

СВОЙСТВА ЛЬДА И МЕРЗЛЫХ ПОРОД

УДК 624.139

ФАЗОВЫЕ ПЕРЕХОДЫ И ДОЛГОВЕЧНОСТЬ МЕРЗЛОГО ГРУНТА

А.А. Коновалов

Тюменский государственный нефтегазовый университет, 625000, Тюмень, ул. Володарского, 56, Россия; konov7@rambler.ru
Институт проблем освоения Севера СО РАН, 625003, Тюмень, а/я 2774, Россия

Рассмотрена связь прочности мерзлого грунта с температурой и длительностью переохлаждения и температурой кристаллизации. Дана ее количественная оценка.

Мерзлый грунт, прочность, переохлаждение, кристаллизация

PHASE TRANSITION AND LONGEVITY OF FROZEN GROUND

A.A. Konovalov

Tyumen State Oil and Gas University, 625000, Tyumen, Volodarskogo str., 56, Russia; konov7@rambler.ru
Institute of North Development Problems, SB RAS, 625003, Tyumen, P/O box 2774, Russia

The correlation of the strength of the frozen ground with its temperature, duration of supercooling and temperature of crystallization has been examined. The quantitative evaluation of this correlation has been made.

Frozen ground, strengths, supercooling, crystallization

ВВЕДЕНИЕ

Промерзанию грунтовой влаги, как и других жидкостей, предшествует ее охлаждение до температуры, более низкой, чем температура последующей кристаллизации (t_k). Природа этого явления, его связи с внешними силами и физическими свойствами вещества изучены недостаточно. Параметры переохлаждения (температура $t_{пер}$ и продолжительность $\tau_{пер}$) не входят в фундаментальные уравнения, определяющие состояние и эволюцию вещества, и не учитываются ни в тепловых, ни в механических расчетах. Возможно, поэтому исследователи не придают большого значения этому феномену, действительно достаточно эфемерному и не всегда проявляющемуся в экспериментах.

Цель этой работы – показать и количественно оценить связь параметров, характеризующих переохлаждение и кристаллизацию грунтовой влаги, с прочностью и долговечностью мерзлого грунта при температурах выше $-22\text{ }^\circ\text{C}$.

Переохлаждение (скрытая стадия кристаллизации). На рис. 1 приведен типичный пример хода температуры песка с влажностью 19,6 % при температуре охлаждения $t_{ох} = -10\text{ }^\circ\text{C}$ и атмосферном давлении в цикле заморозания–оттаивания [Цытович, 1973].

Перед замерзанием грунтовая влага переохлаждается ниже t_k , до величины $t_{пер}$. Температурную область Ω (от t_k до $t_{пер}$) на рис. 1, в которой незаметно для наблюдателя формируются зародыши кристаллов, назовем скрытой, или эмбриональной, стадией кристаллизации.

Формирование структуры льда – каркаса, в ячейках которого образуются зародыши кристаллов, начинается при понижении температуры воды до $+4\text{ }^\circ\text{C}$, когда ее плотность начинает медленно, со скоростью порядка сотых долей процента на градус, убывать, а давление возрастать. Уста-

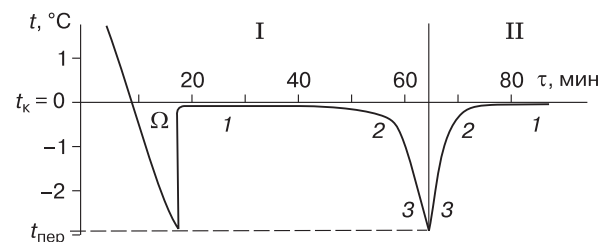


Рис. 1. Кривая заморозания (I) и оттаивания (II) песка.

1–3 – характерные участки кривой (см. текст); Ω – скрытая стадия кристаллизации.

новление $t = t_{\text{пер}} < t_{\text{к}}$ соответствует достижению метастабильного состояния, предшествующего скачкообразному повышению температуры до $t_{\text{к}}$ и появлению первых кристаллов – центров последующей объемной кристаллизации. Переохлаждение создает перепад температур $\Delta t_{\text{пер}} = t_{\text{к}} - t_{\text{пер}}$, необходимый для получения энергии образования центров кристаллизации. Температуру и продолжительность переохлаждения можно сократить и даже свести на нет, например, путем встряхивания образца, увеличением внешнего давления p или с помощью затравок кристаллизации, в качестве которых могут быть использованы различные примеси и вещества, по строению близкие ко льду. Естественными затравками являются растворенные в воде соли, ионы которых увеличивают количество активных поверхностей, служащих центрами кристаллизации [*Лабораторные методы...*, 1985].

Температура грунта в области выше $t_{\text{пер}}$ зависит от температуры охлаждающей среды $t_{\text{ох}}$ и его теплофизических свойств. В общем случае $t_{\text{пер}}$ равна температуре грунта t , которая установилась бы в данном месте и при отсутствии фазовых превращений (в сухом грунте) согласно закону теплопроводности (при $\tau < \infty$ величина $t_{\text{пер}}$ всегда выше $t_{\text{ох}}$). С приближением к поверхности образца и уменьшением размеров датчика температуры эта разница сокращается, стремясь к нулю. В первом приближении можно считать, что $t_{\text{пер}} \approx t_{\text{ох}}$ [*Гречищев и др.*, 2005].

Чем ниже температура охладителя, тем меньше период переохлаждения $\tau_{\text{пер}}$. При достаточно низких $t_{\text{ох}}$ величина $\tau_{\text{пер}}$ становится меньше разрешающей способности измерительных приборов и весь участок переохлаждения из-за его малости визуально не фиксируется. На рис. 2 приведены результаты выполненных совместно с Л.Т. Роман

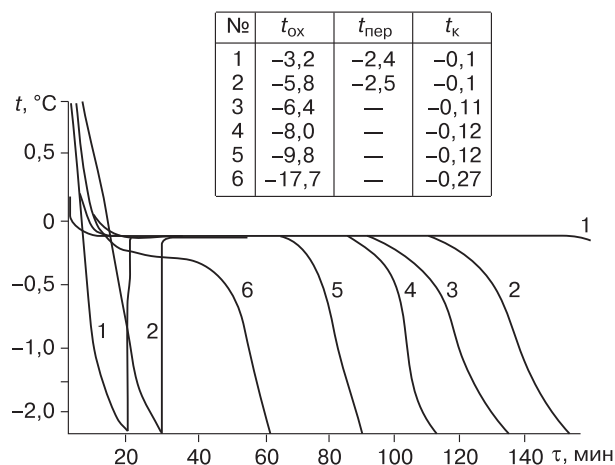


Рис. 2. Термограммы промерзающего грунта при разных значениях $t_{\text{ох}}$, $t_{\text{пер}}$ и $t_{\text{к}}$ в опытах 1–6.

опытов по определению $t_{\text{к}}$ и $t_{\text{пер}}$ у заторфованных глинистых грунтов при разных значениях $t_{\text{ох}}$ [*Роман, 1987*]. На рис. 2 видно, что $t_{\text{пер}}$ всегда выше $t_{\text{ох}}$, причем с понижением $t_{\text{ох}}$ область переохлаждения сокращается и при $t_{\text{ох}}$ около $-6\text{ }^{\circ}\text{C}$ уходит за пределы “видимости” измерительных приборов. Но и во всех других случаях $t_{\text{пер}}$ выше $t_{\text{ох}}$. Вероятно, это связано с тем, что метастабильное состояние в них наступило, точнее, зафиксировано при температурах выше $t_{\text{ох}}$. В то же время вполне допустимо предположить, что при этом произошло также мгновенное, инструментально “не замеченное” понижение температуры от $t_{\text{пер}}$ до $t_{\text{ох}}$. И только после этого, в следующее мгновение, она повысилась до $t_{\text{к}}$. То есть при достаточно низких $t_{\text{ох}}$ температура грунта в метастабильном состоянии мгновенно пробегает весь спектр температур – от наблюдаемой $t_{\text{пер}}$ до скрытой (ненаблюдаемой) $t_{\text{ох}}$ и обратно до $t_{\text{к}}$. Но из-за сверхвысокой скорости пробега температуры ниже наблюдаемого значения $t_{\text{пер}}$ не отражаются на физических свойствах грунта.

Зависимость $t_{\text{пер}}$ от $\tau_{\text{пер}}$ детально исследована С.Е. Гречищевым с соавторами [2005]. На рис. 3 приведены графики этой зависимости для суглинка с влажностью 26,2 % (опыт 1) и 20,5 % (опыт 2). Точки на графиках – данные опытов С.Е. Гречищева с соавторами. Как показал наш анализ, они хорошо аппроксимируются формулой

$$\tau_{\text{пер}} = \tau_{\text{мин}}(t_{\text{мин}}/t_{\text{пер}})^{1/g} = \tau_{\text{мин}}(t_{\text{пер}}/t_{\text{мин}})^{-1/g}, \quad (1)$$

где $\tau_{\text{мин}}$, $t_{\text{мин}}$ – минимальное время и температура переохлаждения на этот момент времени, тоже минимальная (по модулю – максимальная), отсчитываемая (как и $t_{\text{пер}}$) от $t_{\text{к}}$; g – безразмерный эмпирический коэффициент.

Величина g в (1) близка к относительному изменению объема воды (относительной деформации) при кристаллизации: $g \approx j_{\text{к}} \approx 0,09$. Максимальное переохлаждение, соответствующее его длительности, равной периоду колебаний атомов: $\tau_{\text{пер}} = \tau_{\text{мин}} \approx 10^{-13}$ с (условному мгновению), при подстановке в выражение (1) опытных данных, получается равным $-22...-25\text{ }^{\circ}\text{C}$. Это значение

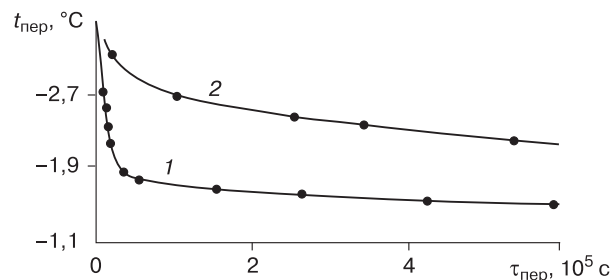


Рис. 3. Зависимость температуры переохлаждения $t_{\text{пер}}$ от $\tau_{\text{пер}}$ для суглинка с влажностью 26,2 % (1) и 20,5 % (2) [*Гречищев и др.*, 2005].

близко к минимальной температуре ($-22\text{ }^{\circ}\text{C}$), при которой еще может существовать (не замерзая) обычная вода. Таким образом, пределы изменения $t_{\text{пер}}$ и $t_{\text{к}}$ примерно одинаковы – от 0 до $-22\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Из формулы (1) следует, что для каждой грунтовой разновидности

$$t_{\text{пер}}(\tau_{\text{пер}})^g = t_{\text{мин}}(\tau_{\text{мин}})^g = \delta = \text{const.} \quad (2)$$

Величина δ находится эмпирически по результатам определения нескольких любых (не обязательно предельных) пар значений $t_{\text{пер}}$ и $\tau_{\text{пер}}$. Оценим ее, например, для условий опыта 1 (см. рис. 3): суглинок с влажностью 26,2%, $t_{\text{к}} = -0,4...-0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$, $g \approx 0,1$, $t_{\text{мин}} = -3,3\text{ }^{\circ}\text{C}$, $\tau_{\text{мин}} = 30\text{ с}$. Подставив эти цифры в (2), получаем: $\delta \approx -3,3 \cdot (30)^{0,1} = -4,6\text{ }^{\circ}\text{C} \cdot \text{с}$. С помощью выражения (2) можно установить минимальную температуру охлаждения $t_{\text{ох}}$, при которой еще наблюдается (улавливается приборами) величина $t_{\text{пер}}$. В частности, при $t_{\text{пер}} = -4,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ (соответственно, при $t_{\text{ох}} \approx t \approx -4,6\text{ }^{\circ}\text{C}$) величина $\tau_{\text{пер}}$ составляет 1 с, при $t_{\text{пер}} \approx -5\text{ }^{\circ}\text{C}$ $\tau_{\text{пер}} = 0,43\text{ с}$, а при $t_{\text{пер}} = -8\text{ }^{\circ}\text{C}$ $\tau_{\text{пер}} = 0,004\text{ с}$. Ясно, что в данном случае $t_{\text{пер}}$ фиксируется при $t_{\text{ох}}$ не ниже $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$. При повышении $t_{\text{пер}}$ величина $\tau_{\text{пер}}$ растет. В том же опыте, но при $t_{\text{пер}} = -1\text{ }^{\circ}\text{C}$, $\tau_{\text{пер}}$ уже достигает двух месяцев и далее быстро увеличивается, стремясь к бесконечности при $t_{\text{пер}} \rightarrow t_{\text{к}}$.

Явная стадия кристаллизации грунтовой влаги при достаточно низкой температуре включает три участка (1–3 на рис. 1). На первом, с постоянной температурой $t_{\text{к}}$, замерзает свободная вода. На термограммах этот участок имеет вид горизонтальной прямой. Затем в диапазоне температур от $t_{\text{к}}$ до $t_{\text{тм}}$ (температура, соответствующая началу твердомерзлого состояния) кристаллизуется рыхлосвязанная влага. На этих участках 1, 2 замерзает практически вся термически активная грунтовая вода [Цытович, 1973]. Замерзание сопровождается увеличением объема примерно на величину разницы между объемами воды и льда, а также повышением давления на незамерзшую воду и понижением температуры, в пределе (в закрытой, жесткой системе) до значения $t \approx -22\text{ }^{\circ}\text{C}$; $p \approx 214\text{ МПа}$. Область возможного существования обычной воды при разных давлениях представлена на рис. 4 [Фрадкин, 1983; Савельев, 1991]. Домерзание оставшейся прочносвязанной воды продолжается и при более низких температурах, когда интенсивность фазовых переходов резко падает и температура грунта вновь начинает зависеть в основном от его теплофизических свойств и $t_{\text{ох}}$.

Равновесие между температурой грунта t , давлением p и количеством незамерзшей воды $W_{\text{н}}$ устанавливается при $t \approx t_{\text{ох}} \approx t_{\text{пер}}$.

Оттаивание протекает в обратном порядке: сначала оттаивает лед прочно- и рыхлосвязанной воды, затем свободной. Температура оттаивания

свободной воды $t_{\text{пл}} \approx t_{\text{к}}$ (горизонтальные участки кривых на рис. 1).

Таким образом, $t_{\text{к}} = \text{const}$ – это температура замерзания свободной воды (или температура плавления ее твердой фазы). Связанная вода замерзает в некотором интервале температур, и практически при любой температуре в мерзлом грунте содержится определенное количество незамерзшей воды [Цытович, 1973]. По отношению к связанной воде $t_{\text{к}}$ (для ее твердой фазы $t_{\text{пл}}$) является температурой *начала* замерзания (оттаивания). На рис. 1 видно, что каждая температура на явной стадии кристаллизации (участки 1–3) равна определенной температуре на стадии переохлаждения (участок Ω). Температура мерзлого грунта отвечает за содержание незамерзшей воды, его деформационные, прочностные и другие свойства. Следовательно, по температуре переохлаждения талого грунта $t_{\text{пер}}$ можно судить о физических свойствах, в том числе и прочностных, мерзлого грунта.

Наблюдаемое значение $t_{\text{пер}}$ в оптимальном диапазоне температур охлаждения, когда фиксируются все три характерных участка явной стадии кристаллизации ($t_{\text{ох}} \approx -6...-10\text{ }^{\circ}\text{C}$), примерно совпадает с температурой окончания замерзания свободной и рыхлосвязанной воды $t_{\text{тм}}$ и установлением твердомерзлого состояния грунта.

Началу твердомерзлого состояния грунта соответствует максимальная прочность пластичномерзлого грунта с энергией пластичных связей, равной теплоте кристаллизации (плавления) $Q_{\text{к}}$. При понижении температуры ниже $t_{\text{тм}}$ прочность мерзлого грунта увеличивается преимущественно за счет образования твердых (хрупких) ледяных связей с энергией, равной теплоте сублимации $Q_{\text{с}}$ [Коновалов, 2009]. При более высоких температурах охлаждения величина $t_{\text{пер}}$ совпадает с температурными показателями пластичной (рыхлосвязанной) мерзлоты $t_{\text{рс}}$. Если $t_{\text{ох}} < t_{\text{тм}}$, то наблюдается только явная стадия кристаллизации.

Несмотря на разный характер термограмм на скрытой и явной стадиях кристаллизации, нетруд-

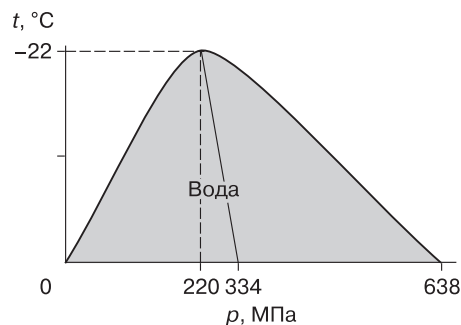


Рис. 4. Область существования обычной воды при $t < 0\text{ }^{\circ}\text{C}$.

но заметить и их сходство: обе начинаются от t_k , одинаковы пределы изменения $t_{пер}$ и t_k (от 0 до -22°C), отвечающих за образование зародышей кристаллов льда и дальнейшее их нарастание соответственно. На обеих стадиях температура проходит через одни и те же значения – от t_k до $t_{пер}$. То есть образование зародышей кристаллов льда на скрытой стадии и объемная кристаллизация на явной стадии заканчиваются также при одинаковой температуре $t_{пер}$, которой на явной стадии отвечает максимальная прочность смерзания частиц грунта. Как отмечалось выше, каждой температуре переохлаждения можно сопоставить равную по величине температуру кристаллизации связанной воды (плавления ее льда) и зависящее от нее напряженно-деформированное состояние замерзшего грунта.

Факторы понижения температуры кристаллизации. Во-первых, это давление p . В интервале температур от 0 до примерно -16°C зависимость температуры кристаллизации (плавления) от давления линейная. Ее формула вытекает из уравнения Клапейрона–Клаузиуса в его классическом предельном варианте (когда удельные объемы льда при замерзании воды или оттаивании льда достигли своих предельных, равновесных данной температуре, значений):

$$t_k = p j_k T_0 / (Q_k \rho_v) = bp, \quad (3)$$

где $j_k = 0,09$ – относительное изменение объема воды при замерзании; $T_0 = 273\text{ K}$; Q_k – скрытая теплота кристаллизации; ρ_v – плотность воды; p – внешнее давление (в обратной задаче $p = t_k/b$ этой буквой обозначают внутреннее давление); $b \approx 0,08^\circ\text{C}/\text{МПа}$ (в грунтовой воде b в среднем около $0,1^\circ\text{C}/\text{МПа}$ [Лабораторные методы..., 1985]).

В общем случае распределение температур и давлений фазовых переходов в области существования обычного льда, т. е. льда, температура плавления которого понижается с повышением давления, описывается формулой [Коновалов, 1988, 2009; Коновалов, 2010]

$$\theta = H^{1,2}, \text{ или } H = \theta^{0,83}, \quad (4)$$

где $\theta = t_k/t_{max}$, $H = p/p_{max}$, $t_{max} = -22^\circ\text{C}$, $p_{max} = 220\text{ МПа}$ – максимальные по модулю температура

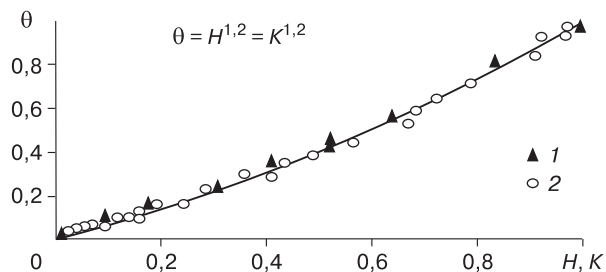


Рис. 5. Зависимость относительной температуры замерзания θ от H (1) и K (2).

и давление (координаты точки перегиба кривой на рис. 4).

Величина t_k (и $t_{пер}$) отсчитывается от ее начального значения $t_{k,0}$ (при атмосферном давлении и нулевой засоленности), которое зависит в основном от состава грунта. У песчаных грунтов значение $t_{k,0}$ близко к нулю, у глинистых – ниже нуля примерно на $0,1-0,5^\circ\text{C}$ [Коновалов, 1988].

Другим фактором понижения температуры замерзания грунтовой влаги является *засоленность* [Лабораторные методы..., 1985]. Установлено [Коновалов, 2009; Коновалов, 2010], что зависимости относительной температуры замерзания θ от относительных давления $H = p/p_{max}$ и концентрации растворенных солей $K = Z/Z_{эв}$ ($Z, Z_{эв}$ – текущая и эвтектическая концентрации раствора) и их формулы идентичны (рис. 5). (При определении температуры замерзания засоленного грунта принимается $\theta = t_k/t_{эв}$, где $t_{эв}$ – температура эвтектики.)

Параметры эвтектик водных растворов солей, использованных в анализе, приведены в табл. 1 [Справочник..., 1969].

Разделив уравнения для H и K друг на друга, находим давление $p_{экв}$, эквивалентное данной засоленности:

$$p_{экв} = (Z/Z_{эв})(t_{эв}/t_{max})^{0,83} p_{max}, \quad (5)$$

которое для учета совместного влияния обоих факторов на температуру замерзания добавляется к величине размерного давления в формуле (4). Тогда

$$\theta = t_k/t_{max} = \left[(p/p_{max}) + (Z/Z_{эв})(t_{эв}/t_{max})^{0,83} \right]^{1,2}. \quad (6)$$

В грунтовых водах обычно растворено несколько солей. В этом случае в (6) надо подставлять сумму величин $\left[(Z/Z_{эв})(t_{эв}/t_{max})^{0,83} \right]$, вычисленных для каждой соли.

Формула (6) справедлива при условии, что сумма относительных давлений и концентраций меньше единицы. Для реальных грунтов, поровая влага которых представляет собой слабо концентрированные растворы, это условие всегда выполняется.

Температура кристаллизации (плавления) зависит также от количества *жидкой фазы* в порах грунта $W_{п}$, причем не имеет большого значения, что является заполнителем другой части порового

Таблица 1. Эвтектические концентрации ($Z_{эв}$) и температуры ($t_{эв}$) распространенных солей

Соль	$Z_{эв}, \%$	$t_{эв}, ^\circ\text{C}$	Соль	$Z_{эв}, \%$	$t_{эв}, ^\circ\text{C}$
NaCl	22,4	-21,3	Na ₂ CO ₃	6,3	-2,3
KCl	20,6	-6,6	NaNO ₃	38,0	-18,5
CaCl ₂	39,5	-49,8	MgSO ₄	19,0	-3,9
MgCl ₂	21,6	-33,6			

пространства: газовая (воздух, газ, пар) или твердая (лед) фазы. В обоих случаях эта зависимость подчиняется эмпирической формуле [Коновалов, 1988; Konovalov, 2010]

$$\Psi = \omega^{1/n}. \quad (7)$$

Здесь $\Psi = t_{к,0}/t_k$; $\omega = W_n/W$; $t_{к,0} = \text{const}$ – температура начала замерзания незасоленного грунта с начальным (максимальным) содержанием жидкой фазы W при атмосферном давлении; n – эмпирический безразмерный коэффициент, изменяющийся от 0,25 у грунтов твердой консистенции до 0,125 у грунтов жидкой, для “чистой” воды $n \approx 0,125$.

Как следует из формулы (7), величина t_k с уменьшением жидкой фазы (соответственно, с увеличением газообразной или твердой фазы) понижается, как и при повышении давления.

Барическая зависимость температуры переохлаждения. Систематических исследований этой зависимости при $t = t_{\text{пер}}$, насколько нам известно, не проводилось. В опытах с промерзающим суглинком при значениях $p = 0,1$ и $5,7$ МПа величины t_k составили $-1,1$ и $-3,0$ °С, а $t_{\text{пер}} = -0,8$ и $-0,3$ °С [Коновалов, 2009]. То есть температура переохлаждения с увеличением давления повысилась, в то время как температура кристаллизации, наоборот, понизилась.

Используем для анализа взаимозависимости $t_{\text{пер}}$ и p другие системы, связанность частиц которых также обеспечивается льдом, например газгидраты. При повышении температуры газгидраты разлагаются на воду и газ. Выделившаяся вода при отрицательных температурах окружающей среды замерзает. Но сначала она, как любая природная вода, включая грунтовую, должна пройти стадию переохлаждения. На рис. 6 приведена связь между относительными температурами j_T и давлениями j_p на воду, выделившуюся при разложении гидратов метана $j_T = (T - 253,2)/19,1$, $j_p = (p - 0,39)/1,95$ и пропана $j_T = (T - 264,3)/7,9$,

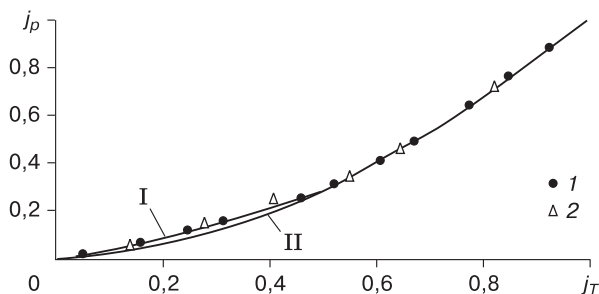


Рис. 6. Зависимость относительного давления j_p от относительной температуры j_T для гидратов метана (1) и пропана (2).

Точки 1, 2 – фактические данные; кривая I – их полиномиальная аппроксимация: $j_p = 0,8 j_T^2 + 0,2 j_T$, $R^2 = 0,999$; кривая II – расчет по степенной формуле $j_p = j_T^{1,8}$.

$j_p = (p - 0,025)/1,38$, по данным А.М. Решетникова [2010]. Числа в этих формулах – пределы изменения температуры T и давления p в опытах А.М. Решетникова, причем T имеет смысл температуры переохлаждения. Точки 1, 2 на рис. 6 соответствуют фактическим данным, кривая I – их полиномиальная аппроксимация, кривая II – расчет по степенной формуле. Приведенные на рис. 6 формулы дают сходные результаты, но степенная удобней для расчетов, поскольку при логарифмировании сводится к одномерной. График однозначно свидетельствует о повышении температуры переохлаждения воды, выделившейся из газгидратов при увеличении давления. Температура ее кристаллизации не определялась. Но очевидно, что несмотря на специфику подложки и наличие пузырьков газа, это тоже вода, температура кристаллизации которой зависит от давления и содержания жидкой фазы в объеме газгидрата и понижается с увеличением этих параметров.

Можно сделать общий вывод о противоположном характере барической зависимости температур переохлаждения и кристаллизации воды, в том числе грунтовой: первая с увеличением давления повышается, а вторая понижается и наоборот. Область переохлаждения $\Delta t_{\text{пер}} = t_k - t_{\text{пер}}$ с повышением давления сокращается как бы с двух сторон, сверху и снизу.

Отметим, что опыты, по результатам которых впервые установлен количественный вид зависимости температуры переохлаждения воды от давления, выполнены А.М. Решетниковым в составе группы исследователей под научным руководством В.П. Мельникова и А.Н. Нестерова [Мельников и др., 2011].

Выявлена связь температуры начала кристаллизации t_k связанной воды у грунтов разного состава и влажности (W , д.е.) с температурой $t_{\text{пер}}$, изменяющейся от $-1,5$ до $-4,5$ °С [Гречищев и др., 2005]. На рис. 7 эта связь представлена в от-

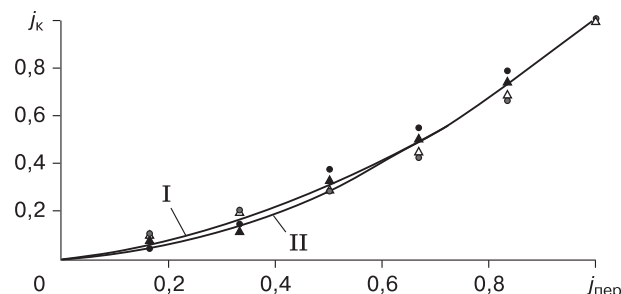


Рис. 7. Зависимость между величинами j_k и $j_{\text{пер}}$.

Точки – фактические данные; кривая I – их полиномиальная аппроксимация: $j_k = 0,77 j_{\text{пер}}^2 + 0,24 j_{\text{пер}}$, $R^2 = 0,996$; кривая II – расчет по степенной формуле $j_k = j_{\text{пер}}^{1,77} \approx j_{\text{пер}}^{1,8}$.

Таблица 2. Максимальные ($t_{к,2}$) и минимальные ($t_{к,1}$) значения температуры в опытах [Гречищев и др., 2005]

Грунт	W, д.е.	$t_{к,2}$, °C	$t_{к,1}$, °C
Суглинок	0,21	-0,52	-0,40
	0,26	-0,35	-0,25
Супесь	0,22	-0,32	-0,22
	0,30	-0,22	-0,12
Песок	0,20	-0,12	-0,08

носителем виде. На оси абсцисс отложены значения $j_{пер} = [t_{пер} - (-1,5)] / [(-4,5) - (-1,5)]$, на оси ординат $-j_k = (t_k - t_{к,1}) / (t_{к,2} - t_{к,1})$, где $t_{к,2}$, $t_{к,1}$ – максимальное и минимальное значения t_k (табл. 2).

На рис. 7 точки соответствуют фактическим данным, кривая I – их полиномиальная аппроксимация, кривая II – расчет по степенной формуле. Приведенные на рис. 7 полиномиальная и степенная формулы дают сходные результаты. Графики на рис. 6 и 7 примерно идентичны. Численные коэффициенты в обоих случаях практически равны и входят в последовательность так называемых обобщенных золотых сечений, характеризующих разные уровни равновесия в системах любой природы [Сороко, 1984; Стахов, 1984]. Главной особенностью полиномиального представления является равенство численных коэффициентов единице. Относительные температуру и давление кристаллизации можно записать и для всей области их изменения (см. рис. 4): $j_k = (t_k - 0) / (-22 - 0)$, $j_p = (p - 0) / (220 - 0)$. Тогда, сравнивая степенные формулы на рис. 6 и 7, получаем равенство $j_k = j_p$, из которого следует формула связи размерных t_k и p , идентичная (3):

$$t_k = bp \approx 0,1p. \tag{8}$$

Зависимость t_k от $t_{пер}$ актуальна только для связанной (незамерзшей) воды. Чем ниже $t_{пер}$, т. е. ниже температура мерзлого грунта, тем меньше в нем незамерзшей воды и тем прочнее она связана с активными поверхностями и, следовательно, ниже t_k . Свободная вода замерзает при постоянной температуре. Опыты показывают, что в водонасыщенных грунтах вся влага находится в связанном состоянии, однако и в этом случае часть ее замерзает при постоянной температуре (при

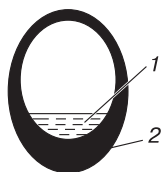


Рис. 8. Схема свободной (1) и связанной (2) воды в водонасыщенном грунте.

$dt/d\tau = 0$, см. рис. 1, участок 1), как свободная вода. По-видимому, верхняя часть пленки связанной воды на стенках поры под действием силы тяжести как бы “развязывается” и в свободном состоянии перемещается вниз, где и замерзает при температуре, равновесной количеству свободной воды (рис. 8).

В табл. 3 приведен фрагмент хода температуры грунта в опытах по промораживанию образцов водонасыщенного ($W = 20\%$) и ненасыщенного ($W = 8\%$) суглинка при $t_{ок} = -6\text{ °C}$ [Коновалов, 1988]. Из данных табл. 3 видно, что в маловлажном грунте также присутствует свободная (“развязанная”) вода, замерзающая при некоторой постоянной температуре.

Пластично- и твердомерзлое состояния грунта. Н.А. Цытович [1973] выделил три области фазовых переходов грунтовой влаги в зависимости от изменения содержания незамерзшей воды W_H на градус понижения температуры, т. е. от величины производной $dW_H/dt = \xi$. Это следующие области:

- 1) значительных фазовых переходов, в которой $\xi \geq 1\%$;
- 2) переходную, в которой величина ξ изменяется от 1 до 0,1 %;
- 3) практически замерзшего состояния, в которой $\xi < 0,1\%$.

Они примерно совпадают с участками промерзания, соответственно, свободной, рыхло- и прочносвязанной воды, выделяющимися на явной стадии кристаллизации. Первые две области составляют зону пластичности мерзлых грунтов, в пределах которой происходит увеличение объема замерзающей грунтовой влаги до объема льда. При оттаивании, наоборот, в этой области объем льда убывает до объема воды; при механической нагрузке в этом состоянии развивается стационарная, а затем и прогрессирующая ползучесть. Зная зависимость содержания незамерзшей воды от температуры, можно по величине ξ приблизительно

Таблица 3. Значение температуры в промерзающем грунте при разной влажности

W = 20 %		W = 8 %	
τ , мин	t , °C	τ , мин	t , °C
0	-0,6	0	-1,3
5	-1,6	6	-2,2
6	-1,8	7	-2,4
7	-0,1	8	-1,6
8	-0,06	9	-1,3
44	-0,06	10	-1,2
45	-0,1	31	-1,2
51	-0,2	35	-1,35

Примечание. Выделены курсивом значения $t_{пер}$, жирным шрифтом – участок с $t_k \approx \text{const}$.

но оценить температуры на границах областей с разным состоянием мерзлоты. Формула зависимости W_n от t обратна (7) и имеет вид

$$W_n = \Pi t^{-n}, \quad (9)$$

где $\Pi = (t_0^n W)$; W – влажность грунта на начало замерзания.

Наиболее вероятные значения Π для основных категорий грунта: песков 0–0,01, супесей 0,01–0,03, суглинков 0,03–0,08, глин 0,08–0,15 [Коновалов, 1988].

Возьмем из (9) производную $dW_n/dt = \xi$, получим

$$\xi = -n\Pi t^{-(1+n)}. \quad (10)$$

Отсюда, учитывая, что минус перед правой частью (10) лишь указывает на уменьшение величины ξ с повышением абсолютной величины (модуля) отрицательной температуры и при ее расчете опускается, находим формулу, по которой определяются температуры, соответствующие любым значениям ξ :

$$t = (n\Pi/\xi)^{1/(1+n)}. \quad (11)$$

В табл. 4 приведены значения Π , а также температуры на нижних границах рыхлосвязанной t_{pc} ($\xi = 0,01$) и прочносвязанной t_{tm} ($\xi = 0,001$) воды, рассчитанные по формуле (11) для предельных значений $n = 0,25$ и $0,125$.

Связь долговечности и длительной прочности мерзлого грунта с параметрами фазовых превращений грунтовой влаги. Связи между частицами мерзлого грунта в зависимости от близости его температуры к температуре плавления $t_{пл}$ могут быть пластичными (“плавильными”) вблизи $t_{пл}$ и хрупкими (“сублимационными”) вдали от $t_{пл}$, в относительной близости от $t = -22$ °С. Разные типы связей частиц мерзлого грунта определяют и разные механизмы разрушения и формулы долговечности [Коновалов, 2009, 2011; Коновалов, 2010]. Пластичное разрушение представляет собой постепенную деформацию мерзлого грунта до критической (предельной) величины $j_{пр} \approx j_{пл}$, а хрупкое – развитие процесса внутреннего трещинообразования до полного развала тела. Термобарическое условие преимущественной работы хрупкого или пластического механизма разрушения имеет вид [Коновалов, 2011; Коновалов, 2010]

$$p/p_m = t_k/t = 0,2, \quad (12)$$

где p_m – мгновенная (максимальная) прочность, определяемая из уравнения (3), в которое вместо t_k подставляется текущая температура мерзлого грунта $t < t_k$.

При $p/p_m \geq 0,2$ (или $t_k/t \geq 0,2$) долговечность больше у хрупкого тела. Это означает, что критическая деформация $j_{пр}$ достигается раньше, чем тело разваливается на части. Следовательно, для

Таблица 4. Рассчитанные по формуле (11) значения Π , t_{pc} , t_{tm} для основных видов грунта

Грунт	Π	t_{pc} , °С	t_{tm} , °С
Песок	0	0/0	0/0
	0,01	-0,33/-0,16	-2,1/-3,1
Супесь и суглинки	0,03	-0,8/-0,42	-5,0/-5,0
	0,05	-1,2/-0,65	-7,5/-6,3
	0,07	-1,6/-0,9	-9,9/-7,2
Глина	0,09	-1,9/-1,1	-12,1/-8,1
	0,10	-2,1/-1,2	-13,1/-8,5
	0,15	-2,9/-1,7	-18,2/-10,2

Примечание. Значения рассчитаны при $n = 0,25$ (числитель) и $n = 0,125$ (знаменатель).

обеспечения устойчивости проектируемого на таких грунтах сооружения долговечность и прочность нужно рассчитывать как для пластичного тела. При $p/p_m < 0,2$ (или $t_k/t < 0,2$), наоборот, больше “пластическая” долговечность; тело разваливается раньше, чем достигается критическая деформация $j_{пр}$. Поэтому долговечность и прочность в этой области нужно рассчитывать как для хрупкого тела.

Области пластичности или хрупкости в первом приближении можно определить также по наличию переохлаждения. Признаком хрупкости является отсутствие (скрытость) на термограммах промерзания участка переохлаждения (см., например, рис. 2, опыты 3–6).

В мерзлых грунтах, температура которых в естественных условиях редко опускается ниже $-10...-15$ °С, преобладают пластичные связи. Долговечность и длительная прочность мерзлого грунта, разрушающегося по пластическому типу, определяются формулой [Коновалов, 1988, 2009, 2011]

$$\tau_d = \tau_{min} (p_m/p)^{1/j_{пр}}, \quad (13)$$

где τ_d – долговечность (срок службы сооружения); τ_{min} – ее минимальная величина, равновесная мгновенной (максимальной) прочности p_m ; $j_{пр}$ – предельная относительная деформация; p – внешнее давление на грунт.

Величина $j_{пр}$ в (13), как и g в формуле (1), близка к изменению объема льда при плавлении (примерно 0,083–0,12) [Вялов, 1978], а p_m определяется из уравнения (3), в которое вместо t_k подставляется текущая температура мерзлого грунта $t < t_k$. Тогда (13) приобретает вид

$$\begin{aligned} \tau_d &= \tau_{min} (p_m/p)^{1/j_{пр}} = \\ &= \tau_{min} (t/bp)^{1/j_{пр}} = \tau_{min} (t/t_k)^{1/j_{пр}}. \end{aligned} \quad (14)$$

Минимальной (по модулю – максимальной) температуре мерзлого грунта, равной температуре переохлаждения ($t = t_{пер}$), соответствует макси-

мальная (условно-мгновенная) прочность. Подставив $t = t_{\text{пер}}$ в (14), получим выражение для оценки предельной (максимальной) долговечности данного грунта в пределах зоны пластичности:

$$\tau_{\text{д}}^{\text{пр}} \approx \tau_{\text{мин}} \left(t_{\text{пер}} / t_{\text{к}} \right)^{1/j_{\text{пр}}}.$$

Величины минимального значащего времени $\tau_{\text{мин}}$ в уравнениях (1) и (14), описывающих образование и разрушение ледяного тела, для нейтрализации субъективного начала при их назначении должны быть одинаковыми. Отличаются эти уравнения только обратным знаком коэффициентов g и $j_{\text{пр}}$. Сами коэффициенты близки по величине и имеют смысл относительного изменения объема при фазовых превращениях. Это определяет противоположный характер связи температуры со временем на скрытой и явной стадиях развития ледяной структуры. Чем ниже температура, тем короче скрытая фаза развития, но длиннее период ее явного существования, и наоборот.

ВЫВОД

Температура переохлаждения талого грунта на скрытой (эмбриональной) стадии кристаллизации $t_{\text{пер}}$ равна определенной температуре замерзания $t_{\text{к}}$ на явной стадии этого процесса. Эти важные физические параметры отражают долговечность и прочность грунта в промерзшем состоянии.

Литература

Вялов С.С. Реологические основы механики грунтов / С.С. Вялов. М., Высш. шк., 1978, 448 с.
Гречищев С.Е., Павлов Арк.В., Гречищева О.В. Закономерности формирования переохлаждения поровой влаги при объемном замерзании дисперсных грунтов // Материалы Третьей конф. геокриологов России. М., Изд-во Моск. ун-та, 2005, т. 1, с. 38–45.

Коновалов А.А. Охлаждение мерзлых оснований для повышения их прочности / А.А. Коновалов. Красноярск, Изд-во Краснояр. ун-та, 1988, 204 с.

Коновалов А.А. К теории прочности мерзлого грунта // Криосфера Земли, 2009, т. XIII, № 1, с. 31–39.

Коновалов А.А. Деформационная модель развития экогеосистем / А.А. Коновалов. Новосибирск, Акад. изд-во "Гео", 2011, 146 с.

Лабораторные методы исследования мерзлых грунтов / Под ред. Э.Д. Ершова. М., Изд-во Моск. ун-та, 1985, 350 с.

Мельников В.П., Нестеров А.Н., Поденко Л.С. и др. Метастабильные состояния газовых гидратов при давлениях ниже давления равновесия лед–гидрат–газ // Криосфера Земли, 2011, т. XV, № 4, с. 80–83.

Решетников А.М. Экспериментальное изучение метастабильных состояний при диссоциации газовых гидратов ниже температуры 273 К: Дис. ... канд. техн. наук. Тюмень, 2010, 123 с.

Роман Л.Т. Мерзлые торфяные грунты как основания инженерных сооружений / Л.Т. Роман. Новосибирск, Наука, 1987, 193 с.

Савельев Б.А. Гляциология / Б.А. Савельев. М., Изд-во Моск. ун-та, 1991, 288 с.

Сороко Э.М. Структурная гармония систем / Э.М. Сороко. Минск, Наука и техника, 1984, 264 с.

Справочник химика. Л., Химия, 1969, т. 3, 1005 с.

Стахов А.П. Коды золотой пропорции / А.П. Стахов. М., Радио и связь, 1984, 119 с.

Фрадкин Б.З. Белые пятна безбрежного океана / Б.З. Фрадкин. М., Недра, 1983, 96 с.

Цытович Н.А. Механика мерзлых грунтов / Н.А. Цытович. М., Высш. шк., 1973, 446 с.

Konovalev A.A. Correlation between the supercooling parameters of a freezing moist material and the temperatures of transitions to the plastic- and solid-frozen state and its longevity // J. Eng. Phys. and Thermophys., 2010, vol. 83, No. 3, p. 476–485.

*Поступила в редакцию
29 декабря 2011 г.*