	Период моделирования
BS-20	Климатические данные 1990–2004 гг. [31]	Расчетные океанические и ледовые поля для 2000 г. [30]	2000–2019 гг.
BS-21	2000–2003 гг. — климатические данные [31], 2004–2019 гг. — климатические данные [18]	Расчетные океанические и ледовые поля для 2000 г. [30]	2000–2019 гг.
BS-obs	Данные измерений 2016–2019 гг. [19, 32]	Расчетные океанические и ледовые поля BS-21 для 2016 г.	2016–2019 гг.

имеются в небольшом количестве, имеющиеся данные говорят о том, что в зимний период поток является однородным. В летний период предполагалось, что в поверхностном слое температура выше придонной на 1–2 °С. В численном эксперименте поступающий поток являлся однородным. На графике (рис. 1) значения температуры и расхода вод из этого массива представлены черной линией.

В работе [18], в связи с изменившимися характеристиками вод, поступающих через Берингов пролив, было рекомендовано использовать новые граничные условия в численных экспериментах, моделирующих период 2003–2015 гг. Расход течения в новых данных выше на 0,23 Св, среднегодовая температура выше на 0,35 °С, максимальное отклонение в новых данных достигает 5 °С. Этот массив был использован во втором эксперименте, далее BS-21 (Bering Strait, 21 century) в качестве граничных условий для периода моделирования 2004–2019 гг. Для периода 2000–2003 гг. эксперимент BS-21 идентичен эксперименту BS-20. На графике (рис. 1) данные по придонной и поверхностной температуре и расходу течения из этого массива представлены синей линией.

Рекомендованные значения океанических характеристик на Беринговом проливе [31, 18] являются осреднением данных измерений за продолжительный временной период и не отражают короткопериодные колебания в состоянии поступающих тихоокеанских вод. Анализируя ежедневные данные наблюдений [32] в Беринговом проливе, мы подготовили среднемесячные значения поверхностной температуры, в которых нашли отражение процессы аномального потепления вод северных районов Тихого океана в 2016–2019, известные как морские волны тепла [33]. Эти данные поверхностной температуры, наряду с новыми данными измерений придонной температуры и расхода в Беринговом проливе [19], были использованы в виде граничных условий для третьего численного эксперимента BS-obs. На графике (рис. 1) эти данные представлены линиями красных и желтых оттенков. В основном эти данные превышают климатические значения, используемые в BS-20 и BS-21.

3. Результаты

3.1. Результаты численного моделирования. Климатические граничные условия на Беринговом проливе

В результате численных экспериментов, основанных на модели океана и морского льда, получены поля океанических и ледовых характеристик. Два численных эксперимента BS-20 и BS-21, отличающихся среднемесячными значениями характеристик тихоокеанских вод, проводились на одинаковом временном периоде 2000–2019 гг. Поле течений верхнего слоя океана, полученное в результате этих численных экспериментов (рис. 2), показывает перенос вод от Берингова пролива на шельф Чукотского моря. Распространяясь далее в глубоководную часть океана, они включаются в систему циркуляции вод преимущественно антициклонического типа, характерного для настоящего периода с начала 2000-х гг.

Среднемесячные значения расчетных полей позволяют выявить сезонную и межгодовую изменчивость вод региона. На рис. 3 показаны среднемесячные поля температуры на выбранных горизонтах 10, 50 и 100 м в отдельные периоды 2012–2013 гг. На основе представленного распределения можно проследить перенос теплых вод, сформировавшихся на шельфе Чукотского моря в летний период, в глубоководные районы, в частности, в море Бофорта.

Верхняя панель рис. 3 показывает среднемесячные поля температуры, полученные для сентября 2012 г. Прогретые за летний период воды сосредоточены в верхнем 50-метровом слое на шельфе Чукотского моря,

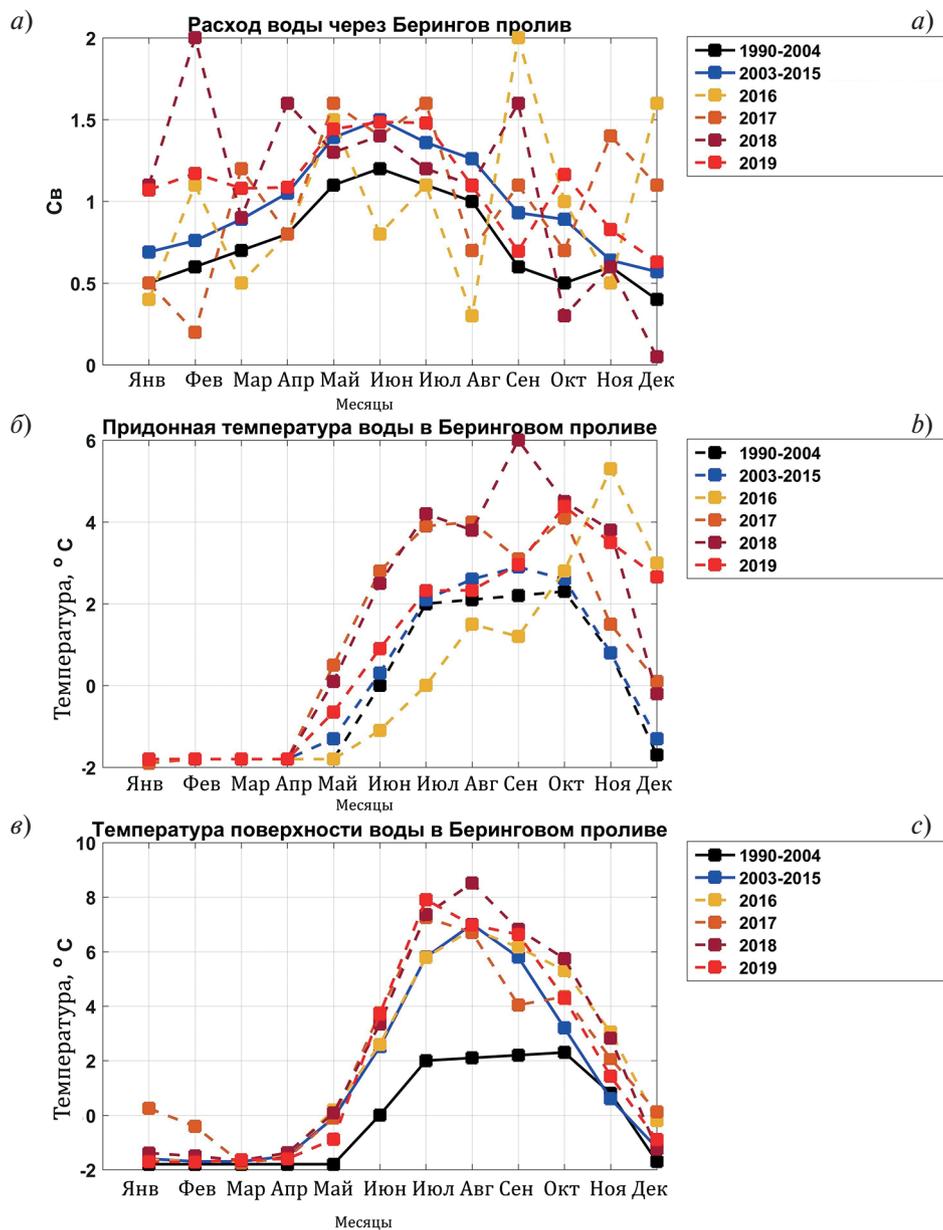


Рис. 1. Данные, используемые для восстановления расхода (а), придонной температуры (б) и поверхностной температуры (в) в Беринговом проливе при численном моделировании. График составлен на основе данных, опубликованных в работах [31, 18, 19, 32]

Fig. 1. Volume transport (а), bottom (б) and surface (в) temperature in the Bering Strait used in numerical simulations. The graph is based on data published in works [31, 18, 19, 32]

максимальные значения сосредоточены в поверхностном слое и области прохождения Аляскинского течения. Осенне-зимнее охлаждение поверхностного слоя (рисунок для декабря 2012 г., 10 м) сопровождается интенсивным перемешиванием и переносом тепла в придонный слой шельфовой зоны. В распределении температуры на глубинах 50 и 100 м для декабря 2012 г. видно расширение области, занятой положительными значениями, и распространение тепла вдоль материкового склона за счет склоновой конвекции, параметризация которой включена в океаническую модель [24]. Дальнейшее распространение теплого сигнала на глубинах 100–150 м обусловлено циркуляцией вод. В поле температуры на 100 м для апреля 2013 г. на рис. 3 видна тенденция к переносу тепла в море Бофорта. Ситуация 2012–2013 гг., показанная на рис. 2, не является единичным случаем. Спуск теплых вод вдоль материкового склона показан также на вертикальном сечении (рис. 4).

На рис. 5, а представлены графики сезонной изменчивости температуры в поверхностном и придонном слое в одной из точек области, в которой происходит перенос тепла из шельфовых районов в глубоководную

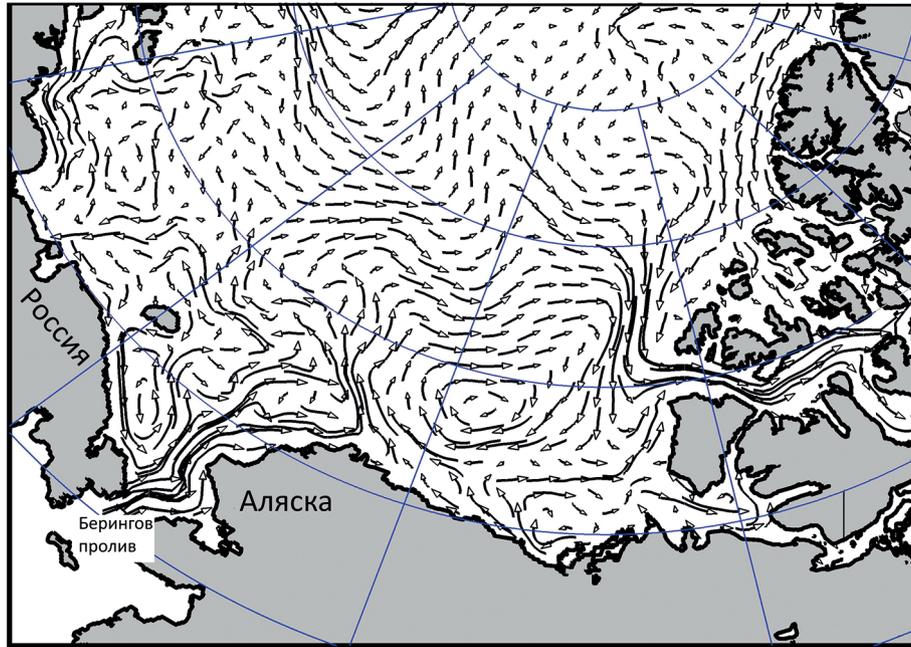


Рис. 2. Поле течений в летний период в поверхностном 10-метровом слое, полученное в результате численных экспериментов

Fig. 2. 10-meter surface layer summer velocity obtained as a result of numerical experiments

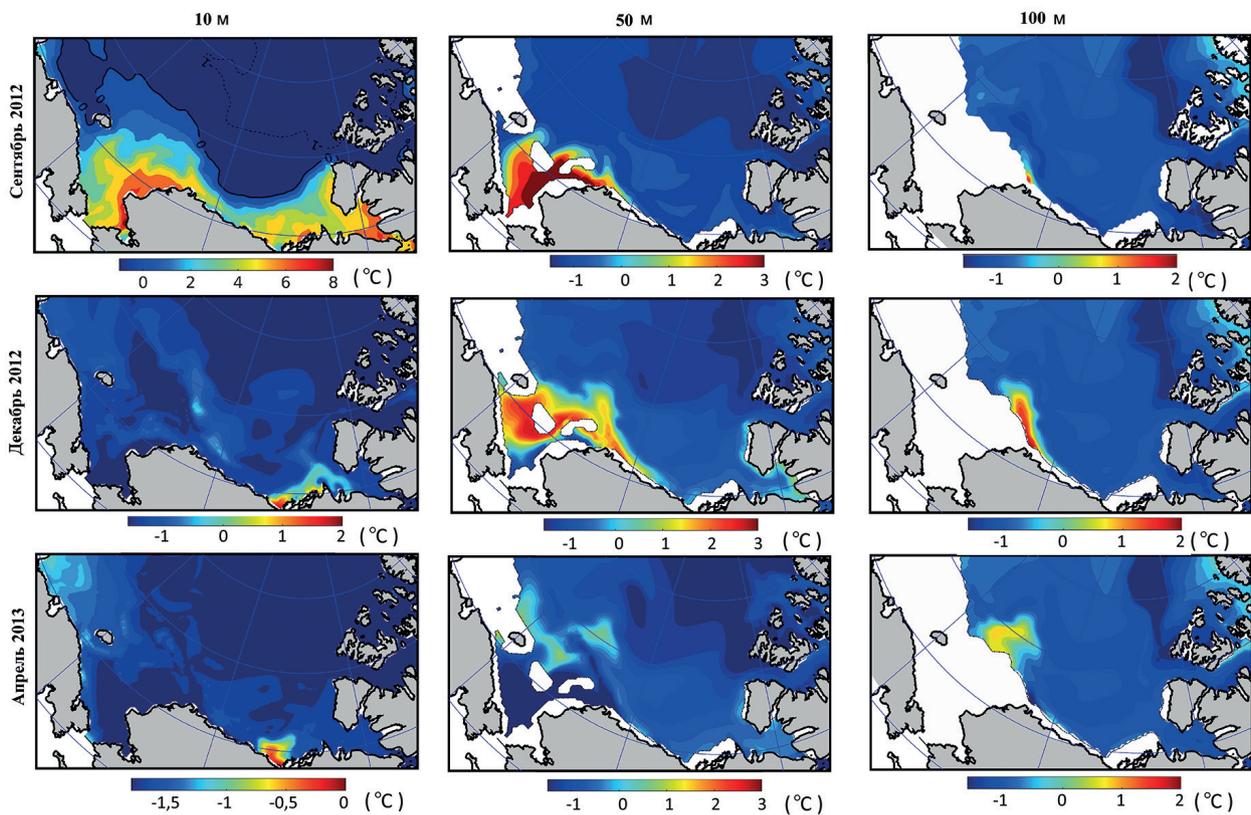


Рис. 3. Распределение модельных полей температуры (°C) в Чукотском море и море Бофорта для сентября, декабря 2012 и апреля 2013 г. на глубинах 10, 50 и 100 м. Результат расчета эксперимента BS-21

Fig. 3. Model temperature (°C) at the depths of 10 m, 50 m, and 100 m of the Chukchi and Beaufort Seas for September, December 2012, and April 2013. Result of the experiment BS-21

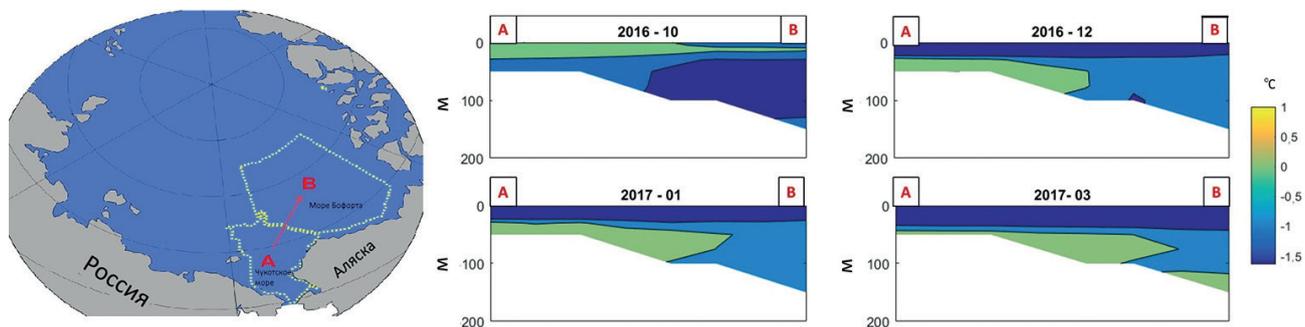


Рис. 4. Температура на вертикальном сечении АВ. Погружение теплых вод по материковому склону с октября 2016 по март 2017 г. в численном эксперименте BS-21

Fig. 4. Temperature at vertical section AB. The spreading of warm waters along the continental slope from October 2016 to March 2017 in numerical experiment BS-21

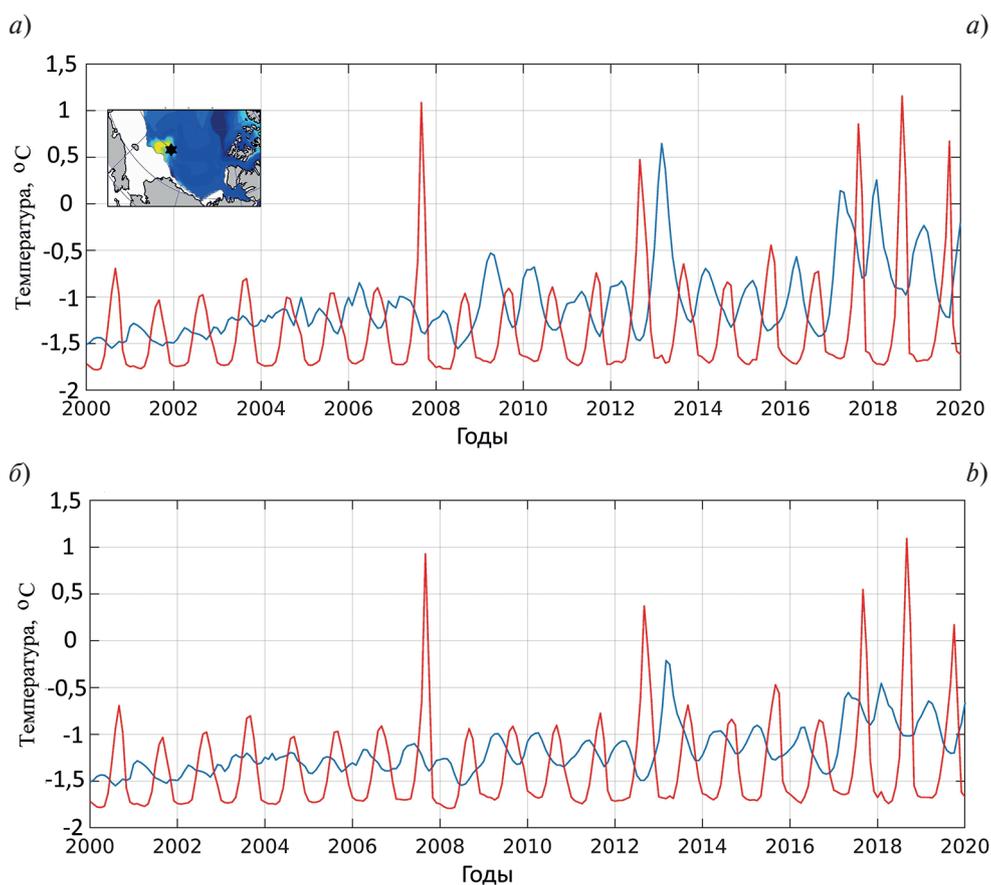


Рис. 5. Изменение температуры на поверхности (красная линия) и на глубине 100 м (синяя линия) в точке, обозначенной черной звездочкой на вставке: *a* — в эксперименте BS-21; *б* — в эксперименте BS-20

Fig. 5. Change in surface temperature (red line) and temperature in 100 m (blue line) at the point indicated by a black asterisk on the inset: *a* — in the BS-21 experiment, *b* — in the BS-20 experiment

часть. На графиках выделяются максимальные значения в поверхностном слое летом 2007 и 2012 г., что соответствует зарегистрированным на основе данных наблюдений минимальным значениям площади ледового покрова Северного Ледовитого океана. Изменение температуры в придонном слое подтверждает сделанное выше заключение о переносе тепла в осенне-зимний период из прилежащих регионов. В послед-

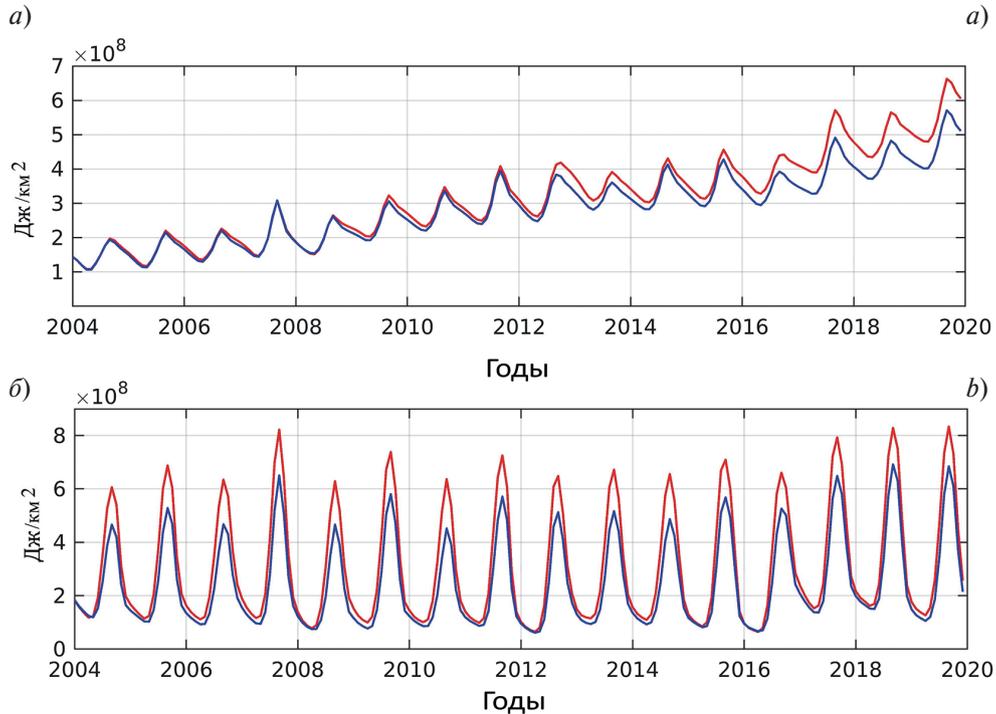


Рис. 6. Изменение среднего теплосодержания (Дж/км²) в верхнем 150 м слое в море Бофорта (а) и Чукотском море (б) по результатам экспериментов BS-20, BS-21. Красная линия соответствует результатам эксперимента BS-21, синяя линия — BS-20

Fig. 6. Average heat content change (J/km²) in the upper 150m layer in the Beaufort Sea (a) and the Chukchi Sea (b) based on the results of experiments BS-20, BS-21. The red line corresponds to the results of the BS-21 experiment, the blue line — BS-20

ние годы расчета представленное распределение показывает увеличение амплитуды сезонных колебаний температуры поверхностного слоя и значительное повышение температуры на глубине 100 м.

Для анализа вклада тихоокеанских вод в повышение температуры в промежуточном слое глубоководной части Чукотского моря и моря Бофорта мы провели сравнение результатов BS-21 с результатами численного эксперимента BS-20, где в Беринговом проливе использовались значения из ранее рекомендованной климатологии, приемлемой до 2003 г. [31]. Сезонный ход и межгодовая изменчивость температуры в выделенной ранее точке представлена на рис. 5, б. Сравнение графиков для двух экспериментов показывает, что в эксперименте BS-21 с учетом новой климатологии значения температуры больше, чем в эксперименте BS-20. Более того, по сравнению с изменениями, произошедшими в поверхностном слое, изменение температуры в выделенной точке на глубине 100 м более чувствительно к изменению гидрологических характеристик в Беринговом проливе.

Оценка изменения теплосодержания вод на единицу площади в морях Бофорта и Чукотском за моделируемый период проводилась на основе вертикального интегрирования по глубине в верхнем 150-метровом слое отклонения потенциальной температуры от температуры замерзания

$$Q = \int_0^{\min(h(x,y),150)} \rho c_p (T - T_{ref}) dz. \quad (1)$$

Здесь $c_p = 3996$ Дж/(кг К) — удельная теплоемкость морской воды, $\rho = 1025$ кг/м³ — средняя плотность морской воды, T — температура воды, T_{ref} — температура замерзания, определяемая с учетом солености морской воды. На рис. 6 представлен график изменения теплосодержания для экспериментов BS-20 и BS-21, показывающий, что в дополнение к поступлению тепла в океан за счет летнего нагрева и сокращения толщины и площади морского льда, влияние более интенсивного поступления тихоокеанских вод приводит к повышению теплосодержания в Чукотском море и море Бофорта.

Разница в теплосодержании увеличивается с течением времени, в 2004 г. составляет 10^7 Дж/км² и к 2019 г. достигает значения 10^8 Дж/км². В Чукотском море сезонные колебания теплосодержания

выражены сильнее и проявляются уже в первые годы расчета. По результатам эксперимента BS-21 в летний период получено увеличение теплосодержания на в среднем на $1,2 \cdot 10^8$ Дж/км² в Чукотском море по сравнению с экспериментом BS-20. Близкое расположение к Берингову проливу способствует раннему таянию льда, более позднему замерзанию, в результате чего количество безледных дней увеличивается и происходит поглощение солнечной радиации, что в свою очередь еще больше увеличивает теплосодержание в летний период. В зимний период теплосодержание резко падает, отсутствует тренд в накоплении тепла, характерный для моря Бофорта. В последние три года расчета заметно повышение как летних, так и зимних значений.

3.2. Анализ потока тепла, поступающего в Берингов пролив в численных экспериментах

Значения температуры и расхода вод, используемые в численных экспериментах, позволяют определить поступающий через Берингов пролив поток тепла F_B .

$$F_B = \rho \cdot c_p \cdot v_T \cdot (T - T_{ref}). \quad (2)$$

В дополнение к обозначениям для формулы (1) здесь используется обозначение v_T (м³/с) расхода воды через пролив. На рис. 7 представлены графики изменчивости по времени ежемесячных значений потока тепла в период 2016–2019 гг. для трех экспериментов. Осреднение по времени за 4 года показало, что в данных, используемых для эксперимента BS-21, поток тепла поступает в среднем больше на $1,7 \cdot 10^{20}$ Дж/год, чем в эксперименте BS-20 (рис. 7).

Аналогичный расчет показывает, что для эксперимента BS-obs, в среднем, увеличение потока тепла через Берингов пролив составит $1,257 \cdot 10^{20}$ Дж/год по сравнению с BS-21 (рис. 7). Для оценки возможного влияния поступившего за год тепла на ледовый покров рассмотрим соотношение

$$Q = \rho_{ice} \cdot S \cdot h \cdot c, \quad (3)$$

где $Q = 1,25 \cdot 10^{20}$ Дж, $\rho_{ice} = 918$ кг/м³ — плотность морского льда, $c = 332$ кДж/кг — удельная теплота плавления льда, S — площадь ледового покрытия, h — толщина льда. Предполагая толщину льда равной одному метру, мы получим площадь ледового покрова $S = 4,1 \cdot 10^5$ км². Для сравнения, в 1996 г. ледовое покрытие в Арктике составляло $\sim 8 \cdot 10^6$ км², а в аномально теплый 2012 год — $\sim 3 \cdot 10^6$ км² [34]. Следовательно, дополнительное тепло, поступившее в Северный Ледовитый океан через Берингов пролив в период 2016–2019 гг., потенциально способно растопить ледовый покров толщиной 1 м, соизмеримый с 1/7 частью его площади в Северном Ледовитом океане в границах 2012 года.

3.3. Влияние изменений в Беринговом проливе на ледовый покров.

Сравнение результатов экспериментов BS-20 и BS-21

Изменение теплосодержания вод не могло не отразиться на состоянии ледового покрова рассматриваемого региона. Результаты численного моделирования отражают тенденцию к снижению среднегодового объ-

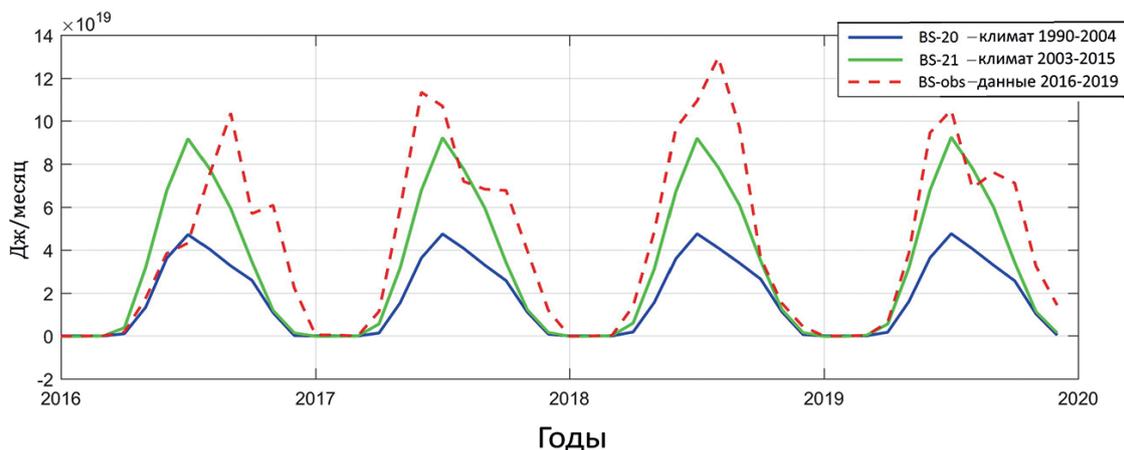


Рис. 7. Изменение по времени потока тепла, поступающего через Берингов пролив, в экспериментах BS-20, BS-21, BS-obs

Fig. 7. Change in heat flux entering through the Bering Strait in the BS-20, BS-21, and BS-obs experiments

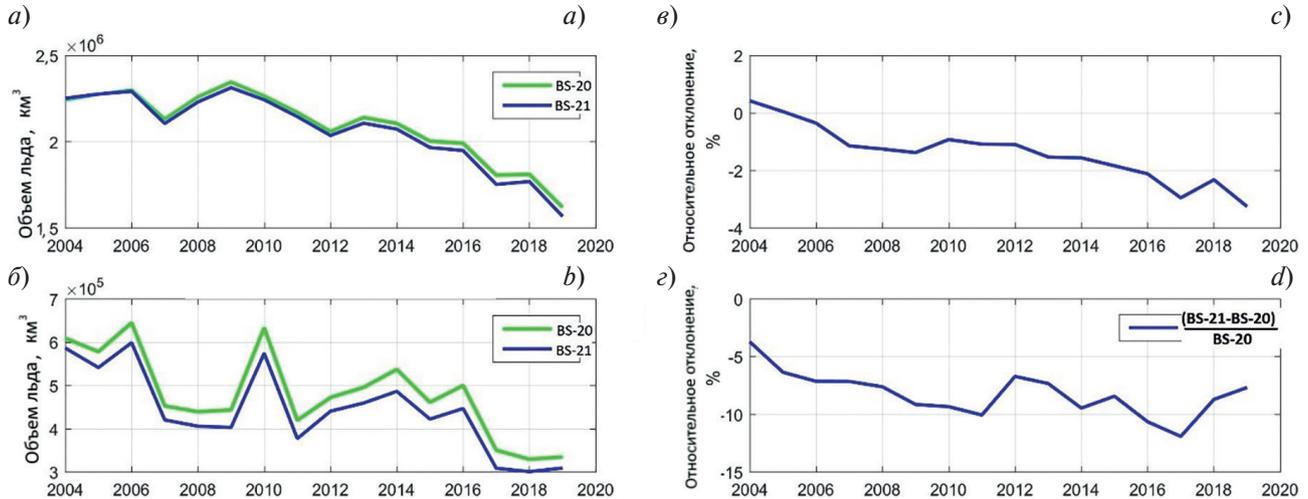


Рис. 8. Среднегодовой объем льда для результатов экспериментов BS-20, BS-21: *a* — в море Бофорта; *b* — в Чукотском море; относительное отклонение объема льда для BS-21 от BS-20 $\frac{V_{BS-21} - V_{BS-20}}{V_{BS-20}}$: *в* — в море Бофорта; *г* — в Чукотском море

Fig. 8. Annual ice volume for the results of experiments BS-20, BS-21: *a* — in the Beaufort Sea; *b* — and the Chukchi Sea; deviation of ice volume for BS-21 from BS-20 $\frac{V_{BS-21} - V_{BS-20}}{V_{BS-20}}$: *c* — in the Beaufort Sea; *d* — in the Chukchi Sea

ема морского льда для моря Бофорта и для Чукотского моря на протяжении всего периода 2004–2019 гг. в результатах обоих экспериментов BS-20 и BS-21 (рис. 8). Небольшое сокращение объема льда получено в BS-21 по сравнению с BS-20. Относительная разница в значениях объема льда для BS-21 к BS-20 составляет для моря Бофорта до 4%. В Чукотском море различия более заметны, и эта величина и достигает 12% для 2017 г.

Различия в положении кромки льда, определяемой по 25% концентрации льда для BS-20 и BS-21 показаны на рис. 9 для пяти месяцев 2019 г. Представленные поля показывают, меньшую площадь ледового покрова для BS-21. Основные изменения происходят в Чукотском море и в той части моря Бофорта которая граничит с Чукотским морем. Воды Берингова пролива именно здесь имеют большее влияние на ледовый покров. Следует заметить, что несмотря на полученный отклик в состоянии ледового покрова в эксперименте BS-21, в результатах модельных полей не получилось запаздывание в формировании ледового покрова в Беринговом проливе и прилегающей акватории Чукотского моря, известное из данных наблюдений [34].

3.4. Граничные условия в Беринговом проливе в 2016–2019 гг. Эксперимент BS-obs

Предыдущие эксперименты использовали среднемесячные климатические значения океанических характеристик на Беринговом проливе. Выше было получено, что дополнительный поток тепла, рассчитанный на основе разности климатических условий и среднемесячных значений 2016–2019 гг., способен растопить довольно значительный объем льда. Очевидно, что не все поступившее тепло будет реализовано на таяние льда. Целью численного эксперимента BS-obs было исследование чувствительности модельных полей к поступлению через Берингов пролив в течение нескольких лет аномально теплых вод, учитываемых в модели в виде значений океанологических характеристик, полученных на основе данных наблюдений [19, 32].

В данных измерений 2016–2019 гг. [19, 32] температура поступающих вод, в основном, выше, чем в климатических данных, используемых в BS-20 и BS-21 (рис. 1). Исключение составляет 2016 г.: температура в Беринговом проливе с мая по сентябрь была ниже климатических значений, и только к ноябрю-декабрю стала превышать их, превышение составило 4–5 °C. В течение 2017–2019 гг. тенденция к превышению климатических значений температуры сохранилась. Сравнение результатов численных экспериментов BS-21 и BS-obs для Чукотского моря показало, что изменение в среднегодовом объеме льда для BS-obs и BS-21 менее выражено, чем при сравнении BS-21 с BS-20, и не превышает 5%. В отдельные периоды разница

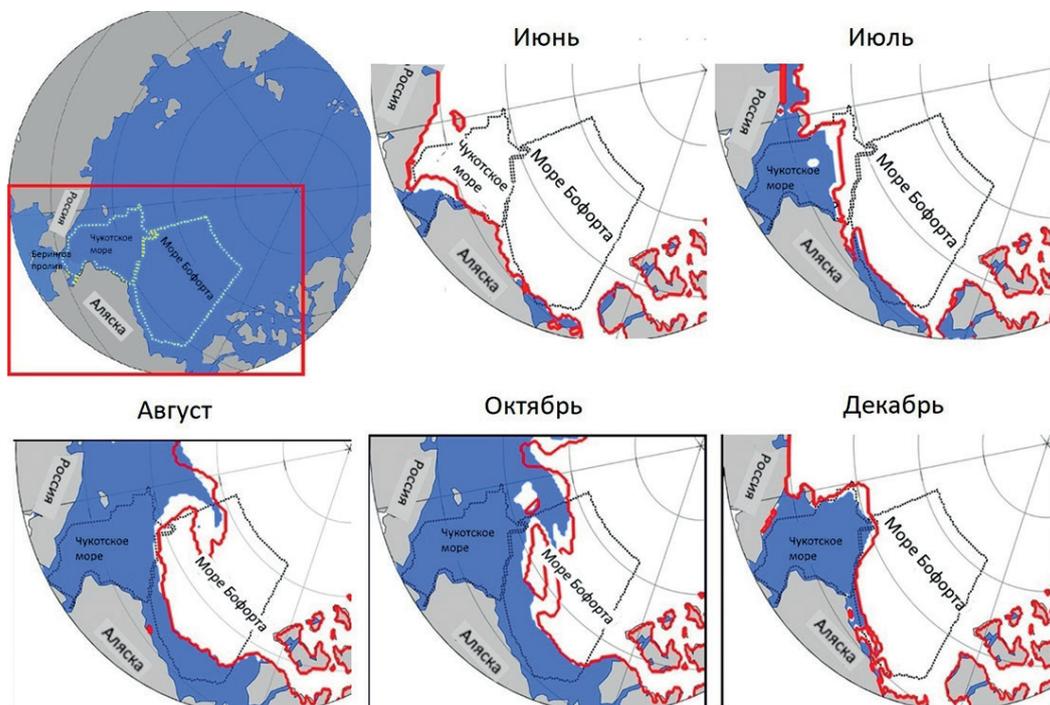


Рис. 9. Распределение ледового покрова для нескольких месяцев 2019 г для экспериментов BS-20, BS-21. Белым цветом показано распределение ледового покрова для результатов экспериментов BS-20. Красная линия показывает границу ледового покрова для результатов эксперимента BS-21

Fig. 9. Ice cover for several months of 2019 obtained from the BS-20 and BS-21 experiments. The distribution of ice cover for the results of the BS-20 experiment is shown in white. The red line shows the ice cover boundary for the results of the BS-21 experiment

возрастает, так в декабре 2016 разница составляет 10 %, в декабре 2017—20 %, в декабре 2018—10 %, в декабре 2019—12 %. Разница в теплосодержании морей по результатам эксперимента BS-obs составляет около 1 % по сравнению с экспериментом BS-21.

Сравнение пространственного распределения полученных полей концентрации льда, представленное на рис. 10, показывает, что в декабре 2017 в эксперименте BS-obs область Берингова пролива и мелководная часть Чукотского моря оставались свободными ото льда. Это отличает полученное распределение от эксперимента BS-21 и больше соответствует данным наблюдений [34].

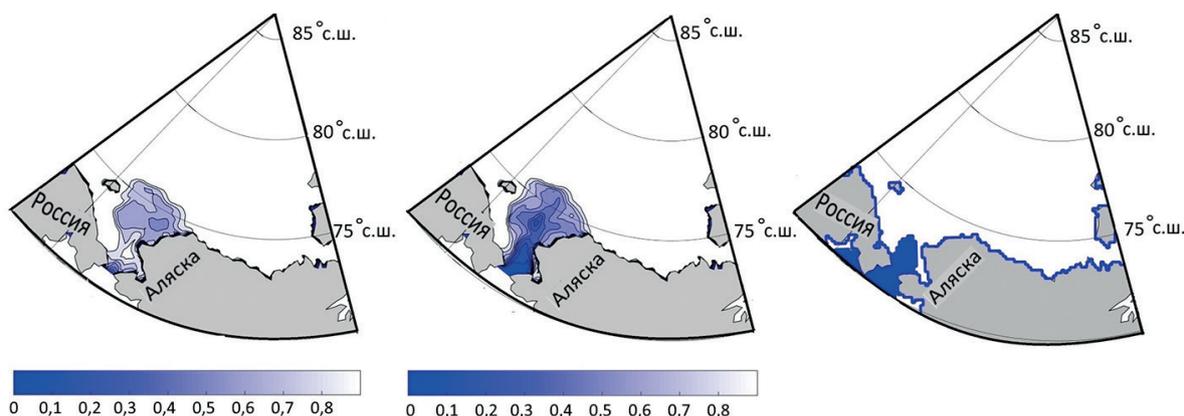


Рис. 10. Концентрация ледового покрова для декабря 2017 г., полученная по результатам экспериментов BS-21 (слева), BS-obs (центр). Линия границы льда для декабря 2017 г., построенная по данным спутниковых наблюдений NSIDC [34] (справа)

Fig. 10. Ice cover concentration for December 2017 obtained from the experiments BS-21 (left), BS-obs (center). Ice boundary for December 2017 according to NSIDC satellite observations [34] (right)

4. Обсуждение

Наши предыдущие исследования анализируют изменчивость циркуляции водных масс, термохалинной структуры вод и ледового покрова Северного Ледовитого океана как реакцию на изменение состояния атмосферы на основе численного моделирования. В работах [30, 35, 36] исследовалась изменчивость траектории поступающих в Северный Ледовитый океан атлантических и тихоокеанских вод, вызванная вариациями атмосферной динамики, было показано влияние тихоокеанских и атлантических вод на распределение и толщину арктического льда. В настоящем исследовании акцент делается на анализе чувствительности численной модели к увеличению потока и температуры тихоокеанских вод, поступающих на шельф Чукотского моря, известных из анализа данных наблюдений [31, 18, 32, 19].

Два численных эксперимента, проведенные с использованием климатических данных на Беринговом проливе, характерных для 1990–2004 гг. и 2003–2015 гг., моделируют сезонную и межгодовую изменчивость океанических и ледовых полей. Результаты моделирования показывают, что система поверхностных течений способствует переносу теплых тихоокеанских вод через шельф Чукотского моря в северном направлении и на шельф моря Бофорта. Перенос тепла на материковый склон происходит в осенне-зимний период вдоль подводных каньонов из прилежащих регионов и воспроизводится в рамках сеточного разрешения модели и используемых параметризаций, в частности параметризации склоновой конвекции. Этот перенос согласуется с работой [10], из которой следует, что антициклонический круговорот моря Бофорта и генерация мезомасштабных вихрей в районах подводных каньонов ослабляют циклоническое пограничное течение и способствуют перемещению тихоокеанских вод во внутренний галоклин Канадского бассейна. В последние годы расчета в точках, находящихся границе шельфовой и глубоководной областей, происходит увеличение амплитуды сезонных колебаний температуры поверхностного слоя и значительное повышение температуры на глубине 100 м. Этот процесс характерен для обоих экспериментов, однако на глубине 100 м отчетливо выражены последствия повышения температуры вод на Беринговом проливе.

В работе [20] увеличение теплосодержания в море Бофорта авторы связывают с аномальным солнечным прогревом поверхностных вод на севере Чукотского моря за счет исчезновения ледового покрова. Наши результаты согласуются с этим исследованием. Изменения теплосодержания Чукотского моря в численных экспериментах показывают значительные сезонные вариации с амплитудой в среднем $4 \cdot 10^8$ Дж/км² в эксперименте с граничными данными 1990–2004 гг. и $5,2 \cdot 10^8$ Дж/км² в эксперименте с граничными данными 2003–2015 гг. Чувствительность теплосодержания вод к повышению поступающего потока тепла на Беринговом проливе проявляется в первые годы расчета и наиболее выражена в летний сезон. В последние три года расчета численная модель показывает повышение как летних, так и зимних значений. В отличие от Чукотского моря, изменение теплосодержания верхнего слоя 150-метрового слоя моря Бофорта показывает общий тренд на повышение, начиная с 2007 г. Последствия повышения потока тепла на Беринговом проливе проявляются постепенно с явно выраженным накопительным эффектом как в летний, так и зимний сезон. Разность в значениях теплосодержания к 2019 г. достигает значения 10^8 Дж/км².

Общий характер изменения теплосодержания вод и объема льда в исследуемой области в двух экспериментах с климатическими данными на Беринговом проливе показывает, что происходящие изменения вызваны процессами в состоянии атмосферы арктического региона. Тем не менее, в результате работы показано, что тихоокеанские воды, поступающие в Арктический бассейн через Берингов пролив, и в 2003–2015 гг. увеличившие свою температуру и расход по сравнению с периодом 1990–2004 гг., способствуют увеличению теплосодержания верхнего слоя, а также сокращению площади льда в море Бофорта и Чукотском море. Основные изменения в концентрации льда происходят в Чукотском море и в той части моря Бофорта которая граничит с Чукотским морем. Воды Берингова пролива именно здесь имеют большее влияние на ледовый покров. Влияние изменения характеристик тихоокеанских вод на таяние морского льда в Чукотском море подтверждается в работах [15–17] на основе анализа данных наблюдений.

В летний период 2016–2019 гг. северо-восточная часть Тихого океана характеризовалась экстремально теплым состоянием океана, что привело к образованию дополнительного потока тепла, поступающего в Северный Ледовитый океан через Берингов пролив и превышающего климатические значения, в среднем на $1,25 \cdot 10^{20}$ Дж/год. Потенциально такой поток тепла способен растопить ледовый покров толщиной 1 м, соизмеримый с 1/7 частью его площади в Северном Ледовитом океане в границах 2012 г. По оценкам, основанным на анализе данных наблюдений [19], среднегодовой поток тепла через Берингов пролив составляет $3–6 \cdot 10^{20}$ Дж/год, что оказывается сопоставимым с потоком солнечной радиации в Чукотском море и способно растопить $1–6 \cdot 10^{20}$ км² льда толщиной 1 м.

В нашем численном эксперименте, проведенном с этими граничными данными, поступление дополнительного потока тепла привело к более позднему образованию льда в декабре и сокращению декабрьского объёма ледового покрова в Чукотском море.

Недостатком проводимых исследований является относительно грубое разрешение численной сетки, не позволяющей воспроизводить мезомасштабные вихри. Радиус деформации Россби в Арктике меняется в зависимости от региона и достигает максимального значения 15 км в центральной части Канадского бассейна [37]. На материковом склоне Чукотского моря он меняется от 5 до 8 км. Это означает, что для полноценного численного моделирования процессов необходимо использовать более мелкое сеточное разрешение. Например, в работе [12] показано, что мезомасштабные вихри на материковом склоне Чукотского моря формируются на численной сетке 2,5 км. Предполагается, что на более мелкой сетке реакция модели на изменение условий в Беринговом проливе будет больше, и усилится влияние на лед за счет более интенсивных течений и переноса тепла на более дальние расстояния.

5. Заключение

На основе численного моделирования с использованием региональной модели океана и морского льда SibCIOM исследовались климатические изменения в Чукотском море и море Бофорта. Численные эксперименты проводились для периода 2000–2019 гг. с использованием данных реанализа NCEP/NCAR, определяющих потоки на поверхности океана и морского льда, и граничных условий, задающих значения температуры, солёности и расхода тихоокеанских вод, поступающих в СЛО через Берингов пролив. Влияние изменений характеристик тихоокеанских вод на состояние ледового покрова и теплосодержание морей исследовалось на основе сравнения результатов трех численных экспериментов.

Для их проведения на Беринговом проливе задавались следующие значения температуры, солёности и расхода вод [31, 18, 19, 32]: а) среднемесячные климатические данные, осредненные за период 1990–2004 гг.; б) среднемесячные климатические данные, осредненные за период 2004–2015 гг.; в) среднемесячные данные измерений в период 2016–2019 гг. Климатические данные для Берингова пролива 2003–2015 гг. отличаются от климатических данных 1990–2004 гг. повышенными значениями расхода вод и их температуры.

По результатам численных экспериментов мы показали общую тенденцию на увеличение теплосодержания вод и сокращения объема льда в море Бофорта и Чукотском море в период с 2003–2019 гг. В первую очередь это связано с состоянием атмосферы в арктическом регионе, но наши результаты также показывают, что повышение температуры и расхода тихоокеанских вод, начавшееся после 2003 г., привело к дополнительному увеличению теплосодержания вод обоих морей, сокращению площади льда и задержке сроков его формирования в зимний период.

6. Финансирование

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 20-05-00536. Развитие численной модели океана и морского льда осуществляется в рамках государственного задания ИВМиМГ СО РАН № 0251-2021-0003. Для проведения расчетов использовались вычислительные ресурсы Центра коллективного пользования «Сибирский суперкомпьютерный центр» СО РАН.

Литература

1. Никифоров Е.Г., Шнайхер А.О. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 270 с.
2. Штокман В.Б. Влияние ветра на течения в Беринговом проливе, причины их больших скоростей и преобладающего его северного направления. Критический обзор современных представлений о течениях в Беринговом проливе и об их причинах // Труды ИО АН СССР. 1957. Т. XXV. С. 171–197.
3. Gudkovich Z.M. On the nature of the Pacific current in Bering Strait and the causes of its seasonal variations // Deep Sea Research. 1962. Vol. 9. P. 507–510.
4. Coachman L.K., Aagaard K. On the water exchange through Bering Strait // Limnology and Oceanography. 1966. № 11. P. 44–59.
5. 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 // Journal of Geophysical Research. 2006. 111. C11010. doi:10.1029/2005JC003424

Исследование климатических изменений в Чукотском море и море Бофорта на основе численного моделирования
Recent climatic change research in the Chukchi and Beaufort Seas based on numerical simulation

6. *Coachman L.K., Aagaard K., Tripp R.B.* Bering Strait: The regional physical oceanography / Seattle, WA: University of Washington Press, 1975. 172 p.
7. *Steele M., Morison J., Ermold W., Rigor I., Ortmeier M., Shimada K.* Circulation of summer Pacific halocline water in the Arctic Ocean // *Journal of Geophysical Research*. 2004. 109, C02027. doi:10.1029/2003JC002009
8. *Aagaard K., Coachman L., Carmack E.* On the halocline of the Arctic Ocean // *Deep-Sea Research Part I*. 1981. Vol. 28, N 6. P. 529–545. doi:10.1016/0198-0149(81)90115-1
9. *Woodgate R.A., Aagaard K., Weingartner T.J.* A year in the physical oceanography of the Chukchi Sea: Moored measurements from autumn 1990–1991 // *Deep-Sea Research Part II*. 2005. Vol. 52 (24–26). P. 3116–3149. doi:10.1016/j.dsr2.2005.10.016
10. *Pickart R.S., Weingartner J.T., Pratt L.J., Zimmermann S., Torres D.J.* Flow of winter-transformed Pacific water into the Western Arctic // *Deep-Sea Research*. 2005. Vol. 52. P. 3175–3198. doi:10.1016/J.DSR2.2005.10.009
11. *Spall M.A., Pickart R.S., Fratantoni P., Plueddemann A.* Western Arctic shelfbreak eddies: Formation and transport // *Journal of Physical Oceanography*. 2008. 38. P. 1644–1668. doi:10.1175/2007JPO3829.1
12. *Watanabe E., Hasumi H.* Pacific Water transport in the western Arctic Ocean simulated by an eddy-resolving coupled sea ice–ocean model // *Journal of Physical Oceanography*. 2009. Vol. 39. P. 2194–2211. doi:10.1175/2009JPO4010.1
13. *Timmermans M.-L., Proshutinsky A., Golubeva E., Jackson J., Krishfield R., McCall M., Platov G., Toole J., Williams W.* Mechanisms of Pacific Summer Water variability in the Arctic’s Central Canada Basin // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2014. Vol. 119, N 111. P. 7523–7548. doi:10.1002/2014JC010273
14. *MacKinnon J.A., Simmons H.L., Hargrove J.* et al. A warm jet in a cold ocean // *Nature Communications*. 2021. Vol. 12. 2418. doi:10.1038/s41467-021-22505-5
15. *Spall M.A.* Circulation and water mass transformation in a model of the Chukchi Sea // *Journal of Geophysical Research*. 2007. Vol. 112. C05025. doi:10.1029/2005jc003364
16. *Woodgate R., Stafford K., Prah F.* A Synthesis of Year-Round Interdisciplinary Mooring Measurements in the Bering Strait (1990–2014) and the RUSALCA Years (2004–2011) // *Oceanography*. 2015. Vol. 28. P. 46–67. doi:10.5670/oceanog.2015.57
17. *Serreze M.C., Crawford A.D., Stroeve J., Barrett A.P., Woodgate R.A.* Variability, trends, and predictability of seasonal sea ice retreat and advance in the Chukchi Sea // *Journal of Geophysical Research: Ocean*. 2016. Vol. 121, N 10. P. 7308–7325. doi:10.1002/2016jc011977
18. *Woodgate R.* Increases in the Pacific inflow to the Arctic from 1990 to 2015, and insights into seasonal trends and driving mechanisms from year-round Bering Strait mooring data // *Progress in Oceanography*. 2017. Vol. 160. P. 124–154. doi:10.1016/j.pocean.2017.12.007
19. *Woodgate R., Peralta Ferriz C.* Warming and Freshening of the Pacific Inflow to the Arctic from 1990–2019 Implying Dramatic Shoaling in Pacific Winter Water Ventilation of the Arctic Water Column // *Geophysical Research Letters*. 2021. Vol. 48, N 9. e2021GL092528. doi:10.1029/2021GL092528
20. *Timmermans M.-L., Toole J., Krishfield R.* Warming of the interior Arctic Ocean linked to sea ice losses at the basin margins // *Science Advances*. 2018. Vol. 4, N 8. doi:10.1126/sciadv.aat6773
21. *Golubeva E., Platov G.* On improving the simulation of Atlantic Water circulation in the Arctic Ocean // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2007. Vol. 112, N C4. doi:10.1029/2006JC003734
22. *Голубева Е.Н.* Численное моделирование динамики Атлантических вод в Арктическом бассейне с использованием схемы QUICKEST // *Вычислительные технологии*. 2008. Т. 13, № 5. С. 11–24.
23. *Leonard B.P.* A stable and accurate convective modeling procedure based on quadratic upstream interpolation // *Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering*. 1979. V. 19. P. 59–98.
24. *Leonard B.P., Lock A.P., MacVean M.K.* Conservative explicit unrestricted-timestep multidimensional constancy-preserving advection schemes // *Monthly Weather Review*. 1996. Vol. 124. P. 2588–2606. doi:10.1175/1520-0493(1996)124<2588: CEUTSM>2.0.CO;2
25. *Голубева Е.Н., Иванов Ю.А., Кузин В.И., Платов Г.А.* Численное моделирование циркуляции Мирового океана с учетом верхнего квазиоднородного слоя. // *Океанология*. 1992. Т. 32, № 3. С. 395–405.
26. *Платов Г.А.* Численное моделирование формирования глубинных вод Северного Ледовитого океана. Часть II: Результаты региональных и глобальных расчетов // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*. 2011. Т. 47, № 3. С. 409–425.
27. *Hunke E.C., Dukowicz J.K.* An elastic-viscous-plastic model for ice dynamics // *Journal of Physical Oceanography*. 1997. Vol. 27. P. 1849–1867. doi:10.1175/1520-0485(1997)027<1849: AEVPMF>2.0.CO;2
28. *Murray R.J.* Explicit generation of orthogonal grids for ocean models // *Journal of Computational Physics*. 1996. Vol. 126. P. 251–273.
29. *Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J.* et al. The NCEP/NCAR40-Year Reanalysis Project // *Bulletin of the American Meteorological Society*. 1996. Vol. 77. P. 437–471. 2.0.CO;2., NCEP/NCAR Global Reanalysis Products, 1948–continuing, Research Data Archive URL: <https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html> (дата обращения: 18.03.2022).

30. Голубева Е.Н., Платов Г.А., Якшина Д.Ф. Численное моделирование современного состояния вод и морского льда Северного Ледовитого океана // Лёд и Снег. 2015. № 2 (130). С. 81–92. doi:10.15356/2076-6734-2015-2-81-92
31. Woodgate R., Aagaard K. Monthly temperature, salinity, and transport variability of the Bering Strait through flow // Geophysical Research Letters. 2005. Vol. 32, N4. doi:10.1029/2004GL021880
32. Reynolds R.W., Smith T.M., Liu C., Chelton D.B., Casey K.S., Schlax M.G. Daily High-Resolution Blended Analyses for Sea Surface Temperature // Journal of Climate. 2007. Vol. 20. P. 5473–5496. NOAA high resolution SST data are provided by NOAA/OAR/ESRL PSD (Boulder, CO, USA) from their website URL: <https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.noaa.oisst.v2.highres.html> (дата обращения: 18.03.2022).
33. Carvalho K.S., Smith T.E., Wang S. Bering Sea marine heatwaves: Patterns, trends and connections with the Arctic // Journal of Hydrology. 2021. Vol. 600. 126462. doi:10.1016/j.jhydrol.2021.126462
34. National Snow and Ice Data Center. URL: <https://nsidc.org> (дата обращения: 18.03.2022).
35. Голубева Е.Н., Платов Г.А. Численное моделирование отклика Арктической системы океан-лед на вариации атмосферной циркуляции 1948–2007 гг. // Известия РАН, Физика атмосферы и океана. 2009. Т. 45, № 1. С. 145–160.
36. Aksenov Y., Karcher M., Proshutinsky A., Gerdes R., de Cuevas B., Golubeva E., Kauker F., Nguyen A.T., Platov G.A., Wadley M. et al. Arctic pathways of Pacific Water: Arctic Ocean Model Intercomparison experiments. // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2016. Vol. 121. P. 27–59. doi:10.1002/2015JC011299
37. Nurser A.J.G., Bacon S. The Rossby radius in the Arctic Ocean // Ocean Science. 2014. Vol. 10. P. 967–975. doi:10.5194/os-10-967-2014

References

1. Nikiforov E.G., Shpaikher A.O. Regularities of formation of large-scale oscillations of hydrological regime of the Arctic Ocean. Leningrad, *Gidrometeoizdat*, 1980. 270 p. (in Russian).
2. Shtokman V.B. Influence of wind on the currents in the Bering Strait, the reasons for their high speeds and its prevailing northern direction. Critical review of modern ideas about currents in the Bering Strait and their causes. *Trudy IOAN USSR*. 1957, XXV, 171–197 (in Russian).
3. Gudkovich Z.M. On the nature of the Pacific current in Bering Strait and the causes of its seasonal variations. *Deep Sea Research*. 1962, 9, 507–510.
4. Coachman L.K., Aagaard K. On the water exchange through Bering Strait. *Limnology and Oceanography*. 1966, 11, 44–59.
5. 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. *Journal of Geophysical Research*. 2006, 111, C11010. doi:10.1029/2005JC003424
6. Coachman L.K., Aagaard K., Tripp R.B. Bering Strait: The regional physical oceanography / Seattle, WA: University of Washington Press, 1975. 172 p.
7. Steele M., Morison J., Ermold W., Rigor I., Ormeyer M. Circulation of summer Pacific halocline water in the Arctic Ocean. *Journal of Geophysical Research*. 2004, 109, C02027. doi:10.1029/2003JC002009
8. Aagaard K., Coachman L., Carmack E. On the halocline of the Arctic Ocean. *Deep-Sea Research Part I*. 1981, 28, 529–545. doi:10.1016/0198-0149(81)90115-1
9. Woodgate R.A., Aagaard K., Weingartner T.J. A year in the physical oceanography of the Chukchi Sea: Moored measurements from autumn 1990–1991. *Deep-Sea Research Part II*. 2005, 52 (24–26), 3116–3149. doi:10.1016/j.dsr2.2005.10.016
10. Pickart R.S., Weingartner J.T., Pratt L.J., Zimmermann S., Torres D.J. Flow of winter-transformed Pacific water into the Western Arctic. *Deep-Sea Research*. 2005, 52, 3175–3198. doi:10.1016/J.DSR2.2005.10.009
11. Spall M.A., Pickart R.S., Fratantoni P., Plueddemann A. Western Arctic shelfbreak eddies: Formation and transport. *Journal of Physical Oceanography*. 2008, 38, 1644–1668. doi:10.1175/2007JPO3829.1
12. Watanabe E., Hasumi H. Pacific Water transport in the western Arctic Ocean simulated by an eddy-resolving coupled sea ice–ocean model. *Journal of Physical Oceanography*. 2009, 39, 2194–2211. doi:10.1175/2009JPO4010.1
13. Timmermans M.-L., Proshutinsky A., Golubeva E., Jackson J., Krishfield R., McCall M., Platov G., Toole J., Williams W. Mechanisms of Pacific Summer Water variability in the Arctic’s Central Canada Basin. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2014, 119, 111, 7523–7548. doi:10.1002/2014JC010273
14. MacKinnon J.A., Simmons H.L., Hargrove J. et al. A warm jet in a cold ocean. *Nature Communications*. 2021, 12, 2418. doi:10.1038/s41467-021-22505-5
15. Spall M.A. Circulation and water mass transformation in a model of the Chukchi Sea. *Journal of Geophysical Research*. 2007, 112, C05025. doi:10.1029/2005jc003364
16. Woodgate R., Stafford K., Prah F. A Synthesis of Year-Round Interdisciplinary Mooring Measurements in the Bering Strait (1990–2014) and the RUSALCA Years (2004–2011). *Oceanography*. 2015, 28, 46–67. doi:10.5670/oceanog.2015.57

Исследование климатических изменений в Чукотском море и море Бофорта на основе численного моделирования
Recent climatic change research in the Chukchi and Beaufort Seas based on numerical simulation

17. Serreze M.C., Crawford A.D., Stroeve J., Barrett A.P., Woodgate R.A. Variability, trends, and predictability of seasonal sea ice retreat and advance in the Chukchi Sea. *Journal of Geophysical Research: Ocean*. 2016, 121, 10, 7308–7325. doi:10.1002/2016jc011977
18. Woodgate R. Increases in the Pacific inflow to the Arctic from 1990 to 2015, and insights into seasonal trends and driving mechanisms from year-round Bering Strait mooring data. *Progress in Oceanography*. 2017, 160, 124–154. doi:10.1016/j.pocean.2017.12.007
19. Woodgate R., Peralta Ferriz C. Warming and Freshening of the Pacific Inflow to the Arctic From 1990–2019 Implying Dramatic Shoaling in Pacific Winter Water Ventilation of the Arctic Water Column. *Geophysical Research Letters*. 2021, 48, 9, e2021GL092528. doi:10.1029/2021GL092528
20. Timmermans M–L., Toole J., Krishfield R. Warming of the interior Arctic Ocean linked to sea ice losses at the basin margins. *Science Advances*. 2018, 4, 8. doi:10.1126/sciadv.aat6773
21. Golubeva E., Platov G. On improving the simulation of Atlantic Water circulation in the Arctic Ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2007, 112, C4. doi:10.1029/2006JC003734
22. Golubeva E.N. Numerical modeling of the Atlantic Water circulation in the Arctic Ocean using QUICKEST scheme. *Vychislitel'nye Tekhnologii*. 2008, 13, 5, 11–24 (in Russian).
23. Leonard B.P. A stable and accurate convective modeling procedure based on quadratic upstream interpolation. *Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering*. 1979, 19, 59–98.
24. Leonard B.P., Lock A.P., MacVean M.K. Conservative explicit unrestricted-timestep multidimensional constancy-preserving advection schemes. *Monthly Weather Review*. 1996, 124, 2588–2606. doi:10.1175/1520-0493(1996)124<2588: CEUTSM>2.0.CO;2
25. Golubeva E.N., Ivanov Ju.A., Kuzin V.I., Platov G.A. Numerical modeling of the World Ocean circulation including upper ocean mixed layer. *Oceanology*. 1992, 32, 3, 395–405 (in Russian).
26. Platov G.A. Numerical modeling of the Arctic Ocean deepwater formation: Part II. Results of regional and global experiments. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2011, 47, 377–392. doi:10.1134/S0001433811020083
27. Hunke E.C., Dukowicz J.K. An elastic-viscous-plastic model for ice dynamics. // *Journal of Physical Oceanography*. 1997, 27, 1849–1867. doi:10.1175/1520-0485(1997)027<1849: AEPVPMF>2.0.CO;2
28. Murray R.J. Explicit generation of orthogonal grids for ocean models. *Journal of Computational Physics*. 1996, 126, 251–273.
29. Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J. et al. The NCEP/NCAR40-Year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*. 1996, 77, 437–471. 2.0.CO;2., NCEP/NCAR Global Reanalysis Products, 1948-continuing, Research Data Archive URL: <https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html> (Accessed: 18.03.2022).
30. Golubeva E.N., Platov G.A., Iakshina D.F. Numerical simulations of the current state of waters and sea ice in the Arctic Ocean. *Led i Sneg*. 2015, 2 (130), 81–92 (in Russian). doi:10.15356/2076-6734-2015-2-81-92
31. Woodgate R., Aagaard K. Monthly temperature, salinity, and transport variability of the Bering Strait through flow. *Geophysical Research Letters*. 2005, 32, 4. doi:10.1029/2004GL021880
32. Reynolds R.W., Smith T.M., Liu C., Chelton D.B., Casey K.S., Schlax M.G. Daily High-Resolution Blended Analyses for Sea Surface Temperature. *Journal of Climate*. 2007, 20, 5473–5496. NOAA high resolution SST data are provided by NOAA/OAR/ESRL PSD (Boulder, CO, USA) from their website URL: <https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.noaa.oisst.v2.highres.html> (Accessed: 18.03.2022).
33. Carvalho K.S., Smith T.E., Wang S. Bering Sea marine heatwaves: Patterns, trends and connections with the Arctic. *Journal of Hydrology*. 2021, 600, 126462. doi:10.1016/j.jhydrol.2021.126462
34. National Snow and Ice Data Center. URL: <https://nsidc.org> (Accessed: 18.03.2022).
35. Golubeva E.N., Platov G.A. Numerical modeling of the Arctic Ocean ice system response to variations in the atmospheric circulation from 1948 to 2007. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2009, 45, 1, 137–151. doi:10.1134/S0001433809010095
36. Aksenov Y., Karcher M., Proshutinsky A., Gerdes R., de Cuevas B., Golubeva E., Kauker F., Nguyen A.T., Platov G.A., Wadley M. et al. Arctic pathways of Pacific Water: Arctic Ocean Model Intercomparison experiments. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2016, 121, 27–59. doi:10.1002/2015JC011299
37. Nurser A.J.G., Bacon S. The Rossby radius in the Arctic Ocean. *Ocean Science*. 2014, 10, 967–975. doi:10.5194/os-10-967-2014