

滴灌入渗土壤水分分布的数值研究

张振华^{1,2}, 蔡焕杰², 杨润亚¹, 赵 永²

(1. 烟台师范学院地理与资源管理学院, 山东 烟台 264025;

2 西北农林科技大学教育部旱区农业水土工程重点实验室, 陕西 杨陵 712100)

摘 要: 采用 Brandt 点源入渗柱状流物理模型和非迭代的交替向隐式差分法与牛顿迭代法相结合的数值方法对杨陵黏壤土滴灌水分入渗过程进行了模拟, 并同室内实验结果进行了对比。结果表明在小滴头流量条件下, 数值模型能够精确地用于对滴灌入渗湿润锋、湿润体内含水率分布的模拟。由于本模型在对入渗边界条件的处理上忽略了地表积水的体积, 在大流量条件下, 地表积水区域大且其形成主要发生在入渗的开始阶段, 导致该阶段数值模拟的湿润体内水量较实际值偏低 25%。

关键词: 滴灌; 水分运动; 数值解; 有限差分; 质量平衡

中图分类号: S275.6; S152.7

文献标识码: A

文章编号: 1005-3409(2004)03-0091-04

The Water Content Distribution of Trickle Source Infiltration

ZHANG Zhen-hua¹, CAI Huan-jie², YANG Run-ya¹, ZHAO Yong²

(1. The Geography and Resource Management College of Yantai Normal University, Yantai 264025, Shandong, China;

2 The Key Laboratory of Agriculture Soil and Water Engineering, Northwest Science and Technology University of Agriculture and Forestry, Yangling 712100, Shaanxi, China)

Abstract Brandt simulation model based on the metric flux potential concept was used to describe two-dimensional infiltration from a point source. The simulated wetting front indicated closer agreement with experiment data in case of small discharge rate, however, in case of big discharge rate, the simulated wetting front indicated disparity with experiment data, especially in initial infiltration time. The simulated soil water content distribution indicated closer agreement with experiment data. The applied water volume balance error analyses show that the error was 25% in initial time and the error decrease with time, after 200 m in the applied water volume based soil water content simulated data is very close agreement with experiment.

Key words: drip irrigation; water movement; numerical solutions; mass balance

滴灌频繁施加少量的水浸润作物的根部, 能够非常精确地在时间和空间上调控土壤水分^[1]。通过对滴灌系统合理的设计与管理, 可以创造和控制促进作物生长或根据需要控制作物生长的土壤水分条件, 使作物的水分条件始终处在最优的状态下, 而避免了其他灌水方式产生的周期性水分过多和水分亏缺情况的发生, 并能有效地减少深层渗漏, 因此滴灌能够显著提高作物产量和水分利用效率^[2,3]。随着滴灌技术在农业中的推广和应用, 其节水增产的优点日益显现, 同时与之有关的点源入渗理论引起越来越多研究人员的重视, 提出了包括解析解和数值解在内的大量数理模型^[4~6]。点源入渗的解析解被多个假设所限制, 比如统一的初始含水量、简化的边界条件、非积水的或积水面积恒定的地表条件、匀质的土壤、稳态流以及特定的导水率函数形式等, 这些限制性假设使得解析解很难在实际中应用^[7,8]。同解析解模型比较而言, 点源入渗的数值解模型具有更加科学合理的入渗边界条件, 减少了一些限制性的假设, 从而使解析解模型的结果

更为真实可靠^[9,10]。由于数值模型能够提供滴灌入渗的相关信息——比如土壤湿润体的大小和形状、土壤含水率的分布状况等, 对于进行正确的滴灌系统设计和田间滴灌作物土壤水分的管理有着重要的作用。本文对应用广泛的模型进行了实验验证。

1 物理模型

假设土壤为均质、稳定且各向同性的多孔介质, 达西定律可适用于饱和及非饱和流区, 入渗过程中土壤含水率单调增加, 从而可以忽略滞后作用的影响。在以上条件下, 土壤水吸力和导水率均为土壤含水率的单值、惟一的连续函数, 根据质量守恒定律和达西定律 3 维入渗瞬态流控制方程一般形式为:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla \cdot [K(\theta) \nabla H] \quad (1)$$

式中: $K(\theta)$ ——非饱和土壤导水率 (cm/m in); H ——总水势

收稿日期: 2004-04-13

基金项目: 国家高技术研究发展计划项目 (2002AA2Z4031); 烟台师范学院中青年自然科学基金项目的——部分

作者简介: 张振华 (1971-), 河北藁城人, 博士, 教授, 主要从事水土资源高效利用研究。

包括基质势头和重力势头。

在平面直角坐标系下该方程为:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} [K(\theta) \frac{\partial h}{\partial x}] + \frac{\partial}{\partial y} [K(\theta) \frac{\partial h}{\partial y}] + \frac{\partial}{\partial z} [K(\theta) \frac{\partial h}{\partial z}] + \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} \quad (2)$$

式中: θ ——土壤含水率 (cm^3/cm^3); t ——时间 (min), K (θ)——土壤导水率 (cm/min); x 和 y ——水平坐标, z ——竖直坐标, 且向下为正。

通常条件下滴头流量大于土壤的水分吸收能力, 而导致地面积水的出现。积水面积是与滴头流量、土壤饱和导水率有关的函数。开始时积水面积随时间而增加, 随着土壤入渗面积的增加二者逐渐平衡达到稳定的状态。该积水区的水层深度一般很薄, 可以忽略积水区域中所储存的水量, 假设滴头流出的水分能够立即渗入到土壤当中或者因蒸发作用而进入大气中。因此, 点源入渗实际上具有一个动态的边界条件。用 (t) 表示积水区域的半径, 那么 3 维点源入渗的边界条件为:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \theta}{\partial x} &= 0, \alpha x = 0 \text{ 和 } x = X, t = 0 \\ \frac{\partial \theta}{\partial y} &= 0, \alpha y = 0 \text{ 和 } y = Y, t = 0 \\ \frac{\partial \theta}{\partial z} &= 0, z = Z, t = 0 \\ \theta &= 0 \quad x^2 + y^2 = [p(t)]^2 \\ K(\theta) (1 + \frac{\partial h}{\partial z}) - E &= 0 \quad x^2 + y^2 = [p(t)]^2 \end{aligned} \quad (3)$$

$$\iint G [K(\theta) - E] dx dy = \frac{1}{4} f(t)$$

G 表示 $\frac{1}{4}$ 积水区域。

如果土壤均质且各相同性, 那么点源入渗可以作为 3 维轴对称的问题处理。柱坐标下水流控制方程 (2) 的对应形式为:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial r} [K(\theta) \frac{\partial h}{\partial r}] + \frac{K(\theta)}{r} \frac{\partial h}{\partial r} + \frac{\partial}{\partial z} [K(\theta) \frac{\partial h}{\partial z}] \quad (4)$$

针对所用控制方程的特定形式, 为了求解的方便, 引进基质通量势:

$$S = \int_{\theta_0}^{\theta} D(\theta) d\theta = \int_{h_0}^h K(h) dh \quad (5)$$

如果 h 和 θ 是单值对应的函数关系 (不受滞后作用影响), 那么不论 D 和 K 采取何种形式, 上式的积分是完全一致的。在柱坐标系下, 引入基质通量势后点源入渗控制方程为:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial^2 \theta}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial \theta}{\partial r} + \frac{\partial S}{\partial z} + \frac{\partial K}{\partial z} \quad (6)$$

2 数值解法

为了求解点源入渗控制及相应的边界条件方程, 必须应用数值的方法。本文采用非迭代的交替向隐式差分法 (noniterative alternating- directions implicit, 简称 ADI) 和牛顿迭代法相结合的数值方法。具体的求解过程参照 Brandt 等的解法, 这里不再赘述。

3 材料方法

3.1 供试土壤

3.1.1 供试土壤的机械组成

入渗实验用土为取自杨凌的黏壤土。自然风干后, 过 1 mm 孔径的土筛后利用沉降法对土壤进行颗粒分析, 结果如表 1 所示, 按照国际制土壤质地分类标准, 供试土壤为壤质黏土。

表 1 实验土壤的机械组成

砂粒	粉砂粒	黏粒
2~0.02mm	0.02~0.01mm	0.01~0.002mm
24.81	20.55	21.56
		7.86
		25.56

3.1.2 供试土壤的水动力特性

采用美国土壤水分公司生产的 Cat Call 4400 型小型压力室测定土壤特征曲线。室内环刀直径 53.6 mm, 高 30 mm, 按容重 $1.3 \text{ g}/\text{cm}^3$ 装入通过 1 mm 筛孔的风干土样, 浸入蒸馏水中在恒温箱中饱和 24 h, 封闭压力室上下端, 其进气孔与三通管相连。试验完毕, 用烘干法测定土壤重量含水率, 乘以容重即可得到相应的体积含水率。整套装置置于恒温箱内, 温度控制在 25 左右。每一压力下平衡 24 h, 小压力室的陶土板承压范围为 0~100 kPa。经分析表明, 土壤水吸力和体积含水率之间呈幂函数关系:

$$\text{吸湿线拟合结果: } S = 0.6236\theta^{5.3876} \quad R^2 = 0.991$$

$$\text{脱湿线拟合结果: } S = 0.7216\theta^{5.5916} \quad R^2 = 0.976$$

采用应用广泛的 Van Genuchten 模型对脱湿曲线和吸湿曲线进行拟合:

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} [1 + (\alpha h)^n]^{-m}$$

式中: S_e ——有效饱和度; h ——土壤基质势; n 和 m ——拟合得到的常数, 且 $m = 1 - 1/n$; α ——与土壤特性有关的参数; θ_r 和 θ_s 分别——土壤含水率、残留含水率和饱和含水率 (体积比)。Van Genuchten 模型是一个复杂的函数, 采用最小二乘法对模型中的 4 个参数 (θ_r , θ_s , α , n) 进行非线性拟合, 计算结果如表 2 所示。

表 2 供试土壤 Van Genuchten 模式土壤水分特征曲线参数

脱湿过程					吸湿过程				
θ_r	θ_s	n	α	R	R	θ_r	θ_s	n	α
0.460	0.107	1.282	2.288	0.845	0.460	0.107	1.247	5.471	0.828

土壤水分扩散率 $D(\theta)$ 分别在脱湿和吸湿条件下测定。吸湿过程用水平土柱入渗法; 脱湿过程用一步出流法, 关系用指数式 $D(\theta) = \alpha e^{\beta \theta}$ 表达。土壤非饱和导水率 $K(\theta)$ 由公式 $K(\theta) = C(\theta) * D(\theta)$ 求得, 其中容水度 $C(\theta)$ 的表达式可根据 Van Genuchten 土壤水分特征曲线模型推出:

$$C(\theta) = (n-1)\alpha(\theta_r - \theta_s) \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{1/m} \left[1 - \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^m \right]^m$$

$K(\theta)$ 关系用幂函数 $K(\theta) = \alpha \theta^b$ 表达。测试结果如表 3 所示。

表 3 实验测定导水率结果

脱湿过程			吸湿过程		
α	b	R	α	b	R
0.0986	8.008	0.987	9.86	13.739	0.965

3.2 试验系统

整个试验系统由试验土箱和供水系统两部分组成 (图 1)。试验采用矩形土箱, 对于点源入渗取滴灌所形成湿润体的 1/4 作为研究对象。为了便于在不同流量下进行试验, 选取了三个不同尺寸的有机玻璃土箱, 其规格分别为 30 cm × 30 cm × 30 cm, 50 cm × 40 cm × 40 cm, 50 cm × 60 cm × 60 cm (高 × 长 × 宽)。本次试验用马氏瓶供水, 在恒定水头下通过调节旋钮开度或者改变针头型号大小来控制滴头流量。重质地的土壤的透水性能较差, 即使在很小的滴头流量下, 在土壤表面仍会产生积水区域, 随着滴头流量的增加, 地表积水区域变的越来越大, 当流量增大为 4 L/h 时, 如果土壤表

面处理的不平整时容易产生径流。因此本研究所用的最大滴头流量为 4 L/h。试验流量控制在 1~ 4 L/h。

3.3 试验方法和观测内容

将试验土风干过筛后, 然后按照预定容重(1.3 g/cm³) 分层(5 cm) 均匀装入有机玻璃箱内。入渗开始后, 用秒表计时并按照先密后疏的原则观测土壤湿润体水平方向和竖直方向上的入渗距离随时间的变化过程, 并且在有机玻璃箱外壁上定时描绘出不同入渗时刻所对应的湿润锋形状。每组试验重复 3 次, 取其平均值作为试验结果。试验结束后, 采用取土烘干法测量湿润体内不同位置上的土壤含水率分布。在入渗过程中用塑料薄膜覆盖在土壤表面, 以避免蒸发作用对入渗的影响。

4 结果分析

4.1 对地表积水区域的模拟

滴灌一般在地表不形成径流, 有效地减少了土壤侵蚀的发生。当滴头流量较小或者土壤的渗透能力很强时, 滴头供应的水分能够在瞬间渗入到土壤当中, 滴头下没有地表积水的形成。有时由于滴头流量较大或者土壤的渗透能力较差, 而导致地表出现积水, 积水面积是与滴头流量、土壤饱和导水率有关的函数。在入渗开始时, 地表积水面积随入渗时间延长而不断增加, 随着土壤入渗面积的增加, 供水强度和土壤入渗能力逐渐达到平衡的状态。因此在数学上而言, 滴灌条件下的水分运动实际上是具有移动边界条件的 3 维点源入渗问题, 在精确模拟滴灌时对于地表瞬态边界条件的处理是一关键问题。由图 1 可知, 在入渗过程中积水区域的半径

有一个动态的变化过程, 在入渗的开始阶段该积水半径很小, 水分的供应强度高于通过该区域的渗透能力, 于是积水面积随着时间的延长在逐渐的变大, 直到滴头的供水强度和通过积水区域的渗透能力达到一动态的平衡。模拟的地表积水区域与实际观测值非常接近, 特别是在入渗一定时间(60 min) 以后二者基本重合, 该结果表明利用 Brandt 的柱状流模型能够很好地预测滴灌入渗的地表积水区域。

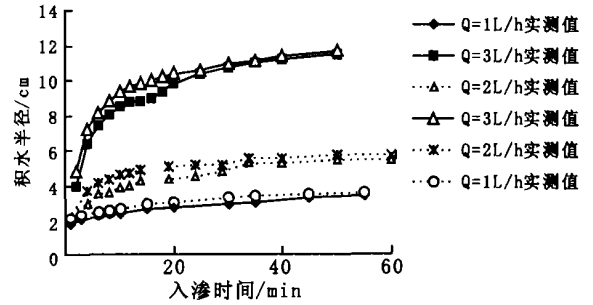


图 1 微源入渗地表积水区域模拟结果

4.2 对湿润锋的预测结果

掌握不同流量条件下滴灌土壤湿润体的形状、大小, 特别是水平和垂向湿润距离, 对于制定合适的毛管布置方式, 确定科学合理的灌水定额有着直接的指导价值。风干土点源入渗过程中湿润锋的位置是清晰可见的, 可以非常方便的在有机玻璃土箱壁上描绘出不同入渗时刻对应的湿润锋形状。本研究采用湿润锋处土壤含水率比初始含水率高 1%, 来定义数值模拟中的湿润锋位置。

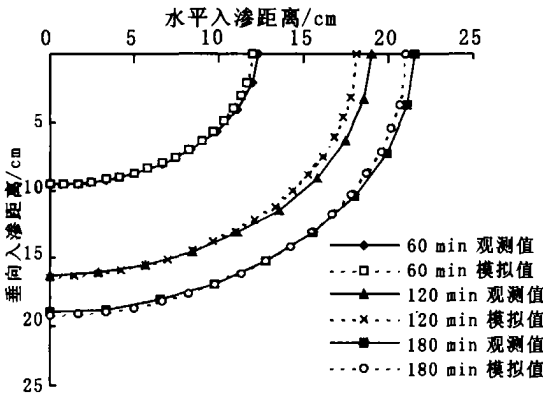


图 2 湿润锋模拟结果(Q=2 L/h)

在 $Q=2\text{ L/h}$ 和 $Q=4\text{ L/h}$ 两个流量滴头下, 对微源入渗湿润锋的位置动态进行了数值模拟, 结果表明, 在较小的滴头流量下($Q=2\text{ L/h}$) 在各个入渗时刻, 模拟结果和实测值都非常符合, 而在大滴头流量条件下, 在入渗的开始阶段(30 min) 模拟值和实测值之间存在较大的差异, 表现为模拟值在水平方向上小于实测值, 在垂直方向上又略大于实测值, 随着入渗时间的推移(60 min 后) 该差值亦在逐渐的变小, 到 120 min 时模拟值和观测值几乎重合。出现上述现象, 和数值模拟物理模型的一些假设有关, 为了计算的方便, 本模型在对入渗边界条件的处理上, 忽略了地表积水的体积, 认为微源所提供的水量全部在瞬间渗入到土壤当中。在小滴头流量条件下地表的积水范围小, 储存在其中的水量很少, 以至于对数值模拟的结果几乎没有影响。在大流量条件下地表积水区域很大, 储存在其中的水量较多, 并且地表积水的形成主要发生在入渗的开始阶段, 因此地表积水对入渗开始

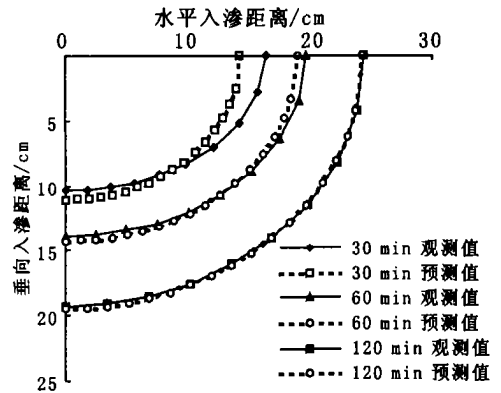
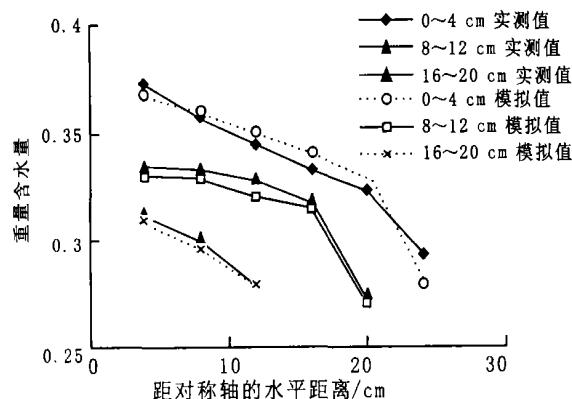


图 3 湿润锋模拟结果(Q=4 L/h)

阶段的数值模拟结果影响较大, 一旦地表积水达到稳定状态, 微源提供的水量则全部渗入到土壤当中, 对模拟结果无明显的影响。由于地表积水的体积很难准确的测定, 为了提高模型的预测准确度, 必须做专门的试验解决该问题。

4.3 湿润体含水率分布的模拟结果

掌握滴灌土壤湿润体内含水率的分布规律, 对于施行科学合理的滴灌作物水分管理, 土壤水分监测仪器合理的埋设布置等有着重要的指导意义。对不同土壤在不同流量滴头供水条件下的含水率分布状况, 如果采用实测的方法来获得含水率的分布, 必定费时费力而很难完成。采用数值模拟的方法如果能够提供可靠的计算结果, 该问题将迎刃而解。对滴头流量为 4 L/h 灌水 150 min 情况的模拟结果和实测结果对比表明(图 4、5), 无论是在水平方向还是在垂向上, 模拟值和实测值之间都非常接近, 该结果证明, 用数值模拟的方法可以很好的用来表示湿润体内水分的分布规律。

图 4 湿润体水平向含水率模拟值分布($Q=4\text{ L/h}$)

4.4 质量平衡检验

尽管通过和实测的含水率分布结果对比可以检验模型的可靠程度,但考虑到实测含水率的测量受到时间的限制,对某一入渗过程不可能在每一时刻对其进行测量,因此只能在特定的时间段内对模型的精确性进行检验。依据水量平衡的原理,则可以对模型在入渗过程中的任意时刻进行精确性检验,即根据所利用模型所获得的任意时刻湿润体内含水率的分布结果,计算出该时刻湿润体内的含水量来然后减去已知的初始含水量,就能够得到该时间段内渗入到土壤的水量,渗入到土壤中的水量跟相应时间内滴头提供的水量相比即可知道模型的精确程度。

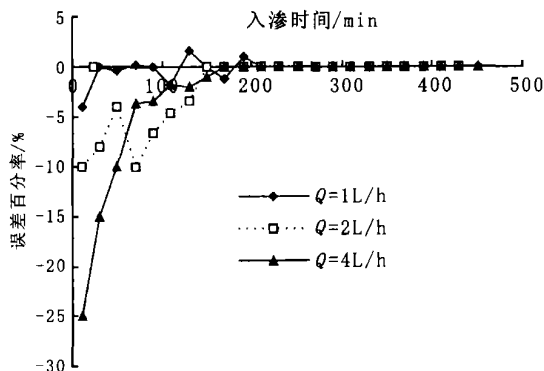
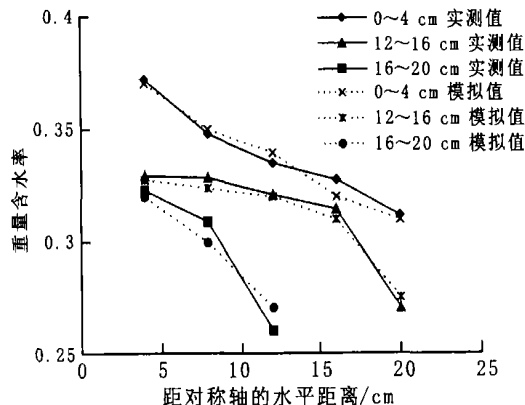


图 6 模型水量平衡误差检验

模型水量平衡误差分析结果如图 6 所示,其中“误差百分率”定义为: $100(\text{模拟值}-\text{理论值})/\text{理论值}$ 。滴头流量的大

参考文献

- [1] 张振华,蔡焕杰,郭永昌,等.滴灌土壤湿润体影响因素的实验研究[J].农业工程学报,2002,18(2): 17- 20
- [2] Masoud Meshkat, Richard C Warner, Stephen R Workman. Modeling of evaporation reduction in drip irrigation system[J]. Journal of Irrigation and Drainage Engineering, 1999, 125(6): 315- 323
- [3] 李光永,曾德超.滴灌土壤湿润体特征值的数值算法[J].水利学报,1997,(7): 1- 6
- [4] Bresler E. A analysis of trickle irrigation with application to design problems[J]. Irrig Sci, 1978, 1: 13- 17.
- [5] Or D, F E Coelho. Soil water dynamics under drip irrigation: transient flow and uptake models[J]. Soil Sci Soc Am J, 1996, 39(6): 2017- 2025
- [6] Zhang R. Modeling flood and drip irrigations[J]. Irrig Journal, 1996, 45(2): 81- 92
- [7] Levin I, P C Van Rooyen, F C Van Rooyen. The effect of discharge rate and intermittent water application by pointsource irrigation on the soilmoisture distribution pattern[J]. Soil Sci Soc Am Proc, 1979, 43: 8- 16
- [8] Ben- Asher J, D O Lomen, A W Warrick. Linear and nonlinear models of infiltration from a point source[J]. Soil Sci Soc Am Proc, 1978, 42: 3- 6
- [9] Omary M, Ligon J T. Three-dimensional movement of water and pesticide from trickle irrigation: finite element model[J]. Trans ASAE, 1979, 35(3): 811- 821
- [10] Taghavi S A, Marino M A, Rolston D E. Infiltration from trickle irrigation source[J]. J Irrig and Drain Engrg ASCE, 1984, 110(4): 331- 341

图 5 湿润体垂向含水率模拟值分布($Q=4\text{ L/h}$)

小对模型的精确度有一定的影响,表现为流量越大入渗开始阶段的误差百分率越高,其中最大流量 4 L/h 的误差百分率最高达 25% 左右,流量 2 L/h 的误差百分率在 10% 左右,最小流量 1 L/h 的误差百分率仅为 5%。从图 6 中可以看出,在入渗的开始阶段模拟值的偏差较大,随入渗时间的延长,误差百分率越来越低,200 min 以后几乎和理论值重合。总体上看模拟的土壤湿润体内含水量的增加值比理论值偏低,只是在个别的时段上在小滴头流量上出现了模拟值略大于理论值的现象。考虑到实际应用中滴灌的灌水定额和灌水时间,该模型的预测精度还是可以信赖的。

5 结 论

(1) 利用 Brandt 的柱状流模型能够很好地预测滴灌入渗的地表积水区域。

(2) 对滴灌湿润锋的模拟结果表明,在较小的滴头流量下($Q=2\text{ L/h}$)在各个入渗时刻,模拟结果和实测值都非常符合,而在大滴头流量条件下($Q=4\text{ L/h}$),在入渗的开始阶段模拟值和实测值之间存在较大的差异,随着入渗时间的推移该差值亦在逐渐的变小,到 120 min 时模拟值和观测值几乎重合。

(3) 对滴头流量为 4 L/h 灌水 150 min 工况的湿润体内含水率分布模拟结果和实测结果对比表明,无论是在水平方向还是在垂向上,模拟值和实测值之间都非常接近。

(4) 模型水量平衡误差分析表明,在入渗的开始阶段模拟值的偏差较大,随入渗时间的延长,误差百分率越来越低,200 min 以后和理论值基本一致。