

农田“五水”相互转化的动力学模式及其应用*

康绍忠^{1,2} 蔡焕杰¹ 刘晓明¹ 张书函¹ 马清林¹

(1 西北农业大学水利与建筑工程学院, 陕西杨陵 712100)

(2 中科院黄土高原土壤侵蚀与旱地农业国家重点实验室, 陕西杨陵 712100)

摘要 通过对麦田水分微循环规律的研究, 提出了描述降水(灌水)入渗、地下潜水蒸发(或补给)、根区土壤水分传输、根系吸水和蒸发蒸腾等五个子系统的麦田“五水”(大气水、地面水、地下水、土壤水和植物水)转化动力学模式。论述了模型参数的测取方法。经大田初步试验表明, 该模型对于模拟麦田水分动态和“五水”转化关系具有较高的精度。

关键词 土壤水分, 水分微循环, 蒸发蒸腾, 潜水蒸发, 根系吸水, 麦田, 动力学模型

中图分类号 S272

关于农田水量转化问题有过许多研究^[1-6], 但过去的研究大多侧重于问题的某一方面, 从整体和相互反馈关系上研究还不够。本研究则是以小麦生育期土壤-植物-大气连续体(简称 SPAC)水分传输机理研究为基础, 在整体和相互反馈关系上建立了麦田“五水”转化的动力学模式。该模式揭示了农田水分微循环的动力学性质, 描述了水分微循环的规律, 反映了麦田水量转化的定量关系, 并在大田应用中进行了检验。

1 麦田“五水”转化的动力学模式及其参量测取

田间水量转化过程主要包括降水或灌溉水向土壤的入渗、地下潜水向根系层土壤的运动、根区土壤水分运移、根系吸水和蒸发蒸腾几个子系统。其定量关系可描述如下:

1.1 根区土壤水分运移动力学模式

假定土壤、植被、大气条件在平面上均一, 并忽略温度及溶质的影响, 则有

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[k(\theta) \frac{\partial \psi_m}{\partial z} \right] - \frac{\partial k(\theta)}{\partial z} - S_r(z, t) \quad (1)$$

式中: θ 为土壤容积含水量(cm^3/cm^3); t 是时间(h); z 是深度坐标(cm), 以土壤表面为参考面, 向下为正; ψ_m 是土壤基质势(cm 水柱高度); $k(\theta)$ 是非饱和土壤导水率($\text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$); $S_r(z, t)$ 是根系吸水速率(h^{-1})。

若不考虑滞后作用, 则式(1)可写为

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

式中: $D(\theta)$ 是非饱和土壤扩散率(cm^2/h)。

由于不考虑滞后作用, 式(2)的定解条件则包括如下初始条件和边界条件:

初始条件: $\theta(z, t) |_{t=0} = \theta_0(z) \quad (3)$

边界条件主要考虑两种: 一是下边界毫无水流通过, 这种情况相当于在某一深度处土

收稿日期: 1994-08-29

* 霍英东基金和水利水电科学基金资助项目

壤含水量基本保持不变的情况,近似适用于广大黄土高原地区;二是在短时期内具有地下水埋深不变,且潜水埋深较浅,能对土壤水分变化产生影响的情况。第一种情况的边界为

$$-D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} + k(\theta) |_{z=0} = -E_1(t) + R(t) \text{ (上边界)} \quad (4)$$

$$\theta(z, t) |_{z=d} = \theta_0(d) \quad \text{(下边界)} \quad (5)$$

式中: $E_1(t)$ 是作物棵间土壤蒸发速率 (cm/h); $R(t)$ 是上边界的入渗速率 (cm/h); d 是下边界的深度 (cm), 一般取 $d=200$ cm; $\theta_0(d)$ 是下边界的初始土壤含水量 (cm^3/cm^3); 其余符号意义同前。

第二种情况的上边界与式(4)同,下边界可定为:

$$\theta(z, t) |_{z=L} = \theta_s \quad (6)$$

式中: L 为潜水埋深 (cm); θ_s 为土壤饱和含水量 (cm^3/cm^3)。

由上述控制方程与定解条件,即可求解根区土壤水分运动过程。

1.2 地下潜水蒸发与入渗补给模式

地下潜水蒸发与入渗补给可由根区土壤水分运动的求解结果采用土壤水分运动通量法确定。在一维垂向流动条件下,土壤水分运动连续方程可简写为

$$\partial \theta / \partial t = -\partial q_z / \partial z \quad (7)$$

上式由 z^* 至 z 积分,得

$$q(z^*) - q(z) = \int_{z^*}^z (\partial \theta / \partial t) dz \quad (8)$$

式中, $q(z^*)$ 与 $q(z)$ 分别表示高度为 z^* 和 z 处的土壤水分运动通量。当时间由 t_1 变为 t_2 时,以 $Q(z^*)$ 与 $Q(z)$ 分别表示在此时段内通过 z^* 和 z 处单位面积上的水量。

由上式积分可写出根层之下,接近潜水面区域附近(无源汇情况下)的水量平衡方程

$$Q(z^*) - Q(z) = \int_{z^*}^z \theta(z, t_2) dz - \int_{z^*}^z \theta(z, t_1) dz \quad (9)$$

若土壤水分分布 $\theta(z, t)$ 已求解知,某一断面 z^* 处的土壤水分运动通量 $q(z^*)$ 或水量 $Q(z^*)$ 可由达西定律得到,因此土壤中任一断面 z 处的通量 $q(z)$ 及水量 $Q(z)$ 便可计算出。利用式(9)可计算时段内潜水面处单位面积上所流过的水量 Q_L ,

$$Q_L = Q(z^*) + \left[\int_L^{z^*} \theta(z, t_2) dz - \int_L^{z^*} \theta(z, t_1) dz \right] \quad (10)$$

若 $Q_L < 0$, 表明潜水面处通量向下,即潜水接受补给;若 $Q_L > 0$, 表明通量向上,即发生潜水蒸发。

当田间土壤水分分布未知时,亦可由下式确定潜水蒸发速率:

$$\bar{Q}_L = a \cdot ET_0 \cdot e^{-bl} \quad \text{〔适用于冬小麦生育期(除5月外)}] \quad (11)$$

$$\text{或} \quad \bar{Q}_L = (1.292 + 0.777L - 0.483L^2) \cdot ET_0 \quad \text{(适用于5月)} \quad (12)$$

式中: \bar{Q}_L 是日平均潜水蒸发速率 (mm/d); ET_0 是日平均水面蒸发速率 (mm/d), 用彭曼 (penman) 公式计算; L 是潜水埋深 (m); e 是自然对数的底; a, b 是经验系数与指数。

根据对西北农业大学灌溉试验站历年潜水蒸发试验资料的分析, a, b 值如表 1 所示。

表1 麦田不同月份的经验系数与指数

月份	10	11	12	1	2	3	4	6
<i>a</i>	0.852	0.216	5.513	0.716	0.573	1.015	2.207	0.601
<i>b</i>	2.484	0.743	2.996	1.606	1.412	1.524	0.876	0.271

因此,在一定的地理纬度和模拟时段,输入风速、日照、水汽压、气温等资料,即可计算某日的平均 ET_0 ,再由埋深和月份确定日平均潜水蒸发 \bar{Q}_L 。由于模拟麦田水分微循环的瞬变状况,需要1日中任一时刻 $t(h)$ 的 $Q_L(t)(mm/h)$,所以需要日平均 \bar{Q}_L 进行分配。根据大量的 $Q_L(t)$ 日变化观测结果表明, $Q_L(t)$ 的日变化与 $ET_0(t)$ 不同, $Q_L(t)$ 的变化滞后于 $ET_0(t)$,且与潜水埋深有关。 $Q_L(t)$ 的日变化可近似表示为

$$Q_L(t) = \bar{Q}_L |\cos(\frac{t-\tau}{12}\pi)| / \sum_{i=1}^{24} |\cos(\frac{i-\tau}{12}\pi)| \quad (13)$$

式中: τ 是与潜水埋深有关的时间滞后,当埋深 $L \leq 50$ cm 时, τ 取 14,当 $50 < L \leq 100$ cm 时, τ 取 16;当 $100 < L \leq 180$ cm 时, τ 取 18;当 $L > 180$ cm 时, $Q_L(t)$ 的日变化较小,可近似取日平均值。

1.3 降水与灌溉水的人渗模型

在无积水入渗阶段,入渗速率近似等于降水强度(或喷灌强度)。在积水入渗条件下,其入渗速率可由菲利普(Philip)模式计算,即

$$R(t) = \frac{1}{2} S t^{-\frac{1}{2}} + A \quad (14)$$

式中: S, A 均为土壤特性常数; A 为土壤的稳定入渗率,相当于土壤饱和时的导水率 K_s ; S 称为渗吸系数,与入渗前的初始含水量有关。

S 与 A 均需在田间进行大量的入渗试验来确定。根据在西北农业大学灌溉试验站麦田进行的入渗试验资料分析得: $A=0.65$ cm/h;而 S 则可由下式确定:

$$S = 47.25(\theta_s - \theta_0) \quad (15)$$

式中: θ_s 与 θ_0 分别为饱和含水量与初始土壤含水量(cm^3/cm^3)。

1.4 小麦根系吸水模型

由试验结果分析得出作物根系吸水速率的表达式^[3]:

$$S_r(z, t) = [2.156 T_p(t) e^{-1.80z/z_r}] \cdot \left[\frac{\theta(z, t) - \theta_{wp}}{\theta_r - \theta_{wp}} \right]^{0.5967} \quad (16)$$

式中: $\theta(z, t)$ 是 z 深度、 t 时刻的容积含水量; θ_r 与 θ_{wp} 分别是田间持水量与凋萎含水量。

1.5 作物蒸腾与裸间土壤蒸发模型

根据作者研究,潜在蒸腾速率采用彭曼-蒙特斯(Penman-Monteith)模式计算具有较高的精度^[8]。

$$T_p = \frac{[(P_0/P)(\Delta/\gamma)R_n + (\rho C_p/\gamma) \cdot (e_s - e_a)/r_a]}{[(P_0/P)(\Delta/\gamma) + (1 + \gamma_{sr}^0)/r_a]} \quad (17)$$

式中: R_n 为冠层叶片截留的净辐射(w/m^2); e_s 与 e_a 分别是空气饱和水汽压与实际水汽压(hPa); r_{sr}^0 是充分供水时的最小冠层整体气孔阻力(s/m); γ_s 是叶片层流边界层阻力(s/m); P_0 与 P 分别为海平面标准大气压和计算地点的实际水汽压(hPa); Δ 为饱和水汽压-

温度曲线上的斜率(hPa/C); γ 是湿度计常数(hPa/C); ρ 为空气密度(kg/m³); C_p 是空气定压比热(J/kg·°K)。

在缺水条件下的作物实际蒸腾速率 $T(t)$ 用下式计算:

$$T(t) = \int_0^{z_r} S_r(z, t) dz \quad (18)$$

棵间土壤蒸发速率 $E_s(t)$ 的计算式为

$$E_s(t) = \alpha \cdot T(t) \quad (19)$$

式中: α 为棵间蒸发与叶面蒸腾的比例系数,其值与冠层覆盖、叶面积指数 LAI 密切相关,并且具有明显的日变化。作者根据不同天气条件下所测得的冠层截留的净辐射和透过冠层到达土壤表面的净辐射比例推得了 α 值的表达式:

$$\alpha = [e^{-0.3973LAI(1.0+0.1036|\sin(\frac{t-13}{12}\pi)|)}] / [1 - e^{-0.3973LAI(1.0+0.1036|\sin((t-13)\pi/12)|)}] \quad (20)$$

式中: t 是 1 日内的时间(从零点开始排序)。

通过以上五个子模型,把土壤、作物、大气有机地联系在一起,构成了一个相互联系、相互反馈的大气水-地面水-地下水-土壤水-植物水相互转化的微观模型。

1.6 模型中有关参量的测取与计算

1.6.1 土壤水分运动参数 用压力膜测得田间土壤的水分特征曲线——土壤水吸力 S (10⁵Pa)与容积含水量 θ (cm³/cm³)之关系:

$$S = 20.719 / (1 + e^{-3.889-24.639\theta}) \quad (0 \sim 50 \text{ cm 土层}) \quad (21a)$$

$$S = 20.719 / (1 + e^{-4.019+26.185\theta}) \quad (51 \sim 200 \text{ cm 土层}) \quad (21b)$$

用水平土柱入渗法测得田间土壤水分扩散率 $D(\theta)$ (cm²/h)为

$$D(\theta) = 0.146e^{14.997\theta} \quad (0 \sim 50 \text{ cm 土层}) \quad (22a)$$

$$D(\theta) = 0.079e^{16.440\theta} \quad (51 \sim 200 \text{ cm 土层}) \quad (22b)$$

用 $k(\theta) = -D(\theta)(\partial\theta/\partial s)$ 求得土壤的导水系数 $K(\theta)$ (cm/h)为

$$K(\theta) = 1.371 \times 10^{-3} e^{-9.642\theta} (1 + 0.021e^{24.639\theta})^2 \quad (0 \sim 50 \text{ cm 土层}) \quad (23a)$$

$$K(\theta) = 7.960 \times 10^{-2} e^{-9.742\theta} (1 + 0.018e^{26.185\theta})^2 \quad (51 \sim 200 \text{ cm 土层}) \quad (23b)$$

1.6.2 作物参数与气象参数的测算 见文献[7]。

2 麦田“五水”转化动力学模式的求解方法

2.1 根区土壤水分运移动力学模式的求解

式(2)是非线性、非齐次的偏微分方程,只能用数值方法求其近似解。本文采用有限差分法求解,差分格式采用隐式,因为隐式差分格式对于时间步长和深度步长都是无条件稳定的^[9]。

对控制方程和边界条件分别在时间和深度上离散可得联立代数方程: $[A][\theta] = [H]$ 。该方程中系数矩阵 $[A]$ 为三对角阵,采用追赶法可求得时段末各结点的土壤含水量。在求解时土壤水分扩散率 $D_i^{-1/2}$ 与 $D_{i+1}^{-1/2}$ 在空间上取上下两结点参数值的几何平均值。

2.2 根系吸水模式的求解

求解根区土壤水分运移动力学模式时,根系吸水速率 $S_r^{-1/2}$ 是输入项。由式(16)离散

可得:

$$S_i^{j+1/2} = [2.156T_p^{j+1/2} e^{-1.80 \cdot i \cdot \Delta z / z_i^{j+1/2}} / Z_i^{j+1/2}] \cdot \left[\frac{\theta_i^{j-1} - \theta_{wp}}{\theta_r - \theta_{wp}} \right]^{0.6967} \quad (24)$$

式中: $i=0, 1, 2, \dots, n$; $T_p^{j+1/2}$ 是从 j 到 $j+1$ 时段内的平均潜在蒸腾速率; $Z_i^{j+1/2}$ 是 j 到 $j+1$ 时段内的平均根系伸展深度。由此即可求得 $S_i^{j+1/2}$ 。

2.3 蒸发蒸腾模型的求解

求解潜在蒸腾模式时,其气象因素需用 j 与 $j+1$ 时段内的平均值。计算实际蒸腾和棵间土壤蒸发速率可由式(18)、(19)离散求解。潜水蒸发速率则可根据土壤水分运移模拟结果,利用式(10)离散求得。地表入渗速率也应利用 j 和 $j+1$ 时段内的平均值输入。

3 模型的应用与结果分析

用该模型模拟了西北农业大学灌溉试验站3年的冬小麦生育期田间水分循环过程。从模拟日变化的需要和节省机时考虑,取 $\Delta t=1$ h, $\Delta z=10$ cm,土壤水分剖面深度 $d=220$ cm。无地下水影响时的实测资料取自田间测坑,规格为 $1.1 \times 1.1 \times 2.2$ m³,无底,有底部土壤水分交换;有地下水影响时的实测资料取自人工控制不同地下水埋深的蒸渗器(直径为60 cm)中。

3.1 田间土壤水分动态模拟结果分析

为了检验土壤水分动态模拟结果,作者选择有实测值的日期,对麦田土壤水分时空分布模拟结果与实测结果进行了比较,逐一计算不同时刻不同深度处土壤含水量模拟值与实测值的绝对误差,并计算不同时刻整个土壤剖面上的平均绝对误差,计算式为

$$\bar{\delta} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\theta_{i,s} - \theta_{i,m})^2}{n}} \quad (25)$$

式中: $\theta_{i,s}$ 是第 i 结点土壤含水量的模拟值; $\theta_{i,m}$ 是第 i 结点土壤含水量的实测值; $\bar{\delta}$ 是某一时刻土壤剖面上不同深度结点的平均绝对误差(上边界结点的数据未统计在内)。

从表2可看出,模拟值与实测值相差较小。分析模拟值与实测值在剖面上的分布状况,也未见绝对误差在土壤剖面上的分布状况有过大误差的情况。

表2 土壤含水量模拟值的平均绝对误差

1990年		1991年		1993年	
t/d^*	$\bar{\delta}/\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$	t/d	$\bar{\delta}/\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$	t/d	$\bar{\delta}/\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$
7	0.011	2	0.012	12	0.037
10	0.011	3	0.010	37	0.036
13	0.019	26	0.018	57	0.026
22	0.010	27	0.017	64	0.010
26	0.021	31	0.022	72	0.021
29	0.010	32	0.025	81	0.028
31	0.011				
37	0.021				
41	0.007				
46	0.014				
平均值($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)	0.013		0.019		0.028

* 模拟开始后的天数。

3.2 蒸发蒸腾模拟结果的分析

表 3 蒸发蒸腾量实测值与模拟值的比较*

项 目	叶面蒸腾 T	棵间蒸发 E	总蒸发蒸腾 ET
实测值(mm)	74.83	22.38	97.21
模拟值(mm)	73.81	20.82	94.61
相对误差(%)	-1.36	-6.97	-2.65

* 模拟期共 35 d.

1990 年 3 月 29 日至 5 月 14 日实测 2 m 土层土壤含水量分布, 根据水量平衡方程求得实测的冬小麦总蒸发蒸腾量为 211.73 mm, 模拟得到的总蒸发蒸腾量为 188.80 mm, 其模拟值的相对误差为 -10.83%。1991 年 3 月 21 日至 4 月 24 日共 35 d 内的蒸腾量, 棵间蒸发量及总蒸发蒸腾量的实测值与模拟值如表 3 所示。1993 年 2 月 2 日至 4 月 23 日共 81 d 内的实测 ET 为 223.51 mm, 模拟得到的 ET 为 245.74 mm, 其相对误差为 9.95%。

3.3 土壤剖面水流通量与根系吸水速率分布

由模拟的土壤含水量剖面计算了不同深度处的水流通量 q 。从图 1 可知, 剖面上的水流通量 q 与灌溉条件有关, 充分灌溉(高水分)的水流通量较大, 非充分灌溉(低水分)的水流通量较小。但 70 cm 以下非充分灌溉的水流通量大于充分灌溉条件下的, 说明供水减小的条件下, 作物利用 100 cm 以下的土壤水分多于充分供水时的。作者还计算了 1992~1993 年冬小麦生育期 100 cm 深度处的水流通量 q 随时间的分布, 如图 2 所示。从图 2 可看出, 充分灌溉条件下 1 m 深度处有 3 次入渗过程, 向上的水流通量亦较小; 而非充分灌溉条件下 1 m 土层深度处仅有一次入渗过程, 且向上的水流通量较大, 亦即非充分灌溉条件下作物能吸收利用更多的深层土壤储水。

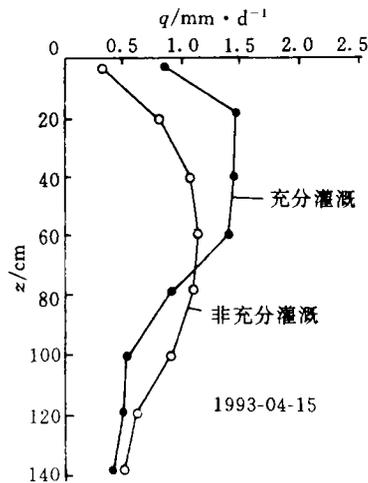
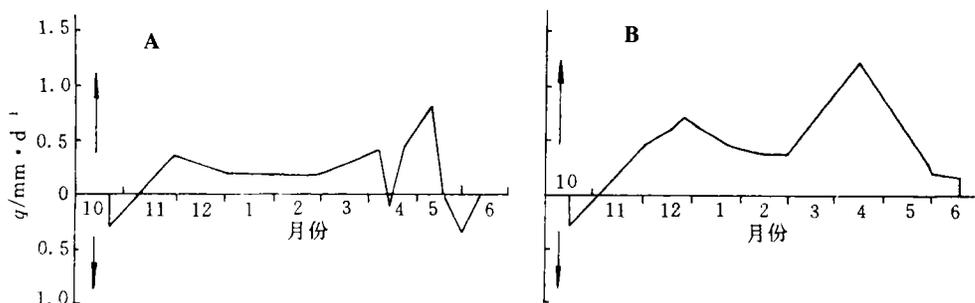
图 1 水流通量 q 随深度 z 的分布(1993-04-15)

图 2 1992~1993 年冬小麦生育期 1 m 土层下界面的土壤水分运动通量

根系吸水速率在剖面上的分布与土壤含水量分布密切相关。从图 3 中可看出, 充分灌溉的小麦根系吸水速率大于非充分灌溉的, 且充分灌溉条件下的最大根系吸水速率在地表之下 40 cm 左右。而非充分灌溉条件下的最大根系吸水速率在地表之下 70 cm 左右, 且向更深的深度延伸。土壤水利用量 ΔS_w 与冬小麦生育期的总供水量 $P_r + I$ (P_r 为降水量, I 为总灌水量) 有密切的关系(图 4)。土壤水利用量随供水量的增加而减小。适当减小

灌水量和灌水次数,则可更大地发挥土壤水的调节潜力,提高单位灌水量的生产效率。

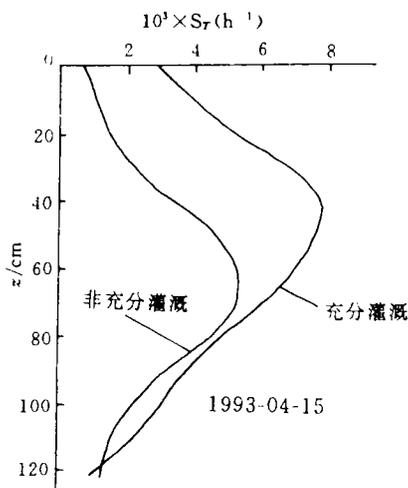


图 3 冬小麦根系吸水速率在土壤剖面上的分布 (1993-04-15)

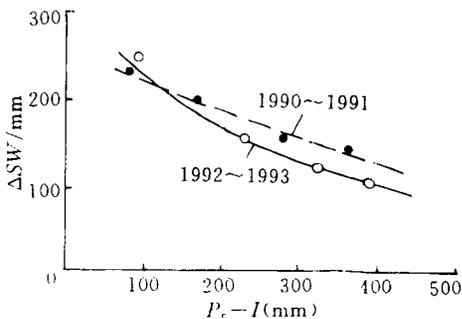


图 4 冬小麦生育期土壤水利用量

3.4 地下潜水蒸发与人渗补给的模拟结果

地下潜水蒸发与埋深和供水水平有关,相同潜水埋深时,随着供水量 $P_r + I$ 的增加,潜水面的入渗补给增加,潜水蒸发减少,如图 5 示。供水量相同时,入渗补给则随埋深增加而减小,潜水蒸发也是如此。一次降雨入渗补给系数则与降水量、埋深和前期土壤含水量分布有关。

3.5 模型的敏感性分析

在同样天气条件和初始土壤含水量分布、作物冠层状况下,分别把导水率 $k(\theta)$ 增大 10 倍,扩散率 $D(\theta)$ 增大 1 倍,模拟了 1990 年 4 月 24 日至 5 月 5 日冬小麦田不同 $k(\theta)$, $D(\theta)$ 的土壤水分动态。结果表明,模拟的土壤水分变化很小,说明土壤导水参数 $k(\theta)$ 与 $D(\theta)$ 对有根系吸水条件下的土壤水分动态变化影响较小,土壤剖面上的达西流动较弱。但 $D(\theta)$ 变化对土壤水分动态的影响较 $k(\theta)$ 大。模拟结果还表明, $k(\theta)$ 与 $D(\theta)$ 增加,使 ET 中裸间蒸发与叶面蒸腾的比例关系发生变化,叶面蒸腾占的比重减小,裸间蒸发的比重增加。

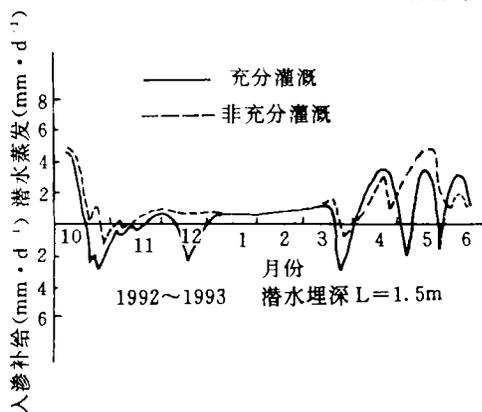


图 5 不同灌溉处理的潜水蒸发与入渗补给过程 1992~1993,潜水埋深 $L=1.5\text{m}$

表 4 气象因素对麦田水分动态的影响

气象因素变化	$R_0 D_0 U_0$	$2R_0 D_0 U_0$	$R_0 2D_0 U_0$	$R_0 D_0 2U_0$
总蒸发蒸腾量(mm)	25.05	30.52	38.30	29.37
100cm 土层贮水量(mm)	290.45	284.98	277.20	286.13

* 1990 年 4 月 29 日至 5 月 5 日

从表 4 可看出,在 R_n , D_n 和 U_n 中, D_n 的变化对蒸发蒸腾量和土壤水分动态变化影响最大, R_n 次之, U_n 对蒸发蒸腾量和土壤水分动态影响最小。时间越长,气象因素对土壤水分变化影响愈明显。

把 1990 年 4 月 29 日至 5 月 5 日的叶面积指数 LAI 增大一倍,预测高水分处理田间水分动态变化。结果表明,叶面积指数增加,剖面上的土壤含水量明显减小,蒸发蒸腾量增大。LAI 增大 1 倍, T 在 ET 中的比例由 79.02% 增加到 84.99%。这主要是因为 LAI 变化,改变了冠层内能量的分配比例。

由此可见,该动力学模式对气象因素和叶面积指数较对土壤水分运动参数(与土壤质地、结构有关)敏感。而且各种因素的变化对土壤剖面上层的含水量分布影响较明显,对根系活动层之下的含水量分布影响不太明显。

综上所述,本文提出的麦田“五水”转化动力学模式综合考虑了降水(灌水)入渗、地下潜水蒸发与补给、根区土壤水分传输、根系吸水和蒸发蒸腾五个子系统,它能较精确的反映麦田“五水”转化关系。但把该模式应用于不同的地区时,应对模式中的有关经验参数进行修正,确定适合于当地采用的数值,以利提高其应用的精度。

参 考 文 献

- 1 康绍忠,刘晓明,熊运章.土壤-植物-大气连续体水分传输理论及其应用.北京:水利电力出版社,1994.1~5
- 2 Novak V. Estimation of soil water extraction patterns by roots. *Agricultural Water Management*. 1987,12(4):271~278
- 3 Feddes R A ,Bresler E,Neuman S P. Field test of a modified numerical model for water uptake by root systems. *Water Resources Res.*, 1974,10:1199~1206
- 4 Nimah M N, Hanks R. J. Model for estimating soil water, plant, and atmospheric interrelations. *Soil Sci Soc Americ Proc*,1973,37:522~527
- 5 邵明安,李玉山,杨文治.植物根系吸收土壤水分的数学模拟,土壤学报.1987(4):295~305
- 6 Clemente R S, Jong H N, Hayhoe W D *et al.* Testing and comparison of three unsaturated soil water flow models. *Agric Water Management*,1994,25(2):135~152
- 7 康绍忠,刘晓明,高新科等.SPAC 水分转输的计算机模拟.水利学报,1992(3):1~12
- 8 康绍忠,刘晓明.田间冬小麦蒸腾量的计算方法.水科学进展,1992,3(4):264~270
- 9 康绍忠,刘晓明,徐种.无地下水补给条件下玉米田水分微循环过程的动力学模式及其应用.水利学报.1993(5):1~9

The Dynamic Model of Air, Surface, Ground, Soil and Plant Water Interrelation and Its Application

Kang Shaozhong Cai Huanjie Liu Xiaoming Zhang Shuhan Ma Qinglin

(The College of Hydraulic and Architectural Engineering, Northwestern Agricultural University, Yangling, Shaanxi, 712100)

Abstract Based on the research of the laws of water micro circle processes in winter wheat field, the dynamic model of “five kinds of water”(air water, surface water,

