

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ ВО ЛЬДУ И МЕРЗЛЫХ ПОРОДАХ

УДК 551.578.46+551.34

ОСОБЕННОСТИ МИГРАЦИИ ВОДЯНОГО ПАРА
НА ГРАНИЦАХ РАЗДЕЛА АТМОСФЕРА–СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ
И СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ–ПОДСТИЛАЮЩИЙ ГРУНТ

В.Н. Голубев, Д.М. Фролов

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова,
НИЛ снежных лавин и селей, географический ф-т, 119991, Москва, Ленинские горы, 1, Россия; golubev@geol.msu.ru

Градиенты концентрации водяного пара в снежном покрове определяются наличием градиента температуры. На границах контактирующих сред снежный покров–атмосфера и снежный покров–подстилающие грунты возникновение градиентов концентрации водяного пара обусловлено, кроме того, различиями в содержании водяного пара в поровом пространстве снега и в приграничных слоях атмосферы и грунтов, что ведет к сублимации ледяных зерен и миграции образующегося пара. Показано, что в изотермических условиях интенсивность сублимации снега зависит от его теплопроводности и плотности, изменяясь при температуре $-8\text{ }^{\circ}\text{C}$ от $42\cdot 10^{-8}\text{ кг}/(\text{м}^2\cdot\text{с})$ для льда и $40\cdot 10^{-8}\text{ кг}/(\text{м}^2\cdot\text{с})$ для снега с плотностью $500\text{ кг}/\text{м}^3$ до $32\cdot 10^{-8}\text{ кг}/(\text{м}^2\cdot\text{с})$ для снега с плотностью $160\text{ кг}/\text{м}^3$. Содержание водяного пара в поровом пространстве снега составляет 1,08 при температуре $-22\text{ }^{\circ}\text{C}$ и 1,045 при $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ по отношению к концентрации его, определяемой уравнением Клапейрона–Клаузиуса. Рассмотрение переноса пара на границе снег–грунт для изотермических условий и при наличии градиента температуры для моделей с песком и глиной показывает, что значения потока находятся в интервалах $(8,0\text{--}39,3)\cdot 10^{-8}\text{ кг}/(\text{м}^2\cdot\text{с})$ (из грунта в снег) и $(1,0\text{--}2,5)\cdot 10^{-8}\text{ кг}/(\text{м}^2\cdot\text{с})$ (из снега в грунт).

Водяной пар, массоперенос, снег, сублимация

PECULARITIES OF WATER VAPOR MIGRATION AT SNOW COVER–ATMOSPHERE
AND SNOW COVER–GROUND BOUNDARIES

V.N. Golubev, D.M. Frolov

Lomonosov Moscow State University, Laboratory of Snow Avalanches and Mudflows,
Department of Geography, 119991, Moscow, Leninskie Gory, 1, Russia; golubev@geol.msu.ru

Concentration gradient of water vapor in snow cover is determined by the presence of temperature gradient. The formation of water vapor concentration gradient on the boundaries of contacting media (snow cover–atmosphere and snow cover–underlying ground) is conditioned by the difference between water vapor content in pore spaces of snow and in boundary layers of atmosphere and ground. The result is the sublimation of ice grains and the migration of forming vapor. It has been demonstrated that the snow sublimation intensity under isothermal conditions depends on microstructure and varies from $42\cdot 10^{-8}\text{ kg}/(\text{m}^2\cdot\text{s})$ at $-8\text{ }^{\circ}\text{C}$ for ice and $40\cdot 10^{-8}\text{ kg}/(\text{m}^2\cdot\text{s})$ for snow with density $500\text{ kg}/\text{m}^3$ to $32\cdot 10^{-8}\text{ kg}/(\text{m}^2\cdot\text{s})$ for snow with density $160\text{ kg}/\text{m}^3$. Water vapor content in pore space of snow amounts to 1.08 at $-22\text{ }^{\circ}\text{C}$ and 1.045 at $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ in regard to its concentration defined by Clapeyron–Clausius equation. Consideration of water vapor transfer on the snow-ground boundary for isothermal conditions and at the presence of temperature gradient for sand and clay models has demonstrated that flux values range $(8.0\text{--}39.3)\cdot 10^{-8}\text{ kg}/(\text{m}^2\cdot\text{s})$ (from ground to snow) and $(1.0\text{--}2.5)\cdot 10^{-8}\text{ kg}/(\text{m}^2\cdot\text{s})$ (from snow to ground).

Mass transfer, snow, sublimation, water vapour

ВВЕДЕНИЕ

В сезонном и многолетнем снежном покрове практически постоянно существуют градиенты температуры, а в поровом пространстве снега и градиенты концентрации водяного пара. Возникновение градиентов температуры и концентрации

водяного пара в снежном покрове связано главным образом с особенностями его термического режима как промежуточного звена, регулирующего вещественный и энергетический обмен между атмосферой и подстилающими породами [Павлов,

1975; Голубев, Ермаков, 1993]. На границах контактирующих сред (снежный покров–атмосфера и снежный покров–грунт) дополнительные перепады концентрации водяного пара обусловлены различием содержания водяного пара в поровом пространстве снега и приграничных слоях атмосферы и подстилающего грунта.

В атмосфере кристаллы льда формируются в условиях пересыщения водяным паром. После осаждения на земную поверхность они обычно оказываются в условиях недонасыщения, и наиболее характерным для выпадающего и отложенного снега становится процесс сублимации снежинок [Callaghan et al., 2011]. В вещественном балансе снежного покрова доля сублимации составляет около 10 % суммы твердых осадков, выпадающих на территории России, однако в некоторых регионах суммарные потери массы твердых осадков могут достигать 30 % [Павлов, 1975]. В работах [Box, Steffen, 2001; Liston, Sturm, 2004; Strasser et al., 2008; Neumann et al., 2009] сделан вывод, что суммарная доля сублимации может составлять до 50 % общего количества зимних осадков и до 35 % ежегодных осадков в панарктическом бюджете влаги.

На границе раздела снежный покров–подстилающие грунты направление и интенсивность переноса водяного пара зависят от термического режима у границы раздела и влагосодержания в поровом пространстве соседствующих сред [Павлов, 1975; Голубев, Гусева, 1987; Голубев и др., 1997].

ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ

В условиях спокойной воздушной среды сублимацию снега принято рассматривать как перенос водяного пара с поверхности снега через пограничный слой воздуха толщиной h_a , в пределах которого происходят основные изменения содержания водяного пара (рис. 1). В этом случае интенсивность сублимации i можно охарактеризовать уравнением Фика [Голубев, Гусева, 1987; Голубев и др., 1997]:

$$i = D \text{ grad } C,$$

где D – коэффициент диффузии водяного пара в воздухе; $\text{grad } C = \Delta C/h = (C_s - C_a)/h_a$, $\Delta C = C_s - C_a$ – разность концентраций водяного пара у поверхности раздела C_s и в воздушном пространстве C_a . Основные изменения концентрации водяного пара и температуры среды происходят в зонах h_a и h_{sn} вблизи поверхности раздела. Концентрация водяного пара в атмосфере определяется температурой и относительной влажностью воздуха. Концентрацию водяного пара у поверхности раздела обычно принимают соответствующей состоянию насыщения при температуре поверхности T_s , а толщину переходной зоны можно охарактеризовать, исходя из коэффициента диффузии водяного пара

и температуропроводности среды [Кутателадзе, 1958; Михеев, 1977]. Воздух, имеющий более высокую плотность, располагается в нижней части разреза [Кутателадзе, 1958], что предполагает устойчивую стратификацию всего переходного слоя.

При рассмотрении процесса сублимации температура воздуха T_a и снега T_{sn} у поверхности раздела считается одинаковой, а содержание водяного пара в воздухе непосредственно над поверхностью отвечает состоянию насыщения. Условия теплового взаимодействия на границе раздела следующие [Кутателадзе, 1958; Михеев, 1977]:

$$T_a = T_{sn}, \quad \lambda_{sn} \left(\frac{\partial T_{sn}}{\partial Z} \right) = L_{iv} i - \lambda_a \left(\frac{\partial T_a}{\partial Z} \right), \quad (1)$$

где T_{sn} и T_a , λ_{sn} и λ_a – температура и теплопроводность снега и влажного воздуха соответственно; $\partial T_a / \partial Z$ и $\partial T_{sn} / \partial Z$ – градиенты температуры у границы раздела фаз; L_{iv} – теплота сублимации; i – интенсивность сублимации; Z – координата по вертикальной оси.

Уравнение (1) можно преобразовать:

$$i = \frac{1}{L_{iv}} \left[\lambda_{sn} \left(\frac{\partial T_{sn}}{\partial Z} \right) + \lambda_a \left(\frac{\partial T_a}{\partial Z} \right) \right]. \quad (2)$$

Градиенты температуры в снегу и воздухе определяются теплопроводностью среды и зависят от интенсивности сублимации. Теплопроводность снега изменяется весьма существенно, как в зависимости от его плотности, так и в меньшей степени от температуры [Sturm et al., 1997]. В то же время температурная зависимость теплопроводности воздуха оказывается весьма слабой (около

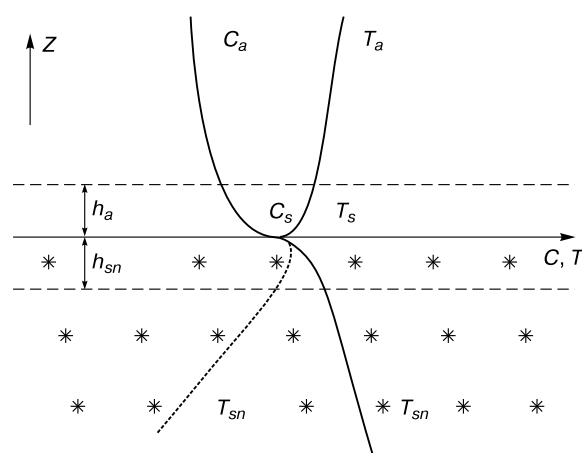


Рис. 1. Схема распределения температуры воздуха T_a , снега T_{sn} , температуры на границе сред T_s и концентрации водяного пара в воздухе C_a и у границы раздела C_s .

Пунктирная линия – другой вариант изменения температуры снега (T_{sn}^*) ниже границы раздела.

Таблица 1. Зависимость коэффициента эффективной теплопроводности λ_s от плотности снега ρ_s и его температуры [Павлов, 1975; Sturm et al., 1997]

Автор, год	Зависимость λ_s [Вт/(м·К)] от ρ_s [кг/м ³]	Интервал плотностей, кг/м ³	Интервал отрицат. температуры, °С
Yosida, Iwai, 1950	$\lg \lambda_s = (2 \cdot 10^{-3}) \rho_s - 1,378$	72–400	1–6
Дьячкова, Серова, 1960	$\lg \lambda_s = (2,25 \cdot 10^{-3}) \rho_s - 1,42$	80–470	–
Izumi, Fujioka, 1967	$\lg \lambda_s = (2,16 \cdot 10^{-3}) \rho_s - 1,17$	80–500	–
Izumi, Huzioka, 1975	$\lg \lambda_s = (2,16 \cdot 10^{-3}) \rho_s - 1,11$; $\lg \lambda_s = (1,7 \cdot 10^{-3}) \rho_s - 1,2$	73–483	–
Sakazume, Seki, 1980	$\lg \lambda_s = -1,25 + (2,12 \cdot 10^{-3}) \rho_s$	150–700	0–16
Lange, 1985	$\lg \lambda_s = -3 + (6,9 \cdot 10^{-3}) \rho_s$	230–420	4–20
Сулаквелидзе, 1955	$\lambda_s = (0,5107 \cdot 10^{-3}) \rho_s$	<350	2–13
Проскураков, 1957	$\lambda_s = 0,02093 + (1,01 \cdot 10^{-3}) \rho_s$	140–310	–
Abel's, 1892	$\lambda_s = (2,846 \cdot 10^{-6}) \rho_s^2$	140–330	10–30
Devaux, 1933	$\lambda_s = 0,0293 + (2,93 \cdot 10^{-6}) \rho_s^2$	90–590	5–20
Кондратьева, 1945	$\lambda_s = (3,558 \cdot 10^{-6}) \rho_s^2$	330–500	2–13
Bracht, 1949	$\lambda_s = (2,051 \cdot 10^{-6}) \rho_s^2$	90–635	3–13,5
Yen, 1965	$\lambda_s = (3,223 \cdot 10^{-6}) \rho_s^2$	400–590	6–11
Murakami, Maeno, 1989	$\lambda_s = 0,102 - (1,04 \cdot 10^{-3}) \rho_s + (3,73 \cdot 10^{-6}) \rho_s^2$	246–917	11
Ostin, Andersson, 1991	$\lambda_s = -0,00871 + (4,39 \cdot 10^{-4}) \rho_s + (1,05 \cdot 10^{-6}) \rho_s^2$	77–684	6,5–19,9
Sturm et al., 1997	$\lambda_s = 0,138 - (1,01 \cdot 10^{-3}) \rho_s + (3,233 \cdot 10^{-6}) \rho_s^2$	156–600	–
VanDusen, 1929	$\lambda_s = 0,021 + (0,42 \cdot 10^{-3}) \rho_s + (2,16 \cdot 10^{-9}) \rho_s^3$	–	–
Павлов, 1973	$\lambda_s = 3,49 \cdot 10^{-3} + (3,52 \cdot 10^{-4}) \rho_s - (2,06 \cdot 10^{-7}) \rho_s^2 + (2,62 \cdot 10^{-9}) \rho_s^3$	120–350	1–25
Jansson, 1901	$\lambda_s = 0,02093 + (0,7953 \cdot 10^{-3}) \rho_s + (2,512 \cdot 10^{-12}) \rho_s^4$	47–470	1–13

10^{-3} %/К), т. е. при обычных вариациях температуры значения λ_a можно считать практически постоянными. Согласно имеющимся сведениям [Павлов, 1975; Михеев, 1977], теплопроводность снега по крайней мере на порядок превышает теплопроводность воздуха, что можно представить как $\lambda_a = \eta \lambda_{sm}$, причем $\eta \ll 1$. Подставляя это выражение в уравнение (2) и дифференцируя его по теплопроводности снега (λ_{sn}), получим выражение для производной интенсивности сублимации по теплопроводности, определяемой градиентами температуры в соседствующих средах:

$$\frac{\partial}{\partial \lambda} i = \frac{1}{L_{iv}} \left[\left(\frac{\partial T_{sn}}{\partial Z} \right) + \eta \left(\frac{\partial T_a}{\partial Z} \right) \right]. \quad (3)$$

Существующие зависимости теплопроводности снега от его плотности (ρ_{sn}) в большинстве случаев имеют вид степенной функции: $\lambda_{sn} = k \rho_{sn}^n$, где k варьируется в широком диапазоне, а показатель степени n изменяется от 1 до 4 (табл. 1) [Павлов, 1975; Голубев, Гусева, 1987; Sturm et al., 1997]. Производную интенсивности сублимации снега по теплопроводности можно представить в виде линейной зависимости от его плотности ρ_{sn} :

$$\frac{\partial}{\partial \rho_{sn}} i = \frac{1}{L_{iv}} \left[\left(\frac{\partial T_{sn}}{\partial Z} \right) + \eta \left(\frac{\partial T_a}{\partial Z} \right) \right] 2k \rho_{sn}. \quad (4)$$

МЕТОДИКА ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Эксперименты по сублимации снега, льда и мерзлых грунтов и массопереносу были проведены в теплоизолированном боксе (длина 0,7 м, ширина 0,65 м, высота 0,5 м), где поддерживался заданный термический режим. Исследования сублимации образцов проводили при температуре -4 , -8 и -18 °С, продолжительность экспериментов составила 1600 ч. Образцы помещали в цилиндрические обоймы из пенополиуретана диаметром 0,08 м и высотой 0,05 м. Исследования были проведены с образцами льда и снега (плотность 917, 500, 330, 160 кг/м³), а также мерзлого грунта плотностью 1560 кг/м³.

Измерения температуры и влажности в боксе осуществляли посредством логгеров Tinytag Ultra 2 (согласно спецификации точность измерения температуры составляла не менее 0,7 °С, влажности 3 %, при разрешении по температуре не ниже 0,01 °С и по влажности 0,3 %), а температуры внутри образцов и над их поверхностью – термопарами типа Т (медно-константановые) с записью поступающей информации на устройство сбора информации Agilent 34970А с разрешением не ниже 0,001 °С. Согласно предварительной проведенной калибровке, поправка на измерения каждой из термопар не превышала 0,5 °С.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Сублимация с поверхности снега, льда и мерзлых грунтов. Согласно (1)–(4), интенсивность сублимации зависит от теплопроводности и градиентов температуры в соседствующих средах вблизи границы раздела. Зависимость теплопроводности снега от его плотности предполагает возрастание интенсивности сублимации снега при увеличении его плотности, с максимальным значением интенсивности при сублимации льда. Материалы экспериментальных исследований интенсивности сублимации льда, мерзлого грунта и снега разной плотности в условиях квазистационарного режима ($-8\text{ }^{\circ}\text{C}$, отсутствие ветрового воздействия) в течение 1600 ч подтвердили это теоретическое положение (рис. 2). Очевидно, что при ветровом воздействии такая зависимость может сохраняться лишь при сублимации фирново-ледяных образований, характеризующихся практически полным отсутствием сквозных пор, т. е. при их плотности не менее 630 кг/м^3 .

Согласно уравнению Клаузиуса–Клапейрона, содержание водяного пара в порах и пустотах снега C_{sn} соответствует содержанию насыщенного водяного пара над поверхностью льда C_i , которое определяется как

$$C_i(T) = C_0 \exp \left[\frac{L_{iv}}{R} \left(\frac{T - T_0}{TT_0} \right) \right], \quad (5)$$

где C_0 – концентрация насыщенного водяного пара при температуре $T_0 = 273,15\text{ K}$; L_{iv} – теплота сублимации льда; R – универсальная газовая постоянная.

Осредненные за несколько часов значения температуры воздуха и снега вблизи поверхности раздела, сложившиеся в процессе сублимации в теплоизолированном боксе при средней температуре $-8\text{ }^{\circ}\text{C}$, приведены на рис. 3. На удалении от поверхности раздела до 20 см в воздухе и на глубине более 10 см в снегу наблюдались пониженные значения температуры, а наиболее низкие (до $-8,9\text{ }^{\circ}\text{C}$), обусловленные интенсивной сублимацией снега, зафиксированы на поверхности раздела и в снегу на глубине до 1 см.

Температура на поверхности раздела может быть охарактеризована так [Кутателадзе, 1958]:

$$T_a - T_s = L_{iv} (\beta/\alpha) (e_n - e_a) \text{ при } \alpha/\beta = \rho_a c_a R_a T_a, \quad (6)$$

где T_s – температура поверхности сублимации; T_a – температура воздуха на некотором удалении от нее; L_{iv} – теплота сублимации льда; e_s, e_a – парциальное давление водяного пара у поверхности льда и в воздухе соответственно; β, α – коэффициенты массо- и теплоотдачи; c_a – теплоемкость влажного воздуха; R_a – газовая постоянная влажного воздуха; ρ_a – плотность влажного воздуха.

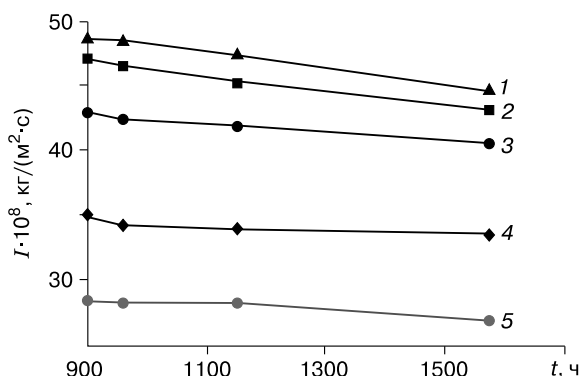


Рис. 2. Зависимость от времени (t) интенсивности сублимации (I) льда (1), мерзлого грунта (5) и снега разной плотности:

2 – 500 кг/м^3 ; 3 – 330 кг/м^3 ; 4 – 160 кг/м^3 .

Содержание водяного пара в воздухе C_a определяется его температурой и относительной влажностью, его содержание у поверхности раздела C_s соответствует состоянию насыщения при температуре поверхности T_s .

Исследования фактической концентрации водяного пара в поровом пространстве снега и над поверхностью снега и льда при температуре от -20 до $-2,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ выявили отличие экспериментальных данных от значений, определяемых уравнением (5) и уравнением Клаузиуса–Клапейрона по полной энергии выхода молекул H_2O из решетки льда (рис. 4).

Относительное влагосодержание в поровом пространстве снега (по сравнению со справочными данными о насыщении надо льдом) C_{sn}/C_i составляет 1,04 при температуре $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$, повышается до 1,06 при $-12\text{ }^{\circ}\text{C}$ и до 1,08 при $-22\text{ }^{\circ}\text{C}$. Повышенное содержание водяного пара на расстоянии

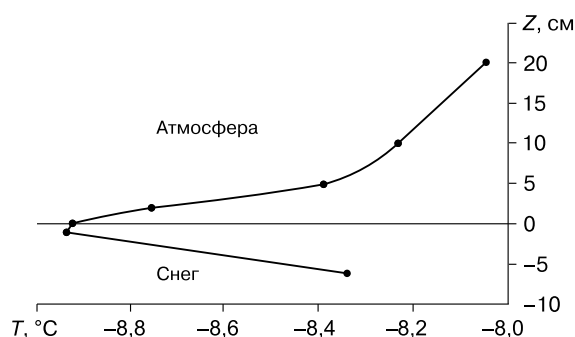


Рис. 3. Распределение температуры в прилегающем слое воздуха и снегу с плотностью 300 кг/м^3 в квазиизотермических условиях.

Расстояние от границы раздела Z , см: 20, 10, 5, 2 (высота над поверхностью снега); 0 (на поверхности); 6, 1 (глубина от поверхности).

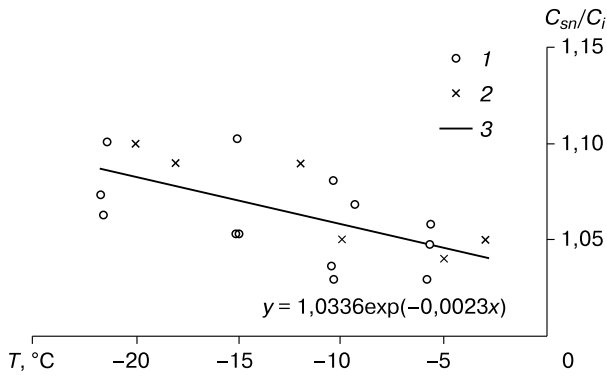


Рис. 4. Зависимость относительного влагосодержания порового пространства снега C_{sn}/C_i от температуры.

Данные измерений: 1 – с использованием логгера Tinytag Ultra 2; 2 – с помощью гигрографа; 3 – тренд.

1,5 см от поверхности снега было установлено также по поглощению инфракрасного излучения с длиной волны $\lambda = 6,3$ мкм, а в изолированной от внешней среды макропоре снега объемом 10^{-3} м³ повышенное содержание водяного пара формировалось за 60–80 ч [Голубев, Ермаков, 1993]. Абсолютная величина пересыщения при понижении температуры практически не изменяется, однако относительное пересыщение при этом быстро возрастает, что, собственно, и может служить причиной повышенной интенсивности сублимации по сравнению с расчетными значениями по (6) или с уравнением Клапейрона–Клаузиуса (5).

Уравнение Томсона, характеризующее зависимость равновесного давления пара над каплей от ее размера, для кристаллических форм преобразуется в уравнение, учитывающее повышенное давление пара над реберными и вершинными формами в суммарном давлении пара P_r над кристаллом с линейным размером r [Голубев, Гусева, 1987], согласно которому величина пересыщения определяется размером и формой кристаллов:

$$C(T, r) = C(T)(1 + F/r),$$

где $C(T, r)$ – содержание водяного пара над зернами со средним радиусом кривизны r при температуре T ; $C(T)$ – содержание насыщенного водяного пара над плоской поверхностью льда при температуре T , определяемое уравнением Клапейрона–Клаузиуса. Параметр формы кристалла F характеризует изменение поверхностной энергии кристалла при изменении соотношения его габитусных граней (например, при переходе от режима роста к режиму испарения) и увеличивается с $2 \cdot 10^{-5}$ м для кристаллов равновесной формы до $8 \cdot 10^{-5}$ м при возрастании доли реберных и вершинных форм (глубинная изморозь, снежинки).

Массообмен на границе с мерзлыми грунтами.

Интенсивная капиллярная конденсация водяного пара в грунтах начинается при относительной влажности порового пространства 0,80–0,85 [Голубев, Ермаков, 1993], т. е. относительное содержание влаги в поровом пространстве водоненасыщенных грунтов обычно не превышает этого значения. Грунтовая влага сконцентрирована в основном в менисковых образованиях на контактах минеральных зерен и находится под дополнительным давлением, величина которого зависит от формы менисков. При невысокой влажности грунта менисковые образования имеют вогнутую поверхность (рис. 5), что предполагает, согласно закону Лапласа, понижение давления водяного пара в поровом пространстве грунта на величину Δe :

$$\Delta e = -(\rho_v/\rho_w) \sigma (1/r_1 + 1/r_2),$$

где σ – поверхностное натяжение воды; r_1, r_2 – основные радиусы кривизны менисковой поверхности; ρ_v/ρ_w – отношение плотности пара в воздухе к плотности воды.

Изменения смачивания минеральных частиц и влажности грунта ведут к соответствующему изменению кривизны менисковых образований и концентрации водяного пара в порах грунта. Так, в кварцевом среднезернистом песке средний радиус кривизны менисков воды составляет около 10^{-5} м, изменяясь от $4 \cdot 10^{-5}$ м при влажности грунта 20 % до $0,6 \cdot 10^{-5}$ м при влажности 2 %.

В мерзлом грунте приуроченность ледяных образований к контактам зерен в основном сохраняется, а содержание водяного пара в поровом пространстве возрастает вследствие исчезновения составляющей Лапласа. В “макропоре” объемом

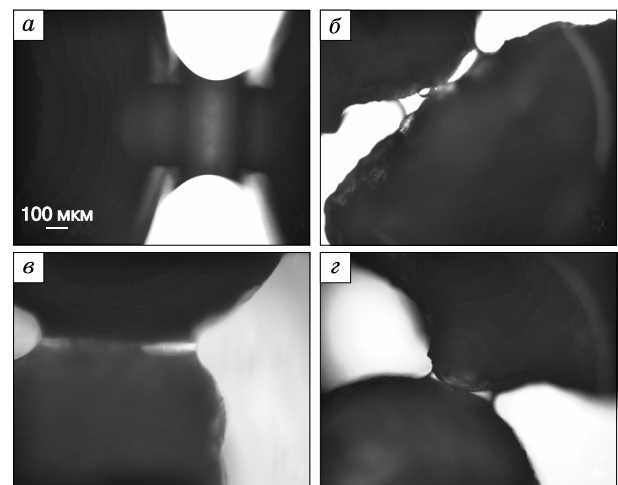


Рис. 5. Расположение и форма менисков воды на контактах зерен:

a – в модельном грунте, образованы сферическими частицами ($r = 1$ мм); *б–г* – в реальном грунте.

$1,5 \cdot 10^{-3} \text{ м}^3$ в мерзлой супеси содержание водяного пара возрастает от 90 % при льдистости 5 % до состояния, близкого к насыщению, при льдистости 30 %. Однако и в этом случае содержание водяного пара в поровом пространстве водоненасыщенных грунтов остается ниже, чем в поровом пространстве снега при той же температуре [Голубев, Ермаков, 1993; Голубев и др., 1997], что предполагает возможность миграции пара из снега в грунт.

В природных условиях при обычном термическом состоянии контактирующих сред, когда подстилающая поверхность теплее снега, происходит миграция водяного пара из грунта (более теплой среды) в снег (более холодную). При том же термическом режиме контактирующих сред (подстилающая поверхность теплее снега), но весьма малых значениях градиента температуры, на их границе может формироваться динамическое равновесие, когда преимущественная миграция водяного пара в каком-либо направлении отсутствует или даже может возникнуть поток водяного пара из снега в грунт, обусловленный более высоким содержанием водяного пара в поровом пространстве снега.

Интенсивность потока на границе сред в этом случае можно охарактеризовать уравнением, аналогичным уравнению Фика:

$$F_{\Delta C} = D_{g/s} \text{grad } C_{g/s} \quad (7)$$

где $F_{\Delta C}$ – поток, вызываемый различием концентрации водяного пара в грунте и снеге; $D_{g/s}$ – коэффициент массопереноса на границе двух сред; $\text{grad } C_{g/s} = (C_s - C_g)/\Delta x$ – градиент концентрации водяного пара; C_s, C_g – концентрации водяного пара в поровом пространстве снега и грунта соответственно; $\Delta x = \Delta x_s + \Delta x_g$ – толщина слоев снега и грунта, в пределах которых происходят основные изменения содержания водяного пара. Величина $D_{g/s}$ в уравнении (7) определяется значениями коэффициентов массопереноса в слое Δx_s снега $D_s = D_0(1 - \rho_s/\rho_i)$ и в слое Δx_g грунта $D_g = D_0(1 - \rho_g/\rho_{mc})$, где D_0 – коэффициент диффузии водяного пара в воздухе при данной температуре; $\rho_s, \rho_i, \rho_g, \rho_{mc}$ – плотность снега, льда, грунта и минерального скелета грунта соответственно.

Эксперименты по массопереносу под воздействием температурного градиента проводили в боксе, заполненном теплоизоляционным материалом. В центр бокса помещали бак, сообщавшийся с термостатом (рис. 6). В системе бак–термостат циркулировал жидкий теплоноситель, имеющий температуру -2°C . С наружной стороны бокса поддерживали температуру $(-13,0 \pm 0,5)^\circ\text{C}$. Образцы снега, льда и мерзлого грунта помещали в поливиниловые трубки диаметром 8 см. Две или три трубки различной длины состыковывали в единую колонку, которую размещали в ящике в

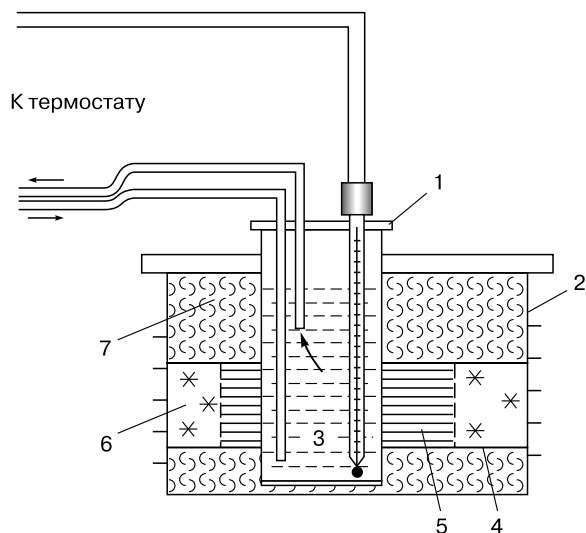


Рис. 6. Схема экспериментального устройства для изучения зависимости интенсивности массопереноса на границе контактирующих сред от градиента температуры:

1 – бак с термостатированной жидкостью; 2 – бокс; 3 – термореле; 4 – трубки с исследуемыми образцами; 5 – грунт или лед; 6 – снег; 7 – теплоизолятор.

горизонтальном положении так, чтобы один торец колонки соприкасался с “теплым” баком, а другой – с “холодной” металлической стенкой ящика. В результате в образце возникали градиент температуры и, соответственно, градиент концентрации водяного пара, приводящий к массопереносу в горизонтальном направлении от “теплого” к “холодному” торцу. Боковую поверхность образцов теплоизолировали. “Теплые” трубки заполняли льдом или грунтом (песок, глина), имитируя подстилающий покров, а “холодные” трубки были заполнены снегом. Температуру снега, льда и грунта в определенных точках состыкованных трубок, в том числе на расстоянии 1 см от поверхностей контакта, фиксировали ежесуточно. Каждую трубку взвешивали до и после эксперимента. Величину массопереноса определяли по изменению массы трубок.

Полученные данные позволили оценить изменение температурного градиента по длине образца и температуру на поверхностях контактов. Результаты исследования массопереноса ранее были представлены в работе [Голубев и др., 1997]. При исследовании массопереноса на границе снежного покрова и мерзлого грунта разной льдистости (грунт с влажностью 9–100 %) установлено, что в условиях изотермического режима возникает устойчивый, хотя и достаточно слабый миграционный поток водяного пара из снега в подстилающую среду (табл. 2).

Таблица 2. Характеристики массопереноса на границе снег–грунт (лед) в условиях изотермии и при наличии градиента температуры [Голубев и др., 1997]

Контактирующие среды	Градиент температуры, К/м	Температура на контакте, °С	Поток водяного пара*, 10^{-8} кг/(м ² ·с)	Градиент концентрации, 10^{-3} кг/м ⁴
Снег/лед	0	-13,0	-0,516	0,392
Снег/песок, льдистость 34 %	0	-13,0	-2,587	1,964
Снег/песок, льдистость 100 %	0	-13,0	-1,020	0,770
Снег/песок, льдистость 9 %	0	-4,0	-1,199	0,865
Снег/глина (каолинистая), льдистость 15 %	0	-4,0	-1,279	0,923
Снег/песок, льдистость 21 %	86	-5,0	39,3	19,45
Снег/песок, льдистость 21 %	91	-7,0	28,1	14,07
Снег/суглинок, льдистость 35 %	24	-8,3	8,1	4,05
Снег/суглинок, льдистость 35 %	47	-5,3	12,8	6,42

* Положительные значения соответствуют выносу из грунта в снег, отрицательные – выносу из снега в грунт.

Градиенты концентрации $\text{grad } C$ на границе контактирующих сред были охарактеризованы на основе уравнения (6) и данных о величине потока водяного пара из снега в грунт в условиях изотермии ($\text{grad } T = 0$). При отсутствии градиента тем-

пературы значения градиентов концентрации оказались равными $(0,39-1,96) \cdot 10^{-2}$ кг/м⁴ при потоке из снега в грунт с интенсивностью $(0,5-2,6) \times 10^{-8}$ кг/(м²·с). При градиенте температуры 24–91 К/м градиенты концентрации водяного пара возрастают более чем на порядок, до $(5,07-19,45) \times 10^{-2}$ кг/м⁴, а поток из грунта в снег имеет интенсивность $(8-40) \cdot 10^{-8}$ кг/(м²·с). Различие почти на порядок потоков водяного пара в условиях изотермии и при наличии градиента температуры предполагает узкий диапазон термических условий на границе снега и грунта, при котором возможно изменение направления миграции водяного пара.

Изменения направления определяются преобладанием одной из двух составляющих массопереноса: потока, возникающего при равенстве температуры снега и грунта из-за различий содержания водяного пара в их поровом пространстве, $F_{\Delta C}$, и потока, обусловленного наличием градиента температуры в системе снег–грунт, $F_{\Delta T}$. “Критические” значения градиентов температуры, при которых поток $F_{\Delta T}$ становится равным $F_{\Delta C}$, зависят от температуры на границе раздела и могут быть определены на основе данных по массопереносу в условиях изотермии (см. табл. 2).

Результаты расчетов для песка различной льдистости показаны на рис. 7 (линия А – для песка со 100%-м заполнением пор льдом, линия Б – для песка с льдистостью 34 %). Зона, располагающаяся ниже линии Б, отвечает выносу вещества из снега в грунт, зона выше линии Б – выносу из грунта в снег. Изолинии интенсивности переноса водяного пара в $(10, 30) \cdot 10^{-8}$ кг/(м²·с) характеризуют соответствующие сочетания температуры и градиента температуры.

На рис. 7 приведены результаты экспериментальных исследований массопереноса в условиях изотермии и при воздействии градиента температуры (см. табл. 2). Данные по массопереносу в ус-

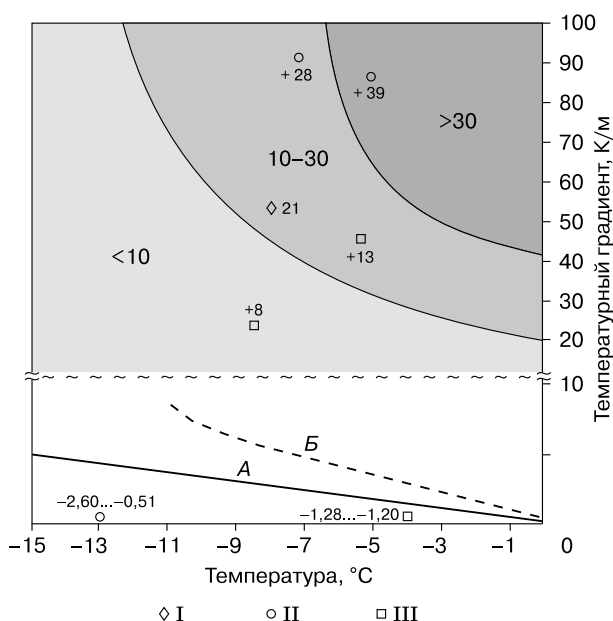


Рис. 7. Зависимость интенсивности и направления миграции поровой влаги на границе снег–подстилающая среда от температуры и градиента температуры.

Подстилающая среда: I – лед; II – мерзлый песок; III – глина (каолин); рядом с точками даны значения интенсивности миграции в 10^{-8} кг/(м²·с); знак “+” – направление миграции из грунта в снег, знак “-” – из снега в грунт. Цветом выделены три зоны миграции влаги из грунта в снег с интенсивностью $[10^{-8}$ кг/(м²·с)]: менее 10, 10–30, более 30. Линия А соответствует льдистости грунта 100 %, линия Б – 34 %; зона выше линии А (или Б) – миграции влаги из мерзлого песка; зона ниже линии А (или Б) – из снега в грунт.

ловиях изотермии располагаются на оси температуры при нулевых значениях градиента температуры. Изменение направления потока миграции водяного пара (вынос вещества из снега в грунт или из грунта в снег) происходит в широком диапазоне температуры на границе раздела, но в сравнительно узком диапазоне значений градиента температуры на границе снег–подстилающая поверхность, тем не менее часто имеющем место в природных условиях. Интенсивность переноса водяного пара из песка 21%-й льдистости и суглинка 35%-й льдистости при относительно высоких значениях градиента температуры оказалась ниже расчетной, что обусловлено формированием слоя иссушенного грунта непосредственно у границы со снегом и соответствующим снижением градиента концентрации водяного пара и переноса его из грунта.

ВЫВОДЫ

1. При температуре $-8\text{ }^{\circ}\text{C}$ интенсивность сублимации с поверхности снега возрастает от $32 \cdot 10^{-8}\text{ кг}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$ при плотности снега $160\text{ кг}/\text{м}^3$ до $40 \cdot 10^{-8}\text{ кг}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$ при плотности $500\text{ кг}/\text{м}^3$, достигая в случае сублимации льда $42 \cdot 10^{-8}\text{ кг}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$, но понижается до $26 \cdot 10^{-8}\text{ кг}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$ при сублимации льда из водонасыщенного мерзлого песка.

2. В поровом пространстве снега зарегистрировано пересыщение водяным паром от 1,04 при $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$ до 1,08 при температуре $-22\text{ }^{\circ}\text{C}$, что обусловлено поверхностной энергией ледяных зерен и повышением содержания водяного пара над ребрами, вершинами и гранями ледяных зерен.

3. Величина и направление массопереноса на границе снега и подстилающей поверхности зависят от температуры, градиента температуры, льдистости грунта и его дисперсности. В случае 100%-го заполнения пор грунта льдом вариации интенсивности миграции обусловлены в основном морфологией снежных зерен и практически не зависят от состава грунта. При переносе водяного пара из снега в грунт испарение происходит с поверхности “холодных” снежных зерен, а водяной пар конденсируется на сравнительно более “теплых” частицах грунта с дополнительным выделением тепла фазового перехода. В этом случае фактически происходит встречный перенос тепла в

направлении, противоположном общему тепловому потоку, что отвечает принципу Ле-Шателье–Брауна.

4. Миграция водяного пара в грунт и увеличение его льдистости или миграция из грунта и его иссушение имеют ограниченный масштаб и слабо влияют на общее влагосодержание грунтов. Однако несомненно высокая значимость этого процесса в перекристаллизации снега, способной привести к снижению механических свойств снега в этой зоне и к потере его устойчивости на склонах.

Литература

Голубев В.Н., Гусева Е.В. Особенности тепло- и массопереноса в стратифицированной снежной толще // Снежный покров в горах и лавины. М., Наука, 1987, с. 62–73.

Голубев В.Н., Ермаков А.Н. Некоторые особенности миграции водяного пара на границе снежного покрова с подстилающими грунтами // Материалы гляциол. исслед., 1993, № 76, с. 19–24.

Голубев В.Н., Селиверстов Ю.Г., Сократов С.А. Особенности миграции водяного пара на границе мерзлый грунт–снежный покров // Криосфера Земли, 1997, т. I, № 3, с. 39–43.

Кутателадзе С.С. Справочник по теплопередаче / С.С. Кутателадзе, В.М. Боршанский. Л.; М., Госэнергоиздат, 1958, 414 с.

Михеев М.А. Основы теплопередачи. Изд. 2-е / М.А. Михеев, И.М. Михеева. М., Энергия, 1977, 344 с.

Павлов А.В. Теплообмен почвы с атмосферой в северных и умеренных широтах территории СССР / А.В. Павлов. Якутск, Изд-во АН СССР, 1975, 302 с.

Vox J.E., Steffen K. Sublimation on the Greenland ice sheet from automated weather station observations // J. Geophys. Res., 2001, vol. 106, (D24), p. 33965–33981.

Callaghan T.V., Johansson M., Brown R.D. et al. The changing face of Arctic snow cover: A synthesis of observed and projected changes // AMBIO, 2011, vol. 40, iss. 1, p. 17–31.

Liston G.E., Sturm M. The role of winter sublimation in the Arctic moisture budget // Nordic Hydrol., 2004, vol. 35, No. 4–5, p. 325–334.

Neumann T.A., Albert M.R., Engel C., Courville Z., Perron F. Sublimation rate and the mass-transfer coefficient for snow sublimation // Intern. J. Heat and Mass Trans., 2009, vol. 52, p. 309–315.

Strasser U., Bernhardt M., Weber M., Liston G.E., Mauser W. Is snow sublimation important in the alpine water balance? // Cryosphere, 2008, vol. 2, iss. 1, p. 53–66.

Sturm M., Holmgren J., Konig M., Morris K. The thermal conductivity of seasonal snow // J. Glaciol., 1997, vol. 43(143), p. 26–41.

Поступила в редакцию
1 июля 2014 г.