

В.А. Ефимов, В.Н. Пшеничный

МОДЕЛЬ ВЛАГООБОРОТА МЕЖДУ ВЛАГОЗАПАСОМ ПОЧВЕННОГО СЛОЯ И АТМОСФЕРОЙ

Изложена методика моделирования процесса испарения влаги из почвенного слоя посредством механизма конвективной диффузии. Подробно рассмотрена проблема моделирования процесса испарения в природной среде.

Постановка проблемы

До настоящего времени не разработана физико-математическая модель испарения влаги с подстилающей поверхности в природных средах. Существующие количественные критерии испаряемости в виде числа Боуэна дают лишь весьма приближенную оценку качества процесса испарения, которая не может служить количественной характеристикой для точной модели испарения, учитывающей массообмен и энергетические затраты на производство указанного процесса. Поэтому, наиболее близко к реальности описывать процесс испарения в природной среде посредством механизма термической конвекции, происходящей под влиянием инсоляции и создающей над почвенным слоем термики влажной или сухой конвекции в зависимости от почвенных влагозапасов. Тем самым, весь механизм испарения в количественных оценках его мощности переходит в сферу моделирования атмосферной конвекции, подробные математические модели которой разработаны в [1-3]. Объединенная структура конвективных термик над конкретным районом совместно производит структуру местных ветров вовлечением воздушных масс в объемную полость термик. Эта сумма ветров вовлечения может иметь энергетическую оценку в виде кинетической энергии ветрового переноса над довольно обширным районом. Причём термики испарения с почвенного слоя входят и в структуру облаков, т.к. конвективные внутримассовые облака, в отличие от фронтальных, принимают в себя потоки влаги с подстилающей поверхности. В настоящее время имеются детальные проработки связи процесса осадкообразования с характером синоптического процесса. Выполненные работы в области физической кинетики облачных систем [5-7] позволяют

ввести в модельные схемы динамико-стохастические уравнения прогноза количественных характеристик атмосферного влагооборота и тем самым создать модель динамики облачных систем.

Целью статьи является разработка физико-математической модели процесса испарения в природных средах, сбалансированной с процессами облакообразования, зависящими от испаряемости с подстилающей поверхности. При этом вводится понятие радиационного пограничного слоя для неустойчивой стратификации, в котором инсоляция играет ведущую роль. В модели связаны энергообмены в пограничном слое атмосферы с энергобалансом облачных систем. При этом единая энергетическая система связана общей кинетической энергией ветров вовлечения, а функция распределения облаков и конвективных термиком рассчитывается в поле скоростей.

Постановка задачи

Согласно [8], для описания структуры пограничного слоя, находящегося в поле облучения солнечной радиации, возьмём безразмерное уравнение энергии:

$$\frac{1}{(\gamma - 1)Pr} \frac{dT}{dz} + M^2 \left(\frac{1}{2} u^2 \right) + Re q_R(T) = b, \quad (1)$$

где $Re = \frac{UL}{\nu_g}$ - безразмерное число Рейнольдса, где U - масштаб скоростиветровых потоков; L - характерный масштаб движения, для которого скоростью ветра макромасштабного процесса можно пренебречь по сравнению с ветрами, созданными процессом вовлечения; ν_g - кинематическая вязкость или коэффициент турбулентности; $Pr = \frac{c_p \mu}{\kappa}$ - безразмерное число Прандтля; c_p - удельная теплоёмкость воздуха при постоянном давлении; μ - коэффициент динамической вязкости; κ - коэффициент теплопроводности; u - ветровой поток; z - толщина слоя; T - температура; $\gamma = \frac{c_p}{c_v}$; $q_R(T) = \sigma T^3 \frac{dT}{dz}$,

где σ - постоянная Стефана - Больцмана.

В случае если приземный слой атмосферы находится под воздействием испарения влагозапасов почвенного слоя, то он становится

оптически толстым, тогда, согласно [8], выражение для температуры можно записать в виде:

$$A[T^4 - 1 - z(T_1^4 - 1)] + \frac{\gamma}{(\gamma - 1)\text{Pr}}[T - 1 - z(T_1 - 1)] = \frac{1}{2}\gamma M^2(z - u^2), \quad (2)$$

где A - эквивалентно числу Рейнольдса; T_1 - температура у подстилающей поверхности.

В случае отсутствия испарения в оптически тонком слое уравнение (2) для температуры будет:

$$\frac{3}{2}A \left\{ \frac{1}{2}(T_1^4 + 1)(z^2 - z) + \int_0^z I_R dz - z \int_0^z I_R dz \right\} + \frac{\gamma}{(\gamma - 1)\text{Pr}}[T - 1 - z(T_1 - 1)] = \frac{1}{2}\gamma M^2(z - u^2), \quad (3)$$

где $I_R = \int_0^1 T^4(z) dz - \int_0^z T^4(z) dz$.

Таким образом, температура излучающего пограничного слоя, который простирается до уровня максимального вовлечения (приблизительно 850 гПа), полностью зависит от длинноволновых потоков радиации, тогда как инсоляция определяет величину температуры T_1 , которая зависит от радиационного баланса и получается из уравнения теплового баланса:

$$\Delta \frac{\partial}{\partial t}(c_p \rho T_1) = (1 - A)S + F_{\downarrow} - F_{\uparrow} - (F_{\theta})_{\Pi} + F - L'(F_q)_{\Pi}; \quad (4)$$

где S - солнечная радиация; A - альbedo земной поверхности, разное для пашни и для территории, занятой сельскохозяйственной культурой; $(1-A)S$ - поглощенная солнечная радиация; F_{\downarrow} - поток длинноволновой радиации, направленный вниз; $F_{\uparrow} = \delta \sigma T_1^4$ - поток солнечной радиации, направленный вверх; δ - коэффициент серости биопокрывтия почвенного слоя; $(F_{\theta})_{\Pi}$ - турбулентный или конвективный поток тепла; $L'(F_q)_{\Pi}$ - поток скрытого тепла к атмосфере; L' - удельная скрытая теплота испарения; F - поток тепла от подстилающей поверхности (из почвы, если она нагрета по сравнению с прилегающим воздухом или в почву, если она переохлаждена по сравнению с прилегающим воздухом).

В соответствии с [9] уточним параметры влажной конвекции. При этом определим основные принципы конвективного приспособления атмосферы:

- 1) эквивалентно-потенциальная температура выравнивается по вертикали во всем неустойчивом слое;
- 2) статическая энергия влажного воздуха $(c_p T + gz + L'q)$ не меняется в процессе конвекции (здесь q – отношение смеси массы водяного пара к массе сухого воздуха в том же объеме; g – ускорение силы тяжести);
- 3) относительная влажность не превосходит насыщающего значения;
- 4) вся сконденсировавшаяся влага немедленно выпадает в виде осадков.

Запишем приведенные принципы следующим образом:

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial p} \theta_e(T + \delta T, q + \delta q, p) = 0; \quad q + \delta q = \gamma_c q_s(T + \delta T, p) = 0; \\ \frac{1}{g} \int_{p_H}^{p_B} (c_p \delta T + L' \delta q) dp = 0; \quad \theta_e = \theta \exp(L'q / c_p T); \end{aligned} \quad (5)$$

где θ_e – эквивалентно-потенциальная температура; q_s – насыщающее значение отношения смеси водяного пара.

Имеет место соотношение между θ_e и статической энергией влажного воздуха:

$$-c_p \frac{T}{\theta_e} \frac{\partial \theta_e}{\partial p} = -\frac{\partial}{\partial p} (c_p T + gz + L'q). \quad (6)$$

Это условие соответствует влажной адиабате:

$$\Gamma'_m = \frac{RT}{c_p p} \frac{p + r_e \frac{0,622rL'e_s}{RT}}{p + r_e \frac{0,622L'_s}{c_p} \frac{de_s}{dT}}, \quad (7)$$

где $r_e = 1 - \frac{e}{p - e}$; e_s – парциальное давление водяного пара; Γ'_m – вертикальный градиент температуры.

Исходя из работы [9], турбулентный поток Q_e рассчитывается:

$$Q_e = a \frac{\theta_e - \theta}{\tau}, \quad (8)$$

где θ_e – значение потенциальной температуры внутри облака или влажного термика; $\theta_e - \theta$ – определяет силу плавучести; $a = \frac{\tau M_t (1 - b)}{M_c}$ – относительная площадь, занятая облаком или влажным термиком; τ – среднее время существования конвективного облака или термика; $(1 - b)M_t$ – сконденсировавшаяся часть поступившей влаги в облако; $M_t = -\frac{1}{g} \int_0^{p_k} \nabla(\vec{V}q) dp + E$ – приток влаги в облако; M_c – количество влаги, необходимое для насыщения воздуха водяным паром; E – испарение с подстилающей поверхности. Поскольку эта величина является итоговой, то её значение берётся в расчётах из предыдущего приближения; \vec{V} – суммарный вектор скорости ветров вовлечения. Причём скорость ветров вовлечения берётся по комплексному потенциалу скорости w , когда, согласно [10], термики и кучевые облака описываются диполями в виде полюсов в поле комплексного потенциала скорости (каждый полюс диполя моделирует действие конвективного термика вплоть до кучевого облака). Здесь:

$$w = -\frac{1}{2\pi} \sum_{k=1}^n \frac{M_k e^{\alpha_k i}}{z - a_k}, \quad (9)$$

где a_k – координаты источников и стоков, объединенных положением в пространстве; α_k – углы, позволяющие ввести направление ориентации диполя (ось диполя от источника к стоку), M_k – момент или интенсивность диполя; z – в данном случае, в отличие от вертикальной координаты, как было ранее, комплексная координата в плоскости области решения.

Количество влаги $M_{t\downarrow}$ расходуется на образование конвективных облаков, увеличение температуры и влагосодержания облака. Обозначим количество влаги, необходимое, чтобы влажность воздуха q достигла влажноадиабатического значения q_s , а температура T приняла значение T_c , тогда соответственно:

$$M_{c1} = -\frac{1}{g} \int_{p_B}^{p_H} [q_s(T_c) - q] dp ;$$

$$M_{c2} = -\frac{1}{g} \int_{p_B}^{p_H} \frac{c_p}{L'} (T_c - T) dp \quad . \quad (10)$$

При этом: $M_c = M_{c1} + M_{c2}$ - количество влаги, которое необходимо для формирования облака, а p_H, p_B - значения давления на нижней и верхней границе облака. Тогда:

$$Q_c = \frac{g(1-b)M_t(T_c - T) \left(\frac{p_0}{p} \right)^{\frac{R}{c_p}}}{M_c}; \quad (11)$$

$$M_c = -\frac{1}{g} \int_{p_B}^{p_T} \left\{ q_s(T_c) - q + \frac{c_p}{L'}(T_c - T) \right\} dp. \quad (12)$$

Этот метод позволяет определить вертикальный профиль потоков тепла и влаги.

Изложенная модель излучающего пограничного слоя при неустойчивой стратификации, включающая происходящие в нём процессы конвективной диффузии водяного пара от почвенного слоя достаточна для применения средств физической кинетики, объектами которой вместо обычных для неё молекулярных комплексов являются отдельные облака. Как и молекулы, облака имеют координаты своего положения в пространстве и скорость вовлечения, вместо тепловой скорости молекул.

Пусть $F_N(t, \vec{x}_1, \vec{x}_2, \dots, \vec{x}_N; \vec{V}_1, \vec{V}_2, \dots, \vec{V}_N)$ - есть функция распределения N облачных объектов в координатах, указанных радиус-векторами $\vec{x}_1, \vec{x}_2, \dots, \vec{x}_N$ и с приписанными в 6-мерном фазовом пространстве координатами скоростей вовлечения: $\vec{V}_1, \vec{V}_2, \dots, \vec{V}_N$.

Тогда уравнение относительно функций распределения облаков разного генезиса и для термиков влажной и сухой конвекции для s -частичной функции распределения, согласно [11], запишется в виде:

$$\frac{\partial F_s}{\partial t} + \sum_{i=1}^s |\vec{V}_i| \frac{\partial F_s}{\partial \vec{x}_i} + \sum_{i,j} \frac{\overline{X}_{ij}}{m} \frac{\partial F_s}{\partial \vec{V}_i} = - \sum_{i=1}^s (N-s) \frac{\partial}{\partial \vec{V}_i} \int \frac{\overline{X}_{i,s+1}}{m} F_{s+1} dz_{s+1} \quad (13)$$

Здесь: $z_i = (\vec{x}_i, \vec{V}_i)$; \overline{X}_i - комплекс сил, воздействующих на динамику облаков или термиков s -го сорта; m - масса облаков s -го сорта в полном наборе из N объектов.

В уравнении (13), в отличие от уравнений, изложенных в [11], производные берутся по векторам, согласно методам тензорного анализа. Уравнение (13) разбивается на отдельные уравнения:

$s = 1; 4$ – конвективные облака атмосферных фронтов и внутри массовой конвекции, различаемые по энергоёмкости конвекции и влагонасыщению;

$s = 2 - 3$ – слоистые подинверсионные и слоисто-дождевые облака;

$s = 5 - 6$ – конвективные термики;

$s = 7 - 8$ – термики влажной конвекции, связанные с влагосодержанием почвенного слоя. Совместное решение предложенной ранее системы уравнений пограничного слоя и уравнение (13) позволяет рассчитать подробные характеристики влагооборота между атмосферой и подстилающей поверхностью уже в площадном аспекте, выделяя зоны сельскохозяйственных угодий.

Исходным уравнением для уравнения (13) служит уравнение Больцмана:

$$\frac{df}{dt} = \frac{\partial f}{\partial t} + \sum_{i=1}^3 V_i \frac{\partial f}{\partial x_i} + \frac{X_i}{m} \frac{\partial f}{\partial V_i} = \int (ff'_1 - ff_1) dx dy dz . \quad (14)$$

В правой части уравнения (14) стоит интеграл столкновений, в данном случае - облаков (этого обычно не бывает в природе), и поэтому в нашей задаче он равен нулю. Но происходит эволюционная перестройка из одного типа облачности в другой, т.е. когда конвективные облака попадают в подинверсионный слой атмосферы, то они могут перерождаться в слоистые облака. Но это не есть столкновения. В (14) $f(t, x, \vec{V})$ - функция распределения объектов до столкновений; структура облаков - функция их распределения после столкновений; штрихами отмечены функции распределения с измененными параметрами после столкновений объектов. В уравнении (13) интеграл столкновений не учитывают. Но эффект столкновений всё же присутствует в облаках одного генезиса. Например, конвективное облако вертикального развития втягивает в себя окружающие его термики. Поэтому проверка расчётов по уравнению (13) посредством уравнения (14), учитывающего интеграл столкновений, может быть полезной при предвычислении функции распределения конвективных термиков.

На рис. 1 приведены разрезы функции распределения $f(t, \vec{x}, \vec{V})$, полученные в зависимости от скорости ветров вовлечения. По оси

абсцисс отложены значения скоростей в долях по 1,2 м/сек и затем умноженные на значение, указанное на оси абсцисс.

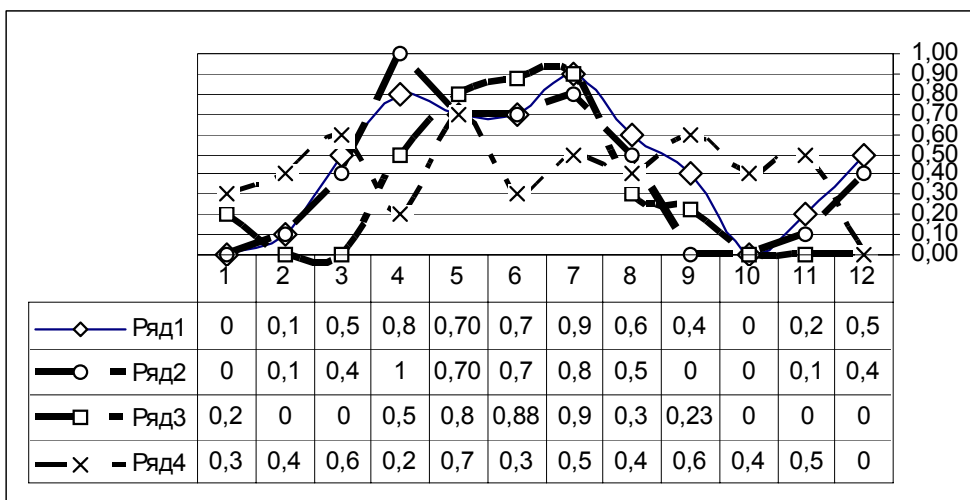


Рис. 1. Значения функции распределения $f(t, \vec{x}, \vec{V})$ при различных скоростях ветров вовлечения

Из графика видно, что функция распределения имеет два максимума скоростей вовлечения. Это объясняется тем, что первый из них относится к основному конвективному термику в виде кучевого облака развитой структуры, а второй соответствует зарождающимся термикам, образующимся вследствие конвективной диффузии из почвенного слоя и получающим интенсивное развитие под влиянием инсоляции.

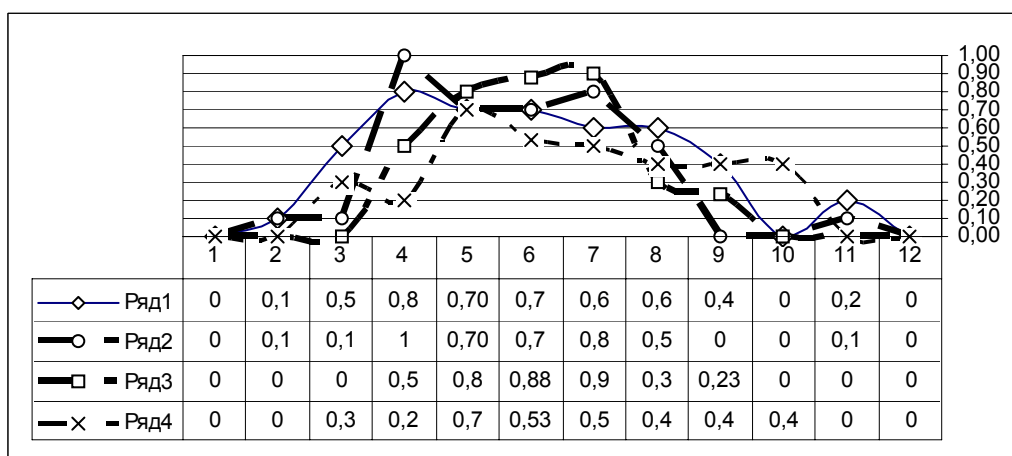


Рис. 2. Скорректированные значения функции распределения $f(t, \vec{x}, \vec{V})$ при различных скоростях ветров вовлечения

После учета эффекта “столкновений” или, точнее, поглощения термиков меньшей мощности более мощным термиком выявляется одновершинность функции распределения. И закон распределения приближается к Максвелловскому.

Выводы и перспективы дальнейших исследований

По виду расчётной функции распределения можно судить о почвенных влагозапасах, способствующих интенсификации влажной конвекции и усилению скоростей вовлечения. Интегральная кинетическая энергия скоростей вовлечения по всей области решения характеризует почвенный влагозапас в целом. При его истощении влажная конвекция переходит в сухую – менее интенсивную, что сразу же отразится на величине интегральной кинетической энергии. В дальнейшем для отработки прогностических рекомендаций следует определить типовые функции распределения конвективных термиков по скоростям вовлечения и подробно рассмотреть динамику указанных распределений.

* *

Викладено методику моделювання процесу випаровування вологи з ґрунтового шару за допомогою механізму конвективної дифузії. Детально розглянуто проблему моделювання процесу випаровування в природному середовищі.

* *

1. Теоретические основы прогноза погоды на средние сроки. Сб. переводных статей. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 138 с.
2. Arakava A. Parameterization of cumulus convection 115 // Proc. WMO / ICSLU Symp. Num. Wea. Pred., Tokyo, 26 Nov. – 4 Dec 1968, Japan Met Agency. – 1969. – P. 1-6.
3. Arakava A., Schubert W.H. Interaction of cumulus cloud ensemble with the large-scale environment. P.I. // J. Atm. Sci., 1974, vol. 31, № 3. – P. 674-701.
4. Пірнач Г.М., Заболоцька Т.М., Підгурська В.М., Шиталь Т.М. Чисельні та експериментальні дослідження фронтальних хмарних систем, які зумовили небезпечні явища в Україні // Наук. пр. УкрНДГМІ. – 2002. – Вип. 250. – С. 42-60.
5. Joly A. The Stability of Steady Fronts and the Adjoint Method: Nonmodal Frontal Waves // Journal of the atmospheric sciences. Vol. 52, N 17. – 1995, – P. 3082-3107.

6. *Ефимов В.А., Ивус Г.П., Белодонова Л.В.* Динамика подинверсионных струй в течениях Куэтта и Пуазейля // *Метеорология, климатология и гидрология.* – 1999. – № 38. – С. 214–218.
7. *Ивус Г.П., Белодонова Л.В.* Подинверсионные течения и трансформация облачных систем // *Метеорология, климатология и гидрология.* – 1999, № 39. – С. 132-139.
8. *Бай Ши-и.* Динамика излучающего газа. – М.: Мир, 1968. – 324 с.
9. *Кио Н.Л.* Further studies of the parametrization of the influence of cumulus convection on large-scale flow // *J. Atm. Sci.*, 1974, vol. 31, № 5, P. 1232- 1240.
10. *Ефимов В.А., Конкин В.В.* Аналитическое представление струй штормового ветра и его применение в морских прогнозах // *Метеорология, климатология и гидрология.* – 1998. – Т. 35. - С. 20-26.
11. *Коган М.Н.* Динамика разреженного газа. – М.: Наука. ФИЗМАТГИЗ, 1967. – 440 с.

Одесский государственный экологический университет