

УДК 551.461.8

СРАВНЕНИЕ ПРИРОДНЫХ УСЛОВИЙ ПОСЛЕДНЕГО МЕЖЛЕДНИКОВЬЯ И ГОЛОЦЕНА В ЛОФОТЕНСКОЙ КОТЛОВИНЕ (НОРВЕЖСКОЕ МОРЕ)

© 2024 г. А. Г. Матуль^{1,*}, Е. А. Новичкова¹, М. П. Чеховская¹,
Л. А. Лозинская¹, П. Бехера^{2,3}, М. Тивари², Р. Мохан², М. Д. Кравчишина¹

¹Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

²Национальный центр полярных и океанских исследований, г. Васко да Гама, Гоа, Индия

³Школа Географии, Геологии и Окружающей Среды, Университет Лестер,
г. Лестер, Великобритания

* e-mail: amatul@mail.ru

Поступила в редакцию 28.05.2024 г.

После доработки 24.06.2024 г.

Принята к публикации 08.08.2024 г.

По седиментологическим, изотопно-геохимическим и микропалеонтологическим параметрам донных осадков из колонки АМК-5188 выявлены различия природной среды последнего межледниковья позднего плейстоцена (морская изотопно-кислородная подстадия 5e) и голоцена в Лофотенской котловине Норвежского моря. Местный термический оптимум последнего межледниковья был смещен на вторую половину подстадии 5e ~124–115 тыс. лет назад и состоял из двух коротких интервалов, разделенных сильным похолоданием ~122–120 тыс. лет назад. В раннем–среднем голоцене ~10–3 тыс. лет назад отмечен длинный устойчивый климатический оптимум по всем основным выявленным параметрам, а короткий палеотемпературный минимум произошел в позднем голоцене ~3–2 тыс. лет назад в ходе регионального неогляциального похолодания.

Ключевые слова: четвертичная палеоокеанология, межледниковые условия, палеоклиматический оптимум, микропалеонтология, седиментология

DOI: 10.31857/S0030157424060107, **EDN:** FHUDWM

ВВЕДЕНИЕ

Изучение четвертичных межледниковий в северной части Атлантического океана позволяет улучшить понимание регионального развития субарктических природных систем при сильном потеплении глобального климата. Высокие широты Северной Атлантики, включая Норвежско-Гренландский бассейн (НГБ), — давний классический полигон изучения четвертичной палеоокеанологии [26]. Многие работы зарубежных и отечественных коллег детально исследовали условия в момент последнего ледникового максимума и на переходе от него к голоцену [12]. Но палеоокеанология межледниковий в регионе остается менее изученной.

Среди других последнее в плейстоцене Эмское межледниковье *sensu stricto* (в морской хроностратиграфии ≈ подстадия 5e “теплой” изотопно-кислородной стадии (ИКС) 5) [16] описано в работах по палеоокеанологии НГБ в наиболь-

шей степени. По [4] в четвертичное время только палеоусловия ИКС 5e и голоцена как нынешнего межледниковья (≈ ИКС 1) могли быть сходными в НГБ по уровню общего потепления. В конце 1970-х гг. было впервые показано вероятное сходство поверхностных и глубинных условий НГБ в ИКС 5e и голоцене [15]. В 1990-е гг. при изучении осадочного материала из скважин глубоководного бурения и длинных колонок выявлена сильная изменчивость температуры поверхностной воды и накопления биогенных карбонатов, а также неоднократное поступление крупнозернистого терригенного материала ледового разноса в центре и на севере НГБ в ИКС 5e [5]. В отличие от голоцена, в ИКС 5e предполагается усиление ветви теплой атлантической воды от Норвежского течения в сторону Гренландии [4], а максимум тепла мог быть смещен к концу ИКС 5e [33]. Поэтому палеоокеанология последнего межледниковья, если рассматривать

его как аналог голоцена в НГБ, требует дополнительного анализа.

Данная статья сопоставляет природные условия в последнем межледниковье (\approx ИКС 5e) и голоцене (\approx ИКС 1) в центре Норвежского моря по седиментологическим, изотопно-геохимическим и микропалеонтологическим данным анализа четвертичных отложений, включая реконструкцию палеотемпературы подповерхностной воды. Наши результаты показывают сходные черты и существенные различия палеообстановки как при наступлении межледниковых ИКС 5e и 1, так и внутри них.

Район нашего исследования (рис. 1) – юго-западная часть Лофотенской котловины – находится под влиянием западной ветви североатлантических вод Норвежского течения, но недалеко от Арктического фронта. Он хорошо подходит для описания ледниковых/межледниковых смещений Арктического фронта и потоков атлантических/арктических вод. Две основные системы течений определяют современную океанографию НГБ [8, 24]. Теплая соленая атлантическая вода поступает с юга главным

образом между Исландией и Шетландскими островами через Фарерско-Исландский порог и Фарерско-Шетландский желоб. Она распространяется на север двумя ветвями: основной восточной вдоль Норвегии и западной, огибающей Лофотенскую котловину с юга и запада. Холодные, менее соленые полярные воды Восточно-Гренландского течения выходят из Арктики в западной части пролива Фрама вдоль окраины Гренландии и частично ответвляются в центр НГБ на $\sim 73^\circ$ с.ш. Взаимодействие и смешивание полярных вод с атлантическими водами образует арктические воды. Близкое расположение полярных, арктических и атлантических вод с различными гидрологическими параметрами создает четкие широтные градиенты температуры и солености, биопродуктивности и концентрации морского льда. Важной океанографической границей между арктическими и атлантическими водами служит Арктический фронт [30]. Фронтальная зона имеет высокую динамичность и чувствительность к изменениям распределения и параметров основных течений.

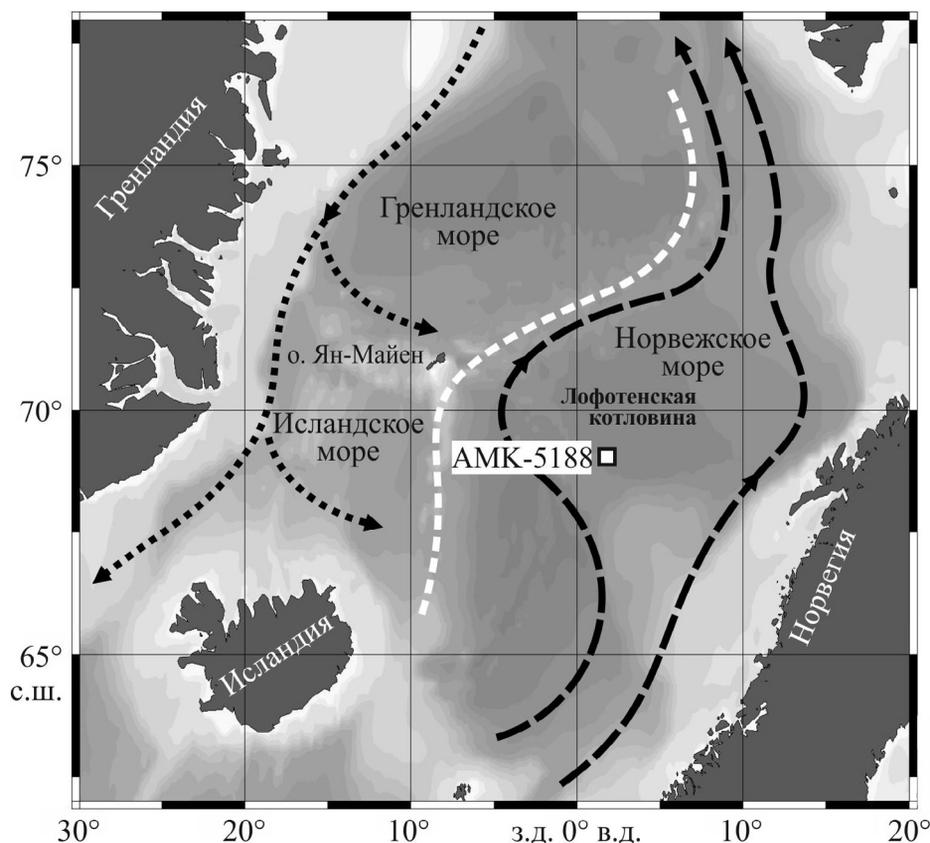


Рис. 1. Расположение колонки осадков АМК-5188 в Норвежско-Гренландском бассейне. В генерализованном виде по [8, 24, 30] показаны: теплые поверхностные течения – черными штриховыми стрелками, холодные поверхностные – черными пунктирными стрелками, Арктический фронт – белой штриховой линией. Бланк карты сделан при помощи компьютерной программы Ocean Data View [27].

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Колонка АМК-5188 (69°02.67' с.ш., 02°06.59' в.д., глубина моря 3206 м, длина разреза 417 см) (рис. 1) получена гравитационной трубой в 62-м рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш” в 2015 г. Осадки представлены серыми, оливково-серыми и коричневатыми пелитовыми и авлевритово-пелитовыми илами с прослоями мелкозернистого песка.

Два способа позволили построить хроностратиграфию разреза. Один способ – радиоуглеродное датирование абсолютного возраста – использован для хроностратиграфии верхних 110 см колонки. Десять AMS¹⁴C-датировок абсолютного возраста (таблица) по раковинам вида планктонных фораминифер *Neogloboquadrina (N.) pachyderma* (sin.) сделаны в лабораториях Beta Analytic Testing Laboratory, Miami, FL, USA, и Poznan Radiocarbon Laboratory, Poznan, Poland. Радиоуглеродные даты калиброваны в календарные в компьютерной программе CALIB ver. 8.2 [29] с использованием калибровочной кривой IntCal20 [25], учитывая поправку на региональный резервуарный эффект по [10, 28]. Возраст проб осадков из верхних 110 см разреза по калиброванным ¹⁴C-датам рассчитан при помощи компьютерной программы rbcason ver. 3.0.0 на основе Bayesian modelling [6]. Другой способ – изотопно-кислородная стратиграфия по определению $\delta^{18}\text{O}$ (‰ PDB) в раковинах вида планктонных фораминифер *N. pachyderma* (sin.) – использован для хроностратиграфии от уровня 110 см вниз до основания колонки. Данные по $\delta^{18}\text{O}$ получены для образцов через каждые 2–10 см разреза в Leibniz Laboratory of Radiometric Dating and Stable Isotope Research of Kiel University, Germany, и в Marine Stable Isotope Laboratory

(MASTIL) of National Centre for Polar and Ocean Research, Vasco da Gama, Goa, India. Хроностратиграфия разреза от уровня 110 см до основания колонки (уровень 417 см) рассчитана по корреляции записей $\delta^{18}\text{O}$ в нашей колонке АМК-5188 и одной из опорных колонок средне-позднеплейстоценовых отложений НГБ GIK23071–3 с плато Воринг [31], при этом хроностратиграфия колонки GIK23071–3 основана на стандартной четвертичной изотопно-кислородной шкале для океана SPECMAP [20]. Возраст проб осадков ниже уровня 110 см по данным указанной выше корреляции записей $\delta^{18}\text{O}$ рассчитан при помощи компьютерной программы PaleoData View ver. 1.0.0.2 на основе Bayesian modelling [17].

Для проб через каждые 10 см разреза сделаны определения содержания валового неорганического и органического углерода, из разницы которых с коэффициентом 8.33 вычислена концентрация карбоната кальция (весовые %).

В пробах через каждые 10 см разреза, а в интервалах 0–110 см и 180–260 см (включая голоцен и последнее межледниковье плейстоцена соответственно) через каждые 1–2 см подсчитано общее содержание раковин планктонных фораминифер (ПФ) во фракции осадка >125 мкм и бентосных фораминифер (БФ) во фракции осадка >63 мкм с последующим расчетом общего содержания экземпляров в 1 г сухого непромытого осадка (экз./г) и относительная концентрация видов (% от общего числа подсчитанных экземпляров). При анализе фораминифер определено число крупных терригенных зерен во фракции >250 мкм (экз./г сухого непромытого осадка) как показатель содержания материала ледового/айсбергового разноса (МЛР).

Таблица. Радиоуглеродные датировки абсолютного возраста осадков колонки АМК-5188

Глубина в колонке, см	Код лаборатории датирования	Материал датирования	¹⁴ C-датировки, лет	Поправка на резервуарный эффект, лет [10, 28]
2–3	Beta-527817	Раковины вида планктонных фораминифер <i>Neogloboquadrina pachyderma</i> (sin.)	1920 ± 30	–405
14–15	Poz-100589		3845 ± 35	–405
28–29	Poz-100588		6750 ± 40	–405
36–37	Poz-100587		7990 ± 50	–405
45–46	Poz-100586		8040 ± 50	–405
70–71	Poz-100585		9600 ± 50	–405
77–78	Beta-518121		10980 ± 30	–500
91–92	Beta-518122		16600 ± 40	–1400
99–100	Beta-518123		19700 ± 60	–700
110–111	Beta-518124		25280 ± 100	–700

Реконструкция палеотемпературы летней подповерхностной воды (глубина моря 50 м) по распределению видов ПФ сделана с использованием компьютерной программы PaleoTool Vox (факторный анализ) по методике, описанной в [21].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Детали определения интервалов стандартных изотопно-кислородных стадий (ИКС) и возрастных уровней в колонке даны в [2]. Рис. 2 показывает сопоставление изотопно-кислородной кривой

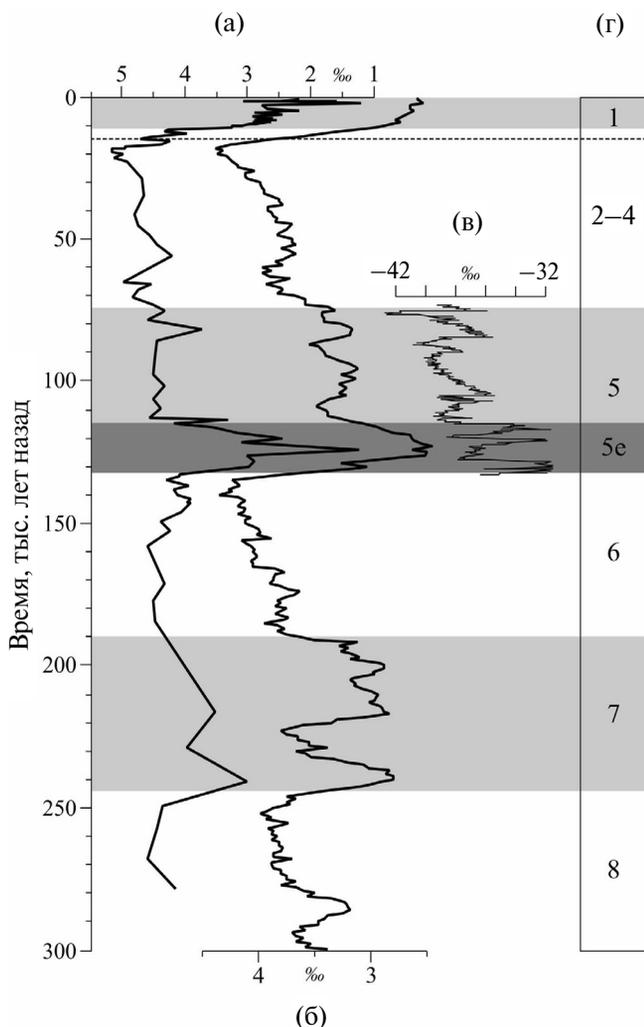


Рис. 2. Хроностратиграфия колонки АМК-5188: а) изотопно-кислородная кривая, б) стандартная глобальная изотопно-кислородная кривая LR04 Global Pliocene-Pleistocene Benthic Stack [18], изотопно-кислородная кривая для колонки Гренландского льда GRIP1997 в пределах ИКС 5 [14], г) номера стандартных изотопно-кислородных стадий (ИКС). Горизонтальные серые полосы показывают интервалы теплых ИКС, горизонтальная темно-серая полоса показывает интервал последнего межледниковья плейстоцена (ИКС 5e). Горизонтальная штриховая линия показывает стандартное начало межстадиала беллинг 14.6 тлн [22].

по колонке АМК-5188 с аналогичными кривыми: LR04 Global Pliocene-Pleistocene Benthic Stack $\delta^{18}\text{O}$ PDB – общепринятой международной стандартной для океана [18], и GRIP1997 $\delta^{18}\text{O}$ SMOW – для колонки Гренландского льда в пределах ИКС 5 [14]. Колонка АМК-5188 охватывает интервал ИКС 8–1 от конца среднего плейстоцена по голоцен в пределах последних ~280 тыс. лет. Подстадия ИКС 5e как последнее межледниковье ~132–115 тыс. лет назад (тлн) в пределах “теплой” ИКС 5 и стадия ИКС 1 ~11–0 тлн как голоцен или нынешнее межледниковье имеют четко выраженные пики самых “легких” для всей колонки значений $\delta^{18}\text{O}$. Временные границы ИКС 5e соответствуют общепринятым для глобальных событий позднего плейстоцена [16], но начало ИКС 1 в колонке АМК-5188 как резкий переход на графике $\delta^{18}\text{O}$ (рис. 2а) сильно запаздывает по отношению к стандартному началу межстадиала беллинг 14.6 тлн [22], которое четко проявляется на кривой LR04 (рис. 2б).

Рис. 3 показывает распределение выявленных палеопараметров в интервалах колонки АМК-5188, охватывающих ИКС 5e и 1. Изменения двух ведущих параметров, которые иллюстрируют ледниковую обстановку – $\delta^{18}\text{O}$ и МЛР, – согласованно обозначают начало межледниковых ИКС 5e и 1. Резкое падение концентрации МЛР вплоть до исчезновения в осадках произошло в момент быстрого уменьшения значений $\delta^{18}\text{O}$ от 4–4.5 до 3 и менее ‰ PDB на уровне ~132 тлн для ИКС 5e и ~11 тлн для ИКС 1. Еще один общий признак ИКС 5e и 1 – отставание изменений других характеристик осадков от ледниково-межледникового перехода в распределении $\delta^{18}\text{O}$ и МЛР: с задержкой росли содержание CaCO_3 , абсолютные концентрации ПФ и БФ, роль межледниковых комплексов ПФ и БФ (по относительной доли типичных видов). Но форма и временная величина отставания этих характеристик была разной для обеих ИКС.

В пределах ИКС 5e содержание CaCO_3 , ПФ и БФ хоть и показывало слабый тренд к увеличению, но резко выросло до значений, обычно характерных для теплых интервалов, только по окончании этой подстадии после уровня ~115 тлн. В конце ледниковой ИКС 6, на переходе от ледниковой ИКС 6 к межледниковой ИКС 5e и в первой половине ИКС 5e вплоть до уровня ~124 тлн в ЮЗ части Лофотенской котловины существовали полярные комплексы ПФ с концентрацией около 90% вида *N. pachyderma* (sin.). В интервале ~124–115 тлн его содержание дважды падало почти до 40%, а подповерхностная температура

резко повысилась до современных значений — более 7°C. Таким образом, “оптимальная” часть межледниковой ИКС 5е в районе исследования была смещена в ее вторую половину, а сам оптимум разделялся на два коротких эпизода длительностью до ~1–3 тыс. лет, относящихся к уровням ~124–123 и ~118–115 тлн. В этих эпизодах несколько повышалась абсолютная концентрация раковин фораминифер и усиливалась роль относительно тепловодных видов ПФ (*N. pachyderma* (dex.) до 12–17%, *Turborotalita quinqueloba* до 30%, *Globigerina bulloides* до 3%, *Globigerinita glutinata* до 4–7%). Сходные сведения о развитии природной среды есть для плато Воринг, находящегося под основным потоком атлантической воды [3], где максимум потепления отмечен во второй половине последнего межледниковья (≈ ИКС 5е) между ~125 и ~115 тлн, но без сильного похолодания в середине интервала. Математические модели [11] показывают, что сочетание высокого уровня инсоляции и активного таяния материковых лед-

ников могли привести к сильному опреснению/охлаждению поверхности и ослаблению вертикальной конвекции и термохалинной циркуляции в Северной Атлантике и НГБ в начале ИКС 5е. Наши данные по палеотемпературе и комплексам фораминифер подтверждают такую общую картину о холодной первой половине последнего межледниковья в НГБ. Также на активную вертикальную конвекцию только во второй половине ИКС 5е ~121–114 тлн, приводившую к большей гидродинамике придонной воды, насыщенной кислородом, в записях колонки АМК-5188 может указывать устойчивый максимум до 26–36% содержания вида БФ *Cibicidoides* (*C.*) *wuellerstorfi* [32]. Очень высокая концентрация *C. wuellerstorfi* может иметь два объяснения: как показатель активности вертикальной (термохалинной) конвекции в районе исследования (в Лофотенской котловине) и/или, по аналогии с нынешней ситуацией, как индикатор поступления сюда придонной воды из Гренландского моря (основного

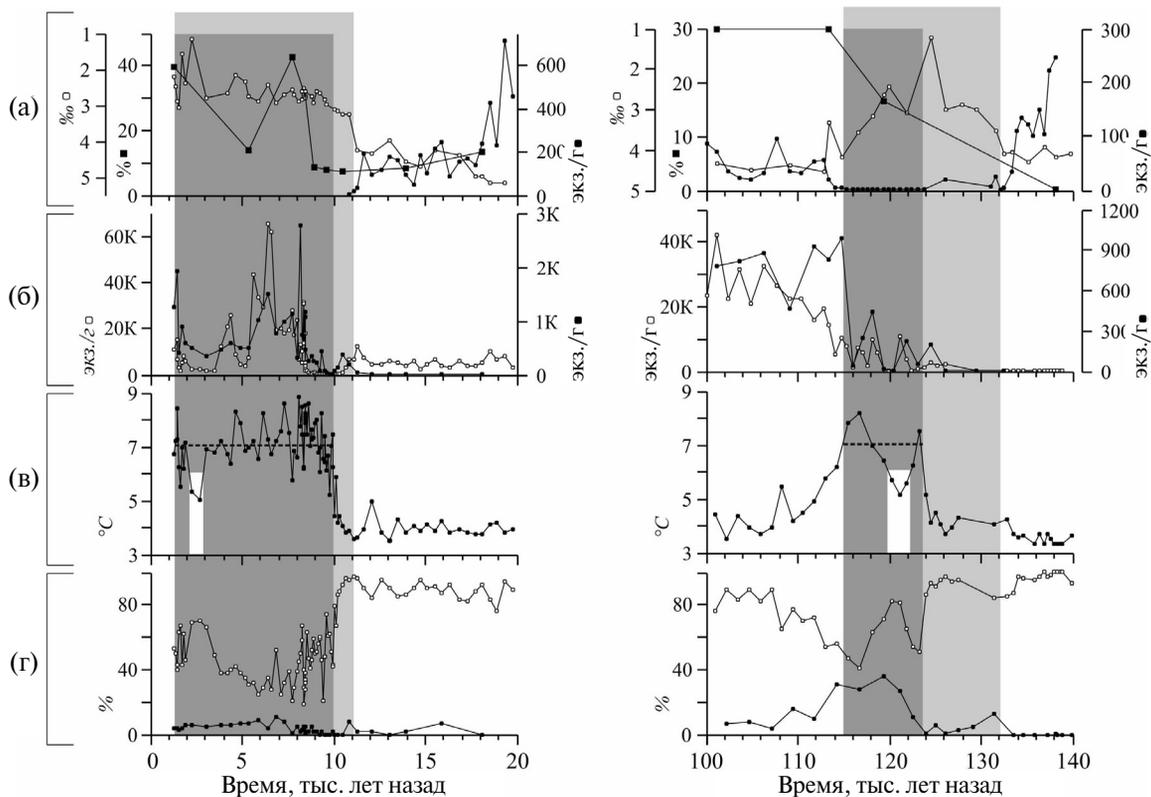


Рис. 3. Распределение палеопараметров в колонке АМК-5188: а) CaCO_3 (черные квадраты), $\delta^{18}\text{O}$ (белые кружки), материал ледового разноса (черные кружки); б) общее содержание планктонных фораминифер (белые кружки) и бентосных фораминифер (черные кружки); буква К в числах на вертикальных осях означает $\cdot 10^3$; в) летняя температура подповерхностной воды (глубина 50 м), реконструированная по распределению планктонных фораминифер; горизонтальная штриховая линия показывает современную температуру в точке колонки АМК-5188 по данным из World Ocean Atlas 2018 [19]; г) относительная концентрация характерных видов фораминифер — планктонный вид *Neogloboquadrina pachyderma* (sin.) (белые кружки) и бентосный вид *Cibicidoides wuellerstorfi* (черные кружки). Серые вертикальные полосы показывают интервалы последнего межледниковья (≈ ИКС 5е) и голоцена (≈ ИКС 1) на правой и левой панели рисунка соответственно. Темно-серые вертикальные полосы показывают интервалы температурных оптимумов. Белые вертикальные полосы на графиках в) показывают интервалы температурных минимумов.

района современной конвекции в НГБ) через разломные проходы к северу от о. Ян-Майен [7]. Наши данные по колонке АМК-5188 пока не могут дать ясное обоснование для какого-то из этих объяснений.

В середине обнаруженного нами позднего местного оптимума ИКС 5е между ~122 и 120 тлн произошло глубокое падение температуры подповерхностной воды, соответствующее только сильному росту концентрации полярного вида *N. pachyderma* (sin.), но не вариациям других параметров осадка, как вероятный отклик на кратковременное продвижение Арктического фронта к району исследования. Поступление МЛР в осадок в это время не возобновлялось. Нестабильность глобального климата в последнее межледниковье давно установлена разными работами [9]. Но для НГБ четкий палеотемпературный минимум в пределах ИКС 5е пока не был установлен. В нашем случае его можно соотнести с холодными событиями (cold-event) C27/C26 в середине ИКС 5е для открытой Северной Атлантики [23], а также для ледовой колонки Гренландии GRIP [14]. После ИКС 5е большое накопление карбоната кальция и раковин ПФ+БФ в ЮЗ части Лофотенской котловины при небольшой ледовой активности (низкие значения МЛР) могло означать близкое расположение Арктического фронта как зоны высокой биопродуктивности в интервале продолжающейся теплой ИКС 5.

В голоцене (~ межледниковая ИКС 1) пики концентрации CaCO_3 , ПФ и БФ тоже произошли с задержкой в ~2.5 тыс. лет после ледниково-межледникового перехода (после одновременного снижения накопления МЛР и уменьшения значений $\delta^{18}\text{O}$). Задержка была короткой и случилась только в самом начале межледниковой ИКС 1. Максимальное содержание CaCO_3 , ПФ и БФ приурочено к региональному оптимуму ранне-го—среднего голоцена [13] и к потеплению в конце голоцена после уровня ~2 тлн [1]. Это сильно отличается от ИКС 5, когда данные параметры показали свой рост только после всего интервала межледниковой ИКС 5е. Как предполагалось выше, в ИКС 5 пики этих параметров могли скорее отразить близкое расположение Арктического фронта (по низким значениям реконструированной температуры) с его высокой биопродуктивностью. Но в голоцене они, видимо, показали окончательное восстановление близкого к современному уровня притока теплой североатлантической воды. Признаки последней хорошо видны в появлении ряда видов ПФ как типичных таксонов умеренной зоны Северной Атлантики, при

этом в значительно бóльших концентрациях, чем в оптимуме ИКС 5е (*N. pachyderma* (dex.) до 15–28%, *Turborotalita quinqueloba* до 50–66%, *Globigerina bulloides* до 15–24%, *Globigerinita glutinata* до 3–5%). Высокая палеотемпература с небольшими вариациями около современного уровня сохранялась в длинном интервале ~10–3 тлн. Она резко снизилась ~3–2 тлн (на фоне низкой концентрации ПФ и БФ) во время неогляциального похолодания и восстановилась после уровня ~2 тлн. Содержание вида БФ *C. wuellerstorfi* в голоцене было невысоким: первые проценты до уровня ~7.5 тлн и до 10% позднее, — что может указывать на меньшее, чем во второй половине ИКС 5е, влияние насыщенной кислородом придонной воды (? менее активная вертикальная конвекция).

ВЫВОДЫ

В ЮЗ части Лофотенской котловины наступление последнего межледниковья (~ ИКС 5е) ~132 тлн и голоцена как нынешнего межледниковья (~ ИКС 1) ~11 тлн отмечается по одновременно произошедшим сильному снижению значений $\delta^{18}\text{O}$ раковин ПФ и резкому падению содержания вплоть до исчезновения МЛР.

По распределению видов ПФ и реконструированной палеотемпературы подповерхностной воды местный оптимум последнего межледниковья был смещен на вторую половину ИКС 5е ~124–115 тлн и состоял из двух коротких интервалов, разделенных сильным похолоданием ~122–120 тлн. Большие величины содержания CaCO_3 и раковин фораминифер в осадках после оптимума ИКС 5е могли отразить высокую биопродуктивность вблизи Арктического фронта.

В отличие от ИКС 5е, в ранне—среднем голоцене ~10–3 тлн отмечен длинный оптимум по основным выявленным параметрам: устойчиво “легким” значениям $\delta^{18}\text{O}$ раковин ПФ, высоким величинам CaCO_3 и общей концентрации раковин фораминифер, резкому падению содержания полярного вида ПФ *N. pachyderma* (sin.) на фоне значительного роста видов ПФ из умеренной зоны Северной Атлантики, палеотемпературе подповерхностной воды около или выше современной. В позднем голоцене короткий минимум палеотемпературы ~3–2 тлн отразил региональное неогляциальное похолодание.

Благодарности. Авторы благодарны экипажу НИС “Академик Мстислав Келдыш”, А.И. Мамочкиной, Г.В. Малафееву и С.М. Исаченко за помощь в отборе проб осадков, А.А. Клювиткину и Н.В. Политовой за всестороннее содействие

в работе. Мы благодарим рецензента за комментарии и предложения по улучшению статьи.

Источники финансирования. Работа выполнена по проекту РНФ № 24-17-00044, <https://rscf.ru/project/24-17-00044>, (палеорекострукции, написание статьи) и по Госзаданию ИО РАН № FMWE-2024-0020 (отбор осадков, геохимические исследования).

Конфликт интересов. Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Клювиткина Т.С., Новичкова Е.А., Матуль А.Г., Кравчишина М.Д. Природная среда Норвежского моря в голоцене по данным анализа ископаемых микроводорослей // Докл. РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 513. № 2. С. 89–94. <https://doi.org/10.31857/S2686739723601631>
2. Новичкова Е.А., Демина Л.Л., Стародымова Д.П. и др. Средне-позднечетвертичная стратиграфия и палеосреда осадконакопления Норвежского моря на основе комплекса данных по палеомаркерам // Докл. РАН. Науки о Земле. 2024. (в печати).
3. Bauch H.A., Erlenkeuser H. A “critical” climatic evaluation of last interglacial (MIS5e) records from the Norwegian Sea // Polar Research. 2008. V. 27. P. 135–151. <https://doi.org/10.1111/j.1751-8369.2008.00059.x>
4. Bauch H.A., Struck U., Thiede J. Planktic and Benthic Foraminifera as Indicators of Past Ocean Changes in Surface and Deep Waters of the Nordic Seas // The Northern North Atlantic / P. Schäfer, W. Ritzrau, M. Schlüter, J. Thiede (Eds.). Berlin, Heidelberg: Springer, 2001. P. 411–421. https://doi.org/10.1007/978-3-642-56876-3_22
5. Baumann K.-H., Lackschewitz K.S., Mangerud J. et al. Reflection of Scandinavian Ice Sheet Fluctuations in Norwegian Sea Sediments during the Past 150,000 Years // Quaternary Research. 1995. V. 43(2). P. 185–197. <https://doi.org/10.1006/qres.1995.1019>
6. Blaauw M., Christen J.A. Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process // Bayesian Analysis. 2011. V. 6(3). P. 457–474. <https://doi.org/10.1214/11-BA618>
7. Blindheim J. Arctic intermediate water in the Norwegian sea // Deep Sea Research Part A. 1990. V. 37. Is. 9. P. 1475–1489. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(90\)90138-L](https://doi.org/10.1016/0198-0149(90)90138-L)
8. Blindheim J., Østerhus S. The Nordic Seas, main oceanographic features // The Nordic Seas: An Integrated Perspective / H. Drange, T. Dokken, T. Furevik et al. (Eds.). AGU Geophysical Monograph 158. Washington, DC: American Geophysical Union (AGU), 2005. P. 11–38. <https://doi.org/10.1029/158GM03>
9. Cheddadi R., Mamakowa K., Guiot J. et al. Was the climate of the Eemian stable? A quantitative climate reconstruction from seven European pollen records // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1998. V. 143. P. 73–85. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(98\)000-67-4](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(98)000-67-4)
10. Ezat M.M., Rasmussen T.L., Skinner L.C., Zamelczyk K. Deep ocean ¹⁴C ventilation age reconstructions from the Arctic Mediterranean reassessed // Earth and Planetary Science Letters. 2019. V. 518. P. 67–75. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.04.027>
11. Govin A., Braconnot P., Capron E. et al. Persistent influence of ice sheet melting on high northern latitude climate during the early Last Interglacial // Climate of the Past. 2012. V. 8. P. 483–507. <https://doi.org/10.5194/cp-8-483-2012>
12. Hald M., Andersson C., Ebbesen H. et al. Variations in temperature and extent of Atlantic water in the northern North Atlantic during the Holocene // Quaternary Science Reviews. 2007. V. 26. P. 3423–3440. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.10.005>
13. Jansen E., Andersson C., Moros M. et al. The Early to Mid-Holocene Thermal Optimum in the North Atlantic // Natural Climate Variability and Global Warming / R.W. Battarbee, H.A. Binney (Eds.). Oxford, UK: Blackwell Publishing Ltd., 2008. P. 123–137. <https://doi.org/10.1002/9781444300932.ch5>
14. Johnsen S.J., Clausen H.B., Dansgaard W. et al. The δ¹⁸O record along the Greenland Ice Core Project deep ice core and the problem of possible Eemian climatic instability // Journal of Geophysical Research. 1997. V. 102. P. 26397–26410. <https://doi.org/10.1029/97JC00167>
15. Kellogg T.B., Duplessy J.-C., Shackleton N.J. Planktonic foraminiferal and oxygen isotopic stratigraphy and paleoclimatology of Norwegian Sea deep-sea cores // Boreas. 1978. V. 7(1). P. 61–73. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.1978.tb00051.x>
16. Kukla G.J., Bender M.L., de Beaulieu J.-L. et al. Last Interglacial Climates // Quaternary Research. 2002. V. 58(1). P. 2–13. <https://doi.org/10.1016/qres.2001.2316>
17. Langner M., Mulitza S. Technical note: PaleoData-View – a software toolbox for the collection, homogenization and visualization of marine proxy data // Climate of the Past. 2019. V. 15(6). P. 2067–2072. <https://doi.org/10.5194/cp-15-2067-2019>
18. Lisiecki L.E., Raymo M.E. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic δ¹⁸O records // Paleooceanography. 2005. V. 20. PA1003. <https://doi.org/10.1029/2004PA001071>
19. Locarnini R.A., Mishonov A.V., Baranova O.K. et al. World Ocean Atlas 2018, V. 1: Temperature. NOAA Atlas NESDIS 81, 2018. 52 pp. <https://www.ncei.noaa.gov/products/world-ocean-atlas>.
20. Martinson D.G., Pisias N.G., Hays J.D. et al. Age dating and the orbital theory of the ice ages: Development

- of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy // *Quaternary Research*. 1987. V. 27. P. 1–30. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(87\)90046-9](https://doi.org/10.1016/0033-5894(87)90046-9)
21. *Matul A., Barash M.S., Khusid T.A. et al.* Paleoenvironment Variability during Termination I at the Reykjanes Ridge, North Atlantic // *Geosciences*. 2018. V. 8. № 10. Art. 375. <https://doi.org/10.3390/geosciences8100375>
 22. *Naughton F., Sánchez-Goñi M.F., Landais A. et al.* Chapter 6 – The Bølling–Allerød Interstadial // *European Glacial Landscapes / D. Palacios, P.D. Hughes, J.M. García-Ruiz, N. Andrés (Eds.)*. Amsterdam, Netherlands: Elsevier BV, 2023. P. 45–50. <https://doi.org/10.1016/B978-0-323-91899-2.00015-2>
 23. *Oppo D.W., McManus J.F., Cullen J.L.* Evolution and demise of the Last Interglacial warmth in the subpolar North Atlantic // *Quaternary Science Reviews*. 2006. V. 25. Is. 23–24. P. 3268–3277. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.07.006>
 24. *Orvik K.A., Niiler P.* Major pathways of Atlantic water in the northern North Atlantic and Nordic Seas towards Arctic // *Geophysical Research Letters*. 2002. V. 29. 1896. <https://doi.org/10.1029/2002GL015002>
 25. *Reimer P., Austin W., Bard E. et al.* The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP) // *Radiocarbon*. 2020. V. 62(4). P. 725–757. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>
 26. *Ruddiman W.F., McIntyre A.* Northeast Atlantic paleoclimatic changes over the past 600,000 years // *Geological Society of America Memoirs*. 1976. V. 145. P. 111–146.
 27. *Schlitzer R.* Ocean Data View. 2021. odv.awi.de (accessed on 21 May 2024).
 28. *Skinner L.C., Muschitiello F., Scrivner A.E.* Marine Reservoir Age Variability Over the Last Deglaciation: Implications for Marine Carbon Cycling and Prospects for Regional Radiocarbon Calibrations // *Paleoceanography and Paleoclimatology*. 2019. V. 34. P. 1807–1815. <https://doi.org/10.1029/2019PA003667>
 29. *Stuiver M., Reimer P.J.* Extended ¹⁴C Data Base and Revised CALIB 3.0 ¹⁴C Age Program // *Radiocarbon*. 1993. V. 35. P. 215–230.
 30. *Swift J.* The Arctic waters // *The Nordic Seas / B. Hurdle (Ed.)*. New York, NY, USA: Springer, 1986. P. 129–151.
 31. *Vogelsang E.* Paläo-Ozeanographie des Europäischen Nordmeeres an Hand stabiler Kohlenstoff- und Sauerstoffisotope // *Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313, Christian-Albrechts-Universität, Kiel*. 1990. V. 23. 136 p. <https://doi.org/10.2312/reports-sfb313.1990.23>
 32. *Wang W., Zhao M., Yang J. et al.* The marine environmental evolution in the northern Norwegian Sea revealed by foraminifera during the last 60 ka // *Advances in Polar Science*. 2021. V. 32(3). P. 210–220. <https://doi.org/10.13679/j.advps.2021.0020>
 33. *Zhuravleva A., Bauch H.A., Spielhagen R.F.* Atlantic water heat transfer through the Arctic Gateway (Fram Strait) during the Last Interglacial // *Global and Planetary Change*. 2017. V. 157. P. 232–243. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2017.09.005>

COMPARISON OF ENVIRONMENTS OF THE LAST INTERGLACIAL AND THE HOLOCENE IN THE LOFOTEN BASIN (NORWEGIAN SEA)

A. Matul^{a,*}, E. Novichkova^a, M. Chekhovskaya^a, L. Lozinskaia^a,
P. Behera^{b,c}, M. Tiwari^b, R. Mohan^b, M. Kravchishina^a

^a *Shirshov Institute of Oceanology of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^b *National Centre of Polar and Ocean Research, Vasco da Gama, Goa, India*

^c *School of Geography, Geology and the Environment, University of Leicester, Leicester, United Kingdom*

* e-mail: amatul@mail.ru

Based on sedimentological, isotope-geochemical and micropaleontological parameters of bottom sediments of the core AMK-5188, differences in the natural environment of the last interglacial of the Late Pleistocene (marine oxygen isotope substage 5e) and the Holocene in the Lofoten Basin of the Norwegian Sea were revealed. The local thermal optimum of the last interglacial was shifted to the second half of substage 5e ~124–115 thousand years ago and consisted of two short intervals separated by strong cooling ~122–120 thousand years ago. In the Early-Middle Holocene ~10–3 thousand years ago, a long stable climate optimum was noted for main identified parameters, and a short paleotemperature minimum occurred in the Late Holocene ~3–2 thousand years ago during the regional Neoglacial cooling.

Keywords: Quaternary paleoceanology, interglacial environments, paleoclimatic optimum, micropaleontology, sedimentology