

## 旱地农田土壤水分动态平衡的模拟

申双和 周 英

(南京气象学院应用气象学系, 南京, 210044)

**摘要** 从农田土壤水分平衡方程出发, 综合考虑了农田水分的主要收支项, 特别是对水分渗漏量估算进行了必要的改进, 建立了旱地农田土壤水分的动态模型。运用地处半干旱气候区的甘肃天水和陕西泾阳气象站气象资料和非灌溉作物地土壤水分观测资料模拟了农田土壤水分的逐旬变化, 其结果比较理想地描述了实际农田土壤水分变化规律。

**关键词** 土壤水分平衡, 动态模型, 渗漏  
**分类号** S161

干旱半干旱地区农田土壤水分的动态模拟研究在国内外已取得不少进展, 如国外由 Thornthwaite 提出的气候水分平衡的簿记方法<sup>[1]</sup>, 已用于逐日计算水分亏缺和剩余量等; Bair 等研究的通用水分平衡方法, 在加拿大用于预报土壤水分的业务工作<sup>[2]</sup>。在我国, 吴厚水<sup>[3]</sup>、郑剑飞等<sup>[4]</sup>、康绍忠<sup>[5]</sup>都曾在这方面做了许多工作, 在了解作物的土壤水分动态及制定适宜的灌溉方案, 为农业节约用水、合理用水发挥了很大作用。这些研究基本上都是从土壤水分平衡方程出发, 经验估算水分平衡各个分量来计算土壤水分的收支情况, 对于农田渗漏或深层排水或是忽略不计或是假设整个土层超过田间持水量才会发生渗漏现象。这种忽略和假设必然给农田土壤水分模拟带来较大误差。事实上, 即使是干旱地区, 作物根区排水现象在整个根区达到持水量之前就已发生<sup>[6]</sup>。本文利用地处半干旱地区的甘肃天水和陕西泾阳两地若干年份逐旬气象资料和土壤水分测值, 根据土壤水分平衡方程, 考虑水分的渗漏和蒸散, 建立土壤水分动态模拟模型, 对农田实际蒸散、渗漏等分量进行适当估算。

## 1 方法描述

### 1.1 农田土壤水分平衡方程

农田土壤水分平衡是指某一时段内某一土壤容积中进入的水分与流出的水分之间的差额。运用水量平衡方程可描述为:

$$W_2 - W_1 = (R + I + G) - (T + E_s + r + B + D) \quad (1)$$

式中  $R$  为该时段的降水量,  $G$  为地下水补给量,  $I$  为灌水量,  $E_s$  为土壤蒸发量,  $T$  为作物蒸腾量,  $E = E_s + T$ ,  $r$  为地表迳流量,  $B$  为作物截流量,  $D$  为渗漏量,  $W_1$  和  $W_2$  分别为开始和结束时土壤水分贮存量。

由于准确地计算或测定(1)式中的所有各项很困难,因此一般应用时常把上述农田土壤水分平衡方程式简化。影响整个根区系统中水分状况主要有降水、蒸散、渗漏。对于甘肃天水、陕西泾阳两地,在试验期内无灌溉  $I=0$ ,降水强度较小,试验田块地势平坦,水分交替以垂直方向为主,地表径流量可忽略不计,两站地下位较深,  $G=0$ ,同时忽略作物截留量,这样就得到两站的农田土壤水分平衡简化式

$$W_i = W_{i-1} + R_i - E_i - D_i \quad (2)$$

式中  $i$  为时序,此式即为作物根区水分的动态变化模型。对模式中各项参量进行适当估算,由初始时段测定的土壤水分,利用预报模型就可得到未来任一时段的土壤水分状况。

## 1.2 水分平衡分量估算

### 1.2.1 实际蒸散的估算

Penman (1948 年)认为在水分供应不充足的条件下农田实际蒸散应当与潜在蒸散成正比,即

$$ET = K_w E_p \quad (3)$$

式中  $K_w$  为水分供应函数,它与土壤水分含量有关。40 多年来, Penman 这一设想在农田土壤水分研究和灌溉排水工程中得到了极其广泛的应用,但是(3)式中的水分供应函数  $K_w$  的形式有许多,其中使用较多的是

$$K_w = W/W_m \quad (4)$$

式中  $W$  为实际土壤有效水,  $W_m$  为土壤最大有效水 ( $W_m = W_c - W_f$ ), 这里  $W_f$  和  $W_c$  分别为凋萎湿度和田间持水量。

因 Penman 假设在水分供应不充分时(3)式才成立,则水分供应充分时,应有  $K_w=1$ ,则

$$ET = E_p \quad (5)$$

实际上,从水分供应充分到不充分之间有一临界含水量  $W_c$ ,当土壤有效水分高于这一  $W_c$  值时,实际蒸散使用(5)式估算,否则使用下式估算:

$$ET = \frac{W}{W_c} \cdot E_p \quad (6)$$

A. M. 阿尔巴捷夫研究认为土壤临界水分的下限为田间持水量的 70%~80%;罗杰认为大约相当于田间持水量的 70%左右;布德科取临界含水量不低于田间持水量的 70%~80%,为了求得天水和泾阳两地的临界含水量,在模型中选取  $W_c = a \cdot W_m$ ,其中  $a$  为待定系数。

农田潜在蒸散  $E_p = K_c \cdot E_0$ ,其中  $K_c$  为蒸散系数,  $E_0$  为水面蒸发力,对有关作物  $K_c$  的值引自文献[7]。  $E_0$  使用 Penman 公式计算:

$$E_0 = \frac{\frac{\Delta}{\gamma} H + E_s}{1 + \frac{\Delta}{\gamma}} \quad (7)$$

式中  $H$  和  $E_s$  分别为辐射平衡和干燥力,可由气象资料求得。 $\gamma$  为干湿球公式中的常数,  $\Delta$  是饱和水汽压对温度的斜率。

### 1.2.2 农田渗漏的估算

在运用水量平衡法进行农田土壤水分模拟研究中,我国很多工作都是在假设土壤水分的渗漏只有在整个土层超过田间持水量时才会发生,这种假设往往低估了农田渗漏量,给水分模拟带来较大误差。实际上在土壤水分未达到田间持水量之前,由于重力势和基质势的差异,

往往就有水分下渗,一旦这种下渗超过所研究的根层,就作为根区排水量或渗漏量,因而增加了水分平衡中的支出项。根区排水量的大小与整个根区的平均含水量有关,Eagleson 提出一种通用公式<sup>[8]</sup>:

$$D = k_s(\theta/\theta_s)^e \quad (8)$$

式中  $k_s$  为土壤饱和导水率,  $\theta$  为土壤容积含水量,  $\theta_s$  为最大容积持水量,  $e$  为土壤孔隙连通指数。

(8)式可用图 1 描述。为了将(8)式变换为线性型式,以便在水量平衡方程中求解,我们采用分段函数来近似处理:

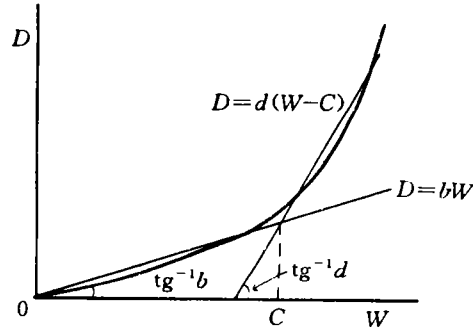


图 1 估算渗漏方法示意

$$D = \begin{cases} b \cdot W & \text{当 } W < C \text{ 时} \\ b \cdot C + d \cdot (W - C) & \text{当 } W > C \text{ 时} \end{cases} \quad (9)$$

式中  $b, d, c$  为待定系数。

### 1.3 农田土壤水分动态模拟模型

根据水量平衡方程(2),将农田实际蒸散  $ET$  和根区排水量  $D$  的表达式代入,就可推出农田土壤水分动态模拟模型。

由于这里考虑较长时段,因此,(6)式和(9)式中所用到的土壤有效水  $W$  应是该时段平均含水量,即  $i-1$  到  $i$  时段内平均含水量为

$$W = (W_{i-1} + W_i)/2$$

分为四种情况考虑:

(1) 当  $W > W_k$  且  $W < C$  时  $ET_i = E_{pi}, D_i = b \cdot W = \frac{b}{2}(W_{i-1} + W_i)$

由(2)式得 
$$W_i = \frac{R_i - E_{pi} + (1 - \frac{b}{2})W_{i-1}}{1 + \frac{b}{2}} \quad (10.1)$$

(2) 当  $W > W_k$  且  $W > C$  时  $ET_i = E_{pi}, D_i = b \cdot c + \frac{d}{2}(W_{i-1} + W_i - 2C)$

由(2)式得 
$$W_i = \frac{R_i - E_{pi} + (1 - \frac{d}{2})W_{i-1} + (d-b) \cdot C}{1 + \frac{d}{2}} \quad (10.2)$$

(3) 当  $W < W_k$  且  $W < C$  时  $ET_i = \frac{E_{pi}(W_{i-1} + W_i)}{2W_k}, D_i = \frac{b}{2}(W_{i-1} + W_i)$

由(2)式得 
$$W_i = \frac{R_i + (\frac{1 - E_{pi}}{2W_k} - \frac{b}{2}) \cdot W_{i-1}}{(1 + E_{pi}) / (2W_k + \frac{b}{2})} \quad (10.3)$$

(4) 当  $W < W_k$  且  $W > C$  时  $ET_i = \frac{E_{pi} \cdot (W_{i-1} + W_i)}{2W_k}, D_i = b \cdot C + d \cdot (\frac{W_{i-1} + W_i}{2} - C)$

由(2)式得 
$$W_i = \frac{R_i + (\frac{1 - E_{pi}}{2W_k} - \frac{d}{2}) \cdot W_{i-1} + (d-b) \cdot C}{\frac{1 + E_{pi}}{2W_k} + \frac{d}{2}} \quad (10.4)$$

(10.1)~(10.4)式构成了由初始土壤水分  $W_0$  预报此后各时段土壤水分的动态模型。

在比较  $W = \frac{1}{2}(W_{i-1} + W_i)$  与  $W_i, C$  的关系时,因  $W$  未知,可先假设  $W = 0.5(W_c - W_f)$ ,若依(10)式估算的  $W_i$  与假定值之间的差小于某个临界值,则认为两者一致,估算的  $W_i$  即为所求,否则,再将估算的  $W_i$  代入(10)式得到  $W_i$  的二级估算值,依此类推,直到代入值与估算值之差小于该临界值为止。

## 2 资料说明

本文使用的资料取自甘肃天水 and 陕西泾阳气象站,资料年代分别是 1981~1986 年和 1985~1986 年,其中气象资料包括逐旬降水、平均气温、水汽压、日照时数和风速,农业气象资料有逐旬土壤湿度(0~5cm, 5~10cm, 10~20cm, ..., 90~100cm, 共 11 层次),平均土壤容重、凋萎湿度和田间持水量(见表 1)。

表 1 土壤水物理特性(0~100cm)

地 点	土壤类型	容重( $\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$ )	田间持水量(cm)	凋萎湿度(cm)	最大有效水(cm)
天 水	中 壤	1.34	29.2	8.9	20.3
泾 阳	重 壤	1.51	35.1	14.1	20.1

甘肃天水气象站地处北纬  $34^{\circ}35'$ ,东经  $105^{\circ}45'$ ,海拔 1131.7m。陕西泾阳气象站地处北纬  $34^{\circ}33'$ ,东经  $108^{\circ}49'$ ,海拔 427m。两地均属于半干旱气候区,种植作物主要是冬小麦、玉米和棉花,作物生长期缺水干旱严重威胁着当地的农业生产潜力的发挥,年降水量变化幅度大(300~800mm),年潜在蒸散高(800mm 以上),实际蒸散经常不到农田蒸发力的一半。

有关冬小麦、玉米和棉花作物蒸散系数引自文献<sup>[7]</sup>。

## 3 结果分析

根据两站有关资料模拟了天水 1981~1984 年、泾阳 1985~1986 年非灌溉试验地 100cm 土层农田土壤水分逐旬变化,有关待定系数的确定原则是使模拟值和实测值之间的方差  $s$  达到最小;运用天水各参数的平均值预测了 1985 和 1986 年天水农田土壤水分的动态变化。

### 3.1 待定参数

由表 2 见,临界有效含水量  $W_i = a \cdot (W_c - W_f)$  中的参数  $a$  在两地均比较稳定,  $a = 0.65$ , 也即土壤临界有效含水量均为  $W_i = 0.65(W_c - W_f)$ , 即为田间最大有效水的 65%, 分别为 13.2cm 和 13.6cm, 临界含水量与田间持水量相比,前者为 75.5%, 后者为 79.7%, 与阿尔巴捷夫的研究比较一致, 临界含水量在年际间是十分稳定的。排水参数  $b$  在不同年份有一定差异, 在天水  $b$  在 0.01~0.03 之间, 泾阳变化在 0.00~0.04 之间,  $d$  相对稳定, 天水  $d = 1 \sim 2$ , 泾阳  $d = 3$ , 两地  $C$  值有一定差异, 天水  $C = 0.85(W_c - W_f)$ , 泾阳  $C = 0.7(W_c - W_f)$ 。当然, 上述参数在泾阳的可信度较小, 因为仅使用了两年的资料。

表 2 待定参数的最优值

	天 水			泾 阳		
	1981 年	1982 年	1983 年	1984 年	1985 年	1986 年
<i>a</i>	0.01	0.03	0.03	0.02	0.00	0.04
<i>b</i>	2	1	1	1	3	3
<i>s</i>	2.50	7.00	6.18	4.98	1.38	5.17

### 3.2 土壤水分模拟结果分析

图 2 是天水和泾阳冬小麦、玉米(或棉花)非灌溉地段各年土壤水分的逐旬模拟结果与实测值的比较。总的说来,模拟值比较客观地反映了实际土壤水分的动态变化,各地各年两者很为一致,无论对实际土壤水分变化较平缓(如泾阳 1986 年)还是较急剧(如天水 1981 年)都取得了较好的拟合效果,但是,各年份之间效果有差异。从表 3 可见,最大平均相对误差为 6.6%,最小只有 1.86%,泾阳两年平均为 2.2%,天水为 5.9%,这种拟合效果对分析农田土壤水分条件、制定农田灌溉方案和确定适宜的灌水量而言是非常理想的。

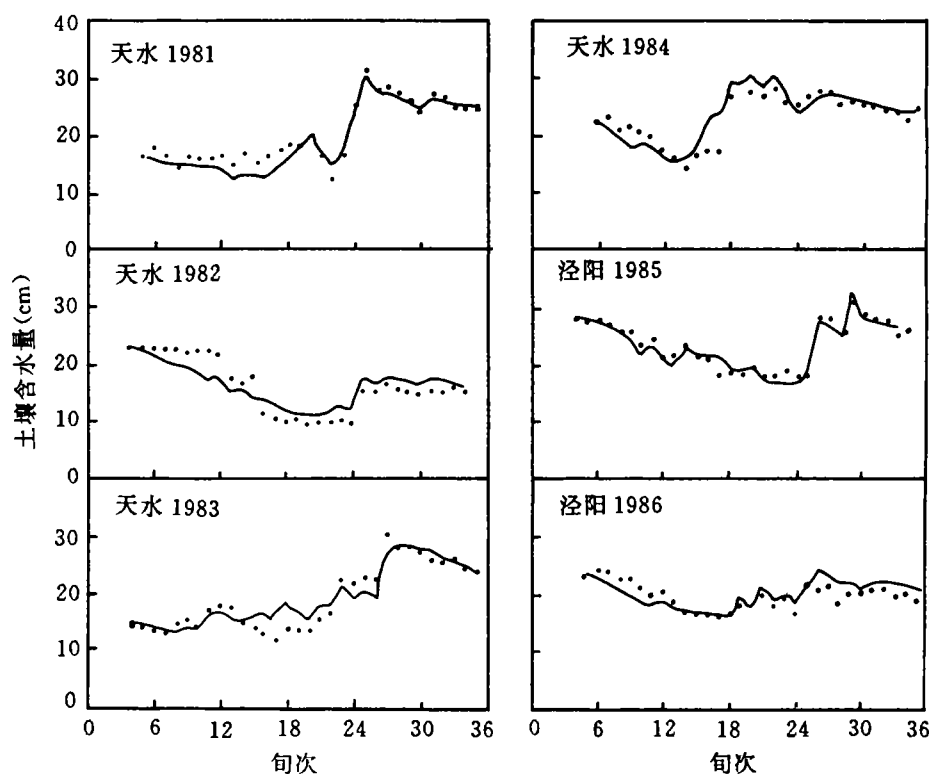


图 2 土壤水分模拟结果与实测值 .....实测 ——模拟

从拟合值与实测值之间的偏离程度看,在时间上有一个共同的特征,即在 12 旬之前拟合值不同程度地普遍低于实测值(除天水 1983 年外),这可能是在冬小麦返青拔节之前估计的蒸散量偏高造成的。

表 3 土壤水分模拟平均相对误差

	天 水				泾 阳	
	1981 年	1982 年	1983 年	1984 年	1985 年	1986 年
相对误差	6.0%	6.6%	6.2%	4.8%	1.9%	2.6%

## 3.3 水分平衡分量分析

图 3 是在拟合时所获得的农田潜在蒸散、实际蒸散和渗漏估算值及实测降水量累积进程。从这些累积曲线看,两地渗漏率都很低,在降水增加时, $D$  增大比较明显;潜在蒸散  $E_p$  在 15~20 旬(5 月底~9 月上旬)累积速度最快,这段时间气温上升很快,辐射增强,因而供蒸散的能量急剧增大,两站的降水也主要发生在这段时间。实际蒸散  $E_T$  在各时段都低于  $E_p$  (天水 1984 年较接近),因此这里农田经常干旱缺水,对作物生长十分不利, $E_T$  与  $E_p$  之间的差距最大发生在 10~25 旬期间,此时作物正处于旺盛生长阶段,小麦拔节、抽穗、开花,6 月份之后玉米或棉花作物又迅速生长,需要大量的水分供应,实际的降水又不能满足这种需要,因此必须耗用储存在土壤中的水分。比较降水与蒸散两根曲线可知,两地降水量几乎完全用于蒸散和渗漏,即使有时  $R$  高于  $ET+D$ ,但也仅发生在 25 旬以后,此时作物对水分的需求已不很强,一部分降水用来储存于土壤中。天水 1984 年水分条件较好, $E_p$ 、 $ET$  和  $R$  三条曲线十分接近, $R/E_p$  接近 1, $ET/E_p$  也达到 0.84。

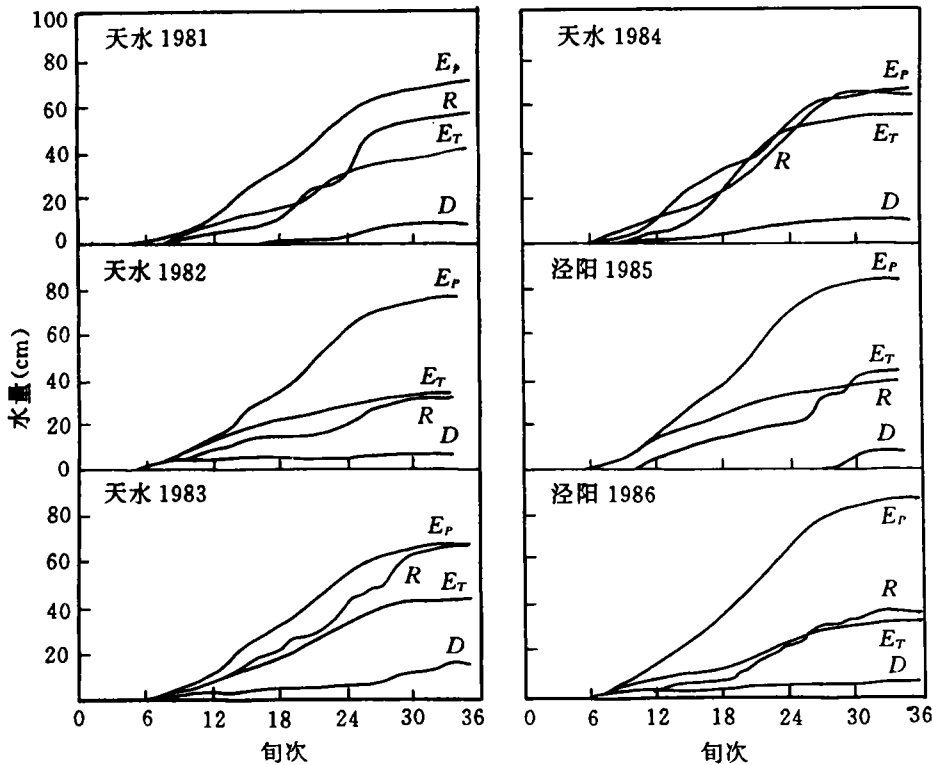


图 3 土壤水分平衡分量累积进程

表 4 是两地各分量的最后累积值。当根系超过 100cm 深度时,由于渗漏仍然可以用于作物蒸腾,从  $(ET+D)/E_p$  看,泾阳平均为 0.63,天水为 0.73,从  $R/E_p$  看,泾阳为 0.5,天水为

0.79,因此两地均属于半干旱—半湿润地带,泾阳干旱更为严重。

表4 水分平衡分量的最后累积值

	天 水					泾 阳		
	1981	1982	1983	1984	平均	1985	1986	平均
$R$	56.2	32.7	65.6	66.0	55.1	42.7	38.0	40.3
$E_p$	70.4	76.6	66.9	67.7	70.4	84.8	85.7	85.3
$ET$	39.5	32.5	42.8	57.3	43.0	39.2	32.7	36.0
$D$	9.0	6.5	13.1	10.1	9.7	5.8	7.6	6.7
$ET/E_p$	0.56	0.42	0.64	0.84	0.61	0.46	0.38	0.42
$R/E_p$	0.80	0.43	0.98	0.97	0.78	0.50	0.44	0.47
$ET+D$	48.5	39.0	55.9	67.4	52.7	45.0	40.3	42.7
$(ET+D)/E_p$	0.69	0.51	0.84	1.00	0.73	0.53	0.47	0.50

### 3.4 预报试验

取  $a=0.65$ 、 $b=0.03$ 、 $d=2$ 、 $c=0.7(W_c-W_f)$ ,初始含水量为已知,假定降水和其它有关气象要素能得到准确预报,利用模型(10),预报了天水 1985 和 1986 年非灌溉试验地段各旬农田土壤水分动态变化和各水分平衡分量累积。结果表明,预测值与实测值比较接近,平均相对误差 1985 年为 6.8%,1986 年为 5.3%,两年平均 6.0%,与模拟效果相近,这说明本文提出的农田土壤水分动态模型可用于旱地水分预报,为旱地农业生产服务。

## 4 结 语

本文从水分平衡方程出发建立了旱地农田土壤水分动态模型,模型中比较全面地考虑了各分量(包括蒸散和渗漏)的估算,通过甘肃天水 and 陕西泾阳气象站内非灌溉固定地段历年土壤水分的测值和有关气象资料,使用该模型模拟了两地农田土壤水分的逐旬变化,获得一些参数值并取得比较好的模拟效果。从估算的各个水分平衡分量看,该模型客观地反映了当地农田土壤水分的变化情况。进一步预报试验表明,预报值的平均误差与模拟误差相近,仅为 6.2%,表明该模型是可靠的,能用于分析作物生长的水分条件,为制定适宜的灌溉措施,保证农业在节约、合理用水的基础上取得较高产量提供一定的依据。需要指出的是,本文只考虑 100cm 根区内的水分收支动态变化,因此估算的  $ET$  和  $D$  值也只是该土层内的值,在 100cm 以下层次,仍然有蒸散和渗漏发生,只是量较小而已。当作物根系超过 100cm 深度时,从 100cm 排向下方的水分  $D$  也可能用于作物的蒸腾,因而估算的  $ET$  只是近似值。此外,模型中将作物根系深度看成常数,由此估算的  $ET$  可能在生长初期偏高,在旺盛生长期偏低。所以,在模型中若考虑作物根系深度的动态变化,即考虑蒸腾耗水所在深度随作物生长季变化而变化,则一定会取得更为理想的效果,这有待进一步改进。

## 参 考 文 献

- 1 Thornthwaite C W, Mather J R. Estimating soil extraction ability from climatic data. *Publ Climatol, Drexel Inst Technol, NJ*, 1954, 7(3): 397~402
- 2 Baier W, Robertson G W. A new versatile soil moisture budget. *Can J Plant Sci*, 1966, 46: 299~315
- 3 吴厚水. 利用蒸发力进行农田灌溉预报的方法. *水利学报*, 1981, (1): 1~9
- 4 郑剑飞, 范嘉泉. 土壤水分的系统动态模拟. *北京农业大学学报*, 1987, 13(4): 493~500
- 5 康绍忠. 旱地土壤水分动态模拟的初步研究. *农业气象*, 1987, 8(2): 38~40
- 6 Hillel 著. 土壤和水—物理原理和过程. 北京: 农业出版社, 1981. 86~89
- 7 裴步祥, 毛 飞, 吕厚荃. 我国北方春季土壤水分动态模拟预报模式的试验研究. *北京农业大学学报*, 1990, 16(1): 116~122
- 8 Eagleson PS. Climate soil and vegetation. *Water Resource Research*, 1978, 14(5): 705~739

## MODELLING STUDY OF SOIL WATER BALANCE IN RAINFED FIELDS

Shen Shuanghe    Zhou Ying

(Department of Applied Meteorology, NIM, 210044, Nanjing, PRC)

**Abstract** Starting from the soil water balance equation for rainfed fields, a dynamic model is constructed for arid-land soil water regime with the chief budget terms considered in a comprehensive fashion and necessary improvement done on the percolation estimate. For the water change on a decade basis, simulation has been undertaken in terms of the data from non-irrigated land measured by Tiansui Weather Station, Ganshu and Jingyang Station, Shanxi, both located in semi-arid climate. Results show that the modelling has yielded good outcome that best describes the soil water change in these regions.

**Keywords** soil water balance, dynamic model, percolation