

ИЗМЕНЕНИЯ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ВПАДИНЫ БАРЕНЦЕВА МОРЯ В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ – ГОЛОЦЕНЕ

О.В. Руденко¹, Е.Е. Талденкова², С.И. Шкарубо³, А.А. Руденко⁴

¹ ФГБОУ ВО «Орловский государственный университет имени И.С. Тургенева», институт естественных наук и биотехнологии, доц., канд. геогр. наук; e-mail: olrudenko2011@yandex.ru

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

^{3,4} АО «Морская арктическая геологоразведочная экспедиция»

³ Главный геолог, канд. геол.-минерал. наук; e-mail: sergeysh@mage.ru

⁴ Геолог 1-й кат.; e-mail: rudenko.aa@mage.ru

На основе комплексного анализа вариаций литологии и состава ископаемых остатков (пыльцы, спор, водных палиноморф, бентосных и планктонных фораминифер, остракод) по разрезам двух грунтовых колонок и сравнения полученных результатов с опубликованными данными по строению осадочной толщи шельфа Баренцева моря выделены три осадочных горизонта, соответствующих климатически обусловленным этапам развития обстановок седиментации в Центральной впадине Баренцева моря. Споры, пыльца и водные палиноморфы в данном регионе изучены впервые. Полученные данные свидетельствуют о кардинальной перестройке природной среды на этапе дегляциации от приледникового опресненного морского бассейна с почти круглогодичным ледовым покровом к удаленному от края ледника сильно ледовитому морскому бассейну, который, в свою очередь, в голоцене сменился нормально морским гемипелагическим. Переход к морскому типу осадконакопления и становление более соленых и стабильных условий палеосреды хорошо диагностируется в осадках по их тонкозернистому составу, снижению количества материала ледового и айсбергового разноса, доли переотложенных спор и пыльцы, а также появлению морских цист динофлагеллат, значительному росту численности микрофауны и увеличению концентрации растительных микроостатков. Для наиболее благоприятных условий среднего голоцена характерны увеличение видового разнообразия бентосных фораминифер, появление тепловодных форм в ассоциации планктонных фораминифер, а также максимум пыльцы берез в пыльцевых спектрах, что в совокупности свидетельствует об усилении влияния атлантических вод и широком распространении березовых формаций на материковой суше.

Ключевые слова: палеогеография, материал ледового и айсбергового разноса, пыльца, споры, водные палиноморфы, фораминиферы, остракоды

ВВЕДЕНИЕ

Арктический регион является важнейшим объектом изучения процессов, обусловивших изменения природной среды на этапе дегляциации и в голоцене [Павлидис и др., 1998; Полякова, 1997; Иванова, 2006; Elverhøi, Solheim, 1983; Stein, 2008], и вот уже несколько десятилетий находится в центре внимания международных междисциплинарных программ (например, IGBP, PAGES, WCRP, QUEEN, APEx, PastGateways и др.). Для Баренцева моря, активно изучаемого комплексом геофизических, геологических, геоморфологических методов и абсолютного датирования, реконструированы основные черты развития со времени последнего ледникового максимума и разрушения Баренцево-Карского ледника [Gataullin et al., 2001; Hughes et al., 2016]. Но даже для него все еще нет полной информации о донных осадках и седиментационных процессах, а предлагаемые стратиграфические схемы и палеогеографические реконструкции во многом

дискуссионны и недостаточно обоснованы палеонтологически. В частности, имеется относительно мало данных по открытой части Баренцева моря – Центральной впадине. Этот район окончательно освободился от ледника 15–14 тыс. кал. л. н. [Hughes et al., 2016]. Сейсмическими исследованиями и геологическим опробованием выявлено трехчленное строение толщи новейших отложений, залегающей на мезозойских отложениях ложа и сформированной в течение одного гляциоседиментационного цикла [Блажчишин и др., 1989; Гатауллин, Поляк, 1990; Спиридонов и др., 1992; Gataullin et al., 1993]. Изучение литологии осадков, состава ископаемых комплексов фораминифер и изотопного состава их раковин, подкрепленное радиоуглеродным датированием в целом подтвердили эти представления и позволили охарактеризовать изменения палеосреды в рамках соответствующих этапов дегляциации и голоцена, а также оценить их возраст [Корсун и др., 1994; Polyak et al., 1995, 2000; Polyak,

Mikhailov, 1996; Мурдмаа, Иванова, 1999; Погодина, Тарасов, 2002; Ivanova et al., 2002; Duplessy et al., 2005; Иванова, 2006; Murdmaa et al., 2006]. В ранее исследованных колонках и скважинах из Центральной депрессии и прилегающего трога

Персей (рис. 1) надежно датированы отложения голоценового возраста [Polyak, Mikhailov, 1996; Ivanova et al., 2002; Murdmaa et al., 2006], тогда как в бедных микрофоссилиями дегляциальных осадках датировки единичны.

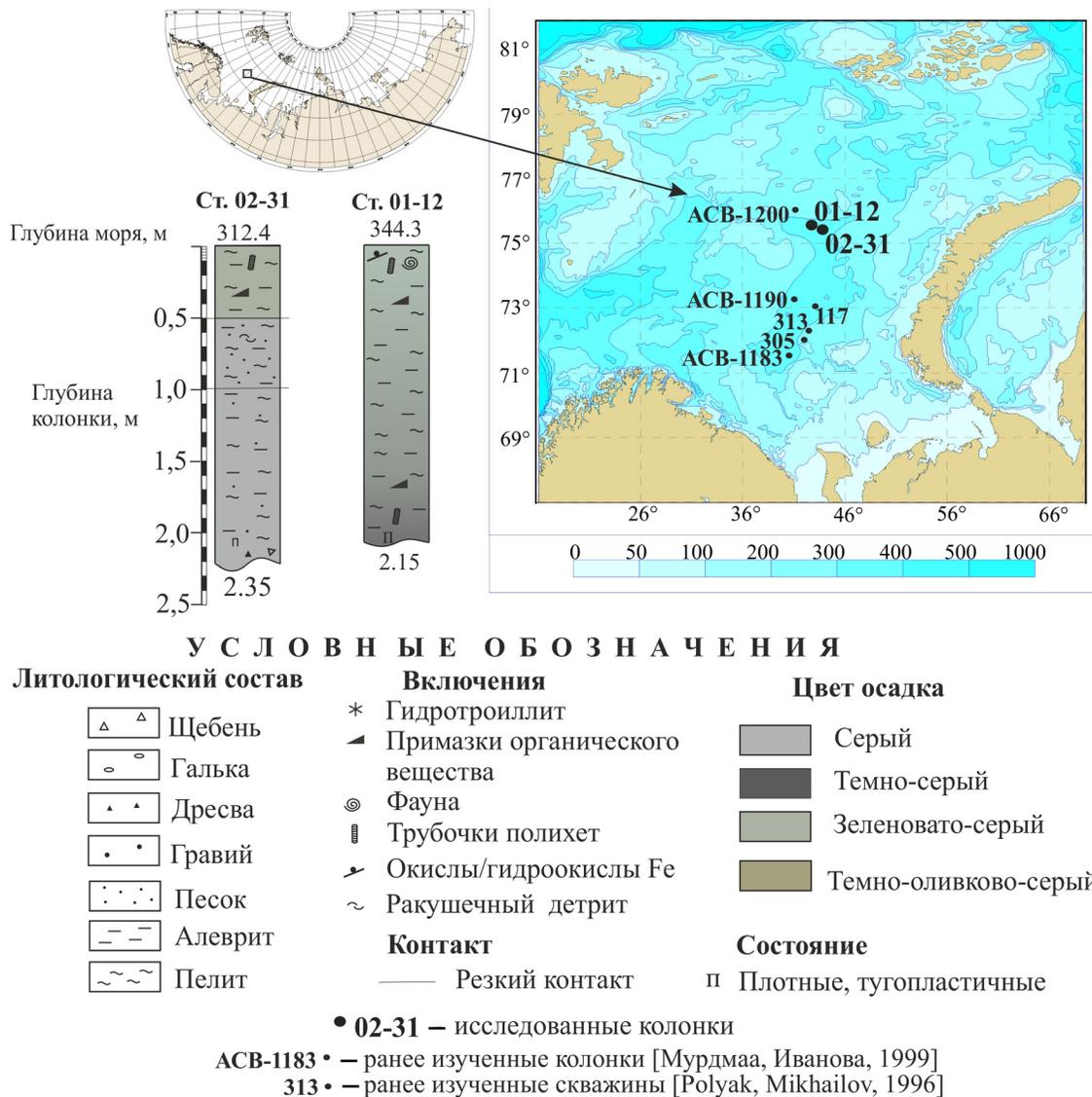


Рис. 1. Расположение изученных колонок 01-12 и 02-31 в Центральной впадине Баренцева моря и их полевое литологическое описание (батиметрическая карта Баренцева моря на основе цифрового атласа GEBCO 97). Также показаны ранее исследованные колонки и скважины из региона

Fig. 1. Location of the studied cores 01-12 and 02-31 in the Central Deep of the Barents Sea and their onboard lithological description (Bathymetric map of the Barents Sea based on the GEBCO 97 digital atlas). The previously studied cores and boreholes from the region

Слой III соответствует эпохе ранней дегляциации древнее 15 тыс. кал. л. н. Представлен проксимальными гляциально-морскими глинистыми отложениями с редкими современными и перетолженными древними микрофоссилиями, накапливавшимися в условиях холодного морского опресненного бассейна.

Слой II соответствует основной фазе дегляциации и началу голоцена от примерно 15 до 11–10 тыс. кал. л. н. Характеризуется появлением разнообразных тонкослоистых песчаных илов с материалом айсбергового разноса, а также склоновых отложений в виде турбидитов, накапливавшихся в условиях дистальных ледниково-морских бас-

сейнов. Для него характерны небогатые в видовом отношении арктические комплексы бентосных фораминифер, которые иногда включают как переотложенные древние формы, так и редкие виды, свидетельствующие об эпизодическом проникновении подповерхностных атлантических вод. В пределах этого слоя выделяется период перерыва в осадконакоплении, соответствующий похолоданию позднего дриаса (около 13–11,5 тыс. кал. л. н.), возможно, связанный с развитием многолетнего ледового покрова и уменьшением скоростей седиментации [Polyak et al., 1995, 2000; Polyak, Mikhailov, 1996; Ivanova et al., 2002].

Слой I соответствует голоценовым морским гемипелагическим, преимущественно илистым отложениям со следами биотурбации, которые накапливались при относительно низких, в сравнении с временем дегляциации, скоростях осадконакопления менее 10 см/тыс. лет [Мурдмаа, Иванова, 1999]. Голоценовые слои содержат богатые, но изменчивые в пространстве и времени комплексы современных микрофоссилий, включая виды, свидетельствующие о периодическом проникновении подповерхностных атлантических вод, которое было наиболее выраженным 5–8 тыс. кал. л. н.

В данной работе мы представляем результаты изучения особенностей осадконакопления в Центральной впадине на основе сопоставления результатов исследования двух колонок донных осадков, поднятых с разных глубин в ее малоисследованной северной части (см. рис. 1), с описанными выше опубликованными данными.

Керны донных осадков изучены комплексом методов – литологическим, микрофаунистическим и маринопалинологическим, причем последним впервые. Данные работы являлись составной частью донного опробования и изучения вещественного состава верхнекайнозойского осадочного чехла на листе Госгеолкарты 1:1 000 000 масштаба S-38 (Баренцево море, восточная часть). Материал для исследований получен в 2014 г. в рейсах научно-исследовательских судов АО «Морская арктическая геологоразведочная экспедиция» (МАГЭ, г. Мурманск).

РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЯ

Центральная впадина оконтурена 300-метровой изобатой, имеет субмеридиональную ориентировку и состоит из двух замкнутых отрицательных форм рельефа (северной и южной) с глубинами более 350 м, разделенных безымянным поднятием. С запада обрамлена массивными изолированными подводными возвышенностями – Центральной и Персей, а с востока – серией валообразных поднятий (Адмиралтейский вал).

Гидрологический режим акватории Баренцева моря формируется в результате циркуляции вод различного происхождения: а) теплых и соленых, поступающих из северной части Атлантического океана; б) сравнительно холодных местных (баренцевоморских); в) холодных полярных, поступающих с северо-востока. Центральная впадина заполнена холодными однородными по солености (34,7‰ зимой и 34,5‰ летом) баренцевоморскими водами, представляющими собой по большей части трансформированные атлантические воды. Температура воды в Центральной впадине относительно однородна по всей толще зимой, летом понижается от небольших положительных значений на поверхности до $-1,75^{\circ}\text{C}$ у дна.

В центральной части моря в области контакта холодных и соленых вод Центральной впадины с основной ветвью Нордкапского течения, водами западной периферии Новоземельского течения и относительно распресненными речным стоком водами Мурманского течения образуются фронтальные зоны. Самой протяженной и наиболее отчетливо выраженной является та, что проходит с запада на восток между 73 и 76° с. ш. и разделяет воды атлантического происхождения от местных баренцевоморских (Полярный фронт). С сентября по апрель преобладают ветры северных и юго-западных румбов, суммарная повторяемость которых составляет 35–50%. С мая по август наиболее часто отмечаются ветры от северных до северо-западных с суммарной повторяемостью в пределах 35–50%.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изученные колонки 201401-12 ($75^{\circ}30.535'$ с. ш.; $42^{\circ}38.030'$ в. д.; длина 215 см) и 201402-31 ($75^{\circ}20.757'$ с. ш.; $43^{\circ}47.663'$ в. д.; длина 235 см) подняты в северной части Центральной впадины Баренцева моря с глубин 312 и 344 м соответственно (см. рис. 1). (Далее по тексту колонки будут именоваться 01-12 и 02-31.)

Для литологического и микрофаунистического исследования в обеих колонках отбирались образцы мощностью 5 см (иногда 10 см) с интервалом 10–20 см. Образцы высушивались, взвешивались, промывались на сите с диаметром ячеек 63 мкм и снова взвешивались. В результате было определено весовое процентное содержание фракции >63 мкм.

Для изучения терригенного материала ледового и айсбергового разноса (ice- and iceberg-rafted debris, IRD) подсчитаны зерна пород и кварца 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]. В образцах из нижней части колонки 02-31 встречено много обломков каменного угля, они посчитаны отдельно. Содержание зерен IRD показано относительно 100 г сухого непромытого осадка.

Микрофауна (бентосные и планктонные фораминиферы, остракоды) изучались под биноклем во фракции >125 мкм. Общая численность микрофоссилий пересчитывалась на 1 г сухого непромытого осадка. Биоразнообразие определялось как количество видов в образце. Относительная численность видов бентосных фораминифер, самой многочисленной группы микрофоссилий, была оценена в образцах, содержащих более 20 раковин, что является не совсем статистически достаточным даже для осадков с низким биоразнообразием [Fatela, Taborda, 2002], но может быть условно применимо для обедненных арктических комплексов. В большинстве проб планктонные фораминиферы и остракоды встречаются редко, поэтому для них процентное содержание видов не подсчитывалось. В нижней части колонки 02-31 в интервале 105–235 см встречены многочисленные переотложенные бентосные фораминиферы (коричневые карбонатные и древние агглютинированные), которые не учитывались при подсчете общей численности и процентного содержания видов.

Для палинологического анализа интервал пробоотбора был уменьшен до 10 см. Техническая обработка образцов проведена по стандартной методике В.П. Гричука [Палеопалинология, 1966] с использованием соляной кислоты для растворения карбонатов, обработки пирофосфатом натрия, 10%-м раствором КОН, последующей декантацией дистиллированной водой для удаления пелитовой фракции и экстракцией палиноморф в тяжелой жидкости с удельным весом 2,2. Идентификация микрофоссилий осуществлялась при 400-кратном увеличении с привлечением опубликованных атласов и ключей [Куприянова, 1965; Куприянова, Алешина, 1972; Палеопалинология, 1966; Reille, 1992]. Для подсчета концентрации в начале химической обработки к взвешенному образцу добавлялась одна таблетка спор-маркеров *Lycopodium clavatum* с фиксированным количеством спор [Stockmar, 1971].

Палинодиаграммы построены с использованием пакета программ Tilia и TGView [Grimm, 1993; 2004]. При подсчете процентных соотношений за 100% принята сумма пыльцы древесных и кустарниковых (AP) и травянистых и кустарничковых растений (NAP) – AP + NAP. Процентная доля пыльцы водных и прибрежно-водных растений, а также спор подсчитана от этой суммы. Кроме того, изучены непыльцевые (водные) палиноморфы (НПП) – органические остатки микроорганизмов морского

(цисты динофлагеллат) и пресноводного (колониальные зеленые водоросли) генезиса. Их процентные доли рассчитаны от суммы AP + NAP. Переотложенные компоненты палиноспектров (далее в тексте ПС) подсчитывались дополнительно, а их процентная доля рассчитана от общей суммы микрофоссилий, зарегистрированных в образце. Докайнозойская переотложенная пыльца и споры изучались с целью получения информации о возрасте коренного ложа района исследования и определения возможных источников и направлений сноса переотложенного материала.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Литология осадков. Осадки колонок представлены пелитовыми алевритами серых и оливково-серых оттенков (см. рис. 1). Колонка 01-12 литологически сравнительно однородна, осадки содержат примазки органического вещества, раковины моллюсков, трубочки полихет. Похожие осадки в колонке 02-31 присутствуют в верхних 50 см, ниже они опесчанены, а ближе к основанию содержат обильные щебнистые и древесные включения.

Содержание крупнозернистой составляющей осадков в колонке 01-12 колеблется от 0,4 до 1%, увеличиваясь в приповерхностном горизонте (табл. 1, рис. 2). Количество IRD невелико, оно немного возрастает лишь в одном образце на глубине 185–190 см. Это позволяет считать большую часть осадков, вскрытых колонкой 01-12, однородными глинисто-алевритистыми морскими осадками.

Осадки колонки 02-31 по литологическим характеристикам четко подразделяются на две толщи (см. табл. 1, рис. 2).

Верхние 100 см представлены однородными глинисто-алевритистыми морскими осадками, немного опесчаненными в интервале 70–100 см. Весовые проценты фракции >63 мкм в них близки к осадкам, вскрытым в колонке 01-12, расположенной на 30 м глубже, тогда как количество IRD немного выше. Ниже 100 см содержание крупнозернистой фракции резко увеличивается до максимума – 52% в интервале 135–145 см, после чего постепенно снижается вниз по разрезу, в целом оставаясь повышенным (около 15%). Содержание IRD в нижней части колонки также велико, особенно у основания разреза. Во всех образцах ниже 135 см постоянно присутствуют обломки каменного угля, доминируя в интервале глубин 135–205 см.

Литологические особенности строения разрезов изученных колонок хорошо согласуются с ранее полученными данными по колонкам и скважинам из Центральной впадины (см. рис. 1) [Polyak, Mikhailov, 1996; Мурдмаа, Иванова, 1999; Ivanova et al., 2002; Murdmaa et al., 2006]. Голоценовые

осадки повсеместно представлены гемипелагическими однородными пелитовыми илами, иногда опесчаненными, с увеличенным содержанием грубозернистых включений, как, например, в нижней части голоценовой толщи в скв. 117, 305 и 313 возрастом около 10–11 тыс. кал. л. н. и в нижней части голоценовых осадков колонки АСВ-1183 возрастом древнее и моложе единственного датированного в этой колонке уровня в 10,7 тыс. кал. л. н. [Ivanova et al., 2002]. Все эти разрезы расположены южнее исследованных нами колонок и ближе к берегу, с чем и могло быть связано периодическое увеличение содержания грубозернистой составляющей осадков. Мощность голоценовых отложений в Центральной впадине обычно составляет 1,5–2 м, но может уменьшаться до 20 см, как в колонке АСВ-1190, или увеличиваться до 260 см, как в колонке АСВ-1183 [Мурдмаа, Иванова, 1999]. Возраст начала голоценовой гемипелагической седиментации также варьирует между примерно 11 тыс. кал. л. н. на юге и 10 тыс. кал. л. н. на севере моря [Ivanova et al., 2002]. Судя по литологическим характеристи-

кам осадков изученных нами колонок, голоценовые отложения слагают весь разрез колонки 01-12 мощностью 215 см и верхние 100 см в колонке 02-31.

Дегляциальные осадки присутствуют в колонке 02-31 ниже 100 см (см. рис. 2). Их отличительной чертой является большое количество IRD, поступавшего в морские осадки с айсбергами, откальвавшимися от края отступающего ледника. По совокупности литологических характеристик обогащенные IRD дегляциальные осадки можно подразделить на три слоя. Базальные отложения (205–235 см) характеризуются сочетанием сравнительно тонкозернистого состава осадков (вес. % фракции >63 мкм менее 20%) и максимального количества IRD (400 обл./100 г), преимущественно представленного обломками различных пород. Осадки в диапазоне 140–205 см сильно опесчанены, характеризуются периодическим увеличением количества IRD до 200 обл./100 г, преобладанием обломков угля над породами. Осадки в интервале 100–140 см отличаются ростом количества зерен кварца в составе IRD (см. табл. 1).

Таблица 1

Результаты литологического анализа донных осадков Центральной впадины Баренцева моря

№ п/п	Интервал, см	Вес сухого осадка, г	Вес промытого осадка, г	Вес. % >63 мкм	Общее кол-во обломков >500 мкм	Кол-во обломков кварца	Кол-во обломков пород	Кол-во обломков угля
Колонка 01-12								
1	0–5	14,7	0,30	2,06	1	0	1	0
2	10–15	12,3	0,13	1,06	3	0	3	0
3	25–30	21,7	0,20	0,94	1	0	1	0
4	45–50	23,7	0,16	0,69	5	3	2	0
5	65–70	14,7	0,16	1,06	2	0	2	0
6	85–90	28,9	0,16	0,55	3	3	0	0
7	105–110	23,9	0,09	0,36	3	3	0	0
8	125–130	17,1	0,17	0,99	2	0	2	0
9	145–150	13,5	0,07	0,51	1	0	1	0
10	165–170	44,0	0,27	0,62	2	2	0	0
11	185–190	19,3	0,22	1,15	10	4	6	0
12	205–210	33,1	0,23	0,69	0	0	0	0
Колонка 02-31								
1	0–5	18,2	0,50	2,76	11	6	5	0
2	5–10	15,1	0,20	1,33	4	2	2	0
3	10–15	20,2	0,15	0,76	5	3	2	0
4	25–30	13,7	0,17	1,21	5	4	1	0
5	45–50	11,0	0,15	1,37	11	4	7	0
6	65–70	36,8	0,86	2,34	15	8	7	0
7	85–90	31,3	2,92	9,32	55	29	26	0
8	105–110	22,3	4,22	18,9	12	3	9	0
9	135–145	57,7	30,0	52,0	113	0	16	97
10	175–185	40,5	14,2	34,9	12	0	3	9
11	205–210	34,6	4,65	13,4	46	5	10	31
12	225–230	75,0	11,9	15,9	288	2	262	24

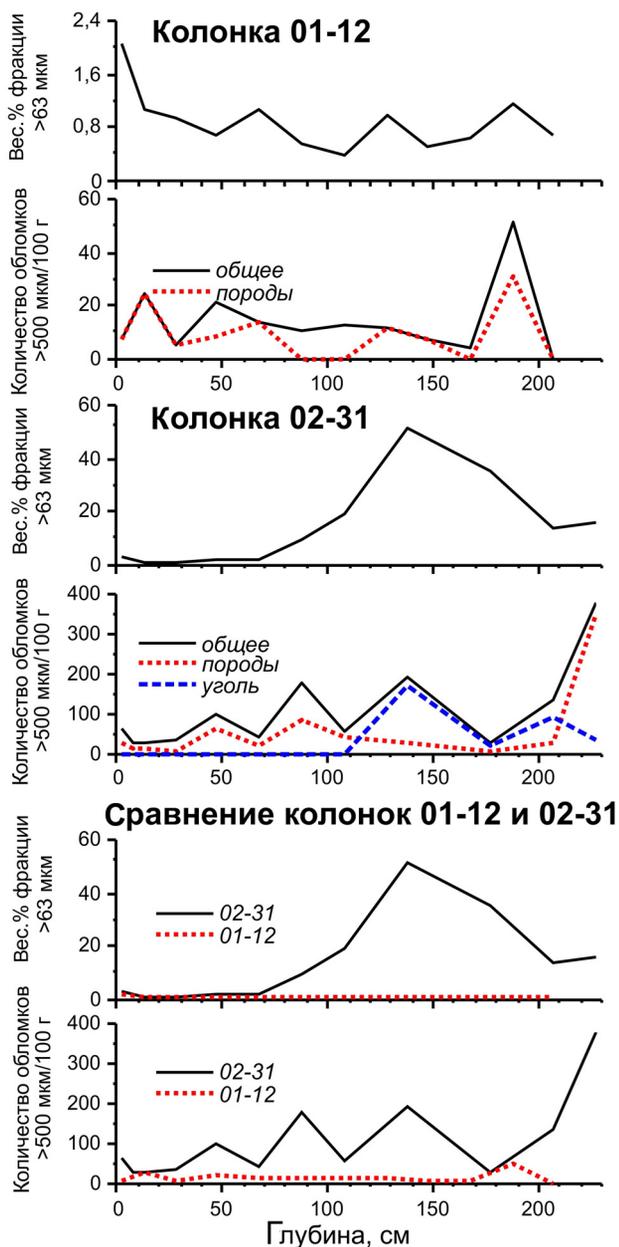


Рис. 2. Литологические характеристики колонок 01-12 и 02-31

Fig. 2. Lithological features of cores 01-12 and 02-31

Таким образом, можно заключить, что осадки колонки 01-12 и верхние 100 см осадков колонки 02-31 соответствуют голоцену или слою I в принятом подразделении осадочной толщи шельфа Баренцева моря [Polyak et al., 1995; Polyak, Mikhailov, 1996; Мурдмаа, Иванова, 1999; Ivanova et al., 2002; Иванова, 2006]. Дегляциальные осадки слоя II присутствуют в колонке 02-31 в диапазоне 100–205 см, а осадки, соответствующие слою III, вскрываются в основании этой колонки на глубине 205–235 см.

Палиностратиграфия. Все изученные в обеих колонках образцы содержат гетерохронные ПС с различной степенью сохранности микрофоссилий.

Споры и пыльца четвертичного и голоценового возраста имеют отличную сохранность, а дочетвертичные, как правило, неудовлетворительную и крайне плохую, за исключением раннемеловых спор схизейных и трехлучевых спор *Leiotriletes* юрско-раннемелового возраста. Подавляющая часть переотложенных микрофоссилий имеет локальный генезис, учитывая возраст коренных пород исследуемого региона [Геологическая..., 1983], и, вероятно, поступает в осадки за счет донной абразии. Так, численно доминирующие *Picea* sp., *Pinus* sp., споры глейхениевых и схизейных, представленные вариативными видами родов *Lygodium* и *Anemia*, характерны для отложений готеррив-баррема; для апт-альбских отложений характерны *Ginkgo* sp., *Podocarpus unica* Bolch., *Taxodiaceae/Cupressaceae*, *Cycas glabra*, *Bennettites* spp., *Gleichenia delicata* Bolch., споры *Polypodiaceae*. В осадках колонки 02-31 доля переотложенных микрофоссилий варьирует в пределах от 100% в интервале 180–235 см до 35–50% в верхней части разреза (см. рис. 3А). В осадках колонки 01-12 доля дочетвертичных переотложенных спор и пыльцы особенно значительна в интервале 205–210 см и достигает почти половины от общего числа зарегистрированных микрофоссилий (см. рис. 3Б).

Колонка 02-31. Таксономическое разнообразие непереотложенной части ПС в основном определяется вариациями в травяно-кустарничковой части ПС, в то время как состав пыльцы древесных растений довольно выдержан по разрезу, что в целом типично для ПС морских осадков. Микрофоссилии, в количестве, достаточном для процентного подсчета, зарегистрированы лишь в верхнем метре разреза. В интервале 180–235 см встречены лишь единичные споры и пыльца докайнозойского возраста. Отсутствие непереотложенной пыльцы в осадках данного интервала, вероятно, связано с экстремально неблагоприятными для растений климатическими условиями на прилегающей суше. Последующие видимые изменения процентных соотношений между основными группами микрофоссилий и доминантами ПС позволили разделить палинодиаграмму на четыре локальных пыльцевых зоны (далее в тексте ПЗ).

ПЗ I (100–180 см) выделена условно по присутствию пыльцы и спор молодого возраста, в количестве, достаточном для процентного подсчета, лишь в интервале 177–180 см и по единичным находкам пыльцы *Pinus silvestris*, *Betula nana*-типе и спор *Polypodiaceae* на глубинах 100–180 см. В образце из интервала 177–180 см максимальна для всего разреза доля пыльцы злаков, полыней и сложноцветных (в сумме до 31,7%), пыльца сосны и кустарничковой березы содержится примерно в равных долях. Таксономический состав ПЗ I сходен

кустарничков, что согласуется с ландшафтными реконструкциями по северной [Birks, 2015] и восточной Норвегии [Mangerud et al., 2018], основанными на пыльцевых данных озерных осадков.

Последующие изменения состава ПС в разрезе колонки 02-31 позволяют предположить, что формирование осадков, соответствующих ПЗ I, относится к этапу перехода от дегляциации к началу голоцена.

Для ПЗ II (75–100 см) характерен максимум содержания пыльцы кустарничковых берез (до 60%) в ее нижней части. Вверх по разрезу ее роль в составе ПС резко уменьшается за счет большего количества пыльцы сосны и появления пыльцы древовидных берез, ольхи и, единично, ели и пихты. Содержание пыльцы злаков все еще значительно (до 20%) по всей ПЗ II, тундровое разнотравье становится более разнообразным по составу. В споровой части спектров доминируют споры сфагновых мхов. Концентрация пыльцы в ПЗ II остается низкой и не превышает $5,7 \times 10^3$ экз/г, в то же время концентрация переотложенной пыльцы докайнозойского возраста в этой части разреза достигает $17,7 \times 10^3$ экз/г.

Изменения состава ПС в ПЗ II, вероятно, отражают климатические условия нарастания влаго- и теплообеспеченности, что способствовало значительному увеличению пыльцевой продуктивности растений и обусловило продвижение к северу границы таежной зоны и ветровой занос пыльцы сосны и ели в открытую акваторию Баренцева моря. В прибрежных районах материка распространялись ландшафты кустарничковой тундры, судя по преобладанию в ПС пыльцы *Betula nana*-type и присутствию пыльцы вересковых.

В группе палиноморф в ПЗ II увеличивается доля морских цист динофлагеллат и их видовое разнообразие, в том числе появляются и достигают максимальных процентных значений виды *Operculodinium centrocarpum* и *Spiniferites* sp., в арктических морях маркирующие зону влияния водных масс Северной Атлантики [Vernal et al., 1997].

Наиболее благоприятным условиям среднего голоцена отвечает ПЗ III (45–75 см), хотя изменения в составе спектров на диаграмме колонки 02-31 незначительны. Главным аргументом мы считаем максимум пыльцы кустарничковых берез и присутствие пыльцы *Betula* sect. *Albae*, сопоставляя таксономический состав морских ПС с ПС, выделенными из осадков среднего голоцена Кольского полуострова. В этом районе на всех диаграммах среднего голоцена проявлен абсолютный максимум березы – «березовое время» [Лебедева, 1977; Шарапова, 2005]. Кроме того, в количествах, на порядок превышающих таковое в субфоссильных

ПС открытого моря, присутствует пыльца ольхи (более 10% против 0,5–1% в субфоссильных). Эта особенность свидетельствует о том, что осадки, соответствующие ПЗ III, сформированы в условиях повышенной влагообеспеченности, обусловившей распространение на материковой суше ольховых сообществ, вероятнее всего, вдоль речных долин и межскальных ниш. Концентрация пыльцы также увеличивается примерно вдвое.

ПЗ IV (0–45 см) отражает похолодание климата, обусловившее снижение пыльцевой продуктивности растений, о чем свидетельствует уменьшение содержания пыльцы злаков, кустарничковых берез, ольхи, почти полное исчезновение пыльцы растений, типичных для тундрово-луговых сообществ. Вероятно, похолодание сказалось и на температурных характеристиках морского бассейна, так как в нижней части ПЗ IV исчезли цисты динофлагеллат. Вновь они появляются лишь в верхних 20 см разреза. Концентрация пыльцы в ПЗ IV достигает максимальных значений в ее нижней части (до 34×10^3 экз/г).

Колонка 01-12. Выделенные ПЗ этой колонки хорошо коррелируются с ПЗ голоценовой части колонки 02-31. ПЗ II, соответствующая интервалу 195–215 см, характеризуется доминированием пыльцы карликовых берез и злаков и коррелируется с ПЗ II колонки 02-31; ПЗ III (20–195 см) отличается увеличением содержания дальнезаносной пыльцы сосны, ольхи и спор сфагновых мхов, а также максимальным количеством пыльцы берез, и, следовательно, коррелируется с ПЗ III колонки 02-31; пыльца и споры, извлеченные из приповерхностных 20 см, отражают условия, близкие современному.

Группа водных палиноморф более разнообразна по составу, чем в осадках колонки 02-31, доминирует *I. minutum*, а вверх по разрезу резко увеличивается доля *O. centrocarpum*.

Концентрация пыльцы в осадках колонки 01-12 по всему разрезу на порядок выше, чем в осадках колонки 02-31, достигая максимальных значений в верхней части ПЗ III (до $40,8 \times 10^4$ экз/г).

Планктонные фораминиферы. В изученных колонках планктонные фораминиферы немногочисленны (табл. 2). Они отсутствуют или встречаются в виде единичных экземпляров в дегляциальной части разреза колонки 02-31; в этой колонке, помимо верхних 10 см, небольшое увеличение их количества отмечено в интервале 65–90 см. Повышенное содержание раковин, до 2–4 экз/г, отмечено в верхних 150 см колонки 01-12 и в верхних 10 см колонки 02-31, т. е. в осадках, которые по литологическим признакам отнесены нами к голоцену (рис. 4).

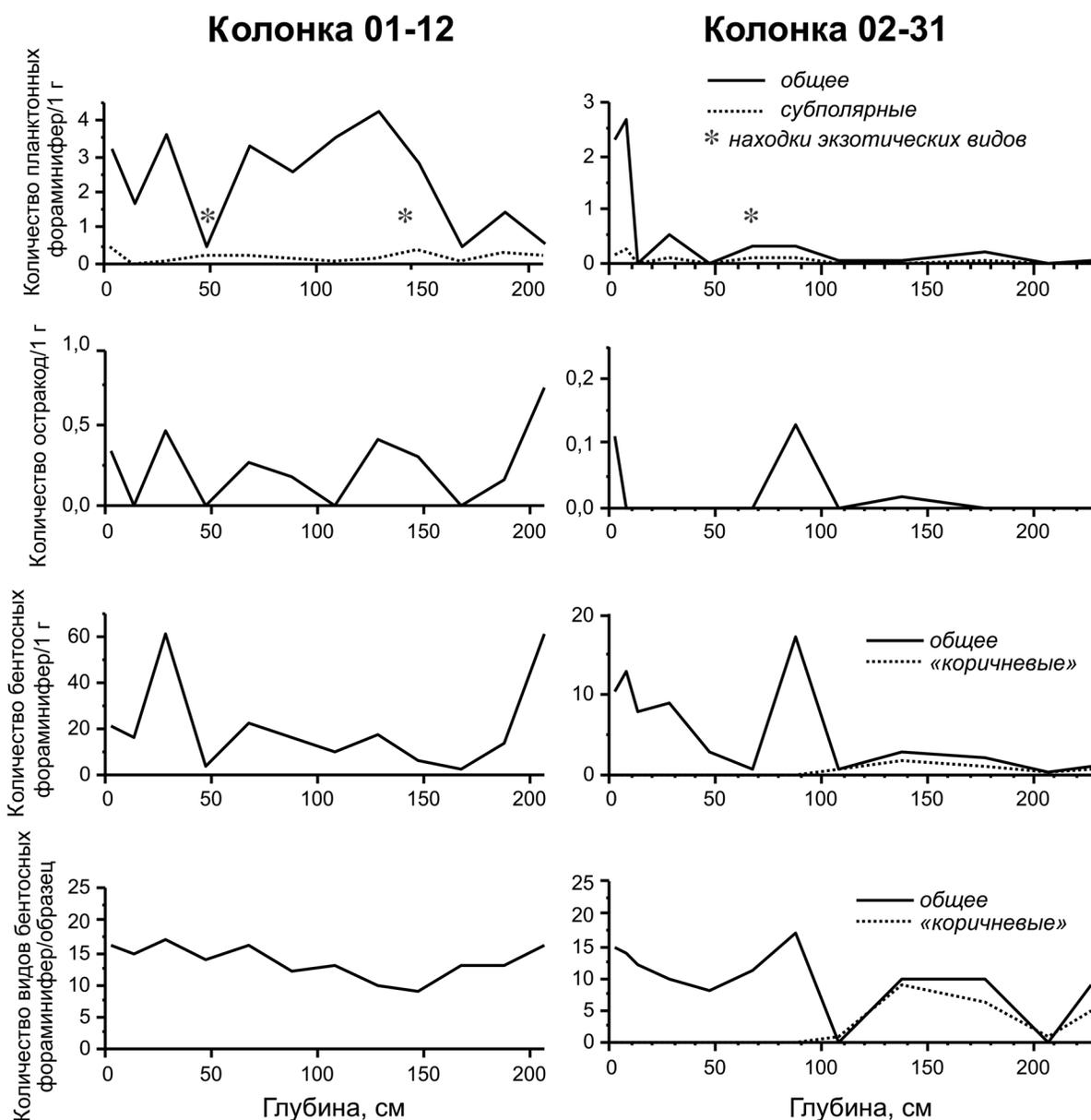


Рис. 4. Общая численность всех групп микрофауны, видовое разнообразие бентосных фораминифер и находки экзотических планктонных фораминифер в колонках 01-12 и 02-31

Fig. 4. Total abundance of all macrofaunal groups, taxonomic diversity of benthic foraminifera, and occurrences of exotic planktonic foraminifera in cores 01-12 and 02-31

Во всех образцах в составе планктона преобладает полярный вид *Neogloboquadrina pachyderma* sin., единственным исключением является образец 45–50 см в колонке 01-12. Этот образец выделяется незначительным количеством раковин, вероятно, из-за растворения, а также присутствием не только субполярного вида *Globigerinita glutinata*, но и экзотических тепловодных видов *Globigerinoides ruber* и *Globorotalia truncatulinoides*. Единичные раковины *G. ruber* встречаются еще дважды – в образце 145–150 см в колонке 01-12 и в образце 65–70 см в колонке 02-31. Помимо вышперечисленных видов, среди субполярной группы планктонных фо-

раминифер встречаются также *Neogloboquadrina pachyderma* dex., *Turborotalita quinqueloba* и *Globigerina bulloides*. Мы не встречали опубликованных данных о видовом составе субполярных фораминифер и присутствии экзотического планктона в осадках колонок из Центральной депрессии. Однако повышенное содержание планктонных фораминифер (в основном, *N. pachyderma* sin.) в осадках раннего – среднего голоцена отмечено многими исследователями [Polyak, Mikhailov, 1996; Ivanova et al., 2002; Murdmaa et al., 2006] и объясняется периодическим проникновением в шельфовые депрессии подповерхностных атлантических вод.

Распределение планктонных фораминифер в осадках колонок 01-12 и 02-31

№ п/п	Интервал, см	<i>Neoglobobadrina pachyderma</i> sin.	<i>Neoglobobadrina pachyderma</i> dex.	<i>Turborotalita quinqueloba</i>	<i>Globigerinita glutinata</i>	<i>Globigerinoides ruber</i>	<i>Globorotalia truncatulinoides</i>	<i>Globigerina bulloides</i>	п/о	Всего, экз/обр.	Численность, экз/1 г
Колонка 01-12											
1	0–5	40	3	4						47	3,2
2	10–15	21								21	1,7
3	25–30	77	1	1						79	3,6
4	45–50	5			1	4	1			11	0,5
5	65–70	44	1		2			1		48	3,3
6	85–90	70	3							73	2,5
7	105–110	83	1	1						85	3,6
8	125–130	70	1	1	1					73	4,3
9	145–150	33	1	1	2	1				38	2,8
10	165–170	18	3							21	0,5
11	185–190	23	2	1	2					28	1,5
12	205–210	11	5		1					17	0,5
Колонка 02-31											
1	0–5	38			3				1	42	2,3
2	5–10	36	3		1					40	2,7
3	10–15									0	0
4	25–30	6	1							7	0,5
5	45–50									0	0
6	65–70	8	1			2			1	12	0,3
7	85–90	7	1	2						10	0,3
8	105–110	1								1	0,15
9	135–145	2								2	0,04
10	175–185	6						1		7	0,2
11	205–210									0	0
12	225–230	1								1	0,01

Бентосные фораминиферы. Данная группа – самая многочисленная и таксономически разнообразная (до 20 видов на образец) среди микрофоссилий из осадков изученных колонок (см. рис. 4). Их максимальная численность в осадках колонки 01-12 достигает 60 экз/г. В среднем она составляет 10–20 экз/г в осадках этой колонки и в верхней части колонки 02-31, т. е. в осадках, соответствующих голоцену. В дегляциальных осадках колонки 02-31 бентосных фораминифер мало. Похожие значения численности характерны для комплексов бентосных фораминифер из голоценовых и поздне-дегляциальных осадков соседних колонок (см. рис. 1) [Polyak, Mikhailov, 1996; Ivanova et al., 2002]. Самые высокие показатели численности отмечены в нижней части колонки 01-12, где раковины имеют хорошую сохранность и практически не несут

следов растворения, что, скорее всего, можно объяснить высокими скоростями осадконакопления в эпоху перехода от поздней дегляциации к голоцену, что было отмечено ранее для осадков Центральной впадины [Polyak, Mikhailov, 1996].

Комплексы бентосных фораминифер из осадков нижней части колонки 02-31 глубже 100 см отличаются низкой численностью раковин и присутствием переотложенных секреторных фораминифер коричневого цвета, что по аналогии с ранее исследованными колонками дает основание отнести эти осадки к дегляциальным слоям III и II [Polyak, Mikhailov, 1996; Мурдмаа, Иванова, 1999; Ivanova et al., 2002]. Среди «коричневых» раковин встречаются как современные виды (например, *Elphidium clavatum* и *Cassidulina reniforme*), так и переотложенные древние формы. Здесь встречаются древние

агглютированные фораминиферы, причем интересно, что существует даже некоторая периодичность: осадки в интервалах 105–110 см и 205–210 см не содержат никаких бентосных фораминифер, кроме древних агглютированных, тогда как остальные образцы из интервала с «коричневыми» фораминиферами содержат сравнительно разнообразную смесь как современных, так и перетолженных видов. Мы предполагаем, что такая цикличность может отражать вариации интенсивности поступления талых вод и IRD айсбергового разноса в осадки палеобассейна в ходе дегляциации.

Распределение по разрезу наиболее массовых современных видов бентосных фораминифер по-

казано на рис. 5. В нижней части дегляциальных осадков колонки 02-31 преобладает оппортунистический вид *E. clavatum*, характерный для опресненных обстановок, с повышенной мутностью вод за счет влияния талых ледниковых вод со взвешенными пелитовыми частицами («ледниковым молоком») и высокими скоростями седиментации [Polyak, Mikhailov, 1996]. Комплекс с преобладанием *E. clavatum* характерен для ранне-дегляциальных осадков колонок из Центральной впадины. Например, в скважине 313 этот обедненный комплекс представлен в основном мелкими ювенильными раковинами, что указывает на стрессовые условия обитания микрофауны.

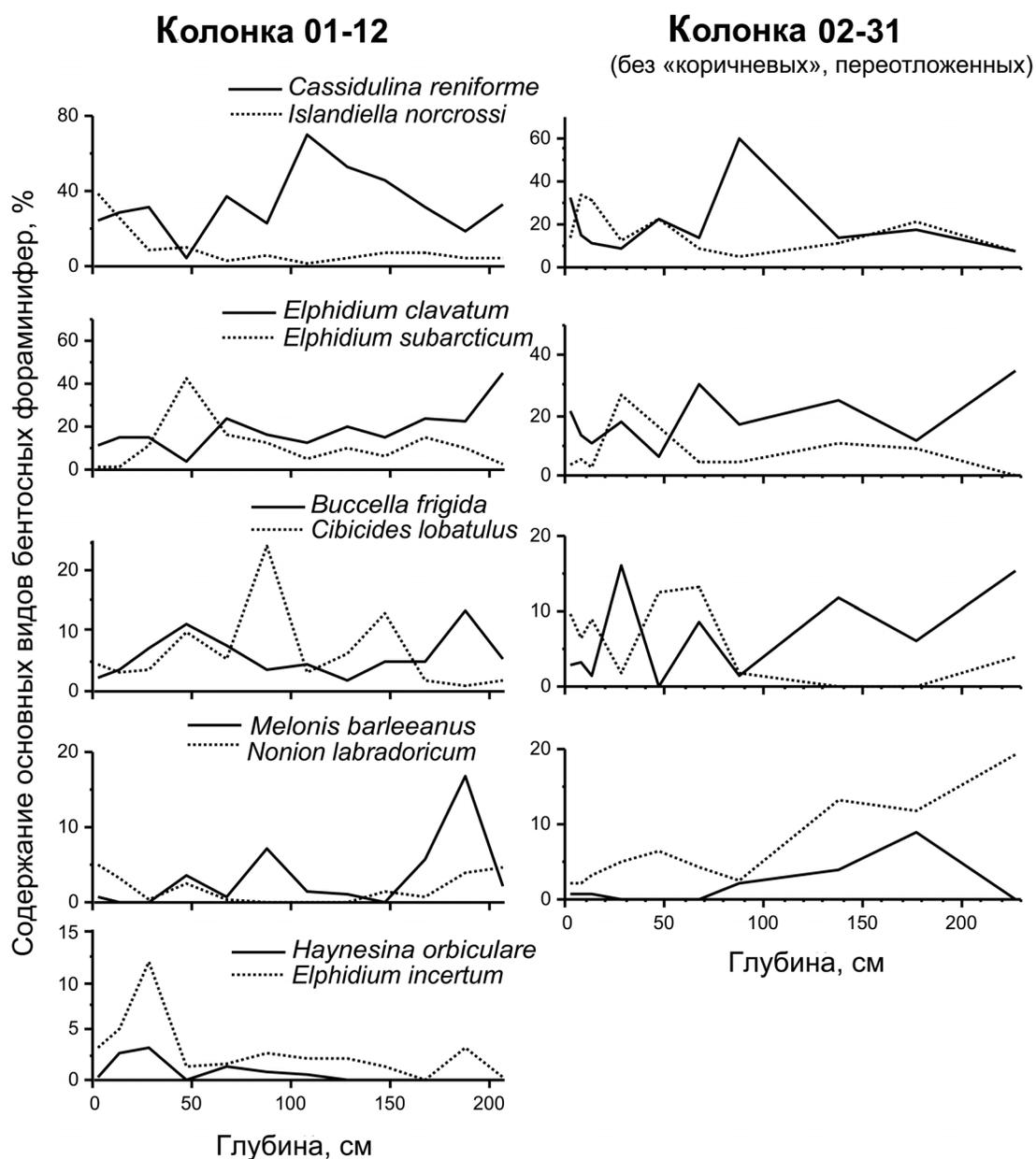


Рис. 5. Процентное содержание основных видов бентосных фораминифер в колонках 01-12 и 02-31

Fig. 5. Relative abundance of the major benthic foraminifer species in cores 01-12 and 02-31

Картина распределения видов в более молодых осадках обеих колонок имеет много общего. Три наиболее массовых вида *E. clavatum*, *C. reniforme* и *Islandiella norcrossi* сменяют друг друга по разрезу. По мере отступления ледника в более дистальных обстановках времени перехода к раннему голоцену с достаточно высокими скоростями седиментации, холодными придонными водами и сезонным ледовым покровом преобладал арктический холодноводный вид *C. reniforme*. Пик содержания *C. reniforme* хорошо выражен в обеих изученных колонках. Он достигает 60% на глубине 85–90 см в колонке 02-31 и 70% на глубине 105–110 см в колонке 01-12 (см. рис. 5). Пик этого вида обычно отмечается в переходный период от поздней дегляциации к раннему голоцену и в раннем голоцене [Polyak, Mikhailov, 1996; Мурдмаа, Иванова, 1999; Ivanova et al., 2002]. В скважинах 117, 303, 305 процентное содержание *C. reniforme* достигает 40–50% в период времени около 11,5–9 тыс. кал. л. н. [Polyak, Mikhailov, 1996].

Помимо доминирования *C. reniforme*, для начала голоцена характерно повышенное содержание относительно глубоководного вида *Melonis barleeanus*. Этот вид считается индикатором дистальных морских обстановок с постоянным поступлением органики, а его повышенное содержание в раннем – среднем голоцене также связывается с усилением влияния атлантических вод [Polyak, Mikhailov, 1996]. Подобные пики *M. barleeanus* выражены в колонке 01-12 в интервалах 185–190 и 85–90 см. Пик *M. barleeanus* в нижней дегляциальной части колонки 02-31 в образце с глубины 175–185 см не характерен для ископаемых комплексов Баренцева моря. С одной стороны, надо учитывать, что данные по содержанию видов в дегляциальных осадках колонки 02-31 не совсем статистически репрезентативны ввиду низкой общей численности раковин (см. «Материалы и методы»). Но в любом случае, появление *M. barleeanus* в основании колонки 02-31 свидетельствует о проникновении подповерхностных атлантических вод в центральные глубокие районы Баренцева моря на ранней стадии дегляциации.

Ископаемые сообщества, сменившие в колонках комплекс с преобладанием *C. reniforme*, характеризуются высокой численностью фораминифер, возросшим видовым разнообразием, отсутствием явно доминантного вида. Многочисленны такие виды, как *Elphidium subarcticum*, *I. norcrossi*, *Buccella frigida*, *C. reniforme*, *M. barleeanus*, *Nonion labradoricum*, *Cibicides lobatulus*, появляется *Trifarina fluens*. В этом же интервале максимально присутствие раковин тепловодных субполярных и экзотических планктонных фораминифер. Комплекс отражает развитие открытого морского бассейна с относительно высокой продуктивностью

вод, возможно, испытывавшего более сильное влияние атлантических вод, чем в настоящее время. Увеличение процентного содержания *C. lobatulus* и *E. subarcticum*, которое характерно для осадков соседней колонки АСВ-1200 и скважин 313 и 117 возрастом более 5–6 тыс. кал. л. н., связывается с интенсификацией придонной гидродинамической обстановки в связи с усилением влияния арктических вод и активизацией фронтальных процессов при их взаимодействии с атлантическими водами [Polyak, Mikhailov, 1996; Ivanova et al., 2002; Иванова, 2006].

Постепенный рост процентного содержания *E. clavatum* в верхних частях колонок, наряду с *C. reniforme* и *I. norcrossi*, свидетельствует о похолодании и росте ледовитости в позднем голоцене. С этим же, скорее всего, связано увеличение содержания мелководных видов из опресненных прибрежных районов (*Haynesina orbicularis*, *Elphidium incertum*), которые могли приноситься со льдами из северных районов Баренцева и из Карского морей.

Остракоды. Остатки остракод в колонках редки и немногочисленны, только в основании колонки 01-12 их численность превышает 0,5 экз/г (см. рис. 4). В основном, они приурочены к голоценовым отложениям. Все находки представлены видами, широко распространенными на шельфе и континентальном склоне арктических морей – *Sarsicytheridea punctillata*, *S. bradii*, *Cluthia cluthae*, *Semicytherura complanata*, *Cytheropteron elaei*, *Rabulimys mirabilis*, *Heterocyprideis sorbyana*, *Krithe* sp. [Stepanova et al., 2007].

Корреляция колонок. По совокупности описанных результатов комплексного анализа и сравнения полученных данных с принятым подразделением осадочной толщи шельфа Баренцева моря [Polyak et al., 1995; Polyak, Mikhailov, 1996; Мурдмаа, Иванова, 1999; Ivanova et al., 2002; Иванова, 2006] выявлено, что осадки эпохи дегляциации вскрываются только в колонке 02-31 ниже 100 см (рис. 6). Самый нижний горизонт в интервале 205–235 см характеризуется сочетанием сравнительно тонкозернистого состава осадков и максимального количества IRD, крайне низкой численностью микрофауны, преобладанием оппортунистического вида бентосных фораминифер *E. clavatum*, обилием переотложенных бентосных фораминифер и присутствием исключительно докайнозойской пыли. Литологические особенности осадков и специфический набор микрофоссилий свидетельствуют о том, что седиментация происходила в приледниковом опресненном морском бассейне начальной фазы дегляциации, возраст которой оценивается как предшествующий 15 тыс. кал. л. н. [Polyak, Mikhailov, 1996].

Осадки колонки 02-31 в интервале 100–205 см стадии поздней дегляциации (см. рис. 6) сильно

опесчанены, характеризуются периодическим увеличением количества IRD, в них по-прежнему много переотложенных бентосных фораминифер и докайнозойских пыльцевых зерен, но при этом немного увеличивается численность современной микрофауны, а с глубины 180 см появляются современная пыльца, споры и редкие цисты динофлагеллат. Для этого же уровня характерно некоторое улучшение придонных условий, выраженное сменой доминирующей микрофауны от *E. clavatum*, характерного для стрессовых обстановок, к виду *C. reniforme*, а также появление вида *M. barleeanus*, который считается индикатором присутствия подповерхностных атлантических вод. Осадки колонки 02-31 в интервале 100–205 см соответствуют слою II поздней дегляциации, их накопление происходило в удаленном от края ледника морском бассейне с обилием айсбергов и сезонным ледовым покровом.

нант от *E. clavatum*, характерного для стрессовых обстановок, к виду *C. reniforme*, а также появление вида *M. barleeanus*, который считается индикатором присутствия подповерхностных атлантических вод. Осадки колонки 02-31 в интервале 100–205 см соответствуют слою II поздней дегляциации, их накопление происходило в удаленном от края ледника морском бассейне с обилием айсбергов и сезонным ледовым покровом.

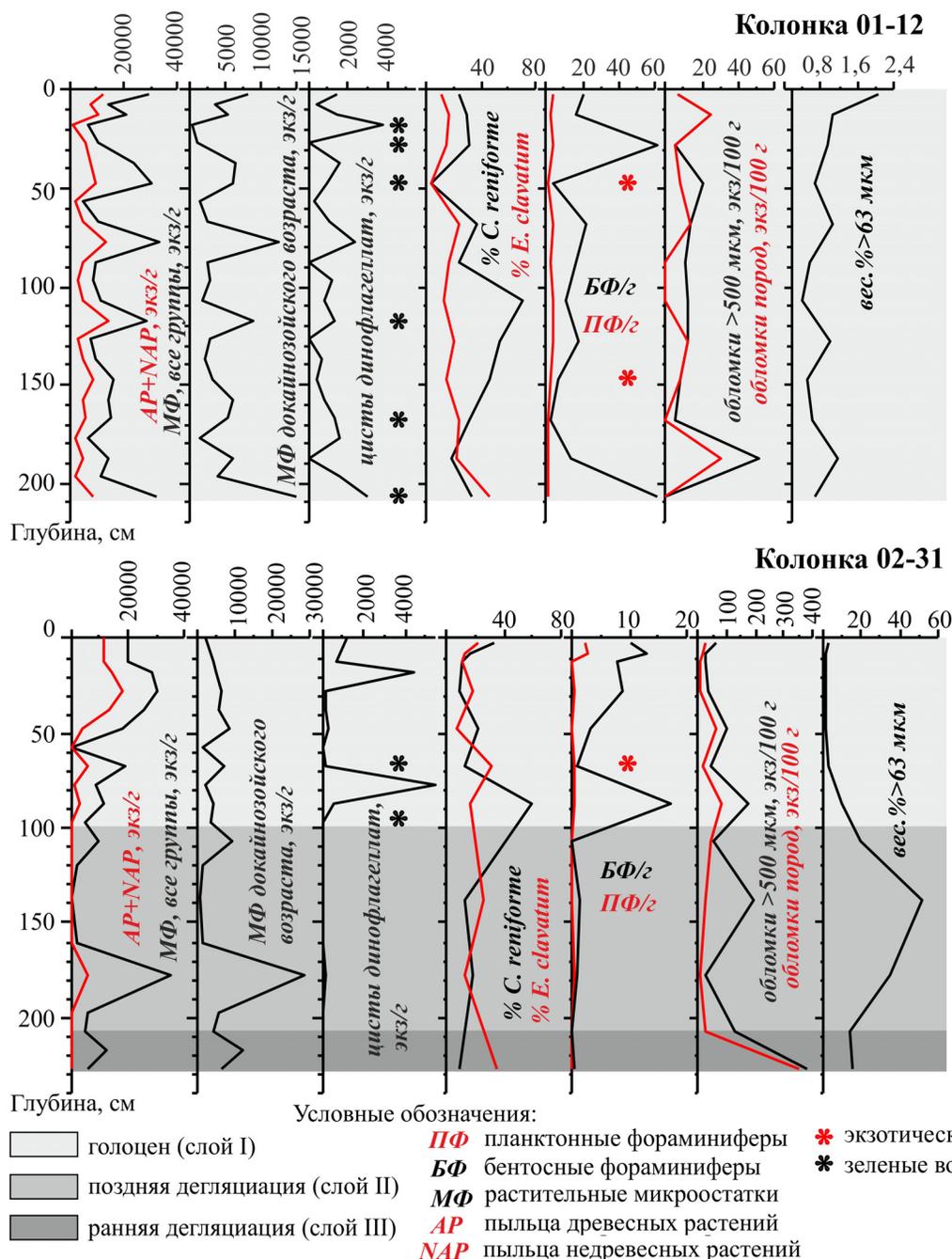


Рис. 6. Корреляция исследованных колонок 01-12 и 02-31 и предполагаемый возраст осадков по совокупности ряда литологических, микрофаунистических и палинологических характеристик. Необходимо учитывать различную размерность шкал абсцисс для некоторых характеристик между колонками

Fig. 6. Correlation of studied cores 01-12 and 02-31 and age assessment of sediment units according to the combination of lithological, microfaunal and palynological characteristics. Different X-axis scaling between the cores should be considered

Вся толща осадков колонки 01-12 и верхние 100 см разреза колонки 02-31 коррелируются с голоценовым слоем I в принятом подразделении осадочной толщи шельфа Баренцева моря. Данные осадки формировались в нормально-морских гемипелагических условиях, причем, скорости седиментации в колонке 02-31 были ниже, чем в колонке 01-12, расположенной на 30 м ниже на склоне Центральной впадины, с которого сносился осадочный материал. Отложения начала голоцена с небольшим количеством крупнозернистого материала, возросшей численностью микрофоссилий и пиком содержания арктического вида бентосных фораминифер *S. reniforme* характеризуют становление более соленых и стабильных условий палеосреды. Ледовый покров сохранялся, но сокращался в размерах. Развитые выше по разрезу комплексы с высокой численностью бентосных фораминифер разнообразного таксономического состава, присутствием экзотического тепловодного планктона соответствуют наиболее теплой фазе трансгрессии с существенным влиянием подповерхностных атлантических вод. Некоторое укрупнение гранулометрического состава осадков, увеличение роли фораминифер из мелководных районов моря отражает постепенное похолодание климата и усиление ледовитости бассейна в позднем голоцене.

Климатическая обстановка начала голоцена была холоднее современной, что показывают ПС тундрового типа с доминированием злаков, тундровых кустарничков и арктических плаунов. С последующим развитием трансгрессии мы связываем нарастание влагообеспеченности, обусловившей заболачивание на материке и распространение кустарничковой тундры на побережье и лесотундры с участием ели южнее. Данные выводы хорошо согласуются с реконструкциями, основанными на комплексном изучении донных осадков озера Имандра в центральной части Кольского полуострова [Lenz et al., 2021], а также разрезов севера [Шарапова, 2005] и запада Кольского полуострова [Kremenetski et al., 1997].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Блажчишин А.И., Айбулатов Н.А., Поляк Л.В., Хаиров М.Б. Строение и условия формирования верхнечетвертичной толщи в Приновоземельском районе Баренцева моря // Проблемы кайнозойской палеоэкологии и палеогеографии морей Северного Ледовитого океана. Тезисы докладов 3-й Всесоюзной конференции. Апатиты. 1989. С. 6–7.
- Гатауллин В.Н., Поляк Л.В. О присутствии ледниковых отложений в Центральной впадине Баренцева моря // Доклады АН СССР. 1990. Т. 314. № 6. С. 1463–1467.
- Геологическая карта Северного Ледовитого океана и сопредельных территорий. Масштаб 1:1 500 000. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1983.
- Иванова Е.В. Глобальная термохалинная палеоциркуляция. М.: Научный мир, 2006. 320 с.
- Корсун С.А., Погодина И.А., Тарасов Г.А., Матишов Г.Г. Фораминиферы Баренцева моря (гидробиология и четвертичная палеоокеанология). Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1994. 136 с.

ВЫВОДЫ

Изучение вещественного состава донных осадков одного из наименее изученных районов Баренцева моря, Центральной впадины, и заключенных в них растительных микроостатков, бентосных и планктонных фораминифер и остракод позволило выявить изменения палеоокеанологической ситуации в этой части морского бассейна и сопоставить их с глобальными климатическими событиями конца позднего плейстоцена и голоцена. Полученные результаты хорошо согласуются с опубликованными данными по южной части Центральной впадины и прилегающим районам баренцевоморского шельфа и свидетельствуют о кардинальной перестройке природной среды на этапе дегляциации с дальнейшим широким развитием морской трансгрессии в голоцене. Выделены три стадии в развитии акватории: а) стадия приледникового опресненного морского бассейна с практически круглогодичным ледовым покровом; б) стадия морского ледовитого бассейна, удаленного от края ледника с большим количеством айсбергов и сезонным ледовым покровом; в) стадия со стабильными нормально-морскими условиями среды.

Переход к морскому типу осадконакопления и становление по мере развития трансгрессии более соленых и стабильных условий палеосреды хорошо диагностируются в осадках колонки 02-31 на глубине 100 см по снижению количества IRD, песчаной фракции, доли переотложенных спор и пыльцы, а также по появлению морских цист динофлагеллат и значительному росту численности микрофауны.

Состав многочисленного и разнообразного комплекса бентосных фораминифер в осадках среднего голоцена и присутствие тепловодных планктонных фораминифер, свидетельствующих об усилении влияния подповерхностных атлантических вод, указывают на наиболее благоприятные условия палеосреды, что подтверждают и палинологические данные. Осадки, соответствующие среднему голоцену, характеризуются максимальной концентрацией пыльцы и отражают этап распространения березовых формаций на материковой суше.

- Куприянова Л.А. Палинология сережкоцветных. М.: Наука. 1965. 215 с.
- Куприянова Л.А., Алешина Л.А. Пыльца двудольных флоры европейской части СССР. Л.: Наука. 1972. 438 с.
- Лебедева Р.М. Палинологические уровни в голоценовых отложениях Кольского полуострова и их абсолютная стратиграфия. Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Севера европейской части СССР. Петрозаводск: Изд-во Карельского филиала АН СССР. 1977. С. 29–39.
- Мурдмаа И.О., Иванова Е.В. Последледниковая история осадконакопления в шельфовых впадинах Баренцева моря // Литология и полезные ископаемые. 1999. № 6. С. 576–595.
- Павлидис Ю.А., Ионин А.С., Щербаков Ф.А., Дунаев Н.Н., Никифоров С.М. Арктический шельф: позднечетвертичная история как основа прогноза развития. М.: ГЕОС, 1998. 187 с.
- Палеопалинология / под ред. И.М. Покровской. Л.: Недра. 1966. Т. 1. С. 34–39.
- Погодина И.А., Тарасов Г.А. Процессы седиментации и эволюции фораминифер во время последней дегляциации в Баренцевом море // Океанология. 2002. Т. 42. № 1. С. 156–160.
- Полякова Е.И. Арктические моря Евразии в позднем кайнозое. М.: Научный мир, 1997. 146 с.
- Руденко О.В. Биостратиграфия и корреляция позднелесточен-голоценовых осадков юго-западной части Баренцева моря // Новости палеонтологии и стратиграфии. Вып. 10–11. Приложение к журналу «Геология и геофизика». Т. 48. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. С. 464–467.
- Спиридонов М.А., Рыбалко А.Е., Поляк Л.В. Стратиграфия верхнечетвертичных отложений Новоземельского шельфа и палеогеография восточной части Баренцева моря в позднем плейстоцене – голоцене // Осадочный покров гляциального шельфа северо-западных морей России: сб. науч. тр. СПб., 1992. С. 47–68.
- Шарапова А.Ю. Верхний плейстоцен и голоцен Северной Фенноскандии и Баренцева моря (стратиграфия, абсолютная хронология, палеогеография): автореф. дис. ... д-ра геогр.-минерал. наук. СПб., 2005. 32 с.
- Birks H. South to north: Contrasting late-glacial and early-Holocene climate changes and vegetation responses between south and north Norway, *The Holocene*, 2015, vol. 25(1), p. 37–52.
- Duplessy J.-C., Cortijo E., Ivanova E., Khusid T., Labeyrie L., Levitan M., Murdmaa I., Paterne M. Paleooceanography of the Barents Sea during the Holocene, *Paleoceanography*, 2005, vol. 20, iss. 4, DOI: 10.1029/2004PA001116.
- Elverhøi A., Solheim A. The Barents Sea ice sheet – sedimentological discussion, *Polar Research*, 1983, vol. 1, no. 1, p. 23–41.
- Fatela F., Taborada R. Confidence limits of species proportions in microfossil assemblages, *Mar. Micropal.*, 2002, vol. 45, p. 169–174.
- Gataullin V., Mangerud J., Svendsen J.I. The extent of the Late Weichselian ice sheet in the southeastern Barents Sea, *Glob. Planet. Change*, 2001, vol. 31, p. 453–474.
- Gataullin V.N., Polyak L.V., Epstein O.G., Romanyuk B.F. Glacigenic deposits of the Central Deep: a key to the Late Quaternary evolution of the eastern Barents Sea, *Boreas*, 1993, vol. 22, p. 47–58.
- Grimm E.C. *TGView*, Illinois State Museum, Research and Collections Center, Springfield, 2004.
- Grimm E.C. *TILIA 2.0 Version b.4* (Computer Software), Illinois State Museum, 1993.
- Hughes A.L.C., Gyllenkretz R., Lohne Ø.S., Mangerud J., Svendsen J.I. The last Eurasian ice sheets – a chronological database and time-slice reconstruction, *DATED-1, Boreas*, 2016, DOI: 10.1111/bor.12142.
- Ivanova E.V., Murdmaa I.O., Duplessy J.-C., Paterne M. Late Weichselian to Holocene paleoenvironments in the Barents Sea, *Glob. Planet. Change*, 2002, vol. 34, p. 209–218.
- Kremenetski C., Vashchalova T., Goriachkin S., Cherkinsky A., Sulerzhitsky L. Holocene pollen stratigraphy and bog development in the western part of the Kola Peninsula, Russia, *Boreas*, 1997, vol. 26, p. 91–102.
- Lenz M., Savelieva L., Frolova L., Cherezova A., Moros M., Baumer M.M., Gromig R., Kostromina N., Nigmatullin N., Kolka V., Wagner B., Fedorov G., Melles M. Lateglacial and Holocene environmental history of the central Kola region, northwestern Russia revealed by a sediment succession from Lake Imandra, *Boreas*, 2021, vol. 50, p. 76–100.
- Mangerud J., Birks H.H., Halvorsen L.S., Hughes A.L.C., Nashoug O., Nystuen J.P., Paus A., Sørensen R., Svendsen J.I. The timing of deglaciation and sequence of pioneer vegetation at Ringsaker, eastern Norway – and an earthquake-triggered landslide, *Norwegian J. Geol.*, 2018, no. 98(3), p. 315–332.
- Matthiessen J. Distribution patterns of dinoflagellate cysts and other organic-walled microfossils in Recent Norwegian-Greenland Sea sediments, *Mar. Micropal.*, 1995, vol. 24, p. 307–334.
- Murdmaa I., Ivanova E., Duplessy J.-C., Levitan M., Khusid T., Bourtnan M., Alekhina G., Alekseeva T., Belousov M., Serova V. Facies system of the Eastern Barents Sea since the last glaciation to present, *Mar. Geol.*, 2006, vol. 230, p. 275–303.
- Nilsson T. Standardpollendiagramme und ¹⁴C Datierungen aus dem Ageröds Mosse in Mittleren Schonen, *Lunds Universitets Arsskrift*, 1964, avd. 2, bd. 59.
- Polyak L., Lehman S.J., Gataullin V., Jull A.J.T. Two-step deglaciation of the southeastern Barents Sea, *Geology*, 1995, vol. 23, p. 567–571.
- Polyak L., Mikhailov V. Post-glacial environments of the southeastern Barents Sea: foraminiferal evidence, J.T. Andrews et al. (eds.), Late Quaternary paleoceanography of the North Atlantic margins, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 1996, vol. 111, p. 323–337.
- Polyak L., Gataullin V., Okuneva O., Stelle V. New constraints on the limits of the Barents-Kata ice sheet during the Last Glacial Maximum based on borehole stratigraphy from the Pechora Sea, *Geology*, 2000, vol. 28, p. 611–614.
- Reille M. Pollen et spores d'Europe et d'Afrique du nord. Laboratoire de Botanique Historique et Palynologie, Marseille, 1992, 520 p.
- Stein R. *Arctic Ocean sediments: processes, proxies, and paleoenvironment*, Amsterdam, Elsevier, 2008, 592 p.
- Stepanova A., Taldenkova E., Simstich J., Bauch H.A. Comparison study of the modern ostracod associations in the Kara and Laptev seas: Ecological aspects, *Mar. Micropal.*, 2007, vol. 63, p. 111–142.
- Stockmarr J. Tablets spores used in absolute pollen analysis, *Pollen Spores*, 1971, vol. 13, p. 616–621.
- Vernal de A., Rochon A., Turon J.-L., Matthiessen J. Organic-walled dinoflagellate cysts: palynological tracers of sea-surface conditions in middle to high latitude marine environments, *GEOBIOS*, 1997, vol. 30, p. 905–920.

Поступила в редакцию 29.06.2021
 После доработки 13.12.2021
 Принята к публикации 09.03.2022

ENVIRONMENTAL CHANGES IN THE CENTRAL DEEP OF THE BARENTS SEA DURING THE LATE GLACIAL AND THE HOLOCENE

O.V. Rudenko¹, E.E. Taldenkova², S.I. Shkarubo³, A.A. Rudenko⁴

¹ *Turgenev Orel State University, Institute of Natural Sciences and Biotechnology, Associate Professor, Ph.D. in Geography; e-mail: olrudenko2011@yandex.ru*

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

^{3,4} *Marine Arctic Geological Prospecting Expedition*

³ *Chief Geologist, Ph.D. in Geology and Mineralogy; e-mail: sergeysh@mage.ru*

⁴ *Geologist of the 1st category, Ph.D. in Geology and Mineralogy; e-mail: rudenko.aa@mage.ru*

Complex analysis of downcore variations in lithology and composition of microfossils such as pollen, spores, aquatic palynomorphs, benthic and planktonic foraminifera, and ostracods, in two sediment cores and comparison of the obtained results with published data on the structure of the Barents Sea shelf sediment sequence revealed three sediment units corresponding to the climatically determined stages in the evolution of postglacial sedimentation environments in the Central Deep of the Barents Sea. Spores, pollen and aquatic palynomorphs from this region were studied for the first time. The obtained data indicate a significant environmental transformation during the deglaciation period, i. e. from a glacier-proximal freshened marine basin with almost perennial sea-ice cover to a glacier-distal highly ice-covered basin, which was later replaced by a Holocene hemipelagic marine basin. The transition to marine type of sedimentation and the stabilization of normal marine environments are well reconstructed from fine-grained sediment composition, decrease in ice- and iceberg-rafted debris, lower proportion of redeposited spores and pollen, as well as from the appearance of dinoflagellate cysts, significant increase of the total abundance of microfauna and higher concentrations of pollen and spores. The most favorable conditions of the Middle Holocene are characterized by the growing taxonomic diversity of benthic foraminifera, appearance of subpolar planktonic foraminifera, and maximum of birch pollen in pollen spectra, which together indicate the increasing influence of Atlantic waters and wider distribution of birch formations on land.

Keywords: paleogeography, ice- and iceberg-rafted debris, pollen, spores, aquatic palynomorphs, foraminifers, ostracods

REFERENCES

- Birks H.H. South to north: Contrasting late-glacial and early-Holocene climate changes and vegetation responses between south and north Norway, *The Holocene*, 2015, vol. 5(1), p. 37–52.
- Blazhchishin A.I., Aibulatov N.A., Polyak L.V., Khairov M.B. [Structure and origin of the Upper Quaternary sediment sequence of the Near Novaya Zemlya region of the Barents Sea], *Problemy kainozoiskoi paleoekologii i paleogeografii morei Severnogo Ledovitogo okeana* [Issues of Cenozoic paleoecology and paleogeography of the Arctic seas], Proc. of the 3rd All-Union Conference, Apatity, 1989, p. 6–7. (In Russian)
- Duplessy J.-C., Cortijo E., Ivanova E., Khusid T., Labeyrie L., Levitan M., Murdmaa I., Paterne M. Paleooceanography of the Barents Sea during the Holocene, *Paleoceanography*, 2005, vol. 20, iss. 4, DOI: 10.1029/2004PA001116.
- Elverhoi A., Solheim A. The Barents Sea ice sheet – sedimentological discussion, *Polar Res.*, 1983, vol. 1, no. 1, p. 23–41.
- Fatela F., Taborda R. Confidence limits of species proportions in microfossil assemblages, *Mar. Micropal.*, 2002, vol. 45, p. 169–174.
- Gataullin V., Mangerud J., Svendsen J.I. The extent of the Late Weichselian ice sheet in the southeastern Barents Sea, *Glob. Planet. Change*, 2001, vol. 31, p. 453–474.
- Gataullin V.N., Polyak L.V. O prisutstvii lednikovyykh otlozhenii v Tsentral'noi vpadine Barentseva morya [About the presence of glacial deposits in the Central Deep of the Barents Sea], *Doklady AN SSSR*, 1990, vol. 314, no. 6, p. 1463–1467. (In Russian)
- Gataullin V.N., Polyak L.V., Epstein O.G., Romanyuk B.F. Glacigenic deposits of the Central Deep: a key to the Late Quaternary evolution of the eastern Barents Sea, *Boreas*, 1993, vol. 22, p. 47–58.
- Geologicheskaya karta Severnogo Ledovitogo okeana i sopredel'nykh territorii*, masshtab 1:1 500 000 [Geological map of the Arctic Ocean and adjacent territories, scale 1:1 500 000], Leningrad, VSEGEI Publ., 1983. (In Russian)
- Grimm E.C. *TGView*, Illinois State Museum, Research and Collections Center, Springfield, 2004.
- Grimm E.C. *TILIA 2.0, Version b.4 (Computer Software)*, Illinois State Museum, 1993.
- Hughes A.L.C., Gyllenkretz R., Lohne Ø.S., Mangerud J., Svendsen J.I. The last Eurasian ice sheets – a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1, *Boreas*, 2016, DOI: 10.1111/bor.12142. ISSN 0300-9483.
- Ivanova E.V. *Global'naya termohalinnaya paleotsirkulyatsiya* [Global thermohaline paleocirculation], Moscow, Nauchnyi mir Publ., 2006, 320 p. (In Russian)
- Ivanova E.V., Murdmaa I.O., Duplessy J.-C., Paterne M. Late Weichselian to Holocene paleoenvironments in the Barents Sea, *Glob. Planet. Change*, 2002, vol. 34, p. 209–218.

- 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)
- Kremenetski C., Vashchalova T., Goriachkin S., Cherkinsky A., Sulerzhitsky L. Holocene pollen stratigraphy and bog development in the western part of the Kola Peninsula, Russia, *Boreas*, 1997, vol. 26, p. 91–102.
- Kupriyanova L.A. *Palinologiya serezhkotsvetnykh* [Palynology of Amentaceae], Moscow, Nauka Publ., 1965, 215 p. (In Russian)
- Kupriyanova L.A., Aleshina L.A. *Pyl'tsa dvudol'nykh flory Evropeiskoi chasti SSSR* [Pollen of Dycotyledones of the European part of the USSR], Leningrad, Nauka Publ., 1972, 438 p. (In Russian)
- Lebedeva R.M. [Palynological levels in the Holocene sediments of the Kola Peninsula and their absolute stratigraphy], *Stratografiya i paleogeografiya chetvertichnogo perioda Severa Evropeiskoi chasti SSSR* [Stratigraphy and paleogeography of the Quaternary in the Northern European part of Russia], Petrozavodsk, Karel'skii filial of AN SSSR Publ., 1977, p. 29–39. (In Russian)
- Lenz M., Savelieva L., Frolova L., Cherezova A., Moros M., Baumer M.M., Gromig R., Kostromina N., Nigmatullin N., Kolka V., Wagner B., Fedorov G., Melles M. Lateglacial and Holocene environmental history of the central Kola region, northwestern Russia revealed by a sediment succession from Lake Imandra, *Boreas*, 2021, vol. 50, p. 76–100.
- Mangerud J., Birks H.H., Halvorsen L.S., Hughes A.L.C., Nashoug O., Nystuen J.P., Paus A., Sørensen R., Svendsen J.I. The timing of deglaciation and sequence of pioneer vegetation at Ringsaker, eastern Norway – and an earthquake-triggered landslide, *Norwegian J. of Geol.*, 2018, no. 98(3), p. 315–332.
- Matthiessen J. Distribution patterns of dinoflagellate cysts and other organic-walled microfossils in Recent Norwegian-Greenland Sea sediments, *Mar. Micropal.*, 1995, vol. 24, p. 307–334.
- Murdmaa I., Ivanova E., Duplessy J.-C., Levitan M., Khusid T., Bourtman M., Alekhina G., Alekseeva T., Belousov M., Serova V. Facies system of the Eastern Barents Sea since the last glaciation to present, *Mar. Geol.*, 2006, vol. 230, p. 275–303.
- Murdmaa I.O., Ivanova E.V. *Poslelednikovaya istoriya osadkonakopleniya v shel'fovykh vpadinakh Barentseva morya* [Postglacial sedimentation history of the Barents Sea shelf depressions], *Litologiya i poleznye iskopaemye*, 1999, no. 6, p. 576–595. (In Russian)
- Nilsson T. Standardpollendiagramme und ¹⁴C Datierungen aus dem Ageröds Mosse in Mittleren Schonen, *Lunds Universitets Arsskrift*, 1964, avd. 2, bd. 59.
- Paleopalinologiya* [Paleopalynology], I.D. Pokrovskaya (ed.), Leningrad, Nedra, 1966, vol. 1, p. 34–39. (In Russian)
- Pavlidis Yu.A., Ionin A.S., Shcherbakov F.A., Dunaev N.N., Nikiforov S.M. *Arkticheskii shel'f: pozdnechetvertichnaya istoriya kak osnova prognoza razvitiya* [Arctic shelf: Late Quaternary history as a basis for evolution forecast], Moscow, GEOS, 1998, 187 p. (In Russian)
- Pogodina I.A., Tarasov G.A. *Protsessy sedimentatsii i evolyutsii foraminifer vo vremya poslednei deglyatsiatsii v Barentsevom more* [Sedimentation processes and evolution of foraminiferic communities during the last deglaciation in the Barents Sea], *Okeanologiya*, 2002, vol. 42, no. 1, p. 156–160. (In Russian)
- Polyak L., Gataullin V., Okuneva O., Stelle V. New constraints on the limits of the Barents-Kata ice sheet during the Last Glacial Maximum based on borehole stratigraphy from the Pechora Sea, *Geology*, 2000, vol. 28, p. 611–614.
- Polyak L., Lehman S.J., Gataullin V., Jull A.J.T. Two-step deglaciation of the southeastern Barents Sea, *Geology*, 1995, vol. 23, p. 567–571.
- Polyak L., Mikhailov V. Post-glacial environments of the southeastern Barents Sea: foraminiferal evidence, J.T. Andrews et al. (eds.), *Late Quaternary paleoceanography of the North Atlantic margins*, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 1996, vol. 111, p. 323–337.
- Polyakova E.I. *Arkticheskie morya Evrazii v pozdnem kainozoe* [Eurasian Arctic seas during the Late Cenozoic], Moscow, Nauchnyi mir Publ., 1997, 146 p. (In Russian)
- Reille M. *Pollen et spores d'Europe et d'Afrique du nord*, Laboratoire de Botanique Historique et Palynologie, Marseille, 1992, 520 p.
- Rudenko A.V. *Biostratografiya i korrelyatsiya pozdnepleistotsen-golotsenovykh osadkov yugo-zapadnoi chasti Barentseva morya* [Biostratigraphy and correlation of the Late Pleistocene-Holocene sediments of the southwestern Barents Sea], *Novosti paleontologii i stratigrafii*, vol. 10, suppl. to *Geologiya i geofizika*, vol. 48, Novosibirsk, SO RAN Publ., 2008, p. 464–467. (In Russian)
- Sharapova A.Yu. *Verkhniy pleistotsen i golotsen Severnoi Fennoskandii i Barentseva morya (stratografiya, absolyutnaya khronologiya, paleogeografiya)* [Upper Pleistocene and Holocene of Northern Fennoscandia and the Barents Sea (stratigraphy, absolute chronology, paleogeography)], Dissertation abstract for the degree of the Doctor of Science in Geology and Mineralogy, SPb., 2005, 32 p. (In Russian)
- Spiridonov M.A., Rybalko A.E., Polyak L.V. [Stratigraphy of the Upper Quaternary deposits of the Novaya Zemlya shelf and paleogeography of the eastern Barents Sea during the Late Pleistocene and the Holocene], *Osadochyi pokrov glyatsial'nogo shel'fa severo-zapadnykh morei Rossii* [Sedimentary cover of the glacial shelf of the north-western seas of Russia], St. Petersburg, 1992, p. 47–68. (In Russian)
- Stein R. *Arctic Ocean sediments: processes, proxies, and paleoenvironment*, Amsterdam, Elsevier, 2008, 592 p.
- Stepanova A., Taldenkova E., Simstich J., Bauch H.A. Comparison study of the modern ostracod associations in the Kara and Laptev seas: Ecological aspects, *Mar. Micropal.*, 2007, vol. 63, p. 111–142.
- Stockmarr J. Tablets spores used in absolute pollen analysis, *Pollen Spores*, 1971, vol. 13, p. 616–621.
- Vernal de A., Rochon A., Turon J.-L., Matthiessen J. Organic-walled dinoflagellate cysts: palynological tracers of sea-surface conditions in middle to high latitude marine environments, *GEOBIOS*, 1997, vol. 30, p. 905–920.

Received 29.06.2021

Revised 13.12.2021

Accepted 09.03.2022