

УДК 551.89

Н.О. Аверкина¹, Е.Е. Талденкова², Я.С. Овсеян³, Р.Ф. Шпильхаген⁴, Х.А. Баух⁵, С.Д. Николаев⁶

ИСТОРИЯ ВОСТОЧНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ В ГОЛОЦЕНЕ: ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ И МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

История развития восточной континентальной окраины моря Лаптевых в голоцене реконструирована на основе анализа распределения материала ледового и айсбергового разноса (IRD) и ископаемых комплексов бентосных и планктонных фораминифер в двух колонках морских осадков, полученных с разных глубин континентального склона – 122 и 983 м. Ранний голоцен (8,2–11,7 кал тыс. л. н.) характеризовался наиболее теплым климатом, о чем свидетельствуют максимальная численность фораминифер, крайне низкое содержание IRD, всплески биопродуктивности и высокое содержание фитодетритных видов. В начале среднего голоцена (7,4–8,2 кал тыс. л. н.) отмечено резкое падение численности фораминифер, вплоть до полного исчезновения в колонке на глубине 122 м, которое в сочетании с крайне тонкозернистым составом осадков позволяет предположить развитие мощного ледового покрова, ставшего причиной падения биопродуктивности. После 7,4 кал. тыс. л. н. рост количества IRD, увеличение процентного содержания видов бентосных фораминифер из мелководных районов моря и прикрепляющихся эпифаунных видов отмечают похолодание климата, также установленное ранее и на западе моря Лаптевых. Оно проявилось в увеличении площади ледового покрова, смещении к югу сезонной границы дрейфующих льдов и росте ледниковых шапок Северной Земли. Пики IRD практически синхронны на западе и востоке моря, имеют периодичность 1–1,5 тыс. лет и приурочены к интервалам времени 7–7,4; 6,4–6,6; 5–5,8; 2,8–3,8; 1,6–2 и 0,8–1,2 кал. тыс. л. н.

Ключевые слова: палеоокеанология, материал ледового и айсбергового разноса, фораминиферы, атлантические воды

Введение. Известно, что высокие широты отличаются повышенной чувствительностью и усиленной ответной реакцией окружающей среды на колебания климата, а Арктический регион является важным объектом изучения изменений природных условий в голоцене и влияющих на них механизмов [Stein, 2008; Miller et al., 2010]. В море Лаптевых ответные изменения проявляются в колебаниях границ и площади сезонного ледового покрова, вариациях объема речного стока, различной интенсивности проникновения трансформированных атлантических вод вдоль континентального склона и характере их взаимодействия с холодными и опресненными арктическими водами. В послеледниковое время одним из первостепенных откликов на потепление климата был активный рост уровня моря и, как следствие, отступление суши – затопление шельфа. Наиболее активно трансгрессия происходила в голоцене, до пяти календарных тысяч лет назад (кал. тыс. л. н.) [Vauch et al., 2001] на фоне наибольшего потепления, окончательного распада ледниковых щитов и площадного затопления шельфов.

В данной работе мы представляем результаты изучения климатически обусловленных особенностей осадконакопления на восточной континентальной окраине моря Лаптевых в этот относительно благоприятный период (последние 11,7 кал. тыс. лет), сопоставляя результаты исследования двух детально датированных колонок морских осадков (рис. 1), поднятых с разных глубин на континентальном склоне (983 и 122 м). Таким образом, можно проследить изменения палеоусловий в голоцене в глубоководной части склона, которая находится под влиянием трансформированных атлантических вод, и у бровки внешнего шельфа, где значительную роль в осадконакоплении в начале голоцена играл сток рек Лены и Яны, устья которых находились в непосредственной близости к краю шельфа.

Океанологические условия. Море Лаптевых – окраинное мелководное море Северного Ледовитого океана, шельф которого изрезан несколькими палеодолинами рек, образовавшимися в результате плейстоценовых регрессий и осушения шельфа [Vauch et al., 2001]. Гидрологическая обстановка в

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, лаборатория новейших отложений и палеогеографии плейстоцена, науч. с.; *e-mail:* natal-y@mail.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, лаборатория новейших отложений и палеогеографии плейстоцена, вед. науч. с., канд. геогр. н.; *e-mail:* etaldenkova@mail.ru

³ Геологический институт РАН, Москва, лаборатория биостратиграфии и палеогеографии океанов, науч. с., канд. геол.-минерал. н.; *e-mail:* yaovsepyan@yandex.ru

⁴ Гельмгольц Центр по изучению океана в г. Киль (ГЕОМАР), Киль, Германия, *e-mail:* rspielhagen@geomar.de

⁵ Альфред-Вегенер-Институт, Гельмгольц Центр по морским и полярным исследованиям, Бремерхаузен, Германия; *e-mail:* hbauch@geomar.de

⁶ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, лаборатория новейших отложений и палеогеографии плейстоцена, вед. науч. с., доктор геогр. н.; *e-mail:* cdnikolaev@yandex.ru

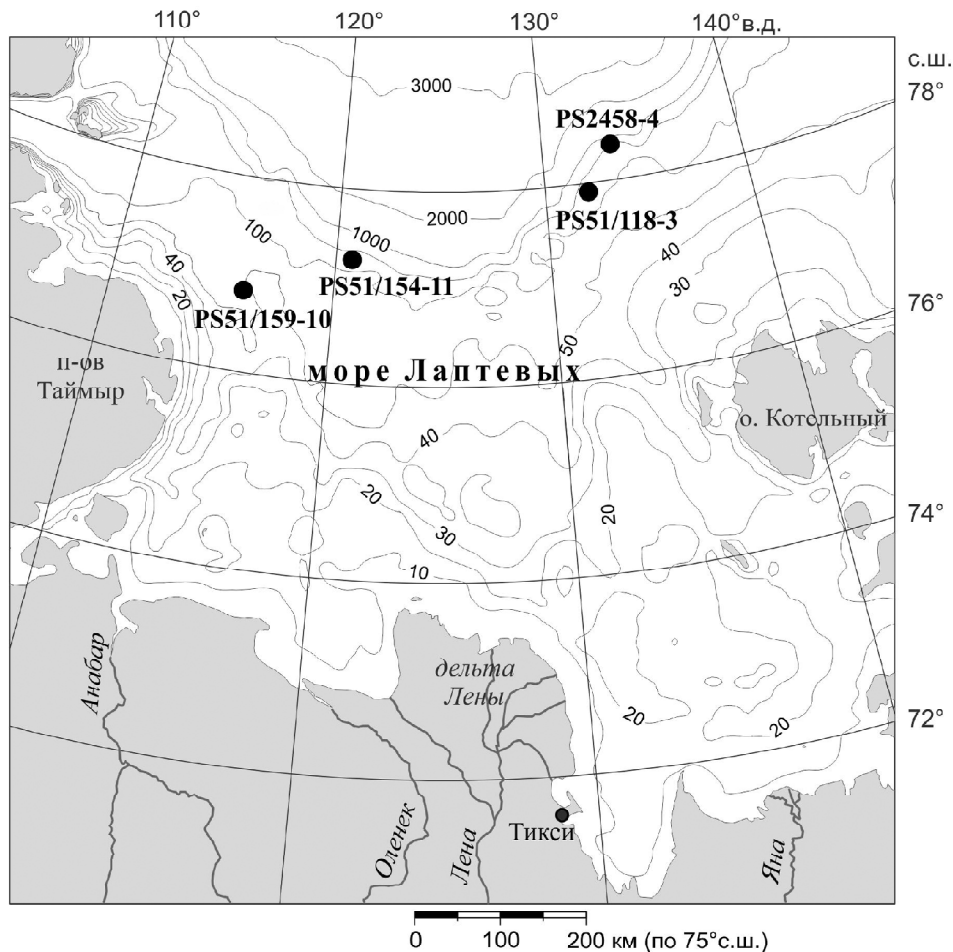


Рис. 1. Карта моря Лаптевых с местоположениями исследованных колонок

Fig. 1. Location of the studied cores in the Laptev Sea

бассейне зависит, главным образом, от взаимодействия трех факторов: большого объема речного стока, протяженного ледового покрова и присутствия трансформированных атлантических вод, текущих вдоль континентального склона.

Сток крупных сибирских рек в море Лаптевых оказывает решающее влияние на опреснение поверхностных вод и стратификацию водной толщи, в особенности, в его восточной части, куда разгружается большая часть пресной воды р. Лены [Добровольский, Залогин, 1982]. На поверхностную соленость также влияет летнее таяние ледового покрова.

По причине мелководности и низкой солености происходит повышенное ледообразование на шельфе, делая море Лаптевых основным поставщиком морского льда в Арктику [Alexandrov et al., 2000]. Ледообразование начинается в сентябре–октябре, когда море, в основном, свободно ото льда и развиваются мощные осенние штормы, оказывающие сильное влияние на мелководные районы. Они охлаждают водную толщу за счет перемешивания и взмучивают донные осадки, что способствует включению взвеси и крупнозернистых частиц в начинающийся образовываться лед, который дрейфует к се-

зонной границе ледового покрова [Eicken et al., 1997]. Последующее охлаждение приводит к формированию припая вплоть до глубин 20–25 м. Севернее припай не формируется – под действием приливов и дующих с холодной суши южных ветров внешний край припая становится нестабильным, и откалывающиеся льдины дрейфуют на север, где они вовлекаются в Трансполярный дрейф. Между северной границей припая и южной границей дрейфующего льда под действием южных ветров образуется полынья, протяженная свободная ото льда зона, в которой зимой идет активное ледообразование с формированием холодных и соленых рассолов, образующих придонные воды на шельфе и промежуточные воды галоклина в океане. Последние имеют соленость до 34‰ и температуры, близкие к точке замерзания [Timokhov, 1994].

Теплые и соленые атлантические воды – основной внешний источник тепла и соли для Арктического бассейна и его окраинных морей [Rudels et al., 2004; Иванов, Тимохов, 2019] и один из главных климатоформирующих факторов на континентальной окраине моря Лаптевых, куда они поступают через две основные ветви. Фрамовская ветвь проходит в

восточной части пролива Фрама в виде Западно-Шпицбергенского течения, огибает Шпицберген с севера, постепенно трансформируется за счет контакта с поверхностными арктическими водами и далее движется в подповерхностном слое вдоль евразийского континентального склона. Баренцево-морская ветвь представлена немного более холодными и опресненными водами, сформированными за счет взаимодействия с шельфовыми водами Баренцева и Карского морей [Aksenov et al., 2011]. В море Лаптевых представлены обе ветви атлантического течения [Dmitrenko et al., 2010]. Средняя температура атлантических вод в море Лаптевых $\sim 1^{\circ}\text{C}$, а соленость 34,7–34,9‰ [Dmitrenko et al., 2010]. Помимо солености и температуры, обе ветви предположительно отличаются по специфическому составу фитодетрита и биогенов, что важно для бентосных видов, обитающих в этом слое воды и под ним [Lubinski et al., 2001; Wollenburg et al., 2004]. Есть свидетельства того, что под действием апвеллинговых течений может происходить вертикальный теплообмен и поднятие атлантических вод к поверхности океана в зонах резких уклонов дна (бровка шельфа) [Дмитренко и др. 2001; Иванов, Тимохов, 2019], но основной диапазон их распространения находится в пределах глубин 200–600 м [Timokhov, 1994].

Таким образом, место взятия колонки PS2458-4 находится непосредственно под слоем атлантических вод, а на область, с которой поднята колонка PS51/118, в значительно большей степени оказывают влияние речной сток Лены и Яны.

Материалы и методы исследования. Представленные в данной статье результаты основаны на изучении состава комплексов фораминифер и литологических характеристик, включая материал ледового и айсбергового разноса (ice- and iceberg-rafted debris, IRD), осадков двух колонок с восточного континентального склона моря Лаптевых (см. рис. 1). Колонки были получены во время экспедиций ARCTIC'93 (ARK-IX/4) и TRANSDRIFT V на н/с «Поларштерн» в 1993 и 1998 гг., соответственно. Колонка PS2458-4 ($78^{\circ}10,0'$ с. ш., $133^{\circ}23,9'$ в. д.) длиной 822 см поднята с глубины 983 м. Колонка PS51/118-3 ($77^{\circ}53,54'$ с. ш.; $132^{\circ}11,92'$ в. д.) длиной 844 см отбрана с глубины 122 м – в самой верхней части склона, вблизи бровки шельфа. Далее по тексту колонки называются PS2458 и PS51/118.

Хронология колонок основана на радиоуглеродном датировании морского биогенного кальцита, выполненном методом ускорительной масс-спектрометрии (AMS) в Лейбниц лаборатории университета Кристиана Альбрехта в г. Киль (Германия). Даты пересчитаны в календарный возраст с помощью программ Fairbanks 0107 [Fairbanks et al., 2005] и CALIB 4.3 [Stuiver et al., 1995]. Перед этим была введена резервуарная поправка в 370 лет, определенная для моря Лаптевых [Vauch et al., 2001]. Материалом для датирования послужили раковины двустворчатых моллюсков и бентосных фораминифер. Для колонки PS2458 получено 15 радиоуглеродных определений

возраста [Spielhagen et al., 2005], но для создания возрастной модели использованы 11 из них. Наиболее древняя из датировок получена для горизонта 625 см и соответствует возрасту 14,6 кал. тыс. л. н., а возраст основания колонки 17,6 кал. тыс. л. н. – экстраполированный. Для верхней части колонки (верхние 252 см) мы поддерживаем более поздний вариант возрастной модели [Fahl, Stein, 2012], в котором исключается датировка по древесине с горизонта 201 см и предполагается равномерная седиментация без перерывов верхней части колонки. Верхушка керна была размыта, поэтому осадочная летопись начинается с 25 см, что равно ~ 900 кал. л. н. Осадки колонки PS51/118 продатированы на 12 горизонтах, включая нижнюю дату из осадков керноприемника с глубины 866 см [Vauch et al., 2001; Rudenko et al., 2014]. Для построения возрастной модели использованы девять из них, а интерполированный возраст основания колонки определен в 10,8 кал. тыс. л. н. Стоит отметить, что в этой колонке в раннеголоценовый период скорость осадконакопления была очень высокой – согласно возрастной модели большая часть осадков (интервал 866–125 см) накопилась за 2 тыс. лет.

В обеих колонках произведен непрерывный пробоотбор с мощностью образцов 1–2 см. Образцы замораживались, высушивались, взвешивались, а затем промывались на сите с диаметром ячеек 63 мкм и снова взвешивались. В результате было определено весовое процентное содержание фракции >63 мкм.

Для изучения IRD подсчитывались зерна пород и минералов во фракции >500 мкм. Содержание IRD в осадках арктических морей позволяет судить как о динамике ледниковых щитов, окружающих Арктический бассейн, так и о вариациях размера морского ледового покрова [Stein, 2008].

Бентосные и планктонные фораминиферы и макробентос изучались под биноклем во фракциях >63 мкм с высокой детальностью в колонке PS51/118 и непрерывно по всему разрезу в колонке PS2458. Фораминиферы в образцах определялись до вида. Подсчет количества раковин проводился до получения общего статистически значимого количества (>300 шт.) для последующего анализа содержания разных групп и видов. Фракции с большим количеством биоматериала делились на равные части с помощью сплиттера. В образцах с низким содержанием фораминифер определялись все раковины. Относительная численность (процентное содержание) видов и экологических групп была оценена только в образцах, содержащих более 100 раковин, что является статистически достаточным для осадков с низким биоразнообразием [Fatela, Taborda, 2002]. Биоразнообразие определялось как количество видов в образце. Фораминиферы широко используются для проведения палеоокеанологических реконструкций, благодаря широкому распространению и сравнительно высокой степени сохранности их раковин в донных осадках, а также по причине высокой чувствительности к незначительным коле-

баниям условий окружающей среды и быстрой смене комплексов в ответ на эти колебания.

Для IRD и микрофоссилий оценивалась общая численность на 100 г и 1 г сухого непромытого осадка, соответственно. Для фораминифер определялась скорость аккумуляции как количество раковин, накопленное на квадратном сантиметре поверхности дна за тысячу лет. При расчетах использовались линейная скорость седиментации, определенная как средняя скорость седиментации для интервала времени между двумя соседними датированными уровнями, и общая численность фораминифер, а плотность осадка условно принималась равной единице.

При описании результатов нами использовано стратиграфическое деление голоцена на ранний, средний и поздний, принятое Международным союзом геологических наук (IUGS) в 2018 году [Walker et al., 2018].

Результаты и их обсуждение. Литология, скорости седиментации, IRD. Состав осадков колонок PS51/118 и PS2458 преимущественно тонкозер-

нистый, весовое процентное содержание фракции >63 мкм в среднем ниже 5% (рис. 2). Прежде всего, это справедливо для более глубоководной колонки PS2458. В колонке PS51/118 отмечается постепенный рост вес.% содержания крупнозернистой фракции, которое, вероятно, является следствием падения скоростей седиментации. В колонке PS2458 в течение голоцена они падают от 74–100 см/тыс. лет до 9,3 кал. тыс. л. н. до 27 см/тыс. лет после этого рубежа, который соответствовал значительному отступанию береговой линии вглубь шельфа, когда уровень моря достиг отметок примерно –40 м [Bauch et al., 2001].

В колонке PS51/118 скорости седиментации были чрезвычайно высокими – 613 см/тыс. лет с 10,8 до 10,2 кал. тыс. л. н., затем они сократились практически в половину, но все равно оставались высокими (373 см/тыс. лет) до 9,7 кал. тыс. л. н. Затем они упали до 141 см/тыс. лет в период между 9,7 и 9 кал. тыс. л. н. После этого рубежа скорости седиментации снизились до 55 см/тыс. лет, а

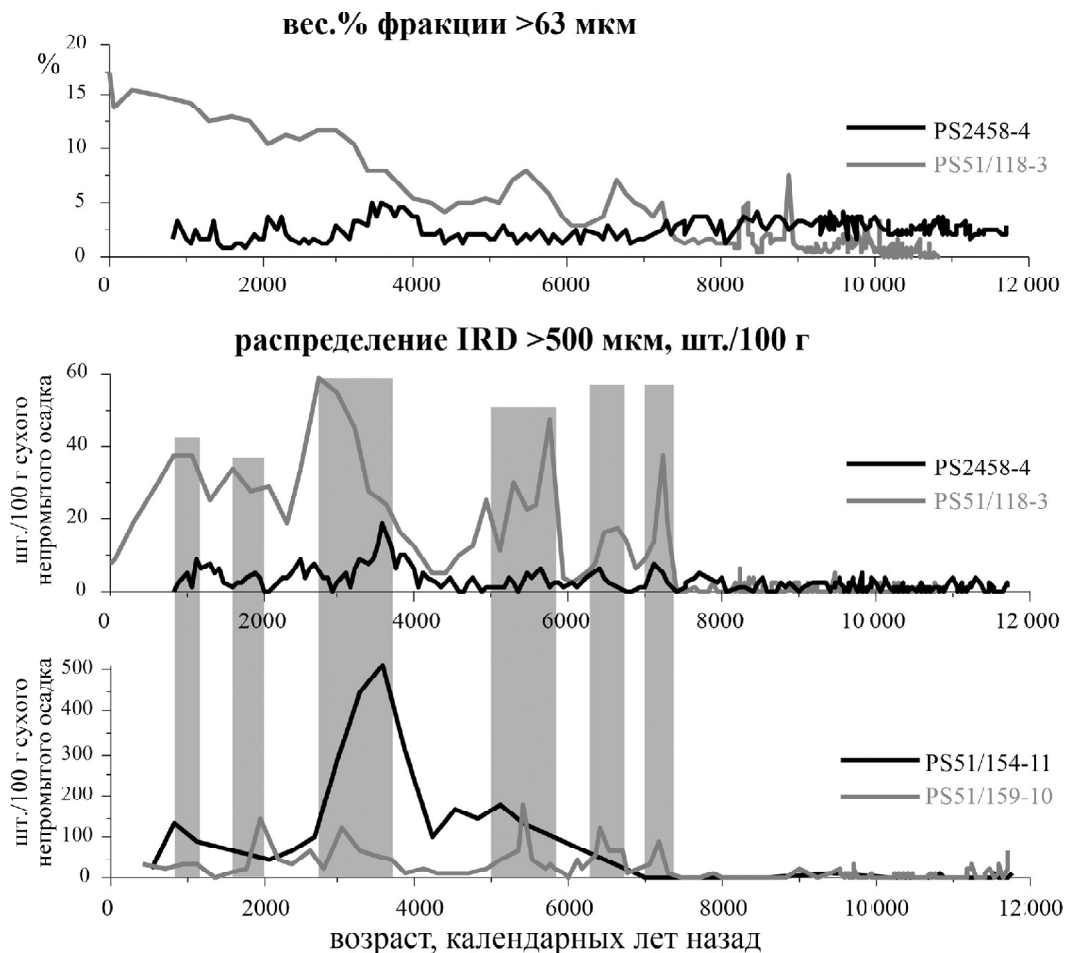


Рис. 2. Распределение весового процентного содержания фракции >63 мкм в осадках колонок из восточной части моря Лаптевых и распределение IRD в колонках из восточной и западной [Taldenkova et al., 2010] частей моря Лаптевых. Пики содержания IRD выделены серым тоном

Fig. 2. Downcore distribution of weight percentage of >63 mm fraction in the cores from the eastern Laptev Sea and distribution of IRD in the cores from the eastern and western [Taldenkova et al., 2010] Laptev Sea. Gray shading corresponds to IRD peaks

после 7,4 кал. тыс. л. н. сократились до крайне низких значений в 5 см/тыс. лет.

Именно с этого времени, после 7,4 кал. тыс. л. н., в обеих колонках отмечается рост содержания IRD (см. рис. 2). Особенно много такого материала в более мелководной колонке PS51/118, что может также частично быть результатом резкого падения скорости седиментации. Тем не менее, очевидная синхронность и периодичность этих пиков в обеих колонках указывает на их климатическую обусловленность, скорее всего, отражающую периодические похолодания во время среднего и позднего голоцена. Пики приурочены к следующим интервалам времени: 7–7,4; 6,4–6,6; 5–5,8; 2,8–3,8; 1,6–2 и 0,8–1,2 кал. тыс. л. н., т. е. периодичность их проявления примерно 1–1,5 тыс. лет. Аналогичные примерно одновозрастные пики IRD были отмечены ранее в колонках с западной континентальной окраины моря Лаптевых [Taldenkova et al., 2010] (см. рис. 2). Колонка PS51/159-10 расположена на внешнем шельфе в палеодолине р. Хатанги на глубине моря 60 м, а колонка PS51/154-11 – в верхней части континентального склона на глубине моря 270 м (см. рис. 1). Максимальные по численности пики IRD в обоих регионах отмечены около 2,8–3,8 кал. тыс. л. н. Следует отметить, что в западной части моря пики IRD существенно выше (в 2–10 раз), чем в восточной (см. рис. 2).

Планктонные фораминиферы. Типичный арктический вид *Neogloboquadrina pachyderma* sin. является резко доминирующим для голоценовых осадков разреза PS2458 и для колонки PS51/118, где планктонные фораминиферы встречаются в единичных количествах и далеко не во всех образцах. Тем не менее, для раннего голоцена (8,2–11,7 кал. тыс. л. н.) характерно относительно высокое видовое разнообразие, связанное с присутствием субполярных видов (*N. pachyderma* dex., *Globigerina bulloides*, *G. calida* и др.) в осадках глубоководной части склона. Также в этот период здесь наблюдаются максимальная численность и наиболее высокие скорости аккумуляции планктонных фораминифер, резко уменьшающиеся в среднем голоцене (4,3–8,24 кал. тыс. л. н.). После 4 кал. тыс. л. н. происходит дальнейшее сокращение количества раковин.

Бентосные фораминиферы. Бентосные фораминиферы – наиболее распространенные представители микрофауны в изучаемых нами разрезах. Однако, численность раковин и процентное содержание видов варьируются в разные периоды голоцена.

Колонка PS2458. В раннеголоценовой части разреза (8,2–11,7 кал. тыс. л. н.) наблюдается максимальное содержание и видовое разнообразие бентосных фораминифер, наиболее высокие скорости их аккумуляции и преобладание типичного арктического холодноводного вида *Cassidulina reniforme* [Корсун и др., 1994; Polyak et al., 2002] (рис. 3). В значительных количествах (до 35%) присутствует вид *Cassidulina neoteretis*, который для арктической континентальной окраины является ин-

дикатором атлантических вод и обитает, как правило, глубже их теплого ядра [Lubinski et al., 2010; Osterman, 1999; Овсеян и др., 2019]. Есть предположение, что *C. neoteretis* привязан к определенному типу бактерий или фитодетрита и больше ассоциирован с фрамовской ветвью атлантических вод с немного более высокими температурой, соленостью и содержанием биоматериала [Lubinski et al., 2010; Taldenkova et al., 2012; Овсеян и др. 2019]. До ~10,5 кал. тыс. л. н. отмечено наибольшее, по сравнению с другими временными интервалами, содержание фитодетритных видов *Islandiella norcrossi*, *Pyrgo williamsoni*, *Nonion labradoricum*, *Stainforthia loeblichii* (см. рис. 3). Появление *S. loeblichii*, а в особенности *N. labradoricum*, указывает на близость сезонной границы морских льдов и сопутствующую ей высокую биопродуктивность [Polyak et al., 2002; Wollenburg et al., 2004; Ślubowska et al., 2005].

Средний голоцен (4,2–8,2 кал. тыс. л. н.) характеризуется резким сокращением численности фораминифер в интервале с 8,2 до ~7,4 кал. тыс. л. н. (см. рис. 3). В дальнейшем количество фораминифер на 100 г осадка незначительно увеличивается, при этом скорости аккумуляции низкие в течение всего периода. Об усилении атлантического влияния свидетельствует повышение процентного содержания вида *C. neoteretis*, который становится доминирующим. Присутствие типично морского, дистального («river-distal»), инфаунного вида *Melonis barleeanus*, питающегося захороненной органикой, в нашем случае может говорить о прогрессирующей трансгрессии и, как следствие, замедлении скоростей осадконакопления [Polyak et al., 2002; Taldenkova et al., 2012].

В позднем голоцене (после 4,2 кал. тыс. л. н.) содержание в осадках и видовое разнообразие бентосных фораминифер минимальны. Значительную часть комплекса составляют проксимальные (river-proximal) виды [Polyak et al., 2002], характерные для мелководных районов внутреннего шельфа арктических морей, среди которых *Buccella frigida* – наиболее многочисленный. Пики *N. labradoricum* в период с 4,2 до 3 кал. тыс. л. н. свидетельствуют о близости сезонной границы морского льда к месту взятия колонки. В верхних 40 см разреза колонки (примерно от 1,5 до 0,9 кал. тыс. л. н.) доминируют агглютинирующие фораминиферы, а доля карбонатных не превышает 10%.

Колонка PS51/118. Ранний голоцен (8,2–10,82 кал. тыс. л. н.) в осадках колонки отмечен максимально высокими скоростями аккумуляции и доминированием трех типичных арктических видов, прежде всего, *C. reniforme*, характерного для холодных придонных обстановок, а также *E. clavatum* и *I. norcrossi*. Вид-оппортунист *E. clavatum* наиболее многочислен (максимум 65%) до 10 кал. тыс. л. н. Он считается наиболее приспособляемым представителем секретионно-известковых фораминифер в северных морях, выдерживающим существенное опреснение. Высокое содержание этого вида – признак

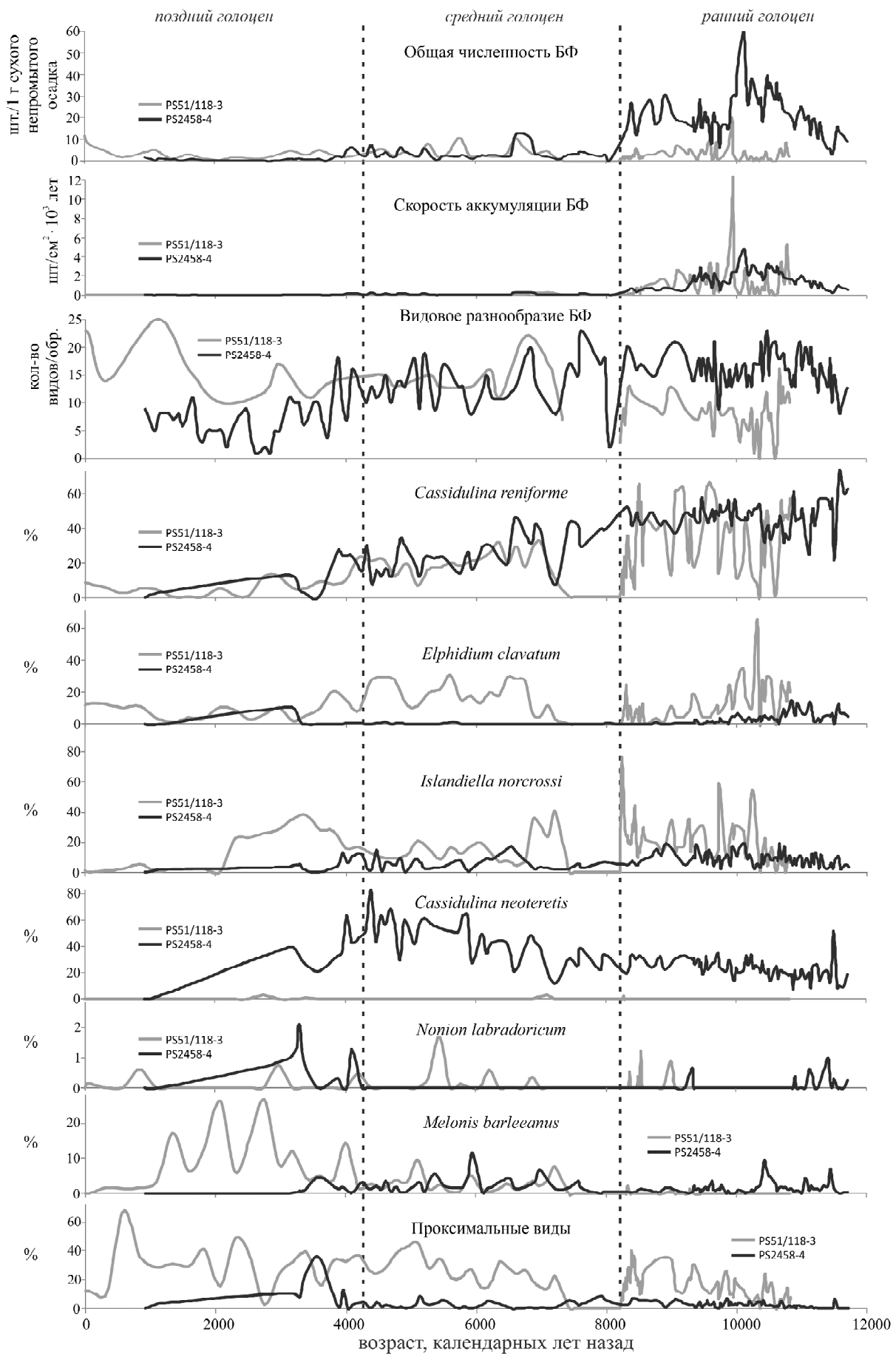


Рис. 3. Распределение бентосных фораминифер в колонках PS2458-4 и PS51/118-3

Fig. 3. Downcore distribution of benthic foraminifers in PS2458-4 and PS51/118-3 cores

холодных и нестабильных условий со стратификацией водной толщи [Корсун и др., 1994; Slubowska et al., 2005]. Значительная процентная составляющая дистального вида *I. norcrossi* (до 75% после 9 кал. тыс. л. н.) отражает высокую сезонную биопродуктивность у края льдов, а появление *N. labradoricum* и *S. loeblichii* после 9–10 кал. тыс. л. н. говорит о близости положения среднесезонной границы дрейфующих льдов к месту расположения колонки.

Начало среднего голоцена (7,4–8,2 кал. тыс. л. н.) отличается полным исчезновением микрофоссилий в разрезе (см. рис. 3). В среднем–позднем голоцене, после 7,4 кал. тыс. л. н., скорости аккумуляции резко сокращаются по причине прогрессирующей трансгрессии, удаления береговой линии и ослабления речного влияния. Об увеличении глубины бассейна и удалении от берега, прежде всего, свидетельствует рост численности дистального вида *M. barleeanus* (см. рис. 3). Одновременно с этим наблюдается увеличение содержания проксимальных видов, характерных для мелководных районов, что указывает на усиление ледового разноса в условиях похолодания [Taldenkova et al., 2012; Stepanova et al., 2012]. Об этом же свидетельствует и рост содержания эпифаунных видов, главным образом *Astrononion gallowayi* и *Elphidium subarcticum*, что часто связано с увеличением количества грубозернистого материала (в данном регионе – это IRD), являющегося предпочитаемым субстратом для этого типа микробентоса [Корсун и др., 1994]. Периодические изменения процентного содержания видов *N. labradoricum* и *S. loeblichii* говорят о вариациях размера ледового покрова.

Палеоокеанологические реконструкции. Несмотря на значительные различия палеоусловий в местах взятия колонок, можно проследить общие закономерности изменения природных условий в голоцене.

Ранний голоцен (8,2–11,7 кал. тыс. л. н.) выделяется в обоих разрезах как наиболее теплый интервал, когда море было свободно от сезонного льда. На это указывают максимальное содержание бентосных, а в глубоководной части и планктонных, фораминифер в осадках, крайне низкое содержание IRD как на востоке, так и на западе моря Лаптевых, а также всплески биопродуктивности и высокое содержание фитодетритных видов, приуроченных к сезонному краю морского льда. Данные условия наиболее выражены в интервале до 10 кал. тыс. л. н. в глубоководной части и после этого времени на меньшей глубине. Влияние речного стока отражается в присутствии проксимальных комплексов бентосных фораминифер и вида-оппортуниста *E. clavatum*, в особенности в колонке PS51/118, что свидетельствует о стратификации водной толщи в результате опреснения поверхностного слоя, закономерно больше проявленного ближе к шельфу. При этом состав осадков колонки PS51/118 по сравнению с PS2458 более тонкозернистый, несмотря на ее близость к устьям рек. Вероятно, это была зона активного осаднения взвеси в пределах маргинально-го фильтра. О более выраженных морских условиях

на большей глубине свидетельствует максимальное биоразнообразие и присутствие вида-индикатора атлантических вод *C. neoteretis* в колонке PS2458. Теплые условия во время раннеголоценового термического максимума, частично совпадавшего с пиком инсоляции 10–12 кал. тыс. л. н., отмечены во многих регионах Арктики, но время их проявления варьирует от 11 до 6 кал. тыс. л. н. в зависимости от таяния ледниковых щитов, особенностей океанической и атмосферной циркуляции [Polyak et al., 2010]. В районе континентальной окраины моря Лаптевых, как следует из совокупности представленных данных, наиболее теплые условия с максимальным прогревом поверхностных вод и сокращением размеров сезонного ледового покрова наблюдались 9,5–10,5 кал. тыс. л. н.

В начале среднего голоцена (7,4–8,2 кал. тыс. л. н.) в осадках колонки PS51/118 отмечено полное исчезновение всех микрофоссилий. В то же самое время резко снижается их количество и в более глубоко расположенной колонке PS2458. У бровки шельфа в это время наблюдалось значительное снижение скоростей седиментации, связанное с отступанием берега в ходе развития трансгрессии. Подобная картина резкого снижения скоростей седиментации характерна для всех исследованных колонок на континентальном склоне и внешнем шельфе, а его возраст меняется в зависимости от глубины моря в месте отбора конкретной колонки [Taldenkova et al., 2010; 2012]. Крайне тонкозернистые осадки колонки PS51/118, возможно, свидетельствуют о мощном ледовом покрове, который мог быть причиной падения биопродуктивности. Возможно, климатическое похолодание 8,2 кал. тыс. л. н., связанное с разгрузкой приледниковых озер Лаврентийского щита в районе Гудзонова залива и выраженное в Северной Атлантике и во многих регионах северного полушария [Alley, Ágústsdóttir, 2005], могло послужить спусковым механизмом для ослабления атлантической меридиональной циркуляции и перестройки атмосферной циркуляции, что привело к ухудшению условий и в изучаемом нами районе.

После 7,4 кал. тыс. л. н. в обоих исследованных колонках на востоке моря Лаптевых растет количество IRD, которое отмечает похолодание климата и увеличение площади ледового покрова. Об этом же свидетельствует рост процентного содержания проксимальных видов бентосных фораминифер из мелководных районов одновременно с увеличением глубины моря в ходе трансгрессии и прогрессивно увеличивающимся представителем относительно глубоководных видов в составе комплекса бентоса, наиболее выраженным в колонке у бровки шельфа. Проксимальные виды, как и IRD, попадают в дрейфующий лед, образованный на мелководье в период осенних штормов при ледообразовании, и переносятся к сезонной границе льдов [Eicken et al., 1997]. Следующим летом они либо вытаскиваются в пределах моря Лаптевых, либо выносятся с Трансполярным дрейфом за его пределы. Соответственно, чем ближе к берегу сезонная гра-

ница льдов, тем большее количество IRD и раковин мелководных, проксимальных видов бентоса вытравиваются в пределах моря Лаптевых и попадают в его осадки. Еще одним свидетельством похолодания и ледового разноса является рост количества эпифаунных прикрепленных видов бентосных фораминифер, который коррелирует с увеличением IRD, используемым ими в качестве субстрата. Ранее все эти свидетельства похолодания среднего–позднего голоцена были выявлены нами в осадках колонок из западной части моря Лаптевых [Taldenkova et al., 2010, 2012; Stepanova et al., 2012; Овсепян и др., 2015]. Пики IRD в западной и восточной частях моря Лаптевых, в целом, синхронны и приурочены к интервалам времени 7–7,4; 6,4–6,6; 5–5,8; 2,8–3,8; 1,6–2 и 0,8–1,2 кал. тыс. л. н. (см. рис. 2). Отмеченная периодичность в 1–1,5 тыс. лет характерна для проявлений похолодания климата как в Северной Атлантике [Bond et al., 1997], так и в Арктике [Polyak et al., 2010; Darby et al., 2012]. Тот факт, что на западе моря Лаптевых количество IRD в несколько раз превышает его количество на востоке моря, на наш взгляд, свидетельствует о значительном вкладе айсбергового материала с Северной Земли. Ранее нами была показана важность этого источника поставки IRD по содержанию филлитов в западных колонках [Taldenkova et al., 2010]. По всей видимости, в период средне-позднеголоценового похолодания климата начались рост ледниковых шапок на архипелаге Сев. Земля и поставка ими айсбергов, которые преимущественно таяли в западной части моря Лаптевых или захватывались Трансполярным дрейфом, почти не достигая восточной континентальной окраины моря. В восточной части моря Лаптевых рост количества IRD, в основном, связан с похолоданием, смещением к югу сезонной границы льдов и соответствующим увеличением IRD ледового (а не айсбергового) разноса. При этом в осадках мелководной колонки PS51/118 количество IRD в этот период заметно выше, чем в глубоководной PS2458, как и процентное содержание видов внутреннего шельфа. Возможно, близко к этому месту происходило наиболее активное вытаивание фосиллий и терригенных зерен, включенных в состав льда и перенесенных к границе дрейфующих льдов. Интересно, что в западной части моря Лаптевых количество IRD, наоборот, выше на континентальном склоне, чем на внешнем шельфе, что подтверждает предположение о значительном вкладе материала айсбергового разноса с Сев. Земли в этой части моря.

На усиление атлантического влияния в придонной толще указывает преобладание вида-маркера атлантических вод *C. neoteretis* в колонке PS2458, в особенности, до 3 кал. тыс. л. н. Примечательно,

что рост процентного содержания этого вида, хоть и не настолько выраженный, также наблюдается в этот период в осадках колонки PS51/154-11 [Taldenkova et al., 2012; Овсепян и др., 2015, 2019]. Возможно, это подтверждает предположение о предпочтении *C. neoteretis* относительно более глубоководных условий, под слоем атлантических вод.

Выводы.

По результатам детального изучения литологии и ископаемых комплексов фораминифер в двух колонках с континентального склона восточной части моря Лаптевых (глубина моря 122 и 938 м) и сравнения с ранее полученными данными по западной континентальной окраине моря [Taldenkova et al., 2010, 2012; Овсепян и др., 2015, 2019] реконструированы основные черты климатически обусловленных изменений природной среды региона в голоцене:

- максимальная численность фораминифер, крайне низкое содержание материала ледового и айсбергового разноса (IRD) как на востоке, так и на западе моря Лаптевых, а также всплески биопродуктивности и высокое содержание фитодетритных видов выделяют ранний голоцен (8,2–11,7 кал. тыс. л. н.) как наиболее теплый интервал; при этом термический максимум наблюдался примерно 9,5–10,5 кал. тыс. л. н., когда сезонная граница дрейфующих льдов смещалась к северу от исследованных колонок, расположенных на 77–78° с. ш.;

- в начале среднего голоцена (7,4–8,2 кал. тыс. л. н.) на востоке моря Лаптевых отмечено резкое падение численности фораминифер, вплоть до полного исчезновения в колонке, расположенной на глубине 122 м, которое в сочетании с крайне тонкозернистым составом осадков позволяет предположить развитие мощного ледового покрова, ставшего причиной падения биопродуктивности;

- после 7,4 кал. тыс. л. н. повсеместный рост количества IRD, увеличение процентного содержания видов бентосных фораминифер из мелководных районов моря и эпифаунных видов, прикрепляющихся к крупнозернистым терригенным частицам в составе донного грунта, отмечают похолодание климата, выразившееся в увеличении площади ледового покрова, смещении к югу сезонной границы дрейфующих льдов и росте ледников Северной Земли. Ледники продуцировали айсберги, поступающие преимущественно в западную часть моря, за счет чего количество IRD на западе моря в несколько раз выше, чем на востоке. Пики IRD практически синхронны на западе и востоке моря и приурочены к интервалам времени 7–7,4; 6,4–6,6; 5–5,8; 2,8–3,8; 1,6–2 и 0,8–1,2 кал. тыс. л. н. Отмеченная периодичность в 1–1,5 тыс. лет характерна для различных проявлений похолодания климата среднего–позднего голоцена во многих районах Арктики и Северной Атлантики.

Благодарности. Исследования Овсепяна Я.С. и Аверкиной Н.О. выполнены за счет РФФИ (проект № 18-35-00362 мол_а). Исследования Талденковой Е.Е. поддержаны субсидией Минобрнауки по проекту «Арктическая Трансполярная система в переходных климатических условиях» (уникальный идентификатор проекта RFMEFI61619X0108); исследования Шпильхагена Р.Ф. и Бауха Х.А. – Министерством образования и науки Германии по проекту «CATS Synthesis: The Changing Arctic Transpolar System» (№ 03F0831).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Дмитренко И.А., Хьюлеманн Й.А., Кириллов С.А., Березовская С.Л., Кассенс Х. Роль баротропных изменений уровня моря в формировании режима течений на шельфе восточной части моря Лаптевых // ДАН. 2001. Т. 377. № 1. С. 101–107.
- Добровольский А.Д., Залогин Б.С. Моря СССР. М.: Изд-во МГУ, 1982. 192 с.
- Иванов В.В., Тимохов Л.А. Атлантические воды в арктической циркуляционной трансполярной системе // Метеорол. и гидрол. 2019. № 4. С. 36–53.
- Корсун С.А., Погодина И.А., Тарасов Г.А., Матишов Г.Г. Фораминиферы Баренцева моря (гидробиология и четвертичная палеоэкология). Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1994. 136 с.
- Овсеян Я.С., Талденкова Е.Е., Баух Х.А., Кандиано Е.С. Реконструкция событий позднего плейстоцена–голоцена на континентальном склоне моря Лаптевых по комплексам бентосных и планктонных фораминифер // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2015. Т. 23. № 6. С. 964–112.
- Овсеян Я.С., Аверкина Н.О., Талденкова Е.Е., Шпильхаген Р.Ф., Баух Х.А., Тихонова А.В. Бентосные фораминиферы как индикаторы проникновения атлантических вод в арктический бассейн в конце позднего плейстоцена – голоцене // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. Геогр. 2019. № 6. С. 41–50.
- Aksenov Y., Ivanov V.V., Nurser A.J.G., Bacon S., Polyakov I.V., Coward A.C., Naveira-Garabato A.C., Beszczynska-Moeller A. The Arctic Circumpolar Boundary Current. *J. Geophys. Res.*, 2011, vol. 116, C09017, p. 1–28.
- Alexandrov V., Martin T., Kolatschek J., Eicken H., Kreyscher M., Makhtas A.P. Sea ice circulation in the Laptev Sea and ice export to the Arctic Ocean: Results from satellite remote sensing and numerical modeling. *J. Geophys. Res.*, 2000, vol. 105, p. 17143–17159.
- Alley R.B., Ágústsdóttir A.M. The 8^k event: Cause and consequences of a major Holocene abrupt climate change. *Quat. Sci. Rev.*, 2005, vol. 24, p. 1123–1149.
- Bauch H.A., Mueller-Lupp T., Taldenkova E., Spielhagen R.F., Kassens H., Grootes P.M., Thiede J., Heinemeier J., Petryashov V.V. Chronology of the Holocene transgression at the North Siberian margin. *Glob. Planet. Change*, 2001, vol. 31, p. 125–139.
- Bond G., Showers W., Cheseby M., Lotti R., Almasi P., de Menocal P., Priore P., Cullen H., Hajdas I., Bonani G. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science*, 1997, vol. 278, p. 1257–1265.
- Darby D.A., Ortiz J.D., Grosch C.E., Lund S.P. 1,500-year cycle in the Arctic Oscillation identified in Holocene Arctic sea-ice drift. *Nat. Geosci.*, 2012, vol. 5, p. 897–900.
- Dmitrenko I.A., Kirillov S.A., Tremblay L.B., Bauch D., Hölemann J.A., Krumpfen T., Kassens H., Wegner C., Heinemann G., Schröder D. Impact of the Arctic Ocean Atlantic water layer on Siberian shelf hydrography. *J. Geophys. Res.*, 2010, vol. 115, C08010.
- Eicken H., Reimnitz E., Alexandrov V., Martin T., Kassens H., Viehoff T. Sea ice processes in the Laptev Sea and their importance for sediment export. *Cont. Shelf Res.*, 1997, vol. 17(2), p. 205–233.
- Fahl K., Stein R. Modern seasonal variability and deglacial/Holocene change of central Arctic Ocean sea-ice cover: New insights from biomarker proxy records. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2012, vol. 351–352, p. 123–133.
- Fairbanks R.G., Mortlock R.A., Chiu T.-Ch., Cao L., Kaplan A., Guilderson T.P., Fairbanks T.W., Bloom A.L., Grootes P.M., Nadeau M.J. Radiocarbon calibration curve spanning 0 to 50,000 years BP based on paired ²³⁰Th/²³⁴U/²³⁸U and ¹⁴C dates on pristine corals. *Quat. Sci. Rev.*, 2005, vol. 24, p. 1781–1796.
- Fatela F., Taborada R. Confidence limits of species proportions in microfossil assemblages. *Mar. Micropal.*, 2002, vol. 45, p. 169–174.
- Lubinski D.J., Polyak L.A., Forman S.L. Freshwater and Atlantic water inflows to the deep northern Barents and Kara Seas since ca 13 ¹⁴C ka: foraminifera and stable isotopes. *Quat. Sci. Rev.*, 2001, vol. 20, p. 1851–1879.
- Miller G.H., Alley R.B., Brigham-Grette J., Fitzpatrick J.J., Polyak L., Serreze M.C., White J. Arctic amplification: can the past constrain the future? *Quat. Sci. Rev.*, 2010, vol. 29, p. 1779–1790.
- Osterman L.E., Poore R.Z., Foley K.M. Distribution of benthic foraminifera (>125 μm) in the surface sediments of the Arctic Ocean. *USGS Bulletin*, 1999, vol. 2164, 28 p.
- Polyak L., Korsun S., Febo L., Stanovoy V., Khusid T., Hald M., Paulsen B.E., Lubinski D.A. Benthic foraminiferal assemblages from the southern Kara Sea, a river-influenced arctic marine environment. *J. Foraminiferal Res.*, 2002, vol. 32, no. 3, p. 252–273.
- Polyak L., Alley R., Andrews J.T., Brigham-Grette J., Cronin T., Darby D., Dyke A.S., Fitzpatrick J.J., Funder S., Holland M., Jennings A.E., Miller G.H., O'Regan M., Savelle J., Serreze M., St. John K., White J.W.C., Wolff E. History of sea ice in the Arctic. *Quat. Sci. Rev.*, 2010, vol. 29, p. 1757–1778.
- Rudels B., Jones E.P., Schauer U., Eriksson P. Atlantic sources of the Arctic Ocean surface and halocline waters. *Polar Res.*, 2004, vol. 23, p. 181–208.
- Rudenko O., Tarasov P.E., Bauch H.A., Taldenkova E. A Holocene palynological record from the northeastern Laptev Sea and its implications for palaeoenvironmental research. *Quat. Int.*, 2014, vol. 348, p. 82–92.
- Ślubowska M.A., Koç N., Rasmussen T.L., Klitgaard-Kristensen D. Changes in the flow of Atlantic water into the Arctic Ocean since the last deglaciation: Evidence from the northern Svalbard continental margin, 80°N. *Palaeoceanography*, 2005, vol. 20, PA4014.
- Spielhagen R.F., Erlenkeuser H., Siebert C. History of freshwater runoff across the Laptev Sea (Arctic) during the last deglaciation. *Glob. Planet. Change*, 2005, vol. 48, p. 187–207.
- Stein R. Arctic Ocean sediments: processes, proxies, and paleoenvironment. Amsterdam: Elsevier, 2008, 592 p.
- Stepanova A., Taldenkova E., Bauch H.A. Ostracod palaeoecology and environmental change in the Laptev and Kara Seas (Siberian Arctic) during the last 18 000 years. *Boreas*, 2012, vol. 41(4), p. 557–577.
- Suiver M., Grootes P.M., Braziunas T. The GISP2 δ¹⁸O climate record of the past 16 500 years and the role of the sun, ocean and volcanoes. *Quat. Res.*, 1995, vol. 44, p. 341–354.
- Taldenkova E., Bauch H.A., Gottschalk J., Nikolaev S., Rostovtseva Y., Pogodina I., Ovspeyan Y., Kandiyo E. History of ice-rafting and water mass evolution at the northern Siberian continental margin (Laptev Sea) during Late Glacial and Holocene times. *Quat. Sci. Rev.*, 2010, vol. 29, p. 3919–3935.
- Taldenkova E., Bauch H.A., Stepanova A., Ovspeyan Y., Pogodina I., Klyuvitkina T., Nikolaev S. Benthic community changes at the North Siberian margin in response to Atlantic water mass variability since last deglacial times. *Mar. Micropal.*, 2012, vol. 96–97, p. 13–28.
- Timokhov L.A. Regional characteristics of the Laptev and the East Siberian seas: climate, topography, ice phases, thermohaline regime, circulation. *Ber. Polarforsch*, 1994, vol. 144, p. 15–31.
- Walker M., Head M.J., Berkelhammer M., Björck S., Cheng H., Cwynar L., Fisher D., Gkinis V., Long A., Lowe J., Newnham R., Rasmussen S.O., Weiss H. Formal ratification of the subdivision of the Holocene Series/Epoch (Quaternary System/Period): two new Global Boundary Stratotype Sections and Points (GSSPs) and three new stages/subseries. *Episodes*, 2018, vol. 41, p. 213–223.
- Wollenburg J.E., Knies J., Mackensen A. High-resolution paleoproductivity fluctuations during the past 24 kyr as indicated by benthic foraminifera in the marginal Arctic Ocean. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, 2004, vol. 204, p. 209–238.

Поступила в редакцию 04.05.2020

После доработки 16.06.2020

Принята к публикации 25.08.2020

N.O. Averkina¹, E.E. Taldenkova², Y.S. Ovsepyan³,
R.F. Spielhagen⁴, H.A. Bauch⁵, S.D. Nikolaev⁶

THE HOLOCENE HISTORY OF THE EASTERN CONTINENTAL MARGIN
OF THE LAPTEV SEA: LITHOLOGICAL AND MICROPALAEONTOLOGICAL EVIDENCE

Reconstruction of the Holocene history of the eastern Laptev Sea continental margin is based on the downcore records of ice- and iceberg-rafted debris (IRD) and fossil assemblages of benthic and planktic foraminifers in two marine sediment cores obtained from different depths on the continental slope, e. g. 122 and 983 m. The early Holocene (8,2–11,7 cal. ka) is distinguished by its warmest climatic conditions as evidenced by the highest abundance of foraminifers, low IRD content, bioproductivity peaks and high representation of phytodetritus species. At the beginning of the middle Holocene (7,4–8,2 cal. ka), a sharp decrease in foraminifera numbers was recorded, up to their complete disappearance in the core from 122 m water depth. In combination with extremely fine-grained composition of sediments this suggests the development of a thick ice cover, which might have caused a drop in bioproductivity. After 7,4 cal. ka the increasing amount of IRD together with the growing representation of both river-proximal benthic foraminifers and attached epifaunal species indicate climate cooling that has been also recorded previously for the western Laptev Sea. Its manifestations include the growing area of the sea-ice cover, southward shift of the seasonal drift ice margin, and the advance of ice caps on the Severnaya Zemlya Archipelago. The IRD peaks with the periodicity of 1–1,5 thousand years are almost synchronous in the west and east of the sea; they coincide with time intervals of 7–7,4, 6,4–6,6, 5–5,8, 2,8–3,8, 1,6–2 and 0,8–1,2 cal. ka.

Key words: paleoceanography, ice- and iceberg-rafted debris, foraminifers, Atlantic waters

Acknowledgements. Investigations of Ya.S. Ovsepyan and N.O. Averkina were financially supported by the Russian Foundation for Basic Research (project no. 18-35-00362 mol-a). Taldenkova E.E. acknowledges support of the Russian Ministry of Science and Higher Education within the frame of the project «Arctic Transpolar System in climatic transition» (project no. RFMEFI61619X0108); Spielhagen R.F. and Bauch H.A. acknowledge financial support of the BMBF within the frame of the project «CATS Synthesis: The Changing Arctic Transpolar System» (project no. 03F0831).

REFERENCES

- Aksenov Y., Ivanov V.V., Nurser A.J.G., Bacon S., Polyakov I.V., Coward A.C., Naveira-Garabato A.C., Beszczynska-Moeller A. The Arctic Circumpolar Boundary Current. *J. Geophys. Res.*, 2011, vol. 116, C09017, p. 1–28.
- Alexandrov V., Martin T., Kolatschek J., Eicken H., Kreyscher M., Makshtas A.P. Sea ice circulation in the Laptev Sea and ice export to the Arctic Ocean: Results from satellite remote sensing and numerical modeling. *J. Geophys. Res.*, 2000, vol. 105, p. 17, 143–17, 159.
- Alley R.B., Ágústsdóttir A.M. The 8th event: Cause and consequences of a major Holocene abrupt climate change. *Quat. Sci. Rev.*, 2005, vol. 24, p. 1123–1149.
- Bauch H.A., Mueller-Lupp T., Taldenkova E., Spielhagen R.F., Kassens H., Grootes P.M., Thiede J., Heinemeier J., Petryashov V.V. Chronology of the Holocene transgression at the North Siberian margin. *Glob. Planet. Change*, 2001, vol. 31, p. 125–139.
- Bond G., Showers W., Cheseby M., Lotti R., Almasi P., deMenocal P., Priore P., Cullen H., Hajdas I., Bonani G. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science*, 1997, vol. 278, p. 1257–1265.
- Darby D.A., Ortiz J.D., Grosch C.E., Lund S.P. 1,500-year cycle in the Arctic Oscillation identified in Holocene Arctic sea-ice drift. *Nat. Geosci.*, 2012, vol. 5, p. 897–900.
- Dmitrenko I.A., Hoelemann J.A., Kirillov S.A., Berezovskaya S.L., Kassens H. Rol' barotropnykh izmenenii urovnya morya v formirovani rezhima techenii na shel' fe vostochnoi chasti morya Laptevykh [The role of barotropic sea-level changes in formation of current regime on the eastern Laptev Sea shelf], *DAN*, 2001, vol. 377, no. 1, p. 101–107. (In Russian)
- Dmitrenko I.A., Kirillov S.A., Tremblay L.B., Bauch D., Hölemann J.A., Krumpfen T., Kassens H., Wegner C., Heinemann G., Schröder D. Impact of the Arctic Ocean Atlantic water layer on Siberian shelf hydrography. *J. Geoph. Res.*, 2010, vol. 115, C08010.
- Dobrovolskii A.D., Zalogin B.S. *Morya SSSR* [Seas of the USSR], Moscow State Univ. Publ., 1982, 192 p. (In Russian)
- Eicken H., Reimnitz E., Alexandrov V., Martin T., Kassens H., Viehoff T. Sea ice processes in the Laptev Sea and their importance for sediment export. *Cont. Shelf Res.*, 1997, vol. 17(2), p. 205–233.

¹ Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Laboratory of Pleistocene Paleogeography, Scientific Researcher; *e-mail:* natal-y@mail.ru

² Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Laboratory of Pleistocene Paleogeography, Leading Scientific Researcher, PhD in Geography; *e-mail:* etaldenkova@mail.ru

³ Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Laboratory of ocean biostratigraphy and paleogeography, Scientific Researcher, PhD in Geology and Mineralogy; *e-mail:* yaovsepyan@yandex.ru

⁴ Helmholtz Center for Ocean Research Kiel (GEOMAR), Kiel, Germany, PhD in Geology; *e-mail:* rspielhagen@geomar.de

⁵ Alfred Wegener Institute (AWI), Bremerhaven, Germany, PhD in Geology; *e-mail:* hbauch@geomar.de

⁶ Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Laboratory of Pleistocene Paleogeography, Leading Scientific Researcher, D.Sc. in Geography; *e-mail:* cdnikolaev@yandex.ru

- Fahl K., Stein R. Modern seasonal variability and deglacial/Holocene change of central Arctic Ocean sea-ice cover: New insights from biomarker proxy records. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2012, vol. 351–352, p. 123–133.
- Fairbanks R.G., Mortlock R.A., Chiu T.-Ch., Cao L., Kaplan A., Guilderson T.P., Fairbanks T.W., Bloom A.L., Grootes P.M., Nadeau M.J. Radiocarbon calibration curve spanning 0 to 50,000 years BP based on paired $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ and ^{14}C dates on pristine corals. *Quat. Sci. Rev.*, 2005, vol. 24, p. 1781–1796.
- Fatela F., Taborda R. Confidence limits of species proportions in microfossil assemblages. *Mar. Micropal.*, 2002, vol. 45, p. 169–174.
- Ivanov V.V., Timokhov L.A. Atlanticheskie vody v arkticheskoi tsirkulyatsionnoi transpolyarnoi sisteme [Atlantic waters in the Arctic Transpolar System], *Meteorol. i gidrol.*, 2019, no. 4, p. 36–53. (In Russian)
- Korsun S.A., Pogodina I.A., Tarasov G.A., Matishov G.G. Foraminifery Barentseva morya (gidrobiologiya i chetvertichnaya paleoekologiya) [Foraminifera of the Barents Sea (hydrobiology and Quaternary paleoecology)], Apatity: KNTs RAN Publ., 1994, 136 p. (In Russian)
- Lubinski D.J., Polyak L.A., Forman S.L. Freshwater and Atlantic water inflows to the deep northern Barents and Kara seas since ca 13 ^{14}C ka: foraminifera and stable isotopes. *Quat. Sci. Rev.*, 2001, vol. 20, p. 1851–1879.
- Miller G.H., Alley R.B., Brigham-Grette J., Fitzpatrick J.J., Polyak L., Serreze M.C., White J. Arctic amplification: can the past constrain the future? *Quat. Sci. Rev.*, 2010, vol. 29, p. 1779–1790.
- Osterman L.E., Poore R.Z., Foley K.M. Distribution of benthic foraminifers (>125 μm) in the surface sediments of the Arctic Ocean. *USGS Bulletin*, 1999, vol. 2164, 28 p.
- Ovsepyan Y.S., Averkina N.O., Taldenkova E.E., Spielhagen R.F., Bauch H.A., Tikhonova A.V. Benthic foraminifery kak indikator proniknoveniya atlanticheskikh vod v arkticheskii bassein v kontse pozdnego pleistotsena – golotsena [Benthic foraminifera as indicators of Atlantic water influence in the Arctic during the Late Pleistocene and the Holocene], *Vestn. Mosk. Un-ta, Ser. 5, Geogr.*, 2019, no. 6, p. 41–50. (In Russian)
- Ovsepyan Y.S., Taldenkova E.E., Bauch H.A., Kandiano E.S. Late Pleistocene–Holocene events on the continental slope of the Laptev Sea: Evidence from benthic and planktonic foraminiferal assemblages. *Stratigraphy. Geol. Correlation*, 2015, vol. 23, no. 6, p. 645–660.
- Polyak L., Alley R., Andrews J.T., Brigham-Grette J., Cronin T., Darby D., Dyke A.S., Fitzpatrick J.J., Funder S., Holland M., Jennings A.E., Miller G.H., O'Regan M., Saville J., Serreze M., St. John K., White J.W.C., Wolff E. History of sea ice in the Arctic. *Quat. Sci. Rev.*, 2010, vol. 29, p. 1757–1778.
- Polyak L., Korsun S., Febo L., Stanovoy V., Khusid T., Hald M., Paulsen B.E., Lubinski D.A. Benthic foraminiferal assemblages from the southern Kara Sea, a river-influenced arctic marine environment. *J. Foraminiferal Res.*, 2002, vol. 32, no. 3, p. 252–273.
- Rudels B., Jones E.P., Schauer U., Eriksson P. Atlantic sources of the Arctic Ocean surface and halocline waters. *Polar Res.*, 2004, vol. 23, p. 181–208.
- Rudenko O., Tarasov P.E., Bauch H.A., Taldenkova E. A Holocene palynological record from the northeastern Laptev Sea and its implications for palaeoenvironmental research. *Quat. Int.*, 2014, vol. 348, p. 82–92.
- Ślubowska M.A., Koç N., Rasmussen T.L., Klitgaard-Kristensen D. Changes in the flow of Atlantic water into the Arctic Ocean since the last deglaciation: Evidence from the northern Svalbard continental margin, 80°N. *Palaeoceanography*, 2005, vol. 20, PA4014.
- Spielhagen R.F., Erlenkeuser H., Siebert C. History of freshwater runoff across the Laptev Sea (Arctic) during the last deglaciation. *Glob. Planet. Change*, 2005, vol. 48, p. 187–207.
- Stein R. *Arctic Ocean sediments: processes, proxies, and paleoenvironment*. Amsterdam, Elsevier, 2008, 592 p.
- Stepanova A., Taldenkova E., Bauch H.A. Ostracod palaeoecology and environmental change in the Laptev and Kara seas (Siberian Arctic) during the last 18 000 years. *Boreas*, 2012, vol. 41(4), p. 557–577.
- Stuiver M., Grootes P.M., Braziunas T. The GISP2 $\delta^{18}\text{O}$ climate record of the past 16,500 years and the role of the sun, ocean and volcanoes. *Quat. Res.*, 1995, vol. 44, p. 341–354.
- Taldenkova E., Bauch H.A., Gottschalk J., Nikolae S., Rostovtseva Y., Pogodina I., Ovsepyan Y., Kandiano E. History of ice-rafting and water mass evolution at the northern Siberian continental margin (Laptev Sea) during Late Glacial and Holocene times. *Quat. Sci. Rev.*, 2010, vol. 29, p. 3919–3935.
- Taldenkova E., Bauch H.A., Stepanova A., Ovsepyan Y., Pogodina I., Klyuvitkina T., Nikolaev S. Benthic community changes at the North Siberian margin in response to Atlantic water mass variability since last deglacial times. *Mar. Micropal.*, 2012, vol. 96–97, p. 13–28.
- Timokhov L.A. Regional characteristics of the Laptev and the East Siberian seas: climate, topography, ice phases, thermohaline regime, circulation. *Ber. Polarforsch.*, 1994, vol. 144, p. 15–31.
- Walker M., Head M.J., Berkelhammer M., Björck S., Cheng H., Cwynar L., Fisher D., Gkinis V., Long A., Lowe J., Newnham R., Rasmussen S.O., Weiss H. Formal ratification of the subdivision of the Holocene Series/Epoch (Quaternary System/Period): two new Global Boundary Stratotype Sections and Points (GSSPs) and three new stages/subseries. *Episodes*, 2018, vol. 41, p. 213–223.
- Wollenburg J.E., Knies J., Mackensen A. High-resolution paleoproductivity fluctuations during the past 24 kyr as indicated by benthic foraminifera in the marginal Arctic Ocean. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, 2004, vol. 204, p. 209–238.

Received 04.05.2020

Revised 16.06.2020

Accepted 25.08.2020