Криосфера Земли, 1999, т. III, № 2, с. 33—39

УДК 551.345:551.79+551.35.06

ТРАНСГРЕССИИ И РЕГРЕССИИ АРКТИЧЕСКОГО БАССЕЙНА КАК ПРИЧИНА МНОГОСЛОЙНОГО СТРОЕНИЯ МЕРЗЛЫХ ТОЛЩ СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

А. А. Коновалов, И. Д. Данилов*

Институт проблем освоения Севера СО РАН, 625003, Тюмень, а/я 2774, Россия
** Московский государственный университет, геологический ф-т, 119889, Москва, Воробьевы горы, Россия*

На основе палеогеокриологических данных и компьютерного моделирования показана возможность формирования многоярусного строения криолитосферы в пределах морских террас севера Западной Сибири вследствие изменения нагрузок на мерзлые толщи, степени их засоленности и разрушения газогидратов при трансгрессиях и регрессиях Арктического бассейна.

Трансгрессии, регрессии, Арктический шельф, динамика криолитосферы, температура, давление, соленость, газогидраты

TRANSGRESSIONS AND REGRESSIONS OF THE ARCTIC BASIN AS THE CAUSE OF MULTILEVEL STRUCTURE OF PERMAFROST SEQUENCES IN WEST SIBERIA

A. A. Konovalov, I. D. Danilov*

Institute of North Development Problem SD RAS, 625003, Tyumen, 2774, Russia
** Moscow State University, Department Geology, 119899, Moscow, Vorobjovy Gory, Russia*

The possibility of formation of the multilevel structure of cryolitosphere within marine levels in West Siberia is shown on the basis of paleogeocryological data and computer modeling. The multilevel structure results from changes in the load on frozen sediment layers and depends on the degree of their salting, and destruction of gas-hydrate, caused by transgressions and regressions of the Arctic Ocean.

Transgressions, regressions, Arctic shelf, dynamics of cryolithosphere, temperature, load, salting, gas-hydrate

СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ

Для морских равнин западного сектора субарктической Евразии, в частности для севера Западной Сибири, характерно двухъярусное строение мерзлых толщ. Верхний ярус считается „современным" (вернее, позднеголоценово-современным), он имеет мощность 50—200 м, нижний — позднеплейстоценовым, реликтовым (залегает в интервале глубин 200—500 м). Мерзлые слои разделены промежуточным талым, не содержащим льда, мощностью 50—100 м. Этот факт обычно трактуют как результат многолетних колебаний климата и его интегрального показателя — среднегодовой температуры воздуха во второй половине плейстоцена и голоцене [*Баулин, 1985 и др.*]. В разрезе криолитосферы нередко чередуется несколько мерзлых и талых слоев.

В конце позднего плейстоцена многолетнемерзлые породы в пределах области распространения морских трансгрессий на севере криолитозоны Западной Сибири имели сплошное распространение, температура их была ниже, а мощность слагаемых ими толщ больше, чем сейчас примерно в 1,5—2 раза [*Данилов, 1996*]. Возникновение промежуточного талого слоя связывают обычно с „климатическим оптимумом" голоцена (от 7—8 до 4—5 тыс. лет назад), когда зафиксировано существенное продвижение древесной растительности в современную тундровую зону (на 200—300 км и более), на основе чего предполагается, что среднегодовые температуры воздуха в регионе были на 3—5 °С выше современных (−6 — −10 °С) [*Баулин, 1985; Величко, Нечаев, 1992*]. В этих условиях с учетом отепляющего воздействия снежного покрова среднегодовая температура поверхности пород вряд ли превышала +1—2 °С. Проведенные нами расчеты показывают, что при таких ее значениях глубина оттаивания мерзлых толщ в „климатический оптимум" при максимально возможной его продолжительности (5 тыс. лет) не превышала 60—100 м, в то время как подошва промежуточного талого слоя опускается намного ниже.

© А. А. Коновалов, И. Д. Данилов, 1999

Ряд палеогеокриологических данных прямо указывает на то, что климатические условия на севере Западной Сибири в первой половине и середине голоцена были суровыми и обеспечивали возможность формирования сингенетических полигонально-жильных льдов на Тазовском, Гыданском полуостровах и Ямале, в том числе в их центральных и даже южных частях. Формирование этих льдов происходило параллельно с накоплением пойменных, лайдовых и дельтовых осадков и в этап существенного продвижения лесной растительности на север, чем и обосновывается предполагаемое значительное повышение среднегодовой температуры воздуха в это время. Однако для древесной растительности определяющее значение имеет не только среднегодовая температура воздуха, но также степень континентальности климата и в особенности условия теплого времени года: летняя температура, глубина сезонного оттаивания, увеличение которых, вероятно, и способствовало продвижению на север границы леса по сравнению с ее современным положением [*Данилов, Полякова, 1986*].

Вместе с тем среднегодовая температура, главным образом за счет среднезимней, могла быть значительно ниже современной. Это положение наглядно иллюстрирует картина современной взаимосвязи между температурой воздуха и северной границей леса, которая, как известно, проходит приблизительно по июльской изотерме +10 °С. Например, в центральных и северных районах Ямала, Гыданского полуострова и на севере Тазовского, где среднегодовая температура воздуха −9 — −11 °С, а среднеиюльская +8—9 °С, распространены тундровые ландшафты, а на северо-востоке Сибири, где средняя годовая температура понижается до −16 — −17 °С, но среднеиюльская возрастает до +14—15 °С, растут лиственничные леса. Таким образом, из факта продвижения лесной растительности в современную тундровую зону не следует вывод об одновременном повышении среднегодовой температуры воздуха.

СУЩНОСТЬ ПРЕДЛАГАЕМОЙ КОНЦЕПЦИИ И КОПЬЮТЕРНАЯ МОДЕЛЬ

К обсуждению предлагается концепция, согласно которой причинами неоднородности теплового поля и криогенного состояния приповерхностных слоев литосферы могут быть, наряду с климатическими факторами (колебания температуры воздуха), изменения давления и, как следствие, напряженного состояния массивов горных пород, а также степени засоленности последних, вызываемые такими масштабными природными явлениями как трансгрессии и регрессии Арктического бассейна.

Увеличение геостатического давления в мерзлых толщах, затопленных морем, по мере накопления перекрывающих их отложений и углубления седиментационного бассейна, а также миграция в них ионов из придонных вод и, следовательно, возрастание степени засоленности, вызывает понижение температуры фазового равновесия влаги и оттаивание мерзлых пород, и наоборот, независимо от температурных граничных условий. Формулы связи температуры фазовых переходов с давлением и концентрацией порового раствора близки линейным. Преобладающее влияние оказывает степень засоленности пород. Так, например, согласно экспериментальным данным [*Молочушкин, 1975*], замерзание мелкоалевритовых илов (содержание фракции 0,01 мм 25 %), имеющих соленость 2 %, происходит при температуре −1,6 — −1,7 °С, а с возрастанием степени их засоленности до 4—5 % уже при −4 — −5 °С, т. е. температура замерзания понижается примерно на 1,1—1,2 °С при увеличении степени засоленности грунтов на 1 %, а по другим данным на 0,75 °С [*Коновалов, 1996*].

Для промерзающих по типу „открытой системы“ и слабо уплотненных (сжимаемых) осадков тонкодисперсного состава большое влияние на температуру фазовых переходов оказывает и давление [*Ершов и др., 1987*]. Ее понижение при увеличении давления на 1 Мпа в среднем составляет 0,23—0,40 °С, а иногда доходит до 0,9—1,0 °С [*Коновалов, 1996*]. Кроме того, колебания давления на поверхность водо- и газонасыщенных толщ пород, имеющих низкую положительную или отрицательную температуру, вызывают образование (при повышении давления) и разрушение (при понижении давления) газогидратов — процессы, во многом сходные с образованием льда и его вытаиванием. Основное различие между этими процессами (помимо разных величин констант и др.) состоит в том, что температура образования газогидратов с падением давления не повышается, как температура замерзания воды, а понижается. Поэтому при резком уменьшении давления и скачкообразном понижении равновесной температуры, начинается разрушение газогидратной залежи. Это, в свою очередь, вызывает охлаждение контактирующих с ней пород и (при достаточной интенсивности процесса) — их переход в мерзлое состояние.

Значения равновесной температуры гидратообразования для метана при давлениях 2,6; 1,9 и 0,1 МПа составляют соответственно около 0, −10 и −83 °С [*Макогон, 1974*]. Таким образом,

если давление на кровле газогидратной залежи составляет 2,6 МПа, а температура близка 0 °С, то при его уменьшении на 0,7 МПа, температура пород на глубину 70 м от кровли понизится до температуры разложения газовых гидратов, равной −10 °С, и они начнут разделяться на газ и воду. В таких условиях на месте разрушающейся газогидратной залежи и около нее будут образовываться мерзлые породы, даже при близкой 0 °С температуре окружающего пространства.

Приведенные цифры, характеризующие взаимосвязь давления и температуры гидратообразования метана, соответствуют скачкообразному (практически мгновенному) падению давления на кровлю залежи, реально достижимому в морских условиях только при крупных сплывах и оползаниях донных отложений, вызванных, например, землетрясениями, прохождением волн цунами, или превышением допустимых нагрузок на том или ином участке дна в ходе осадконакопления. Следует отметить, что процессы оплывания и оползания донных грунтов широко распространены в пределах шельфовых морей и, в частности, арктических. Пликативные

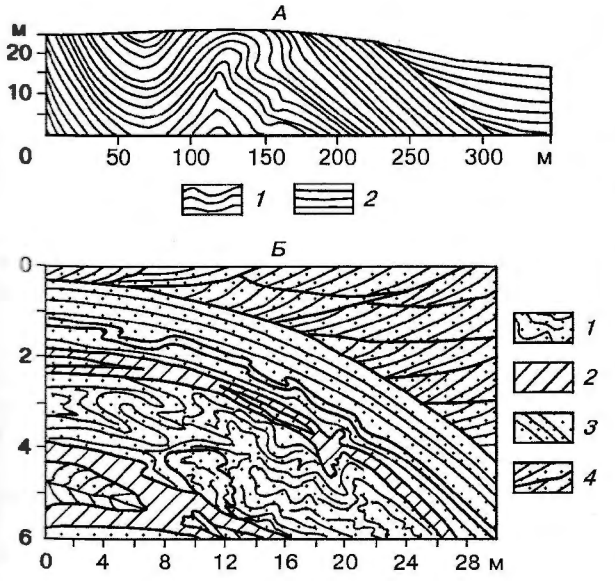

Рис. 1. Пликативные дислокации оползневого типа в толщах морских и прибрежно-морских отложений, перекрытые недислоцированными осадками с „нормальной" седиментационной слоистостью.

А (Западное побережье Ямала): *1* — дислоцированные алевриты; *2* — перекрывающие их с угловым несогласием алевриты с горизонтальной слоистостью.
Б (бассейн р. Ныда): *1*, *2* — породы, слагающие оползневую структуру: *1* — деформированные пески, *2* — суглинки и глины; *3*, *4* — породы, перекрывающие оползневую структуру: *3* — пески с облекающей слоистостью, *4* — пески с не деформированной косой слоистостью.

дислокации оползневого типа (рис. 1) зафиксированы в многочисленных разрезах морских плейстоценовых отложений на побережьях Печорского и Карского морей [*Данилов, 1978; 1980 и др.*]. Неизбежно их наличие в донных отложениях моря Лаптевых, расположенного в высокосейсмичной зоне, характеризующейся проявлением рифтогенеза в позднем кайнозое и в настоящее время. Оползневые структуры выявлены в результате исследований в современном заливе Аляска в районе ледника Маласпин на площади свыше 1000 км при средних уклонах дна менее 0,5° на глубине моря от 70 до 150 м [*Carlson, 1978*]. Поперечник оползневых структур достигает 0,5 км, связанный с ними перепад высот на поверхности дна — 2—5 м. Мощность слоя грунтов, подверженных оползанию, 35—50 м, они представлены неуплотненными, плохо сортированными глинистыми алевритами голоценового возраста.

Повышение и понижение уровня морей, в том числе и арктических, в этапы трансгрессий и регрессий протекают, согласно нашим расчетам, со скоростью 5—8 мм/год [*Данилов, 1998*]. Вместе с тем считается, что в этап активной дегляциации в конце позднего плейстоцена уровень арктических морей мог повышаться со скоростью 35 мм/год [*Аксенов и др., 1987*], а затем понижаться в некоторых регионах вследствие активного поднятия дна со скоростью 100 мм/год и более [*Крэг, Файлс, 1965 и др.*].

Расчеты на компьютере с учетом известных диаграмм фазового равновесия в системе газ—вода и данных о теплофизических свойствах газогидратов показали, что при реальных геотермических градиентах и достаточно высоких, близких к вышеупомянутым, скоростях понижения уровня моря, когда газогидраты залежей не успевают разложиться при положительных температурах, промерзание пород на их месте вполне вероятно. Данный вопрос требует специального обсуждения и будет рассмотрен нами в отдельной статье. Здесь важно отметить другое: изменения давления на газогидратные залежи под воздействием трансгрессий и регрессий моря вызывают взаимопереходы газогидратной, ледовой и жидкой фаз воды и могут являться причиной неоднородного по вертикали теплового состояния и фазового состава криолитосферы.

Представляется, например, вполне вероятным, что в возникшем по тем или иным причинам „промежуточном" водоносном и газонасыщенном слое во время трансгрессии моря, обусловившей увеличение давления на его кровлю, могла образоваться газогидратная залежь. В последующую регрессию при падении давления эта

залежь разложилась, и на ее месте образовался „талый" слой с многочисленными скоплениями газа.

Динамика температурного поля криолитосферы севера Западной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене в зависимости от изменения давления и степени засоленности пород и (пока с учетом на качественном уровне) процесса образования газогидратов при трансгрессиях моря и их разрушения (при регрессиях) являлась на данном этапе главным предметом наших исследований, выполненных с применением компьютерной модели. Она основывается на представлении о неоднократном чередовании в расчетный период трансгрессий и регрессий Полярного бассейна в пределах Карского моря и прибрежных равнин, а также временном соответствии холодных и регрессивных эпох [*Данилов, 1996 и др.*].

Расчеты температуры пород от поверхности до глубины 400 м выполнены для последних 150 тыс. лет, начиная с эпохи крупной регрессии рубежа среднего и позднего плейстоцена. Принята следующая хронология событий (интервалы в тыс. лет назад) и палеотемператур поверхности (°С) [*Данилов, 1989; 1996 и др.*]: предказанцевская регрессия (150—120; −8), казанцевская трансгрессия (120—80; −1,8), предкаргинская регрессия (80—50; −8), каргинская трансгрессия (50—25; −1,8); предголоценовая регрессия (25—10; −10); первая голоценовая трансгрессия (10—5; −1,5), голоценовая регрессия (5—2;−6), вторая голоценовая трансгрессия (2—0; −1). Принятые на основе результатов наших исследований толщ новейших отложений севера Западной Сибири и палеореконструкций глубины моря на территории палеошельфа и мощность накопленных осадков (м), а также соответствующие им давления на поверхность затопленных мерзлых толщ (МПа), составили в эпохи 4-х выше упомянутых трансгрессий, в порядке их перечисления соответственно: (100, 50; 2); (60,30; 1,2); (50, 25; 1) и (30, 15; 0,6). Геотермический градиент принят постоянным — 0,025 °С/м.

Решалась одномерная задача теплопроводности с использованием явной разностной схемы. Фазовое тепло учитывалось методом „размазывания" в малом диапазоне температур пород вблизи фазового равновесия (как в эпохи трансгрессий, так и регрессий). Давление на поверхность затопленных морем мерзлых толщ соответствует весу накопленных выше донных отложений плюс вес столба воды. Температура фазовых переходов определялась как сумма ее понижений относительно 0 °С при действии отдельно каждого из перечисленных факторов (давление, вес воды, степень засоленности пород).

Для расчетов выбраны три реально существующие в природных условиях концентрации поровых растворов морского типа: 22, 12 и 6 г/л, которым соответствует температура фазового равновесия: −1,6; −0,9 и −0,4С. При этом рассматривались три различные варианта распределения степени засоленности грунта по глубине: 1 — грунт практически не засолен (содержание солей в растворе менее 1 г/л); 2 — засоленность сначала увеличивается (до 60 м она равна 6 г/л, в интервале 60—120 м — 22 г/л), а глубже скачкообразно падает до минимальных значений; 3 — засоленность убывает с глубиной (до 60 м концентрация солей составляет 12 г/л, в интервале глубин 60—120 м — 6 г/л, глубже — минимальные значения).

РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТОВ И ИХ АНАЛИЗ

В таблице приведены результаты расчетов температур грунта при разных вариантах степени его засоленности на характерные моменты времени и отметки подошвы ярусов: верхнего мерзлого — Н-1 (при его наличии); талого — Н-2 (становится промежуточным при наличии слоя Н-1 или верхним — при его отсутствии); нижнего мерзлого — Н-3, который при отсутствии слоев Н-1 и Н-2 начинается от поверхности, что означает непрерывность разреза мерзлых толщ сверху донизу.

Анализ результатов расчетов показывает следующее. Криогенная ярусность практически не образуется в незасоленных грунтах (вариант 1). Они сохраняют свое твердомерзлое состояние, несмотря на затопление водами моря в этапы трансгрессий. Расчетом зафиксировано очень незначительное оттаивание мерзлой толщи (3 м) в начале казанцевской трансгрессии, несмотря на ее большую продолжительность (40 тыс. лет). Этот результат получен впервые и позволяет предполагать возможность сохранения под дном арктических морей мерзлых толщ среднеплейстоценового, а возможно, и более древнего возраста. В настоящее время на основе расчетов и палеогеокриологических реконструкций считается доказанным, что в казанцевскую трансгрессию возникшие ранее мерзлые толщи на территории современного арктического шельфа и палеошельфа деградировали полностью [*Жигарев, 1997 и др.*].

Наиболее четко выраженная ярусность типа: „мерзлый слой—талый слой—мерзлый слой—талое основание", т. е. с двумя мерзлыми ярусами, разделенными талым, образуется при начальном увеличении и последующем уменьшении степени засоленности пород с глубиной (вариант 2). Криогенная ярусность типа „талый слой—мерзлый слой—талое основание" возникает при на-

Таблица 1. Ход температуры в породах с разной степенью засоленности и меняющимся давлением на севере Западной Сибири (область морских трансгрессий) в последние 150 тыс. лет

Вариант расчета	Время, тыс. лет назад	Температура пород на глубинах, м						Глубина подошвы ярусов, м		
								верхн. мерзл.	средн. талый	нижн. мерзл.
		0	30	60	120	180	400	Н-1	Н-2	Н-3
1. Грунт не засолен по всей глубине	150	−8	−7	−6	−4	−2	4,2	—	—	203
	119	−1,8	−2	−2,2	−2,4	−2,6	3,4	—	3	194
	80	−1,8	−0,4	0,4	1,1	2,6	7,6	—	—	—
	50	−8	−7,1	−6,2	−4,4	−2,7	3,7	—	—	210
	25	−1,8	−1,1	−0,5	0,8	2,1	7,1	—	—	8
	15	−10	−8,4	−6,7	−4,3	−1,8	4,7	—	—	207
	5	−1,5	−1,6	−1,6	1,7	−1,7	4,6	—	—	152
	2	−6	−4,9	−3,7	−2	−1,3	5,1	—	—	178
2. Засоленность грунта до глубины 120 м увеличивается, а затем падает	150	−8	−6,9	−5,9	−3,9	−2,1	4,2	—	—	203
	117	−1,8	−2,4	−3,2	−4,1	−2,8	3	60	117	180
	80	−1,8	−1,1	−0,4	1,1	2,6	7,6	—	—	—
	50	−8	−7,1	−6,2	−4,3	−2,5	3,9	—	—	210
	45	−1,8	−2,3	−2,7	−2,8	−2	3,5	91	120	175
	25	−1,8	−1,7	−1	0,4	1,8	6,9	—	—	1
	15	−10	−8,8	−7,8	−5,3	−3,2	4,3	—	—	210
	5	−1,5	1,6	−1,6	−1,7	−1,8	4,1	58	120	155
	4	−6	−4,7	−3,3	−1,6	−0,8	4,5	75	119	173
	2	−6	−5	−4,9	−2,1	−0,8	4,7	92	105	165
	1	−1	−1,1	−1,9	−2,7	−1,4	4,6	79	101	176
	0	−1	−1,1	−1,9	−2,7	−1,4	4,5	71	94	173
3. Засоленность грунта с глубиной уменьшается	150	−8	−7	−6	−4	−2	4,2	—	—	206
	118	−1,8	−2,9	−3,1	−3	−2,7	3,4	—	36	176
	80	−1,8	−0,4	0,4	1,1	2,6	7,6	—	—	—
	50	−8	−7,1	−6,2	−4,4	−2,7	3,7	—	—	210
	43	−1,8	−2,2	−2,3	−2,1	−1,1	4,2	—	44	133
	25	−1,8	−1,1	−0,5	0,9	1,3	7,2	—	—	—
	15	−10	−8,7	−7,4	−4,8	−2,4	4,6	—	—	202
	5	−1,5	−2	−2,1	−1,9	1	4,5	—	60	144
	2	−6	−4,8	−3,9	−1,8	0,1	5,4	—	—	149
	1	−1	−1,6	−1,8	−1,5	−0,4	5,4	—	13	131
	0	−1	−1,6	−1,8	−1,5	−0,4	5,3	—	22	128

правленном уменьшении засоленности с глубиной (вариант 3). Данный результат объясняет возможность образования нижнего мерзлого яруса, залегающего непосредственно под приповерхностным талым.

Еще один из важных результатов компьютерных расчетов, основанных на принятой модели развития прибрежных территорий севера Западной Сибири в позднем плейстоцене, свидетельствует, что многоярусное строение криолитосферы формируется в основном на начальных стадиях трансгрессивных и регрессивных этапов длительностью 5—7 тыс. лет, как результат запаздывания реакции среды на изменение внешних природных (верхних граничных) условий. В дальнейшем тепловое состояние породы и измененные внешние условия уравновешиваются. В предельных случаях, фактически через 15—20 тыс. лет, образуется либо сплошная мерзлая толща на талом основании в холодные регрессивные эпохи, когда температуры поверхности ниже температуры фазового равновесия, либо мерзлые породы полностью оттаивают в трансгрессивные эпохи, когда соотношения температур обратные.

Расчеты наглядно показали, что для появления и длительного существования перекрывающего „реликтовую" мерзлоту талого слоя одного повышения температуры поверхности недостаточно. Это следует из сравнительного анализа 1-го варианта расчетов с вариантами 2 и 3. Колебания температуры на поверхности были приняты в обоих случаях одинаковыми, но в первом варианте оттаивания мерзлых толщ не произошло, а в двух других оно фиксируется до глубины 120 м. Привлечение таких факторов как изме-

нение степени засоленности грунтов и геостатического давления для объяснения процесса формирования многоярусного строения мерзлой толщи на севере Западной Сибири устраняет несоответствие между фактически наблюдаемыми глубинами залегания промежуточного талого слоя и температурными граничными условиями. В число упомянутых факторов следует добавить и изменение фазового состояния воды при образовании и разложении залежей гидратов природных газов, о чем говорилось выше.

Изложенные результаты исследования иллюстрирует приводимая на рис. 2 схема, где отображена динамика процесса образования ярусов мерзлых и талых пород при разложении газогидратной залежи (*А*) после изотермического

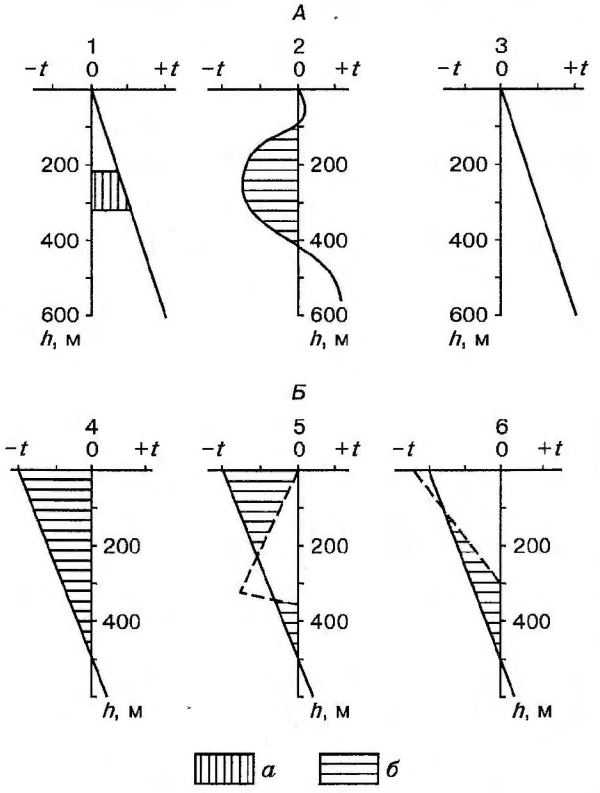

Рис. 2. Принципиальная схема образования многоярусного криогенного строения пород при разложении гидратов природных газов в залежи (*А*) и различных вариантах степени засоленности пород (*Б*).

1—3 — ход температуры *t* по глубине *h*: 1 — до разложения газогидрата, 2 — в процессе и непосредственно после разложения, 3 — спустя геологически длительное время; 4—6 — ход по глубине температуры не засоленного грунта (сплошная линия) и температуры замерзания грунта с различной степенью засоленности (штриховая линия): 4 — грунт не засолен, 5 — степень засоленности сначала увеличивается, а затем падает, 6 — степень засоленности с глубиной уменьшается; *а* — газогидратная залежь; *б* — твердомерзлые породы.

падения давления в результате регрессии моря и при различной степени засоленности донных грунтов в этап морской трансгрессии (*Б*). Сплошные линии — распределение температур по глубине, штриховые — температуры замерзания грунта, точки их пересечения маркируют границы мерзлых и талых слоев.

На схеме *А* отражены три стадии динамики разложения залежи газогидратов: исходная (1), главная (2) и конечная (3). Основной процесс, сопровождаемый понижением температуры, происходит на стадии 2, когда газогидрат (*а*) переходит в новую фазу: воду (и газ) или лед (и газ) с образованием слоя мерзлых пород (*б*). На схеме показана реализация процесса при отрицательной начальной температуре, но она возможна и при положительной при достаточно быстром понижении давления. В дальнейшем температура пород выравнивается и приходит в соответствие с геотермическим градиентом и температурой окружающего пространства. В предельном случае, т. е. при времени, стремящемся к бесконечности (геологически длительном), если граничные условия, включая установившееся давление, не меняются, температура грунта принимает свои исходные значения (график 3).

Схема *Б* иллюстрирует изменения криогенного состояния пород в трансгрессивные этапы развития территории без влияния разложения газогидратов. График 4 отвечает однородному состоянию массива мерзлых незасоленных пород, заключенному между поверхностью и нулевой изотермой. На графике 5 степень засоленности пород по глубине сначала возрастает, а затем резко уменьшается, что находит свое отражение в ходе температуры замерзания грунтов (штриховая линия). В этом случае единый мерзлый массив разбивается на три слоя: верхний — мерзлый, средний — талый и нижний — мерзлый. Наконец, на графике 6 степень засоленности пород с глубиной уменьшается, а температура их замерзания повышается. В результате возникает двухслойное строение массива пород с отрицательной температурой: сверху талый слой, ниже — мерзлый.

Главный вывод проведенного исследования состоит в следующем. Несмотря на неизбежную на данном этапе исследований условность некоторых исходных параметров и вероятные погрешности расчетов, показана, пока в предположительной форме, возможность формирования многоярусного строения криолитосферы морских равнин на севере Западной Сибири, которые претерпели в плейстоцене и голоцене трансгрессивно-регрессивные циклы развития, не только в результате палеотемпературных изменений. Феномен многоярусности криолитосферы возни-

кает и под воздействием менявшихся в ходе трансгрессий и регрессий давления, степени засоленности донных отложений и фазового состава газогидратных залежей.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 96-05-64008 и 96-05-65854).

Литература

Аксенов А. А., Дунаев Н. Н., Ионин А. С. и др. Арктический шельф Евразии в позднечетвертичное время. М., Наука, 1987, 277 с.

Баулин В. В. Многолетнемерзлые породы нефтегазоносных районов СССР. М., Наука, 1985, 167 с.

Величко А. А., Нечаев В. П. К оценке динамики зоны многолетней мерзлоты в Северной Евразии при глобальном потеплении климата // Докл. АН СССР, 1992, т. 323, № 3, с. 667—668.

Данилов И. Д. Полярный литогенез. М., Изд-во МГУ, 1978, 238 с.

Данилов И. Д. О природе дислокаций в плейстоценовых отложениях Севера // Литология и полезные ископаемые, 1980, № 5, с. 114—123.

Данилов И. Д. Плейстоцен-голоценовая история арктических морей // Геология континентальной террасы окраинных и внутренних морей. М., Изд-во МГУ, 1989, с. 66—74.

Данилов И. Д. Арктический шельф в последнюю криогенную эпоху позднего плейстоцена // Матер. Первой конф. геокриологов России. Кн. 1., М., Изд-во МГУ, 1996, с. 24—33.

Данилов И. Д. Динамика уровня арктических морей азиатского сектора в последние 50 тыс. лет // Динамика арктических побережий России. М., Изд-во МГУ, 1998, с. 116—130.

Данилов И. Д., Полякова Е. И. Климат и подземные льды на севере Западной Сибири в позднем плейстоцене-голоцене // Мат-лы гляциологических исследований, 1986, № 55, с. 61—65.

Жигарев Л. А. Океаническая криолитозона. М., Изд-во МГУ, 1997, 320 с.

Ершов Э. Д., Данилов И. Д., Чеверев В. Г. Петрография мерзлых пород. М., Изд-во МГУ, 1987, 311 с.

Коновалов А. А. Параметры фазового равновесия грунтовой влаги и их влияние на динамику криолитосферы // Мат-лы первой конференции геокриологов России. Кн. 2, М., МГУ, 1996, с. 32—40.

Крэг Б., Файлс Дж. Четвертичный период в арктических областях Канады // Антропогеновый период в Арктике и Субарктике. Тр. НИИГА, т. 143. М., Недра, 1965, с. 5—33.

Макогон Ю. Ф. Гидраты природных газов. М., Недра, 1974, 208 с.

Молочушкин Е. Н. Мерзлотно-геологические исследования юго-восточной окраины шельфа моря Лаптевых // Проблемы геологии шельфа. М., Наука, 1975, с. 87—91.

Carlson P. R. Holocene slump on continental shelf of Malaspina Glacier, Gulf of Alaska // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologist, 1978, vol. 62, No. 12, p. 35—41.

Поступила в редакцию
19 ноября 1997 г.