

Ст. викладач Голуб О.Т., магістрант Чуприна І.В.

Національний технічний університет України
«Київський політехнічний інститут»

МОДЕЛЬ ПРОГНОЗУВАННЯ ВОЛОГІСНО- ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМУ ПОВЕРХНЕВОГО ШАРУ ҐРУНТУ

Abstract

*Oleksandra T. Golub, assis. prof., Igor Chupryna, student
Forecasting Model of Moist and Heat Condition of Surface Soil*

Equations system of moist and heat distribution over the soil is studied taking into account dependence of gravitation potential from soil volume humidity. Initial and edge conditions of main agrometeorological influence factors on the mode of studied processes are proved. Equations are solved by difference method via modified implicit scheme by Crank-Nicolson.

Вступ

Процеси зміни навколишнього середовища і порушення природної рівноваги набули в наш час глобального характеру. Труднощі розв'язання екологічних проблем, які при цьому виникають, посилюються тим, що при реалізації природо - охоронних проектів не повністю використовуються системно-інформаційні методи та апарат математичного моделювання екологічних процесів, які дозволяють дати оцінки стану екосистеми, її формування та розвитку, а також порушень екосистеми.

Процеси складного взаємообміну теплом і вологою є теоретично важливим як для задач фізики атмосфери, так і для дослідження температурно-вологісного режиму ґрунту, процесів його зволоження та висушування. Аспектами практичного застосування теорії є задачі метеорологічного, агрометеорологічного, агрогідрологічного прогнозування та діагностування, аналізу екологічних умов тощо.

Обмін теплом та вологою в поверхневому шарі ґрунту є складним фізико-біологічним процесом, що відбувається під впливом багатьох чинників: метеорологічних умов приземного шару атмосфери, термовологісного стану і морфологічної будови ґрунту, неоднорідності просторових характеристик його поверхні, стану неявного рослинного покриву, сезонних впливів тощо.

Одним з ефективних методів дослідження процесу тепловологоперенесення є математичне моделювання за допомогою диференціальних рівнянь, якими описуються процеси[1]. Оскільки врахувати велику кількість факторів в рівній мірі неможливо, то доводиться нехтувати рядом факторів, таких, як теплоємність повітря, коефіцієнта рослинного шару.

Постановка задачі

Розробити математичну модель температурно-вологісний режиму дійового шару ґрунту, з урахуванням залежності гравітаційного потенціалу від об'ємної вологості ґрунту.

Розробка математичної моделі

Розглянемо одновимірну задачу, в якій термовологісний перенос здійснюється в одному вертикальному напрямку для випадку однорідного за складом та глибиною ґрунтом.

Для отримання інформації про температурно-вологісний режим дійового шару ґрунту останнім часом застосовується апарат математично-комп'ютерного моделювання. Фізичні процеси та явища, що відбуваються в ґрунтовому середовищі, зокрема процесів, пов'язаних з динамікою ґрунтової вологи та температурним режимом математично описуються рівняннями переносу вологи та теплопровідності.

В якості граничної умови на межі розподілу атмосфера – ґрунт використовується рівняння балансу теплової енергії. Початкові умови вибираються згідно фізичних міркувань або конкретних експериментальних даних.

Рівняння припливу тепла[2]:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} k_g \frac{\partial T}{\partial z} ,$$

де T – абсолютна температура ґрунту, k - коефіцієнт теплопровідності ґрунту, z – глибина.

Початкова умова:

$$T|_{t=0} = T(z,0).$$

Граничні умови:

$$\text{При } z = 0 , \quad G_s = \rho_0 c_p \left(v_g \frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_0 + \rho_0 L_w^{ar} \left(v_g \frac{\partial q}{\partial z} \right)_0 + I_0 \left(-A_s \right) - F_e \left(\theta_0 \right) \quad (1)$$

Друга гранична умова впливає з припущення про затухання добових коливань навколо середньодобової температури T_d на деякій глибині h_d , тобто: $T = T_d$, при $z = -h_d$.

У виразі (1) перший член представляє теплопередачу через поверхню ґрунту :

$$G_s = \lambda_g \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)_s$$

- другий та третій члени – відповідно реальний та прихований турбулентні теплові потоки, де $\vartheta, q, \rho = \text{const}, c_p = \text{const}$ – потенціальна температура, питома вологість, густина та питома теплоємність повітря відповідно, $L_w = \text{const}$ – прихована теплота конденсації (випаровування), ν_g – вертикальний коефіцієнт турбулентного обміну теплоти;

- четвертий та п'ятий члени – приток сумарної короткохвильової радіації I_0 , з урахуванням альбедо A_s підстильної поверхні, та ефективне довгохвильове випромінювання F_e .

Аналогічно описується структура числової локально-одновимірної моделі дифузії вологи в дієвому шарі відкритого однорідного ґрунту. Ґрунтова волога, що включає рідку й пароподібну фази, розглядається як домішка зі змінною концентрацією [2]:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} - K(\theta) \right] - s(z, t), \quad (2)$$

де $D(\theta)$ - коефіцієнт дифузії ґрунтової вологи, $K(\theta)$ - коефіцієнт гідравлічної провідності ґрунту.

Гідрофізичні характеристики ґрунту K, D , які входять у рівняння (2) візьмемо у вигляді набору феноменологічних співвідношень за емпіричними даними Клаппа-Хорнберга [3]:

$$K(\theta) = K_0 \left(\frac{\theta}{\theta_{sat}} \right)^{2b+1,6} \quad D(\theta) = K_0 \frac{\partial \psi}{\partial \theta} = - \frac{b}{\theta_{sat}} K_0 \psi_{mh} \left(\frac{\theta_{mh}}{\theta_{sat}} \right)^b \left(\frac{\theta}{\theta_{sat}} \right)^{b+0,6},$$

де b — безрозмірний параметр Клаппа-Хорнберга, $K_0 = 5 \cdot 10^{-7}$ — гідравлічна провідність насиченого ґрунту, тобто коефіцієнт фільтрації, .

$$\psi_{mh} = - 550 \text{ м}, \quad b = 2,7 - 5,2 \cdot 10^{-6} \left(100 \frac{\rho_w}{\rho_s} \theta_{\min} \right)^{3,5} \log \left(\frac{\theta_{\min}}{\theta_{mh}} \right),$$

$\theta_{mh}, \theta_{\min}, \theta_{sat} = \theta_{\max} = \Pi$ — відповідно максимальна гігроскопічність, найменша капілярна вологоємність, насичуюча вологоємність (максимальна, пористість) ρ_s, ρ_w — густина ґрунту і води.

Проте при такому представленні не враховується залежність гравітаційного потенціалу φ_g від об'ємної вологості ґрунту θ . Ми пропонуємо урахувати зміни гравітаційного потенціалу при зміні об'ємної вологості ґрунту, а саме:

$$\varphi = \psi(\theta) + \varphi_g(z, \theta), \quad (3)$$

$$\text{де} \quad \varphi_g(z, \theta) = - \left(\frac{\theta - \theta_{gl}}{\theta_{\max} - \theta_{gl}} \right)^n z$$

розглядається як осереднене значення гравітаційного потенціалу на відстані z від поверхні ґрунту, θ_{2l} - об'ємна вологість на глибині після повного гравітаційного стікання води, $n = 3, 5$.

З урахуванням (3) рівняння (2) набуває вигляду:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \tilde{D} \frac{\partial \theta}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} \tilde{K}(\theta) - s_k(z, t) \quad (4)$$

де $\tilde{D}(\theta, t) = D(\theta) + D_g(\theta, t)$ — узагальнений коефіцієнт дифузії вологи та $\tilde{K}(\theta) = K(\theta)\varphi_g(\theta)$ — узагальнений коефіцієнт гідравлічної провідності,

$$D_g = K(\theta)z \frac{\partial \varphi_g(\theta)}{\partial \theta} = -K(\theta)z \left(\frac{\theta - \theta_{gl}}{\theta_{sat} - \theta_{gl}} \right)^{\tilde{n}-1} \frac{\tilde{n}}{\theta_{sat} - \theta_{gl}}, \quad \tilde{K}(\theta) = -K(\theta) \left(\frac{\theta - \theta_{gl}}{\theta_{sat} - \theta_{gl}} \right)$$

Зауважимо, що при $n = 0$ рівняння (4) співпадає з базовим рівнянням вологоперенесення (2).

Висновки

Таким чином, представлено математичну модель (4) температурно-вологісний режиму дійового шару ґрунту і подано кінцево-різницевий метод її розв'язання за схемою Кранка-Ніколсона, яка була модифікована для випадку змінних коефіцієнтів та нерівномірних кроків.

Результати проведених числових експериментів показують, що врахування залежності гравітаційного потенціалу φ_g від об'ємної вологості ґрунту θ помітно впливає на характер вологорозподілу в ґрунті та на значення гідрофізичних характеристик ґрунту.

З огляду на те, що вологість відіграє суттєву роль у регулюванні інтенсивності теплового потоку між атмосферою і землею, запропонована модель може виступати і як складова частина мезомасштабних моделей атмосферних процесів.

Література

1. Кучмент Л.С., Демидов В.Н., Мотовилов Ю.Г. Формирование речного стока. Физико-математические модели.- М.: Наука, 1983. - 216 с.
2. Мотовилов Ю. Г. , Старцева З. П Численное моделирование влагообмена между деятельным слоем почвы и атмосферой. - М.: Наука, 1995. - 192 с.
3. Волкович В.Л., Чечко Г.А., Панчук В.И. Математическое прогнозирование смыва почвы дождевыми осадками. -1995. - N5. - С.125-134.