

波涌灌间歇供水土壤水分入渗机理的数值模拟

刘洪禄^①

戴洪文

杨培岭^② 曾德超

(北京市水利科学研究所) (河北省大名县科委)

(中国农业大学)

摘要 通过间歇供水土壤水分入渗过程的动态模拟,探讨了间歇供水的入渗机理,提出了描述波涌灌效果的指标——后续供水入渗速度的折减系数。利用计算机模拟试验的方法研究了灌水技术参数对土壤水分入渗特征参数的影响,给出了各供水段土壤水分入渗特征参数的求解方法,为田面行水流动模拟时入渗过程的描述提供了参数依据。

关键词 波涌灌溉; 间歇供水; 入渗模型; 入渗模拟

中图分类号 S 275.3

Simulation of Infiltration of Intermittent Application of Surge Irrigation

Liu Honglu¹ Dai Hongwen² Yang Peiling³ Zeng Dechao³

(1 Beijing Hydraulic Research Institute 2 Daming County Science and Technology Committee

3 China Agricultural University)

Abstract By simulating the infiltration of intermittent application dynamically, the infiltration mechanism of surge irrigation and the quantitative index describing the effect of surge irrigation are studied. The effects of irrigation technique parameters on the infiltration parameters of intermittent application are investigated by the experiments on computer. The program for the infiltration function of different applications is developed.

Key words surge irrigation; intermittent application; infiltration model; simulating

入渗是地面灌溉的主要物理过程。进行地面灌溉的设计与管理必须准确地掌握入渗随时间的变化规律。人们通常用经验公式来描述入渗过程, Kostiakov 公式及其改进式可以较好地描述各种土壤的入渗问题^[1]。Blair 和 Smerdon^[2]提出的循环率和入渗时间模型,虽然涉及了波涌灌的技术参数,但是其假定“土壤湿润锋前进时水力梯度减小并在供水中断期将持续起作用”是不合适的。已有的研究成果^[1]显示,随着湿润锋的前进,供水中断期水力梯度将增大。Strelkoff 考虑到湿周对入渗的影响,将循环率和入渗时间模型进行了修正,虽然考虑了波涌灌湿周的变化及其对入渗的影响,但也存在与前一个模型相同的问题。Izuno^[3]提出步函数(step function)模型,它比较简单,但与实际相差较大,因为经过一个供水周期是无法达到稳定入渗速度的。Walker 和 Humphreys 提出过渡过程概念并将它引入到波涌灌入渗函数的确定中去。Izuno 将 Clemmens 的入渗 Branch 函数引入过渡过程,提出波涌灌入渗函数模型。

收稿日期:1997-08-23

①刘洪禄,北京车公庄西路 21 号 北京市水利科学研究所,100044

②杨培岭,北京清华东路 17 号 中国农业大学(东校区)146 信箱,100083

Wallender 提出可以同时模拟干、湿段的入渗模型,具有明显的优越性,但是并未给出干、湿段函数的确定方法,同时也没有同波涌灌技术参数联系起来。因此,基于波涌灌入渗规律定量研究基础上的入渗过程的定量描述具有明显的优越性,各供水期入渗过程的分别定量描述将使人们有可能更加有效地利用波涌灌来提高入渗的潜力。

1 间歇供水土壤水分一维垂直流动的数值模拟

根据非饱和土壤水分运动的基本方程和波涌灌入渗的结构模型^[1],建立了如下的描述间歇供水土壤水分入渗模型^[1,4~6]。

第1供水期

$$\begin{cases} \frac{\partial \eta_w}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[D(\eta_w) \frac{\partial \eta_w}{\partial z} \right] - \frac{\partial K(\eta_w)}{\partial z} \\ \eta_{w0} = f_1(z), \quad z \geq 0, t = 0 \\ \eta_w = \eta_{wb}, \quad z = 0, t > 0 \\ \eta_w = \eta_{wa}, \quad z = h, t > 0 \end{cases}$$

式中: η_w 为含水率; $D(\eta_w)$ 为非饱和土壤水扩散系数, $\text{cm}^2 \cdot \text{min}^{-1}$; $K(\eta_w)$ 为非饱和土壤水导水系数, $\text{cm} \cdot \text{min}^{-1}$; z 为纵向坐标, 向下为正; $f_1(z)$ 为初始含水率分布函数; η_{wa} 为下边界稳定含水率; η_{wb} 为上边界稳定含水率, 称为田间饱和含水率, 其值接近饱和含水率 η_{ws} 。

第1供水中断期

$$\begin{cases} \frac{\partial \eta_w}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[D(\eta_w) \frac{\partial \eta_w}{\partial z} \right] - \frac{\partial K(\eta_w)}{\partial z} \\ \eta_{w0} = f_2(z), \quad z \geq 0, t = 0 \\ -D(\eta_w) \frac{\partial \eta_w}{\partial z} + K(\eta_w) = 0, \quad z = 0, t > 0 \\ \eta_w = \eta_{wa}, \quad z = h, t > 0 \end{cases}$$

式中 $f_2(z)$ 是第1供水期结束时的土壤水分剖面分布函数。

第2供水期

$$\begin{cases} \frac{\partial \eta_w}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[D(\eta_w) \frac{\partial \eta_w}{\partial z} \right] - \frac{\partial K(\eta_w)}{\partial z} \\ \eta_{w0} = f_3(z) \quad z \geq 0, \quad t = 0 \\ -D(\eta_w) \frac{\partial \eta_w}{\partial z} + K(\eta_w) = \frac{\tau(\eta_w) + \delta_c + h_c}{r}, \quad z = 3 \text{ mm}, t > 0, \eta_w < \eta_{wb} \\ \eta_w = \eta_{wb}, \quad z = 3 \text{ mm}, t > 0, \eta_w \geq \eta_{wb} \\ \eta_w = \eta_{wa}, \quad z = h, \quad t > 0 \end{cases}$$

式中: $\eta_w = f_3(z)$ 是第1供水中断期结束时土壤水分剖面分布函数; $\tau(\eta_w)$ 为土壤水吸力水头函数, cm ; r 是厚度为 δ_c 及饱和导水率为 k_c 的表面密实层的单位面积的水力阻力系数, min , $r = \delta_c / k_c$; h_c 是水深, cm 。

第2供水中断期

由于表面密实层很薄, 厚度只有毫米级(3 mm), 且密度很大, 故密实层的含水量很小; 同时由于灌溉大部分在旱季, 地表风干很快, 因此表面密实层在供水中断期对下层土壤的影响可

以忽略,这样可视密实层和下层土壤的交界面处的水分通量为零,即

$$\begin{cases} \frac{\partial \eta_w}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[D(\eta_w) \frac{\partial \eta_w}{\partial z} - K(\eta_w) \right] \\ \eta_w = f_4(z) & z \geq 0, \quad t = 0 \\ -D(\eta_w) \frac{\partial \eta_w}{\partial z} + K(\eta_w) = 0, & z = 3 \text{ mm}, \quad t \geq 0 \\ \eta_w = \eta_{wa}, & z = h, \quad t > 0 \end{cases}$$

式中 $\eta_w = f_4(z)$ 是第 2 供水期结束时土壤水分剖面分布函数。

第 3 及以后供水期土壤水分运动的模型与第 2 供水期相同。第 3 及以后供水中断期土壤水分运动的模型与第 2 供水中断期相同。

图 1 是用模拟间歇供水土壤水分运动的程序计算出的累积入渗量与田间实测值的比较。

模拟值在较大的中断时间处较实测值小,其原因是模拟值未涉及此时裂缝的发育,而在实际田间灌水时中断时间这么长出现的机会较少,同时裂缝可以被下一次供水带的悬质填充。总的说来,模拟结果与实测值吻合较好,因此上述模型可以用来对间歇供水的入渗进行预测。

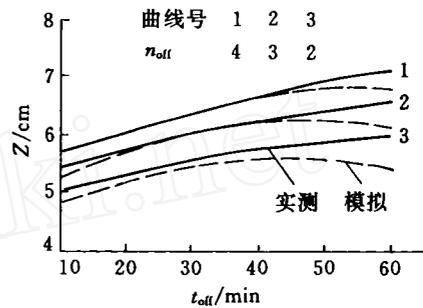


图 1 中断次数 n_{off} 不同时累积入渗量 Z 与中断时间 t_{off} 的关系

2 间歇供水土壤水分入渗机理及其影响因素

2.1 土壤水分的人渗速度

第 2 及以后供水期的入渗速度较第 1 供水期(连续供水)低,同时达到稳定入渗速度所需的时间也较第 1 供水期短。其原因是在供水中断期,表面密实层的形成及前一供水期内水的入渗使土壤初始含水率增大(图 2(a))。图 2(b)显示间歇供水第 2 及以后供水期土壤水的入渗速度在开始时有一个突变,但很快降低到接近稳定入渗速度。突变的原因是供水中断期土壤水的重分布使入渗水力梯度增大;速度快速下降的原因是表面密实层的形成减小了入渗速度。间歇供水中断期具有 2 个作用:一是表面密实层的形成降低了入渗速度;二是水分重分布,表面水力梯度的增大提高了入渗速度。波涌灌效果取决于二者综合的结果。

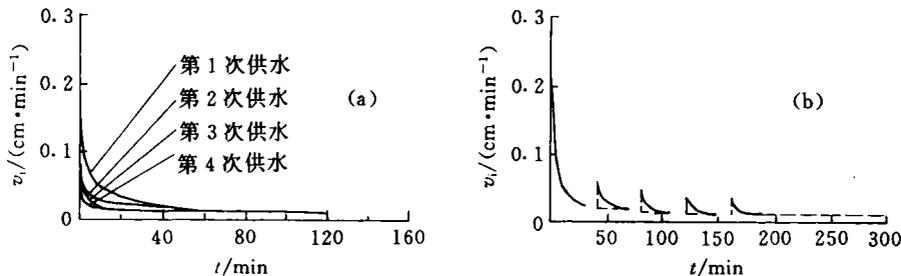


图 2 粘壤土中各供水段(a)和波涌灌(b)入渗速度 v_i 与入渗时间 t 的关系 ($\rho_v = 1.3 \text{ gcm}^{-3}, t_{on} = 30 \text{ min}, t_{off} = 10 \text{ min}$)

2.2 间歇供水各供水期土壤水分累积入渗曲线

供水中断期的存在使各供水段土壤水分累积入渗曲线有很大差异(见图3),后续供水的累积入渗量减小,累积入渗曲线的线性程度增大。这一方面是由于表面密实层的形成,另一方面是因为土壤初始含水率增加使得入渗速度降低。由图3可见,随着供水时间的加长,后续供

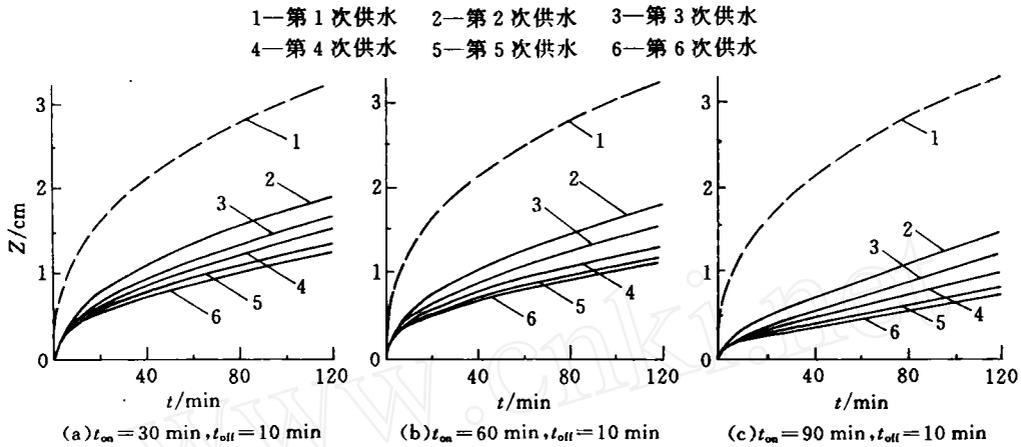


图3 粘壤土($\rho_v=1.3\text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$)各供水期土壤水分累积入渗曲线(Z为累积入渗量)

水的入渗特性变化加大,其原因是后续供水的初始含水量增加使后续供水的入渗性能降低。从图4可以看出,随着供水中断时间的加长,后续供水土壤入渗特性变化变小,其原因是供水中断期土壤水分的再分布,表层含水率随着中断时间加长而变小,后续供水的水力梯度增大,而表面密实层形成后随时间的变化很小。

2.3 波涌灌的效果

波涌灌溉后续供水的入渗速度比第1供水期低。为说明供水中断引起的土壤入渗性能的变化,引入量纲一的 v/v_0 。式中 v_0 为第1供水期土壤的入渗速度, v 是供水中断后土壤的入渗速度。 v/v_0 比值的大小说明土壤水入渗速度减小的程度,代表了表面密实层形成与水分再分布的综合结果,即波涌灌效果。

从图5(a)可知,各供水期的波涌灌效果随着供水段时间的加长虽然出现波动,但总的趋势是逐渐减小(v/v_0 增加),并达到某一稳定值;同时各供水段的这一稳定值是不同的:随着供水次数增加,此稳定值逐渐减小,即波涌灌效果逐渐增大。就实际灌溉条件而言,供水时间一般在60 min以内,在此时段内,各供水段的波涌灌效果非常显著。

经过一个供水中断期后,土壤的入渗速度降低很多,但是波涌灌过程并未完成,第2供水中断期还有很大作用(如图5(a)所示),以后的供水中断期作用逐渐减小;因此本研究采用分别定量描述各供水段的入渗过程,以便更准确地描述波涌灌的入渗过程。

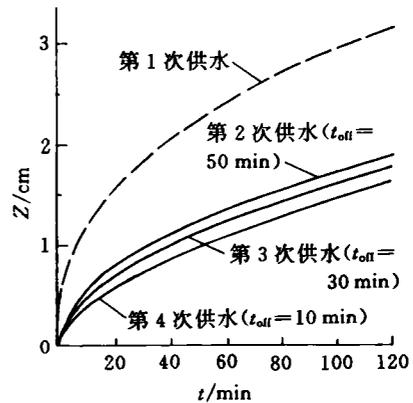


图4 粘壤土($\rho_v=1.3\text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$)第2供水期不同中断时间的累积入渗曲线 ($t_{on}=60\text{ min}$)

土壤的疏松状况对入渗特性影响很大。新耕农田由于土壤体积密度较小,入渗速度很大,其灌水效果不好甚至无法完成灌水。波涌灌的效果当然也受耕层土壤疏松状况的影响。疏松状态的波涌灌效果比密实的好(见图 5(b)),这也可以说新耕农田的波涌灌节水效果显著。

土壤机械组成直接影响土壤的入渗特性。较高的粘粒含量具有较低的入渗速度,累积入渗特征曲线非线性程度高。土壤的机械组成影响着表面密实层的形成及其性能,同时决定着土壤水分特征曲线,影响间歇供水入渗特性。图 5(c)展示了不同土质波涌灌效果与时间的关系。

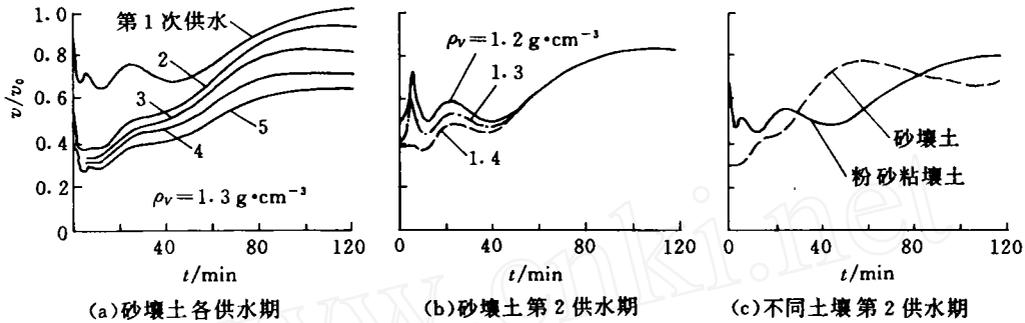


图 5 波涌灌效果随时间的变化

3 灌水技术参数对间歇供水入渗特征参数的影响

为更深刻理解并定量描述间歇供水的入渗过程,同时也为确定波涌灌田间行水模拟时的入渗参数提供依据,现采用计算机模拟试验的方法,探讨供水时间 t_{on} 、供水中断时间 t_{off} 对入渗特征参数的影响规律。模拟试验为二因子二次回归试验^[1]。

土壤水分入渗的累积入渗量用下式表达: $Z = kt^\alpha$ 。式中: Z 为累积入渗量, cm; t 为累积入渗时间, min; k, α 为拟合参数, 称为土壤入渗特征参数。

在第 2 供水段。由图 6(a)可知, t_{on} 对 α 的影响较小, 在此时段内 α 基本上为常数, 而 t_{off} 对 α 值的影响较大(见图 6(b)), 随着 t_{off} 的增加, α 值减小, 累积入渗函数非线性程度增大。

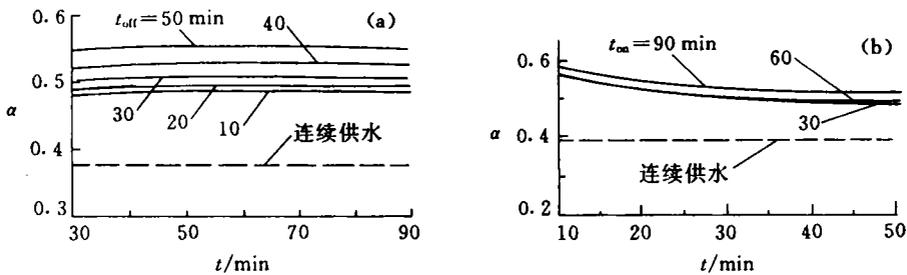


图 6 拟合参数 α 与供水时间 t_{on} (a)和供水中断时间 t_{off} (b)的关系

由图 7(a)可见, 随着 t_{on} 的增加, k 值逐渐减小, 并且减小幅度逐渐降低而接近某一常数; 而随着 t_{off} 的增加, k 值增大, 增大的幅度同样随着 t_{off} 的增加而减小(见图 7(b))。

在第 3 及以后供水段。此时土壤水分入渗特征参数 α, k 对 t_{on} 和 t_{off} 的依赖关系与第 2 供水段相类似。

从模拟试验结果可以看出, 各供水段土壤的入渗特征参数 α 和 k 是随 t_{on} 及 t_{off} 而变化的。它们受 t_{on} 的影响较小, 当 t_{off} 较小时受其影响较大。这样, 在某一确定的 t_{off} 下求得的入渗特征参

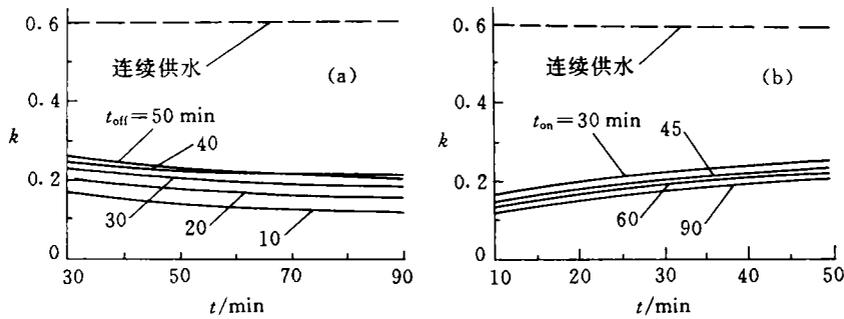


图7 拟合参数 k 与供水时间 t_{on} (a) 和供水中断时间 t_{off} (b) 的关系

数不会因 t_{on} 值的微小变动而起太大的变化。由于田间的供水中断时间一般相差不大,因此可以对波涌灌田间行水过程先拟定一个 t_{on} ,再据此进行一次修正即可。

4 结 论

1) 波涌灌的入渗机理是:在供水中断期土壤表面形成了密实层,使入渗速度减小;水分的再分布增加了表面入渗的水力梯度,有使入渗速度增加的趋势。波涌灌效果取决于二者综合的结果。

2) 土壤水入渗速度的折减系数——波涌灌效果取决于土壤的质地及疏松状况,也取决于灌水技术参数。波涌灌效果需几次供水中断才能显示,并且对于较疏松的土壤,波涌灌效果明显,各供水段的水分入渗过程需要分别描述。

3) 波涌灌效果在入渗过程中表现为后续供水的入渗特征发生变化,拟合参数 k 值较小而 α 值较大,并且 k 和 α 受供水时间的影响较小,受供水中断时间的影响较大。

4) 供水时间对间歇供水入渗量的影响由改变后续供水时土壤的初始含水率来反映。

参 考 文 献

- 1 刘洪禄. 波涌灌溉机理及其灌水技术的研究:[博士学位论文]. 北京:北京农业工程大学,1993
- 2 Blair A W, Smerdon E T. Modeling surge irrigation infiltration. J of Irri and Drain Engi, 1987,113(4): 497~515
- 3 Izuno F T, Podmore T H, Duke H R. Infiltration under surge irrigation. Trans of The ASAE, 1985,28: 517~521
- 4 雷志栋,杨诗秀,谢森传,等. 土壤水动力学. 北京:清华大学出版社,1988. 264~299
- 5 Ahuja L R. A numerical and similarity analysis of infiltration into crusted soil. Water Resoures Researches, 1973,9:987~994
- 6 Jame L G, Larson L C. Modeling infiltration and redistribution of soil water during intermittent application. Trans of The ASAE,1976,19:482~488