

УДК 551.794(965)

ГОЛОЦЕН АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ ЕВРАЗИИ (ДИАТОМОВАЯ СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕООКЕАНОЛОГИЯ)

©1997 г. Е.И. Полякова

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

Поступила в редакцию 16.02.95 г.

Результаты исследований колонок донных осадков арктических морей Евразии выявили значительные изменения в количественном содержании створок диатомей, экологической и биогеографической структуре диатомовых ассоциаций, на основе которых выделено пять экологических диатомовых зон, соответствующих основным этапам развития арктических морей в голоцене. Диатомовые ассоциации экозон V и IV отражают последовательное повышение уровня морей в ходе развития голоценовой трансгрессии и становление близких современным гидробиологических и седиментационных условий в арктических морях. Экозона III является маркирующей для голоценовых осадков арктического шельфа Евразии, соответствующие ей диатомовые ассоциации свидетельствуют о наиболее благоприятной на протяжении голоцена гидробиологической обстановке для развития арктических морских фитоценозов («гидробиологический оптимум»), подсчитанные временные интервалы составляют: для Чукотского моря - 6.5-2.7 тыс. л.н., Восточно-Сибирского - 5-2.5 тыс. л.н., Баренцева - 5.7-3.7 тыс. л.н. Последующий кратковременный этап, соответствующий экозоне II, характеризовался резким падением продуктивности фитоценозов, элиминацией наиболее тепловодных элементов из состава диатомовой флоры, возрастанием в отдельных районах численности криофильных диатомей. На протяжении последних 1.5-1.1 тыс. лет условия в арктических морях были близки современным.

Донные осадки арктического шельфа Евразии, составляющего почти 1/3 часть площади всего Северного Ледовитого океана, к настоящему времени изучены с различной степенью детальности, но еще далеко неполно. Палеонтологическое расчленение голоценовых осадков производилось лишь на отдельных участках шельфа [Аксенов и др., 1987; Джиноридзе, 1978; Полякова, 1989; 1994; Саидова, 1982; Самойлович и др., 1988; Хусид, 1989 и др.].

Задачей проведенных автором исследований диатомей в толще донных осадков арктических морей Евразии являлось установление изменений систематического состава, экологической и биогеографической структуры диатомовых ассоциаций по разрезам грунтовых колонок, осуществление на их основе стратиграфического расчленения осадков и выявление общих и региональных палеогеографических особенностей развития арктических морей в голоцене.

Исследованные колонки донных осадков Чукотского (16 колонок), Восточно-Сибирского (11), юго-восточной части моря Лаптевых (1), западной части Карского (8) и Баренцева (10) морей (рис. 1) были любезно

предоставлены автору сотрудниками Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН и ВНИИОкеангеология Ю.А. Павлидисом, В.В. Калининко и О.В. Кирилловым. Для целей диатомового анализа навески от 1-2 до 20-30 г в зависимости от насыщенности осадков створками диатомей отбирались с интервалом опробования 5-10 см, а по керну скважины 26 из Баренцева моря, взятой в районе Канинского поднятия, где скорости осадконакопления в голоцене были высокими, с интервалами до 50-70 см. Обработка проб проводилась по стандартной методике, разработанной в количественном варианте в Институте океанологии для морских и океанических осадков.

Чукотское море. Донные осадки Чукотского моря по сравнению с другими арктическими морями Евразии исследованы с наибольшей степенью детальности: изучен их вещественный состав [Аксенов и др., 1987 и др.], имеются данные по распределению микрофауны фораминифер [Саидова, 1982 и др.] и диатомовых водорослей [Полякова, 1989а; 1989б], определению абсолютного возраста [McManus & Creager, 1984 и др.].

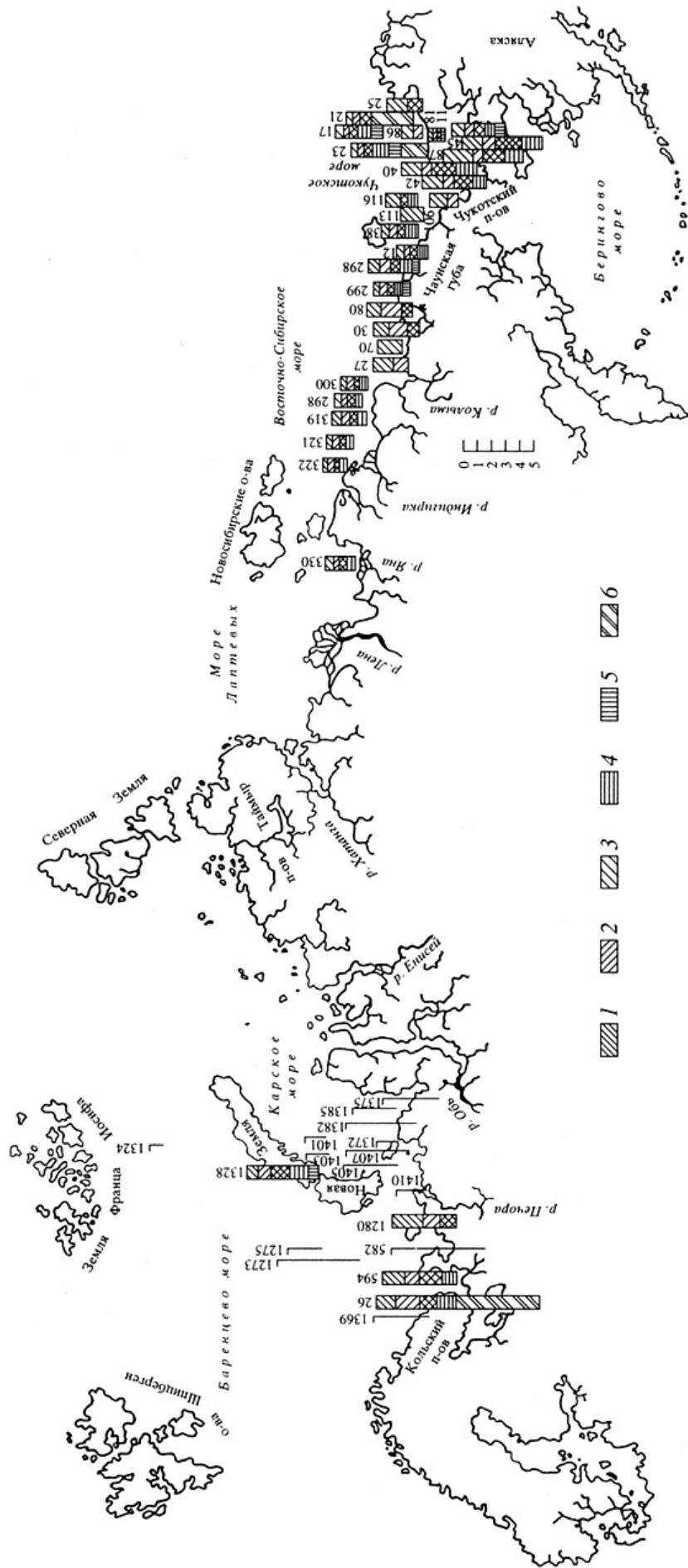


Рис. 1. Положение исследованных колонок и диатомовые экологические зоны в осадках арктических морей Евразии. 1-5 - голоценовые диатомовые экононы; 1 - первая; 2 - вторая; 3 - третья; 4 - четвертая; 5 - пятая; 6 - верхнеплейстоценовые. Масштабная шкала показывает длину колонок.

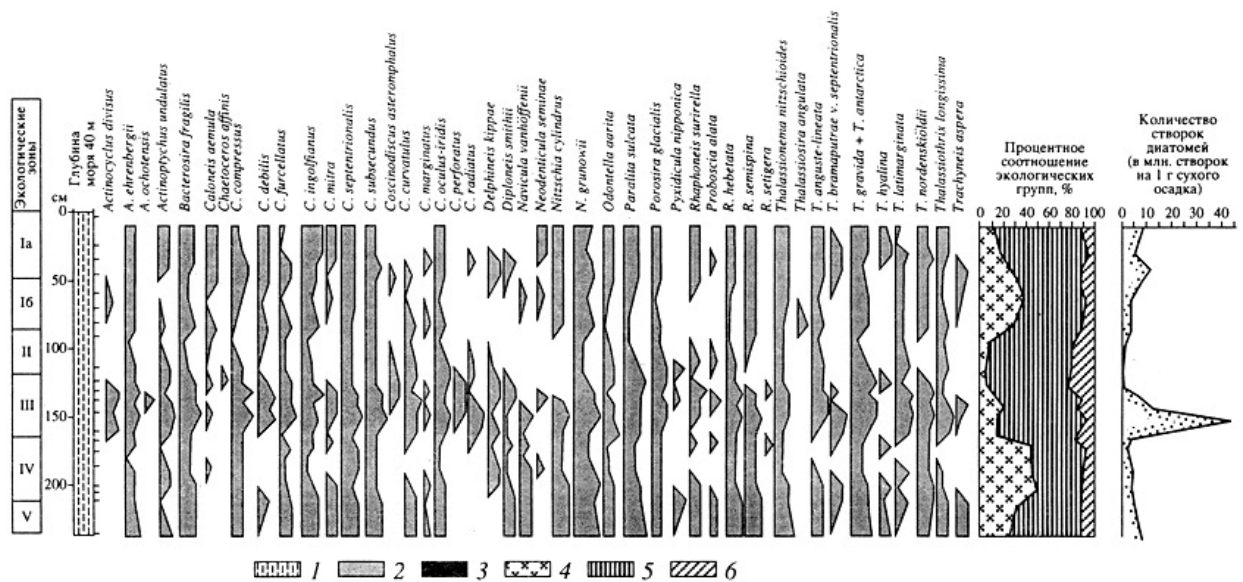


Рис. 2. Распределение диатомей в осадках ст. 11 Чукотского моря.

Литология: 1 – глинисто-алевритовые илы; диатомей: 2 – морские; 3 – пресноводные; 4 – морские криофильные диатомей; 5 – морские планктонные неритические и панталассные диатомей; 6 – морские sublittoralные диатомей.

Мощность исследованной толщи донных осадков Чукотского моря, вскрытых грунтовыми трубками на глубинах от 9 до 61 м, достигает 4.2 м. Согласно данным диатомового анализа, они представлены в основном морскими фациями, за исключением разреза в проливе Лонга (ст. 12), в нижней части которого установлены озерные комплексы диатомей. На основе изменений численности, видового состава и соотношений экологических и биогеографических групп диатомей выделены шесть экозон, отражающих палеогеографические изменения в Чукотском море в конце позднего плейстоцена и в голоцене (рис. 1).

Верхнеплейстоценовые комплексы диатомей (экозона VI) из преимущественно опесчаненных осадков нижней части колонок (станции 21 и 23, глубины 43-49 м, рис. 1) характеризуются обедненным видовым составом - таксономическое разнообразие их в 2-3 раза ниже, чем в поверхностных осадках, и относительно низкой для данного района моря численностью створок диатомей в осадках (до 0.4 млн. створок/г, [Полякова, 1994]). Преобладание sublittoralных диатомей (до 43-56%) при значительном содержании пресноводных (до 14%, ст. 21) свидетельствует о накоплении осадков в прибрежной мелководной зоне моря и влиянии речного стока, а высокое содержание криофилов (43-52%) указывает на ледовитость морского бассейна. Отсутствие морских относительно тепловодных планктонных видов, приносимых в Чукотское море в настоящее время водами

берингоморского течения [Полякова, 1989б; 1994] и исключительно холодноводный состав диатомового планктона предполагает формирование данных диатомовых ассоциаций в период изоляции Арктического бассейна от Тихоокеанского [Полякова, 1989а; 1989б].

Наиболее резкие, скачкообразные изменения в экологической и биогеографической структуре диатомовых комплексов (граница экозон VI и V), свидетельствующие о коренной перестройке гидрологического и гидробиологического режимов в Чукотском море, были обусловлены открытием Берингова пролива около 12-11 тыс. л.н. и могут маркировать границу плейстоценового и голоценового осадконакопления в данном регионе [Полякова, 1989а; 1989б].

Из голоценовых наиболее «холодными» являются комплексы диатомей, соответствующие экозоне V из алеврито-глинистых в разной степени уплотненных осадков колонок восточной и северо-восточной части Чукотского моря (станции 11, 17, 23 и 81, рис. 1, 2). По сравнению с позднплейстоценовыми в их составе на фоне возросшей общей численности диатомей увеличивается разнообразие и количество планктонных видов (68%), снижается процентное содержание sublittoralных диатомей (до 32%), что свидетельствует об увеличении глубин морского бассейна. Численность криофильных видов остается высокой (до 57%, ст. 23), за исключением зоны распространения аляскинской ветви берингоморского течения (до 31%, станции

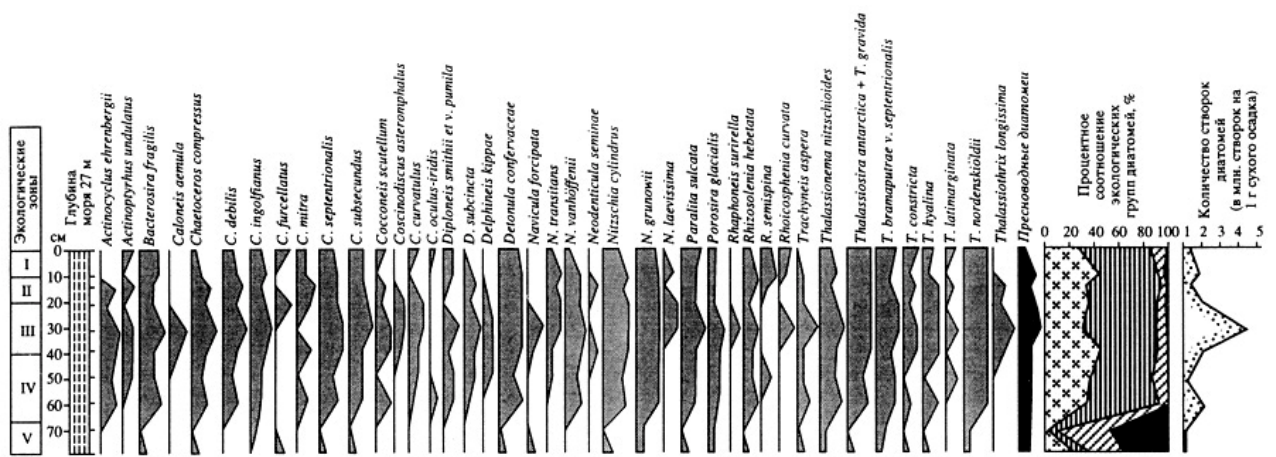


Рис. 3. Распределение диатомей в осадках ст. 299 Восточно-Сибирского моря. Условные обозначения см. рис. 2.

11, 17, 25, 81, рис. 1, 2). В этом же районе появляются единичные относительно тепловодные, редкие в современном планктоне Чукотского моря виды (*Proboscia alata*, *Ruxidicula nipponica*) на фоне холодноводной преимущественно ледово-неритической флоры диатомей. Близкие современным гидрологические и гидробиологические условия сложились в Чукотском море в период формирования диатомовых ассоциаций, соответствующих экозоне IV, которые выделены в нередко уплотненных осадках нижней части колонок практически во всех районах моря (рис. 1, 2).

Маркирующей для голоценовых осадков является экозона III (рис. 1,2). Ей соответствует количественный максимум диатомей (до 60 млн. створок/г, ст. 17) и резкое (в два и более раз) возрастание общей численности створок в осадках. При этом происходит увеличение численности как видов широкого географического распространения (*Thalassionema nitzschioides*, *Actinoptychus undulatus* и др.), так и почти всех холодноводных (*Thalassiosira nordenskiöldii*, *T. antarctica*, *T. grivida* и др.) и криофилов (*Nitzschia grunowii*, *Chaetoceros septentrionalis*, *Navicula vanhoeffenii* и др.). Однако процентное содержание криофилов остается без изменений, сокращаясь лишь в некоторых районах (станции 17, 11). Характерной особенностью диатомовых ассоциаций является появление в значительных количествах тепловодных берингоморских видов (*Coscinodiscus asteromphalus*, *C. perforatus*, *C. radiatus*, *Proboscia alata* и др.), в том числе и бореально-тропического - *Chaetoceros dydimus*, которые отмечены во всех районах Чукотского моря, за исключением пролива Лонга. Северная граница их распространения устанавливается на 72° с.ш., что свидетельствует об изменении общей

циркуляции водных масс и значительном смещении к северу (на 2°) по сравнению с современным ареалом тепловодных видов.

Последующий кратковременный период осадконакопления (экозона II, рис. 1, 2) характеризуется обедненным по сравнению с современной флорой видовым составом и низкой общей численностью диатомей. Отмечено относительное увеличение содержания сублиторальных видов в прибрежных мелководных районах моря (станции 38, 25), что было вызвано, вероятно, некоторым снижением его уровня. На фоне исключительно холодноводной флоры диатомей установлено увеличение процентного содержания криофильных видов (до 74% на ст. 17), свидетельствующее о понижении поверхностных температур вод и возросшей ледовитости морского бассейна. Из-за небольшой мощности горизонта опесчаненных осадков, включающего комплексы диатомей экозоны II, она выделена не во всех исследованных колонках донных осадков.

Приповерхностные осадки включают комплексы диатомей, отражающие становление современных гидробиологических и седиментационных условий в Чукотском море (экозона I). В разрезах отдельных колонок (станции 11 и 17) экозона I подразделяется на две подзоны. Для нижней характерна более высокая общая численность диатомей в осадках, образующаяся за счет ледово-неритических и криофильных видов (до 39-53%). Диатомовые ассоциации верхней подзоны соответствуют современным гидробиологическим условиям в Чукотском море.

Большое число радиоуглеродных датировок, полученных к настоящему времени для верхнеплейстоценовых-голоценовых осадков Берингийского шельфа, который

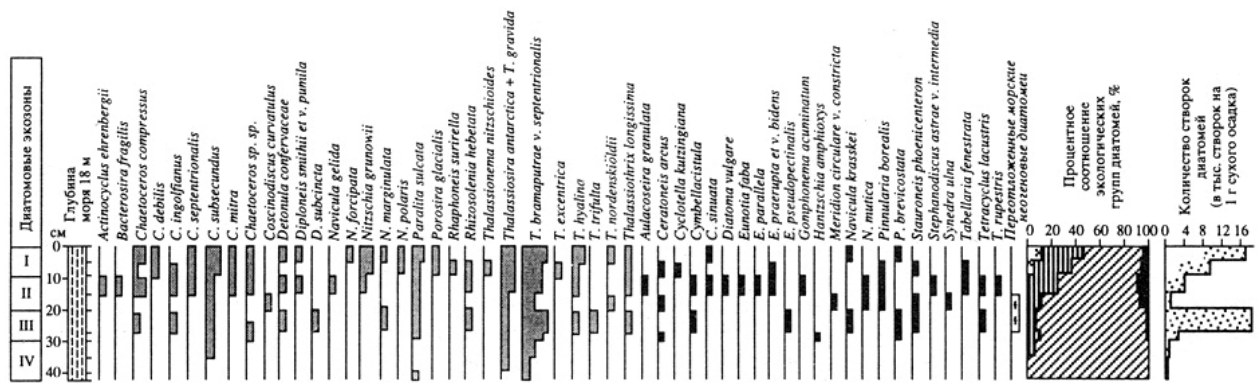


Рис. 4. Распределение диатомей в осадках ст. 296 Восточно-Сибирского моря. Условные обозначения см. рис. 2.

включает северную часть Берингова моря и шельф Чукотского, и проведенный автором подсчет скоростей осадконакопления [Полякова, 1989а] позволили определить время формирования выделенных экозон. В соответствии с полученными данными накопление морских осадков, включающих комплексы диатомей экозоны VI, происходило в конце позднего плейстоцена (14-12 тыс. л.н.) до открытия Берингова пролива (12-11 тыс. л.н.), раннеголоценовых экозон V и IV в интервале времени от 11 до 6.5 тыс. л.н., маркирующей для голоценовых осадков экозоны III, характеризующей наиболее оптимальные для голоцена гидробиологические условия в Чукотском море («гидробиологический оптимум») в интервале времени от 6.5 до 2.7 тыс. л.н., что соответствует второй половине атлантического и началу суббореального периодов хроностратиграфической шкалы голоцена [Хотинский, 1977], экозоны II - интервале времени от 2.7 до 1.1 тыс. л.н.

Восточно-Сибирское море. По сравнению с Чукотским морем донные осадки шельфа Восточно-Сибирского моря изучены менее детально [Аксенов и др., 1987; Holmes & Creager, 1974]. Выделенные в толще осадков Восточно-Сибирского моря (мощность до 2.7 м) комплексы диатомей и соответствующие им экозоны имеют четко выраженные региональные особенности (рис. 1). В юго-восточной части моря между Чаунской губой и проливом Лонга (глубины около 30 м) диатомовые комплексы из твердых алевролитистых глин в основании колонок (станции 298, 299, экозона V, рис. 1, 3) характеризуют прибрежные мелководные (до 5 м) условия осадконакопления, о чем свидетельствует высокое содержание пресноводных (34-47%) и морских сублиторальных видов (до 28-42%). Численность криофильных диатомей низкая (1-

29%), что могло быть связано с тепляющим воздействием речного стока.

Близкие современным гидробиологические условия в данном районе сложились в период формирования диатомовых ассоциаций экозоны IV из уплотненных глинистых алевролитов: доминируют ледово-неритические (47-59%) и криофильные виды (*Thalassiosira nordenskiöldii*, *Nitzschia grunowii*, *Chaetoceros septentrionalis* и др.), суммарное содержание пресноводных диатомей не превышает 1%. Как и в Чукотском море здесь выделяется период наиболее оптимальных для развития диатомовой флоры гидробиологических условий (экозона III). Соответствующие диатомовые ассоциации характеризуются максимально высоким видовым разнообразием и общей численностью диатомей, которая почти на порядок выше, чем в современных осадках данного района. Увеличение численности происходит за счет неритических (до 59%) и криофильных (до 35%) диатомей, при сокращении содержания сублиторальных (до 9%) видов. В составе планктонной группы появляются редкие или неизвестные в составе современной флоры Восточно-Сибирского моря виды (*Neodenticula seminae*, *Coscinodiscus asteromphalus* и др.), что предполагает усиление Лонговской ветви берингоморского течения. В вышележащих осадках (экозона II) отмечено некоторое снижение общей численности диатомей при увеличении содержания ледово-неритических и криофильных видов. Приповерхностные осадки включают комплексы диатомей, соответствующие современным условиям осадконакопления (экозона I).

К западу в районе между Чаунской губой и устьем р. Колыма (глубины 14.5-22 м) состав и распределение диатомовых ассоциаций по разрезу исследованных колонок (станции 80, 30, 70, 27, рис. 1) в целом близки установленным в юго-восточном районе моря.

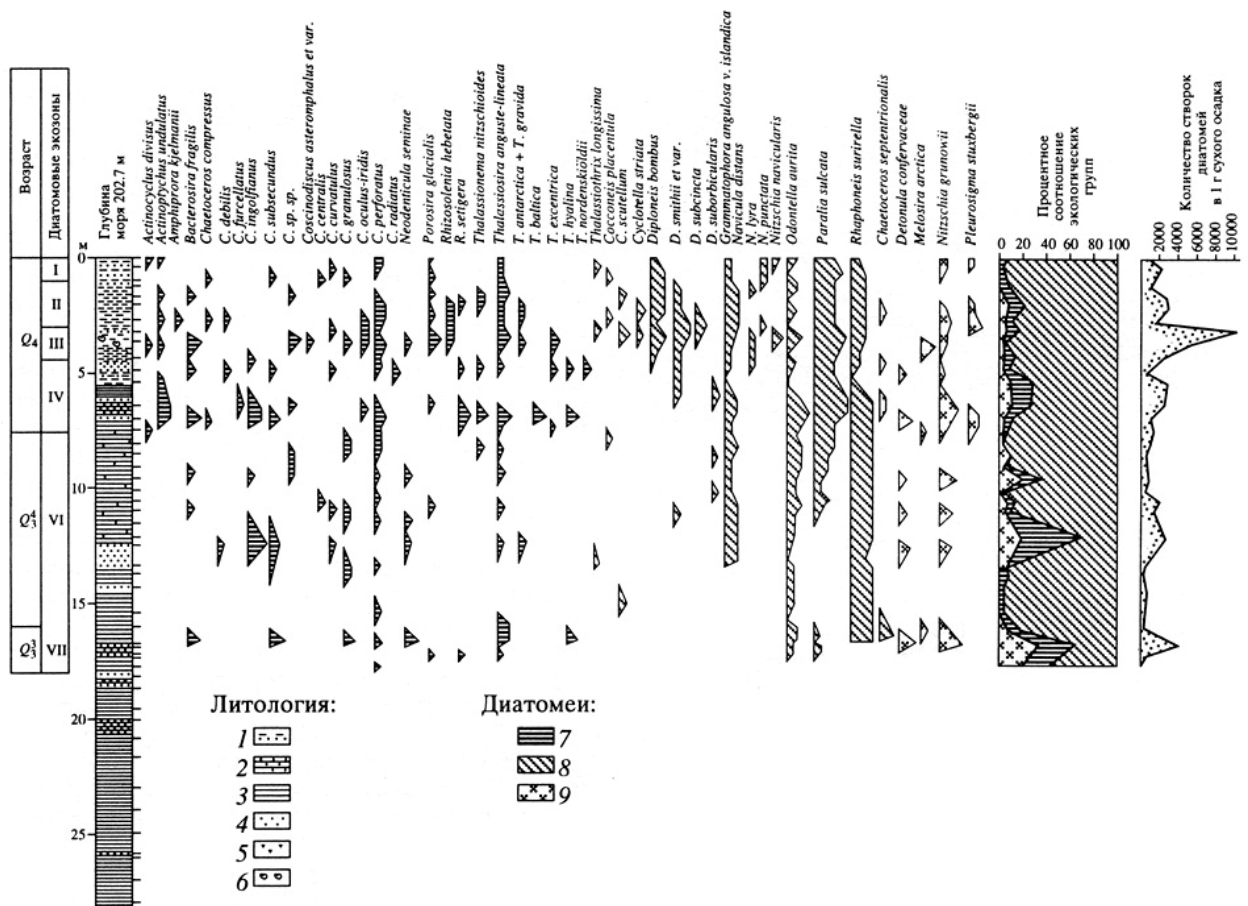


Рис. 5. Распределение диатомей в отложениях скв. 26 Баренцева моря (Канинское поднятие).

Литоология: 1 – илы глинисто-алевритовые, песчанистые; 2 – глины алевритово-песчаные, пластичные, вязкие; 3 – глины алевритистые; 4 – песок; 5 – гравий; 6 – раковины моллюсков; диатомей: 7 – морские планктонные неритические и панталассные; 8 – морские сублиторальные; 9 – морские криофильные.

Количественный максимум диатомей (до 5.1 млн. створок/г) и их наибольшее таксономическое разнообразие (экозона III) соответствуют осадкам в основании исследованных колонок. Однако какие-либо тепловодные элементы флоры в данном районе моря не установлены.

В наиболее мелководных (гл. 14-19 м) и опресненных за счет обильного речного стока районах Восточно-Сибирского моря к северо-западу от устья р. Колыма (станции 300, 296) и северу и северо-западу от устья р. Индигирка (станции 319, 321, 322) мощность осадков, вскрытых грунтовыми трубками, не превышает соответственно 1 м и 40-50 см (рис. 1, 4). В составе диатомовых ассоциаций по всему разрезу колонок доминирует широко эвригалинный сублиторальный вид *Thalassiosira bramptonae* v. *septentrionalis*. Численность пресноводных диатомей увеличивается в западном направлении, и к северу от устья р. Индигирка они доминируют в составе диатомовых ассоциаций, составляя в сумме до 100% в нижних горизонтах осадков.

Комплексы диатомей (экозона IV), выделенные в осадках из основания изученных колонок, характеризуют прибрежно-морские (ст. 296, рис. 4) или дельтовые (станции 322, 319) условия осадконакопления. Вышележащим осадкам (экозона III) соответствует количественный максимум диатомей (до 56 тыс. створок/г), главным образом за счет морских планктонных видов, и сокращение, как правило, процентного содержания пресноводных видов. Диатомовые комплексы экозоны II характеризуются, как и в других районах моря, снижением (до 2-3 раз) общей численности диатомей в осадках при увеличении процентного содержания пресноводных видов. В некоторых районах почти полностью исчезают из состава диатомовых ассоциаций морские планктонные и криофильные виды. Комплексы диатомей экозоны I соответствуют современным танатоценозам данного района моря.

Анализ имеющихся для Восточно-Сибирского моря немногочисленных радиоуглеродных дат и корреляция с сопредельными районами - Чукотским морем и

морем Лаптевых, позволили произвести подсчет скоростей осадконакопления для различных районов моря [Полякова, 1994б] и оценить время формирования выделенных экозон. Начало морского осадконакопления в восточной части моря определяется в 10-9 тыс. л.н., а в более мелководной западной части - в 9-8 тыс. л.н., время формирования горизонта осадков, включающих маркирующую экозону III, соответствующую наиболее благоприятным на протяжении голоцена гидробиологическим условиям в Восточно-Сибирском море - от 5 до 2.5 тыс. л. н., и экозону II - от 2.5 до 1.3 тыс. л.н.

Море Лаптевых. Исследования диатомей проведены в юго-восточной части моря по керну колонки (ст. 330, глубина моря 30 м, длина колонки 300 см, рис. 1), взятой в районе, находящемся на расстоянии примерно 80-100 км от берега континента и 200 км от дельты р. Лены. Осадки представлены тонким глинистым илом без уплотненных горизонтов в низах разреза и признаков внутрiformационных перерывов. Численность диатомей и соотношение экологических групп характеризуются резкими и неоднократными изменениями по разрезу, что обусловлено неустойчивой гидрологической и гидробиологической обстановкой в данном районе моря. Состав морской диатомовой флоры в целом близок установленному в юго-западных районах Восточно-Сибирского моря, а пресноводной - составу рек Лена и Яна. Количественный максимум диатомей (до 320 тыс. створок/г) при максимальном содержании для разреза морских видов (до 97%) соответствует осадкам в основании колонки (экозона III). В вышележащих осадках (экозона II) преобладают пресноводные диатомей (до 82%), поступающие в прибрежную зону с речным стоком. Приповерхностные осадки включают комплексы диатомей (экозона I), отражающие современные гидрологические и седиментационные условия в данном районе моря.

Карское море. Исследование толщи донных осадков Карского моря имеет длительную историю. К настоящему времени описаны многочисленные колонки донных осадков из различных районов моря, предпринимались попытки их стратиграфического расчленения как по литологическим признакам, так и на биостратиграфической основе. Однако чрезвычайная бедность осадков Карского моря микрофоссилиями, а также обилие переотложенных меловых и палеогеновых

форм является, как правило, основным препятствием для корректных стратиграфических и палеогеографических построений.

Проведенные автором исследования диатомовых водорослей в толще донных осадков западной части Карского моря (рис. 1) по керну грунтовых колонок длиной до 3 м также не дали каких-либо значительных результатов. Остатки четвертичных диатомей содержались в небольших количествах обычно в верхнем приповерхностном слое донных осадков, ниже по разрезу численность их резко сокращалась, а отмеченные формы принадлежали переотложенной морской палеогеновой флоре диатомей.

Баренцево море. Донные осадки Баренцева моря начали изучаться на самых ранних этапах развития морской геологии. Благодаря трудам М.В. Кленовой, В.Н. Сакса и других исследователей Арктики были заложены основы современных представлений о характере осадкообразования в Баренцевом море. Наибольшее развитие в последние годы они получили в комплексных геолого-геоморфологических работах Института океанологии РАН [Аксенов и др., 1987 и др.]. Однако вопросы стратиграфического расчленения донных осадков и палеогеографические реконструкции, как и в Карском море, решаются на довольно ограниченном палеонтологическом материале.

Результаты диатомового анализа керна грунтовых колонок длиной до 4.3 м и скважины длиной 30 м, пройденной в районе Канинского поднятия (рис. 1, 5) позволили установить, что на протяжении голоцена условия седиментации в центральных и северо-восточных районах моря были, как и в настоящее время [Полякова и др., 1992], в основном неблагоприятны для накопления диатомей в осадках. Представительные комплексы диатомей в толще донных осадков установлены лишь в южной части моря, где и современные танатоценозы характеризуются относительно высоким содержанием створок диатомей в осадках.

Согласно полученным данным в районе Канинского поднятия Баренцева моря (рис. 5) на протяжении позднего плейстоцена и голоцена происходило непрерывное морское осадконакопление [Павлидис и др., 1992]. Диатомовые комплексы, соответствующие этапу предголоценовой регрессии, характеризуются низкой общей численностью диатомей в осадках (до 0.9 тыс. створок/г) при доминировании сублиторальных видов (до

99.5%) и обилием криофилов (до 27%). В составе планктонной группы доминируют виды р. Chaetoceros (споры). Характерно присутствие наряду с преобладающими аркто-бореальными и биполярными видами единичных *Coscinodiscus asteromphalus*, *C. radiatus*, область распространения которых в настоящее время в Баренцевом море ограничена водами североатлантического происхождения.

Граница между верхнеплейстоценовыми и голоценовыми осадками устанавливается по резкому, в 5-10 раз, увеличению общей численности диатомей и изменению структуры диатомовых тафоценозов, которые были обусловлены возросшей интенсивностью североатлантического течения. Имеющиеся данные по радиоуглеродному датированию донных осадков Баренцева моря позволяют оценить временные интервалы этого палеогеографического события для юго-западных районов Баренцева моря в 8.7-8 тыс. л. н. [Bjorlykke et al., 1978; Elverhøi & Bomstad, 1980]. К этому времени, вероятно, относятся и резкие структурные изменения в составе диатомовых ассоциаций.

В голоценовых комплексах диатомей выделено четыре экозоны (рис. 1, 5), характеризующие основные этапы развития палеогеографической обстановки в Баренцевом море в период развития голоценовой трансгрессии. Наиболее древняя экозона IV отражает первое интенсивное поступление атлантических вод в Баренцево море, обусловившее появление в его южных районах разнообразных тепловодных видов диатомей (*Coscinodiscus radiatus*, *C. perforatus*, *Actinocyclus divisus* и др.), и активизацию циркуляционных процессов, вызвавших вспышку продуктивности фитопланктона в основном за счет холодноводных ледо-неритических видов (*Thalassiosira antarctica* + *T. gravida*, *T. nordenskiöldii* и др.) и криофилов (*Nitzschia grunowii*, *Pleurosigma stuxbergii* и др.), а также обычных в зонах дивергенций видов (р. Chaetoceros, *Thalassionema nitzschioides* и др.).

Комплексы диатомей экозоны III характеризуют наиболее оптимальные на протяжении голоцена гидробиологические условия в Баренцевом море, обусловившие высокую продуктивность как планктонных, так и бентосных ценозов диатомей: общая численность диатомей превышает в 5-10 раз содержание их в поверхностном слое осадков соответствующих районов моря. Максимально разнообразны и обильны в составе диатомовых ассоциаций тепловодные элементы

планктонной флоры (*Coscinodiscus asteromphalus*, *C. asteromphalus* v. *subbuliens*, *C. radiatus*, *C. perforatus* и др.), а также тепловодные сублиторальные виды (*Diploneis bombus*, *D. lyra* и др.), численность которых закономерно увеличивается у северных берегов Норвегии [Джиноридзе, 1978; Самойлович и др., 1988]. Согласно имеющимся радиоуглеродным датам [Окунева и Стелле, 1986 и др.], проведенному нами подсчету скоростей осадконакопления, этот интервал в Баренцевом море соответствует времени от 5.7 до 3.7 тыс. л.н., т.е. концу атлантического - началу суббореального периодов хроностратиграфической шкалы голоцена, что подтверждается и палинологическими данными. Комплексы диатомей экозон II и I характеризуют становление современных гидрологических и гидробиологических условий в Баренцевом море.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты проведенных исследований показали, что наиболее значительные изменения в структуре диатомовых ассоциаций, соответствующие переходу от холодных условий позднего плейстоцена к более теплым голоцена, были обусловлены в Восточно-Арктических морях открытием Берингова пролива (12-11 тыс. л.н.) и поступлением относительно теплых высокопродуктивных тихоокеанских вод в Чукотское и отчасти Восточно-Сибирское моря. В Западно-Арктических морях они соответствуют увеличению интенсивности североатлантического течения, которое фиксируется в юго-западной части Баренцева моря около 9-8 тыс. л.н. Изменение палеогидрологической ситуации в западном секторе Арктики сопровождалось отступлением Полярного фронта, которое началось около 13.5 тыс. л.н. в Северо-Восточной Атлантике и закончилось 6 тыс. л.н. у Восточной Гренландии [Ruddiman & McIntyre, 1981], а также изменением общей циркуляции вод в Северо-Восточной Атлантике [Бараш и др., 1989; Мамушов и Павлова, 1990]. В северных областях Тихого океана в конце позднего плейстоцена (23-18 тыс. л.н.) наблюдалось значительное смещение к югу границы плавучих льдов, которые занимали практически всю акваторию Берингова моря, что устанавливается по преобладанию в составе диатомовых ассоциаций криофильных видов диатомей [Sancetta, 1983], начало деградации морского ледового покрова и быстрое смещение его к

северу произошло около 8 тыс. л.н. [*Sancetta, 1983; Sancetta et al., 1985*].

Комплексы диатомей экозон V и IV свидетельствуют о последовательном повышении уровня моря в ходе развития голоценовой трансгрессии и становлении близких современным гидрологических (температура, соленость, циркуляционный режим) и седиментационных условий в арктических морях.

Маркирующей для голоценовых осадков арктического шельфа является экозона III. Соответствующие ей диатомовые ассоциации отражают наиболее благоприятные гидробиологические условия для развития арктических фитоценозов («гидробиологический оптимум»), выразившиеся в резком увеличении продуктивности планктонных и донных ценозов диатомей, расширении ареалов наиболее тепловодных видов, которые в Чукотском море отмечены вплоть до 72° с.ш. и появляются в юго-восточных районах Восточно-Сибирского моря, увеличивается их численность и видовое разнообразие в Баренцевом море, что было обусловлено усилением интенсивности берингоморского и североатлантического течений и изменением циркуляции водных масс. Подсчитанные временные интервалы для экозоны III свидетельствуют, что они выдержаны по латерали и оцениваются: в Чукотском море в 6.5-2.7 тыс. л.н., в Восточно-Сибирском - 5-2.5 тыс. л.н., Баренцевом - 5.7-3.7 тыс. л.н. Повышение поверхностных температур в голоцене устанавливается во многих районах Мирового океана, но временные интервалы

этого события различны. Так, например, в северных областях Атлантического океана они определяются весьма условно в 7-6 тыс. л. н. [*Бараиш и др., 1989*], в Охотском - интервалом времени от 7.5 до 5 тыс. л.н. [*Полякова и др., 1994б*], Красном море - около 8 тыс. л. н. [*Бараиш и др., 1989*], и около 9 тыс. л. н. фиксируются максимальные температуры вод в Субантарктике [*Hays, 1978*]. Увеличение на порядок продуктивности донных фораминифер в атлантическое - суббореальное время голоцена устанавливается также в Норвежском и юго-западной части Баренцева морей [*Матишов и Павлова, 1990*].

Следующий непродолжительный этап (экозона II) характеризуется в Восточно-Арктических морях снижением продуктивности фитоценозов, исчезновением наиболее тепловодных элементов флоры, возрастанием в отдельных районах численности криофильных диатомей, что могло быть обусловлено сокращением адвекции берингоморских вод. Увеличение численности в некоторых наиболее мелководных районах Восточно-Сибирского и Чукотского морей сублиторальных диатомей свидетельствует о некотором понижении их уровней. Временные интервалы для экозоны II оцениваются в Восточно-Арктических морях от 3-2.5 до 1.5-1.1 тыс. л.н. В Баренцевом море данный этап выражен слабо. Последующие 1.5-1.1 тыс. л.н. условия в арктических морях были близки современным.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 95-05-14563, 94-05-17738).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аксенов А.А., Дунаев Н.Н., Ионин А.С. и др. Арктический шельф Евразии в позднечетвертичное время // М.: Наука, 1987. 277 с.
2. Бараиш М.С., Блюм Н.С., Бурмистрова И.И. и др. Неоген-четвертичная палеоокеанология: по микропалеонтологическим данным // М.: Наука, 1989. 285 с.
3. Джиноридзе Р.Н. Диатомеи в донных осадках Баренцева моря // Морская микропалеонтология: (диатомеи, радиолярии, силикофлягелляты, фораминиферы и известковый нанопланктон). М.: Наука, 1978. С. 41-44.
4. Матишов Г.Г., Павлова Л.Г. Общая экология и палеогеография полярных океанов // Л.: Наука, 1990. 223 с.
5. Окунева О.Г., Стелле В.Я. Новые данные по биостратиграфическому изучению инженерно-геологических скважин восточного побережья острова Колгуев // Инженерно-геологические условия шельфа и методы их исследований. Рига, 1986. С. 8-12.
6. Павлидис Ю.А., Щербаков Ф.А., Боярская Т.Д. и др. [Новые данные по стратиграфии южной части Баренцева моря](#) // Океанология. 1992. Т. 32. № 5. С. 917-923.
7. Полякова Е.И. Стратиграфия позднеплейстоценовых - голоценовых осадков Берингийского шельфа по комплексам диатомей // Плейстоцен Сибири. Стратиграфия и межрегиональные корреляции. Новосибирск: Наука, 1989. Вып. 657. С. 161-166.
8. Полякова Е.И. Стратиграфия донных осадков и палеогеографические условия их

накопления в Чукотском море (по данным диатомового анализа) // Геология континентальной террасы окраинных и внутренних морей. М.: Изд. МГУ, 1989. С. 136-148.

9. Полякова Е.И. Особенности формирования диатомовых танатоценозов в осадках арктических морей Евразии // Океанология. 1994. Т. 34. № 3. С. 444-453.

10. Полякова Е.И. Диатомовая стратиграфия и палеоокеанология голоцена Восточно-Сибирского моря // Морской голоцен окраинных и внутренних морей. Депонир. в ВИНТИ 13 дек. 1994. № 2878-В-94. С. 155-176.

11. Полякова Е.И., Демиденко Е.Л., Кравченко О.Н. Диатомовая и палеомагнитная стратиграфия верхнеплейстоценовых-голоценовых осадков Охотского моря (котловина Дерюгина) // Морской голоцен окраинных и внутренних морей. Депонир. в ВИНТИ 13 дек. 1994. № 2878-В-94. С. 177-189.

12. Полякова Е.И., Павлидис Ю.А., Левин А.И. Особенности формирования танатоценозов диатомей в поверхностном слое донных осадков шельфа Баренцева моря // Океанология. 1992. Т. 32. № 1. С. 166-175.

13. Саидова Х.М. Стратиграфия и палеогеография голоцена Чукотского моря и Берингова пролива по фораминиферам // Проблемы геоморфологии, литологии и литодинамики шельфа. М.: Наука, 1982. С. 92-115.

14. Самойлович Ю.Г., Лебедева Р.М., Каган Л.Я. и др. Опыт и перспективы применения комплекса стратиграфических методов при изучении четвертичных отложений Баренцева моря // Четвертичная палеоэкология и палеогеография северных морей. М.: Наука, 1988. С. 150-162.

15. Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии // М.: Наука, 1977. 198 с.

16. Хусид Т.А. [Палеоэкология Баренцева моря в позднечетвертичное время по фораминиферам](#) // Бюл. комис. по изуч. четвертич. периода. 1989. № 58. С. 105-116.

17. Bjarlykke K., Bue B., Elverhøi A. Quaternary sediments in the north-western part of the Barents sea and their relation to the underlying Mesozoic bedrock // Sedimentology. 1978. V. 25. P. 227-246.

18. Elverhøi A., Bomstad K. Late Weichselian glacial and marine sedimentation in the western, central Barents Sea // Norsk Polarint. Papp. 1980. № 3. P. 1-29.

19. Hays L.D. A review of the Late Quaternary climatic history of Antarctic seas // Antarctic glacial history and world paleoenvironments. Balkema. Rotterdam, 1978. P. 57-71.

20. Holmes M.L., Creager J.S. [Holocene history of the Laptev Sea continental shelf](#) // Marine geology and oceanography of the Arctic seas /Ed. Herman Y. Berlin; Heidelberg; New York: Springer-Verlag, 1974. P. 211-229.

21. McManus D.A., Creager J.S. Sea-level data for parts of the Bering-Chukchi shelves of Beringia from 19.000 to 10.000 14C yr. B.P. // Quaternary Research, 1984. V. 21. № 3. P. 317-325.

22. Ruddiman W.E., McIntyre A. The North Atlantic Ocean during the deglaciation // Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol. 1981. V. 35. P. 145-214.

23. Sancetta C. Effect of Pleistocene glaciation upon oceanographic characteristics of the North Pacific Ocean and Bering Sea // Deep-Sea Research. 1983. V. 30. № 8A. P. 851-869.

24. Sancetta C., Heusser L., Laberyrie L. et al. Wisconsin-Holocene paleoenvironment of the Bering Sea: evidence from diatoms, pollen, oxygen isotopes and clay minerals // Marine Geology. 1985. № 62. P. 55-68.

Holocene of the Eurasian Arctic Seas (Diatom Biostratigraphy and Paleoceanography)

E.I. Polyakova

Piston core in the Eurasian Arctic shallow seas show consistent changes in relative abundance of diatom valves, ecological and biogeographical composition of diatom assemblages throughout the Holocene. Five ecological diatom zones established in the arctic shelf sediments are characterized by structural changes in diatom assemblages reflecting the main stages of paleoceanological development of the Arctic seas during the Holocene. Diatom assemblages of the Ecozones V and IV display consequent sea-level rise during the Holocene transgression accompanied by formation of the modern hydrobiological and sedimentological conditions in the Arctic seas. Ecozone III is the marking one for the Holocene sediments of the Arctic shelf. Its diatom assemblages reflect the most favorable hydrobiological conditions for the arctic phytocenoses development ("hydrobiological optimum"). Age estimations for the Ecozone III are the following: for the Chukchi Sea 6.5-2.7 Ka, for the East Siberian Sea 5-2.5 Ka, for the Barents Sea 5.7-3.7 Ka. Short-lasting period coinciding with the Ecozone II is characterized by production fall, elimination of the most warm-water species and increase of the cryophilic sea-ice species abundance in several regions. Environmental conditions of the Arctic seas since 1.5-1.1 Ka (Ecozone I) resembled the present ones.

Ссылка на статью:



Полякова Е.И. Голоцен Арктических морей Евразии (диатомовая стратиграфия и палеоокеанология). Океанология, 1997, том 37, № 2, с. 269-278.