ГЕОЭКОЛОГИЯ. ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ. ГИДРОГЕОЛОГИЯ. ГЕОКРИОЛОГИЯ, 2000, № 3, с. 197-206

УДК 551.35.06:551.77(79)

ФОРМИРОВАНИЕ КРИОГЕННОЙ ЭКОСИСТЕМЫ АРКТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

© 2000 г. И.Д. Данилов, А.Ю. Власенко, Д.С. Луковкин
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова
Поступила в редакцию 29.09.99 г.

Рассмотрена на фоне эволюции Арктического океана в позднем кайнозое история развития криогенных экологических обстановок в его пределах и на окружающих территориях континентов. Предложена и обоснована концепция определяющего влияния тектонически обусловленных трансгрессивно-регрессивных циклов развития бассейна на глобальные изменения природной среды полярных и субполярных территорий, и в первую очередь на параметры трех взаимосвязанных форм оледенения Северного полушария Земли: морского (ледовый покров), подземного (многолетнемерзлые породы) и наземного (ледники). Изложенная в статье палеогеоэкологическая концепция является основой для разработки прогнозных сценариев развития Арктики и Субарктики в будущем.

КЛИМАТООБРАЗУЮЩЕЕ ЗНАЧЕНИЕ АРКТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

Северное полушарие называют «континентальным», так как площадь суши здесь значительно больше, чем в Южном. Вместе с тем очевиден парадокс: в «океаническом» полушарии центром охлаждения является материк, занимающий околополюсное пространство и изолированный от Мирового океана мощным кольцевым циркумантарктическим течением, достигающим морского дна и не имеющим противотечения. В то же время в Северном, континентальном полушарии центром охлаждения является ледовитый, холодно-водный околополюсный водоем, отгороженный от Мирового океана окружающими его материками (рис. 1).

Северный Ледовитый океан (площадь около 15 млн. км^2) подразделяется на три бассейна [*Северный…, 1985*]: Норвежско-Гренландский, Канадский (море Баффина, Гудзонов залив, акватории между островами Канадского Арктического архипелага) и занимающий центральное положение Арктический, или Полярный, который в отечественной и англоязычной литературе именуется также океаном. В него входит глубоководная часть (котловины Нансена, Амундсена, Подводников, Канадская и разделяющие их хребты), а также арктический шельф Евразии и Северной Америки с расположенными в его пределах окраинными эпиконтинентальными морями. В таком его понимании Северный Полярный (Арктический) океан имеет площадь около 10 млн. км^2.

Одна из его главных отличительных черт - огромная, достигающая максимальной ширины в мире (1200-1300 км) и циркумполярно ориентированная в пространстве материковая отмель, занимающая более 50% указанной площади [*Северный…, 1985*]. Преобладающие глубины арктических морей в пределах шельфа колеблются от 20-30 м (моря Лаптевых и Восточно-Сибирское) до 120-230 м (моря Карское и Баренцево соответственно). Иначе говоря, центральная глубоководно-океаническая часть окружена широким, почти замкнутым кольцом шельфовых мелководий, территория которых превышает территорию глубоководной части. Такого строения дна не имеет никакой иной океан планеты.

Максимальная глубина Берингова пролива всего 42 м, и лишь в районе пролива

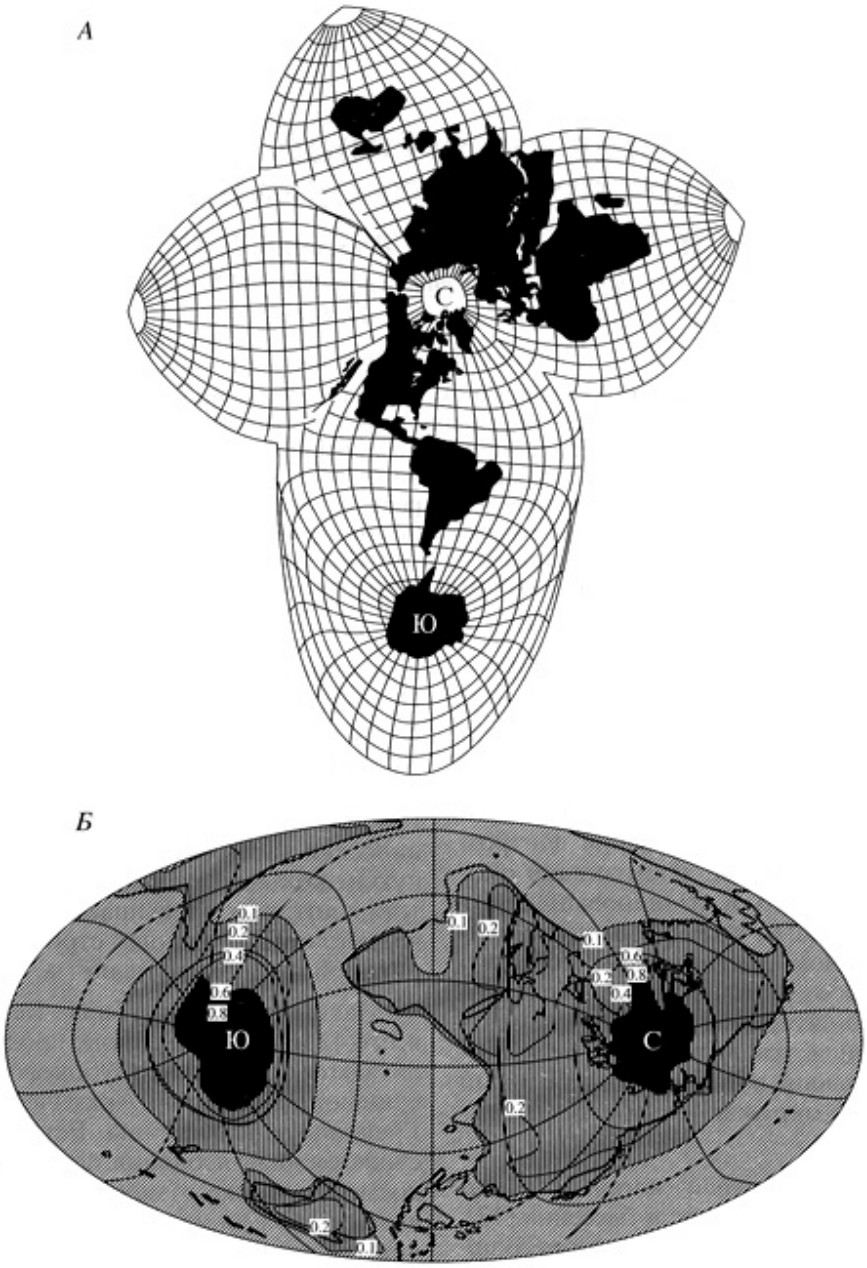

Рис. 1. Северный и южный очаги охлаждения Земли: *А* – распределение суши и моря на современной поверхности Земли с Антарктидой и Арктическим океаном как климатически и океанографически изолированными регионами (по [17]); *Б* – глобальное распределение альбедо на земной поверхности (по [16]).

Фрама располагаются неширокие глубоководные артерии, соединяющие Полярно-Арктический и Норвежско-Гренландский бассейны. Естественно, что столь существенная изоляция первого от смежных водоемов, а также отмеченное выше строение дна делают его весьма «чувствительным» к воздействию трансгрессий и регрессий. В трансгрессивные этапы площадь акватории Арктического океана и связи со смежными бассейнами возрастали, увеличивался приток теплых атлантических и тихоокеанских вод; в регрессии, напротив, за счет осушения шельфа (или его части) площадь водоема сокращалась (максимально более чем в 2 раза), связи со смежными океанами ослабевали или прекращались практически полностью.

Арктический океан называют «кухней» погоды Северного полушария. Очевидно вместе с тем, что он влияет не только на погоду, но и в целом на климат смежных территорий, включая области умеренных широт. Также несомненно, что изменения в структуре океана обусловливали изменения степени его ледовитости и климатические, а также масштабов и характеристик наземного и подземного оледенения прилегаю-

щей суши - островов и континентов. Основным фактором, регулировавшим приток теплых вод извне с приповерхностными течениями на протяжении всей позднекайнозойской истории, являлись трансгрессивно-регрессивные циклы развития Арктического океана, определявшие степень изоляции его от смежных. Неизбежным результатом данного процесса в Арктике и Субарктике становились изменения в соотношении площади суши и моря, границ распространения покрова морских льдов и ледников, а также климатические изменения, которые в этапы наиболее крупных трансгрессий и регрессий приобретали глобальный характер.

В настоящее время около 42% тепла в Арктический океан поступает из Атлантики, около 4% -из Пацифики и 1-2% - с речным стоком, т.е. почти 50% [*Северный…, 1985*]. Эти цифры позволяют понять, сколь велико влияние на термическое состояние занимающего околополюсное положение водоема притока вод из смежных бассейнов (главным образом из Атлантики) и какую важную роль играли процессы, благодаря которым увеличивалась или уменьшалась степень его изоляции. Современные природные условия определяют следующие площади развития наземного и подземного оледенений в Северном полушарии: 2 и 18-20 млн. км^2, т.е. соотношение 1 : 10. Основная площадь наземного оледенения приходится на Гренландию (1.8 млн. км^2) и другие арктические острова, на остальной же части суши в Арктике и Субарктике преобладающее развитие имеют постоянно мерзлые слои литосферы. Если же учесть, что они находятся и под ледниками, превалирующая роль подземного оледенения становится еще более очевидной. Площадь распространения морских льдов испытывает существенные сезонные колебания: от 9 до 18 млн. км^2.

В глубоководной части Арктического океана повсеместно преобладают холодные воды с постоянной отрицательной температурой, разделенные промежуточным слоем (интервал глубин от 150-300 до 800-1000 м) теплых вод атлантического происхождения, температура которых положительная. Нижняя огромная арктическая водная масса (интервал глубин от 800-1000 м до 4-5 км) имеет постоянную отрицательную, но относительно высокую, температуру (-0.4…-0.9°С), что позволяет предполагать здесь распространение криогенных (охлажденных) толщ донных отложений небольшой мощности (50-100 м), также находящихся в поле отрицательных температур, но содержащих не лед, а соленые поровые воды.

В шельфовых морях под приповерхностным водным слоем толщиной 15-20 м, подверженным сезонным колебаниям температуры, вплоть до дна воды имеют постоянную отрицательную температуру (до -1.8...-1.9°С). Этим обстоятельством обусловлено широкое распространение здесь донных пород, находящихся в различных криогенных состояниях: твердомерзлом (реликтовые и новообразованные многолетнемерзлые породы), сезонно-мерзлом и охлажденном [*Данилов, 1997*]. Исключение составляют юго-западные районы Баренцева и юго-восточные районы Чукотского морей, находящиеся соответственно под воздействием теплых атлантических и тихоокеанских вод.

ПЕРВЫЕ ПРИЗНАКИ КРИОГЕНЕЗА В ИСТОРИИ АРКТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

Арктический океан самый молодой, его образование как водоема абиссального типа относится, согласно мобилистским концепциям, обычно к рубежу мезозоя и кайнозоя (около 65 млн. лет назад). До этого времени в юре и мелу на его месте располагались менявшие очертания и площади распространения неглубокие эпиконтинентальные моря, имевшие достаточно широкие, возможно, прерывистые связи с южными тепловодными морскими водоемами [*Геологическое…., 1984*]. Лишь на территории крайнего северо-востока Сибири в течение большей части мезозоя предполагается существование глубоководного бассейна, внедрявшегося в виде залива из Северной Пацифики [*Zonenshain & Natapov, 1989*].

Время возникновения отдельных частей и секторов современного Арктического океана дискуссионно: палеоген, неоген и даже плейстоцен [*Геологическое…., 1984;*

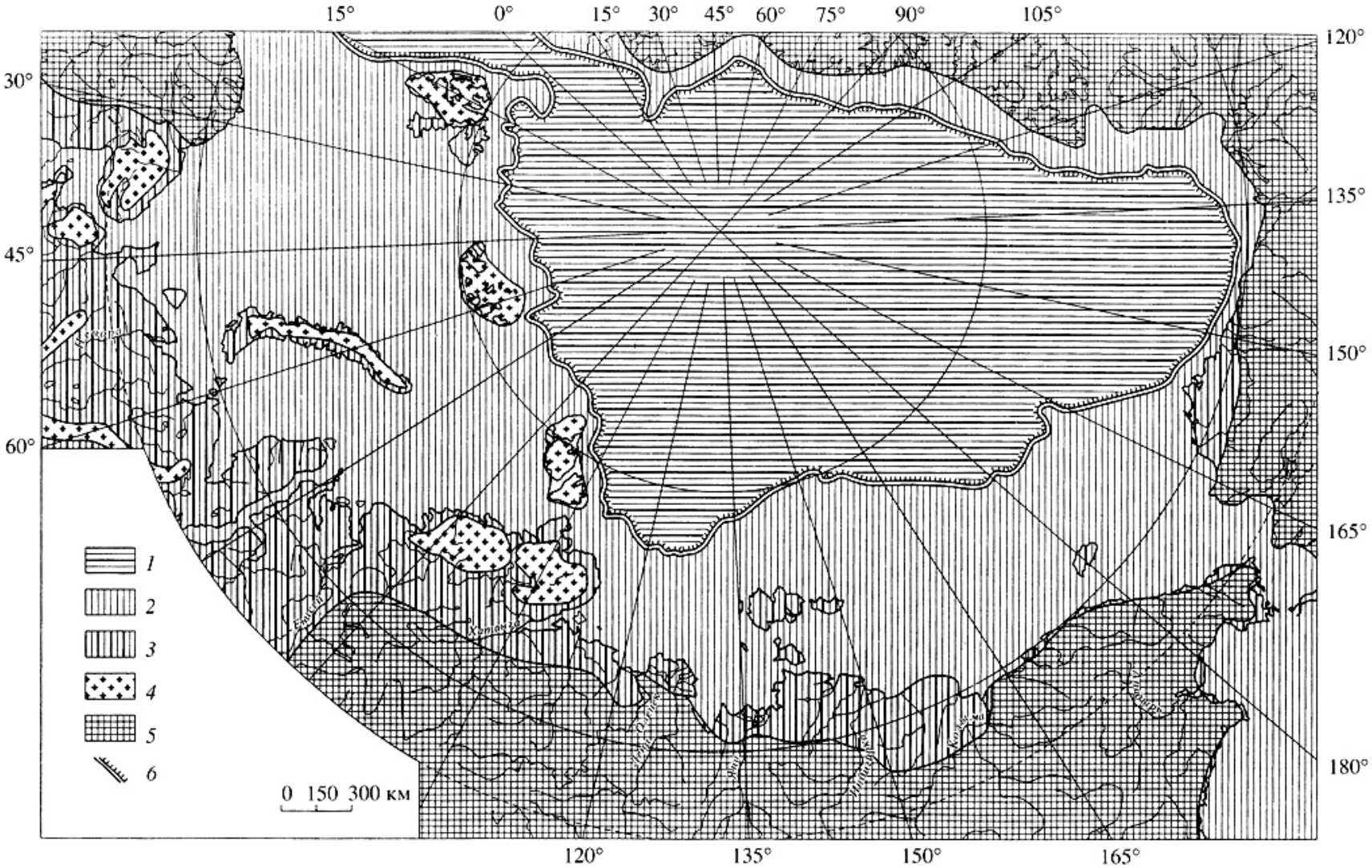

Рис. 2. Схема, отражающая этапы максимального регрессивного и трансгрессивного развития Арктического океана (по [1], с дополнениями и изменениями в интерпретации событий): *1* – глубоководная океаническая впадина, не осушавшаяся в этапы регрессий; *2* – области шельфа, осушавшиеся в этап максимальной регрессии (рубеж миоцена–плиоцена); *3* – области палеошельфа, затоплявшиеся в этап максимальной трансгрессии (поздний плиоцен–эоплейстоцен); *4* – низкие плато и горы, в прибрежной части затапливаемые морем в этапы трансгрессий; *5* – суша, не затапливаемая морем; *6* – граница океанической впадины

Zonenshain & Natapov, 1989 и др.]. Имеются достаточно веские основания считать, что образование глубоководных секторов и приобретение ими близких современным параметров произошло не позднее рубежа олигоцен-миоцен (~25 млн. лет назад). Об этом свидетельствует, в частности, тот факт, что верхнекайнозойские (миоцен-четвертичные) неконсолидированные отложения образуют в океанических впадинах единый комплекс, мощность которого, согласно геофизическим данным, повсеместно составляет сотни метров, иногда превышает 1000 м и в единичных случаях достигает 12 км [*Геологическое…., 1984; Кларк и Моррис, 1984*].

В первой половине кайнозойской эры не существовало единой морфоструктуры арктического шельфа, и различные в геоструктурном отношении территории в его пределах, а также на прилегающих континентах развивались как самостоятельные образования. Север европейской части России и прилегающий Баренцев шельф испытывали преимущественную тенденцию к поднятию и являлись в основном областями сноса, но периодически и в разных их частях возникали морские седиментационные бассейны. Обширные денудационные равнины в палеогене были развиты в пределах шельфа и приморских равнин северо-востока Сибири. Здесь в условиях слабо расчлененного рельефа формировались площадные коры выветривания, фрагментарные остатки которых фиксируются в основании разреза позднего кайнозоя, а также континентальные, преимущественно аллювиальные отложения. На севере Западной Сибири и Карском шельфе в палеогене преобладали морские седиментационные бассейны, в которых накапливались диатомиты, диатомовые глины, опоки.

Миоцен (25-5-7 млн. лет назад) в целом - это время планетарного поднятия суши и опускания океанического дна. Уровень Мирового океана к концу его понизился, по сравнению с палеогеном, на сотни метров, одновременно происходило увеличение площади и высоты континентов, вследствие чего, как полагают, глобальная температура Земли уменьшилась минимум на 2-3°С, а в средних широтах среднегодовая температура стала ниже на 5-7°С или даже более [*Марков и Величко, 1967*].

В миоцене же происходит кардинальная перестройка структурно-тектонического плана континентальных окраин в Арктике и Субарктике, как и многих других областях Земли, и возникает циркумполярная морфоструктура арктического шельфа. Северный Полярный океан оказывается в «ловушке» окружающих его материков, связи со смежными океанами существенно сокращаются, чем и обусловлено, скорее всего, начало процесса его интенсивного выхолаживания. Несмотря на то, что он в миоцене находился в основном в регрессивной фазе развития, в отдельные этапы и на определенных территориях отмечаются трансгрессии арктических морей, когда они распространялись на прибрежные равнины, где фиксируются морские отложения соответствующего возраста. В частности, нижне- среднемиоценовые лагунно-морские суглинки с прослоями лигнитов, распространенные на северном побережье Чукотки, содержат включения крупного обломочного материала в виде хорошо окатанной гальки, происхождение которой связано скорее всего с ледовым разносом [*Данилов, 1980*].

Следовательно, есть основания считать, что в Арктике в первой половине миоцена существовал морской ледовый покров, имевший, вероятно, на первых этапах сезонный, а затем устойчивый характер. Например, криогенные обстановки осадконакопления зафиксированы в среднем миоцене на острове Миддлтон близ тихоокеанского побережья Аляски: здесь развиты толщи ледово- или даже ледниково-морских отложений, мощность которых достигает огромной величины - 1181 м, а абсолютный возраст равен 13.6-12.7 млн. лет [*Данилов и Шило, 1998*]. Близкий возраст (12-10 млн. лет) имеют наиболее древние ледниковые отложения в горах Аляски [*Armentrout et al., 1978*].

Для второй половины миоцена имеются многочисленные данные о существенном похолодании климата в арктических и субарктических регионах. В горах южной Аляски, например, установлены морены, переслаивающиеся с лавами, возраст которых

надежно датирован калий-аргоновым методом. Ледниковые события отвечают интервалам времени 9-8 и 7-5 млн. лет назад [*Armentrout et al., 1978*]. В морских отложениях северного побережья Чукотки, возраст которых, согласно микропалеонтологическим данным, увязанным с зональной стратиграфической шкалой Северо-Тихоокеанского пояса, составляет 11.5-10.5 (или 8.9-8.4) млн. лет, установлены криофильные виды диатомей, входящие в состав криопелагических биоценозов морских льдов, а также в ледово-неритический комплекс [*Полякова, 1997*]. Это прямые свидетельства ледовитости и холодноводности арктических морей во второй половине миоцена.

В западном, приатлантическом секторе Северного Ледовитого океана (Норвежско-Гренландский бассейн) материал ледового разноса обнаружен непосредственно в донных отложениях верхнемиоценового возраста, причем первый максимум концентрации этого материала датируется интервалом 9.5-7.0 млн. лет назад и связывается с раскрытием пролива Фрама и возникновением холодного Восточно-Гренландского течения [*Thomas & Thiede, 1991*]. В это же время предполагается установление постоянной связи между Северной Атлантикой и Норвежско-Гренландским бассейном, откуда в первую очередь начали поступать глубинные холодные воды. Иными словами, на рубеже среднего и позднего миоцена начинается активный водообмен между Арктическим и Атлантическим океанами.

ПЛИОЦЕН-ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ АРКТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

На рубеже миоцена и плиоцена фиксируется так называемый мессинский кризис в истории Мирового океана, когда произошло максимальное эвстатическое понижение его уровня за весь кайнозой, которое оценивается величиной до 350-500 м. Данное событие привело к осушению арктического шельфа, резкому увеличению степени изоляции центральной глубоководной части Полярного бассейна (рис. 2), а следовательно и его выхолаживанию.

Из анализа схемы (см. рис. 2) следует, что к рубежу миоцена и плиоцена арктическая материковая окраина приобрела современные очертания в виде кольцевой циркумполярно ориентированной структуры. С этого момента ее развитие как единого образования определяли крупноамплитудные колебательные планетарные неотектонические движения, которые и контролировали чередование фаз трансгрессивного и регрессивного развития арктических морей [*Данилов, 1982; Данилов и Шило, 1998*]. Этих фаз выделено три. Первая - регрессивная, о ней частично сказано выше. Следующая - трансгрессивная - отвечает второй половине плиоцена и эоплейстоцену. Наконец, третья - в целом регрессивная соответствует плейстоцену в его минимальном объеме (0.7-0.8 млн. лет). На фоне наиболее крупных колебательных ритмов первого ранга проявлялись более мелкие, которыми обусловлены меньшие по времени проявления и амплитуде трансгрессии и регрессии арктических морей.

Первая, регрессивная фаза высокого ранга выразилась, как уже сказано, в практически полном осушении арктического шельфа, развитии в его пределах денудационных равнин и глубоком их эрозионном расчленении. Масштабы регрессии в различных в структурно-тектоническом отношении регионах не были одинаковы. В Баренцевом и Карском морях днища древних палеодолин достигали глубин 350-400 м, и возможно более, в морях Лаптевых, Восточно-Сибирском, Чукотском порядка 100-150 м [*Данилов, 1980; 1982*]. Реконструкции наиболее древней речной сети на арктическом шельфе отражают высокую степень его расчленения в это время.

Осушение шельфовой периферии Арктического океана, составляющей более половины его площади, привело к почти полной изоляции центральной глубоководной области, в которой вследствие этого сформировался устойчивый покров многолетних паковых морских льдов. Результаты изучения этой части современного бассейна свидетельствуют, что начиная с не менее чем 5-6 млн. лет назад в донные осадки здесь регулярно поступал наряду с хорошо отмученным тонкодисперсным, что естест-

венно, более крупный обломочный материал ледового разноса (вплоть до гальки и валунов), т.е. Северный Полярный океан становится Ледовитым [*Кларк и Моррис, 1984*].

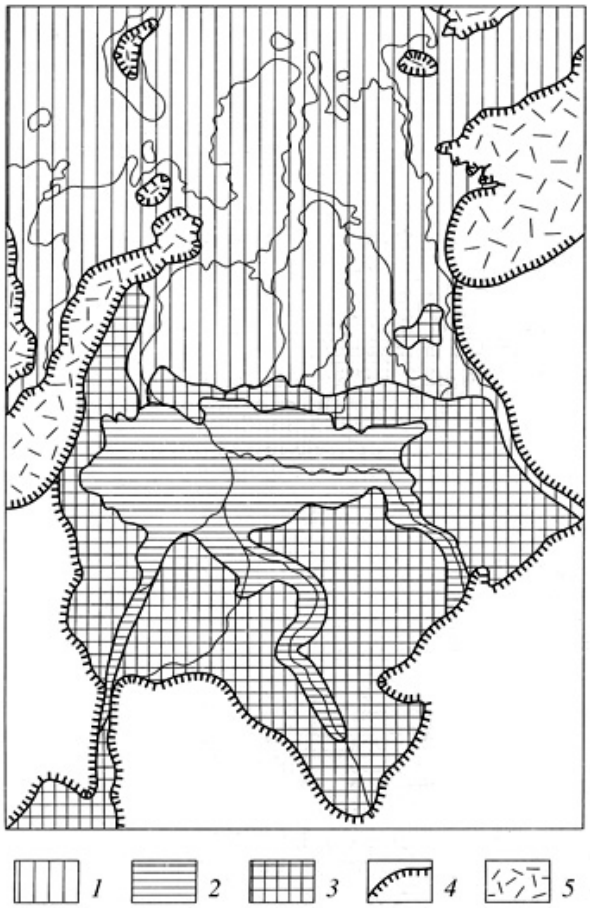

Рис. 3. Морские и подпрудные солоноватоводные и пресноводные водоемы на территории Западной Сибири и Печорской низменности в эпоху плиоцен-эоплейстоценовой трансгрессии (по [7]): *1* – морские бассейны; *2* – подпрудные бассейны; *3* – область мелководий и прибрежной озерно-аллювиальной седиментации; *4* – граница вероятного распространения ледниковых покровов; *5* – граница южных пределов бассейнов.

На побережьях арктических морей в раннем плиоцене уже были распространены толщи постоянно мерзлых пород. Подтверждение этому - факт наличия грунтовых псевдоморфоз по полигонально-жильным льдам в нижнеплиоценовых аллювиальных галечниках, выполняющих древние, ныне погребенные долины на побережье Чукотского моря [*Данилов, 1980*].

Вторая, трансгрессивная фаза соответствует нисходящей ветви колебательно-тектонического ритма первого ранга, время ее проявления от ~3.0 до 0.7-0.8 млн. лет назад. Арктические моря заливают территорию современного шельфа и палеошельфа (см. рис. 2), т.е. распространяются в пределы прибрежных морских равнин до современных абсолютных отметок 200-250 м. Именно таковы высоты залегания морских отложений соответствующего возраста в Печорской низменности, на севере Западной Сибири и в пределах Северо-Сибирской равнины. Указанные регионы затапливались таким образом морем почти целиком, южнее морских располагались солоновато-водные и пресноводные подпрудные водоемы (рис. 3). Меньшие масштабы имели трансгрессии позднего плиоцена и эоплейстоцена на прибрежных равнинах Чукотки и особенно на приморских низменностях северо-востока Сибири.

Вследствие увеличения количества выпадавших атмосферных осадков не исключено, что на окружавших морские бассейны горных территориях в высоких широтах (Полярный Урал, горы Путорана, северо-восток Сибири) существовали ледники. Продуцируемые ими айсберги, наряду с морскими льдами, поставляли в донные осадки крупнообломочный материал. Морские отложения имеют преимущественно тонкодисперсный состав (глины, суглинки, алевриты), но практически по всему разрезу содержат включения гравия, гальки и валунов, что подтверждает вывод о перманентной ледовитости арктических морей на всем рассматриваемом этапе [*Данилов, 1982; Данилов и Шило, 1998; Кларк и Моррис, 1984* и др.].

Вместе с тем столь масштабная трансгрессия, несомненно, расширила связи Арктического океана со смежными бассейнами, откуда увеличилось поступление теплых вод, в результате чего повысилась температура местной приповерхностной водной массы и ледовый покров имел меньшую площадь, чем в настоящее время. Это обстоятельство способствовало увеличению испаряемости с поверхности морей и увлажнению климата.

Расширение связей Арктического океана со смежными имело помимо отмеченного и противоположное следствие: усилился приток холодных вод в южные водоемы, что ухудшило термическое состояние их водных масс. Благодаря увеличившимся

связям происходил активный обмен фауной между Тихим, Арктическим и Атлантическим океанами. В рассматриваемую трансгрессивную фазу северные (бореальные) виды морской фауны проникают в Средиземное море. Известно, что в калабрии (возраст 1.8-0.8 млн. лет назад) присутствуют такие бореальные виды моллюсков как *Cyprina* (Arctica) *islandica L.,* южная граница современного обитания которого проходит в Бискайском заливе на 44.5° с.ш. Смещение этой границы на 8.5° по широте к югу (до 36° с.ш.) свидетельствует о понижении температуры поверхностных вод примерно на 5°С [*Марков и Величко, 1967*]. Вероятно, в интервале времени от 3 до 0.7-0.8 млн. лет назад было несколько фаз экспансии морской бореальной фауны на юг.

Одна из этих фаз связана, по-видимому, с акчагыльской трансгрессией Каспия. Рядом авторов предполагается его соединение в это время через долины Камы и Печоры с Прабаренцевым морем и через Арал-Тургайский пролив-долину Иртыша и Оби с Пракарским морем [*Геологическое…, 1984; Данилов, 1982; Данилов и Шило, 1998; Ковалевский, 1996* и др.]. Идея о том, что трансгрессии Северного океана и Каспия в течение более или менее значительной части плиоцена почти достигали друг друга на востоке европейской части России высказана еще А.П. Карпинским в «Очерках геологического прошлого Европейской России», вышедших в свет в конце прошлого века (1883-1894 гг.). Впоследствии гипотезу о соединении Арктического и Акчагыльского бассейнов активно развивал С.А. Ковалевский [*1996*], показавший, что многие ископаемые виды моллюсков, фораминифер и остракод в морских отложениях севера европейской части России близки или даже тождественны ископаемым видам из акчагыльских отложений. Данная гипотеза объясняет загадку внезапного широкого расселения своеобразной морской акчагыльской фауны Каспия, которая «ворвалась» в него из-за «завесы» нижележащей «немой» продуктивной толщи и затем исчезла также неожиданно, как и появилась.

Также вполне вероятно допущение о том, что в рассматриваемую трансгрессивную фазу через обширный ингрессионный залив в долине Енисея, распространявшийся почти до устья Ангары, отдельные представители морской фауны арктического происхождения проникли в оз. Байкал (байкальский омуль, тюлень и др.), где сохранились в виде реликтов-эндемиков по настоящее время.

Изложенные представления иллюстрирует схема (рис. 4), на которой отражена палеореконструкция морских и подпрудных опресненных бассейнов на севере Евразии и Северной Америки, возникших под влиянием позднеплиоценовой трансгрессии Арктического океана, а также показаны (по [*Golikov & Scarlato, 1989*]) современные биогеографические регионы, провинции, сектора и пути миграции морской фауны в настоящее время и в неогене. Анализ закономерностей географического распространения комплексов фауны в настоящем и прошлом приводит авторов к однозначному выводу о связи Акчагыльского бассейна Каспия с арктическими морями, которые соединялись в это время также и с Балтийско-Североморским бассейном.

Третья, в целом регрессивная фаза соответствует «классическому» плейстоцену в его минимальном объеме времени (последние 0.7-0.8 млн. лет). Она характеризуется общей тенденцией к поднятию арктической материковой окраины, на фоне которой четко проявлялись колебательно-тектонические ритмы более низкого ранга, амплитуда и продолжительность которых закономерно уменьшались во времени, что привело к формированию лестницы опускающихся к морю и все более молодых по возрасту террас и террасовидных уровней рельефа на приморских равнинах севера Евразии и Северной Америки.

Региональные различия сказывались и на данном этапе развития периферии Арктического океана. В западном, Карско-Баренцевоморском секторе арктического шельфа и палеошельфа Евразии амплитуда колебательных движений как первого, так и второго порядка были максимальными, чем обусловлено широкое площадное развитие на приморских равнинах комплекса хорошо выраженных уровней морского аккумулятивного рельефа и морских террас

на абсолютных высотах от 200-220 до 5-10 м. Они вложены в наиболее высокий, также аккумулятивный уровень на абсолютных высотах 240-250 м, который слагают породы позднеплиоцен-эоплейстоценового возраста.

Данный тип низменных, аккумулятивных, тектонически стабильных побережий назван акад. К.К. Марковым [*Марков и Величко, 1967*] Западно-Сибирским, или Нидерландским, в отличие от тектонически нестабильного Средиземноморского аккумулятивно-абразионного типа, который также испытал в плейстоцене преимущественную тенденцию к поднятию и для которого характерна лестница нисходящих по высоте все более молодых террас. Самая высокая из них (около 180 м над уровнем моря) - калабрийская - чаще всего датируется эоплейстоценом (1.8-0.8 млн. лет назад) или плиоценом. Следовательно, в условиях аккумулятивных арктических равнин, тектонически стабильных, возраст аналогичных и более высоких уровней рельефа не может быть моложе, что подтверждает датировку времени формирования слагающих их толщ поздним плиоценом-эоплейстоценом. На основе изучения морских террас Средиземноморья, которые «чем ниже - тем моложе», Ф. Цейнером еще в 1959 г. был сделан вывод о направленном понижении уровня Мирового океана в плейстоцене вследствие погружения его дна. Представляется, что этот процесс сочетался, как и в миоцене, с общим поднятием континентов и затопленных морем их пенепленизированных окраин, т.е. шельфов.

В Лаптевско-Восточно-Сибирском секторе арктического шельфа и палеошельфа Евразии общее вздымание континентальной окраины в плейстоцене и проявившиеся на его фоне колебательные тектонические движения второго порядка, как и в западном секторе, нашли отражение в ярусности и террасированности аккумулятивного рельефа приморских равнин, а также донного рельефа современных морей [*Данилов и Власенко, 1999*]. Однако абсолютная высота уровней на равнинах не превышает 100 м, и сложены они преимущественно осадками континентального и прибрежно-морского происхождения: аллювиальными, озерно-аллювиальными, дельтовыми, ваттово-лайдовыми, лагунными и т.д.

Как следует из вышесказанного, в плейстоцене шло направленно-циклическое понижение относительного уровня Арктического океана, которое достигло максимума в его конце (18-20 тыс. лет назад). Согласно многочисленным данным относительный уровень Мирового океана понижался в целом ряде регионов на 110-127 или даже 169-174 м [*Селиванов, 1996*]. Эта регрессия, как и предыдущие, привела к увеличению степени изоляции Арктического океана и образованию в его центральной (неосушенной) части практически сплошного устойчивого ледового покрова повышенной толщины (по разным оценкам от 15 до 500 м и более), который по периферии переходил в далеко продвинувшуюся на север (в Восточно-Сибирском секторе на 500-700 км) сушу. Таким образом, практически в один «климатический» суперматерик сливались Северная Америка, постоянно Ледовитый Полярный океан и Евразия. В Арктике и прилегающих территориях возникала огромная область охлаждения - «Арктида», для которой помимо низких температур свойственна была континентальность и аридность климата [*Данилов, 1996; Данилов и Шило, 1998*].

В этих условиях на осушенных пространствах шельфа и приморских равнинах происходило активное промерзание горных пород. Согласно нашим оценочным расчетам, мощность мерзлых толщ здесь могла достигать 1000-1500 м и более [*Данилов, 1996*]. Под отепляющим воздействием морских вод в ходе последующей позднеплейстоцен-голоценовой трансгрессии она сократилась. В настоящее время максимальная мощность реликтовых мерзлых пород на арктическом шельфе зафиксирована бурением в море Бофорта в районе устья р. Маккензи и составляет 500-700 м [*Taylor et al., 1996*].

На основе наших расчетных данных мощность субмаринных мерзлых толщ в восточном секторе арктического шельфа Евразии (моря Лаптевых и Восточно-Сибирское) с учетом широты местности и

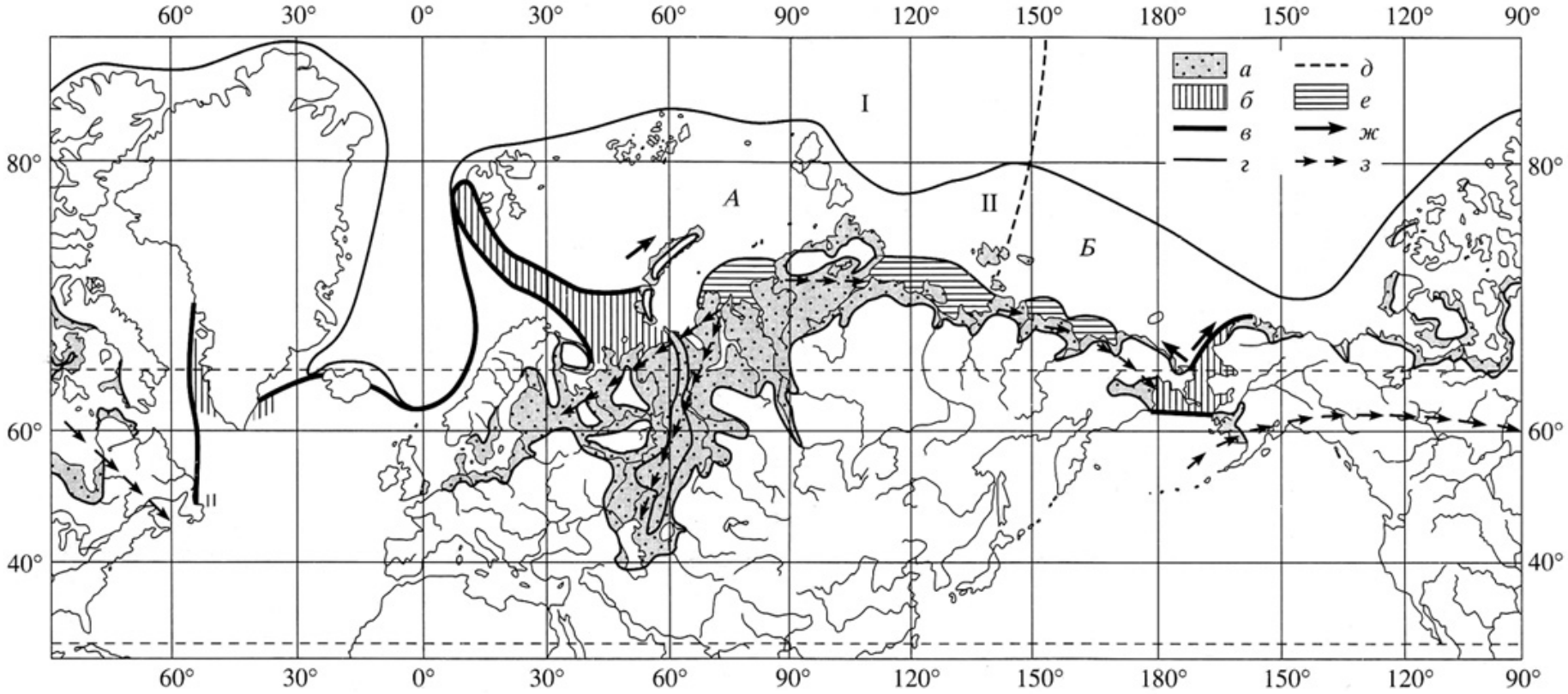

Рис. 4. Схема распространения на континентах Северного полушария морских и солоноватоводных бассейнов в плиоценовую трансгрессию Арктического океана, а также деления его и смежных бассейнов на биогеографические регионы с показом путей миграции морской фауны (по [15]): *а* – подпрудные определенные бассейны; *б* – экозона между арктическим и бореальным регионами; *в* – границы между биогеографическими регионами; *г* – границы между провинциями; *д* – границы между секторами; *е* – эстуарная Арктическая провинция ; *ж* – современные пути миграции; *з* – древние (неогеновые) пути миграции; глубоководная (I) и шельфовая (II) Арктические провинции в Евразийском (*А*) и Амеразийском (*Б*) секторах.

внутриземного теплового потока колеблется от 450-500 м в прибрежной части до 100-200 м на внешней кромке шельфа. В западном секторе (моря Карское и Баренцево) современные субмаринные мерзлые толщи имеют максимальную прогнозную мощность порядка 200-300 м.

ВЫВОДЫ

На основе вышеизложенного можно сделать следующие основные выводы. Главной причиной природных геоэкологических изменений в Арктике и Субарктике в позднем кайнозое явились трансгрессивно-регрессивные циклы развития циркумполярно ориентированной, кольцевой структуры материковой окраины. Эти циклы имели колебательно-тектоническую природу и обусловливали степень изоляции Арктического океана, определяя термическое состояние его вод и степень ледовитости.

В трансгрессивные этапы связи Арктического океана со смежными усиливались, осуществлялся активный обмен фауной между ними, улучшалось термическое состояние приповерхностных водных масс, уменьшалась степень ледовитости водоема, но одновременно увеличивалась испаряемость с его поверхности и, как следствие, влажность климата прилегающих территорий, что способствовало развитию наземного оледенения в горных регионах в высоких широтах.

Восходящие колебательные движения материковой окраины, сочетавшиеся с общим погружением океанического дна, приводили к увеличению степени изоляции Арктического океана, ухудшению термического состояния его приповерхностных вод, возрастанию степени ледовитости, осушению шельфа и увеличению площади арктической суши, в результате чего возрастало общее охлаждающее влияние Арктики на континенты Северного полушария, а следовательно, и глобальный климат планеты в целом.

В плейстоцене шло циклически-направленное понижение относительного уровня Арктического океана, которое достигло максимума, когда обширные осушенные территории шельфа вместе с устойчивым ледовым покровом центральной части водоема образовывали огромную область охлаждения - своеобразный суперматерик «Арктиду», климат которого помимо суровости характеризовался аридностью. Поэтому на основной части суши в данной области развивалось подземное, а не наземное оледенение. Последнее концентрировалось по ее периферии в тех в основном горных и возвышенных регионах, куда проникали влажные океанические воздушные массы.

На основе изложенных выше закономерностей может быть дан следующий нетрадиционный прогнозный сценарий. В случае прогрессирующего глобального потепления климата уменьшится степень ледовитости арктических морей, это приведет к увеличению испаряемости с их поверхности, возрастанию количества выпадающих атмосферных осадков (в том числе и зимних) и не деградации, а аградации наземного оледенения в Арктике и Субарктике.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 98-05-64340).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Геологическое строение СССР* и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 9. Моря Советской Арктики. Л.: Недра, 1984. 280 с.

2. *Данилов И.Д.* Кайнозой арктического побережья Чукотки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 6. С. 53-62.

3. *Данилов И.Д.* Проблема соотношения оледенений и морских трансгрессий в позднем кайнозое // Водные ресурсы. 1982. № 2. С. 119-135.

4. *Данилов И.Д.* Арктический шельф в последнюю криогенную эпоху позднего плейстоцена // Мат-лы первой конференции геокриологов России. М.: Изд-во МГУ, 1996. С. 24-33.

5. *Данилов И.Д.* Криогенная экосистема Арктического бассейна // Геоэкология. 1997. № 5. С. 3-15.

6. *Данилов И.Д., Власенко А.Ю.* Геоэкологическая модель развития криолитозоны Восточно-Сибирского сектора Арктического шельфа // Геоэкология. 1999. № 1. С. 5-14.

7. *Данилов И.Д., Шило Н.А.* Трансгрессивно-регрессивные циклы развития Арктического океана в позднем кайнозое // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1998. Т. 6. № 6. С. 92-100.

8. *Кларк Д.Л., Моррис Т.В.* Типы кайнозойского осадконакопления в связи с историей развития Северного Ледовитого океана: район от Канадского бассейна и Альфа-Чукотского хребта до хребта Ломоносова // 27-й Межд. геол. конгресс. Доклады. Т. 4. Геология Арктики. М.: Наука, 1984. С. 146-150.

9. *Ковалевский С.А.* Место и значение акчагыла в стратиграфии четвертичных отложений Русской равнины // Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. геол. 1996. Т. XXVI. С. 84-94.

10. *Марков К.К., Величко А.А.* Четвертичный период. Т. III. Материки и океаны. М.: Недра, 1967. 440 с.

11. *Полякова Е.И.* Арктические моря Евразии в позднем кайнозое. М.: Научный мир, 1997. 146 с.

12. *Северный Ледовитый* и Южный океаны. Сер. География Мирового океана. Л: Наука, 1985. 501 с.

13. *Селиванов А.О.* Изменения уровня Мирового океана в плейстоцене-голоцене и развитие морских берегов. М.: Ин-т водных проблем РАН, 1996. 268 с.

14. *Armentrout J., Echols R., Nash K.* Late Miocene climatic cycles of the Yakataga Formation, Robinson Mountans, Golf of Alaska area // Correlation of Tropical trough High Latitude Marine Neogene Deposits of the Pacific Basin. Stanford, 1978. V. 29. P. 3-4.

15. *Golikov A.N., Scarlato O.A.* Evolution of Arctic Ecosystems during the Neogene Period // The Arctic Seas. Ed. Y. Herman. New York: Van Nostrand Reinhold Company. 1989. P. 257-279.

16. *Hummel J.R., Reck R.A.* A global surface albedo model // J. Appl. Meteorology. 1979. V. 18. P. 239-253.

17. *Spielhaus A.* Equal area map of the world, EOS Trans // Amer. Geophys. Union. 1983. V. 64. № 14. P. 1.

18. *Taylor A.E., Dallimore S.R., Judge A.S.* Late Quaternary history of the Mackenzie-Beafort region, Arctic Canada, from modelling of permafrost temperatures. 2. The Mackenzie Delta-Tuktoyktuk Coastlands. National Research Council Canada. 1996. V. 33. № 1. P. 62-71.

19. *Thomas C.W.*, *Thiede J.* History of terrigenous sedimentation during the past 10 v.y. in North Atlantic (ODP Legs 104 and 105 and DSDP Leg 81) // Marine Geology. 1991. V. 101. P. 83-102.

20. *Zonenshain L.P., Natapov L.M.* Tectonic history of the Arctic region from the Ordovician through the Cenozoic // The Arctic Seas. Ed. Y. Herman. New York: Van Nostrand Reinhold. 1989. P. 829-862.

Ссылка на статью:

Данилов И.Д., Власенко А.Ю., Луковкин Д.С. **Формирование криогенной экосистемы Арктического океана.** Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2000. № 3, с. 197-206.