

# Морские, речные и озёрные льды

УДК 551.583.7

doi: 10.31857/S2076673421040106

## Морской лёд Арктического бассейна в свете современных и прошлых климатических изменений

© 2021 г. И.И. Борзенкова\*, А.А. Ершова, Е.Л. Жильцова, К.О. Шаповалова

Государственный гидрологический институт, Санкт-Петербург, Россия

\*irena\_borzen@mail.ru

## Arctic sea ice in the light of current and past climate changes

I.I. Borzenkova\*, A.A. Ershova, E.L. Zhiltsova, K.O. Shapovalova

State Hydrological Institute, St. Petersburg, Russia

\*irena\_borzen@mail.ru

Received May 26, 2020 / Revised August 8, 2021 / Accepted October 4, 2021

Keywords: *current warming, area and thickness sea-ice, warm epochs in the past, ice-free Arctic past and future.*

### Summary

Data from satellite observations (1979–2020) showed that over the last 40 years, years with a decrease in the area of summer ice extent and their thickness have prevail. Over 10 years, negative trends in anomalies of ice area and thickness of the ice are –13 and –15%, respectively. There is also a rapid reduction in the area of old ice (> 4 year-old): while in 1985 it was estimated at 2.7 million km<sup>2</sup> while in March 2010 it was 0.34 million km<sup>2</sup>. The paper analyses paleo-sea ice extent during the Holocene (the last 12,000 years) based on empirical biomarkers IP<sub>25</sub> (a sea ice proxy with 25 carbon atoms synthesized by the specific Arctic sea ice diatoms *Haslea* spp. which have been proven to be a suitable proxy for paleo-sea ice reconstructions) obtained from deep-sea cores from the North Atlantic. The data obtained showed that during the warm periods of the Early and Middle Holocene, the area of summer sea ice was reduced to a minimum. This confirms the conclusion made earlier in [28] that the current trend of reducing the area and thickness of ice is unprecedented over the past 1,500 years. There is no complete analogue of the climate in the past corresponding to the current level of the CO<sub>2</sub> concentration in the atmosphere. The closest time interval in terms of CO<sub>2</sub> content is the warming of the Middle Pliocene between 3 and 4 million years ago, when the CO<sub>2</sub> content in the atmosphere was 450–500 ppm against approximately 420 ppm at present. Paleo-climate reconstructions for this period estimate the global temperature to be 3.0–3.5±0.5 °C higher than at the end of the 19<sup>th</sup> century. Summer air temperatures in the high latitudes of the Northern Hemisphere exceeded the current ones by 8–10 °C, and the sea ice in the Arctic shelf seas was completely absent in the summer. Empirical data and model simulations have shown that presently the main driver of the reduction of the Arctic sea ice area is the increase in concentration of CO<sub>2</sub> in the atmosphere. At the present time old sea ice tends to be replaced by seasonal ice demonstrating natural shift from predominance of permanent ice to the ice-free Arctic. In case of continuous increase in CO<sub>2</sub> concentration in the atmosphere despite the emission control measures, one of the scenarios, which had happened in the past, may come true.

Citation: Borzenkova I.I., Ershova A.A., Zhiltsova E.L., Shapovalova K.O. Arctic sea ice in the light of current and past climate changes. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2021, 61 (4): 533–546. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673421040106.

Поступила 26 мая 2021 г. / После доработки 8 августа 2021 г. / Принята к печати 4 октября 2021 г.

Ключевые слова: *современное потепление, площадь и толщина морского льда Арктики, морской лёд, тёплые эпохи прошлого, безлёдная Арктика в прошлом и будущем.*

За период спутниковых наблюдений (1979–2020 гг.) происходит постоянное уменьшение площади летних льдов и их толщины со скоростью 13 и 15% за 10 лет соответственно. Отмечается быстрое сокращение площади льдов старше четырёх лет и увеличение площади однолетних льдов. Анализ данных о состоянии морских льдов в Арктике за голоцен, за тёплую стадию последнего межледникового и середину плиоцена показал, что в тёплые эпохи прошлого площадь летних льдов сокращалась до минимальных значений. Эмпирические данные и результаты моделирования показывают, что в настоящее время запущен механизм замещения многолетних льдов сезонными, что является естественным состоянием перехода от этапа преобладания сезонных льдов к безлёдной Арктике. Основной драйвер современного сокращения морских льдов – рост содержания CO<sub>2</sub>. Если концентрация CO<sub>2</sub> в атмосфере будет увеличиваться, то может сработать один из сценариев, имевший место в прошлом.

## Введение

Анализ спутниковой информации за последние десятилетия позволяет детально представить пространственную и временную картину изменения площади и толщины морского льда в Арктическом бассейне [1–4]. Беспрецедентно быстрое сокращение площади и толщины морского льда в Арктике свидетельствует о несомненной роли повышения температуры воздуха – следствия усиления «парникового эффекта» в результате выбросов углекислого газа и других парниковых газов. В связи с этим возникает вопрос о возможном частичном или даже полном исчезновении морских льдов, по крайней мере в летнее время, на значительной части Арктического бассейна в ближайшие десятилетия. Даже при соблюдении Парижского соглашения 2015 г. [5] об ограничении выбросов, что не позволит повысить глобальную температуру более чем на 1,5–2,0 °C по сравнению с доиндустриальным периодом, максимальное сокращение площади морского оледенения в Арктике по данным моделирования может наступить уже к середине настоящего столетия [6, 7].

Геологическая история морского оледенения Арктического бассейна показала, что даже при относительно небольшом повышении глобальной температуры на 1,0–1,2 °C в среднем голоцене и на 1,5–1,8 °C во время максимума потепления последнего межледникового (морская изотопная подстадия 5e, около 130 тыс. лет назад) площадь морских льдов и их толщина значительно сокращались в летнее время при одновременном увеличении площади однолетних льдов [8–13]. Анализ палеоклиматической информации за последние 65 млн лет позволяет сделать вывод, что снижение концентрации «парниковых» газов и, прежде всего, содержания CO<sub>2</sub> в атмосфере было основной причиной формирования холодных донных вод в океане на границе эоцена/олигоцена (около 38 млн лет назад), что в дальнейшем привело к появлению горного, наземного и морского оледенения в высоких широтах [13–15].

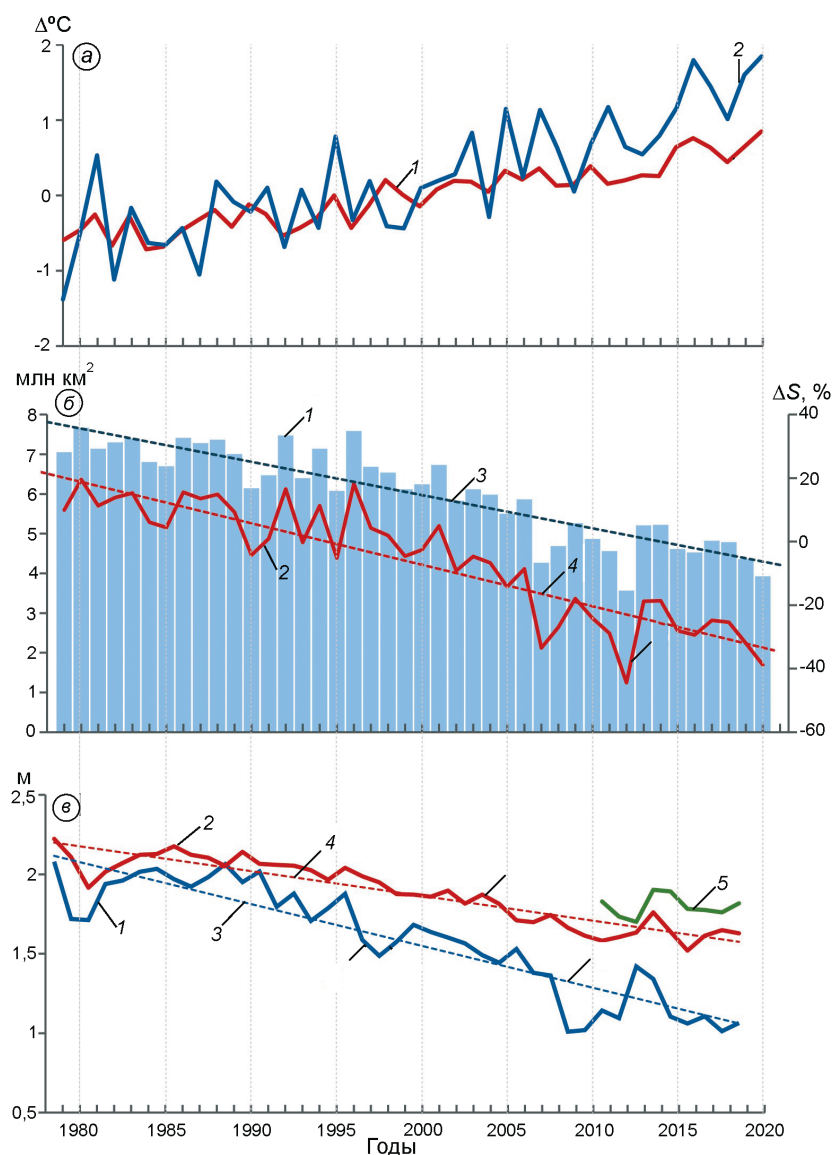
Совместный анализ современных данных об изменении площади морских льдов в Арктике и данных о содержании CO<sub>2</sub> в атмосфере показал тесную зависимость между ростом концентрации CO<sub>2</sub> и сокращением площади оледенения

в последние 40 лет [16]. Вывод о том, что содержание углекислого газа – основной драйвер изменения морского оледенения в Арктическом бассейне в настоящее время, был получен и в работах по моделированию климата Арктического бассейна [2, 7, 17].

Задача настоящего исследования – сопоставить данные о современных изменениях площади морских льдов с состоянием оледенения в Арктике во время относительно близких к нашему времени потеплений в прошлом, когда глобальная температура превышала современную на 1,0 и 1,5–1,8 °C, что реально может произойти в сравнительно близком будущем. Ситуация, когда морской лёд в Арктике из многолетнего превращался в сезонный, неоднократно имела место в прошлом, даже при сравнительно небольшом повышении глобальной температуры [9, 11, 12].

## Современное потепление и состояние морского льда в Арктическом бассейне

На рис. 1 приведены данные об изменении глобальной температуры и температуры воздуха в высоких широтах (севернее 60° с.ш.) с 1979 по 2020 г., охватывающие период мониторинга площади морских льдов с помощью системы спутниковых наблюдений. В качестве индикатора состояния морского оледенения Арктики чаще всего используются месячные данные о протяжённости ледяного покрова (sea ice extent) или площадь морского льда (sea ice area). Данные доступны на сайте Национального центра данных USA по исследованию снега и льда (National Snow and Ice Data Center, NSIDC) [19, 20]. На рис. 1, б представлены данные о протяжённости ледяного покрова в Арктике с 1979 по 2020 г. в конце весенне-летнего сезона (июнь–сентябрь), когда площадь морского оледенения достигает минимальных значений. С целью расчёта этого показателя для каждой ячейки Арктического бассейна размером 25 × 25 км оценивается наличие или отсутствие льда, пороговым значением служит сплочённость морского льда 15% и более. Ячейки со сплочённостью менее 15% считаются чистой водой, при превышении порога 15%-й сплочённости данная ячейка считается полностью занятой льдом. Протяжённость ледяного покрова – удобная характеристика для



**Рис. 1.** Глобальная температура, температура воздуха в высоких широтах (севернее  $60^\circ$  с.ш.) и морские льды Арктического бассейна за последние 40 лет (1979–2020 гг.).

*a:* 1 – аномалии глобальной температуры воздуха ( $90^\circ$  с.ш. –  $90^\circ$  ю.ш.) в отклонениях от температуры за период 1981–2010 гг.; 2 – аномалии температуры воздуха в широтном поясе  $60^\circ$ – $90^\circ$  с.ш. в отклонениях за период 1981–2010 гг.; источник данных [18];

*б:* 1 – минимальная площадь морского льда (sea ice extent) в сентябре, млн  $\text{км}^2$ ; 2 – отклонения значений минимальной площади льда (в %) от нормы (1981–2010 гг.) за период спутниковых наблюдений с 1979 по 2020 г.; 3 и 4 – линейные тренды соответственно минимальной площади льда (3) и её отклонения от нормы (4); источник данных [19];

*в:* 1 – изменение средней толщины льда в Арктическом бассейне в сентябре (м) и 2 – в марте с 1979 по 2020 г.; источник данных [19, 20]; 3 и 4 – линейные тренды толщины льда в сентябре и в марте соответственно; 5 – изменение толщины льда с 2009 по 2020 г. по данным CryoSAT-2; источник данных [21]

**Fig. 1.** Global air temperature, high-latitude air temperature and sea ice extent in the Arctic Basin over the last 40 years (1979–2020).

*a:* 1 – global air temperature anomalies ( $90^\circ$  N –  $90^\circ$  S) relative to the 1981–2010 reference period; 2 – air temperature anomalies averaged for  $60^\circ$ – $90^\circ$  N relative to the 1981–2010 reference period; source: [18];

*б:* 1 – minimum sea ice extent in September (million square kilometers); 2 – curve shows percentage of minimal sea ice extent departures from reference period (1981–2010) from 1979 to 2020; linear trends of the minimal sea ice extent (3) and its departure relative to the period 1981–2020 (4); source: [19];

*в:* mean sea ice thickness (m) in the Arctic Basin in September (1) and in March (2) from 1979 to 2020 [19, 20]; 3 and 4 – linear trends for September and March respectively; 5 – sea ice thickness from CryoSAT-2 over the period from 2009 to 2020; source: [21]

## Тренды площади и толщины льда в сентябре [19–21]\*

Годы	Площадь морского льда			Толщина льда (по данным PIOMAS)		
	в сентябре, млн км <sup>2</sup>	аномалии площади льда относительно среднего за период 1981–2010 гг., %	тренд с 1979 г. относительно среднего за период 1981–2010 гг., %/10 лет	в сентябре, м	аномалии толщины льда относительно среднего за период 1981–2010 гг., %	тренд с 1979 г. относительно среднего за период 1981–2010 гг., %/10 лет
2000	6,25	-2,6	-6,8	1,58	-8,3	-11,1
2001	6,73	5,0	-6,2	1,68	-2,5	-11,0
2002	5,83	-9,1	-7,2	1,64	-4,9	-11,0
2003	6,12	-4,6	-7,4	1,6	-7,2	-11,2
2004	5,98	-6,7	-7,7	1,57	-8,9	-11,3
2005	5,50	-14,2	-8,5	1,49	-13,6	-11,7
2006	5,86	-8,6	-8,6	1,44	-16,5	-12,2
2007	4,27	-33,5	-10,4	1,53	-11,2	-12,1
2008	4,69	-26,9	-11,3	1,38	-19,9	-12,5
2009	5,26	-17,9	-11,5	1,36	-21,1	-12,9
2010	4,87	-24,1	-11,9	1,01	-41,4	-14,2
2011	4,56	-28,9	-12,5	1,02	-40,8	-15,3
2012	3,57	-44,4	-13,6	1,14	-33,9	-15,7
2013	5,21	-18,8	-13,3	1,1	-36,2	-16,1
2014	5,22	-18,6	-13	1,42	-17,6	-15,5
2015	4,62	-28,0	-13,1	1,34	-22,3	-15,1
2016	4,53	-29,4	-13,1	1,11	-35,6	-15,3
2017	4,82	-24,8	-13	1,06	-38,5	-15,5
2018	4,79	-25,4	-12,8	1,11	-35,6	-15,5
2019	4,36	-31,9	-12,8	1,01	-41,4	-15,7
2020	3,93	-38,8	-13,1	1,06	-38,5	-15,7

\*Тренды площади льда и толщины льда значимы на 95%-м уровне значимости.

анализа сезонных и межгодовых изменений, которая позволяет наиболее адекватно построить границу распространения льда, особенно во время таяния льдов, когда использование других индикаторов может привести к недооценке площади оледенения [22].

Как видно из рис. 1, б, повышение температуры воздуха в широтной зоне (60–90° с.ш.) в последние годы составляет около 2 °С по сравнению с нормой (1981–2010 гг.), что практически вдвое превышает изменение глобальной температуры (90° с.ш.–90° ю.ш.). Как видно из рис. 1, б и таблицы, за весь период спутниковых наблюдений площади летних льдов постоянно уменьшаются, причём скорость их сокращения увеличилась практически вдвое с 2007 г., и в настоящее время тренд составляет около –13% за 10 лет. Из данных таблицы видно, что сокращение площади морских льдов сопровождается уменьшением их толщины.

Методы измерения и оценки толщины льда достаточно многообразны. Первыми методами наблюдений, позволяющими оценить толщину льда, были визуальные наблюдения с морских судов и непосредственно с поверхности льда. С зарождением и развитием авиации для описания параметров ледяного покрова начали использовать визуальные наблюдения во время авиаразведок, позднее к ним добавили и инструментальные. Технологии дистанционного зондирования, которые начали применять с середины XX в., позволили увеличить пространственный охват и число наблюдаемых параметров состояния ледяного покрова. Большое значение для оценки толщины льда играют данные, полученные в XX в. с помощью гидролокаторов верхнего обзора, установленных на подводных лодках. С развитием космических технологий появилась возможность использовать для мониторинга спутниковую информацию [3].

Спутниковое дистанционное зондирование позволило расширить знания о пространственном и временном изменении толщины льда и его возрастном составе. Методы дистанционных спутниковых наблюдений развивались в разных направлениях: использование инфракрасных спутниковых снимков, данных пассивного микроволнового излучения, измерений радиолокационных станций с синтезированной апертурой (РСА), лазерных высотомеров (альтиметров). В настоящее время данные спутникового зондирования играют главную роль в анализе состояния морского льда, при этом данные инструментальных измерений *in situ* с авиационных аппаратов и морских судов обеспечивают необходимую валидацию и корректировку спутниковых данных [13, 23].

В апреле 2010 г. Европейским космическим агентством (ЕКА) был запущен искусственный спутник Земли CryoSat-2, одна из главных целей которого – измерение толщины морского льда [19, 21]. Основным инструментом зонда служит радиолокационный интерферометрический высотомер с синтезированной апертурой SIRAL, измеряющий с высокой степенью точности превышение морского льда над уровнем моря. Толщина льда рассчитывалась по уравнению гидростатического равновесия надводной части снежно-ледяного покрова и подводной части льда, учитывающему различия плотностей воды, льда и снега.

Наблюдения со спутника CryoSat-2 покрывают почти всю территорию Северного Ледовитого океана, что обусловило широкое использование этих данных в качестве основного источника информации при оценке колебаний толщины и объёма арктического льда. Данные исследования с подводных лодок за период с 1958 по 2000 г., дополненные спутниковыми наблюдениями с 1999 по 2017 г., показали, что в шести районах Арктического океана толщина морского льда за последние 60 лет уменьшилась в среднем на 2 м, или на 66% [13, 19].

Кроме непосредственных наблюдений за изменением толщины льда, была разработана система панарктического численного моделирования льда и океана – PIOMAS (Pan-Arctic Ice Ocean Modeling and Assimilation System), позволяющая получать непрерывные данные о толщине и объёме морского оледенения в Арктике. Полное описание данных, получаемых с помо-

щью системы PIOMAS, даётся в работах [23, 24]. Количественные оценки толщины льда в системе PIOMAS учитывают характеристики циркуляции в верхнем слое океана в полярных областях Земли, используя при этом данные реанализа NCEP/NCAR. Сравнение данных, полученных системой PIOMAS, с материалами дистанционного зондирования, наблюдений с субмарин, аэросъёмки и других натуральных наблюдений, показало хорошее воспроизведение этой системой пространственного распространения льда разной толщины, а также сезонные и межгодовые изменения толщины льда [25]. Численные оценки, полученные в рамках системы PIOMAS, охватывают площадь севернее 43° с.ш., обеспечивая достаточную временную протяжённость и полноту данных, что важно для климатических моделей, требующих длительных временных рядов данных. Результаты вычислений объёма и толщины льда в системе PIOMAS были использованы в качестве инструмента для оценки долгосрочных климатических трендов с помощью семейства моделей CMIP6 [7].

На рис. 1, в приведены данные об изменении толщины льда в Арктике с 1979 по 2020 г. в марте и сентябре с использованием сведений системы PIOMAS и данных, полученных спутником CryoSat-2 за период с 2010 по 2020 г. Как видно из рис. 1, в и таблицы, с 2010 г. отмечается значительное уменьшение толщины льда: отрицательный тренд составляет более 15% за 10 лет. Отметим, что отрицательный тренд толщины льда сохраняется за весь период с 1979 по 2020 г. как в сентябре во время минимальной годовой площади льда, так и в марте, когда ледяной покров Арктики достигает максимума. За 15-летний период спутниковых наблюдений (ICESat-2 и CS-2) Арктический океан потерял около 210<sup>6</sup> км<sup>2</sup> [3].

Наряду с данными о толщине льда, важный показатель состояния ледяного покрова Арктического бассейна – возраст льда. Для его определения используют спутниковые наблюдения и наблюдения за дрейфом льдов. Эти исследования позволяют получить сведения о возрасте льда с 1980-х годов. Самые старые льды, возраст которых более четырёх лет, – главный компонент ледяного покрова Арктического бассейна, хотя в настоящее время такой лёд составляет лишь небольшую фракцию пакового льда.

Если в 1985 г. 33% льдов Арктического бассейна составляли старые льды, то в марте 2020 г. на долю старого льда в паковом льде приходилось всего 4,4%. Общая площадь распространения старых льдов в марте 2010 г. оценивается в 0,34 млн км<sup>2</sup> по сравнению с 2,7 млн км<sup>2</sup> в 1985 г. Однако в марте 2020 г. количество старых льдов даже несколько увеличилось по сравнению с 2019 г., когда его площадь оценивалась всего в 1,2% (или 0,09 млн км<sup>2</sup>) всей площади морского оледенения. Площадь ледяного покрова 3–4-летнего возраста уменьшилась с 6,4% в 2019 г. до 3,7% в 2020 г. (NOAA Arctic Report Card, 2020) [1].

Как показал анализ эмпирических данных о температурном и ледовом режиме, в Арктике за последние 40 лет за счёт современной тёплой аномалии, когда повышение глобальной температуры по сравнению с доиндустриальным периодом составило около  $0,8 \pm 0,2$  °C [6], значительно изменилось состояние морского оледенения высоких широт Северного полушария. Вероятно, и в прошлом, когда повышение глобальной температуры было сравнимо с современным или несколько превышало его, площадь морского оледенения сокращалась, а в отдельные тёплые периоды в летнее время в шельфовых морях Арктике мог наблюдаться безлёдный режим [10–12, 15].

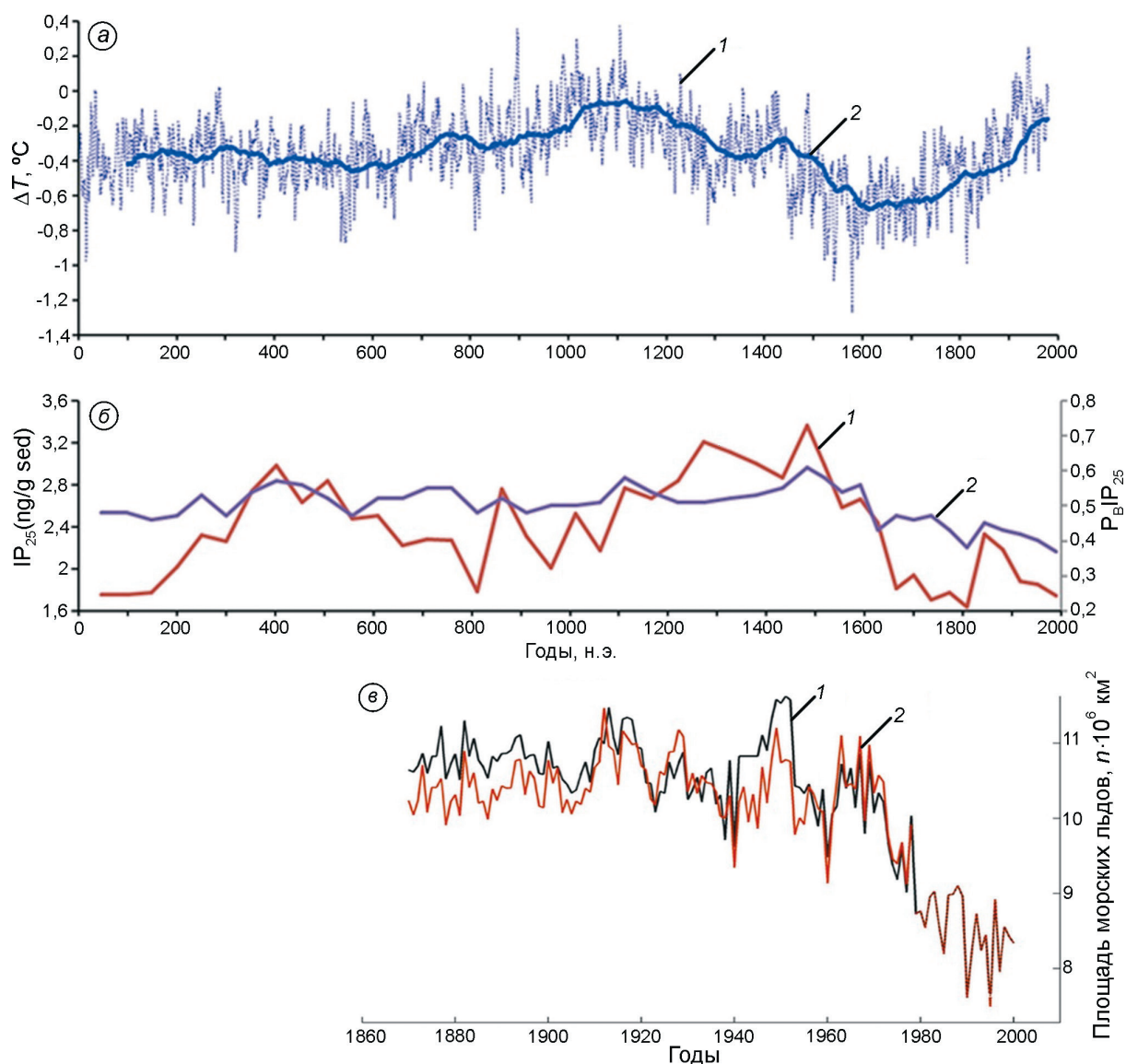
### Морские льды в голоцене (последние 12 тыс. лет)

Сведения о состоянии морских льдов в высоких широтах Северного полушария за последние тысячелетия носят в основном качественный характер, хотя неоднократно предпринимались попытки реконструкции границ распространения льдов во время тёплой аномалии средних веков (IX–XIII вв. н.э.) и похолодания «малой ледниковой эпохи» около 1450–1850 гг. Детальный обзор современных данных о состоянии морского оледенения за последние 1000 лет представлен в работе [26]. Реконструкции состояния морского оледенения в Арктике за последние 1000 лет в этой работе основаны на данных об изменении видового состава морской микрофауны, растительности на островах и в прибрежных районах, изменениях в составе глубоководных осадков, получаемых в результате морского

бурения. В работе [27] сделана первая попытка получить количественную оценку изменения площади морских льдов в Арктике за последние 1500 лет на основе обобщения косвенных данных и прямых измерений. На основе обобщения большого объёма косвенной информации авторы сделали вывод о том, что современное сокращение площади льдов в Арктическом бассейне — беспрецедентное за последние 1450 лет.

Исследования последних лет были направлены на разработку количественного индекса, позволяющего оценить изменение площади морского оледенения в прошлом [28–30]. Как они показали, некоторые виды диатомовых, живущие в морском льду при температурах воды, близких к 0 °C, могут быть использованы в качестве индикатора наличия или отсутствия морского льда. В результате этих исследований был предложен биомаркер IP<sub>25</sub> и различные его модификации (P<sub>B</sub>IP<sub>25</sub> и P<sub>III</sub>IP<sub>25</sub>), основанные на наличии в ископаемой морской микрофлоре диатомовых вида *Haslea* spp. с 25 атомами углерода. Количественные значения биомаркера IP<sub>25</sub> могут изменяться от 0,2 (минимальная площадь льда или его отсутствие) до 1,0 (полное покрытие льдом). В настоящее время доступны несколько десятков непрерывных временных рядов биомаркера IP<sub>25</sub> из разных районов Северного Ледовитого океана, позволяющие получить определённую пространственную картину изменения морского оледенения за последние 10–12 тыс. лет с временным шагом от первых десятилетий до первых столетий.

На рис. 2 приведены данные об изменении площади морского льда за последние 2000 лет на основе анализе осадков глубоководного ядра MSM5/5-712-1 с временным разрешением около 50 лет. Ядро взято на континентальном шельфе Западного Свальбарда в проливе Фрама [31]. В результате биохимического анализа водорослей и фитопланктона в осадках ядра были получены временные ряды биохимических маркеров (IP<sub>25</sub>, P<sub>III</sub>IP<sub>25</sub>, P<sub>B</sub>IP<sub>25</sub>) от 47 г. н.э. до 1989 г. На рис. 2, а приведена реконструкция температуры воздуха внетропической зоны Северного полушария (севернее 30° с.ш.), выполненная на основе обобщения дендроклиматической информации за последние 2000 лет [32, 33]. Совместный анализ этих данных с данными о состоянии морского оледенения позволяет сделать



**Рис. 2.** Аномалии температуры воздуха внетропической зоны Северного полушария и площадь морских льдов за последние 2000 лет.

*a:* 1 – ежегодные аномалии температуры воздуха внетропической зоны Северного полушария (30–90° с.ш.) в отклонениях от современной, °C; 2 – осреднённые 100-летние скользящие аномалии температуры; источник данных [33];

*б:* биомаркеры площади морского льда  $IP_{25}$ ,  $P_B IP_{25}$  (sea ice extent), полученные по данным глубоководного ядра MSM5/5-712-1 (78°55' с.ш., 6°46' в.д.), взятого у западной континентальной границы архипелага Западный Шпицберген, пролив Фрама. 1 –  $IP_{25}$ ; 2 –  $P_B IP_{25}$ ; числовой материал взят из электронного приложения к работе [31];

*в:* рисунок из работы [27]; площадь морского оледенения Арктики между 1860 и 2000 гг.; 1 – площадь морских льдов (sea ice extent) в августе по косвенным данным; 2 – площадь льдов в августе, дополненная эмпирическими (спутниковыми) данными за последние годы и скорректированная авторами [27] с помощью статистических связей; рисунок из электронного приложения к статье [27]

**Fig. 2.** Air temperature (°C) for the extratropical zone of the Northern Hemisphere and sea ice extent over the last 2000 years.

*a:* 1 – annual air temperature anomalies (°C) relative to the reference period 1961–1990 averaged over extratropical part of the Northern Hemisphere (30–90° N) during the last 2000 years; 2 – 100-year running means. Air temperature reconstruction is based on tree-ring data; source data: [33];

*б:* sea ice proxy indices of the sea ice extent ( $IP_{25}$  and  $P_B IP_{25}$ ) from marine core MSM5/5-712- (78°55' N, 6°46' E). Continental margin of the West Svalbard, Frame Strait. 1 –  $IP_{25}$  and 2 –  $P_B IP_{25}$ ; source: data from electronic supplement of [31];

*в:* figure from [27]; sea ice extent in the Arctic between 1860 and 2000; 1 – curve represents August sea ice extent; 2 – curve shows improved data of historical August ice extent index derived by statistical interpolation [27]

вывод о высокой чувствительности площади морского льда к сравнительно небольшим колебаниям температуры Северного полушария.

Три периода глобального потепления разной продолжительности (первый — от начала нашей эры до 200 г. н.э., известный как потепление Романского времени, Roman Warm Period, RWP; второй — около 700–800 г. н.э. и третий — между X и XIII вв. н.э.) характеризовались сокращением площади морского оледенения в летнее время, что нашло отражение в величинах биохимических показателей. Двум последним тёплым интервалам, потеплению между 700 и 800 гг. н.э., которое сильнее всего проявилось в Средиземноморье, и потеплению средних веков (900–1300 гг.) соответствуют самые низкие значения биохимических индексов, в отдельные годы площадь морского льда могла составлять 20% и менее. Анализ этого рисунка подтверждает вывод, сделанный в работе [27], о том, что современное потепление, начавшееся в 1980-х годах, — беспрецедентное за последние 2000 лет.

Отметим ещё две реконструкции площади морского оледенения, охватывающие последние 700–800 лет, выполненные на основе альтернативного подхода. Реконструкция, выполненная в работе [30], основана на ежегодных данных о площади морских льдов (sea ice extent) в Баренцевом и Карском морях в летнее время с 1289 по 1993 г. Реконструкция выполнена на основе кислородно-изотопного анализа ледяных кернов, взятых из шести покровных ледников архипелага Свальбард, островов Земли Франца-Иосифа и Северной Земли. Эти данные показали, что если в конце потепления средних веков (между 1300 и 1400 гг.) площадь морских льдов составляла около  $5 \times 10^5$  км<sup>2</sup> и была значительно ниже по сравнению с  $8 \div 10 \times 10^5$  км<sup>2</sup> во время похолодания малой ледниковой эпохи, то в 1920–40 годах и в конце 1980-х годов прошлого столетия летние льды в этих морях составляли всего около  $2 \div 3 \times 10^5$  км<sup>2</sup>.

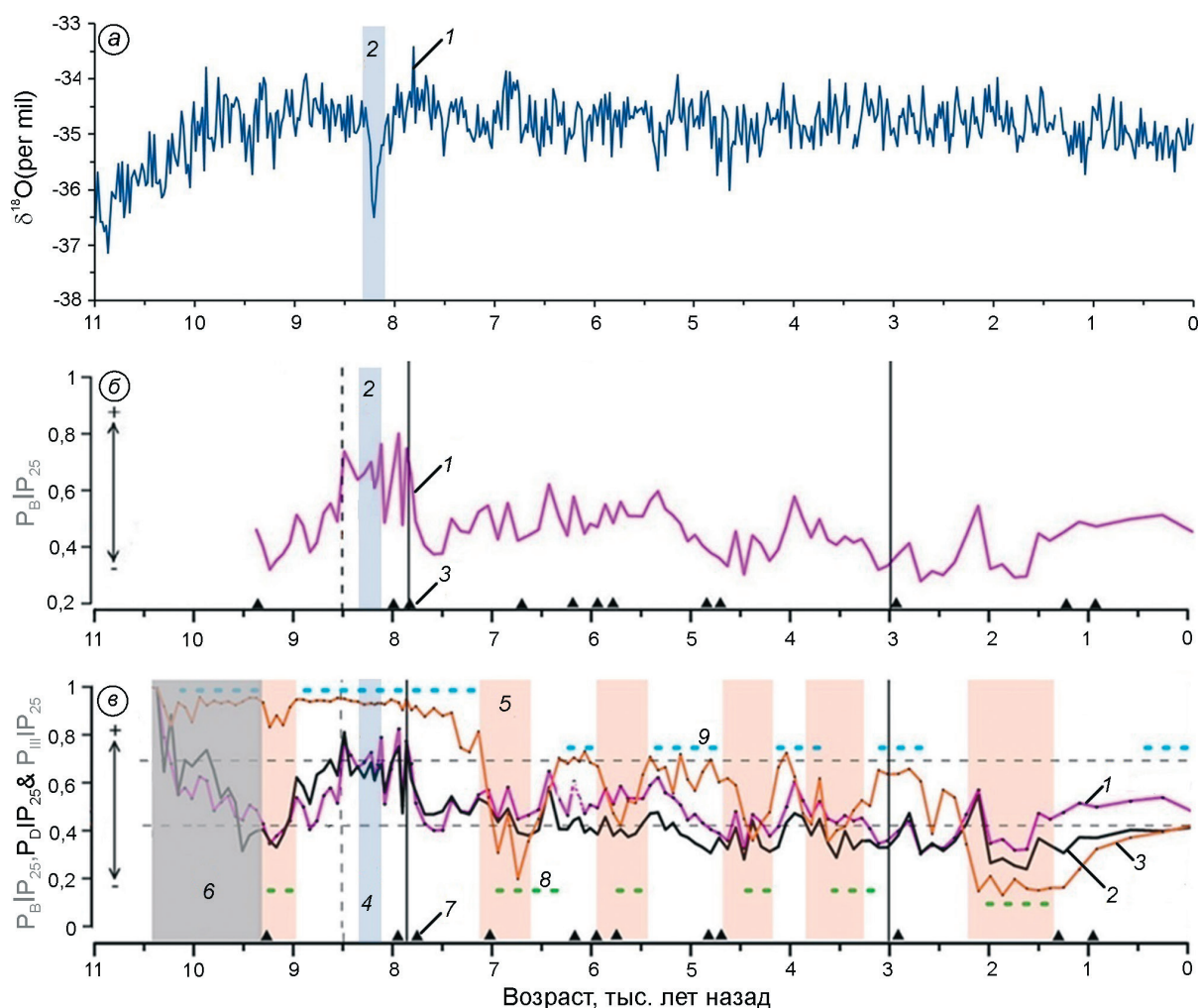
Вторая реконструкция охватывает примерно тот же период — с 1200 до 1997 г. — и характеризует состояние площади зимних льдов для обширной территории северных морей, от Гренландского моря до восточного шельфа Карского [34]. Реконструкция основана на изотопно-кислородном анализе керна, взятого из ледников архипелага Свальбард, и данных о температуре воздуха на севере Скандинавии, восстановленной

по дендроклиматическим данным. По данным работы [34], за последние 700 лет площадь морских льдов (sea ice extent) в зимнее время в северных морях изменялась от  $800 \div 1000 \times 10^3$  км<sup>2</sup> во время похолодания малой ледниковой эпохи до  $600 \times 10^3$  км<sup>2</sup> и менее в конце потепления средних веков, в начале XX в. (1920–40 годы) и в 1980–90-х годах.

На рис. 3 представлены данные о температуре воздуха в высоких широтах и площадь морских льдов за голоцен (последние 11 тыс. лет), полученные по исследованию глубоководных морских кернов с высокой степенью временного разрешения (около 50 лет и менее) из двух районов Арктики (пролив Фрама и Баффинов залив) [35, 37]. Температуры воздуха восстановлены на основе изотопно-кислородного анализа Гренландского керна, взятого в рамках международного проекта GRIP. Реконструкция морских льдов представлена в виде временных рядов биомаркеров  $P_{\text{B}}IP_{25}$  и  $PIP_{25}$ . Как видно из рис. 3, на фоне быстрого повышения температуры на границе позднего дриаса и раннего голоцена (около  $12,700 \div 11,600 \pm 0,1$  календарных лет назад) площадь морских льдов быстро сокращалась (значения биомаркеров уменьшилось с 0,8–0,9 до 0,4–0,3).

Холодный эпизод раннего голоцена около «8,2 тыс. лет назад» нашёл чёткое отражение в увеличении площади морского оледенения (величина биомаркера возросла до 0,8), о чём свидетельствуют в том числе и независимые данные из разных районов северных широт и высокой Арктики [38]. Относительно низкая степень ледовитости (биомаркеры в пределах 0,5–0,4) отмечалась в течение всего среднего голоцена, увеличение площади морского льда началось около 4 тыс. лет назад синхронно с похолоданием в высоких широтах. В течение последних 3 тыс. лет биомаркеры не отмечали похолодания в неогляциале. Уменьшение значений биомаркеров  $P_{\text{B}}IP_{25}$ ,  $PIP_{25}$  и  $НВІ ІІІ (P_{\text{III}}IP_{25})$  между ~ 2,1 и ~ 1,3 тыс. лет назад могло быть связано с потеплениями во время Романского периода (RWP) и тёплой аномалии в средние века (Medieval Warm Anomaly, MWA), которые отмечались на значительной части Северного полушария. Такие связи подтверждаются и независимой информацией из других районов (район Диско в Гренландии, Канадская Арктика и Лабрадорское море) [15, 34, 37].





**Рис. 3** Температура воздуха и морские льды Арктики в голоцене (последние 11 тыс. лет).

*a:* 1 – температура воздуха в высоких широтах по данным Гренландского ядра ( $\delta^{18}\text{O}$ ) (проект GRIP); источник данных [36]; 2 – холодный эпизод около «8,2 тыс. лет назад»;

*b:* 1 – реконструкция площади морского оледенения за последние 11 тыс. лет по данным биомаркеров  $\text{IP}_{25}$  и  $\text{P}_B\text{IP}_{25}$ ; морской ядр (GeoB19927-3, 73°35' с.ш., 58°05' з.д.) взят у западного побережья Гренландии в Баффиновом заливе; 2 – холодный эпизод около «8,2 тыс. лет назад»; 3 – отмечены слои морских осадков, датированные  $^{14}\text{C}$ ; материалы из статьи [35];

*в:* 1, 2 – реконструкция площади морского оледенения для поздней весны по данным биомаркеров  $\text{P}_B\text{IP}_{25}$ ,  $\text{P}_D\text{IP}_{25}$ ; 3 – реконструкция площади морского оледенения по данным биомаркера  $\text{P}_{III}\text{IP}_{25}$  на границе ранней весны/поздней зимы; биомаркеры определены по осадкам из морских ядер, взятых на континентальном шельфе Восточной Гренландии между 70° и 73° с.ш.; 4 – холодный эпизод около «8,2 тыс. лет назад»; 5 – интервалы голоцена с наименьшей площадью морских льдов, соответствующие периодам потепления; 6 – интервал раннего голоцена с отсутствием радиоуглеродных датировок; 7 – чёрными треугольниками отмечены слои осадков, датированные  $^{14}\text{C}$ ; 8 – зелёными точками отмечены интервалы с минимальным количеством морского льда; 9 – голубыми точками отмечены интервалы с максимальным количеством весеннего льда; рисунок из работы [35]

**Fig. 3.** High-latitude air temperature and sea ice extent during the Holocene (the last 11,000 yr).

*a:* 1 – high-latitude air temperature record ( $\delta^{18}\text{O}$ ) over the last 11,000 years from the GRIP (Greenland Ice Core Project) ice cores; source [36]; 2 – cool episode about «8.2 ka ago»;

*b:* 1 – sea ice cover reconstruction over the last 11,000 years from deep-sea marine core sediment core by using biomarkers  $\text{IP}_{25}$  and  $\text{P}_B\text{IP}_{25}$  biomarkers; the core (GeoB19927-3, 73°35' N, 58°05' W) was recovered from Baffin Bay offshore West Greenland; 2 – cool episode about «8.2 ka ago»; 3 – black solid triangles mark the AMS  $^{14}\text{C}$ -datings; data are from the supplement to [35];

*в:* 1, 2 – late spring sea ice cover by using biomarkers  $\text{P}_B\text{IP}_{25}$  and  $\text{P}_D\text{IP}_{25}$  and 3 – early spring/winter sea ice cover by biomarker  $\text{P}_{III}\text{IP}_{25}$ . Time series of the biomarkers based on marine deep cores obtained from the continental margins of East Greenland between 70° and 73° N; 4 – cool episode about «8.2 ka ago»; 5 – the warm intervals with minimal sea ice cover; 6 – marks the core base where the age model is extrapolated only; 7 – black solid triangles mark the AMS  $^{14}\text{C}$ -datings; 8 – green dots mark intervals with minimal sea ice cover; 9 – blue dots mark intervals with maxima spring sea ice cover; figure from [35]

Данные глубоководного бурения показывают, что в наиболее тёплые периоды голоцена ситуация напоминала современную, когда сокращалась площадь летних льдов при более стабильной площади зимнего оледенения. Самое значительное сокращение площади летнего оледенения имело место в раннем голоцене — между 10 и 8 тыс. лет назад, когда, по оценкам, сделанным в работе [11], граница льда в Гренландии отступала в глубь континента на 1000 км. Возможно, что сомкнутый ледяной покров в Северном Ледовитом океане мог отсутствовать или сильно сокращаться в шельфовых морях Арктики в летнее время.

### Обсуждение результатов

Сравнительный анализ эмпирических данных о площади и толщине морского льда за последние 40–50 лет и в целом за весь голоцен (последние 12 тыс. лет) показал, что единственный временной интервал, когда скорость изменения температуры могла быть сравнима с современной, — это быстрое потепление на границе позднеледниковья и голоцена. Детальная временная шкала климатических событий этого времени датирует границу позднего дриаса/голоцена в  $12,700 \pm 11,600 \pm 100$  календарных лет назад, а повышение температуры в конце этого периода (около 11,320 календарных лет назад) по изотопным данным составило от  $5-6$  °C до  $10 \pm 4$  °C за промежуток времени от 50 до 100 лет [39, 40]. Термический максимум раннего голоцена ярче всего проявился в изменении площади ледяного покрова шельфовых морей Северного Ледовитого океана (от Баренцева до Восточно-Сибирского) и растительности на островах морей Лаптевых и Восточно-Сибирского [41]. В этих районах зафиксировано появление древесных форм растительности, а данные глубоководного бурения в районе Свальбарда показали быстрое снижение биомаркера  $IP_{25}$  от значений, близких к полному оледенению (0,8–0,9), до величин менее 0,2 [12, 15]. Данные биомаркера  $IP_{25}$ , полученные по осадкам глубоководного керна из района Восточной Гренландии, приведены на рис. 3, в.

Авторы работы [12] считают, что во время раннеголоценового оптимума температуры шельфовые моря Северного Ледовитого океана могли

быть свободны ото льда в конце летнего сезона. Во время более длительного потепления среднего голоцена между 8 и 6 тыс. лет назад, когда глобальная температура превышала температуру конца XIX в. на  $1,0 \pm 0,2$  °C, что практически совпадает с аномалией современной температуры, граница летних морских льдов смещалась к северу, о чём свидетельствует появление лесной растительности в тундровой зоне и освобождение ото льда части Гренландии [11, 14, 15].

При более значительном повышении глобальной температуры на  $1,5-1,8$  °C по сравнению с концом XIX в., которое имело место во время максимума потепления последнего межледниковья (125–130 тыс. лет назад, изотопная подстадия 5e в морском разрезе), граница морского льда даже в зимнее время отступала к северу, например в Тихоокеанском секторе примерно на 800 км [9, 14, 15, 42]. Самые северные разрезы, содержащие осадки последнего межледниковья, изучены на о. Большой Ляховский, островах Северной Земли, на полуострове Таймыр и на севере Гренландии [43–45]. Анализ палеоботанических данных показал, что летние температуры воздуха во время максимума потепления 125–130 тыс. лет назад были сравнимы с температурами раннего голоцена и превышали их всего на  $1-2$  °C. Граница древесной растительности продвигалась к северу на 600–700 км [9, 42, 43, 45], температуры воздуха в северо-восточной Сибири превышали современные на 9 °C. Температура воды в северной Атлантике была на 2 °C выше современной. Температура воздуха в центральной части Гренландии по данным ледяных кернов превышала температуру за последние 1000 лет на  $8 \pm 4$  °C [9, 45, 46]. Основное отличие потепления последнего межледниковья от потепления раннего голоцена — в его продолжительности. Если потепление в раннем голоцене продолжалось от 100 до 1000 лет, то длительность тёплого периода подстадии 5e (около 125–130 тыс. лет назад) могла быть не менее пяти тысяч лет [45, 46].

Причина сокращения площади морских льдов и смещения к северу границы древесной растительности в раннем голоцене и во время максимума последнего межледниковья связана с влиянием радиационного фактора, когда приход летней солнечной радиации в результате астрономических факторов (изменения па-

раметров земной орбиты) превышал современный уровень в летнее время на 8–10%. Не менее важное влияние на повышение весенне-летних температур воздуха и таяние льдов оказывает и увеличение продолжительности солнечного сияния во время полярного дня в высоких широтах. В результате суммирования этих двух факторов количество суммарной радиации, достигающее земной поверхности в высоких широтах, могло быть сравнимо с радиацией, получаемой умеренными и даже южными широтами [12]. По расчётам, сделанным в работе [12], во время ранне-лоценового оптимума температуры между 12 и 10 тыс. лет назад, количество солнечной радиации, поступающей в высокие широты Северного полушария, превышало современный уровень на  $5 \text{ Вт/м}^2$ . По оценкам моделей климата, радиационный форсинг при удвоении концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере по сравнению с доиндустриальным уровнем составляет около  $3,5 \text{ Вт/м}^2$  [47]. Хотя порядок величин от влияния этих двух факторов довольно близкий, влияние солнечной радиации на термический режим зависит также от изменения облачности и альбедо поверхности.

В настоящее время предполагают, что причина быстрого сокращения площади и толщины морского льда в Арктике – увеличение концентрации  $\text{CO}_2$  и других парниковых газов [2, 7, 8, 16]. Так, в начале 2020 г. концентрация  $\text{CO}_2$  уже превысила 400 ppm и составляет около 412–418 ppm [48].

Глобальные климатические модели семейства CMIP (фазы 3 и 5) при задании разных сценариев внешнего (например, концентрации  $\text{CO}_2$ ) и естественного воздействия воспроизводят отрицательные тренды площади морского оледенения и освобождение шельфовых морей Арктики ото льда в конце тёплого сезона к концу XXI в. [49, 50]. Сравнение результатов, полученных в ансамбле климатических моделей CMIP3 и CMIP5, показало, что при значительном разбросе данных режим свободной ото льда Арктики в летнее время в ансамбле моделей CMIP5 наступает раньше по сравнению с моделями CMIP3, хотя разброс данных остаётся значительным [51]. Некоторые из моделей показывают освобождение ото льда уже к 2060 г. и даже ранее. Результаты моделирования шестой фазы семейства моделей CMIP показали более высокую чувствительность моделей для всех вариантов внешнего воздействия (SSP1-1.9, SSP1-2.6,

SSP2-4.5 и SSP5-8.5) к концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере. Во всех сценариях свободные ото льда в сентябре (площадь морских льдов менее  $1 \times 10^6 \text{ км}^2$ ) шельфовые моря Арктики могут образоваться даже ранее 2050 г., если антропогенная эмиссия  $\text{CO}_2$  превысит уровень 1000 Gt по сравнению с уровнем 2019 г. [7].

История образования криосферы в высоких широтах Северного и Южного полушарий свидетельствует, что, начиная с позднего мела (около 100 млн лет назад), концентрация  $\text{CO}_2$  в атмосфере играла ведущую роль в этом процессе [10, 15, 16]. Можно предположить, что быстрое и резкое снижение концентрации  $\text{CO}_2$  на границе эоцен/олигоцен (около 38–37 млн лет назад) от величин, превышающих 1000 ppm в середине эоцена, до значений не выше 700–600 ppm в последующие 36 млн лет, было основной причиной снижения температуры воздуха в высоких и умеренных широтах [14, 15, 48, 52]. В конце этого периода, около 3–3,5 млн лет назад, началось формирование покровных ледников Восточной Антарктиды и Гренландии: сначала в виде горного оледенения, а позднее (около 3–2 млн лет назад) появилось постоянное морское оледенение в высоких широтах обоих полушарий [15, 16].

Полного аналога климата в прошлом, соответствующего современному уровню концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере, не существует. Самый близкий по содержанию  $\text{CO}_2$  временной интервал – потепление среднего плиоцена между 3–4 млн лет назад, когда содержание  $\text{CO}_2$  в атмосфере составляло около 450–500 ppm. Реконструкции климата для этого периода оценивают величину глобальной температуры на  $(3,0 \div 3,5) \pm 0,5 \text{ }^\circ\text{C}$  выше по сравнению с концом XIX в. [15]. Летние температуры воздуха в высоких широтах Северного полушария превышали современные на 8–10  $^\circ\text{C}$ , морские льды в шельфовых морях Арктики отсутствовали полностью в летнее время, в зимнее время ледяной покров занимал минимальную площадь, преимущественно в центральной части Арктики [14, 15, 51]. Если предположить, что, несмотря на ограничительные меры Парижского соглашения, рост  $\text{CO}_2$  в атмосфере продолжится в последующие 20–30 лет и концентрация  $\text{CO}_2$  достигнет нижнего предела, характерного для потепления среднего плиоцена, то площадь морского оледенения может сократиться до минимальных значений.

## Заключение

Анализ эмпирических данных о состоянии морских льдов Арктики за последние 12 тыс. лет показал, что криосфера Земли, включающая в себя и морской лёд, представляет собой наиболее чувствительную часть глобальной климатической системы к изменению внешних факторов. Устойчивый тренд сокращения площади и толщины морского льда в Арктическом бассейне в течение последних десятилетий в определённой степени подтверждает это заключение. Быстрое сокращение площади старых льдов при одновременном увеличении площади однолетних льдов показывает, что в настоящее время механизм замещения многолетних льдов сезонными уже запущен. Это – естественное состояние перехода от этапа преобладания сезонных льдов к безлёдной Арктике.

Расчёты, выполненные по климатическим моделям, показали, что в настоящее время концентрация  $\text{CO}_2$  в атмосфере – основной драйвер сокращения площади морского оледенения в Арктическом бассейне. По оценкам Д. Нотца, арктический лёд теряет около  $3 \pm 0,3 \text{ м}^2$  при поступлении в атмосферу каждой тонны  $\text{CO}_2$  [4].

Вопрос о том, насколько должна повыситься температура воздуха в высоких широтах, чтобы процесс таяния морского льда стал необратимым, – ключевой в свете современных изменений климата. Такие оценки были сделаны уже сравнительно давно, ещё в начале 1960-х годов, когда для этих целей использовались достаточно простые теплорасчётные расчёты [52]. По мнению Дж. Скринна [8], если даже все страны исполнят обязательства по Парижскому соглашению 2015 г., то Арктика может освободиться ото льда в летнее время, когда глобальная температура превысит уровень конца XIX в. на  $1,5 \text{ }^\circ\text{C}$ . Такая ситуация имела место в прошлом во время максимума потепления последнего межледниковья (около 125 тыс. лет назад) и в среднем плиоцене.

В результате дальнейшего сокращения площади покровного оледенения Гренландии и частичного таяния морских льдов дополнительные объёмы пресной воды будут поступать в Северную Атлантику, что может привести к нарушению циркуляции поверхностных и глубинных вод. Подобная ситуация неоднократно имела место в конце позднеледниковья и в раннем го-

лоцене в процессе выхода климатической системы из состояния оледенения. В результате быстрого таяния покровных ледников и сокращения площади морского оледенения огромные массы пресной воды поступали в океан, что привело к изменению скорости формирования глубинных вод в высоких широтах Северной Атлантики и вызвало ослабление Гольфстрима. Следствие этих процессов – серия быстрых похолоданий между 13 и 9 тыс. лет назад, наиболее сильно выраженных в континентальных районах Европы и Северной Америки [38].

В настоящее время первые признаки такого процесса уже обнаружены в поведении Гольфстрима, что связано с распреснением верхнего слоя океана в северной части Атлантики из-за увеличения осадков в высоких широтах и с опреснением верхнего слоя океана при таянии ледников Гренландии и морских льдов в Арктике [53, 54]. В работе [54] впервые сделана попытка реконструкции интенсивности меридиональной циркуляции в Северной Атлантике (АМОС, Atlantic Meridional Overturning Circulation) с 400 г. н.э. до 2000 г. Реконструкция сделана на основе синтеза изотопных измерений ( $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{15}\text{N}$  бентосной и планктонной микрофауны из глубоководных осадков), а также данных о температуре глубинных и поверхностных вод с привлечением данных континентальных разрезов и ледяных кернов из покровных ледников Гренландии. Анализ этих материалов показал, что первые признаки ослабления АМОС были отмечены ещё в XIX в., затем последовала следующая фаза ослабления с середины XX в., которая продолжается до настоящего времени, с усилением в последние десятилетия. Как показали оценки, сделанные в работе [38], последствием таких изменений в интенсивности АМОС в начале раннего голоцена стало ослабление Гольфстрима и похолодание в течение 160–200 лет, наиболее отчётливо проявившееся в прибрежных регионах Северной Европы.

Палеоклиматические реконструкции для тёплых межледниковий плейстоцена, раннего и среднего голоцена, когда глобальная температура превышала современную на  $1,0\text{--}1,5 \text{ }^\circ\text{C}$ , показали, что площадь морского оледенения сокращалась и постоянный морской лёд превращался в сезонный [12, 15, 47]. Относительно небольшие изменения приходящей солнечной радиации в весен-

не-летнее время выступали в роли триггера для начала таяния. В настоящее время эмиссия CO<sub>2</sub> может выступать в роли триггера для начала процесса таяния морских льдов в Арктике.

Анализ современных и палеоклиматических данных показывает, что механизм замещения многолетних льдов сезонными в настоящее время уже запущен. Это — естественное состояние перехода от этапа преобладания сезонных льдов к безлёдной Арктике. Если предположить, что, несмотря на принимаемые меры по ограничению выбросов CO<sub>2</sub>, рост концентрации углекислого газа и других «парниковых» газов будет продолжаться, то радиационный форсинг приведёт к повышению глобальной температуры на 1,5 °C и

более и можно ожидать существенных изменений в ледовом режиме Арктического бассейна, имевших место во время потеплений в прошлом.

**Благодарности.** Работа была выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 18-05-60005 «Экосистемы и природопользование в арктических регионах России в контексте стратегий адаптации к изменению климата и устойчивого развития».

**Acknowledgements.** This study was supported by Russian Foundation For Basic Research, grant № 18-05-60005 «Ecosystems and ecosystem services in the Russian Arctic regions in the context of climate adaptation strategies and sustainable development».

## References

1. NOAA Arctic Report Card: 2007–2020. [www.arctic.noaa.gov/Report](http://www.arctic.noaa.gov/Report).
2. Overland J., Dunle E., Box J.E., Corell R., Forsius M., Kattsov V., Olsen M.S., Pawlak J., Reiersen L.-O., Wang M. The urgency of Arctic change. *Polar Science*. 2019, 21: 6–13.
3. Kwok R. Arctic sea ice thickness, volume, and multiyear ice coverage: Losses and coupled variability (1958–2018). *Environment Research Letters*. 2018, 13: 105005. doi.org/10.1088/1748-9326/aae3ec.
4. Stroeve J., Notz D. Changing state of Arctic sea ice across all seasons. *Environment Research Letters*. 2018, 13: 103001.
5. UNFCCC 2015 Adoption of the Paris Agreement FCCC/CP/2015/L.9/Rev.1 <https://unfccc.int/resource/docs/2015/cop21/eng/l09r01.pdf>
6. IPCC, 2018. Special Report on Global Warming of 1.5 °C. SR15. <http://www.ipcc.ch/report/sr15/>.
7. Notz D. *SIMIP Community*. Arctic sea ice in CMIP6. *Geophys. Research Letter*. 2020, 47: e2019GL086749. <https://doi.org/10.1029/2019GL086749>.
8. Screen J.A. Arctic sea ice at 1.5 and 2 °C. *Nature Climate Change*. 2018, 8: 360–369.
9. Stein R., Fahl K., Gierz P., Niessen F., Lohmann G. Arctic Ocean sea ice cover during the penultimate glacial and the last interglacial. *Nature Communications*. 2017, 8: 373.
10. Jakobsson M., Long A., Ingólfsson Ó., Kjær K.H., Spielhagen R.F. New insights on Arctic quaternary climate variability from paleo-records and numerical modelling. *Quaternary Science Reviews*. 2010, 29: 3349–3358.
11. Funder S., Goosse H., Jepsen H., Kaas E., Kjær K.H., Korsgaard N.J., Larsen N.K., Linderson H., Lyså A., Möller P., Olsen J., Willerslev E.A. 10,000-year record of Arctic Ocean sea-ice variability-view from the beach. *Science*. 2011, 333: 747–750. <https://doi.org/10.1126/science.1202760>. 747–750.
12. Stranne C., Jakobsson M., Björk G. Arctic Ocean perennial sea ice breakdown during the Early Holocene insolation maximum. *Quaternary Science Reviews*. 2014, 92: 123–132.
13. Sea Ice in the Arctic. Past, Present and Future. 2020. Eds.: O.M. Johannessen et al. Springer Nature Switzerland AG, 2020: 575 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-030-21301>.
14. Borzenkova I.I. *Izmenenie klimata v kainozoe*. Climate change in the Cenozoic. St. Petersburg: Hydrometeoizdat, 1992: 246 p. [In Russian].
15. Borzenkova I.I. Glaciation history of the Arctic basin: a look from the past to assess possible changes in the future. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2016, 56 (2): 221–234. [In Russian].
16. Johannessen O.M. Decreasing arctic sea ice mirrors increasing CO<sub>2</sub> on decadal time scale. *Atmospheric and Oceanic Science Letters*. 2008, 1: 51–56.
17. Stroeve J., Notz D. Changing state of Arctic sea ice across all seasons. *Environ. Research Letter*. 2018, 13: 103001. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aade56>.
18. <https://www.ncei.noaa.gov/data/noaa-global-surface-temperature/v5/access/timeseries>. NOAA/NCEI NOAA Global Temperature v5 (Data of rotation 20.10.2020).
19. <https://doi.org/10.7265/N5K072F8>. NSIDC National Snow and Ice Data Center (Data of rotation 13.10.2020).
20. <https://pscfiles.apl.washington.edu/zhang/PIOMAS/data/v2.1>. PIOMAS (Data of rotation 27.10.2020).
21. <http://www.cpom.ucl.ac.uk/csopr/data.html>. CryoSAT-2 (Data of rotation 27.10.2020).
22. Fetterer F., Knowles K., Meier W.N., Savoie M., Windnagel A.K. Updated daily. Sea Ice Index, Version 3. Boulder, Colorado USA, 2017. NSIDC: National Snow and Ice Data Center. <https://doi.org/10.7265/N5K072F8>.
23. Laxon S.W., Giles K.A., Ridout A.L., Wingham D.J., Willatt R., Cullen R., Kwok R., Schweiger A., Zhang J., Haas C., Hendricks S., Krishfield R., Kurtz N., Farrell S., Davidson M. CryoSat-2 estimates of Arctic sea ice thickness and volume. *Geophys. Research Letter*. 2013, 40: 732–737. doi:10.1002/grl.50193.
24. Zhang J., Hibler W.D., Steele M., Rothrock D.A. Arctic ice–ocean modeling with and without climate restoring. *Journ. of Physical Oceanography*. 1998, 28: 191–217. <https://doi.org/10.1175/1520-0485/>.
25. Zachary L., Gudrun M., Hal S. Variability of Arctic sea ice thickness using PIOMAS and the CESM large ensemble. *Journ. of Climate*. 2018, 31: 3233–3247. doi: 10.1175/JCLI-D-17-0436.1.

26. *Bobylev L.P., Miles M.W.* Sea ice in the Arctic paleoenvironments. Sea ice in the Arctic. Past, Present and Future. Eds.: O.H. Johannessen et al. Springer Polar Sciences, Springer Nature Switzerland AG, 2020: <https://doi.org/10.1007/978-3-030-21301>.
27. *Kinnard C., Zdanowicz C.M., Fisher D.A., Isaksson E., de Vernal A., Thompson L.G.* Reconstructed changes in Arctic sea ice over the past 1,450 years. *Nature*. 2011, 479: 509–512. doi: 10.1038/nature10581.
28. *Belt S.T., Smik L., Köseoğlu D., Knies J., Husum K.* A novel biomarker-based proxy for the spring phytoplankton bloom in Arctic and sub-arctic settings – HBI T25. *Earth and Planetary Science Letters*. 2019, 523: 115703.
29. *Vare L.L., Massé G., Belt S.T.* A biomarker-based reconstruction of sea ice conditions for the Barents Sea in recent centuries. *Holocene*. 2010, 20: 637–643.
30. *Zhang Q., Xiao C., Ding M., Dou T.* Reconstruction of autumn sea ice extent changes since AD1289 in the Barents-Kara Sea, Arctic. *Science China Earth Sciences*. 2018, 61: 1279–1291.
31. *Cabedo-Sanz P., Belt S.T.* Seasonal sea ice variability in eastern Fram Strait over the last 2000 years. *Arktos*. 2016, 2 (22). doi: 10.1007/s41063-016-0023-2.
32. *Moberg A., Sonechkin D.M., Holmgren K., Datsenko N.M., Karlen W.* Northern Hemisphere annual temperatures from low- and high-resolution proxy data over the last 2000 years. *Nature*. 2005, 433 (7026): 613–617.
33. <https://www1.ncdc.noaa.gov/pub/data/paleo/treering/>.
34. *Macias Fauria M., Grinsted A., Helama S., Moore J., Timonen M., Martma T., Isaksson E., Eronen M.* Unprecedented low twentieth century winter sea ice extent in the Western Nordic seas since a.D. 1200. *Climate Dynamics*. 2009, 34: 781–795.
35. *Saini J., Stein R., Fahl K., Weiser J., Hebbeln D., Hillaire-Marcel C., de Vernal A.* Holocene variability in sea ice and primary productivity in the northeastern Baffin Bay. *Arktos*. 2020. <https://doi.org/10.1007/s41063-020-00075-y>.
36. <ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/paleo/icecore/greenland/su>.
37. *Müller J., Wagner A., Fahl K., Stein R., Prange M., Lohmann G.* Towards quantitative sea ice reconstructions in the northern North Atlantic: a combined biomarker and numerical modelling approach. *Earth Planet Sci. Letter*. 2011, 306: 137–148.
38. *Borzenkova I.I., Borisova O.K., Zhiltsova E.L., Sapelko T.V.* Cold Episode 8,200 Years Ago in Northern Europe: An Analysis of Empirical Evidence and Possible Causes. *Led I Sneg. Ice and Snow*. 2017, 57 (1): 117–132. [In Russian].
39. *Rasmussen S.O., Bigler M., Blockley S.P., Blunier T., Buchardt S.L., Clausen H.B., Cvijanovic I., Dahl-Jensen D., Johnsen S.J., Fischer H., Seierstad I.K., Steffensen J.P., Anders M., Svensson A.M., Vallelonga P., Vinther B.M., Walker M.J.C., Wheatley J.J., Winstrup M.* A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. *Quaternary Science Reviews*. 2014, 106: 14–28.
40. *Grachev A.M., Severinghaus J.P.* A revised  $+10\pm 4^{\circ}\text{C}$  magnitude of the abrupt change in Greenland temperature at the Younger Dryas termination using published GISP2 gas isotope data and air thermal diffusion constants. *Quaternary Science Reviews*. 2005, 4: 513–519.
41. *Paleoklimat polyarnykh oblastej Zemli v golocene.* Paleoclimate of the polar regions of the Earth in the Holocene. Eds.: D.Y. Bol'shiyanov, S.R. Verkulich St. Petersburg: AARI, 2019: 204 p. [In Russian].
42. *Brigham-Grette J., Hopkins D., Ivanov V., Basilyan A., Benson S., Heiser P., Pushkar V.* Last interglacial (isotope stage 5) glacial and sea-level history of coastal Chukotka Peninsula and St. Lawrence Island, western Beringia. *Quaternary Science Reviews*. 2001, 20: 419–436.
43. *Kienast F., Wetterich S., Kuzmina S., Schirrmeyer L., Andreev A.A., Tarasov P., Nazarova L., Kossler A., Frolova L., Kunitsky V.V.* Paleontological records indicate the occurrence of open woodlands in a dry inland climate at the present-day Arctic coast in western Beringia during the Last Interglacial. *Quaternary Science Reviews*. 2011, 30: 2134–2159.
44. *Möller P., Alexanderson H., Funder S., Hjort C.* The Taimyr Peninsula and the Severnaya Zemlya archipelago, Arctic Russia: a synthesis of glacial history and paleo-environmental change during the Last Glacial cycle (MIS 5e-2). *Quaternary Science Reviews*. 2015, 107: 149–181.
45. *McFarlin J.M., Axford Y., Osburn M.R., Kelly M.A., Osterberg E.C., Farnsworth L.B.* Pronounced summer warming in northwest Greenland during the Holocene and Last Interglacial. *Proc. of the National Academy of Sciences*. 2018: 1720420115. doi: 10.1073/pnas.
46. NEEM Community Members. Eemian interglacial reconstructed from a Greenland folded ice core. *Nature*. 2013, 493: 489–494.
47. *Berger M., Brandefelt J., Nilsson J.* The sensitivity of the Arctic sea ice to orbitally induced insolation changes: a study of the mid-Holocene Paleoclimate Modelling Intercomparison Project 2 and 3 simulations. *Climate of the Past*. 2013, 9: 969–982.
48. *Cui Y., Brian A., Schubert B.A., Hope Jahren A.H.* A 23 m.y. record of low atmospheric CO<sub>2</sub>. *Geology*. 2020, 48 (9): 888–892. <https://doi.org/10.1130/G47681.1>.
49. *Meleshko V.P., Pavlova N., Bobylev L., Golubkin P.* Current and projected sea ice in the Arctic in the twenty-first century. *Sea Ice in the Arctic. Past, Present and Future*. Eds.: O.M. Johannessen et al. Springer Nature Switzerland AG, 2020: 399–464.
50. *Semenov V.A., Martin T., Berens L.K., Latif M., Astafeva E.S.* Changes in the area of Arctic sea ice in the ensembles of climate models CMIP3 and CMIP5. *Led I Sneg. Ice and Snow*. 2017, 57 (1): 77–107. [In Russian].
51. *de Nooijer W., Zhang Q., Li Q., Zhang Q., Li X., Zhang Z., Guo C., Nisancioglu K.H., et al.* Evaluation of Arctic warming in mid-Pliocene climate simulations. *Climate of the Past*. 2020, 16: 2325–2341. <https://doi.org/10.5194/cp-16-2325-2020>.
52. *Budyko M.I.* *Evolutsiya biosfery.* Evolution of the biosphere. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1984: 487 p. [In Russian].
53. *Sévellec F., Fedorov A.V., Liu W.* Arctic sea-ice decline weakens the Atlantic Meridional Overturning Circulation. *Nature Climate Change*. 2017, 7: 604–610.
54. *Caesar L., McCarthy G.D., Thornalley D.J.R., Cahill N., Rahmstorf S.* Current Atlantic Meridional Overturning Circulation weakest in last millennium. *Nature Geoscience*. 2021, 14: 118–120. [www.nature.com/naturegeoscience](http://www.nature.com/naturegeoscience).