

УДК 551.461.8:593.12(265.51)

ПОСЛЕЛЕДНИКОВЫЕ ПАЛЕООКЕАНОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ В БАРЕНЦЕВОМ И БАЛТИЙСКОМ МОРЯХ

© 2016 г. Е. В. Иванова¹, И. О. Мурдмаа¹, Е. М. Емельянов², Э. А. Сейткалиева^{1,3},
Э. П. Радионова⁴, Г. Н. Алехина¹, С. М. Слоистов¹

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва

²Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Калининград

³Геологический факультет Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, Москва

⁴Геологический институт РАН, Москва

e-mail: e_v_ivanova@ocean.ru

Поступила в редакцию 29.10.2014 г.

После доработки 21.01.2015 г.

В работе приводятся реконструкции границ ледниковых щитов, озерных и морских палеобассейнов и связей Баренцева и Балтийского морей с Северной Атлантикой от максимума последнего оледенения до голоцена. Реконструкции основаны на собственных и литературных данных из северной и западной частей Баренцева моря и котловин Балтики с учетом опубликованных схем дегляциации региона. Ранний этап дегляциации Скандинавско-Баренцевоморского щита завершился к началу потепления беллинг-аллеред (14.6–12.9 к. т. л. н.), с которым связано значительное усиление проникновения атлантических вод в Баренцево море во время активизации глобальной термохалинной циркуляции. Балтийское море оставалась подпруженным бессточным приледниковым озером (БЛО) в течение всей дегляциации (16–11.7 к. т. л. н.). В позднем дриасе произошел сброс вод озера в Северное море и в начале голоцена (в пребореале), в результате установления ограниченной связи между двумя бассейнами через пролив Нэрке, на месте БЛО сформировалось сильно опресненное иольдиевое море (ИМ, ~11.7–10.7 к. т. л. н.). В Баренцевом море в конце позднего дриаса и пребореале установлено новое усиление проникновения атлантических вод в шельфовые впадины, с кульминацией в начале голоцена. ИМ снова превратилось в озеро в анциловую стадию (АО, ~10.7–8 к. т. л. н.). Интенсивность притока атлантических вод в Баренцево и Балтийское моря варьировала в течение голоцена, достигнув максимума 11.3–9 к. т. л. н.. Затем анциловое озеро сменилось литориновым морским бассейном (ЛМ, ~8–4 к. т. л. н.), связанным с Северным морем через Датские проливы. В позднем голоцене началась современная постлиториновая стадия развития Балтики (ПМ, 4–0 к. т. л. н.).

DOI: 10.7868/S0030157416010056

ВВЕДЕНИЕ

Развитие Балтийского и Баренцева морей в ходе глобального послеледникового потепления (с ~18 до 9 календарных тысяч лет назад (далее к. т. л. н.)) контролировалось распадом и таянием Скандинавско-Баренцевоморского ледникового щита [21, 28, 30, 33, 39, 55, 58], неравномерным гляциоизостатическим подъемом разных частей региона после снятия ледниковой “нагрузки” [1, 10, 14, 19, 20, 24, 29, 32] и связями с Северной Атлантикой [14, 17, 24, 32, 43, 45]. Вследствие высокоширотного географического положения, слабого меридионального переноса тепла из Северной Атлантики через Норвежское море и высокого альbedo ледникового щита, дегляциация в Баренцевом море началась позже, чем на континенте, к югу от Балтийского моря. Послеледниковая история Балтийского и Баренцева

морей включает интервал дегляциации (16–11.7 к. т. л. н.) с тысячелетними осцилляциями, а затем – интервалы установления (11.7–9 к. т. л. н.) и развития (9–0 к. т. л. н.) морских условий в голоцене. Результатом этого сложного процесса были значительные вариации палеоокеанологических параметров, таких как уровень моря, биопродуктивность, температура и соленость поверхностных и придонных вод, отразившиеся в смене комплексов планктонных и бентосных микрофоссилий, а также в изменениях различных литологических и геохимических характеристик донных осадков.

В данной работе рассматриваются палеоокеанологические условия в Балтийском и Баренцевом морях в течение дегляциации Скандинавско-Баренцевоморского ледникового щита и голоцена; обсуждаются причины различий в проявлении региональных климатических собы-

тий в двух морях. Реконструкции основаны на новых и опубликованных данных авторов и литературных источниках. Все использованные колонки донных осадков датированы методами абсолютной геохронологии. Большое количество масс-спектрометрических радиоуглеродных датировок обеспечивает надежность межрегиональных корреляций. Основное внимание уделяется изменению границ ледникового щита в процессе его распада и таяния, реконструкциям интенсивности проникновения атлантических вод в Баренцево море и связи Балтийского бассейна с Атлантикой через Северное море. Представленные реконструкции конфигурации бассейнов позволяют сопоставить процесс дегляциации в регионе с вариациями интенсивности Атлантической меридиональной ячейки глобальной термохалинной циркуляции, определявшей поступление атлантических вод в Баренцево море.

СОВРЕМЕННЫЕ ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Баренцево море представляет собой шельфовый окраинный бассейн с несколькими желобами глубиной до 650 м на пути проникновения относительно теплых и соленых поверхностных и подповерхностных атлантических вод через Норвежское море в Арктику (рис. 1). Основной поток атлантических вод поступает в море с запада, где они заполняют практически весь желоб Медвежьего острова, от поверхности до дна. Идущие через пролив Фрама и далее вдоль материкового склона Евразии подповерхностные атлантические воды проникают в море с севера по желобам Орла – Эрик Эриксона, Франц Виктории и Св. Анны – Седова, на глубинах более 150–200 м. Поверхностная циркуляция в значительной мере определяется взаимодействием атлантических вод с холодными опресненными арктическими водами, поступающими в море с севера и востока [31].

Мелководное на большей части акватории (глубины до 300 м) внутриконтинентальное Балтийское море соединяется с Северной Атлантикой через Датские проливы и Северное море. Его поверхностная и глубинная циркуляция в целом антициклоническая (рис. 1). Обновление глубинной воды во впадинах Балтийского моря происходит во время эпизодических затоков больших масс богатых кислородом соленых вод Северного моря [4, 36].

РЕГИОНАЛЬНАЯ ХРОНОСТРАТИГРАФИЯ

Главной проблемой при выделении и корреляции послеледниковых событий и стадий развития бассейнов является недостаточное количество датировок и пространственно-временная неопределенность изменчивости резервуарного эф-

фекта, не позволяющая однозначно переводить измеренный радиоуглеродный возраст в календарный (например, [24, 34, 51]). Тем не менее, мы провели корреляцию между региональными шкалами с учетом имеющихся к настоящему времени представлений об абсолютном возрасте стратиграфически единиц, климатических событий (стадиалов и интерстадиалов в пределах послеледниковья) и стадий развития послеледникового бассейна на месте современного Балтийского моря (рис. 2).

В данной работе использована разработанная нами ранее и подтвержденная масс-спектрометрическими радиоуглеродными датировками хроностратиграфическая шкала послеледниковых отложений Баренцева моря [6, 24, 25, 39]. Она сопоставлена с общепринятой хроностратиграфической шкалой для Северного полушария (например, [25, 28, 44, 45], и со шкалой Гуделиса [3] для Балтийского моря, при этом возрасты стадий развития бассейна уточнены по более поздним публикациям [2, 10, 13, 14, 19, 27, 60]. Хроностратиграфическая шкала для Северного полушария фактически является климатостратиграфической, т.к. она отражает потепления и похолодания тысячелетнего временного масштаба в течение дегляциации материковых ледниковых щитов, которые четко выделяются на изотопно-кислородной кривой Гренландского ледового ядра NGRIP [40]. Процесс распада и таяния ледниковых щитов определял гляциоэвстатический подъем уровня Мирового океана (например, [61]), а также уровень подпруженного Балтийского ледникового озера (БЛО, [5, 13]).

ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ МАТЕРИАЛЫ, ИНДИКАТОРЫ И МЕТОДЫ ПАЛЕОРЕКОНСТРУКЦИЙ

Приведенные в данной работе палеорекострукции базируются на новых и опубликованных данных авторов и литературных данных по колонкам донных осадков из Баренцева и Балтийского морей, а также из пролива Фрама (табл. 1, рис. 1). Кроме того, использованы имеющиеся реконструкции границ ледникового щита для разных временных срезов [21, 28, 30–32, 35, 41, 42, 54] и бассейнов, существовавших на месте современного Балтийского моря [1, 7–11, 13, 14, 19, 59, 60, 62, 63], а также результаты моделирования процесса дегляциации [29, 55]. Все изученные и использованные нами колонки датированы методом ускорительной масс-спектрометрии, их возрастные шкалы взяты из оригинальных работ без изменений. Реконструкции интенсивности проникновения атлантических вод в Баренцево море основаны на микропалеонтологических и изотопно-геохимических индикаторах, в частности на оценках палеотемператур поверхностного



Рис. 1. Схема циркуляции и положение использованных в данной работе станций отбора колонок донных осадков. Циркуляция: 1 – поверхностная, 2 – подповерхностная (для Балтийского моря по [4]); колонки, изученные: 3 – авторами в данной работе, 4 – при участии авторов ранее [6, 17, 24, 25, 39, 50, 51], 5 – другими авторами [2, 32, 44–46, 49, 53, 56, 57]. БМ – Балтийское море, ЖЭС – желоб Эрик Эриксона, ДТ – Датские проливы. Течения: НТ – Норвежское, ЗШТ – Западно-Шпицбергенское.

слоя воды (~0–100 м) по алкенам и комплексам планктонных фораминифер с применением аналоговых методов или переходных функций для колонок ПШ-5159Р [6], ПШ-5159Н [50, 51], MD95-2011 [15, 49, 51], М 23258 [51, 53] (рис. 1,

табл. 1). Увеличение процентного содержания видов бентосных фораминифер *Cassidulina teretis*, *Pullenia* spp. *Trifarina angulosa* и других, считающихся в литературе индикаторами атлантических вод на арктическом шельфе [6, 24, 32], указывает

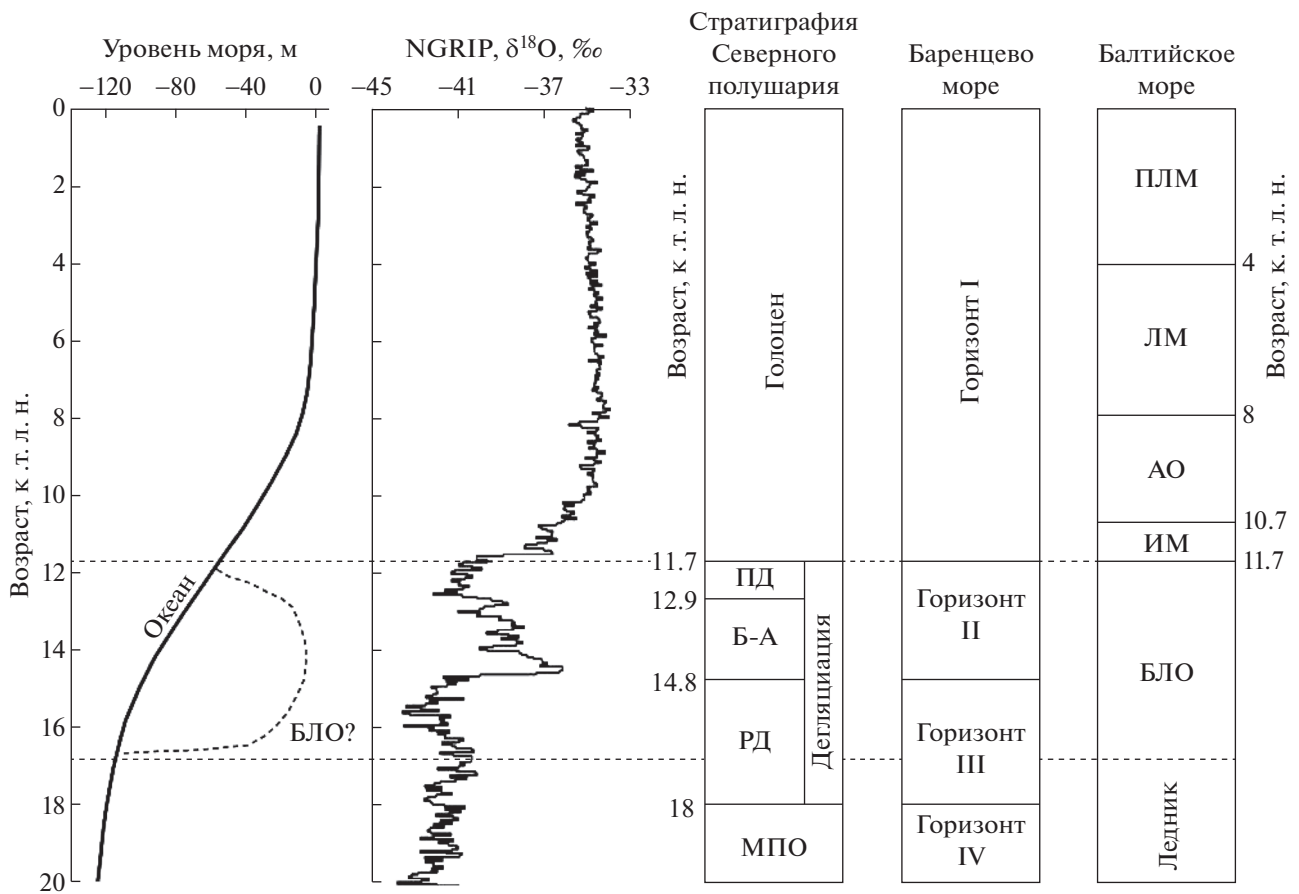


Рис. 2. Корреляция климатостратиграфических шкал для Баренцева [25] и Балтийского [3] морей и Северного полушария [24] с кривой колебаний уровня океана [61] и климатической кривой вариаций изотопно-кислородного состава Гренландского ледового ядра NGRIP [40] за последние 20 тыс. лет. Штриховыми линиями показаны гипотетический уровень Балтийского ледникового озера (БЛО), нижняя граница и корреляция этого интервала с одновозрастными интервалами в других бассейнах. МПО – максимум последнего оледенения, РД – ранняя дегляциация, Б-А – беллинг-аллеред, ПД – поздний дриас, ИМ – иольдиевое море, АО – анциловое озеро, ЛМ – литориновое море, ПЛМ – постлиториновое море.

на распространение этих вод в придонном слое шельфовых впадин, желобов и фьордов Баренцева моря, на глубинах до 650 м. Присутствие в колонках морских или ледниково-морских отложений является показателем отсутствия ледника в районе точки отбора, а высокое содержание гравия в осадках свидетельствует об айсберговом разносе.

Новые данные получены нами по колонке S-2519 из северо-западной части моря; по изученной ранее колонке АСВ-880 из желоба Франц Виктории приводятся новые петрографические данные, по колонке ПШ-5159Р из впадины Ингейдьюпет – литологическое описание (табл. 1, 2, рис. 1).

Колонка S-2519 отобрана из желоба Эрик Эриксона в 25-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” в 2007 г. и опробована сплошь, с интервалом 3 см. Образцы хранились в холодильной камере ИО РАН при 4°C в течение нескольких месяцев, затем они были взвешены и подвергну-

ты стандартной водно-ситовой обработке с выделением гранулометрических фракций 0.05–0.1 и >0.1 мм. По нескольким образцам определена влажность осадка. Полученные фракции высушены, взвешены и рассчитаны их весовые процентные содержания. Для изучения грубообломочного материала ледового разноса фракция >0.1 мм просеяна через сито с ячейей 2 мм. В каждом образце фракции > 0.1 мм изучена фауна бентосных фораминифер из полученной с помощью микро-сплиттера навески, содержавшей 200–300 экземпляров (при наличии такого количества) и определено процентное содержание наиболее массового вида-индикатора атлантических вод *Cassidulina teretis*. По раковинкам бентосных фораминифер из обогащенных ими прослоев в Познаньской Лаборатории (Польша) получены две масс-спектрометрические радиоуглеродные датировки (табл. 2). Их пересчет в календарный возраст проведен по Программе Calib 6.0.2 [47] и

Таблица 1. Координаты использованных в работе станций

Станция	Широта (с.ш.)	Долгота (в.д.)	Глубина, м	Источник
POS 303700	54°49.22′	19°11.07′	105.4	2
АСВ-880	79°55.50′	47°08.20′	388	17, 25, 39, данная работа
S-2519	79°30.75′	28°41.68′	347	Данная работа
ПШ-5159Р	71°21.65′	22°38.81′	418	6, 24
ПШ-5159Н	71°21.80′	22°38.77′	422	50, 51
NP05-21	79°03′	11°05.40′	327	45
NP94-51	80°21.41′	16°17.94′	399	56
JM02-440	77°22′	12°48′	240	57
JM10-10	77°24.8′	20°06′	123	46
JPC5/PG5	81°07.1′	43°25.9′	463	32
PL94-07	80°59.69′	67°32.77′	633	
PL94-29	79°59.59′	69°56.96′	605	
PL94-67	78°19.54′	70°02.07′	443	
JM02-460	76°03′	16°00′	389	44
JM03-373	76°24′	12°58′	1485	
MD95-2011	66°58.19′	7°38.36′	1048	49, 51
M23258	75°	14°	1768	51, 53

Таблица 2. Масс-спектрометрические радиоуглеродные датировки для колонки S-2519

Код лаборатории	Горизонт, см	Датируемый материал	Возраст ^{14}C , лет назад	ΔR	Калиброванный возраст ($\pm 1\sigma$), лет назад	Календарный возраст, лет назад (относит. 1950 г.)
Poz-33367	155.5	Бентосные фораминиферы	6390 ± 40	71 ± 21	6720–6845	6780
Poz-33358	250.5	Бентосные фораминиферы	11040 ± 60	71 ± 21	12387–12482	12470

Примечание. Poz – Познаньская лаборатория (Польша).

морской калибровочной кривой [23] с учетом локального резервуарного эффекта 71 ± 21 лет [34]. Временная шкала колонки получена линейной интерполяцией между датированными уровнями с допущением о современном возрасте для верха (0 см) и экстраполяцией ниже самой древней датировки.

В пяти пробах каждой из колонок S-2519 и АСВ-880 визуально и под бинокулярным микроскопом определены типы пород во всех обломках, слагающих фракцию крупнее 2 мм. Результаты подсчета обломков каждого типа породы представлены в виде круговых диаграмм их относительного содержания в составе фракции (рис. 3).

В Балтийском море основой для опубликованных ранее и использованных нами реконструкций послужили опорные колонки из Борнхольмской, Гданьской, Западно-Готландской и Северо-Балтийской впадин [1, 2, 19, 60, 63]. Изученные разными авторами колонки датированы радиоуглеродным методом [1, 2, 5, 19], а в верхней части – по ^{210}Pb [2], что позволило выде-

лить в осадочных разрезах интервалы, соответствующие установленным в литературе озерным и морским стадиям развития бассейна. В Гданьской впадине по колонке POS 303700 Григорьевым с соавторами [2] рассчитаны изменения солёности придонных вод по содержанию брома в донных осадках.

Для сопоставления реконструированных в данной работе изменений интенсивности проникновения атлантических вод в Баренцево море с изменениями интенсивности термохалинной циркуляции Атлантики использована кривая распределения отношения $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ в послеледниковых отложениях колонки OCE326-GGC5 (33°42′ с.ш., 57°35′ з.д.), поднятой с глубины 4550 м на Бермудском поднятии (рис. 4), [37]. Эта кривая обеспечивает достаточно хорошее временное разрешение (сотни лет) для интервала дегляциации и широко используется в качестве индикатора интенсивности послеледниковой циркуляции Атлантики, однако ее временное разрешение значительно хуже в пределах голоцена.

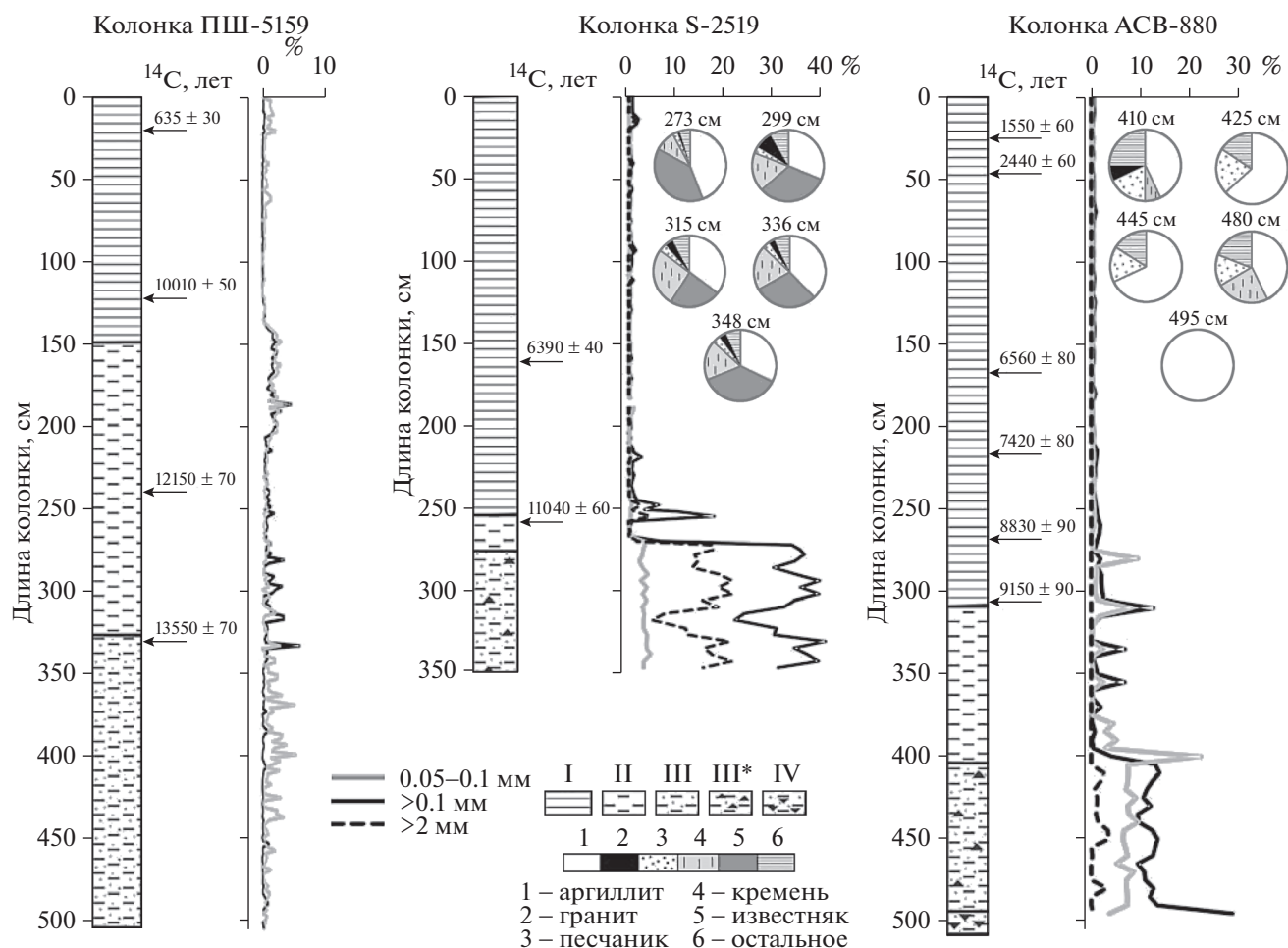


Рис. 3. Литология, радиоуглеродный возраст и распределение крупных гранулометрических фракций для колонок донных осадков ПШ-5159Р из впадины Ингейдьопет по [24 с дополнениями], S-2519 из желоба Эрик Эрикссена (данная работа) и АСВ-880 из желоба Франц-Виктория [39 с изменениями и дополнениями]. Для колонок S-2519 и АСВ-880 приведены примеры петрографического состава отдельных образцов грубообломочного материала ($>2\text{ мм}$) с приблизительной оценкой их соотношения в виде круговых диаграмм. Горизонты [24, 39 с изменениями]: I – голоценовый; II – поздней дегляциации; III и III* – ранней дегляциации, в южной и северной частях бассейна соответственно; IV – максимума последнего оледенения.

ОСОБЕННОСТИ ПОСЛЕЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ЖЕЛОБАХ, СЛУЖАЩИХ ПРОХОДАМИ АТЛАНТИЧЕСКИХ ВОД В БАРЕНЦЕВО МОРЕ

В качестве опорных в данной работе выбраны лучше всего изученные и датированные колонки S-2519 и АСВ-880 из северных желобов, через которые в Баренцево море проникают подповерхностные атлантические воды, и колонка ПШ-5159Р из впадины Ингейдьопет, характеризующая район желоба Медвежьего острова – прохода поверхностных атлантических вод.

Колонка S-2519 вскрыла довольно полный, типичный для Баренцева моря разрез послеледниковых отложений [25, 39], возрастом не более 17.3 тыс. лет. В разрезе колонке выделены три литостратиграфических горизонта с четкими грани-

цами между ними (рис. 3). **Горизонт I** (0–255 см, голоцен) представлен зеленовато-серым пелитовым илом, содержащим гидротроилит. **Горизонт II** (255–273 см, поздняя фаза дегляциации) сложен пелитовым илом с цветовой полосчатостью (ламинацией?): чередованием темно-серых и коричневых прослоев. Отмечен тонкий прослой (на 265 см), обогащенный крупным алевритом. **Горизонт III** (273–355 см, ранняя фаза дегляциации) представлен ледниково-морским диамиктоном: песчано-алевритово-пелитовым илом с большим количеством дресвы и щебня. Среди разнообразных по составу обломков пород крупнее 2 мм преобладают темно-серые (до черных) аргиллиты и светло-окрашенные известняки, много обломков кремня и гранита; встречаются кварцит, мелкозернистый песчаник, слюдястый сланец, гнейс (рис. 3). Столь пестрый набор типов пород,

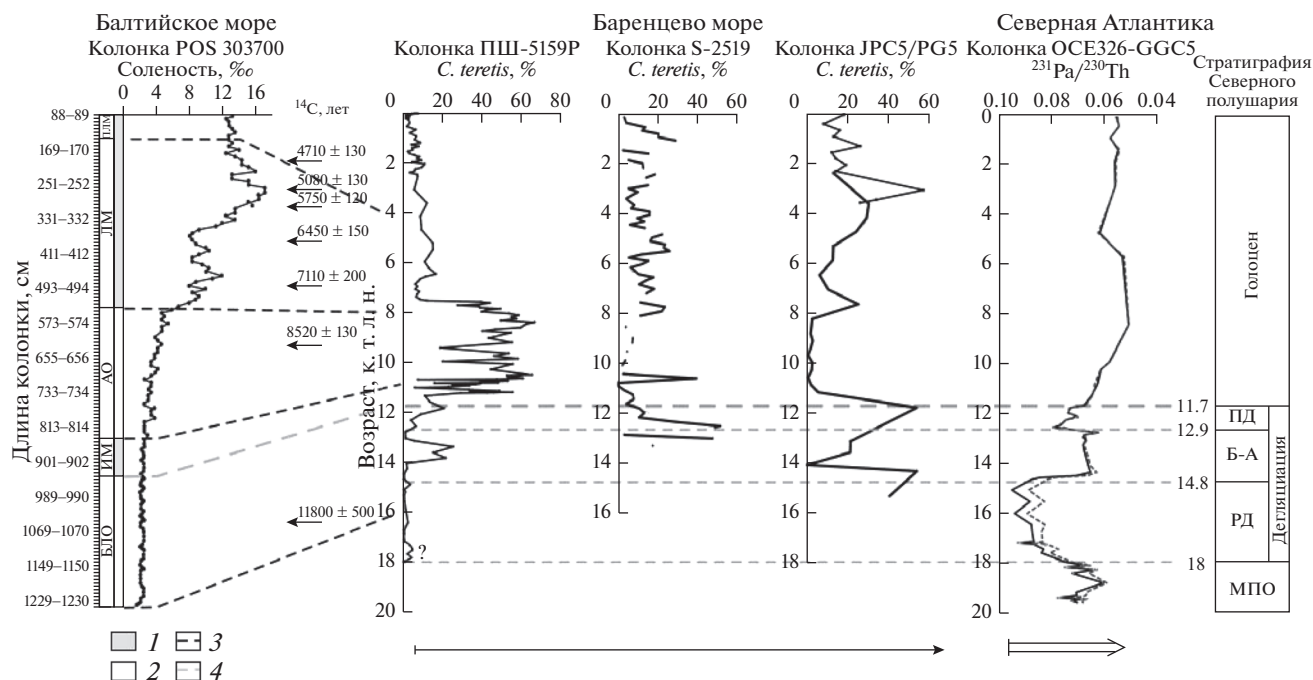


Рис. 4. Корреляция послеледниковых палеоокеанологических событий в Северной Атлантике, Балтийском и Баренцевом морях. В Балтийском море по вариациям солёности поровых вод, определенной путем пересчета измеренных концентраций брома в осадках колонки POS 303700 из Гданьской впадины, выделены морские (1) и озерные (2) стадии развития бассейна с учетом радиоуглеродных датировок [2 с дополнениями]. Для колонок из Баренцева моря показаны вариации процентного содержания вида бентосных фораминифер *Cassidulina teretis*, отражающие интенсивность притока придонных атлантических вод (усиление обозначено стрелкой вниз), с запада – ПШ-5159Р [6 с изменениями, ? – возможная неточность возрастной модели] и с севера: S-2519 (данное исследование) и JPC5/PG5 [32]. В Северной Атлантике интенсивность термохалинной циркуляции реконструирована по рассчитанным двумя способами изменениям отношения $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ в колонке OCE326-GGC5, шкала по горизонтальной оси перевернута [37]; усиление обозначено двойной стрелкой вниз. 3 – нижняя граница голоцена, 4 – корреляция одновозрастных интервалов в пределах дегляциации.

отсутствие сортировки обломков по размеру, разная степень их окатанности, свидетельствуют об айсберговом разносе грубообломочного материала диамиктона, вынесенного ледниками с островов архипелага Шпицберген. Интенсивный айсберговый разнос в районе станции завершился только в позднем дриасе [26].

Сходный разрез колонки АСВ-880 из желоба Франц-Виктория [17, 25, 39] отличается от вышеописанного мощностями литостратиграфических горизонтов, а также наличием в его основании горизонта IV, вероятно представляющего собой морену последнего оледенения (рис. 3). Голоценовый горизонт I (0–310 см) состоящий из оливково-серого пелитового ила, характеризуется признаками повышенной биологической продуктивности вод: сравнительно обильной фауной фораминифер, повышенным содержанием органического углерода, остатками хитиновых трубок полихет. Горизонт II (310–404 см) содержит тонкие линзы крупного алеврита. Горизонт III (404–494 см) представлен диамиктоном, в грубообломочном материале которого доминируют черные (углеродистые) аргиллиты, сходные с нижнеюр-

скими углеродистыми аргиллитами островов Земли Франца Иосифа. Довольно много обломков песчаника, кремней; встречаются гранитоиды и некоторые другие породы. В Горизонте IV (494–508 см) вся фракция крупнее 2 мм состоит из обломков черного аргиллита (рис. 3).

Разрез колонки ПШ-5159Р из впадины Ингёйдьюпет (рис. 3), вскрывшей отложения ранней фазы дегляциации, отличается отсутствием типичного для отложений Баренцева моря этого возраста ледниково-морского диамиктона. Алевритово-пелитовые илы доголоценового возраста содержат не более 10–15% фракций >0.05 мм (от крупного алеврита до мелкого гравия), которые образуют обособленные тонкие прослои и линзы, что свидетельствует о деятельности потоков суспензии талых вод ледника, а не о ледовом разносе. Кроме того, отложения времени дегляциации содержат, в отличие от других районов Баренцева моря, довольно богатую фауну фораминифер, указывающую на повышенную биопродуктивность вод над впадиной Ингёйдьюпет [6].

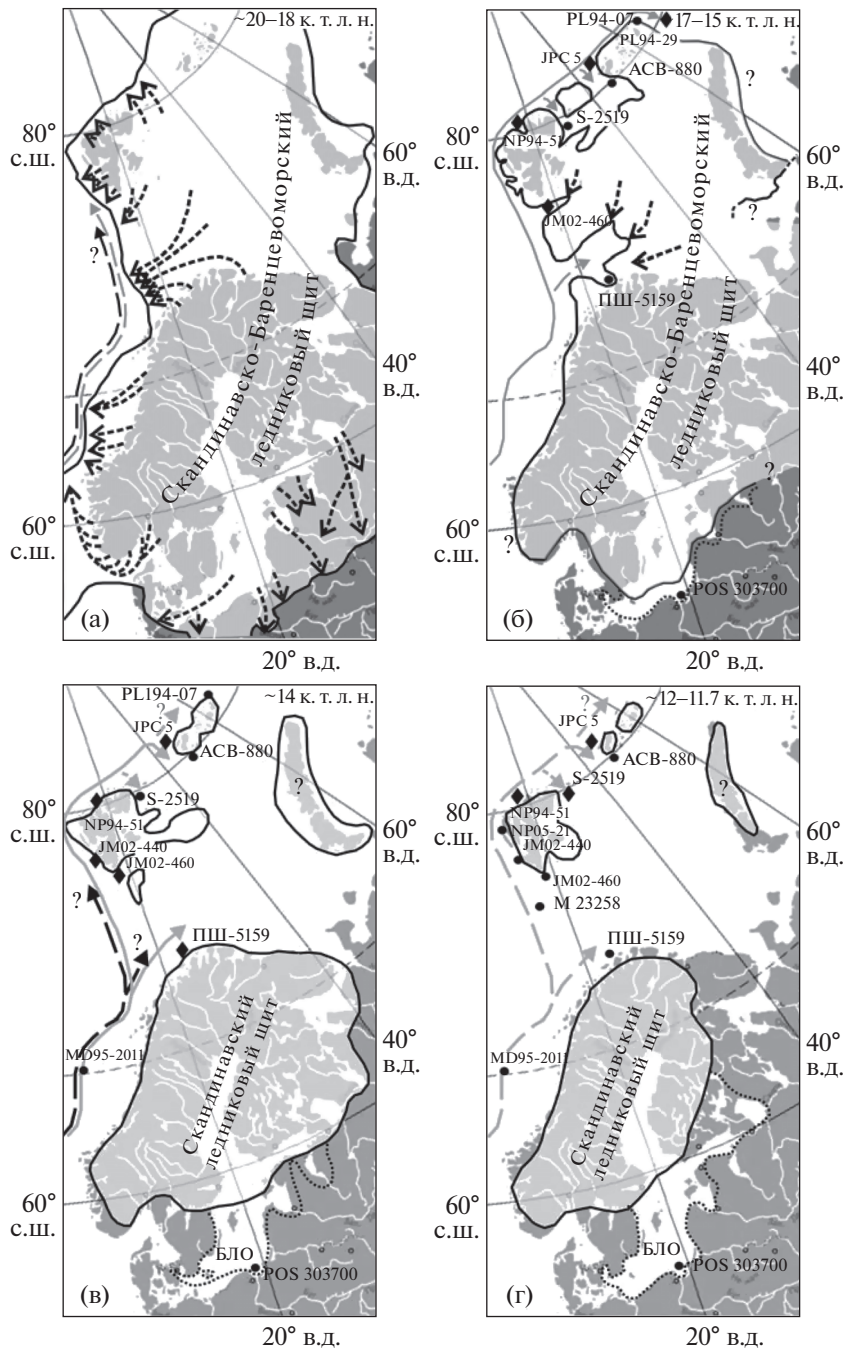


Рис. 5. Схемы притока атлантических вод и дегляциации Баренцевоморско-Балтийского региона для возрастных срезов: (а) – 20–18 (МПО), (б) – 17–15 (РД), (в) – ~14 (Б-А), (г) – ~12–11.7 (ПД, конец стадии БЛО), (д) – ~11.4–11.1 (пребореал, ИМ) и (е) – ~10.5–10.3 (ранний голоцен, АО) к. т. л. н. с учетом данных авторов и реконструкций [2, 6, 10, 13, 15, 21, 22, 27, 28, 30, 32, 33, 35, 41, 42, 44–46, 48–51, 54, 56–60, 62], а также результатов моделирования [29, 55]. Черными точками обозначены использованные для реконструкций станции, где встречены ледниково-морские либо морские отложения, указывающие на отсутствие ледника; ромбами обозначены станции, где зафиксирован сильный “сигнал” атлантических вод в поверхностном (белые) или придонном (черные) слое водной толщи, координаты станций см. в табл. 1. Сплошной черной линией показаны границы ледников, пунктиром – границы бассейнов на месте Балтийского моря. Сплошными черными стрелками обозначен приток поверхностных, а серыми – подповерхностных атлантических вод в Баренцевом море; штриховыми стрелками отмечен относительно слабый приток. Расшифровка сокращений в подписи к рис. 2.

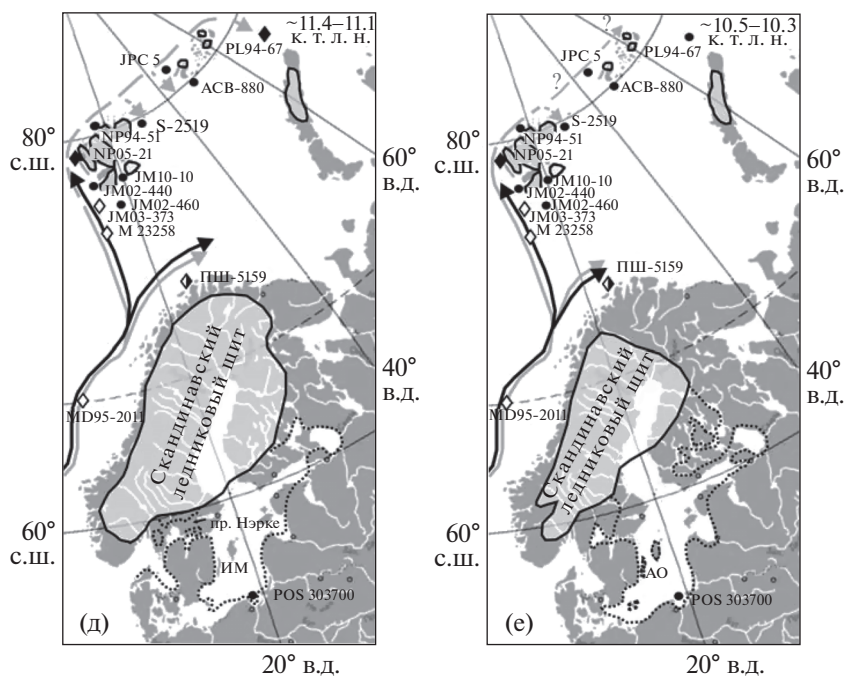


Рис. 5. Окончание

Нижняя часть колонок из северных желобов (ниже 305 см в АСВ-880 и ниже 270 см в S-2519) содержит лишь единичные, скорее всего переотложенные, раковины бентосных и планктонных фораминифер в отдельных прослоях. Однако в интервале 0–13.3 к. т. л. н. колонки S-2519 и 0–9.8 к. т. л. н. колонки АСВ-880 фауна разнообразна, степень сохранности и обилие сильно варьируют. В колонке S-2519 выделены несколько пиков высокого (>20%) содержания вида *Cassidulina teretis*: 0.8–1.8, 4.8–5.5, 7.7–7.9 к. т. л. н., а также пики максимального содержания – 9.6 (39%) и 12.5–13 (47–51%) к.т.л.н (рис. 4). В этих интервалах отмечено и повышенное содержание акцессорных видов, связанных с атлантическими водами [6, 24], таких как *Trifarina angulosa* и *Pullenia* spp. В голоценовых отложениях колонки АСВ-880 содержание видов-индикаторов атлантических вод очень низкое (обычно <10%, [17]), поэтому на рис. 3 приведены данные по колонке JPC5/PG5 [32]. Эта колонка получена ближе к основному стрежню потока атлантических вод и фауна содержит индикаторные виды, прежде всего *C. teretis*, почти по всему послеледниковому разрезу (рис. 1, 3).

ПАЛЕООКЕАНОЛОГИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ БАСЕЙНОВ И СВЯЗИ С СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКОЙ

Для реконструкции палеоокеанологической эволюции региона выбраны шесть климатически

контрастных временных срезов, от максимума последнего оледенения до раннего голоцена, наиболее обеспеченных сейсмостратиграфическими, микропалеонтологическими и литологическими данными для Баренцева моря (рис. 1, 5, табл. 1) и схемами палеобассейнов – предшественников современного Балтийского моря [7–10, 59, 60]. Проникновение атлантических вод в пролив Фрама, на материковый склон Евразии и в Баренцево море реконструировано по тем колонкам (отмеченным ромбами на рис. 5), где этот “сигнал” наиболее выражен в повышении температуры поверхностного слоя воды, либо в увеличении содержания индикаторных видов бентосных фораминифер (для придонного слоя). Несмотря на установленную предыдущими исследованиями некоторую диахронность развития разных частей каждого из бассейнов (например, [1, 25]), можно проследить и сопоставить общие черты развития.

Мы разделяем точку зрения участников международного проекта QUEEN [33, 58]), о том, что в **максимум последнего оледенения (МПО), от 22 до 18 к. т. л. н.**, весь Баренцевоморско-Балтийский регион был покрыт мощным ледниковым щитом толщиной до 1–2 км (рис. 5а), распространившимся также на северные части Западной Европы и Русской равнины. Однако уже в это время теплые поверхностные атлантические воды в летние сезоны проникали на север до Шпицбергена (рис. 5а), [38, 54]. По данным из долины Вислы [62] и южной Литвы [48], ледниковый щит достиг мак-

симального распространения в районе к юго-востоку от Балтийского моря только 18,3–18,4 к. т. л. н. за счет продвижения ледовых потоков со стороны Скандинавии [27]. Согласно модели [55], объем ледника постепенно увеличивался с МПО до ~16 к. т. л. н. и лед растекался от центра щита к периферии в виде мощных ледовых потоков (ice streams, например, [41, 42]).

Начало **дегляциации** задержалось в рассматриваемом регионе на 2–4 тыс. лет по сравнению с Западной Европой. Около 16 к. т. л. н. под влиянием превышения критической массы устойчивости произошел быстрый распад ледника из-за развития ледовых потоков и откола айсбергов на бровке континентального склона [55]. Распаду и таянию ледника способствовали геотермический подогрев снизу и подток теплой подповерхностной атлантической воды под всплывший край ледника, стимулировавший движение ледовых потоков и откол айсбергов. По мнению ряда авторов, “флотилия айсбергов”, отколовшихся по периферии Баренцевоморского ледникового щита от “впадающих” в Норвежское море ледовых потоков, приплыла в Северную Атлантику [52]. Таяние замороженной в айсбергах пресной воды вызвало значительное понижение солености поверхностных вод и резкое ослабление или даже остановку конвекции в Северной Атлантике (рис. 4). Это произошло во время так называемого первого события Хайнриха (~17–15 к. т. л. н., рис. 4) [24, 37, 38, 52], которое соответствовало похолоданию раннего дриаса (Oldest Dryas) в Европе (рис. 2). Однако, довольно высокое содержание вида *C. teretis* в колонках NP94-51, JPC 5, PL94-29, JM02-460 [32, 44, 56] в конце этого события указывает на поступление значительного объема атлантических вод в придонном слое на север, вдоль края распадавшегося ледникового щита, по крайней мере до желоба Св. Анны (рис. 5б). Поскольку на поверхности в проливе Фрама, северных желобах Баренцева моря, и, по-видимому, в Норвежском море были распространены холодные опресненные воды и айсберги, а термохалинная циркуляция была слабой (рис. 4), приток теплых соленых вод на глубинах 400–600 м (рис. 5б) требует дальнейшего изучения.

В ходе глобального потепления и перехода к межледниковью начали освобождаться ото льда глубоководные желоба на западе и севере Баренцева моря (рис. 5б), прежде всего желоб Медвежьего острова. Ледовые потоки способствовали освобождению шельфовых впадин моря и образованию небольших морских водоемов, опресненных из-за обильного притока талых вод [39]. В этих впадинах накапливался слой ледниково-морского диамиктона с большим содержанием грубообломочного материала (рис. 2, 3). Датировки горизонта диамиктона в разных частях Баренцева моря свидетельствуют о диахронности про-

цесса дегляциации [25, 39]. Судя по отсутствию диамиктона и радиоуглеродным датировкам колонки ПШ-5159Р, еще до 16 к. т. л. н. освободилась впадина Ингёйдьюпет (рис. 3) [6].

Примерно к 16 к. т. л. н. отступающий ледник освободил узкую полосу юго-западной части впадины Балтийского моря (рис. 5б), которая заполнилась тальми водами. С этого началась стадия подпруженного и изолированного от Мирового океана **БЛО**. Эта стадия развития Балтийского моря охватывает практически весь интервал дегляциации, от ~16 до 11,7 к. т. л. н., и отражает осцилляции фронта ледникового щита, подавлявшие биологическую продуктивность и сопровождавшиеся накоплением бедных органическим веществом озерных отложений. БЛО простиралось от Борнхольмской впадины до Онежского озера. По мнению некоторых авторов, между Балтийским и Белым морями существовала сухопутная перемычка и далее каждое из них развивалось по собственному сценарию. Однако другие авторы предполагают сброс вод БЛО в Арктику через Белое море до позднего аллереда [1]. Уровень БЛО в течение большей части этой стадии развития бассейна был выше уровня Мирового океана (рис. 2) [1, 14]. По реконструкциям Блажчишина [1] воды БЛО в среднем дриасе были покрыты всплывшим шельфовым ледником, а позднее по его поверхности плавали айсберги.

Во время теплого интерстадиала **беллинг-аллеред** (Б-А), около 14,8–12,9 к. т. л. н., большая часть Баренцева моря освободилась от ледников, которые сохранились только на архипелагах и мелководьях (рис. 5в) [18, 28, 30]. К сожалению, данных для Б-А недостаточно для полноценной площадной реконструкции бассейнов (рис. 5в). Повышенное содержание *C. teretis*, *Pullenia* spp. и других индикаторных видов бентосных фораминифер в осадках Б-А указывает на усиление поступления (или повышение температуры) атлантических вод в пролив Фрама, на материковый склон и во фьорды Шпицбергена, в юго-западную часть и северные желоба Баренцева моря (рис. 4) [6, 32]. Атлантическая вода заполняла до дна впадину Ингёйдьюпет (ст. ПШ-5159) и северные желоба в Б-А и, по-видимому, поступала туда также в конце похолодания **позднего дриаса** (ПД), ~12,9–11,7 к. т. л. н. (рис. 5г) [6, 26, 32]. Отсутствие выраженного “сигнала” придонных атлантических вод в колонках из желоба Св. Анны ~14 к. т. л. н. может объясняться интенсивным льдообразованием с формированием локальных придонных вод либо недостаточным временным разрешением имеющихся данных [32]. Это объяснение, скорее всего, справедливо и для более поздних интервалов (~12–11,7 и ~10,5–10,3 к. т. л. н.), а возможно и для колонок, полученных около Шпицбергена.

Поверхность моря в ПД была покрыта плавучими льдами, как и в проливе Фрама [38]. Биопродуктивность оставалась низкой даже в Б-А, что подтверждается отсутствием планктонных фораминифер в осадках дегляциации за исключением отдельных прослоев, характеризующих непродолжительные благоприятные для развития планктона условия. Таким образом, поверхность моря в течение всей дегляциации была холоднее, чем подповерхностный и придонный слои, которые сильнее прогревались в районах поступления атлантических вод, особенно при активизации глобальной термохалинной циркуляции в Б-А (рис. 4, 5в) [12, 37, 51]). В ПД произошло относительное увеличение размеров Скандинавского ледникового щита на суше с распространением его на северную часть Балтики, а также экспансия ледников архипелагов Шпицбергена, Земли Франца Иосифа и Новой Земли на шельф (рис. 5г).

Переход от ледниково-морских условий дегляциации к морским условиям голоцена происходил на фоне повышения уровня океана и неравномерного гляциоизостатического подъема разных участков дна Баренцева и Балтийского морей (рис. 2) [20, 32].

К началу **голоцена** Баренцевоморская часть ледникового щита распалась. Остались небольшие ледники на окружающих Баренцево море архипелагах, а Скандинавский щит сильно сократился в размерах и отступил от БЛО на север (рис. 5г) [1, 7, 8, 14, 30, 60]. В обоих бассейнах глобальное потепление и гляциоэвстатическое повышение уровня Мирового океана начала голоцена привели к трансгрессии и установлению морских условий взамен ледниково-морских в Баренцевом море или озерных в Балтике. В оба бассейна поступил значительный объем талых ледниковых вод, что обусловило низкие температуры на поверхности и широкое распространение морских льдов в Баренцевом море [26, 50, 51]. В раннем голоцене, около 11.3–9 к. т. л. н., установлено значительное усиление притока атлантических вод через Норвежское море в Баренцево от поверхностного слоя до дна и дальнейшее сокращение ледников на архипелагах Шпицберген, Земля Франца Иосифа и Новая Земля (рис. 4 и 5д, 5е) [6, 51]. Об этом свидетельствуют довольно высокие температуры поверхностных вод (в слое 0–100 м) на ст. MD95-2011, M 23258, JM03-373, ПШ-5159 [15, 44, 49, 51], а также рост процентного содержания “атлантических” видов в комплексах бентосных фораминифер в колонках ПШ-5159Р, NP05-21 и PL94-67 [6, 32, 45] по сравнению с интервалом ПД.

Открылся пролив Нэрке на юге Скандинавии (рис. 5г) и через него произошел резкий сброс вод БЛО в соседние бассейны. В результате уровень озера опустился на 20–30 м, став равным уровню

Мирового океана [1, 13]. За счет относительно медленного проникновения морских вод озеро постепенно (за ~300 лет, [1]) превратилось в опресненное **иольдиевое море** (ИМ, рис. 5д) [8]. Это произошло в самом начале голоцена (11.7–10.7 к. т. л. н.) по [1, 14] или еще раньше, в конце позднего дриаса—начале пребореала по [2] (рис. 4, 5д). ИМ все еще испытывало сильное влияние талых вод отступавшего Скандинавского ледникового щита. Соленые атлантические воды стали проникать в Западно-Готландскую впадину, однако поток их был незначительным и резкого осолонения вод ИМ не произошло [19]. Соленость сильно варьировала по площади бассейна, оставаясь в целом низкой (например, [1]), как и биопродуктивность, поэтому иольдиевая стадия только условно может считаться морской. Например, в Гданьской впадине повышение солёности не отмечено ни по геохимическим данным, ни по результатам изучения диатомовой флоры (рис. 4) [2]. В южной части море соединялось с Датскими проливами через мелководные пороги [14, 60].

В результате раннеголоценового потепления, быстрой дегляциации и высоких скоростей гляциоизостатического подъема Балтийского щита в районе южной и центральной Швеции и южной Финляндии пролив Нэрке осушился и на месте ИМ образовалось бессточное подпруженное **анциловое озеро** (АО, ~10.7–8 к. т. л. н., рис. 5е). Как и ИМ, АО испытывало сильное влияние талых вод отступавшего Скандинавского ледникового щита и его уровень поднялся выше уровня Мирового океана [1, 7, 14, 19]. Последующая регрессия АО до уровня Мирового океана была вызвана как ростом последнего, так и деятельностью рек, эродировавших пороги, отделявшие озеро от моря на западе. В конце анциловой стадии солёность вод озера повысилась, и оно стало солоноватым (рис. 4) [1, 2], а затем в результате образования проливов Большого Бельта в Дании уровень воды в озере быстро понизился, и оно стало сокращаться в размерах [14]. Произошел сброс вод АО в Северное море [1]. Дальнейший подъем уровня Мирового океана, а также изостатическое опускание южной части Северного моря и Южной Балтики (при подъеме Скандинавии) привели к затоплению озера морскими водами через Датские проливы [5]. Ряд авторов выделяют начальную фазу трансгрессии как стадию мастоглоя, длительностью несколько сотен лет [1, 2]. В пределах последовавшей за ней стадии **литоринового моря** (ЛМ) разными авторами выделены от трех до шести трансгрессивных фаз [2]. Начало литориновой стадии датируется разными авторами от 10 до 7 к. т. л. н. [2, 3, 14] и связывается с поступлением вод Северного моря в Балтику через Датские проливы за счет продолжавшегося гляциоэвстатического повышения уровня Мирового океана. В

Гданьском бассейне соленость повышалась до 17–18‰, а придонные течения усиливались во время третьей из трех или четырех фаз литориновой трансгрессии [2]. Пульсационное поступление морских вод с юго-запада во впадины литоринового моря и слабое перемешивание с опресненными поверхностными водами привело к образованию галоклина, значительному росту биопродуктивности, эпизодическому сероводородному заражению придонных вод во впадинах и накоплению микрослоистых илов [19]. Благодаря этому литориновые отложения хорошо выделяются в колонках донных осадков [1, 4].

В интервале около 8–6 к. т. л. н. установлен быстрый рост уровня ЛМ при довольно медленном гляциоизостатическом подъеме дна бассейна, по крайней мере в южной части [14]. Указанный интервал соответствует хорошо установленному потеплению в Норвежском и Баренцевом морях, вызванному повышением инсоляции [51] либо усилением притока атлантических вод [17, 32].

Некоторые исследователи выделяют современную стадию развития Балтики – постлиториновое море (ПМ, ~4–0 к. т. л. н., рис. 4) [1]. Эта стадия характеризовалась снижением солености придонных вод до 12‰ и ее дальнейшей стабилизацией за счет ослабления притока соленых вод Северного моря (рис. 4) [2]. Ослабление связи с океаном явилось результатом неотектонического поднятия в районе Датских проливов и последовавшей за этим регрессии ЛМ [2, 16].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Различия послеледниковой истории двух бассейнов объясняются, прежде всего, следующими обстоятельствами: а) внутриконтинентальным географическим положением Балтики в умеренных широтах и окраинным – арктического Баренцева моря; б) наличием глубоких желобов, служащих проходами атлантических вод в Баренцево море, и ограниченным водообменом Балтики с океаном через мелководные проливы; в) неодинаковым влиянием гляциоизостатического подъема дна. Таким образом, диахронное в разных районах послеледниковое развитие бассейнов, покрытых единым континентальным ледниковым щитом во время максимума последнего оледенения, шло разными путями, но сохраняло общие черты, связанные с процессами распада ледника в результате деятельности ледовых потоков и глобальными климатическими событиями.

Авторы благодарят Т.Л. Расмуссен за обсуждение результатов и Е.И. Полякову за критические замечания.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (грант № 14-50-00095: Е.В. Иванова и И.О. Мурдмаа) и Лаборатории морских и поляр-

ных исследований им. О.Ю. Шмидта Арктического и антарктического научно-исследовательского института, г. Санкт-Петербург (гранты OSL 14-09 и OSL 15-08: микропалеонтологическое, литологическое и петрографическое исследование колонки S-2519).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Блажчишин А.И.* Палеогеография и эволюция позднечетвертичного осадконакопления в Балтийском море. Калининград: Янтарный сказ, 1998. 160 с.
2. *Григорьев А.Г., Жамойда В.А., Спиридонов М.А. и др.* Новые данные по истории развития Юго-Восточной части Балтийского моря от позднеледниковья до современности // Региональная геология и металлогения. 2009. № 40. С. 103–114.
3. *Гуделис В.К., Емельянов Е.М.* Геология Балтийского моря. Вильнюс: Моклас, 1976. 370 с.
4. *Емельянов Е.М.* Мощность литориновых илов и придонные долгопериодные течения во впадинах Балтийского моря ниже галоклина // Комплексные исследования процессов, характеристик и ресурсов российских морей Северо-Европейского бассейна. Апатиты, 2007. № 2. С. 381–398.
5. *Емельянов Е.М.* Дегляциация Северной Европы и ее отражение в осадках морей // Геология морей и океанов. Материалы XX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. М.: ГЕОС, 2013. Т. I. С. 205–207.
6. *Чистякова Н.О., Иванова Е.В., Рисебробаккен Б. и др.* Реконструкция послеледниковых обстановок в юго-западной части Баренцева моря по комплексам фораминифер // Океанология. 2010. Т. 50. № 4. С. 608–615.
7. *Andrén T.* Baltiska Issjön – eller hur det började // Havsutskikt. 2003. V. 1. P. 4–5.
8. *Andrén T.* Yoldiahavet – en viktig parentes // Havsutskikt. 2003. V. 2. P. 6–7.
9. *Andrén T.* Ancylussjön – fortfarande ett mysterium // Havsutskikt. 2003. V. 3. P. 8–9.
10. *Andrén T., Björck S., Andrén E. et al.* The Development of the Baltic Sea Basin during the Last 130 ka // The Baltic Sea Basin / Eds. Harff J. et al. Berlin, Heidelberg: Springer, 2011. P. 75–98.
11. *Bennike O., Jensen J.B.* A Baltic Ice Lake lowstand of latest Allerød age in the Arkona Basin, southern Baltic Sea // GEUS. Geological Survey of Denmark and Greenland Bull. 2013. V. 28. P. 17–20.
12. *Bauch H.A., Erlenkeuser H., Spielhagen R.F. et al.* A multiproxy reconstruction of the evolution of deep and surface waters in the subarctic Nordic seas over the last 30,000 yr // Quat. Sci. Rev. 2001. V. 20. № 4. P. 659–678.
13. *Björck S.* A review of the history of the Baltic Sea, 13.0–8.0 ka BP // Quat. Int. 1995. V. 27. P. 19–40.
14. *Björck S.* The late Quaternary development of the Baltic Sea basin // Assessment of climate change for the Baltic Sea Basin / Eds. The BACC Author Team. Berlin, Heidelberg: Springer, 2008. P. 398–407.

15. *Calvo E., Grimalt J., Jansen E.* High resolution U^{K}_{37} sea surface temperature reconstruction in the Norwegian Sea during the Holocene // *Quat. Sci. Rev.* 2002. V. 21. P. 1385–1394.
16. *Clemmensen L.B., Murray A.S., Nielsen L.* Quantitative constraints on the sea-level fall that terminated the Litorina Sea Stage, southern Scandinavia // *Quat. Sci. Rev.* 2012. № 40. P. 54–63.
17. *Duplessy J.C., Ivanova E.V., Murdmaa I.O. et al.* Holocene paleoceanography of the Northern Barents Sea and variations of the northward heat transport by the Atlantic Ocean // *Boreas.* 2001. V. 30. № 1. P. 2–16.
18. *Elverhoi A., Dowdeswell J.A., Funder S. et al.* Glacial and oceanic history of the Polar North Atlantic margins: an overview // *Quat. Sci. Rev.* 1998. V. 17. № 1–3. P. 1–10.
19. *Emelyanov E.M., Vaikutienė G.* Holocene environmental changes during transition Ancyclus-Litorina stages in the Gdansk Basin, south-eastern Baltic Sea // *Baltica.* 2013. V. 26. № 1. P. 71–82.
20. *Harff J., Frischbutter A., Lampe R. et al.* Sea-level change in the Baltic Sea: Interrelation of climatic and geological processes // *Geological perspectives of global climate change / Eds. Gerhard L.C. et al.* 2001. V. 12. P. 231–250.
21. *Gataullin V., Mangerud J., Svendsen J.I.* The extent of the Late Weichselian ice sheet in the southeastern Barents Sea // *Global and Planetary Change.* 2001. V. 31. P. 453–474.
22. *Gyllencreutz R., Backman J., Jakobsson M. et al.* Post-glacial palaeoceanography in the Skagerrak // *The Holocene.* 2006. V. 16(7). P. 975–985.
23. *Hughen K.A., Baillie M.G.L., Bard E. et al.* Marine radiocarbon age calibration, 0–26 cal kyr BP // *Radiocarbon.* 2004. V. 46. P. 1059–1086.
24. *Ivanova E.V.* The Global Thermohaline Paleocirculation. Dordrecht Heidelberg, London, New York: Springer, 2009. 314 p.
25. *Ivanova E.V., Murdmaa I.O., Duplessy J.C., Paterné M.* Late Weichselian to Holocene Paleoenvironments in the Barents Sea // *Global and Planetary Change.* 2002. V. 34. № 3–4. P. 69–78.
26. *Ivanova E., Murdmaa I., de Vernal A. et al.* Northern Barents Sea environment during the last deglaciation: response to changes in AMOC and sea-ice extent // 11th International Conference on Paleoceanography. 2013. P. 76.
27. *Kalm V.* Ice-flow pattern and extent of the last Scandinavian ice sheet southeast of the Baltic Sea // *Quat. Sci. Rev.* 2012. V. 44. P. 51–59.
28. *Klitgaard-Kristensen D., Rasmussen T.L., Koç N.* Palaeoceanographic changes in the northern Barents Sea during the last 16000 years – new constraints on the last deglaciation of the Svalbard–Barents Sea Ice Sheet // *Boreas.* 2013. V. 42. P. 798–813.
29. *Lambeck K., Smither C., Johnston P.* Sea-level change, glacial rebound and mantle viscosity for northern Europe // *Geophys. J. Int.* 1998. V. 134. P. 102–144.
30. *Landvik J.Y., Bondevik S., Elyerhoi A. et al.* The last glacial maximum of Svalbard and the Barents Sea area: Ice Sheet extent and configuration // *Quat. Sci. Rev.* 1998. V. 17. № 1–3. P. 43–76.
31. *Loeng H.* Features of the physical oceanographic conditions of the Barents Sea // *Polar Res.* 1991. V. 10(1). P. 5–18.
32. *Lubinski D.J., Polyak L., 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. V. 20. P. 1851–1879.
33. *Mangerud J., Jakobsson M., Alexanderson H. et al.* Ice-dammed lakes and rerouting of the drainage of northern Eurasia during the Last Glaciation // *Quat. Sci. Rev.* 2004. V. 23. P. 1313–1332.
34. *Mangerud J., Bondevik S., Gulliksen S. et al.* Marine ^{14}C reservoir ages for 19th century whales and molluscs from the North Atlantic // *Quat. Sci. Rev.* 2006. V. 25. P. 3228–3245. doi: 10.1016/j.quascirev.2006.03.010
35. *Marks L.* Pleistocene glacial limits in the territory of Poland // *Przełąd Geologiczny.* 2005. V. 53. № 10/2. P. 988–993.
36. *Matthäus W.* Natural variability and human impacts reflected in long-term changes in the Baltic Deep water conditions – a brief review // *Dtsch Hydrogr.* 1995. V. Z 47. P. 47–65.
37. *McManus J.F., Francois R., Gherardi J-M. et al.* Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes // *Nature.* 2004. V. 428. P. 834–837.
38. *Müller J., Stein R.* High-resolution record of late glacial and deglacial sea ice changes in Fram Strait corroborates ice–ocean interactions during abrupt climate shifts // *Earth and Planetary Science Letters.* 2014. V. 403. P. 446–455.
39. *Murdmaa I.O., Ivanova E.V., Duplessy J.C. et al.* Facies System of the Central and Eastern Barents Sea since the Last Glaciation to Recent // *Mar. Geology.* 2006. V. 230. № 3–4. P. 273–303.
40. North Greenland Ice Core Project members. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period // *Nature.* 2004. V. 431. P. 147–151.
41. *Ottesen D., Dowdeswell J.A., Rise L.* Submarine landforms and the reconstruction of fast-flowing ice streams within a large Quaternary ice sheet: The 2500-km-long Norwegian-Svalbard margin (57°–80° N) // *GSA Bulletin.* 2005. V. 117. № 7/8. P. 1033–1050. doi: 10.1130/B25577.1
42. *Ottesen D., Stokes C.R., Rise L., Olsen L.* Ice sheet dynamics and ice streaming along the coastal parts of northern Norway // *Quat. Sci. Rev.* 2008. V. 27. P. 922–940.
43. *Pavlidis Yu., Polyakova E.I.* Late Pleistocene and Holocene depositional environments and paleoceanography of the Barents Sea: evidence from seismic and biostratigraphic data // *Mar. Geology.* 1997. V. 143. P. 189–205.
44. *Rasmussen T.L., Thomsen E., Ślubowska M.A. et al.* Paleoceanographic evolution of the SW Svalbard margin (76° N) since 20000 ^{14}C yr BP // *Quat. Res.* 2007. V. 67. P. 100–114.
45. *Rasmussen T.L., Thomsen E., Skirbekk K. et al.* Spatial and temporal distribution of Holocene temperature maxima in the northern Nordic seas: interplay of Atlan-

- tic-, Arctic- and polar water masses // *Quat. Sci. Rev.* 2014. V. 92. P. 280–281.
46. *Rasmussen T.L., Thomsen E.* Palaeoceanographic development in Storfjorden, Svalbard, during the deglaciation and Holocene: evidence from benthic foraminiferal records // *Boreas*. 2015. V. 44. P. 24–44.
 47. *Reimer P.J., Baillie M.G.L., Bard E. et al.* IntCal09 and Marine09 Radiocarbon Age Calibration Curves, 0–50,000 Years cal BP // *Radiocarbon*. 2009. V. 51. № 4. P. 1111–1150.
 48. *Rinterknecht V.R., Bitinas A., Clark P.U. et al.* Timing of the last deglaciation in Lithuania // *Boreas*. 2008. V. 37. P. 426–433.
 49. *Risebrobakken B., Jansen E., Andersson C. et al.* A high-resolution study of Holocene paleoclimatic and paleoceanographic changes in the Nordic Seas // *Paleoceanography*. 2003. V.18(1). P. 1017, doi: 10.1029/2002PA000764
 50. *Risebrobakken B., Moros M., Ivanova E. et al.* Climate and oceanographic variability in the SW Barents Sea during the Holocene // *Holocene*. 2010. V. 20. № 4. P. 609–621. doi: 10.1177/0959683609356586
 51. *Risebrobakken B., Dokken T., Smedsrud L.H. et al.* Early Holocene temperature variability in the Nordic Seas: The role of oceanic heat advection versus changes in orbital forcing // *Paleoceanography*. 2011. V. 26. PA4206. doi: 10.1029/2011PA002117
 52. *Sarnthein M., Kennett J.P., Chappel J. et al.* Exploring Late Pleistocene Climate Variations // *EOS, Transactions. AGU*. 2000. V. 81. № 51. P. 625, 629–630.
 53. *Sarnthein M., Kreveld van S., Erlenkauser H. et al.* Centennial-to-millennial-scale periodicities of Holocene climate and sediment injections off the western Barents shelf // *Boreas*. 2003. V. 32. № 75. P. 447–461. doi: 10.1080/03009480301813
 54. *Sarnthein M., Pflaumann U., Weinelt M.* Past extent of sea ice in the northern North Atlantic inferred from foraminiferal paleotemperature estimates // *Paleoceanography*. 2003. V. 18. № 2. 1047. doi: 10.1029/2002pa000771
 55. *Siegert M.J., Dowdeswell J.A.* Late Weichselian iceberg, surface-melt and sediment production from the Eurasian Ice Sheet: results from numerical ice-sheet modelling // *Mar. Geology*. 2002. V. 188. P. 109–127.
 56. *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 // *Paleoceanography*. 2005. V. 20. PA. 4014.
 57. *Ślubowska-Woldengen M., Rasmussen T.L., Koç N. et al.* Advection of Atlantic Water to the western and northern Svalbard shelf since 17,500 cal yr BP // *Quat. Sci. Rev.* 2007. V. 26. P. 463–478.
 58. *Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I. et al.* Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // *Quat. Sci. Rev.* 2004. V. 23 P. 1229–1271.
 59. *Tikkanen M., Oksanen J.* Late Weichselian and Holocene shore displacement history of the Baltic Sea in Finland // *Fennia*. 2002. V. 180. P. 9–20.
 60. *Uścinowicz S.* Relative sea level changes, glacio-isostatic rebound and shoreline displacement in the Southern Baltic // *Polish Geological Institute Special Papers*. 2003. V. 10. P. 1–80.
 61. *Waelbroeck C., Labeyrie L., Michel E. et al.* Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records // *Quat. Sci. Rev.* 2002. V. 21. P. 295–305.
 62. *Wysota W., Molewski P., Sokolowski R.J.* Record of the Vistula ice lobe advances in the Late Weichselian glacial sequence in north-central Poland // *Quat. Int.* 2009. V. 207. P. 26–41.
 63. *Zachowicz J., Miotk-Szpiganowicz G., Kramarska R. et al.* A critical review and reinterpretation of bio-, litho- and seismostratigraphic data of the Southern Baltic deposits // *Polish Geol. Inst. Spec. Pap.* 2008. V. 23. P. 117–138.

Postglacial Paleoceanographic Conditions in the Barents and Baltic Seas

E. V. Ivanova, O. I. Murdmaa, E. M. Emelyanov, E. A. Seitkalieva, E. P. Radionova,
G. N. Alekhina, S. M. Sloistov

The paper presents reconstructions of the ice sheet boundaries, lacustrine, and marine paleo-basins, and links of the Barents and Baltic seas with the North Atlantic from the last glacial maximum to the Holocene. The reconstructions are based on our own and published data from the northern and western parts of the Barents Sea and Baltic depressions with the account for the available regional schemes of deglaciation. The early deglaciation of the Scandinavian-Barents Ice Sheet was completed by the Bølling-Allerød interstadial (14.6–12.9 cal ka BP), which was characterized by a more vigorous Atlantic meridional overturning circulation (AMOC) and a corresponding increase in the subsurface Atlantic water inflow into the Barents Sea through the deep troughs. The Baltic Ice Lake (BIL) remained a dammed-up isolated basin during the deglaciation, from 16 to 11.7 cal ka BP. In the Younger Dryas, the BIL drained into the North Sea and was replaced by a brackish Yoldia Sea (YS) at the beginning of the Holocene (at Preboreal, 11.7–10.7 cal ka BP) due to a limited connection between the two basins through the Närke Strait. In the Barents Sea, the next increase in the Atlantic water input into the deep basins occurred at the end of YS and Preboreal with the culmination in the Early Holocene. The YS became a lake again during the next Ancylus stage (~10.7–8.8 cal ka BP). The Atlantic water inflow both into the Barents and Baltic seas varied during the Holocene with the maximum input in the Early Holocene when the Littorina Sea (LS, 8–4 cal ka BP) connection to the North Sea via the Danish Straits was formed to replace the Ancylus Lake. The modern Post-Littorina stage (PS, last 4 cal ka) of the Baltic Sea evolution started in the Late Holocene.