

О РОЛИ РОСЫ В ТЕПЛОМ И ВОДНОМ БАЛАНСЕ ЭКОСИСТЕМ

Копысов С.Г., Росновский И.Н.

*Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН
634055, г. Томск, пр. Академический, 10/3, E-mail: komrasov@mail.ru*

В работе показано, что испарение капель росы значительно отличается от испарения с водной пленки такой же массы. Затраты тепла на испарение воды с поверхности капель больше, чем на испарение с плоской водной поверхности.

Сконденсированная на поверхности экосистем роса образует «запирающий слой», который препятствует испарению почвенной влаги, поскольку внутри экосистемы влажность воздуха равна 100 %. Этот слой существует около 5 – 6 часов в течение суток. В течение этого времени испарение с поверхности почвы практически отсутствует. Кроме того, затраты тепла на испарение росы достаточно отчетливо видны на суточном ходе температуры в почвенных горизонтах.

Таким образом, показано, что образование росы это природный механизм регуляции теплообмена в экосистемах.

ВВЕДЕНИЕ

Одним из слабо изученных процессов теплообмена в почвах и экосистемах в целом является процесс росообразования. В работах А.И. Будаговского, О.Н. Насоновой (1991) и А.А. Роде (1978) утверждается, что росообразование не вносит существенного вклада в водный и тепловой балансы почв и экосистем. С тем, что на поверхности оголенной почвы конденсация наблюдается исключительно редко, а её величина имеет чисто символическое значение можно согласиться. Но ни у кого не вызывает сомнения то, что на поверхности растительного покрова роса выпадает очень часто. Однако А.И. Будаговский и О.Н. Насонова отвергают существенное влияние росы на водный баланс почвы через частичное снижение транспирации в утренние часы, на основании того, что основным источником образования росы на растительном покрове является поверхность почвы, а потому её нельзя рассматривать в качестве приходной статьи водного баланса почв [1]. Но в тоже время они не отрицают того, что роса может оказывать существенное влияние на водный режим растительного покрова.

Полученные нами результаты полевых измерений росообразования в комплексе с измерениями теплового и водного баланса почв и экосистем заставляют усомниться в корректности этих выводов. Во-первых, роса выпадает на поверхность почвы и элементов фитоценоза не в виде пленки, а в каплеобразной форме. Время росообразования составляет 5-7 часов. Во-вторых, в этих работах совершенно не учитывается то, что испарение капли росы происходит в 5-8 раз медленнее, чем испарение водной пленки такого же объёма и при этом затрачивается в 2 раза больше тепловой энергии.

Кроме того, каплеобразный слой росы на поверхности почвы и фитоценоза образует запирающий насыщенный влагой слой, препятствующий испарению. Это обстоятельство практически прекращает процесс испарения с поверхности почвы на 4 – 6 часов, что не может не сказаться на суточном водном балансе почвы и экосистемы. Это положение заставляет с осторожностью подходить к имеющимся данным о транспирации фитоценозов, поскольку они не учитывают слой росы испаряющейся с их листовой поверхности, которая может быть в 2 – 8 раз больше проекции.

Утверждение А.И. Будаговского о том, что основным источником образования росы на растительном покрове является поверхность почвы оправдано лишь тогда, когда речь идет о суммарном водном балансе всего водосбора, а не составляющих его элементах. Это особенно заметно в горных районах отличающихся контрастностью температур подстилающей поверхности и где существенную роль играет перенос влаги воздушными потоками с одних ландшафтных элементов на другие.



Рис. 1 – Утренняя роса

В пользу значительной роли росы в тепловом балансе также говорит и практика. Так, когда поздней весной внезапные ночные заморозки угрожают цветущим плодовым деревьям, опытные садоводы находят выход, кажущийся совершенно неожиданным: они проводят дождевание сада. Пелена мельчайших водных брызг окутывает замерзающие деревья. Капельки воды покрывают лепестки цветов. Превращаясь в лед, вода надевает на цветы ледяную шубу, отдавая при этом им свое тепло (335 Дж от 1 г замерзающей воды) [5]. Вода обладает теплоемкостью в пять раз выше, чем у песка, и почти в десять раз выше, чем у железа.

ИСПАРЕНИЕ КАПЛИ

Даже в вузовских учебниках по физике теория испарения капли практически не излагается. А.В. Козырев и А.Г. Ситников [4] выделяют два основных возражения против классической теории испарения единичной сферической капли предложенной Максвеллом [6]: во-первых, пар у поверхности капли будет насыщенным, только если скорость поступления молекул с поверхности капли достаточно велика по сравнению со скоростью диффузионного ухода. В общем случае это не так. Во-вторых, испарение приводит к отводу энергии от капли и должно сопровождаться понижением её температуры относительно температуры окружающей среды. А это значит, что концентрация насыщенного пара вблизи поверхности будет определяться не заданной температурой окружающего газа, а неизвестной температурой капли. Неучёт только одной из этих особенностей процесса испарения делает формулу Максвелла сильно приближенной [4].

Кроме того, многие исследователи отмечают сильное уменьшение скорости испарения капель воды при наличии даже небольших примесей поверхностно-активных веществ. Это свойство положено в основу метода “капельной пробы” [2].

Выделяются два принципиально различных режима испарения капли [4]. В случае, когда относительная упругость пара в окружающей среде далека от насыщения, можно пренебречь влиянием поверхностного натяжения на скорость испарения капель. При этом вблизи достаточно малых капель понижается относительная упругость пара, а также слегка повышается температура капли по сравнению с температурой капель более крупных размеров. Эти факторы приводят к существенному увеличению времени испарения по сравнению с теорией Максвелла [4]. Тем более что в случае быстрого испарения должно происходить сильное охлаждение капли, а это при имеющихся условиях маловероятно.

В случае испарения капель в окрестностях точки росы для корректной оценки времени испарения капель необходим последовательный учёт поверхностного натяжения. Причём если радиусы капель меньше критического, то капли будут продолжать испаряться даже в перенасыщенном паре, и лишь капли с радиусами больше критического будут расти за счёт конденсации пара на них [2, 4].

Увеличение энергозатрат на испарение капли по сравнению с испарением плёнки такого объёма можно вывести через связь между удельной теплотой испарения и

коэффициентом поверхностного натяжения, которые являются двумя сторонами одного утверждения "молекулы притягиваются друг к другу".

Если взять какую-то макроскопическую каплю вещества радиуса R и раздробить ее на множество ($\gg 1$) одинаковых капель меньшего радиуса r , то для этого придется затратить энергию:

$$E(r) = 4 \cdot p \cdot r^2 \cdot S \cdot \frac{R^3}{r^3} = 4 \cdot p \cdot R^3 \cdot \frac{S}{r} \quad (1)$$

Здесь S - это коэффициент поверхностного натяжения жидкости. Очевидно, что чем меньше радиус r , тем больше требуется затратить энергии.

Ясно, что капли не могут стать меньше молекулы. Но дробление капли на отдельные молекулы - это абсолютно то же самое, что полное испарение капли. А для того, чтобы полностью испарить каплю объемом V требуется энергия, равная:

$$E_{\text{ПАР}} = I \cdot r \cdot V \quad (2)$$

Здесь I - удельная теплота парообразования, измеряемая в Дж/кг. Поскольку эти две энергии - $E(r = a)$, где a - размер молекулы, и $E_{\text{ПАР}}$ - есть с физической точки зрения просто два разных названия одной и той же величины, они обязаны быть равны. Приравнивая, получаем:

$$S = \frac{a \cdot r \cdot I}{3} \quad (3)$$

Если подставить соответствующие значения: для воды (при атмосферном давлении и температуре кипения) имеем $I = 2.3$ МДж/кг, $r = 1000$ кг/м³, $a = 1.5 \cdot 10^{-10}$ м, то это даст нам $S_{\text{теор(вода)}} = 0.12$ Н/м. Экспериментально измеренное значение составляет $S = 0.06$ Н/м (величина мало меняется с изменением температуры). Отличие теоретической и экспериментальной величины примерно в два раза – значит затраты тепла на испарение капли в два раза выше затрат на испарение плёночной влаги такого же объёма.

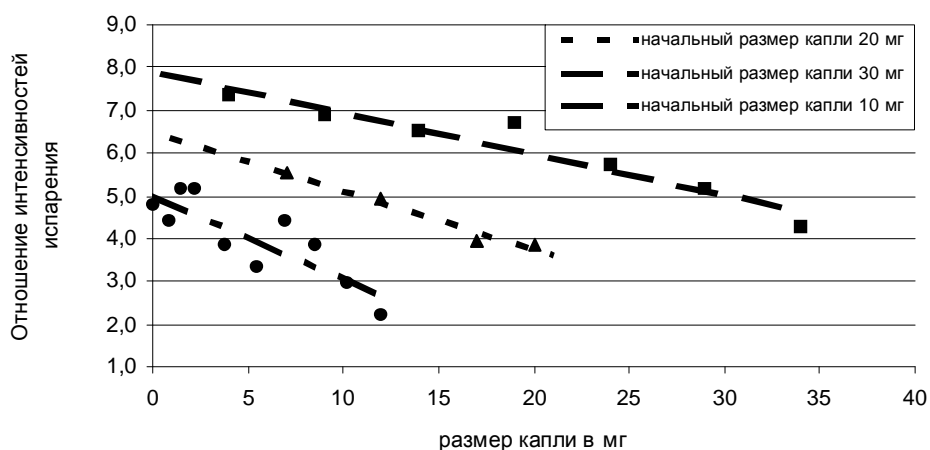


Рис. 2 – Отношение интенсивности испарения плёночной влаги и интенсивности испарения капли в зависимости от размера

Как показали проведенные нами опыты скорость испарения капли в 3-8 раз (в зависимости от начального размера капли) ниже скорости испарения пленки такого же объёма (рисунок 2).

Зависимость интенсивности испарения капли от первоначального размера капли объясняется тем, что вблизи капле листики изогнуты значительно больше, чем это могло бы произойти лишь под влиянием их веса. Капли, как отмечает Я.Е. Гегузин, явно готовят себе "постель" поудобнее. Поэтому капля, теряя жидкость, должна менять свою форму, становиться более плоской: ведь её объем уменьшается, а периметр остается неизменным.

Площадь водной пленки S (см²) получаемой в результате размазывания капли размером V (мл) можно определить по следующему уравнению:

$$S = 0,1 \cdot V + 0,5 \quad (4)$$

Проведенные нами опыты и теоретические выкладки доказывают, что испарение капле росы значительно отличается от испарения с водной плёнкой такой же массы. Из выше сказанного видно, что даже не существенное уточнение теории испарения капли приведет к сильному усложнению используемых уравнений [2]. Но даже о применении чрезмерно упрощенного уравнения Максвелла для расчёта испарения росы в экосистемах не может быть и речи.

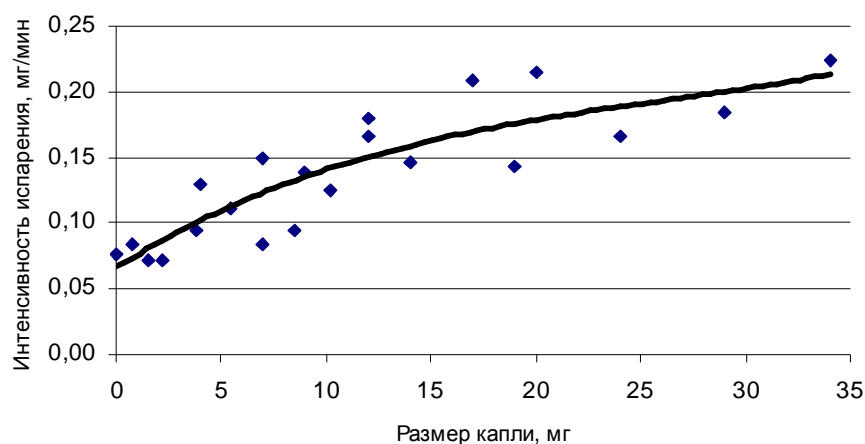


Рис. 2 – Зависимость скорости испарения капли от размера (при комнатных условиях)

НАБЛЮДЕНИЯ ЗА ОБРАЗОВАНИЕМ РОСЫ В ПРИРОДЕ

Проведенные на стационаре Тебенак в Колпашевском районе Томской области трехлетние наблюдения за динамикой росообразования, совместно с наблюдениями за динамикой суточного и годового хода водного и температурного режимов почв и экосистем, показали, что роль росообразования в суточном тепловом и водном балансах экосистем и подстилающих их почв может достигать 25 % и 10 % соответственно.

Как известно, способность воды накапливать большие запасы тепловой энергии позволяет сглаживать резкие температурные колебания на земной поверхности в различные времена года и в разное время суток. Благодаря этому вода является основным регулятором теплового режима нашей планеты.

Затраты тепла на испарение росы достаточно отчетливо видны на суточном ходе температуры в почвенных горизонтах и на ее общем тепловом и температурном балансах (рисунок 4). При этом вклад росообразования может достигать 25 % от суточного теплового баланса почвы и приводит к повышению температуры гумусовых горизонтов почвы в период максимума суточного росообразования (6 часов утра) на 2 – 2, 5⁰С. Кроме того, процесс испарения росы затягивается в зависимости от температурных условий на 4 – 6 часов, вследствие того, что временные затраты на испарение капле в 3 – 8 раз больше, чем на

испарение с плоской водной поверхности. Это обстоятельство приводит к выхолаживанию приземного слоя воздуха и поверхности фитоценоза на 2–4⁰С.

Сконденсированная на поверхности экосистем роса образует «запирающий слой», который препятствует испарению почвенной влаги, поскольку внутри экосистемы влажность воздуха равна 100 %. Этот слой существует около 4–6 часов в течение суток. В течение этого времени испарение с поверхности почвы практически равно нулю. А это уже до 10 % вклада в её водообмен.

Кроме того, это положение заставляет с осторожностью подходить к имеющимся данным о транспирации фитоценозов, поскольку они не учитывают слой росы испаряющейся с их листовой поверхности. Опыты, проведенные М.К. Мельниковой и Б.Н. Мичуриным (1959) показали, что почва закрытая с поверхности парафином может увлажняться за счёт капелек воды на растительном покрове. Это явление используют многие цветоводы, которые знают, что совсем не обязательно поливать цветы, вполне достаточно их просто обрызгивать.

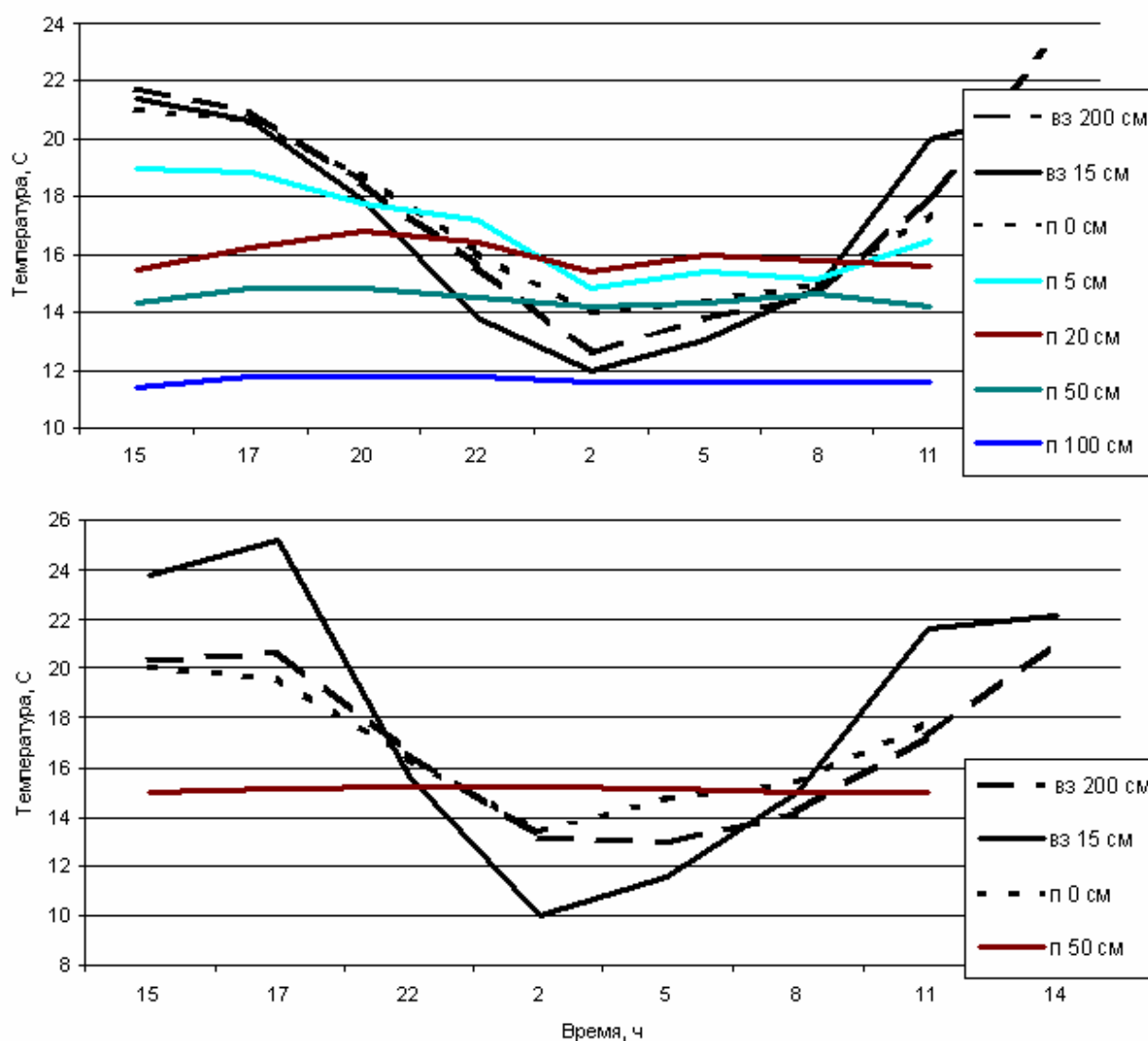


Рис. 4 – Примеры нарушения суточного хода температуры в результате росообразования

МОДЕЛИРОВАНИЕ РОСООБРАЗОВАНИЯ И ЕГО ВЛИЯНИЯ НА ТЕПЛОВОЙ И ВОДНЫЙ БАЛАНС ЭКОСИСТЕМ

Известно, что измерение атмосферных осадков выполняется недостаточно точно, также совсем не учитывается приход влаги от конденсации водяных паров на элементах земной поверхности, внутри почвы и особенно в каменистых осыпях гор (Роде, 1978). По причине этого сток горных рек может превышать сумму выпадающих в их бассейнах дождемерных осадков (Дерпгольц, 1979 и др.).

Для адекватного описания водного баланса таких водосборов необходимо знать не только измеренные осадки, выпадающие на составляющие водосбор ландшафтные элементы, но и дополнительно рассчитывать конденсационные осадки. В рамках разработанной нами Эколого-Гидро-Климатической модели устойчивости горно-лесных стокоформирующих комплексов отдельно рассматривается конденсация на растительном покрове и в деятельном слое подстилающей поверхности под пологом растительного покрова.

Тепло конденсации сравнительно невелико и к тому же целиком расходуется на частичную компенсацию ночного эффективного излучения (Мезенцев, 1973). Листовая поверхность практически никакой теплоаккумуляции не осуществляет. Из этого можно предположить, что ночное эффективное излучение растительного покрова полностью компенсируется конденсацией, и тогда количественно конденсация на растительном покрове за расчётный период будет определяться следующим уравнением:

$$K_{\text{ПП}j} = \frac{EF_{\text{СФК} \text{ Н} j} - EF_{\text{ПН} j}}{L_j} \quad (5)$$

где $EF_{\text{СФК} \text{ Н} j}$ - эффективное ночное излучение всего СФК за расчётный период; $EF_{\text{ПН} j}$ - эффективное ночное излучение под пологом растительного покрова; L_j - энергия фазового перехода.

С другой стороны конденсация на растительном покрове не может превысить его водоудерживающую способность, поэтому, исходя из экспоненциального убывания водоудерживающей способности, следует записать:

$$K_{\text{ПП}j} = k_w \cdot \text{LAI}_j \cdot t_j \cdot \left(1 - \exp\left(-\frac{(EF_{\text{СФК} \text{ Н} j} - EF_{\text{ПН} j})/L_j}{k_w \cdot \text{LAI}_j \cdot t_j} \right) \right) \quad (6)$$

Здесь: k_w - относительная водоудерживающая способность растительного покрова $\text{мм}/\text{м}^2$; t_j - продолжительность расчётного периода в сутках, LAI - относительная площадь растительного покрова.

Из уравнения (6) следует, что на северных склонах конденсация больше чем на южных склонах. Это вызвано тем, что вследствие большей продолжительности сумерек ночное эффективное излучение северных склонов больше. Также конденсация будет возрастать, при увеличении площади растительного покрова, т.е. переохлажденной поверхности. Например, в Западном Саяне по наблюдениям В.В. Протопопова (1965) в лесу за лето может выпасть на 35 мм больше росы, чем на открытом месте.

Почва имеет значительную теплоёмкость, что препятствует переохлаждению его поверхности, а потому будем полагать, что процесс конденсации в ней возможен только при температуре воздуха выше температуры поверхности почвогрунта. Данное условие обычно выполняется для склонов северной экспозиции под пологом леса. С учётом данного условия расчётное уравнение для конденсации в деятельном слое подстилающей поверхности под пологом растительного покрова запишется:

$$K_{пj} = \frac{EF_{пнj}}{L_j}, \quad \text{при } \theta_j > t_{0,j} \quad (7)$$

Транспирация является фактором терморегуляции растений и для густого растительного покрова при достаточном увлажнении почвы близка к испаряемости с водной поверхности. Это возможно благодаря тому, что испарение с малых поверхностей, согласно закону Стефана, вследствие расхождения линий тока водяного пара пропорционально не их площади, а периметру. Поэтому при полном открытии устьичных отверстий лист может испарять такое же количество воды, как и свободная водная поверхность равной площади [8].

Достаточно давно предложен следующий способ определения транспирации, который заключается в использовании отношения количества лучистой энергии, поглощенной листвой к скрытой теплоте парообразования. Количество поглощенной лучистой энергии (Q_{TR}) деленное на количество фактической скрытой теплоты парообразования (L), даёт скорость транспирации.

Такой подход подчеркивает, что испарение с почвы в лесах с различным составом и сомкнутостью зависит от количества радиации проникшей сквозь полог.

Понятно, что интенсивность транспирации зависит также от влагосодержания почвы. Это можно учесть аналогично формуле В.С. Мезенцева для расчёта суммарного испарения [7]. В результате формула для расчёта транспирации за расчётный период запишется следующим образом:

$$Tr_i = \frac{Q_{TR}}{L} \cdot \left(1 - \exp\left(-V_j^r\right) \right) \quad (8)$$

Здесь: Q_{TR} - энергия перехваченная растительным покровом и расходуемая на транспирацию; V^r - соответствует относительной увлажненности почвы.

Как уже говорилось выше надо с осторожностью подходить к имеющимся данным о транспирации фитоценозов, поскольку они не учитывают слой росы испаряющейся с их листовой поверхности, которая может быть в 2 – 8 раз больше проекции.

Выпадение росы, воздействует на устьичный аппарат растений, что приводит к снижению транспирации. Это уменьшение транспирации можно учесть, если из энергии поглощенной растительным покровом вычесть затраты на испарение задержанных растительным покровом осадков и конденсации на растительном покрове с учётом увеличения энергозатрат при испарении капельножидкой воды k_z .

На рисунке 5 приведены некоторые результаты моделирования водного и теплового баланса для кустарниково-зеленомошного кедровника на верхней границе леса в Центральном Алтае с учётом конденсации (при различных коэффициентах увеличения энергозатрат при испарении капель k_z) и без неё.

Результаты моделирования показали, что в летние месяца росообразование снижает среднемесячную температуру подстилки в исследуемом районе примерно на 0,5°C. В сентябре же роса наоборот препятствует охлаждению подстилки в пределах 1°C. Увеличение энергозатрат на испарение капли способствует росту температуры до 1°C. Это связано со снижением транспирации более чем на 20 мм (при $k_z=4$) и сопровождается общим нагреванием экосистемы.

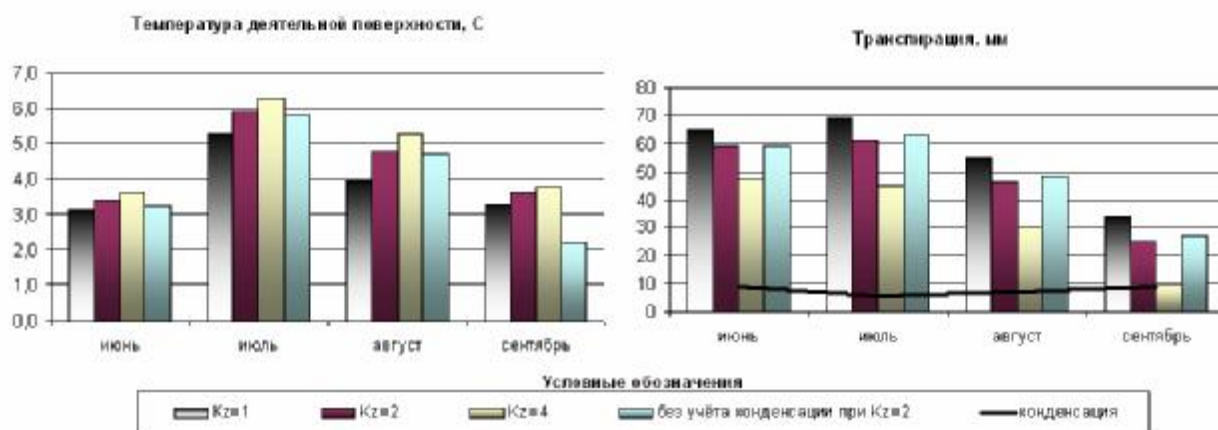


Рис. 5 – Модельный ход среднемесячной температуры подстилки и транспирации кустарниково-зеленомошного кедровника

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Росообразование это абсолютно необходимый процесс природы, регулирующий тепломассообмен экосистемы в каждой её конкретной точке. Причём процесс этот не маловажный и его необходимо учитывать при моделировании гидротермического режима экосистем (особенно при моделировании возможных заморозков), а также при составлении водного баланса горных территории.

ЛИТЕРАТУРА

1. Будаговский А.И., Насонова О.Н. Роль конденсации в водном балансе почвы // Гидрология и метеорология, 1991, №9, С.93-101.
2. Гегузин Я.Е. Капля. М.: Наука, 1977. 160с.
3. Дерпгольц В.Ф. Мир воды. Л.: Недра, 1979. 254с.
4. Козырев А.В., Ситников А.Г. Испарение сферической капли в газе среднего давления // Успехи физических наук, 2001, Том 171, №7, С.765-774.
5. Кульский Л.А., Даль В.В., Ленчина Л.Г. Вода знакомая и загадочная. Киев: Радянська школа, 1982. 120с.
6. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. Л.: Гидрометиздат, 1976. 640с.
7. Мезенцев В.С. Расчеты водного баланса. Омск: Изд-во СХИ, 1973. 80с.
8. Мельникова М.К., Мичурин Б.Н. Вода в почве // Основы агрофизики. М.: Физматлит, 1959. С. 635-818.
9. Протопопов В.В. Биоклимат темнохвойных горных лесов Южной Сибири. М.: Наука, 1965. 96с.
10. Роде А.А. Конденсация в почве парообразной влаги атмосферы // Вопросы водного режима почв. Л.: Гидрометеиздат, 1978. С. 130-207.

ABOUT THE ROLE OF DEW IN THERMAL AND WATER BALANCE OF EKOSYSTEMS

Kopysov S.G., Rosnowskij I.N.

It is shown, that energy consumption for evaporation of water from the surface of drops in some times is more than for evaporation from a flat water surface.

The dew condensed on the ecosystem surface forms “a blocking layer” which prevents the evaporation of soil water as the air moisture within the ecosystem is equal 100 %. This layer exists nearby 5-6 hours within day. During this time the evaporation from a surface of ground practically is absent. Besides energy consumption for evaporation of dew is distinctly enough visible on a daily course of temperature in soil horizons.

Thus, it is shown, that formation of dew is the natural mechanism of regulation of energy-substance exchange in ecosystems.