

## РОЛЬ БАРИЧЕСКОГО ФАКТОРА В ДИНАМИКЕ КРИОЛИТОСФЕРЫ

А.А. Коновалов

*Институт проблем освоения Севера СО РАН, 625003, г. Тюмень, а/я 2774, Россия*

Рассматриваются особенности взаимодействия двух видов твердой фазы воды: газогидратной и ледяной при изменении давления. Анализируются особенности теплообмена, инициируемого фазовыми превращениями газогидрата и льда. Сформулированы условия льдообразования на месте разлагающейся газогидратной залежи.

*Динамика криолитосферы, газгидраты, давление, температура, лед, фазовое равновесие, расчеты*

### THE ROLE OF PRESSURE FACTOR IN THE DYNAMICS OF CRYOLITHOSPHERE

A.A. Kononov

*Institute of North Development Problem SD of the RAS, 625003, Tyumen, 2774, Russia*

The features of interaction of two kinds of solid water phases: gas hydrate and ice at changing pressure are considered. The features of heat transfer, initiated by phase transformation of gas hydrate and ice are analyzed. The conditions of ice formation at the place of destroyed gas hydrate deposit are formulated.

*Dynamics of cryolithosphere, gas hydrate, pressure, temperatures, ice, phase balance, accounts*

Стационарное состояние криолитосферы определяется средней температурой воздуха у поверхности грунта-интегральной характеристикой климата, тепловым потоком из недр Земли и горным давлением. Влияние двух последних по сравнению с температурой воздуха невелико, поэтому стационарную „вечную“ мерзлоту часто называют продуктом климата.

Динамика (нестационарность) криолитозоны обусловлена не только временным ходом перечисленных трех факторов, но и вещественным составом литосферы, фазовыми и другими внутренними тепловыми процессами, вызванными изменениями температуры и давления. Роль давления при этом существенно возрастает, особенно в присутствии газогидратов, так как изменение давления с переходом через равновесное значение вызывает температурный „всплеск“ в грунте и соответствующие теплообменные процессы, вплоть до образования „мерзлоты“ при положительных температурах окружающей среды и сохранения ее длительное время, без участия климата.

Большинство геолого-географических (экзогенных) процессов, приводящих к изменению природного давления (наступление и сход морей и ледников, осадконакопление и денудация, тектонические движения и др.), протекают медленно, эволюционно, внешне проявляясь через пос-

тепненное опускание или подъем дневной поверхности. Максимальные скорости изменения толщины ледниковых покровов в плейстоцене составляли порядка 0,3 м/год, глубины моря — 0,015 м/год. Максимальные амплитуды колебания уровня поверхности ледника — 3000 м, моря — 600 м, что соответствует перепадам давления в 6 и 30 МПа. Перемещения дневной поверхности в других процессах незначительны, меньше 0,1 см/год [Царев, 1976]

На порядки быстрее изменяется горное давление в результате инженерной деятельности — разработки месторождений полезных ископаемых, подземного строительства, водоснабжения и т. д.

Резко, практически скачкообразно, изменяется давление при землетрясениях, извержениях вулканов, подводных оползнях, сдвигах и др. эндогенных процессах катастрофического характера.

Термобарические условия существования гидратов и льда определяются уравнениями фазового равновесия. Для анализа удобно использовать их эмпирические модификации в форме известных зависимостей температуры фазовых равновесий гидратов ( $t_h$ ) и льда ( $t_n$ ) от давления  $P$  (МПа). Для льда такая зависимость имеет вид:

$$t_n = -k \cdot P, \quad (1)$$

где  $k$  — коэффициент, зависящий от податливости вмещающей породы и изменяющийся от 0,075 до 0,94 °С/МПа.

Анализ зависимости  $t_r$  от  $P$  по данным В.А. Истомина и В.С. Якушева [1992] показал, что в определенных интервалах температур или давлений ее (в целом логарифмическую) также можно представить линейной. Например, для метана с погрешностью, не превышающей 15—20%, можно записать:

$$t_r = A \cdot P - B, \quad (2)$$

где  $A, B$  — коэффициенты, равные 2,4 °С/МПа и 6,24 °С в диапазоне 2,5—5 МПа (0—6 °С), и 13,3 °С/МПа и 33,3 °С в диапазоне 0,35—2,6 МПа (−30—0 °С).

Давление в (2) — гидростатическое, целесообразно выразить через глубину ( $y$ ), которой оно соответствует, тогда

$$t_r = k_1 \cdot y - B, \quad (3)$$

где  $k_1 = A \cdot \gamma / 100$  °С/м,  $\gamma$  — плотность в г/см<sup>3</sup> (для воды  $\gamma = 1$ ).

На рис. 1 приведены: схематический вид зависимостей  $t_r$  и  $t_n$  от давления  $P$ , выраженного через глубину  $y$  с помощью (3); график хода температуры грунта по глубине; характерные уровни, образованные пересечением кривых. Изложенные ниже соображения базируются в основном на анализе рис.1.

Влияние давления на  $t_r$  значительно сильнее, чем на  $t_n$ . Например, перепаду давления в трансгрессивном цикле моря или оледенения от 0,3 до 5 МПа соответствует, согласно расчету по (1)—(2), изменение  $t_n$ , даже при максимальном  $k = 0,94$  °С/МПа, от −0,28 до −4,7 °С, а  $t_r$  для метаногидрата, от −57 до 8 °С; то же для гидрата

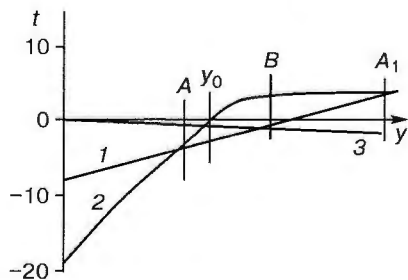


Рис. 1. Схематическое распределение по глубине  $y$  температуры: грунта (1), газогидратообразования (2), замерзания (3).

$A$  и  $A_1$  — верхняя и нижняя границы ЗТБУГ (пересечение 1 с 2);  $B$  — нижняя граница вечной мерзлоты (пересечение 1 с 3; верхняя граница мерзлоты совпадает с поверхностью),  $y_0$  — уровень с  $t_r = t_n$  (пересечение 2 с 3).

углекислого газа, от −21 до 11 °С. Размах колебаний в первом случае 4,5, а во втором — 65° для метана и 33 для углекислого газа. В то же время перепад температур воздуха в теплые и холодные эпохи, который по общепринятым представлениям и определяет динамику криолитосферы, оценивается в 10, максимум в 20°. Сопоставляя приведенные цифры, можно согласиться с выделением комплекса тепловых эффектов, связанных с фазовыми превращениями гидратов при изменениях давления, в особый, барический механизм формирования температурного режима литосферы [Трофимук и др., 1986].

Конечно, говорить о равнозначной с температурным, а тем более главенствующей роли барического механизма формирования „вечной мерзлоты“ в настоящее время не приходится. Несмотря на обширность зоны с благоприятными термобарическими условиями газогидратообразования (ЗТБУГ) — более 20% суши и 90% дна Мирового океана, факты обнаружения газогидратных залежей (ГЗ) единичны, — по-видимому, из-за недостаточно широкого развития других, помимо термобарических, условий их образования, прежде всего — недостатка газа. Но, во-первых, в течение всего времени существования Земли идет необратимый процесс ее дегазации. Во-вторых, прежде, в ледниковые периоды и сразу после них, условия для гидратообразования были намного лучше, чем сейчас. Температуры были ниже, давления выше, а ледяной покров и вечная мерзлота препятствовали дегазации. Поэтому в тепловой истории Земли, в появлении криолитозоны и ее палеодинамике, приведшей к ее нынешнему состоянию, барический фактор играл большую роль.

Главное отличие газогидратов от льда заключается, во-первых, в возможности существования при положительных (невысоких) температурах и противоположном виде зависимости температуры фазовых переходов от давления (а, следовательно, и от глубины, — см. рис.1). При изотермическом понижении давления ниже равновесного значения газогидраты переходят в жидкую фазу, а вода — в твердую. При изотермическом повышении давления наоборот — вода с растворенным газом переходят в твердую (гидратную) фазу, а лед — в жидкую. То есть при изотермическом изменении давления газогидраты и лед, в общем-то родственные физические образования, ведут себя как антиподы — появление и накопление одного из них ведет к уничтожению другого.

Фазовые превращения при изменении  $P$  выше или ниже равновесного значения начинаются со скачкообразного установления равновесных температур, которые выше начальных при обра-

зовании и газогидратов и льда, и ниже — при их разложении. В результате формируются первичные температурные аномалии (ПТА), „теплые“ в первом случае, „холодные“ во втором. Зоны аномалий затем могут увеличиваться. Толщины ПТА и слоя с фазовыми превращениями, а также высота вертикального перемещения дневной поверхности совпадают. Температуры холодных ПТА ниже, а теплых выше при газгидратном происхождении.

Равновесные температуры держатся в течение всего периода фазовых превращений, побуждая теплообмен с окружающей средой. После окончания фазовых превращений температуры постепенно выравниваются, однако аномальные зоны могут существовать достаточно долго. Особенно это относится к холодным ПТА в гидратоносных породах, где проявляется эффект самоконсервации газогидратов.

При опускании-поднятии поверхности на некоторую величину, на такую же величину перемещаются границы ЗТБУГ. Это инициирует тепловые процессы и фазовые изменения, разнонаправленные в верхней и нижней части ГЗ, осложненные геотермическим градиентом ( $G$ ) и тепловой инертностью грунтовой среды.

Если  $G > 0$ , а газа и воды в области подъема и опускания ЗТБУГ достаточно, то опускание поверхности массива при  $t_0 = \text{const}$ , например с начальным распределением температуры по закону  $t = t_0 + G \cdot y$ , вызовет: 1) разложение ГЗ с

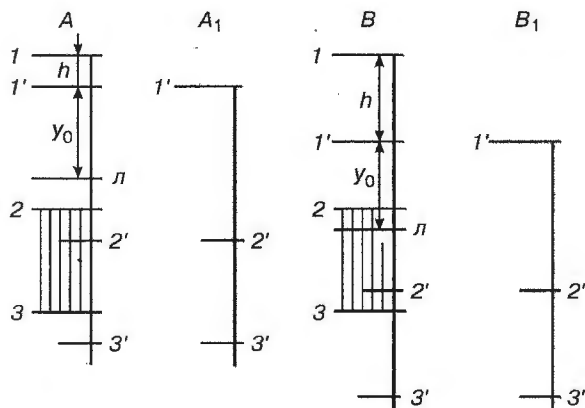


Рис. 2. Схема перемещения ГЗ при опускании поверхности с уровня  $I$  на уровень  $I'$ .

$A$  и  $B$  — варианты без и с льдообразованием, соответственно, — начальный момент;  $A_1$  и  $B_1$  — то же в предельном случае (через много лет); 2, 3 и 2', 3' — границы ГЗ до (заштрихована) и после опускания поверхности;  $l$  — уровень, на котором температуры гидратообразования и льдообразования равны; 2—2' — зона разложения ГЗ (холодная ПТА), 3—3' — зона гидратообразования (теплая ПТА), 2— $l$  — зона льдообразования.

образованием холодных ПТА на краях ГЗ (внизу — кратковременных); 2) выравнивание температуры согласно ее начальному распределению; 3) восстановление первоначальной мощности ГЗ за счет гидратообразования ниже подошвы ГЗ, где температура в процессе выравнивания понижается из-за опускания поверхности. Сказанное иллюстрируется рис. 2, на котором приведена схема перемещения ГЗ с образованием ПТА при опускании дневной поверхности на величину  $h$  при разных соотношениях  $h + y_0$  и  $y_1$  ( $y_0$  — слой, давление которого обеспечивает  $t_r = t_n$ ;  $y_1$  — глубина кровли ГЗ; о роли этого соотношения см. ниже). Поднятие поверхности при тех же условиях вызовет: 1) приращение ГЗ сверху и снизу с образованием теплых ПТА (внизу — кратковременных); 2) выравнивание температуры согласно ее начальному распределению; 3) восстановление первоначальной мощности ГЗ за счет разложения нижней части ГЗ, где температура в процессе выравнивания увеличивается из-за поднятия поверхности.

В пределе в обоих случаях примерно восстанавливаются начальные распределение температуры и мощность ГЗ.

Если воды и газа у краев ГЗ недостаточно для образования газогидратов или  $G \leq 0$ , то она разлагается и при опускании и при поднятии дневной поверхности, в первом случае — сверху, за счет уменьшения давления ниже равновесного, во втором — снизу, за счет медленного, без образования теплой ПТА, повышения температуры.

Разрушение гидратного слоя, являющегося газонепроницаемой крышкой, в условиях постепенной дегазации Земли — необратимый процесс [Трофимук и др., 1986]. При колебательном характере перемещения дневной поверхности в трансгрессивных циклах морей и оледенений ГЗ частично разрушившись в одном полуцикле (регрессивном), в последующем полностью не восстанавливается из-за ухода части газа в атмосферу. Кроме того, в трансгрессивном полуцикле гидратообразующая роль повышения давления компенсируется хотя бы частично, разрушающую роль повышения температуры. Поэтому формирование и обнаружение холодных аномалий более вероятно, чем теплых.

Из всех тепловых эффектов, связанных с барическим фактором, наибольший интерес представляет промерзание грунтов (льдообразование) при положительной температуре окружающей среды. О возможности образования „мерзлоты“ в процессе разложения ГЗ при понижении давления высказывалось в работах [Макогон, 1974; Трофимук и др., 1986]. Льдообразование

при положительных температурах окружающей среды наблюдалось в ядрах, содержащих газогидраты, быстро поднятых с океанского дна в приэкваториальной зоне [Макогон, 1974].

Рассмотрим закономерности формирования температуры при скачкообразном падении давления и  $t_0 > 0$ , используя следующий пример. Под высокогорным озером глубиной 120 м, на отметке (от зеркала воды)  $-300$  м, где  $P = 3$  МПа, расположена кровля метаногидратной залежи. Температуры — положительные, ниже равновесных. В результате землетрясения, приведшего к спуску озера,  $P$  падает на 1,2 МПа. В верхнем 120-метровом слое ГЗ температуры понижаются до значений, равновесных новому  $P$  и начинается разложение ГЗ. Начальные границы формирующейся зоны аномально низких температур лежат на отметках, считая от нового положения дневной поверхности, 180 и 300 м. Следовательно, толщина холодной ПТА составляет 120 м. Из (1) находим, что  $t_r = 0$  соответствует глубине 260 м. Из этого следует, что в верхнем 80-метровом слое холодной ПТА, между отметками 260 и 180 м установились отрицательные температуры: от 0 на глубине 260 м, до, согласно (1),  $-22^\circ\text{C}$  на глубине 180 м, и началось льдообразование. При падении уровня озера только на 30 м, холодная ПТА появилась бы между отметками 270 и 300 м, считая от нового положения дневной поверхности, а изолиния  $t_r = 0$ , соответствующая глубине 260 м, лежала бы выше кровли газогидрата и не попадала в зону его разложения (зону охлаждения).

Условие появления отрицательных температур при  $t_0 > 0 = \text{const}$ , достаточности воды и газа под ГЗ и быстром опускании поверхности (уменьшении давления) иллюстрирует рис.2. Разложение ГЗ и образование холодной ПТА начинается (см. варианты А и В) в слое 2—2', равном величине опускания поверхности ( $h$ ), причем появление отрицательных температур и замерзание выделяющейся при разложении ГЗ влаги возможно только, если глубина уровня  $L - h + y_0$  (где при опускании дневной поверхности на новый уровень величины  $t_r$  и  $t_n$  равны) больше первоначальной глубины кровли ГЗ ( $y_1$ ). Следовательно, условием льдообразования (точнее — появления отрицательных температур) в разлагающейся ГЗ при скачкообразной разгрузке поверхности и  $t_0 > 0$  будет

$$y_0 + h > y_1, \quad (4)$$

а толщина зоны начального льдообразования ( $H$ ) определяется формулой

$$H - h + y_0 - y_1. \quad (5)$$

В отсутствии газогидратов новообразование „мерзлоты“ при изотермическом изменении горного давления возможно только в области отрицательных температур, обычно — путем приращенения толщины мерзлого массива снизу при уменьшении давления. При увеличении давления мерзлый массив оттаивает снизу. Но и здесь выявляются нетривиальные случаи. Например, если засоленность мерзлого массива выше, а соответственно температура фазовых превращений ниже подстилающего талого, то последний промерзает как при понижении давления, так и при его повышении. При этом оно должно быть ниже равновесного в талом массиве, либо выше равновесного в вышележащем мерзлом (со скачкообразным появлением здесь холодной ПТА). Последний случай интересен тем, что промерзание талого массива происходит на фоне оттаивания вышележащего мерзлого [Коновалов, 1997].

Условие (4) определяет возможность льдообразования в процессе разложения ГЗ при положительных начальных температурах газогидрата ( $t_0$ ) и окружающей среды и скачкообразном понижении давления, либо при любой скорости понижения давления ниже равновесного значения, но при температуре окружающей среды, равной  $t_n$ .

При положительной начальной температуре и малых скоростях разгрузки ГЗ может успеть полностью разложиться до перехода  $t_r$  в область отрицательных значений. Если скорости разгрузки достаточно большие, то на какой-нибудь отметке в пределах слоя  $H$  появится температура  $t_r$ , равная температуре начала льдообразования ( $\approx 0$ ). Эта отметка тем ниже (ближе к подошве  $H$ ), чем меньше скорость разгрузки. Поэтому вторым условием льдообразования на месте разлагающегося газогидрата при изначально положительных температурах является достаточно высокая скорость разгрузки (понижения дневной поверхности  $v_y$ ), при которой слой  $H$  не успевает полностью разложиться при положительных температурах.

При постепенном опускании дневной поверхности в верхнем слое ГЗ, равном  $h$ , происходит разложение газогидрата с поглощением тепла и понижением температуры — формируется холодная ПТА. Нижняя  $\xi_n$  и верхняя  $\xi_p$  границы области разложения постепенно смещаются вниз (причем скорость нижней границы равна  $v_y$ ) до достижения уровней  $h$  и  $H$  соответственно. В изотермическом режиме температура нижней границы несколько повышается за счет геотермического градиента  $G$ , но во времени не меняется, а верхней — понижается от  $t_0$  в начале

до  $t_d$  при достижении уровня  $H$ . Все тепло фазовых превращений отнесем к верхней границе и примем квазистационарный тепловой режим. Тогда уравнение теплового баланса на ней на каждый момент времени  $dt$  записывается в виде:

$$[(v_i \cdot \tau - G \cdot \xi_p) / \varepsilon_p] \cdot dt - Q / \lambda \cdot d\xi_p, \quad (6)$$

где  $Q = q \cdot w \cdot \gamma$  — тепло, поглощаемое при разложении ГЗ;  $\lambda, q, w, \gamma$  — коэффициент теплопроводности, скрытая теплота разложения, суммарная влажность и плотность скелета гидратоносной породы;  $v_i - k_1 \cdot v_p$  — скорость изменения равновесной температуры;  $v_p$  — скорость движения верхней границы области газогидратообразования.

Напомним, что при квазистационарном тепловом режиме изотермы на любой момент времени параллельны самим себе, откуда следует:

$$(\xi_p / \xi_n) - (v_p / v_y) - H / h. \quad (7)$$

После решения и преобразования (6) с учетом (7) и (3) получаем выражения  $v_p$  и  $v_y$

$$v_p - (k_1 \cdot m - k_1 - G) \cdot \lambda / Q, \quad (8)$$

$$v_y - v_p \cdot m, \quad (9)$$

где  $m = h / H = h / (h - t_0 / k_1)$ .

Формула (9) и есть приближенное математическое выражение второго необходимого (и достаточного) условия льдообразования при разложении ГЗ с  $t_0 > 0$ . Из него следует, что льдообразование невозможно, если  $G > k_1 \cdot (m - 1)$ . Для метаногидратов это условие практически равнозначно  $G > 0,01$  °С/м. Величина  $v_y$  уменьшается (становится ближе к обычным, не катастрофическим, понижающим внешнее давление процессам) при уменьшении  $t_0$  и увеличении  $h$ . Например, при  $G = 0$ ,  $h = 100$  м,  $(Q/\lambda) = 30000$  м<sup>2</sup>/(ч·°С), и  $t_0 = 0,5$  и  $t_0 = 1$  °С величины  $v_y$  соответственно равны 0,2 и 0,8 см/год, а при  $h = 50$  м и прочих равных условиях — 0,8 и 14 см/год.

Систему (8)—(9) можно обобщить на изменение  $t_r$  до любого значения  $t_i > t_d$ . В этом случае

в формулах (4)—(9) вместо  $H$  и  $y_0$  должны фигурировать  $H_i$  и  $y_i$ , причем  $y_i$  соответствует давлению, при котором  $t_r = t_i$ . Например согласно (3), при  $t_i = 5$   $y_i = 470$  м и т.д. При близких к нулю  $t_0$  и  $G$  даже тонкий слой мерзлого грунта оттаивает достаточно долго. Например, согласно расчетам по известной формуле Стефана, время оттаивания слоя мерзлого грунта толщиной 10 м при  $G = 0$ ,  $(Q/\lambda) = 30000$  м<sup>2</sup>/(ч·°С) и  $t_0 = 0,1$  °С составляет около 2000 лет. Таким образом, возникновение мерзлоты на месте разлагающейся ГЗ и длительное ее сохранение при  $t_0 > 0$  вполне реально.

Проведенный анализ и оценки показывают важную роль барического фактора в формировании и динамике криолитосферы, особенно в присутствии газогидратов. В определенных условиях они сформулированы автором, см. (4) и (9), — мерзлые толщи могли появиться на месте разлагающихся при понижении давления газогидратных скоплений даже при положительной температуре окружающей среды, независимо от изменений климата.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ (грант 96-05-64008).

### Литература

- Истомин В.А., Якушев В.С. Газовые гидраты в природных условиях. М., Недра, 1992, 235 с.  
 Коновалов А.А. Параметры фазового равновесия грунтовой влаги и динамика криолитосферы // Итоги фундаментальных исследований криосферы Земли в Арктике и Субарктике. Новосибирск, Наука, 1997, с. 234—241.  
 Макогон Ю.Ф. Гидраты природных газов. М., Недра, 1974, 312 с.  
 Трофимук А.А., Макогон Ю.Ф., Якушев В.С. Влияние динамики зон гидратообразования на температурный режим горных пород в области распространения криолитозоны // Геология и геофизика, № 11, 1986, с. 3—10.  
 Царев В.П. Особенности формирования, методы поиска и разработки скоплений углеводородов в условиях вечной мерзлоты. Якутск, Якутское кн. изд-во, 1976, с. 213.

Поступила в редакцию  
30 июня 1998 г.