

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКАЯ МЕХАНИКА МЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ

УДК 551.328/345

**БАРОТЕРМИЧЕСКИЙ ЭФФЕКТ В МЕРЗЛЫХ ГРУНТАХ
И ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ МЕРЗЛОЙ ТОЛЩИ**

Я.Б. Горелик, В.С. Колунин, А.К. Решетников

Институт криосферы Земли СО РАН, 625000, Тюмень, а/я 1230, Россия

Экспериментально установлено новое явление охлаждения мерзлых грунтов под действием внешнего нагружения. Значение внешней нагрузки в несколько раз ниже, чем требуется для плавления объемного льда при данной отрицательной температуре. Величина охлаждающего эффекта (названного баротермическим) может составлять от сотых до десятых долей градуса в зависимости от действующей нагрузки, температуры грунта, его объема и свойств, а также условий проведения испытаний. Дано теоретическое объяснение явления, основанное на особых свойствах фаз воды в дисперсных системах.

Предложена совокупность уравнений, учитывающая проявление баротермического эффекта в мерзлой толще грунта под действием собственного веса, и даны примеры вычислений, дающие объяснение аномальных распределений температуры по разрезу реликтового слоя мерзлой толщи вблизи г. Салехард Тюменской области.

Мерзлый грунт, нагружение, охлаждение, теплоперенос, температурный режим

BAROTHERMIC EFFECT IN FROZEN SOILS AND TEMPERATURE REGIME OF FROZEN LAYER

J. B. Gorelik, V. S. Kolunin, A. K. Reshetnikov

The Earth's Cryosphere Institute SB RAS, 62500, Tyumen, 1230, Russia

A new phenomenon of the frozen soil cooling under overburden pressure was discovered by experimental method. The value of overburden pressure is several times smaller than that required for melting of volumetric ice at the same negative temperature. The soil cooling (named as barothermic effect) may be from hundredth to tens part a degree and depends on overburden pressure, initial temperature of the soil and its properties.

Theoretical explanation of this phenomena is based on thermodynamic peculiarities of water phases in disperse materials.

The equations of heat and mass transfer were proposed with take account of the occurrence of barothermic effect in the mass of frozen soil. These equations are applied to explain anomalous temperature distribution in relict frozen layer near the t. Salehard of Tyumen area.

Frozen soil, loading, cooling, heat and mass transfer, temperature regime

ВВЕДЕНИЕ

Основной задачей механики мерзлых грунтов является исследование их напряженно-деформируемого состояния в изотермических условиях [Цытович, 1973; Зарецкий и др., 1986]. Исследование зависимости типа нагрузка-температура носит эпизодический характер. Так, С. Е. Гречищевым [1984] зафиксирован эффект повышения температуры мерзлых грунтов под нагрузкой, который, по всей вероятности, является следствием диссипативных процессов. Вместе с тем, основываясь на принципе динамичес-

кого равновесия поровой влаги [Цытович, 1973], который постулирует взаимосвязанность и взаимную обусловленность полей напряжений, влажности и температуры в мерзлых грунтах, можно предположить, что в определенных ситуациях, возможно, иное направление изменения температуры после приложения внешней нагрузки, т. е. ее понижение по сравнению с температурой окружающей среды. Косвенным подтверждением этому являются экспериментальные факты увеличения количества незамерзшей воды

[Цытович, 1973] и понижение точки начала замерзания грунтов [Коновалов, 1991; Gorelik et al., 1996] под действием нагрузки. Более ясное указание на это содержится в лабораторном эксперименте по выращиванию единичного шпиря на контакте с пористым телом при постоянной температуре окружающей среды [Biermans et al., 1978]. Детальный анализ этого опыта [Gorelik et al., 1993] показывает, что в режиме плавления льда, который наступает при определенном сочетании напряжений в фазах воды, температура на фазовой границе должна быть ниже температуры окружающей среды. Теоретическое обоснование возможности охлаждения мерзлого грунта под нагрузкой дано нами ранее [Горелик и др., 1997], где отмечена необходимость обеспечения дренажа вытесняющей влаги. Ясно, однако, что для проверки теоретических выводов требуются прямые экспериментальные наблюдения.

МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТА

Исследования были проведены с мерзлыми супесью и глиной в рабочей ячейке из теплоизоляционного материала, схема которой изображена на рис. 1. Корпус ячейки выполнен из оргстекла и имеет форму цилиндра с внешним диаметром 70 мм и высотой 80 мм. По оси цилиндра просверлено сквозное отверстие диаметром 18 мм, в которое помещалась обойма с предварительно замороженным образцом, содержащим макроскопические включения шпирового льда. Обойма изготавливалась из сухой фильтровальной бумаги и служила дренажной емкостью. Высота образца — 30 мм, диаметр — 10 мм. Усилие на него передавалось двумя поршнями из фторопласта, которые проходили через втулки

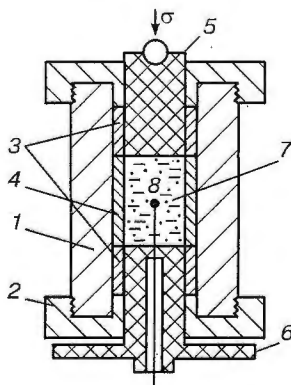


Рис. 1. Схема экспериментальной ячейки.

1 — корпус, 2 — крышка, 3 — направляющие втулки, 4 — обойма из фильтровальной бумаги, 5, 6 — поршни, 7 — образец; 8 — спай термопары.

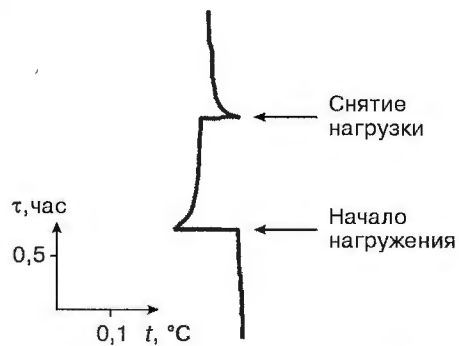


Рис. 2. Изменение температуры мерзлого грунта под нагрузкой.

Супесь пылеватая, $t_e = -0,5 \text{ }^\circ\text{C}$, $\sigma = 3 \text{ МПа}$.

из оргстекла. Контроль над температурой образца осуществлялся с помощью медь-константановой термопары, расположенной в его центре. Ячейка вместе с загрузочным устройством термостатировались в холодильной камере с помощью специальной системы термостабилизации, включающей терморегулирующее устройство и дополнительный теплоизоляционный кожух, обеспечивающих стабильность задаваемой температуры с точностью до $0,01 \text{ }^\circ\text{C}$. Характерное изменение температуры мерзлых грунтов во времени показано на диаграммах (рис. 2, 3), сканированных с ленты самописца. Отметим, что в данных опытах нагрузка на образец, как и в эксперименте М.Б. Г.М. Бьерманс и др. [Biermans et al., 1978] в несколько раз ниже, чем требуется для плавления льда при данной температуре среды в соответствии с обычным уравнением Клапейрона—Клаузиуса. Начальный участок на диаграммах (до приложения нагрузки σ) показывает заданную температуру окружаю-



Рис. 3. Изменение температуры мерзлого грунта под нагрузкой.

Глина, $t_e = -0,75 \text{ }^\circ\text{C}$, $\sigma = 3 \text{ МПа}$.

шей среды t_e . В момент приложения нагрузки температура, скачкообразно понижаясь, выходит на полочку, которая характеризует процесс вытаявания шлирового льда. В представленных на рис. 2 и 3 диаграммах длительность существования полочки составляет около 1 часа. В момент снятия нагрузки температура внутри образца также скачкообразно возвращается почти точно к исходному значению, оставаясь, однако, несколько ниже него. Этот остаточный эффект, по-видимому, связан с влиянием теплоемкости элементов ячейки. Длительность существования полочки определяется запасами шлирового льда в образце. Если не ограничивать во времени компрессионное воздействие, то процесс будет продолжаться до полного вытаявания льда. В отдельных опытах с глиной продолжительность существования полочки составляла около 5 часов.

ОБЪЯСНЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ЭКСПЕРИМЕНТА И АНАЛИЗ ВЛИЯЮЩИХ ФАКТОРОВ

Условие термодинамического равновесия льда и пленок незамерзшей воды на контакте с пористым телом имеет следующий вид [Гришцев, 1979]:

$$\frac{p_i}{\rho_i} - \frac{p_w}{\rho_w} = - \frac{\kappa t}{T_0}, \quad (1)$$

где p_i , p_w — избыточные над атмосферным давлением в льду и давление в воде вблизи поверхности льда; t — температура на контакте льда с пористым телом, °С; ρ_i , ρ_w — плотности льда и воды; κ — удельная теплота фазового перехода вода—лед; $T_0 = 273$ К. Уравнение (1) обобщает обычное уравнение Клапейрона—Клаузиуса при различных давлениях в фазах воды.

Напряжение во льду p_i приближенно совпадает со значением прикладываемой нагрузки σ . Если шпир занимает все поперечное сечение образца, а его горизонтальные границы являются плоскими, то это равенство выполняется точно. В противном случае возможно некоторое отклонение p_i от значения σ , на величину которого влияют механические свойства скелета грунта и характер распределения льдистости в каждом горизонтальном сечении образца. По мере осадки и уплотнения грунта жесткость скелета растет, и с течением времени на шпировой лед передается все меньшая нагрузка. Сказанное здесь остается справедливым для грунтов массивной текстуры, если внутрипоровый лед рассматривать как совокупность микрошпиров.

Давление в жидкой фазе p_w , вообще говоря, является неизвестной величиной, которая опре-

деляется полной совокупностью уравнений, описывающих данный процесс [Горелик и др., 1997] и зависит, в первую очередь, от гидропроводности коммуникаций, связывающих объем образца с дренажной емкостью.

Если гидропроводность каналов равна нулю (закрытая система), то сжатие образца меняет давление в жидкой фазе, которое определяется согласно (1) по заданным p_i и t . Пленки воды между льдом и частицами грунта утолщаются (см. ниже) и, как следствие, возрастает общее содержание незамерзшей воды, зафиксированное в опытах Н. А. Цытовича [Цытович, 1973]. Понижение температуры, обусловленное фазовым переходом при утолщении пленок, весьма мало и носит лишь кратковременный характер.

В противоположном случае, когда гидропроводность стремится к бесконечности, давление в воде становится равным атмосферному ($p_w = 0$) и при напряжении во льду $p_i = 3$ МПа из (1) получаем $t = -2,7$ °С. При достаточно высокой гидропроводности коммуникаций именно такая температура должна была бы установиться на контакте ледяных шпиров с грунтом и, спустя какое-то время, определяемое концентрацией ледяных включений, распространиться на весь объем образца. Хотя истинные значения коэффициентов гидропроводности мерзлых грунтов конечны и весьма малы — порядка 10^{-10} — 10^{-16} м³с/кг [Williams and Burt, 1974; Horiguchi and Miller, 1983], они тем не менее обеспечивают заметное понижение температуры, которое в условиях проведенных экспериментов составляет от нескольких сотых до нескольких десятых долей градуса. Величина и длительность наблюдаемого эффекта при отличной от нуля гидропроводности каналов прежде всего связаны с интенсивностью процесса вытаявания шлирового льда, а не с утолщением пленок незамерзшей воды.

Зафиксированный в опытах эффект понижения температуры мерзлого грунта под нагрузкой целесообразно назвать баротермическим. В отличие от диссипативных процессов, этот эффект обусловлен особым термодинамическим состоянием фаз воды на контакте с пористым телом. Детальное исследование его величины в зависимости от влияющих факторов продолжается и его результаты будут изложены в отдельной работе. Однако к настоящему моменту можно считать твердо установленным сам факт такого понижения и зависимость его величины от внешней нагрузки, температуры окружающей среды, гранулометрического состава образцов и степени их начального водонасыщения (или содержания воздуха в порах).

Три последних фактора непосредственно влияют на гидропроводность коммуникаций, со-

державших незамерзшую воду. В этой связи отметим, что вопрос об определении гидропроводности мерзлых грунтов имеет принципиальное значение для количественного описания как баротермического эффекта, так и сходных по природе процессов миграции и пучения при промерзании грунтов. С. Е. Гречищев [1984] считает, что гидропроводность мерзлых грунтов обусловлена их изначальной гетеропористостью и определяется долей капилляров, незамерзающих при данной отрицательной температуре. С другой стороны, в эксперименте Г. П. Бровки и др. [1990] с пачкой капилляров одинакового диаметра (монопористый образец) гидропроводность определяется пленками незамерзшей воды между льдом и стенками капилляров. Основанное на этом количественное описание данного опыта приведено в работе [Горелик и др., 1997]. По всей вероятности, гидропроводность реальных грунтов связана с действием обоих этих факторов одновременно. Таким образом, коэффициент гидропроводности мерзлых грунтов C_f может быть представлен как некоторая функция двух параметров $C_f = C_f(h, r)$, где h, r — толщина пленки воды и максимальный радиус капилляров, незамерзающих при данных термодинамических параметрах системы. Эти параметры определяют и общее количество незамерзшей воды в мерзлых грунтах. Чисто теоретический вывод зависимости $C_f(h, r)$ вряд ли возможен. В предположении, что h и r зависят только от значения отрицательной температуры t , величина C_f будет также функцией только этого параметра $C_f = C_f(t)$ и может быть определена по эмпирическим формулам [Horiguchi and Miller, 1983]. Однако, основываясь на уравнениях механического и термодинамического равновесия влаги, можно показать, что величины h и r зависят не только от значения t , но и от величины локального давления p_w [Miller, 1978; Gorelik et al., 1993]:

$$\Pi(h) = -\frac{\kappa \rho_i t}{T_0} - \frac{\Delta \rho_{wi}}{\rho_w} p_w, \quad (2)$$

$$\frac{2\sigma_{iw}}{r} = -\frac{\kappa \rho_i t}{T_0} - \frac{\Delta \rho_{wi}}{\rho_w} p_w, \quad (3)$$

где $\Pi(h)$ — заданная функция расклинивающего давления [Дерягин и др., 1985]; σ_{iw} — поверхностное натяжение лед—вода; $\Delta \rho_w = \rho_w - \rho_i$. Согласно соотношениям (2) и (3) h и r являются функциями одного и того же аргумента, стоящего в правой части этих формул. Отсюда следует, что для учета зависимости гидропроводности мерзлого грунта от обоих термодинамических параметров t и p_w следует в эмпирические зави-

симости $C_f(t)$ вместо t подставить аргумент $t + p_w \Delta \rho_{wi} T_0 / (\kappa \rho_w \rho_i)$. Это обстоятельство может оказаться важным для расчета процессов массопереноса в мерзлых грунтах. Высказанное замечание справедливо и для определения общего содержания незамерзшей воды, как функции не только отрицательной температуры, но и давления в поровой влаге.

Остановимся отдельно на роли стаканчика из плотной фильтровальной бумаги, в котором размещался образец. Его основное назначение состоит в приеме вытравиваемой влаги. Однако существенно, что эта влага, насыщая сухую бумагу, остается незамерзшей в процессе опыта. Если бы происходило ее замерзание, то суммарный тепловой эффект всего процесса был бы близок к нулю и понижение температуры образца было бы мизерным. Ситуация с мизерным эффектом возможна в недостаточно водонасыщенных грунтах, когда вытравиваемая в зоне повышенных давлений влага замерзает в существующих полостях грунта [Основы геокриологии, 1995]. Отметим также, что выделяющаяся теплота адсорбции при водонасыщении фильтровальной бумаги частично гасит проявление баротермического эффекта, который обусловлен поглощением тепла при таянии льда.

Может показаться, что для проявления баротермического эффекта необходимы слишком специальные условия. Однако это не так. Нетрудно представить водонасыщенный образец грунта в градиентном поле температуры, холодная часть которого является мерзлой, а талая сообщается с резервуаром с водой. При действии дополнительной нагрузки на такой образец произойдет таяние льда в мерзлой части и отток жидкости в резервуар. При этом всюду в объеме грунта отсутствуют условия для повторного замерзания влаги.

УРАВНЕНИЯ ПЕРЕНОСА ТЕПЛА И МАССЫ В МЕРЗЛОЙ ЗОНЕ

Ранее была предложена полная система уравнений для нахождения полей температуры и давления в мерзлой дисперсной среде и, в частности, массиве грунта, где таяние шпиров может происходить под действием собственного веса вышележащей толщи из-за ослабления структурных связей [Горелик и др., 1997]. Здесь приведем эти уравнения в несколько иной редакции, учитывающей, в отличие от предыдущей модели, конечность размеров шпиров в произвольном направлении. Необходимо, однако, отметить, что для формулировки задачи в самом общем случае требуется полная детализация криогенной текстуры, что вряд ли возможно. Поэтому целесооб-

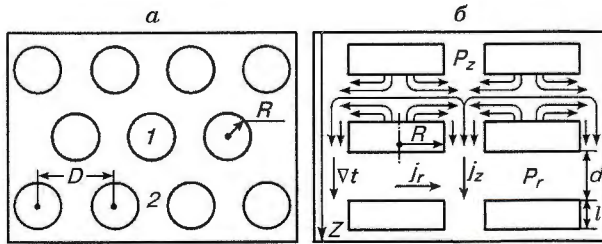


Рис. 4. Схема идеализированного мерзлого грунта.

a — вид сверху, *б* — разрез. 1 — лед, 2 — грунт массивной текстуры. Стрелки в верхней части рисунка показывают направление движения влаги.

разно ограничиться ее характерными параметрами — размерами шпиров и плотностью их распределения. В дальнейшем будем полагать, что шпирь имеют дискообразную форму, расположены в виде правильной решетки и окружены мерзлым грунтом массивной текстуры. Диски радиусом R имеют толщину l . Расстояния между дисками по вертикали d и их центрами по горизонтали D (рис. 4). Параметры решетки и шпиров указаны на рисунке.

Для такого модельного грунта система уравнений имеет следующий вид:

$$\frac{\partial}{\partial t} (\theta_s \rho_s t) = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_f \frac{\partial t}{\partial z} \right) + \kappa \rho_w \frac{\partial i}{\partial t} H(i - i_0), \quad (4)$$

$$\frac{\partial j_z}{\partial z} = - \frac{\partial i}{\partial t} H(i - i_0), \quad (5)$$

$$j_z = - \mu_s C_f \frac{\partial}{\partial z} (p_z - \rho_w g z), \quad (6)$$

$$\frac{\partial j_z}{\partial z} = \nu_s \frac{\rho_w}{\rho_i} j_r, \quad (7)$$

$$j_r = \omega_s C_f (p_r - p_z), \quad (8)$$

$$\frac{p_i}{\rho_i} - \frac{p_r}{\rho_w} = - \frac{\kappa t}{T_0}. \quad (9)$$

Здесь $\theta_s, \rho_s, \lambda_f$ — усредненные по объему теплоемкость, плотность и коэффициент теплопроводности грунта; i — объемная льдистость; p_z — давление в данной точке вертикального канала, находящейся вне горизонтальной проекции включений; p_r — усредненное по горизонтальной поверхности шпиря давление в жидкости, контактирующей со шпиром; p_i — вертикальная компонента напряжения во включении; j_z — поток влаги в вертикальном направлении; j_r — поток, характеризующий источник питания вертикального канала; t — температура, усредненная по элементарной ячейке грунта заданной периодической структуры; C_f — гидропровод-

ность грунта массивной текстуры; ν_s — площадь горизонтальной поверхности шпиров в единице объема грунта; μ_s — доля, занимаемая грунтом массивной текстуры в поперечном сечении всего грунта (проходное сечение); ω_s — величина, обратная эффективной протяженности гидравлического пути от горизонтальной поверхности шпиря к вертикальному каналу; $H(i - i_0)$ — функция Хевисайда, которая равна нулю при $i - i_0 \leq 0$ и равна 1 при $i - i_0 > 0$; i_0 — предельное значение льдистости, при которой вся внешняя нагрузка воспринимается только скелетом грунта. Величины ν_s, μ_s, ω_s выражаются через геометрические параметры текстуры d, l, R, D , которые показаны на рис. 4.

Гидропроводность C_f в соответствии с ранее сделанными замечаниями определим следующим образом:

$$C_f = C_s \left(-t - \frac{\Delta \rho_w T_0}{\kappa \rho_w \rho_i} p_z \right)^{-3/2}, \quad (10)$$

где C_s — некоторая постоянная.

Последнее соотношение, полученное теоретически на основе чисто пленочной теории [Горелик и др., 1997], описывает экспериментальные данные К. Хоригучи и Р. Миллера [Horiguchi and Miller, 1983] с той же точностью, что и эмпирическое выражение К. О'Нейла и др. [O'Neill and Miller, 1985]. Разница состоит в том, что (10) занижает величину C_f , в то время как эмпирическое соотношение завышает этот показатель примерно в такой же степени. Для расчета течения в модельном грунте эти отличия не являются принципиальными.

Смысл приведенных уравнений состоит в следующем: уравнение (4) описывает процесс распространения тепла в массиве при наличии источников, интенсивность которых, в конечном счете, зависит от давлений в фазах воды; уравнение (5) выражает закон сохранения массы; (6) — закон Дарси для потока жидкости в вертикальном направлении с учетом ее веса и при наличии сужения поперечного сечения; (7) — уравнение неразрывности потоков; (8) — определение потока от шпиря к вертикальному каналу, полученное из решения задачи о фильтрации жидкости в зазоре между шпирями с учетом конкретной геометрии системы (параметр $\omega_s \approx 8d^2 / [R^2(d + l)]$); (9) — уравнение термодинамического равновесия фаз воды на горизонтальной поверхности шпиря.

В качестве начальных условий задачи должны быть заданы распределения температуры, давления и льдистости. Граничные условия определяются, например, температурой и давлением p_z .

Слой грунта, поведение которого подчиняется уравнениям (4)—(9) с отличными от нуля источниками тепла назовем активным мерзлым слоем. Если источники тепла обращаются в нуль, то такой мерзлый грунт будем считать пассивным. В отличие от активного слоя внутри пассивной области таяние льда невозможно.

Хотя система уравнений (4)—(9) получена для конкретной геометрической схемы распределения шпирового льда по объему грунта, она может иметь более общее применение, если под параметрами d, l, R, D (либо ν_s, μ_s, ω_s) понимать некоторые характерные показатели произвольной текстуры. В частности, если грунт имеет массивную текстуру, то приближенно можно считать, что $R \approx l$ и совпадает с диаметром поры, в то время как d равно толщине пленки незамерзшей воды, а D — среднее расстояние между центрами соседних пор. При этом μ_s будет соответствовать доле незамерзшей воды в сечении отдельной поры, а ν_s — площади поверхности скелета в единице объема грунта.

Приведенные уравнения будут описывать противоположный процесс затекания жидкости внутрь грунта, его объемное распухание и связанное с этим повышение температуры, если величина внешней нагрузки меньше равновесной для данной отрицательной температуры [Горелик и др., 1997]. Именно такое явление, по всей вероятности, зафиксировано в начальные моменты времени в экспериментальных исследованиях движения жидкости сквозь мерзлый образец под действием градиента температуры [Perfect and Williams, 1980]. Таким образом, предлагаемая система уравнений может моделировать доращивание образующихся в зоне промерзания шпиров уже внутри мерзлой зоны. Это явление, которое неоднократно отмечалось в ряде работ [Чистотинов, 1973; Ohrai and Yamamoto, 1985], не учитывается современными математическими моделями текстурообразования в грунтах [см., например, O'Neill and Miller, 1985].

Возвращаясь к задаче о вытаивании, отметим, что этот процесс наиболее интенсивно протекает у границ активной части массива, спадая к его центру. Это обусловлено влиянием на отток вытаивающей влаги дополнительного сопротивления мерзлой зоны. В результате с течением времени вблизи границ развивается пассивная область, где льдистость равна i_0 и источники тепла исчезают. Ее состояние описывается только уравнениями (4)—(6) при условии $i = i_0$. На границе раздела пассивной и активной зон потоки тепла и массы непрерывны. На контакте пассивной зоны с талой должны выполняться соотношения баланса тепла и массы, обусловленные скачком льдистости на этой границе:

$$\lambda_f \frac{\partial t}{\partial z} \Big|_{z=z^*-0} - \lambda_u \frac{\partial t}{\partial z} \Big|_{z=z^*+0} = \kappa \rho_i i_0 \frac{dz^*}{dt}, \quad (11)$$

$$C_f \frac{\partial p_z}{\partial z} \Big|_{z=z^*-0} - C_u \frac{\partial p_z}{\partial z} \Big|_{z=z^*+0} = - \frac{\Delta \rho_{wi}}{\rho_w} i_0 \frac{dz^*}{dt}, \quad (12)$$

причем (11) — есть известное условие Стефана. В этих соотношениях λ_u, C_u — коэффициенты теплопроводности и гидропроводности талого грунта, z^* — положение фазовой границы, на которой, кроме того, задается связь температуры и давления:

$$t^* = t_0 - \frac{\Delta \rho_{wi} T_0}{\kappa \rho_w \rho_i} p_z^*, \quad (13)$$

где t_0 — температура начала замерзания грунта при атмосферном давлении.

Внутри талой зоны грунта справедливы стандартные уравнения теплопроводности и фильтрации.

АНОМАЛЬНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ В РЕЛИКТОВОМ СЛОЕ

Применим полученные уравнения к объяснению некоторых особенностей температурного режима мерзлой толщи. И. Е. Духин [1964] приводит результаты измерения температуры мерзлых грунтов в специально оборудованных термометрических скважинах, пробуренных на всю мощность мерзлых пород в районе г. Салехард Тюменской области. Несколько позднее описание этих же скважин дано В. В. Баулиным и др. [1967]. В работах отмечаются следующие важные обстоятельства: проходка скважин велась без использования промывочной жидкости (всухую) с полным отбором керна, что обеспечивало визуальный контроль над состоянием пород; выстойка скважин до начала измерений продолжалась несколько лет; специально подготовленная аппаратура обеспечивала измерения температуры с точностью 0,01 °С. Скважинами вскрыто двухслойное строение мерзлой толщи. Верхний и нижний слои разделены талым водонасыщенным прослоем мощностью в несколько десятков метров. Геологическое строение нижнего мерзлого слоя является неоднородным и включает напластования различной дисперсности от песков до глин. Отмечено, что подземные воды имеют весьма низкую минерализацию, которая не смещает точки замерзания. Фактические данные измерения температуры нижнего (реликтового) слоя мерзлых пород и окружающих его талых образований приведены точечными символами на рис. 5, а, б, в. Объяснение столь неординарного распределения температуры в реликтовом слое мерзлоты обычными методами практически невозможно. Например, если считать эти распределения нестационарными и рассчи-

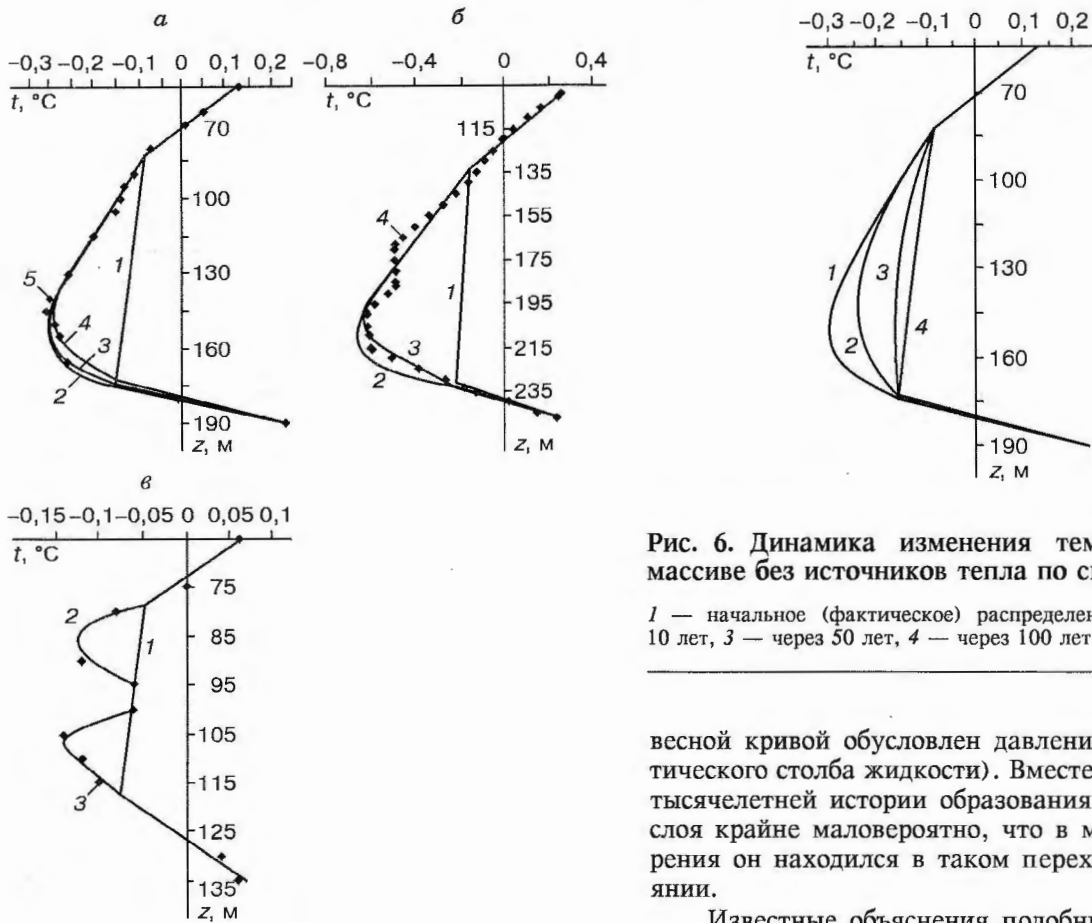


Рис. 5. Распределение температуры по скв. 157, 11, 7.

а — скв. 157: 1 — начальное распределение (равновесное), 2 — через 100 лет, 3 — через 500 лет, 4 — через 1000 лет, 5 — фактические данные; $\rho_s' = 1100 \text{ кг/м}^3$; $C_s = 2,09 \cdot 10^{-16} \text{ град}^3/2 \cdot \text{м}^3 \cdot \text{с/кг}$.
 б — скв. 11: 1 — начальное распределение (равновесное), 2 — через 100 лет, 3 — через 500 лет, 4 — фактические данные; $\rho_s' = 1490 \text{ кг/м}^3$; $C_s = 1,00 \cdot 10^{-15} \text{ град}^3/2 \cdot \text{м}^3 \cdot \text{с/кг}$.
 в — скв. 7: 1 — начальное распределение (равновесное), 2 — через 100 лет, 3 — фактические данные; $\rho_s' = 1000 \text{ кг/м}^3$; $C_s = 1,00 \cdot 10^{-15} \text{ град}^3/2 \cdot \text{м}^3 \cdot \text{с/кг}$.

тать динамику их изменения во времени, принимая фактические данные за начальную температуру грунта, то обнаруживается довольно быстрое стремление этих кривых к равновесному состоянию. На рис. б показан пример такого изменения за счет только процесса теплопроводности в грунте для скважины № 157. За 10 лет максимальные отклонения температуры от начального состояния составили бы около 30 %, а через 100 лет это распределение практически не отличалось бы от равновесного (наклон равно-

Рис. 6. Динамика изменения температуры в массиве без источников тепла по скв. 157.

1 — начальное (фактическое) распределение, 2 — через 10 лет, 3 — через 50 лет, 4 — через 100 лет.

весной кривой обусловлен давлением гидростатического столба жидкости). Вместе с тем в силу тысячелетней истории образования реликтового слоя крайне маловероятно, что в момент измерения он находился в таком переходном состоянии.

Известные объяснения подобных распределений температуры в мерзлой толще, основанные на предположении о потеплении климата, либо влиянии неоднородности условий теплообмена на поверхности массива грунта [Редозубов, 1966], также не могут быть использованы в силу существования достаточно мощного талого прослоя, разделяющего мерзлую толщу и исполняющего роль теплового экрана. Некоторого внимания заслуживает высказанная также Д. В. Редозубовым [1966] гипотеза о возможности охлаждения толщи грунта за счет дросселирования поднимающегося сквозь нее потока газа. Однако авторы измерений не отметили выделения газа на этапе бурения скважин.

В условиях неоднородного строения мерзлой толщи и в отсутствие детальной информации о свойствах грунтов покажем здесь лишь самую возможность длительного существования приведенных на рис. 5 распределений температуры за счет проявления баротермического эффекта.

В целях упрощения задачи многослойная в геологическом отношении мерзлая толща заменялась слоем однородного грунта той же мощности. Характеристики модельной толщи подбирались так, чтобы наилучшим образом описать фактическое распределение температуры, одна-

ко их численные значения не выходили из диапазона реальных показателей определенных типов пород. Для всех скважин выбраны одинаковые значения следующих параметров:

$$\lambda_u = 1,5 \text{ Вт/м} \cdot \text{град}; \lambda_f = 2 \text{ Вт/м} \cdot \text{град};$$

$$\theta_s \rho_s = 2514 \text{ кДж/м}^3 \cdot \text{град};$$

$$i_0 = 0,5; \nu_s = 0,01 \text{ м}^{-1};$$

$$\mu_s = 0,5; l = 0,01 \text{ м}; d = 0,01 \text{ м};$$

$$R = 0,28 \text{ м}; (\omega_s = 1 \text{ м}^{-1}); C_u = 10^{-9} \text{ м}^3\text{с/кг}.$$

Подгонка к фактическим данным осуществлялась параметрами C_s и ρ_s' , значения которых указаны в подрисуночных подписях для каждой из скважин (см. рис. 5).

Отметим, что величина внешней нагрузки на шлировый лед ρ_i в уравнении (9) может быть определена следующим выражением:

$$\rho_i = \rho_s gz - \sigma_s, \quad (14)$$

где σ_s — некоторая характеристика структурных связей в скелете грунта, препятствующих полной передаче нагрузки от вышележащей толщи на шлир. Полагая, что величина этих связей пропорциональна уплотнению грунта (или глубине его залегания) до промерзания, соотношение (14) может быть записано иначе:

$$\rho_i = \rho_s' gz, \quad (15)$$

где ρ_s' — некоторая фиктивная плотность грунта, значение которой лежит в диапазоне $\rho_i < \rho_s' \leq \rho_s$. Поскольку точная характеристика структурных связей неизвестна, величина ρ_s' яв-

ляется одним из подгоночных параметров задачи.

При описании эволюции реликтового слоя учитывалось наличие в нем двух пассивных областей, ограничивающих активный слой сверху и снизу, и контактирующих со своей внешней стороны с талым грунтом. В качестве граничных условий задачи принимались фактические температуры и гидростатические давления в глубине талых образований по обе стороны разреза.

Полная система уравнений, включающая помимо основного блока (4)—(10), уравнения тепломассопереноса для пассивной и талой зон, а также совокупность соотношений типа (11)—(13) на разделяющих их границах и соответствующие условия непрерывности потоков между активной и пассивной зонами, сводится к системе двух нелинейных дифференциальных уравнений относительно температуры и давления. Нелинейность обусловлена сложной зависимостью гидрорепроводности от этих параметров и движением границ, разделяющих внутренние зоны.

Решение полной системы уравнений проводилось методом сеток по неявной схеме [Крылов и др., 1977], причем за начальное распределение температуры во всей мерзлой толще принималось ее равновесное распределение. Последнее условие не является обязательным. Оно выбрано лишь с целью продемонстрировать возникающие отклонения от этого состояния грунта.

Результаты расчетов для характерных интервалов времени показаны на рис. 5. Из сравнения кривых видно, что распределение температур выходит на квазистационарный режим, который может существовать в течение тысячелетий. Время выхода на этот режим, согласно

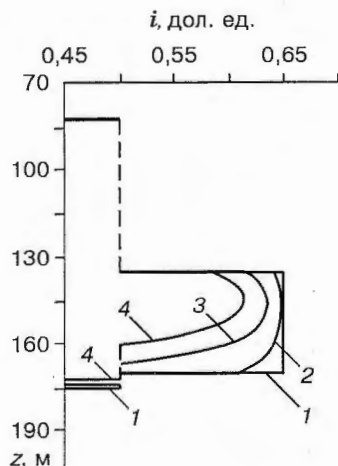


Рис. 7. Распределение льдистости в мерзлой зоне (скв. 157).

1 — начальное распределение, 2 — через 100 лет; 3 — через 500 лет, 4 — через 1000 лет.

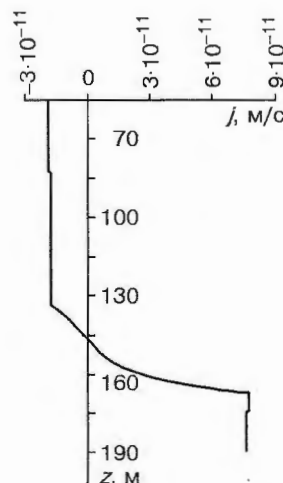


Рис. 8. Распределение потоков влаги в массиве по скв. 157 (500 лет).

расчетам, составляет первые десятки лет. На рис. 7 приведено соответствующее рис. 5 изменение льдистости для скв. 157. Процесс вытаивания шлирового льда носит явно выраженный объемный характер.

Рисунок 8 дает представление о величине и направлении потоков влаги, которые из верхней части мерзлой толщи направлены в верхний талый прослой, а из нижней — в подстилающий талый массив. По значению этих потоков может быть определена осадка мерзлой толщи в процессе ее эволюции, которая в явном виде не учтена в исходной постановке задачи.

Наличие необычного изгиба в центральной части кривой (см. рис. 5, в) мы объясняем существованием дополнительного талого прослоя из тонкодисперсного грунта, расположенного в центральной части разреза. При этом обнаруженный в кернах лед может заполнять лишь относительно крупные полости этого грунта. Однако здесь возможны иные причины, например, связанные с потоком жидкости от периферийных частей мерзлого массива к его центру и ее замерзанием в этой зоне. Интересно, что в кернах породы, взятых с глубины около 100 м, содержатся минералы с повышенной концентрацией железа и кальция (пирит и детрит). Грунты, насыщенные этого сорта ионами, проявляют ярко выраженные пучинистые свойства [Тютюнов, Нерсесова, 1963].

Работа выполнена при поддержке Российского Фонда Фундаментальных Исследований (проект № 97-05-65044).

Литература

Баулин В. В., Белопухова Е. Б., Дубиков Г. И., Шмелев Л. М. Геокриологические условия Западно-Сибирской низменности. М., Наука, 1967, 214 с.
 Бровка Г. П., Дедюля И. В., Чураев Н. В. Термокристаллизационное течение тонких прослоек незамерзающей воды в пучках кварцевых волокон // Коллоидный журн., 1990, т. 52, № 2, с. 345—348.
 Горелик Я. Б., Колунин В. С., Решетников А. К. Простейшие физические модели криогенных явлений // Криосфера Земли, 1997, т. 1, № 3, с. 19—29.
 Гречищев С. Е. Межфазное взаимодействие в поровой влаге и терморсологическая модель мерзлых грунтов // Инж. геология, 1979, № 4, с. 72—85.

Гречищев С. Е., Чистотинов Л. В., Шур Ю. Л. Основы моделирования криогенных физико-геологических процессов. М., Наука, 1984, 232 с.
 Дерягин Б. В., Чураев Н. В., Муллер В. М. Поверхностные силы. М., Наука, 1985, 398 с.
 Зарецкий Ю. К., Чумичев Б. Д., Щеболев А. Г. Вязкопластичность льда и мерзлых грунтов. Новосибирск, Наука, 1986, 184 с.
 Коновалов А. А. Прочностные свойства мерзлых грунтов при переменной температуре. Новосибирск, Наука, 1991, 92 с.
 Крылов В. И., Бобков В. В., Монастырский П. И. Вычислительные методы. Т. 2. М., Наука, 1977, 400 с.
 Основы геокриологии. Ч. 1. Физико-химические основы геокриологии. М., Изд-во МГУ, 1995, 366 с.
 Теплофизика промерзающих и протаивающих грунтов. М., Наука, 1964, 198 с.
 Редозубов Д. В. Геотермический метод исследования толщ мерзлых пород. М., Наука, 1966, 156 с.
 Тютюнов И. А., Нерсесова З. А. Природа миграции воды в грунтах при промерзании и основы физико-химических приемов борьбы с пучением. М., Изд-во АН СССР, 1963, 159 с.
 Цытович Н. А. Механика мерзлых грунтов. М., Высшая школа, 1973, 446 с.
 Чистотинов Л. В. Миграция влаги в промерзающих неводонасыщенных грунтах. М., Наука, 1973, 144 с.
 Biermans M. B. G. M., Dijkema K. M., de Vries D. A. Water movement in porous media towards an ice front // J. Hydrology, 1978, vol. 37, p. 137—148.
 Gorelik J. B., Kolunin V. S. Calculation of freezing soil's textures with consideration of compressibility unfrozen zone // Proc. 5th Int. Symp. on Thermal Eng. and Sci. for Cold Region, Canada. Ottawa, Nat. Res. Coun., 1996, p. 426—431.
 Gorelik Y., Kolunin V. Mechanism of layer structures growing during ground freezing // Proc. 6th Int. Conf. Permafrost, Beijing, China. vol. 1, South China Univ. Technology Press, 1993, p. 879—884.
 Horiguchi K., Miller R. D. Hydraulic conductivity functions of frozen materials // Proc. 4th Int. Conf. Permafrost, Fairbanks, Alaska. Wash. D.C., Nat. Acad. Press, 1983, p. 504—508.
 Miller R. D. Frost heaving in non-colloidal soils // Proc. 3rd Int. Conf. Permafrost, Edmonton, Canada. vol. 1. Ottawa, Nat. Res. Coun., 1978, p. 707—713.
 O'Neill K., Miller R. D. Exploration of a rigid ice model of frost heave // Water Resour. Res., 1985, vol. 21, № 3, p. 281—296.
 Ohrai T., Yamamoto H. Growth and migration of ice lenses in partially soil // Proc. 4th Int. Symp. Ground Freezing, Sapporo, Japan. vol. 1. Rotterdam, Boston, Balkema, 1985, p. 79—84.
 Perfect E., Williams P. J. Thermally induced water migration in frozen soil // Cold Reg. Sci. Technol., 1980, № 3, p. 243—251.
 Williams P. J., Burt T. P. Measurement of hydraulic conductivity of frozen soils // Can. Geotech. J., 1974, vol. 11, № 4, p. 647—650.