

© Авторы, 2026 г.
Контент доступен по лицензии Creative Commons Attribution
License 4.0 International (CC BY 4.0)



© The Authors, 2026.
Content is available under Creative Commons Attribution
License 4.0 International (CC BY 4.0)

УДК 551.326.7

<https://doi.org/10.30730/gtr.2026.10.3.309-329>
<https://www.elibrary.ru/tnzduu>

О внутрисезонных и межсезонных связях ледовых режимов Берингова и Чукотского морей

И. В. Шумилов¹, И. В. Никулина¹, Д. А. Ващенко², В. М. Пищальник¹, В. А. Романюк²

¹ Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия

² ФГБОУ ВО Сахалинский государственный университет, Южно-Сахалинск, Россия

Резюме. В работе исследована внутрисезонная и межсезонная согласованность ледовых режимов Берингова и Чукотского морей в период современных спутниковых наблюдений. Выявлена сезонная структура статистических связей между площадью ледяного покрова двух акваторий и оценена её сопряжённость с температурой приземного воздуха и температурой поверхности моря. Используются среднемесячные ряды площади ледяного покрова Sea Ice Index, Version 3 Национального центра данных по снегу и льду (NSIDC) за 1979/80–2023/24 гг., данные температуры воздуха на высоте 2 м из реанализа ERA5 за тот же период и данные OSTIA о температуре поверхности моря северо-восточного шельфа Берингова моря за 1982–2023 гг. Применены корреляционный анализ, сопоставление месячных и фазовых показателей с учётом временного смещения, анализ стандартизированных аномалий и частичная корреляция. Показано, что Берингово и Чукотское моря характеризуются устойчивой внутрисезонной согласованностью ледовых процессов, наиболее выраженной в переходные периоды ледового сезона. Установлена статистическая связь между ледовитостью Берингова моря на фазе разрушения ледяного покрова и ледообразованием в Чукотском море в начале следующего сезона. Температура поверхности моря северо-восточного шельфа Берингова моря объясняет часть этой зависимости, отражая роль предшествующего теплового состояния шельфовых вод. Выявлена сезонная асимметрия вклада температурного фактора: осенью и в начале зимы сопряжённость ледовых условий сильнее связана с температурой воздуха над Чукотским морем, а весной и летом – с температурой воздуха над Беринговым морем. Полученные результаты позволяют рассматривать весенне-летнюю ледовитость Берингова моря как потенциальный предиктор условий начального ледообразования в Чукотском море.

Ключевые слова: ледяной покров, ледовитость моря, Берингово море, Чукотское море, температура поверхности моря, температура приземного воздуха

On the intraseasonal and interseasonal relationships between the ice regimes of the Bering and Chukchi Seas

Ilya V. Shumilov¹, Irina V. Nikulina¹, Dmitry A. Vashchenko²,
Vladimir M. Pishchalnik¹, Valery A. Romanyuk²

¹ Institute of Marine Geology and Geophysics, FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

² Sakhalin State University, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

Abstract. The study examines the intraseasonal and interseasonal coherence of sea ice regimes in the Bering and Chukchi Seas during the modern satellite observation period. The seasonal structure of statistical relationships between sea ice extent in the two seas was identified, and its associations with near-surface air temperature and sea surface temperature were assessed. The analysis used monthly sea ice extent series from the Sea Ice Index, Version 3, provided by the National Snow and Ice Data Center (NSIDC) for the 1979/80–2023/24 period, as well as 2-m air temperature data from the ERA5 reanalysis for the same period, and OSTIA sea surface temperature data for the northeastern Bering Sea shelf for 1982–2023. The methods included correlation analysis, comparison of monthly and phase-averaged characteristics with time lags, analysis of standardized anomalies, and partial correlation analysis. The results show that the Bering and Chukchi Seas are characterized by a stable intraseasonal coherence of

sea ice processes, most pronounced during transitional periods of the ice season. A statistically significant relationship was identified between sea ice conditions in the Bering Sea during the ice decay phase and ice formation in the Chukchi Sea at the beginning of the following season. Sea surface temperature over the northeastern Bering Sea shelf explains part of this relationship, indicating the role of the preceding thermal state of the shelf waters. A seasonal asymmetry in the influence of temperature was revealed: in autumn and early winter, the sea ice coherence is more strongly associated with the air temperature over the Chukchi Sea, whereas in spring and summer it is more strongly associated with air temperature over the Bering Sea. The results suggest that spring–summer sea ice conditions in the Bering Sea may be considered a potential predictor of early-season ice formation in the Chukchi Sea.

Keywords: ice cover, sea ice extent, Bering Sea, Chukchi Sea, sea surface temperature, near-surface air temperature

Финансирование и благодарности

Исследование выполнялось и финансировалось в рамках государственного задания Института морской геологии и геофизики ДВО РАН (FWWM-2024-0002) и государственного задания Сахалинского государственного университета «Создание научных основ управления процессами поглощения и накопления углерода биоморфолитосистемами прибрежно-морских водноболотных угодий и прилегающих морских акваторий (FEFF-2024-0004)».

Для цитирования: Шумилов И.В., Никулина И.В., Ващенко Д.А., Пищальник В.М., Романюк В.А. О внутрисезонных и межсезонных связях ледовых режимов Берингова и Чукотского морей. *Геосистемы переходных зон*, 2026, т. 10, № 3, с. 309–329. <https://doi.org/10.30730/gtr.2026.10.3.309-329>; <https://www.elibrary.ru/tnzduu>

Funding and Acknowledgements

The study was carried out and financed within the framework of the state assignment of the Institute of Marine Geology and Geophysics of the Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences (FWWM-2024-0002) and the state assignment of Sakhalin State University “Creation of scientific foundations for managing the processes of carbon absorption and accumulation by biomorpholithosystems of coastal-marine wetlands and adjacent marine areas (FEFF-2024-0004)”.

For citation: Shumilov I.V., Nikulina I.V., Vashchenko D.A., Pishchalnik V.M., Romanyuk V.A. On the intraseasonal and interseasonal relationships between the ice regimes of the Bering and Chukchi Seas. *Geosistemy perehodnykh zon = Geosystems of Transition Zones*, 2026, vol. 10, No. 3, p. 309–329. (In Russ.). <https://doi.org/10.30730/gtr.2026.10.3.309-329>; <https://www.elibrary.ru/tnzduu>

Введение

Ледяной покров арктических и дальневосточных морей является важным элементом климатической системы Северного полушария и оказывает существенное влияние на теплообмен между океаном и атмосферой, циркуляцию воздушных масс и формирование региональных гидрометеорологических особенностей. Изменчивость ледовитости отражает совокупность процессов в системе «океан–лед–атмосфера» и может рассматриваться как интегральный индикатор изменений климатической системы на различных пространственно-временных масштабах [1]. Берингово и Чукотское моря занимают особое положение в этой системе. Расположенные на границе тихоокеанского и арктического бассейнов акватории этих морей находятся под влиянием как процессов северной части Тихого океана, так и циркуляционных особенностей Арктики [2–6].

В ряде работ показано, что изменчивость ледового режима Чукотского моря определяется термическими условиями ледообразования, а также динамическими факторами, включающими дрейф льда, ветровое воздействие и влияние штормовой активности [2, 7, 8]. Существенную роль в вариации сроков формирования и разрушения ледяного покрова играют особенности циркуляции вод и теплового режима шельфовых областей. Отдельное направление исследований связано с анализом пространственно-временной сопряженности ледовых условий арктического и тихоокеанского бассейнов. Ледовые процессы в морях Восточной Арктики характеризуются выраженной связанностью и отражают влияние крупномасштабных атмосферных и гидросферных процессов. Наличие статистических связей между ледовыми условиями различных морей может свидетельствовать о существовании общих климатических механизмов формирования ледового режима [9, 10].

В работах В.В. Плотникова, Н.М. Вакульской и В.И. Пустошновой (2012, 2014) проведён анализ пространственно-временной сопряженности эволюции ледовых условий Берингова моря с ледовыми условиями морей восточного сектора Арктики и северо-западной части Тихого океана. В результате показано, что между ледовыми процессами морей наблюдаются как положительные, так и отрицательные связи, при этом их направленность зависит от временного смещения. В целом для системы характерна противофазность ледовых условий Берингова моря относительно соседних акваторий, однако при временном сдвиге наблюдаются положительные связи. В частности, увеличение ледовитости Берингова моря сопровождается последующим ростом ледовитости в Чукотском море, тогда как положительные аномалии ледовитости в Чукотском море в летне-осенний период (июнь–ноябрь) приводят к снижению ледовитости в Беринговом море в зимне-весенний период (декабрь–май), что объясняет квазидвухлетнюю цикличность изменчивости ледовых процессов [9, 10].

Вместе с тем ряд вопросов, связанных с сезонной структурой статистических взаимосвязей ледовитости этих морей и особенностями их проявления в различные фазы ледового цикла, остаётся недостаточно изученным. Особый интерес представляет анализ согласованности ледовых процессов в Беринговом и Чукотском морях в межсезонные периоды, когда изменчивость ледовитости более выражена. При этом необходимо учитывать общую тенденцию сокращения ледовитости с 1980-х гг. по настоящее время. Исследование данных взаимосвязей имеет важное значение как для понимания механизмов формирования ледового режима в регионе, так и для разработки методов долгосрочного прогнозирования ледовых условий.

Цель настоящей работы – охарактеризовать внутрисезонную и межсезонную структуру статистических связей ледовитости Берингова и Чукотского морей и оценить её сопряжённость с температурой воздуха и поверхности моря в современный период климатических изменений.

Материалы и методы

При проведении исследования использовались данные площади ледяного покрова Sea Ice Index, Version 3 (SII) Национального центра данных по снегу и льду (National Snow and Ice Data Center, NSIDC; https://nsidc.org/data/seaice_index), основанные на спутниковых измерениях пассивной микроволновой радиометрии Nimbus-7 SMMR и DMSR SSM/I–SSMIS и представленные на полярной стереографической сетке NSIDC с пространственным разрешением 25 км. Данные SII имеют ограничения, связанные с особенностями пассивно-микроволновых измерений. При разрешении 25 км небольшие участки льда, включая узкие заливы и тонкий припай, могут не учитываться либо усредняться с окружающей открытой водой. Алгоритм NASA Team также чувствителен к наличию талой воды на поверхности льда и атмосферным помехам, что может влиять на оценку сплоченности и вычисленную площадь ледяного покрова [11].

В работе рассматривались ледовые сезоны 1979/80–2023/24 гг. (сентябрь–август), что обеспечивает 45 значений для помесечных сопоставлений. При анализе связи с первой половиной следующего ледового сезона использовались 44 последовательные межсезонные пары; ледовый сезон обозначался годом его начала. Исходный ряд SII начинается в ноябре 1978 г. Данные Nimbus-7 SMMR до 20 августа 1987 г. имеют двухсуточную дискретность, а последующие данные SSM/I–SSMIS – суточную [12]. Пропуск с 3 декабря 1987 г. по 13 января 1988 г. восстанавливался линейной интерполяцией. На основе суточных и двухсуточных рядов вычислялись среднемесячные значения площади льда. Кроме того, рассчитывались среднесезонные значения и средние площади льда для фаз развития, сезонного максимума и разрушения ледяного покрова. Обработка исходных данных и вычисление площади ледяного покрова выполнялись с помощью программного обеспечения «Ice Data Processing» [13].

Для характеристики атмосферного термического режима использовалась среднемесячная температура приземного воздуха (ТПВ) на высоте 2 м из реанализа ERA5 [14, 15] Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (ECMWF). Данные ERA5 охватывают период с 1940 г., имеют глобальное покрытие и предоставляются на регулярной сетке 0.25° . Для каждого моря рассчитывалось пространственное среднее по его акватории в принятых границах. Реанализ ERA5 использует современную систему ассимиляции наблюдений и обеспечивает более согласованное описание атмосферных условий по сравнению с предыдущими глобальными реанализами (ERAInterim, JRA55, NCEP/NCAR), что подтверждается рядом валидационных исследований, выполненных ECMWF и независимыми научными коллективами [14].

Для анализа термического состояния морской поверхности использовались суточные данные температуры поверхности моря (ТПМ) глобального продукта OSTIA (Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis) [16]. OSTIA объединяет спутниковые инфракрасные и микроволновые измерения с данными дрейфующих буёв, стационарных платформ и судовых наблюдений и предоставляет сглаженные поля на регулярной сетке 0.05° . Для сопоставления с ледовыми характеристиками вычислялись среднемесячные значения ТПМ северо-восточного шельфа Берингова моря. Анализ с использованием OSTIA ограничен полными годами 1982–2023. Обработка данных ТПВ и ТПМ выполнялась с помощью программного обеспечения «NetCDF Processing» [17].

Расчёты параметров Берингова и Чукотского морей проводились в границах, утверждённых Главным управлением навигации и океанографии [18] (рис. 1). Линейные связи оценивались коэффициентом корреляции Пирсона; статистическая значимость отдельных коэффициентов оценивалась при двустороннем уровне доверия 95 %. Для помесечных рядов 1979/80–2023/24 гг. число наблюдений составляло 45, для последовательных межсезонных пар – 44, а для сопоставлений с OSTIA

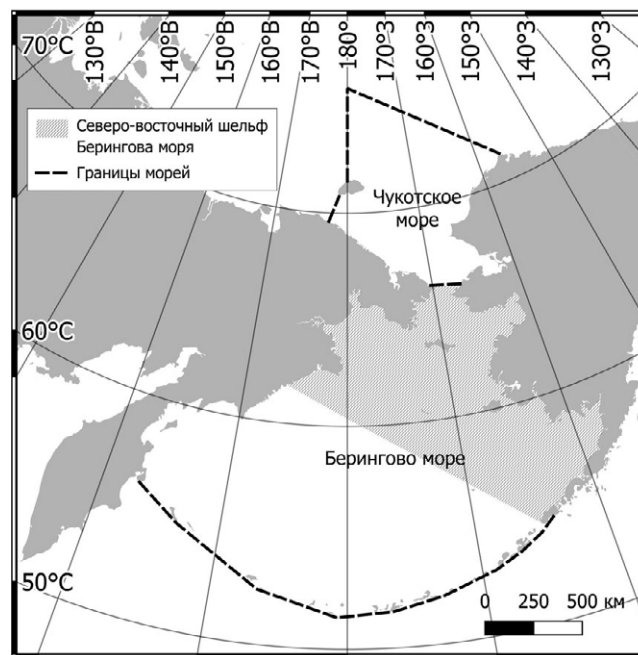


Рис. 1. Границы Берингова и Чукотского морей [18]. Штриховкой обозначен район северо-восточного шельфа Берингова моря.

Fig. 1. Boundaries of the Bering and Chukchi Seas [18]. The hatched area indicates the northeastern Bering Sea shelf.

за 1982–2023 гг. – 42. Корреляционные матрицы включают большое число попарных сопоставлений, поэтому их интерпретация основывалась не только на значимости отдельных коэффициентов, но и на их величине, сезонной согласованности и физической обоснованности выявленных связей. Для оценки условной линейной связи между ледовитостью морей при контроле температурного фактора применялась частичная корреляция, эквивалентная корреляции между остатками регрессий исследуемых переменных на контролируемый параметр. Частичная корреляция характеризует остаточную линейную связь между двумя переменными после исключения линейного влияния контролируемого фактора.

При сравнительном анализе межгодовой изменчивости ТПМ, ТПВ и показателей ледовитости использовались стандартизированные аномалии, которые рассчитывались по формуле:

$$z_i = \frac{x_i - \bar{x}}{\sigma}, \quad (1)$$

где z_i – стандартизированная аномалия показателя в i -й год; x_i – значение показателя в i -й год;

$\bar{x}$ – среднее значение показателя за рассматриваемый период; σ – среднеквадратическое отклонение показателя.

Результаты

Ледовый период Чукотского и Берингова морей включает практически все месяцы года. Исключением является август в Беринговом море, когда морской лёд в акватории не наблюдается (рис. 2). При анализе внутрисезонного хода ледовитости были выделены следующие основные фазы: для Чукотского моря – фаза развития ледяного покрова (сентябрь–декабрь), фаза полного заполнения акватории льдом (январь–апрель) и фаза разрушения ледяного покрова (май–август); для Берингова моря – фаза развития (сентябрь–январь), фаза сезонного максимума (февраль–март) и фаза разрушения (апрель–июль).

В рассматриваемых периодах в Чукотском море сентябрь занимает переходное положение между завершающей стадией фазы разрушения ледяного покрова и началом его сезонного развития. Начало роста площади льда приходится на 2–3 декаду сентября: по ряду 1979–2024 гг. – с 20 сентября, по норме 1981–2010 гг. – с 19 сентября, по норме

1991–2020 гг. – с 24 сентября. В связи с этим сентябрь в Чукотском море отнесен к фазе развития ледяного покрова.

Анализ внутрисезонной изменчивости показал, что при месячной дискретности сроки смены фаз для климатических норм 1981–2010 и 1991–2020 гг. совпадают, что, однако, не исключает возможных смещений на более мелких временных масштабах. Для нормы 1991–2020 гг. максимальная сезонная площадь льда в Беринговом море составила 707.8 тыс. км², что на 4.4 % ниже значения для нормы 1981–2010 гг. (740.3 тыс. км²). В Чукотском море наиболее выраженное уменьшение площади льда отмечено на фазе развития в сентябре (55.2 %), октябре–ноябре (23.4–24.4 %) и декабре (10.2 %), а на фазе разрушения – в мае–июне (12.7–14.7 %) и июле (26.6 %).

При анализе многолетней изменчивости сезонных фаз в качестве основного показателя использовалась средняя ледовитость, нормированная к интервалу [0, 1] (рис. 3). Коэффициент корреляции между средней ледовитостью на фазе развития в Беринговом и Чукотском морях составляет 0.51, а на фазе разрушения – 0.59.

При интерпретации фазовых коэффициентов корреляции следует учитывать, что их величина может частично определяться наличием

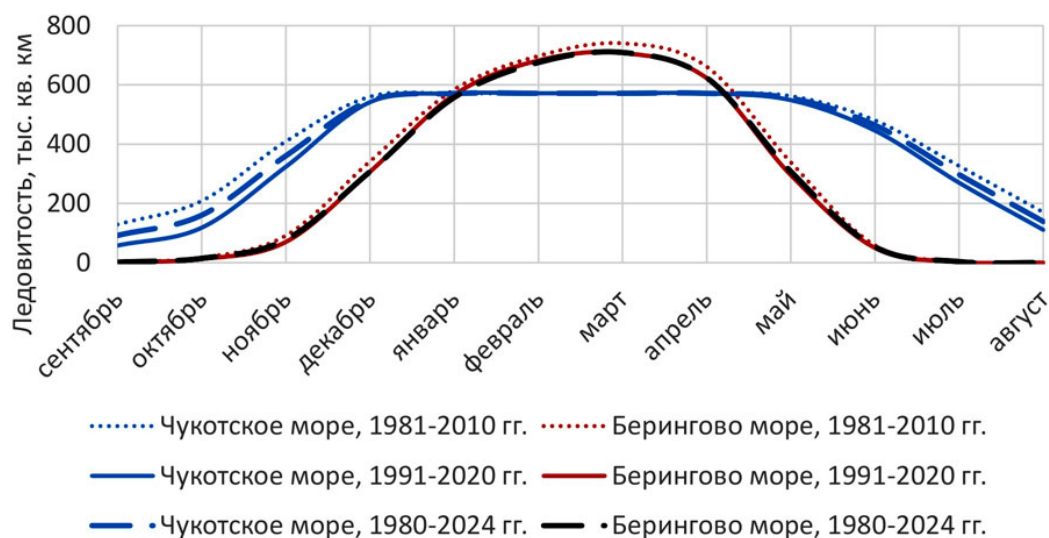


Рис. 2. Внутрисезонная площадь ледяного покрова Берингова и Чукотского морей, вычисленная относительно климатических норм 1981–2010 гг., 1991–2020 гг. и периода 1979–2024 гг.

Fig. 2. Intraseasonal sea ice extent in the Bering and Chukchi Seas relative to the 1981–2010 and 1991–2020 climatological periods and for 1979–2024.



Рис. 3. Многолетняя изменчивость нормированной средней площади льда Берингова и Чукотского морей в период 1979–2024 гг.: фаза развития ледяного покрова (а), фаза полного заполнения акватории и сезонного максимума (б) и фаза разрушения (в).

Fig. 3. Long-term variability in normalized mean sea ice extent in the Bering and Chukchi Seas during 1979–2024: ice growth phase (а), phase of complete ice cover in the Chukchi Sea and seasonal maximum phase in the Bering Sea (б), and ice decay phase (в).

однонаправленных долговременных изменений ледовитости в обоих морях. В связи с этим полученные значения рассматривались не как прямое свидетельство причинной связи между ледовыми условиями двух акваторий, а как интегральная характеристика сопряжённой многолетней изменчивости ледовитости. Дополнительное влияние оказывает выраженная сезонная неоднородность ледового режима: в переходные периоды межгодовая дисперсия площади льда возрастает, тогда как при близком к полному заполнению акватории льдом или при околонулевой ледовитости диапазон значений ограничен. Поэтому дальнейшая интерпретация корреляционных связей основывалась не только на величине коэффициентов, но и на их сезонной согласованности, устойчивости в смежные месяцы и физической обоснованности выявленных зависимостей.

Межсезонное сравнение фаз выявило более слабые связи: коэффициент корреляции между фазой разрушения в Чукотском море и фазой развития в Беринговом составил 0.42, а между фазой разрушения в Беринговом море и фазой развития в Чукотском – 0.45. Эти значения указывают на возможную дополнительную информативность фазовых показателей, однако их практическая прогностическая ценность требует проверки на независимых данных. Коэффициенты превышают крити-

ческое значение корреляции Пирсона около 0.29 при уровне доверия 95 % для рядов длиной в 45 значений.

Экстремальные минимумы в обоих морях совпали для фазы развития и для сочетания фазы полного заполнения акватории Чукотского моря с сезонным максимумом Берингова моря 2017/18 гг. Минимум фазы разрушения в Чукотском море наблюдался на один сезон позже соответствующего минимума в Беринговом море 2018/19 гг.

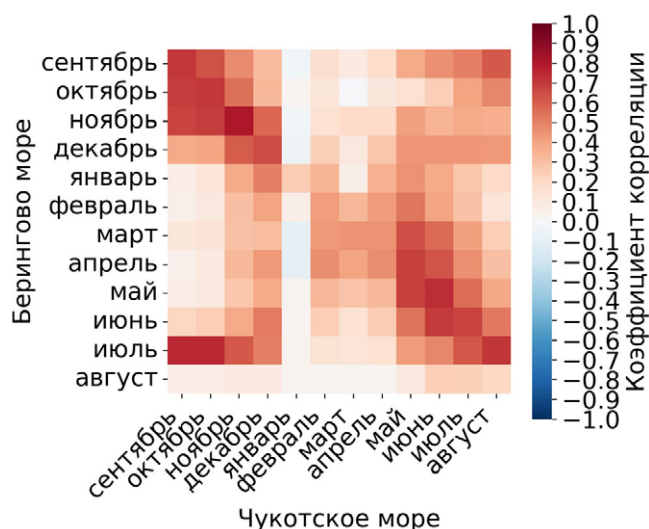


Рис. 4. Корреляционная матрица внутрисезонных взаимосвязей среднемесячной ледовитости Берингова и Чукотского морей в период 1979/80–2023/24 гг.

Fig. 4. Correlation matrix of intraseasonal relationships between monthly mean sea ice extent in the Bering and Chukchi Seas during the 1979/80–2023/24 ice seasons.

Корреляционный анализ внутрисезонных связей среднемесячной площади льда Берингова и Чукотского морей показал, что максимальные коэффициенты сосредоточены вдоль сезонной диагонали «осень–осень, весна–весна, лето–лето» (рис. 4). Смещение отдельных максимумов на 1–2 месяца указывает на запаздывание реакции ледовых процессов одного моря относительно другого.

Наиболее высокие коэффициенты наблюдаются на фазе развития для сентября (0.71), октября (0.71), ноября (0.81) и декабря (0.65), а с учётом временного смещения – для комбинаций месяцев сентябрь–октябрь (0.64–0.71), октябрь–ноябрь (0.55–0.69) и ноябрь–декабрь (0.58–0.60) (рис. 4). На диаграммах рассеяния для осенне-зимнего периода прослеживается общая положительная направленность связей между показателями сентября, октября, ноября (рис. 5, а) и показателями сентября–октября и октября–ноября Берингова и Чукотского морей (рис. 5, б). Для ноября коэффициент детерминации R^2 составляет 0.66, что указывает на выраженную линейную составляющую связи в период активного развития ледяного покрова.

Следует учитывать, что сентябрь в Беринговом море соответствует начальному этапу ледового сезона и в отдельные годы характеризуется низкими или околонулевыми значениями площади льда. Поэтому сентябрьские коэффициенты корреляции могут быть чувствительны к межгодовым различиям сроков появления льда и ограниченному диапазону значений. В связи с этим они интерпретировались преимущественно как показатель согласованности начала ледообразования в двух морях, а не как самостоятельное доказательство устойчивой линейной зависимости.

В целом, высокие коэффициенты корреляции в сентябре–декабре согласуются с гипотезой о влиянии общих крупномасштабных атмосферных условий, наиболее изменчивых в переходные сезоны. Осенью повышенная повторяемость глубоких циклонов и усиление меридионального переноса тепла могут приводить к согласованным изменениям состояния атмосферы над обеими акваториями и к синхронной реакции ледяного покрова [19]. Следовательно, выявленная сопряжённость, вероятно, отражает прежде всего действие

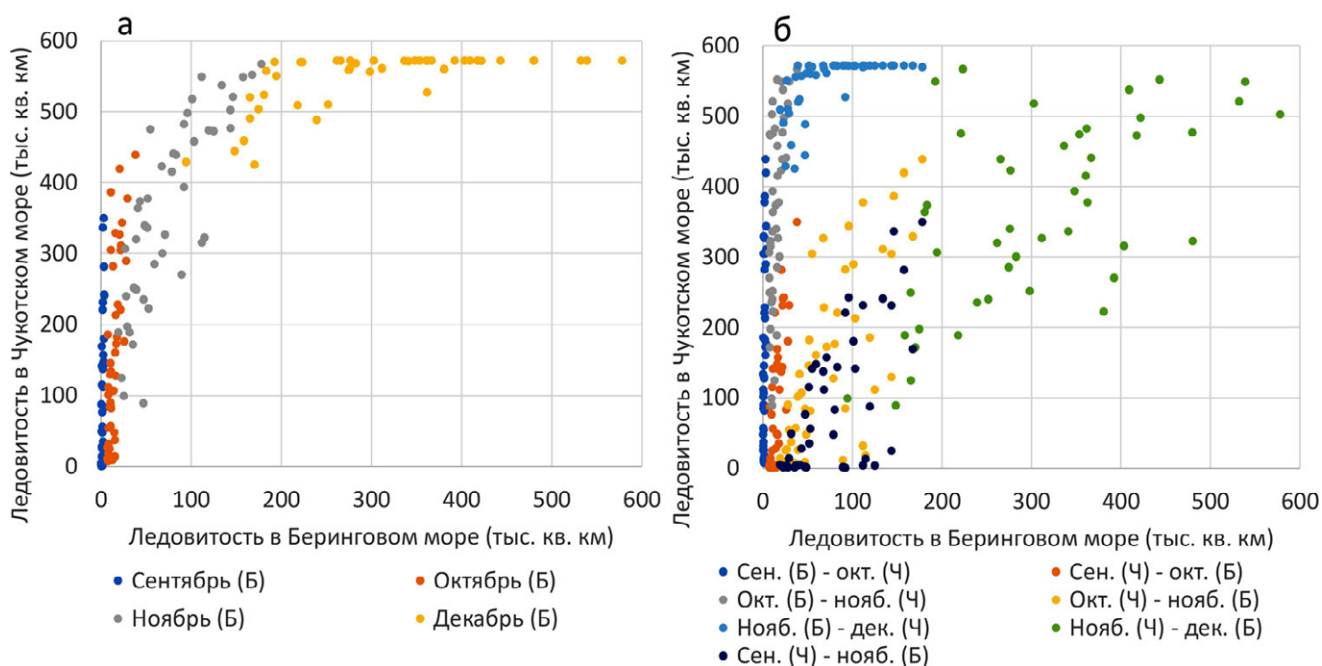


Рис. 5. Диаграммы рассеяния для среднемесячной ледовитости осенне-зимнего периода в Беринговом (Б) и Чукотском (Ч) морях месяц к месяцу (а) и с учётом временного смещения (б) для периода 1979/80–2023/24 гг.

Fig. 5. Scatterplots of monthly mean sea ice extent in the Bering (Б) and Chukchi (Ч) Seas during the autumn–winter period: month-to-month relationships (а) and relationships with a time lag (б) for the 1979/80–2023/24 ice seasons.

общих предикторов ледообразования, а не непосредственное влияние ледовых условий одного моря на другое.

После декабря коэффициенты корреляции резко снижаются; более слабые связи с соседними месяцами наблюдаются в январе–марте. Ослабление может быть связано с эффектом насыщения в Чукотском море: при устойчивом заполнении акватории льдом дисперсия интегрального показателя мала, что снижает величину коэффициентов корреляции. Значимый коэффициент 0.54 между февральской площадью льда в Беринговом море и майской площадью льда в Чукотском море указывает на статистическую связь сезонного максимума Берингова моря с началом фазы разрушения ледяного покрова в Чукотском море.

В мае–августе выявлены высокие коэффициенты корреляции, в том числе при временном сдвиге до 2–3 месяцев. Для сопоставлений месяц к месяцу коэффициент корреляции составил 0.68 в мае, 0.70 в июне и 0.62 в июле (рис. 4); для этих месяцев прослеживается близкая к линейной зависимость (рис. 6). Для мая, июня и июля R^2 составляет соответственно 0.46, 0.49 и 0.38. С конца мая начинается активное разрушение ледяного покрова и формируется

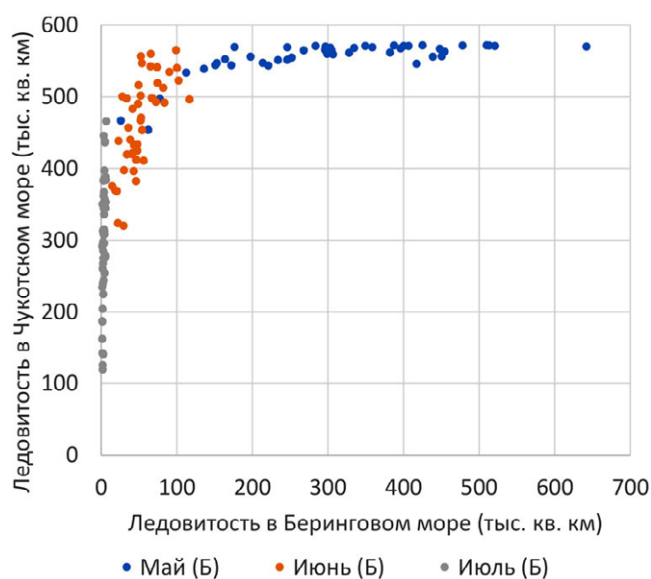


Рис. 6. Диаграмма рассеяния для среднемесячной ледовитости весенне-летнего периода в Беринговом (Б) и Чукотском (Ч) морях месяц к месяцу для периода 1979/80–2023/24 гг.

Fig. 6. Scatterplot of monthly mean sea ice extent in the Bering (B) and Chukchi (Ch) Seas during the spring–summer period for the same calendar months over the 1979/80–2023/24 ice seasons.

область открытой воды в Беринговом проливе и прилегающей южной части Чукотского моря, после чего в июне–июле разрушается припай у восточного побережья Чукотки [20].

При учёте временного сдвига значимые связи между площадью льда Берингова и

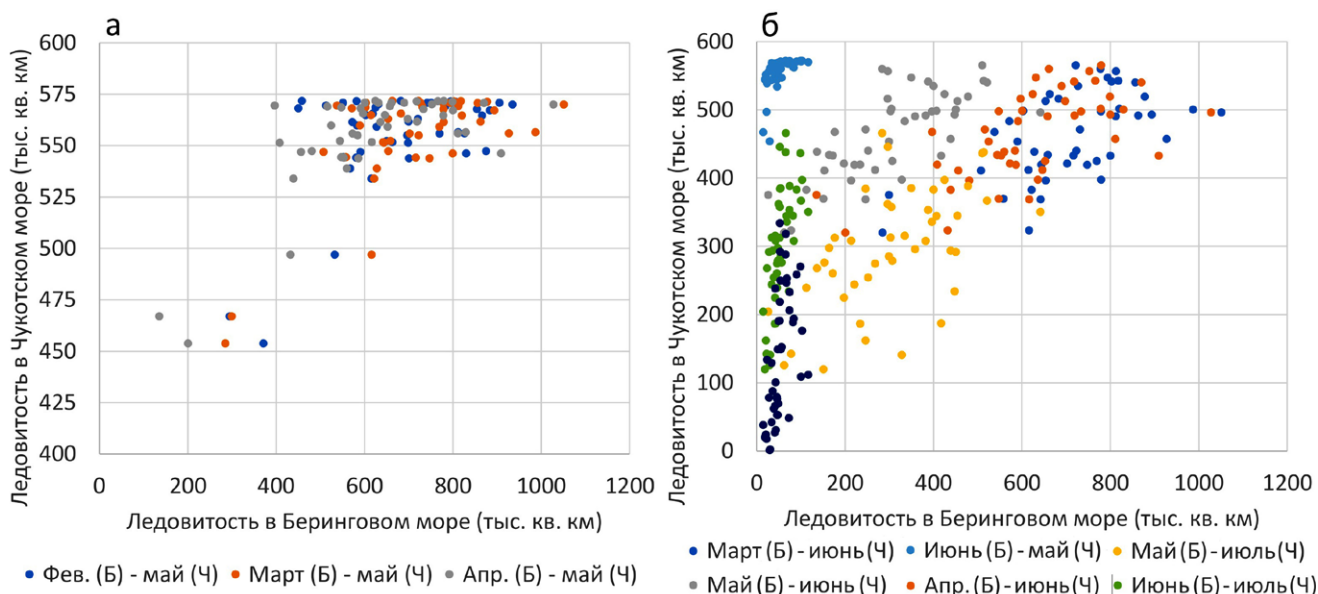


Рис. 7. Диаграммы рассеяния для среднемесячной ледовитости зимне-весеннего и весенне-летнего периодов в Беринговом (Б) и Чукотском (Ч) морях с учётом временного сдвига для периода 1979/80–2023/24 гг.

Fig. 7. Scatterplots of monthly mean sea ice extent in the Bering (B) and Chukchi (Ch) Seas during the winter–spring and spring–summer periods, with allowance for time lags, for the 1979/80–2023/24 ice seasons.

Чукотского морей отмечены для следующих сочетаний: март Берингова моря с маем–июнем Чукотского моря (0.56–0.65), апрель – с маем–июнем (0.63–0.69), май – с июнем–июлем (0.56–0.74), июнь – с маем, июлем и августом (0.52–0.67), июль – с августом (0.72). Для зимне-весенних пар диаграммы рассеяния имеют ограниченный диапазон значений из-за близкой к максимальной ледовитости Чукотского моря и малой межгодовой дисперсии (рис. 7, а). Летом наиболее выраженные линейные связи наблюдаются между июньской ледовитостью Берингова моря и июльской–августовской ледовитостью Чукотского моря (рис. 7, б). В целом весенне-летние связи согласуются с инерционностью сроков разрушения и дрейфа ледяного покрова.

Выявлены устойчивые связи между показателями начала ледового сезона в Чукотском море и завершающей стадией разрушения ледяного покрова в Беринговом, в частности, для комбинаций сентябрь–июль (0.75), октябрь–июль (0.75), декабрь–июнь (0.52) и декабрь–июль (0.51) (рис. 4). Схожая, но менее выраженная связь прослеживается между началом ледообразования в Беринговом море и периодом сезонного минимума в Чукотском

море, в частности: для сентября–июля (0.50), сентября–августа (0.61) и октября–августа (0.49).

Установленные зависимости могут отражать инерционность развития ледовых процессов в системе Берингова и Чукотского морей. Условия начала ледового сезона характеризуют исходное состояние системы «океан–лёд–атмосфера», которое статистически связано с особенностями последующего разрушения ледяного покрова. Наблюдаемая связь согласуется с гипотезой об общности региональных термодинамических условий: более раннее и интенсивное ледообразование в Чукотском море осенью может сопровождаться большим зимним запасом холода, приводя к более позднему разрушению льда в Беринговом море в июне–июле. Для подтверждения этого механизма необходим анализ теплового баланса, циркуляции и дрейфа льда.

Для оценки атмосферного термического фона выполнен анализ связи среднемесячной площади льда Берингова и Чукотского морей со среднемесячной ТПВ (рис. 8). В сентябре–декабре наиболее сильные отрицательные связи выявлены для Чукотского моря: в октябре–ноябре коэффициенты достигают

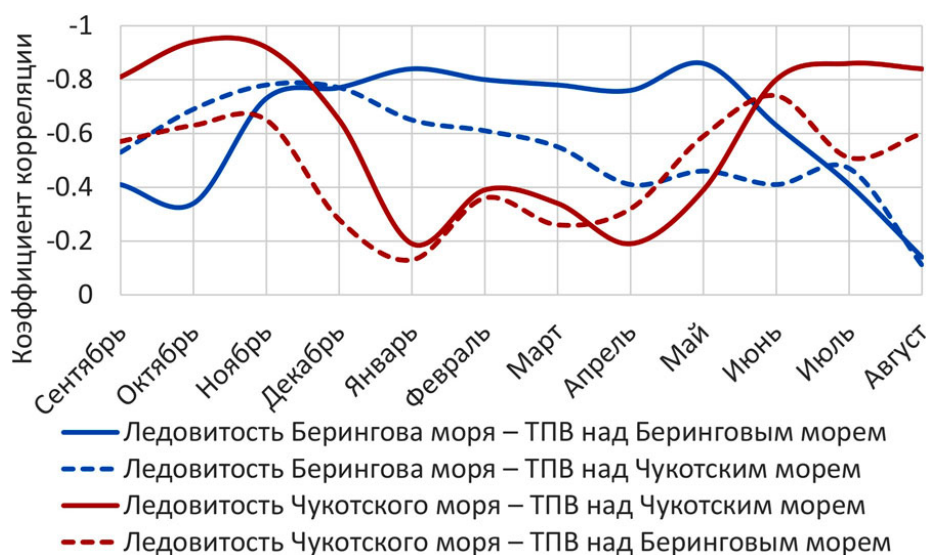


Рис. 8. Коэффициенты корреляции между среднемесячной ледовитостью Берингова, Чукотского морей и среднемесячной ТПВ над соответствующими акваториями по данным реанализа ERA5 (1979/80–2023/24 гг.).

Fig. 8. Correlation coefficients between monthly mean sea ice extent in the Bering and Chukchi Seas and monthly mean 2-m air temperature over the respective sea areas according to ERA5 reanalysis data for the 1979/80–2023/24 ice seasons.

–0.92...–0.94, что указывает на тесную статистическую сопряжённость начального ледообразования с температурой воздуха. В тот же период ледовитость Чукотского моря связана с ТПВ над Беринговым морем (–0.69...–0.78), а ледовитость Берингова моря – с ТПВ над Чукотским морем (–0.57...–0.65). Это указывает на высокую степень пространственной согласованности атмосферных и ледовых условий в регионе в осенне-зимний период.

В январе–марте теснота связей снижается для Чукотского моря до –0.13...–0.39, тогда как для Берингова моря сохраняются коэффициенты –0.78...–0.84. Весной и летом отрицательные корреляции вновь усиливаются: для Берингова моря максимальное по модулю значение отмечено в мае (–0.86), а для Чукотского – в июне–июле (–0.80...–0.86). Таким образом, статистическая связь ТПВ с ледовым режимом наиболее выражена во время формирования и разрушения ледяного покрова и характеризуется заметной межрегиональной согласованностью.

Для оценки роли атмосферного термического фона в формировании сопряжённости ледовых условий был выполнен анализ частичных корреляций $r(X, Y | Z_B)$ и $r(X, Y | Z_C)$ между среднемесячной ледовитостью Берингова и Чукотского морей при исключении линейного влияния показателя ТПВ над Беринговым (Z_B) и Чукотским (Z_C) морями (таблица 1). В качестве исходной характеристики связи между акваториями использовались коэффициенты корреляции $r(X, Y)$ между ледовитостью двух морей. Влияние температурного фактора оценивалось по величине изменения коэффициента связи после исключения соответствующей переменной:

$$\Delta r = r(X, Y | Z_B) - r(X, Y) \quad (2)$$

$$\Delta r = r(X, Y | Z_C) - r(X, Y) \quad (3)$$

где X, Y – ледовитость (тыс. км²) Берингова моря и Чукотского моря соответственно, Z_B, Z_C – ТПВ (°C) над акваторией Берингова и Чукотского морей соответственно.

Частичные корреляции показывают выраженную сезонную неоднородность связи

ТПВ с сопряжённостью ледовых условий. При исключении ТПВ над Беринговым морем коэффициенты осенью снижаются умеренно: Δr составляет –0.07 в сентябре, –0.03 в октябре и –0.16 в ноябре. В декабре частичная корреляция, напротив, возрастает на 0.06, что может отражать эффект подавления или совместное действие других факторов. В целом ТПВ над Беринговым морем связана лишь с частью общей осенней вариации ледовитости двух морей.

При исключении ТПВ над Чукотским морем ослабление связи между акваториями осенью и в начале зимы выражено сильнее: Δr составляет –0.15 в сентябре, –0.47 в октябре, –0.43 в ноябре и –0.34 в декабре. Наибольшее уменьшение приходится на октябрь–ноябрь, период начала ледообразования и интенсивного роста ледовитости в Чукотском море. Это указывает на тесную статистическую связь локального атмосферного термического фона Чукотского моря с осенней сопряжённостью ледовых условий двух бассейнов.

Иная картина наблюдается в весенне-летний период. При исключении ТПВ над Беринговым морем коэффициенты корреляции ледовитости двух морей уменьшаются в мае, июне и июле на –0.26, –0.25 и –0.10 соответственно. Следовательно, ТПВ над Беринговым морем статистически связана с существенной частью синхронной изменчивости площади льда в период разрушения ледяного покрова. При исключении ТПВ над Чукотским морем изменение связи в мае–июне выражено слабее: Δr составляет –0.07 в мае и –0.01 в июне. В июле уменьшение достигает –0.13. Таким образом, весной и летом сопряжённость ледовитости двух морей сильнее связана с ТПВ над Беринговым морем, чем с ТПВ над Чукотским морем.

На рисунке 9 представлены пятилетние скользящие средние стандартизированных аномалий ТПВ над акваториями и ледовитости Берингова и Чукотского морей в ноябре (рис. 9, а) и июне (рис. 9, б). Показатели ТПВ и ледовитости демонстрируют выраженную противофазную изменчивость.

Полученная сезонная асимметрия частичных корреляций показывает, что в разные периоды года сопряжённость ледовитости Берингова и Чукотского морей связана с различными региональными компонентами атмосферного термического фона. Для Чукотского моря наиболее чувствительным периодом в контексте выявленной осенней сопряжённости является начало ледообразования в сентябре–ноябре. В более ранних исследованиях было показано, что в современный период здесь происходит смещение сроков начала ледообразования от сентября к октябрю и полного заполнения моря льдом от ноября к декабрю [7]. В этот же период формируется осенне-зимний ветровой режим с преобладанием ветров северо-восточного, северного и восточного румбов; в октябре–ноябре отмечается усиление ветра, особенно в южной части моря [6]. В таких условиях ТПВ характеризует термический фон начального ледообразования и связана с интенсивностью охлаждения поверхностного слоя и сроками появления льда. Уменьшение корреляции после исключения ТПВ над Чукотским морем в октябре–ноябре согласуется с существенной ролью атмосферного термического фона Чукотского моря в формиро-

вании осенней сопряжённости ледовых условий между рассматриваемыми морями (таблица 1).

На крупномасштабном уровне роль ТПВ над Чукотским морем в осенней связи ледовитости двух акваторий может рассматриваться в контексте циркуляционного режима Восточной Арктики. Для Чукотского моря в более ранних исследованиях была показана сопряжённость типов ледовых условий с типами Арктической осцилляции (АО) в тёплый период года: экстремально положительный тип АО соответствует ледовитым и экстремально ледовитым условиям, а экстремально отрицательный – малоледовитым; при этом влияние зимней фазы АО на ледовые условия июня–ноября выражено слабо [7]. Следовательно, выявленная связь ледовитости с ТПВ над Чукотским морем может отражать не только локальное охлаждение, но и более общий циркуляционный режим Восточной Арктики в период перехода от разрушения льда к его образованию.

В весенне-летний период, напротив, более заметное снижение коэффициентов после исключения ТПВ над Беринговым морем указывает на то, что синхронная изменчивость ледовитости двух морей на фазе разрушения ледяного покрова больше связана с

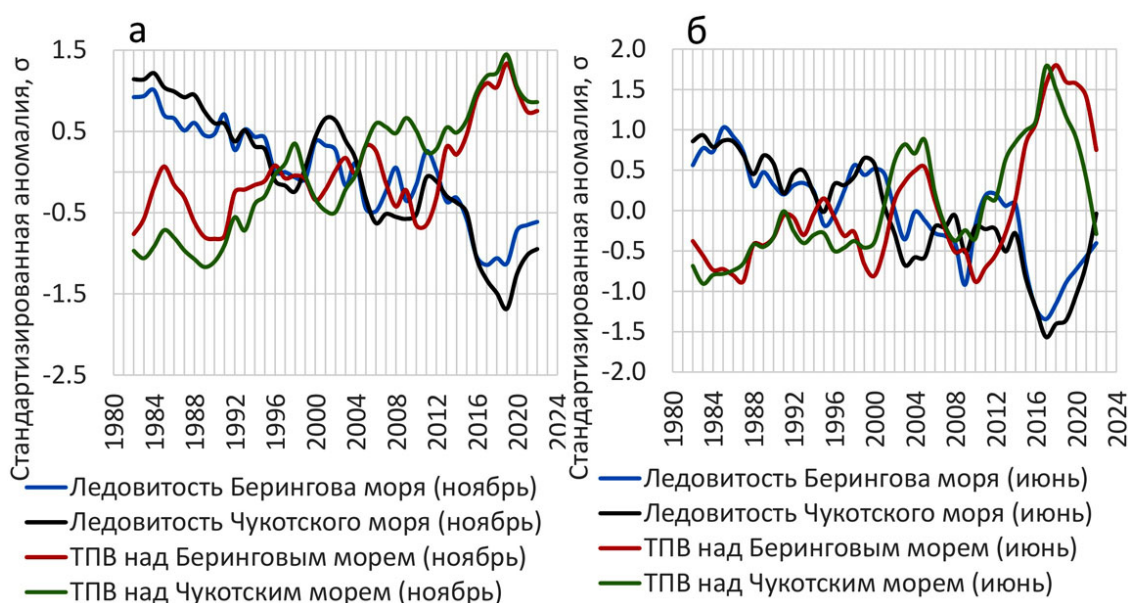


Рис. 9. 5-летнее сглаживание рядов стандартизованных аномалий показателей ТПВ над акваториями и ледовитости Берингова и Чукотского морей в ноябре (а) и июне (б) для периода 1979/80–2023/24 гг.

Fig. 9. Five-year moving averages of standardized anomalies of 2 m air temperature over the Bering and Chukchi Seas and sea ice extent in both seas in November (left) and June (right) during the 1979/80–2023/24 ice seasons.

атмосферным термическим режимом Берингова моря. По результатам исследований С.Ю. Глебовой [19], климатический фон Берингова моря определяется положением и интенсивностью сезонных центров действия атмосферы: в холодный период – Алеутского минимума и северо-восточного отрога Сибирского максимума, в тёплые сезоны – Северотихоокеанского антициклона и ложбины Дальневосточной депрессии. При этом северо-восточный перенос связан с поступлением холодных воздушных масс, юго-восточный перенос способствует адвекции тёплого воздуха, а восточные ветры при южном положении Алеутской депрессии связаны с притоком тёплых океанических вод в западные районы моря через систему течений [19]. Отмеченное в конце 2010-х гг. усиление весеннего северо-восточного переноса и переход весенних сезонов к более «холодному» типу атмосферного режима [19] согласуются с выявленной ролью термического фона над Беринговым морем в весенне-летней сопряжённости ледовитости двух морей. В период разрушения ледяного покрова температура воздуха определяет скорость таяния, сроки освобождения акватории ото льда и последующий прогрев поверхности моря, что объясняет более заметное снижение корреляции при исключении ТПВ над Беринговым морем в мае–июне (таблица 1).

Для выявления межсезонных зависимостей был проведён корреляционный анализ связи среднемесячной ледовитости второй половины ледового сезона (март–август) со среднемесячной ледовитостью первой половины следующего сезона (сентябрь–февраль). Для Берингова моря выявлены высокие коэффициенты корреляции с началом следующего сезона в Чукотском море: май–ноябрь – 0.59; июнь–октябрь – 0.54; июль–ноябрь – 0.63; июль–сентябрь – 0.78; июль–октябрь – 0.79; июль–ноябрь – 0.62 (рис. 10, а). Для межсезонных сочетаний июль–сентябрь и июль–октябрь R^2 составляет 0.61 и 0.62 соответственно. Это указывает на выраженную межсезонную статистическую связь между фазой разрушения ледяного покрова Берингова моря и началом ледообразования в Чукотском море. Наиболее близкие к линейным зависимости отмечены для сочетаний июль–сентябрь, июль–октябрь, июль–ноябрь и июль–ноябрь (рис. 10, б).

Для Чукотского моря также выявлены умеренно высокие коэффициенты корреляции с началом следующего сезона в Беринговом море (рис. 11, а): июль–ноябрь – 0.55; июль–сентябрь – 0.52; июль–октябрь – 0.54; июль–ноябрь – 0.59; август–сентябрь – 0.66; август–октябрь – 0.62; август–ноябрь – 0.61. Августовская ледовитость Чукотского моря

Таблица 1. Частичная корреляция между среднемесячной ледовитостью Берингова моря (X) и Чукотского моря (Y) при исключении линейного влияния среднемесячной ТПВ над Беринговым (Z_B) и Чукотским (Z_C) морями (1979/80–2023/24 гг.)

Table 1. Partial correlations between monthly mean sea ice extent in the Bering Sea (X) and the Chukchi Sea (Y) after removing the linear effect of monthly mean air temperature over the Bering Sea (Z_B) and the Chukchi Sea (Z_C) during the 1979/80–2023/24 ice seasons

Месяц	$r(X, Y)$	$r(X, Y Z_B)$	Δr	$r(X, Y Z_C)$	Δr
Сентябрь	0.71	0.64	–0.07	0.56	–0.15
Октябрь	0.71	0.68	–0.03	0.24	–0.47
Ноябрь	0.81	0.65	–0.16	0.38	–0.43
Декабрь	0.65	0.71	0.06	0.31	–0.34
Май	0.68	0.42	–0.26	0.61	–0.07
Июнь	0.70	0.45	–0.25	0.68	–0.01
Июль	0.62	0.53	–0.10	0.49	–0.13

может рассматриваться как потенциальный предиктор начала ледового сезона в Беринговом море, однако её прогностическая ценность требует независимой проверки. Наиболее вы-

раженная положительная направленность связей отмечена для сочетаний август–сентябрь, июль–сентябрь, июль–октябрь и август–октябрь (рис. 11, б).

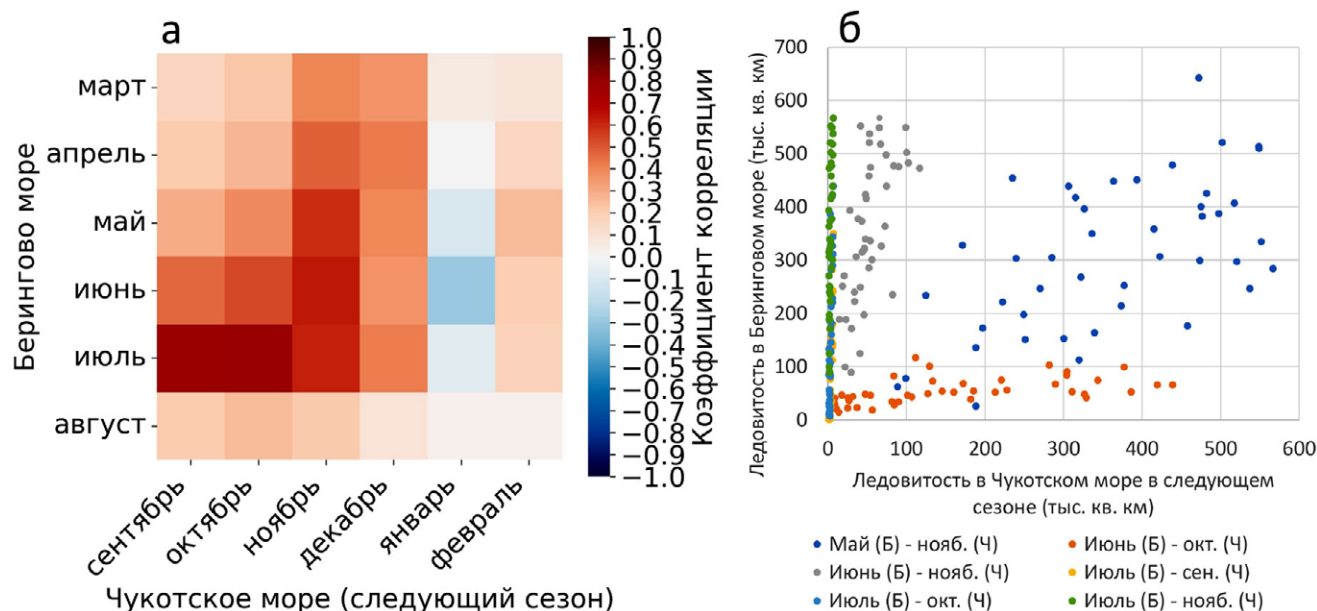


Рис. 10. Корреляционная матрица взаимосвязей (а) и диаграмма рассеяния (б) среднемесячной ледовитости Берингова моря (Б) во второй половине сезона и среднемесячной ледовитости Чукотского моря (Ч) в первой половине следующего сезона в период 1979/80–2023/24 гг.

Fig. 10. Correlation matrix (left) and scatterplot (right) of monthly mean sea ice extent in the Bering Sea during the second half of the ice season and in the Chukchi Sea during the first half of the following ice season for 1979/80–2023/24.

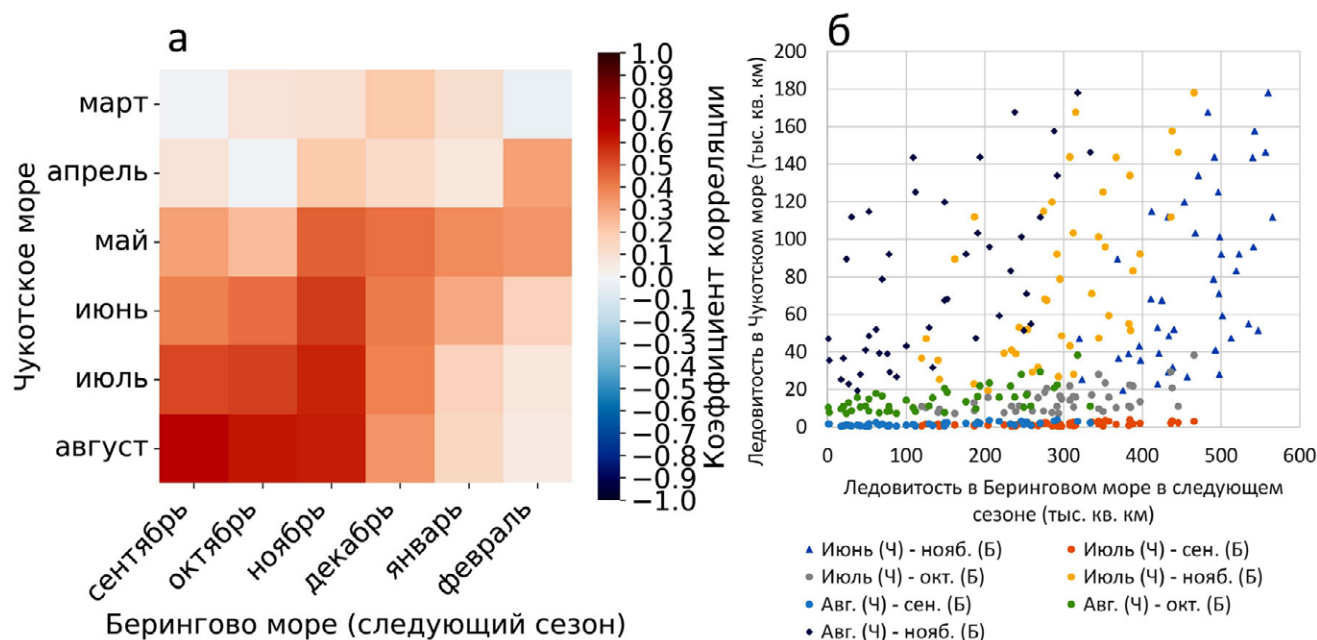


Рис. 11. Корреляционная матрица взаимосвязей (а) и диаграмма рассеяния (б) среднемесячной ледовитости Чукотского моря (Ч) во второй половине сезона и среднемесячной ледовитости Берингова моря (Б) в первой половине следующего сезона в период 1979/80–2023/24 гг.

Fig. 11. Correlation matrix (left) and scatterplot (right) of monthly mean sea ice extent in the Chukchi Sea during the second half of the ice season and in the Bering Sea during the first half of the following ice season for 1979/80–2023/24.

Выявленные межсезонные взаимосвязи показывают, что состояние ледяного покрова на завершающей стадии его разрушения в Беринговом море в летние месяцы связано с условиями начала ледообразования в следующем ледовом сезоне в Чукотском море. Коэффициенты корреляции между площадью ледяного покрова Берингова моря в июне–июле и Чукотского моря в сентябре–ноябре составляют 0.46...0.79, что указывает на наличие устойчивой межсезонной согласованности ледовых процессов в системе рассматриваемых морей. На ранней стадии разрушения ледяного покрова Берингова моря подобная взаимосвязь проявляется менее однозначно: корреляции между площадью льда Берингова моря в мае и Чукотского моря в сентябре–октябре выражены слабее (0.30–0.39), но вместе с тем для пары май–ноябрь коэффициент корреляции достигает 0.59.

Одним из возможных факторов формирования подобной межсезонной сопряжённости может являться термическое состояние шельфовых вод северо-восточной части Берингова моря (рис. 1). Показатель ТПМ в тёплый период (лето – начало осени) может характеризовать тепловое состояние шельфовых вод, формирующееся в предшествующий зимне-весенний период и частично сохраняющееся

летом. Через систему шельфовых течений и водообмен в Беринговом проливе это состояние может быть связано с последующим термическим режимом прилегающей части Чукотского моря.

Корреляционный анализ показал, что показатель ТПМ северо-восточного шельфа Берингова моря в летне-осенний период статистически связан с ледовитостью обоих морей (таблица 2). Для Берингова моря коэффициенты корреляции между летней ледовитостью и ТПМ изменяются в пределах от –0.27 до –0.68 в зависимости от месяца, а для Чукотского моря –0.38...–0.68 для сентября–ноября. Отрицательный знак коэффициентов отражает физически ожидаемую зависимость уменьшения ледяного покрова при повышении температуры поверхностного слоя воды.

Для оценки вклада ТПМ в выявленную межсезонную связь был выполнен анализ частичных корреляций $r(X, Y | Z)$ между ледовитостью Берингова моря (май, июнь, июль) и ледовитостью Чукотского моря (сентябрь–ноябрь) при исключении линейного влияния ТПМ северо-восточного шельфа Берингова моря в июле–сентябре (таблица 3). В качестве исходной характеристики связи между акваториями использовались коэффициенты корреляции $r(X, Y)$ между ледовитостью двух морей.

Таблица 2. Коэффициенты корреляции между среднемесячной ледовитостью Берингова моря на конец сезона, ледовитостью начала сезона в Чукотском море и среднемесячной ТПМ тёплого межсезонного периода на северо-восточном шельфе Берингова моря по данным OSTIA (1982–2023 гг.)

Table 2. Correlation coefficients between monthly mean sea ice extent in the Bering Sea at the end of the ice season, sea ice extent in the Chukchi Sea at the beginning of the ice season, and monthly mean sea surface temperature over the northeastern Bering Sea shelf during the warm interseasonal period according to OSTIA data for 1982–2023

Ледовитость	Среднемесячная температура поверхности воды на северо-восточном шельфе Берингова моря		
	Июль	Август	Сентябрь
Берингово море (май)	–0.67	–0.63	–0.68
Берингово море (июнь)	–0.42	–0.47	–0.55
Берингово море (июль)	–0.27	–0.45	–0.44
Чукотское море (сентябрь)	–0.38	–0.44	–0.48
Чукотское море (октябрь)	–0.48	–0.55	–0.60
Чукотское море (ноябрь)	–0.61	–0.65	–0.68

Расчёты разности коэффициентов Δr выполнялись по формуле:

$$\Delta r = r(X, Y | Z) - r(X, Y), \quad (4)$$

где X , Y – ледовитость (тыс. км²) Берингова моря и Чукотского моря соответственно, Z – ТПМ (°С) шельфовых вод северо-восточной части Берингова моря.

Для сочетаний июль–сентябрь и июль–октябрь исходные коэффициенты корреляции составляют 0.75 и 0.77, а после исключения показателя ТПМ незначительно уменьшаются до

0.69–0.73 и 0.70–0.76 соответственно. Изменение частичных корреляций (Δr) в этих случаях не превышает $-0.01 \dots -0.07$, поэтому выбранные показатели ТПМ статистически связаны лишь с небольшой частью межсезонной сопряжённости для этих сочетаний. Для пары июль–ноябрь исходная корреляция 0.59 уменьшается до 0.43–0.55 при изменении коэффициентов корреляции $-0.04 \dots -0.16$, что указывает на постепенное увеличение роли термического состояния шельфовых вод по мере развития осенних ледовых процессов.

Таблица 3. Частичная корреляция между среднемесячной ледовитостью Берингова моря на конец сезона (X) и среднемесячной ледовитостью начала сезона в Чукотском море (Y) при исключении линейного влияния среднемесячной ТПМ на северо-восточном шельфе Берингова моря тёплого межсезонного периода (Z) по данным OSTIA (1982–2023 гг.)

Table 3. Partial correlations between monthly mean late-season sea ice extent in the Bering Sea (X) and monthly mean early-season sea ice extent in the Chukchi Sea (Y) after removing the linear effect of monthly mean sea surface temperature over the northeastern Bering Sea shelf during the warm interseasonal period (Z), according to OSTIA data for 1982–2023

Ледовитость Берингова моря (X)	Ледовитость Чукотского моря (Y)	ТПМ северо-восточного шельфа Берингова моря (Z)	$r(X, Y)$	$r(X, Y Z)$	Δr
май	ноябрь	июль	0.61	0.34	–0.27
май	ноябрь	август	0.61	0.34	–0.27
май	ноябрь	сентябрь	0.61	0.27	–0.34
июнь	сентябрь	июль	0.46	0.36	–0.10
июнь	сентябрь	август	0.46	0.32	–0.14
июнь	сентябрь	сентябрь	0.46	0.27	–0.19
июнь	октябрь	июль	0.54	0.42	–0.12
июнь	октябрь	август	0.54	0.38	–0.16
июнь	октябрь	сентябрь	0.54	0.31	–0.23
июнь	ноябрь	июль	0.64	0.54	–0.11
июнь	ноябрь	август	0.64	0.50	–0.14
июнь	ноябрь	сентябрь	0.64	0.43	–0.21
июль	сентябрь	июль	0.75	0.73	–0.02
июль	сентябрь	август	0.75	0.69	–0.06
июль	сентябрь	сентябрь	0.75	0.69	–0.06
июль	октябрь	июль	0.77	0.76	–0.01
июль	октябрь	август	0.77	0.70	–0.07
июль	октябрь	сентябрь	0.77	0.71	–0.06
июль	ноябрь	июль	0.59	0.55	–0.04
июль	ноябрь	август	0.59	0.43	–0.16
июль	ноябрь	сентябрь	0.59	0.44	–0.15

Для сочетаний июня с сентябрём–ноябрём исходные коэффициенты корреляции составляют 0.46–0.64. После исключения влияния показателя ТПМ частичные корреляции уменьшаются до 0.27–0.54, а изменение составляет $-0.10\dots-0.21$. Следовательно, для июньских сочетаний месяцев вклад температурного фактора оказывается более заметным, чем для большинства июльских, но также не полностью объясняет наблюдаемую межсезонную взаимосвязь.

Наиболее выраженное уменьшение частичной корреляции наблюдается для сочетания май–ноябрь: исходный коэффициент 0.61 снижается до 0.27–0.34 после исключения влияния показателя ТПМ. Это указывает на сравнительно более значительную роль термического состояния вод для формирования позднеосенних ледовых условий в Чукотском море при увеличении временного интервала между рассматриваемыми фазами ледового режима.

Выявленная межсезонная статистическая связь между летней ледовитостью Берингова моря и осенним ледообразованием в Чукотском море может отражать действие адвективного механизма переноса тепла через северо-восточный шельф Берингова моря и Берингов пролив. Конфигурация течений на северо-восточном шельфе Берингова моря включает несколько ключевых элементов: Аляскинское прибрежное течение – мощный поток относительно тёплых и пресных вод, следующий вдоль побережья Аляски и аккумулирующий солнечное тепло в летний период [21]; пролив Шпанберга (между о. Св. Лаврентия и материковой Аляской) – основной канал транзита шельфовых вод на север, где средняя скорость течения достигает 6.8 см/с, а поток чувствителен к локальным ветровым воздействиям [22]; залив Нортон – область временного удержания и ветрового перераспределения прибрежных вод (ветры южных румбов усиливают перенос вод через залив в сторону Берингова пролива, тогда как при ветрах северных румбов возможно усиление прибрежного удержания вод и перестройка циркуляции) [23].

После прохождения Берингова пролива тихоокеанские воды претерпевают бифуркацию: западная ветвь следует к о. Врангеля, а восточная – вдоль побережья Аляски к каньону Барроу [22]. Именно восточная ветвь переносит основную массу тепла, аккумулированного на северо-восточном шельфе Берингова моря, в центральные районы Чукотского моря, создавая термический фактор, сдерживающий начало устойчивого ледообразования [6, 24].

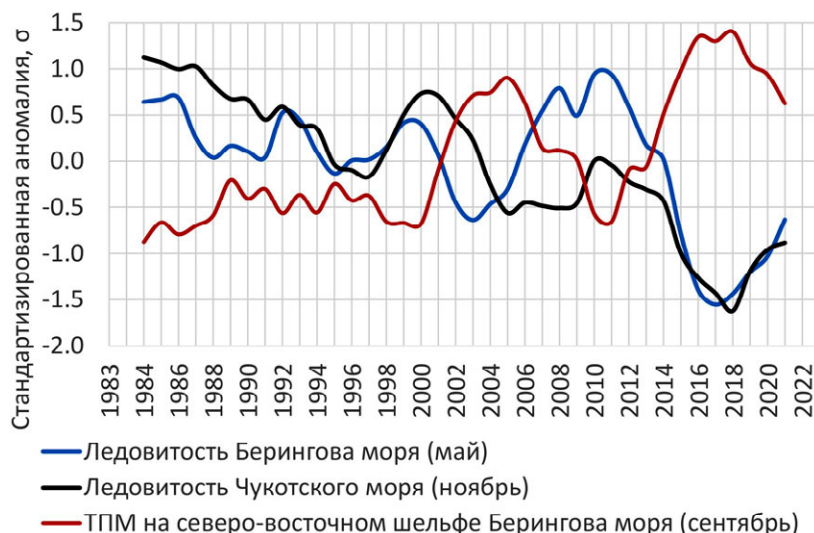
Статистическим подтверждением участия этого механизма служат результаты частичного корреляционного анализа (таблица 3): исключение влияния ТПМ северо-восточного шельфа Берингова моря заметно ослабляет межсезонную связь, особенно для мая–ноября (при Δt в интервале $-0.27\dots-0.34$). Следовательно, тепловое состояние шельфовых вод летом является измеримым предиктором теплосодержания вод, поступающих в Чукотское море осенью.

Полученный результат согласуется с представлениями об «океанической памяти» шельфовых вод северной части Берингова моря и летнем переносе относительно тёплых тихоокеанских вод через Берингов пролив в Чукотское море [5, 20–22, 25, 26]. Дополнительным аргументом служат независимые оценки водообмена через Берингов пролив: в начале XXI века объёмный перенос тихоокеанских вод из Берингова моря в Арктику увеличился примерно с 0.7 до 1.1 Св, что сопровождалось ростом потоков тепла и пресной воды [27, 28]. В сочетании с отмеченными для Чукотского моря изменениями гидрометеорологического режима и сроков сезонного ледообразования [6, 7] это позволяет рассматривать выявленную межсезонную зависимость как статистическое отражение физически обоснованной связи между тепловым состоянием шельфовых вод Берингова моря, водообменом через Берингов пролив и осенним ледообразованием в Чукотском море.

На рисунке 12 представлены пятилетние скользящие средние стандартизированных аномалий сентябрьской ТПМ северо-восточного шельфа Берингова моря, ледовитости

Рис. 12. 5-летнее сглаживание рядов стандартизованных аномалий ТПМ северо-восточного шельфа Берингова моря в сентябре, ледовитости Берингова моря в мае предыдущего сезона и ледовитости Чукотского моря в ноябре для периода 1983–2023 гг.

Fig. 12. Five-year moving averages of standardized anomalies of sea surface temperature over the northeastern Bering Sea shelf in September, sea ice extent in the Bering Sea in May of the preceding season, and sea ice extent in the Chukchi Sea in November for 1983–2023.



Берингова моря в мае предыдущего сезона и ледовитости Чукотского моря в ноябре за 1983–2023 гг. Ледовитость и ТПМ демонстрируют выраженную противофазную изменчивость.

В целом результаты показывают, что ТПМ северо-восточного шельфа Берингова моря статистически связана лишь с частью наблюдаемой межсезонной сопряжённости ледовых условий Берингова и Чукотского морей. Основная же часть статистической связи формируется под воздействием более сложного комплекса процессов, включающих особенности атмосферной циркуляции в переходный период. Таким образом, летняя ледовитость Берингова моря может рассматриваться как потенциальный интегральный предиктор начальных ледовых условий в Чукотском море, однако для практического прогнозирования необходима его независимая валидация.

Обсуждение

В работе оценена внутрисезонная и межсезонная согласованность ледовых режимов Берингова и Чукотского морей за современный спутниковый период 1979/80–2023/24 гг. Анализ среднемесячных рядов Sea Ice Index, ERA5 и OSTIA выявил сезонно изменяющиеся статистические связи ледовитости с температурой воздуха и поверхности моря. Частичная корреляция позволила оценить условную линейную связь температурных факторов с сопряжённо-

стью ледовых показателей, но не заменяет анализа физических причинных механизмов.

Полученные результаты показывают, что сопряжённость ледовых условий Берингова и Чукотского морей проявляется в разные фазы сезона и, вероятно, формируется сочетанием общих атмосферных условий, тепловой инерции океана и динамики льда. Наиболее устойчивые внутрисезонные связи наблюдаются в переходные периоды, когда межгодовая изменчивость площади льда велика.

Установлена межсезонная статистическая связь между ледовитостью Берингова моря в весенне-летний период (фаза разрушения ледяного покрова) и формированием ледяного покрова в Чукотском море в начале следующего ледового сезона. ТПМ северо-восточного шельфа Берингова моря вносит значимый вклад в формирование данной зависимости, отражая роль предшествующего теплового состояния вод. При этом сохранение статистически значимых связей после исключения данного фактора указывает на возможное участие других процессов, включая атмосферную циркуляцию, перенос водных масс и дрейф льда в районе Берингова пролива.

Анализ связи ледовитости с ТПВ выявил выраженную сезонную асимметрию вклада температурных факторов, определяющих сопряжённость ледовых условий. В осенне-зимний период (октябрь–декабрь) ведущую роль играет термический режим атмосферы над

Чукотским морем, тогда как в весенне-летний период (май–июль) более значимым становится влияние температурных условий над Беринговым морем.

Таким образом, статистическая сопряжённость ледовых режимов Берингова и Чукотского морей сочетает внутрисезонную инерционность, межсезонную согласованность и сезонно изменяющиеся температурные связи. Ледовитость Берингова моря в весенне-летний период может служить индикатором состояния региональной системы «океан–лёд–атмосфера» и кандидатным предиктором начальных условий следующего ледового сезона в Чукотском море.

Заключение

Полученные результаты подчёркивают сложную природу межрегиональных связей и формируют основу для разработки методов сезонного прогнозирования ледовитости. Следующим этапом должна стать проверка прогностической устойчивости выявленных связей на независимых периодах с учётом крупномасштабной атмосферной циркуляции, переноса вод и дрейфа льда через Берингов пролив.

Кратко основные выводы исследования можно сформулировать так:

1. Выявлена устойчивая внутрисезонная статистическая согласованность ледовых процессов Берингова и Чукотского морей, наиболее выраженная в переходные периоды ледового сезона.

2. Установлена межсезонная статистическая связь между ледовитостью Берингова моря на фазе разрушения и начальным ледообразованием в Чукотском море в начале следующего ледового сезона; температура поверхности воды северо-восточного шельфа Берингова моря вносит значимый вклад в формирование данной зависимости, отражая роль теплового состояния вод в тёплый межсезонный период.

3. Выявлена сезонная асимметрия температурных связей: осенью и в начале зимы сопряжённость ледовых условий сильнее связана

с температурой приземного воздуха над Чукотским морем, а весной и летом – с температурой приземного воздуха над Беринговым морем.

Список литературы

1. Матвеева Т.А., Семенов В.А., Астафьева Е.С. Ледовитость арктических морей и её связь с приземной температурой воздуха в Северном полушарии. *Лёд и Снег*. 2020,60(1):134–148. <https://doi.org/10.31857/S2076673420010029>; EDN: NEJLMZ
2. Плотников В.В., Вакульская Н.М., Лукьянова Н.Б. Об изменчивости ледовых условий Чукотского моря и ее связи с крупномасштабной циркуляцией атмосферы. *Метеорология и гидрология*. 2006,12:65–74. EDN: JSGSPL
3. Басюк Е.О., Хен Г.В., Ванин Н.С. Изменчивость океанологических условий Берингова моря в 2002–2006 гг. *Известия ТИНРО*. 2007,151:290–311. EDN: IMPGAX
4. Вакульская Н.М., Плотников В.В. Оценки параметров состояния ледяного покрова Берингова моря. *Криосфера Земли*. 2014,18(1):92–100. EDN: RXDUGF
5. Басюк Е.О., Зуенко Ю.И. Берингово море 2018 – экстремально малоледовитый и тёплый год. *Известия ТИНРО*. 2019,198:119–142. <https://doi.org/10.26428/1606-9919-2019-198-119-142>; EDN: DRRRKW
6. Плотников В.В., Вражкин А.Н., Мезенцева Л.И., Друзь Н.И., Вакульская Н.М., Дубина В.А. Изменчивость гидрометеорологического режима морей восточного сектора Арктики (Восточно-Сибирское, Чукотское) в современный период. *Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов*. 2020,331(7):103–115. <https://doi.org/10.1879/9/24131830/2020/7/2723>
7. Плотников В.В., Вакульская Н.М., Мезенцева Л.И., Дубина В.А., Пустошнова В.И. Изменчивость ледовых условий в Чукотском море и их связь с Арктической осцилляцией. *Известия ТИНРО*. 2020,200(1):155–167. <https://doi.org/10.26428/1606-9919-2020-200-155-167>
8. Мысленков С.А., Круглова Е.Е., Багатинский В.А. Повторяемость штормового волнения в море Лаптевых, Восточно-Сибирском и Чукотском морях. *Гидрометеорологические исследования и прогнозы*. 2024,1(391):41–55. <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2024-1-41-55>
9. Плотников В.В., Пустошнова В.И. Изменчивость и сопряжённость ледовых условий в системе морей Восточной Арктики (Лаптевых, Восточно-Сибирское, Чукотское). *Метеорология и гидрология*. 2012,7:54–65. EDN: PBJBET

10. Вакульская Н.М., Плотников В.В., Пустошнова В.И. Сопряженность ледовых условий Берингова моря с ледовыми условиями в морях восточного сектора Арктики и тихоокеанского бассейна. *Вестник ДВО РАН*. 2014,5:18–24.
11. Алексеева Т.А., Раев М.Д., Тихонов В.В., Соколова Ю.В., Шарков Е.А., Фролов С.В., Сероветников С.С. Сравнительный анализ площади морского льда в Арктике, полученной по данным спутниковой микроволновой радиометрии (алгоритм VASIA2), с ледовыми картами ААНИИ. *Исследование Земли из космоса*. 2020,6:17–23. <https://doi.org/10.31857/S0205961420060020>; EDN: WBMOCF
12. Fetterer F., Knowles K., Meier W.N., Savoie M., Windnagel A.K. Sea Ice Index, Version 3 [Data set]. Boulder, Colorado USA: National Snow and Ice Data Center, 2017. <https://doi.org/10.7265/N5K072F8>
13. Свидетельство о регистрации программы для ЭВМ № 2023688937. «Ice Data Processing». Авт.: Шумилов И.В., Романюк В.А., Пищальник В.М. № 2023682641; заявл. 30.10.2023; опублик. 25.12.2023. <https://fips.ru/EGD/a841422c-d905-46b5-9ce2-c2bedc0f6ff3>; EDN: GDFRGX
14. Hersbach H., Bell B., Berrisford P., et al. The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 2020,146(730):1999–2049. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>
15. Hersbach H., Bell B., Berrisford P., et al. ERA5 monthly averaged data on single levels from 1940 to present. Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS). 2023. <https://doi.org/10.24381/cds.fl7050d7>
16. Donlon C.J., Martin M., Stark J., Roberts-Jones J., Fiedler E., Wimmer W. The Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis (OSTIA) system. *Remote Sensing of Environment*. 2012,116:140–158. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2010.10.017>
17. Свидетельство о регистрации программы для ЭВМ № 2024662834. «NetCDF Processing». Авт.: Шумилов И.В., Ващенко Д.А., Романюк В.А. № 2024661302; заявл. 20.05.2024; опублик. 30.05.2024. EDN: ACXUUT
18. *Границы океанов и морей*. № 9031. СПб.: ГУНиО МО, 2000, 208 с. <https://www.morkniga.ru/p800326.html?ysclid=mm8tez5hvv858863169>
19. Глебова С.Ю. Сезонные особенности и межгодовые изменения атмосферной циркуляции над Беринговым морем в 1995–2022 гг. *Известия ТИНРО*. 2024,204(1):183–205. <https://doi.org/10.26428/1606-9919-2024-204-183-205>; EDN: XQQOOX
20. Думанская И.О. *Ледовые условия морей азиатской части России*. М.; Обнинск: ИГ–СОЦИН, 2017, 640 с.
21. Stabeno P.J., Kachel N.B., Moore S.E., Napp J.M., Sigler M., Yamaguchi A., Zerbini A.N. Comparison of warm and cold years on the southeastern Bering Sea shelf and some implications for the ecosystem. *Deep-Sea Research*. Part II: Topical Studies in Oceanography. 2012,65–70:31–45. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2012.02.020>
22. Corlett W.B., Pickart R.S. The Chukchi slope current. *Progress in Oceanography*. 2017,153:50–65. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2017.04.005>
23. Clark J.B., Mannino A. The impacts of freshwater input and surface wind velocity on the strength and extent of a large high latitude river plume. *Frontiers in Marine Science*. 2022,8:793217. <https://doi.org/10.3389/fmars.2021.793217>
24. Muramatsu M., Watanabe E., Itoh M., Onodera J., Mizobata K., Ueno H. Subsurface warming associated with Pacific Summer water transport toward the Chukchi borderland in the Arctic ocean. *Scientific Reports*. 2025,15:24. <https://doi.org/10.1038/s41598-024-81994-8>
25. Лучин В.А., Соколов О.В. Межгодовая изменчивость и возможность прогноза термического состояния деятельного слоя вод Берингова моря. *Известия ТИНРО*. 2007,151:312–337.
26. Dubinina E.O., Kossova S.A., Osadchikov A.A., Chizhova Yu.N., Avdeenko A.S. Pacific waters in the East Siberian Sea: Identification from $\delta^{13}\text{C}(\text{DIC})$ and [DIC] characteristics. *Doklady Earth Sciences*. 2024,515(2):715–721. <https://doi.org/10.1134/S1028334X2460004X>; EDN: LMIIDZ
27. Woodgate R.A., Weingartner T.J., Lindsay R. Observed increases in Bering strait oceanic fluxes from the Pacific to the Arctic from 2001 to 2011 and their impacts on the Arctic ocean water column. *Geophysical Research Letters*. 2012,39(24):L24603. <https://doi.org/10.1029/2012GL054092>
28. Woodgate R.A., Stafford K.M., Prahll F.G. A synthesis of year-round interdisciplinary mooring measurements in the Bering strait (1990–2014) and the RUSALCA years (2004–2011). *Oceanography*. 2015,28(3):46–67. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2015.57>

References

1. Matveeva T.A., Semenov V.A., Astafieva E.S. Arctic sea ice coverage and its relation to the surface air temperature in the Northern Hemisphere. *Led i Sneg = Ice and Snow*. 2020,60(1):134–148. (In Russ.). <https://doi.org/10.31857/S2076673420010029>; EDN: NEJLMZ
2. Plotnikov V.V., Vakulskaya N.M., Lukyanova N.B. [On variability of ice conditions in the Chukchi Sea and its relationship with large-scale atmospheric circu-

- lation]. *Meteorologiya i Gidrologiya*. 2006,12:65–74. (In Russ.). EDN: JSGSPL
3. Basyuk E.O., Khen G.V., Vanin N.S. [Variability of oceanological conditions in the Bering Sea in 2002–2006]. *Izvestiya TINRO*. 2007,151:290–311. (In Russ.). EDN: IMPGAX
4. Vakulskaya N.M., Plotnikov V.V. [Estimates of parameters of ice cover condition in the Bering Sea]. *Kriosfera Zemli*. 2014,18(1):92–100. (In Russ.). EDN: RXDUGF
5. Basyuk E.O., Zuenko Yu.I. Bering Sea 2018 as the extreme low-ice and warm year. *Izvestiya TINRO*. 2019,198:119–142. (In Russ.). <https://doi.org/10.26428/1606-9919-2019-198-119-142>; EDN: DRRRKW
6. Plotnikov V.V., Vrazhkin A.N., Mezentseva L.I., Druz N.I., Vakulskaya N.M., Dubina V.A. [Variability of hydrometeorological regime of the seas of the eastern Arctic sector (East Siberian and Chukchi seas) in the modern period]. *Izvestiya Tomskogo Politehnicheskogo Universiteta. Inzhiniring Georesurosov = Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. Geo Assets Engineering*. 2020,331(7):103–115. (In Russ.). <https://doi.org/10.18799/24131830/2020/7/2723>
7. Plotnikov V.V., Vakulskaya N.M., Mezentseva L.I., Dubina V.A., Pustoshnova V.I. [Variability of ice conditions in the Chukchi Sea and their relationship with the Arctic Oscillation]. *Izvestiya TINRO*. 2020,200(1):155–167. (In Russ.). <https://doi.org/10.26428/1606-9919-2020-200-155-167>
8. Myslenkov S.A., Kruglova E.E., Bagatinskiy V.A. [Occurrence of storm waves in the Laptev, East Siberian and Chukchi seas]. *Gidrometeorologicheskie Issledovaniya i Prognozy*. 2024,1(391):41–55. (In Russ.). <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2024-1-41-55>
9. Plotnikov V.V., Pustoshnova V.I. Variability and conjugacy of ice conditions in the system of east arctic seas (the Laptev, East Siberian, and Chukchi Seas). *Russian Meteorology and Hydrology*. 2012,37:468–476. <https://doi.org/10.3103/S1068373912070060>
10. Vakulskaya N.M., Plotnikov V.V., Pustoshnova V.I. [Conjugacy of ice conditions of the Bering Sea with ice conditions in the seas of the eastern Arctic sector and the Pacific basin]. *Vestnik DVO RAN*. 2014,5:18–24. (In Russ.).
11. Alekseeva T.A., Raev M.D., Tikhonov V.V., Sokolova Yu.V., Sharkov E.A., Frolov S.V., Serovetnikov S.S. Comparative Analysis of Sea Ice Area in the Arctic, Derived from Satellite Microwave Radiometry (Algorithm VASIA2), with AARI Ice Charts. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2021,57(9):1076–1080. <https://doi.org/10.1134/S0001433821090383>
12. Fetterer F., Knowles K., Meier W.N., Savoie M., Windnagel A.K. Sea Ice Index, Version 3 [Data set]. Boulder, Colorado USA: National Snow and Ice Data Center, 2017. <https://doi.org/10.7265/N5K072F8>
13. [Certificate of registration of the computer program] No. 2023688937. “Ice Data Processing”. Authors: Shumilov I.V., Romanyuk V.A., Pishchalnik V.M. No. 2023682641; appl. 30.10.2023; publ. 25.12.2023. (In Russ.). <https://fips.ru/EGD/a841422c-d905-46b5-9ce2-c2bedc0f6ff3>; EDN: GDFRGX
14. Hersbach H., Bell B., Berrisford P., et al. The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 2020,146(730):1999–2049. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>
15. Hersbach H., Bell B., Berrisford P., Biavati G., Horányi A., Muñoz Sabater J., Nicolas J., Peubey C., Radu R., Rozum I., Schepers D., Simmons A., Soci C., Dee D., Thépaut J.-N. ERA5 monthly averaged data on single levels from 1940 to present. Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS). 2023. <https://doi.org/10.24381/cds.fl7050d7>
16. Donlon C.J., Martin M., Stark J., Roberts-Jones J., Fiedler E., Wimmer W. The Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis (OSTIA) system. *Remote Sensing of Environment*. 2012,116:140–158. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2010.10.017>
17. [Certificate of registration of the computer program] No. 2024662834. “NetCDF Processing”. Authors: Shumilov I.V., Vashchenko D.A., Romanyuk V.A. No. 2024661302; appl. 20.05.2024; publ. 30.05.2024. (In Russ.). EDN: ACXUUT
18. *Granitsy okeanov i morey. No. 9031* [Boundaries of oceans and seas. No. 9031]. St. Petersburg: GUNiO MO, 2000, 208 p. (In Russ.). <https://www.morkniga.ru/p800326.html?ysclid=mm8tez5hvv858863169>
19. Glebova S.Yu. Seasonal patterns and interannual variations of atmospheric circulation over the Bering Sea in 1995–2022. *Izvestiya TINRO*. 2024,204(1):183–205. (In Russ.). <https://doi.org/10.26428/1606-9919-2024-204-183-205>; EDN: XQQOOX
20. Dumanskaya I.O. *Ledovye usloviya morey aziatskoy chasti Rossii* [Ice conditions of the seas of the Asian part of Russia]. Moscow; Obninsk: IG–SOTSIN, 2017, 640 p. (In Russ.).
21. Stabeno P.J., Kachel N.B., Moore S.E., Napp J.M., Sigler M., Yamaguchi A., Zerbini A.N. Comparison of warm and cold years on the southeastern Bering Sea shelf and some implications for the ecosystem. *Deep-Sea Research. Part II: Topical Studies in Oceanography*. 2012,65–70:31–45. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2012.02.020>
22. Corlett W.B., Pickart R.S. The Chukchi slope current. *Progress in Oceanography*. 2017,153:50–65. <https://doi.org/10.1016/j.pocan.2017.04.005>
23. Clark J.B., Mannino A. The impacts of freshwater input and surface wind velocity on the strength and extent of a large high latitude river plume. *Frontiers in Ma-*

- rine Science*. 2022,8:793217. <https://doi.org/10.3389/fmars.2021.793217>
24. Muramatsu M., Watanabe E., Itoh M., Onodera J., Mizobata K., Ueno H. Subsurface warming associated with Pacific Summer water transport toward the Chukchi borderland in the Arctic ocean. *Scientific Reports*. 2025,15:24. <https://doi.org/10.1038/s41598-024-81994-8>
 25. Luchin V.A., Sokolov O.V. [Interannual variability and possibility of forecasting the thermal state of the active water layer of the Bering sea]. *Izvestiya TINRO*. 2007,151:312–337. (In Russ.).
 26. Dubinina E.O., Kossova S.A., Osadchiv A.A., Chizhova Yu.N., Avdeenko A.S. Pacific waters in the East Siberian Sea: Identification from $\delta^{13}\text{C}(\text{DIC})$ and [DIC] characteristics. *Doklady Earth Sciences*. 2024,515(2):715–721. <https://doi.org/10.1134/S1028334X2460004X>; EDN: LMIIDZ
 27. Woodgate R.A., Weingartner T.J., Lindsay R. Observed increases in Bering strait oceanic fluxes from the Pacific to the Arctic from 2001 to 2011 and their impacts on the Arctic ocean water column. *Geophysical Research Letters*. 2012,39(24):L24603. <https://doi.org/10.1029/2012GL054092>
 28. Woodgate R.A., Stafford K.M., Prah F.G. A synthesis of year-round interdisciplinary mooring measurements in the Bering strait (1990–2014) and the RUSALCA years (2004–2011). *Oceanography*. 2015,28(3):46–67. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2015.57>

Об авторах

✉ **Шумилов Илья Валерьевич**, младший научный сотрудник лаборатории волновой динамики и прибрежных течений, Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия, i.shumilov@imgg.ru. <https://orcid.org/0009-0003-6713-779X>

Никулина Ирина Владимировна, инженер лаборатории волновой динамики и прибрежных течений, Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия, i.nikulina@imgg.ru. <https://orcid.org/0009-0001-4926-7027>

Вашченко Дмитрий Алексеевич, инженер-исследователь научно-исследовательской лаборатории химико-биологических исследований, Сахалинский государственный университет, Южно-Сахалинск, Россия, vashchenko_da@sakhgu.ru. <https://orcid.org/0009-0005-0692-7063>

Пищальник Владимир Михайлович, доктор технических наук, профессор, ведущий научный сотрудник лаборатории волновой динамики и прибрежных течений, Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия, v.pishchalnik@imgg.ru. <https://orcid.org/0000-0003-1432-6741>

Романюк Валерий Анатольевич, кандидат географических наук, доцент кафедры геологии и нефтегазового дела Технический нефтегазовый институт, Сахалинский государственный университет, Южно-Сахалинск, Россия, kunashir18@rambler.ru. <https://orcid.org/0000-0002-9993-7965>

About the Authors

✉ **Shumilov, Ilya V.**, Junior Researcher, Laboratory of Wave Dynamics and Coastal Currents, Institute of Marine Geology and Geophysics, Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia, i.shumilov@imgg.ru. <https://orcid.org/0009-0003-6713-779X>

Nikulina, Irina V., Engineer, Laboratory of Wave Dynamics and Coastal Currents, Institute of Marine Geology and Geophysics, Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia, i.nikulina@imgg.ru. <https://orcid.org/0009-0001-4926-7027>

Dmitry A. Vashchenko., Research Engineer, Research Laboratory of Chemical and Biological Studies, Sakhalin State University, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia, vashchenko_da@sakhgu.ru. <https://orcid.org/0009-0005-0692-7063>

Vladimir M. Pishchalnik., Doctor of Technical Sciences, Professor, Leading Researcher, Laboratory of Wave Dynamics and Coastal Currents, Institute of Marine Geology and Geophysics, Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia, v.pishchalnik@imgg.ru. <https://orcid.org/0000-0003-1432-6741>

Valery A. Romanuk., Candidate of Geographical Sciences, Associate Professor, Department of Geology and Petroleum Engineering, Technical Oil and Gas Institute, Sakhalin State University, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia, kunashir18@rambler.ru. <https://orcid.org/0000-0002-9993-7965>

Поступила 16.06.2026

Принята к публикации 11.07.2026

Received 16 June 2026

Accepted 11 July 2026