

реальных остракод дают возможность интерпретации даже таксономически бедных образцов.

Позднеплейстоцен–голоценовые комплексы остракод шельфов восточной Арктики и их смена вверх по разрезу отражают постепенное удаление от берега и увеличение глубины в ходе последледи́кового подъема уровня моря: пресноводный, солонатоводный эстуарный, морские комплексы внутреннего, среднего, внешнего шельфа и верхнего континентального склона. В разрезе с континентального склона ископаемые комплексы отражают периоды усиления влияния трансформированных атлантических вод, поступления талых ледниковых и речных вод, катастрофических событий начала дегляциации. Каждый из комплексов имеет свой типичный набор видов-индексов.

Позднезаальские-эемские комплексы из райо-

на Белого моря содержат виды, встречающиеся как на арктических шельфах, так и значительно южнее, многие из них переносят пониженные солености. Смена комплексов отражает переход от начального периода затопления с активной гидродинамикой к стабильным морским условиям с последующим потеплением и обмелением бассейна.

Комплексы остракод устойчивы на большой площади и отражают историю развития регионов во времени.

Исследования Талденковой Е.Е. выполнены в рамках темы по Госзаданию Географического факультета МГУ 1.3. «Палеоклиматы, развитие природной среды и долгосрочный прогноз ее изменений» (АААА-А16-116032810080-2).

## 2.5. Последледи́ковая палеоокеанология Баренцева моря

*Е.В. Иванова, И.О. Мурдмаа*

*Институт океанологии им. П.П. Шишова РАН, Москва*

В главе приводятся реконструкции границ ледниковых щитов, поверхностных и придонных обстановок в Баренцевом море для нескольких интервалов последледи́ковья. Рассмотрена эволюция этого бассейна в течение дегляциации в связи с изменениями климата Северного полушария и вариациями интенсивности поступления Атлантических вод от максимума последнего оледенения до голоцена. Особое внимание уделено смене доминирующих факторов осадконакопления и диахронности процесса дегляциации. Реконструкции основаны на собственных (более 30 колонок донных осадков) и литературных данных с учетом опубликованных региональных схем дегляциации. Ранний этап дегляциации Скандинавско-Баренцевоморского щита завершился к началу потепления беллинг–аллеред, с которым связано значительное усиление проникновения атлантических вод в Баренцево море во время реорганизации глобальной термохалинной циркуляции. В конце позднего дриаса и пребореале установлено новое усиление проникновения атлантических вод в шельфовые впадины. В голоцене ледово-морская седиментация в глубоководных трогах и впадинах бассейна сменилась морской гемипелагической.

**Ключевые слова:** дегляциация, микрофоссилии, литостратиграфические горизонты, радиоуглеродный возраст, айсберговый разнос

DOI: 10.29006/978-5-6045110-0-8/(10)

### ВВЕДЕНИЕ

Развитие Баренцева моря в ходе глобального последледи́кового потепления (с ~18 до 9 календарных тысяч лет назад (далее кал. тыс. л. н.)) контролировалось распадом и таянием Скандинавско-Баренцевоморского ледникового щита [Svendsen et al., 2004; Mangerud et al., 2004; Siegert, Dowdeswell, 2002] и неравномерным гляциоизостатическим подъемом разных частей региона после снятия ледниковой «нагрузки» [Björck, 2008; Иванова, 2006; Ivanova, 2009; Lubinski et al., 2001; Harff et al., 2001; Andrén et al., 2011]. Последледи́ковая история Баренцева моря включа-

ет интервал дегляциации (~19–11.7 кал. тыс. л. н.) с тысячелетними осцилляциями, а затем интервалы установления (11.7–9 кал. тыс. л. н.) и развития (9–0 кал. тыс. 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 индикаторов. В этом разделе рассматривается лито- и хро-

ностратиграфическое расчленение послеледниковых отложений и смена палеоокеанологических условий в Баренцевом море в течение дегляциации Скандинавско-Баренцевоморского ледникового щита и голоцена. Представленные реконструкции позволяют проследить связь процесса дегляциации и изменения границ ледникового щита (а затем ледовых куполов на архипелагах) с вариациями интенсивности Атлантической меридиональной ячейки глобальной термохалинной циркуляции (далее Атлантической меридиональной циркуляции), определявшей поступление атлантических вод в Баренцево море. Работа основана на новых и опубликованных данных авторов и литературных источниках, содержащих датированные методами абсолютной геохронологии временные серии палеоданных. Большое количество масс-спектрометрических радиоуглеродных датировок обеспечивает надежность межрегиональных корреляций и позволяет оценить диахронность процесса дегляциации в разных частях бассейна.

#### СОВРЕМЕННОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ ФОРАМИНИФЕР В ОСАДКАХ БАРЕНЦЕВА МОРЯ В СВЯЗИ С ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИМИ УСЛОВИЯМИ

Региональные и локальные различия гидрологической структуры водной толщи в пределах Баренцева моря проявляются в составе комплексов фораминифер из поверхностного слоя осадков и из голоценового горизонта в целом [Иванова, 2006]. Пути проникновения подповерхностных и промежуточных атлантических вод (рис. 2.5.1) в северной части бассейна маркируются присутствием холодноводного планктонного вида *Neogloboquadrina pachyderma sinistral*, который развивается преимущественно в этой водной массе [Polyak, Solheim, 1994; Duplessy et al., 2001; Lubinski et al., 2001], и так называемых «атлантических» видов бентосных фораминифер: *Cassidulina teretis*, *Pullenia bulloides*, *Trifarina angulosa* и др. [Корсун и др., 1994; Polyak, Solheim, 1994; Hald, Steisund, 1996]. Те и другие редко встречаются в восточной части моря, где атлантические воды практически не прослеживаются. Комплексы фораминифер юго-западной части, где атлантические воды распространены от поверхности до дна, отличаются преобладанием бореальных планктонных видов (*Turborotalita quinqueloba* и *Neogloboquadrina pachyderma dextral*) над полярными и низким содержанием типичных бентосных видов арктического шельфа (*Elphidium excavatum forma clavatum*, *Cassidulina reniforme* и др.), что следует из опубликованных ранее [Корсун и др., 1994; Hald, Steisund, 1996] и наших данных, полученных

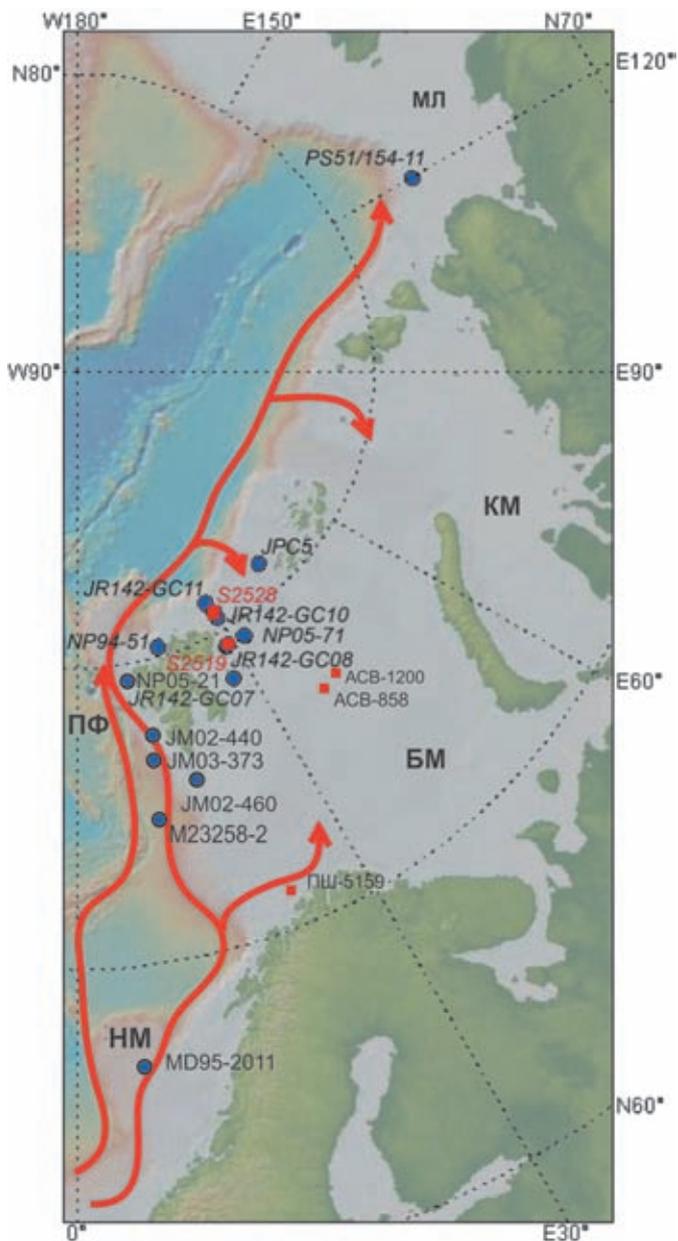


Рис. 2.5.1. Схема распространения подповерхностных относительно теплых и соленых атлантических вод вдоль континентального склона Евразии и положение основных использованных для палеореконовструкций станций пробоотбора в Баренцевом море.

Красными точками отмечены колонки авторов раздела, синими – других авторов (см. текст). Сокращения: ФФ – пролив Фрама, моря: НМ – Норвежское, БМ – Баренцево, КМ – Карское, МЛ – Лаптевых (по [Ivanova et al., 2019] с изменениями)

в 63 рейсе научно-исследовательского судна (НИС) «Профессор Штокман».

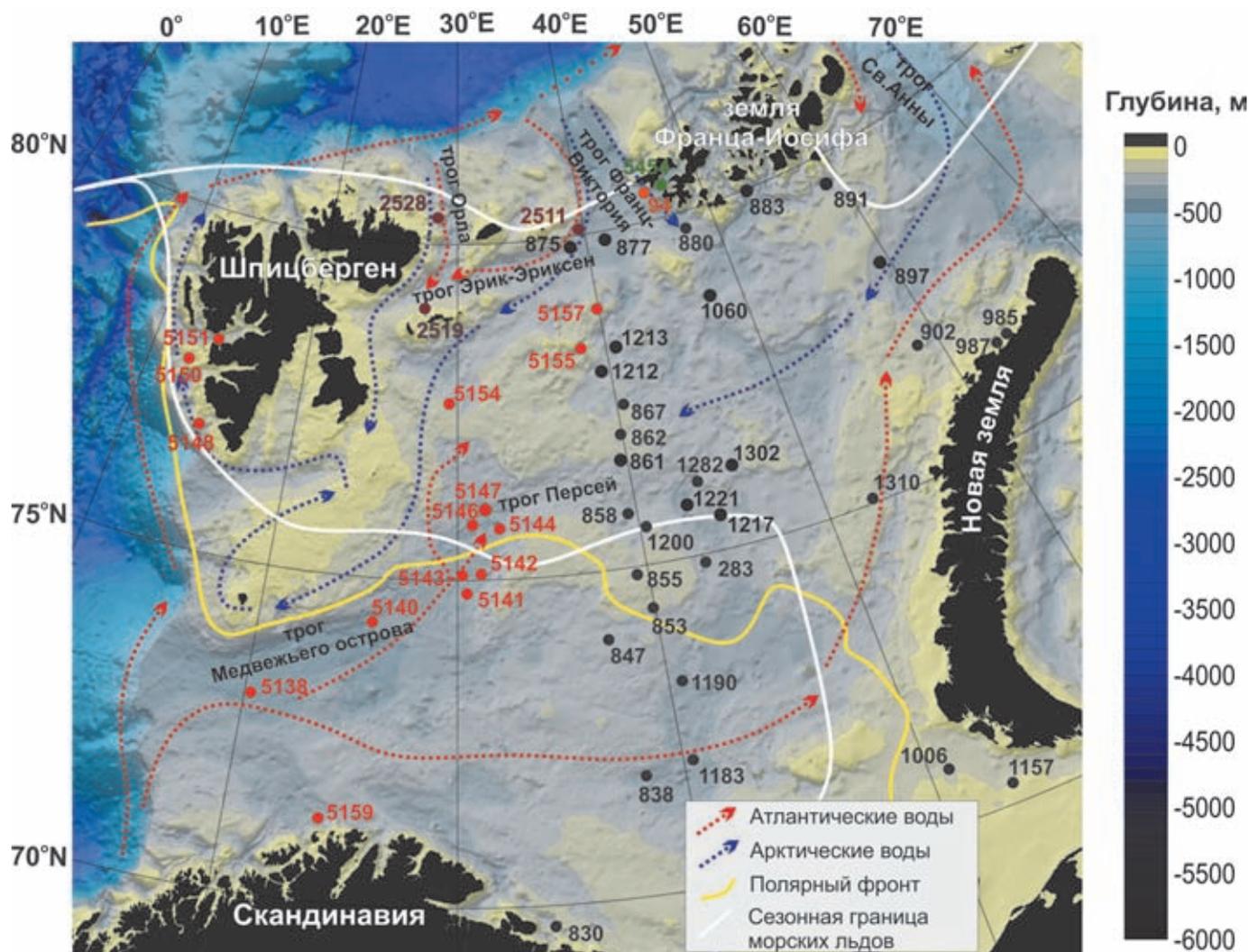
#### ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ РЕКОНСТРУКЦИЙ

Реконструкции интенсивности проникновения атлантических вод в Баренцево море основаны на

микропалеонтологических и изотопно-геохимических индикаторах, в частности на оценках палеотемператур поверхностного слоя воды (~0–100 м) по алкенонам и комплексам планктонных фораминифер с применением аналоговых методов или переходных функций для колонок ПШ-5159, MD95-2011, M23258 [Чистякова и др., 2010; Risebrobakken et al., 2011] (рис. 2.5.2). Увеличение процентного содержания видов бентосных фораминифер *Cassidulina teretis*, *Pullenia* spp., *Trifarina angulosa* и других, считающихся в литературе индикаторами атлантических вод на арктическом шельфе [Lubinski et al., 2001; Иванова, 2006; Rasmussen et al., 2007; Иванова и др., 2016; Ivanova et al., 2019], указывает на распространение этих вод в придонном слое шельфовых впадин, трогов и фьор-

дов 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 грубообломочного материала в осадках свидетельствует о его айсберговом разnose. Проникновение атлантических вод в пролив Фрама, на материковый склон Евразии и в Баренцево море реконструировано по тем колонкам, где этот «сигнал» наиболее выражен в повышении температуры поверхностного слоя воды, либо в увеличении содержания индикаторных видов бентосных фораминифер (для придонного слоя).

Авторами совместно с российскими и зарубежными коллегами ранее собрана и исследована комплексом методов коллекция колонок последледи-



**Рис. 2.5.2.** Рельеф дна Баренцева моря, перенос атлантических и арктических вод, положение Полярного фронта, зимней и летней границы морских льдов, а также станций отбора колонок донных осадков, полученных и/или изученных при участии авторов.

Точками показаны станции разных рейсов НИС: черные – «Академик Сергей Вавилов», рейсы 11–14; красные – «Профессор Штокман», рейс 63; зеленая – «Академик Мстислав Келдыш», рейс 67; коричневые – «Академик Николай Страхов», рейс 25; оранжевая – «Академик Александр Карпинский»

ковых осадков Баренцева моря. Количественные (весовые) соотношения между двумя главными компонентами, а также другими, второстепенными, размерными фракциями осадка определены комбинированным методом водно-механического анализа [Петелин, 1967] и ситовым анализом (для фракций крупнее 2 мм). В песчаной фракции количественно изучено содержание и состав комплексов бентосных и планктонных (при достаточном содержании) фораминифер, получены изотопно-геохимические данные [Мурдмаа, Иванова, 1999; Duplessy et al., 2001; Иванова, 2006; Ivanova et al., 2002, 2019, 2020; Murdmaa et al., 2006; Чистякова и др., 2010; Risebrobakken et al., 2011]. Для трех колонок из северной части моря имеются определения типов пород грубообломочного материала айсбергового разноса [Иванова и др., 2016; Ivanova et al., 2019]. Разработана лито-хроностратиграфическая шкала (рис. 2.5.3).

Почти все использованные в данной работе собственные и изученные другими авторами колонки послеледниковых отложений датированы методом ускорительной масс-спектрометрии (AMS-<sup>14</sup>C), их возрастные шкалы взяты из оригинальных работ. Использование значительного количества датировок позволило ориентировочно оценить календарный возраст отложений, хотя впоследствии он может быть уточнен, если удастся оценить изменения резервуарного эффекта в течение дегляциации.

Использованы также опубликованные ранее реконструкции границ ледникового щита для разных временных интервалов дегляциации [Lubinski et al., 2001; Klitgaard-Kristensen et al., 2013; Hughes et al., 2016].

### РЕГИОНАЛЬНАЯ ЛИТО- И ХРОНОСТРАТИГРАФИЯ

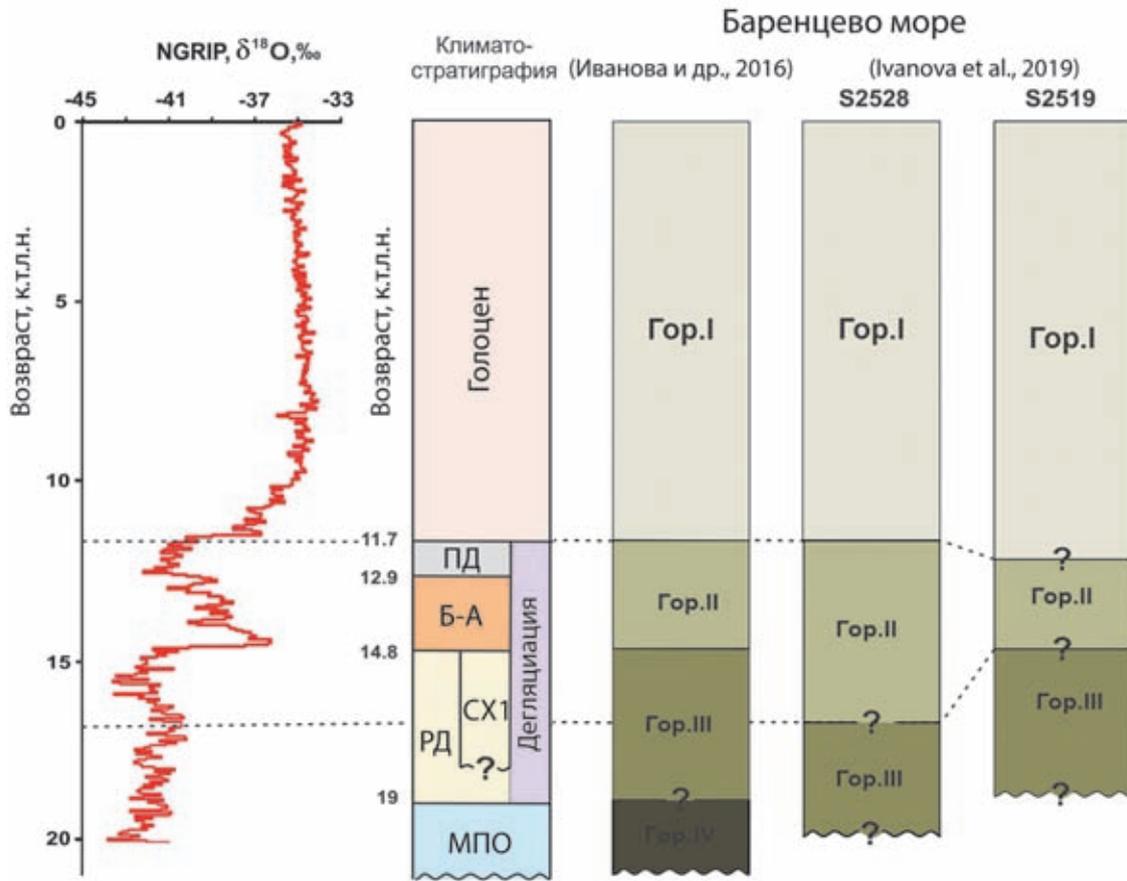
Мы разделяем мнение ряда исследователей о существовании единого ледникового щита толщиной 1–2 км в Баренцевом море, соединявшегося со Скандинавским ледниковым щитом во время максимума последнего оледенения, приблизительно 24–19 кал. тыс. л. н. [Svendsen et al., 2004; Hughes et al., 2016]. Дегляциации предшествовало отделение от дна (всплывание) части щита, покрывавшей современное море, вследствие повышения уровня океана, геотермического подогрева снизу и проникновения атлантических вод под лед. Ряд авторов считает процесс дегляциации диахронным для разных частей бассейна [Patton et al., 2017; Ivanova et al., 2019]. Он распространялся от трогов на периферии щита к центру бассейна и продолжается до сегодняшнего дня в северных архипелагах Шпицбергена и Земли

Франца-Иосифа, где сохранились реликты ледовых куполов, покрывающих некоторые проливы между островами. Этому способствовали три вышеуказанных фактора, в частности повышенный тепловой поток, по крайней мере, в некоторых трогах, образованных активными неотектоническими разломами, например, в троге Орла [Зайончек и др., 2009].

В этом разделе рассматривается процесс распада ледникового щита в течение ранней дегляциации (или Терминации 1), в основном завершившейся к началу теплого интерстадиала беллинг–аллеред (Б–А), около 15 кал. тыс. л. н., а также последующее развитие палеообстановок и процессов седиментации в Баренцевом море. Главной проблемой при выделении и корреляции границ литостратиграфических горизонтов и послеледниковых климатостратиграфических событий является недостаточное количество радиоуглеродных датировок. Кроме того, однозначному пересчету имеющихся радиоуглеродных датировок в календарный возраст препятствует неопределенность пространственно-временной изменчивости резервуарного эффекта [Mangerud et al., 2006; Ivanova, 2009; Risebrobakken et al., 2011].

Отложения подстилающей послеледниковые отложения морены последнего оледенения встречены нами только в троге Франц-Виктория, в основании колонки АСВ-880. Это очень плотные (влажность 17%) темно-серые несортированные валунные суглинки с обломками черных сланцев размером до 12 см, низкой влажностью (17%) и низкой соленостью иловых вод (13‰). В них содержатся единичные, по-видимому, переотложенные, экземпляры полярного планктонного вида фораминифер *N. pachyderma* sin. [Иванова, 2006]. Мы оцениваем возраст кровли горизонта IV приблизительно в 20–19 кал. тыс. л. н. в соответствии с имеющимися в литературе представлениями о возрасте последнего оледенения [Ivanova et al., 2019] (рис. 2.5.3, 2.5.4).

Ранее нами была уточнена трехчленная литостратиграфия послеледниковых отложений [Мурдмаа, Иванова, 1999]. Несмотря на обнаружение больших (до стократных) вариаций мощностей и фациальной изменчивости выделенных литостратиграфических горизонтов (III–I, рис. 2.5.3), их последовательность неизменна, а в интерпретации палеообстановок угадываются черты сходства ведущих процессов седиментации в каждом из них. Послеледниковое накопление трехчленного осадочного чехла отражает две стадии дегляциации основной части Баренцевоморского ледникового щита, прикрепленного к грунту ниже уровня моря, и последовавшего с начала голоцена морского осадконакопления. Возрастные рамки трехчленной шкалы подтверждены



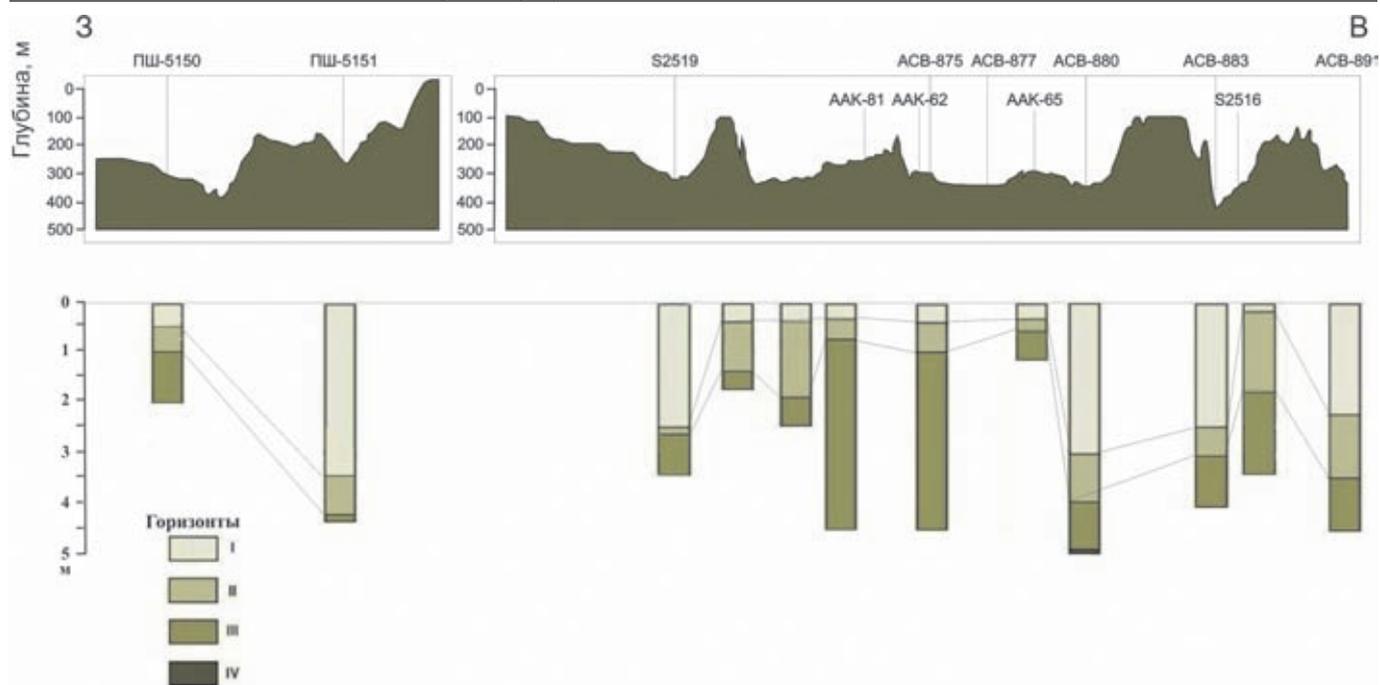
**Рис. 2.5.3.** Корреляция литостратиграфических горизонтов в колонках Баренцева моря с климатостратиграфической шкалой Северного полушария и температурной кривой вариаций изотопно-кислородного состава Гренландского ледового ядра NGRIP [North Greenland Ice Core Project members, 2004] за последние 20 тыс. лет.

Недостаточно хорошо датированные гипотетические границы отмечены вопросительными знаками. Литостратиграфические горизонты: IV – морена, III – ледниково-морские отложения ранней дегляциации, II – ледниково-морские отложения поздней дегляциации, I – морские гемипелагические отложения; МПО – максимум последнего оледенения; РД – ранняя дегляциация; Б-А – интерстадиал беллинг-аллеред, ПД – стадиал поздний дриас, СХ1 – первый стадиал Хайнриха по [Ivanova et al., 2019] с изменениями

масс-спектрометрическими радиоуглеродными датировками для литостратиграфических горизонтов I и II. Благодаря этому, удалось сопоставить хроностратиграфическую шкалу послеледниковых отложений Баренцева моря [Ivanova et al., 2002; Иванова, 2006; Murdmaa et al., 2006] с общепринятой хроностратиграфической или климатостратиграфической шкалой для Северного полушария [Ivanova, 2009; Чистякова и др., 2010; Rasmussen et al., 2007, 2014; Klitsgaard et al., 2013]. Климатостратиграфическая шкала, как известно, отражает потепления и похолодания тысячелетнего временного масштаба в течение дегляциации материковых ледниковых щитов, в том числе Гренландского ледового ядра NGRIP [North Greenland Ice Core Project members, 2004]. Однако полученные недавно результаты комплексных исследований и масс-спектрометрического датирования послеледниковых отложений северо-западной части Баренцева моря [Ivanova et al., 2019] вновь под-

твердили высказанное ранее предположение о диахронности процесса дегляциации в разных частях бассейна [Ivanova et al., 2002; Murdmaa et al., 2006] и позволили уточнить возраст горизонтов I и II в отдельных районах.

Общая видимая мощность вскрытых послеледниковых отложений соответствует длине изученных нами колонки и определена полностью только в колонке АСВ-880 из трога Франц-Виктория, где она составляет около четырех метров над предполагаемой мореной последнего оледенения (рис. 2.5.4). Однако, низкочастотное непрерывное сейсмопрофилирование (НСП), проведенное геологоразведочными организациями в юго-восточной части Баренцева моря, подтвержденное более чем сотней инженерно-геологических скважин, выявило значительно большие мощности рыхлого осадочного чехла над четким региональным несогласием – десятки метров [Gataullin et al., 1993; Pavlidis, Polyakova, 1997; Крапивнер,



**Рис. 2.5.4.** Литостратиграфия изученных авторами колонок на субширотном батиметрическом профиле через северную часть моря (~ 80° с. ш.). Обозначения горизонтов приведены в подписи к рис. 2.5.3

2009а, б, 2014; Эпштейн и др., 2011а, б] (рис. 2.5.5). При этом авторы частично придерживаются той же трехчленной схемы литостратиграфии, которая использована нами, хотя интерпретация процессов осадконакопления у разных авторов существенно различается.

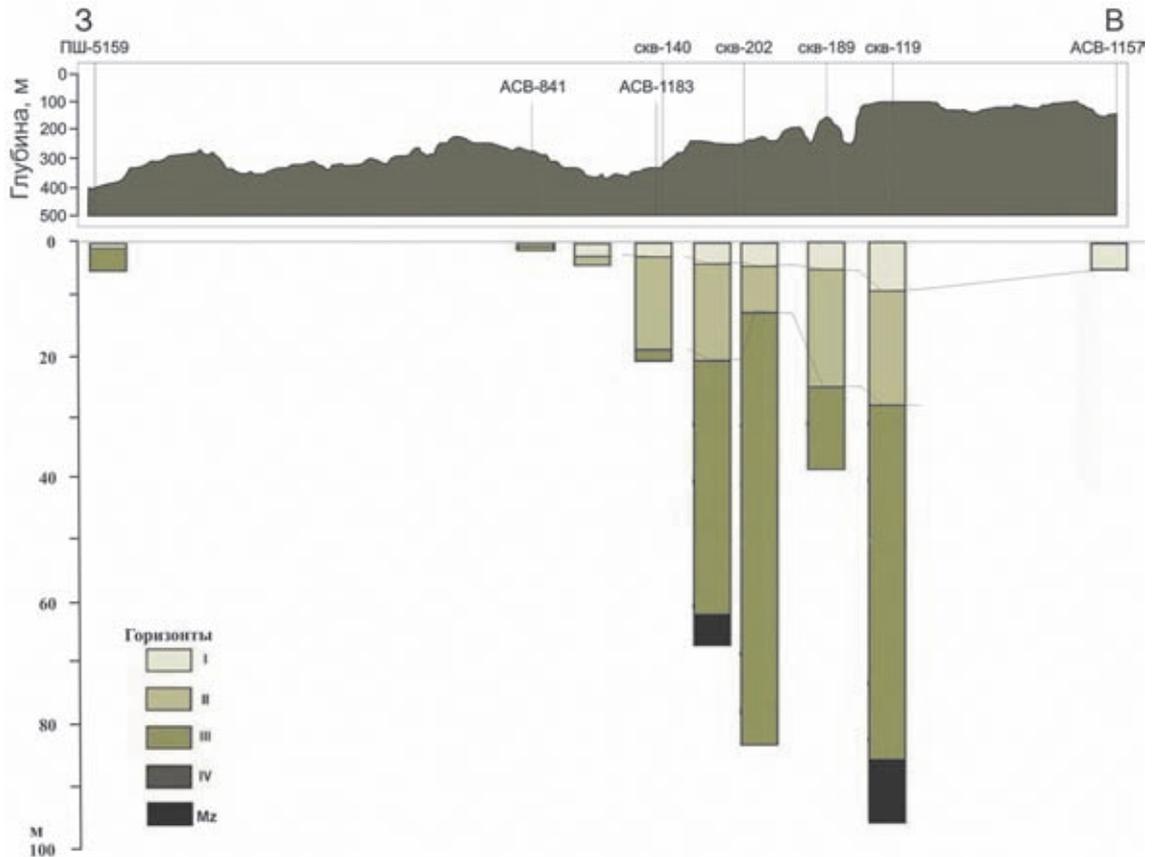
По данным литологического изучения колонок ранняя дегляциация (горизонт III) представлена ледниково-морским диамиктоном, залегающим на морене горизонта IV или на коренных породах (рис. 2.5.3–2.5.6). Это легко распознаваемые даже визуально темно-серые (без оливкового оттенка) отложения, состоящие из двух главных гранулометрических и вещественно-генетических компонентов: грубообломочного материала с песком и очень тонкозернистой основной массы (матрикса).

Видимая мощность вскрытого колонками диамиктона не превышает нескольких метров в северной и центральной частях моря (рис. 2.5.4, 2.5.6). Диамиктон не вскрыт колонками из южной части моря, но толщи нелигифицированных отложений мощностью в десятки метров, названные диамиктоновым илом, вскрыты в юго-восточной части Баренцева моря инженерно-геологическим бурением (рис. 2.5.5, 2.5.6 [Крапивнер, 2009а, б, 2014]). В нескольких скважинах диамиктоновый ил залегает непосредственно на мезозойском фундаменте, который был, вероятно, обнажен ледниковой эрозией в начале ранней дегляциации.

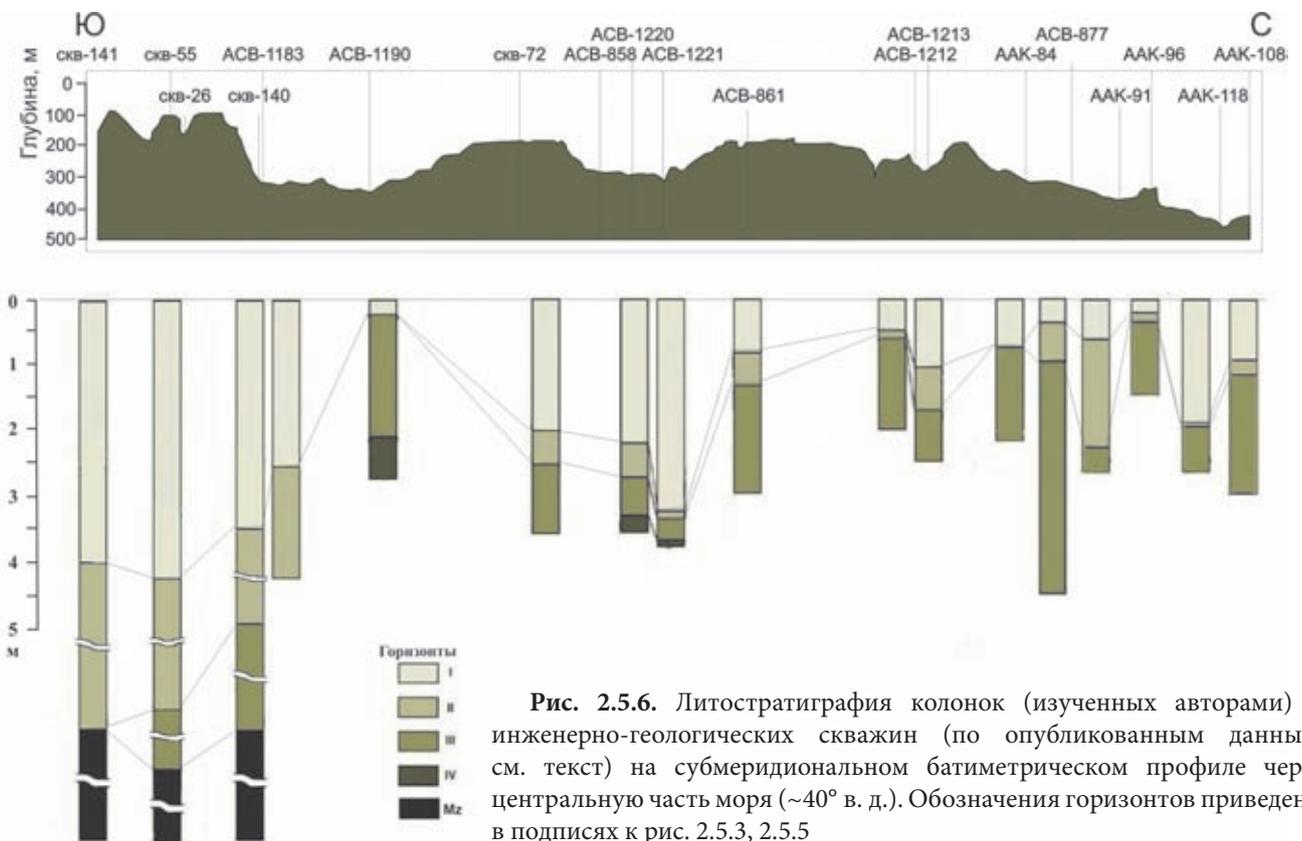
Пример диамиктона в колонке АСВ-1200 (рис. 2.5.6, 2.5.7) из трога Персей показывает отсутствие сортировки крупных фракций, от песка до щебня. Это подтверждает принятую нами гипотезу об их айсберговом разносе и осаждении путем падения обломков на месте их высвобождения при таянии айсбергов снизу (рис. 2.5.8 [Murdmaa et al., 2006; Murdmaa, Ivanova, 2017]). Редко наблюдаются слабые признаки обратной градиационности грубообломочного материала (увеличения размера обломков пород снизу вверх), как в колонке АСВ-883, или преобладание узкого диапазона размеров дресвы и щебня, возможно свидетельствующие о придонном транспорте диамиктона гравитационными обломочными потоками на крутых подводных склонах (например, колонка АСВ-1190).

Видны изменения цвета и резкое сокращение содержания материала айсбергового разноса на границе горизонтов III/II. Серый прослой более грубозернистых осадков в пределах горизонта II указывает на событие выдвигания края ледника (возможно в позднем дриасе). Изменения ассоциаций тяжелых минералов маркируют границу горизонтов II/I, т. е. переход от дистальных ледниково-морских к морским обстановкам со сменой питающей провинции.

Песчано-дресвяно-щебневый компонент представлен обломками пород и обломочными минералами. Петрография пород в обломках крупнее 2 мм определена в диамиктоне трех колонок из северной



**Рис. 2.5.5.** Литостратиграфия колонок (изученных авторами) и инженерно-геологических скважин (по опубликованным данным, см. текст) на субширотном батиметрическом профиле через южную часть моря (~70° с. ш.). Обозначения горизонтов приведены в подписях к рис. 2.5.3. Mz – мезозойский фундамент



**Рис. 2.5.6.** Литостратиграфия колонок (изученных авторами) и инженерно-геологических скважин (по опубликованным данным, см. текст) на субмеридиональном батиметрическом профиле через центральную часть моря (~40° в. д.). Обозначения горизонтов приведены в подписях к рис. 2.5.3, 2.5.5

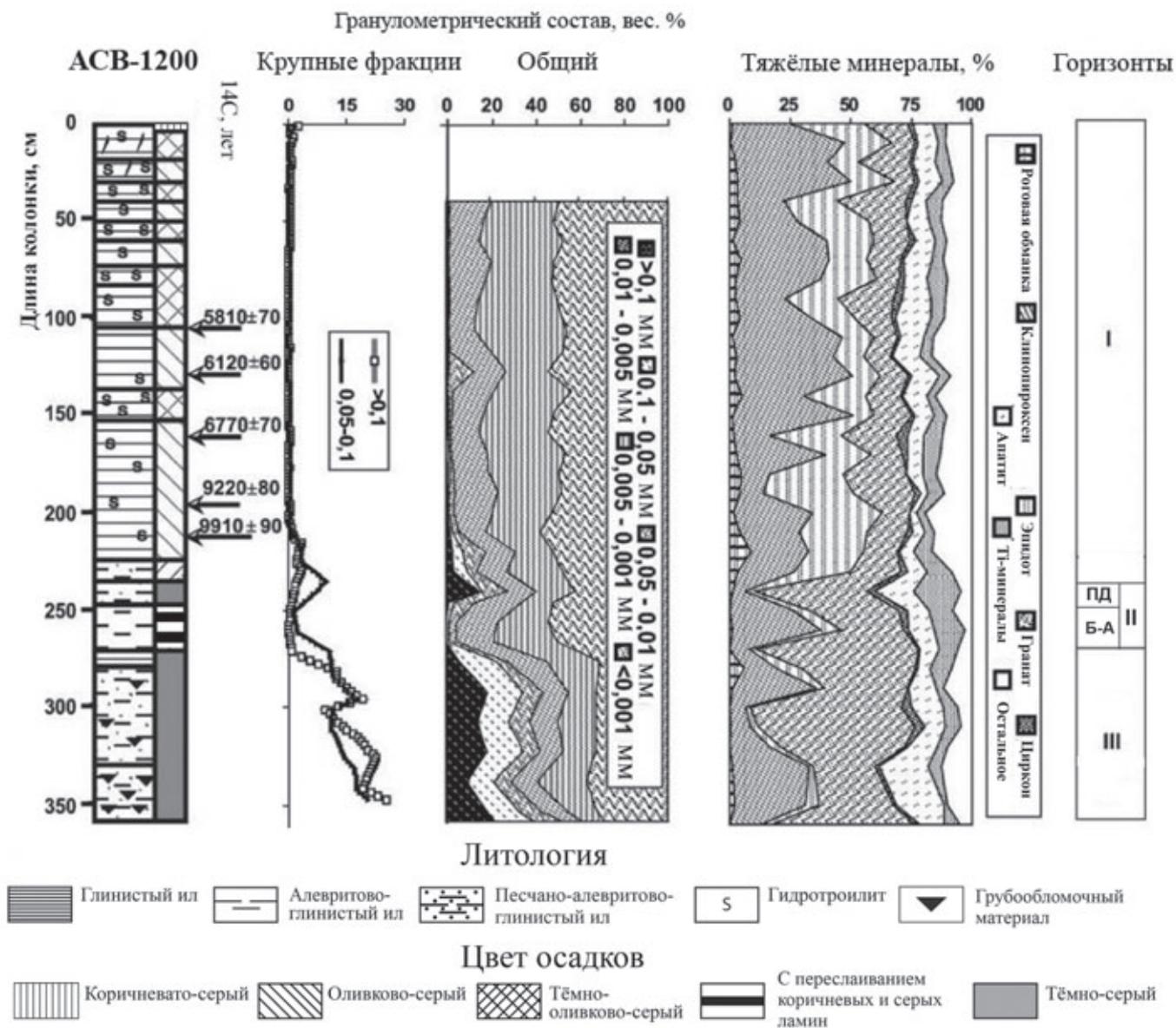
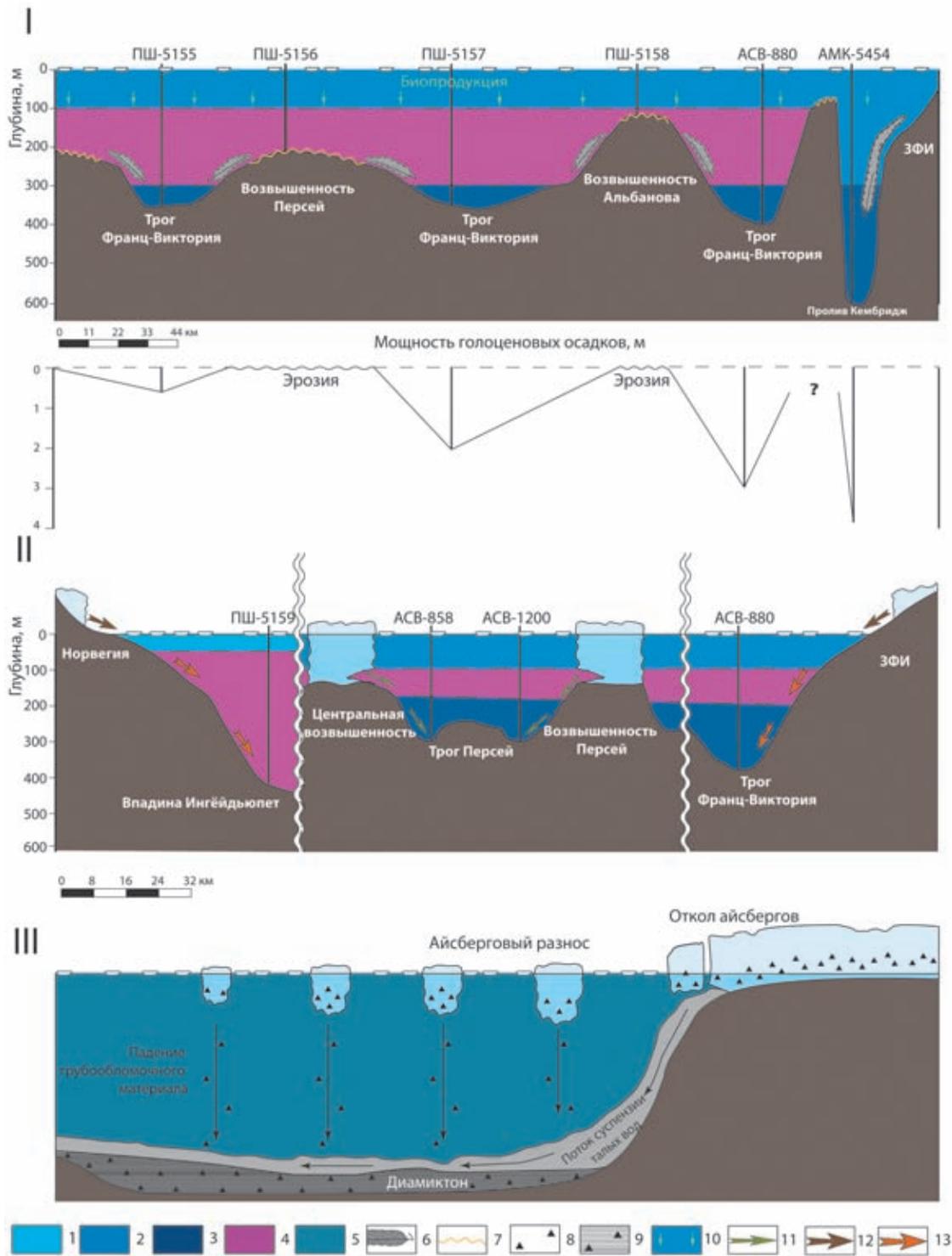


Рис. 2.5.7. Колонка АСВ-1200 из трога Персей: литология и цвет осадков, масс-спектрометрические радиоуглеродные датировки, гранулометрический состав, соотношение тяжелых минералов по [Murdmaa et al., 2006; Murdmaa, Ivanova, 2017]. Положение колонки показано на рис. 2.5.2 и 2.5.6, обозначения горизонтов приведены в подписи к рис. 2.5.3

части Баренцева моря (рис. 2.5.9, 2.5.10 [Иванова и др., 2016; Ivanova et al., 2019]). Во всех изученных пробах кроме одной отмечено большое разнообразие типов пород (обычно более 10), что подтверждает айсберговый разнос грубообломочного материала из разных питающих провинций. В самой нижней пробе из слоя диамиктона колонки АСВ-880 все фракции грубообломочного материала сложены сланцеватыми обломками темно-серых битуминозных аргиллитов («черных сланцев») и возможно попали в осадок в результате вспахивания ледником подводного обнажения этих пород. Если так, то этот осадок нужно

отнести к подводной конечной морене, кверху переходящей в ледниково-морской диамиктон, где состав пород более разнообразный.

В диамиктоне колонки S2519 из трога Эрик Эрик-сена значительно преобладают обломки осадочных пород: аргиллита, известняка, силицита («кремня»), в меньшей мере – песчаника (рис. 2.5.9), при значительных вариациях их соотношения (рис. 2.5.9, 2.5.10). Эти же осадочные породы встречаются, но в меньшем количестве, в диамиктоне колонки S2528 из трога Орла. Однако, здесь значительно больше обломков точнее не определенных кристаллических по-



**Рис. 2.5.8.** Схема основных осадкообразующих процессов для трех стадий развития последледниковых палеообстановок Баренцева моря, соответствующих литостратиграфическим горизонтам I–III:

I – голоцен. Профиль через СВ часть моря; II – поздняя стадия дегляциации. Фрагменты профиля с ЮЗ (впадина Инейдьюпет), через центральную (верховье трога Персей), до СВ (трог Франц-Виктория и пролив Кембридж) части моря; III – ранняя стадия дегляциации (модель формирования диамиктона). 1–5 – водные массы: 1 – прибрежная опресненная, 2 – арктическая, 3 – донная баренцевоморская, 4 – атлантическая, 5 – опресненная талыми водами баренцевоморская; 6 – латеральные придонные потоки взвеси; 7 – эрозия; 8 – грубообломочный материал; 9 – диамиктон; 10 – осаждение биогенных пеллет и взвешенного органического вещества; 11–13 – потоки суспензии талых вод ледников: 11 – подводные потоки суспензии талых вод от реликтов ледников на отмелях, отлагающие пестроцветные ламиниты, 12 – наземные потоки суспензии талых вод, эродирующие морену, 13 – сильные подводные потоки густой суспензии на продолжении наземных, отлагающие пелитовые илы с линзами песка

род гранитно-гнейсового комплекса, объединенных под условным названием «гранит». Это согласуется с распространением протерозойских интрузивно-метаморфических пород на соседних островах, покрытых ледниками. Присутствие в диамиктоне колонки S2528 обломков осадочных пород, подобных доминирующим в колонке S2519, возможно свидетельствует о дрейфе айсбергов на север вдоль трога Орла [Ivanova et al., 2019].

Матрикс диамиктона очень тонкозернистый, преобладает фракция <1 мкм, по данным седиграфа и лазерного счетчика частиц обычно отделенная от более крупного пелита четким минимумом. Рентген-дифракционным (фазовым) анализом показано, что в осадках Баренцева моря фракция <1 мкм матрикса диамиктона, как правило, относительно обогащена тонкодисперсным кварцем и каолинитом, кроме района к западу от Новой Земли, где резко повышено содержание хлорита. Высказана гипотеза о первично золовом происхождении фракции <1 мкм, накопившейся во время роста ледника и высвободившейся при его таянии [Murdmaa et al., 2006]. Выпадение тончайшей фракции матрикса диамиктона происходило, очевидно, в неподвижной воде под круглогодичным плавающим морским льдом (рис. 2.5.8, III).

Таким образом, соотношение гранулометрических фракций в диамиктоне демонстрирует латеральную и временную изменчивость и свидетельствует о наложении двух независимых механизмов седиментации: айсбергового разноса крупнозернистого материала и осаждения тончайшей взвеси, скорее всего поступившей с тальми водами ледников («ледникового молока») в спокойных гидродинамических условиях, преимущественно подледных [Murdmaa et al., 2006]. Соленость иловых вод диамиктона составляет 28–32‰ [Богданов и др., 2001], т. е. заметно выше, чем в нижележащей морене, но несколько ниже, чем в современных придонных водах впадин Баренцева моря.

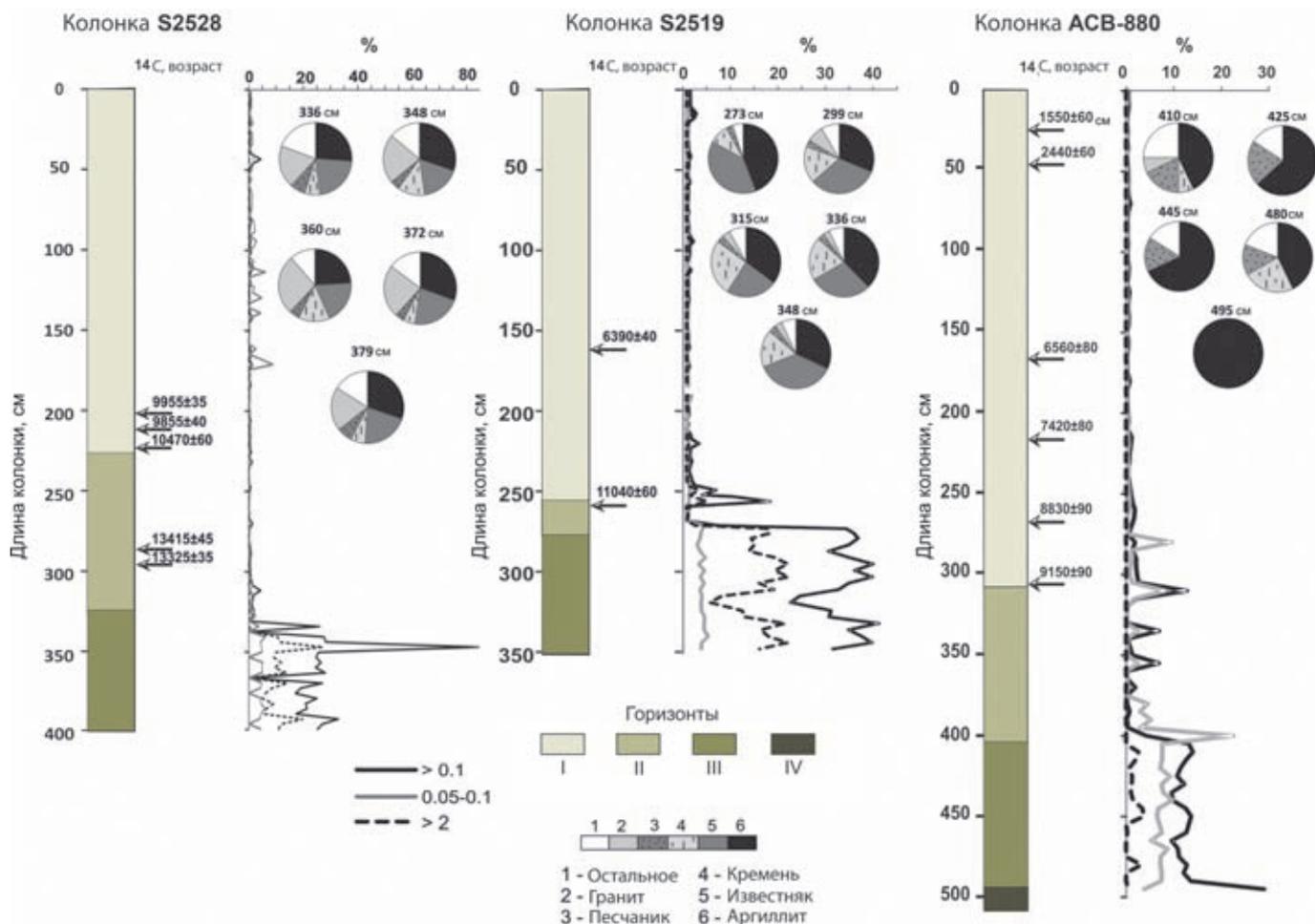
Довольно редкие микрофоссилии в диамиктоне представлены ныне живущими и переотложенными, преимущественно бентосными, мезо-кайнозойскими фораминиферами различной степени сохранности, от «свежих» до перекристаллизованных. Единично встречаются раковины планктонных фораминифер, относящихся к полярному виду *N. pachyderma* sp., моллюсков и полярного вида птеропод *Limacina helicina*. Современные виды бентосных фораминифер представлены *Elphidium* spp., *Cassidulina reniforme*, *Islandiella norcrossi*, *Cibicides lobatulus*, *Nonion labradoricum*, *Haynesina orbiculare* и изредка другими видами. Вследствие редкой встречаемости и низкого содержания карбонатных микрофоссилий этот горизонт датирован лишь в единич-

ных разрезах, в частности, в троге Орла (Квитойя) [Ivanova et al., 2019]. Здесь в колонке S2528 обнаружен уникальный состав бентосной фауны. Так как горизонт находится между мореной последнего оледенения и датированными отложениями основной фазы дегляциации, мы оцениваем его возраст приблизительно в 19–15 кал. тыс. л. н.

Выше диамиктона в большинстве колонок со дна шельфовых впадин залегает горизонт II поздней стадии дегляциации (рис. 2.5.8, II). На склонах подводных возвышенностей горизонт II часто выпадает из разреза, а на их вершинах не образовался из-за условий «неотложения» или смыв придонными течениями вместе с горизонтом I. Мощность горизонта в наших колонках редко превышает 1 м, а обычно меньше (рис. 2.5.4–2.5.6), но инженерно-геологические скважины вскрыли сходные ему микрослоистые пестроцветные осадки мощностью до нескольких десятков метров в юго-восточной части Баренцева моря [Gataullin et al., 1993; Крапивнер, 2009а, 2014].

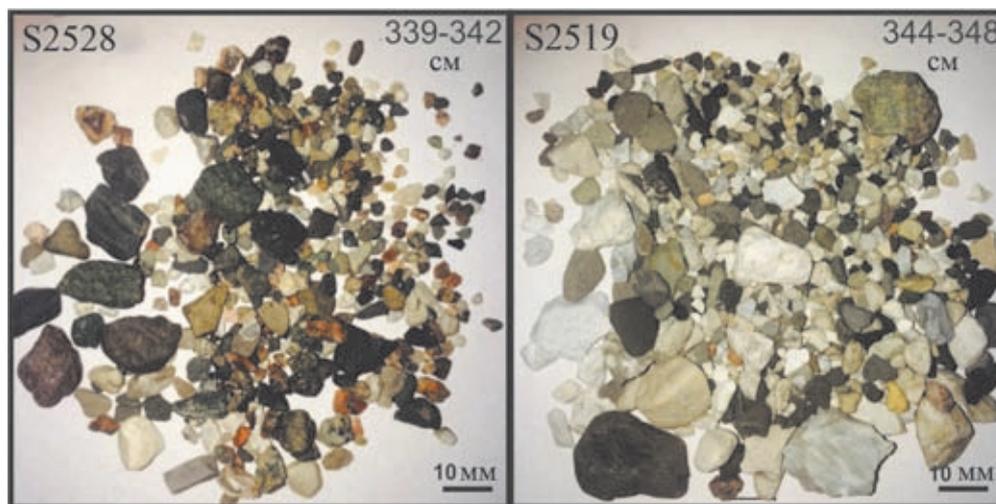
Переход от диамиктона горизонта III к фациально разнообразным отложениям горизонта II в колонках обычно резкий, иногда неровный (возможно эрозионный). Он выражен в изменении цвета осадка, его структуры и текстуры, резком сокращении содержания материала айсбергового разноса (например, в колонке АСВ-1200, рис. 2.5.7). Характерно появление коричневатых или желтоватых, реже зеленоватых оттенков вплоть до сплошной серовато-коричневой окраски горизонта в целом, как в колонке АСВ-1183 из впадины в юго-восточной части моря (рис. 2.5.11 [Murdmaa et al., 2006]). Коричневатый цвет указывает на кислородную среду раннего диагенеза. Горизонт II отличается большими вариациями мощностей.

Колонка АСВ-1183 взята со дна впадины в южной части Баренцева моря, где широко развита резко стратифицированная мелковолнистая сейсмоакустическая запись с маломощным акустически прозрачным покровом, который обычно интерпретируется как слой голоценовых осадков. Вскрытый колонкой разрез (рис. 2.5.11) подтверждает такую интерпретацию, хотя датированный горизонт голоцена здесь чуть больше 2.5 м. Под четкой границей голоценового слоя пелитового и алевроитово-пелитового ила с примесью песка залегает слой однородного серовато-коричневого, очень тонкозернистого осадка с резким преобладанием глинистой фракции <0.001 мм, отнесенный нами к горизонту II [Murdmaa et al., 2006]. Видимая мощность горизонта в колонке менее 2 м, но судя по сейсмоакустическим данным, его истинная мощность не менее 10 м, а может быть и значительно больше.

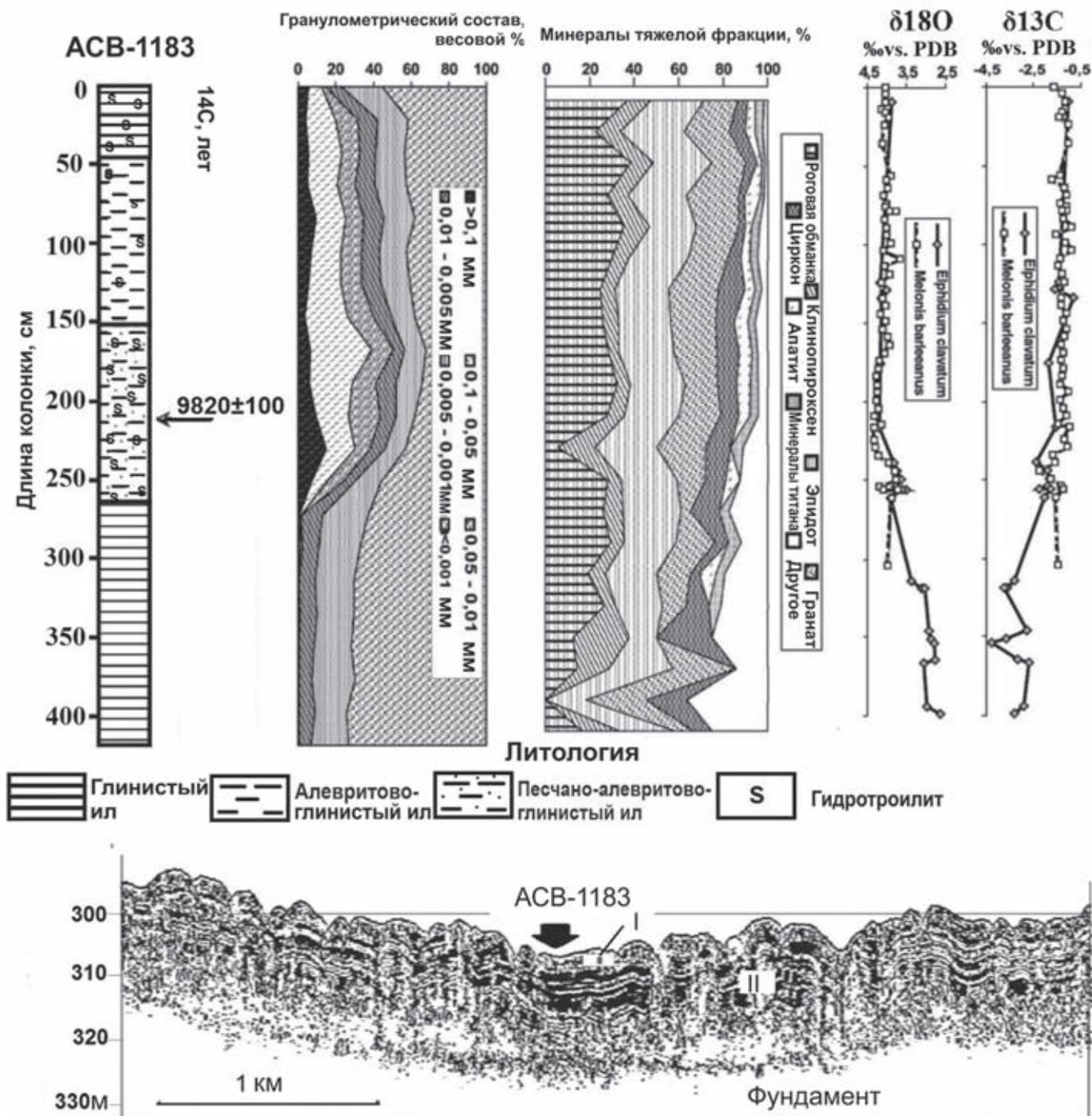


**Рис. 2.5.9.** Литология, радиоуглеродный возраст, распределение крупных гранулометрических фракций для колонок донных осадков северной части моря: S2528 из трога Орла (Квитойя), S2519 из трога Эрик Эриксона по [Ivanova et al., 2019] и ACB-880 из трога Франц-Виктория по [Иванова и др., 2016].

Показан петрографический состав отдельных образцов грубообломочного материала ( $>2$  мм) из горизонта диамиктона с приблизительной оценкой соотношения пород в виде круговых диаграмм. Обозначения горизонтов приведены в подписи к рис. 2.5.3



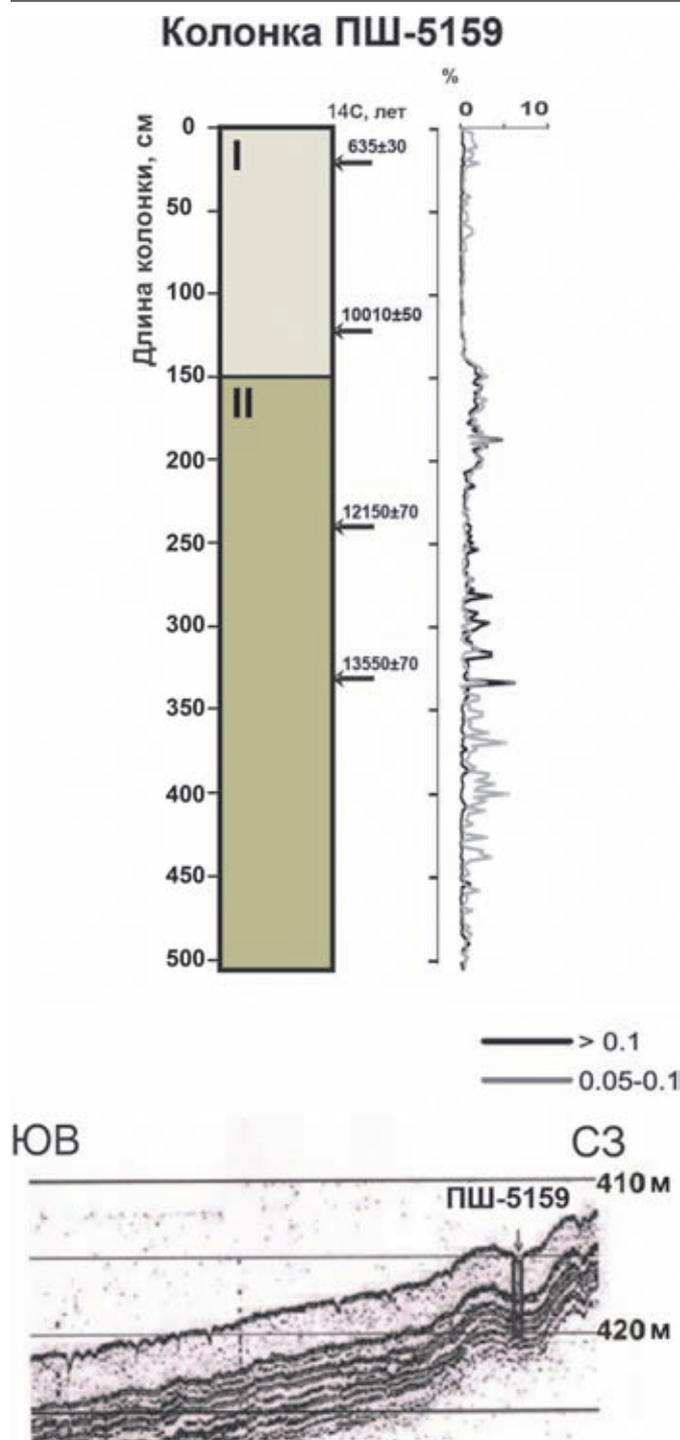
**Рис. 2.5.10.** Пример петрографического состава грубообломочного материала айсбергового разноса ( $>2$  мм) из горизонта диамиктона колонок S2519 и S2528 из трогов Эрик Эриксона и Орла соответственно. Фото Э.А. Сейткалиевой



**Рис. 2.5.11.** Колонка ACB-1183 из Центральной впадины: литология, масс-спектрометрическая радиоуглеродная датировка, гранулометрический состав, соотношение тяжелых минералов, соотношение изотопов кислорода и углерода в раковинах фораминифер, сейсмоакустическая запись в районе отбора колонки по [Murdmaa et al., 2006; Murdmaa, Ivanova, 2017]. Обозначение горизонтов на рис. 2.5.3, положение колонки показано на рис. 2.5.2 и 2.5.6

Колонка ПШ-5159 из впадины Ингейдьюпет в юго-западной части Баренцева моря вскрыла под полтораметровым слоем голоценовых пелитовых илов коричневые и коричневато-серые пелитовые или мелкоалевритово-пелитовые илы с переменной примесью крупного алеврита и песка (рис. 2.5.12). Пол-

ный гранулометрический анализ их пока не выполнен. Судя по визуальному описанию на борту судна, тонкозернистый («маслянистый» на ощупь) ил содержит многочисленные тонкие линзы и прослои песка и крупного алеврита, особенно обильные в верхней половине горизонта. Положение датированных



**Рис. 2.5.12.** Колонка ПШ-5159 из впадины Ингейдьюпет: литология, масс-спектрометрические радиоуглеродные датировки, процентное содержание крупных фракций, сейсмоакустическая запись в районе отбора колонки по [Murdmaa, Ivanova, 2017] с изменениями. Положение колонки показано на рис. 2.5.2 и 2.5.5

радиоуглеродным методом интервалов в пределах этого горизонта показывает, что поздняя фаза дегляциации с отступанием края ледника на сушу могла начаться здесь значительно раньше, чем в более се-

верных районах Баренцева моря, из-за сильного влияния потока подповерхностных атлантических вод. Правда, не исключено, что раковины моллюсков, по которым выполнены датировки, были перенесены гравитационными потоками, на деятельность которых указывает текстура осадков.

На дне шельфовых впадин северной и центральной частей моря в пределах горизонта II распространены маломощные слои с пестроцветной ламинацией: периодическим переслаиванием коричневых и серых микрослоев (ламин). Вероятно, это свидетельствует о чередовании окислительной и восстановительной среды раннего диагенеза при пульсационном характере седиментации. В колонке АСВ-1200 из трого Персей (рис. 2.5.7, [Murdmaa et al., 2006; Murdmaa, Ivanova, 2017]), а также в колонке S2519 из локальной впадины в трого Эрик Эриксона [Ivanova et al., 2019] над пестроцветным ламинированным слоем, отнесенным к Б–А, залегает тонкий слой серого более грубозернистого осадка, по цвету напоминающий диамиктон, обогащенный песком. Он предположительно отнесен к позднему дриасу, завершающему накопление горизонта II и указывает на событие выдвигания края ледника.

Осадки горизонта II в основном тонкозернистые, алеврито-пелитовые и пелитовые. В них практически нет грубообломочного материала айсбергового разноса, но содержат тонкие прослои и линзы довольно хорошо сортированного мелкозернистого песка и крупного алеврита. Такие микротекстуры, которые не обнаруживаются при гранулометрическом анализе, но выявлены при визуальном описании колонок и изучении смир-слайдов, мы интерпретируем как признак отложений пульсирующих гравитационных потоков суспензии талых вод ледников на суше, с их продолжением на подводных склонах. На левом (юго-западном) фрагменте профиля (рис. 2.5.8, II) стрелками схематически показано такое стекание суспензии с тающего ледника Скандинавии, которое привело к быстрому накоплению вероятно мощного горизонта II во впадине Ингейдьюпет (рис. 2.5.12). На правом (северо-восточном) фрагменте профиля (рис. 2.5.8, II) похожий процесс привел к накоплению внешне однородного горизонта II в трого Франц-Виктория, только гораздо меньшей мощности (рис. 2.5.4, колонка АСВ-880). В обоих случаях литологических различий подгоризонтов Б–А и ПД не отмечено (рис. 2.5.3). В отличие от близких к берегу крайних фрагментов профиля, в среднем фрагменте (рис. 2.5.8, II) показано стекание пульсирующих потоков суспензии с реликтов ледника, прикрепленных ко дну на отмелях. Эти потоки отлагали на дне трого пестроцветные ламиниты в теплом интерстадиале Б–А. На них за-

легают, иногда с размывом, более крупнозернистые отложения гравитационных потоков от выдвинувшихся к морю в ПД ледников (рис. 2.5.7). Основной причиной различия двух главных вариантов накопления горизонта II мы считаем обилие поступавшего с талыми водами терригенного материала для ледниково-морской седиментации. Оно, очевидно, было максимальным с Евразийского материка, меньше с северных архипелагов и еще меньше с небольших реликтов ледников в открытой части моря.

Считается, что главной причиной смены обстановки осадконакопления при переходе от ранней стадии дегляциации к поздней является отступление края ледников на сушу и как следствие – прекращение откола айсбергов и айсбергового разноса осадочного материала, прежде всего – грубообломочного. Несмотря на выявившиеся слабые места этой точки зрения, лучшего объяснения пока нет. Во всяком случае, смена ведущего процесса айсбергового разноса на ранней стадии дегляциации (горизонт III) осадкообразующей деятельностью потоков суспензии талых вод изолированных остатков ледникового щита на поздней стадии (горизонт II) удовлетворительно объясняет основные изменения наблюдаемых литологических характеристик разрезов колонок. Важно отметить, что в подводных потоках суспензия действует как тяжелая жидкость, прижимающаяся ко дну и способная не только проникать через омывающие склоны водные массы разной плотности, но также размывать накопившиеся там рыхлые осадки, в том числе матрикс диамиктона.

В горизонте II встречены те же виды бентосных фораминифер, что и в горизонте III. Кроме того, в трогах Франц-Виктория (колонка АСВ-880) и Орла (колонка S2528) найдены редкие раковины секреторных и планктонных видов, характерных для Северной Атлантики и, в частности, Норвежского моря: *Pullenia bulloides*, *Cibicides wuellerstorfi*, *Cassidulina teretis*, *Melonis barleeanus*, *N. pachyderma* dex., *Turborotalita quinqueloba*, преимущественно хорошей сохранности. Прослой с повышенным содержанием фораминифер встречены в колонках АСВ-1183, АСВ-1200, S2519 и ПШ-5147 из Центральной котловины и трогов Эрик Эриксона и Персей. В них доминируют *C. reniforme* и *E. clavatum*. Отдельные образцы обогащены раковинами «атлантического» вида *C. teretis* (рис. 2.5.13, [Ivanova et al., 2019]). В некоторых образцах, в частности в колонке ПШ-5147, встречены перетолженные меловые радиолярии и фораминиферы (определения Л.В. Поляка). Горизонт датирован масс-спектрометрическим радиоуглеродным методом в нескольких баренцевоморских разрезах [Polyak, Solheim, 1994; Polyak et al., 1997; Hald et al., 1999; Lubinski et al.,

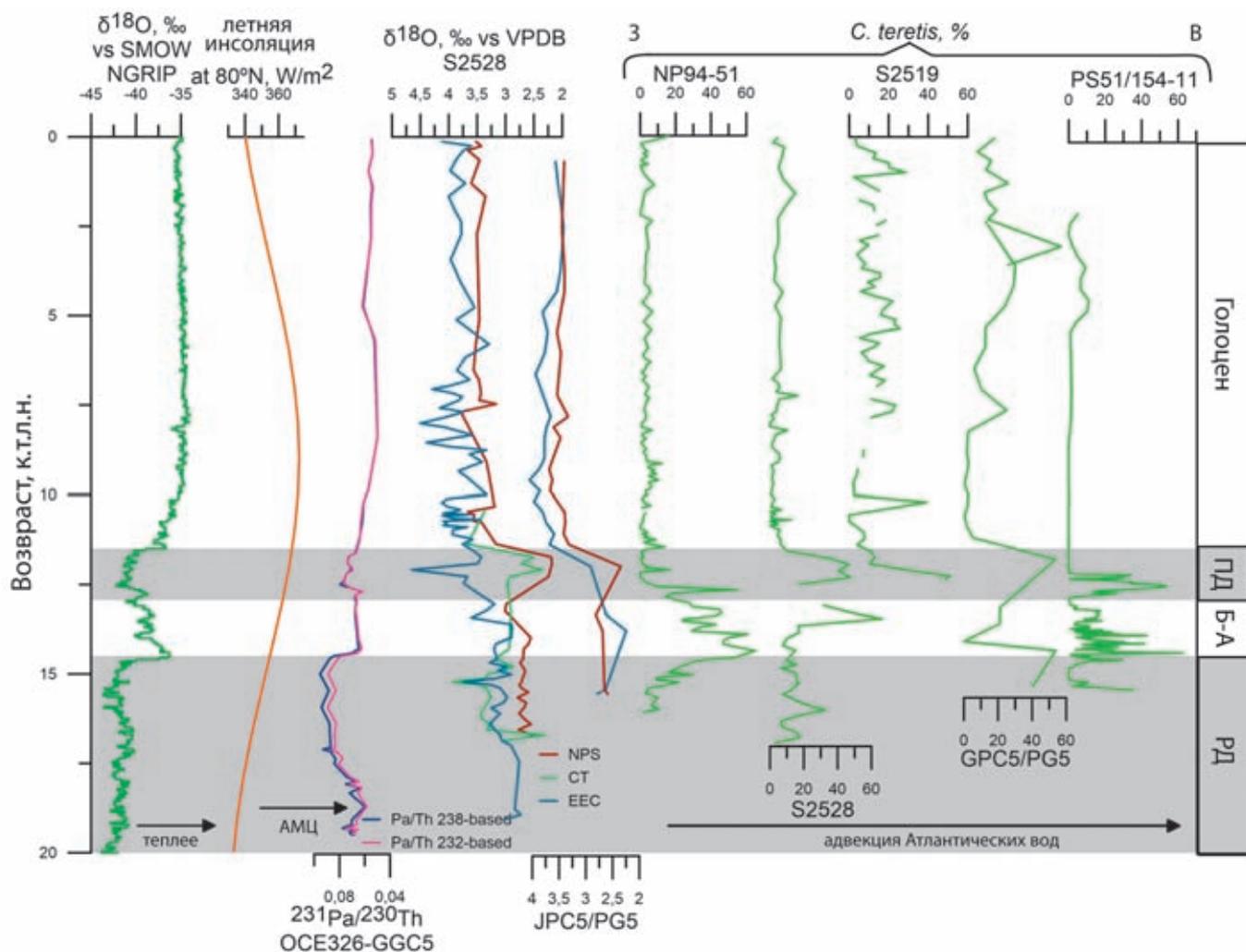
2001; Ivanova et al., 2019]. В колонке АСВ-1183 в верхней части этого горизонта отмечены минимальные значения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  (рис. 2.5.11). В колонках JPC5 и S2528 минимальные значения  $\delta^{18}\text{O}$  планктонных и бентосных фораминифер датированы и соответствуют интервалу позднего дриаса (рис. 2.5.13, [Ivanova et al., 2019]). Календарный возраст горизонта от 15–14 до 11.7–11.4 тыс. л. н. (рис. 2.5.3).

Значительное увеличение содержания микрофосилий, изменения цвета и литологического состава осадков, а также изменения ассоциаций тяжелых минералов маркируют границу горизонтов II/I, т. е. переход от дистальных ледниково-морских к морским обстановкам со сменой питающей провинции (рис. 2.5.7–2.5.9, 2.5.11).

Голоценовый горизонт I, отражающий переход от ледниково-морского осадконакопления к морскому, сложен тонкозернистым оливково-серым пелитовым илом с гидротроилитом и многочисленными трубками полихет. Нижняя часть горизонта в южной части Центральной котловины обогащена крупным алевритом и мелким песком (колонка АСВ-1183, см. рис. 2.5.11). Соленость иловых вод (32–34‰, [Богданов и др., 2001]) не выходит за пределы современной солености придонных вод. Повышенное, по сравнению с нижележащими горизонтами, содержание органического вещества в осадках свидетельствует о значительной биологической продуктивности поверхностных вод, обеспечивающей пищевыми ресурсами жизнедеятельность бентосных организмов.

Осадконакопление за пределами прибрежных мелководий близко к гемипелагическому, но отличается тем, что у дна происходит интенсивное перераспределение вертикального потока осадков (усиленного пеллетным механизмом седиментации) с подводных поднятий в шельфовые впадины (рис. 2.5.8, I). В результате мощность голоценовых отложений во впадинах, откуда отобрано большинство наших колонок, составляет 2–4 м или даже больше (рис. 2.5.4–2.5.9, 2.5.11, 2.5.12) а на вершинах разделяющих их подводных возвышенностей господствуют условия «неотложения» или эрозии.

В горизонте встречены разнообразие и многочисленные раковины бентосных фораминифер, а также единичные раковины птеропод вида *Limacina helecina*, двустворчатых моллюсков, гастропод, остракод и спикулы губок. Секреторные бентосные фораминиферы по всему горизонту резко преобладают над планктонными, а также над агглютинирующими бентосными, раковины которых быстро распадаются в процессе диагенеза осадков [Alve, Murray, 1995; Hald et al., 1999; Hald, Korsun, 1997; Polyak, Solheim, 1994; Polyak et al., 2002]. Степень со-



**Рис. 2.5.13.** Корреляция временных серий палеоданных: палеотемпературная (изотопно-кислородная) кривая Гренландского ледового ядра [North Greenland Ice Core Project members, 2004], летняя инсоляция на 80°с. ш. [Laskar et al., 2004], интенсивность Атлантической меридиональной циркуляции (АМЦ, [McManus et al., 2004]), изотопно-кислородные данные по фораминиферам для колонок из северо-западной и северо-восточной частей Баренцева моря, кривые (зеленые) относительного содержания бентосного вида *Cassidulina teretis*, показателя притока атлантических вод с запада на восток (слева направо), от Северной Атлантики к морю Лаптевых по [Ivanova et al., 2019].

Все серии приведены с оригинальными (опубликованными) возрастными шкалами. Колонок: NP94-51 – северный континентальный склон Шпицбергена [Ślubowska et al., 2005], S2528 – трог Орла и S2519 – трог Эрик Эриксона [Ivanova et al., 2019], JPC5/PG5 – трог Франц-Виктория [Lubinski et al., 2001], PS51/154-11 – море Лаптевых [Taldenkova et al., 2012]. В Атлантике интенсивность АМЦ реконструирована по рассчитанным двумя способами изменениям отношения  $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$  в колонке OCE326-GGC5, поднятой с глубины 4550 м на Бермудском поднятии [McManus et al., 2004]. Шкала по горизонтальной оси перевернута. Обозначения климатостратиграфических горизонтов приведены в подписи к рис. 2.5.3

хранности раковин планктонных и бентосных фораминифер сильно варьирует даже в одних и тех же образцах; в отдельных пробах фораминиферы отсутствуют вследствие растворения, что характерно для Баренцева моря [Polyak, Mikhailov, 1996; Polyak, Solheim, 1994; Steinsund, Hald, 1994]. В центральной и северо-восточной частях моря среди планктонных форм по всему разрезу доминирует полярный вид *N. pachyderma* sin., бореальные формы: правозавитая *N. pachyderma* и *T. quinqueloba* встречаются единич-

но. В юго-западной части моря и у западного побережья Шпицбергена состав комплексов планктонных и бентосных фораминифер отличается преобладанием бореальных видов планктонных и «атлантических» видов бентосных фораминифер, особенно в колонке ПШ-5159. Последние, особенно *C. teretis* и *M. barleeanus*, встречаются в значительных количествах и в северных трогих [Lubinski et al., 2001; Ivanova et al., 2019]. Многочисленные радиоуглеродные датировки подтверждают, что возраст отложений не пре-

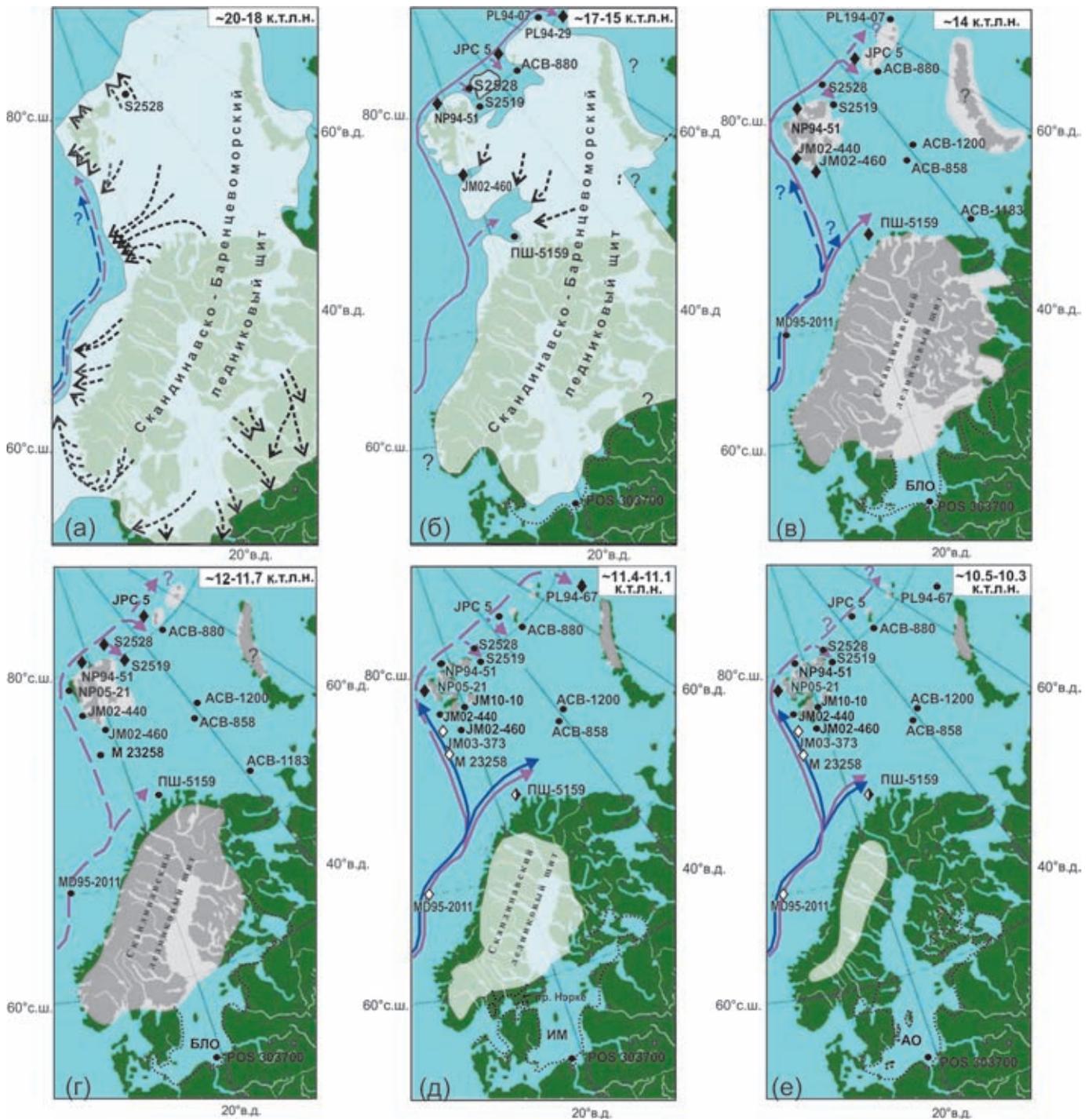


Рис. 2.5.14. Схемы притока атлантических вод и дегляциации Баренцевоморского региона для шести временных срезов (а) максимума последнего оледенения, (б) ранней дегляциации, (в) теплого интерстадиала беллинг–аллеред, (г) холодного стадиала позднего дриаса, (д) и (е) двух интервалов раннего голоцена по [Иванова и др., 2016] с изменениями.

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) слоях водной толщи, положение станций приведено на рис. 2.5.1. Сплошной черной линией показаны границы ледников, сплошными синими стрелками обозначен приток поверхностных, розовыми – подповерхностных атлантических вод в Баренцевом море; штриховыми стрелками отмечен относительно слабый приток. Короткими пунктирными стрелками на рис. (а) обозначено направление ледовых потоков (ice streams)

вышает 11.7–11.4 кал. тыс. л. н. [Ivanova et al., 2002; Polyak, Solheim, 1994; Polyak et al., 1997; Hald et al., 1999; Lubinski et al., 2001; Murdmaa et al., 2006; Ivanova et al., 2019], за исключением отдельных колонок. В колонке S2519 из трога Эрика Эриксона получена более древняя датировка, позволяющая предположить более раннюю смену ледниково-морских обстановок на морские (рис. 2.5.3, [Ivanova et al., 2019]).

### ПАЛЕООКЕАНОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

В максимум последнего оледенения (МПО), от 22–20 до 19 кал. тыс. л. н., весь Баренцевоморско-Балтийский регион был покрыт мощным ледниковым щитом толщиной до 1–2 км (рис. 2.5.14, а) [Svendsen et al., 2004; Mangerud et al., 2004], распространявшимся 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. 2.5.14, а) [Sarnthein et al., 2003]. Согласно модели [Siegert, Dowdeswell, 2002], мощность ледника постепенно увеличивалась с МПО до ~ 16 (модельных) тыс. л. и лед растекался от центра щита к периферии в виде мощных ледовых потоков (ice streams) [Ottesen et al., 2008].

На большей части акватории Баренцева моря начало дегляциации задержалось на 2–4 тыс. лет по сравнению с Западной Европой. Не позднее 16 кал. тыс. л. н. под влиянием превышения критической массы устойчивости произошел быстрый распад ледника из-за развития ледовых потоков и откола айсбергов на бровке континентального склона [Siegert, Dowdeswell, 2002]. 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. Некоторые авторы предполагали, что «флотилия айсбергов», отколовшихся по периферии Баренцевоморского ледникового щита от «впадающих» в Норвежское море ледниковых потоков, приплыла в Северную Атлантику [Sarnthein et al., 2000]. Таяние замороженной в айсбергах пресной воды вызвало значительное понижение солености поверхностных вод и резкое ослабление или даже остановку конвекции в Северной Атлантике во время так называемого первого события Хайнриха (H-1, ~17–15 кал. тыс. л. н.) [Sarnthein et al., 2000; McManus et al., 2004; Иванова, 2006; Ivanova, 2009] в пределах первого стадиала Хайнриха (CX1, рис. 2.5.3). CX1 примерно соответствует похолоданию раннего дриаса (Oldest Dryas) в Европе.

В ходе глобального потепления и перехода к межледниковью начали освобождаться ото льда глубо-

ководные трогии на западе и севере Баренцева моря (рис. 2.5.14, б), прежде всего трог Медвежьего острова. Ледовые потоки способствовали освобождению шельфовых впадин моря и образованию небольших морских водоемов, опресненных из-за обильного притока талых вод [Murdmaa et al., 2006]. В этих впадинах накапливался слой описанного выше ледниково-морского диамиктона с большим содержанием грубообломочного материала (рис. 2.5.8). Судя по отсутствию диамиктона и радиоуглеродным датировкам колонки ПШ 5159, еще до 16 кал. тыс. л. н. освободилась впадина Ингёйдьюпет (рис. 2.5.12) [Ivanova, 2009; Чистякова и др., 2010].

Во время теплого интерстадиала беллинг–аллеред, около 14.8–12.9 кал. тыс. л. н., большая часть Баренцева моря была свободна от ледников, которые сохранились только на архипелагах и мелководьях (рис. 2.5.14, в) [Elverhøi et al., 1998; Landvik et al., 1998; Klitgaard-Kristensen et al., 2013]. 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 трогии Баренцева моря [Чистякова и др., 2010; Lubinski et al., 2001; Ślubowska et al., 2005; Aagaard-Sørensen et al., 2010; Chauhan et al., 2016; Иванова и др., 2016; Ivanova et al., 2019]. Подповерхностная атлантическая вода заполняла до дна впадину Ингёйдьюпет (ст. ПШ-5159) и северные трогии, распространяясь вдоль материкового склона Евразии до моря Лаптевых (рис. 2.5.13). Отсутствие выраженного «сигнала» придонных атлантических вод в колонках из трога Св. Анны ~14 кал. тыс. л. н. может объясняться интенсивным льдообразованием с формированием локальных придонных вод, либо недостаточным временным разрешением имеющихся данных [Lubinski et al., 2001]. Однако биопродуктивность моря оставалась низкой, что подтверждается отсутствием планктонных фораминифер в осадках дегляциации за исключением отдельных прослоев, характеризующих непродолжительные благоприятные для развития планктона условия. Поверхность моря в течение интерстадиала Б–А, как и в течение всей дегляциации, была холоднее, чем более глубокие горизонты водной толщи (рис. 2.5.14, в) [Иванова и др., 2016; Ivanova et al., 2019]. Подповерхностный и придонный слои сильнее прогревались в районах поступления атлантических вод не только при активизации глобальной термохалинной циркуляции в Б–А и раннем голоцене [Vauch et al., 2001; McManus et al., 2004; Risebrobakken et al., 2011], но и в раннем

и позднем дриасе. Этому способствовало значительное опреснение поверхностных вод Баренцева моря за счет большого количества талых вод, усиливавшее стратификацию верхней части водной толщи [Иванова и др., 2016; Ivanova et al., 2019].

В позднем дриасе (ПД), ~12.9–11.7 кал. тыс. л. н., произошла экспансия Скандинавского ледникового щита на суше, а также ледников архипелагов Шпицбергена, Земли Франца-Иосифа и Новой Земли на шельф (рис. 2.5.14, г). При общих суровых условиях с широким распространением морских льдов и айсбергов на поверхности Баренцева моря установлено локальное повышение биопродуктивности, по-видимому, за счет эффекта полыньи, например, в троге Эрик Эриксона [Ivanova et al., 2019].

Переход от ледниково-морских условий дегляциации к морским условиям голоцена происходил на фоне повышения уровня океана и неравномерного гляцио-изостатического подъема разных участков дна Баренцева моря и прилегающей суши [Lubinski et al., 2001; Harff et al., 2001]. К началу голоцена остались небольшие ледники на окружающих Баренцево море архипелагах (рис. 2.5.14, д). Поступление значительного объема талых ледниковых вод обусловило низкие температуры на поверхности и широкое распространение морских льдов в Баренцевом море [Risebrobakken et al., 2010, 2011; Ivanova et al., 2019]. В раннем голоцене, около 11–9 кал. тыс. л. н., установлено значительное усиление притока относительно теплых и соленых атлантических вод через Норвежское море в Баренцево от подповерхностного слоя до дна (рис. 2.5.8, 2.5.14, д) и дальнейшее сокращение ледников на архипелагах Шпицбергена, Земли Франца-Иосифа и Новой Земли (рис. 2.5.8, 2.5.14, д, е [Чистякова и др., 2010; Risebrobakken et al., 2011; Иванова и др., 2019]. Усилился и приток подповерхностных атлантических вод в северные трог [Ivanova et al., 2019], который, по-видимому, затронул даже поверхностный и придонный слои водной толщи в проливе Кембридж Земли Франца-Иосифа, соединяющемся с трогом Франц-Виктория [Ivanova et al., 2020]. В трог Орла (Квитойя) установлено заметное влияние Атлантики в поверхностном слое 4–2 кал. тыс. л. н. [Brice et al., 2020].

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В послеледниковой истории Баренцева моря выделяются три основных стадии, которым соответствуют специфические литостратиграфические горизонты донных осадков, вскрытые в шельфовых впадинах. Ранняя дегляциация, включающая ранний дриас и первое событие Хайнриха, представлена горизонтом ледниково-морского диамиктона, образованного материалом айсбергового разноса и накопившимся в спокойных подледных условиях тонкозернистым матриксом. Поздней дегляциации соответствует горизонт преимущественно дистальных ледниково-морских отложений. Эта стадия включает потепление беллинг-аллеред, представленное в ряде разрезов пестроцветными ламинированными отложениями за счет пульсационной седиментации, и похолодание позднего дриаса. В двух из изученных колонок это похолодание проявилось в виде отложений гравитационных потоков густой суспензии за счет выдвигания ледников на архипелагах и отмелях. Голоцену соответствует горизонт биотурбированных морских отложений гемипелагического типа.

Эти интервалы характеризовались сильно отличающимися палеообстановками, но поверхность моря в течение всей дегляциации была холоднее, чем подповерхностный и придонный слои, которые сильнее прогревались в районах поступления атлантических вод не только при активизации глобальной термохалинной циркуляции в Б–А [McManus et al., 2004], но и в раннем дриасе (т. е. во время первого события Хайнриха).

**Благодарности.** Авторы благодарны российским и зарубежным коллегам за многолетнее сотрудничество по изучению послеледниковой этапа развития Баренцева моря и обсуждение результатов, а также Д.М. Коршунову и С.М. Сим за помощь в оформлении рисунков.

**Источники финансирования.** Работа выполнена в рамках госзадания Минобрнауки (тема № 0149-2019-0007). Радиоуглеродные масс-спектрометрические датировки финансировались в рамках Российского научного фонда (проект № 14-50-00095).