

DOI :10.3876/j.issn.1000-1980.2009.03.009

# 饱和与非饱和带土壤水动力耦合模拟及入渗试验

程勤波 陈 喜 赵玲玲 凌敏华

( 河海大学水文水资源与水利工程科学国家重点实验室 江苏 南京 210098 )

摘要 : 利用可变坡土槽人工降水入渗试验 , 观测土壤水势及地下水出流量变化 , 建立了饱和与非饱和带土壤水数值计算模型 MODFLOW-UZF1 的参数率定及模型验证方法 . 结果表明 : MODFLOW-UZF1 能较为准确地模拟降水入渗补给过程 , 但忽略了非饱和带土壤水分运移中基质势的影响 , 在毛细管作用带土壤含水量模拟效果较差 .

关键词 : MODFLOW ; 饱和与非饱和带土壤水 ; 耦合模拟 ; 降水入渗试验

中图分类号 : TV139.16 文献标识码 : A 文章编号 : 1000-1980( 2009 )03-0284-06

地表水和地下水是水文循环系统模拟不可缺少的部分<sup>[1]</sup> , 然而长期以来 , 从陆地水文学角度建立的流域水文模型主要侧重于浅地表层降雨-径流过程 , 对土壤水和地下水物理过程的模拟过于简化 . 从水文地质学角度建立的地下水数值模型 , 缺乏对土壤水和地表水物理过程的模拟 , 降雨入渗量、蒸散发等估算方法过于简化 . 近年来 , 随着对变化环境下水文响应及水资源演变规律研究的重视 , 国内外开展了地表水、土壤水、地下水耦合模型研究 , 发展了一系列集成水文模型( IHM )<sup>[2-5]</sup> , 可以更为细致地模拟水循环过程及水分转化关系 , 为水资源评价、开发利用和综合管理以及生态环境保护提供分析手段 .

美国地质调查局开发的地下水数值模拟程序 MODFLOW 广泛应用于地下水资源评价及模拟计算 . 在 2006 年发布的 MODFLOW2005 版本中 , 实现了 MODFLOW 与非饱和带土壤水运动模拟程序 UZF1 的耦合 , 以推求降雨入渗补给量、土壤含水量、地表径流量等<sup>[6]</sup> . UZF1 中非饱和带土壤水分运动简化为一维理查德方程动力波形式 , 利用特征方程求解 . 该方法避免了非饱和带土壤计算中网格剖分繁琐的问题<sup>[6-7]</sup> , 不仅提高了数值模拟计算效率 , 而且方便简洁地解决了地下水位变化问题 .

本文通过河海大学水文水资源与水利工程科学国家重点实验室降雨大厅可变坡土槽中进行的降水入渗试验 , 观测降水过程中土壤水势、地下水水位及地表水、地下水出流量 , 提出模型参数推求及优化方法 , 对模型用于降水-土壤水-地下水转化关系模拟的适用性进行验证 , 为该模型用于区域地下水资源评价提供参考及理论依据 .

## 1 饱和及非饱和带土壤水数值计算原理

### 1.1 地下水流数值计算原理

地下水流运动方程一般形式<sup>[8]</sup>为

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(K_{xx}\frac{\partial h}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(K_{yy}\frac{\partial h}{\partial y}\right)+\frac{\partial}{\partial z}\left(K_{zz}\frac{\partial h}{\partial z}\right)+W=S_s\frac{\partial h}{\partial t}\tag{1}$$

式中 :  $K_{xx}$ 、 $K_{yy}$ 、 $K_{zz}$ —— $x$ 、 $y$ 、 $z$  方向渗透系数 ;  $h$ ——地下水水位 ;  $W$ ——源汇项 ;  $S_s$ ——储水率 .

MODFLOW 在空间上运用中心差分、时间上运用向后差分得出下列离散方程 :

$$\begin{aligned} &R_{i,j-1/2,k}(h_{i,j-1,k,m}-h_{i,j,k,m})+R_{i,j+1/2,k}(h_{i,j+1,k,m}-h_{i,j,k,m})+C_{i-1/2,j,k}(h_{i-1,j,k,m}-h_{i,j,k,m})+ \\ &C_{i+1/2,j,k}(h_{i+1,j,k,m}-h_{i,j,k,m})+V_{i,j,k-1/2}(h_{i,j,k-1,m}-h_{i,j,k,m})+V_{i,j,k+1/2}(h_{i,j,k+1,m}-h_{i,j,k,m})+ \\ &P_{i,j,k,m}h_{i,j,k,m}+Q_{i,j,k,m}=S_{si,j,k}(\Delta r_j\Delta c_i\Delta v_k)\frac{h_{i,j,k,m}-h_{i,j,k,m-1}}{\Delta t} \end{aligned}\tag{2}$$

式中:  $R, C, V$ —— $x, y, z$  方向水力传导系数;  $h_{i,j,k,m}$ —— $m$  时刻单元格  $(i, j, k)$  地下水水位;  $Q, P$ ——点、面源汇项参数(假设任意源汇项  $W$  可表述为  $W = Ph + Q$  的形式);  $\Delta r, \Delta c, \Delta v$ —— $x, y, z$  方向网格长度;  $\Delta t$ ——时间间隔.

式(2)可整理为线性方程组形式  $AH_m = B$  (3)

式中:  $A$ ——系数矩阵;  $B$ ——系数向量;  $H_m$ —— $m$  时刻地下水水位向量.

1.2 土壤水运动计算原理

一维非饱和土壤水流运动的理查德方程<sup>[6]</sup>为

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( D \frac{\partial \theta}{\partial z} - K \right) - i \tag{4}$$

式中:  $\theta$ ——土壤含水量;  $D$ ——水动力扩散系数, 反映基质势对土壤水运动的影响;  $K$ ——非饱和渗透系数, 反映重力势对土壤水运动的影响;  $i$ ——蒸散发率;  $z$ ——垂直方向坐标, 取向下为正;  $t$ ——时间.

如果忽略基质势影响( $D = 0$ ) 则得理查德方程动力波形式

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + \frac{\partial K}{\partial z} + i = 0 \tag{5}$$

其特征方程<sup>[7]</sup>可表示为  $\frac{dz}{dt} = \frac{\partial K}{\partial \theta} = v$  (6)

$$\frac{d\theta}{dt} = -i \tag{7}$$

式中  $v$  为土壤水流运动波速度.

由式(6)和式(7)可得

$$\frac{d\theta}{dz} = \frac{-i}{v} \tag{8}$$

利用特征方程(6)~(8)可求出波峰峰面含水量及波速. 由特征方程(7)积分得经过  $t$  时段波峰面含水量

$$\theta_{T+t} = \theta_T - it \tag{9}$$

非饱和渗透系数采用 BROOK-COREY 经验公式

$$K = K_s \left( \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^\epsilon = K_s \left( \frac{\theta - \theta_r}{S_y} \right)^\epsilon \tag{10}$$

式中:  $\theta_s, \theta_r$ ——饱和及残余土壤含水量;  $S_y$ ——给水度,  $S_y = \theta_s - \theta_r$ ;  $K_s$ ——饱和渗透系数;  $\epsilon$ ——BROOK-COREY 指数.

将式(10)代入式(6)得到波峰速度

$$v = \frac{\partial K}{\partial \theta} = \frac{\epsilon K_s}{S_y} \left( \frac{\theta - \theta_r}{S_y} \right)^{\epsilon-1} \tag{11}$$

式(5)描述的动力波可分为 2 种形式: 浸润波(leading wave)和衰减波(trailing wave)(图 1). 以下利用特征方程进一步求出波形垂向分布.

a. 当地表入渗率不衰减时产生浸润波, 用来描述浸润过程. 浸润波上任意 2 点含水量  $(\theta_1, \theta_2)$  位于入渗率为  $q_{in}$  时的地表土壤含水量  $\theta_q$  与浸润波波峰含水量  $\theta_{T+t}$  之间, 浸润波垂向分布由特征方程(8)积分得

$$z_2 = \frac{(K_2 - K_1) - iz_1}{-i} \tag{12}$$

式中:  $K_2$ ——含水量为  $\theta_2$  时的渗透系数;  $K_1$ ——含水量为  $\theta_1$  时的渗透系数.

b. 当地表入渗率衰减时产生衰减波, 用来描述输干过程. 根据衰减波波形特点及特征方程(6), 假定衰减波任意 2 个位置  $A, B$  (图 1)存在以下关系式:

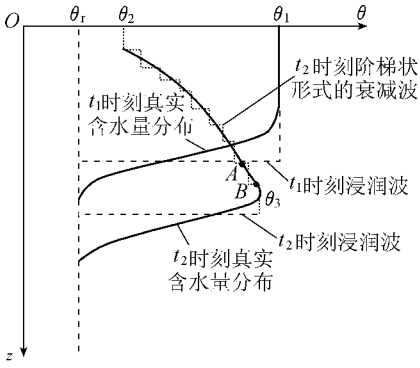


图 1 土壤水实际分布及 UZF1 概化分布<sup>[6]</sup>  
Fig. 1 Actual and simplified distribution of soil water in UZF1<sup>[6]</sup>

$$\frac{z_B}{z_A} = \frac{v_B}{v_A} = \frac{\left. \frac{dK}{d\theta} \right|_{\theta=\theta_B}}{\left. \frac{dK}{d\theta} \right|_{\theta=\theta_A}} \tag{13}$$

将式(11)代入式(13),可求得当波峰峰面含水量为  $\theta_{T+t}$ 、埋深为  $z_{T+t}$  时衰减波垂向分布  $z$  :

$$z = z_{T+t} \left( \frac{\theta - \theta_r}{\theta_{T+t} - \theta_r} \right)^{\varepsilon-1} \tag{14}$$

UZF1 通过比较衰减波与浸润波的垂向位置,确定衰减波与浸润波是否遭遇.如果浸润波波峰追上衰减波,就是重新湿润过程.当衰减波与浸润波遭遇时,UZF1 采用离散方法求解衰减波(图1),每个离散阶梯的波峰速度为

$$v = \frac{K_2 - K_1}{\Delta\theta} \tag{15}$$

式中  $\Delta\theta$ ——衰减波两相邻阶梯含水量差; $K_2, K_1$ ——衰减波两相邻阶梯渗透系数.

与饱和地下水流运动相比,土壤水分变化较快,土壤水分运移中衰减波与浸润波相遇等问题需要在短时段进行,为此,UZF1 采用独立的时间离散,与 MODFLOW 时间步长可以不一致.

1.3 降水入渗率计算

入渗过程中非饱和土壤水分运动计算的上边界为表层土壤入渗率,表层实际入渗率  $q_{in}$  取决于土壤入渗能力  $f$  及降水强度  $q$ .当  $q < f$  时,  $q_{in} = q$ ; 当  $q > f$  时,  $q_{in} = f = K_s$ .

根据 BROOK-COREY 公式,由表层实际入渗率  $q_{in}$  可计算表层土壤含水率  $\theta_q$  :

$$\theta_q = \left( \frac{q_{in}}{K_s} \right)^{1/\varepsilon} S_y + \theta_r \tag{16}$$

1.4 饱和与非饱和带土壤水流耦合的数值计算

由 UZF1 计算出动力波在非饱和带土壤传播过程中含水量的动态变化及相应波峰速度,进而可以计算出非饱和带土壤排泄量或潜水含水层的补给量  $Q_{UZF1}$ ,代入式(3)可得

$$AH_m = B - Q_{UZF1} \tag{17}$$

将 UZF1 嵌入 MODFLOW 进行迭代循环计算时,考虑地下水位变动对入渗过程的影响.在地下水位上升时,地下水补给量包括动力波通过前一个时刻的潜水面的补给量,以及前一刻与当前时刻潜水面间非饱和带土壤的释水量.在地下水位下降时,地下水补给量为动力波通过当前时刻的潜水面的补给量,饱和释水后非饱和区含水量等于残余含水量.

2 降水入渗试验

2.1 试验装置

试验在河海大学水文水资源与水利工程科学国家重点实验室降雨大厅可变坡土槽(图2)上进行,土槽分为主槽和溢流钢槽2部分.2槽通过底部4个孔连通.主槽有效容积为  $12.0\text{ m} \times 1.5\text{ m} \times 1.5\text{ m}$ .溢流钢槽长  $1.5\text{ m}$ ,宽  $10.0\text{ cm}$ ,溢流口高度  $6.2\text{ cm}$ .土槽主槽底部填充  $5.0\text{ cm}$  厚的石英砂作为反滤层,上部填充  $1.3\text{ m}$  厚的太湖流域沿江冲积平原母质发育良好的草甸土(土壤饱和含水量  $0.402$ ,土壤密度  $2.71\text{ g/cm}^3$ ,孔隙度  $0.48$ ,有机质质量比  $4.1\text{ g/kg}$ ,砂粒占  $76.5\%$ ,粉粒占  $16.4\%$ ,黏粒占  $7.1\%$ ).土槽土壤于 2004 年 9 月填完,降水

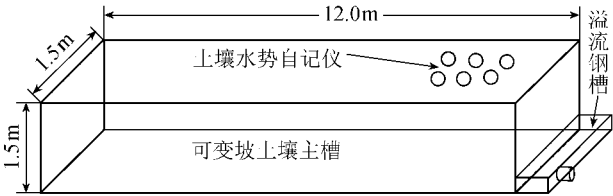


图 2 试验装置

Fig. 2 Experimental equipment

10 多次使土槽中土壤性质接近自然状态.在主槽中埋设 6 个土壤水势自记仪(图 2),埋深分别为 20 cm,40 cm,60 cm,80 cm,100 cm,130 cm,用于记录土壤水势变化.

2.2 试验步骤及观测数据

- a. 利用水泵向土槽地表注水,记录土槽地表面积水深变化过程(图 3),注水时间为 90 min.
  - b. 土壤水势自记仪每隔 1 min 自动记录土壤水势值,总纪录时间为 6 d.
  - c. 观测溢流钢槽出流过程,即地下水出流过程.
- 由于 UZF1 采用土壤含水量进行计算,为此,本文根据土壤理化特征确定经验土壤特征曲线<sup>[10]</sup>,将土壤水势转化成土壤含水量.

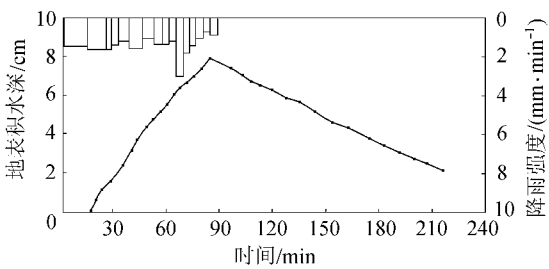


图 3 人工降水及地表面积水深变化过程

Fig. 3 Variation of artificial precipitation and depth of surface water

3 模型应用及成果分析

3.1 模型构建及参数率定

根据 MODFLOW2005 地下水数值计算建模原理,土槽数值模拟水平网格划分为 120 行×15 列,网格大小为 10 cm×10 cm,垂直方向分为饱和与非饱和 2 部分,厚度随地下水位变化.计算时间单位为 h,分为 7 个应力期.土槽四周为不透水边界,土槽初始时刻无饱和积水,初始地下水位为 0.利用 UZF1 模拟降水入渗过程,采用排水模块模拟溢流钢槽的排水过程.模型参数为:饱和带水平渗透系数  $K_h$ 、给水度  $S_y$ 、排水沟与含水层间的水力传导度  $C$ ,以及非饱和带土壤饱和垂向渗透系数  $K_v$  和 BROOK-COREY 经验公式中的指数  $\epsilon$ ,其中  $K_v$ ,  $C$ ,  $S_y$  采用以下方法估算:

- a. 在地表面积水情形下,  $K_v$  等于土壤入渗能力  $f^{[5]}$ ,因此,根据地表面积水衰退曲线的斜率得出  $K_v = 2.825$  cm/h.
- b. 试验主槽与溢流钢槽间(即为数值模型中的排水沟)无弱透水层阻隔,可以用大渗透率方法<sup>[11]</sup>模拟土槽排水过程.本文假设  $C = 10^4$  cm<sup>2</sup>/h.
- c. 根据水量平衡原理估算出给水度:

$$S_y = \frac{W_{in} - (W_{out} + W_{sc})}{S\Delta h}$$

(18)

式中:  $W_{in}$ ——地表总入渗水量;  $W_{out}$ ——地下水总出流量,即溢流口总排水量;  $W_{sc}$ ——非饱和带土壤蓄水量的变化量;  $\Delta h$ ——地下水位变化量;  $S$ ——土槽面积,为 12.0×1.5 m<sup>2</sup>.

根据观测的土壤含水量、地下水位变化以及地表总入渗水量、溢流口出流量,利用式(18)计算得  $S_y = 0.1012$ .由于土壤蓄水量是根据有限土壤含水量观测点计算而得,  $S_y$  计算值还存在误差.

进一步以模型计算与实测各时段溢流钢槽出流量误差平方和最小为目标,根据单目标参数反演方法<sup>[13]</sup> 本文编写了步长加速法<sup>[12]</sup>参数优化程序,以推求  $S_y$  及 2 个待求参数  $K_h$ ,  $\epsilon$ .求得模型参数为:  $K_h = 54.79$  cm/h,  $S_y = 0.095$ ,  $\epsilon = 3.536$ .

3.2 出流量及土壤含水量数值模拟结果

利用模型率定的参数及人工降水过程,由 MODFLOW-UZF1 计算出溢流钢槽出流量及各探头处土壤含水量变化过程,计算结果与实测结果对比见图 4~6.

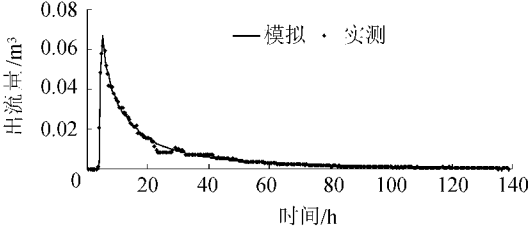


图 4 溢流钢槽时段出流量实测与模拟值对比

Fig. 4 Comparison between measured and simulated discharges in steel trough

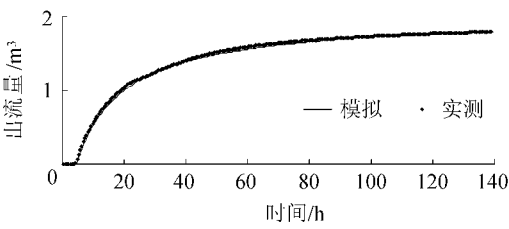


图 5 溢流钢槽累积出流量实测与模拟值对比

Fig. 5 Comparison between measured and simulated accumulated discharge volumes in steel trough

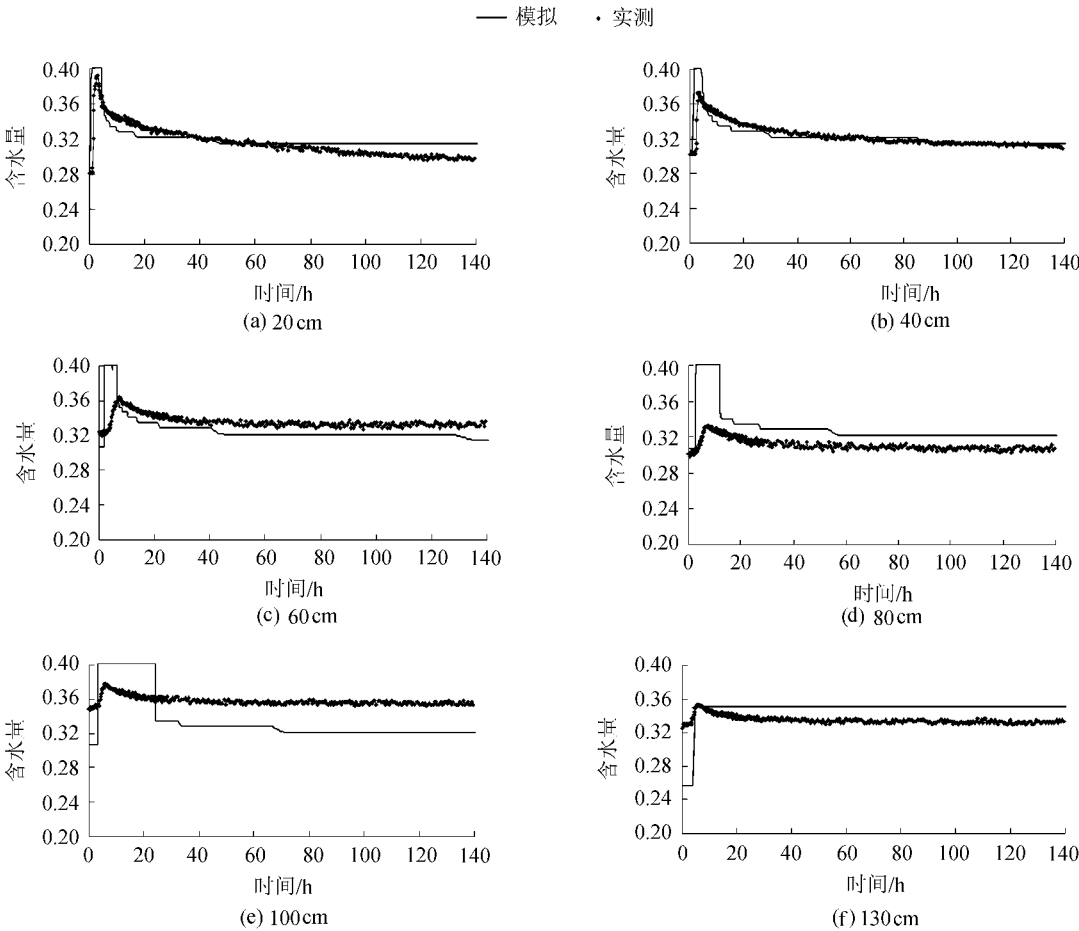


图 6 不同探头埋深处实测土壤含水量与模拟含水量对比

Fig. 6 Comparison between measured and simulated soil water contents at different probe depths

图 4 和图 5 表明模型计算的出流过程与溢流钢槽实测出流过程拟合较好,MODFLOW-UZF1 程序用于计算降水入渗补给量以及模拟饱和带土壤地下水动力过程较为可靠.图 6 表明实测与模拟的土壤含水量对降水入渗的响应时间基本吻合,模拟结果能捕捉浸润峰的推移过程,受基质势影响小的 20 cm 和 40 cm 探头处模拟结果与实测值吻合相对较好.但在埋深较大处,与实测渐变过程相比,模拟的土壤含水量以矩形脉冲形式陡涨陡落,拟合误差较大.这是由于 UZF1 做了以下两方面的简化:一是假设饱和释水过程和重新饱和过程在瞬间完成,模型不能准确地模拟入渗过程中土壤含水量渐变过程;二是模型忽略基质势对土壤水运动影响.随着埋深加大,接近毛细管作用带,基质势影响日益显现.因此,MODFLOW-UZF1 程序用于潜水埋深较大地区降水入渗补给量、土壤含水量变化及饱和地下水数值模拟更为合理.

4 结 语

土壤非饱和带是联系地下水与地表水的纽带,与以往仅采用地下水数值模拟估算降水入渗补给量相比,采用入渗水在非饱和带运动模拟与地下水数值模拟相耦合,可以更为准确地估算降水入渗补给量及土壤含水量变化过程.但由于 MODFLOW-UZF1 程序中假定潜水面附近饱和和释水过程和重新饱和过程在瞬间完成,并忽略了基质势对非饱和带土壤水运动的影响,以及单一的使用 BROOK-COREY 经验公式描述非饱和土壤渗透特性<sup>[14]</sup>,因此模型用于分析入渗过程中土壤含水量的变化还存在局限性.进一步采用 FEFLOW,VSF 与 MODFLOW 耦合模型等一些完全求解理查德方程的数值计算模型,可以进行更精细的饱和与非饱和带土壤水耦合数值计算,但由于这些模型结构复杂、参数多、运算量大,应用于大区域饱和与非饱和带土壤水数值模拟还存在很多困难<sup>[6]</sup>.此外,在大范围应用时,模型构建及参数推求除采用常规地下水水位观测资料外,增加土壤水分及地表径流等观测资料,才能增强模型计算结果的可靠性.因此,在实际应用中,需在模型复杂性、资料条件及计算工作量等方面进行取舍.

参考文献：

[ 1 ] WINTER T C ,HARVEY J W ,FRANKE O L ,et al. Ground water and surface water :a single resource[ R ]. Reston ,VA :USGS ,1998 : 2-21.

[ 2 ] 刘新仁 杨海舰.土壤水动力学在平原水文模拟中的应用[ J].河海大学学报 ,1989 ,17( 4 ) 9-15.

[ 3 ] 王中根 郑红星 刘昌明.基于模块的分布式水文模拟系统及其应用[ J].地球科学进展 ,2005 ,24( 6 ) :109-115.

[ 4 ] MARKSTRON S L ,NISWONGER R G ,REGAN R S ,et al. GSFLOW :coupled ground-water and surface-water flow model based on the integration of the precipitation-runoff modeling system ( PRMS ) and the modular ground-water flow model ( MODFLOW-2005 ) [ R ]. Reston ,VA :USGS 2008 :1-15.

[ 5 ] TWARAKAVI N K C ,ŠIMŮNEK J ,SEO S. Evaluating interactions between groundwater and vadose zone using the HYDRUS based flow package for MODFLOW[ J]. Vadose Zone J 2008 ,18( 2 ) :757-768.

[ 6 ] NISWONGER R G ,PRUDIC D E ,REGAN R S ,et al. Documentation of the unsaturated-zone flow ( UZF1 ) package for modeling unsaturated flow between the land surface and the water table with MODFLOW-2005 [ R ]. Reston ,VA :USGS 2006 :4-9.

[ 7 ] 侯宪东 汪志荣 张建丰.非饱和土壤水分运动数值模拟研究综述[ J].水资源与水工程学报 ,2006 ,17( 4 ) :41-45.

[ 8 ] HARBAUGH A W. MODFLOW-2005 ,the US geological survey modular ground-water model :the ground-water flow process[ R ]. Reston , VA :USGS 2005 :20-36.

[ 9 ] ABBOTT M B. An introduction to the method of characteristics[ M ]. New York :Elsevier Publishing Company ,Inc. ,1966 :243.

[ 10 ] 刘建立 绍辉 刘慧.估计土壤水分特征曲线的间接方法研究进展[ J].水利学报 ,2004( 2 ) :68-76.

[ 11 ] MERRITT M L ,KONIKOW L F. Documentation of a computer program to simulate lake-aquifer interaction using the MODFLOW ground-water flow model and the MOC3D solute-transport model[ R ]. Reston ,VA :USGS 2000 :2-4.

[ 12 ] 钱颂迪 郭耀煌 顾基发,等.运筹学[ M ].北京 清华大学 ,1982 :171-173.

[ 13 ] 张俊 徐绍辉.数值反演方法在确定土壤水力性质中的研究进展[ J].土壤 ,2003 ,35( 3 ) :211-215.

[ 14 ] 来剑斌 王全九.土壤水分特征曲线模型比较分析[ J].水土保持学报 ,2003 ,17( 1 ) :137-140.

Dynamic coupled modeling and infiltration experiment on soil water in saturated and unsaturated zones

CHENG Qin-bo , CHEN Xi , ZHAO Ling-ling , LING Min-hua

( State Key Laboratory of Hydrology-Water Resources and Hydraulic Engineering , Hohai University , Nanjing 210098 , China )

**Abstract** :Through artificial precipitation infiltration experiments in a soil trough with variable slopes , the variation of soil water potential and groundwater discharge was observed. A method of parametric calibration and model validation for the widely used numerical model of soil water in saturated and unsaturated zones , that is , MODFLOW-UZF1 , was established. The numerical results show that the MODFLOW-UZF1 can correctly simulate the precipitation infiltration process. However , it ignores the effect of the matric potential in transport of soil water in the unsaturated zone , and it results in a larger error between the simulated and observed soil moisture contents in the capillary zone.

**Key words** : MODFLOW ; soil water in saturated-unsaturated zones ; coupled modeling ; precipitation infiltration experiment