

# ТЕПЛОФИЗИКА И ТЕОРЕТИЧЕСКАЯ ТЕПЛОТЕХНИКА

Яков Борисович ГОРЕЛИК<sup>1</sup>  
Илья Владимирович ЗЕМЕРОВ<sup>2</sup>

УДК 550.343; 624.139

## ВЛИЯНИЕ ПОВЕРХНОСТНОГО ОБВОДНЕНИЯ НА ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ МЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ\*

<sup>1</sup> доктор геолого-минералогических наук, заведующий лабораторией  
тепломассообменных явлений, Институт криосферы Земли,  
Тюменский научный центр Сибирского отделения РАН  
gorelik@ikz.ru; ORCID: 0000-0002-2865-3236

<sup>2</sup> аспирант, Институт криосферы Земли,  
Тюменский научный центр Сибирского отделения РАН  
zemerov.utmn@gmail.com

### Аннотация

Избыточное обводнение застраиваемых территорий в районах распространения многолетнемерзлых грунтов достаточно часто возникает вследствие изменений природных факторов (в том числе климатических) либо недостатков проектирования и может длительное время оказывать негативное влияние на грунты мерзлого основания. В настоящее время отсутствует законченная методика расчета такого влияния. Решение

---

\* Работа выполнена согласно госзаданию по Программе фундаментальных исследований РАН IX.135.2 (Проект IX.135.2.4).

**Цитирование:** Горелик Я. Б. Влияние поверхностного обводнения на температурный режим мерзлых грунтов / Я. Б. Горелик, И. В. Земеров // Вестник Тюменского государственного университета. Физико-математическое моделирование. Нефть, газ, энергетика. 2020. Том 6. № 1 (21). С. 10-40.

DOI: 10.21684/2411-7978-2020-6-1-10-40

этой проблемы тесно связано с прояснением природы формирования температурной сдвижки, которое на данный момент выполнено недостаточно ясно. Целью работы является создание методики прогноза изменения температуры грунта при возникновении неглубокого водоема на его поверхности.

В первой части статьи предложена простейшая теоретическая модель явления температурной сдвижки, на основе которой получены достаточно удобные аналитические выражения для среднегодовой температуры на подошве деятельного слоя в зависимости от климатических факторов и свойств грунта. Модель наиболее ясно демонстрирует природу возникновения явления и может быть использована для простейших оценок, а также в образовательном процессе. В частности, демонстрируется, что величина сдвижки обусловлена не только разницей теплофизических характеристик талого и мерзлого грунта, но и асимметрией климатических параметров.

Во второй части статьи с помощью квазистационарных методов выполнены расчеты прогнозируемой температуры грунта при возникновении водоема заданной глубины на его поверхности. В отличие от ранее применявшихся методов прогнозируемые параметры грунта отсчитываются от его невозмущенного состояния, которое определяется предложенным авторами ранее способом, что позволяет оценить направленность происходящих изменений (в сторону охлаждения либо потепления). Показано, что влияние неглубокого (глубиной до метра) поверхностного водоема на температуру мерзлых грунтов существенно зависит от процесса перемешивания воды в летнее время. Впервые установлена направленность этих процессов: при высокой степени перемешивания влияние всегда носит отепляющий характер и растет с глубиной водоема, при отсутствии перемешивания водоем охлаждает основание при малых глубинах, а при увеличении глубины больше некоторого значения возникает отепляющее влияние, которое, однако, значительно ниже, чем при наличии перемешивания. Рассмотрены практические применения полученных результатов.

#### **Ключевые слова**

Мерзлый грунт, сезонное оттаивание, подошва деятельного слоя, глубина нулевых амплитуд, поверхностный водоем, температурная сдвижка.

**DOI: 10.21684/2411-7978-2020-6-1-10-40**

#### **Введение**

Изучение влияния различных покровов естественного и искусственного происхождения на температурный режим подстилающей мерзлой толщи имеет первостепенное значение для прогноза эволюции состояния криолитозоны под воздействием природных и техногенных факторов. В этой проблеме остаются нерешенными некоторые вопросы, практическое значение которых является весьма важным. Например, остается не вполне понятной роль мелких водоемов (глубиной до метра) в формировании температурного режима мерзлой толщи. Такие протяженные либо в одном направлении, либо в плане водоемы доста-

точно часто возникают на равнинных участках местности вблизи насыпных сооружений [6, 14, 17, 19] и существуют длительное время, оказывая неконтролируемое тепловое воздействие на грунты мерзлого основания. Причиной обводнения могут быть недостатки проектирования и строительства водосборных и водопропускных сооружений объекта строительства, а также изменение природных факторов. При проектировании корректирующих мероприятий важно иметь прогноз состояния мерзлого основания насыпи на годы вперед. Неглубокие водоемы природного происхождения образуются на определенных стадиях развития термокарста [22, 31, 33, 34], а также в иных случаях — в естественных понижениях рельефа. К этому же типу водоемов можно отнести и заболоченные участки, где поверхностные слои воды чередуются с кочкарником органоминерального происхождения [22, 24, 30].

Натурными наблюдениями за процессом развития термокарстовых озер установлено, что на его ранних стадиях влияние мелких озер носит отепляющий характер, что определяет прогрессирующее оттаивание их дна [24, 31]. Для заболоченных участков, напротив, характерно охлаждающее влияние на подстилающие мерзлые грунты [22, 30]. В этих публикациях указанное влияние устанавливается сравнением с сухими участками иной литологии [22] либо с участками, отличающимися качеством напочвенного покрова [30], но не с начальным состоянием рассматриваемого участка. В результате остается недостаточно понятной роль собственно водного покрова. Влияние водоема на формирование температурного режима подстилающей толщи грунтов рассмотрено в работе [16], где отмечается возможность как отепляющего, так и охлаждающего его действия. При этом охлаждающее влияние должно наблюдаться в случаях, когда глубина водоема меньше глубины расположения нулевой изотермы в толще льда, среднемноголетняя толщина которого равна максимальной в заданном районе. Однако это рассмотрение игнорирует ряд важных факторов (в частности, условия теплопереноса в летнее время) и находится в определенном противоречии с процессом развития термокарста на ранних стадиях, когда, как правило, наблюдается его прогрессирующее развитие [21, 30]. Можно отметить и другие изъяны в рассмотрении вопроса о влиянии водоема, которые требуют своего разрешения. Так, в описании процессов ледостава и схода ледового покрова на мелководных водоемах явно не хватает деталей, важных для характеристики тепловых процессов. В частности, не вполне ясно, остается ли лед в период таяния на дне водоема в смерзшемся состоянии с многолетнемерзлыми грунтами или всплывает и окончательно тает плавающим. Отсутствуют также систематические натурные исследования влияния мелких водоемов техногенного происхождения на температурный режим подстилающих мерзлых грунтов.

Следует также отметить, что существующие трактовки влияния водоема постоянной глубины сводятся к анализу вопроса о наличии либо отсутствии многолетнемерзлых грунтов в донных отложениях при длительном (стационарном) его существовании и оценке значения температуры на глубине нулевых

амплитуд в этом состоянии. При этом отсутствует сравнение параметров нового состояния с начальным. Однако с точки зрения инженерного прогноза более важным представляется рассмотрение вопроса о том, будет ли наблюдаться охлаждение или разогрев подстилающих многолетнемерзлых грунтов при достаточно быстром образовании на их поверхности водоема. Важным также является количественное определение темпа этих изменений.

Способ такого рассмотрения предложен нами ранее [10] и состоит в том, что невозмущенное (природное) состояние грунтов определяется непосредственным наблюдением на стадии строительных изысканий двумя параметрами — глубиной сезонного оттаивания и температурой на глубине нулевых амплитуд, — по которым восстанавливаются коэффициенты теплообмена на поверхности грунта в летнее и зимнее время года. После этого любое нарушение (техногенное либо природное) исходного состояния должно рассматриваться как возмущение (в расчетных моделях трактуемое как изменение параметров граничных и начальных условий задачи), которое количественно оценивается с точки зрения отепляющего либо охлаждающего влияния на основание. Т. е. в предлагаемом способе прогноза дается количественная характеристика эволюции состояния подстилающих грунтов по отношению к предварительно установленному начальному состоянию, в то время как в иных подходах начальное состояние не устанавливается.

Для решения всех возникающих здесь вопросов по всей вероятности необходимо применение современных вычислительных методов. Вместе с тем приближенные методы расчета, с помощью которых к настоящему моменту проведен основной объем исследований и созданы практические методики, обладают рядом преимуществ и до сих пор остаются актуальными. Основными их достоинствами являются: простота, сравнительная прозрачность физических предпосылок и относительная экономия расчетного времени. Они остаются весьма полезными для тестирования расчетных процедур с применением численных методов, а также в образовательном процессе — для демонстрации основных идей, используемых при решении конкретных задач. С помощью таких методов В. А. Кудрявцевым с соавторами [16, 22, 23] выполнены основополагающие теоретические исследования об условиях формирования температурного режима мерзлых толщ. Анализ В. А. Кудрявцева основан на адаптации известного решения для гармонических колебаний температуры в полубесконечном массиве без фазовых переходов к случаю, когда фазовые переходы происходят в верхнем слое грунта. Это позволило обосновать отличие среднегодовой температуры на подошве деятельного слоя в сравнении с температурой на поверхности массива грунта и ввести фундаментальное понятие температурной сдвижки. Однако именно метод В. А. Кудрявцева оказался наиболее сложным для понимания. На наш взгляд, это связано с отсутствием достаточно понятных примеров, ясно демонстрирующих механизм возникновения температурной сдвижки при наличии фазовых переходов в деятельном слое, что приводит к необходимости согласиться с автором работы [30], который дал оценку суще-

ствующей теории таким образом: «Эти формулы довольно сложны и, по нашему мнению, доступны для практического использования далеко не всем специалистам в области мерзлотоведения» [30, с. 34]. Аналогичная оценка приводится в книге А. В. Павлова [24]. Исходя из этого, представляется весьма полезным в начале настоящей статьи дать пример простейшей модели грунтового массива, сезонное протаивание которого порождает возникновение температурной сдвижки и связанное с этим изменение температуры на глубине нулевых амплитуд при достижении установившегося режима колебаний в массиве грунта. При этом основной целью работы является создание методики прогноза изменения температуры в массиве грунта при возникновении неглубокого водоема на его поверхности.

### **Температурная сдвижка в простейшей модели деятельного слоя**

Известно, что при гармонических колебаниях температуры на поверхности однородного по своим свойствам полубесконечного массива грунта, не сопровождающихся фазовыми переходами влаги, среднегодовое значение температуры в каждом горизонтальном сечении массива остается постоянным и равным среднегодовому значению на его поверхности [22]. Поскольку амплитуда проникающих в грунт колебаний экспоненциально убывает с глубиной, то это свойство определяет температуру в массиве грунта на глубине нулевых амплитуд равной (с известной точностью) среднегодовой температуре на поверхности грунта. Этот же результат сохраняется и для периодических колебаний на поверхности, поскольку они могут быть представлены гармоническим рядом с известными коэффициентами [18, 26]. В. А. Кудрявцев [22] впервые обосновал фундаментальное положение, суть которого состоит в том, что фазовые переходы в деятельном слое кардинальным образом изменяют эту картину: среднегодовая температура на подошве деятельного слоя при установившемся режиме колебаний температуры в массиве отличается в целом от таковой для его поверхности. Разность между этими температурами называется температурной сдвижкой [16]. Для массива многолетнемерзлых грунтов положение подошвы деятельного слоя определяется максимальной глубиной сезонного протаивания. На этой глубине, в сущности, будут наблюдаться периодические колебания с периодом в один год. Если отвлечься от некоторого количества незамерзшей воды в мерзлом грунте, которое вносит определенные количественные поправки в приводимое здесь описание [23], то ниже по разрезу фазовые переходы не происходят, и ниже подошвы деятельного слоя будут справедливы все выводы, которые были сделаны ранее для колебаний температуры в однородном полупространстве, но для которого верхнее граничное условие принимается в виде годовых колебаний на подошве деятельного слоя. При этом среднегодовая температура на глубине нулевых амплитуд будет равна среднегодовой температуре на подошве деятельного слоя (но не на поверхности грунта). Важнейшее следствие этого положения состоит в том, что при любых изменениях условий теплообмена на поверхности грунта фор-

мирование нового температурного режима мерзлой толщи, как и темп этого изменения, будет происходить только под влиянием изменений среднегодовой температуры на подошве деятельного слоя.

Установившиеся колебания температуры под влиянием колебаний на границе рассмотрены также для слоя конечной толщины [26]. Однако здесь необходимо задание граничного условия и на нижней границе. Можно показать, что при неограниченном увеличении толщины слоя результаты стремятся к тем, что получены для полубесконечного пространства.

В качестве простейшей модели возникновения температурной сдвижки рассмотрим массив мерзлого грунта конечной мощности  $h_0 + \xi_m$ , на верхней границе которого температура задается в виде периодической кусочно-постоянной функции (рис. 1). Положительные и отрицательные значения этой функции одинаковы по модулю и имеют одинаковую длительность, равную полупериоду. Длительность периода колебаний  $T$  равняется 12 месяцам. Начало системы координат размещено на верхней поверхности массива, ось  $Oz$  направлена вертикально вниз. Обозначим:  $\xi_m$  — глубина максимального протаивания с поверхности грунта, которое достигается в течение летнего полупериода  $T_s$  ( $T_w$  — зимний полупериод,  $T_s + T_w = T$ ; в данном случае  $T_s = T_w = T/2$ );  $\tau$  — время. На нижней границе массива задается постоянная температура  $t_0$ . При достаточно большой глубине  $h_0$  температура  $t_0$  имеет смысл температуры на глубине нулевых амплитуд для полубесконечного массива. Поскольку величина  $h_0$  примерно на порядок превосходит значение  $\xi_m$ , далее будем полагать выполнение неравенства  $\xi_m/h_0 \ll 1$ .

Следуя работам [2, 3, 25, 30], все процессы в течение годового цикла разбиваются на три стадии: I) сезонное протаивание верхнего слоя ( $0 \leq \tau \leq T_s$ ), II) сезонное промерзание оттаявшего слоя как сверху, так и снизу ( $T_s \leq \tau \leq T_l$ ), III) охлаждение всего массива после промерзания ( $T_l \leq \tau \leq T$ ), где  $T_l$  — момент окончания процесса промерзания сезонно оттаявшего слоя. Основное упрощающее допущение, которое принимается ниже, заключается в пренебрежении теплоемкостью грунта как в талом, так и в мерзлом состояниях (обычно это допущение принимается только для талой зоны). Это позволяет принять квазистационарный вид распределения температуры как в талой, так и в мерзлой зоне грунта, что существенно упрощает процедуру расчетов. Периодический процесс рассматривается с момента  $\tau = 0$ , т. е. с момента начала оттаивания поверхности (график температуры на рис. 1). Обозначим также:  $A_s, A_w, \bar{A}$  — абсолютные значения среднелетней, средnezимней и среднегодовой температуры на верхней поверхности грунта соответственно;  $\tau_s = T_s/T, \tau_w = T_w/T, \tau_s + \tau_w = 1$ ;  $\xi_s(\tau)$  — положение фазовой границы при сезонном оттаивании грунта в момент времени  $\tau$ ;  $\xi_w(\tau)$  — то же при сезонном промерзании сверху;  $\xi_n(\tau)$  — то же при сезонном промерзании талого слоя снизу. В рассматриваемом здесь случае  $A_s = A_w = A, \bar{A} = 0, \tau_s = \tau_w = 1/2$ . Температуру начала замерзания принимаем равной  $0^\circ\text{C}$ , содержанием незамерзшей воды в мерзлом грунте пренебрегаем;  $\lambda_u, \lambda_f$  — коэффициенты теплопроводности грунта в талом и мерзлом состоянии.

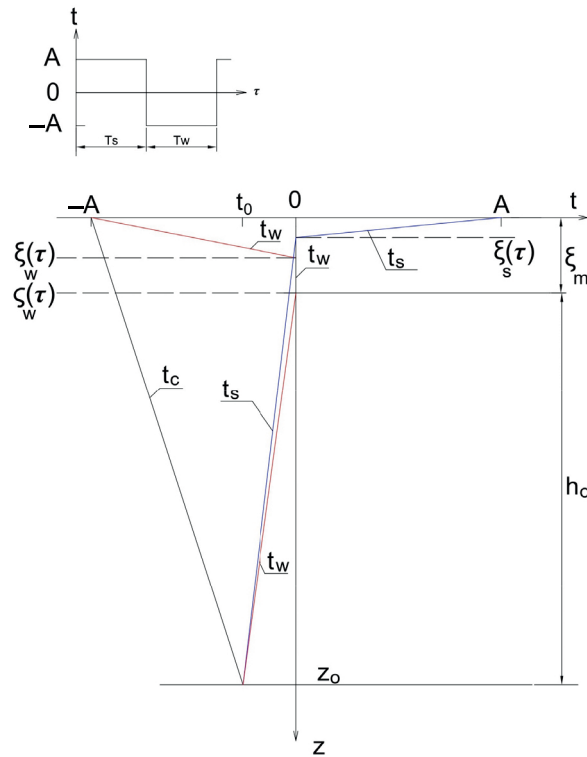


Рис. 1. Схема сезонно протаивающего слоя мерзлого грунта. График сверху показывает годовой ход температуры воздуха. Обозначения в тексте

Fig. 1. The scheme of seasonal thawing layer in frozen ground. The graph at the top shows yearly air temperature. Notations are in the text

Рассмотрим стадию протаивания грунта. Квазистационарная форма распределения температуры в талой зоне  $t_s(z, \tau)$  и поток тепла в ней к границе протаивания  $q_s(\tau)$  записываются в следующем виде:

$$t_s(z, \tau) = A \cdot \left(1 - \frac{z}{\xi_s(\tau)}\right), \quad q_s(\tau) = \frac{\lambda_u \cdot A}{\xi_s(\tau)} \geq 0, \quad 0 \leq z \leq \xi_s(\tau), \quad (1)$$

$$0 \leq \tau \leq T_s.$$

Температура и поток тепла ниже глубины  $\xi_s(\tau)$ :

$$t_s(z, \tau) = t_0 \cdot \frac{z - \xi_s(\tau)}{h_0 - \xi_s(\tau)}, \quad q_s = -\frac{\lambda_f \cdot t_0}{h_0 - \xi_s(\tau)}, \quad \xi_s(\tau) \leq z \leq h_0, \quad (2)$$

$$0 \leq \tau \leq T_s.$$

С учетом малости величины  $\xi_m/h_0$  всюду ниже будем оставлять только старшие порядки этого отношения (особые случаи будут оговорены). В частности,

для глубины деятельного слоя ( $z = \xi_m$ ) эти два соотношения запишутся в приближенном виде (индекс  $m$  относит величины к подошве деятельного слоя):

$$t_{sm}(\tau) \approx t_0 \cdot \frac{\xi_m - \xi_s(\tau)}{h_0}, \quad q_{sm} \approx -\frac{\lambda_f \cdot t_0}{h_0} \geq 0, \quad 0 \leq \tau \leq T_s. \quad (3)$$

Движение фазовой границы  $\xi_s(\tau)$  определяется балансом тепла на ней (условие Стефана) с начальным условием  $\xi_s(0) = 0$ :

$$\frac{\lambda_u \cdot A}{\xi_s(\tau)} + \frac{\lambda_f \cdot t_0}{h_0} = \kappa_v \cdot \frac{d\xi_s(\tau)}{d\tau}, \quad (4)$$

где объемная теплота фазового перехода грунтовой влаги  $\kappa_v = w \cdot \gamma \cdot \kappa$ ;  $w, \gamma$  — весовая влажность грунта и объемный вес его скелета;  $\kappa = 3,34 \cdot 10^5$  Дж/кг — удельная теплота фазового перехода «лед — вода». Уравнение (4) допускает разделение переменных, и его решение записывается в конечном виде:

$$\frac{\lambda_u \cdot A \cdot \tau}{\kappa_v} = \beta^{-1} \cdot (\xi_s(\tau) - \beta^{-1} \cdot \ln(1 + \beta \cdot \xi_s(\tau))), \quad \beta = \frac{\lambda_f \cdot t_0}{\lambda_u \cdot h_0 \cdot A} \leq 0. \quad (5)$$

С учетом известного порядка величин, входящих в соотношение для константы  $\beta$ , безразмерная величина  $\beta \cdot \xi_s$  имеет порядок  $10^{-2}$ . Разлагая правую часть решения (5) по этому параметру, получим в первом порядке по  $\beta \cdot \xi_0$  приближенно

$$\xi_s(\tau) \approx \xi_0(\tau) \cdot \left(1 + \frac{\beta \cdot \xi_0(\tau)}{3}\right), \quad \xi_0(\tau) = \sqrt{\frac{2 \cdot \lambda_u \cdot A \cdot \tau}{\kappa_v}}. \quad (6)$$

Все величины в стадии протаивания могут быть вычислены с обозначенной выше точностью:  $\xi_m$  — по формуле (6) при  $\tau = T_s$ ; температура и тепловой поток в талой и мерзлой зонах — по формулам (1) и (2).

В стадии промерзания деятельного слоя между верхним и нижним фронтом промерзания по всей его толще весьма быстро устанавливается нулевая температура [2, 30], что дает возможность описать движение обоих фронтов в простейшем виде:

$$\xi_w(\tau) = \sqrt{\frac{2 \cdot \lambda_f \cdot A \cdot (\tau - T_s)}{\kappa_v}}, \quad \zeta_w(\tau) = -\frac{\lambda_f \cdot t_0 \cdot (\tau - T_s)}{\kappa_v \cdot h_0}, \quad (7)$$

$$T_s \leq \tau \leq T_l.$$

Уравнение для определения момента времени  $T_l$  имеет вид:

$$\xi_w(\tau) + \zeta_w(\tau) = \xi_m. \quad (8)$$

С учетом (6) и (7) последнее соотношение является квадратным уравнением относительно величины  $\tau - T_s$ , и в первом приближении по параметру  $\beta \cdot \xi_0$  его решение записывается следующим образом (принято обозначение  $\tau_l = T_l/T$ ):



$$\tau_l - \tau_s = \frac{1}{2} \cdot \frac{\lambda_u}{\lambda_f} \cdot \left( 1 + \left( 1 + \frac{3 \cdot \lambda_u}{2 \cdot \lambda_f} \right) \cdot \frac{2}{3} \cdot \beta \cdot \xi_0(\tau_s) \right). \quad (9)$$

В рассматриваемой стадии динамика температуры на подошве деятельного слоя и теплового потока (со стороны мерзлой зоны) определяется соотношениями (индекс  $w$  относит величины ко второй стадии):

$$t_{wm}(\tau) \approx t_0 \cdot \frac{\xi_w(\tau)}{h_0}, \quad q_{wm}(\tau) \approx -\frac{\lambda_f \cdot t_0}{h_0} \geq 0, \quad (10)$$

$$T_s \leq \tau \leq T_l.$$

Отметим, что на первых двух стадиях во все моменты времени в верхней части разреза присутствует талая зона, которая отделена от мерзлой части массива нулевой изотермой. По этой причине влияние температуры воздуха на мерзлую часть массива в этих фазах является минимальным. Наиболее значительно это влияние оказывается в течение третьей стадии процесса, когда фазовая граница исчезает и мерзлые грунты получают охлаждающий импульс. С учетом постоянства температуры в зимний период на поверхности грунта с нулевой теплоемкостью с наступлением третьей стадии во всем массиве устанавливается стационарное распределение температуры (индекс  $c$  относит величины к третьей стадии):

$$t_c(z) = -A + (t_0 + A) \cdot \frac{z}{h_0}, \quad 0 \leq z \leq h_0, \quad T_l \leq \tau \leq T, \quad (11)$$

а температура и тепловой поток на глубине  $\xi_m$  в течение всего периода действия охлаждающего импульса (до начала нового цикла оттаивания):

$$t_{cm}(\tau) = -A + (t_0 + A) \cdot \frac{\xi_m}{h_0}, \quad q_{cm}(\tau) = -\frac{\lambda_f \cdot (t_0 + A)}{h_0} \leq 0, \quad (12)$$

$$T_l \leq \tau \leq T.$$

Длительность охлаждающего импульса  $\Delta\tau_{lw}$  определяется выражением (9) и соотношением (в безразмерных величинах):

$$\Delta\tau_{lw} = \tau_w - (\tau_l - \tau_s) = \frac{1}{2} \cdot \left( 1 - \frac{\lambda_u}{\lambda_f} \right), \quad (13)$$

где второе равенство записано с учетом только главных членов по  $\xi_m/h_0$ .

Среднегодовая температура на подошве деятельного слоя  $\bar{t}_m$  определяется суммой средневзвешенных величин по всем стадиям:

$$\bar{t}_m = \tau_s \cdot \bar{t}_{sm} + (\tau_l - \tau_s) \cdot \bar{t}_{wm} + \Delta\tau_{lw} \cdot \bar{t}_{cm}; \quad (14)$$

$$\begin{aligned} \bar{t}_{sm} &= \frac{1}{T_s} \cdot \int_0^{T_s} t_{sm}(\tau) d\tau, \quad \bar{t}_{wm} = \frac{1}{T_l - T_s} \cdot \int_{T_s}^{T_l} t_{wm}(\tau) d\tau, \\ \bar{t}_{cm} &= \frac{1}{T - T_l} \cdot \int_{T_l}^T t_{cm}(\tau) d\tau. \end{aligned} \quad (15)$$

Функции  $t_{sm}(\tau)$ ,  $t_{wm}(\tau)$ ,  $t_{cm}(\tau)$  определяются соотношениями (3), (10) и (12) соответственно. Главный вклад по параметру  $\zeta_m/h_0$  в (14) дает третий член, и в итоге выражение для  $\bar{t}_m$  записывается в следующем виде:

$$\bar{t}_m = -\frac{A}{2}(1 - \lambda_u/\lambda_f). \quad (16)$$

При установившемся режиме колебаний температуры требуется выполнение равенства среднегодовой температуры на подошве деятельного слоя температуре на глубине нулевых амплитуд  $h_0$ , т. е. требуется выполнение равенства  $t_0 = \bar{t}_m$ . Таким образом, в установившемся режиме температура на нижней границе массива определяется правой частью (16). Покажем далее, что при выполнении этого условия среднегодовые тепловые потоки на нижней и верхней границах массива равны нулю.

Отметим, что в рассматриваемой системе в каждый момент времени тепловые потоки на нижней границе массива равны тепловым потокам на подошве деятельного слоя. Их среднегодовое значение  $\bar{q}_m$  определяется аналогично (14):

$$\bar{q}_m = \tau_s \cdot \bar{q}_{sm} + (\tau_l - \tau_s) \cdot \bar{q}_{wm} + \Delta\tau_{lw} \cdot \bar{q}_{cm}. \quad (17)$$

Средние значения потоков на каждой стадии определяются через интегралы аналогично соотношениям (15) от функций  $q_{sm}(\tau)$ ,  $q_{wm}(\tau)$ ,  $q_{cm}(\tau)$ , которые задаются соответствующими частями выражений (3), (10) и (12). В итоге получим выражения (при вычислении интегралов необходимо использовать (9) и (13)):

$$\begin{aligned} \bar{q}_{sm} &\approx -\frac{\lambda_f \cdot t_0}{2 \cdot h_0} \geq 0, \quad \bar{q}_{wm} \approx -\frac{\lambda_u \cdot t_0}{2 \cdot h_0} \geq 0, \\ \bar{q}_{cm} &= -\frac{\lambda_f \cdot (t_0 + A)}{2 \cdot h_0} \left(1 - \frac{\lambda_u}{\lambda_f}\right) \leq 0. \end{aligned} \quad (18)$$

Суммируя слагаемые в (17), получим окончательно

$$\bar{q}_m = -\frac{\lambda_f}{2 \cdot h_0} \left(2 \cdot t_0 + A \cdot \left(1 - \frac{\lambda_u}{\lambda_f}\right)\right), \quad (19)$$

что с учетом (16) приводит к равенству  $\bar{q}_m = 0$ .

Как отмечено выше, на верхней границе массива среднегодовое значение температуры  $\bar{t}_u = A = 0$  (индекс  $u$  относит величины к верхней поверхности массива). Среднее значение теплового потока  $\bar{q}_u$  определяется аналогично (17):

$$\bar{q}_u = \tau_s \cdot \bar{q}_{su} + (\tau_l - \tau_s) \cdot \bar{q}_{wu} + \Delta \tau_{lw} \cdot \bar{q}_{cu}. \quad (20)$$

В этом выражении сумма главных порядков от первых двух слагаемых сокращается, поэтому усредненные потоки надо вычислять до первого порядка по  $\beta \cdot \xi_0$ . Средние значения потоков на каждой стадии определяются через интегралы аналогично соотношениям (15) от функций  $q_{su}(\tau)$ ,  $q_{wu}(\tau)$ ,  $q_{cu}(\tau)$ . Первая из них определена соотношениями (1) и (6). Вычисление первого члена в (20) дает

$$\bar{q}_{su} = \frac{\lambda_u \cdot A}{\xi_0(T_s)} \left(1 - \frac{\beta}{6} \cdot \xi_0(T_s)\right) \geq 0, \quad (21)$$

функция  $q_{wu}(\tau)$  имеет следующий вид:

$$q_{wu}(\tau) = -\frac{\lambda_f \cdot A}{\xi_w(\tau)} \leq 0, \quad (22)$$

а вычисление среднего его вклада дает

$$\bar{q}_{wu} = -\frac{\lambda_u \cdot A}{\xi_0(T_s)} \cdot \left(1 + \frac{\beta}{3} \cdot \xi_0(T_s) \left(1 + \frac{3 \cdot \lambda_u}{2 \cdot \lambda_f}\right)\right) \leq 0. \quad (23)$$

В силу стационарности распределения температуры на третьей стадии функция  $q_{cu}(\tau)$  совпадает с функцией  $q_{cm}(\tau)$ , а величина  $\bar{q}_{cu}$  совпадает с  $\bar{q}_{cm}$  (последнее из соотношений (18)). Сумма слагаемых в формуле (20) дает

$$\bar{q}_u = -\frac{\lambda_f}{2 \cdot h_0} (2 \cdot t_0 + A \cdot (1 - \frac{\lambda_u}{\lambda_f})), \quad (24)$$

что с учетом соотношения (16) приводит к равенству  $\bar{q}_u = 0$ .

Таким образом, в режиме установившихся колебаний температуры среднегодовая температура на подошве деятельного слоя определяется соотношением (16) и должна совпадать с температурой на глубине  $h_0$ , при этом среднегодовые значения тепловых потоков на границах рассматриваемого массива обращаются в нуль. Соотношение (16) показывает, что возникновение температурной сдвигки в рассматриваемом случае обусловлено разностью коэффициентов теплопроводности грунта в талом и мерзлом состояниях, как это ранее отмечено А. В. Кудрявцевым [22, 23], однако ее количественное значение зависит также и от амплитуды колебаний, но не зависит от положения нижней границы массива, которая может быть удалена на любое значительное расстояние от поверхности. Довольно удивительным выглядит факт возникновения среднегодовой отрицательной температуры на подошве деятельного слоя при равной нулю среднегодовой температуре на поверхности (можно показать, что отрицательные температуры на подошве сохраняются даже при положительных температурах на поверхности из некоторого диапазона). Физическая причина этого состоит в том, что величина оттока тепла от фазовой границы в зимнее время выше по модулю по сравнению с теплопритоком летом.

В рамках рассмотренной выше схемы соотношение (16) допускает обобщение на случай кусочно-постоянной функции температуры на поверхности грунта, когда величины  $A_s$ ,  $A_w$ ,  $\bar{A}$ ,  $\tau_s$ ,  $\tau_w$  являются достаточно произвольными. Следует, однако, иметь в виду, что только три из них являются независимыми, поскольку их связывают два очевидных соотношения (учтены истинные знаки величин температуры для районов криолитозоны):

$$\tau_s + \tau_w = 1, \quad \tau_s \cdot A_s - \tau_w \cdot A_w = -\bar{A}. \quad (25)$$

Отсюда, например, получим

$$\tau_s = \frac{A_w - \bar{A}}{A_s + A_w}, \quad \tau_w = \frac{A_s + \bar{A}}{A_s + A_w}. \quad (26)$$

Последние четыре соотношения справедливы в самом общем случае, когда истинная температура на поверхности не является постоянной в течение сезонов, а их средние значения определяются соответствующим образом. С учетом этих связей может быть наилучшим образом аппроксимирован, например, реальный годовой ход температуры воздуха, получаемый путем обработки метеоданных.

Учитывая возможность достаточно произвольного значения величин температуры и длительности холодного и теплого периодов и проводя рассуждения аналогично тому, что приведено выше, можно получить следующее соотношение для среднегодовой температуры на подошве деятельного слоя (совпадающей с температурой на глубине нулевых амплитуд в режиме установившихся колебаний во всем массиве):

$$\bar{t}_m = -A_w \cdot \tau_w + A_s \cdot \tau_s \frac{\lambda_u}{\lambda_f}, \quad (27)$$

а с учетом (26) получим

$$\bar{t}_m = \frac{-A_w(A_s + \bar{A}) + A_s \cdot (A_w - \bar{A}) \frac{\lambda_u}{\lambda_f}}{A_s + A_w}. \quad (28)$$

В частном случае  $A_s = A_w = A$ ,  $\bar{A} = 0$ , оба соотношения переходят в форму (16). В общем случае они показывают, что возникновение температурной сдвижки обусловлено не только разницей теплофизических характеристик грунта в талом и мерзлом состояниях, но и асимметрией климатических параметров. По-видимому, причиной того, что в более ранних работах не акцентируется внимание на такой возможности, связано с тем, что климатические параметры остаются практически постоянными для значительных территорий, привязанных к конкретной метеостанции, в то время как свойства грунтов в пределах этой территории подвержены более резким изменениям. Такое рассмотрение оправдано при анализе природных явлений, однако с точки зрения инженерной геокриологии можно утверждать, что каждый

из параметров, входящих, например, в соотношение (27), может быть изменен в пределах конкретной строительной площадки техническими средствами. Отметим также, что максимальное охлаждение в соответствии с формулами (16) и (27) достигается при  $\lambda_u \rightarrow 0$  и фиксированных прочих параметрах.

### **Оценка влияния неглубокого водоема на температурный режим подстилающего грунта**

В настоящем разделе используются методы, применяемые ранее в работах [2, 23, 25, 28, 30, 33], в их авторской модификации. Основным достоинством этих методов является относительная простота и прозрачность исходных посылок, а с учетом современных вычислительных возможностей — высокая скорость расчетов, что позволяет весьма просто получать оценки параметров применяемых технических решений. Их существенными недостатками являются: а) введение дополнительных упрощающих предположений, справедливость которых зачастую трудно проверить; б) применение этих методов позволяет достаточно просто определять глубину сезонного оттаивания и среднегодовую температуру на глубине нулевых амплитуд только для стадии установившихся колебаний температуры в массиве, т. е. спустя очень большое время с момента возникновения возмущения на его поверхности. Для оценки же времени приближения к нему с заданной точностью требуются дополнительные соображения (такие попытки предпринимались, например, в работе [25]), однако они имеют значительные дефекты).

Вычислительная процедура с применением указанных методов в целом подобна той, что использована в предыдущем разделе; некоторые ее отличия состоят в следующем: а) рассматривается полубесконечный массив мерзлого грунта; б) используется реальная зависимость температуры наружного воздуха от времени; в) учитывается теплоемкость мерзлого грунта (возможно учесть и теплоемкость талого грунта, однако это не дает ощутимого выигрыша в точности и затрудняет расчет); г) учитывается характеристика напочвенных покровов в летнее и зимнее время. Ясно, что учет перечисленных факторов должен повысить качество прогноза. Вместе с тем проблема качества расчетов часто пересекается с проблемой получения достаточно полной и качественной исходной информации на этапе изысканий, что выполняется далеко не всегда. Рассмотрим далее способы учета отмеченных факторов.

Учет реального хода температуры воздуха в течение года рассмотрен на примере данных метеостанции «Уренгой», которые представлены кусочно-постоянной функцией времени по среднемесячным значениям температуры на рис. 2. Наилучшее соответствие экспериментальным данным дает их аппроксимация периодической функцией, которая на отрезке  $0 \leq \tau \leq T_s$  представлена синусоидой с периодом  $2 \cdot T_s$ , а на отрезке  $T_s \leq \tau \leq T_s + T_w$  — синусоидой с периодом  $2 \cdot T_w$ , а амплитуды синусоид различны. Эта функция использована в расчетах. При этом длительность теплого и холодного периодов определяется значениями  $T_s = 4$ ,  $T_w = 8$  мес., что согласуется с соотношениями (26) при соответствующем вычислении средних температур.

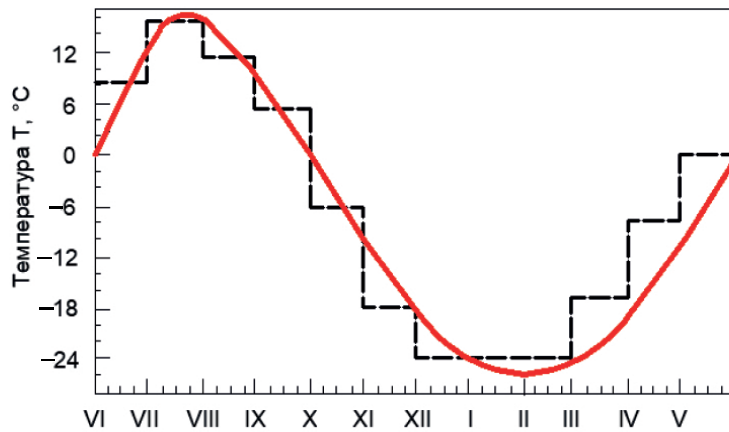


Рис. 2. Температура воздуха по многолетним данным метеостанции «Уренгой»: ступенчатая линия — фактические данные по средне-месячным температурам; красная линия — аппроксимация периодической функции двумя синусоидами с различными периодами; римские цифры — номера месяцев в году

Fig. 2. The monthly average air temperature for a period of year by meteorological station “Urengoy”: stepped line — the date by facts; red line — the approximation by harmonic functions; Roman symbols — monthly numbers in the year

Включение в рассмотрение теплоемкости мерзлого грунта, как и неограниченности массива, производится с учетом того, что ниже фронта протаивания (для первой стадии процесса) ход температуры по глубине соответствует нестационарному распределению для полуограниченного массива. Аналогичным образом производится учет теплоемкости для второй стадии под нижней границей промерзания. Это распределение может быть выбрано разными способами: например, теми, что соответствуют автомодельным решениям задачи Стефана [23, 28, 30], либо с помощью более простых функций, выражающих решение через зависящий от времени радиус влияния [4]. Второй из этих способов используется далее. В частности, в стадии сезонного протаивания распределение температуры ниже фронта фазовых переходов выражается так:

$$t_s(z, \tau) = t_0 \cdot \frac{z - \xi_s(\tau)}{L(\tau)} \left( 2 - \frac{z - \xi_s(\tau)}{L(\tau)} \right), \quad L(\tau) = \sqrt{12\mu_f \cdot \tau},$$

$$\xi_s(\tau) \leq z \leq L(\tau) + \xi_s(\tau), \tag{29}$$

где  $\mu_f$  — температуропроводность мерзлого грунта,  $L(\tau)$  — радиус теплового влияния. Это распределение удовлетворяет условиям на границах возмущенной области в следующем виде:  $t_s(\xi_s, \tau) = 0$ ,  $t_s(L + \xi_s, \tau) = t_0$ ,  $(\partial t_s(z, \tau) / \partial z)_{z=L+\xi_s} = 0$ , а также дополнительному соотношению интегрального баланса тепла [4], которое определяет вид функции  $L(\tau)$ . Вне возмущенной области температура всюду равна начальному значению  $t_0$  (начальное распределение температуры пред-

полагается постоянным по глубине). Тепловые потоки ниже подвижной границы в условии Стефана определяются с помощью этих же соотношений.

Теплообмен верхней границы грунтового массива с воздухом через напочвенные покровы учитывается граничным условием 3-го рода с различными коэффициентами теплообмена в летнее и зимнее время. Следуя работе [10], по данным изысканий, задающих глубину сезонного оттаивания и температуру на глубине нулевых амплитуд, в первую очередь определяются зимний и летний коэффициенты теплообмена для природного массива, не возмущенного внешними воздействиями, связанными с освоением территории (в рассматриваемом здесь случае — до возникновения водоема на поверхности). Во всех расчетах приняты следующие характеристики грунта (индекс  $u$  относится к талому грунту,  $f$  — к мерзлоте): теплоемкость  $C_u = 2,86 \cdot 10^6$ ,  $C_f = 2,2 \cdot 10^6$  Дж/м<sup>3</sup> · град.; коэффициенты теплопроводности  $\lambda_u = 1,76$ ,  $\lambda_f = 2,1$  Вт/м · град.; объемный вес грунта и объемный вес скелета  $\gamma = 1\ 600$ ,  $\gamma_s = 1\ 500$  кг/м<sup>3</sup>; температуропроводность  $\mu_f = 9,55 \cdot 10^{-7}$  м<sup>2</sup>/с; весовая влажность  $w = 0,2$ ; коэффициенты теплопроводности воды и льда  $\lambda_w = 0,5$ ,  $\lambda_i = 2$ ; температура на глубине нулевых амплитуд в невозмущенном массиве  $t_0 = -2$  °С. В отсутствие водоема расчет выполняется стандартным образом с помощью достаточно простой вычислительной программы в среде MathCad. Вычисления производятся в последовательности прохождения стадий процесса, при этом начальные условия для каждой последующей стадии выбираются по конечному состоянию предыдущей стадии. Летний и зимний коэффициенты теплообмена в естественных условиях, обеспечивающие неизменность температуры на глубине нулевых амплитуд, оказываются равными  $\alpha_s = 17,3$ ,  $\alpha_w = 1,15$  Вт/м<sup>2</sup> · град. При этих коэффициентах максимальная глубина сезонного протаивания оказывается равной  $\zeta_m = 1,68$  м. Протаивание происходит в течение всего теплого цикла (4 мес.), а замерзание этого слоя (под снежным покровом) заканчивается через 3,9 мес. Продолжительность охлаждающего импульса составляет 4,1 мес. (сумма всех этих отрезков времени составляет 12 мес.). Поведение температуры грунта в течение года на глубине  $\zeta_m$  и на поверхности грунта (под покровами) приведено на рис. 3. Усреднение по времени кривой температуры  $t_m(\tau)$  дает на подошве деятельного слоя значение  $\bar{t}_m = -2,01$  °С, что с достаточной точностью совпадает со значением  $t_0$  и служит проверкой правильности подбора коэффициентов  $\alpha_s$  и  $\alpha_w$ .

Усреднением соответствующих участков хода температуры на поверхности грунта по рис. 2 можно получить значения среднелетней, средnezимней и среднегодовой температуры поверхности (приводятся модули величин):  $A_s = 9,8$ ,  $A_w = 9,96$ ,  $\bar{A} = 1,28$  °С. По этим значениям можно вычислить величину  $\bar{t}_m$  по формуле (28), что дает  $\bar{t}_m = -2,53$  °С и неплохо соответствует приведенному выше более точному результату.

Перейдем к анализу влияния водоема на температурный режим подстилающей мерзлой толщи. Выполнение расчетов при наличии водоема подразумевает, как и ранее, разбиение годового цикла процесса промерзания/протаивания на те же три стадии, что описаны в первом разделе. В стадии протаивания водо-

ема и донных отложений необходимо учесть все важные особенности внешнего теплообмена с дном водоема как в период схода ледового покрова, так и в период его отсутствия. В стадии промерзания необходимо учесть характерные особенности процесса ледостава с учетом формирования снежного покрова. При этом во многих публикациях отмечается недостаточность выполненных исследований по ряду аспектов проблемы [8, 9, 24, 30].

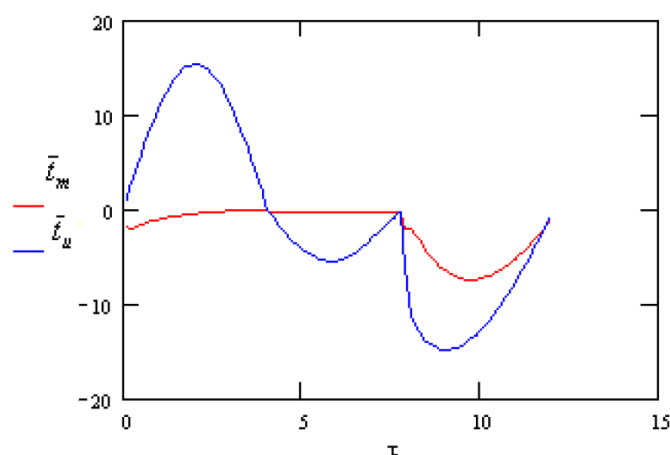


Рис. 3. Годовой ход температуры на подошве деятельного слоя (красная линия) и на поверхности грунта под естественными покровами (синяя линия) для невозмущенного массива ( $h = 0$ )

Fig. 3. The behavior of the temperature at the depth of seasonal thaw penetration (red line) and at the upper surface of the ground under natural covers (blue line) for undisturbed massif ( $h = 0$ )

Рассмотрим кратко эмпирические данные и результаты теоретических исследований, которые важны для теоретического описания обозначенных выше процессов. Поскольку мелкие водоемы северных регионов (глубиной до 1 м) в течение зимнего периода промерзают до дна, процесс схода ледового покрова может происходить как с его отрывом от дна и всплытием, так и без отрыва (в этом случае его таяние возможно только с верхней поверхности, погруженной под воду). Эти случаи могут существенно различаться по характеру влияния на длительность схода ледового покрова и, в конечном итоге, на длительность и глубину протаивания донных отложений. Многие авторы исследований теплового режима мелких водоемов отмечают недостаточность изученности процессов их замерзания и оттаивания, а данные натуральных наблюдений об особенностях этих процессов зачастую носят фрагментарный характер. Отмечается, что в мелководных водоемах лед смерзается с дном, а весной отрывается и всплывает [5]. Г. М. Фельдман (к сожалению, в данном случае без ссылок на фактические данные) этот процесс описывает так: «...вследствие притока талых вод уровень в озере повышается, ледяной покров отделяется от берегов и всплывает...» [31, с. 123]. Несколько иное наблюдение состоит в том, что мелководные



озера освобождаются от льда не позднее чем через месяц после наступления теплого периода, но на отдельных озерах донный лед сохраняется примерно на две недели дольше [7]. Вместе с тем для мелководья открытых водоемов (рек, морей) отмечается примерзание ледового покрова ко дну. В морях «...на участках с глубиной воды до 1,0-1,5 м, где слой сезонного протаивания донных отложений в зимний период смыкается с многолетнемерзлой толщей, лед в период подвижки оттаивает только сверху... полное вытаивание льда на таких участках заканчивается только к концу первой декады июля» [15]. Л. И. Файко описывает малоизученное явление на реках Якутии: «...на значительной площади русла... лед примерзает ко дну и теряет способность к всплытию» [27]. Практически во всех публикациях сообщается, что время схода ледового покрова в несколько раз короче, чем время его установления, а также что для неглубоких водоемов после схода ледового покрова довольно быстро устанавливается режим постоянной температуры по всей толще воды вследствие ее ветрового перемешивания и влияния свободной конвекции. Средняя за лето температура поверхности воды на несколько градусов выше соответствующей температуры воздуха и открытой поверхности суши. Вследствие поглощения радиационного потока весенний нагрев воды подо льдом начинается примерно за месяц до схода ледового покрова, а весеннее протаивание его снизу становится сравнимым с протаиванием сверху. Объяснение относительно быстрого схода ледового покрова состоит в том, что поверхность льда постоянно открыта для поглощения внешнего теплопотока и солнечной радиации [1, 24, 31, 33]. Фактически это означает, что авторы априори используют посылку о всплывающем массиве льда.

Для периода ледостава на мелких водоемах важным является наблюдение о примерном постоянстве температуры воды по глубине под ледовым покровом, которая близка к температуре замерзания. Температуры в толще льда и снежного покрова изменяются линейно [24]. Кроме того, для этого периода характерно снижение толщины снежного покрова по основной площади водоема в сравнении с сушей вследствие того, что имеет место его ветровой перенос в сторону берегов, где происходит его накопление с противоположным эффектом. Снижение толщины снежного покрова лежит в основе объяснения понижения температуры донных отложений под некоторыми водоемами в работах [24, 31].

Надо отметить, что при анализе периодов ледостава и схода ледового покрова в существующих публикациях остается без рассмотрения возможность возникновения некоторых механических явлений, анализ которых мог бы прояснить некоторые аспекты этих процессов. Например, для неглубоких водоемов, промерзание которых происходит до полного смыкания с залегающей ниже мерзлой толщей, феномен всплытия ледяного покрова с наступлением теплого периода является не вполне понятным. Если же лед длительное время остается смерзшимся с дном, то даже при интенсивном перемешивании покрывающего его слоя воды непонятным будет факт его быстрого таяния вследствие того, что он довольно быстро покрывается слоем наносов, которые изолируют лед от

прямого теплового действия воды и солнечной радиации [15]; при этом донный лед, подобно снежникам на поверхности земли, оказывает охлаждающее действие на основание. Дать объяснение всплытию возможно, если учесть, что неглубокие непроточные водоемы озерного типа образуют закрытую систему, полное промерзание которой должно вызывать возникновение весьма высоких напряжений в фазах воды (согласно общеизвестному уравнению Клапейрона — Клаузиуса). В силу возрастающей толщины льда эти напряжения будут максимальны на завершающей стадии замерзания, когда фазовая граница достигает кровли мерзлых грунтов. Разгрузка этих напряжений возможна путем деформации ледового покрова (в этой стадии он должен иметь определенную выпуклость вверх), образованием трещин в его теле, сопровождающихся процессом их залечивания, а также возможными сдвигами покрова по поверхности смерзания льда с грунтом по периметру береговой линии. На завершающей стадии промерзания нижняя граница льда достигает поверхности донных отложений, далее проникает в сезонно-талый слой, а заканчивается процесс смерзанием с кровлей мерзлых грунтов. При сближении поверхностей льда и кровли их границы не параллельны — величина зазора между ними увеличивается в направлении от берегов к центру водоема и сужается во времени. Схема этого процесса описана на примерах инъекционных бугров пучения и воздействия на инженерные конструкции в работах [11-13, 35, 36]. Промерзающий слой донных отложений должен быть ослаблен структурными дефектами, возникающими под действием высоких напряжений [32]. Вследствие этого можно высказать предположение, что с началом процесса оттаивания происходит отрыв льда от мерзлого основания вблизи дна под действием архимедовой силы и остаточных напряжений в его теле и последующее его всплытие. Отметим, что в открытых водоемах (река или море) примерзание льда ко дну не сопровождается развитием высоких напряжений (за редкими исключениями), и описанный выше механизм отрыва от дна исключается. Еще один пример возможного возникновения механических процессов связан с началом протаивания льда снизу. В этом случае подо льдом возникают пониженные давления, которые лежат в основе вакуумно-фильтрационного механизма передвижения влаги в грунтах [29]. Такую возможность описывает Г. М. Фельдман при анализе развития термокарста [31]. Понижение давления может дать альтернативное объяснение наблюдаемому прогибу вниз ледового покрова в конце зимы, которое трактуется как возможность существования сквозного талика под озером [24].

В свете сказанного определим в расчетной процедуре дополнительные этапы, позволяющие учесть наличие водоема на поверхности грунтового массива. При расчете первой стадии вычисления начинаются с определения времени протаивания ледового покрова  $\tau_n$ , толщина которого принимается равной глубине водоема  $h$ . При этом принимается посылка о всплывающем льде с момента наступления теплого периода. Во льду и в воде ниже ледяной пластины температура принимается постоянной и равной температуре фазового перехода [24]. На верхней поверхности льда (совпадающей с верхней поверхностью водо-

ема) задается величина летнего теплового потока  $q_s$  (имеющего смысл некоторого эффективного потока, включающего поглощение радиационного тепла), который весь расходуется на таяние льда на этой поверхности:  $q_s = \alpha_s \cdot (t_a(\tau) - t_f)$ , где  $\alpha_s$  — летний коэффициент теплообмена, определенный выше на нулевом шаге (в отсутствие водоема);  $t_a(\tau)$  — температура воздуха как функция времени (отсчитывается от начала летнего периода);  $t_f = 0$  °C — температура фазового перехода воды. Выбранная здесь форма записи теплового потока является приближенной и основана на допущении об универсальности теплообмена воздуха с любой подстилающей поверхностью в форме Ньютона, в том числе при постоянстве ее температуры при фазовом переходе. Ее справедливость будет оценена ниже по фактическим данным. В некотором отношении выбранная запись аналогична пропорциональной связи между температурой воздуха и воды, которая использована в работе [33]. Точная запись этого соотношения предполагает разделение теплового потока на радиационную и конвективную составляющие с заданием способа их определения, что существенно усложняет процедуру расчета, а в практическом плане часто невыполнимо. С учетом высказанных допущений время  $\tau_h$  достаточно просто определяется из уравнения (являющегося следствием условия Стефана на верхней границе льда), а именно:

$$\int_0^{\tau_h} t_a(\tau) d\tau = \frac{h \cdot \kappa_v}{\alpha_s}, \quad (30)$$

где под  $\kappa_v$  понимается объемная теплота фазового перехода «лед — вода», а величина  $\tau_h$  ищется в диапазоне  $0 \leq \tau_h \leq \tau_s$ . Результаты расчета приведены в таблице 1. Следующий этап расчета — определение максимальной глубины протаивания донных отложений под водоемом  $\zeta_m$  при поступлении тепла через слой воды. Этот расчет полностью аналогичен тому, что выполняется на первой стадии в отсутствие водоема, с той разницей, что коэффициент теплообмена на верхней поверхности водоема  $\alpha_{ss}$  выбирается в следующем виде:

$$\alpha_{ss} = \left( \alpha_s^{-1} + \frac{h}{\lambda_{ef}} \right)^{-1}, \quad (31)$$

где  $\lambda_{ef}$  — эффективный коэффициент теплопроводности воды, учитывающий конвективное перемешивание и поглощение радиации. При полном перемешивании, которое практически всегда имеет место для тех мелких водоемов, которые находились под наблюдением, выполняется соотношение  $\lambda_{ef} \rightarrow \infty$ . Вместе с тем большой практический интерес могут представлять заросшие или зарастающие мелкие водоемы (известно, что скорость развития растительности именно в мелких водоемах наиболее высока [31]). Высокая роль растительности в развитии процесса термокарста подчеркивается в работах Ю. Л. Шур [33] и других исследователей. При достаточно густой растительности ветровое перемешивание воды, как и ее свободно-конвективное движение, может быть в значительной степени погашено или исключено совсем. Например, для водона-

сыщенных пористых тел возможность свободной конвекции имеет фундаментальное ограничение по размеру частиц грунта, который должен быть более 0,13 мм [20]. Следует также обратить внимание, что устранить перемешивание в мелком водоеме возможно и чисто техническими средствами. В этих случаях теплоперенос в воде будет осуществляться только кондуктивным путем, а  $\lambda_{ef}$  в (31) следует приравнять к молекулярной теплопроводности воды  $\lambda_w = 0,5 \text{ Вт/м} \cdot \text{град}$ . Например, именно такое значение имеет измеренная теплопроводность илов донных отложений в основании озера в работе [1], а также принимаемое значение этого коэффициента для водонасыщенных торфов в работе [30]. Ниже приведены результаты расчетов в этих двух предельных случаях.

При расчете второй стадии с помощью простейшей вычислительной программы прежде всего определяется время замерзания  $\tau_i$  слоя воды заданной мощности  $h$  из уравнения

$$\int_0^{\tau_i} t_a(\tau) d\tau = - \frac{\kappa_v \cdot h \cdot (h + \frac{2 \cdot \lambda_i}{\alpha_w})}{2 \cdot \lambda_i}, \quad (32)$$

где время в подынтегральной функции отсчитывается от начала зимнего периода (для функции  $t_a(\tau)$  выбирается соответствующий интервал). В формуле (32)  $\lambda_i = 2,2 \text{ Вт/м} \cdot \text{град}$ . — коэффициент теплопроводности льда;  $\alpha_w$  — зимний коэффициент теплообмена, определенный выше на нулевом шаге. Отметим, что в этом пункте несложно учесть эффект сдувания снега с поверхности льда, несколько увеличив этот коэффициент. Однако принимаемое здесь значение  $\alpha_w$  идет в запас расчета и позволяет более определенно оценить влияние прочих факторов. Следующий этап — расчет времени замерзания подозерного талика — выполняется аналогично тому, как и в отсутствие водоема, с той разницей, что коэффициент теплообмена на верхней поверхности  $\alpha_{ww}$  дополнительно учитывает термическое сопротивление ледового покрова толщиной  $h$ :

$$\alpha_{ww} = (\alpha_w^{-1} + \frac{h}{\lambda_i})^{-1}. \quad (33)$$

Расчет третьей стадии (действия охлаждающего импульса) полностью аналогичен тому, как это описано выше для случая  $h = 0$ . На всех стадиях расчета производится вычисление временного хода температуры на подошве деятельного слоя в течение годового цикла и соответствующие средние величины. Ниже приводятся результаты расчетов рассматриваемым здесь способом в двух обозначенных выше предельных случаях по коэффициенту  $\lambda_{ef}$ . В таблице 1 представлены результаты расчетов наиболее важных параметров сезонных процессов под водоемом в зависимости от его глубины для двух предельных случаев перемешивания. На рис. 4 в графическом виде показана зависимость среднегодовой температуры на подошве деятельного слоя под водоемом в зависимости от его глубины для этих двух случаев. Из графика видно, что при ветровом перемешивании тепляющее влияние водоема монотонно возрастает с глубиной,

при глубине больше 0,45 м талик под озером не промерзает зимой. В отсутствии перемешивания существует диапазон глубин в области малых значений, когда водоем оказывает охлаждающее влияние на основание.

Таблица 1

**Параметры сезонных процессов  
в массиве мерзлого грунта  
с водоемом на поверхности**

Table 1

**The parameters of the seasonal  
processes in the frozen ground  
with the water reservoir on its surface**

$h$ , м	$\tau_h$ , мес.	$\tau_p$ , мес.	$\Delta\tau_w$ , мес.	$\xi_m$ , м	$\bar{t}_w$ , °C	$\bar{t}_m$ , °C	$\bar{\theta}_m$ , °C
0,0	0,00/0,00	0,00/0,00	3,86/3,86	1,70/1,70	-2,23/-2,23	-2,01/-2,01	-2,53/-2,53
0,1	0,07/0,07	1,42/1,42	3,12/4,13	1,69/1,37	-1,31/-2,76	-1,55/-2,37	-1,77/-3,04
0,2	0,15/0,15	2,08/2,08	2,34/4,15	1,67/1,11	-0,52/-2,89	-1,10/-2,54	-1,00/-3,08
0,3	0,22/0,22	2,63/2,63	1,54/3,98	1,66/0,90	+0,20/-2,78	-0,73/-2,53	-0,24/-2,91
0,4	0,29/0,29	3,14/3,14	0,70/3,64	1,64/0,74	+0,84/-2,51	-0,41/-2,37	+0,42/-2,60
0,5	—/0,36	—/3,64	—/3,17	—/0,61	—/-2,12	—/-2,06	—/-2,18
0,6	—/0,44	—/4,15	—/2,60	—/0,51	—/-1,66	—/-1,67	—/-1,69
0,7	—/0,51	—/4,70	—/1,93	—/0,43	—/-1,15	—/-1,22	—/-1,17
0,8	—/0,58	—/5,31	—/1,20	—/0,36	—/-0,63	—/-0,76	—/-0,64
0,9	—/0,66	—/6,05	—/0,41	—/0,31	—/-0,17	—/-0,34	—/-0,17

Примечания: числитель — при полном перемешивании воды летом ( $\lambda_{ef} \rightarrow \infty$ ), знаменатель — при отсутствии перемешивания воды летом ( $\lambda_{ef} = \lambda_w$ ); введено дополнительное обозначение:  $\bar{\theta}_m$  — расчетная среднегодовая температура на подошве деятельного слоя под водоемом по формуле (27); величина  $\xi_m$  отсчитывается от поверхности дна водоема; прочерки означают, что в соответствующих вариантах талик в донных отложениях не промерзает в течение зимы.

Notes: numerator — in presence of the complete water mixing in summer ( $\lambda_{ef} \rightarrow \infty$ ), denominator — in absence of water mixing in summer ( $\lambda_{ef} = \lambda_w$ ); additional designation:  $\bar{\theta}_m$  — the calculated average annual temperature on the bottom of the active layer under the reservoir according to the formula (27); the value of  $\xi_m$  is counted from the reservoir bottom surface; dashes mean that in the corresponding variants, the talik does not freeze in the bottom sediments during winter.

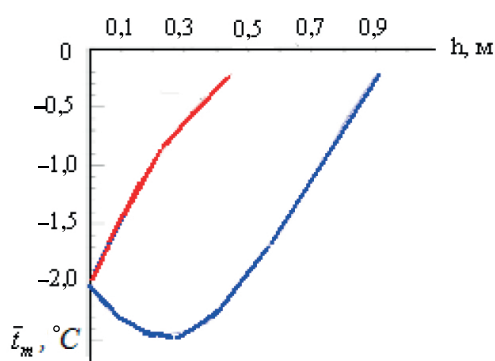


Рис. 4. Зависимость среднегодовой температуры на подошве деятельного слоя под водоемом в зависимости от его глубины: красная линия — при полном перемешивания ( $\lambda_{ef} \rightarrow \infty$ ); синяя линия — при отсутствии перемешивания ( $\lambda_{ef} = \lambda_w$ )

Fig. 4. Dependence of the average year temperature at the depth of seasonal thaw penetration vs depth of water reservoir: red line for the full mixture of water in summer ( $\lambda_{ef} \rightarrow \infty$ ); blue line for the absence of water mixture in summer ( $\lambda_{ef} = \lambda_w$ )

Остановимся кратко на вопросе о времени перехода к новому состоянию мерзлого основания, определяемого новой среднегодовой температурой на подошве деятельного слоя. Учитывая, что основной вклад в формирование температуры на глубине нулевых амплитуд дает именно среднегодовое значение, в простейшем виде задача формулируется в следующем виде: однородный полубесконечный массив грунта в начальный момент времени находится при температуре  $t_{m0}$ . На его верхней поверхности, которая совпадает с координатой  $\xi_m$ , скачком температура изменяется до значения  $t_{mf}$ . Требуется определить время изменения температуры от  $t_{m0}$  до значения  $t_{mf} + \delta t_{mf}$  на глубине нулевых амплитуд  $z_0$ , где величина  $\delta t_{mf}$  определяет отклонение этой температуры от асимптотического значения  $t_{mf}$ , которое достигается в пределе бесконечного отрезка времени. Эта задача имеет достаточно простое решение через интеграл вероятности [18], если для расчетов привлечь простейшие вычислительные программы. Однако наиболее простое решение, соответствующее точности рассмотренных выше методов, может быть получено на основе приближенных распределений температуры с применением радиуса теплового влияния [4]. Распределение температуры ниже подошвы деятельного слоя записывается следующим образом:

$$t(z, \tau) = (t_{mf} - t_{m0}) \cdot \left(1 - \frac{z}{L(\tau)}\right)^2 + t_{m0}, \quad L(\tau) = \sqrt{12\mu_f \cdot \tau},$$

$$\xi(\tau) \leq z \leq L(\tau), \quad \tau \geq 0. \quad (34)$$

Это распределение удовлетворяет тем же условиям на границах возмущенной области, что и соотношение (28). Искомый промежуток времени определяется из условия

$$t(z_0, \tau) = t_{mf} + \delta t_{mf}. \quad (35)$$

Обозначая  $\Delta t = t_{m0} - t_{mf}$ ,  $n = |\delta t_{mf}/\Delta t|$  и пренебрегая малой поправкой за счет длительности достижения радиусом влияния глубины  $z_0$ , из (34) и (35) для искомого времени  $\tau_f$  получим выражение

$$\tau_f = \frac{z_0^2}{12 \cdot \mu_f \cdot (1 - \sqrt{1 - n})^2} \approx \frac{z_0^2}{3 \cdot \mu_f \cdot n^2}. \quad (36)$$

Второе равенство здесь является приближенным при выполнении условия  $n \ll 1$ . Параметр  $n$  показывает степень приближения температуры к новому равновесному состоянию: при  $n = 0$  это состояние достигается в точности, но время его достижения равно бесконечности; при  $n = 1$  температура на глубине  $z_0$  только начинает изменяться, и время достижения этого момента совпадает с временем достижения радиусом влияния глубины  $z_0$ . Принимая стандартное значение  $z_0 = 10$  м, получим зависимость времени  $\tau_f$  от параметра  $n$ , которая представлена графиком на рис. 5. В частности, при  $n = 0,3$  получим  $\tau_f = 10,4$  года, а при  $n = 0,5$  —  $\tau_f = 3,2$  года. Характерным можно признать значение  $n = 0,4-0,5$ , показывающее, что близость промежуточного состояния, определяемого параметром  $\delta t_{mf}$  к новому стабильному соответствует примерно половине максимальной длины интервала изменений температуры. Т. е.  $\delta t_{mf} \approx (0,4-0,5)\Delta t$ , и соответствующее изменение происходит в течение 3-5 лет.

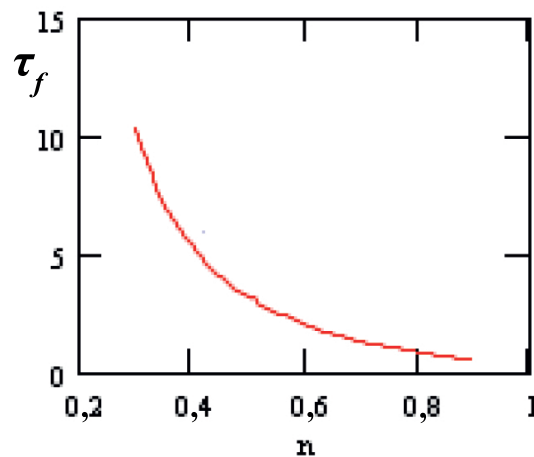


Рис. 5. Зависимость времени приближения  $\tau_f$  (год) к новому температурному состоянию от параметра приближения  $n$  (д. ед.)

Fig. 5. Dependence of the time  $\tau_f$  (year) approximation to the new temperature regime on the parameter  $n$  (unit fractions)

### Обсуждение результатов

Приведенные в таблице 1 результаты расчетов показывают, что время оттаивания ледяного покрова  $\tau_h$  по принимаемой модели удовлетворительно соответствует натурным наблюдениям и в большинстве случаев не превышает один месяц при толщине льда 1-1,2 метра [24, 31, 33]. При этом время промерзания водоема  $\tau_l$  такой же глубины может продолжаться весь зимний период, что определяется толщиной снежного покрова, а в процедуре расчета — величиной зимнего коэффициента теплообмена  $\alpha_w$ . В соответствии с принятыми посылками оба промежутка времени не зависят от состояния водоема в летний период времени. Условия перемешивания водоема летом существенно влияют на величину  $\zeta_m$ . При идеальном перемешивании эта величина слабо зависит от глубины водоема, и с увеличением этой глубины довольно быстро достигается предельная суммарная мощность талика ( $\zeta_m + h$ ), которая не успевает промерзнуть за зиму (в рассмотренном случае — при  $h = 0,45$  м). Начиная с этой глубины длительность охлаждающего импульса обращается в нуль и начинается процесс многолетнего оттаивания мерзлого основания под дном водоема. При этом в случае перемешивания влияние водоема носит отепляющий характер и монотонно растет с увеличением его глубины (рис. 4). При исключении перемешивания воды зависимость  $\zeta_m$  от  $h$ , напротив, оказывается весьма сильной и приводит к резкому снижению протаивания с увеличением глубины водоема (таблица 1). Такая зависимость определяет наличие минимума в длительности промерзания талика  $\tau_l$  и максимума в длительности охлаждающего импульса  $T - \tau_l = \Delta\tau_w$  вблизи значения  $h = 0$  (в рассмотренном выше примере климатических и грунтовых условий — при  $h = 0,3$  м). Это объясняет немонотонное поведение зависимости среднегодовой температуры на подошве деятельного слоя от глубины водоема при отсутствии перемешивания (рис. 4): при малых глубинах водоем оказывает охлаждающее действие, и только начиная с определенной глубины температура на подошве деятельного слоя начинает расти (в сравнении с невозмущенным состоянием). Эти результаты соответствуют фактическим данным по охлаждающему влиянию заболоченных участков и отепляющему — для мелких озер начальной стадии термокарста. Важно, что устранение перемешивания неглубокого водоема возможно путем применения достаточно простых технических мероприятий.

Отметим также, что хотя вычисленное по формуле (27) значение температуры  $\bar{\theta}_m$  имеет заметные количественные отличия от величины  $\bar{t}_m$ , тенденции ее изменения полностью соответствуют поведению второй величины. Это позволяет использовать простейшее выражение для  $\bar{\theta}_m$  в качестве удобного инструмента для оценки изменения геокриологических условий в основании инженерных сооружений при выборе их конструктивного исполнения.

### Заключение

Наиболее важными в настоящей работе являются два результата.

1. Предложена простейшая модель возникновения явления температурной сдвигки, на основе которой получены достаточно удобные аналитические



выражения для среднегодовой температуры на подошве деятельного слоя  $\bar{t}_m$  (формулы (27) и (28)) в зависимости от климатических факторов и свойств грунта. С учетом известной среднегодовой температуры на поверхности грунта эти выражения определяют величину температурной сдвижки. Вычисления показывают хорошее соответствие полученного таким способом значения как по порядку величины, так и в поведении от внешних параметров в сравнении с результатами расчета с помощью более точных методов (в частности, это относится к зависимостям  $\bar{t}_m(h)$  и  $\bar{\theta}_m(h)$  (таблица 1)). Это позволяет использовать выражения (27) и (28) в качестве удобного инструмента для оценки тенденций изменения геокриологических условий в основании инженерных сооружений при выборе конструктивных решений их фундаментов. Например, анализ этих выражений показывает, что наиболее эффективное применение охлаждающих устройств для термостабилизации оснований заключается в их совместном использовании с теплоизоляцией поверхности.

Предложенная модель, кроме того, в максимально доступной форме выявляет механизм возникновения температурной сдвижки, что позволяет использовать ее в образовательном процессе.

2. Выполненные расчеты показывают, что влияние неглубокого поверхностного водоема на температуру мерзлых грунтов существенно зависит от процессов перемешивания воды в летнее время: при высокой степени перемешивания это влияние всегда носит отепляющий характер и растет с глубиной водоема, при отсутствии перемешивания влияние носит охлаждающий характер при малых глубинах, а при увеличении глубины больше некоторого значения возникает отепляющее влияние, однако оно существенно ниже, чем при перемешивании (рис. 4). Этот результат находится в соответствии с наблюдаемыми фактами охлаждающего влияния заболоченных участков, где перемешивание существенно гасится органическими и растительными компонентами, и отепляющего влияния мелких озер начальной стадии термокарста, где препятствия для перемешивания исключены. Устранение перемешивания неглубокого водоема вблизи инженерной конструкции возможно не только при его естественном зарастании либо с помощью искусственного посева трав, но и достаточно простыми техническими мероприятиями — например, подсыпкой органических дисперсных материалов, удовлетворяющих вполне определенным требованиям, вблизи откосов сооружения.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арэ Ф. Э. Тепловой режим мелких озер тасжной зоны Восточной Сибири (на примере Центральной Якутии) / Ф. Э. Арэ // Озера криолитозоны Сибири. Новосибирск: Наука, 1974. С. 98-116.

2. Балобаев В. Т. Влияние поверхностного слоя на тепловой режим и глубину протаивания мерзлых горных пород / В. Т. Балобаев // Тепловые процессы в мерзлых горных породах. М.: Наука, 1964. С. 7-38.
3. Балобаев В. Т. Геотермия мерзлой зоны литосферы севера Азии / В. Т. Балобаев. Новосибирск: Наука, 1991. 193 с.
4. Баренблатт Г. И. О некоторых приближенных методах в теории одномерной неустановившейся фильтрации жидкости при упругом режиме / Г. И. Баренблатт // Известия АН СССР. Отд. техн. наук. 1954. № 9. С. 35-49.
5. Босиков И. П. Текстуры водных отложений как показатель водности термокарстовых озер / И. П. Босиков, В. А. Соколова // Озера криолитозоны Сибири. Новосибирск: Наука, 1974. С. 33-39.
6. Воронцов В. В. Стабилизация критических деформаций земляного полотна автомобильной дороги в криолитозоне / В. В. Воронцов, А. Н. Краев, М. Е. Игошин // Вестник Сибирского государственного автомобильно-дорожного университета. 2014. № 6 (40). С. 67-72.
7. Гаврилова М. К. Микроклимат озер центральной Якутии / М. К. Гаврилова, П. П. Попов // Озера криолитозоны Сибири. Новосибирск: Наука, 1974. С. 67-82.
8. Гаврилова М. К. Радиационный баланс озер Центральной Якутии / М. К. Гаврилова, А. Н. Степанов // Озера криолитозоны Сибири. Новосибирск: Наука, 1974. С. 83-88.
9. Гаврилова М. К. Тепловой баланс озер Центральной Якутии / М. К. Гаврилова // Озера криолитозоны Сибири. Новосибирск: Наука, 1974. С. 88-98.
10. Горелик Я. Б. Корректность постановки и решения задач по прогнозу динамики температурных полей в основании сооружений на многолетнемерзлых грунтах / Я. Б. Горелик, Д. С. Паздерин // Криосфера Земли. 2017. Том XXI. № 3. С. 49-59.
11. Горелик Я. Б. Методы расчета деформаций инженерных конструкций, вызванных пучением промерзающего слоя / Я. Б. Горелик // Криосфера Земли. 2010. Том XIV. № 1. С. 50-62.
12. Горелик Я. Б. Обобщенная теоретическая модель для расчета льдонакопления и деформаций при промерзании грунтов / Я. Б. Горелик // Криосфера Земли. 2011. Том XV. № 4. С. 46-51.
13. Горелик Я. Б. Физико-механические аспекты процессов фазовых превращений в мерзлых и промерзающих грунтах / Я. Б. Горелик // Материалы 4-й конференции геокриологов России (7-9 июня 2011 г.). М.: Московский государственный университет, 2011. С. 42-49.
14. Гребенец В. И. Деформации автомобильных и железных дорог на участке Норильск — Талнах и методы борьбы с ними / В. И. Гребенец, В. А. Исаков // Криосфера Земли. 2016. Том XX. № 2. С. 69-77.
15. Демин А. И. Тепловой режим донных отложений на мелководье Арктических морей / А. И. Демин // Сезонное протаивание и промерзание грунтов на территории Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1966. С. 40-46.
16. Достовалов Б. Н. Общее мерзлотоведение / Б. Н. Достовалов, В. А. Кудрявцев. М.: Московский государственный университет, 1967. 403 с.
17. Дыдышко П. И. Деформации земляного полотна железнодорожного пути и их устранение в условиях вечной мерзлоты / П. И. Дыдышко // Криосфера Земли. 2017. Том XXI. № 4. С. 43-57.

18. Карслоу Г. Теплопроводность твердых тел / Г. Карслоу, Д. Егер. М.: Наука, 1964. 487 с.
19. Кондратьев С. В. Деформации Забайкальской части федеральной автомобильной дороги «Амур» Чита — Хабаровск на участках льдистых многолетнемерзлых грунтов: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук / С. В. Кондратьев. Иркутск, 2016. 22 с.
20. Лыков А. В. Явления переноса в капиллярно-пористых телах / А. В. Лыков. М.; Л.: Гостехиздат, 1954. 296 с.
21. Мухин Н. И. Особенности возникновения и развития термокарстовых озер на территории Яно-Индигорской низменности / Н. И. Мухин // Озера криолитозоны Сибири. Новосибирск: Наука, 1974. С. 18-26.
22. Общее мерзлотоведение / под ред. В. А. Кудрявцева. М.: Изд-во Московского государственного университета, 1978. 464 с.
23. Основы мерзлотного прогноза при инженерно-геологических исследованиях / под ред. В. А. Кудрявцева. М.: Изд-во Московского государственного университета, 1974. 432 с.
24. Павлов А. В. Мониторинг криолитозоны / А. В. Павлов. Новосибирск: ГЕО, 2008. 230 с.
25. Порхаев В. Г. Тепловое взаимодействие зданий и сооружений с мерзлыми грунтами / В. Г. Порхаев. М.: Наука, 1970. 208 с.
26. Тихонов А. Н. Уравнения математической физики / А. Н. Тихонов, А. А. Самарский. М.: Наука, 1972. 736 с.
27. Файко Л. И. Использование льда и ледовых явлений в народном хозяйстве / Л. И. Файко. Красноярск: Изд-во Красноярского университета, 1986. 157 с.
28. Фельдман Г. М. Методы расчета температурного режима мерзлых грунтов / Г. М. Фельдман. М.: Наука, 1973. 254 с.
29. Фельдман Г. М. Передвижение влаги в талых и промерзающих грунтах / Г. М. Фельдман. Новосибирск: Наука, 1988. 258 с.
30. Фельдман Г. М. Прогноз температурного режима грунтов и развития криогенных процессов / Г. М. Фельдман. Новосибирск: Наука, 1977. 102 с.
31. Фельдман Г. М. Термокарст и вечная мерзлота / Г. М. Фельдман. Новосибирск: Наука, 1984. 262 с.
32. Шавлов А. В. Лед при структурных превращениях / А. В. Шавлов. Новосибирск: Наука, 1996. 188 с.
33. Шур Ю. Л. Верхний горизонт толщи мерзлых пород и термокарст / Ю. Л. Шур. Новосибирск: Наука, 1988. 213 с.
34. Шур Ю. Л. Термокарст / Ю. Л. Шур. М.: Недра, 1977. 80 с.
35. Gorelik J. B. Physical and mechanical processes in cryogenic formations associated with temperature change / J. B. Gorelik // Proceedings of the 10<sup>th</sup> International Conference on Permafrost. Salechard, 2012. Vol. 2. Pp. 111-115.
36. Gorelik J. B. The mechanism of ice formation in connection with deformation of freezing layer / J. B. Gorelik // Proceedings of the 9<sup>th</sup> International Conference on Permafrost. Fairbanks, 2008. Pp. 535-540.

**Jacob B. GORELIK<sup>1</sup>**  
**Ilya V. ZEMEROV<sup>2</sup>**

UDC 550.343; 624.139

## **INFLUENCE OF THE SURFACE WATER RESERVOIR TO THE THERMAL REGIME OF FROZEN GROUND\***

<sup>1</sup> Dr. Sci. (Geol.-Mineral.), Head of Laboratory of Heat-and-Mass Exchange Events, Earth Cryosphere Institute, Tyumen Scientific Center of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences  
gorelik@ikz.ru; ORCID: 0000-0002-2865-3236

<sup>2</sup> Postgraduate Student, Earth Cryosphere Institute, Tyumen Scientific Center of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences  
zemerov.utmn@gmail.com

### **Abstract**

Excessive flooding of the built-up territories in the areas of permafrost soils often occurs due to changes in natural factors (including climatic) or design deficiencies and can negatively affect frozen soils for a long time. Currently, there is no complete methodology for calculating this effect. The solution to this problem is closely related to clarifying the nature of the formation of temperature shift, which at the moment is not clear enough. The aim of the work is to create a methodology for predicting changes in soil temperature in the event of a shallow reservoir on its surface

In the first part of the article, the simplest theoretical model of the phenomenon of temperature shift is proposed, on the basis of which fairly convenient analytical expressions are obtained for the average annual temperature at the bottom of the active layer, depending on climatic factors and soil properties. The model most clearly demonstrates the nature of the occurrence of the phenomenon and can be used for simple assessments, as well as in the educational process. In particular, it is demonstrated that the magnitude of the shift is caused not only

---

\* The study was performed in accordance with the RF State Tasking Order of Program of Fundamental Researches RAS IX.135.2 (Project IX.135.2.4).

---

**Citation:** Gorelik J. B., Zemerov I. V. 2020. "Influence of the surface water reservoir to the thermal regime of frozen ground". Tyumen State University Herald. Physical and Mathematical Modeling. Oil, Gas, Energy, vol. 6, no. 1 (21), pp. 10-40.  
DOI: 10.21684/2411-7978-2020-6-1-10-40

by the difference in the thermophysical characteristics of thawed and frozen soil, but also by the asymmetry of climatic parameters.

In the second part of the article, using the quasistationary methods, calculations of the predicted temperature of the soil when a reservoir of a given depth on its surface occurs. Unlike previously used methods, the predicted parameters of the soil are counted from its unperturbed state, which is determined by the authors previously proposed method, which allows us to evaluate the direction of the changes (towards cooling or warming). It is shown that the influence of a shallow (up to a meter deep) surface water body on the temperature of frozen soils substantially depends on the process of mixing water in the summer. For the first time, the direction of these processes has been established: with a high degree of mixing, the influence is always warming and grows with the depth of the reservoir; in the absence of mixing, the pond cools the base at shallow depths, and with an increase in depth above a certain value, an warming effect occurs, which, however, is much lower than in the presence of mixing. The practical applications of the results are considered.

### **Keywords**

Frozen ground, seasonal thawing, depth of seasonal thaw penetration, depth of zero amplitude, surface water reservoir, temperature offset.

**DOI: 10.21684/2411-7978-2020-6-1-10-40**

### **REFERENCES**

1. Are F. E. 1974. "Thermal regime of the small-depth lakes in the Eastern Siberia taiga zone (on the example of Central Yakutia)". In: Lakes of the Siberian Permafrost, pp. 98-116. Novosibirsk: Nauka. [In Russian]
2. Balobaev V. T. 1964. "Influence of the surface layer to thermal regime and to depth of seasonal thaw penetration of the frozen ground". In: Thermal processes in the frozen ground, pp. 7-38. Moscow: Nauka. [In Russian]
3. Balobaev V. T. 1991. Geothermy of frozen ground in the North Asia Lithosphere. 193 pp. Novosibirsk: Nauka. [In Russian]
4. Barenblutt G. I. 1954. About some approximation methods in theory of one-dimensional unsteady liquid filtration at elastic regime. *Izvestiya Akademii nauk SSSR*, no. 9, pp. 35-49. [In Russian]
5. Bosikov I. P., Sokolova V. A. 1974. "Textures of water sediments as a criteria of thermokarst lake's water quantity". In: Lakes of the Siberian Permafrost, pp. 33-39. Novosibirsk: Nauka. [In Russian]
6. Vorontsov V. V., Kraev A. N., Igoshin M. E. 2014. "Stabilization of car road base critical deformations at permafrost". *The Russian Automobile and Highway Industry Journal*, no. 6 (40), pp. 67-72. [In Russian]
7. Gavrilova M. K., Popov P. P. 1974. "Microclimate of Central Yakutia lakes". In: Lakes of the Siberian Permafrost, pp. 67-82. Novosibirsk: Nauka. [In Russian]
8. Gavrilova M. K., Stepanov A. N. 1974. "Radiation balance of Central Yakutia lakes". In: Lakes of the Siberian Permafrost, pp. 83-88. Novosibirsk: Nauka. [In Russian]

9. Gavrilova M. K. 1974. "Thermal balance of Central Yakutia lakes". In: Lakes of the Siberian Permafrost, pp. 88-98. Novosibirsk: Nauka. [In Russian]
10. Gorelik J. B., Pazderin D. S. 2017. "Correctness of formulation and solution of thermotechnical problems of forecasting temperature field dynamics in the ground base of structures on permafrost". *Earth's Cryosphere*, vol. 21, no. 3, pp. 49-59. [In Russian]
11. Gorelik J. B. 2010. "On the calculation methods of the engineering construction displacements caused by freezing layer frost heave process". *Earth's Cryosphere*, vol. 14, no. 1, pp. 50-62. [In Russian]
12. Gorelik J. B. 2011. "Generalized theoretical model for calculate ice accumulation and deformations of freezing grounds". *Earth's Cryosphere*, vol. 15, no. 4, pp. 46-51. [In Russian]
13. Gorelik J. B. 2011. "Physical and mechanical aspects of phase transitions in frozen and freezing grounds". Paper presented at 4<sup>th</sup> Conference of Russian Geocryologists (7-9 June, Moscow), pp. 42-49. Moscow: Moscow State University. [In Russian]
14. Grebenets V. I., Isakov B. A. 2016. "Deformations of car roads and railways at the Norilsk — Talnakh part and methods of its preventions". *Earth's Cryosphere*, vol. 20, no. 2, pp. 69-77. [In Russian]
15. Demin A. I. 1966. "Thermal regime of bed sediments for small depth of Arctic sea". In: Seasonal thawing and freezing of soils in the North-East of the USSR, pp. 40-46. Moscow: Nauka. [In Russian]
16. Dostovalov B. N., Kudriyvtsev V. A. 1967. General geocryology. Moscow: Moscow State University. 403 pp. [In Russian]
17. Didishko P. I. 2017. "Deformations of railway bed and its preventions in conditions of permafrost". *Earth's Cryosphere*, vol. 21, no. 4, pp. 43-57. [In Russian]
18. Carslaw H. S., Jaeger J. C. 1964. Conduction of heat in solids. Moscow: Nauka, 487 pp. [In Russian]
19. Kondratiev C. V. 2016. "Deformations of car road bed 'Amur' at the part Chita — Khabarovsk with high icy permafrost". Cand. Sci. (Geol.-Mineral.) diss. abstract. Irkutsk. 22 pp. [In Russian]
20. Lykov A. V. 1954. Transferal phenomena in capillary-porous media. Moscow; Leningrad: Gostechizdat. 296 pp. [In Russian]
21. Muhin N. I. 1974. "Particularity of formation and evolution of thermokarst lakes at lowland of Yana — Indigirka region". Lakes of the permafrost zone of Siberia, Novosibirsk: Nauka, pp. 18-26. [In Russian]
22. Kudriyvtsev V. A. (ed.). 1978. General geocryology. Moscow: Moscow State University. 464 pp. [In Russian]
23. Kudriyvtsev V. A. (ed.). 1974. Bases of prognoses for permafrost at engineering and geological investigations. Moscow: Moscow State University. 432 pp. [In Russian]
24. Pavlov A. V. 2008. Monitoring of permafrost. Novosibirsk: GEO, 230 pp. [In Russian]
25. Porchaev V. G. 1970. Thermal interaction of buildings with permafrost. Moscow: Nauka. 208 pp. [In Russian]
26. Tychonov A. N., Samarsky A. A. 1972. Methods of mathematical physics. Moscow: Nauka. 736 pp. [In Russian]

27. Fayko L. I. 1986. Applications of ice and icy phenomena at business. Krasnoyarsk: Krasnoyarsk State University. 157 pp. [In Russian]
28. Feldman G. M. 1973. Calculation methods of permafrost temperature regime. Moscow: Nauka. 254 pp. [In Russian]
29. Feldman G. M. 1988. Water flow in unfrozen and freezing grounds. Novosibirsk: Nauka. 258 pp. [In Russian]
30. Feldman G. M. 1977. Prognoses of temperature regime for grounds and evolution of cryogenic processes. Novosibirsk: Nauka. 102 pp. [In Russian]
31. Feldman G. M. 1984. Thermokarst and permafrost. Novosibirsk: Nauka. 262 pp. [In Russian]
32. Shavlov A. V. 1996. Ice at structure transitions. Novosibirsk: Nauka. 188 pp. [In Russian]
33. Shur Y. L. 1988. Upper layer of frozen ground and thermokarst. Novosibirsk: Nauka. 213 pp. [In Russian]
34. Shur Y. L. 1977. Thermokarst. Moscow: Nedra. 80 pp. [In Russian]
35. Gorelik J. B. 2012. "Physical and Mechanical Processes in Cryogenic Formations Associated with Temperature Change". Proceedings of the 10<sup>th</sup> International Conference on Permafrost, vol. 2, pp. 111-115. Salekhard.
36. Gorelik J. B. 2008. "The Mechanism of Ice Formation in Connection with Deformation of Freezing Layer". Proceedings of the 9<sup>th</sup> International Conference on Permafrost. pp. 535-540. Fairbanks, Alaska.