

УДК 551.345:551.79+551.35.06

И.Д. Данилов, А.А. Коновалов, А.Ю. Власенко

МОДЕЛИРОВАНИЕ ВОЗДЕЙСТВИЙ ТРАНСГРЕССИВНО-РЕГРЕССИВНЫХ ЦИКЛОВ РАЗВИТИЯ АРКТИЧЕСКОГО ШЕЛЬФА НА ФОРМИРОВАНИЕ ЗАЛЕЖЕЙ ГАЗОВЫХ ГИДРАТОВ И ЛЬДОВ

Введение. Гидраты природных газов - кристаллические образования, как внешне, так и по физическим свойствам сходные со льдом, по существу это его аналоги, сформированные в условиях насыщенной газом поровой или свободной влаги при определенных термобарических параметрах, т.е. иная по сравнению со льдом разновидность твердой фазы воды, способная существовать при положительной температуре среды. Наши предыдущие исследования показали, что фазовое состояние газовых гидратов меняется в результате изменяющихся параметров температуры и давления под воздействием трансгрессий и регрессий арктических морей [Данилов и Коновалов, 1998]. Обусловленные ими тепловые процессы играли, по-видимому, большую роль в динамике криолитосферы арктического шельфа и палеошельфа и в значительной степени определили ее нынешнее состояние.

Залежи подземных льдов пластовой и линзовидной формы широко распространены в пределах северных аккумулятивных равнин, сложенных мерзлыми отложениями ледово-морского происхождения. Особенно многочисленны они в районах нефтяных и газовых месторождений: на севере Печорской и Западно-Сибирской равнин, на прибрежных равнинах Северной Америки. Известны они и в пределах материковой окраины - арктического шельфа - в его Евразийском и Амеразийском секторах.

Образование ледяных и газогидратных залежей в осадочных породах криолитозоны - составная часть литогенеза вообще и его криогенного типа в частности [Данилов, 1987; 1991]. Близость физических свойств, высокая зависимость от термобарических условий, а также пространственное сочетание залежей гидратов природных газов и подземных льдов в мерзлых толщах послужили основанием для предположения об их вероятной парагенетической связи. Для проверки этой гипотезы мы провели исследования, базирующиеся на фактических данных и результатах моделирования, выполненного для юго-западных районов Карского шельфа и палеошельфа (прибрежных территорий моря и затоплявшейся в трансгрессии суши).

Залежи подземных льдов в отложениях прибрежных равнин и дна арктических морей. Показательным районом, где распространены многочисленные скопления залежей подземных

льдов разнообразной, но преимущественно пластовой (силлоподобной) формы, является север Западно-Сибирской равнины - полуострова Ямал и Гыданский, район низовий Енисея [Данилов, 1989; Павлидис и др., 1998; Соломатин и Коняхин, 1997; Трофимов и др., 1980]. Мощность залежей льда достигает 40-50 м, поперечник - нескольких сотен метров, возможно, нескольких километров. Залежи приурочены к толщам пород, слагающих морские террасы и террасовидные уровни рельефа на абсолютной высоте от 10 до 100 м, а также водораздельные, наиболее высокие уровни аккумулятивного рельефа (абсолютные высоты от 120 до 250 м). Максимальное число пластовых залежей льда приурочено к глубинам до 30-50 м от поверхности (начиная с 3-5 м от нее), но они встречаются и глубже (до 100-120 м), а в исключительных случаях - на глубине 300-400 м.

Породы, вмещающие залежи в верхней части разреза плиоцен-плейстоценовых отложений и слагающие все геоморфологические уровни рельефа, представлены песками (иногда с галькой и валунами) и алевритами, которые ниже переходят в суглинки и глины [Основы геокриологии..., 1996]. Относительно происхождения последних ведется длительная острая дискуссия, поскольку глины, имея тонкодисперсный состав, плохо сортированы, характеризуются оскольчатой структурой, слабовыраженной, нередко деформированной слоистостью (или она отсутствует вообще), содержат включения крупнообломочного материала - гравий, гальку, валуны, т.е. имеют мореноподобный облик («диамиктон»). Вместе с тем они содержат остатки микрофауны фораминифер и морских остракод, а также раковины морских моллюсков (нередко хорошей сохранности), которые образуют иногда скопления.

Наряду с морской фауной породам свойственны комплекс аутигенных минералов и конкреций, характерный для морских обстановок седиментации, карбонаты кальция, марганца, железа, сульфиды и фосфаты железа, а также морской тип засоления (среди анионов преобладают Cl^- и SO_4^{2-} , среди катионов Na^+ и K^+ , среднее количество легкорастворимых солей 1-2% и 0,5-1,0% рассеянного органического вещества [Основы геокриологии..., 1996].

На основании перечисленных и ряда других данных формирование содержащих ледяные залежи отложений связывают с морскими холодноводными

седиментационными бассейнами, а наличие валунов - с разносом плавучими льдами [Данилов, 1991].

Лед залежей представлен в основном двумя модификациями: монолитной (лед стекловидный или пузырчатый, сахаровидный) и слоистой за счет прослоев, содержащих примесь терригенного материала. Слоистость либо в целом, либо преимущественно пликативно деформирована.

К настоящему времени сложились представления о двух главных способах формирования крупных залежей льдов: внутригрунтовое льдовыделение при промерзании отложений и захоронение остатков позднеплейстоценового ледникового покрова. Внутригрунтовый способ предусматривает, в свою очередь, несколько возможных механизмов льдовыделения: инъекционный, сегрегационный, вакуумнофильтрационный и др.

Тем не менее, ни один из предложенных механизмов, ни их комбинации не объясняют некоторые черты состава и строения ледяных залежей, что служит основанием для жесткой критики представлений об их внутригрунтовом происхождении [Соломатин и Коняхин, 1997]. Инъекционная гипотеза не в состоянии объяснить следующие моменты: линзовидные тела льда, залегающие даже вблизи дневной поверхности, обычно не выражены в виде положительных форм рельефа; контакты льда и вмещающих пород часто не несут следов деформаций изгиба, нередко являются горизонтальными, а иногда имеют срезанный характер; во льду встречаются включения гальки и в очень редких случаях валунов, которые не могут быть связаны с инъекциями водных масс в промерзающие или мерзлые породы; трудно допустить возможность водных инъекций на больших глубинах (100 м и более), где горные породы находятся под большим давлением. Последнее обстоятельство является серьезным препятствием и при объяснении образования залежей сегрегационным механизмом льдовыделения, но в известной степени оно преодолевается смешанной инъекционно-сегрегационной гипотезой. Обе они не объясняют факт наблюдаемой во многих случаях сложной дислоцированности льда.

Отсутствие удовлетворительных ответов на поставленные выше и некоторые другие вопросы с позиций внутригрутового происхождения пластовых льдов используется для аргументации альтернативной гипотезы, связывающей образование таких льдов с захоронением остатков реликтового глетчерного льда [Соломатин и Коняхин, 1997]. Однако и эта гипотеза не объясняет многое, а прежде всего - генезис пород, вмещающих залежи и имеющих несомненные признаки формирования в морской среде [Данилов, 1991; Павлидис и др., 1998].

Существуют факты, свидетельствующие о синхронности накопления морских осадков и образования залежей пресного льда в них. Наиболее убедительным представляется фациальный переход подземного льда в латеральном направлении во

вмещающие глины и суглинки с морской фауной. Монолитный лед и очень льдистые породы вскрытой мощностью 20-25 м установлены бурением в донных отложениях современных морей: в Печорском, Карском, заливах, губах, проливах морей Лаптевых и Восточно-Сибирского. Они распространены до изобат 100-115 м и залегают как почти непосредственно от поверхности дна (на глубине в десятки сантиметров), так и на относительно большом расстоянии от нее (80-100 м и более).

На сейсмоакустических профилях зафиксированы характерные формы донного рельефа - подводные бугры распластанной формы. В Карском и Печорском морях высота их варьирует от 3-5 до 12 м, а поперечник имеет 120-140 м [Мельников и Спесивцев, 1995]. В Карском море они распространены до глубины 150 м, в Печорском - 50-70 м. Ядра бугров сложены высокольдистыми породами или монолитным льдом. Бурение одного из них (высота 12 м) показало, что под слоем жидких донных илов толщиной всего 30 см залегают пресный лед, вскрытый до глубины 25 м от поверхности дна [Мельников и Спесивцев, 1995]. Аналогичные бугры (подводные пинго) в море Бофорта в районе дельты р. Маккензи достигают высоты 30 м и имеют поперечник в основании до 400 м [Mackay, 1972; Shearer et al., 1972]. Анализ сейсмоакустических профилей донных отложений показывает, что лепешкообразные бугры постепенно переходят на разных уровнях в погребенное состояние, т.е. заносятся донными осадками.

Залежи газовых гидратов в отложениях арктического шельфа и палеошельфа. Интенсивное изучение газогидратов началось в последние десятилетия в связи с поисками и освоением газовых и нефтяных месторождений в океане и на высоких широтах. История вопроса и основные сведения о газогидратах приведены в работах [Истомин и Якушев, 1992; Макогон, 1974; Царев, 1976; Черский и др., 1977 и др.]. Обобщение данных по субмаринным газовым гидратам показало, что они неравномерно распределены в породах, образуют скопления, положение которых контролируется неоднородностью геологического пространства (температурного поля, поля проницаемости, солености морских (и поровых) вод [Гинсбург и Соловьев, 1994]).

Надежные данные о присутствии скоплений газогидратов в мерзлых толщах имеются для североамериканского сектора арктического шельфа и прибрежных равнин [Dallimore & Collett, 1998; Kvenvolden & Grantz, 1990]. На основе этих данных составлен график термобарических условий образования и стабильного существования газогидратов в областях отрицательных и положительных значений температур. Из анализа графика следует, что условия, благоприятные для образования гидрата метана в поле отрицательных температур, существуют в породах с глубины 100-200 м до подошвы мерзлого слоя (600 м). Ниже, в области положительных значений температуры (до

15°C) в связи с возрастанием давления, эти условия сохраняются до глубины 1000 м и более.

Скопления гидратов природных газов широко распространены в толщах мерзлых пород, слагающих прибрежные районы моря Бофорта, в частности район дельты р. Маккензи, где мощность субаквальных мерзлых толщ составляет 500-700 м [Taylor et al., 1996], а также Карского моря [Истомин и Якушев, 1992; Чувиллин и др., 1996]. Неоднократно наблюдались выбросы газов при бурении мерзлых отложений, возникающие, как полагают, в результате разложения скоплений газогидратов вследствие резкого снятия горного давления. Подобные случаи зафиксированы и при проведении буровых работ в открытых акваториях, например, в Печорском море [Мельников и Спесивцев, 1995]. В северной и центральной частях полуострова Ямал при бурении практически всех скважин отмечены газопроявления в приповерхностных мерзлых толщах [Чувиллин и др., 1996], имеющих мощность до 400-600 м и температуру от $-(4 \div 6)$ до $-(8 \div 10)$ °C.

Детальные исследования в районе Бованенковского газоконденсатного месторождения на северо-западе Ямала показали, что газопроявления в толщах мерзлых пород свойственны двум горизонтам, находящимся в интервалах глубин 50-80 и 100-120 м. По данным изотопно-спектрометрических исследований, газ из этих горизонтов имеет биохимическое происхождение и отличается от катагенетического газа в глубоких мезозойских месторождениях, залегающих ниже подошвы мерзлых толщ. Косвенным, но убедительным свидетельством кристаллогидратной формы нахождения газа в мерзлых морских породах является тот факт, что степень заполнения их порового пространства льдом и незамерзшей влагой составляет более 96%, это на два порядка превышает удельную активную пористость пород [Dallimore & Collett, 1998]. По данным тех же авторов, газосодержание в образцах, отобранных из газовыделяющих горизонтов, достигает 0,4 см³/г, в то время как в не выделяющих газ горизонтах оно составляет всего 0,005 см³/г.

Основные положения палеогеографической модели. Ряд авторов высказывали соображения о том, что в пределах северных равнин, в районах предполагаемого развития в плейстоцене покровного оледенения природные условия весьма способствовали образованию газовых гидратов - давление под ледниками должно было быть выше, а температуры пород ниже, чем сейчас, к тому же ледники препятствовали дегазации литосферы [Соломатин и Коняхин, 1997; Трофимов и др., 1980]. Однако вопрос о покровном оледенении арктического шельфа и прилегающих равнин проблематичен [Данилов, 1987; 1997; Основы геокриологии..., 1996], а под современным ледниковым покровом Антарктиды достоверно установлены бурением подледные воды и предполагается существование обширных подледных озер глубиной до 600 м, т.е. температура

пород ложа на значительных пространствах положительная.

В то же время известно, что на севере Западной Сибири, европейской части России в плейстоцене происходило чередование этапов трансгрессивного и регрессивного развития огромных территорий прибрежных низменностей и шельфа, периодически осушавшихся и заливавшихся водами холодноводных морей [Данилов, 1997; Данилов и Коновалов, 1998]. Это неизбежно приводило к изменению температуры и давления на поверхности массивов горных пород, чем могли быть обусловлены процессы разрушения скоплений газогидратов.

С целью проверки гипотезы о возможных переходах газовых гидратов в подземные льды под воздействием трансгрессий и регрессий было проведено математическое моделирование, базирующееся в свою очередь на палеогеографической концепции развития Карского шельфа и палеошельфа в последние 450-500 тыс. лет. В основе концепции лежат представления о связи криогенных эпох с этапами регрессий и их преимущественной обусловленности планетарными колебательно-тектоническими движениями материковых окраин, окружающих центральную глубоководную часть Арктического океана [Данилов, 1997].

Модель строилась для района, где современная температура мерзлых пород на побережье Карского моря составляет около -6°C, а мощность 500-600 м.

В регрессивный этап конца раннего плейстоцена (окский, донской криохрон) температура пород принята вдвое ниже современной -12°C. В дальнейшей геологической истории выделено четыре регрессивных холодных этапа, продолжительность которых и соответственно степень суровости климата закономерно уменьшались (возрастной диапазон, тыс. лет назад; температура пород, °C): самаровско-тазовский (300-150; -14); зырянский (100-50; -12); сарганский (25-10; -10); среднеголоценовый (5-2; -8).

Регрессивные криогенные этапы разделены трансгрессивными, в максимумы которых относительный уровень моря превышал современный. Температура придонных вод и пород в относительно мелководной части современного Карского моря составляет около -1°C, в глубоких местах (100 м и более) она достигает -1,8°C. Следовательно, ее понижение увеличивалось с возрастанием масштабов и глубины палеобассейнов. Ниже приводятся возрастной интервал (тыс. лет назад) и температура придонных вод и пород (°C) соответствующих трансгрессий: салехардско-санчуговская (450-300; -1,8); казанцевская (150-100; -1,5); каргинская (50-25; -1,3); фландрская (10-5; -1,1); трансгрессия конца голоцена (2-0; -1,0). Последовательное повышение придонных температур в палеобассейнах обусловлено уменьшением их глубины в связи с сокращением масштабов более молодых трансгрессий. Приняты следующие значения величины давления на

затопленные морем массивы мерзлых пород (согласно фактическим данным и палеореконструкциям, а также с учетом того обстоятельства, что по мере накопления осадков глубина бассейнов в каждую из перечисленных трансгрессий сокращалась): 5,0; 4,0; 2,0; 1,3 и 0,5 атм., т.е. эта величина последовательно уменьшалась во времени.

Физические основы математической модели. В термобарическом отношении главное отличие газогидратов от льда заключается в возможности их существования при невысоких положительных температурах и в обратной зависимости температуры фазовых превращений от давления. Если температура замерзания воды, т.е. ее перехода в лед, при понижении давления повышается, то температура гидратообразования, наоборот, понижается, причем барическая зависимость второй значительно сильнее. Например, равновесные температуры образования гидрата метана (доля в составе природного газа 90-98%) при давлениях 2,6; 1,9 и 0,1 МПа равны 0; -10 и -80°C соответственно [Истомин и Якушев, 1992; Макогон, 1974], а равновесные температуры льдообразования при тех же параметрах давления составляют -2,4; -1,7 и -0,1°C.

Процессы генерации и разрушения гидратов природных газов под воздействием морских трансгрессий и регрессий представляют особый интерес, поскольку влияние последних на температурный режим криолитосферы, ее динамику и строение изучено недостаточно. Это влияние проявляется посредством изменения температуры поверхности (верхнего граничного условия), горного давления и засоленности. Увеличение давления и засоленности вызывает понижение температуры фазового равновесия влаги и оттаивание содержащего лед мерзлого грунта, и наоборот.

Влияние давления и засоленности на динамику криолитосферы прибрежных территорий Карского шельфа и севера Западной Сибири в плейстоцене и голоцене при чередовании морских трансгрессий и регрессий по результатам компьютерного моделирования анализировалось нами ранее [Данилов и Коновалов, 1998]. В настоящей работе анализ дополняется учетом (наряду с температурой поверхности и давлением) возможного образования и разрушения газовых гидратов, а также выявлением связи этого процесса с образованием пластов льда на месте разложившихся газогидратных залежей.

Модели взаимодействия мерзлых грунтов и газогидратов, в том числе с учетом барического фактора, разрабатывались и ранее [Романовский и Тупенко, 1996; Царев, 1976 и др.]. Наша модель отличается от известных (помимо исходных палеогеографических данных, характера их ввода, назначения (цели) и выходных параметров) главным образом учетом барической зависимости температуры фазовых превращений как газовых гидратов, так и льда, а также разницы скрытой теплоты и температуры гидратообразования (в

положительных и отрицательных температурных полях). В одной из упомянутых работ [Романовский и Тупенко, 1996], например, минимальное значение скрытой теплоты гидратообразования метана принято 400 кДж/кг, в то время как по фактическим данным эта величина для области отрицательных температур составляет около 167 кДж/кг [Истомин и Якушев, 1992].

Зависимость температуры фазового равновесия вода - лед от концентрации порового раствора и давления близка к линейной. Температура его замерзания ($t_{л}$) понижается примерно на 0,75°C при повышении концентрации солей на 1%, а зависимость равновесной температуры от давления (P) описывается формулой:

$$t_{л} = -k \cdot P \quad (1),$$

где k - коэффициент, изменяющийся от 0,08°C/МПа в закрытых системах до 0,9-1,0°C/МПа в открытых и сжимаемых системах [Коновалов, 1997].

Взаимосвязь равновесной температуры (t_r) и давления (P_r) гидратообразования описывается логарифмическим (а не линейным, как у льда) выражением вида [Истомин и Якушев, 1992; Макогон, 1974]:

$$t_r = [B / (A - \ln P)] - 273, \quad (2)$$

где A и B коэффициенты, зависящие от состава газа (табл. 1).

Значения коэффициентов A и B , приведенные в табл. 1, заимствованы из [Истомин и Якушев, 1992]. В качестве примеров приведены рассчитанные с использованием формулы (2) температура и давление гидратообразования на верхней (дневная поверхность) и нижней (фиксируется по нулевой изотерме) границах льдообразования в горных породах.

Таблица 1

Значения коэффициентов A и B в формуле (2) для метана, углекислого газа, пропана, этана, азота

Показатели	CH ₄	CO ₂	C ₃ H ₈	C ₂ H ₆	N
A, $t_r > 0^\circ\text{C}$	36,3	35,7	55,1	33,5	31,6
A ₁ , $t_r < 0^\circ\text{C}$	8,97	10,2	11,3	12,6	10,5
B, $t_r > 0^\circ\text{C}$	9735,1	9582,7	15538	9340,9	7882,9
B ₁ , $t_r < 0^\circ\text{C}$	2196,6	2728,4	3553,1	3623,4	2134,5
P ₀ , атм	2,6	1,2	0,18	0,51	16,2
H ₀ , м	250	110	8	41	1610
t_r , а	-83	-55	-12	-32,5	< -100

Примечания: P₀ и H₀ — вычисленные значения гидростатического давления и глубины соответственно; t_r — температура гидратообразования.

Результаты расчета термобарических условий существования газовых гидратов и льдов в породах Карского шельфа при трансгрессиях и регрессиях моря в последние 450 тыс. лет

Возраст	Регрессии (Р) и трансгрессии (Т)	Время на момент расчета, тыс. лет назад	Внешнее давление, МПа	Температура (°C) на подошве слоя и его глубина, м												
				0	30	60	90	120	150	200	250	300	350	400	450	500
Q_1^2	PO	450	0	-12	-11,3	-10,5	-9,8	-9	-8,3							
Q_1^2	T1	444	5	-1,8	-1,4	-1,1	-0,7	-0,4	0							
		304		-1,8	-1,3	-0,8	-0,3	0,2	0,7							
Q_2^{2-4}	P1	290	0	-1,4	-12,6	-11,2	-9,9	-8,4	-7,0							
		170		-1,4	-13,2	-12,4	-11,6	-10,8	-10,0							
Q_3^1	T2	140	4	-1,5	-1,2	-0,9	-0,6	-0,3	0							
		102		-1,5	-1,2	-0,9	-0,6	-0,3	-0,1							
Q_3^2	P2	97	0	-12	-10,1	-8,6	-6,9	-5,2	-3,4							
		51		-12	-11,1	-10,3	-9,4	-8,6	-7,8							
Q_3^3	T3	45	2	-1,3	-0,1	1,1	1,5	1,1	0,7							
		26		-1,3	-0,4	-0,6	1,5	2,4	2,8							
Q_3^4	P3	11	0	-10	-9,1	-8,2	-7,3	-6,3	-5,4							
Q_4^1	T4	6	1,3	-1,1	-0,9	-0,7	-0,5	-0,3	-0,2							
Q_4^2	P4	4,5	0	-8	-3,4	-1,1	-6,0	-23	-8,6							
		3		-8	-7,2	-6,4	-5,6	-4,9	-4,1							
Q_4^3	T5	1	0,5	-1,0	-5,5	-6,4	-5,6	-4,7	-3,9							
Q_4^4	P5	+0,1	0	-6	-4,2	-2,7	-1,6	-1,0	-0,7							

Различие коэффициентов в формуле (2) для области положительных и отрицательных температур обусловлено тем, что температура разложения и образования газовых гидратов, согласно закону Клайперона-Клаузиуса, пропорциональна теплоте фазовых превращений (q), величина которой при положительных t_r больше, чем при отрицательных. Например, теплота разложения гидрата метана на газ и воду по инструментальным определениям [Истомин и Якушев, 1992] равна 54,2, а на газ и лед - 18,1 кДж/моль.

Превышение q при $t_r < 0$ над q при $t_r > 0$ (примерно 3-кратное) следует и из анализа процесса разложения газогидрата на газ и лед. Переход гидрата в лед при изотермическом снижении давления двухстадийный и происходит по схеме [Макогон, 1974]: гидрат - вода, вода - лед. При переходе в воду метановых гидратов в среднем поглощается порядка 500 кДж/кг, а при переходе воды в лед выделяется 333 кДж/кг. В итоге при переходе гидрата в лед поглощается 167 кДж/кг, т.е. втрое меньше, чем при переходе его в воду, но в целом происходит охлаждение массива пород.

В зоне, где термобарические условия благоприятны для образования и стабильного существования газогидратов, температура и давление должны быть равны или ниже вычисленных по формуле (2). Для реального образования газогидратов в этой зоне необходимо наличие достаточных количеств воды и газа (дополнительное физико-химическое условие). Кроме того, для каждого газа существует некоторая

критическая (максимальная) температура t_k , при которой, а также при более высокой гидратообразование невозможно при любом как угодно большом давлении: для метана $t_k \approx 47^\circ\text{C}$, для углекислого газа, до его сжатия, $t_k \approx 10^\circ\text{C}$ и т.д. [Истомин и Якушев, 1992].

Теплоемкость гидратов близка к теплоемкости льда (удельная теплоемкость льда - 2,8 кДж/(кг · °C), метана - 2,4 кДж/(кг · °C) [Макогон, 1974], пропана - 3 кДж/(кг · °C) [Царев, 1976]. Данные по теплопроводности газогидратов противоречивы. По одним сведениям, коэффициент их теплопроводности близок к таковому у льда (около 2,3 Вт/м · °C), по другим - у воды (около 0,5 Вт/м · °C). В системах грунт - газогидрат величина коэффициента теплопроводности, как и у мерзлых грунтов, по-видимому, лежит между этими двумя значениями (≈ 1 Вт/м · °C).

Наличие газогидратной залежи учитывалось в модели введением в грунтовый массив зоны с теплофизическими характеристиками метаногидрата. Теплофизические константы породы (глина, влажность 0,25, плотность скелета 1500 кг/м³) определялись по справочному материалу. Геотермический градиент постоянен и равен 0,025°С/м.

Смеси метан + вода и метан + лед приняты каждая за одну фазу, жидкую и твердую соответственно со свойствами грунтовой влаги и грунтового льда. Тогда возможны три варианта фазовых превращений, каждый из которых реализуется при определенных соотношениях фазовых температур и энергосатратах (q):

если $t(y, \tau) = t_{\text{л}}$ и $t_{\text{л}} > t_{\text{г}}$, то вода \leftrightarrow лед,
 $q = 333$ кДж/кг;
 если $t(y, \tau) = t_{\text{г}}$ и $t_{\text{л}} < t_{\text{г}}$, то вода \leftrightarrow метаноидрат,
 $q = 500$ кДж/кг;
 если $t(y, \tau) = t_{\text{г}}$ и $t_{\text{л}} > t_{\text{г}}$, то лед \leftrightarrow метаноидрат,
 $q = 167$ кДж/кг.

Массобмен, давление газа на лед и воду, самоконсервация газогидратов, кинетика растворения газа в воде и его перехода в гидрат не учитывались из-за недостаточной теоретической и экспериментальной базы. Для упрощения расчетов принято также, что внешнее давление и температура от эпохи к эпохе изменяются скачкообразно, следовательно, точность расчетов увеличивается к концу каждой эпохи, давление по глубине передается мгновенно, а породы не засолены. Давление на поверхность затопленных морем мерзлых пород (внешнее давление) определялось как вес столба воды плюс вес накопленных донных отложений. В расчетах изменение давления отражалось изменением фазовых температур согласно приведенным выше формулам (1) и (2).

Решалась одномерная задача теплопроводности с использованием явной разностной схемы. Фазовое тепло учитывалось известным методом «размазывания» в малом диапазоне температур вблизи фазового равновесия с введением в расчет трех различных эффективных теплоемкостей $C_{1,2,3}$ в зависимости от варианта реализации фазовых переходов (см. выше).

Анализ результатов расчета. Выявленные изменения температуры пород и положения подошвы слоев с разным агрегатным состоянием воды (мерзлое, талое, газогидратное) под воздействием трансгрессий и регрессий приведены в табл. 2. Рассмотрен случай, когда слой гидратообразования по физико-химическим условиям (достаточности газа и воды) ограничен интервалом глубин 60-120 м, соответственно максимально возможная мощность газогидратной залежи составляет 60 м. Принято условие, что слой полностью состоит из насыщенной газом воды (влажность 100%), поэтому в случае возникновения залежь должна иметь форму сплошного пласта.

Результаты расчетов отражают динамику взаимных переходов воды слоя в газовый гидрат и лед. Установлено, что благоприятные термобарические условия образования гидратов в указанном слое возникали только в трансгрессивные периоды при дополнительных нагрузках (2-5 атм), что отепляло грунтовый массив, а в регрессивные (холодные) эпохи их разложение дополнительно охлаждало его, способствуя интенсификации процесса перехода влаги в лед. В этапы трех плейстоценовых трансгрессий (салехардско-санчуговской, казанцевской и каргинской) по результатам моделирования каждый раз возникала газогидратная залежь в форме сплошного льдоподобного пласта мощностью 60 м, залегающая среди (или подстилающая) толщи мерзлых пород. В эпохи плейстоценовых регрессий (самаровско-

газовской, зырянской и сартанской), когда внешнее давление падало до атмосферного, несмотря на существенное понижение температуры пород, гидратная залежь разлагалась на лед и газ, т.е. превращалась в ледяную с генерацией свободного метана.

В первую голоценовую (фландрскую) трансгрессию в связи с небольшим повышением уровня моря относительно современного и незначительным в связи с этим увеличением внешнего давления лишь 17 м (из 60) ледяного слоя перешло в газовый гидрат, а в регрессию середины голоцена имел место обратный процесс. Во вторую, наименьшую по масштабам и продолжительности, голоценовую трансгрессию общее давление на ледяную залежь было меньше равновесного и гидратации газовых включений не произошло. Таким образом, за последние примерно 25 тыс. лет газогидратная залежь с изначальной толщиной 60 м полностью перешла в лед. Это служит подтверждением гипотезы о возможности газогидратного механизма образования современных пластовых залежей подземных льдов.

В качестве дополнительного аргумента, подтверждающего сделанный вывод, можно привести следующий факт: в песках, подстилающих залежи пластовых льдов на полуострове Ямал, содержатся линзы высококонцентрированных рассолов, отличающихся повышенным содержанием дейтерия: от -134,4 до -152,0‰ при его среднем содержании -142,5‰ [Соломатин и Коняхин, 1997]. Экспериментально установлено, что в процессе образования газогидрата происходит фракционирование (разделение) изотопных веществ (воды, кислорода, углерода и других) [Царев, 1976]. Коэффициент разделения легкой и тяжелой воды достигает 1,24. Эксперименты подтверждены результатами изотопного анализа пластовых вод нефтегазоносных комплексов Виллойской синеклизы, которые показали, что содержание дейтерия в пластовых водах под современными и древними газогидратными залежами существенно выше, чем в них самих.

Помимо моделирования рассмотренного выше случая: газонасыщенная вода - газогидрат - лед, нами проведено моделирование динамики изменения состояния массива пород глинистого состава мощностью 300 м, содержащего поровую влагу в количестве 25%, которая насыщена метаном до состояния, позволяющего ее переход при соответствующих термобарических условиях в газогидрат с образованием текстур по типу лед-цемент. Этот вариант не имеет ограничений по физико-химическим условиям, предполагается, что они существуют по всей зоне гидратообразования. Вся поровая влага в данном варианте расчета может переходить в газовый гидрат с образованием текстур по типу лед-цемент.

Согласно полученным результатам, термобарические зоны образования газогидрата соответствуют, как и в предыдущем случае, трансгрессивным этапам. Мощность их сократилась за последние 450 тыс. лет от 300 до 100 м, а глубина

залегания увеличилась практически от поверхности дна в эпохи продолжительного существования древних глубоких палеобассейнов до 200 м в мелководных водоемах конца голоцена. В настоящее время верхняя граница зоны стабильности газогидратов опустилась на глубину 240 м от поверхности дна, а ее мощность сократилась до 60 м.

Заключение. В этапы трансгрессий и затопления арктического шельфа и палеошельфа вследствие невысоких положительных и отрицательных значений температуры донных отложений, а также повышения в них горного давления (дополнительная нагрузка водной толщи и накапливающихся осадков) создавались условия, благоприятные для образования газовых гидратов.

В этапы регрессий, осушения шельфа, включая палеошельф, и снятия дополнительных нагрузок давление на поверхность мерзлых пород приближалось к атмосферному, в результате чего происходило разложение газовых гидратов с поглощением большого количества тепла и охлаждение массивов пород. Газогидраты залежей в расчетном интервале глубин (60-120 м) переходили в лед, а верхняя граница зоны стабильности их существования в рассеянной форме опускалась на глубину примерно 200 м, что соответствует ее положению на графике, построенном для прибрежных территорий Североамериканского континента.

Именно в регрессивные, криогенные эпохи (а не в этапы трансгрессий и межледниковий, как принято считать) постепенно накапливались значительные количества свободного метана в

донных отложениях и, возможно, в атмосфере, что в этом случае способствовало повышению глобальной температуры воздуха в конце криогенных эпох, дополнительно стимулируя их завершение.

Несмотря на чередование теплых (трансгрессивных) и холодных (регрессивных) эпох, последовательное уменьшение их продолжительности и повышение температуры в каждой из них, согласно принятой модели, приводило к постепенному нагреву массива пород в целом с общей тенденцией к деградации шельфовой субмаринной мерзлоты. Вместе с тем толщина ее слоя над зоной гидратообразования в этапы более молодых трансгрессий возрастала во времени. Поэтому естественно предположить, что глубина залегания газовых гидратов больше в породах, слагающих молодые морские террасовые уровни рельефа, и меньше на более высоких, т.е. более древних террасах.

В целом в последние 100 тыс. лет преобладала тенденция к сокращению зоны образования гидратов, их редукции и замещению подземными льдами, что особенно четко прослеживается на примере газогидратных и ледяных залежей.

На основе полученных результатов может быть дан прогноз развития шельфовой субмаринной криолитосферы: несмотря на предполагаемое повышение уровня Мирового океана в ближайшие 100 лет на 1-3 м, мощность ее сколько-нибудь существенно не сократится, а процесс образования газовых гидратов не возобновится.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 98-05-64340

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гинсбург Г.Д., Соловьев В.А. Субмаринные газовые гидраты. СПб., 1994.
2. Данилов И.Д. О гипотезе покровного оледенения арктического шельфа и прилегающих равнин севера Евразии // Изв. АН СССР. Сер. 5. География. 1987. № 2. С. 80-88.
3. Данилов И.Д. [Ледяные залежи в толщах ледово-морских осадков как продукт криогенного диагенеза](#) // Докл. АН СССР. 1989. Т. 306. № 5. С. 1201-1203.
4. Данилов И.Д. Осадочное породообразование в условиях субмаринной криолитозоны // Литология и полезные ископаемые. 1991. № 4. С. 51-65.
5. Данилов И.Д. Эволюция Арктического шельфа в позднем кайнозое и криогенно-гляциогенные процессы в его пределах // Криосфера Земли. 1997. Т. 1. № 2. С. 36-41.
6. Данилов И.Д., Коновалов А.А. Многослойное строение криолитосферы аккумулятивных равнин севера Евразии // Геоэкология. 1998. № 2. С. 73-81.
7. Истомин В.А., Якушев В.С. Газовые гидраты в природных условиях. М., 1992.
8. Коновалов А.А. Параметры фазового равновесия грунтовой влаги и динамика криолитосферы // Итоги фундаментальных исследований криосферы Земли в Арктике и Субарктике. Новосибирск, 1997. С. 234-241.
9. Макогон Ю.Ф. Гидраты природных газов. М., 1974.
10. Мельников В.П., Спасивцев В.И. Инженерно-геологические и геокриологические условия шельфа Баренцева и Карского морей. Новосибирск, 1995.
11. Павлидис Ю.А., Ионин А.С., Щербаков Ф.А. и др. Арктический шельф. Позднечетвертичная история как основа прогноза развития. М., 1998.
12. Основы геокриологии. Ч. 2. Литогенетическая геокриология / Отв. ред. Э.Д. Ершов, И.Д. Данилов. М., 1996.
13. Романовский Н.Н., Тупенко Г.С. Закономерности взаимодействия мерзлых толщ и газовых (газогидратных) залежей // Мат-лы первой конфер. геокриологов России. Кн. 1. М., 1996. С. 338-347.
14. Соломатин В.И., Коняхин М.А. Криолитогенез и стратиграфия мерзлой толщи Центрального Ямала // Мат-лы Международ. конфер. Итоги фундаментальных исследований криосферы Земли в Арктике и Субарктике. Новосибирск, 1997. С. 173-181.
15. Трофимов В.Т., Баду Ю.Б., Дубиков Г.И. Криогенное строение и льдистость

многолетнемерзлых пород Западно-Сибирской плиты. М., 1980.

16. Царев В.П. Особенности формирования, методы поиска и разработки скоплений углеводородов в условиях вечной мерзлоты. Якутск, 1976.

17. Черский Н.В., Царев В.П., Савин С.В. и др. Некоторые новые направления изучения физико-химических особенностей систем вода-газ-гидрат и использования газовых гидратов // Поиски и оценка ресурсов газа в газогидратных залежах. Якутск, 1977. С. 133-178.

18. Чувилин Е.М., Перлова Е.В., Кондаков В.С. Особенности газосодержания толщ мерзлых пород в пределах Бованенковского газоконденсатного месторождения // Мат-лы первой конфер. геокриологов России. Кн. 1. М., 1996. С. 291-299.

19. Dallimore S.R., Collett T.S. Gas hydrates associated with deep Permafrost in the Mackenzie Delta, N. W. T., Canada: regional overview // The 7th Internat.

Permafrost Conference. Proceedings. N 57. Canada, Yellowknife, 1998. P. 201-206.

20. Kvenvolden K.A., Grantz A. Gas hydrates of the Arctic Ocean region // The Geology of North America. 1990. Vol. L. P. 539-549.

21. Mackay J.R. [Offshore permafrost and Ground Ice, Southern Beaufort Sea, Canada](#) // Can. J. Earth. Sci. 1972. Vol. 9. N 11. P. 1550-1561.

22. Mackay J.R. Problems of the Origin of Massive Icy Beds, Western Arctica, Canada // Permafrost Second Intern. Conf. Nat. Acad. Of Sciences. Washington, 1973. P. 223-228.

23. Shearer J.M., Makrob R.F., Pelettier R.R., Smith T.B. [Submarine pingos in the Beaufort sea](#) // Science. 1972. Vol. 174. N 4011. P. 816-818.

24. 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](#) // Nat. Res. Concil Canada. 1996. Vol. 33. N 1. P. 62-71.

Поступила в редакцию 25.05.1999

Ссылка на статью:



Данилов И.Д., Коновалов А.А., Власенко А.Ю. Моделирование воздействий трансгрессивно-регрессивных циклов развития Арктического шельфа на формирование залежей газовых гидратов и льдов // Вестник МГУ. Серия 4. Геология. 2001. № 5. С. 47-54.