

2.3. Диатомеи и водные палиноморфы в донных осадках Баренцева моря: основные закономерности распространения и использование в палеоокеанологических исследованиях

Е.И. Полякова¹, Е.А. Новичкова², Е.А. Агафонова^{1,2}

¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет

²Институт океанологии им. П.П. Ширинова РАН, Москва

В главе рассмотрены вопросы уникальности Баренцева моря и прилегающих акваторий с точки зрения развития основных групп фитопланктона (диатомовых водорослей и динофлагеллат) и их отражения в танатоценозах донных осадков. Особое внимание уделено распространению микроостатков фитопланктона в поверхностных водах, как показателю современного ледово-гидрологического сигнала. Отличительной особенностью танатоценозов Баренцева моря является частая встречаемость переотложенных палеогеновых и меловых видов диатомей и диноцист. Несмотря на все сложности в нахождении микроостатков в донных осадках, получены данные по характерным ассоциациям, связанным, главным образом, с перераспределением относительно теплых североатлантических вод. Рассмотрены вопросы изучения микрофоссилий в колонках и скважинах на шельфе Баренцева моря и прилегающих к нему областей материкового склона и приморских низменностей, приведено обобщение обширнейшего материала по изменению условий седиментации в плейстоцене и голоцене.

Ключевые слова: диатомеи, диноцисты, адвекция североатлантических вод, шельф, палеореконструкции

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

Особый интерес в изучении истории развития Баренцева моря заключается в его роли в палеоокеанологии Арктики. Микропалеонтологические данные наряду с анализом стабильных изотопов являются основными индикаторами адвекции атлантических вод в Северный Ледовитый океан и изменений ее интенсивности в прошлом. Такие виды-индикаторы установлены у трех ведущих микропалеонтологических групп, которые широко представлены как в современных, так и ископаемых четвертичных сообществах. Это бентосные фораминиферы *Cassidulina teretis*, цисты планктонных динофлагеллат *Operculodinium centrocarpum* и *Pentapharsodinium dalei*, а в составе планктонных диатомей – планктонные виды *Coscinodiscus radiatus*, *C. asteromphalus*, *Shinodiscus oestrupii* и некоторые другие.

Кроме того, в составе диатомей установлена группа так называемых ледово-морских (криофильных) видов, являющихся надежными индикаторами сезонного ледового морского покрова, и разработаны методики палеореконструкций сплоченности и продолжительности морского ледового покрова по диноцистам.

В главе рассмотрены: состояние изученности диатомей и диноцист в Баренцевом море, выявленные закономерности формирования их танатоценозов в зависимости от ледово-гидрологических и седиментационных условий, а также изученность неогеновых и четвертичных комплексов морских диатомей и ди-

ноцист в неоген-четвертичных отложениях Баренцево-морского региона.

СОВРЕМЕННЫЕ ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ФИТОПЛАНКТОН

Баренцево море является одним из самых больших по площади (1438.4 тыс. км²) и глубоководных морей Евразийской Арктики со средними глубинами 222 м и максимальными около 660 м [Добровольский, Залогин, 1982]. Совокупность постоянных течений образует в море относительно стабильную систему циркуляции вод (рис. 2.3.1), отражающую общее распределение водных масс и водообмен с сопредельными бассейнами. Арктические воды проникают в Баренцево море по двум основным путям: между Шпицбергом и Землей Франца-Иосифа и между Землей Франца-Иосифа и Новой Землей. Северо-Атлантическое течение в юго-западной части Баренцева моря разделяется на две основные ветви: Западно-Шпицбергенская поворачивает на север вдоль континентального склона, а Нордкапская направляется в Баренцево море. Вдоль Кольского полуострова проходит Норвежское (Мурманское) прибрежное течение с относительно распресненными водами. По сравнению с другими арктическими морями Баренцево море получает небольшое количество материкового стока, основным источником которого является р. Печора (70%), опресняющая юго-восточную часть моря.

На акватории моря выделены три основных типа водных масс: арктическая, атлантическая и баренце-

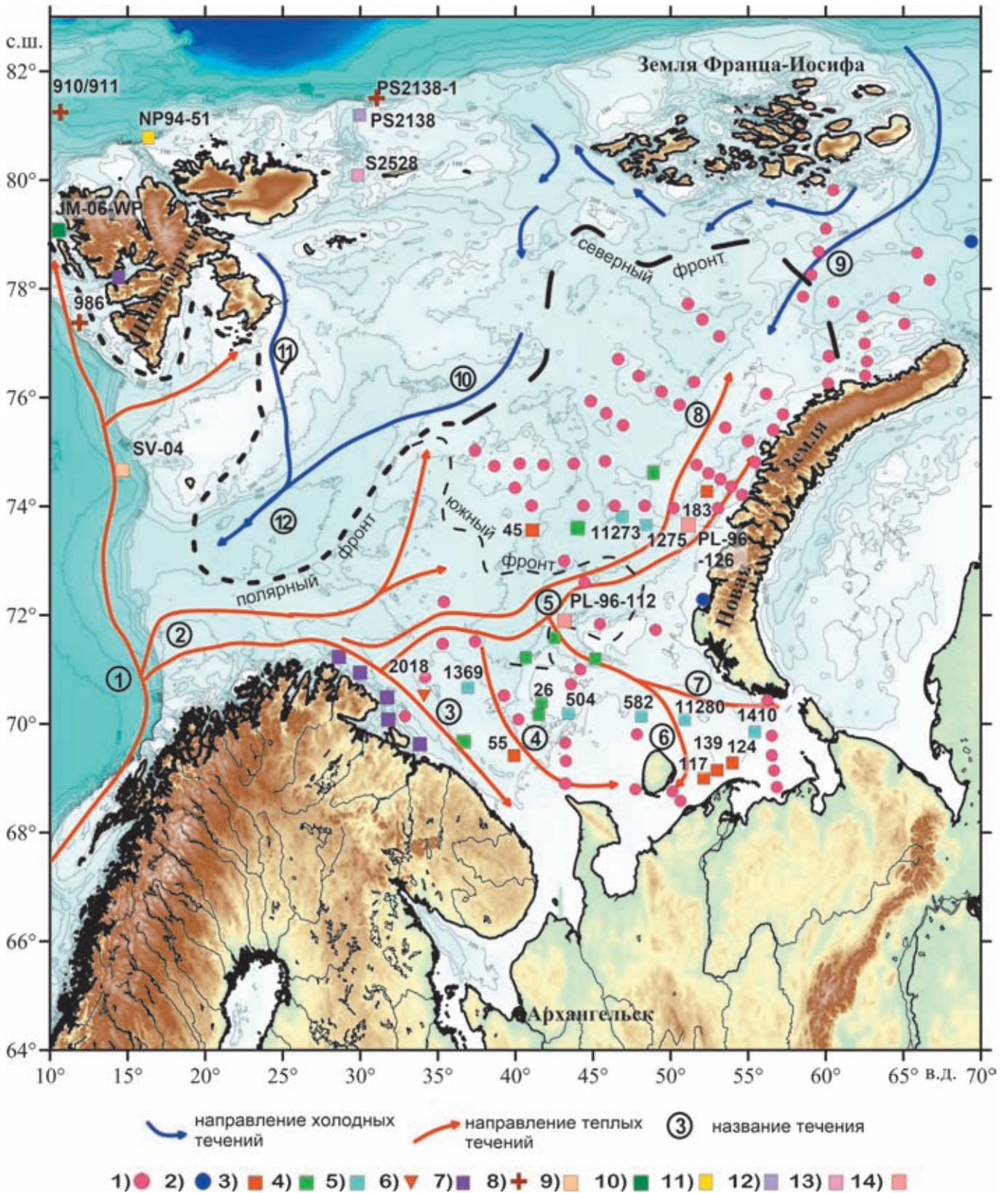


Рис. 2.3.1. Местоположение станций, использованных в данной работе.

Основные течения в Баренцевом море: 1 – Северо-Атлантическое, 2 – Нордкапское, 3 – Норвежское (Мурманское) прибрежное, 4 – Канинское, 5 – Мурманское, 6 – Колгуево-Печорское, 7 – Новоземельское, 8 – Восточная ветвь Мурманского течения, 9 – Макарова, 10 – Персея, 11 – Баренца, 12 – Медвежинское.

Положение исследованных на диатомеи проб: 1) поверхностного слоя донных осадков [Полякова и др., 1992; Полякова, 1997]; 2) в седиментационных ловушках [Шевченко и др., 1998]

воморская и их модификации, которые характеризуются различными физико-химическими свойствами, включая содержание и сезонную динамику основных биогенных элементов, что обуславливает существенные отличия в суммарной годовой первичной продукции их вод (рис. 2.3.2).

Баренцево море – наиболее продуктивный водоем среди арктических морей [Кузнецов, Шошина, 2003; Sakshaug, 2004; Rat'kova, Wassmann, 2002; Wassmann et al., 2006, 2010; Макаревич, 2012; Ветров, Романкевич, 2011, 2014]. Суммарная первичная продукция фитопланктона и ледовых водорослей составляет $106 \cdot 10^6$ т в год, что позволяет относить его к мезотрофным

водоемам. Вклад ледовых водорослей в первичную продукцию по сравнению с другими арктическими морями незначительный и составляет около 1.5% [Ветров, Романкевич, 2014]. Ведущее положение в составе фитопланктона занимают диатомовые водоросли, динофлагеллаты и кокколитофориды.

Находясь под влиянием теплых атлантических вод, Баренцево море даже в самые суровые зимы не покрывается полностью льдом. Преобладают в море однолетние льды, образовавшиеся в его пределах. Наибольшая ледовитость наблюдается обычно во второй половине апреля, а наименьшая – в конце августа – первой половине сентября. Прикро-

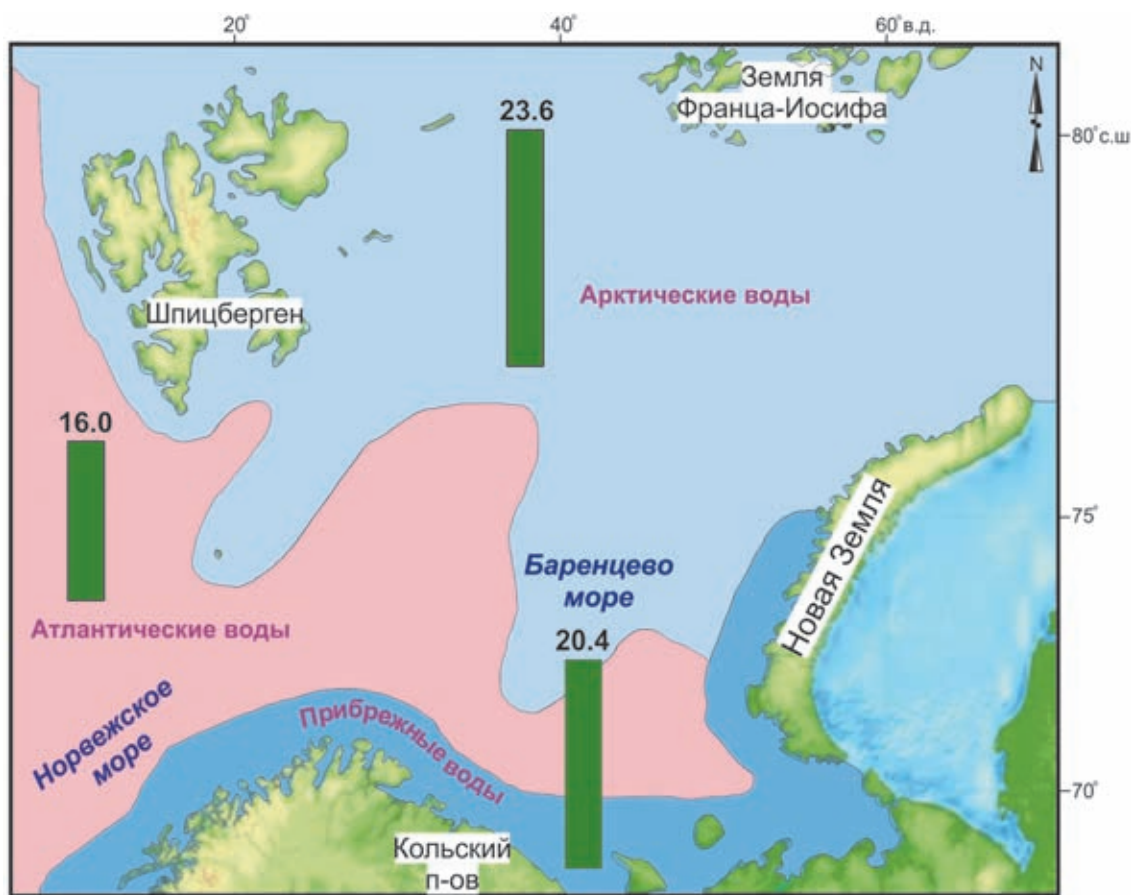


Рис. 2.3.2. Первичная продукция в основных водных массах Баренцева моря (среднегодовые значения, в $\text{мг С м}^{-2}\text{ч}^{-1}$) по данным радиоуглеродного метода [Матишов и др., 2000].

Положение исследованных на диатомеи грунтовых колонок и скважин в Баренцевом море: 3) опорные скважины морского бурения [Самойлович и др., 1993]; 4) Канинское поднятие, скважина 26 [Pavlidis, Polyakova, 1997; Полякова, 1997], 5) грунтовые колонки [Полякова, 1997]; 6) колонка 2018 [Самойлович и др., 1993]; 7) колонки на шельфе Кольского полуострова [Джиноридзе, 1986] и из Айс-фиорда, Шпицберген [Джиноридзе, 1978].

Положение исследованных на диноцисты и диатомеи колонок и скважин: 8) скважины глубоководного бурения на западном и северном континентальном склонах Баренцева моря: ODP Sites 986, 910, 910A и PS2138-1 [Knies et al., 2009; Matthiessen et al., 2018]; 9) Западный Шпицберген, континентальный склон, SV-04 [Rigual-Hernández et al., 2017]; 10) Западный Шпицберген, континентальный склон, JM-06-WP [Bonnet et al., 2010]; 11) Северный Шпицберген, континентальный склон, Hinlopen Strait, NP 94-51 [Koç et al., 2002; Ślubowska et al., 2005]; 12) Восточный Шпицберген, континентальный склон PS 2138 [Matthiessen et al., 2001, 2018; Matthiessen, Knies, 2001]; 13) Kvitøya Trough, S2528 [Ivanova et al., 2019]; 14) южные и восточные районы Баренцева моря [Voronina et al., 2001].

Картографическая основа выполнена с применением GEBCO_2014 Grid [https://www.gebco.net]

мочные районы моря, как правило, совпадают с гидрофронтами и являются областями активного перемешивания вод, что определяет их высокую продуктивность [Кузнецов, Шошина, 2003; Oziel et al., 2016]. Важной особенностью, обеспечивающей формирование локальных районов повышенной продуктивности вод, является образование двух польней, одна из которых находится к западу от Новой Земли, а вторая вдоль устьевой части р. Печоры [Кузнецов, Шошина, 2003].

История исследования фитопланктона Баренцева моря имеет более чем 100-летний период. Первые работы по биологии этого моря в начале XX в. связаны с именами И.В. Палибина, А.К. Линко, К.М. Дерюгина, А. Meunier, В.С. Порецкого и других. И.А. Киселевым [1928, 1930 и др.] и П.И. Усачевым [1935, 1968] были сделаны первые обобщения и теоретические выводы по пелагической флоре [см. обзор: Диатомовые водоросли СССР, 1974; Кузнецов, Шошина, 2003; Матишов и др., 2000]. Значимым этапом в изучении фитопланктона Баренцева моря явились работы М.И. Роухияйнен, выполненные в 1950–1960 годах. Ею был подготовлен наиболее полный список фитопланктона, а также выявлены общие экологические механизмы вертикального распределения пелагических морских водорослей [Роухияйнен, 1966а, б]. Со второй половины 1980-х годов исследования фитопланктона Баренцева моря были ориентированы на изучение его таксономического состава, пространственной структуры и продукционных характеристик, а также на исследование сукцессионной системы, сезонности развития фитоценоза [Makarevich, Larionov, 1992; Ларионов, 1997; Матишов и др., 2000; Yragina, Dolgov, 2009; Ardyna et al., 2014 и др.]. С 1990-х годов особое внимание обращается на побережье архипелагов Новая Земля, Земля Франца-Иосифа и Шпицберген, желоб Св. Анны, Печорское море, которые никогда не исследовались ранее. Был собран материал о состоянии фитопланктона зимой в районах, покрытых льдом.

Численность фитопланктона в период раннего цветения колеблется от нескольких сот тысяч до 2 млн кл./л (по М.И. Роухияйнен свыше 14 млн кл./л у восточных берегов Мурмана), а биомасса от 1 до 3 мг/л. Основу весеннего фитопланктона составляют диатомовые водоросли. Это, в первую очередь, ледово-морские (криофильные по: [Усачев, 1949; Horner, 1989; Полякова, 1997]) виды диатомей, часть жизненного цикла которых связана с морскими льдами (*Fragilariopsis oceanica*, *Nitzschia frigida*, *Pauliella taeniata*, *Navicula vanhoeffenii* и др.), и типичные планктонные холодноводные ледово-неритические

диатомеи (*Thalassiosira nordenskioeldii*, *T. gravida*, *Bacterosira bathyomphala*, *Leptocylindrus danicus*, *Rhizosolenia hebetata*, *Chaetoceros lacinosus*, *Ch. debilis*, *Ch. furcellatus* и др.), развивающиеся в планктоне прикромочной зоны льдов нередко при близкой к нулю или отрицательной температуре поверхностных вод. Для Баренцева моря в этот период характерно также чрезвычайно высокое обилие золотистых водорослей *Phaeocystis pouchetii*.

В фитопланктонном сообществе летнего периода (июнь–август) происходят значительные изменения: исчезают весенние формы диатомовых и повышается роль динофитовых микроводорослей. Наблюдается заметное замещение аркто-бореальных видов космополитными, а неритических видов панталассными и океаническими диатомеями. Основу доминирующего комплекса в этот сезон составляют диатомовые водоросли (*Thalassionema nitzschioides*, *Coscinosira polychorda*, *Skeletonema costatum*, *Rhizosolenia styliformis*, *Chaetoceros concavicornis*, *Ch. mitra*, *Ch. subsecundus* и др.), а также динофитовые гетеротрофные виды. Максимальная численность клеток пелагических водорослей не превышает в этот сезон 20 тыс. кл./л. Наиболее высокие значения первичной продукции в Баренцевом море отмечены в районах мелководий (Мурманская, Финмаркенская и Нордкинская банки), в прибрежной зоне и в областях смешения атлантических и собственно баренцево-морских вод. Такое распределение фитопланктона связано с тем, что на склонах мелководий наблюдается интенсивная вертикальная циркуляция водных масс за счет приливно-отливных течений и ветрового перемешивания, что обеспечивает обогащение фотической зоны биогенными элементами. В водах с устойчивой стратификацией в летний период процесс фотосинтеза тормозится дефицитом биогенных элементов.

Своеобразная гидробиологическая ситуация складывается в летний период в северной части Баренцева моря, освобождающейся ото льда. Отступление кромки льда сопровождается волной прикромочного цветения фитопланктона. Бурное цветение микроводорослей приводит к быстрому падению запасов биогенов в верхних слоях, которые полностью истощаются уже в июне, а установление строгой стратификации вод препятствует пополнению этих запасов из нижележащих слоев и вызывает снижение первичной продукции. Полярный фронт, совпадающий с фронтом талых вод, разделяет Баренцево море на две обширные области, отличающиеся по уровню первичной продукции.

Доминирующими видами осеннего фитопланктона Баренцева моря являются динофитовые водорос-

ли родов *Ceratium*, *Dinophysis*, *Protoperidinium* и диатомовые рода *Chaetoceros*. В пелагиали наблюдается полное доминирование динофитовых водорослей. Численность клеток не превышает 2 тыс./л. К началу декабря численность клеток не превышает 1 тыс./л, биомасса менее 5 мкг/л.

Пограничное положение Баренцева моря в зоне трансформации различных по происхождению водных масс обуславливает неоднородный фитогеографический состав планктонной флоры диатомей и динофлагеллат, представленных аркто-бореальными, биполярными, аркто-бореально-тропическими, бореально-тропическими и тропическими видами. Присутствие немногочисленных, но разнообразных по видовому составу тропических видов (диатомей 4%) и бореально-тропических (диатомей 7%, динофлагеллат 22%), приносимых сюда системой течений из основных океанических круговоротов Северной Атлантики, является исключительной особенностью диатомового планктона Баренцева моря, которое для тропических и бореально-тропических видов является областью выселения [Беклемишев, Семина, 1986]. Распространение этих видов ограничено водами Северо-Атлантического течения [Полякова, 1982, 1997; Okolodkov, Dodge, 1996; Matthiessen et al., 2005; Poulin et al., 2011]. Североатлантическими водами ограничено также распространение таких космополитических и аркто-бореально-тропических видов, как *Coscinodiscus asteromphalus*, *C. radiatus*, *Proboscia alata* и некоторых других, которые дальше на восток в арктических водах Сибирских морей не встречаются. Отличительной особенностью планктонной флоры диатомей и динофлагеллат Баренцева моря является также преобладание видов широкого географического распространения – космополитов и аркто-бореально-тропических (более 50% общего таксономического состава), у которых велика экологическая пластичность, позволяющая им выживать в различных по происхождению водных массах [Полякова, 1988, 1997; Okolodkov, Dodge, 1996; Matthiessen et al., 2005; Poulin et al., 2011].

ДИАТОМЕИ И ЦИСТЫ ДИНОФЛАГЕЛЛАТ В ПОВЕРХНОСТНЫХ ОСАДКАХ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

Диатомеи в поверхностных осадках

Для современных осадков Баренцева моря характерна их высокая площадная изменчивость, обусловленная высоким разнообразием морфоструктур рельефа дна [Кленова, 1960; Арктический..., 1987; Тарасов и др., 2000; Крапивнер, 2017]. На распреде-

ление осадков по гранулометрическому составу в первую очередь влияют глубина и угол наклона морского дна. Гидродинамические условия в бассейне создают обстановку, при которой тонкие глинистые фракции могут накапливаться только на сравнительно больших глубинах. В открытой части моря эта критическая глубина составляет величину порядка 80–90 м. На мелководных участках дна, а также в зонах воздействия придонных течений формируются преимущественно песчаные и каменистые отложения [Fredriksen et al., 1994; Lepland et al., 2014].

Результаты исследований диатомовых водорослей показали в целом крайне низкую насыщенность диатомеями поверхностных осадков (рис. 2.3.3) [Полякова и др., 1992; Полякова, 1997]. Створки видов, представляющих современную диатомовую флору, отсутствовали почти в половине исследованных проб, в 30% проб отмечены лишь единичные створки диатомей, а в 9% численность их составляла от 10 до 100 створок/г осадка, и только в 13% проб она была относительно высокой и исчислялась тысячами створок/г. Таким образом, только пятая часть исследованных проб содержала относительно представительные в количественном отношении диатомовые комплексы, в остальных диатомеи либо отсутствовали, либо были представлены единичными экземплярами, не отражающими видового состава современной диатомовой флоры. Наименьшая численность установлена в восточных и северо-восточных районах Баренцева моря, где диатомеи были встречены лишь в небольшом числе исследованных проб (30%), и их концентрация нигде не превышала нескольких створок на 1 г осадка. К югу численность диатомей в осадках Баренцева моря возрастает. В юго-западных районах, относящихся к области верхнего шельфа, где преимущественное распространение имеют прибрежная и атлантическая водные массы, створки диатомовых водорослей установлены почти во всех исследованных пробах и в грамме осадка их насчитываются десятки, иногда сотни экземпляров. На востоке, в области прибрежного мелководья (Мурманская, Финмаркенская и Нордкинская банки) и в Печорском море, где наиболее высоки значения первичной продукции (см. выше), количество диатомей наибольшее и достигает тысяч створок в грамме (максимально до 22605 створок/г).

Бедность осадков баренцевоморского шельфа органическими остатками, включая все группы микрофоссилий, в том числе и диатомовые водоросли, общеизвестна [Джиноридзе, 1978; Полякова и др., 1992; Погодина, 2014 и др.]. М.В. Кленова [1960], анализируя причины этого явления, объясняла бедность современных осадков Баренцева моря органически-

ми остатками влиянием сильных течений, препятствующих осаждению илистых частиц и отмерших организмов, а также наличием в толще воды слоев различной плотности, задерживающих падение микроорганизмов на дно, что способствует растворению наиболее хрупких из них.

Анализ распределения численности диатомей в поверхностном слое донных осадков и их грануло-

метрического состава позволил сделать некоторые выводы [Полякова и др., 1992]. Размеры створок диатомей, характерных для Баренцева моря, соответствуют, в основном, мелкоалевритовой фракции донных осадков (0.1–0.001 мм). После окончания вегетации створки отмерших водорослей включаются в те же седиментационные процессы, что и другие взвешенные частицы, поэтому наблюдается опреде-

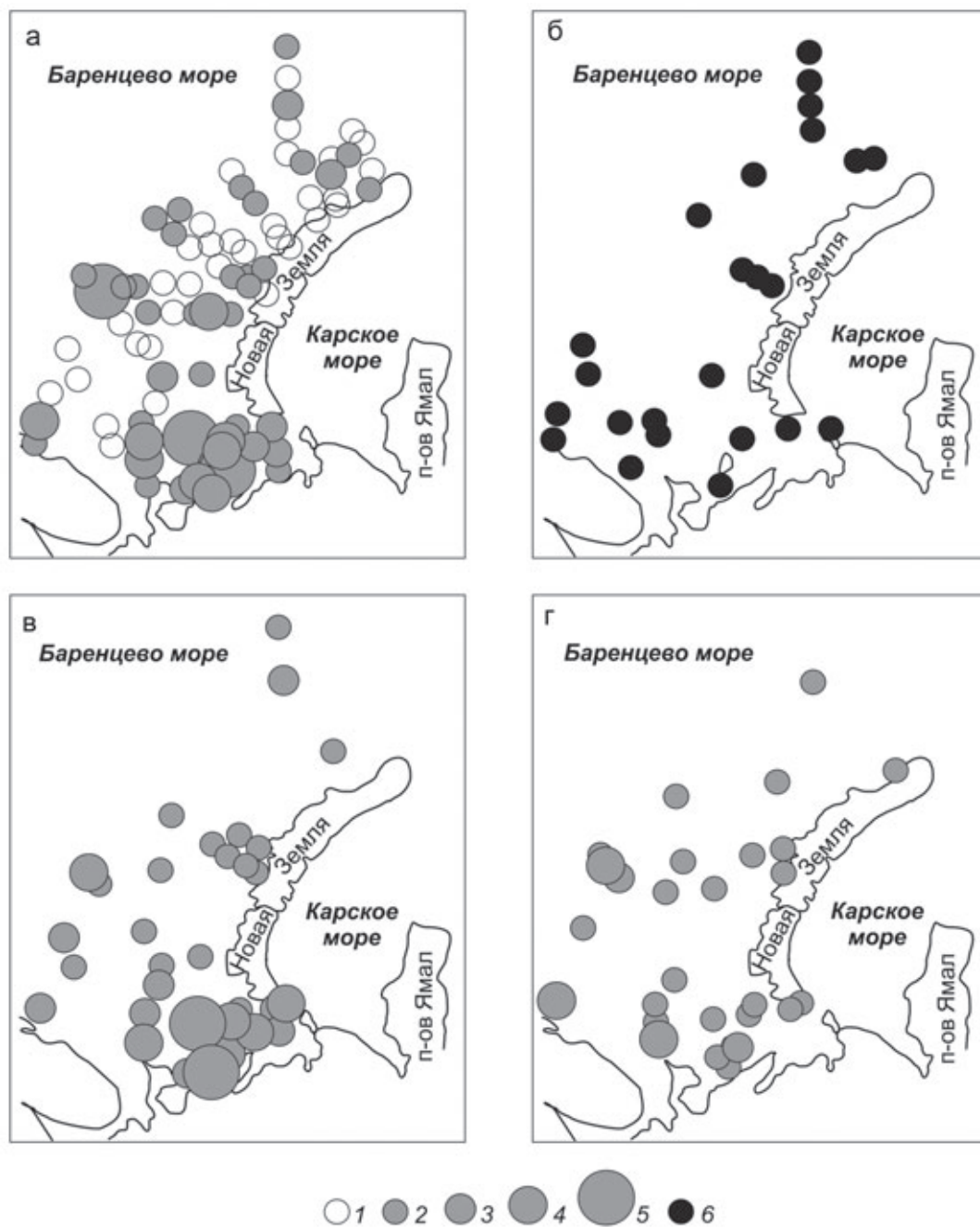


Рис. 2.3.3. Распределение общей численности диатомей (а), переотложенных меловых и палеогеновых диатомей и силикофлагеллат (б), сублиторальных диатомей (в) и планктонных диатомей (г) в поверхностном слое донных осадков Баренцева моря:

1 – современные диатомеи не установлены; 2–5 – численность створок/г осадка: 2 – 1–10, 3 – 11–100, 4 – 101–1000, 5 – более 1000; 6 – переотложенные

ленная зависимость концентрации диатомей в донных осадках Баренцева моря от их гранулометрического состава.

Поверхностные осадки срединной, глубоководной части моря и Новоземельского желоба, самые бедные диатомеями, представлены в основном глинистыми илами с высоким содержанием пелитовой фракции, в составе которой преобладают размерности менее 0.001 мм, и незначительным алевритовой и песчаной. В области верхнего шельфа, где численность диатомей составляет десятки, иногда сотни створок/г, содержание алевритовой фракции варьирует в широких пределах, оставаясь, в основном, высоким: в песках, нередко слабо сортированных, – от 2.1 до 43.4%, а в алевритах и несортированных отложениях – 21.8–61.8%. Также изменчиво содержание алевритовой фракции в донных осадках прибрежной мелководной области, характеризующейся наибольшей концентрацией диатомовых створок, что отвечает многообразию их седиментационных обстановок. В гравийно-галечных отложениях и песках с гравием алевритовая фракция составляет от 0.5 до 6.2%, в преобладающих в данном районе разномерных песках – от 1.4 до 26.7%, и в несортированных песчаных и алеврито-песчано-глинистых отложениях повышается до 26.8–43.4% [Полякова и др., 1992].

Видовой состав планктонных диатомей, встречающихся в поверхностном слое донных осадков, включает 23 неритических и панталассных вида, что лишь в небольшой степени отражает разнообразие баренцевоморского диатомового планктона, насчитывающего более 100 таксонов [Полякова, 1997; Кузнецов, Шошина, 2003; Poulin et al., 2011; Паутова, разд. 8.1]. Причина этого не только в неблагоприятных для планктонных диатомей условиях седиментации в Баренцевом море, но и в строении клеток диатомовых водорослей, часть из которых не имеют кремниевого панциря, либо имеют тонкостенные панцири, которые в условиях дефицита кремнекислоты в баренцевоморских водах (почти повсеместно менее 10 мкг-ат Si/л) растворяются, не достигая дна.

Вместе с тем необходимо отметить, что распределение видов планктонных диатомей на поверхности дна моря строго соответствует их современным ареалам. Баренцево море расположено в зоне трансформации различных по происхождению водных масс. Основные из них – арктическая, атлантическая и собственно баренцевоморская, характеризуются определенным набором видов диатомей, различных по экологии и биогеографическому происхождению (см. раздел 2.3.2). В поверхностном слое донных осадков северо-восточных районов Баренцева моря, находящихся в области распространения преимуще-

ственно арктической водной массы, отмечены только холодноводные аркто-бореальные и биполярные виды: *Thalassiosira antarctica* + *T. gravida* (в основном споры, рис. 2.3.4), *Coscinodiscus oculus-iridis* и др.

На юго-западе установлено наибольшее видовое разнообразие планктонных диатомей, представленных как холодноводными видами *Thalassiosira antarctica* + *T. gravida*, *Coscinodiscus oculus-iridis*, *Bacterosira bathyomphala*, *Porosira glacialis* и др., так и относительно тепловодными видами, приносимыми водами Нордкапского течения из Северной Атлантики – *Coscinodiscus radiatus*, *C. asteromphalus*, *Rhizosolenia styliformis*, *Actinocyclus divisus* и др. (рис. 2.3.4). К северу и востоку североатлантические виды постепенно исчезают как из состава фитопланктона, так и танатоценозов.

Важная составляющая часть диатомовой флоры Баренцева моря, как и других арктических морей, – криофильные (ледово-морские) виды диатомей, представленные небольшим числом видов: *Fragilariopsis oceanica*, *F. cylindrus*, *Nitzschia frigida*, *Pauliella taeniata*, *Atheya septentrionalis* и др., являющиеся доминантами по численности в весеннем фитоценозе арктических вод. Южная граница распространения их меняется в зависимости от положения Полярного фронта.

Развиваясь на нижней и боковой поверхностях дрейфующих льдов, в зоне их контакта с морскими водами, криофилы обитают в верхних слоях воды, поэтому поступление их в осадки Баренцева моря, как и планктонных диатомей, ограничено активной гидродинамической средой и наличием в толще слоев различной плотности, задерживающих падение отмерших створок на дно, что способствует растворению наиболее хрупких из них в условиях дефицита в водах кремнекислоты. Численность их в осадках редко превышает 10 створок/г (рис. 2.3.4). Максимальное обилие ледово-морских диатомей достигает 16700 створок/г осадка и приурочено к зоне контакта арктических и атлантических водных масс (рис. 2.3.1 и 2.3.4).

Доминируют в комплексах донных осадков Баренцева моря сублиторальные диатомеи (рис. 2.3.4), развивающиеся в придонном слое воды, в грунтах и обрастаниях водных растений на глубинах обычно до 50 м. Преобладание сублиторальных диатомей в глубоководных районах моря (более 100–200 м) может быть связано только с транспортировкой их придонными течениями. Относительно высокие концентрации растворенной кремнекислоты в придонных водах обеспечивают им более благоприятные, чем планктонным диатомеям, условия сохранности и аккумуляции в осадках. Среди сублиторальных диа-

томей максимальную численность имеет мезопланктонный вид *Paralia sulcata*, обитающий как в обрастаниях высших водных растений, так и в планктоне, и наиболее обильный в мелководных южных и, особенно, юго-восточных районах моря (рис. 2.3.4).

Отличительной особенностью диатомовых танатоценозов поверхностного слоя осадков Баренцева моря является частая встречаемость в их составе (почти 40% исследованных проб) переотложенных

палеогеновых или меловых (в зависимости от района) видов диатомей (рис. 2.3.4), что указывает на формирование донных осадков в значительной степени за счет размыва и переотложения более древних подстилающих пород. Среди ископаемых переотложенных диатомей в поверхностном слое донных осадков Баренцева моря наиболее часто встречаются: *Cosmiodiscus senarius*, *Paralia sulcata* v. *crenulata*, *Melosira architectularis*, *Hemiaulus polymorphis*,

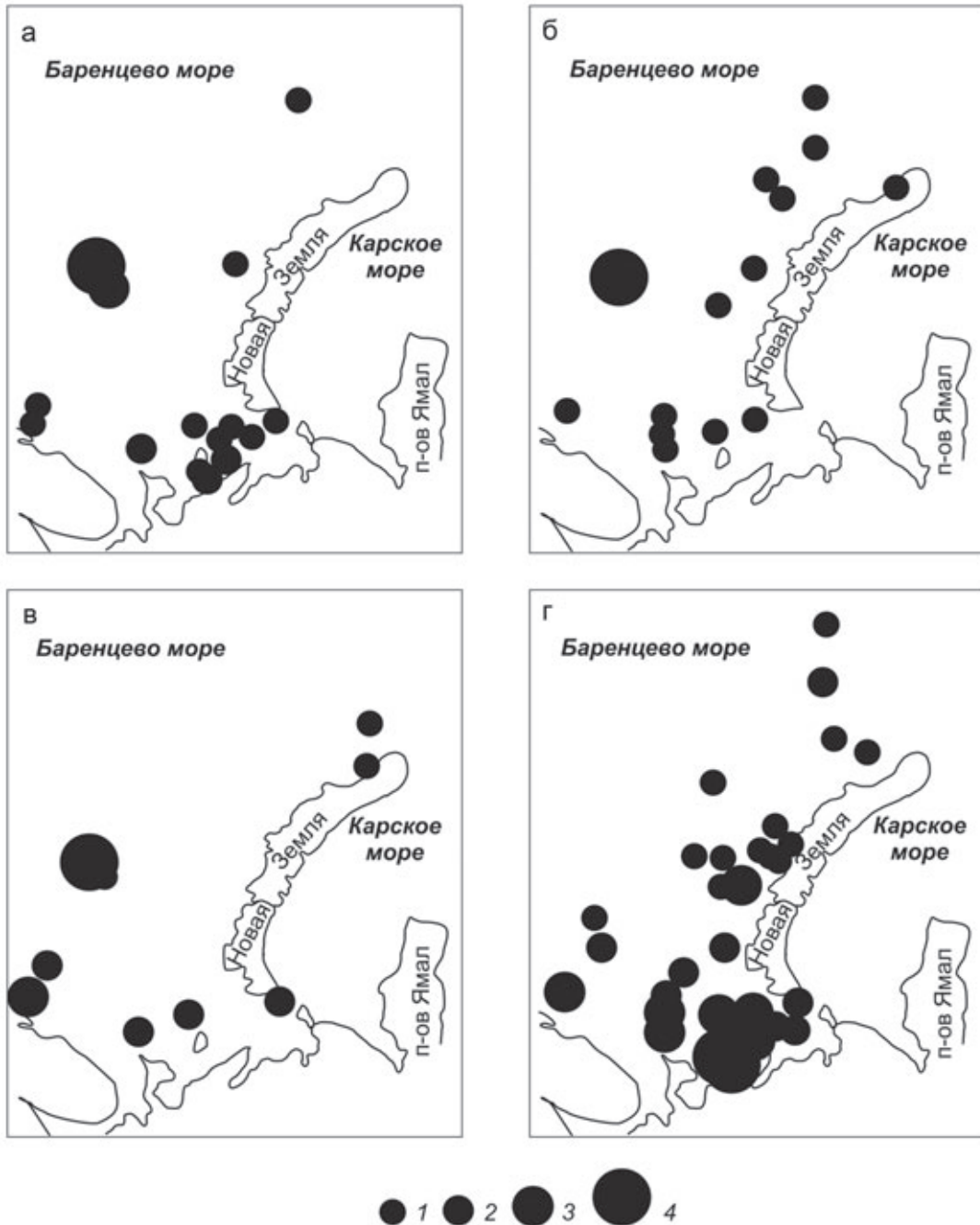


Рис. 2.3.4. Распределение ледово-морских (криофильных) диатомей (а), видов *Thalassiosira antarctica* и *T. gravida* (б), видов-индикаторов атлантических вод (в), вида *Paralia sulcata* (г) в поверхностном слое донных осадков Баренцева моря. Численность створок/г осадка: 1 – 1–10, 2 – 11–100, 3 – 101–1000, 4 – более 1000

Pyxidicula turris v.arctica, *Pgrunowii*, *Pyxilla oligocenica*, *Seletonema utricullosum*.

Цисты динофлагеллат в поверхностных осадках

В донных осадках Баренцева моря из всей группы водных палиноморф, в состав которой входят не только цисты морских динофлагеллат, но также пресноводные зеленые водоросли, акритархи и органические остатки фораминифер, встречаются почти исключительно диноцисты. Несмотря на то, что палеонтологический сигнал, проходящий от планктонных сообществ динофлагеллат к их отражению в танатоценозах диноцист, составляет только 10–20% от состава ассоциаций, выявленные закономерности распространения диноцист в осадках позволяют успешно использовать их для палеоокеанологических реконструкций различных параметров водных масс и ледовых условий [Mudie, 1992; Mudie, Rochon, 2001; de Vernal et al., 2005, 2013; Marret, Zonneveld, 2003; Rochon et al., 1999; Matthiessen et al., 2005, 2018 и др.]. В настоящее время для этой группы микрофоссилий с большей или меньшей детальностью получена характеристика видового и количественного состава их ассоциаций в осадках почти всех арктических морей Евразии (табл. 2.3.1). Наименее изученными остаются Восточно-Сибирское и Карское моря.

Первые исследования цист динофлагеллат (диноцист) в осадках Баренцева моря были начаты в конце прошлого столетия [Harland, 1982] в рамках масштабного проекта по изучению Северной Атлантики. С начала XXI века, когда уже были изучены и установлены широкие возможности использования диноцист для биостратиграфических и палеоокеанологических реконструкций, в первую очередь, в высоких широтах Северного полушария, включая Северную Пацифику, Атлантику и Баренцево море, как и другие арктические моря, стало привлекать внимание микропалеонтологов, специалистов по цистам динофлагеллат [Mudie et al., 2001; Voronina et al., 2001 и др.].

К настоящему времени уже накоплен небольшой (рис. 2.3.5), но весьма значимый для методики палеоокеанологических реконструкций материал по распределению диноцист и других водных палиноморф в поверхностных осадках Баренцева моря, установлены фитогеографические закономерности распределения видов диноцист в осадках, соответствующих основным типам водных масс, и особенности их количественного распределения в осадках. На основе выполненного нами анализа опубликованных данных (табл. 2.3.1) показано состояние изученности диноцист в Баренцевом море и особенности распределения основных экологических

групп диноцист по способам питания (автотрофные и гетеротрофные + миксотрофные виды) в исследованных поверхностных осадках Баренцева моря (рис. 2.3.6 и 2.3.7), а также АН-критерия (рис. 2.3.8), представляющего отношение количественного содержания автотрофных видов к гетеротрофным и миксотрофным видам в ассоциациях диноцист, что является индикатором изменений интенсивности адвекции североатлантических вод в арктические моря [Matthiessen et al., 2005 и др.].

Р. Харландом [Harland, 1982] были изучены цисты динофлагеллат в восьми поверхностных пробах донных осадков из южной части Баренцева моря, в которых установлены 13 видов диноцист. В составе ассоциаций абсолютно доминировали цисты автотрофных видов динофлагеллат – космополитный вид *Operculodinium centrocarpum*, виды рода *Spiniferites*, а также *Nematosphaeropsis labyrinthus* и *Bitectatodinium tepikiense*. Были отмечены два тренда для состава ассоциаций: во-первых, с увеличением глубины происходило увеличение доли вида *Nematosphaeropsis labyrinthus* (до 3.9%), и во-вторых, отмечен обратный тренд с увеличением доли видов рода *Spiniferites* на мелководьях до 10.2% [Harland, 1982]. Небольшое количество станций не позволило сделать полное заключение о тенденциях распространения диноцист в осадках, однако была проведена таксономическая ревизия видов и определен высокий потенциал осадков Баренцева моря для дальнейших исследований.

В 2001 году проведена новая попытка систематизации материалов по распространению цист морских динофлагеллат в высоких широтах и оценки их использования для палеореконовструкций в четвертичное время [Mudie, Rochon, 2001]. Из Баренцева моря исследованы 14 поверхностных проб и 2 колонки донных осадков длиной до 4 м. Все пробы расположены в южной и юго-восточной частях моря на разрезе о. Новая Земля – Кольский полуостров.

Для южной части разреза (рис. 2.3.9, а), свободной ото льда большую часть года, установлены высокие концентрации диноцист (до 525000 цист см⁻³), возможно являющиеся индикатором высокопродуктивных зон, отмеченных повышенными содержаниями фитопланктона [Rey, Loeng, 1985; Voronina et al., 2001]. Кроме того, перераспределение тонкозернистой фракции осадка с придонными течениями могло также привести к локальным максимумам концентраций диноцист. Для ассоциаций южной части Баренцева моря характерны доминирование автотрофных видов *Operculodinium centrocarpum*, *Nematosphaeropsis labyrinthus* и цист *Pentaparsodinium dalei* (рис. 2.3.9, б). Для более северных участков

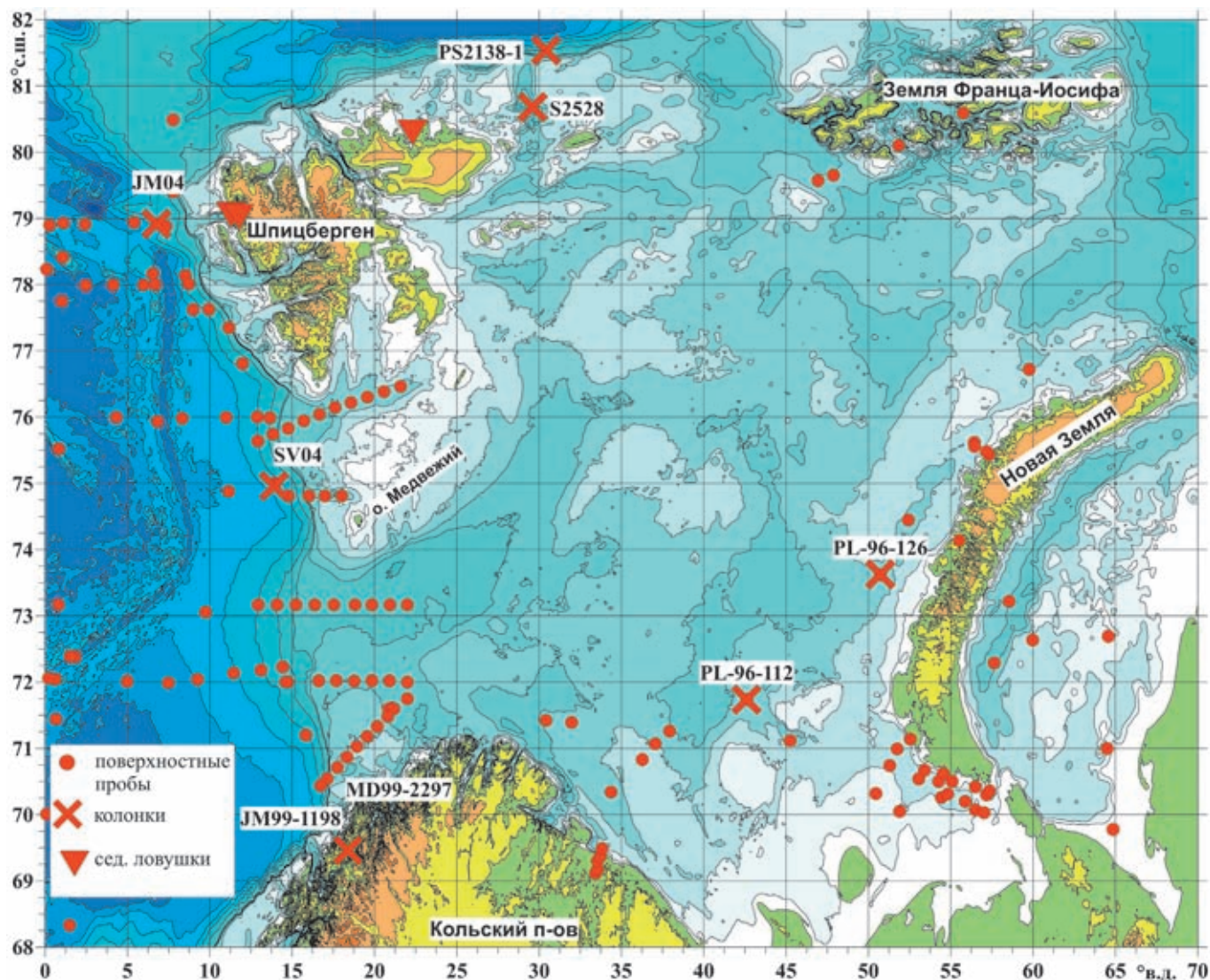


Рис. 2.3.5. Местоположение проб донных осадков, изученных на диноцисты в Баренцевом море [Harland, 1982; de Vernal et al., 2001, 2005; Zonneveld et al., 2013; Voronina et al., 2001]

трансекта характерно уменьшение доли космополитного вида *Operculodinium centrocarpum* при одновременном увеличении роли *Islandinium minutum*. Пробы, расположенные вблизи фьордов Новой Земли и подверженные воздействию стоковых ледниковых вод, характеризуются наличием в ассоциациях диноцист гетеротрофных видов *Brigantedinium* spp. и *Islandinium minutum*. Отмечено также увеличение доли цист *P. dalei* в зоне прохождения полярного фронта [Voronina et al., 2001].

Дальнейшие исследования современных ассоциаций диноцист в 2001 году в районе западной части Шпицбергена и в 2004 году на пяти разрезах, перпендикулярно пересекающих границу Баренцева и Норвежского морей, были опубликованы в 2009 году в рамках масштабных исследований зависимости состава микрофоссилий от путей пере-

носа североатлантических вод на шельф Евразии [Grøsfjeld et al., 2009; Solignac et al., 2009]. Таким образом, было исследовано 74 пробы донных осадков, расположенных в западных и северо-западных областях моря, испытывающих на себе сильное отопляющее влияние Северо-Атлантического течения (рис. 2.3.10 а, б; 2.3.11).

На шельфе Шпицбергена установлено 14 видов и видовых групп диноцист, в то время как в более южных широтах видовое разнообразие достигало 24 [Grøsfjeld et al., 2009; Solignac et al., 2009]. Концентрации диноцист изменялись от 88 до 33234 цист/г в районе Шпицбергена. Для данного района выделены три ассоциации диноцист, связанные с распространением поверхностных водных масс. В районе преобладания атлантической водной массы в осадках доминируют автотрофные виды диноцист, представленные в ос-

новном *Operculodinium centrocarpum*. Данная ассоциация характерна для западной бровки шельфа Баренцева моря и в районе Западного Шпицбергена. В районе распространения арктической поверхностной водной массы в осадках доминирует вид *Islandinium minutum* при значительной доли *Brigantedinium* spp. в составе ассоциаций диноцист. Видовое разнообразие значительно меньше, чем в областях влияния атлантической водной массы, а содержание вида *O. centrocarpum* минимально (до 4%). Данный состав характерен для

шельфа к западу от Шпицбергена, но может также встречаться во фьордах и районах моря, не подверженных воздействию относительно теплых и соленых атлантических вод. Высокопродуктивная водная масса выделяется в областях полярного фронта и фронтальной зоны в районе таяния льдов (например, во фьордах Шпицбергена). Ассоциация диноцист, характерная для данной водной массы, содержит повышенное количество цист вида *Pentapharsodinium dalei* [Grøsfjeld et al., 2009].

Таблица 2.3.1. Состояние изученности цист динофлагеллат в Арктике

Регион	Изученность (количество поверхностных проб) по базам данных $n=1492$ и $n=2405$	Количество видов диноцист в осадках	Среднее значение АН критерия	Литературные источники
Северная Атлантика	174	28	23.8	[de Vernal et al., 2001, 2005; Zonneveld et al., 2013; Howe et al., 2010; Marret, Zonneveld, 2003; Rochon et al., 1999; Grøsfjeld, Harland, 2001; Boessenkool et al., 2001; Harland et al., 2006; Radi, de Vernal, 2008; Harland et al., 2004a, b]
Западная часть Баренцева моря	43	25	214.5	[de Vernal et al., 2001, 2005; Zonneveld et al., 2013; Grøsfjeld et al., 2009; Solignac et al., 2009; Rørvik et al., 2009]
Баренцево море	44	22	24.8	[Harland, 1982; de Vernal et al., 2001, 2005; Zonneveld et al., 2013; Voronina et al., 2001]
Белое море	29	13	5.4	[Polyakova et al., 2003; Головнина, Полякова, 2005; Новичкова, Полякова, 2007; Polyakova, Novichkova, 2018]
Карское море	25	13	11.3	[de Vernal et al., 2001, 2005; Zonneveld et al., 2013; Head et al., 2001; Matthiessen et al., 2001]
Море Лаптевых	44	12	0.3	[de Vernal et al., 2001, 2005; Zonneveld et al., 2013; Head et al., 2001; Kunz-Pirring, 2001; Ключиткина, Полякова, 2019]
Восточно-Сибирское море	9	13	0.3	[de Vernal et al., 2001, 2005; Zonneveld et al., 2013]
Чукотское море	50	19	7.8	[Radi et al., 2001; de Vernal et al., 2001, 2005; Zonneveld et al., 2013; Обрезкова, Поспелова, 2017]
Берингово море	22	20	6.6	[Radi et al., 2001; de Vernal et al., 2001, 2005; Zonneveld et al., 2013]
Море Бофорта	70	17	3.7	[Pospelova et al., 2008; Richerol et al., 2008; Bringué, Rochon, 2012; Pieńkowski et al., 2011; de Vernal et al., 2001, 2005; Zonneveld et al., 2013; Mudie, Rochon, 2001]
Море Баффина	105	23	17.4	[de Vernal et al., 2001, 2005; Zonneveld et al., 2013]

Исследование западной и юго-западной границ Баренцева моря, также как и северной его части, показало четкую зависимость состава ассоциаций диноцист от доминирующей водной массы в районе отбора

проб донных осадков. Наиболее заметной особенностью является переход от сообществ с преобладанием *O. centrocarpum* к сообществам с преобладанием *I. minutum* по мере смены условий на поверхности

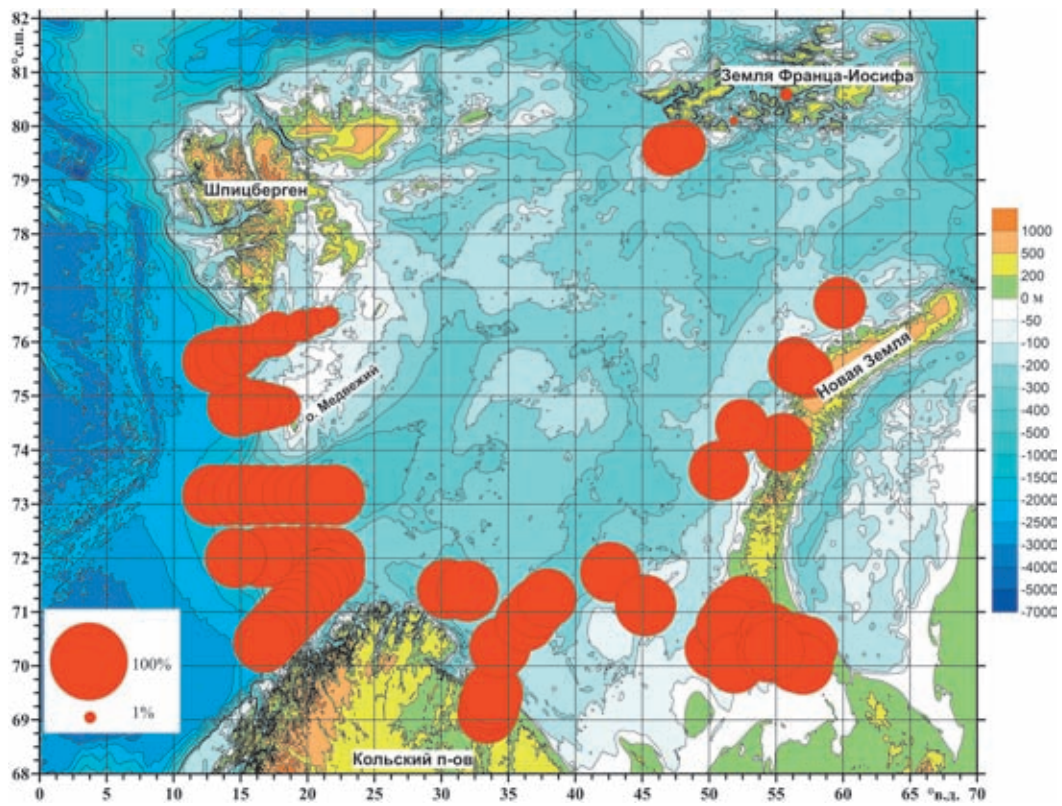


Рис. 2.3.6. Доля автотрофных видов в ассоциациях диноцист в поверхностных осадках Баренцева моря (данные см. табл. 2.3.1)

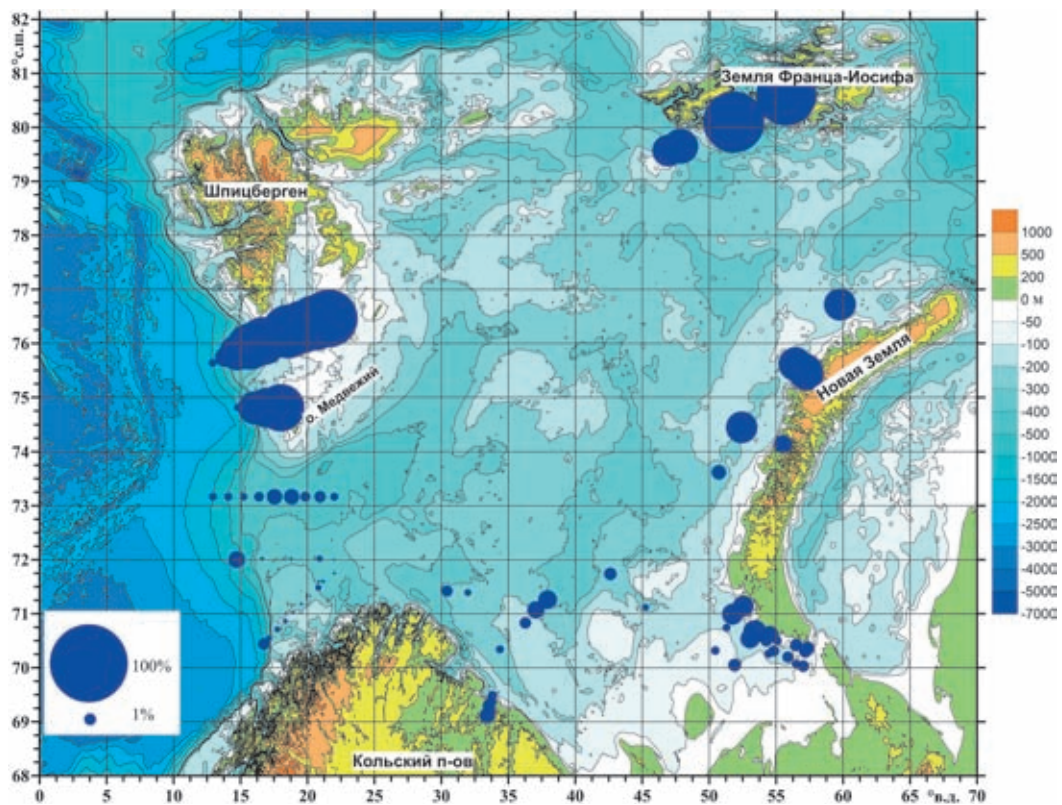


Рис. 2.3.7. Доля гетеротрофных видов в ассоциациях диноцист в поверхностных осадках Баренцева моря (данные см. табл. 2.3.1)

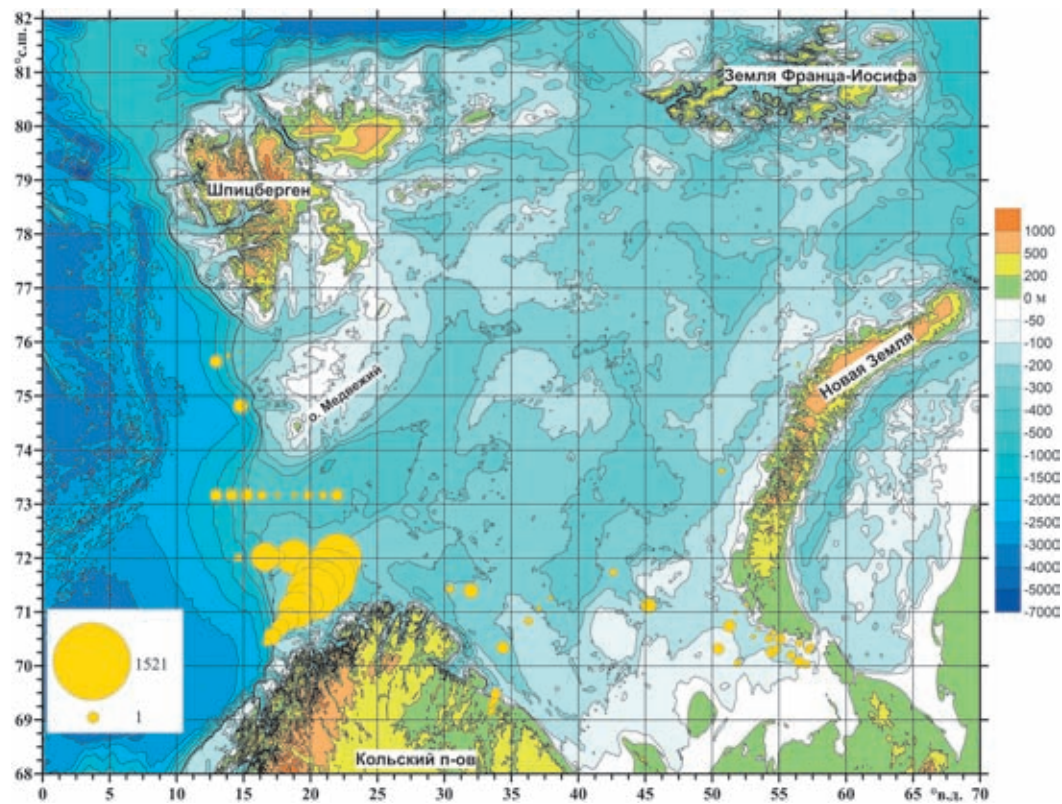


Рис. 2.3.8. Значения АН критерия для ассоциаций диноцист из поверхностных осадков Баренцева моря (данные см. табл. 2.3.1)

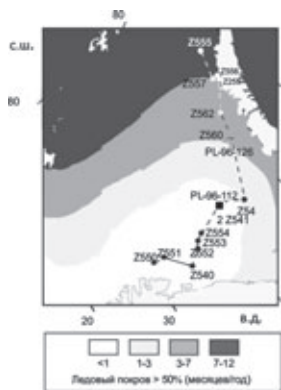
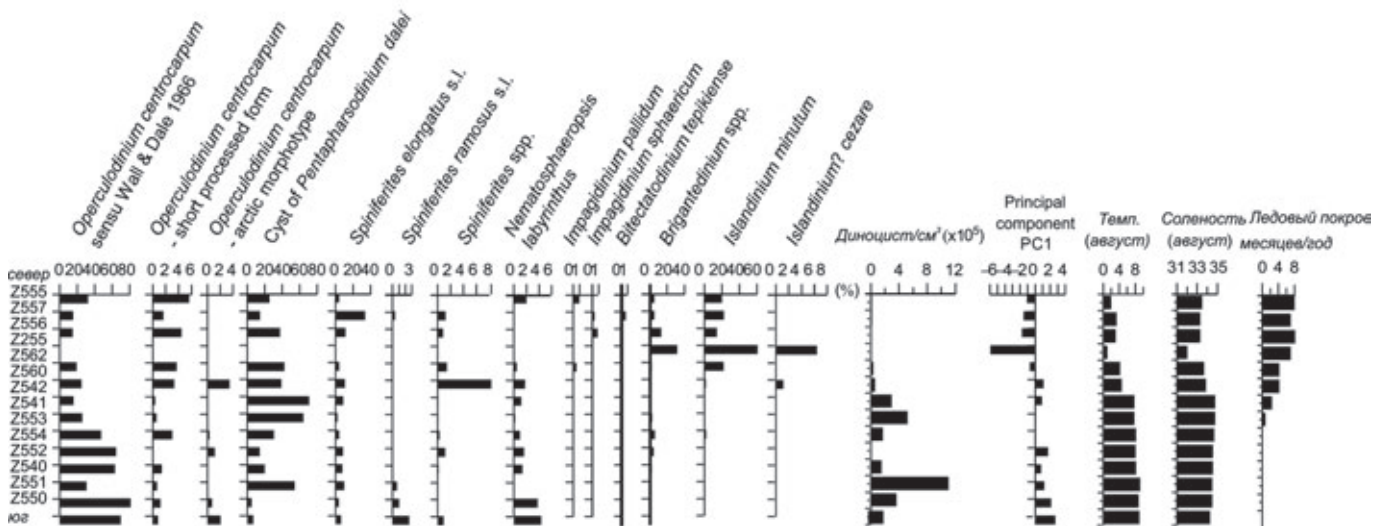


Рис. 2.3.9. Цисты динофлагеллат в поверхностных осадках Баренцева моря [Voronina et al., 2001]:

а) положение исследованных на диноцисты колонок и проб поверхностных осадков по юго-западному и северо-восточному трансектам. Распространение современного сезонного морского ледового покрова (в количестве месяцев в году $c > 50\%$ площадью покрытия) по базе данных 1953–1990 годов National Climate Data Center; б) диаграмма процентного содержания видов диноцист в ассоциациях из поверхностного слоя донных осадков, средние многолетние современные температуры и соленость поверхностных вод, продолжительность сезонного морского ледового покрова по данным из National Ocean Data Center data set (NODC, 1994) и National Climate Data Center



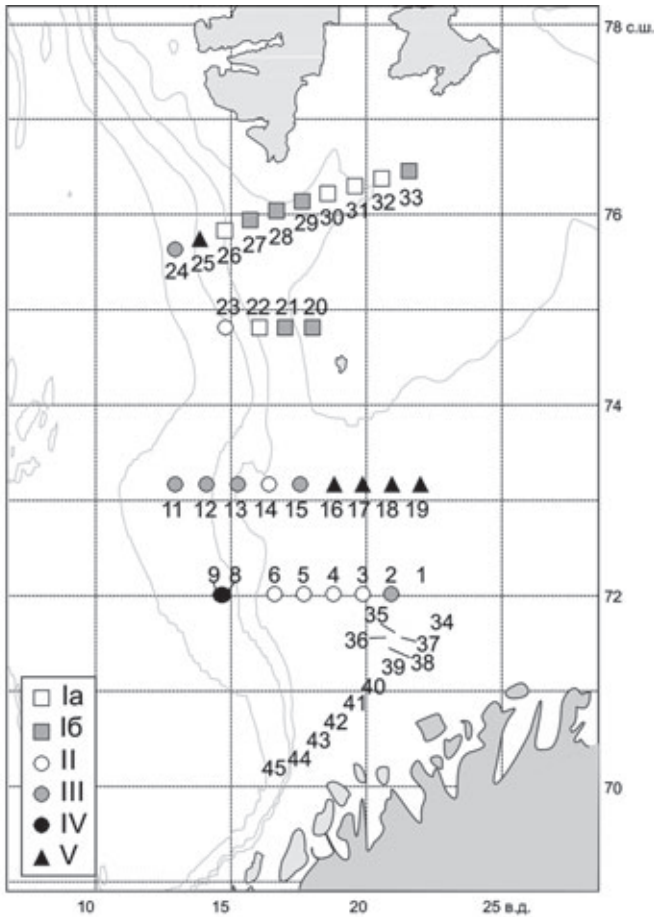
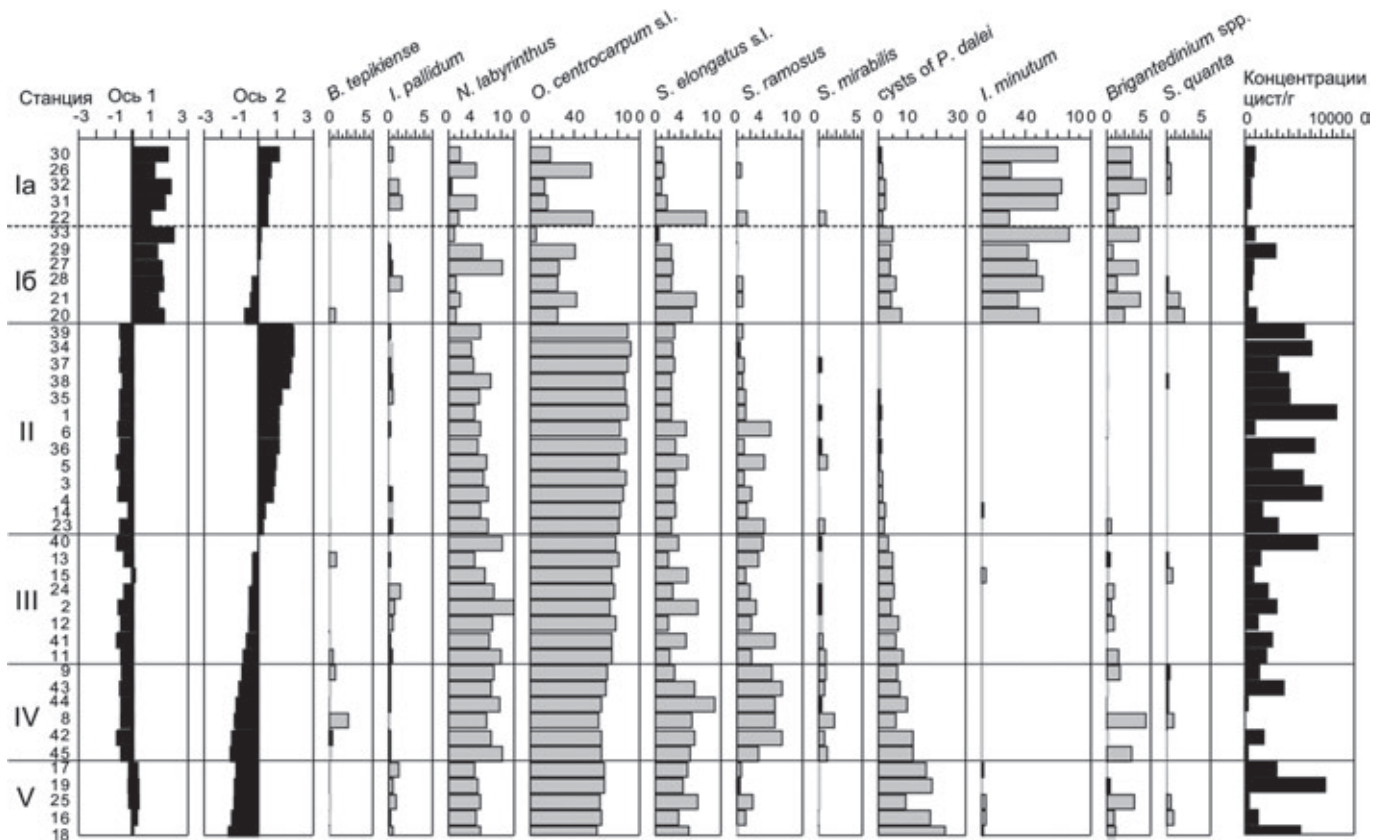


Рис. 2.3.10. Основные типы ассоциаций цист динофлагеллат в поверхностных осадках западной части Баренцева моря [Solignac et al., 2009]:

а) положение исследованных на диноцисты проб поверхностных осадков с указанием пяти выделенных типов диноцист, б) видовой состав основных типов диноцист, выделенных с учетом температуры и солености поверхностных вод, их продуктивности, продолжительности сезонного морского ледового покрова



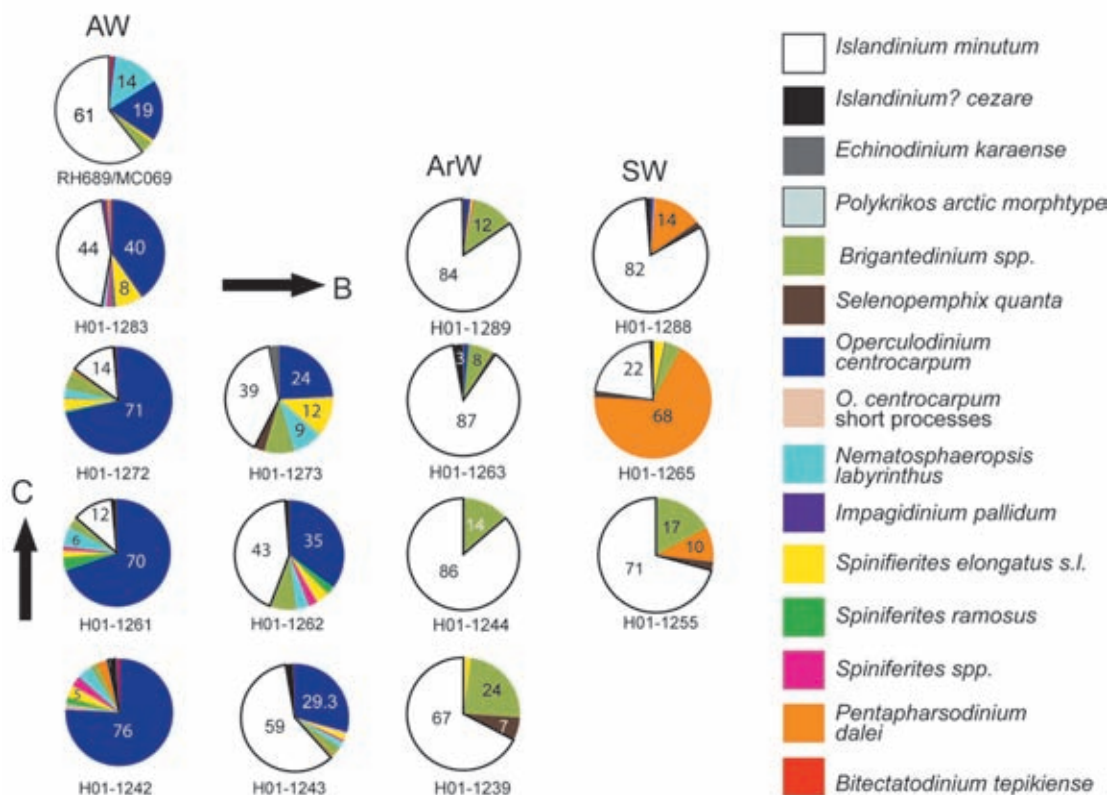


Рис. 2.3.11. Классификация различных ассоциаций диноцист в поверхностных осадках в фиордах и на шельфе Западного Шпицбергена, находящихся под воздействием трех основных типов водных масс: атлантические воды (AW), арктические воды (ArW), стратифицированные воды с высокой продуктивностью (SW) [Grøsfjeld et al., 2009]

моря от атлантических (относительно теплых, с нормальной океанической соленостью) к арктическим (холодным, распресненным, с сезонным ледовым покровом). Несмотря на большие различия между атлантическими и арктическими сообществами, интересно отметить, что ассоциации диноцист внутри атлантической группы различаются (хотя и незначительно) в зависимости от вышележащих водных масс. Данные различия контролируются не температурой поверхностной водной массы, а ее обогащенностью биогенными элементами и стратификацией вод. Установлено, что виды цист *P. dalei* приурочены к областям ранневесенней стратификации, в то время как виды *O. centrocarpum* более адаптированы к изменяющимся условиям окружающей среды [Solignac et al., 2009].

Исследования закономерностей состава современных ассоциаций диноцист Баренцева моря были продолжены в 2001 и 2006–2007 гг. методом седиментационных ловушек, установленных во фьордах западного и северного побережий Шпицбергена [Howe et al., 2010]. В Конгсфьорде, расположенном на западном побережье и подверженном весной и летом 2002 года сильному влиянию атлантических вод, установлены ассоциации диноцист, характерные для райо-

нов с сезонными изменениями поступления арктической/атлантической водных масс. Однако выявлены нехарактерно высокие концентрации гетеротрофного вида *Protooperidinium conicum* (*Selenopemphix quanta*), вероятно, зависящие от поступления большого количества пищи с атлантическими водами. Интересно отметить, что в сезон 2006–2007 гг. в Конгсфьорде установлена высокая степень перемешивания арктической и атлантической водных масс, в то время как основным доминантом в составе ассоциаций диноцист стал вид *Islandinium minutum*, ассоциирующийся с нормальными арктическими условиями.

Для северного побережья Шпицбергена в Риджфьоре для сезона 2006–2007 гг. в седиментационных ловушках обнаружено доминирование цист вида *Pentapharsodinium dalei*, характерного для областей высокой стратификации вод, обогащенных биогенными элементами [Howe et al., 2010].

Таким образом, для южной, западной и северной частей Баренцева моря установлены четкие зависимости состава ассоциаций цист динофлагеллат от типа доминирующей водной массы, в то время как восточная и центральная части моря продолжают оставаться малоизученными.

ДИАТОМЕИ И ДИНОЦИСТЫ В НЕОГЕНОВЫХ, ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ И ГОЛОЦЕНОВЫХ ОСАДКАХ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

Акватория Баренцева моря

Донные осадки Баренцева моря начали изучаться на самых ранних этапах развития морской геологии. Благодаря трудам Ф. Нансена, Я.В. Самойлова, М.В. Кленовой, Т.И. Горшковой и многих других исследователей, сложились первые представления об условиях формирования и строения толщи донных осадков. Со времен работ М.В. Кленовой [1960] было принято считать, что под маломощным поверхностным слоем влагонасыщенных современных (голоценовых) осадков залегают плотные, обезвоженные глины и суглинки (так называемые «древние глины»), генезис которых считался ледниковым.

В 1980–1990-е гг. интенсивные геологические исследования в Баренцевом море, проводившиеся коллективами Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Мурманского морского биологического института РАН, ВНИИОкеангеология, Арктической морской инженерно-геологической экспедиции (г. Мурманск), Геологического института Кольского научного центра РАН с использованием высокоразрешающего непрерывного сейсмоакустического профилирования и инженерно-геологического бурения, а также отбора ненарушенных колонок грунтов из верхнего 5-метрового слоя морских осадков коренным образом изменили представление о строении толщи донных отложений Баренцева моря и позволили выявить основные хроностратиграфические границы в верхнекайнозойских отложениях большей части его акватории. За последние два десятилетия для Российского Арктического шельфа получен обширный сейсмоакустический материал, создана аппаратно-методическая база для решения задач геологического картирования в рамках реализации Программы составления листов Государственной геологической карты России масштаба 1:1 000 000 [Гусев и др., 2012б]. Основными исполнителями этих работ для Западно-Арктического шельфа (моря Баренцево и Карское) являлись Мурманская арктическая геологоразведочная экспедиция (МАГЭ, г. Мурманск), ВНИИОкеангеология, Полярная морская геологоразведочная экспедиция. Однако полученный большой фактический материал до настоящего времени интерпретируется исходя из различных, нередко диаметрально противоположных палеогеографических концепций [Матишов, 1984; Гросвальд, 1983; Gataullin et al., 2001; Тарасов и др., 2000; Самойлович и др., 1993; Павлидис и др., 1998; Мусатов, 1998; Зархидзе, Мусатов, 1989; Крапивнер, 2009, 2014,

2018; Гусев и др., 2012б; Polyak et al., 1995; Hughes et al., 2015; Mangerud et al., 1999; Svendsen et al., 2004; Murdmaa, Ivanova, 2017; Ivanova et al., 2019 и др.].

В составе верхнекайнозойского чехла Баренцево-морского шельфа различными исследователями выделяются от 3 до 9 сейсмоакустических комплексов [Зархидзе, Мусатов, 1989; Самойлович и др., 1993; Крапивнер, 2018 и др.] Инженерно-геологическими скважинами в Баренцевом море был вскрыт рыхлый чехол на полную мощность (рис. 2.3.12) [Самойлович и др., 1993; Гусев и др., 2012б и др.]. Для некоторых скважин получены термолюминесцентные датировки [Крапивнер, 2006, 2009, 2018]. Эти датировки, наряду с результатами изучения литологических и инженерно-геологических свойств осадков и распределением фораминифер, диатомовых водорослей, пыльцы и спор [Самойлович и др., 1993; Тарасов и др., 2000; Руденко, разд. 2.2], свидетельствуют о непрерывном морском осадконакоплении на некоторых участках шельфа в течение всего неоплейстоцена. Наиболее представительным разрезом, изученным многими методами, является скв. 183 в пределах Адмиралтейского поднятия к западу от Новой Земли («Новоземельский шельф», рис. 2.3.1). Вскрытая мощность отложений – 125.9 м, возраст согласно термолюминесцентным датировкам составляет более 360 тыс. лет (рис. 2.3.12). Постоянное присутствие бентосных фораминифер по разрезу скважины указывает на преобладание морских условий осадконакопления в течение среднего и позднего неоплейстоцена. Единственным маломощным слоем, в котором отсутствует микрофауна, но содержатся представительные комплексы морских четвертичных диатомей [Самойлович и др., 1993], является интервал 70–72 м, который датируется примерно 320–330 тыс. лет назад (МИС 9). Мощность голоценовых отложений составляет около 1.5 м.

Из отложений этой скважины Л.Я. Каган выделены комплексы морских диатомей [Самойлович и др., 1993], характеризующиеся относительно большим видовым разнообразием и численностью. Однако возрастная интерпретация диатомовых комплексов, как и в других районах Баренцева моря, вызывает определенные сложности в связи с постоянным присутствием в отложениях вымерших морских палеогеновых и на наш взгляд неогеновых видов. Поэтому при оценке возможного возрастного диапазона описанных Л.Я. Каган комплексов мы основывались на выявленных ранее закономерностях стратиграфического распространения морских диатомей в верхнекайнозойских отложениях арктического шельфа Евразии с учетом зональных стратиграфических диатомовых шкал Северной Пацифики и Норвежско-Гренландского бассейна [Полякова, 1997; Polyakova, 2001].

В серых суглинках, слагающих большую часть разреза скв. 183 (0–107.5 м), преобладают холодноводные аркто-бореальные виды, типичные для современных и четвертичных отложений арктических морей: ледово-морские (криофильные) диатомеи (*Melosira arctica* – до 82%, *Detonula confervaceae* >50%) и ледово-неритические виды (*Porosira glacialis*, *Bacterosira bathyomphala*, *Rhizosolenia hebetata*, споры рода *Chaetoceros*), свидетельствующие о высокой ледовитости морского бассейна. Из видов-индикаторов атлантических вод в отдельных интервалах неоплейстоценовых осадков и постоянно в голоцене отмечен южно-бореальный вид *Shinodiscus oestrupii*, который в настоящее время доминирует в планктоне и танатоценозах поверхностных донных осадков юго-западных районов Баренцева моря и в Белом море. Существенные изменения состава диатомовых комплексов наблюдаются ниже 107.5 м, где вскрытые отложения представлены переслаивающимися глинами, суглинками и песками (107.5–117.7 м), которые подстилаются песками (117.7–125.8 м). Последние не содержат остатков фауны фораминифер, а встреченные створки диатомей принадлежат морским вымершим палеогеновым и неогеновым видам. Комплексы диатомей из интервала 107.5–117.7 м резко отличаются от вышележащих неоплейстоценовых крайне низкой численностью, сокращением в составе комплексов холодноводных неритических и ледово-морских диатомей и, главное, преобладанием неогеновых видов, вымерших на различных стратиграфических уровнях плиоцена и плейстоцена, типичных для отложений позднеплиоценовой – эоплейстоценовой трансгрессии на арктическом шельфе и прилегающих низменностях Евразии [Polyakova, 2001; Полякова, 1997].

Подобные комплексы были установлены Л.Я. Каган и в юго-западной части Баренцева моря, на Южно-Канинской банке, где скважиной 55 (рис. 2.3.1) вскрыта 50-метровая толща морских четвертичных (Q_I–Q_{IV}) преимущественно глинистых отложений, залегающих на морских отложениях предположительно палеоген-неогенового возраста [Самойлович и др., 1993]. В отличие от «приновоземельской» скважины 183, в «южноканинской» скважине 55 комплексы морских диатомей почти по всему разрезу (0–33 м) обильны и таксономически разнообразны. Однако в нижележащих также глинистых отложениях микрофоссилии (диатомеи, фораминиферы) практически отсутствуют за исключением единичных меловых и палеогеновых морских диатомей и фораминифер, которые обычны для всех изученных четвертичных и современных осадков Баренцева моря. Характерной особенностью «южноканинских» диатомовых ком-

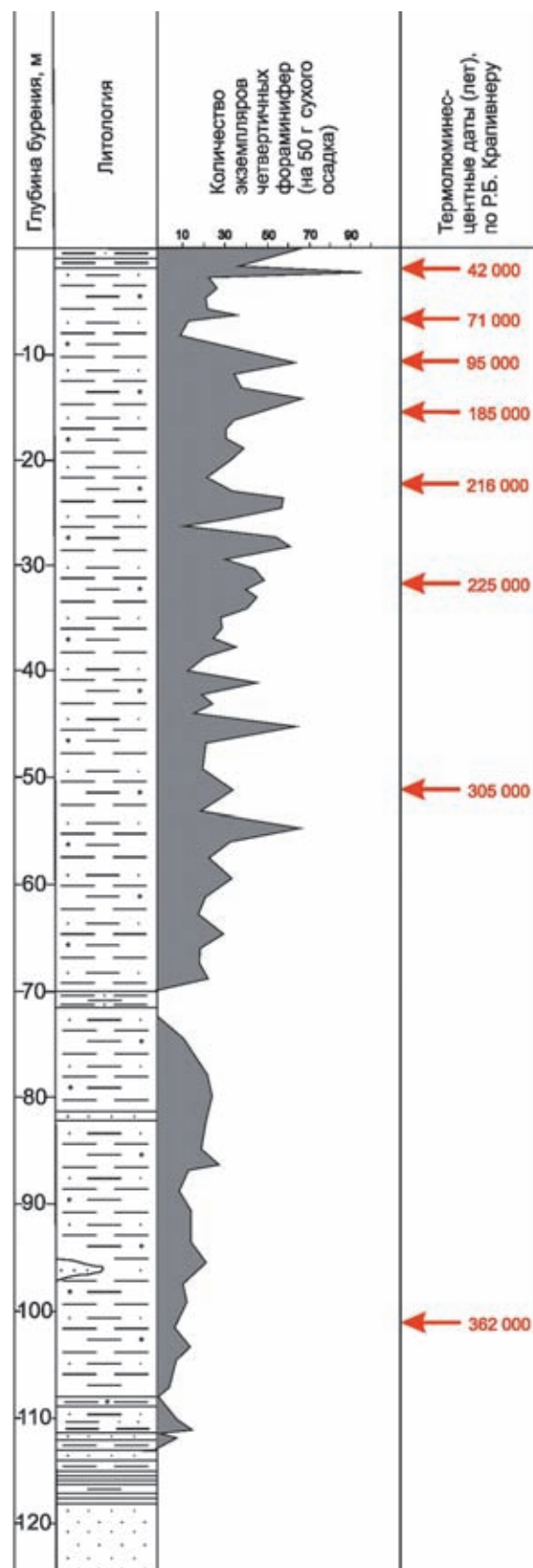


Рис. 2.3.12. Разрез скв. 183, пробуренной на приновоземельском шельфе Баренцева моря. Литологическая колонка, содержание бентосных фораминифер и термолуминесцентные датировки по [Крапивнер, 2006, 2018]

плексов является преобладание с максимально высокими для осадков Баренцева моря концентрациями океанических и панталасных видов (*Thalassionema nitzschioides*, *Thalassiothrix longissima*, *Coscinodiscus marginatus*, *Rhizosolenia styliformis*), включая южнобореальный вид (*Shinodiscus oestrupii*), что свидетельствует о значительной глубине Баренцева моря и адвекции атлантических вод в его южную часть. Наряду с видами диатомей, характерными для плейстоценовых и современных морских осадков Арктики, в интервале скважины 27–33 м постоянно присутствуют разнообразные вымершие неогеновые виды диатомей, аналогичные тем, что установлены в Приноземельской скважине 183 (*Simonseniella curvirostris*, *Thalassiosira antiqua*, *Pyxidicula zabelinae*, *Thalassiosira nidulus* и др.) с известным диапазоном стратиграфического распространения в Северной Пацифике и Норвежско-Гренландском бассейне [Barron, Gladenkov, 1995; Dzhinoridze et al., 1978; Schrader et al., 1976; Schrader, Fenner, 1976].

Л.Н. Каган был выполнен чрезвычайно большой объем исследований диатомей в Баренцевом море – 34 скважины, полученные практически на всей акватории моря и вскрывшие осадочную толщу мощностью до 100 и более метров [Каган, 1989; Самойлович и др., 1993]. Однако помимо рассмотренных выше скважин 183 и 55 представительные диатомовые комплексы приурочены еще только к юго-восточным районам – Печорскому морю и Чёшской губе (рис. 2.3.1), где и поверхностные осадки обогащены современными диатомеями (см. раздел 2.3.2). Особый интерес представляют результаты исследований скважины 139, полученной на Печорском мелководье (рис. 2.3.1), в силу незначительных глубин моря (16–25 м) и влияния на эту часть моря стока р. Печоры. В непосредственной близости от скважины 139 пробурены скважины 124, 123 и 117, в которых выделены идентичные комплексы диатомей. Согласно данным сейсмостратиграфических исследований 72-метровой скважиной 139 вскрыты нижне-, средне- и верхнечетвертичные отложения [Самойлович и др., 1993]. По всему разрезу преобладают морские диатомеи, а суммарное содержание пресноводных видов составляет не более 1–3% в диатомовых комплексах. Согласно Л.Я. Каган, по всей четвертичной толще в диатомовых комплексах доминируют сублиторальные *Paralia sulcata*, включая ее варианты, и *Pyxidicula turris*, который наиболее обилен (>30%) в нижней половине разреза. Последний является, скорее всего, переотложенным из неогеновых отложений, так как ни в современных, ни в четвертичных отложениях арктических морей он не встречается [Полякова 1997; Polyakova, 2001]. В целом, для со-

временных и четвертичных отложений этого района характерно чрезвычайно обильное содержание морских меловых и палеогеновых диатомей, переотложение которых за исключением *Paralia sulcata* и некоторых ее вариантов не вызывает сомнений; суммарное содержание их в диатомовых комплексах скважины 139 превышает 50% в некоторых горизонтах.

Четвертичные комплексы диатомей из отложений скважины 139 отличаются большим таксономическим разнообразием и обилием холодноводных диатомей, в первую очередь, планктонных видов, обычных и в современном планктоне Баренцева моря: *Rhizosolenia hebetata* var. *hebetata*, *R. hebetata* f. *semispina*, виды р. *Coscinodiscus*, *Cyclotella striata*, *Thalassiosira gravis*, *T. bioculata*, *Bacterosira bathyomphala*. В небольших количествах встречаются относительно тепловодные виды (*Coscinodiscus asteromphalus*, *C. radiatus*, *Shinodiscus oestrupii* и др.), поступающие в Баренцево море с атлантическими водами. Все эти виды приурочены в основном к верхней половине разреза, которую Л.Я. Каган с соавторами относит к верхнему плейстоцену [Самойлович и др., 1993].

Своеобразие диатомовых комплексов нижней части разреза скважины 139 (49.6–27 м), также как и расположенной вблизи в Печорском море скважины 117, заключается в присутствии в их составе стратиграфически значимых видов с известным ограниченным возрастным диапазоном распространения в неогене, эоплейстоцене и раннем неоплейстоцене в северных областях Тихого океана и Норвежско-Гренландском бассейне [Barron, Gladenkov, 1995; Dzhinoridze et al., 1978; Schrader et al., 1976; Schrader, Fenner, 1976; Жузе, 1969], что является важным диагностическим признаком при определении возраста вмещающих отложений. Это, в первую очередь, такие виды как *Simonseniella barboi* и *S. curvirostris*, *Pyxidicula zabelinae*, *Thalassiosira nidulus* (+*T. jouseae?*), *T. antiqua*, а также *Actinocyclus divisus*, *A. ochotensis*, *A. oculus*. Необходимо отметить, что данные виды характерны также для колвинских комплексов диатомей Большеземельской тундры [Лосева, 1992; Полякова, 1997; Polyakova, 2001], что предполагает их развитие в едином морском бассейне в период обширной плиоцен – эоплейстоценовой трансгрессии, широко распространившейся на арктическом побережье Евразии [Полякова, 1997; Polyakova, 2001]. Вместе с тем, согласно Ю.Г. Самойловичу [Самойлович и др., 1993], отложения «колвинского моря» соответствуют пятому сейсмостратиграфическому комплексу, отложения которого в пределах акватории современного Баренцева моря встречаются только в палеоврезах на Печорском мелководье. Таким образом, выполненный нами анализ стратиграфического распростра-

нения видов морских диатомей позволяет уточнить возраст пятого сейсмостратиграфического комплекса и время развития «колвинского моря».

На севере Русской равнины находки наиболее древних комплексов морских диатомей приурочены к отложениям колвинской свиты, залегающей, главным образом, в переуглубленных долинах и депрессиях Большеземельской тундры [Яхимович, Зархидзе, 1990 и др.]. И лишь сравнительно недавно колвинские отложения были установлены в нескольких опорных обнажениях в бассейне реки Море-Ю, где представлены прибрежно-морскими фациями с соответствующей микро- и макрофауной, комплексами диатомей. Последние, помимо инситуальных морских и пресноводно-солонатоводных видов, включают большое количество переотложенных морских палеогеновых диатомей [Зархидзе и др., 2010].

Колвинские диатомовые комплексы, описанные из отложений, вскрытых скважинами на Колве, Нижней Печоре, Шапкине, в междуречье Лаи и Юрьяхи, а также на левом берегу Космы (восточный склон Тимана) [Лосева, 1992], обладают сходными чертами. Для них характерно доминирование меропланктонной сублиторальной *Paralia sulcata* и холодноводной *Thalassiosira gravida*, а также обилие морфологически разнообразных видов *Actinocyclus divisus* + *A. ochotensis* (круг форм). Почти все виды колвинских комплексов диатомей являются ныне живущими и встречаются в планктоне и осадках Баренцева моря. Наиболее показательными в возрастном отношении являются *Thalassiosira nidulus* (= *T. jouseae*), *Hyalodiscus obsoletus*, *Actinocyclus divisus* + *A. ochotensis* (круг форм). Верхний предел стратиграфического распространения *Thalassiosira nidulus* + *T. jouseae* установлен в северных областях Тихого океана на уровне 0.28 (0.39) млн л. н. [Barron, 1992], а в Норвежско-Гренландском бассейне чуть выше уровня исчезновения *Simonseniella barboi* [Schrader, Fenner, 1976], т. е. около 0.3 млн л. н. [Barron, Gladenkov, 1995]. Виды рода *Actinocyclus* (*A. divisus*, *A. ochotensis*, *A. curvatulus*) появляются в субарктических районах в плиоцене и являются представителями современного арктическо-бореального планктона. Их наибольшая морфологическая изменчивость характерна для начального периода становления этой группы (поздний плиоцен – эоплейстоцен), где наблюдается их наибольшая численность. В Норвежско-Гренландском бассейне первый представитель этой группы, *A. divisus*, появляется в осадках нижнеплиоценовой зоны *Thalassiosira kryophila* [Barron, 1985]. В настоящее время в арктических морях они встречаются крайне редко и приурочены в основном к областям распро-

странения атлантических и берингоморских вод.

В районе Хайпудырской губы буровыми работами вскрыта мощная толща преимущественно морских верхнекайнозойских отложений [Яхимович, Зархидзе, 1990]. Комплексы диатомей, изученные Р.Н. Джиноридзе, установлены ею лишь в отдельных горизонтах верхнекайнозойских отложений. В составе диатомовых водорослей присутствуют виды: *Thalassiosira gravida f.fossilis*, *T. kryophila*, *T. nidulus* (*T. jouseae*?), *Simonseniella barboi*, *Actinocyclus oculatus*, стратиграфическое распространение последнего ограничено поздним плиоценом – эоплейстоценом (3.9–1.0 млн л.н.) [Barron, Gladenkov, 1995].

Вместе с тем, состав диатомовых комплексов характеризует лишь мелководные сублиторальные фации колвинского моря, отвечающие трансгрессивным и регрессивным этапам его развития, что подтверждается литологическими и микрофаунистическими данными и не позволяет судить о температурных условиях морского бассейна в период максимума развития трансгрессии. Основу данных диатомовых комплексов составляют холодноводные аркто-бореальные виды, обитающие в современном планктоне арктических морей, преобладание ледово-морских и ледово-неритических диатомей свидетельствует о значительной ледовитости морского бассейна. Тепловодные виды, поступающие в настоящее время в Баренцево море с водами североатлантического течения, немногочисленны.

Таким образом, установленные в различных районах Большеземельской тундры близкие по систематическому составу «колвинские» комплексы морских диатомей, включающие виды с датированными уровнями стратиграфического распространения, свидетельствуют об обширной и продолжительной трансгрессии Баренцева моря на территорию Большеземельской тундры, начавшейся в конце плиоцена и продолжавшейся на протяжении эоплейстоцена, возможно, в отдельных районах до середины неоплейстоцена. Обедненные сублиторальные комплексы диатомей с *Hyalodiscus scoticus* в отложениях, слагающих водораздельные пространства бассейна верхней Печоры (роговская свита), соответствуют, вероятно, регрессивной стадии развития морского бассейна.

К западу, в бассейне р. Северной Двины и р. Мезени, известные комплексы морских диатомей практически не содержат вымерших видов [Полякова, 1997; Polyakova, 2001]. Исключение составляют обедненные комплексы с *Simonseniella barboi*, установленные в отложениях, вскрытых в переуглубленных долинах нижнего течения Северной Двины, и залегающие в основании верхнекайнозойской серии

осадков (сафоновская свита). Наибольшее число разрезов с представительными диатомовыми комплексами известно по р. Пёзе, правому притоку Мезени. Комплексы морских диатомей приурочены к толще голубовато-серых суглинков, которые по стратиграфическому положению в разрезе отнесены Э.И. Лосевой [1992] к «бореальной» трансгрессии начала позднего неоплейстоцена (МИС 5e). Комплексы характеризуются преобладанием сублиторальных диатомей с участием тепловодных форм наряду с исключительно холодноводными аркто-бореальными планктонными видами (*Porosira glacialis*).

В бассейне Северной Двины комплексы морских диатомей, полученные В.М. Смирновой [1979] из отложений, также относимых к «бореальной» трансгрессии, существенно отличаются от «холодных» диатомовых комплексов с Пёзы высокой численностью и таксономическим разнообразием планктонных диатомей, включающих наряду с холодноводными аркто-бореальными видами (*Thalassiosira gravida*, *Porosira glacialis*, *Bacterosira bathyomphala* и др.) относительно тепловодные, редкие или неизвестные в современном планктоне Баренцева моря (*Coscinodiscus asteromphalus*, *C. asteromphalus* v. *subbuliens*, *Actinocyclus divisus*, *A. ochotensis* и др.). Обращает внимание разнообразие видов *Actinocyclus*, отмеченное ранее только для комплексов диатомей отложений колвинской и роговской свит Большеземельской тундры.

В бассейне Северной Двины известно несколько разрезов с представительными комплексами диатомей, считающихся стратотипическими для отложений «бореальной» трансгрессии [Смирнова, 1976, 1979, 1981, 1983, 1986; Лосева, 1992]. Для всех этих комплексов характерно преобладание морских сублиторальных диатомей, как меропланктонных, так и бентосных с участием разнообразных и обильных тепловодных элементов сублиторальной флоры, что, характерно в настоящее время для мелководных, хорошо прогреваемых заливов Белого моря. В составе морских диатомей обильны планктонные виды, среди которых доминируют аркто-бореальные и бореальные, в тоже время значительно содержание видов широкого географического распространения. Характерно присутствие в составе планктонной группы диатомей относительно тепловодных видов, редких или не встречающихся в арктических морях, что свидетельствует о широкой связи с Атлантикой и большей, чем в настоящее время, интенсивности поступления атлантических вод в Баренцево море.

Необходимо отметить, что в среднем течении Северной Двины у дер. Колешки В.М. Смирновой [1981б] наиболее обильные комплексы морских диа-

томей приурочены к красно-бурым суглинкам с гравием и галькой, относимым к московской морене. Количественное преобладание морских диатомей и, в первую очередь, высокая численность планктонных видов предполагает большие глубины морского бассейна в данном районе. В составе морских диатомей доминируют холодноводные планктонные ледово-неритические и ледово-морские (криофильные) виды при таксономическом разнообразии тепловодных североатлантических видов, что свидетельствует об интенсивности Северо-Атлантического течения, воды которого достигали среднего течения Северной Двины. Близкие по составу комплексы морских диатомей из красноватых суглинков установлены В.И. Смирновой и в других районах бассейна Северной Двины и соотнесены ею с так называемым «позднемосковским морем», предшествовавшим «бореальной» трансгрессии [Смирнова, 1981б, 1986].

Таким образом, известные диатомовые комплексы из отложений «бореальной» трансгрессии и «позднемосковского моря» в среднем течении Северной Двины характеризуются близким видовым составом и количественным соотношением основных экологических групп, что позволяет сделать заключение о формировании вмещающих отложений при близких палеогидрологических условиях. Наибольшие различия в составе морских ископаемых флор наблюдаются в группе сублиторальных диатомей, численность которых в диатомовых комплексах «бореальной» трансгрессии значительно выше, чем в комплексах «московского моря». Это дает основание предположить, что отложения «бореальной» трансгрессии, возможно, являются регрессивными фациями «позднемосковского моря». Комплексы диатомей из этих отложений не содержат каких-либо вымерших элементов и соответствуют последнему этапу развития морской диатомовой флоры (зона *Neodenticula seminae* северотихоокеанской диатомовой шкалы [Koizumi, 1992] и зона *Thalassiosira oestrupii* Норвежско-Гренландского бассейна [Schrader, Fenner, 1976; Barron, 1985]).

При бедности донных осадков Баренцева моря микрофоссилиями опорной для биостратиграфических исследований верхнечетвертичных отложений южной части Баренцева моря и палеоокеанологических реконструкций можно считать скважину 26, пробуренную на юго-западном склоне Канинского мелководья (глубина моря 202 м, рис. 2.3.1, 2.3.13). Здесь вскрыта 30-метровая толща в основном глинистых четвертичных отложений, содержащих обильные споры, пыльцу, диатомей, фораминиферы и залегающих на аргиллитоподобных глинах маастрихта [Павлидис и др., 1992]. Профили, пройденные с по-

мощью параметрического «Парасаунд» через точку бурения скважины, позволили четко определить положение основных слоев четвертичных отложений в разрезе. По разрезу выделено также несколько границ со скачкообразным изменением плотности осадков на глубине 5.5 м от поверхности дна, 13.5 и 26 м [Pavlidis, Polyakova, 1997].

Толща отложений (мощность 12 м), залегающих непосредственно на осадочных породах мела, условно отнесена к нижнему–среднему плейстоцену [Павлидис и др., 1992]. Установленные в этих отложениях микрофауна и микрофлора характеризуются в наибольшей степени переотложением меловых микро-

фоссилий. Лежащие выше отметки 18.0 м отложения удалось детально расчленить, выделив основные горизонты верхнего плейстоцена и голоцена [Павлидис и др., 1992; Pavlidis, Polyakova, 1997; Полякова, 1997]. Они содержат обильные и разнообразные (более 100 таксонов) комплексы морских диатомей (рис. 2.3.14), основную массу которых составляют ныне живущие виды, характерные для современного планктона и бентоса Баренцева моря, что свидетельствует об их позднечетвертичном возрасте. Наряду с ними, как и в поверхностных осадках Баренцева моря, постоянно присутствуют морские меловые виды диатомей и силикофлагеллат (*Coscinodiscus senarius*, *Paralia*

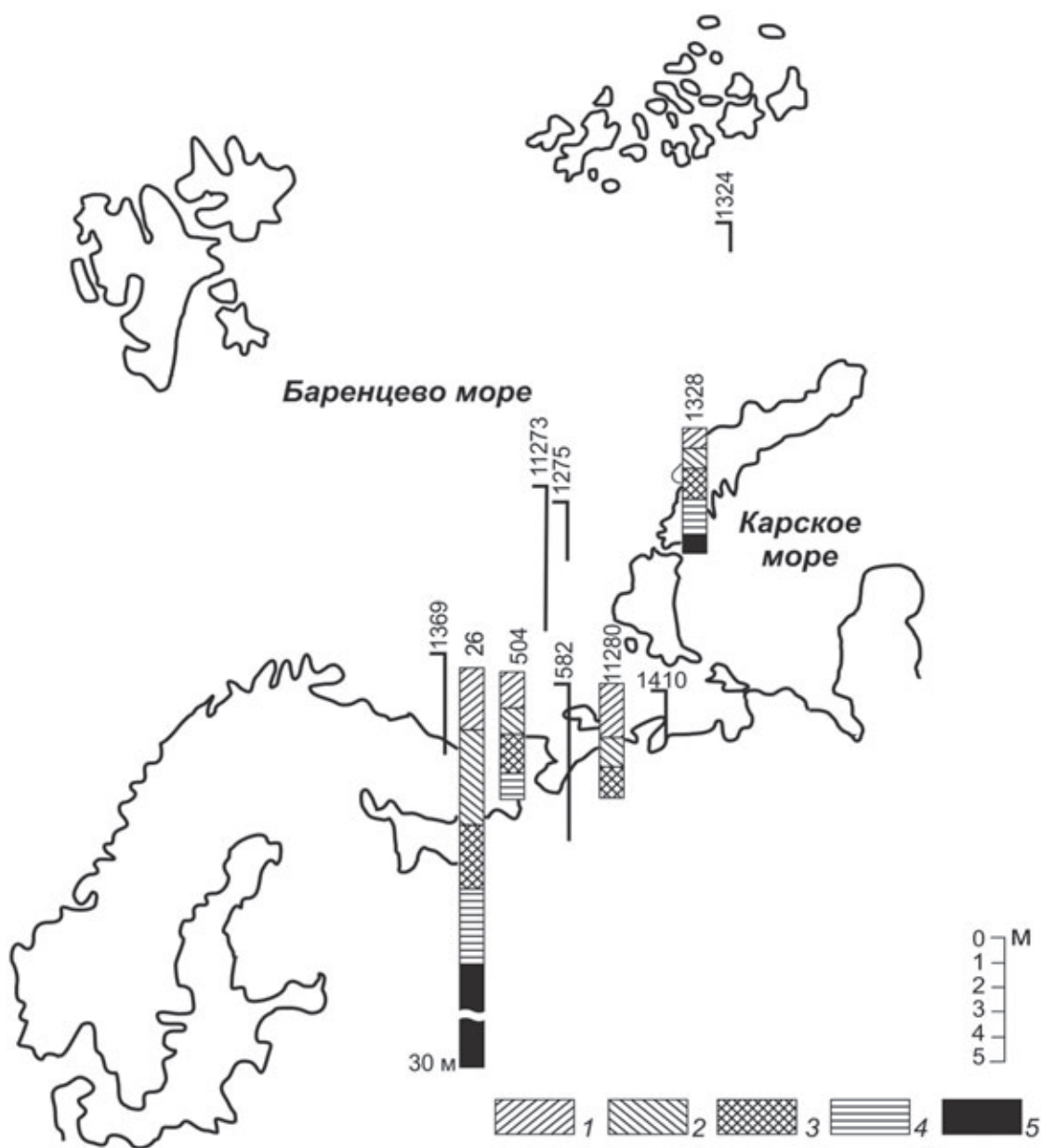


Рис. 2.3.13. Положение исследованных колонок и диатомовые экологические зоны в осадках Баренцева моря. 1–4 – голоценовые диатомовые зоны: 1 – первая, 2 – вторая, 3 – третья, 4 – четвертая, 5 – верхнеплейстоценовая [Полякова, 1997]

sulcata v. *crenulata*, *Melosira architectularis*, *Hemiaulus polymorphus* Grun., *Pyxidicula turris*, *P. grunowii*, *P. arctica*, *Skeletonema utriculosum*, *Pyxilla oligocenica*, *Naviculopsis foliaceae*, *Dictyocha fibula*).

В верхней части разреза (интервалы осадков 0–7.5; 7.5–16.0; 16.0–18.0 м) выделены три основные экологические группировки диатомей, соответствующие крупным трансгрессивным и регрессивному этапам развития морского бассейна. Смена диатомовых ассоциаций происходит постепенно и свидетельствует об отсутствии перерывов в осадконакоплении. Первой трансгрессивной фазе соответствуют комплексы (интервал осадков 16.0–18.0 м) с высоким содержанием планктонных диатомей (до 32%), представленных почти исключительно холодноводными аркто-бореальными и биполярными видами с высокой долей ледово-морских диатомей (до 64%: *Nitzschia frigida*, *Fragilariopsis oceanica*, *F. cylindrus*, *Melosira arctica*, *Atheya septentrionalis* и др.), что свидетельствует о холодноводности и ледовитости морского бассейна и ограниченном поступлении в Баренцево море атлантических вод в этот период. Из относительно тепловодных планктонных видов, поступающих в Баренцево море с атлантическим течением, отмечены единичные створки *Coscinodiscus radiatus*. Состав спорово-пыльцевых спектров (заключение Т.Д. Боярской [Павлидис и др., 1992]) предполагает развитие в это время на прилегающих приморских низменностях еловых и сосново-березовых лесов без примеси широколиственных пород, что соответствует представлениям о растительности интерстадиального потепления валдайского времени.

Диатомовые комплексы последующей, в целом регрессивной, фазы развития морского бассейна (7.5–16.0 м) характеризуются высоким содержанием сублиторальных диатомей (до 99.5%). Планктонные представлены спорами р. *Chaetoceros* и немногочисленными холодноводными аркто-бореальными и биполярными видами (*Thalassiosira antarctica*, *T. gravida*, *T. baltica*, *Bacterosira bathyomphala*), отмечены единичные относительно тепловодные виды (*Coscinodiscus asteromphalus*, *C. radiatus*). Обилие ледово-морских диатомей свидетельствует о значительной ледовитости, что являлось, вероятно, причиной низкой продуктивности как планктонных, так и бентосных ценозов (рис. 2.3.14). Во время регрессии растительный покров на побережьях отличался существенным безлесием, развитием тундроподобных группировок с участием ксерофитных элементов. Подобные растительные ассоциации реконструируются для достаточно сурового времени позднеплейстоценового похолодания. В условиях регрессии Баренцева моря поступление теплых атлантических вод, даже в его

южные районы, было весьма ограничено. Вместе с тем, отмеченные в донных осадках створки видов *Coscinodiscus asteromphalus*, *C. radiatus*, не свойственные современным арктическим водам, дают основание предполагать, что атлантические воды продолжали поступать в южные и юго-восточные районы Баренцева моря в период позднеплейстоценовой регрессии.

Граница между верхнеплейстоценовыми и голоценовыми осадками устанавливается по резкому (в 5–10 раз) увеличению общей численности диатомей и их видового разнообразия, изменению эколого-биогеографической структуры диатомовых ассоциаций (рис. 2.3.14). Спорово-пыльцевые спектры, характеризующие господство лесного типа растительности, свидетельствуют о существенном улучшении природной обстановки на прилегающих низменностях. В голоценовых комплексах диатомей выделено четыре экозоны. Наиболее древняя (экозона IV) отражает первое интенсивное поступление атлантических вод в Баренцево море, обусловившее появление в его южных районах разнообразных тепловодных видов диатомей (*Coscinodiscus asteromphalus*, *C. radiatus*, *Actinocyclus divisus* и др.) и вспышку продуктивности фитопланктона в основном за счет холодноводных ледово-неритических (*Thalassiosira antarctica*, *T. gravida*, *T. nodrdensioeldii*) и ледово-морских (*Nitzschia frigida*, *Fragilariopsis oceanica*, *F. cylindrus*, *Melosira arctica*, *Atheya septentrionalis*, *Pleurosigma stuxbergii*) видов, а также обычных для зон дивергенций видов рода *Chaetoceros* и *Thalassionema nitzschioides*, что могло быть связано со смещением к северу границы Полярного фронта.

Комплексы диатомей зоны III характеризуют наиболее оптимальные для развития диатомовой флоры гидробиологические условия в Баренцевом море на протяжении голоцена, обусловившие максимально высокую продуктивность как планктонных, так и бентосных ценозов диатомей. Общая численность диатомей превышает в 5–10 раз содержание их в поверхностных осадках этого района моря. Разнообразны тепловодные элементы планктонной флоры (*Coscinodiscus asteromphalus* et v. *subbuliens*, *C. radiatus* и др.), а также тепловодные сублиторальные виды (*Diploneis bombus*, *Navicula lyra* и др.). Аналогичные, но весьма обедненные комплексы диатомей, соответствующие экозоне III, выделены нами в юго-восточной части моря (ст. 1280, рис. 2.3.13) и в фиордах Новой Земли (ст. 1328), а в районе Канинского поднятия (ст. 594) в составе диатомовых ассоциаций этой зоны увеличивается содержание тепловодных элементов. Становление современных гидрологических и гидробиологических условий в Баренцевом море (экозоны

II и I) выразилось, прежде всего, в последовательном сокращении общей численности диатомей в осадках и относительном уменьшении разнообразия и численности планктонных видов.

Таким образом, результаты исследования диатомей в толще донных осадков Баренцева моря показали, что наиболее значительным событием голоценовой истории моря был период «гидробиологического или морского оптимума», связанный, на наш взгляд, с последним значительным усилением адвекции североатлантических вод, обусловивших резкое возрастание их продуктивности и, вероятно, повышение поверхностных температур.

Необходимо отметить, что по материалам из скважины 26 получены четыре радиоуглеродные датировки [Polyak et al., 1995; Крапивнер, 2018]: 4.4, 9.4, 9.5, 10.2 тыс. л. н., на основании которых авторы делают вывод, что 25-метровая толща глинистых и алеврито-глинистых илов сформировалась за последние 10.4 тыс. лет. Таким образом, получается, что средние скорости осадконакопления в данном районе в голоцене составляли 2404 мм/1000 лет! А для некоторых интервалов осадков, например, от 9.4 до 10.2 тыс. лет они достигают 7500 мм/1000 и более. Согласно А.П. Лисицыну [2009] сверхбыстрые скорости осадконакопления – более 1000 мм/1000 лет в Мировом океане соответствуют областям лавинной седиментации с формированием гравититов, а в шельфовых морях приурочены к областям маргинального фильтра крупнейших рек. Согласно результатам радиоуглеродного датирования грунтовых колонок из других шельфовых районов Баренцева моря, такие высокие скорости осадконакопления нигде более не были зафиксированы (рис. 2.3.1). Р.Б. Крапивнер [2018] также обращает внимание на сверхбыстрые скорости осадконакопления в этой колонке согласно радиоуглеродным датировкам и объясняет их накоплением осадков в палеодолине реки Пра-Печоры в условиях работы маргинального фильтра. Однако это противоречит составу диатомовых ассоциаций из этих осадков, которые практически совсем не содержат речных видов диатомей, характерных для эстуариев рек [Polyakova, 2003], а также не соответствует большим глубинам района исследований (> 200 м), в то время как около 10 тыс. л. н. уровень моря находился ниже современного всего на 40–50 м [Bauch et al., 2001].

В 1963 г. в юго-западной части Баренцева моря в районе распространения вод Норвежского (Мурманского) прибрежного течения при проведении геологических изысканий дна с глубины 235–410 м были подняты 5 грунтовых колонок длиной до 327 см (рис. 2.3.1). В толще осадков Р.Н. Джиноридзе [1978]

выделено два комплекса диатомей. По видовому составу верхний комплекс I довольно беден и состоит из современных и переотложенных палеогеновых диатомей. Комплекс II обнаружен в одной колонке 122 и включает обильные створками комплексы диатомей, в видовом составе которых преобладают современные морские (80 таксонов) и пресноводные (15 таксонов), поступающие в прибрежную зону моря с пресноводным стоком. Остальные виды – переотложенные морские палеогеновые диатомеи. Насыщенные диатомовыми водорослями илистые осадки со II комплексом предположительно образовались в относительно глубоководной части шельфа в условиях незначительной гидродинамической активности.

До настоящего времени цисты динофлагеллат еще мало использовались в стратиграфических и палеоокеанологических исследованиях Баренцевоморского шельфа, несмотря на то, что результат анализа диноцист из поверхностных осадков западных и восточных районов моря показал их возможности для реконструкций распространения атлантических вод и ледово-гидрологических условий в этом районе (см. раздел «Западные и северные окраины Баренцева моря»). Выполненные исследования цист динофлагеллат в двух детально датированных (AMS ¹⁴C) колонках из юго-восточной части Баренцева моря также показали их возможности для количественных реконструкций поверхностных водных масс в голоцене [Voronina et al., 2001]. Колонки PL-96-112 и PL-96-126 вскрыли отложения возраста последних 8.3 и 4.4 тыс. лет соответственно.

Высокие концентрации диноцист в осадках и разнообразие видов сделали возможным применение аналогового метода для количественных реконструкций солености и температуры поверхностных вод моря и морского ледового покрова с использованием 677 современных эталонных проб из Северной Атлантики и Арктики, в том числе новых данных авторов из Баренцева моря. В южной колонке PL-96-112, где воды подвержены влиянию баренцевоморской ветви Северо-Атлантического течения (рис. 2.3.1), ледово-гидрологические условия были относительно теплыми и стабильными. По всему разрезу колонки доминировали виды-индикаторы атлантических вод в Арктике – *Operculodinium centrocarpum* – до 80% и более (цисты *Protoceratium reticulatum*) и цисты *Pentapharsodinium dalei*, довольно высокую численность имели также относительно тепловодные виды *Spiniferites elongatus* s.l. и *Nematosphaeropsis labyrinthus*. В ассоциациях диноцист колонки PL-96-126, расположенной севернее, доля тепловодных элементов сократилась почти вдвое. Результаты реконструкций указывают на относительно теплые поверхностные

воды и ограниченный морской ледовый покров в юго-восточной части моря за счет значительного притока атлантических вод в течение большей части среднего и позднего голоцена (последние 8.3 тыс. лет). Особенно стабильные и теплые условия реконструируются от 8 до 5 тыс. л. н., без каких-либо существенных изменений в этот период, возможно потому, что полярный фронт был постоянно расположен к северу от исследованного района. Кратковременное похолодание около 8.1 тыс. кал. л. н., возможно, связано с известным «событием Бонда» около 8.2 тыс. кал. л. н., которое обнаружено во многих высокоширотных районах, особенно вокруг Северной Атлантики [Barber et al., 1999]. Соответствующее похолодание было выведено для северной окраины Баренцева моря [Duplessy et al., 2001], таким образом, предполагая общее снижение атлантического потока в Арктику. Последние 5 тыс. лет имели место периоды с понижением температуры поверхностных вод и расширением площадей морского ледового покрова, колеблющиеся в основном с интервалами 1–1.5 тыс. лет как в южном, так и в северном исследованных районах. Наиболее выраженное похолодание происходило в районе 8.1, 5, 3.5–3.2 и 2.5 тыс. лет. Материалы северной колонки показывают дополнительные более молодые события охлаждения, датированные 1.4, 0.3 и 0.1 тыс. лет. Выявленные палеоокеанологические изменения указывают на вариации в поступлении атлантических вод в Баренцево море [Voronina et al., 2001].

Западные и северные окраины Баренцева моря

В последние годы при развитии методов ускорительного масс-спектрометрического радиоуглеродного датирования ($AMS^{14}C$) морских осадков, изотопно-кислородного и изотопно-углеродного состава планктонных и бентосных фораминифер, а также биогеохимических методов (например, биомаркер IP^{25}), были получены принципиально новые материалы по четвертичной и отчасти неогеновой истории развития Баренцева моря. Основное внимание уделяется изучению западных и северных районов моря, где проходит наиболее мощная ветвь Северо-Атлантического течения (Западно-Шпицбергенская), влияющая на природно-климатические процессы в Арктике и обеспечивающая стабильность арктического морского ледового покрова [Захаров, 1996; Aagaard, Carmack, 1989]. Кроме того, как показали уже первые исследования, в фиордах и проливах архипелагов Шпицберген и Земля Франца-Иосифа существуют благоприятные условия для аккумуляции микрофоссилий в донных осадках и продуктивности вод за счет подъема глубинных вод по континентальному склону (см. раздел 2.3.2). За-

падный континентальный склон Баренцева моря и прилегающие районы Норвежского моря и пролива Фрама являются ключевыми для реконструкций интенсивности Северо-Атлантического течения и меридионального переноса тепла в Арктику. В этих новейших исследованиях широко используются различные группы микрофоссилий. Это, в первую очередь, планктонные и бентосные фораминиферы, а также диатомеи, кокколитофориды, остракоды, а в последние годы особенно интенсивно используется анализ диноцист, которые сравнительно хорошо сохраняются в осадках арктических морей.

Традиционно микрофоссилии наряду с палеомагнитной стратиграфией являются основой биостратиграфических и геохронологических исследований материалов глубоководного бурения. Диатомеи, а впоследствии и диноцисты, были использованы для биостратиграфии отложений, а также палеоокеанологических построений и реконструкций морского и наземного оледенений западно-арктического шельфа Евразии и Норвежско-Гренландского бассейна. Однако, несмотря на детально разработанную зональную диатомовую стратиграфию позднего кайнозоя высоких широт северного полушария, обеспеченную более чем 200 датировочными уровнями первого и последнего эволюционного появления и исчезновения видов в осадках и небольшими возрастными диапазонами зональных подразделений (в несколько сотен лет), использование их в исследованиях верхнекайнозойских отложений Арктики ограничено плохой сохранностью кремниевых створок диатомей в осадках за исключением шельфовых морей [Polyakova, 2001; Полякова, 1997]. Диноцисты хотя и лучше сохраняются в осадках Северного Ледовитого океана, но таксономически и стратиграфически они все еще наименее документированная группа микрофоссилий в Арктике. Их таксономия находится в стадии разработки, стратиграфическое распространение видов в Северном Ледовитом океане недостаточно известно, а биособытия, по-видимому, недостаточно откалиброваны по независимым временным шкалам (например, палеомагнитной), низкое разрешение биостратиграфических схем ограничивает их применение в высоких широтах [Backman et al., 2004]. Вместе с тем, полученные в последние годы новые данные по диноцистам Арктики и Субарктики и в значительной степени по континентальному склону Баренцева моря (ODP Leg 153, Holes 908/909, 910/911) и хребту Ломоносова (IODP Exp. 302 ACEX) показали, что плиоцен-четвертичная таксономия диноцист достигла результатов, которые позволяют выполнять построения прочной и детальной стратиграфии для Северного Ледовитого океана и смежных бассейнов [Matthiessen et al., 2018].

На северо-западном (в районе пролива Фрама) и северном (в районе плато Ермак) континентальном склоне Баренцева моря скважинами ODP (рис. 2.3.1; Sites 986, 908/909, 910, 911) вскрыты мощные толщи плиоцен-четвертичных отложений, в которых были установлены диатомеи и диноцисты как *in situ*, так и переотложенные палеогеновые морские диатомеи и акритархи [Knies et al., 2009]. В скважинах ODP 910А и 911А установлены разнообразные диноцисты (более 30 таксонов) как в четвертичных, так и плиоценовых отложениях [Matthiessen, Brenner, 1996; Grøsfjeld et al., 2014; Matthiessen et al., 2009, 2018]. J. Matthiessen с соавторами выделили три стратиграфически значимых вида диноцист *Filisphaera filifera*, *Habibacysta tectata* и, возможно, *Filisphaera pilosa*. Первое появление этих видов отмечено в Северном море в конце олигоцена. В миоцене и плиоцене они встречаются в Северной Пацифике и Северной Атлантике, в Норвежско-Гренландском бассейне и в Арктике, где ис-

чезают из осадков в раннем – среднем плейстоцене и являются, по мнению J. Matthiessen, потенциально полезными для стратиграфических корреляций в Северном Ледовитом океане (рис. 2.3.15).

В осадках скважин ODP 910А и 911А всего отмечено более 30 видов диноцист как четвертичных, так и переотложенных палеогеновых видов, однако доля четвертичных видов *Brigantedinium* spp. indet., цисты *Protoceratium reticulatum* (*O. centrocarpum*), *Nematosphaeropsis labyrinthus* и *Achomosphaera/Spiniferites* spp. indet., всегда составляла как минимум 70% от состава ассоциаций. По всему плиоцен-плейстоценовому разрезу в больших количествах встречаются *Operculodinium centrocarpum* (цисты планктонного вида *Protoceratium reticulatum*) и *Nematosphaeropsis labyrinthus*, которые являются видами-индикаторами атлантических вод в Арктическом океане, и цисты *Brigantedinium* spp., типичные для глубоководных и холодноводных районов. *O. centrocarpum* доминирует

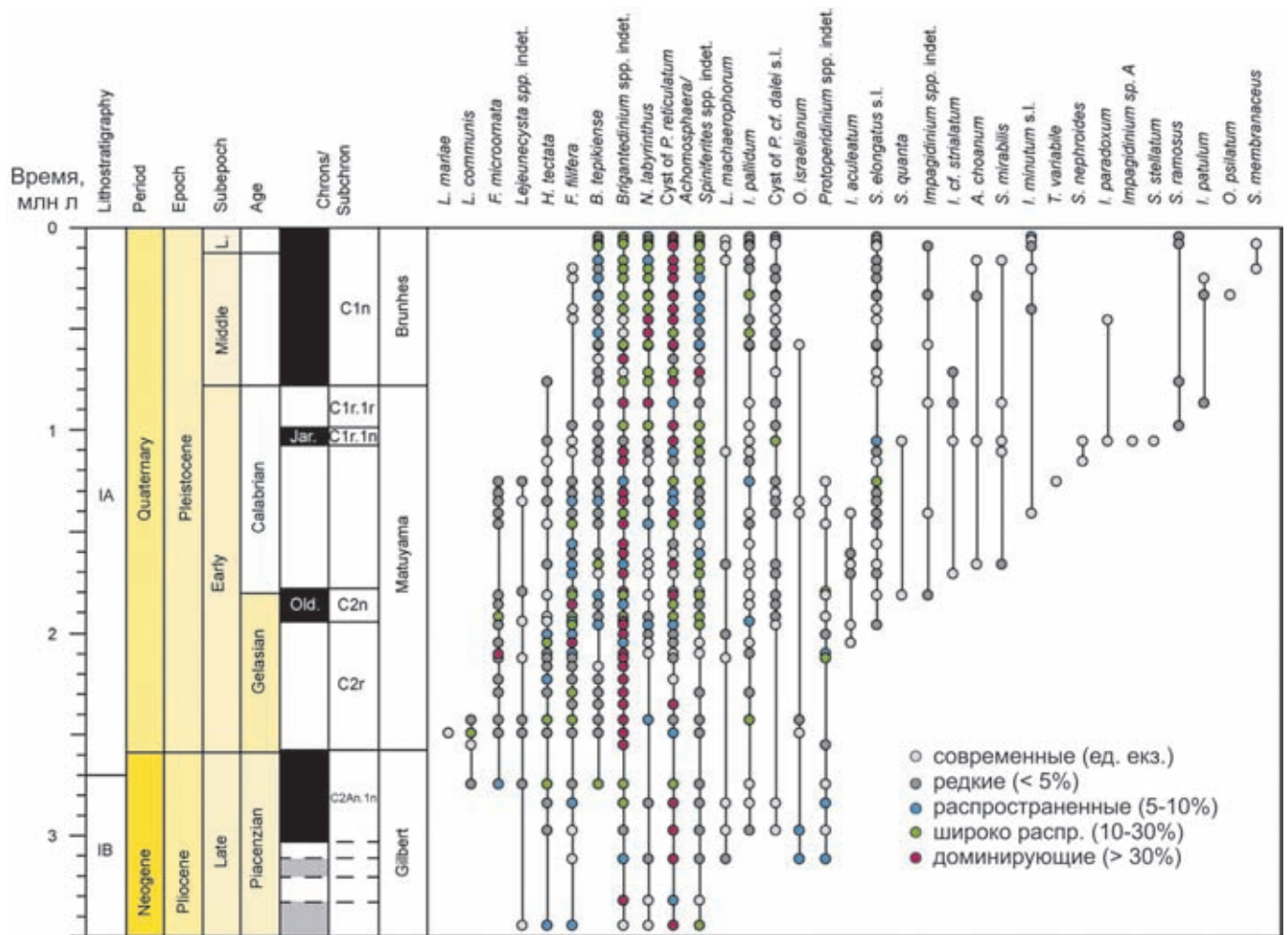


Рис. 2.3.15. Стратиграфическое распространение отдельных видов диноцист в осадках северной части континентального склона Баренцева моря, ODP Holes 910А и 911 А [Matthiessen et al., 2018]

в ассоциациях диноцист, соответствующих межледниковым эпохам, но высокую численность имеет также в интервалах МИС 4 и МИС 6 (рис. 2.3.16; [Matthiessen et al., 2018]). Некоторые изменения, установленные в составе ассоциаций диноцист на арктическом склоне Баренцева моря, оказались синхронны подобным событиям в Норвежско-Гренландском бассейне, как, например, замещение *N. labyrinthus* цистами *P. reticulatum* в нижнем голоцене, что может дать дополнительную информацию для палеоокеанологических корреляций, а также для идентификации различных интергляциалов [Matthiessen et al., 2018; de Vernal et al., 2005; Van Nieuwenhove et al., 2008, 2016].

На северо-западном континентальном склоне Баренцева моря колонка SV-04, отобранная с глубины 1839 м, вскрыла осадки трех МИС; возраст осадков более 25 тыс. кал. л. (рис. 2.3.1, 2.3.17). Проведен комплексный литолого-биогеохимический анализ осадков и исследованы три основных группы микрофоссилий – диатомеи, диноцисты и кокколиты [Rigual-Hernández et al., 2017]. Микрофоссилии встречаются по всему разрезу колонки, но концентрации их в осадках распределены неравномерно: в нижней части разреза колонки диатомеи, диноцисты, кокколитофориды установлены, но концентрации их низкие. Их численность вверх по разрезу резко возрастает – диноцист около 15–16 тыс. кал. л. н., диатомей 11–12 тыс. кал. л. н., а кокколитофорид 10–11 тыс. кал. л. н. В составе диатомовых ассоциаций в начале голоцена около 10 тыс. кал. л. доминируют планктонные неритические и панталасные виды диатомей из родов *Coscinodiscus* и *Rhizosolenia*, а начиная с 4–5 тыс. кал. л. н. в составе диатомовых ассоциаций из донных осадков преобладают споры рода *Chaetoceros*, виды которого наиболее обильны в современном фитопланктоне этого района, т. е. свидетельствуют об установлении современных океанологических условий.

Наиболее распространены в составе диноцист колонки SV-04 виды рода *Brigantedinium* spp., *Operculodinium centrocarpum*, *Spiniferites elongatus* и *Nematosphaeropsis labyrinthus*, составляющие в сумме около 90% ассоциации. При этом наблюдается последовательное увеличение в ассоциациях доли *Operculodinium centrocarpum*, вида-индикатора атлантических вод в Арктическом океане. Комплексные исследования микрофоссилий наряду с изучением биомаркеров позволили авторам количественно реконструировать параметры водных масс. Около 20 тыс. л. н. отмечено начало дегляциации западного шельфа, которая закончилась во время теплого межстадиала бёлинг (14.6 тыс. л. н.) практически полным отступанием ледникового щита. Во время потепления периода аллерёда отмечены максимальные тем-

пературы поверхностных вод и резкое увеличение их биопродуктивности. Отступление ледника в период 12.6–11.2 тыс. кал. л. н. привело к образованию свободного ото льда коридора около Южного Шпицбергена, по которому в район отбора колонки SV-04 начали поступать холодные и опресненные воды. Данная гидрологическая ситуация привела к понижению зимних температур, снижению солёности вод и к увеличению продолжительности ледового покрова более чем на 6 месяцев в году. Условия, близкие современным, реконструируются с началом голоцена (11.2 тыс. л. н.) и характеризуются тем, что присутствие атлантических вод является образующим фактором среды для данного района. Термальный максимум голоцена реконструируется по диноцистам и алкенонам в период 9.9–8.9 тыс. кал. л. н., т. е. гораздо раньше, чем в колонках в районе северного Шпицбергена [Rigual-Hernández et al., 2017; Ivanova et al., 2019].

Севернее от колонки SV-04 в районе пролива Фрама (Западный Шпицберген) с глубины 1497 м была получена колонка JM-06-WP-04-MCB, вскрывшая осадки возрастом до 2500 кал. л. н. Выполненный детальный анализ диноцист из этих осадков с использованием базы данных по распределению диноцист в поверхностных осадках пролива Фрама и Норвежско-Гренландском бассейне [Radi, de Vernal, 2008] позволил реконструировать вариации гидроклиматических условий за исторический период в районе, ключевом для меридионального переноса тепла в Арктику [Bonnet et al., 2010].

Изменения относительного видового разнообразия диноцист и анализ основных компонентов показывают, что главная смена палеогидрологических условий имела место примерно 300 кал. л. н. и характеризовалась исчезновением термофильных таксонов *Spiniferites mirabilis-hyperacanthus* и *Impagidinium sphaericum* при увеличении доли полярно-субполярных видов *Impagidinium pallidum* и *Pentapharsodinium dalei*. Выполненные оценки поверхностных температур воды (SST) предполагают более теплые условия, чем в настоящее время (аномалия около +2°C) в среднем при 7°C летом до 300 кал. л. н., хотя эпизоды похолодания зафиксированы около 1700, 1500, 1200 и 800 кал. л. н. Последние 300 лет ознаменовались похолоданием от 7.6 до 3.5°C и увеличением продолжительности морского ледового покрова до 7 месяцев/год. Результаты показывают, что район пролива Фрама чувствителен к гидроклиматическим колебаниям, особенно в отношении распространения морского льда и поверхностным температурам вод, которые связаны с интенсивностью Северо-Атлантического течения и стока на юг холодных и относительно опресненных вод из Северного Ледовитого океана.

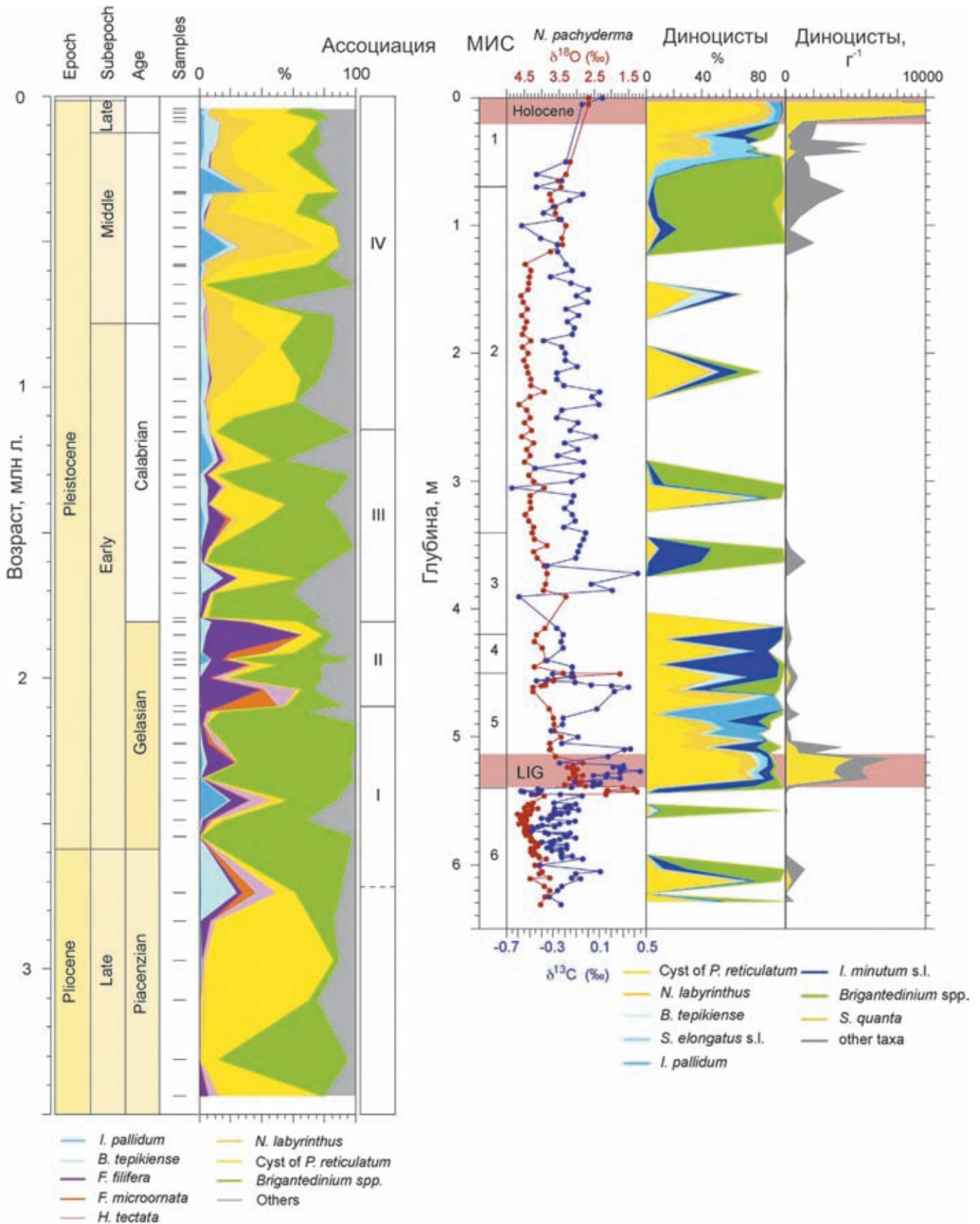


Рис. 2.3.16. Экостратиграфия отложений северной континентальной окраины Баренцева моря в скважинах ODP 910 и 910A (слева) и PS2138-1 (справа). Экозоны выделены на основе изменений видового состава ассоциаций диноцист и их численности [Matthiessen et al., 2018]

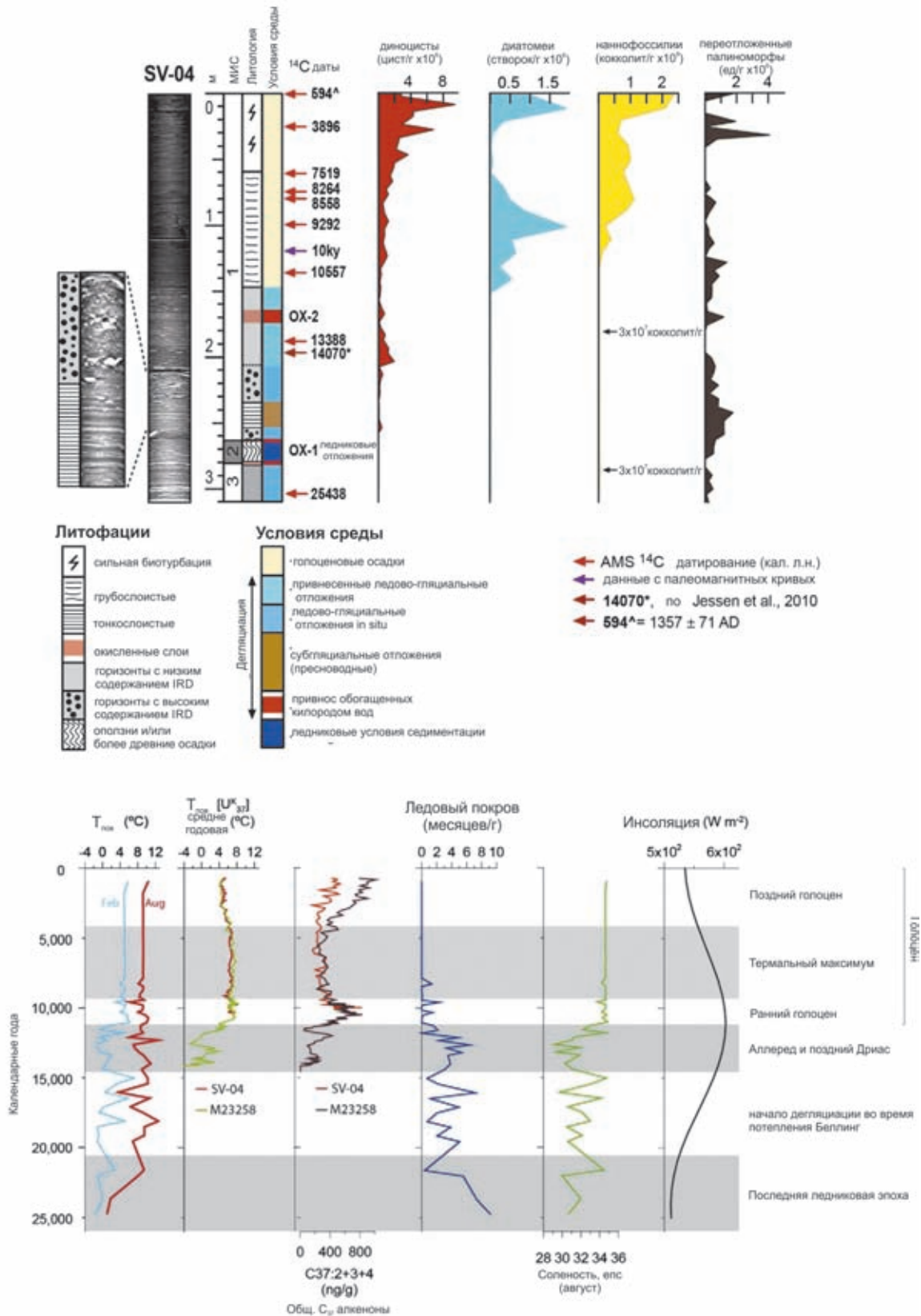


Рис. 2.3.17. Северо-западный континентальный склон Баренцева моря, колонка SV-04 [Rigual-Hernández et al., 2017]: а) X-ray фотография колонки, морские изотопные стадии (МИС), литология, ^{14}C дат (календарных лет), интерпретация палеособытий, численность диатомей, наннофоссилий, диноцист, переотложенных палиноморф; б) реконструкции температур и солености поверхностных вод, морского ледового покрова (по диноцистам), поверхностных температур моря по алкенам. Кривая солнечной инсоляции для 75° [Laskar et al., 2004]

Согласно реконструкциям самые теплые условия в восточной части пролива Фрама существовали около 1320 кал. л. н., и это единственный интервал за последние 2500 лет, который обеспечивает возможный аналог для реконструкций 2000-летнего цикла, который характеризуется свободными от морского льда условиями.

Еще в середине 1980-х годов было начато изучение микрофоссилий в колонках донных осадков фиордов Шпицбергена, в которых были установлены высокие концентрации диатомей и фораминифер. Р.Н. Джиноридзе [1986] в 6 колонках голоценовых осадков Айс-фиорда, Западный Шпицберген (рис. 2.3.1) диатомеи установлены в достаточных количествах для палеоокеанологических реконструкций. В поверхностных пробах из этого района (глубины 97–419 м) установлено более 50 видов диатомей, в составе которых доминируют ледово-морские (криофильные) и планктонные ледово-неритические виды (> 70%): *Thalassiosira gravida*, *Chaetoceros furcellatus* (споры), *Odontella aurita*, *Bacterosira bathyomphala*, *Fragilariopsis oceanica* и др. Единично встречаются умеренно-тепловодные диатомеи: *Coscinodiscus radiatus*, *C. asteromphalus*, *Rhizosolenia styliformis*, *Roperia tessellata*, *Shinodiscus oestrupii*, что отражает положение Айс-фиорда, находящегося под влиянием холодных арктических вод и теплого Западно-Шпицбергенского течения.

В разрезах колонок в нижней половине диатомовые комплексы включают в основном холодноводные неритические, океанические и ледово-морские диатомеи с низким содержанием отдельных видов: *Thalassiosira gravida*, *T. hyalina*, *Bacterosira bathyomphala*, *Fragilariopsis oceanica*, *Rhizosolenia hebetata f. hiemalis*, *Thalassiothrix longissima*, *Coscinodiscus marginatus*. Их суммарная численность достигает 500–800 створок/препарат. В верхней половине разреза видовое разнообразие диатомей возрастает в три раза, а общая численность на порядок и выше (2000–5500 створок/препарат). Особенностью комплекса является участие южно-бореальных (5%) и северо-бореальных (30%) видов, но в составе доминантов по-прежнему неритические аркто-бореальные диатомеи. В подповерхностных осадках вновь господствуют неритические аркто-бореальные виды (до 80%). Таким образом, по мнению Р.Н. Джиноридзе, диатомовый комплекс III можно отнести к пребореальному и бореальному периодам голоцена. Хорошо выраженный комплекс II, также холодноводный, но с заметным участием умеренно-холодноводных и тепловодных элементов сформировался, вероятно, во время послеледникового климатического оптимума в атлантический период. Одной из особенностей распре-

деления диатомей в осадках Айс-фиорда является чередование насыщенных (10–30 см) и обедненных ими слоев, которое прослеживается практически по всему разрезу, что Р.Н. Джиноридзе связывает с кратковременными изменениями ледовитости в фиорде, находящемся на стыке атлантических и полярных вод, влияющих на продуктивность фитоценозов.

С целью реконструкций поздне- и послеледникового развития северной окраины Шпицбергена и динамики Западно-Шпицбергенской ветви Северо-Атлантического течения были исследованы осадки колонок NP94-51 (NP94-51SC2, NP94-51GC1 и NP94-51BC1), полученных в жёлобе (с глубины 400 м), идущем к северу от пролива Хинлопен (Hinlopen Strait) [Koç et al., 2002; Ślubowska et al., 2005]. Детальное датирование осадков показало непрерывное осадконакопление на протяжении последних 18 тыс. лет. Для реконструкций периода дегляциации по керну нижней части колонки (NP94-51SC2, интервал 514–713 м, возраст 9–14 тыс. л. н.) был выполнен детальный анализ детрита, бентосных и планктонных фораминифер, диатомовых водорослей [Koç et al., 2002], а в голоценовых (<9 тыс. л. н.) и верхнеплейстоценовых (14–18 тыс. л. н.) был также выполнен детальный градулометрический анализ отложений, исследованы планктонные и бентосные фораминиферы, проведены изотопно-кислородные исследования. Диатомовые водоросли впервые встречаются в осадках около 10.8 ¹⁴C тыс. л. н. во время раннего дриаса и были представлены холодноводными ледово-морскими и ледово-неритическими видами (*Bacterosira bathyomphala*, *Detonula confervaceae*, *Fragilariopsis oceanica*, *Porosira glacialis*, *Thalassiosira hyalina*, *Thalassiosira gravida*). Отсутствие диатомей до 10.8 ¹⁴C тыс. л. н., по мнению авторов, указывает на то, что поверхностные воды в этом районе были в основном покрыты морским льдом, в том числе в период бёллинга–аллерёда. В то же время необходимо отметить, что практически по всему разрезу колонки в небольших количествах встречаются планктонные (*Neogloboquadrina pachyderma* синистральная) и разнообразные бентосные фораминиферы, суммарная численность которых чрезвычайно низкая до 12.8 ¹⁴C тыс. л. н. и резко возрастает выше этой возрастной границы. Около 12.6 ¹⁴C тыс. л. н. в составе бентосных ассоциаций начинает доминировать вид *Cassidulina neoteretis*, являющийся важным индикатором трансформированных атлантических вод в Арктике и характерный для континентального склона морей Евразии в интервале глубин 150–500 м. На протяжении бёллинга–аллерёда в исследованном разрезе NP94-51 установлено максимальное содержание *C. neoteretis*, что характерно и для колонок с западного и северного континен-

тального склона Шпицбергена [Ślubowska-Woldengen et al., 2007], а также даже с континентального склона моря Лаптевых, что свидетельствует об усилении Западно-Шпицбергенской ветви Северо-Атлантического течения [Овсепян и др., 2015].

Далее на восток с континентального склона Баренцева моря (рис. 2.3.1, 2.3.16, глубина моря 995 м) к северо-востоку от Шпицбергена была получена наиболее представительная колонка PS2138-1 длиной более 600 см, вскрывшая осадки шести морских изотопных стадий (МИС). Диноцисты были изучены детально по всему разрезу (рис. 2.3.16) [Matthiessen, Knies, 2001; Matthiessen et al., 2001, 2018]. Наиболее интересные результаты получены для последнего теплого межстадиала МИС 5e, во время которого концентрации диноцист в осадках изменялись в широком диапазоне, отражая дегляциальное потепление и установление относительно теплых межледниковых условий на ранних стадиях МИС 5. Ассоциации диноцист, соответствующие подстадии МИС 5e, в целом сравнимы с ассоциациями из современных осадков из данного района, но с меньшим участием холодноводных таксонов, что дает основание предполагать близкие современным температуры поверхностных вод или даже более высокие. Характерной особенностью ассоциаций диноцист подстадии 5e являются максимальные концентрации в осадках цист *Protoceratium reticulatum* (*O. centrocarpum*) и их абсолютное доминирование в составе ассоциаций (до 80%). Относительно стабильно холодные условия с незначительными периодами повышения температур подповерхностных вод преобладали в середине подстадий МИС 5d–5b. Температуры могли быть аналогичны в подстадиях 5a и 5e, но отличия в видовом составе ассоциаций диноцист свидетельствуют о строгой стратификации поверхностных вод в период подстадии 5a, вероятно, связанной с большим поступлением талых вод. Эти данные сопоставлены с предшествующими результатами исследований карбонатных и известковых микрофоссилий из пролива Фрама и плато Ермак, которые показали, что широко распространенное мнение о последнем холодном интергляциале в восточной части Арктического океана несостоятельно.

Современные комплексные исследования микрофоссилий проводились также у северо-восточного побережья Шпицбергена, в трогах Квитоя (Kvitøya Trough) S2528 (глубина моря 428 м, возраст 20 тыс. кал. л. н.) и на его продолжении – трог Эрик Эриксен (Erik Eriksen Trough) S2519 (глубина 347 м, возраст около 12 тыс. кал. л.н.) (рис. 2.3.1) [Ivanova et al., 2019]. Своеобразие и интерес к изучению желоба Квитоя заключается прежде всего в том, что его значительные

глубины (400–600 м) обеспечивают возможность поступления трансформированных атлантических вод в Баренцево море с севера в виде ветви от основного потока атлантических вод, распространяющихся на восток вдоль континентального склона Евразии. Исследование диноцист в колонке S2528 показало, что палиноморфы обильны по всему разрезу колонки, однако до 10.8 тыс. кал. л. н. преобладали переотложенные дочетвертичные палиноморфы и концентрации диноцист были низкие. В составе четвертичных диноцист до 10.8 тыс. кал. л. н. в основном преобладают гетеротрофные таксоны из родов *Brigantedinium* и *Islandinium*, которые характеризуют холодную среду с плотным морским ледовым покровом [de Vernal et al., 2001, 2013; Head et al., 2001]. Вместе с тем, некоторые образцы из периодов ранней дегляциации и бёллинга–аллерёда также содержат в относительно высоких пропорциях *Operculodinium centrocarpum*, *Nematosphaeropsis labyrinthus*, *Spiniferites ramosus* и *S. elongatus*, что предполагает возросшее влияние атлантических вод. Интервал моложе 10.8 тыс. кал. л. н. характеризуется резко возросшими концентрациями диноцист, а около 7.8 тыс. кал. л. н. квазиэксклюзивное доминирование видов рода *Islandinium* внезапно заменяется совокупным преобладанием фототрофных таксонов, в частности *O. centrocarpum*, *N. labyrinthus* и *Spiniferites* spp., которые достигают максимальных значений в интервале от 5.5 до 2 тыс. кал. л. н. Таким образом, по данным диноцист после 7.8 тыс. кал. л. н. зафиксировано усиление отепляющего воздействия Атлантики, которое сменилось впоследствии некоторым ухудшением условий поверхностных вод в течение последних 2–4 тыс. лет [Ivanova et al., 2019]. Комплексные микропалеонтологические исследования (фораминифер и диноцист) показали диахронную дегляциацию для трогов Kvitøya (~17 тыс. кал. л. н., расположен севернее) и Erik Eriksen (~12.5 тыс. кал. л. н., расположен южнее).

Далее на восток от исследованных колонок в Баренцевом море полученные сигналы о флуктуациях Северо-Атлантического течения затухают, но, если по цистам динофлагеллат они еще четко устанавливаются в западной части континентального склона моря Лаптевых [Клювиткина, Полякова, 2019], то в восточной его части почти не фиксируются [Matthiessen, Knise, 2001].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, в главе рассмотрены вопросы об уникальности Баренцева моря и прилегающих акваторий с точки зрения вопросов развития основных групп фитопланктона (диатомовых водорослей и динофлагеллат) и их отражения в танатоценозах дон-

ных осадков. Местоположение Баренцева моря в системе арктических морей делает его своеобразными «воротами» для поступления североатлантических вод на шельф Евразии, что несомненно положительно сказывается на усложнении структуры сообществ морских микроорганизмов и на их биоразнообразии. В главе рассмотрены исторические этапы изучения фитопланктона Баренцева моря и обобщены сведения по экологии многих видов диатомей и производных динофитовых водорослей – диноцист в зависимости от сезонов и гидрологии поверхностных вод.

Особое внимание уделено распространению данных микроостатков фитопланктона в поверхностных водах как отражению современного ледово-гидрологического сигнала, несмотря на общую бедность баренцевоморского шельфа органическими остатками, связанную главным образом с перераспределением тонкозернистых частиц по элементам рельефа дна и растворением отдельных створок. Кроме того, отличительной особенностью танатоценозов Баренцева

моря является частая встречаемость переотложенных палеогеновых и меловых форм видов диатомей и диноцист. Несмотря на все сложности в нахождении микроостатков в донных осадках, обобщены данные по характерным ассоциациям, связанным, главным образом, с перераспределением относительно теплых североатлантических вод.

В завершении в главе рассмотрены вопросы по изучению микрофоссилий в колонках и скважинах на шельфе Баренцева моря и прилегающих к нему областей материкового склона и приведено обобщение обширнейшего материала по изменению условий седиментации в плейстоцене и голоцене.

Благодарности. Авторы глубоко признательны академику А.П. Лисицыну за общую идею данной главы. Работа выполнена в рамках ГЗ-АААА-А16-116032810080-2 (диатомовые исследования) и Государственного задания ИО РАН, тема № 0149-2019-0007 (исследования диноцист).

2.4. Остракоды в осадках арктических шельфовых морей Евразии (стратиграфия и палеорекострукции)

А.Ю. Степанова¹, Е.Е. Талденкова²

¹Университет А&М Техаса, Колледж Стэйшин, США

²Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

В работе представлены результаты анализа комплексов остракод из различных местонахождений в пределах арктических морей Лаптевых, Карского и Белого. Показано, что ископаемые четвертичные комплексы остракод имеют современные аналоги, являются достаточно надежными индикаторами параметров палеосреды и могут использоваться для интерпретации экологических обстановок прошлого. Данные по диапазону распространения отдельных таксонов современных арктических и бореальных остракод дают возможность интерпретации даже таксономически бедных образцов.

Позднеплейстоцен-голоценовые комплексы остракод шельфов восточной Арктики и их смена вверх по разрезу отражают смену обстановок при постепенном удалении от берега и увеличении глубины в ходе послеледникового подъема уровня моря. В разрезе с континентального склона ископаемые комплексы отражают периоды усиления влияния трансформированных атлантических вод, поступления талых ледниковых и речных вод.

Позднезаальские-эемские комплексы из района Белого моря содержат виды, встречающиеся как на арктических шельфах, так и значительно южнее, большая часть встреченных видов переносит пониженные солености. Смена комплексов отражает переход от начального периода затопления с активной гидродинамикой к стабильным морским условиям с последующим потеплением и обмелением бассейна.

Ключевые слова: остракоды, стратиграфия, палеорекострукции

DOI: 10.29006/978-5-6045110-0-8/(9)

ВВЕДЕНИЕ

Остракоды представляют собой важную группу бентосных организмов, населяющую как пресноводные, солоноватоводные, так и морские акватории. Таксономический состав комплексов остракод сильно зависит от обстановки обитания, их виды часто привязаны к определенному набору параметров сре-

ды и, таким образом, смена комплексов остракод отражает смену характеристик водных масс во времени [Степанова и др., 2010].

Современные остракоды морей Арктики и прилежащих высокоширотных районов являются достаточно хорошо изученной группой организмов. Первые таксономические работы относятся к концу