

ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В КРИОСФЕРЕ

УДК 551.345

**К ОЦЕНКЕ РОЛИ ВНУТРИГРУНТОВОЙ КОНДЕНСАЦИИ ВОДЯНЫХ ПАРОВ
В ФОРМИРОВАНИИ ТЕПЛООВОГО И ВОДНОГО РЕЖИМОВ
КРУПНООБЛОМОЧНЫХ СКЛОНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ**

Т.В. Банцеккина, В.М. Михайлов

*Северо-Восточная научно-исследовательская мерзлотная станция
Института мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН,
685024, Магадан, ул. Гагарина, 12, Россия, svnims@mail.ru*

В настоящее время значительная роль конденсации водяного пара в водном режиме крупнообломочных склоновых отложений практически общепризнана, но в некоторых источниках встречаются и противоположные сведения. В данной работе рассмотрены факторы, обуславливающие конвективный теплоперенос в таких грунтах. Показано, что существующие математические модели не подходят для описания этого процесса. Предложен способ приближенной оценки потока водяного пара к мерзлому водоупору, основанный на тесной связи интенсивности конвективного переноса влаги и тепла, причем тепловой поток, в принципе, можно определить независимо. С использованием результатов натуральных наблюдений показано, что данные, приводимые в большинстве литературных источников, не реалистичны, и рассмотрены причины завышения искомой величины.

Крупнообломочные склоновые отложения, сезонноталый слой, водный режим, тепловой режим, водяной пар, конденсация, конвективный теплоперенос

**TO THE EVALUATION OF THE ROLE OF INTRA-GROUND CONDENSATION IN THERMAL
AND WATER REGIMES OF COARSE-GRAINED SLOPE DEPOSITS**

T.V. Bantsekina, V.M. Mikhailov

*North-Eastern Permafrost Research Station, Melnikov Permafrost Institute SB RAS,
685024, Magadan, Gagarina str., 12, Russia, svnims@mail.ru*

At present, it is virtually generally accepted that intra-ground water vapor condensation plays a significant role in the hydrological regime of coarse-grained slope deposits. However, in some sources the contrary information can be encountered. In this paper, the factors causing convective heat and mass transfer in such deposits are considered. It has been shown that the existing mathematical models are not suitable for describing this process. The method is proposed for rough estimates of water vapor flux to the frozen aquitard. It is based on the close relationship of convective transfer of vapor and heat, and on the fact that the heat flux in principal can be determined independently. Using the results of field research, it has been demonstrated that the dominating literature information is unrealistic. The causes of the overestimations are discussed.

Coarse-grained slope deposits, seasonally thawed layer, hydrological regime, thermal regime, water vapor, condensation, convective heat and mass transfer

ВВЕДЕНИЕ

В геокриологической и гидрологической литературе имеется довольно много публикаций, посвященных внутригрунтовой конденсации водяного пара. В настоящее время большое значение этого процесса для водного режима крупнообломочных склоновых отложений является, по существу, общепризнанным. Согласно методическим рекомендациям [Расчет..., 1989], в горных районах Сибири и Дальнего Востока в водобалансовых расчетах необходимо учитывать слой конденсацион-

ной влаги в количестве 80–100 мм за теплый сезон. Вместе с тем в некоторых работах встречаются сведения о практически полном отсутствии конденсации [Говорушко, 1986; Бояринцев и др., 1991].

Несмотря на продолжительную историю исследований, ведущихся с начала прошлого века, до сих пор не выработаны четкие общепринятые представления о механизмах, которые могли бы обеспечивать интенсивный перенос водяного пара в грунтовой толще. В большинстве работ описаны

результаты непосредственных измерений объемов сконденсировавшейся влаги при помощи установок разных конструкций. Но при отсутствии вышеупомянутых теоретических представлений остается неясным, насколько корректно воспроизводятся естественные условия теплопереноса в каждой из конкретных установок. Последнее обстоятельство отмечено в работе [Говорушко, 1986]. Важность данного вопроса видна из сравнения результатов, полученных И.Т. Рейнюком [1959] и позднее Е.Л. Бояринцевым [Бояринцев и др., 1991] на одном и том же водосборе руч. Контактный, расположенном на территории Колымской водобалансовой станции (КВБС). У первого автора слой конденсационной влаги составлял до 130 мм за сезон, у второго конденсация полностью отсутствовала, при этом установки находились в непосредственной близости.

Столь же разноречивы и результаты водобалансовых расчетов. Так, И.Т. Рейнюк [1959] в качестве одного из подтверждений больших величин конденсации приводит значительные отрицательные невязки водных балансов ряда бассейнов, включая руч. Контактный. В то же время авторы работы [Бояринцев и др., 1991], анализируя намного более продолжительный ряд наблюдений по последнему из них, приходят к выводу об отсутствии невязок. В работе [Банцеккина, 2002] показано, что на экспериментальном водосборе, входящем в этот бассейн, невязки водного баланса с учетом накопления и вытаявания гольцового льда не выходят за пределы возможной погрешности (хотя тенденция их возрастания в течение сезона может быть связана с незначительной конденсацией).

Для развития конденсации в сезонноталом слое (СТС) необходимо прежде всего, чтобы на некоторой глубине упругость насыщенного водяного пара при температуре грунта (e_{sat}) была меньше его упругости в прилегающем слое атмосферы (e_a). Это условие выполняется не всегда. Значение e_{sat} минимально у мерзлого водоупора с нулевой температурой, при которой $e_{sat} = 6,09$ мбар. По данным высокогорной метеостанции Сунтар-Хаята (на одноименном хребте), средняя величина e_a за три летних месяца составляет только 6,0 мбар. Однако в среднегорном поясе хребта (метеостанции Западная и Восточная) среднемесячные значения упругости водяного пара в течение лета не опускаются ниже 6,1 мбар. Таким образом, в горных сооружениях криолитозоны соотношение $e_a > e_{sat}$, как правило, выполняется в течение большей части теплого сезона.

Вторым необходимым условием является, по видимому, развитие конвективного теплопереноса в склоновых отложениях. Оно может быть обусловлено, как писал И.Т. Рейнюк [1959],

“стеканием” холодного внутригрунтового воздуха по мерзлому водоупору – аналогично явлению, известному под названием склоновых ветров.

Слабой стороной существующих подходов к решению проблемы следует признать отсутствие попыток количественно учесть тепловой эффект конденсации водяного пара, что может иметь очень большое значение для формирования температурного режима СТС. В настоящей работе акцент сделан именно на этих аспектах.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Натурные исследования, результаты которых использованы для количественных оценок, проводились на территории Колымской водобалансовой станции в 1999–2001 гг. на экспериментальном водосборе, расположенном в диапазоне высот 1175–1651 м и подробно описанном в работах [Банцеккина, 2001, 2003]. Полученные данные дополнены материалами многолетних наблюдений на КВБС (метеостанция Верхняя с абсолютной отметкой 1220 м).

Экспериментальный участок типичен для гольцового пояса Колымского нагорья. Он сложен крутыми глыбово-щебнистыми осыпями, практически полностью лишенными растительного покрова. Средняя мощность СТС составляет 1,2 м, диаметр обломков в нем варьирует в основном от 4 до 20 см при среднем значении 10 см и пористости грунта 0,35. На глубинах, примерно совпадающих с подошвой СТС, состав отложений резко меняется за счет заполнения пор крупнообломочного скелета песчано-супесчаным материалом.

Характерной чертой гидротермического режима подобных отложений является то, что весной талые воды свободно проникают в мерзлый грунт, и накопленные в нем “запасы холода” практически полностью расходуются на образование инфильтрационного льда, занимающего небольшую долю порового пространства [Банцеккина, 2003]. В результате в слое от поверхности до мерзлого водоупора температура отложений близка к 0 °С, и они сохраняют высокую проницаемость. По мере дальнейшего прогрева грунта ледяные включения вытаивают, стекающая вниз вода частично формирует грунтовый сток, частично фиксируется на мерзлом водоупоре и образует инфильтрационно-натечный лед, полностью занимающий поры грунта. Во второй половине июня в профиле СТС остается только эта разновидность льда. Таким образом, в течение всего периода, когда температура поверхности грунта больше либо равна 0 °С, в его толще может развиваться движение воздуха вниз по склону. Этот период начинается несколько раньше (не более 4 сут) освобождения от снега 50 % площади водосбора, окончание примерно на столько же опережает установление

снежного покрова. Очевидно, что в это время складываются самые благоприятные условия для внутригрунтовой конденсации влаги (или ее испарения, в зависимости от значений e_a).

Расчеты, приведенные в следующем разделе, основаны на данных, полученных в мае–сентябре 2000 г., когда гидрометеорологические условия были близки к средним многолетним. В состав наблюдений входили измерения температур грунта в шести пунктах до глубин, несколько превышающих мощность СТС, температуры и влажности воздуха на специально оборудованной метеоплощадке на высотах 1 и 2 м. В расчетах приняты следующие значения характеристик:

– продолжительность периода τ , в течение которого температура поверхности грунта положительная, 101 сут;

– средние за промежуток τ значения температуры и влажности воздуха на поверхности грунта $7,2^\circ\text{C}$ и $7,5$ мбар соответственно;

– средняя крутизна склона 20° , учет этой величины необходим для перехода от единицы площади водосбора к единице площади дневной поверхности (а также мерзлого водоупора) и обратно;

– расстояние от поверхности грунта до водоупора 1,1 м (как видно из предыдущего изложения, эта величина в течение теплого сезона изменяется, достигая минимума, но вариации относительно невелики, и ее без большой погрешности можно считать постоянной).

ПРИБЛИЖЕННЫЕ ОЦЕНКИ ИНТЕНСИВНОСТИ ТЕПЛОМАССООБМЕНА

Рассмотрим вначале молекулярный механизм массопереноса. В крупнопористой среде основным фактором, ослабляющим диффузию по сравнению с воздухом, является то, что она развивается только в поровом пространстве. В первом приближении, без учета второстепенных эффектов, для описания процесса можно использовать общеизвестное уравнение диффузии вида

$$E_d = -nD \frac{\partial a}{\partial z}, \quad (1)$$

где E_d – диффузионный поток водяного пара; n – пористость грунта; D – коэффициент молекулярной диффузии пара в воздухе; a – абсолютная влажность, или концентрация пара в воздухе; ось Oz направлена перпендикулярно к мерзлому водоупору. Здесь и далее размерности всех величин, кроме специально оговоренных случаев, даны в СИ. Согласно справочнику [Хромов, Мамонтова, 1955], $a = 0,22e/T$, где T – температура по абсолютной шкале; e измеряется в мбар. Величина D определяется выражением $D = D_0(T/273)^{1,8}$, где $D_0 = 2,16 \cdot 10^{-5} \text{ м}^2/\text{с}$ [Варгафтик, 1972]. Эlemen-

тарные выкладки по этим соотношениям и приведенным выше данным показывают, что за период τ слой сконденсировавшейся на водоупоре влаги составит всего 0,2 мм. Очевидно, что дополнительный “вклад” термодиффузионного переноса водяного пара при небольших градиентах температур пренебрежимо мал. При этом использование уравнения (1) приводит к некоторому завышению получаемых оценок.

Переходя к конвективному механизму тепло-массопереноса в пористой среде, отметим, что его количественные закономерности изучены недостаточно. Имеющиеся математические модели теплопереноса при фильтрации в грунте воды и движении воздуха [Чудновский, 1962] неприменимы, поскольку в них в качестве одного из основных аргументов выступает скорость водного (или воздушного) потока, величина в данном случае неизвестная. Для целей настоящей работы, в принципе, допустимо использовать известные формулы для расчета потоков тепла (P) и пара (E) в атмосфере. Соответствующие выражения подобны, различаясь постоянным множителем:

$$P = -\rho c_p K \frac{\partial T}{\partial z}, \quad (2)$$

$$E = -K \frac{\partial a}{\partial z}, \quad (3)$$

где ρ – плотность воздуха; c_p – его теплоемкость при постоянном давлении; K – коэффициент конвективного переноса. При использовании формул (2), (3) для описания тепло-массопереноса в грунтовой толще следует рассматривать K как интегральную характеристику, учитывающую эффект обтекания обломков. Строго говоря, подобие в данном случае нарушается, так как перенос пара происходит только в поровом пространстве, а тепла – также и в минеральном скелете. Однако, как следует из формул работы [Перльштейн, 1979], при больших скоростях потока (без которых интенсивная вынужденная конвекция невозможна) влиянием переноса тепла в обломках на эффективную теплопроводность среды (λ_{eff}) в первом приближении допустимо пренебречь.

Известно, что λ_{eff} представляет собой сумму трех составляющих:

$$\lambda_{eff} = \lambda_{cond} + \lambda_{rad} + \lambda_{conv}, \quad (4)$$

где λ_{cond} , λ_{rad} , λ_{conv} – коэффициенты кондуктивной, лучистой и конвективной теплопроводностей соответственно. Первый коэффициент с достаточной точностью определяется по теплофизическим характеристикам скелета грунта (влажность крупнообломочных отложений без заполнителя близка к нулю). Расчет второй составляющей по формуле из работы [Чудновский, 1962] дает величину, которой в приближенных оценках допустимо пренебречь.

К тому же, ее исключение приводит к завышению вклада конвективной компоненты, а соответственно и интенсивности конденсации. Тогда из формул (2), (4) имеем

$$K = (\lambda_{eff} - \lambda_{cond}) / (\rho c_p). \quad (5)$$

В натуральных исследованиях термического режима рыхлых отложений λ_{eff} обычно оценивается по методу “температурной волны”. По сведениям, приведенным в работе [Железняк и др., 1992], в толще крупноглыбового курума эта величина составляет в среднем 2,8 Вт/(м·К). Но известные недостатки этого метода [Чудновский, 1962] в рассматриваемом случае многократно усугубляются тем, что реально в крупнообломочных отложениях, лишенных мелкозернистого заполнителя, измеряется не средневзвешенная температура грунта на глубине установки датчика, а температура порового воздуха. Поскольку теплопроводность последнего по сравнению с минеральной составляющей примерно на порядок больше, значения суточных амплитуд температуры грунта, а следовательно, и теплопроводностей, рассчитанных по методу температурной волны, получаются существенно завышенными. По-видимому, более реалистичные оценки λ_{eff} можно получить непосредственно из уравнения теплопроводности, используя среднесуточные значения температур. Несмотря на недостатки существующих методов измерений, погрешность таких оценок намного меньше. С использованием этого подхода и данных натуральных наблюдений получено, что эффективная теплопроводность грунтов экспериментального участка не превышает 1 Вт/(м·К) [Банцеккина, 2003].

Подставляя в формулу (5) значения $\rho = 1,276 \text{ кг/м}^3$, $c_p = 10^3 \text{ Дж/(кг·К)}$ и $\lambda_{cond} = 0,4 \text{ Вт/(м·К)}$, находим оценку сверху для $K = 4,7 \cdot 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}$. По формуле (3), используя те же значения характеристик, что и при расчете диффузионного переноса пара, получаем слой водного конденсата на единицу поверхности водоупора 3,43 мм, что эквивалентно поступлению 3,7 мм влаги на 1 м^2 горизонтальной плоскости, т. е. площади водосбора. Эта величина согласуется с результатами проведенных ранее исследований и водобалансовых расчетов [Банцеккина, 2002].

Не менее показательным решением обратной задачи, заключающейся в оценке составляющих теплового баланса СТС при условии конденсации влаги в тех количествах, которые наиболее часто приводятся в литературных источниках. В начале и конце периода τ температура в этом слое практически одинакова (близка к $0 \text{ }^\circ\text{C}$), что позволяет исключить из рассмотрения изменения запасов тепла. Уравнение теплового баланса объема грунта с площадью поверхности 1 м^2 запишется в виде

$$Q_{vw} + \left(q_{conv} - \lambda_{cond} \frac{\partial T_{th}}{\partial z} \right) \tau + Q_{pr} = \\ = Q_{iw} - \lambda_{fr} \frac{\partial T_{fr}}{\partial z} \tau - Q_{fl}, \quad (6)$$

где Q_{vw} , Q_{iw} – количество тепла, выделившегося при конденсации водяного пара и затраченного на вытаявание внутригрунтового льда соответственно; Q_{pr} – тепло, приносимое осадками; T_{th} , T_{fr} – температуры грунта в талой и мерзлой зонах; λ_{fr} – теплопроводность грунта в мерзлой зоне; Q_{fl} – количество тепла, выносимое надмерзлотными водами (точнее, разность между оттоком и притоком тепла).

Рассмотрим вначале расходную часть баланса. Количество льда, образующегося в грунте в начале каждого отдельного сезона, заведомо не превышает сумму запасов воды в снежном покрове к началу снеготаяния и осадков, выпавших в промежутке между этим моментом и прогревом поверхности грунта до $0 \text{ }^\circ\text{C}$. Согласно данным наблюдений на КВБС, за почти полувековой период эта сумма ни разу не превысила 300 мм, т. е. максимальное накопление льда на единице площади склона равно 282 кг. Для его полного вытаявания при удельной теплоте плавления 334,2 кДж/кг необходимо менее 95 МДж. Это и есть оценка сверху величины Q_{iw} .

Второе слагаемое в правой части уравнения (6) можно оценить по среднему за сезон градиенту температуры в кровле многолетнемерзлых пород (ММП) (1,9 К/м, согласно [Железняк и др., 1992]) и теплопроводности льдонасыщенных грунтов (при пористости 0,35 в среднем не более 2,6 Вт/(м·К)). За период τ отток тепла в мерзлую толщу составляет примерно 49 МДж. Наконец, слагаемое Q_{fl} пренебрежимо мало, поскольку в отложениях рассматриваемого состава грунтовые воды стекают по мерзлому водоупору тонким слоем, непосредственно контактируя со льдом, и их температура по данным измерений практически не отличается от $0 \text{ }^\circ\text{C}$. В конце особо теплого сезона, когда фронт протаивания проникает в подстилающие слабопроницаемые грунты с мелкозернистым заполнителем, температура склонового стока теоретически может несколько повышаться, но его вклад в тепловой баланс СТС остается ничтожным. В сумме расходная часть не превышает 140 МДж (напомним, при допущении максимально возможного накопления льда).

Оценим далее приходную часть. Если в среднем по площади водосбора величина конденсации составляет 100 мм за сезон, то на 1 м^2 водоупора в жидкое состояние переводится 94 кг парообразной влаги. Удельная теплота конденсации при $0 \text{ }^\circ\text{C}$ равна 2493 кДж/кг, следовательно, при этом выделится 234 МДж тепловой энергии. Еще более ве-

лика роль конвективного теплопереноса. По соотношению (3) в среднем за период τ значение $K = 0,013 \text{ м}^2/\text{с}$, по формулам (5) и (2) соответствующая величина теплового потока составляет $107 \text{ Вт}/\text{м}^2$. Суммарный тепловой поток равен $110 \text{ Вт}/\text{м}^2$, а в течение теплого сезона к водоупору поступает 960 МДж . Сумма первых двух составляющих в уравнении (6) равна 1270 МДж , и по сравнению с этой цифрой тепло выпадающих осадков (менее 250 мм за сезон, при средней температуре не выше 5°C) пренебрежимо мало (около 5 МДж).

Таким образом, предельно возможный расход тепла в грунтовой толще составляет менее 12% от того количества, которое должно в нее поступать при условии конденсации 100 мм водяного пара. Избыток мог бы обеспечить вытаивание 3130 мм льда, а даже при пористости грунта $0,35$ увеличить глубину сезонного протаивания почти на 10 м . На самом деле, ниже действительного положения подошвы СТС пористость грунта резко уменьшается, обычно близко залегают коренные породы. Очевидно, что распространенные в литературе сведения о величинах внутригрунтовой конденсации совершенно не реальны. Они несовместимы с существованием не только многолетнего гольцового льда, но и, по-видимому, многолетнемерзлых пород.

В заключение кратко остановимся на причинах широкого распространения указанных сведений. Вероятно, соответствующие результаты объясняются конструктивными особенностями применявшихся “конденсатомеров”. В качестве примера рассмотрим одну из установок И.Т. Рейнюка [1959], представляющую собой прямоугольный металлический контейнер, заглубленный в

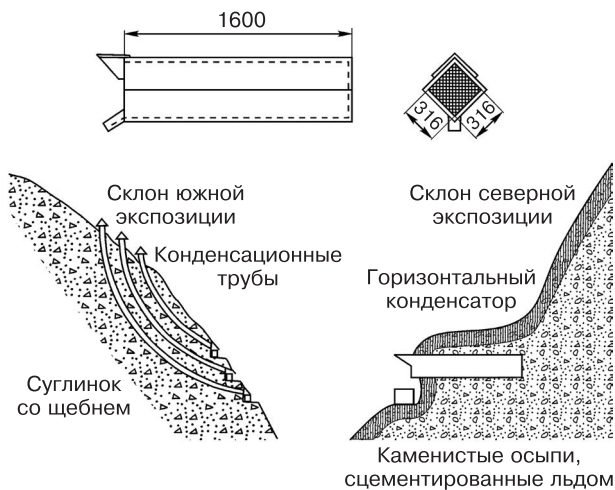


Рис. 1. Установка для сбора конденсационной влаги (конструкция И.Т. Рейнюка, по рисунку автора).

Размеры в мм.

крупнообломочный грунт с небольшим наклоном в сторону склона и заполненный обломками (рис. 1). Все стенки контейнера глухие. Очевидно, что находящийся в нем воздух не принимает участия в движении вниз по склону. Вместо этого в контейнере, задняя стенка которого постоянно охлаждается стекающими по мерзлому водоупору воздухом и талой водой с нулевой температурой, устанавливается собственная циркуляция. Плотность воздуха у задней стенки больше, чем на дневной поверхности, поэтому он “вытекает” наружу по нижним стенкам, замещаясь теплым и влажным атмосферным воздухом, который отдает избыток водяного пара в виде конденсата. Из-за непрерывного удаления жидкой влаги ее испарение в те периоды, когда $e_a < 6,09 \text{ мбар}$, исключается. Таким образом, установка представляет собой фактически не конденсатомер, а теплообменник, извлекающий из атмосферы влагу с использованием естественного холода. Аналогичные недостатки имеет и трубчатая конструкция того же автора (см. рис. 1). При развитии ночных склоновых ветров она отводит часть воздушного потока в слабопроницаемую грунтовую толщу, и ниже уровня конденсации избыточная влага оседает на стенках металлических труб. Гораздо более реалистичны уже упоминавшиеся результаты Е.Л. Бояринцева [Бояринцев и др., 1991], полученные на том же водосборе при помощи установок открытого типа (рис. 2) [Бояринцев, Михайлов, 1979]. Тем не менее, как видно на рис. 2, эта установка также в не-

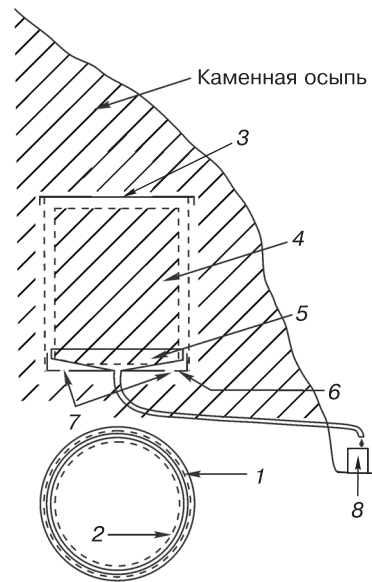


Рис. 2. Установка для сбора конденсационной влаги (конструкция Е.Л. Бояринцева, по рисунку автора):

1 – внешняя сетка, 2 – внутренняя сетка, 3 – крышка, 4 – монолит, 5 – поддон, 6 – основание, 7 – отверстия, 8 – водосборный сосуд.

которой степени искажает естественное движение воздуха в грунтовой толще, поскольку непроницаемый поддон отклоняет линии тока к дневной поверхности и над ним перемещаются наименее увлажненные порции порового воздуха. Представляется, что попытки непосредственных измерений объемов влаги, конденсирующейся в грунтовой толще, сталкиваются с практически непреодолимыми трудностями.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основной вывод настоящей работы состоит в том, что сведения о значительных величинах внутригрунтовой конденсации, обычно приводимые в публикациях на данную тему, не соответствуют действительности и связаны с конструктивными особенностями экспериментальных установок. На самом деле, интенсивность теплопереноса в грунтовой толще меньше на порядки величин, и суммарный слой конденсации за теплый сезон в гольцовом поясе Верхнеколымского нагорья в лучшем случае измеряется первыми миллиметрами. В местностях с более теплым и влажным климатом увеличение температуры и влажности воздуха сопровождается возрастанием мощности СТС. Поэтому основные характеристики, определяющие интенсивность рассматриваемого процесса (градиенты температуры, влажности и плотности воздуха в грунтовой толще) при одинаковом гранулометрическом составе отложений относительно мало варьируют по территории. Вряд ли можно полагать, что где-либо внутригрунтовая конденсация достигает значительных величин и способна играть серьезную роль в водном балансе склоновых отложений.

Полученные количественные оценки имеют предварительный характер. Для дальнейшего уточнения вклада конвективного теплопереноса в гидротермический режим крупнообломочных склоновых отложений необходима разработка новых методов исследования таких грунтов.

Литература

- Банцеккина Т.В.** Динамика льдистости крупнообломочных склоновых отложений в период весеннего снеготаяния // Колыма, 2001, № 2, с. 28–31.
- Банцеккина Т.В.** Температурный режим и динамика льдистости крупнообломочных склоновых отложений без заполнителя в весенне-летнее время (на примере руч. Контактный) // Колыма, 2002, № 4, с. 9–13.
- Банцеккина Т.В.** Особенности гидротермического режима слоя сезонного протаивания крупнообломочных склоновых отложений в весенне-летний период (на примере Верхнеколымского нагорья): Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Якутск, 2003, 23 с.
- Бояринцев Е.Л., Гопченко Е.Д., Сербов Н.Г., Легостаев Г.П.** К вопросу о конденсации паров воздуха в деятельном слое многолетнемерзлых пород. М., 1991. Деп. в ИЦ ВНИИГМИ–МЦД 16.01.91, № 1046 ГМ-91, 17 с.
- Бояринцев Е.Л., Михайлов В.Н.** Прибор для наблюдений за конденсацией в каменной осыпи // Информ. письмо, изобретательство и рационализация. Магадан, Гос. комитет СССР по гидрометеорологии и контролю природ. среды, Колым. ТУ, 1979, № 3 (82), с. 31–32.
- Варгафтик Н.Б.** Справочник по теплофизическим свойствам газов и жидкостей. М., Гос. изд-во физ.-мат. лит., 1972, 720 с.
- Говорушко С.М.** Курумовый морфолитогенез. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1986, 120 с.
- Железняк И.И., Мальчикова И.Ю., Шполянская Н.А., Янушаускас А.И.** Курумы Северного Забайкалья. Новосибирск, Наука, 1992, 182 с.
- Расчет** подземного питания рек криолитозоны (методическое пособие). Л., Гидрометеоздат, 1989, 107 с.
- Рейнюк И.Т.** Конденсация в деятельном слое вечной мерзлоты // Тр. ВНИИ-1. Магадан, 1959, вып. 13, с. 1–24.
- Перльштейн Г.З.** Водно-тепловая мелиорация мерзлых пород на Северо-Востоке СССР. Новосибирск, Наука, 1979, 304 с.
- Хромов С.П., Мамонтова Л.И.** Метеорологический словарь. Л., Гидрометеоздат, 1955, 455 с.
- Чудновский А.Ф.** Теплофизические характеристики дисперсных материалов. М., Физматгиз, 1962, 456 с.

*Поступила в редакцию
3 апреля 2006 г.*