

强降雨条件下含大孔隙土柱水分非平衡运移特性

阙云¹, 林登辉¹, 陈嘉²

(1. 福州大学 土木工程学院, 福建 福州 350108; 2. 福州大学 数学与计算机科学学院, 福建 福州 350108)

摘要: 为揭示强降雨条件下大孔隙土柱水分非平衡运移特性, 基于双重渗透模型与运动波模型, 采用有限差分技术编制计算程序, 对降雨强度、持时、初始含水率、两域间等效扩散距离、经验参数(r_w, n^*) 等对水分非平衡运移特性进行分析。结果表明, 双重渗透模型计算所得的水分交换峰值比运动波模型计算值大但水分交换深度范围小。双重渗透模型模拟表层水分变化较好, 而运动波模型模拟土层下部水分变化较好。两种计算模型得到的体积含水率沿深度范围内呈现双拐点特性。湿润峰深度、水分交换深度范围均随降雨强度、降雨持时的增大呈现变大趋势。随着初始含水率逐渐接近饱和和含水率, 湿润峰位置下移, 水分交换深度范围变大, 但峰值骤降。随着两域间等效扩散距离增大, 水分交换速率大幅减小, 造成比较明显的非平衡流现象; 但当两域间等效扩散距离超过 5 cm 时, 湿润峰位置、水分交换速率、基质域剖面含水率相差很小。随着经验参数 r_w, n^* 的增大, 湿润峰下降速度变慢, 但水流交换速度增大。当 r_w 大于 0.4 或 n^* 大于 2.5, 湿润峰下降速度、土壤剖面含水率、水流交换速度与范围变化幅度明显降低, 产生非平衡流的几率降低。

关键词: 强降雨; 大孔隙; 非平衡流; 双重渗透模型; 运动波模型

中图分类号: U416.1

文献标志码: A

Water Transport Characteristics of Non-Equilibrium Flow on Soil Column with Macropore Under Heavy Rainfall Condition

QUE Yun¹, LIN Denghui¹, CHEN Jia²

(1. College of Civil Engineering, Fuzhou University, Fuzhou 350108, China; 2. College of Mathematics and Computer Science, Fuzhou 350108, China)

Abstract: In order to reveal the water transport characteristics of non-equilibrium flow on soil column with macropore under heavy rainfall condition, the influence law of the factors (i. e., rainfall intensity, duration time, initial water content, the equivalent diffusion distance between two

domain, empirical parameter) on the seepage mechanism of non-equilibrium flow were analyzed by using the dual porosity model and the kinematic wave model. The results indicate that the larger peak and smaller depth range of water exchange calculated by dual porosity are larger than those calculated by using the kinematic wave model. The dual porosity model is more suitable for simulating water change of upper soil while the kinematic wave model is more suitable for simulating water change of bottom soil. The volumetric water content calculated by using the two models along the depth presents the characteristics of double knees. The depth of water exchange and wetting front will increase with the increases of rainfall intensity and duration time. With the initial water content gradually approaching to saturation water content, the wetting front moves down and the depth range of water exchange increases, but the peak of water exchange decreases quickly. With the equivalent diffusion distance increasing, the water exchange rate significantly reduces, resulting in the non-equilibrium flow. There is a little change in wetting front, water exchange rate and water content of the matrix domain when the equivalent diffusion distance between two domains is longer than 5 cm. With the increase of empirical parameters (r_w and n^*), the wetting front moves down, but the water exchange rate increases. When the r_w is more than 0.4 or n^* is more than 2.5, the wetting front decline rate, the moisture content of soil's profile, and the speed and variation range of water exchange slow down obviously, resulting in the lower risk of non-equilibrium flow.

Key words: heavy rainfall; macropore; none-equilibrium flow; dual porosity model; kinematic wave model

我国东南沿海地区每年受台风降雨影响而诱发边坡失稳现象屡见不鲜。与普通降雨不同, 台风暴雨具有降雨时间集中、短时降雨强度极大以及累积降雨量多等特点, 如 2015 年第 13 号台风“苏迪罗”登陆福建, 最大降雨强度高达 $142 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$, 最大累积

降雨量超过 500 mm, 台风暴雨诱发边坡失稳在时序上属于“降雨—坡体水分运移—水力相互作用—边坡失稳”的过程, 因此, 如何准确刻画坡内水分运移机理是揭示台风暴雨诱发边坡失稳机制的基础与核心内容之一. 当前, 国内外学者采用非饱和渗流理论对边坡水分迁移机理进行了大量的研究, 并取得了许多重要的结论^[1-5], 为深入揭示降雨型边坡的失稳机理具有重要意义.

但值得注意的是, 台风短时强降雨气候条件下的降雨强度远大于一般土体饱和导水率, 雨量将部分入渗而形成积水模式, 入渗量并不会随降雨量增大而显著增大, 因此, 以上结论并不能合理解释许多边坡在台风暴雨条件下短时间即出现浅层失稳现象.

事实上, 上述成果多是基于均匀介质假定, 而实际斜坡, 受植物根孔、动物孔隙和自然气候条件变化下土壤的干湿交替和冻融循环等影响, 斜坡表面土壤内分布着许多大孔隙, 在降雨作用下, 土壤大孔隙中的水流可绕过周围大部分土壤基质短时间内到达土壤深层, 产生非平衡流^[6]. 此时的非均质流土壤水分的流速和流量远大于达西定律描述的运动特性, 已不能按传统达西定律来描述. 土体中大孔隙的非平衡流已成为近年来国内外学者的热点研究领域. 目前描述水分及溶质在含大孔隙土壤中运移的理论模型主要包括两域模型、多域模型、两阶段模型、混合层模型、多尺度平均模型、随机模型和混合随机模型等^[7-10]. 上述理论模型中, 以假定基质域与大孔隙域的水流均符合达西定律的双重渗透模型运用最为广泛. 然而, 对于一些大孔隙域中孔隙尺寸过大而导致域中水流从层流变为紊流时, 双重渗透模型已不适用.

鉴于此, 本文基于双重渗透模型(基质域与大孔隙域水流均采用 Richards 方程描述)与运动波模型(基质域水流采用 Richards 方程描述, 大孔隙域水流采用运动波方程描述), 采用有限差分技术编制相应求解程序, 同时结合大孔隙非平衡流模拟试验, 对短时强降雨条件下含大孔隙斜坡的水分非平衡运移机理进行分析.

1 非平衡流模型及其求解

1.1 双重渗透模型及其方程离散

目前描述水分在含大孔隙土壤中运移的理论模型有多种, 但以两域模型应用最广. 两域模型主要包

括双重孔隙模型、双重渗透模型及多重渗透模型等, 前两种模型主要区别是双重孔隙模型假定水分在基质域孔隙中是静止的, 而双重渗透模型则假设水分在大孔隙域与基质域的孔隙中都能流动. 多重渗透模型是在双重渗透模型中考虑了附加的重叠孔隙区域, 划分附加区域的时候具有很大的灵活性, 但模型中增加了很多经验参数, 为模型求解增加了难度与不确定性. 基于此, 本文采用双重渗透模型, 假定基质域与大孔隙域的水流均符合达西定律, 其运动方程(大孔隙域用下标 f 表示, 基质域用下标 m 表示)如式(1)所示^[11].

$$\begin{cases} \frac{\partial \theta_f}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} (K_f \frac{\partial h_f}{\partial z} + K_f) - \frac{\Gamma_w}{\omega_f} \\ \frac{\partial \theta_m}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} (K_m \frac{\partial h_m}{\partial z} + K_m) + \frac{\Gamma_w}{1 - \omega_f} \end{cases} \quad (1)$$

式中: t 为时间, s ; θ 为含水率; K 为非饱和导水率, $m \cdot s^{-1}$; h 为压力水头, m ; ω_f 为大孔隙域与整个土体的体积比; Γ_w 为两域水分交换项, s^{-1} .

在双重渗透模型中, 最关键的是两域之间的耦合项. 其中双重渗透模型中两域水分交换项与两域之间的压力水头的关系如式(2)所示^[12].

$$\Gamma_w = \alpha_w (h_f - h_m) \quad (2)$$

式中: α_w 为一阶水交换系数, 可用式(3)表示^[13].

$$\alpha_w = \frac{\beta}{d^2} r_w K_a \quad (3)$$

式中: β 为土壤团粒几何形状因子, 对于长方体取 3, 球体取 15; d 为团粒块中心到大孔隙边界的距离, cm ; r_w 为经验参数, 可取 0.4; K_a 为大孔隙域与基质域界面处的水力传导系数, 按式(4)取值^[8].

$$K_a = 0.5 [K_m(h_f) + K_m(h_m)] \quad (4)$$

双重渗透模型描述大孔隙域和基质域的方程都采用 Richards 方程, 采用有限差分隐式格式对其进行求解. 取一定深度的土壤, 将计算区域划分为 N 个单元, 共有 $N+1$ 个节点, 其中 $N=0$ 和 $N=i$ 为边界节点, 取等距离步长, 按照隐式差分格式对 Richards 方程进行时间和空间上的离散.

$$\frac{\theta_{f,i}^{t+1} - \theta_{f,i}^t}{\Delta t} = \frac{K_{f,i+1/2}^{t+1} (\theta_{f,i+1}^{t+1} - \theta_{f,i}^{t+1}) - K_{f,i-1/2}^{t+1} (\theta_{f,i}^{t+1} - \theta_{f,i-1}^{t+1})}{\Delta z^2} +$$

$$\frac{K_{f,i}^{t+1} - K_{f,i-1}^t}{2\Delta z} - \frac{\beta K_a r_w}{\omega_f \alpha^2} (\theta_{f,i}^t - \theta_{m,i}^t) \quad (5)$$

$$\frac{\theta_{m,i}^{t+1} - \theta_{m,i}^t}{\Delta t} =$$

$$\frac{K_{m,i+1/2}^{t+1} (\theta_{m,i+1}^{t+1} - \theta_{m,i}^{t+1}) - K_{m,i-1/2}^{t+1} (\theta_{m,i}^{t+1} - \theta_{m,i-1}^{t+1})}{\Delta z^2} +$$

$$\frac{K_{m,i+1}^t - K_{m,i-1}^t}{2\Delta z} + \frac{\beta K_a r_w}{(1 - \omega_t) \alpha^2} (\theta_{i,i}^t - \theta_{m,i}^t) \quad (6)$$

式中: t 为时间; Δt 为时间步长; Δz 为空间步长; i 为节点数。

1.2 运动波模型及其方程离散

运动波模型基质域中采用 Richards 方程, 而大孔隙域中的水流方程采用以下运动波方程^[14-15]:

$$\begin{cases} \frac{\partial \theta_i}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial z} - \sum S_w \\ \frac{\partial \theta_m}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial t} (K_m \frac{\partial h_m}{\partial z} + K_m) + \sum S_w \end{cases} \quad (7)$$

式中: S_w 为两域水分交流的项, s^{-1} ; q 为流量通量, 其简化形式可采用非饱和导水率 $K(\theta)$ 代替; \sum 为各项之和。

运动波模型中两域水分交换项与两域之间的压力水头的关系可用下式所示^[14]:

$$S_w = \frac{\beta D_w r_w}{d^2} (\theta_{msat} - \theta_m) \quad (8)$$

式中: θ_{msat} 为基质域的饱和含水率; D_w 为大孔隙域-基质域有效扩散率, 采用下式^[14]进行计算:

$$D_w = \left(\frac{D_{msat} + D_m}{2} \right) S_f \quad (9)$$

式中: D_{msat} 为基质域饱和状态下扩散率; D_m 为基质域扩散率; S_f 为大孔隙域的含水饱和度, $S_f = \theta_i / \theta_{isat}$, θ_{isat} 为土壤总饱和含水率减去基质域的饱和含水率。

运动波方程为一阶非线性偏微分方程, 求解此方程有很多种方法, 包括解析解法、有限差分法、LBM(Lattice Boltzmann Method)方法及有限元法等。本文基于有限差分技术, 采用一阶精度的迎风格式^[16], 其形式如下:

$$\frac{\theta_{i,i}^{t+1} - \theta_{i,i}^t}{\Delta t} = -\frac{K_{i,i}^t - K_{i,i-1}^t}{\Delta z} - S_{w,i} \quad (10)$$

1.3 计算参数

1.3.1 土水特征曲线

试验用土采用福建省道 303 线 K365+800 处现场取的花岗岩残积土, 其颗粒组成见表 1。采用滤纸法确定土水特征曲线(其中基质域采用花岗岩残积土而大孔隙域采用粗砂), 并利用 Matlab 语言采用 Lsqcurvefit 函数^[17]对 Van Genuchten 模型^[18]参数进行拟合, Van Genuchten 模型方程如式(11)所示, 结果见表 1。

$$\theta(H) = \begin{cases} \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{[1 + |\alpha H|^n]^v} & H < 0 \\ \theta_s & H \geq 0 \end{cases} \quad (11)$$

式中: θ 为土壤含水率; θ_r, θ_s 分别为残余含水率以及饱和含水率; H 为土壤负压; α, n, v 为拟合参数, $v =$

$1 - 1/n$ 。

1.3.2 饱和与非饱和导水率

采用变水头与常水头试验测量基质域(黏土)与大孔隙域(粗砂)的饱和导水率 K_s , 结果见表 2。

表 1 残积土颗粒组成

粒径/mm	≥ 2	2~0.05	0.002~0.05	< 0.002
残积土质量分数/%	8.02	43.57	33.44	14.97

表 2 计算参数

土壤类型	θ_r	θ_s	α	n	$K_s / (\text{cm} \cdot \text{s}^{-1})$
基质域	0.029	0.37	0.058	1.21	5.7×10^{-5}
大孔隙域	0	0.5	0.1	2	0.024/0.020*

注: * 为包括基质域与大孔隙域的土体总饱和导水率。

采用 Van Genuchten 模型求解 Richards 方程中土的非饱和导水率所需参数, 方程如下^[19]:

$$K(\theta) = K_s S_e^{1/2} [1 - (1 - S_e^{1/v})^v]^2 \quad (12)$$

$$S_e = \frac{\theta(h) - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (13)$$

式中: S_e 为有效饱和度。

Beven 等提出的描述大孔隙域运动波方程中非饱和导水率的简易指数方程^[15]为

$$K_t(\theta) = (K_{ts} - K_{ms}) S_{fe}^{n^*} \quad (14)$$

式中: K_{ts} 为包括大孔隙域与基质域的土体总饱和导水率, $\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$; K_{ms} 为基质域饱和导水率, $\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$; S_{fe} 为大孔隙域的饱和度; n^* 为与大孔隙的尺寸分布、迂曲度等相关的经验参数, 取 2.5。

1.4 边界条件

在不考虑植被和蒸发的影响时, 非平衡流边界条件采用以下处理方法:

(1) 当降雨强度小于基质域的下渗能力时, 土壤下渗主要受基质域的毛管力和分子力作用, 水分全部通过基质域入渗, 不考虑大孔隙中的水分传导。

(2) 当降雨强度大于基质域的下渗能力, 但小于或等于土体总的入渗能力时, 下渗的水流分为两部分, 超过基质域下渗能力的水流通过大孔隙进行传导, 形成大孔隙流。

(3) 当降雨强度大于土壤的总的入渗能力时, 大孔隙和基质域两者都充分导水, 而超过土壤总下渗能力的水流将在土壤表面形成坡面径流。

1.5 方程计算收敛判别标准

采用交替迭代方法实现方程(1)、方程(7)的求解。本文采用计算收敛判别标准为

$$\begin{cases} \left| \frac{\theta_{i,i}^{t+1,l+1} - \theta_{i,i}^{t+1,l}}{\theta_{i,i}^{t+1,l+1}} \right| \leq 0.01\% \\ \left| \frac{\theta_{m,i}^{t+1,l+1} - \theta_{m,i}^{t+1,l}}{\theta_{m,i}^{t+1,l+1}} \right| \leq 0.01\% \end{cases} \quad (15)$$

式中: l 为第 l 个计算时步。

1.6 方程求解与程序编制

基于以上模型方程和边界条件,结合有限差分技术,采用 Matlab 语言分别编制计算程序,实现水分非平衡流的双重渗透模型与运动波模型求解。参考文献[8],具体计算步骤和求解流程见图 1。

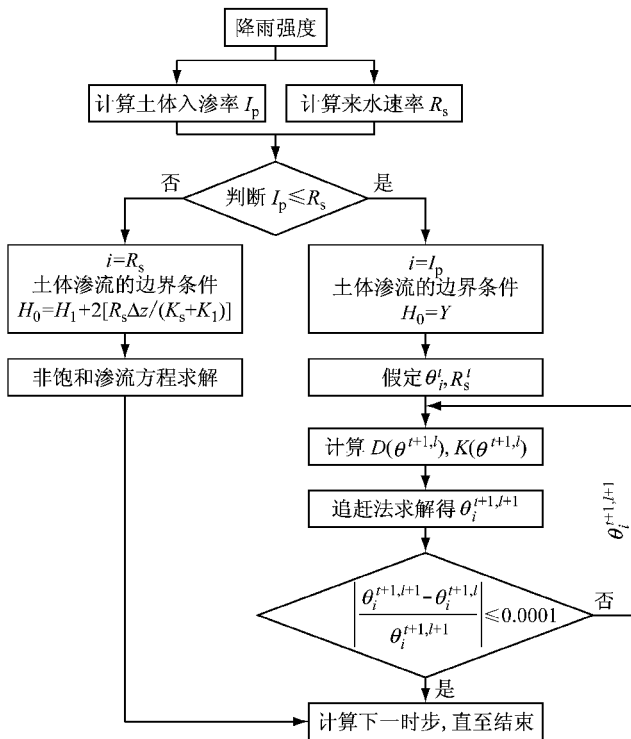


图 1 方程求解流程图

Fig.1 Block chart of procedure

(1) 计算土体入渗率 I_p .

$$\begin{cases} I_{pm} = -0.5(K_{ms} + K_{ml})(H_{ml} - Y) / \Delta z \\ I_{pf} = -0.5(K_{fs} + K_{fl})(H_{fl} - Y) / \Delta z \\ I_p = I_{pm} + I_{pf} \end{cases} \quad (16)$$

$$Y = h + I \Delta t \quad (17)$$

式中: K_{fs} 为大孔隙域饱和和导水率; $K_{ml}, K_{fl}, H_{ml}, H_{fl}$ 分别为基质域、大孔隙域第 1 个节点的导水率和压力水头; I 为降雨强度。

(2) 计算来水速率 R_s .

$$R_s = Y / \Delta t = I + (h / \Delta t) \quad (18)$$

(3) 比较土体入渗率 I_p 和来水速率 R_s .

若 $I_p > R_s$, 实际入渗率为 $i = R_s$. 方程(1), (2)或方程(7), (8)的边界条件为

$$H_0 = H_1 + 2[R_s \Delta z / (K_s + K_1)] \quad (19)$$

式中: H_0 为边界节点的压力水头; H_1, K_1 分别为第 1 个节点的压力水头和导水率。

若 $I_p \leq R_s$, 实际入渗率为 I_p , 方程(1), (2)或方程(7), (8)的边界条件为

$$H_0 = Y \quad (20)$$

(4) 由土体入渗的边界条件,假定 $t+1$ 时刻的土壤水分运动参数,求解方程得到第一次迭代值 $\theta^{t+1,1}$,将计算 $K(\theta^{t+1,1})$ 和 $D(\theta^{t+1,1})$ 作为下一次计算的预测值,求得第二次的迭代值 $\theta^{t+1,2}$,如此循环计算,直到相邻两次的迭代值相对误差小于规定的值为止。

(5) 计算下一时间步,重复第(1)~(4)步,直至降雨结束。

2 大孔隙流试验与数值模型求解对比

2.1 试验设计

试验采用福建省道 303 线 K365+800 处花岗岩残积土。有机玻璃土柱(高 50 cm)分为两部分,一部分是基质域,选用风干后的残积土分层进行压实填充,控制压实度为 85%;另一部分是大孔隙域,人工大孔隙模拟是在填充基质域土时插入直径 2.0 cm 的钢管,待装填完土后拔掉钢管,往里面填入粗砂,形成大孔隙域。

试验装置主要由土柱、降雨器、供水器组成。降雨强度通过自制的针管式降雨模拟器控制。针管式降雨模拟器由有机玻璃板制成,底板按棋盘分布安装 64 根医用注射针头(已处理掉针头),通过调节流入针盘的水流控制降雨强度;同时在有机玻璃柱两侧开圆孔,用于埋设 TDR-3 型湿度探针(图 2),数据采集仪采用 QTS-7 型土壤温湿度记录仪(图 3)。在柱底板板中布满细孔,用于收集水流。

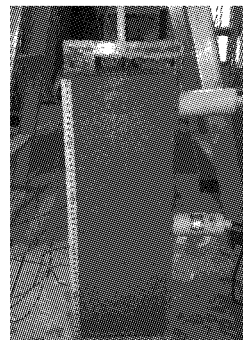


图 2 土柱模型
Fig.2 Soil column

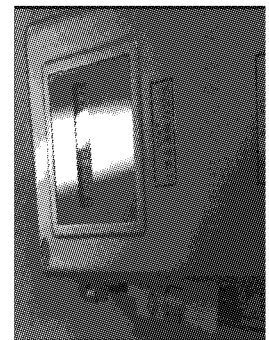


图 3 数据采集仪
Fig.3 Data acquisition instrument

2.2 试验结果与分析

通过透明有机玻璃柱侧面,可以观测土柱中湿润峰的下移情况.图 4 为湿润峰深度实测值与模型模拟值与入渗时间的关系曲线.图 5 为土柱含水率实测值与模型模拟值对比.

由图 4 可见,在入渗初期,由运动波模型(简称 KW)与双重渗透模型(简称 DP)计算的湿润峰下降速度均比试验实测值大且双重渗透模型更贴近实测值;随着入渗时间的延长,试验实测值逐渐介于两种模型计算值之间.说明土柱表层,双重渗透模型模拟结果精度更高,随着深度的增加,运动波模型计算结果精度逐渐高于双重渗透模型.

由图 5 可见,①两种数值计算模型计算结果与土柱模拟试验实测值总体上较为接近,说明两种模型的计算精度较高,能满足工程需要.②在 5 cm 处,双重渗透模型计算得到的含水率和试验实测值更接近;在 30 cm 处,运动波模型计算结果和实测结果比较接近,双重渗透模型的计算结果明显比实测结果偏小(如最大含水率相差超过 0.1),且水流响应的时

间偏慢.说明运动波模型水流在重力作用下,水流下渗速度与下层土壤水分响应时间都较快.

综合以上,双重渗透模型在模拟表层水分变化较好;而运动波模型,由于水流下渗快,底部土层响应时间早,其计算值更接近土柱下部实测值.

3 计算参数对模拟结果影响分析

3.1 降雨强度

图 6、图 7 分别为不同降雨强度下基质域体积含水率与水分交换随深度变化曲线,其中降雨持时为 1 h,其他条件不变.

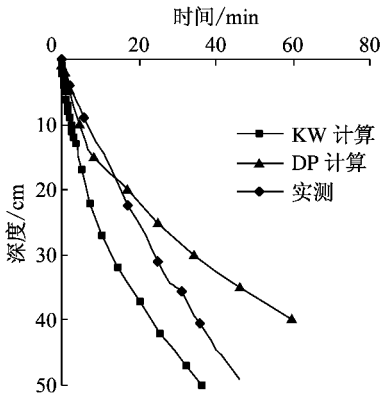


图 4 湿润峰深度与入渗时间的关系
Fig.4 Depth of wetting front versus time

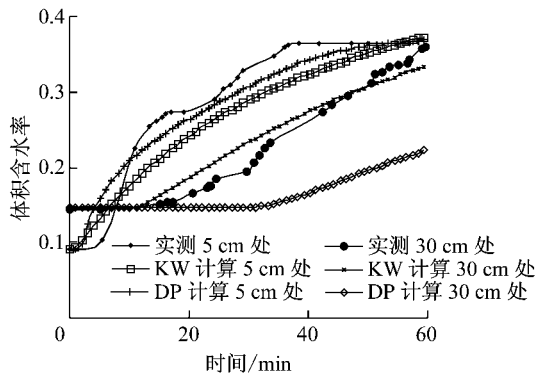


图 5 体积含水率实测值与模拟值对比
Fig.5 Comparison of measured value and simulated value of water content

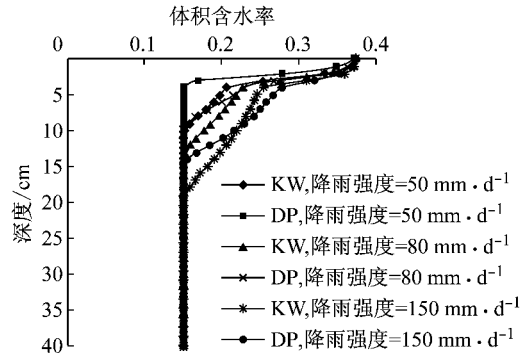


图 6 不同降雨强度下基质域体积含水率沿深度变化
Fig.6 Water content of matrix domain along the depth at different rainfall intensities

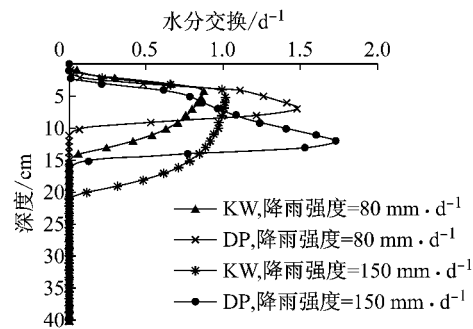


图 7 不同降雨强度下水分交换沿深度变化
Fig.7 Water exchange along the depth at different rainfall intensities

由图 6 可见,①浅层基质域范围内两种模型得到的湿润峰深度均随降雨强度的增大而增大,且运动波模型比双重渗透模型入渗速度更快,如降雨强度由 $50 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 增大至 $150 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 时,双重渗透模型和运动波模型得到的湿润峰深度分别由 6, 13 cm 增大至 17, 23 cm. ②两种计算模型得到的体积含水率沿深度范围内呈现双拐点特性,且随着降雨强度增大,上部拐点呈现右移而下部拐点呈现下移的

趋势. 说明降雨强度的增大加快了水分入渗.

由图 7 可见,①随着降雨强度的增大,两种模型得到基质域与大孔隙域间的水分交换深度范围与峰值均呈现变大趋势. 如降雨强度从 $80 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 增大至 $150 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 时,双重渗透模型和运动波模型计算得到的两域间水分交换深度范围分别从 14,17 cm 增大至 19,23 cm;峰值分别从 $1.47, 0.88 \text{ d}^{-1}$ 增大至 $1.73, 1.01 \text{ d}^{-1}$;峰值位置分别从 8,5 cm 下移至 13,6 cm. ②双重渗透模型计算所得的水分交换峰值比运动波模型计算值大,峰值所处位置更深,但水分交换深度范围更小. 如峰值大小、位置与深度范围最大相差依次为 $0.72 \text{ d}^{-1}, 7 \text{ cm}, 4 \text{ cm}$.

3.2 降雨持时

图 8、图 9 分别为不同降雨持时条件下基质域体积含水率与水分交换随深度变化曲线,其中降雨强度为 $150 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$,其他条件不变.

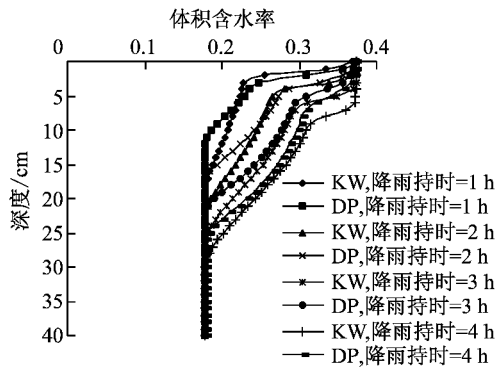


图 8 不同降雨持时下基质域体积含水率沿深度变化
Fig.8 Water content of matrix domain along the depth at different duration time

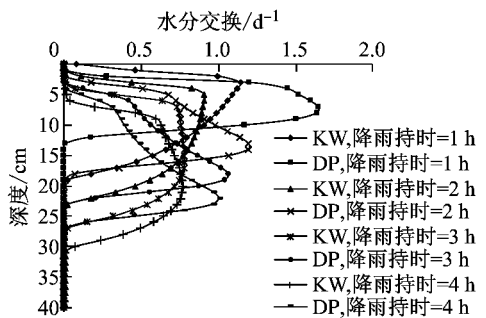


图 9 不同降雨持时下水分交换沿深度变化
Fig.9 Water exchange along the depth at different duration time

由图 8 可见,不同降雨持时条件下,两种计算模型得到的基质域体积含水率沿深度范围内同样呈现双拐点特性,且随降雨持时增大,水分的人渗深度变大,上部拐点同样呈现右移而下部拐点呈现下移的

趋势. 例如,降雨持时为 1 h 时,两种模型计算得到的上部拐点分别位于 3.5,3.6 cm 处,体积含水率依次为 0.22,0.23;而下部拐点则分别位于 11.5,18.4 cm 处. 当降雨持时增加到 4 h 时,上部拐点分别位于 7.0,9.5 cm 处,体积含水率依次为 0.33,0.34;而下部拐点则分别位于 26.7,30.8 cm 处.

由图 9 可见,①两种模型得到基质域与大孔隙域间的水分交换深度范围随降雨持时的增大而扩大,但峰值变小. 如降雨持时由 1 h 增大至 4 h 时,双重渗透模型和运动波模型计算得到的两域间水分交换深度范围分别从 17,22 cm 增大至 31,30 cm;峰值分别从 $1.65, 1.14 \text{ d}^{-1}$ 减少至 $1.01, 0.77 \text{ d}^{-1}$;峰值位置分别从 8,4 cm 下移至 23,23 cm. ②双重渗透模型计算所得的水分交换峰值比运动波模型计算值大,峰值所处位置更深,但水分交换深度范围更小. 如峰值大小、位置与深度范围最大相差依次为 $0.64 \text{ d}^{-1}, 4 \text{ cm}, 5 \text{ cm}$.

3.3 初始体积含水率

图 10、图 11 分别为不同初始体积含水率条件下基质域体积含水率与水分交换随深度变化曲线,其中降雨强度为 $150 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$,降雨持时为 1 h,其他条件不变.

由图 10 可见,初始体积含水率对基质域体积含水率沿深度范围的分布影响较大,随着初始体积含水率逐渐接近饱和,两种方法计算得到的湿润峰位置均下移,上部拐点位置下移不大但下部拐点位置下移趋势明显.

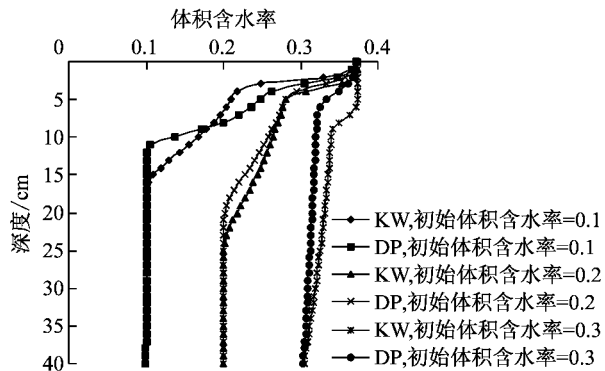


图 10 不同初始体积含水率下基质域体积含水率沿深度变化
Fig.10 Water content of domain matrix along the depth at different initial water content

由图 11 可见,①两种模型得到基质域与大孔隙域间的水分交换深度范围随着初始体积含水率的增大而变大,但峰值骤降. 如初始含水率从 0.1 增大至 0.3 时,双重渗透模型和运动波模型计算得到的两域间水分交换深度范围均超过 40 cm;峰值分别从

3.11, 1.21 d^{-1} 骤降至 0.26, 0.41 d^{-1} . ②双重渗透模型计算所得的水分交换峰值比运动波模型计算值大, 但水分交换深度范围更小.

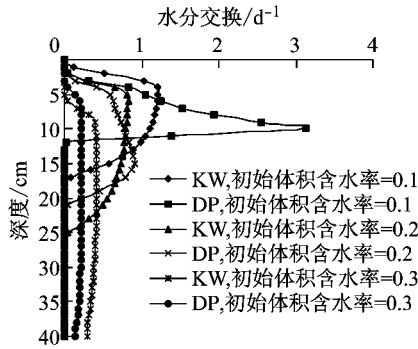


图 11 不同初始体积含水率下水分交换沿深度变化
Fig.11 Water exchange along the depth at different initial water content

3.4 两域间等效扩散距离

图 12、图 13 分别为不同等效扩散距离条件下(参考文献[12], 分别取 1, 5, 10 cm)基质域体积含水率与水分交换随深度变化曲线, 其中降雨强度为 150 $mm \cdot d^{-1}$, 降雨持时为 1 h, 其他条件不变.

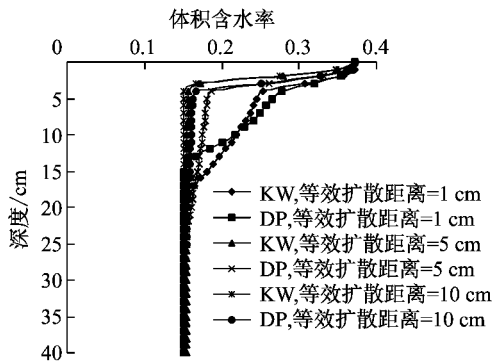


图 12 不同等效扩散距离下基质域体积含水率沿深度变化
Fig.12 Water content of domain matrix along the depth at different equivalent diffusion distance

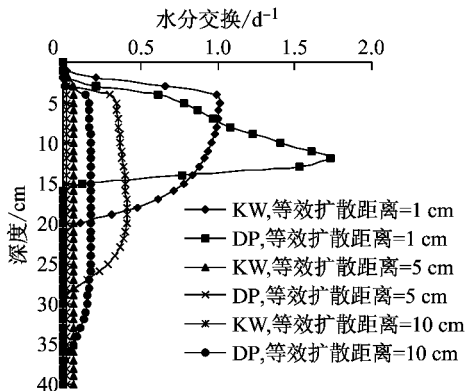


图 13 不同等效扩散距离下水分交换沿深度变化
Fig.13 Water exchange along the depth at different equivalent diffusion distance

由图 12 可见, 当两域间等效扩散距离为 1 cm 时, 两种方法计算得到基质域剖面体积含水率均比等效扩散距离为 5, 10 cm 时更快达到饱和状态; 当两域间等效扩散距离为 5, 10 cm 时, 基质域的剖面体积含水率与湿润峰位置相差不大. 由此说明, 两域间等效扩散距离较小时, 大孔隙域水分快速流入基质域, 使基质域体积含水率显著增加, 但当等效扩散距离超过 5 cm 时, 其对基质域剖面体积含水率的影响不大.

由图 13 可见, 当两域间等效扩散距离较小(如 1 cm)时, 水分交换最大的位置靠近湿润峰的前沿, 水分交换速度较快, 非平衡流现象不明显; 随着两域间等效扩散距离增大, 水分交换速率大幅减小, 造成比较明显的非平衡流现象; 当两域间等效扩散距离超过 5 cm 时, 水分交换速率相差很小.

3.5 经验参数 r_w

图 14、图 15 分别为不同经验参数 r_w 条件下(参考文献[12], r_w 分别取 0.1, 0.4, 0.7)基质域体积含水率与水分交换随深度变化曲线, 其中降雨强度为 150 $mm \cdot d^{-1}$, 降雨持时为 1 h, 其他条件不变.

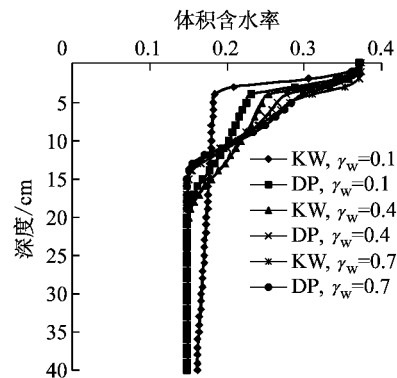


图 14 不同经验参数 r_w 下基质域体积含水率沿深度变化
Fig.14 Water content of domain matrix along the depth at different empirical parameter values of r_w

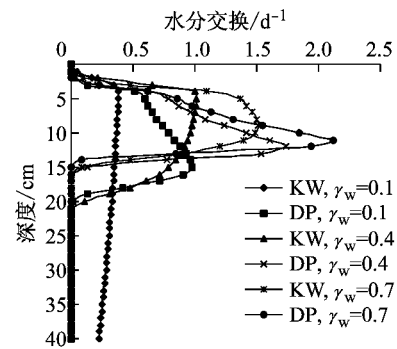


图 15 不同经验参数 r_w 下水分交换沿深度变化
Fig.15 Water exchange along the depth at different empirical parameter values of r_w

由图14可见,当 r_w 较小时,两种方法计算得到的基质域湿润峰下降速度比较快,基质域的土壤剖面体积含水率变化缓慢;随着 r_w 增大,湿润峰下降速度变慢,基质域的土壤剖面含水率变化加快.同时,当 r_w 大于0.4时,经验系数 r_w 对于基质域湿润峰下降速度以及土壤剖面体积含水率变化的影响明显减弱.

由图15可见,随 r_w 增大,两域间水流交换速度增大而深度范围减小;但当 r_w 大于0.4时,水流交换速度虽然增大,但变化幅度明显降低,产生非平衡流的几率降低.如 r_w 由0.1增至0.7,两种方法计算得到的两域间水分交换速度峰值分别由1.1,0.4 d^{-1} 增大至2.2,1.6 d^{-1} ,而深度范围分别降低至15.0,15.5 cm.

3.6 经验参数 n^*

运动波模型中,经验参数 n^* 和大孔隙的分布与迂曲度有关,文献[20]中建议取1.1~5.5.图16、图17分别为经验参数 n^* 取1.1,2.5,4.0,5.5时的计算结果,其中降雨强度取 $150 \text{ mm} \cdot d^{-1}$,降雨持时为1 h,其他条件不变.

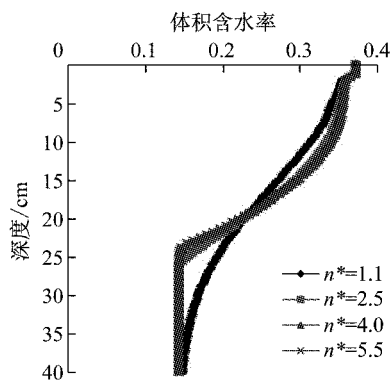


图16 不同经验参数 n^* 下基质域体积含水率沿深度变化
Fig.16 Water content of domain matrix along the depth at different empirical parameter values of n^*

由图16可见,湿润峰下降速度随 n^* 的增大呈现降低趋势,同时当 n^* 大于2.5时,湿润峰位置与基质域剖面体积含水率相差很小.如 n^* 为1.1时,湿润峰位置为近40 cm,而当 n^* 分别为2.5,4.0,5.5时,其湿润峰位置分别为25.8,25.0,24.7 cm.由此说明, n^* 小于2.5时,对于湿润峰位置以及基质域剖面体积含水率的影响较大,但当 n^* 大于2.5时,对湿润峰位置以及基质域剖面体积含水率的影响不大.

由图17可见,水分交换速度峰值大小随 n^* 的增大呈增大趋势,而位置降低;同时 n^* 取1.1与取

2.5,4.0,5.5时计算结果相差较大, n^* 如取2.5到5.5时,对基质域体积含水率影响不大, n^* 对两域间的水分交换速率靠近湿润峰前沿位置影响稍大,离湿润峰比较远的位置基本一致.由此说明, n^* 大于2.5对水分交换速度峰值大小与位置影响不大.

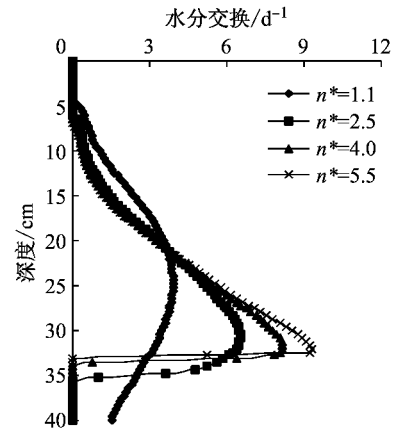


图17 不同经验参数 n^* 下水分交换沿深度变化
Fig.17 Water exchange along the depth at different empirical parameter values of n^*

4 结论

(1) 双重渗透模型计算所得的水分交换峰值比运动波模型计算值大,峰值所处位置更深,但水分交换深度范围更小.双重渗透模型在模拟表层水分变化较好;而运动波模型,由于水流下渗快,底部土层响应时间早,其计算值更接近土柱下部实测值.

(2) 两种计算模型得到的体积含水率沿深度范围内呈现双拐点特性.随降雨强度、降雨持时的增大,湿润峰深度、水分交换深度范围均呈现变大趋势,上部拐点呈现右移而下部拐点呈现下移的趋势.

(3) 初始体积含水率对基质域体积含水率沿深度范围的分布影响较大.随着初始体积含水率逐渐接近饱和,两种方法计算得到的湿润峰位置均下移,体积含水率分布图上部拐点位置下移不大但下部拐点位置下移趋势明显,水分交换深度范围变大,但峰值骤降.

(4) 当两域间等效扩散距离较小时,水分交换最大的位置靠近湿润峰的前沿,水分交换速度较快,非平衡流现象不明显.随着两域间等效扩散距离增大,水分交换速率大幅减小,造成比较明显的非平衡流现象;但当两域间等效扩散距离超过5 cm时,湿润峰位置、水分交换速率、基质域剖面含水率相差很小.

(5) 随着经验参数 r_w 的增大,湿润峰下降速度变慢,但两域间水流交换速度增大。当 r_w 大于 0.4 时,湿润峰下降速度、土壤剖面体积含水率、水流交换速度与范围变化幅度明显降低,产生非平衡流的几率降低。

(6) 随着经验参数 n^* 的增大,湿润峰下降速度降低,但水分交换速度峰值增大。当 n^* 大于 2.5 时,对湿润峰位置、基质域剖面体积含水率、水分交换速度峰值大小与位置的影响不大,降低了非平衡流产生几率。

参考文献:

- [1] LAM L, FREDLUND D G, BARBOUR S L. Systems: a geotechnical engineering transient seepage model approach[J]. Canadian Geotechnical Journal, 1987, 24(4): 565.
- [2] CHO S E. Probabilistic stability analysis of rainfall-induced landslides considering spatial variability of permeability[J]. Engineering Geology, 2014, 171(8): 11.
- [3] 吴宏伟,陈守义,庞宇威. 雨水入渗对非饱和土坡稳定性影响的参数研究[J]. 岩土力学, 1999, 20(1): 1.
NG WANGWAI Charles, CHEN Shouyi, PANG Yuewai. Parametric study of effects of rain infiltration on unsaturated slopes[J]. Rock and Soil Mechanics, 1999, 20(1): 1.
- [4] 林鸿州,于玉贞,李广信,等. 降雨特性对土质边坡失稳的影响[J]. 岩石力学与工程学报, 2009, 28(1): 198.
LIN Hongzhou, YU Yuzhen, LI Guangxin, et al. Influence of rainfall characteristics on soil slope[J]. Chinese Journal of Rock Mechanics and Engineering, 2009, 28(1): 198.
- [5] 李宁,许建聪,钦亚洲. 降雨诱发浅层滑坡稳定性的计算模型研究[J]. 岩土力学, 2012, 33(5): 1485.
LI Ning, XU Jiancong, QIN Yazhou. Research on calculation model for stability evaluation of rainfall-induced shallow landslides[J]. Rock and Soil Mechanics, 2012, 33(5): 1485.
- [6] 高朝侠,徐学选,赵娇娜,等. 土壤大孔隙流研究现状与发展趋势[J]. 生态学报, 2014, 34(11): 2801.
GAO Zhaoxia, XU Xuexuan, ZHAO Jiaona, et al. Review on macropore flow in soil[J]. Acta Ecologica Sinica, 2014, 34(11): 2801.
- [7] TIKTAK A, HENDRIKS R F A, BOESTEN J T I, et al. A spatially distributed model of pesticide movement in Dutch macroporous soils[J]. Journal of Hydrology, 2012, 411(11): 316.
- [8] KÖHNE J M, BINAYAK P M. Water flow processes in a soil column with a cylindrical macropore: experiment and hierarchical modeling[J]. Water Resources Research, 2005, 41(3): 1.
- [9] ARORA B, MOHANTY B P, MCGUIRE J T. Inverse estimation of parameters for multi-domain flow models in soil columns with different macropore densities[J]. Water Resources Research, 2011, 47(4): 526.
- [10] 张小娜,冯杰. 考虑土壤大孔隙的下渗模型构建及验证[J]. 武汉大学学报(工学版), 2014, 47(4): 457.
ZHANG Xiaona, FENG Jie. Construction and validation of infiltration model considering soil macropores[J]. Engineering Journal of Wuhan University, 2014, 47(4): 457.
- [11] GERKE H H, V GENUCHTEN M T. A dual-porosity model for simulating the preferential movement of water and solutes in structured porous media[J]. Water Resources Research, 1993, 29(2): 305.
- [12] GERKE H H, VAN GENUCHTEN M T. Evaluation of a first-order water transfer term for variably saturated dual-porosity models[J]. Water Resources Research, 1993, 29(4): 1225.
- [13] ARORA B, MOHANTY B P, MCGUIRE J T. Uncertainty in dual permeability model parameters for structured soils[J]. Water Resources Research, 2012, 48(1): 1.
- [14] LARSBO M, JARVIS N. MACRO 5.0. A model of water flow and solute transport in macroporous soil: technical description[R]. Uppsala: Swedish University of Agricultural Sciences, 2003.
- [15] BEVEN K, GERMANN P. Water flow in soil macropores II: a combined flow model[J]. Journal of Soil Science, 1981, 32(1): 15.
- [16] 冯杰. 土壤大孔隙流机理及产汇流模型[M]. 北京: 科学出版社, 2012.
FENG Jie. Mechanism and runoff yield and concentration model of macropore flow in soil[M]. Beijing: Science Press, 2012.
- [17] 杨改强,霍丽娟,杨国义,等. 利用 MATLAB 拟合 van Genuchten 方程参数的研究[J]. 土壤, 2010, 42(2): 268.
YANG Gaiqiang, HUO Lijuan, YANG Guoyi, et al. Research on fitting van Genuchten equation parameter with MATLAB software[J]. Soil, 2010, 42(2): 268.
- [18] VAN GENUCHTEN M T. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils[J]. Soil Science Society of America Journal, 1980, 44(5): 892.
- [19] MUALEM Y. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media[J]. Water Resources Research, 1976, 12(3): 513.
- [20] LUDWIG R, GERKE H H, WENDROTH O. Describing water flow in macro porous field soils using the modified macro model[J]. Journal of Hydrology, 1999, 215(1): 135.