

ГЕОМОРФОЛОГО-ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ВОСТОЧНОСИБИРСКОГО СЕКТОРА АРКТИЧЕСКОГО ШЕЛЬФА И ЕГО РАЗВИТИЕ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ-ГОЛОЦЕНЕ¹

Введение

Современный рельеф и вечная мерзлота арктического шельфа формировались в плейстоцене и голоцене при периодической смене морских и континентальных обстановок. В особенности это положение относится к восточносибирскому сектору арктического шельфа, поскольку находящиеся в его пределах моря – Лаптевых, Восточно-Сибирское – отличаются мелководностью и при понижении их уровня всего на 30–50 м осушались практически полностью. В результате арктическая суша продвигалась на север на 600–700 км, что не могло не сказаться на общей палеогеографической ситуации. И наоборот, достаточно незначительного повышения уровня моря для того, чтобы были затоплены огромные пространства суши.

Общепринято положение, согласно которому образование находящихся ныне в подводных условиях многолетнемерзлых пород в широких масштабах происходило в этапы регрессий и полного или частичного осушения материковой окраины. Смена субаэральной среды субаквальной в этапы трансгрессий обуславливала активную деградацию мерзлых толщ как за счет теплопотоков снизу, из недр Земли, так и сверху, из придонных вод. Основные толщ мерзлых пород, распространенные в настоящее время на арктическом шельфе, с этих позиций, являются реликтивными. Главные этапы их формирования соответствуют зырянской (ранневюрмской) и сартанской (поздневюрмской) регрессиям позднего плейстоцена, а частичная деградация – каргинской (средневюрмской) и фландрской (с максимумом в середине голоцена) трансгрессиям.

В зависимости от палеореконструкций масштабов регрессий, времени их проявления, амплитуд колебания относительного уровня моря, температуры воздуха и площади поверхности осушенных территорий, рассчитываются параметры толщ мерзлых пород соответствующего возраста, которые являются существенно различными. Также весьма отличаются друг от друга величины степени деградации этих толщ в трансгрессивные этапы в зависимости от принимаемых для расчетов характеристик и времени существования морских водоемов прошлого.

Выполненное нами исследование истории формирования рельефа и мерзлых толщ восточного сектора арктического шельфа Евразии, включая компьютерное моделирование, базируется прежде всего на материалах по Восточно-Сибирскому, а также смежным морям. Для повышения достоверности расчетов мощности, температуры и площади распространения многолетнемерзлых пород на шельфе необходим анализ геоморфологической ситуации в его пределах. Особое значение имеет выявление подводных уровней рельефа и оценка продолжительности их нахождения в осушенном и затопленном состояниях с тем, чтобы оценить время промерзания пород в эпохи регрессий и оттаивания в эпохи трансгрессий. Кроме того, на интенсивность процессов промерзания и оттаивания влияет внутриземной тепловой поток, величины которого определяются геолого-тектоническим строением территории. Таким образом, решение мерзлотных задач – это в значительной степени геолого-геоморфологическая проблема.

Геолого-тектоническое строение шельфа Восточно-Сибирского моря

Современные представления о геолого-тектоническом строении восточносибирского шельфа основываются, главным образом, на интерпретации данных геофизических исследований, так как буровые работы проводились лишь на побережье или в мелководных акваториях. О литологическом составе пород, слагающих дно морей, можно судить преимущественно по результатам исследований строения разрезов вблизи побережий.

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 98–05–64340).

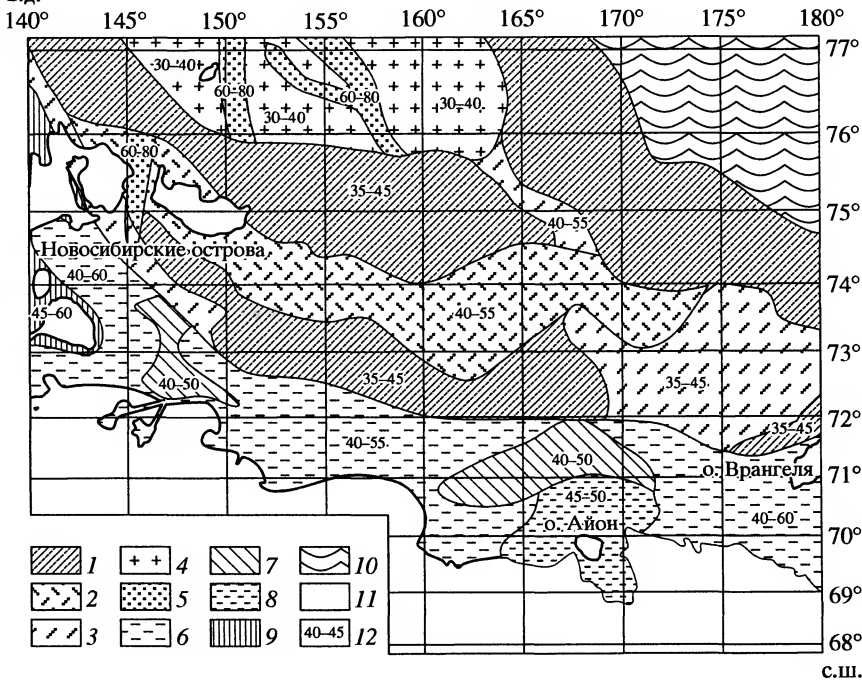


Рис. 1. Схема структурно-тектонического строения дна Восточно-Сибирского моря [по 1, упрощенная] с вероятными значениями внутриземного теплового потока [по 3]

Окраинно-материковая плита и ее элементы: 1 – прогибы; 2 – погребенные гряды; 3 – седловины и структурные террасы; 4 – погребенные блоково-сводовые поднятия; 5 – рифтогенные желоба и грабены. Предгорные депрессии и их элементы: 6 – периферийная тектоническая депрессия, 7 – горсты (выступы оседания), 8 – унаследованные прогибы и впадины; 9 – киммерийский складчатый комплекс; 10 – континентальный склон; 11 – суша; 12 – значения внутриземного теплового потока, мВт/м²

Шельф Восточно-Сибирского моря находится в области устойчивого прогибания восточносибирской окраинно-материковой плиты. Интерпретация материалов гравиметрических и магнитометрических съемок в свете палеотектонических реконструкций, опирающихся на данные по геологии островов и обрамляющей суши, позволяет наметить области с разновозрастным складчатым фундаментом и выделить в составе чехла два структурных этажа. С помощью экстраполяции данных сейсмических исследований (главным образом соседних акваторий) для структурных этажей чехла предлагается более дробная схема их расчленения [1].

Нижний структурный этаж объединяет толщи позднепротерозойско-раннемелового возраста. В его составе выделяются верхнепротерозойско-среднепалеозойский, верхнепалеозойско-среднеюрский и верхнеюрско-нижнемеловой структурные подэтажи. Верхнепротерозойско-среднепалеозойский структурный подэтаж представлен сочетанием терригенных, карбонатных и терригенно-карбонатных толщ (известняки, доломиты, алевролиты, аргиллиты), общая мощность более 10 км. Верхнепалеозойско-среднеюрский структурный подэтаж – это алевролиты и аргиллиты (в том числе углистые), глины, песчаники, известняки, покровы средних и основных эффузивов (мощность до 3,5 км). Верхнеюрско-нижнемеловой подэтаж – алевролиты, аргиллиты, глины, кварц-полевошпатовые и полимиктовые песчаники (мощность до 1 км).

Верхний структурный этаж – породы позднемелового и кайнозойского возраста: глины, алевролиты, пески с прослоями галечников, бурых углей, торфов (мощность до 6 км). Из магматических образований следует отметить формацию неогеновых толлитовых базальтов на Новосибирских островах.

Чехол четвертичных отложений в пределах шельфа по результатам сейсмоакустического профилирования подразделяется на три стратиграфо-литологические слоя, начиная от

поверхности дна. Первый (мощность 0,5 м) – водонасыщенные уплотненные современные илы; второй (интервал глубин 0,5 – 5 м) – слабо литифицированные алевроитово-глинистые голоценовые илы. Третий слой (мощность – десятки метров) – достаточно уплотненные дисперсные породы, представляющие смесь песчаных, алевроитовых и глинистых частиц с включениями крупнообломочного материала плейстоценового возраста [2]. Этим отложениям свойственны текстуры, предположительно обусловленные промерзанием пород в эпоху позднелейстоценовой регрессии и оттаиванием в этап последующей трансгрессии.

Структурно-тектоническое строение Восточно-Сибирского шельфа отражено на приводимой схеме (рис. 1). Как уже сказано, основную часть шельфа занимает окраинно-материковая плита, в пределах которой выделяются различные элементы: прогибы, погребенные гряды и блоково-сводовые поднятия, седловины и структурные террасы, рифтогенные желоба и грабены, выполненные толщами осадочных пород повышенной мощности. Вдоль южной окраины моря протягивается полоса предгорных понижений, включающая основную периферийную тектоническую депрессию, унаследованные прогибы и впадины, а также горсты (выступы оседания), сложенные в основном дислоцированными породами кайнозойского возраста.

Данная схема послужила основой для выявления значений внутриземного теплового потока, также показанных на ней. Они определялись путем аналогий с установленными значениями в соответствующих структурно-тектонических элементах на близлежащем побережье [3] и колеблются от 30–40 мВт/м² в древних блоково-сводовых поднятиях до 60–80 мВт/м² в молодых рифтогенных желобах и грабенах.

Рельеф дна и побережий Восточно-Сибирского моря

Восточно-Сибирское море почти целиком расположено в пределах материковой отмели, его северная граница проходит примерно по изобате 200 м, за исключением СВ части, находящейся в области больших глубин континентального склона. Это наиболее мелководный морской водоем среди арктических, на основной его площади преобладают глубины 20–30 м, но средняя глубина больше и составляет 45 м (влияние области континентального склона).

С целью детализации этапов развития шельфа Восточно-Сибирского моря в позднем плейстоцене и голоцене составлена геоморфологическая карта его дна и побережий, основанная на анализе батиметрических карт различного масштаба. На ней выделены отличающиеся по морфологии, глубине (в море) и высоте (на прибрежной суше) геоморфологические поверхности и связанные с ними характерные формы рельефа, отвечающие этапам стабилизации уровня моря в ходе трансгрессий и регрессий позднего плейстоцена и голоцена.

Достаточно четко выявляется поверхность с относительно большими уклонами – переходная область от шельфа к континентальному склону – с двумя уровнями на глубинах 55–50 и 50–45 м. Выше располагается ступенчатая поверхность внешней зоны шельфа, слабо расчлененная поперечными ложбинами, также включающая два уровня на глубинах 45–40 и 40–35 м. В смежном районе моря Лаптевых (в его СВ части) данные уровни имеют характерное строение голоценовых осадков, вскрытых на глубину 117 см [4]. Под слоем приповерхностных глинистых илов с морской микрофауной (фораминиферы) мощностью 25 см с резким несогласием залегают алевроиты и пески с флористическими остатками в виде мелких древесных обломков и растительного детрита, не содержащие раковин фораминифер. По растительным остаткам получены датировки возраста отложений по ¹⁴C, наиболее древняя из которых 18 400 ± 540 лет назад (л. н.).

Основную площадь дна Восточно-Сибирского моря занимает в целом плоская, слабо расчлененная поверхность, в пределах которой выделяются плохо выраженные ступени на глубинах 35–30, 30–25 и 25–20 м. Наконец, прибрежная мелководная зона в интервалах глубин 20–10 и 10–0 м отвечает областям мелководий на месте размытых островов и областям прибрежной аккумуляции, в меньшей степени береговым подводным склонам термоабразионных берегов. Морские отложения, слагающие дно в прибрежной части пролива Санникова (глубина моря 10–20 м) близ северного берега о-ва Мал. Ляховский, имеют возраст (датирование по ¹⁴C) – 10 250 ± 270 л.н. [5]. Для областей аккумуляции в зоне мелководий характерны подводные баровые постройки, окаймляющие восточную и южную части островов Новая Сибирь, Фаддеевский, Земля Бунге, а также отмелье берега между устьями рек Колымы и Индигирки.

Все вышеперечисленные поверхности (за исключением наиболее глубоководной и мелководной) расчленены системой четко выраженных затопленных палеодолин, ориентированных в основном на север. В нижней их части прослеживаются палеодельты, привязанные к уровням, оконтуренным изобатами 55–50, 50–45, 45–40 и 40–35 м. Глубина вреза днищ долин по отношению к разделяющим их плоским поверхностям дна составляет 5–25 м.

Анализ геолого-геоморфологической ситуации и данные геохронологии свидетельствуют, что палеодолины формировались в этап последней позднеплейстоценовой регрессии и продолжали функционировать, постепенно сокращая свою протяженность, и во время последующей трансгрессии. Предполагается, что в регрессивный этап на территории осушенного шельфа накапливались мощные толщи высокольдистых отложений "ледового комплекса", слагающие водораздельные уровни рельефа приморских равнин до абсолютной высоты 60–80 м и пронизанные системой вертикальных полигонально-жилых лудов [6]. Считается, что генезис их аллювиально-пойменный, а процесс избыточной аккумуляции обосновывается законом, установленным Н.И. Маккавеевым. Согласно ему аллювиальные (но не пойменные, а в основном русловые) отложения большей, чем "нормальная", мощности могут накапливаться не только в этапы трансгрессий (как обычно), но также и в регрессивные этапы при условии, что уклон осушившегося морского дна меньше уклона впадавших в него рек. Наличие на морском дне четко выраженных и достаточно глубоко врезанных позднеплейстоценовых палеодолин ставит под сомнение данную гипотезу. Анализ геоморфологической ситуации показывает, что верхнеплейстоценовый аллювий мог быть приурочен лишь к относительно узким днищам палеодолин. Он "вложен" в разделяющие их плоские пространства, в пределах которых и предполагается накопление аллювиально-пойменных осадков повышенной мощности (в среднем 40–60 м).

На побережье и островах Восточно-Сибирского моря выделяются низкие голоценовые морские террасы абсолютной высотой до 10–12 м и дельты в устьях крупных рек; морская и лагунно-морская каргинская терраса с преобладающими абсолютными высотами поверхности 20–30 м, аккумулятивные равнины (едомы), сложенные породами "ледового комплекса" и, наконец, преимущественно денудационный рельеф возвышенного и низкогогорного обрамления равнин. Особо следует подчеркнуть факт наличия морских аккумулятивных террас каргинского и голоценового возраста в пределах низменных равнин, что свидетельствует о более высоком, чем современный, положении относительного уровня моря во время их формирования.

Данные о поддонной мерзлоте Восточно-Сибирского шельфа

Факт наличия мерзлых пород на дне Восточно-Сибирского моря и смежного с ним моря Лаптевых известен давно, они обнаружены в прибрежной мелководной зоне, в проливах, заливах и губах [5, 7–10]. Анализ буровых данных свидетельствует о том, что кровля мерзлых пород залегает у поверхности дна (обычно на участках его размыва) под мало-мощным (0,5–2,0 м) слоем неконсолидированных осадков, нередко она находится на глубине 10–20 м, максимумом – 70–100 м. Вскрытые бурением породы представлены льдистыми алевритами, суглинками, глинами с характерной сетчатой или решетчатой криотекстурой, возникающей обычно при промерзании тонкодисперсных отложений сверху вниз в условиях суши. Кроме того, встречены пласты слоистого (за счет прослоев терригенного материала) льда и ледогрунта вскрытой мощностью до 20 м, залегающие на глубинах до 100 м от поверхности дна.

К сожалению, даже в прибрежных зонах мерзлые толщи не вскрыты на всю их мощность. Представление о возможной мощности мерзлых толщ на шельфе дают сведения по прибрежным равнинам (в скобках указана температура мерзлых пород): близ устья Индигирки – 500–700 м (–9 ÷ –11°C); район устья Колымы – до 600 м (–8 ÷ –10°C); Чаунская губа – 300–500 м (–5 ÷ –7°C); восточная часть Новосибирских островов 600–700 м (–13°C). Для сравнения можно отметить, что в близком по природным характеристикам море Бофорта в районе дельты р. Маккензи, где мерзлые, содержащие лед породы зафиксированы бурением и геофизическими исследованиями, мощность их составляет 500–700 м, они имеют сплошное распространение до внешней границы шельфа, то есть до глубин 200 м [11].

Отсутствие в районе восточносибирского сектора арктического шельфа фактических данных по мощности и характеру распространения подводной мерзлоты обусловило попытки определить их путем моделирования. Однако результаты его весьма противоречивы. Например, для относительно хорошо изученного в геокриологическом отношении

моря Лаптевых получены следующие максимальные значения расчетных мощностей мерзлых донных пород на основной площади акватории: по [9] – до 290 м, мерзлота имеет островное современное распространение, а по [5] мощности мерзлоты – 1000–1100 м при практически сплошном распространении. На этом попытке установить истинную картину не закончились, этому посвящена и настоящая статья.

Модель развития восточносибирского сектора арктического шельфа

При построении палеогеокриологических моделей эволюции арктического шельфа важнейшее значение имеет выделение этапов его трансгрессивного и регрессивного развития, т.е. затопления водами моря и последующего осушения. Анализ геолого-геоморфологического материала по строению прибрежных равнин и восточносибирского шельфа позволил построить кривую колебания относительного уровня расположенных в его пределах морей в позднем плейстоцене и голоцене, выделив в ней колебательно-тектоническую и гляциоэвстатическую составляющие (рис. 2). При этом использовался следующий методический прием.

Исходными для анализа были данные по абсолютной высоте залегания морских отложений казанцевской трансгрессии в пределах относительно тектонически стабильных аккумулятивных равнин. На приморских низменностях северо-востока Сибири она составляет 40–60 м (до 70 м). Отложения имеют площадное распространение, следовательно, объяснять фиксируемую высоту их залегания проявлением локальных неотектонических движений нет оснований, вероятной представляется связь с колебательными (эпейрогеническими) неотектоническими движениями материковых окраин глобального характера [12].

Установлено и общепризнано, что в первое позднплейстоценовое – микулинское – межледниковье (эемская трансгрессия в Западной Европе, бореальная на севере Русской равнины, казанцевская в Сибири) уровень Мирового океана за счет гляциоэвстатического эффекта превышал современный не более чем на 10 м [13, 14]. Если не подвергать сомнению связь повышения абсолютного уровня Мирового океана в начале позднего плейстоцена с частичным уменьшением объема ледников по сравнению с современным, то соотношение гляциоэвстатического и тектонического факторов природы трансгрессий на равнинных побережьях в восточном секторе арктического шельфа Евразии составляет в среднем 1:5.

Нет оснований отрицать возможность аналогичного подхода к расчленению суммарной величины понижения уровня моря в этапы регрессивного развития арктического шельфа. Согласно нашим палеорекострукциям и оценкам возможных параметров оледенения материков Северного полушария в конце позднего плейстоцена, площадь оледенения превышала современную на 6 млн. км², а объем – на 7–8 км³, в результате чего понижение уровня Мирового океана могло составить величину порядка 20 м [15]. Исходя из этих оценок, в тех районах арктического шельфа, где относительный уровень моря 18–20 тыс. л.н. понижался на 100 м, 20% приходилось на долю гляциоэвстатического фактора, а 80% – тектонического. Данные по геоморфологическому строению восточносибирских морей свидетельствуют о понижении их относительного уровня в конце позднего плейстоцена на 50–55 м. Следовательно, гляциоэвстатический эффект составлял здесь около 40%, а 60% приходилось на долю тектонического.

Дискуссионным является вопрос о времени регрессивных этапов развития шельфа и масштабов его осушения в зырянское и сартанское время. Начало зырянского (валдайского) криохрона датируется различно: либо 100 тыс. л.н. – "Большой вюрм", когда фиксируются соответствующие изотопные стадии в ледяном керне Гренландии и Антарктиды [16], либо 70–80 тыс. л.н. Последняя цифра предпочтительнее, поскольку способ определения доголоценового возраста ледников по скорости их растекания весьма ненадежен, но в то же время имеются данные, что температура поверхностных вод и уровень океана в Северной Атлантике около 80 тыс. л.н. были выше современных [17]. Также неоднозначно интерпретируется время окончания регрессии. Если валдайскую (зырянскую) криогенную эпоху рассматривать как единое целое, то временной интервал ее (от 100 (80) до 10–12 тыс. л.н.) составляет около 70–90 тыс. лет. Если же в соответствии с данными по арктическим морям Евразии соглашаться с выводом о том, что в каргинскую трансгрессию относительный уровень моря был выше современного, то рассмотренный этап подразделяется на два под-этапа: зырянский (80–50 тыс. л.н.) и сартанский (25–10(12) тыс. л.н.), когда относительный

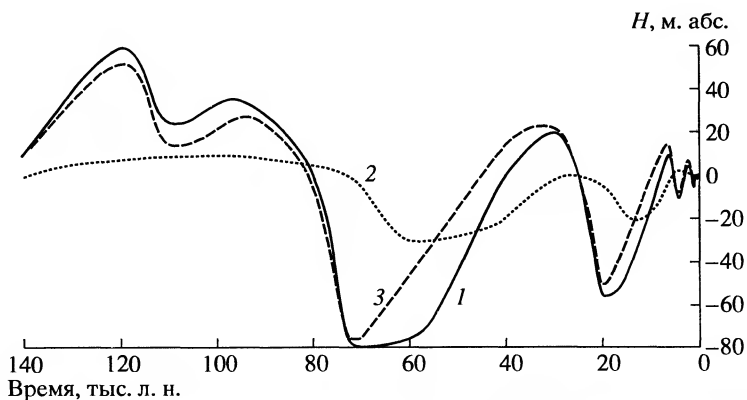


Рис. 2. Кривая колебания относительного уровня Восточно-Сибирского моря в последние 150 тыс. лет
1 — обобщающая кривая, 2 — гляциостатическая составляющая, 3 — тектоническая составляющая

уровень моря был ниже современного. Указанные различия в палеогеографических моделях имеют важное значение для результатов математического моделирования, существенно увеличивая или уменьшая прогнозную мощность современной субмаринной криолитосферы.

Вопрос о величине понижения уровня арктических морей в зырянскую и сартанскую регрессии не менее дискуссионен, чем предыдущие. В настоящее время преобладающей является точка зрения о максимальном понижении уровня Мирового океана в самом конце плейстоцена [14]. Вместе с тем, согласно классическим палеогеографическим схемам (К.К. Марков, В.Н. Сакс, С.А. Стрелков и др.), глубина регрессии была наибольшей в зырянское (ранневалдайское), а не в сартанское (поздневалдайское) время. Данные абсолютного датирования высокольдистых отложений "ледового комплекса" приморских низменностей Северо-Востока Сибири, формирование которых связывается с осушением шельфа в регрессивный этап его развития, свидетельствуют, что основное время их накопления приходилось не только на сартанскую, но также и на зырянскую регрессию [18]. В соответствии с изложенным, амплитуду зырянской регрессии мы принимаем (условно) равной 80 м, а сартанской — 50–55 м. Последние цифры обоснованы надежнее, поскольку, как уже сказано выше, именно до этой глубины четко прослеживаются затопленные формы рельефа на дне морей в восточном секторе арктического шельфа Сибири.

Математическая модель и результаты расчетов

На основе вышеизложенных палеорекопструкций была создана математическая модель развития криолитозоны восточносибирского сектора арктического шельфа Евразии в позднем плейстоцене и проведены компьютерные расчеты. На верхней и нижней границах расчетной области задавались определенные параметры меняющихся природных условий. На верхней границе в этапы осушения — температура пород на глубине слоя ее нулевых годовых колебаний; в этапы затопления — температура придонных вод и грунтов; на нижней — величины внутриземного теплового потока. Внутри расчетной области учитывались литологический состав и теплофизические свойства пород в мерзлом и талом состояниях, их засоленность и температура фазовых переходов вода — лед [8, 9]. Значения внутриземного теплового потока указаны на структурно-тектонической схеме (рис. 1). Литологические типы пород также охарактеризованы выше.

Продолжительность нахождения тех или иных участков шельфа в осушенном или затопленном состояниях определялась в соответствии с приведенной выше кривой колебания относительного уровня Восточно-Сибирского моря и геоморфологической характеристикой его дна: более глубоководные участки шельфа находились в затопленном состоянии более длительное время, чем мелководные (табл. 1).

С учетом общей палеогеографической ситуации и данных изотопно-кислородных исследований [18, 19] понижение температуры мерзлых пород по сравнению с современными ее значениями в зырянское время составляло 8°C, в сартанское 6°C (табл. 2). В модели

Время осушения и затопления уровней рельефа дна Восточно-Сибирского моря

Высота уровней рельефа дна, м.	Регрессии и трансгрессии, тыс. л.н. (в скобках – длительность интервалов, тыс. лет)			
	абс	Зырянская	Каргинская	Сарганская
0 ÷ -10	79-43(36)	43-24(19)	24-9,5(14,5)	9,5-0(9,5)
-10 ÷ -20	78-45(33)	45-23(22)	23-11(12)	11-0(11)
-20 ÷ -25	78-46(32)	46-22,5(23,5)	22,5-12(10,5)	12-0(12)
-25 ÷ -30	78-47(31)	47-22,5(24,5)	22,5-13(9,5)	13-0(13)
-30 ÷ -35	78-48(30)	48-22(26)	22-13,5(8,5)	13,5-0(13,5)
-35 ÷ -40	77-49(28)	49-21,5(27,5)	21,5-14(7,5)	14-0(14)
-40 ÷ -45	76,5-50(26,5)	50-21(29)	21-15(6)	15-0(15)
-45 ÷ -50	76,5-51(25,5)	51-20,5(30,5)	20,5-16(4,5)	16-0(16)
-50 ÷ -55	76-52,5(23,5)	52,5-20(32,5)	20-18(2)	18-0(18)

Таблица 2

Палеотемпература в этапы трансгрессий и регрессий для уровня моря 0 м (современная береговая зона)

Изобата 0 м		Широта, °с.ш.							
		69	71	72	73	74	75	76	77
время, тыс. л.н.	тренд, °С/т.л.	Температура, °С							
		80	-0,8	-11	-13,1	-14,2	-15,3	-16,4	-17,5
70	0,267	-21	-23,1	-24,2	-25,3	-26,4	-27,5	-28,6	-29,7
40*	-0,008	-1,48	-1,48	-1,48	-1,48	-1,48	-1,48	-1,48	-1,48
30*	0,036	-1,4	-1,4	-1,4	-1,4	-1,4	-1,4	-1,4	-1,4
25	-1	-11	-12,1	-13,2	-14,3	-15,4	-16,5	-17,6	-18,7
19	0,545	-17	-18,1	-19,2	-20,3	-21,4	-22,5	-23,6	-24,7
8*	0,025	-1,53	-1,53	-1,53	-1,53	-1,53	-1,53	-1,53	-1,53
7*	-0,043	-1,5	-1,5	-1,5	-1,5	-1,5	-1,5	-1,5	-1,5
5,5	-0,167	-10,5	-11,6	-12,7	-13,8	-14,9	-16	-17,1	-18,2
3*	?0,043	-1,67	-1,67	-1,67	-1,67	-1,67	-1,67	-1,67	-1,67
2	1	-11,5	-12,6	-13,7	-14,8	-15,9	-17	-18,1	-19,2
0		-11	-12,1	-13,2	-14,3	-15,4	-16,5	-17,6	-18,6

Примечание. * – этапы трансгрессий.

учитывалась также широтная зональность, т.е. понижение температуры воздуха при удалении от современного побережья на север (в настоящее время для района Новосибирских островов оно составляет величину порядка 1°С на 100 км). Предполагается, что температура придонных вод в каргинскую и голоценовую трансгрессии варьировала в пределах ее современных значений на основной площади шельфа (от -1,8 до -1,2°С). Результаты моделирования приводятся по трем геоморфологическим зонам дна Восточно-Сибирского моря: прибрежной (глубины 0–20 м), основной шельфовой (глубины 20–40 м) и внешней шельфовой (глубины 40–55 м).

В прибрежной зоне в зырянскую регрессию сформировалась мерзлая толща мощностью от 400 до 650 м (в зависимости от величины внутриземного теплового потока и широты местности). Затопление территории водами каргинского бассейна обусловило деградацию мерзлоты за счет влияния теплообмена с придонными водами сверху (5–10 м) и внутриземного теплового потока снизу (50–150 м). В процессе деградации мерзлых толщ сформировались горизонты охлажденных пород (отложения с солеными поровыми водами, имею-

щие отрицательную температуру, но не содержащие льда) мощностью от 5–10 м сверху до 80 м снизу. Осушение прибрежной зоны в сартанскую регрессию обусловило переход в мерзлое состояние этих горизонтов, температура мерзлого массива понизилась и его мощность в конце этапа приблизилась к значениям в зырянскую регрессию.

Затопление прибрежной зоны в начале голоцена повысило температуру мерзлых пород, их мощность сократилась. В настоящее время, по нашим расчетам, мощность субмаринной мерзлоты здесь составляет 350–600 м близ берега, уменьшаясь до 250–450 м на глубине 20 м. Она имеет здесь сплошное распространение, за исключением таликовых зон близ устьевых частей рек.

В центральной зоне шельфа в зырянскую регрессию сформировалась толща мерзлых пород мощностью 400–550 м. В каргинскую трансгрессию произошла ее деградация на 60–180 м, а в сартанскую регрессию мощность вновь возросла до прежних значений. С последующей голоценовой трансгрессией связано повышение температуры мерзлых пород и к настоящему моменту их расчетная мощность колеблется от 200 до 350 м. Распространение скорее всего сплошное, но прерываемое вытянутыми таликовыми зонами вдоль днщ древних затопленных долин и тектонических деструкций.

Внешняя зона шельфа находилась в осушенном состоянии в зырянскую регрессию, как и в последующую, наименее продолжительную по времени, однако вследствие низкой среднегодовой температуры воздуха (-25°C) здесь сформировались в это время субаэральные мерзлые толщи мощностью до 490 м. При затоплении водами моря в каргинскую трансгрессию они частично деградировали (на 120–230 м), а в сартанскую регрессию их мощность возросла (на 50–90 м), а затем вновь уменьшилась под воздействием палеобассейнов конца плейстоцена и голоцена. Расчетная мощность современной субмаринной мерзлоты колеблется от 200–240 до 100–130 м при значениях внутриземного теплопотока от 30–40 до 60–80 мВт/м² соответственно: распространение ее, скорее всего, островное, велика роль охлажденных пород (примерно 1/3 – 1/4 часть).

Выводы

В восточносибирском секторе арктического шельфа Евразии развиты в настоящее время субаквальные мерзлые толщи, расчетная мощность которых составляет: 100–240 м во внешней (наиболее глубоководной), 200–350 м в центральной (основной по площади) и от 250–350 до 450–600 м в прибрежной (наиболее мелководной) зонах. Наряду с мерзлыми, большое распространение имеют охлажденные породы.

Значения мощности и характер распространения субаквальных мерзлых толщ обусловлены геолого-тектоническим фактором, определяющим теплофизические свойства пород и значения внутриземного теплового потока, а также геоморфологическим строением шельфа и историей его развития в позднем плейстоцене и голоцене. Особое значение при этом имеет выявление этапов трансгрессивного и регрессивного развития шельфа и времени нахождения в осушенном и затопленном состояниях различных его частей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Моря Советской Арктики. Л.: Недра, 1984. Т. 9. 280 с.
2. Павлидис Ю.А., Ионин А.С., Щербаков Ф.А. и др. Арктический шельф. Позднечетвертичная история как основа прогноза развития. М.: Геос, 1998. 187 с.
3. Балобаев В.Т. Геотермия мерзлой зоны литосферы Севера Азии. Новосибирск: Наука, 1991. 193 с.
4. Holmes M.L., Creager J.S. Holocene History of the Laptev Sea Continental Shelf // Marine geology and oceanography the Arctic Seas. Berlin: 1974. P. 210–229.
5. Фартышев А.И. Особенности прибрежно-шельфовой криолитозоны моря Лаптевых. Новосибирск: Наука, 1993. 135 с.
6. Попов А.И., Розенбаум Г.Э., Тумель Н.В. Криолитология. М.: Изд-во МГУ, 299 с.
7. Данилов И.Д., Жигарев Л.А. Некоторые аспекты морской криологии арктической литорально-шельфовой зоны // Географические проблемы изучения Севера. М.: Изд-во МГУ, 1977. С. 115–135.
8. Данилов И.Д., Коमारов И.А., Власенко А.Ю. Динамика криолитосферы в зоне взаимодействия шельф-континент в последние 25 000 лет (на примере Восточно-Сибирского моря) // Криосфера Земли. 1997. Т. 1. № 3. С. 3–8.
9. Жигарев Л.А. Океаническая криолитозона. М.: Изд-во МГУ, 1997. 320 с.

10. *Неизвестнов Я.В., Соловьев В.А.* Океанический и шельфовый регионы. Геокриология СССР. Восточная Сибирь и Дальний Восток. М.: Недра, 1989. С. 176–184.
11. *Taylor A.E., Dallimore S.R., Judge A.S.* Late Quaternary history of the Mackenzie-Beaufort region, Arctic Canada, from modelling of permafrost temperatures. 2. The Mackenzie Delta-Tuktoyktuk Coastlands. National Research Council Canada. 1996. Vol. 33. № 1. P. 62–71.
12. *Данилов И.Д.* Развитие континентальной окраины северной Евразии в позднем кайнозое. // Геология и геоморфология шельфов и материковых склонов. М.: Наука, 1985. С. 48–57.
13. *Марков К.К., Величко А.А.* Четвертичный период. Материки и океаны. М.: Недра, 1967. Т. III. 440 с.
14. *Селиванов А.О.* Изменения уровня Мирового океана в плейстоцене-голоцене и развитие морских берегов. М.: Ин-т водных проблем РАН, 1996. 268 с.
15. *Данилов И.Д.* Арктический шельф в последнюю криогенную эпоху позднего плейстоцена. // М-лы первой конф. геокриологов России. М.: Изд-во МГУ, 1996. Кн. 1. С. 24–33.
16. *Dansgaard W., Johnsen S.J., Clausen H.B. et al.* Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. Nature. 1993. Vol. 364. P. 218–220.
17. *Bradley R.S.* Quaternary paleoclimatology. Methods of paleoclimatic reconstruction. Boston, London, Sydney: 1985. 303 p.
18. *Васильчук Ю.К.* Изотопно-кислородный состав подземных льдов. М.: Наука и НПК Экоцентр, 1992. Т. 1. 420 с. Т. 2. 264 с.
19. *Коняхин М.А., Михалев Д.В., Соломатин В.И.* Изотопно-кислородный состав подземных льдов. М.: Изд-во МГУ, 1996. 156 с.

Геологический факультет МГУ,
НПП "Эколого-аналитический центр"

Поступила в редакцию
21.03.99

GEOMORPHOLOGIC AND GEOCRYOLOGIC FEATURES OF THE EAST-SIBERIAN SECTOR OF THE ARCTIC SHELF AND ITS DEVELOPMENT IN THE LATE PLEISTOCENE-HOLOCENE

I.D. Danilov, A.Ju. VLASENKO, V.Ju. BIRYUKOV

S u m m a r y

Analysis of the geology-geomorphologic data allowed us to create a model of coastal-shelf cryolithosphere evolution in the Eastern Arctic Shelf of Eurasia (the Eastern Siberian Sea as an example) during the last 80 000 years. This epoch includes two large cryochrons corresponding to the Zyryan and Sartan regressions, and two thermochrons corresponding to the Karga and Holocene transgressions.

УДК 551.4.435.8 : 07(574.2)

© 2001 г. Ю.Е. КУСТОВ

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РУДОНОСНОГО КАРСТА

(на примере Западно-Тургайского бокситорудного района)

Среди бокситовых месторождений мира карстовые составляют 14% (от общей массы руды), уступая только латеритным накоплениям [1]. Классический район развития карстовых месторождений – Западно-Тургайский. Бокситоносная толща позднемелового возраста (K_{2st-cp}) выполняет многочисленные и разнообразные по морфологии и генезису карстовые депрессии, причем часть из них является рудоносной, а другие – безрудными или практически безрудными. Распознавание рудоносного карста на стадии прогнозирования – это актуальная научно-прикладная задача. Один из путей ее решения предлагается в настоящей работе.