

пыльцы сосны зафиксировано около 2950 ± 45 л. н. [Kremenetski et al., 2004]. В районе Никеля на высоте 185 м над уровнем моря в это время также зафиксировано снижение распространения березы и сосны. Около 2224 ± 48 л. н. распространились вересковые тундры [Янковска, 2011]. Во всех разрезах тенденция примерно сходная. В субатлантическом периоде деревья практически отсутствуют, доминируют злаки и осоковые. Сходство тенденций во всех изученных разрезах, расположенных вблизи береговой линии Баренцева моря, свидетельствует о региональном характере климатических изменений.

Анализ имеющихся для голоценового периода последовательностей, а также радиоуглеродных датировок (см. таблицу) в береговой зоне от полуостровов Среднего и Рыбачьего до Териберки позволил реконструировать изменение климатических условий, динамику ландшафтов и тренд изменения уровня моря. Для построения предполагаемой линии тренда использованы данные из таблицы (см. таблицу). При этом очевидно, что линия тренда не совпадает с линией изменения уровня моря в данном районе, а всего лишь показывает направленность и изменение скорости регрессии (рис. 2.1.3).

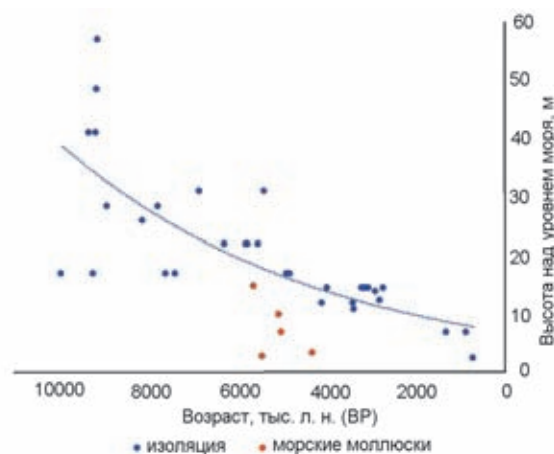


Рис. 2.1.3. Точечная диаграмма распределения наземных и морских отложений в голоцене с предполагаемой линией тренда изменения уровня моря на рассматриваемом участке

Все это дало возможность установить динамику береговой зоны в голоцене для указанного района исследования.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИНОЗ РАН — СПб ФИЦ РАН по теме № 0154-2019-0004.

2.2. Палиностратиграфия ледово-морских и морских осадков Баренцева моря

О.В. Руденко

ФГБОУ ВО Орловский государственный университет им. И.С. Тургенева, Орел

Палинологическими и литологическими данными обосновано расчленение донных отложений юго-восточной и центральной частей Баренцева моря на три литокомплекса, характеризующих различные обстановки осадко-накопления на этапе перехода к голоцену и в самом голоцене. Литокомплекс 3, представленный проксимальными гляциально-морскими глинистыми отложениями с обильными грубообломочными включениями и относимый к периоду ранней дегляциации (>15 тыс. календарных лет назад), характеризуется низкой концентрацией растительных микроостатков с абсолютным доминированием переотложенных, в основном, мезозойских форм и присутствием единичных диноцист криофильного вида *Islandinium var. minutum*.

Литокомплекс 2 (~15–12 тыс. кал. л. н.) соответствует этапу поздней дегляциации и переходу к голоцену, представлен темно-серыми или коричневато-серыми тонкослоистыми песчанистыми алевропелитами или плотными глинами с материалом айсбергового разноса, накапливавшимся в условиях дистальных ледниково-морских бассейнов. Он характеризуется палинозоной с невысокой концентрацией микрофоссилий, значительной долей переотложенных докайнозойских форм, доминированием пыльцы тундровых кустарничков, злаков и полыней, повышенным содержанием спор плаунов и преобладанием криофильного *Islandinium var. minutum* в ассоциации водных палиноморф.

Литокомплекс 1 (<12 тыс. кал. л. н.) представлен оливково-серыми пластичными пелитами, сверху со следами биотурбаций и пятнами гидротроилита. В Южно-Новоземельском желобе осадки литокомплекса опесчанены, а на Канинском плато замещены песками с включениями гальки и битой ракуши. Ему соответствуют три палинозоны с доминированием пыльцы березы и сосны, повышенной долей участия в спектрах пыльцы ели и ольхи, а также сфагновых мхов и папоротников. Постоянное присутствие единичной пыльцы широколиственных растений и пиковые значения содержания цист *Operculodinium centrocarpum* и *Spiniferites* sp. в группе водных палиноморф свидетельствуют об усилении влияния атлантических вод в изученных районах моря.

Ключевые слова: литокомплекс, палинокомплекс, палиноморфы, палиностратиграфия.

ВВЕДЕНИЕ

К настоящему времени на Баренцевоморском шельфе выполнены многочисленные геолого-геофизические исследования, создающие надежную основу для изучения верхних горизонтов его осадочного чехла [Гриценко, Крапивнер, 1989; Мусатов, 1992; Матишов, 1984; 2008; Костин, Тарасов, 2011; Zarkhidze, Samoilovich, 1989 и др.]. Изучение вещественного состава верхнекайнозойских осадков, в том числе биостратиграфическими методами, было начато в конце 1960-х годов. Вслед за «пионерными» работами Е.С. Малясовой [1988] в юго-восточной части Баренцева моря, в конце 1980-х годов были получены первые радиоуглеродные датировки и опубликована биостратиграфическая схема расчленения плейстоцен–голоценовых отложений юго-восточной части Баренцева моря [Стелле и др., 1989]. В 1970-х годах на шельфе Баренцева моря начались масштабные геолого-геофизические исследования с применением донного опробования и инженерно-геологического бурения, в результате которых была получена надежная актуалистическая основа для биостратиграфических исследований [Руденко, 2017; Руденко, Полякова, 2001] и фактологическая – для

корреляции отложений, формировавшихся в разных морфодинамических зонах моря. Всего автором с разной степенью детальности изучено более 50 колонок донных осадков по всей площади Баренцевоморского шельфа и 12 разрезов морских террас побережий Баренцева и Печорского морей. Данные работы со всей очевидностью показали высокую информативность палинологического метода для выяснения геологической истории бассейна. Их главная задача – палинологическое обоснование стратиграфии и корреляции верхнекайнозойских отложений на основе выявления общих и региональных особенностей установленных палинозон. Полученные результаты использованы при разработке легенд геологических карт изученных участков [Государственная..., 2003а, 2003б, 2006, 2014].

В настоящей работе обсуждаются результаты палинологического анализа донных осадков, поднятых в разные годы грунтовыми трубками и виброскважиной в экспедициях Мурманской арктической геологоразведочной экспедиции на НИС «Геофизик» и «Профессор Куренцов», проведенных в рамках ГСШ 1:1000000 масштаба в южной части Баренцева моря и в Центральной впадине (табл. 2.2.1, рис. 2.2.1).

Таблица 2.2.1. Основные данные об изученных колонках донных осадков Баренцева моря

| № | Номер колонки | Год отбора проб | Вид пробоотбора | Широта, с. ш. | Долгота, в. д. | Глубина моря, м | Длина колонки, см |
|---|---------------|-----------------|------------------|---------------|----------------|-----------------|-------------------|
| 1 | BS-85/13 | 1985 | грунтовая трубка | 69°57′ | 34°56′ | 185 | 310 |
| 2 | BS-41/22 | 1985 | грунтовая трубка | 70°20′ | 34°30′ | 270 | 340 |
| 3 | NZ-11/12 | 2011 | грунтовая трубка | 70°03′ | 54°29′ | 100 | 225 |
| 4 | Kn-13 | 1987 | грунтовая трубка | 68°49′ | 45°17′ | 41 | 245 |
| 5 | PL-96-126 | 1996 | грунтовая трубка | 73°37.5′ | 50°43′ | 270 | 350 |
| 6 | VBh-381 | 1983 | виброскважина | 68°40′ | 41°30′ | 59 | 475 |
| 7 | CD-01/12 | 2014 | грунтовая трубка | 75°30.5′ | 42°38′ | 340 | 215 |
| 8 | CD-02/31 | 2014 | грунтовая трубка | 75°20.7′ | 43°47.7′ | 309 | 235 |

Повысить достоверность палиностратиграфических выводов помогло наличие микрофаунистических данных по тем же колонкам [Rudenko et al., 2018] и, отчасти, радиоуглеродные датировки [Voronina et al., 2001], а также сравнение с опубликованными ранее материалами по строению осадочной толщи шельфа Баренцева моря [Корсун и др., 1994; Polyak et al., 1995, 2000; Polyak, Mikhailov, 1996; Мурдмаа, Иванова, 1999; Zarkhidze, Samoilovich, 1989], палинологии Кольского полуострова [Лебедева, 1977, 1983] и юго-востока Баренцева моря [Окунева, Стелле, 1986; Стелле и др., 1989; Voronina et al., 2001].

ЛИТОЛОГИЯ И СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЯ ИЗУЧЕННЫХ РАЗРЕЗОВ

Юг и юго-восток Баренцева моря характеризуются большими различиями мощностей верхнекайнозойских отложений [Костин, Тарасов, 2011], активной гидродинамикой в юго-западной части и значительно более спокойной гидрологической ситуацией в восточной [Павлидис и др., 1998]. Специфичные локальные условия седиментации формируются под влиянием многих факторов: активного смешения локальных арктических, трансформированных теплых атлантических вод и реверсивных холодных беломорских, выносящих массу осадочного вещества

через Воронку Белого моря, речного стока с полуостровов Кольский и Канин, талых ледниковых вод с Новой Земли, особенностей ледовой обстановки и характера морского дна. Все вышеперечисленное определяет некоторые различия литологического состава осадков на изученной площади Баренцевоморского шельфа.

Однако, основываясь на опубликованных ранее геофизических данных [Polyak et al., 1995; Polyak, Mikhailov, 1996; Мурдмаа, Иванова, 1999], литологических особенностях и составе микрофоссилий, заключенных в изученных осадках, их можно объединить в три литокомплекса, соответствующих времени перехода от последнего оледенения к голоцену и самому голоцену, и сопоставить их с осадочными сейсмостратиграфическими комплексами (ОССК) Баренцевоморского района, установленными непрерывным сейсмоакустическим профилированием

[Гриценко, Крапивнер, 1989; Мусатов, 1992; Рыбалко, 2001; Костин, Тарасов, 2011; Тарасов и др., 2009].

Литокомплекс 3 соответствует эпохе ранней дегляциации (более 15 тыс. кал. л. н. Он характеризуется «хаотичной» волновой картиной на сейсмозаписях [Костин, Тарасов, 2011; Polyak et al., 1995; Тарасов и др., 2009] и представлен проксимальными гляциально-морскими глинистыми отложениями с обильным обломочным материалом и заключенными в них преимущественно переотложенными дочетвертными микрофоссилиями, накапливавшимися в условиях холодного морского опресненного бассейна [Мурдмаа, Иванова, 1999]. Нашими исследованиями вскрыт только в колонке CD-02/31 в Центральной впадине и в нижних 10 см колонки BS-85/13 с южного борта Кольского желоба.

Литокомплекс 2 – переходный между двумя литологически четко выраженными литокомплексами

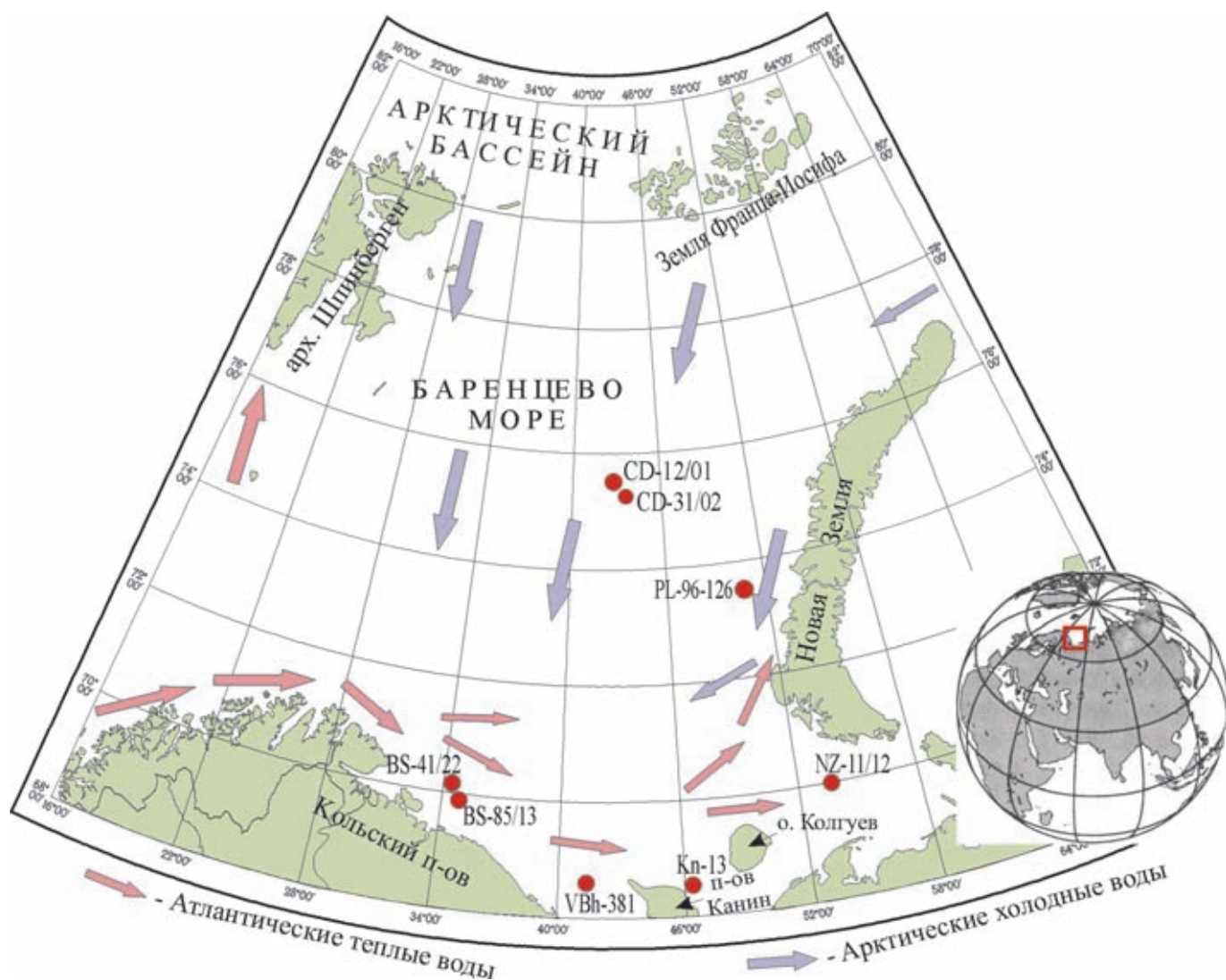


Рис. 2.2.1. Местоположение изученных колонок донных осадков

3 и 1, распространен повсеместно, за исключением Приновоземельской и Кольской цокольных террас, а также Печоро-Канинского мелководья, в районе которого он достоверно обнаружен лишь на о. Колгуеве [Крапивнер, 2009б]. Однако, полученные колонки донных осадков из районов Канинского плато, Северо-Канинского мелководья и Южно-Новоземельского желоба позволяют предполагать там его присутствие.

На сейсмозаписях он характеризуется горизонтально-ритмичнослоистой волновой картиной и соответствует этапу поздней дегляциации–перехода к послеледниковью (15–10.3 тыс. кал. л. н.) [Polyak et al., 1995]. Соответствующие ему осадки представлены плотными глинами, тонкослоистыми опесчаненными пелитами и алевропелитами с многочисленным материалом айсбергового разноса, что свидетельствует об их накоплении в условиях дистальных ледниково-морских бассейнов. Еще со времен работ М.В. Кленовой [1960], одного из основоположников морской геологии в России, они получили внеклассификационное и внегенетическое, чисто баренцево-морское название – «древние глины». В генетическом отношении они представляют собой ледниково-морские осадки (гляциомариний), образование которых связывается с вытаиванием моренного материала из подошвы ледникового покрова, находящегося на плаву [Самойлович и др., 1993]. Обстановки такого осадконакопления названы «подледно-шельфовыми», причем в зависимости от того, соединился ли морской бассейн с открытым океаном или нет, их относят к «открытому» или «закрытому» типу [Павлидис и др., 1998].

Верхний литокомплекс представлен морской сейсмофацией или маринием голоценового возраста (слой 1, mH1), для которой характерны акустически «прозрачная» запись, четкая литологическая граница и отсутствие признаков размыва на контакте с подстилающими глинами [Костин, Тарасов, 2011; Polyak et al., 1995]. Слой 1 сложен пелитовыми и алевроито-пелитовыми илами оливково-серого или от светло-коричневого до коричневатого-темно-оливково-серого цвета, иногда с примесью песка, иногда сильно обводненными, в верхней части со следами трубок полихет, биотурбаций, пятнами гидротроилита и примазками моносulfидов железа. Слой 1 характеризуется повышенной концентрацией и значительным биоразнообразием комплексов современных микрофоссилий. На Кольско-Канинском участке этот слой представлен песчаной толщей с включениями битой ракуши и гальки.

Вышеописанные слои вмещают латерально изменчивые палинокомплексы, объединенные в несколько региональных палинозон (далее в тексте ПЗ). ПЗ-I

характеризует литокомплекс 3. Литокомплексу 2 соответствует ПЗ-II. В ряде разрезов она подразделяется на подзоны Па и Пб. Литокомплекс 1 вмещает палинокомплексы, объединенные в ПЗ-III, ПЗ-IV и ПЗ-V.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Техническая обработка образцов проводилась по принятой в России методике В.П. Гричука [Палеопалинология, 1966]. Часть образцов повторно обрабатывалась плавиковой кислотой [Moore et al., 1991] с целью увеличения концентрации экстрагированных микрофоссилий в связи с их крайне низким содержанием в осадках. Шаг пробоотбора составил 5–10 см. Идентификация микрофоссилий осуществлялась под микроскопом Motic-B1-220A при 400-кратном увеличении с привлечением опубликованных атласов и ключей [Куприянова, 1965; Куприянова, Алешина, 1972; Палеопалинология, 1966; Reille, 1995, 1998]. Палинодиаграммы построены с использованием пакета программ Tilia, TiliaGraph, TGView [Grimm, 1993, 2004]. Подсчет процентного содержания микрофоссилий проводился в зависимости от репрезентативности ПС: либо за 100% принималась сумма пыльцы деревьев, кустарников, трав и кустарничков (AP+NAP), а доля пыльцы водных и прибрежно-водных растений и спор подсчитывалась от этой суммы; либо за 100% принималась сумма пыльцы и спор. В осадках некоторых колонок были обнаружены водные палиноморфы (морские цисты динофлагеллат, колониальные пресноводные зеленые водоросли). В этом случае доля пыльцы наземных и водных растений определялась от суммы пыльцы, все остальные микрофоссилии – от суммы непыльцевых палиноморф (далее в тексте НПП). Переотложенные споры и пыльца дочетвертичного возраста подсчитывались дополнительно, а доля их участия в ПС рассчитана от общей суммы всех зарегистрированных в осадке микрофоссилий.

Центральная впадина

Две колонки подняты в 2014 г. с юго-восточного борта Центральной впадины с глубины 310–340 м (табл. 2.2.1, рис. 2.2.1). Все изученные образцы содержали гетерохронные палиноспектры (далее в тексте ПС) с различной степенью сохранности микрофоссилий. Споры и пыльца молодого возраста имеют отличную сохранность, а дочетвертичные – как правило, неудовлетворительную и крайне плохую, за исключением раннемеловых спор схизейных и трехлучевых спор *Leiotriletes* юрско-раннемелового возраста. Большая часть переотложенных микрофоссилий имеет локальный генезис, учитывая возраст

коренных пород исследуемого региона [Геологическая..., 1983], и поступает в осадки за счет донной абразии. Так, численно доминирующие *Picea* sp., *Pinus* sp., споры глейхениевых и схизейных, представленные вариативными видами родов *Lygodium* и *Anetia*, характерны для отложений готеррив-баррема; для апт-альбских отложений – *Podocarpus unica* Bolch., *Gleichenia delicata* Bolch., «бобовидные» споры семейства Polypodiaceae, *Ginkgo* sp., Taxodiaceae/ Cupressaceae, *Cycas glabra*, *Bennettites* spp.

Колонка CD-31/02. Микрофоссилии в количестве, достаточном для процентного подсчета внутри групп, зарегистрированы лишь в верхнем метре разреза (рис. 2.2.2, а).

Интервал разреза 2.35–1.0 м объединен в единую ПЗ-I, в которой пыльца и споры молодого возраста встречены лишь в образце с глубины 1.8 м. В остальных зарегистрированы пыльца и споры только мезозойского возраста. ПС с глубины 1.8 м отличаются максимальной для всего разреза долей пыльцы трав (Poaceae, Chenopodiaceae, *Artemisia* и Asteraceae) – до 30–45% в сумме, доминированием пыльцы *Betula nana*-type и спор *Sphagnum*, присутствием типичного для арктических морей криофильного таксона *Islandinium* var. *minutum*.

Для ПЗ-II (интервал 1.0–0.7 м) характерен максимум содержания пыльцы *Betula nana*-type (до 60% в нижней части ПЗ). Вверх по разрезу ее содержание резко уменьшается за счет увеличения доли пыльцы сосны и появления пыльцы древовидных берез и ольхи, а также ели и пихты. Процент пыльцы Poaceae по-прежнему высок (до 20%), разнотравье (*Varia*) наиболее разнообразно по составу. В споровой части спектров доминируют споры сфагновых мхов. В верхней части ПЗ резко увеличивается количество и разнообразие спор плаунов, и в интервале 1.2–1.3 м зарегистрирован их максимум. Увеличивается также доля морских цист динофлагеллат в составе НПП, появляются и достигают максимума цисты динофлагеллат *Operculodinium centrocarpum* и *Spiniferites* sp., в арктических морях маркирующие обстановки нормально-морской солености в зонах влияния атлантических вод [Matthiessen, 1995].

Нерасчлененные ПЗ-III и ПЗ-IV в интервале 0.7–0.3 м характеризуются очень низкой концентрацией пыльцы и спор в осадках и обедненным составом ПС с полным исчезновением пыльцы травянистых растений и господством дальнезаносных пыльцы сосны и спор папоротников. Такая особенность ПЗ свидетельствует о неблагоприятных условиях среды во время ее формирования.

Колонка CD-12/01. Доля дочетвертичных переотложенных микрофоссилий, в целом, меньше, чем в

ПС колонки CD-31/02 (рис. 2.2.2, б), однако, в нижней части разреза они составляют почти половину всех зарегистрированных микрофоссилий, несколько уменьшаясь вверх по разрезу. Выделенная ПЗ в интервале 2.15–1.95 м разреза характеризуется доминированием пыльцы карликовых берез и злаков и коррелируется с ПЗ-II разреза CD-31/02, вторая ПЗ (интервал 1.95–0.2 м) отличается увеличением содержания дальнезаносной пыльцы сосны, ольхи и спор сфагновых мхов и коррелируется с нерасчлененными ПЗ-III-IV колонки CD-31/02; пыльца и споры, извлеченные из приповерхностных 20 см, идентичны субфоссильным из этого региона.

Группа водных палиноморф более разнообразна по составу, чем в осадках колонки CD-31/02, доминирует *Islandinium* var. *minutum*, а вверх по разрезу резко увеличивается доля *Operculodinium centrocarpum*.

Кольский желоб

Колонки, поднятые на южном склоне Кольского желоба (рис. 2.2.1, табл. 2.2.1), вскрыли толщу темно-серых тугопластичных осадков с рассеянными включениями дресвы и гравия, перекрытую маломощным слоем зеленовато-серых текучепластичных пелитов со стяжениями гидротроилита и раковинами морских моллюсков. В колонке BS-85/13 в призабойной части разреза (в нижних 10 см) обнаружен обильный обломочный материал, а на пыльцевой диаграмме этой части разреза соответствует очень характерная ПЗ-I (рис. 2.2.3, а) – с большим количеством перетолженной пыльцы и спор мезозойского возраста, крайне обедненным таксономическим составом и присутствием пыльцы Poaceae и *Betula nana*-type, что позволяет полагать, что нижние 10 см колонки представлены осадками ранней дегляциации.

Интервалам 2.8–0.45 м колонки BS-85/13 (рис. 2.2.3, а) и 3.4–0.5 м колонки BS-41/22 (рис. 2.2.3, б) соответствует ПЗ-II, однако, в интервале 1.5–0.5 м колонки BS-41/22 зарегистрировано больше пыльцы древовидных берез, чем в осадках колонки BS-85/13, что предопределило ее деление на подзоны IIa и IIb на диаграмме колонки BS-41/22. В целом, для ПЗ-II характерно доминирование пыльцы *Betula nana*-type (в сумме до 35%), спор *Sphagnum* sp. (до 25%), Polypodiaceae (до 20%) и Bryales (до 10%) и высокий процент участия спор плаунов в верхней части палинозоны. Для травянистой части спектров характерны высокие значения содержания пыльцы Poaceae, Chenopodiaceae и *Artemisia* sp. (до 30–35% в сумме) и довольно значительное количество пыльцы Ericales в нижней части палинозоны. Разнотравье представлено, в основном, пыльцой Saxifragaceae, Apiaceae, Brassicaceae, Caryophyllaceae, Polygonaceae.

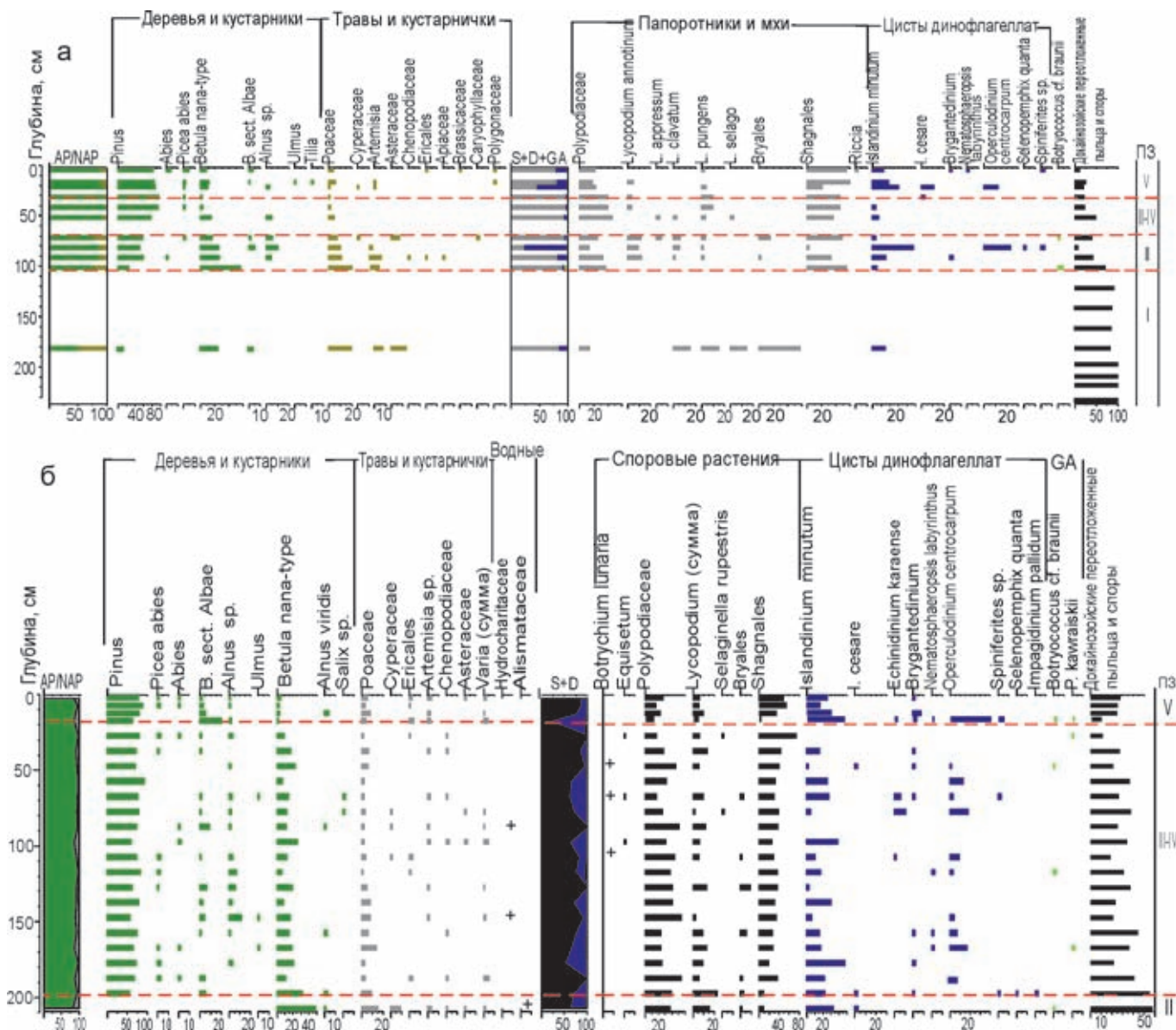


Рис. 2.2.2. Палинодиаграммы колонок CD-31/02 (а) и CD-12/01 (б) из Центральной впадины Баренцева моря, избранные пыльцевые записи, %:

AP – пыльца деревьев и кустарников; NAP – пыльца трав и кустарничков; GA – колониальные хлоро- и харофитовые водоросли; D – цисты динофлагеллат; S – споры

Интервал 2.4 м на диаграммах обеих колонок отмечен появлением колоний пресноводных хлорофитовых водорослей рода *Pediastrum*. Пик их содержания и несколько увеличивающееся разнообразие (*P. kawraiskii*, *P. simplex* и *P. duplex*) отмечены в интервале 1.8–1.4 м на диаграмме колонки BS-41/22 и в интервале 2.1–1.7 м в разрезе BS-85/13. Однако их суммарное количество в обеих колонках оказалось недостаточным для процентного подсчета внутри группы. В верхней части палинозоны появляются единичные цисты *Islandinium* var. *minutum* и *Brygantedinium* spp.

Состав микрофоссилий ПЗ-II (в частности, «реперный» максимум спор плаунов и увеличившаяся доля пресноводного микрофитопланктона), а также литологические характеристики вмещающих ее осадков позволяют считать, что она характеризует осадки финальной дегляциации и перехода к голоцену. Пиковые значения содержания спор плаунов на границе «пребореал-бореал» зафиксированы на палинодиаграммах датированных разрезов морских осадков в долинах рек Чапома, Варзуга и Воронья [Лебедева, 1977, 1983]. Эту же особенность ПС отмечали все палинологи, изучавшие палинокомплексы

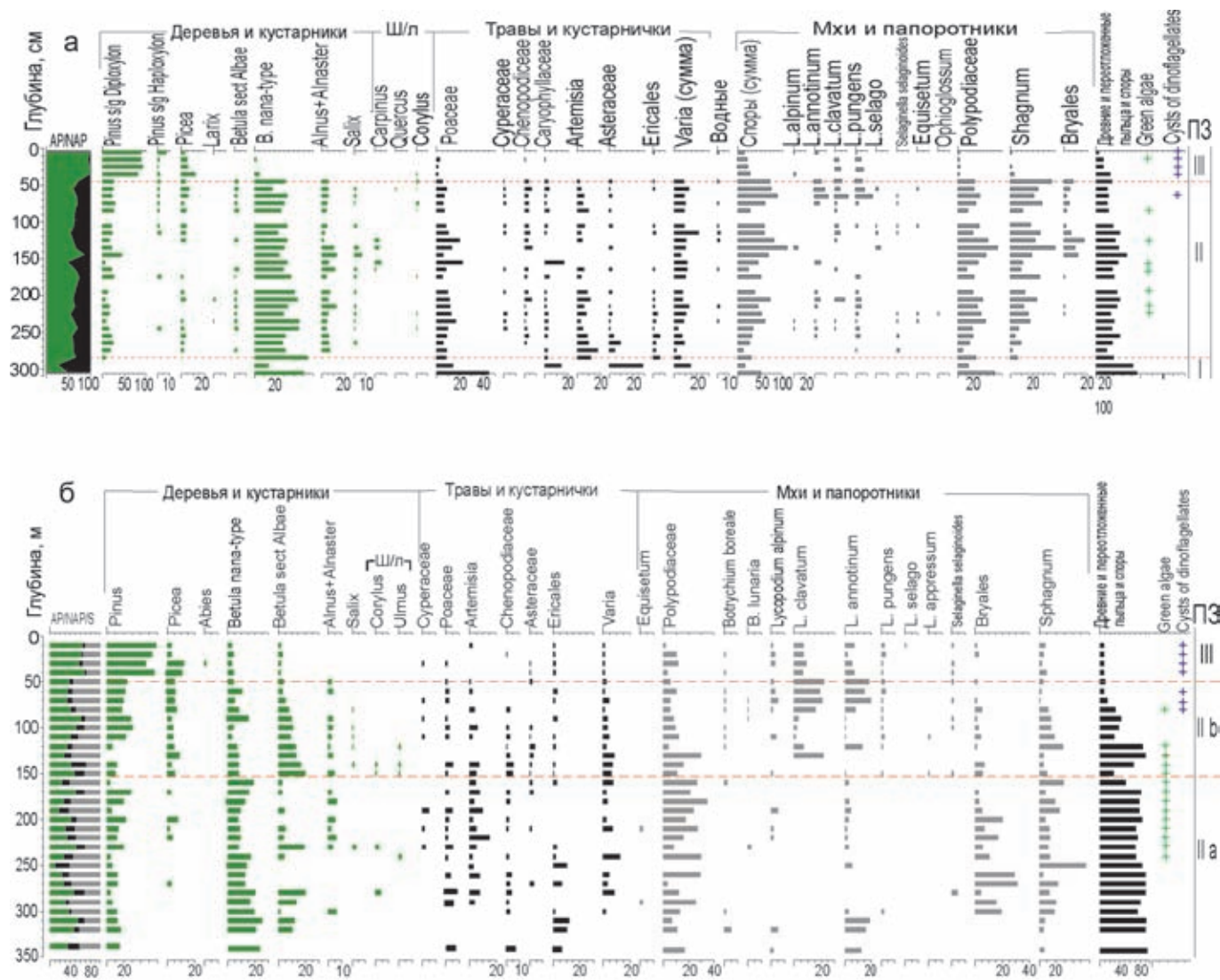


Рис. 2.2.3. Палинодиаграммы колонок BS-85/13 (а) и BS-41/22 (б) из Кольского жёлоба, избранные пыльцевые записи, %:

ш/л – пыльца широколиственных растений; остальные сокращения см. на рис. 2.2.2

из древнеголоценовых осадков Карельского перешейка и береговых районов Северной и Восточной Фенноскандии [Елина и др., 2000; Малясова, 1960; Самойлович и др., 2003; Шарапова, 2005].

Слою зеленовато-серых текучепластичных пелитов (верхние 0.45–0.5 м разрезов) соответствует ПЗ-III, основными отличиями которой являются: а) абсолютное доминирование пыльцы хвойных растений (более 75%) над пыльцой берез, б) максимальное (на диаграммах обоих разрезов) количество пыльцы *Picea* sp. (до 12%), в) резкое уменьшение количества спор плаунов (до 3%) и г) почти полное исчезновение хлорофитовых водорослей в группе водного микрофитопланктона. С интервалом 0.7 м (BS-85/13) и 0.8 м (BS-41/22) единично регистрировались цисты *Operculodinium centrocarpum* и *Nematosphaeropsis labyrinthus*.

Западно-Новоземельский шельф и Южно-Новоземельский желоб

Колонки, поднятые на юге и западе Новоземельского шельфа (рис. 2.2.1; табл. 2.2.1), вскрыли толщу темно-серых до коричневатого-темно-серых алевропелитов (слой 1), в нижней части колонки NZ-11/12 – более плотных с многочисленными включениями грубых обломков (слой 2). В Южно-Новоземельском желобе верхние 0.9 м алевролитов опесчанены. Имеющиеся радиоуглеродные датировки по колонке PL-96-126 свидетельствуют о значительной мощности осадков среднего–позднего голоцена на Западно-Новоземельском шельфе и очень высоких скоростях седиментации, от 60 до 120 см/100 лет [Voronina et al., 2001].

ПЗ-II, выделенная в осадках колонки NZ-11/12 в интервале 2.2–1.15 м (рис. 2.2.4, а), имеет характер-

ный состав, свидетельствующий о суровых климатических условиях времени ее формирования.

В ней зарегистрировано аномально высокое для ПС донных осадков Баренцева моря содержание пыльцы травянистых растений (до 44.4%), в то время как доля дальнезаносной пыльцы хвойных растений не превышает 15%, что в 3–4 раза меньше, чем в суб-фоссильных СПС из района Западно-Новоземельского шельфа [Руденко, 2011]. Доминирует пыльца полыни (до 28.7%), содоминанты – пыльца злаков и семейства маревых. Постоянно присутствие в ПС пыльцы Asteraceae, в интервале 1.5–1.55 см зарегистрирована пыльца эфедры. Пыльца Saxifragaceae,

Brassicaceae, Rosaceae и Polygonaceae составляет наибольшую долю в группе разнотравья. В споровой части ПС наиболее многочисленны споры папоротников (10–24.4%) и зеленых мхов (до 32%). Доля участия спор плаунов достигает максимальных значений (до 15%) в верхней части ПЗ. В ассоциации водных палиноморф преобладают пресноводные зеленые водоросли (*Pediastrum kawraiskii*, *P. duplex*).

В вышележащих осадках выделены три ПЗ. В ПЗ-III (интервал 0.9–1.15 м) существенно уменьшается количество пыльцы трав за счет увеличения доли пыльцы древесных и кустарниковых растений (до 50%), на диаграмме показаны максимумы кривые пыльцы осок,

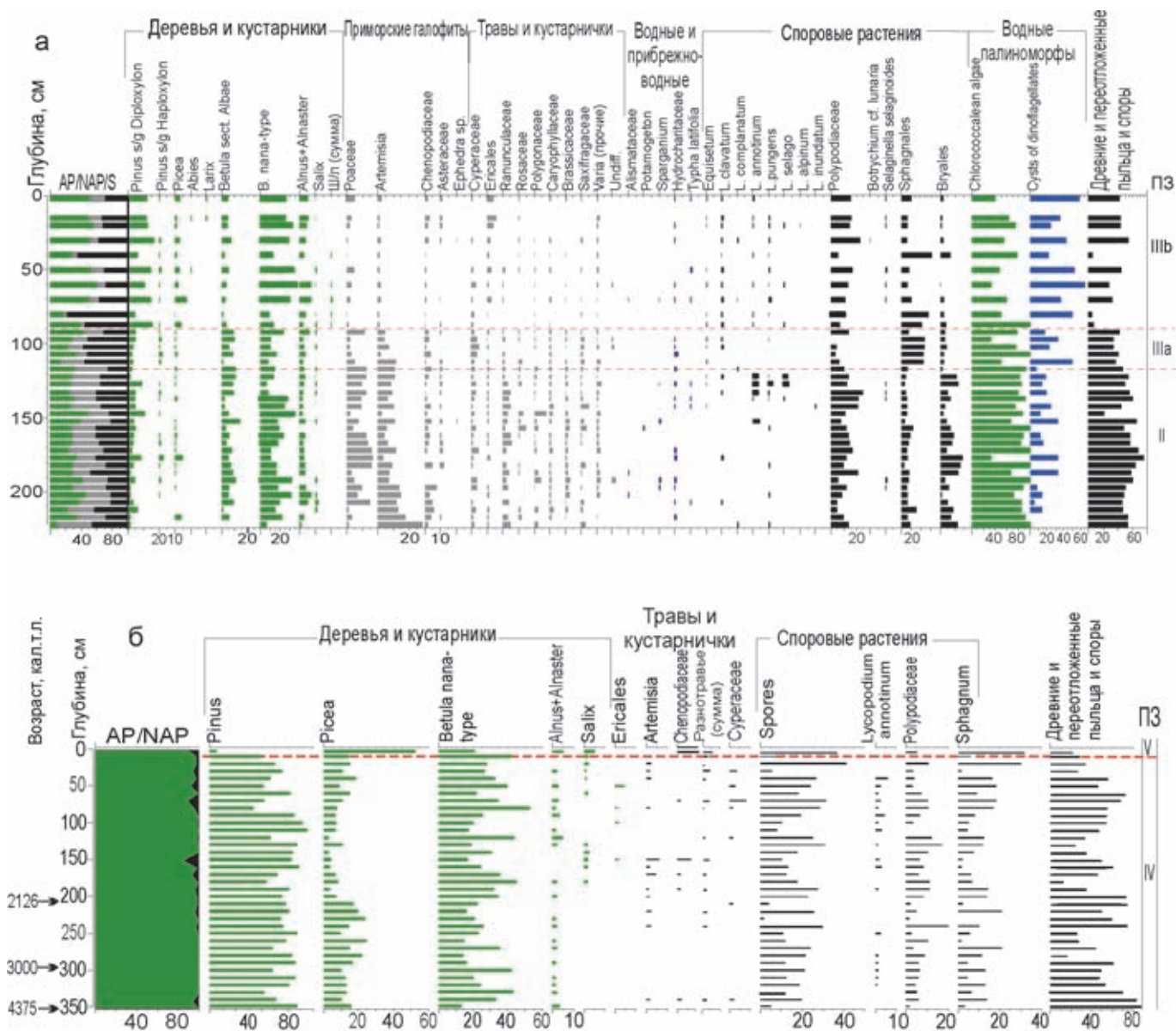


Рис. 2.2.4. Генерализованные палинодиаграммы колонок NZ-11/12 (а) и PL-96-126 (б) из района Приновоземельского шельфа, % (сокращения см. на рис. 2.2.2)

водных и прибрежно-водных растений (в т.ч. *Typha latifolia*, Hydrocharitaceae, *Sparganium*) и спор сфагновых мхов, почти полностью исчезают споры плаунов.

ПЗ-IV (интервал 0.9–0.05 м) характеризуется максимальной для всего разреза процентной долей пыльцы древесных и кустарниковых растений, в том числе ели и ольхи, а также верескоцветных. Примечательно постоянное присутствие и увеличение доли участия пыльцы широколиственных растений (*Carpinus*, *Corylus*, *Tilia*, *Ulmus*). Учет пыльцы этой экологической группы особенно важен при интерпретации маринопалинологических данных из Баренцевоморского района, поскольку известно, что ее воздушная транспортировка затруднена большой массой и размерами. Захоронение происходит в непосредственной близости от растений-продуцентов, а на дальних расстояниях от их ареала основным путем ее поступления на шельф является водный занос в составе влекомой твердой взвеси [Заклинская, 1951; Федорова, 1952]. Принимая во внимание, что реки, дренирующие зону смешанных лесов Русской равнины, несут взвеси в южном направлении к морям Каспийскому, Азовскому и Черному, ближайшим ареалом продуцентов, вероятнее всего, следует считать леса Западной Европы и юга Скандинавии, основным транспортирующим фактором – Норвежское и Мурманское течения, а саму пыльцу считать надежным индикатором связи Баренцева моря с Северной Атлантикой. И действительно, модель распределения пыльцы широколиственных растений в поверхностных осадках Баренцева моря совпадает с конфигурацией «дочерних» ветвей Нордкапского течения в Баренцевом море [Руденко, Полякова, 2001].

Из верхних 5 см разреза выделены ПС очень обедненного состава с полным доминированием пыльцы сосны (ПЗ-V).

ПС колонки PL-96-126 (определения В.Я. Стелле) объединены в две ПЗ-IV (интервал 2.5–3.5 м) и V (интервал 0–2.5 м) (рис. 2.2.4, б), основным различием которых является полное отсутствие пыльцы травянистых растений в ПЗ-IV.

Полученные данные по Южно-Новоземельскому желобу согласуются с выводами микропалеонтологов, изучавших состав водных палиноморф в осадках Западно-Новоземельского шельфа в колонке PL-96-126 и указывавших на абсолютное преобладание морских цист *Operculodinium centrocarpum* и *Pentapharsodinium dalei* по всему разрезу, который вскрыл осадки позднего голоцена [Voronina et al., 2001]. Так, на диаграмме колонки NZ-11/12 хорошо прослеживаются пиковые значения цист динофлагеллат в ПЗ-V, соответствующей позднему голоцену. А вот вниз по разрезу, в ПЗ-IV, численность цист ди-

нофлагеллат почти вдвое ниже, чем пресноводных водорослей рода *Pediastrum*.

Канинское плато и Северо-Канинское мелководье

Колонка VBh-381, Канинское плато. Разрез представлен плотными коричневато-серыми пластичными глинами с множественными включениями гравия и гальки вскрытой мощностью 3.45 м (слой 2, см. разд. 2.2.1), перекрытыми темно-серыми алевроитскими песками средней и мелкой зернистости с редкими включениями битой ракушки (интервал 0–1.3 м) (слой 1).

Пыльца и споры в интервале 4.75–3.9 м встречаются в количествах, недостаточных для вычислений процентных соотношений между группами, поэтому диаграмма построена только для интервала 0.1–3.9 м (рис. 2.2.5, а). К сожалению, в данном разрезе не изучались водные палиноморфы.

ПЗ-IIa (интервал 3.9–2.6 м) и ПЗ-IIb (2.6–1.3 м) характеризуют слой 2. В целом, таксономический состав палинозон схож, но во второй отмечены пиковые содержания пыльцы полыни, спор плаунов в ее верхней части и более высокая доля пыльцы Rosaceae (до 12%). Доля участия пыльцы Chenopodiaceae вверх по разрезу снижается с 18% до 0–5%. Тундровое разнотравье представлено, в основном, Brassicaceae, Rosaceae, Saxifragaceae, Caryophyllaceae, в интервале 2.2–2.4 м зарегистрирована пыльца *Ephedra*. В споровой части обеих палинозон доминируют споры сфагновых мхов.

Слою 3 соответствуют ПЗ-III (интервал 1.3–0.9 м), ПЗ-IV (интервал 0.9–0.6 м) и ПЗ-V (0.6–0.1 м). Они характеризуются еще большим увеличением содержания пыльцы древесных растений, в т.ч. сосны и березы, за счет резкого уменьшения участия в ПС пыльцы травянистых растений вплоть до полного исчезновения (например, *Artemisia*, Chenopodiaceae). Вместе с тем, на диаграмме проявляются четкие различия между зонами. Так, на диаграмме разреза с Канинского плато так же, как и на диаграммах соседних районов Баренцева моря, проявлен максимум содержания пыльцы ели и ольхи в ПЗ-IV на глубине 0.8 м. На этой же глубине наиболее высока доля участия пыльцы широколиственных растений (до 5% в сумме), а также пыльцы вересковых и разнотравья.

В целом, ПС ПЗ-IV отражают наиболее оптимальные природно-климатические условия на прилегающей суше, следствием чего явилось увеличение пыльцевой продуктивности растений, и относятся к теплому лесотундровому типу.

ПЗ-V (интервал 0.0–0.6 м) имеет значительно более обедненный состав с наиболее высокой долей

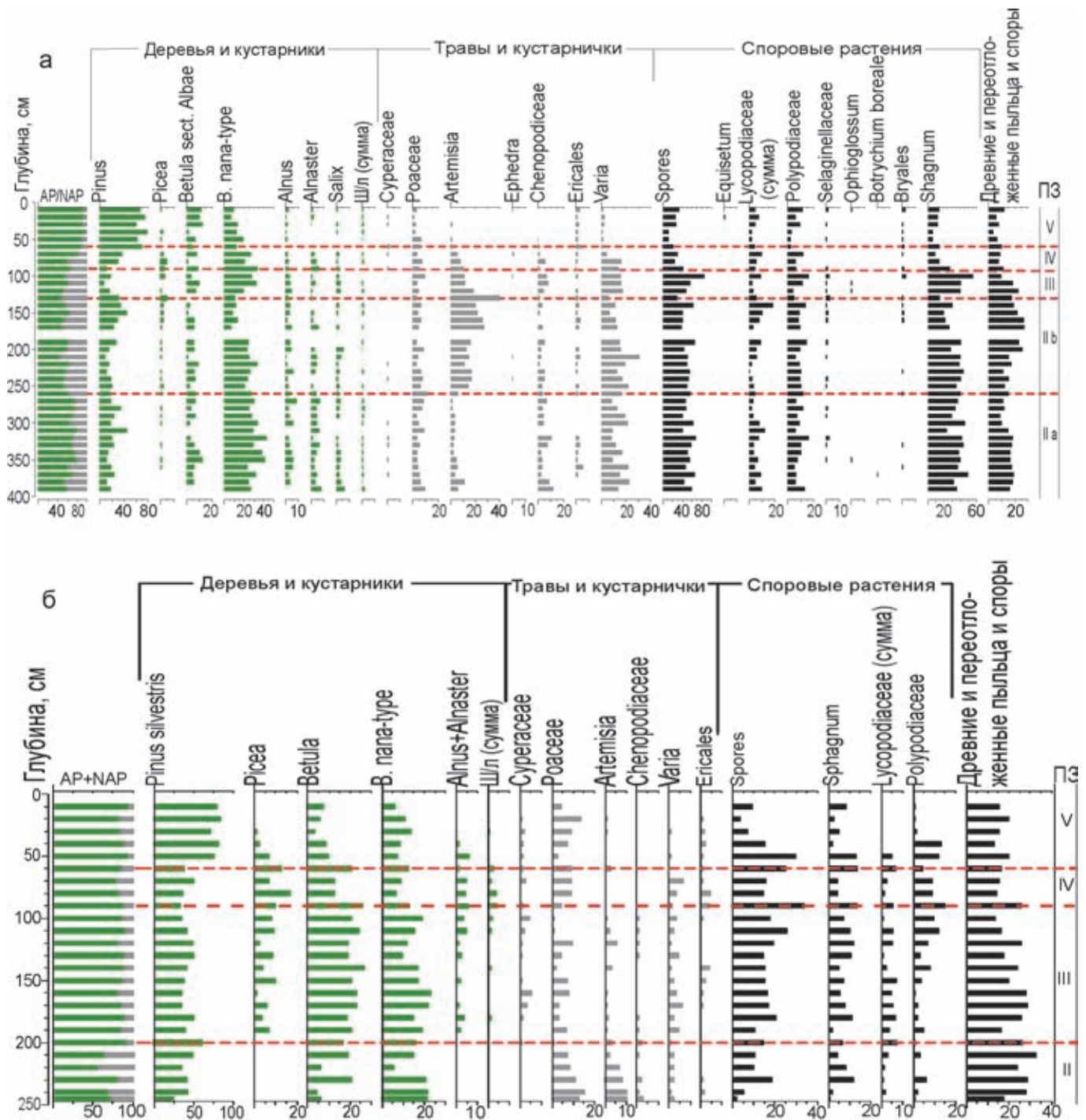


Рис. 2.2.5. Палинодиаграммы колонок VBh-381 (а) с Канинского плато и Кп-13 (б) из района Северо-Канинского мелководья (Б), избранные пыльцевые записи, % (сокращения см. на рис. 2.2.2)

участия пыльцы сосны, что может отражать этап ухудшения климатической обстановки.

Колонка Кп-13, Североканинское мелководье. Изученный керн морских осадков представлен 2.45-метровой толщей зеленовато-серых опесчаненных пелитов, в верхних 0.45 м со следами трубок полихет,

пятнами гидротроилита и редкими включениями битой ракушки. В толще выделены четыре ПЗ (рис. 2.2.5, б).

ПЗ-II (интервал 2.45–2.0 м) характеризуется примерно равным количеством пыльцы сосны и березы и отсутствием пыльцы других древесных и кустарниковых растений, а также доминированием пыльцы

Росаеae (до 15%), *Artemisia* sp. (11%) в травянистой части спектров и папоротников (до 18%) в споровой.

ПЗ-III (интервал 2.0–0.9 м) отличается увеличением содержания в спектрах пыльцы березы до максимальных значений в 30% в интервале 1.4 м, появлением пыльцы ели и ольхи и общим увеличением их процентной доли в ПС. Единично зарегистрирована пыльца граба, вяза и липы. Палинодиаграмма фиксирует большую суммарную долю (до 6%) пыльцы луговых мезофитов, представленных преимущественно пыльцой *Caryophyllaceae*, *Ranunculaceae*, *Polygonum* aff. *bistorta*.

ПЗ-IV (интервал 0.9–0.6 м) отличается высокой долей пыльцы берез на фоне максимального для разреза содержания пыльцы ели (16%), ольхи (8%), верескоцветных, луговых мезофитов и «экзотической» для региона пыльцы широколиственных растений (граба, вяза, лещины) (в сумме до 5%). Единично зарегистрирована пыльца пихты.

Так же как и ПС Канинского плато, ПС Северо-Канинского мелководья, объединенные в ПЗ-IV, характеризуют наиболее благоприятную климатическую обстановку.

ПЗ-V (интервал 0.6–0.1 м) объединяет малорепрезентативные ПС с абсолютным господством пыльцы сосны и злаков. Аборигенная флора побережья представлена единичной пыльцой кальциефильных растений скальных и осыпных склонов – *Saxifragaceae*, единично *Rosaceae*, *Diphazium alpinum*, *Selaginella selaginoides*.

ПАЛИНОЗОНАЛЬНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗРЕЗОВ И РЕКОНСТРУКЦИЯ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ОБСТАНОВОК

Полученные данные позволили провести палинозональную корреляцию разрезов, в основу которой положены процентные вариации между основными группами микрофоссилий и особенности таксономического состава ПС (табл. 2.2.2, рис. 2.2.6).

Граница между плейстоценом и голоценом фиксируется литологическими различиями осадков, а также резким изменением характера ПС, в том числе общим увеличением содержания пыльцы и спор в осадках и уменьшением доли переотложенных пыльцы и спор.

ПС, характеризующие переходный от позднеледниковую литокомплекс 2, имеют в Южно-Баренцевоморском районе очень четкие признаки. Во-первых, они обеднены таксономически, относятся к холодному тундрово-степному типу и резко отличаются от субфоссильных ПС Южно-Баренцевского региона обилием пыльцы злаков и полыней, в разы превышающим таковое в субфоссильных [Руденко,

2017]. Кроме того, для них характерно полное или почти полное отсутствие пыльцы древесных растений, за исключением дальнезаносной пыльцы сосны, доля участия в ПС которой также незначительна.

Во-вторых, на диаграммах всех изученных разрезов в осадках кровли слоя 2 проявляется, хотя и с разной степенью выраженности, максимум спор плаунов, что дает основание для корреляции данного интервала разрезов морских осадков с радиоуглеродно-датированными пыльцевыми уровнями, установленными в осадках, слагающих морские террасы Кольского полуострова [Лебедева, 1977]. Микрофаунистическая характеристика данного интервала разреза, полученная по Центральной впадине [Rudenko et al., 2018] и Кольскому желобу [Государственная..., 2006], свидетельствует о резком увеличении численности микрофоссилий и пике содержания арктического вида бентосных фораминифер *Cassidulina reniforme*. Это хорошо согласуется с описаниями ассоциаций фораминифер из других разрезов региона, обеспеченных радиоуглеродными датировками и подтверждающих пребореальный возраст вмещающих осадков [Polyak, Mikhailov, 1996; Мурдмаа, Иванова, 1999; Погодина, 2000].

В третьих, литокомплекс 2 вмещает характерную ассоциацию водных палиноморф, в которой доминируют пресноводные хлорофитовые водоросли рода *Pediastrum*, что свидетельствует в пользу значительного стока с суши и характеризует морской бассейн как распресненный, что подтверждают и данные микрофаунистического анализа [Государственная..., 2003а, 2003б, 2006, 2014; Rudenko et al., 2018]. Единичные находки криофильных морских цист динофлагеллат указывают на его значительную ледовитость.

Различия в составе ПС свидетельствуют об изменении природно-климатической обстановки во время накопления литокомплекса 1. Региональным признаком ПС раннего голоцена является существенное увеличение количества пыльцы берез (как кустарниковых, так и древесных), на диаграммах проявляющееся сразу после пика содержания спор плаунов (ПЗ-III).

Оптимальные климатические условия среднего голоцена отражают те части палинодиаграмм, которым соответствуют пики содержания пыльцы древесных растений, в том числе ели и ольхи (ПЗ-IV), а также повышенная доля участия в спектрах пыльцы тундрового разнотравья, спор сфагновых мхов и суммарная доля участия в ПС «экзотической» для региона пыльцы широколиственных растений. ПС отнесены к теплему лесо-тундровому типу.

Таблица 2.2.2. Характеристика литостратиграфических комплексов южной части Баренцева моря и Центральной впадины

| Литостратиграфический горизонт | Возраст, кал. тыс. л.н. | Литологическая характеристика | Тип сейсмоакустической записи | Реконструированные седиментационные обстановки (по Polyak et al., 1995) | Микрофаунистическая характеристика (по Rudenko et al., 2018) | Руководящие виды наземных и водных палиноморф | Палинозоны |
|--------------------------------|-------------------------|--|------------------------------------|--|--|--|--|
| III | > 15 | Тонкозернистые темно-серые глины или алевропелиты с максимальным содержанием крупнозернистых терригенных обломков и дробстоунов (гляциально-морской диамиктон) | Хаотическая | Проксимальные гляциально-морские периоды ранней дегляциации | Смешанная ассоциация с признаками переотложения | Переотложенные пыльца и споры преимущественно мезозойского возраста Единично – <i>Islandinium</i> var. <i>minutum</i> | ПЗ-I (DR3?) (Центральная впадина; Кольский желоб) |
| II | 12-15 | Тонкослоистые песчанистые илы или алевропелиты с множественным материалом айсбергового разноса | Горизонтально-ритмично-слоистая | Дистальный ледниково-морской бассейн периода поздней дегляциации и перехода к голоцену | <i>Elphidium clavatum</i> | <i>Betula nana</i> -type <i>Poaceae</i> + <i>Artemisia</i> <i>Islandinium</i> var. <i>minutum</i> <i>max Lycorodium</i> | ПЗ-II (PB) |
| I | < 12 | Глинистые или песчанистые алевроиты или илы оливково-серого до темного оливково-серого цвета сверху с примазками органики, пятнами гидротроилита, трубками полихет, иногда редкими включениями битой ракушки | Акустически прозрачная, однородная | Последледниковый нормально-морской бассейн | <i>Elphidium clavatum</i> <i>Cassidulina reniforme</i> <i>Islandiella Norcrossi</i> <i>Cassidulina reniforme</i> <i>Melonis barleeanus</i> | <i>Betula</i> + <i>Pinus silvestris</i> Единично - <i>Quercus</i> , <i>Ulmus</i> , <i>Tilia</i> , <i>Carpinus</i> , <i>Corylus</i> <i>Operculodinium centrocarpum</i> <i>Pinus silvestris</i> | ПЗ-III (BO) ПЗ-IV (AT) ПЗ-V (SB-SA) |

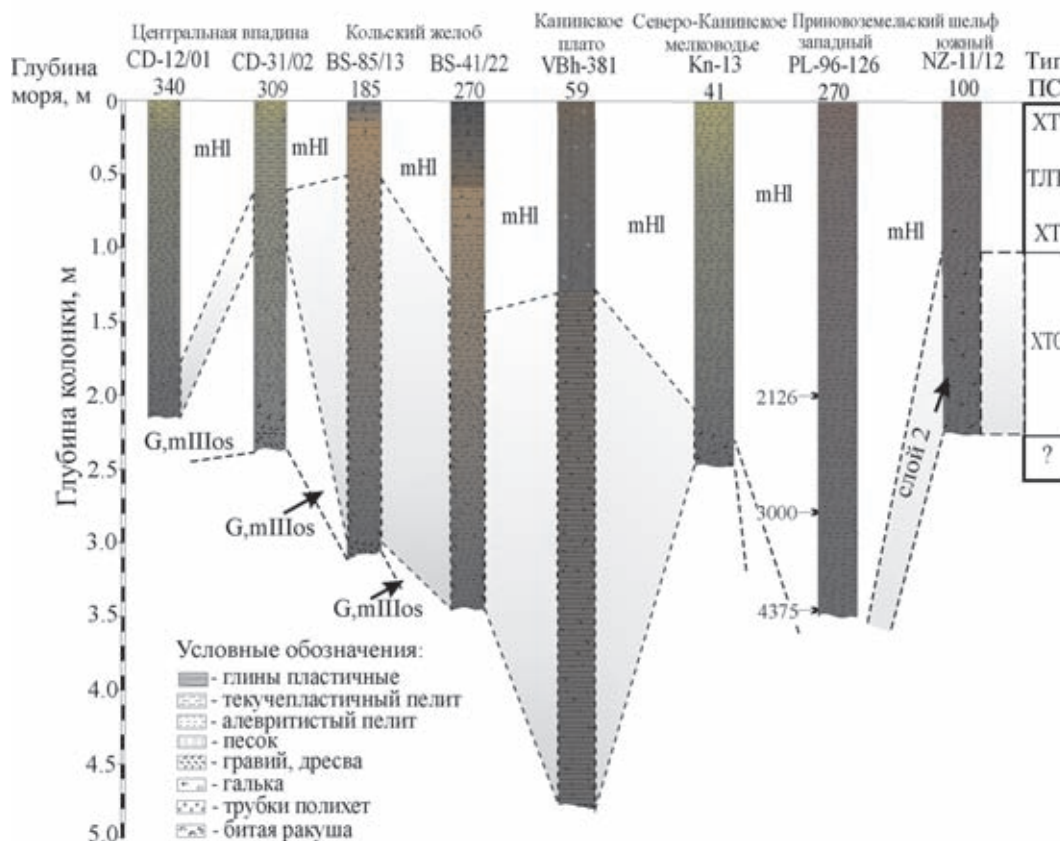


Рис. 2.2.6. Палинозональная корреляция изученных разрезов донных осадков.

Затемнением показан литокомплекс 2, соответствующий переходу от дегляциации к голоцену; стрелки с цифрами соответствуют календарному возрасту с учетом корректировки в 400 лет для морских карбонатов [Stuiver, Braziunas, 1993]; ПС – палиноспектр; ХТС – холодный тундро-степной; ХТ – холодный тундровый; ТЛТ – теплый лесотундровый

Кровля слоя 1 содержит обедненные ПС, близкие по составу к субфоссильным, соответствующие холодному тундровому типу (ПЗ-V).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение колонок донных осадков в южной и юго-восточной частях Баренцева моря и Центральной впадине палинологическим методом и сопоставление полученных результатов с геофизическими и литологическими данными позволили провести стратиграфическое расчленение изученных осадков на три литокомплекса и выделить пять региональных палинозон, соответствующих определенным этапам развития седиментационных обстановок на этапе дегляциации, перехода к голоцену и в самом голоцене, выявить их общие и региональные особенности.

Поэтапное уменьшение роли ледникового фактора от начала дегляциации до голоцена является, по большей части, климатообусловленным, что подтверждают региональные особенности палинозон: изменения концентрации и таксономического разнообразия микрофоссилий в осадках, последовательное появление маркерных видов, свидетельствующих о смягчении климатической обстановки в начале голоцена и усилении влияния атлантических вод по южной периферии Баренцева моря. Наиболее отчетливо на всех палинодиаграммах, характеризующих осадки голоцена, прослеживается палинозона, соответствующая климатическому оптимуму конца раннего–среднего голоцена. Она свидетельствует об изменении в составе растительности по периферии Баренцева моря и продвижении березовых лесов и ели к побережью, что нашло отражение в значительном увеличении доли их участия в ПС.