

DOI:10.3969/j.issn.1000-1298.2010.03.010

# 蓄水多坑入渗条件下土壤水分运动建模与试验\*

马娟娟 孙西欢 郭向红 李永业

(太原理工大学水利科学与工程学院, 太原 030024)

**【摘要】** 针对蓄水坑灌坑内水头高且非恒定和土壤入渗边界复杂的特点,建立了蓄水多坑三维入渗及土壤水分运动数学模型,采用ADI交替方向隐式差分格式结合Gauss-Seidel迭代法对模型进行求解,并进行了试验验证,结果表明计算值与实测值吻合较好,说明所建立的数学模型正确,采用的数值求解方法是可行的。

**关键词:** 土壤水分运动 三维入渗 数值模拟 蓄水坑灌

中图分类号: S152.7<sup>+</sup>2 文献标识码: A 文章编号: 1000-1298(2010)03-0046-06

## Numerical Simulation on Soil Water Movement under Water Storage Pits Irrigation

Ma Juanjuan Sun Xihuan Guo Xianghong Li Yongye

(College of Water Resource Science and Engineering, Taiyuan University of Technology, Taiyuan 030024, China)

### Abstract

Aimed at the specialties of infiltration head higher and varying under the condition of water storage pits irrigation, numerical model of 3-D infiltration and the soil moisture movement of complicated boundary conditions in water storage pits was established. ADI method and Gauss-Seidel iterative method were used in numerical simulation followed by verification tests. The results showed that the calculated values were in accordance with the experimental results. This indicated the numerical model was correct and the method of solution was feasible.

**Key words** Soil moisture movement, 3-D infiltration, Numerical simulation, Water storage pits irrigation

### 引言

蓄水坑灌法是一种适合于中国北方干旱半干旱地区果林灌溉的方法<sup>[1]</sup>,是在树冠下绕树干沿1/2树冠半径的圆周上修环状沟,在环状沟内均匀挖几个小的圆柱形蓄水坑(直径一般为25~30 cm,深度一般为40~60 cm),灌溉(或降雨)时水通过管道(或田间沟道)被输送到环状沟进而快速流入坑内,通过各个蓄水坑壁入渗湿润其周围土体。在一定的自然和农业技术条件下,当灌水定额或降雨量超

过一定值后,相邻两单坑入渗的土壤湿润体在水平方向会衔接起来,此后,相邻两坑间的土壤水分运动会相互干扰,研究分析蓄水多坑入渗条件下的土壤水分运动及分布特性,对评价蓄水坑灌的灌水质量、合理确定蓄水坑灌的技术要素(如坑距、坑深等)有重要意义。借助于计算机进行数值模拟是研究蓄水坑灌条件下土壤水分运动特性的有效手段之一<sup>[2-5]</sup>。蓄水坑灌条件下的入渗和近年来国内研究较多的膜孔灌入渗<sup>[6-8]</sup>均为充分供水条件下的空间三维入渗,与膜孔灌入渗相比较,其坑内水头高且非

收稿日期: 2009-10-14 修回日期: 2009-12-07

\* 国家自然科学基金资助项目(50979065)、“十一五”国家科技支撑计划资助项目(2007BAD88B03)、山西省科技攻关项目(2007031069)和山西省高等学校优秀青年学术带头人支持计划资助项目

作者简介: 马娟娟,副教授,主要从事节水灌溉及土壤水动力学研究,E-mail: mjjstxy@163.com

通讯作者: 孙西欢,教授,博士生导师,主要从事节水灌溉理论与技术研究,E-mail: sunxihuan@tyut.edu.cn

恒定,土壤入渗边界更为复杂,这使得蓄水坑灌条件下的土壤水分运动数值模拟具有其特殊性和复杂性。目前,有关蓄水多坑土壤水分运动的数值模拟研究报道很少<sup>[9]</sup>,为此,建立多坑复杂边界条件下的三维入渗及土壤水分运动数学模型,选用合适的计算方法进行数值模拟,并进行试验验证,为进一步研究分析田间不同自然条件下的蓄水坑灌土壤入渗及水分运动特性提供依据。

### 1 数学模型

图 1 为蓄水坑灌时单株果树的田间工程布置平面图。图中,蓄水坑均匀布设在果树树冠下的环状沟内。根据对蓄水多坑条件下的土壤入渗过程分析可知,如果同一深度的土壤均质且各向同性,那么经过一定时间的入渗后,在相邻两蓄水坑坑距的 1/2 处必然会出现一零通量面(如图中 AC)。由于蓄水坑入渗具有对称性,因此图中 AD 断面也为零通量面。考虑到蓄水坑排列及入渗的对称性,所以选择具有代表性的单元进行模拟计算。选取图 1 中阴影部分的土体来研究整个土体的入渗特性,其物理模型示意图如图 2 所示。

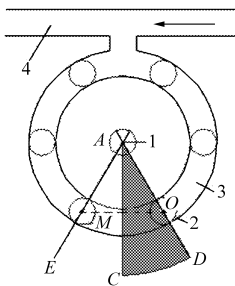


图 1 蓄水坑灌田间工程示意图

Fig. 1 Field engineering schematic diagram of water storage pit irrigation

1. 果树 2. 蓄水坑 3. 环状沟 4. 田间输水沟

图 2 中, A 点为果树树干的位置, G'GO'1O'2 为蓄水坑, O 点为蓄水坑上部的中心点, 线段 GG' 为蓄水坑的直径, 线段 GO'1 (G'O'2) 表示坑深, O1O2 表示蓄水坑内初始水面, O'1O'2O'' 表示坑底; GABCDG' 为地面, 为计算土体的上边界, A'B'C'D' 是 ABCD 在地面下无限远处的投影, 为计算土体的下边界, 线段 OB 为相邻两蓄水坑中心距离的 1/2; ACC'A'、ADD'A' 分别表示图 1 中 AC、AD 断面, 即均为零通量面; AA' 为计算土体的左边界, DCC'D' 为计算土体的右边界。果园土壤剖面自上而下可概化为 3 层: 耕作层、犁底层及心土层。图中 P1 为耕作层的厚度, P2 为犁底层的厚度, P3 为心土层的厚度。

#### 1.1 土壤水分运动控制方程

假定: 各层土壤均质且各向同性; 入渗水流为连

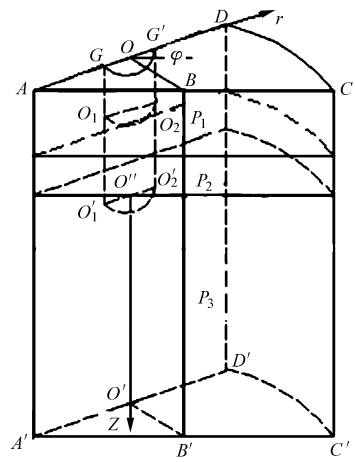


图 2 蓄水多坑模型示意图

Fig. 2 Infiltration schematic diagram under water storage pits irrigation

续介质且不可压缩, 在土壤水分运动过程中, 土壤骨架不变形。则蓄水多坑层状均质土壤入渗及土壤水分运动的基本方程在柱坐标系下可描述为<sup>[10]</sup>

$$C(h) \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left( rK(h) \frac{\partial h}{\partial r} \right) + \frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left( K(h) \frac{\partial h}{\partial \varphi} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K(h) \frac{\partial h}{\partial z} \right) - \frac{\partial K(h)}{\partial z} \quad (1)$$

式中 z——垂直坐标, 向下为正, cm

r——半径, cm      φ——角度, (°)

h——负压水头, cm

C(h)——比水容量, 1/cm

K(h)——非饱和土壤的导水率, cm/min

#### 1.2 初始条件

$$\begin{cases} h_{0i}(r, \varphi, z) = a_i \theta_{0i}^{-b_i} & (t = 0) \\ 0 \leq z < P_1 & (i = 1) \\ P_1 \leq z < P_1 + P_2 & (i = 2) \\ P_1 + P_2 \leq z < H & (i = 3) \end{cases} \quad (2)$$

式中 h0i——各层土壤的初始负压水头, cm

θ0i——各层土壤的初始含水率, cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup>

ai, bi——各层土壤水分特征曲线的经验常数

H——土体的总厚度

#### 1.3 边界条件

##### 1.3.1 计算区域边界

(1) 由于计算区域较大, 可认为曲面 DCC'D'、A'B'C'D' 边界水分无法到达, 则 DCC'D' 边界

$$h_{0i} = a_i \theta_{0i}^{-b_i} \quad (t > 0, r = R_{\max}) \quad (3)$$

式中 Rmax——土体的计算半径

A'B'C'D' 边界

$$h_{03} = a_3 \theta_{03}^{-b_3} \quad (t > 0, z = H) \quad (4)$$

(2) O'O'' 边界为对称边界, GABCDG' 和曲面 GG'O1O2 边界为临空面, 若不考虑蒸发的影响, 都可

看作零通量面,故  $O'O'$  边界、曲面  $GG'O_1O_2$  边界

$$q = -K(h) \frac{\partial h}{\partial r} = 0 \quad (t > 0) \quad (5)$$

$GABCDG'$  边界

$$q = -K(h) \frac{\partial h}{\partial z} + K(h) = 0 \quad (t > 0, z = 0) \quad (6)$$

(3)  $AGO_1O_2'G'DD'A'$  边界为对称边界,故可看作零通量面,则

$$q = -K(h) \frac{\partial h}{\partial \varphi} = 0 \quad (t > 0) \quad (7)$$

(4)  $ABCC'B'A'$  边界为两坑中间分界面,故可看作零通量面,但因其与  $r$  非正交,所以此边界为不规则边界,做以下处理:图3中,  $AC$  是零通量面,过节点  $P$  作  $AC$  边界的外法线,交内部网格线  $SR$  于  $T$ ,且有  $|SR| = \Delta r$ ,  $|ST| =$

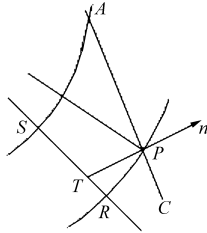


图3 边界条件的处理

Fig.3 Disposal of abnormality boundary

$\delta_3\Delta r$ ,  $|TR| = \delta_2\Delta r$ ,  $|PT| = \delta_1\Delta r$ ,其中  $\delta_1$ 、 $\delta_2$ 、 $\delta_3$  分别为各线段长与  $\Delta r$  的比例系数,  $\delta_2 + \delta_3 = 1$ ,线性插值得

得  $H_T = \frac{H_R\delta_3 - H_S\delta_2}{\delta_3 - \delta_2}$ ,由于  $AC$  边界为零通量面,因而

$$\left. \frac{\partial H}{\partial n} \right|_P = \frac{H_P - H_T}{\delta_1\Delta r} = 0, \text{ 所以 } H_P = H_T = \frac{H_R\delta_3 - H_S\delta_2}{\delta_3 - \delta_2}.$$

### 1.3.2 蓄水坑边界

(1) 曲面  $O_1O_2O_2'O_1'$  边界为水分的入渗面,在坑中水分入渗阶段,由于坑内始终存在水头,故应考虑压力势。曲面  $O_1O_2O_2'O_1'$  边界条件为

$$h_{si} = a_i\theta_{si}^{-b_i} + p_i$$

$$(r = R_1, H_1 - H_0 \leq z \leq H_1, t \leq t_0 + t_{0_1O_2}) \quad (8)$$

式中  $h_{si}$ ——边界各层土壤的土水势 ( $i = 1, 2, 3$ )

$\theta_{si}$ ——各层土壤的近饱和含水率,  $\text{cm}^3/\text{cm}^3$

$p_i$ ——各点由于坑内水位产生压力水头,  $\text{cm}$

$R_1$ ——蓄水坑的半径,  $\text{cm}$

$H_1$ ——蓄水坑的深度,  $\text{cm}$

$H_0$ ——蓄水坑内的初始水位深度,  $\text{cm}$

$t_0$ ——用马氏筒供水的时间

$t_{0_1O_2}$ ——蓄水坑内水位位于  $O_1O_2$  截面的时刻(从马氏筒停止供水开始计)

当坑中水分全部入渗后,曲面  $O_1O_2O_2'O_1'$  边界可看成零通量面,即

$$q = -K(h) \frac{\partial h}{\partial r} = 0 \quad (r = R_1, z = H_1) \quad (9)$$

(2) 蓄水坑底部加有不透水板,使得  $O_2'O_1'$  边界通量为零,即

$$q = -K(h) \frac{\partial h}{\partial z} + K(h) = 0 \quad (z = H_1, 0 \leq r \leq R_1) \quad (10)$$

## 2 数值求解

### 2.1 计算区域及其网格划分

该模型的数值求解区域为:  $z$  方向取 1.4 m,且  $\Delta z = 2 \text{ cm}$ ;  $r$  方向的取值与坑距和零通量面位置有关。在本次模拟中,从蓄水坑中心起,向树干方向与背树干方向  $r$  最大值均取 1.0 m。坑距取为 0.8 m。对于  $r$  方向的离散,为了计算方便,保证计算区域沿径向离散的最后一个结点正好交在零通量面上,且  $\Delta r = 2 \text{ cm}$ ;对  $\varphi$  方向,由于保证了计算区域的每一个  $\Delta r$  为 2 cm,所以  $\Delta \varphi$  是变值。图4为某一层的  $r\varphi$  方向的网格划分;图5为  $j$  一定时  $rz$  方向的网格划分。

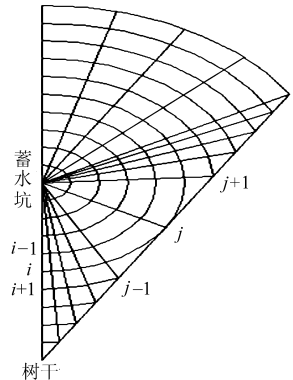


图4  $r\varphi$  方向网格划分示意图

Fig.4 Gridding partition in  $r\varphi$  direction

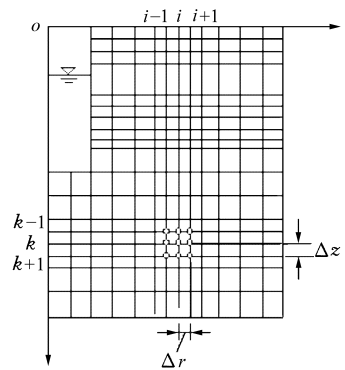


图5  $rz$  方向网格划分示意图

Fig.5 Gridding partition in  $rz$  direction

时间步长由计算结果自动调整<sup>[11]</sup>,具体做法见文献[4]。

### 2.2 数值求解方法

本模型采用 ADI 格式(交替方向隐式差分格式)结合 Gauss-Seidel 迭代法求解。用差商近似表示导数,  $r$  方向的结点用  $i$  表示,  $\varphi$  方向的结点用  $j$  表示,  $z$  方向的结点用  $k$  表示,在一个时间步长中,把从时间  $n$  到  $n+1$  计算过程中的过度时段用  $m+1$ 、 $m+2$ 、 $m+3$  表示,先对  $r$  方向采用隐式差分,  $\varphi$  方

向和  $z$  方向采用显式差分, 求出中间变量  $h_{i,j,k}^{m+1}$ , 然后再对  $\varphi$  方向采用隐式差分,  $r$  方向和  $z$  方向采用显式差分, 求出中间变量  $h_{i,j,k}^{m+2}$ , 最后再对  $z$  方向采用隐式差分,  $r$  方向和  $\varphi$  方向采用显式差分。方程(1)在任意节点  $(i, j, k)$ ,  $(m+1)\Delta t$ 、 $(m+2)\Delta t$ 、 $(m+3)\Delta t$  时刻的差分方程三步求解过程构成了一个迭代循环, 故每迭代 3 次检查一下收敛情况。将上述迭代循环重复进行, 直至收敛, 即可求出这一时间步长的数值解。

### 2.3 坑壁入渗边界条件的数值模拟

多坑蓄水入渗过程中, 蓄水坑坑壁边界入渗过程可以分为恒定水头入渗和变水头入渗两个阶段, 正确描述蓄水坑入渗边界需要确定恒定入渗时间及坑内水位随时间的变化关系。

#### (1) 恒定入渗时间的确定

坑壁任一点的入渗过程采用修正的 Kostikov 公式描述为

$$i_t = i_1 t^{-\alpha} + i_f \quad (11)$$

式中  $i_t$ —— $t$  时刻土壤的入渗率

$i_1$ ——第 1 时段末土壤的入渗率

$\alpha$ ——入渗指数

$i_f$ ——稳渗率, 其值由不同水头作用下的水平土柱入渗试验结果获得, 具体方法参见文献[12]

设恒定水位供水时间为  $t_0$ , 恒定水位高度为  $H_0$ , 坑深为  $H_s$ , 单坑注水量为  $Q$ , 单坑直径为  $D$ , 则根据水量平衡原理有

$$Q = \sum_{k=1}^n \int_0^{t_0} (i_{1k} t^{-\alpha_k} + f_{0k}) \frac{\pi D}{12} H_2 dt + \frac{1}{12} \frac{\pi}{4} D^2 H_0 \quad (12)$$

式中  $i_{1k}$ ——第  $k$  点的第 1 时段末土壤入渗率

$\alpha_k$ ——第  $k$  点的土壤入渗指数

$f_{0k}$ ——第  $k$  点的土壤稳渗率

$H_2$ ——第  $k$  点控制的高度

右端积分得

$$Q = \sum_{k=1}^n \frac{\pi D H_2}{12} \left( \frac{i_{1k} t_0^{1-\alpha_k}}{1-\alpha_k} + f_{0k} t_0 \right) + \frac{\pi}{48} D^2 H_0 \quad (13)$$

式中只有  $t_0$  未知, 因此可以将各已知量代入, 用二分法解方程(13)即可求出  $t_0$ 。

#### (2) 非恒定入渗阶段水位与时间的关系

图 6 为非恒定水头入渗示意图, 设在非恒定入渗过程中坑内水位高度从  $H_t = H_0, H_1, \dots, H_p$  变为  $H_t = H_n = 0$ , 对应的时间为  $t_0, t_1, \dots, t_p, \dots, t_n$ 。则在  $\Delta t = t_p - t_{p-1}$  时段对应坑内水位的变化为  $\Delta H = H_{p-1} - H_p$ , 由于  $\Delta t$  很小, 所以  $\Delta t$  时段内的水位变化也很小, 即  $\Delta H$  很小, 因此在  $\Delta t$  时段内坑壁的入渗面积

可取为  $H_{p-1} \pi D$ , 根据水量平衡原理得

$$\frac{\pi D^2 \Delta H}{4} = \sum_{k=2}^{m+1} (i_{1k} ((t_{p-1} + t_p)/2)^{-\alpha_k} + f_{0k}) \Delta t H_2 \pi D + (i_{1k} ((t_{p-1} + t_p)/2) + f_{0k})^{-\alpha_k} \Delta t (H_{p-1} - m H_2) \pi D \quad (14)$$

式中  $m$ —— $H_{p-1}/H_2$  的整数部分

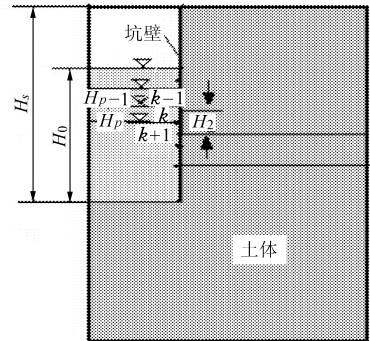


图 6 非恒定水头入渗示意图

Fig. 6 Sketch map of varying head infiltration

从  $t = t_0$  开始计算, 一直计算到  $H_t \leq 0$  为止, 便可得出坑内水位随时间的变化过程。

## 3 试验验证

### 3.1 材料与方法

因多坑入渗时, 相邻两蓄水坑轴心所在的平面(如图 2 中  $OBB'O'$ ) 最先形成干扰入渗区, 进而影响蓄水多坑土壤水分运动的特性, 这是与单坑自由入渗的最大不同, 因此选择相邻两蓄水坑轴心所在平面的土壤水分运动进行物理模型试验。根据蓄水分坑水分入渗的轴对称特点, 且考虑物理模型的边界效应, 取相邻两蓄水坑中心连线周围土体的一个  $30^\circ$  扇形柱体进行研究。在室内自加工大型物理模型, 模型及试验测量系统装置示意图见图 7。模型是一半径为 1.2 m, 高为 1.6 m 的  $30^\circ$  等腰三角形棱柱体, 其夹角端设蓄水坑(模型水室), 蓄水坑用 3 mm 厚的有机玻璃板制成, 坑半径为 16 cm, 坑深 60 cm, 在坑壁上均匀地钻 1 mm 的孔以保证坑壁的透水性, 坑底部是不透水的。为了模拟蓄水多坑条件下的干扰入渗, 在距模型顶端(模拟蓄水坑中心轴)40 cm 处(代表相邻两坑轴心距离的中间位置)设置了不透水板(如图 7 中虚线所示), 以此来模拟多坑入渗条件下水分运移的零通量面。

试验土样取自山西省太谷县梨园, 质地为砂壤土, 经风干、碾碎、过 2 mm 筛后按既定的容重和设计层次装入大型物理模型中。土样参数为: 干密度  $r_d = 1.38 \text{ g/cm}^3$ , 扩散率  $D(\theta) = 2 \times 10^{-5} e^{29.581\theta}$ , 导水率  $k(\theta) = 1.52 \times 10^{-10} e^{42.257\theta}$ , 饱和含水率  $\theta_s = 0.4788 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ , 初始含水率  $\theta_0 = 0.0386 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ 。

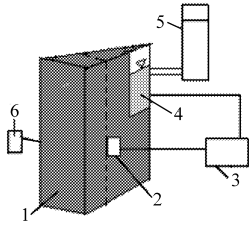


图7 多坑入渗模型试验装置示意图

Fig. 7 Experimental equipment of pits infiltration

1. 土箱 2. 放射源 3. 定标器 4. 水室(模拟蓄水坑) 5. 马氏筒 6. 探头

模型水室初始水位高度为 45 cm。单坑灌水量为 79.2 L。

试验过程中,用土壤水分测量系统  $\gamma$  射线仪在线测量土体中的含水率,并按设计时间观察记录物理模型中的湿润锋变化情况。

### 3.2 结果分析

就恒定入渗时间  $t_0$  和干扰入渗阶段不同时刻的数值模拟结果和试验结果进行对比。

#### (1) 恒定入渗时间

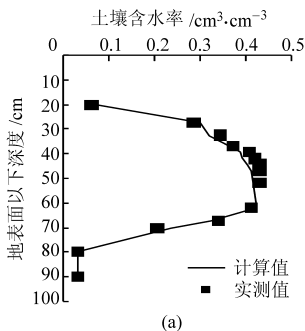
采用所建立的模型计算本试验条件下蓄水坑的恒定入渗时间  $t_0$  为 71 min,试验实测的恒定入渗时间  $t_0$  为 68 min,相对误差为 4.4%。

#### (2) 土壤水分运动湿润锋

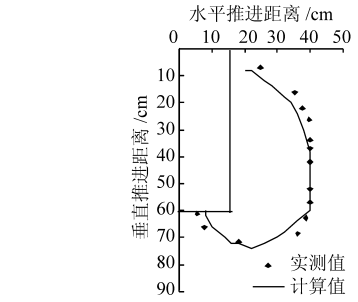
根据实测资料,土壤湿润锋到达不透水板的时间为 535 min,模型的计算时间为 548 min,相对误差为 -2.4%。自试验开始  $t = 14$  h 和  $t = 29$  h 的土壤湿润锋数值模拟结果与实测结果对比见图 8。图中表明,各时刻的数值模拟结果与实测结果基本吻合,在湿润体剖面上部和下部个别点的试验结果略大于数值模拟结果,但平均相对误差不超过 10%。

#### (3) 土壤含水率

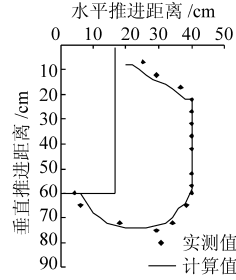
采用与零通量面(不透水板)垂直的土壤剖面进行土壤含水率的验证。图 9 为  $t = 13$  h 距蓄水坑壁 9 cm 和 14 cm 处土壤剖面含水率的实测值与计算值。对比结果显示,两个剖面土壤含水率的计算



(a)



(a)



(b)

图8 土壤湿润锋的比较

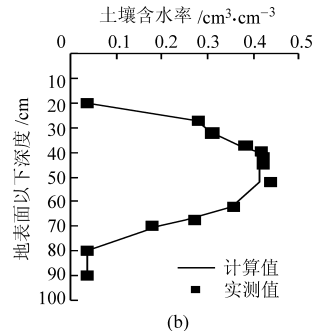
Fig. 8 Comparison of soil wetted front

(a)  $t = 14$  h (b)  $t = 29$  h

值和实测值之间有较好的一致性,最大相对误差不超过 9.0%。这说明所建立的数学模型符合物理模型的特性,数值模拟计算具有较好的稳定性和准确性。

## 4 结束语

从土壤水动力学的基本理论出发,结合田间果园土壤剖面层次结构的实际情况,建立了蓄水多坑层状均质土三维入渗及土壤水分运动数学模型,采用 ADI 结合 Gauss-Seidel 迭代法对模型进行了求解,并通过模型试验对数值计算结果进行了验证。结果表明,实测湿润锋与计算湿润锋相差不大,两个土壤剖面含水率的模拟值与实测值最大相对误差不超过 9.0%,可见模拟值与实测值之间吻合较好。这说明所建立的数学模型符合物理模型的特性,计算方法正确,数值模拟计算具有较好的准确性。



(b)

图9  $t = 13$  h 不同剖面土壤含水率计算值与实测值对比

Fig. 9 Comparison of moisture content between calculated values and measured values in different soil profile at 13 h

(a) 距坑壁 9 cm (b) 距坑壁 14 cm

## 参 考 文 献

- 1 Sun Xihuan. Effect of water storage pit irrigation on soil and water conservation[C]//Proceedings 12th ISCO Conference Vol. II. Beijing: Tsinghua University Press, 2002:367~369.
- 2 郭文华,孙西欢,潘军峰,等.蓄水单坑非均质土土壤水分运动的数值模拟[J].太原理工大学学报,2002,33(2):214~218.  
Guo Wenhua, Sun Xihuan, Pan Junfeng, et al. Numerical simulation on soil moisture movement of non-homogeneous soil in single water storage pit[J]. Journal of Taiyuan University of Technology, 2002, 33(2):214~218. (in Chinese)
- 3 栗岩峰,马娟娟,孙西欢,等.蓄水单坑均质土土壤水分运动的数值模拟[J].山西农业大学学报,2002,22(2):165~169.  
Li Yanfeng, Ma Juanjuan, Sun Xihuan, et al. Numerical simulation on homogeneous soil moisture movement in single water storage pit [J]. Journal of Shanxi Agricultural University, 2002, 22(2):165~169. (in Chinese)
- 4 马娟娟,孙西欢,李占斌.单坑变水头入渗条件下均质土土壤水分运动的数值模拟[J].农业工程学报,2006,22(6):205~207.  
Ma Juanjuan, Sun Xihuan, Li Zhanbin. Numerical simulation of homogenous soil moisture movement under varying-head infiltration of single water storage pit[J]. Transactions of the CSAE, 2006, 22(6):205~207. (in Chinese)
- 5 郭向红,孙西欢,马娟娟.蓄水坑灌单坑土壤水分运动有限元模拟[J].农业工程学报,2007,23(10):1~5.  
Guo Xianghong, Sun Xihuan, Ma Juanjuan. Finite element method for single pit soil water movement simulation under water storage pit irrigation [J]. Transactions of the CSAE, 2007, 23(10):1~5. (in Chinese)
- 6 王文焰,谭奇林,缴锡云,等.膜孔灌溉点源入渗模型的建立与验证[J].水科学进展,2001,12(3):300~306.  
Wang Wenyang, Tan Qilin, Jiao Xiyun, et al. Establishment and verification of the point source infiltration model for the filmed hole irrigation[J]. Advances in Water Science, 2001,12(3):300~306. (in Chinese)
- 7 费良军,李发文,吴军虎.膜孔灌单向交汇入渗湿润体特性影响因素研究[J].水利学报,2003,34(5):62~68.  
Fei Liangjun, Li Fawen, Wu Junhu. Study on influential factors of wetting soil characteristic under film hole single-line interference infiltration[J]. Journal of Hydraulic Engineering, 2003,34(5):62~68. (in Chinese)
- 8 马孝义,范严伟,王术礼,等.膜孔灌平均入渗水深简化计算模型建立与验证[J].农业机械学报,2009,40(8):67~73.  
Ma Xiaoyi, Fan Yanwei, Wang Shuli, et al. Simplified infiltration model of film hole irrigation and its validation [J]. Transactions of the Chinese Society for Agricultural Machinery, 2009,40(8):67~73. (in Chinese)
- 9 周青云,孙西欢,康绍忠.蓄水坑灌条件下土壤水分运动的数值模拟[J].水利学报,2006,37(3):342~348.  
Zhou Qingyun, Sun Xihuan, Kang Shaozhong. Numerical simulation for soil water movement of water-storage-pit irrigation [J]. Journal of Hydraulic Engineering,2006,37(3):342~348. (in Chinese)
- 10 雷志栋,杨诗秀,谢森传.土壤水动力学[M].北京:清华大学出版社,1988:299~303.
- 11 孙纳正.地下水流的数学模型和数值方法[M].北京:地质出版社,1981:131~132.
- 12 马娟娟,孙西欢,李占斌.入渗水头对土壤水平一维入渗影响初探[J].水土保持通报,2004,25(2):20~22.  
Ma Juanjuan, Sun Xihuan, Li Zhanbing. Effect of infiltration head on soil horizontal 1D infiltration[J]. Bulletin of Soil and Water Conservation, 2004, 25(2):20~22. (in Chinese)