

ВЛИЯНИЕ ФИЗИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ НА ВЛАГОПЕРЕНОС С ПОВЕРХНОСТИ ЛЬДА ПО ДИСПЕРСНОЙ СРЕДЕ ПРИ ОТРИЦАТЕЛЬНЫХ ТЕМПЕРАТУРАХ

© 2018 В. И. Егочина, Г. Д. Копосов, А. В. Тягунин

*Северный (Арктический) федеральный университет имени М. В. Ломоносова,
наб. Северной Двины, 17, 163002 Архангельск, Россия
e-mail: egochina.vi@mail.ru*

Поступила в редакцию 27.11.2018

Аннотация. Целью описанных в работе исследований была проверка возможности использования поверхности льда в качестве генератора влаги при измерениях влагопроводности грунтов. В работе представлены результаты исследования влияния различных физических условий на влагоперенос лед - дисперсная среда при отрицательных температурах, таких как: градиент температуры по направлению влагопереноса, действие гравитационного поля, наличие примесей во льду.

Ключевые слова: влагоперенос, градиент температуры, гравитационное действие, песок, лед, квазижидкий слой.

DOI: <https://doi.org/10.17308/kcmf.2018.20/634>

ВВЕДЕНИЕ

Среди многообразия мерзлых пород наиболее сложным объектом исследования являются дисперсные породы. Вода в них обычно находится в трех агрегатных состояниях: льда, пара и незамерзшей воды. Количество переохлажденной воды в мерзлых и промерзающих грунтах принято называть «незамерзшая вода» [1–3], которая представляет собой часть связанной воды, содержание которой уменьшается с понижением отрицательной температуры. Лед и незамерзшая вода находятся постоянно в динамическом равновесии. Молекулы незамерзшей воды подвижны и определяют такое свойство, как влагопроводность. Оно определяет перенос влаги в мерзлых грунтах в направлении убывания потенциала частиц [4]. Наибольший интерес в области геокриологии в настоящее время представляют вопросы миграции связанной и капиллярной воды и пара, от которых зависит решение ряда задач в области грунтоведения, инженерной геологии, почвоведения и геокриологии [5–9]. Проводились работы по изучению процесса зарождения льда в поровом пространстве влажосодержащих грунтов [10, 11], работы по изучению влияния степени водогазонасыщения на температурные де-

формации мерзлых грунтов [12]. Особенность процесса замерзания воды в мерзлом грунте состоит в неодновременности фазового перехода воды в пределах близкорасположенных участков его порового пространства. С термодинамической точки зрения причиной миграции воды и пара в мерзлых грунтах является неравновесное состояние системы «грунт-влага». Влагоперенос в мерзлых грунтах обусловлен с термодинамической позиции действием градиентов поверхностной энергии, осмотического давления, температуры, электрического и других потенциалов.

В физике почв для описания движения влаги применяют термин «фильтрация». При описании процесса считается, что вода по всем порам движется с одинаковой скоростью. Но равномерное движение влаги встречается в природе не часто, в основном в периоды весеннего снеготаяния, верховодки, при движении грунтовых вод. Движение воды в насыщенной почве описывается законом Дарси. В работах [13, 14] приведены виды фильтрации; коэффициенты фильтрации для различных по своему характеру и природе почв; выделены две стадии поглощения воды почвой – стадия впитывания, при котором происходит быстрое поглоще-

ние воды в ненасыщенную влагой почву, и стадия водопроницаемости – движение воды в насыщенной почве.

С появлением компьютерной томографии появилась возможность обследовать мерзлые и промерзающие породы и почвы для решения физических, биологических, химических и геологических задач [15, 16]. Были проведены исследования криогенных элементов строения образцов почв при промерзании [17].

Но на данный момент все методы определения незамерзшей воды являются трудоемкими. В работе [18, 19] предложен ускоренный метод оценки содержания незамерзшей воды в мерзлых грунтах. Методика эксперимента заключается в определении активности поровой воды при положительной (комнатной) температуре с последующим термодинамическим пересчетом на зависимость содержания незамерзшей воды от отрицательной (по Цельсию) температуры.

Таким образом, можно выделить ряд основных недостатков при исследовании мерзлых грунтов:

- отсутствие математических моделей влагоперехода в грунт;
- несовершенство методик измерений, которые проводятся при наличии градиента температур без учета его влияния в температурном диапазоне от +0.5 до –10 °С, т. е. рассматриваются промерзающие и оттаивающие грунты, в которых уже существует жидкая фаза;
- не учитывается фаза предплавления льда;
- не рассматривается действие гравитационного поля на влагоперенос;
- малый диапазон температур.

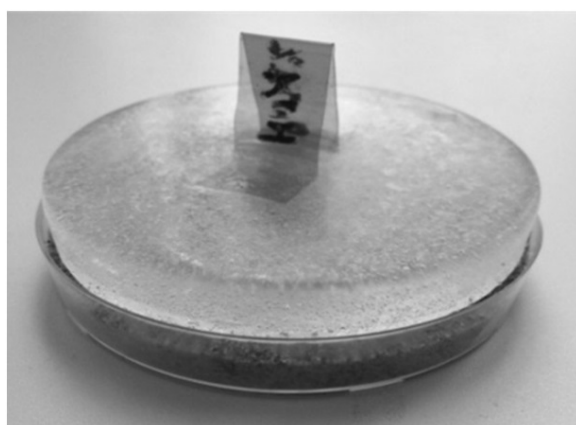
Авторами работы [20] в лаборатории физики дисперсных систем был обнаружен процесс стекания квазижидкого слоя по поверхности льда и выявлено, что такой слой на поверхности льда при времени восстановления в 85 секунд является генератором влаги в дисперсную среду при отрицательных температурах [21]. Для развития теории влагопереноса с поверхности льда в дисперсную среду при отрицательных температурах, необходимо знать, от каких физических условий зависит этот процесс.

Цель работы – изучение влияния физических условий (наличие примесей во льду, направление гравитационного поля и градиента температуры, наличие разных дисперсных сред), а так же общих особенностей (временная динамика и распределение влаги по глубине образца) на влагоперенос лед – дисперсная среда при различных температурах. Диапазон температур был выбран от –5 до –24 °С (по техническим возможностям морозильной камеры).

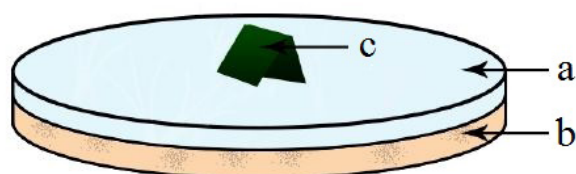
Для изучения влагопереноса с поверхности льда исследовались следующие образцы дисперсной среды: речной песок, силикагель, белая сажа БС-50, каолиновая (белая) глина.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ЧАСТЬ

Исследования проводились с помощью весового способа. При весовом методе в качестве измерительной ячейки использовалась чашка Петри диаметром 9.6 см. Внешний вид представлен на рис. 1. Ячейка засыпалась порошком разных веществ, глубина засыпки составляла порядка 9 мм, и охлаждалась сутки в морозильной камере с автоматическим поддержанием температуры. Для регу-



a



b

Рис. 1. Внешний вид ячейки (*a*) и схематичное изображение установки (*b*), где *a* – ледяная пластина; *b* – песок; *c* – держатель, утопленный в лед

[Fig. 1. The appearance of the cell (*a*) and the schematic picture of the installation (*b*), where *a* – the ice plate; *b* – sand; *c* – holder, recessed into ice]

лировки и контроля температуры морозильная камера была оснащена термодатчиком. Погрешность датчика составляет 0.1 °С. Заранее была изготовлена ледяная пластина, совпадающая по диаметру с ячейкой. Через сутки ледяная пластина, охлажденная до выбранной температуры, помещалась на образец, и начинался отчет времени эксперимента. Ежедневно измерялся прирост массы образца.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЯ

Исследование временной динамики

Для изучения временной зависимости перехода влаги с поверхности льда в песок и влагопереноса был проведен эксперимент при различных температурах [21]. Результат эксперимента при температуре -5 °С представлен на рис. 2, длительность эксперимента составила 100 часов.

На графике следует выделить две фазы протекания процесса влагопереноса в грунт: область с резким возрастанием влаги до предельного значения и квазилинейную область. Первая область временной динамики влагопереноса описывается следующим уравнением:

$$\Delta m = \Delta m_{\text{пр}}(1 - e^{-\lambda t}), \quad (1)$$

где $\Delta m_{\text{пр}}$ – предельное значение массы связанной воды, покрывающей равномерно гранулы дисперсной среды; λ – показатель интенсивности влагопоглощения грунта, связан с коэффициентами поверхностного натяжения на границах гранула – вода, вода – воздух и вода – лед, (1/час); Δm – изменение массы воды, перешедшей в дисперсную среду, t – время. Уравнение (1) получается путем решения дифференциального уравнения (2) переноса влаги:

$$dm = \lambda(m_{\text{пр}} - m)dt. \quad (2)$$

Для влажности, уравнение (1) приводится к следующему виду:

$$W = W_{\text{пр}}(1 - e^{-\lambda t}), \quad (3)$$

где $\frac{\Delta m}{m} = W$, W – влажность в момент времени t , $W_{\text{пр}}$ – предельное значение влажности, достигнутое в первой фазе.

Представим (3) в логарифмической форме:

$$\ln\left(1 - \frac{W}{W_{\text{пр}}}\right) = -\lambda t. \quad (4)$$

Величину $W_{\text{пр}}$ можно определить по точке перехода к квазилинейной зависимости. Скорость изменения влажности: $\frac{dW}{dt} = W_{\text{пр}}\lambda e^{-\lambda t}$. Тогда

$\ln \frac{dW}{dt} = \ln W_{\text{пр}} + \ln \lambda - \lambda t$, взяв полиномиальное представление $W = f(t)$, можно найти $\frac{dW}{dt} = f'(t)$

и после этого построив линейную зависимость:

$$\ln \frac{dW}{dt} = (\ln W_{\text{пр}} + \ln \lambda) - \lambda t \quad (5)$$

находим $\ln W_{\text{пр}}$, $\ln \lambda$ и соответственно $W_{\text{пр}}$. Используя линейную аппроксимацию, появляется возможность найти λ .

Данный способ нахождения $W_{\text{пр}}$ дает возможность проверки уравнения (4). На рис. 3 представлена проверка данного соотношения для белой глины при различных температурах.

Используя линейную аппроксимацию, появляется возможность найти λ . В табл. 1 представлены

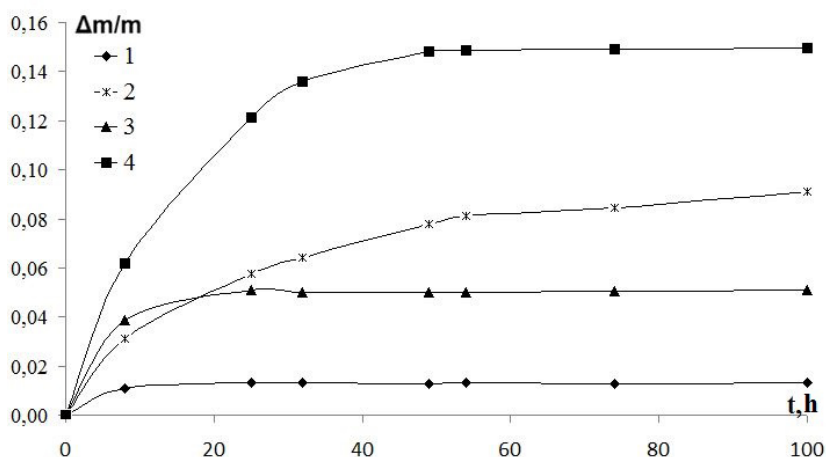


Рис. 2. Временная зависимость влагоперехода лед - дисперсная среда при температуре -5 °С; речной песок (1), каолиновая (белая) глина (2), белая сажа БС-50 (3), силикагель (4)

[Fig. 2. The time dependence of the moisture transition is ice - a dispersed medium at a temperature of -5 °С; river sand (1), kaolin (white) clay (2), carbon white (3), silica gel (4)]

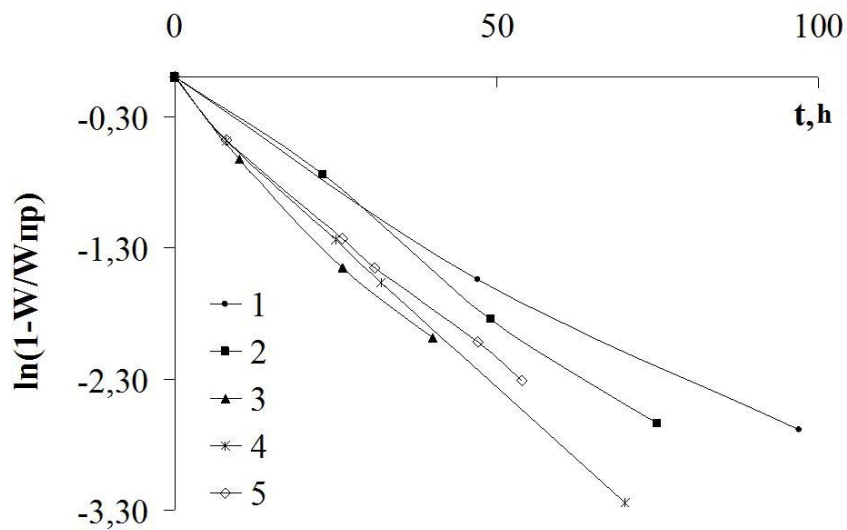


Рис. 3. Проверка формулы (4) для белой глины при температурах: -14 (1), -10 (2), -7 (3), -5 (4) и -3 (5) °C
[Fig. 3. Checking the formula (4) for white clay at temperatures: -14 (1), -10 (2), -7 (3), -5 (4) и -3 (5) °C]

обработанные результаты статьи [21]; приведены сравнительные значения вероятности перехода молекул воды в порошок дисперсной среды (ДС) при различных температурах эксперимента.

Чем больше температура, тем больше вероятность того, что молекулы воды смогут перейти в большем объеме в грунт. Материалы, представленные в таблице, имеют достаточно высокую скорость влагопереноса.

Во второй фазе перенос влаги происходит по незамерзшей пленке воды [4]. Из описанных далее экспериментов следует, что движущей силой потока влаги выступают: гравитационное действие, градиент температуры и градиент концентрации.

Исследование распределения влажности по глубине

По окончании эксперимента была определена глубина проникновения влаги и влажность каждого слоя: образец делился на 6 частей по высоте,

примерно по 1 мм каждый, и высушивался в тепловой камере. На рис. 4 представлено распределение влаги по глубине белой глины при температуре -5 °C и проверка уравнения (11) представленного далее.

Распределение влаги по глубине имеет вид: $W_h = W_0 e^{-\alpha h}$, где h – это высота выбранного слоя. Учитывая фактор накопления влаги внизу ячейки, необходимо отнять минимальную влажность образца W_{\min} , полученную после распределения. С учетом наличия минимальной влажности и при стремлении глубины ячейки к бесконечному значению, получаем: $W_h - W_{\min} = (W_0 - W_{\min}) e^{-\alpha h}$. Проверка данного уравнения представлена на рис. 4b.

Первый слой имеет максимум влажности, так как он непосредственно соприкасался со льдом, далее наблюдаем уменьшение влаги по образцу до 3 слоя, что соответствует 6 мм по высоте ячейки. Представим распределение поглощенной влаги

Таблица 1. Величины λ в различных порошках ДС
[Table 1. Values λ at the various powders dispersed medium]

	λ (1/час) [1/h]				
	$t = -14^\circ\text{C}$	$T = -10^\circ\text{C}$	$t = -7^\circ\text{C}$	$t = -5^\circ\text{C}$	$t = -3^\circ\text{C}$
Силикагель [Silica gel]	0.0190	0.0628	0.0579	0.0749	0.1225
Белая (каолиновая) глина [Kaolin (white)] clay]	0.0276	0.0360	0.0554	0.0627	0.0417
Белая сажа БС-50 [Carbon white]	0.0034	0.0294	0.5325	0.1805	0.0627
Песок [River sand]	0.0117	0.0113	0.5366	0.2271	0.1733

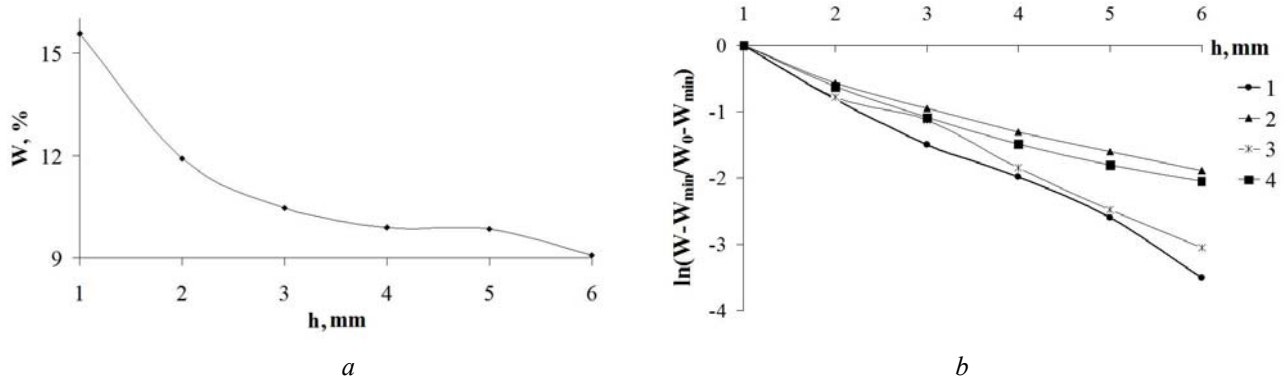


Рис. 4. Распределение влаги по глубине слоя для белой глины (а); (б) проверка уравнения для белой глины при температурах: -14 (1), -7 (2), -5 (3) и -3 (4) °С
[Fig. 4. The moisture distribution in the depth of the layer for white clay (a); (b) checking the formula for white clay at temperatures: -14 (1), -7 (2), -5 (3) и -3 (4) °С]

образцом. Интенсивность потока влаги $J = \frac{dm_{\text{прош}}}{S \cdot dt}$

при прохождении слоя dx грунта:

$$J_{\text{прош}} = J_{\text{вх}} - dJ, \quad (6)$$

где dJ – изменение интенсивности, связанное с переходом влаги в поры и с переходом в свободное состояние и последующим замерзанием. Допустим, что $dJ = \alpha \cdot J_{\text{вх}} \cdot dx$, где $\alpha = \frac{dJ}{J_{\text{вх}} \cdot dx}$. Тогда уравнение

(6) преобразуется:

$$J_{\text{прош}} = J_{\text{вх}} - \alpha \cdot J_{\text{вх}} dx, \quad (7)$$

В этом случае закон убывания потока становится подобным закону Бугера:

$$J(x) = J_0 e^{-\alpha x}, \quad (8)$$

где J_0 – поток на нулевом уровне глубины, x – глубина слоя вещества, α – коэффициент поглощения влаготтока. Соответствующая поглощенная интенсивность: $J_0 - J(x) = J_0 (1 - e^{-\alpha x})$. Применим данную закономерность на переносимую массу воды:

$$dm_{\text{погл}} = dt \cdot S \cdot \alpha \cdot J_0 e^{-\alpha x} dx. \quad (9)$$

После дифференцирования уравнения (9) получаем:

$$\Delta m_{\text{погл}} = S \cdot \alpha \cdot J_0 \int_0^{\tau} dt \cdot \int_0^x e^{-\alpha x} dx = S \cdot J_0 \tau \cdot e^{-\alpha x}. \quad (10)$$

Таким образом, $\Delta m_{\text{погл}} = \Delta m_0 e^{-\alpha x}$. Проверка этого условия:

$$\ln \frac{\Delta m_{\text{погл}}}{(\Delta m_0)_{\text{погл}}} = -\alpha x. \quad (11)$$

И это позволяет определить значение α при размерности $[\alpha] = \frac{1}{\text{мм}}; \frac{1}{\text{см}}; \frac{1}{\text{м}}$.

Исследование влияния примесей во льду

В природе лед всегда содержит некоторое количество примеси, поэтому актуальной стала задача о выяснении влияния примесей во льду на влагопереход. Были проведены исследования с примесями NaOH, NaCl, KCl и KOH при различных весовых концентрациях (%): 3.5; 1; 0.1; 0.01 и 0.001. Максимальная концентрация соответствует морской воде по NaCl. Эксперимент проводился весовым методом. Для обеспечения однородности распределения примеси во льду заморозка льдинки осуществлялась послойно по 0.5 мм. Толщина льдинки была 1 см, а таких слоев – порядка 20.

Показателем эффективности η действия примеси на влагоперенос является отношение массы воды, поглощенной дисперсной средой при наличии примеси $\Delta m(C)$, к поглощенной влаге в отсутствие примеси $\Delta m(0)$:

$$\eta = \frac{\Delta m(C)}{\Delta m(0)}. \quad (12)$$

Зависимость показателя эффективности действия примеси во льду от самой примеси можно представить следующим сравнительным рядом: $\eta(\text{KCl}) > \eta(\text{KOH}) > \eta(\text{NaCl}) > \eta(\text{NaOH})$.

Причина возрастания влагопереноса связана с уменьшением поверхностного натяжения σ и соответственно увеличению вероятности перехода:

$$w = \exp\left(-\frac{\sigma \cdot S}{kT}\right), \quad (13)$$

где S – площадь сечения объема молекулы воды.

Наличие соли, особенно при значениях концентрации более 1 %, способствует процессу перехода воды со льда в песок по причине уменьшения коэффициента поверхностного натяжения. По результатам исследования можно сделать вывод, что

присутствие соли активизирует процесс влагопереноса в дисперсной среде.

Исследование влияния направления гравитационного поля

Для изучения влияния действия гравитационного поля на влагоперенос было изготовлено две измерительные ячейки. В первой ячейке лед располагался над образцом, и поток влаги совпадал с направлением гравитационного поля. Во второй ячейке ледяная пластина была закреплена под образцом, в данном случае действие гравитационного поля препятствовало процессу влагопереноса с поверхности льда.

Рис. 5 иллюстрирует процесс влагопереноса при различном положении ледяной пластины для порошка силикагеля.

При положении льда сверху образца происходит накопление влаги в образце, гравитационное поле способствует потоку воды с поверхности льда. При положении льда под образцом масса образца сначала возрастает по причине градиента поверхностной энергии, а затем начинает убывать, что возможно связано с диффузией паров воды и движением водной пленки в результате стекания под действием гравитационного поля.

Молекулы H_2O перемещаются под действием гравитационного поля прыжковым образом, как и в обычной воде. Число прыжков по направлению гравитационного поля $n_{\uparrow} = \frac{1}{6} n_0 v e^{\frac{mg\delta}{kT}}$ и против гравитационного поля $n_{\downarrow} = \frac{1}{6} n_0 v e^{-\frac{mg\delta}{kT}}$. Здесь m – масса молекулы, δ – длина прыжка молекулы, n_0 – концентрация молекул H_2O , v – частота колебаний.

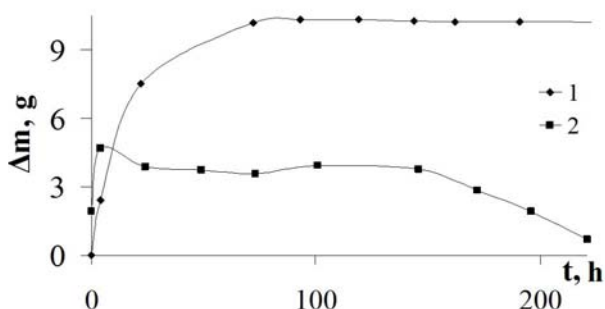


Рис. 5. Действие гравитационного поля при температуре $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$; лед сверху (1), лед снизу (2) образца
[Fig. 5. The influence of the gravitational field at a temperature of $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$; ice above (1), ice below (2) of the sample]

Различие n_{\uparrow} и n_{\downarrow} порождает поток молекул в направлении гравитационного поля:

$$\Delta n = \frac{1}{6} n_0 v \left(e^{\frac{mg\delta}{kT}} - e^{-\frac{mg\delta}{kT}} \right) = \frac{1}{3} n_0 v \cdot \text{Sh} \left(\frac{mg\delta}{kT} \right), \quad (14)$$

где Sh – гиперболический синус.

$$\text{Для случая малости } mg\delta < kT: \Delta n = \frac{n_0 v \cdot mg\delta}{3kT}.$$

Это приводит к разнице масс:

$$\Delta m_g = \frac{n_0 v \cdot m^2 g \delta}{3kT} \cdot St. \quad (15)$$

Исследование влияния градиента температуры

Все исследования, проведенные ранее, проводились в изотермических условиях. В связи с этим, было решено провести эксперимент по изучению влияния температурного градиента на влагоперенос. Измерительные ячейки были оборудованы нагревательным элементом с целью изменения температуры по направлению влагопереноса. Одна ячейка не содержала нагревательного элемента и выступала в качестве контрольной. С помощью медь-константановой термопары измерялась разница температур в ячейке, и одна термопара размещалась на границе лед-песок. Измерения прироста массы проводились весовым методом. Также были получены показания термоэДС термопары, силы тока и напряжения. Используя несколько значений тока подогрева, были выявлены зависимости, изображенные на рис. 6. Эксперимент проходил в три этапа при разном значении тока подогрева. На первом этапе ток подогрева составил 60 мА; на втором этапе спустя 240 часов и до 460 часов ток был уменьшен в 1.5 раза до зна-

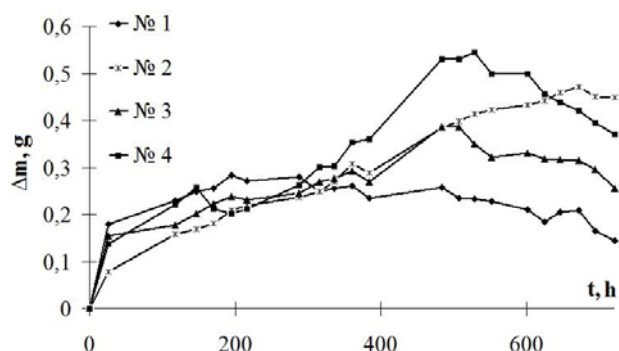


Рис. 6. Влияние градиента температуры при влагопереносе лед-песок при температуре $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$
[Fig. 6. Influence of temperature gradient at ice-sand moisture transfer at $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$]

чения 45 мА, и наблюдался спад прироста массы в образце; на третьем этапе в период после 720 часов при значении тока 90 мА происходил синхронный спад на всех ячейках. Задержка в показаниях прироста массы после изменения величины тока подогрева объясняется установлением термодинамического равновесия.

Причина наблюдаемого эффекта связана с температурной зависимостью коэффициента поверхностного натяжения. Градиент температуры вызывает термокапиллярный поток влаги интенсивности $J \sim \frac{d\sigma}{dT}$.

Эффект подсушивания образца обусловлен несколькими причинами. Первая причина связана с температурной зависимостью коэффициента поверхностного натяжения σ (термокапиллярный эффект). Поток в этом случае согласно [22]:

$$\frac{\Delta m_{\sigma}}{\Delta t \cdot S} = \frac{ph}{2\eta} \left(\frac{d\sigma}{dT} \right) \frac{dT}{dx}, \quad (16)$$

где p – плотность, h – толщина пленки, здесь η – коэффициент вязкости. Так как $\frac{d\sigma}{dT} < 0$, то $\frac{\Delta m_{\sigma}}{\Delta t \cdot S} < 0$ при градиенте температуры $\frac{dT}{dx} > 0$.

Вторая причина связана с температурной зависимостью коэффициента диффузии D :

$$\frac{\Delta m_{\Delta T}}{\Delta t \cdot S} = \frac{\partial D}{\partial T} \cdot \frac{\partial T}{\partial x} \cdot \frac{dm}{dx}. \quad (17)$$

Учитывая, что $D = D_0 e^{-\frac{\Delta W}{kT}}$ получаем:

$$\frac{\Delta m_{\Delta T}}{\Delta t \cdot S} = -\frac{\Delta W}{kT^2} D_0 e^{-\frac{\Delta W}{kT}} \frac{\partial T}{\partial x} \cdot \frac{dm}{dx}. \quad (18)$$

Здесь ΔW – энергия активации диффузного перемещения.

Третья из возможных причин связана с подплавлением льда и изменением в последнем уравнении $\frac{dm}{dx}$ и, кроме этого, с изменением h в уравнении для $\frac{\Delta m_{\sigma}}{\Delta t \cdot S}$.

Эксперименты показали, что небольшой градиент температур по направлению влагопереноса способствует замедлению скорости перехода через песок. Это позволяет сделать вывод, что при создании определенного градиента температуры влагоперенос осуществляется в обратном направлении к контакту лед-песок, происходит сушка образца. Такая градиентная сушка имеет техническое применение при сушке древесины.

ВЫВОДЫ

– Обнаружена двухступенчатость временной динамики проникновения влаги с поверхности льда в грунт.

– Получено математическое уравнение, описывающее изменение влагопоглощения от времени, происходящего по причине действия поверхностных сил при покрытии поверхности гранул пленкой связанной воды.

– Выявлена особенность распределения по глубине поглощенной образцом массы при миграции влаги.

– Установлено влияние примеси солей и щелочей во льду на скорость миграции влаги, что связано с их воздействием на коэффициент поверхностного натяжения.

– Исследовано действие градиента температуры, направленного вдоль потока влаги, на влагоперенос. Высказано предположение о наличии двух причин влияния градиента на интенсивность влагопереноса: температурной зависимости коэффициентов поверхностного натяжения и диффузии. Было выяснено, что при достижении определенного градиента температуры наблюдается перенос влаги к холодному концу, что позволяет управлять величиной и направлением переноса влаги;

– Изучена роль гравитационного поля при миграции влаги.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Novikov E. A., Shkuratnik V. L., Oshkin R. O. // *Earth's Cryosphere*, 2016, vol. 20, № 1, pp. 91–94. URL: http://www.izdatgeo.ru/pdf/earth_cryo/2016-1/91_eng.pdf
2. Anderson D. M. *The Interface Between Ice and Silicate Surface*. CRREL, USA, March 1967, 31 p.
3. Kozłowski T. // *Cold Regions Sci. and Technol.*, 2016, № 122, pp. 18–25. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2015.10.009>
4. Ершов Э. Д. *Общая геокриология*. Учебник. М.: Изд-во МГУ, 2002, 682 с.
5. Видяпин И. Ю., Чеверев В. Г. *Криосфера Земли*, 2008, т. 12, № 4, с. 43–45.
6. Кудрявцев В. А., Ершов Э. Д., Чеверев В. Г. // *Вестн. МГУ. Сер. Геология*, 1973, № 5, с. 26–34.
7. Старостин Е. Г., Лебедев М. П. // *Криосфера Земли*, 2014, т. 18, № 3, № 4, с. 39–54. URL: <http://www.izdatgeo.ru/pdf/krio/2014-3/46.pdf>
8. Чеверев В. Г. // *Криосфера Земли*, 2003, т. 7, № 2, с. 30–34.
9. Чеверев В. Г. // *Криосфера Земли*, 2006, т. 11, № 4, с. 25–26.
10. Голубев В. Н., Влахова А. В., Ржаницын Г. А., Семенова И. В. // *Криосфера Земли*, 2018, т. 22, № 1, с. 20–26. DOI: [https://doi.org/10.21782/kz1560-7496-2018-1\(20-26\)](https://doi.org/10.21782/kz1560-7496-2018-1(20-26))

11. Zielke S. A., Bertram A. K., Patey G. N. // *J. Phys. Chem. B*, 2016, vol. 120, pp. 1726–1734. DOI: <https://doi.org/10.1021/acs.jpcc.5b09052>
12. Роман Л. Т., Мерзляков В. П., Малеева А. Н. // *Криосфера Земли*, 2017, т. 21, № 3, с. 24–31. DOI: [https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2017-3\(24-31\)](https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2017-3(24-31))
13. Воронин А. Д. *Основы физики почв*. Учеб. пособие. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986, 244 с.
14. Шеин Е. В. *Курс физики почв*. Учебник. М.: Изд-во МГУ, 2005, 432 с.
15. Torrance J. K., Elliot T., Martin R. // *Cold Regions Sci. and Technol.*, 2008, vol. 53 (1), pp. 75–82. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2007.04.010>
16. Shi Jie Chen, Shu Ping Zhao, Wei Ma, et al. // *Sci. Cold and Arid Regions*, 2014, vol. 1, iss. 2, pp. 107–115.
17. Романенко К. А., Абросимов К. Н., Курчатова А. Н., Рогов В. В. // *Криосфера Земли*, 2017, т. 21, № 4, с. 75–81. DOI: [https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2017-4\(75-81\)](https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2017-4(75-81))
18. Истомин В. А., Чувилин Е. М., Буханов Б. А. // *Криосфера Земли*, 2017, т. 21, № 6, с. 134–139. DOI: [https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2017-6\(134-139\)](https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2017-6(134-139))
19. Istomin V. A., Chuvilin E. M., Bukhanov B. A., Uchida T. A. // *Cold Regions Sci. and Technol.*, 2017, No. 137, pp. 60–67. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2017.02.005>
20. Тягунин А. В., Копосов Г. Д. *Механическая смесь гранулированного льда с песком. Тепловые и электрофизические свойства*. Монография. LAP LAMBERT Academic Publishing GmbH & Co. KG, 2012. 188 с.
21. Егочина В. И., Тягунин А. В., Булыгина А. В. // *Физический вестник института естественных наук и технологий САФУ*. Сб. научн. тр., 2015, Вып. 14, с. 14–19.
22. Дерягин Б. В., Чураев Н. В., Муллер В. М. *Поверхностные силы*. М.: Наука, 1985, 398 с.

INFLUENCE OF PHYSICAL CONDITIONS ON WATER TRANSITION FROM ICE SURFACE BY THE DISPERSION MEDIUM AT LOW TEMPERATURES

© 2018 V. I. Egochina G. D. Koposov, A. V. Tyagunin

*Northern (Arctic) Federal University named after M. V. Lomonosov,
17, Severnaya Dvina str., 163002 Arkhangelsk, Russia
e-mail: egochina.vi@mail.ru*

Received 27.11.2018

Abstract. The purpose of the research was to test the possibility of using the ice surface as a generator of moisture in measuring the moisture conductivity of soils. The article presents the results of a study of the influence of various physical conditions on the moisture transition ice - dispersed medium at low temperatures. The experiments were carried out by weight method in the freezer with automatic temperature maintenance. To adjust the temperature, the freezer was equipped with a temperature sensor. Every day, readings of the mass of water transferred to the sample were obtained. The temperature range was chosen from -5 to -24 °C. The results of the study of the influence of factors such as: temperature, the presence of a temperature gradient in the direction of moisture transition, the effect of the gravitational field, the presence of impurities in the ice. Samples of the dispersed medium were selected inorganic: river sand, silica gel, white soot, kaolin (white) clay. NaOH, KOH alkalis and NaCl, KCl salts were used as impurities. Impurity concentration selected (%): 3.5, 1, 0.1, 0.01, and 0.001. Two phases of the process of moisture transfer from the ice surface to the ground were identified: the first is associated with the movement of the diffusion flow; the second is associated with the transfer of moisture through the unfrozen water film. The driving force of the moisture flow is: gravitational action; temperature gradient and concentration gradient. During the experiments, the influence of the selected factors on the moisture transfer of the ice – dispersed medium was revealed: 1) the greater the temperature, the greater the probability that the water molecules will be able to move in a larger volume to the ground; 2) the presence of salt contributes to the process of moisture transfer due to a decrease in the surface tension coefficient; 3) when certain conditions are created, the moisture transfer is carried out in the opposite direction to the ice-sand contact.

Keywords: moisture transition, temperature gradient, gravitational action, sand, ice, quasi-liquid layer.

DOI: <https://doi.org/10.17308/kcmf.2018.20/634>

REFERENCES

1. Novikov E. A., Shkuratnik V. L., Oshkin R. O. *Earth's Cryosphere*, 2016, vol. 20, no. 1, pp. 91–94. Available at: http://www.izdatgeo.ru/pdf/earth_cryo/2016-1/91_eng.pdf
2. Anderson D. M. *The Interface Between Ice and Silicate Surface*. CRREL, USA, March 1967, 31 p.
3. Kozłowski T. *Cold Regions Sci. and Technol.*, 2016, no. 122, pp. 18–25. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2015.10.009>
4. Ershov E. D. *Obshchaya Geokriologiya. Uchebnik* [General Geocryology. Textbook] Moscow, Izd-vo MGU Publ., 2002, 682 p. (in Russ.)
5. Vidyapin I. Y., Cheverev V. G. *Kriosfera Zemli* [Earth's Cryosphere], 2008, vol. 12, no. 4, pp. 43–45. Available at: <http://www.izdatgeo.ru/pdf/krio/2008-4/43.pdf> (in Russ.)
6. Kudryavcev V. A., Ershov E. D., Cheverev V. G. *Vestn. MGU. Ser. Geologiya*, 1973, no. 5, pp. 26–34. (in Russ.)
7. Starostin E. G., Lebedev M. P. *Kriosfera Zemli* [Earth's Cryosphere], 2014, vol. 18, no. 3, pp. 46–54. Available at: <http://www.izdatgeo.ru/pdf/krio/2014-3/46.pdf> (in Russ.)
8. Cheverev V. G. *Kriosfera Zemli* [Earth's Cryosphere], 2003, vol. 7, no. 2, pp. 30–34. (in Russ.)
9. Cheverev V. G. *Kriosfera Zemli* [Earth's Cryosphere], 2006, vol. 11, no. 4, pp. 25–26. (in Russ.)
10. Golubev V. N., Vlasova A. V., Rzhaničyn G. A., Semenova I. V. *Kriosfera Zemli* [Earth's Cryosphere], 2018, vol. 22, no. 1, pp. 20–26. DOI: [https://doi.org/10.21782/kz1560-7496-2018-1\(20-26\)](https://doi.org/10.21782/kz1560-7496-2018-1(20-26))
11. Zielke S. A., Bertram A. K., Patey G. N. *J. Phys. Chem. B*, 2016, vol. 120, pp. 1726–1734. DOI: <https://doi.org/10.1021/acs.jpcc.5b09052>
12. Roman L. T., Merzliakov V. P., Малеева А. Н. *Kriosfera Zemli* [Earth's Cryosphere], 2017, vol. 21, no. 3, pp. 24–31. DOI: [https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2017-3\(24-31\)](https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2017-3(24-31))
13. Voronin A. D. *Osnovy fiziki pochvy: Ucheb. Posobie* [Fundamentals of Soil Physics.] Moscow, Izd-vo Mosk. un-ta Publ., 1986, 244 p. (in Russ.)
14. Shein E. V. *Kurs fiziki pochvy*. Uchebnik [Soil Physics Course]. Moscow, Izd-vo MGU Publ., 2005. 432 p. (in Russ.)
15. Torrance J. K., Elliot T., Martin R. *Cold Regions Sci. and Technol.*, 2008, vol. 53 (1), pp. 75–82. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2007.04.010>
16. Shi Jie Chen, Shu Ping Zhao, Wei Ma, et al. *Sci. Cold and Arid Regions*, 2014, vol. I, iss. 2, pp. 107–115.
17. Romanenko K. A., Abrosimov K. N., Kurchatova A. N., Rogov V. V. *Kriosfera Zemli* [Earth's Cryosphere], 2017, vol. 21, no. 4, pp. 75–81. DOI: [https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2017-4\(75-81\)](https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2017-4(75-81))
18. Istomin V. A., Chuvilin E. M., Buxanov B. A. *Kriosfera Zemli* [Earth's Cryosphere], 2017, vol. 21, no. 6, pp. 134–139. DOI: [https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2017-6\(134-139\)](https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2017-6(134-139))
19. Istomin V. A., Chuvilin E. M., Bukhanov B. A., Uchida T. A. *Cold Regions Sci. and Technol.*, 2017, no. 137, pp. 60–67. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2017.02.005>
20. Tyagunin A. V., Kuposov G. D. *Mechanical Mixture of Granulated Ice With Sand. Thermal and Electrophysical Properties. Monograph*. LAP LAMBERT Academic publishing GmbH & Co. KG, 2012. 188 p. (in Russ.)
21. Egochina V. I., Tyagunin A. V., Byligina A. V. *Fizicheskij vestnik instituta estestvennyh nauk i tekhnologij SAFU*. Sb. nauchn. tr., 2015, vol. 14, pp. 14–19. (in Russ.)
22. Deryagin B. V., Churaev N. V., Muller V. M. *Poverhnostnye sily* [Surface forces]. Moscow, Nauka Publ., 1985, 398 p. (in Russ.)

Егочина Вероника Игоревна – аспирант Высшей школы естественных наук и технологий, Северный (Арктический) федеральный университет имени М. В. Ломоносова, Архангельск, Россия; e-mail: egochina.vi@mail.ru

Тягунин Анатолий Вячеславович – к. ф.-м. н., доцент Высшей школы естественных наук и технологий, Северный (Арктический) федеральный университет имени М. В. Ломоносова, Архангельск, Россия; e-mail: alastor15@yandex.ru

Копосов Геннадий Дмитриевич – к. ф.-м. н., доцент Высшей школы естественных наук и технологий, Северный (Арктический) федеральный университет имени М. В. Ломоносова, Архангельск, Россия; e-mail: g.koposov@narfu.ru

Veronika I. Egochina – Postgraduate Student of the Graduate School of Science and Technology, Northern (Arctic) Federal University named after M. V. Lomonosov, Arkhangelsk, Russia; e-mail: egochina.vi@mail.ru

Anatoly V. Tyagunin – Cand. Sci. (Phys.), Assistant Professor of the Graduate School of Science and Technology, Northern (Arctic) Federal University named after M. V. Lomonosov, Arkhangelsk, Russia; e-mail: alastor15@yandex.ru

Gennady D. Kuposov – Cand. Sci. (Phys.), Assistant Professor of the Graduate School of Science and Technology, Northern (Arctic) Federal University named after M. V. Lomonosov, Arkhangelsk, Russia; e-mail: g.koposov@narfu.ru