

З.Н. АНТИПИНА, Ф.Э. АРЭ, В.В. ВОЙЧЕНКО, Е.Н. МОЛОЧУШКИН
КРИОЛИТОЗОНА АРКТИЧЕСКОГО ШЕЛЬФА АЗИИ

В настоящее время известно, что под дном окраинных морей Северного Ледовитого океана широко распространена криолитозона, т.е. зона горных пород с постоянной отрицательной температурой. Часть этой зоны сложена многолетнемерзлыми, сцементированными льдом породами. В связи с работами по освоению природных ресурсов арктического шельфа, которые широко развернулись во многих странах, практическое значение исследований субаквальной криолитозоны резко возросло.

Возможность многолетнего существования субаквальной криолитозоны обусловлена постоянно отрицательной температурой придонных слоев морской воды на большей части территории арктических морей [*Советская Арктика, 1970*].

Температурный режим арктических вод изучен довольно детально. Поэтому в настоящее время вполне возможно построить карту распространения субаквальной криолитозоны, как это, например, сделано А.Л. Чеховским [*1972*] для шельфа Карского моря. Гораздо сложнее определить мощность пород с отрицательной температурой, а тем более выяснить морфологию субаквальных многолетнемерзлых толщ (рис. 1).

Одно из первых сообщений о наличии мерзлых горных пород на дне моря было опубликовано А.Е. Норденшельдом [*1880*]. Сотрудники Института мерзлотоведения СО АН СССР начиная с 1953 г. изучали субаквальные многолетнемерзлые породы на прибрежных мелководьях Якутии [*Григорьев, 1966; Молочушкин, 1970; и др.*]. Первые сведения о наличии многолетнемерзлых пород за пределами изобаты 2 м получены В.М. Пономаревым [*1960*]. Начиная с 1969 г. соответствующие данные появляются в работах канадских и американских исследователей. Сейчас установлено, что многолетнемерзлые породы под дном арктических морей встречаются на расстоянии до 120 км от берега, на глубине нескольких десятков метров [*Маскай, 1972; Hunter et. al., 1976*].

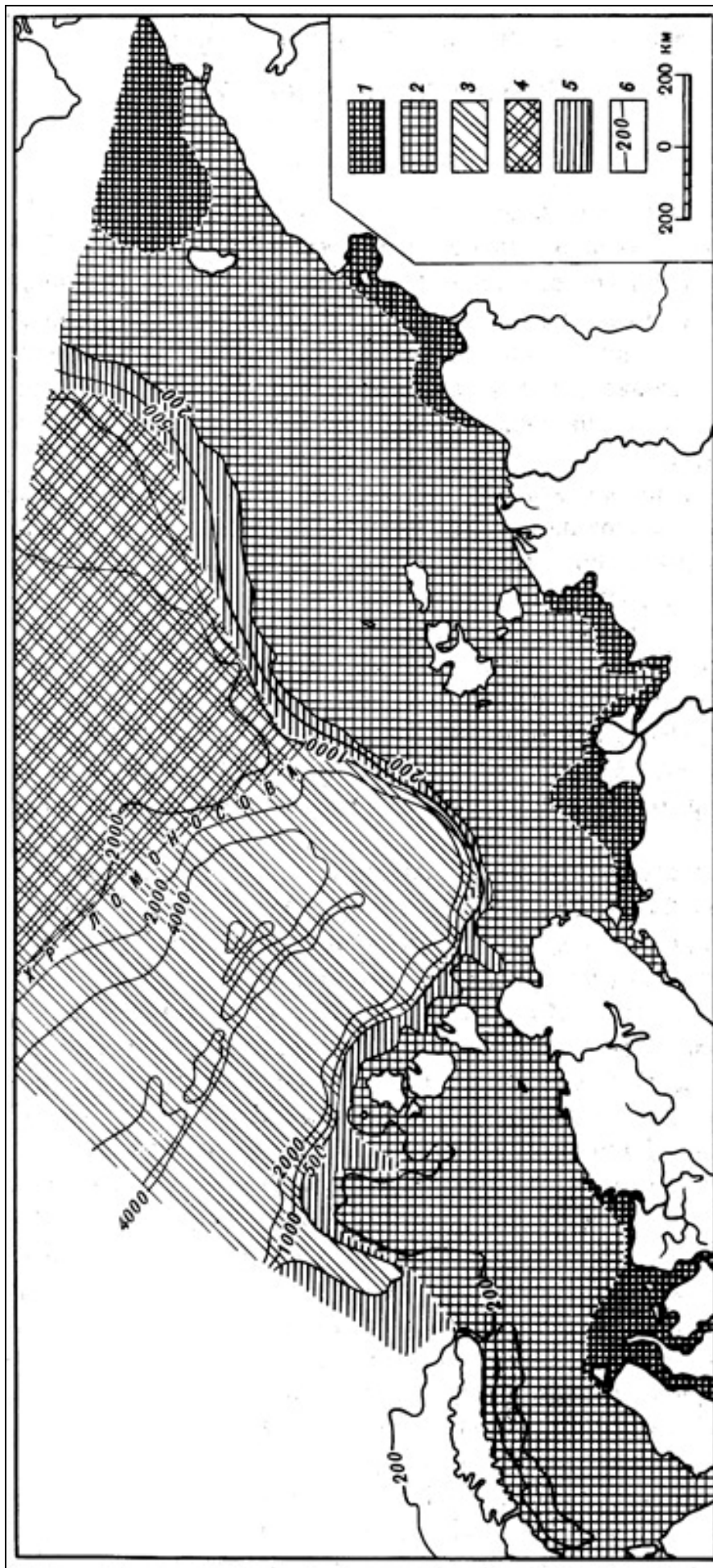
Распространение и мощность субаквальной криолитозоны вообще и многолетнемерзлых толщ в частности зависят в основном от современного состояния и изменений в позднем плейстоцене и голоцене следующих факторов: относительного колебания уровня моря и суши, климата, температуры придонных вод, минерализации морской воды и подземных вод, свойств горных пород, процессов абразии и аккумуляции, величины потока внутриземного тепла.

Относительные колебания уровней моря и суши вызываются трансгрессиями моря, что коренным образом изменяет температурный режим горных пород и гидрогеологические условия их развития. Общеизвестно, что перемещения береговой линии - результат сложного взаимодействия тектонических и гляциоизостатических движений литосферы и гляциоэвстатических колебаний уровня Мирового океана.

Приблизительные расчеты показывают, что современное распространение и мощность криолитозоны под дном арктических морей могут хранить следы перемещений береговой линии по крайней мере за последние 20-30 тыс. лет.

Анализ обширной специальной литературы показывает, что, по мнению большинства исследователей, на арктическом побережье Азии 30-40 тыс. лет назад, т.е. в каргинское время, относительный уровень всех морей, кроме западной части Карского, был на 20-40 м ниже современного. Во время сартанского оледенения, т.е. около 20 тыс. лет назад, произошла регрессия и уровень моря опустился до отметки минус 50-85 м. Затем началась трансгрессия, которая привела к установлению современного уровня моря примерно 5 тыс. лет назад. Только на западе Карского моря в течение почти всего рассматриваемого времени значительная часть Западно-Сибирской низменности была затоплена морем, и лишь в начале голоцена уровень моря понизился на 15-20 м по сравнению с современным.

Климат и в первую очередь температурный режим определяют развитие криолитозоны. По современным представлениям течение всего плейстоцена и голоцена



Прогнозная схема распространения субарктиальной криолизоты азиатского сектора Арктики

Шельфовая криолизотона со средней годовой температурой горных пород от 0 до минус 1,8°С: 1 – область летних положительных температур, 2 – область постоянно отрицательных температур; океаническая криолизотона с температурой горных пород, °С: 3 – минус 0,7, 4 – минус 0,35; 5 – зона талых пород с постоянно положительной средней температурой 0,6 – 2°С; 6 – изобата, м

климатические условия на побережье арктических морей определяли непрерывное существование криолитозоны. Климат арктического побережья в сартанское время, несомненно, был более суровым, чем теперь. Средние годовые температуры воздуха, вероятно, не превышали минус 25 °С [Арэ, 1976].

Температура придонных вод в шельфовых морях арктического шельфа Азии хорошо изучена. Как правило, она отрицательна в любое время года. Исключение составляет зона устьевых участков рек и восточная часть Чукотского моря, где летом температуры положительны [Молочушкин, 1969; Советская Арктика, 1970; Чеховский, 1972]. В илистых грунтах дна согласно расчетам, положительные температуры летом отмечены на глубинах 2 м в зоне летней изотермы +1° и 5 м в зоне изотермы +2,5°С.

В северной части арктических морей в наиболее глубоководных районах шельфа и на материковом склоне в пределах глубин 200-800 м дно омывается атлантическими водами, которые имеют положительную температуру. Во время регрессий вследствие более сурового климата температура придонной воды, вероятно, была близка к точке замерзания.

Известно, что температура воздуха во время голоценового климатического оптимума повышалась по сравнению с современной на 2°С. Учитывая тепловую инерцию водных масс, можно предполагать, что температура придонных вод повышалась в меньшей мере. Минерализация морской воды и подземных вод оказывает большое влияние на фазовое состояние горных пород, слагающих дно шельфовых морей. Подземные воды высокой минерализации препятствуют промерзанию вмещающих пород и формируют над-, меж- и подмерзлотные водоносные горизонты. Их распространение на шельфе, закономерности формирования и взаимодействия с толщами мерзлых пород почти совершенно не изучены.

На контакте минерализованного водоносного горизонта с мерзлой толщей при отрицательной температуре выше точки замерзания порового раствора происходит плавление пресного льда, заполняющего поры мерзлых пород. При отсутствии напорной фильтрации процесс автоматически замедляется. Следовательно, маловероятно, что на шельфе мог сформироваться более или менее мощный слой морозных отложений в результате плавления подземного льда под воздействием соленой морской воды.

Морозные отложения различной мощности, иногда до 100 м и более, встречаются в различных районах шельфа. Их температура достигает минус 6°С. Такое состояние донных отложений может свидетельствовать об их морском генезисе. Возможно, что в период регрессии на осушенной части шельфа распространялись горные породы, которые промерзли на небольшую глубину. После трансгрессии такие многолетнемерзлые толщи быстро деградировали при отрицательной температуре.

Свойства горных пород, слагающих дно арктических морей, также почти не изучены. Имеющиеся данные в основном получены с помощью вибропоршневых трубок по кернам длиной не более 6 м.

Процессы абразии и аккумуляции, несомненно, сильно влияют на развитие субаквальной криолитозоны. Как указывалось выше, современный уровень моря у арктических берегов Азии установился примерно 5 тыс. лет назад. В позднем голоцене интенсивно развивалась термоабразия. Исходя из современных наблюдений, можно полагать, что отступление берегов под воздействием термоабразии происходило со средней скоростью от 2 до 6 м/год, а местами до 10 м/год [Арэ, 1976]. Это означает, что во второй половине голоцена на многих участках при неизменном уровне моря берег отступил в среднем на 10-30, максимум на 50 км.

Вследствие термоабразии континентальные мерзлые толщи большой мощности оказались на дне моря. Дальнейшая их эволюция в значительной мере зависела от отепляющего и опресняющего влияния рек. В непосредственной близости от устьев крупных рек многолетнемерзлые породы могли оттаять полностью. На большем удалении

в результате этого мощность этих пород несколько сократилась. За пределами влияния рек деградация мерзлой толщи происходит снизу.

В зоне аккумуляции современных донных отложений при обмелении моря формируются новые многолетнемерзлые толщи. На приустьевых взморьях, где вода пресная, многолетнее промерзание дна начинается при уменьшении глубины примерно до 1,5 м [Григорьев, 1966].

Поток внутривоздушного тепла оказывает большое влияние на мощность криолитозоны. Равновесная ее мощность обратно пропорциональна величине потока. Величина потока на арктическом шельфе Азии пока не измерялась. Учитывая, что, по современным представлениям, арктический шельф является естественным продолжением континента, можно полагать, что величина потока в его пределах близка к величине на побережье, т.е. приблизительно равна $0,05 \text{ ккал/м}^2$ в час.

Анализ изложенных данных показывает, что ориентировочно мощность субаквальной криолитозоны может быть определена расчетным путем. Что касается мощности субаквальных многолетнемерзлых толщ, то она пока не поддается расчетному определению из-за слабой изученности закономерностей взаимодействия этих образований с минерализованными водами и истории формирования криопэгов на шельфе.

На основе гидрологических данных [Молочушкин, 1969; Советская Арктика, 1970; Чеховский, 1972] авторы построили прогнозную схему распространения субаквальной криолитозоны азиатского сектора Арктики (см. рис. 1). На ней выделены:

1. Шельфовая криолитозона, которая распространена на большей части территории азиатского арктического шельфа; в ее пределах различается область, где в летнее время верхние слои донных отложений приобретают положительную температуру, и область постоянно отрицательных температур; северная граница шельфовой криолитозоны проходит примерно по изобате 200 м; температура горных пород от 0 до минус $1,8^\circ\text{C}$.

2. Океанская криолитозона занимает часть дна Арктического бассейна в пределах глубин более 800 м. Она подразделяется на приатлантическую и притихоокеанскую зоны, границей которых служит подводный хребет Ломоносова; температура горных пород в приатлантической зоне минус $0,7^\circ\text{C}$, в притихоокеанской - минус $0,35^\circ\text{C}$.

3. Зона распространения талых пород, разделяющая шельфовую и океаническую криолитозоны; она располагается на материковом склоне в пределах глубин от 200 до 800 м, местами охватывая северную оконечность шельфа; температура горных пород от $0,6$ до 2°C .

Для оценки возможной мощности многолетнемерзлых толщ под дном арктических морей выполнены различные ориентировочные расчеты в основном применительно к морю Лаптевых и Восточно-Сибирскому морю [Молочушкин, 1970; Молочушкин, Толстяков, 1977; Антипина и др., 1978]. Во всех расчетах предполагалось, что поры горных пород заполнены пресной водой или льдом. Результаты показали, что за время последней регрессии, связанной с сартанским оледенением, на осушенной части шельфа должны были сформироваться многолетнемерзлые толщи мощностью в несколько сотен метров.

Исходя из этих результатов, были проведены расчеты деградации многолетнемерзлых толщ, оказавшихся под дном моря в ходе последней трансгрессии. Решено около 100 вариантов задачи для различных геологических разрезов и других исходных данных, охватывающих большую часть вероятного диапазона условий, возможных на шельфе двух названных морей.

Как уже упоминалось выше, нельзя судить о современной мощности субаквальных многолетнемерзлых толщ на основании расчетов только тепловых параметров. Поэтому сделанные выводы весьма ограничены: 1) многолетнемерзлые толщи, сложенные слабо минерализованными горными породами и сформировавшиеся на шельфе во время последней регрессии, не могли быть уничтожены тепловой деградацией до настоящего

времени; 2) субаквальные реликтовые многолетнемерзлые толщи в стадии деградации могут встречаться в настоящее время на большей части азиатских арктических морей до глубин 50-85 м.

Исследования, выполненные в СССР и за рубежом, показывают, что теплофизические расчеты могут быть весьма перспективными как один из методов изучения позднечетвертичной истории развития арктических морей по результатам бурения, геотермических измерений в скважинах и геофизическим данным о геологическом строении дна.

Что же касается изучения современной морфологии субаквальной криолитозоны, то наиболее перспективным представляется рациональное сочетание геофизических методов исследования с бурением опорных геологических скважин. Это, в частности, подтверждается результатами исследований Геологической службы Канады, проводимых группой ученых под руководством Дж. Хантера [*Hunter et. al., 1976*].

Общая длина канадских сейсмических профилей составила 13 000 км. В южной части канадского сектора моря Бофорта нефтяными компаниями было выполнено около 40000 отдельных записей. Эти материалы получены по способу регистрации первых вступлений, записанных при обычной морской сейсморазведке по методу отраженных волн, т.е. в задачу не входило исследование субаквальной криолитозоны. Для геокриологической интерпретации этих материалов была разработана специальная методика. С ее помощью анализировались данные о преломляющих границах, их интерпретация проверялась и подтверждалась специальными сейсморазведочными исследованиями на мелководных участках моря и данными бурения на расстоянии до 60 км от берега при глубине до 28 м. Результаты исследований позволили построить геокриологическую карту дна канадской части моря Бофорта, на которой выделены территории сплошного и прерывистого распространения субаквальных многолетнемерзлых пород и территории, где они отсутствуют. На карте также нанесены изолинии глубины залегания верхней границы многолетнемерзлых пород. Дж. Хантер и его коллеги предполагают построить в ближайшее время также и карту мощностей субаквальных многолетнемерзлых пород. Для этого они надеются использовать амплитудные измерения преломленного сигнала, поскольку считается, что скорость затухания последнего в зависимости от расстояния между источником колебаний и гидрофоном определяется мощностью многолетнемерзлой толщи.

ЛИТЕРАТУРА

Антипина З.Н., Арэ Ф.Э., Молочушкин Е.Н. Расчет деградации многолетнемерзлых толщ под дном моря. - В кн.: Геотеплофизические исследования в Сибири. Новосибирск, 1978.

Арэ Ф.Э. О субаквальной криолитозоне Северного Ледовитого океана. - В кн.: Региональные и теплофизические исследования мерзлых горных пород в Сибири. Якутск, 1976.

Григорьев Н.Ф. Многолетнемерзлые породы приморской зоны Якутии. М. 1966.

Молочушкин Е.Н. Некоторые данные о солености и температурном режиме воды в прибрежной зоне моря Лаптевых. - В кн.: Вопросы географии Якутии. Якутск, 1969, вып. 5.

Молочушкин Е.Н. Тепловой режим горных пород в юго-восточной части моря Лаптевых. Автореф. канд. дис. М, 1970.

Молочушкин Е.Н., Толстяков Д.Н. К динамике многолетнемерзлых толщ шельфа моря Лаптевых. - В кн.: Теплообмен в мерзлотных ландшафтах. Якутск, 1977.

Норденшельд А.Е. Шведская полярная экспедиция 1878-1879 гг. Открытие северо-восточного прохода. СПб., 1880.

Пономарев В.М. Подземные воды территорий с мощной толщей многолетнемерзлых горных пород. М., 1960.

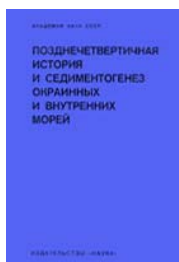
Советская Арктика (моря и острова Северного Ледовитого океана). М.- Наука 1970.

Чеховский А.Л. О распространении многолетнемерзлых пород под шельфом Карского моря. - В кн.: Геокриологические исследования при инженерных изысканиях. М., 1972 (Труды ПНИИИС Госстроя СССР; Т. XVIII).

Hunter J.A.M., Judge A.S., MacAuly H.A. et al. Permafrost and Frozen sub-seabottom materials in the Southern Beaufort Sea. - Techn. Rept N 22. Beaufort Sea Project. Dep. Environ. Victoria, B.C., Canada, 1976.

Mackay I.R. Offshore Permafrost and Ground Ice, Southern Beaufort Sea, Canada. Can. J. Earth Sci., 1972, vol. 9, N 11, p. 25-40.

Ссылка на статью:



Антипина З.Н., Арэ Ф.Э., Войченко В.В., Молочушкин Е.Н. **Криолитозона Арктического шельфа Азии.** – В кн.: Позднечетвертичная история и седиментогенез окраинных и внутренних морей. М., «Наука», 1979, с. 183-189.