

降雨条件下坡面径流与坡体渗流耦合模型研究

陈正峰¹, 沈泽¹, 杨东帆², 王者涛¹, 符文熹³

(1. 中国建筑西南勘察设计研究院有限公司, 成都 610052; 2. 武汉交通工程建设投资集团有限公司, 武汉 430040;
3. 四川大学水力学与山区河流保护国家重点实验室, 成都 610065)

摘要: 降雨条件下坡内渗流和坡面径流产生的山地灾害链式反应已经逐渐成为国内外研究的重点, 但由于认识的局限性, 坡内渗流、坡面径流、坡面侵蚀、泥石流启动和滑坡等过程往往被人为分割成几个部分分别加以研究, 导致对降雨而引起的山地灾害各因素之间的有机联系缺乏深刻的认识。本文采用 Richards 方程和 Saint-Venant 方程组分别描述坡体入渗和坡面径流问题, 用有限体积法 (FVM) 对以上问题编写 Matlab 程序求解, 并在每一个时间步对 Richards 方程和圣维南方程进行数值耦合, 得到降雨条件下的坡体入渗和坡面径流耦合模型。通过算例, 表明基本规律符合现实情况, 说明了所建立耦合模型的可靠性。

关键词: 饱和-非饱和渗流; 坡面径流; Navier-Stokes 方程; Brinkman-extended Darcy 方程; Richards 方程; Saint-venant 方程; 有限体积法

中图分类号: P694; P426.616; TV131.61 **文献标识码:** A

RESEARCH ON COUPLING MODEL OF SLOPE FLOW AND SEEPAGE UNDER RAINFALL CONDITIONS

CHEN Zheng-feng¹, SHEN Ze¹, YANG Dong-fan², WANG Zhe-tao¹, FU Wen-xi³

(1. China Southwest Geotechnical Investigation and Design Institute Co., Ltd., Chengdu 610052, China;
2. Wuhan Communications Investment Group Limited Company, Wuhan 430040, China;
3. State Key Laboratory of Hydraulic and Mountain River Engineering, Institute of Geo-Engineering and Geohazards, Sichuan University, Chengdu 610065, China)

Abstract: The chain reaction of mountain disasters caused by seepage and slope runoff under rainfall conditions has gradually become the focus of research at home and abroad, but due to the limitations of understanding, seepage in slopes, slope runoff, slope erosion, and debris flow initiation and Landslides and other processes are often artificially divided into several parts and studied separately, leading to a lack of deep understanding of the organic links between the various factors of mountain disasters caused by rainfall. In this paper, Richards equations and Saint-Venant equations are used to describe the slope infiltration and runoff problems respectively. The finite volume method (FVM) is used to solve the above problems by programming the Matlab program, and Richards equation and St. The process is numerically coupled to obtain a coupled model of slope infiltration and runoff under rainfall conditions. Through examples, it is shown that the basic laws are in line with reality. Describes the reliability of the established coupling model.

Key words: saturated-unsaturated seepage; slope runoff; Navier-Stokes equation; Brin km an-extended Darcy equation; Richards equation; Saint-venant equation; finite volume method

坡面径流与坡体内渗流区域和潜水系统不断交互共同构成了复杂的耦合系统。数值耦合模型可以较好模拟坡面和区域集水过程,因而被国内外学者广泛研究^[1-6]。坡面产流受地形、降雨的时空分布、植被和土体的水力学性质等因素影响。

Horton^[7]在1933年首次提出了坡面产流概念模型,即 Hortonian 径流模型(超渗产流模型),Horton 认为只有当降雨强度大于土体的入渗能力时才会有坡面径流产生。Betson 改进了 Hortonian 径流模型,表明多数情况下只有小部分区域会产生 Hortonian 径流^[8]。在此之后,Cappus 和 Dunne 等学者提出超饱和坡面产流模型,即只有当坡体表面达到饱和才会有坡面径流产生^[9]。

现目前,坡内饱和-非饱和渗流和坡面产流耦合模拟成为了新的研究方向。廖红建等对理想的各向同性土的水库堤坝进行了非稳定渗流场的数值模拟,并对土体固-液耦合研究进行了初步探讨^[10]。谭新等用饱和-非饱和渗流数值方法分析边坡,得出在不同雨型下的渗流场^[11]。覃梦卿等采用饱和-非饱和渗流理论研究了库水位升降的不同阶段边坡全局稳定性与局部稳定性的演化规律^[12]。很多国外学者也提出了许多有效的模型和高效的算法^[13-16]。但是以提出的耦合模型均通过调整边界条件和坡面水头分布来模拟坡内渗流和坡面径流过程。当坡面积水产生时,降雨时空分布方程转变为坡面的水头分布方程,坡面径流则由水流运动方程控制。而当坡内渗流在时空中分布不均匀时,则难以对模型求解。

本文在前人研究的基础上,主要做三方面的研究,一是运用有限体积法建立与求解了饱和-非饱和渗流模型;二是建立坡面径流模型,然后运用 HLLC 数值求解器进行求解,分析不同坡面的水位线分布与坡脚出流情况;三是在以上坡内渗流模型和坡面径流的基础上建立降雨情况下的坡体渗流与坡面径流耦合模型。

1 坡体饱和-非饱和渗流

1.1 Richards 方程有限体积法格式

Darcy 定律也适用于非饱和土,但与应用到饱和土的 Darcy 定律有所不同,非饱和土中的渗透系数不再是常数而是土体含水率或基质吸力的函数。Richards 将 Darcy 定律拓展到非饱和土渗流中,得

到非饱和土中水分运动控制方程,即 Richards 模型,其基本形式如下:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(D_x(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(D_y(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(D_z(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial K_z(\theta)}{\partial z} = \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (1)$$

对式(1)降维,得到一维形式的 Richards 公式表达如下:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right] + \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} \quad (2)$$

采用有限体积法(FVM)对式(2)进行离散。首先在时间 t 到 $(t + \Delta t)$,以及控制 ΔV 容积内对方程进行积分,得到式(3):

$$\int_t^{t+\Delta t} \int_{\Delta V} \frac{\partial}{\partial z} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right] dV dt + \int_t^{t+\Delta t} \int_{\Delta V} \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} dV dt = \int_t^{t+\Delta t} \int_{\Delta V} \frac{\partial \theta}{\partial t} dV dt \quad (3)$$

由奥式公式,式(3)左边第一项为:

$$\int_t^{t+\Delta t} \int_{\Delta V} \frac{\partial}{\partial z} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right] dV dt = \int_t^{t+\Delta t} \left[\left(D(\theta) A \frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_e - \left(D(\theta) A \frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_w \right] dt = \int_t^{t+\Delta t} \left[D(\theta_e) A \frac{\theta_E - \theta_P}{\Delta z} - D(\theta_w) A \frac{\theta_P - \theta_W}{\Delta z} \right] dt = \left[D(\theta_e) A \frac{\theta_E - \theta_P}{\Delta z} - D(\theta_w) A \frac{\theta_P - \theta_W}{\Delta z} \right] \Delta t \quad (4)$$

等号左边第二项积分得:

$$\int_t^{t+\Delta t} \int_{\Delta V} \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} dV dt = \int_t^{t+\Delta t} A [K(\theta_e) - K(\theta_w)] dt = [K(\theta_e) - K(\theta_w)] A \Delta t \quad (5)$$

等号右边第一项积分得:

$$\int_t^{t+\Delta t} \int_{\Delta V} \frac{\partial \theta}{\partial t} dV dt = (\theta_P - \theta_P^0) A \Delta z \quad (6)$$

将式(4)、(5)、(6)代入式(2)并化简得:

$$\frac{(\theta_P - \theta_P^0)}{\Delta t} = \left[\frac{D(\theta_e)(\theta_E - \theta_P)}{(\Delta z)^2} - \frac{D(\theta_w)(\theta_P - \theta_W)}{(\Delta z)^2} \right] - \frac{[K(\theta_e) - K(\theta_w)]}{\Delta z} \quad (7)$$

将式(7)按节点整理得:

$$A_j^{n+1} \theta_j^{n+1} + B_j^{n+1} \theta_j^{n+1} + C_j^{n+1} \theta_{j+1}^{n+1} = F_j^{n+1} \quad (8)$$

$K(\theta) = 555.22 \theta^{3.181}$ (cm/min)。

计算中时间步长为 1 min, 空间步长为 0.1 cm, 前后两次迭代计算的允许误差不超过 0.001。通过计算得到 $t = 300$ min、 $t = 600$ min、 $t = 900$ min、 $t = 1200$ min 的土体剖面含水率如图 1 所示。

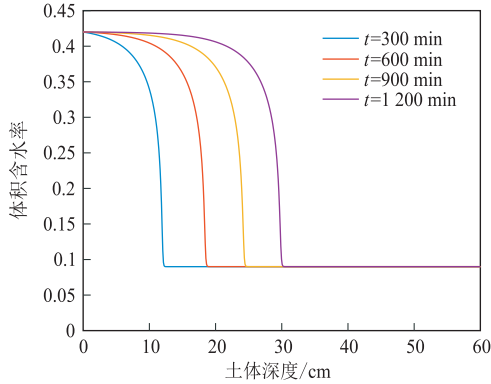


图 1 土壤含水率数值模拟结果图

随着时间的推移, 土体由浅至深不断达到饱和, 即湿润锋不断向土体深处推进。

2 坡面径流模型数值模拟

2.1 坡面径流基本理论

符合以下 4 个条件的均匀流动被称为浅水流动:

- (1) 有自由表面;
- (2) 水平流速沿垂线近似均匀分布;
- (3) 以重力为主要驱动力, 以水流与固体界面之间以及水流内部摩擦力为主要耗散力;
- (4) 水平运动尺度远大于垂直运动尺度, 垂向流动速度和加速度可忽略, 水压力分布接近静压分布。

由此可见, 因降雨在坡面出现沿坡度而下的坡面水流, 是一种典型的浅水流动。坡面流理论被国内外学者们广泛研究, Horton 是最早研究坡面浅水流的学者, 他推导出稳定状态下对紊流和层流均适用的坡面流方程:

$$q = kh^{m_h} \quad (18)$$

式中, q 为单宽流量; h 表示坡面水深; m_h 是表示水流流态紊流程度系数, 完全层流时 m_h 取 3, 完全紊流时 m_h 取 1.67, 介于两者之间的混合流 m_h 则取 1.67~3; 系数 k 是常数, 综合考虑坡面特征(粗糙程度、坡度等)、水流等因素。H. 巴津、吴长文等学者总结归纳得到了低流速下 ($v < 50$ cm/s), v 与 h 呈正比例关系。

早在 1871 年的法国科学院汇刊 73 卷的一篇论文中, Saint-Venant 就推导出了浅水波的运动控制方程, 此后被广泛应用于坡面流的描述中, 这就是著名的 Saint-Venant 方程组。

$$\begin{cases} \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial \tau h}{\partial x} = q_e \\ \frac{\partial v}{\partial t} + v \frac{\partial v}{\partial x} + g \frac{\partial h}{\partial x} = g(S_0 - S_f) - \frac{v}{h} q_e \end{cases} \quad (19)$$

式中, q_e 为降雨强度扣除入渗的超渗雨量速率; g 为重力加速度 (9.8 m/s^2); S_0 、 S_f 分别为坡比与水流摩擦阻坡比; v 、 h 分别为坡面 x 处的流速与水深。

一维浅水波方程用向量守恒形式表示如下:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial f}{\partial x} = S \quad (20)$$

式中, t 为时间的自由变量; x 为坐标的自由变量; u 是守恒变量; f 是通量函数矩阵; S 是源项; 分别定义如下:

$$u = \begin{bmatrix} h \\ q \end{bmatrix}; f = \begin{bmatrix} \tau h \\ \frac{v^2 h}{h} + \frac{1}{2} g h^2 \end{bmatrix}; S = \begin{bmatrix} q_e \\ g(S_0 - S_f) - \frac{v}{h} q_e \end{bmatrix} \quad (21)$$

坡面流问题即通过求解式(20)获得坡面水深 h 和流速 v 的时空分布。式(20)为双曲型守恒律方程。对 Saint-Venant 方程组进行数值离散, 为避免解出现间断, 采用 WAF 格式构造数值通量, 得到降雨条件下坡面水流的时空分布。

2.2 坡面流 FVM 数值模型

2.2.1 Saint-Venant 方程组有限体积格式

将长度为 L_2 的计算单元划分为 n_2 个计算单元; Δx 代表控制单元长度。

$$I_i = [x_{i-0.5}, x_{i+0.5}], i = 1, 2, 3, 4, 5, \dots, n_2 \quad (22)$$

$$\Delta x = x_{i+0.5} - x_{i-0.5} = \frac{L_2}{n_2} \quad (23)$$

式中, I_i 为控制单元; 下标 i 代表网格节点。

式(20)对控制单元和时间间隔积分, 得到式(24):

$$u_i^{m+1} = u_i^m - \frac{\Delta t}{\Delta x} [f_{i+0.5} - f_{i-0.5}] + \Delta t S_i \quad (24)$$

式中, u_i^m 为解 $u(x)$ 在时间 $t = t^m$ 时在控制单元 I_i 的积分平均值; m 表示时间层次; $f_{i+0.5}$ 和 $f_{i-0.5}$ 是通量函数在单元边界 $x_{i+0.5}$ 和 $x_{i-0.5}$ 的时间平均值; S_i 是源项在控制单元的时空平均值。

u_i^m 、 $f_{i+0.5}$ 和 S_i 具体表达如下:

$$u_i^m = \frac{1}{\Delta x} \int_{x-0.5}^{x+0.5} u(x, t^m) dx \quad (25)$$

$$f_{i+0.5} = \frac{1}{\Delta t} \int_{t^m}^{t^{m+1}} f(x_{i+0.5}, t) dt \quad (26)$$

$$S_i = \frac{1}{\Delta t \Delta x} \int_{t^m}^{t^{m+1}} \int_{x_i-0.5}^{x_i+0.5} S(u, x, t) dx dt \quad (27)$$

按照式(25)、式(26)和式(27)中的定义,式(24)精确成立,但是式(25)、式(26)和式(27)的平均值很难精确计算,所以为了确定式(24),要对式(25)、式(26)和式(27)进行适当的近似求解。 $f_{i+0.5}$ 和 S_i 被称为数值通量和数值源项,只要 $f_{i+0.5}$ 和 S_i 的平均值近似给出,式(24)就确定了。所以为了确定有限体积格式,要对式(25)、式(26)和式(27)进行近似求解。本文采用 WAF 格式定义数值通量,用中心差分法离散数值源项。

WAF 格式在单元边界 $x_{i+0.5}$ 处的数值通量是通过求解局部 Riemann 问题自解相似解,然后对通量函数 f 在从单元 I_i 的中点到单元 I_{i+1} 的中点积分,因此 WAF 格式是时空二阶精度格式。由 Godunov 理论,WAF 格式会在大梯度或间断处产生振荡,因此一般采用通量限制器技术,构造具有 TVD(Total Variation Diminishing)性质的 TVD-WAF 格式。

2.2.2 HLLC 数值求解器

浅水方程是非线性的双曲守恒方程,解可能存在间断,例如激波和间断接触,这给方程的求解带来了困难。数值通量的计算有两个问题需要解决:(1)数值通量的形式;(2) u_L 和 u_R 函数的重构。

而由黎曼问题的波结构理论可以知道,问题的解存在两个波系,左波和右波,分别对应系统的两个特征值。这两个波系将空间分为了 3 个常态区域,两个初始常态分别分布在两侧,其变量分别记为 u_R 和 u_L ,中间还有一个待定的常态值 u^* 。为了简便起见,假设自相似解中不存在稀疏波,两个都是激波,分别记为左激波与右激波,传播速度分别用 S_L 和 S_R 表示。

想要确定 WAF 格式的数值通量,必须得到局部黎曼问题自相似解中间状态的估计。本文采用 HLLC 近似黎曼求解器来构造数值流函数。HLLC 近似黎曼求解器定义如下:

$$f_{i+0.5} = \begin{cases} f_L & \text{if } 0 \leq S_L \\ f_{*L} & \text{if } S_L \leq 0 \leq S_M \\ f_{*R} & \text{if } S_M \leq 0 \leq S_R \\ f_R & \text{if } \geq S_R \end{cases} \quad (28)$$

式(28)中 f_L 、 f_{*L} 、 f_R 和 f_{*R} 的表达式如式

(29)和式(30)所示:

$$f_{*L} = f_L + S_L(u^* - u_L) \quad (29)$$

$$f_{*R} = f_L + S_R(u^* - u_R) \quad (30)$$

式(29)和式(30)中 u^* 的表达式如下:

$$u^* = \frac{1}{2}(u_L + u_R) + \sqrt{gh_L} - \sqrt{gh_R} \quad (31)$$

其中左右波传播速度用式(32)和式(33)估算:

$$S_L = \begin{cases} u_R - 2\sqrt{gh_R} & \text{if } h_L = 0 \\ \min(u_L - \sqrt{gh_L}, u_R - \sqrt{gh_R}) & \text{if } h_L > 0 \end{cases} \quad (32)$$

$$S_R = \begin{cases} u_L + 2\sqrt{gh_L} & \text{if } h_R = 0 \\ \max(u_L + \sqrt{gh_L}, u_R + \sqrt{gh_R}) & \text{if } h_R > 0 \end{cases} \quad (33)$$

$$S_M = \frac{S_L h_R (u_R - S_R) - S_R h_L (u_L - S_L)}{h_R (u_R - S_R) - h_L (u_L - S_L)} \quad (34)$$

2.2.3 源项的处理

本文采用中心差分法离散地形源性,忽略水流摩阻模比:

$$\int_{t^m}^{t^{m+1}} \int_{x-\frac{1}{2}}^{x+\frac{1}{2}} \left(gh \frac{\partial b}{\partial x} \right) dt = gh_i \int_{t^m}^{t^{m+1}} (b|_{x_{i+\frac{1}{2}}} - b|_{x_{i-\frac{1}{2}}}) dt \approx gh \Delta t (b|_{x_{i+\frac{1}{2}}} - b|_{x_{i-\frac{1}{2}}}) \quad (35)$$

摩阻代表底部坡面的摩擦作用,一般由曼宁公式给出:

$$S_f = \frac{n_m^2 u^2}{h^{4/3}} \quad (36)$$

2.2.4 边界条件

在 $x=0$ (即坡面顶部), h 、 v 恒等于 0:

$$\begin{cases} h(0, t) = 0 \\ v(0, t) = 0 \end{cases} (t \geq 0) \quad (37)$$

在 $x=L_2$ 处(最后一个节点)的 h 、 v 与前一节点的 h 、 v 分别相等:

$$\begin{cases} h(L_2, t) = h(L_2 - \Delta x, t) \\ v(L_2, t) = v(L_2 - \Delta x, t) \end{cases} (t \geq 0) \quad (38)$$

另外在坡面流模型计算中,时间步长 Δt 需在每个计算过程中进行调整,以保证计算中数值格式的稳定:

$$\Delta t = CFL \cdot \frac{\Delta x}{\max_{1 \leq i \leq n_2} \max(0, |u_{i+1} + \sqrt{gh_{i+1}}|)} \quad (39)$$

式中,CFL 为 Courant 数,取值范围是 $[0, 1]$,本文取 $CFL=0.7$ 。

2.3 坡面径流算例

斜坡坡度为 $\alpha=15\pi/180$ rad(15°),斜坡长度 $L=500$ cm,坡上光滑、无植被、无坑洼。假设降雨强度 0.05 cm/min,空间步长取 $\Delta x=1$ cm,时间步长

Δt 按照 CFL 条件求得,每次计算均进行调整。坡面的示意图如图 2,在直角坐标系下的表达式为 $z_b = (500 - x) \tan \alpha$ 。

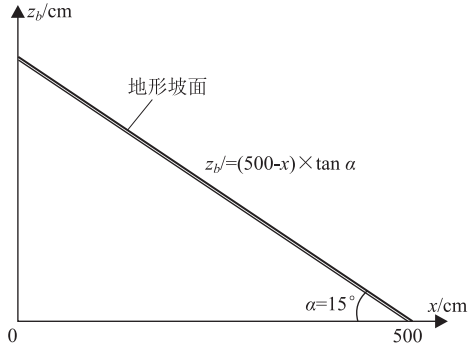


图 2 算例一坡面示意图

图 3 是坡面水位线随时间变化曲线,可以看出在不考虑入渗的情况下,坡面流从形成到达到最终的稳定分为 3 个阶段:a. 水波形成期;b. 水波传导期;c. 水波稳定期。图 3 的(a)~(b)为水波形成期,这个阶段坡面逐渐涨水,形成坡面径流,然而径流深度沿坡面分布较为均匀,即水面线较为平缓;(c)~(g)为水波传导期,此时径流深度增长较快,坡面径流在重力作用下向下流动,并在坡面下方积聚,形成沿坡面的不均匀水面线;(h)~(j)为水波传导期,随着水浪向下传递以后,在降雨发生 10 s 以后,坡面各节点径流深度达到稳定,形成了稳定水面线。可以看出从水浪形成到消退的整个过程,坡面径流深度远远小于坡长,这符合坡面径流是浅水波的假定,这从一定程度上说明了模型的准确性和编制程序的可靠性。

3 坡面径流与坡体渗流耦合模型

3.1 耦合模型构建

为便于计算,坡面上各节点往下求解入渗模型问题时,空间步长取为一致,即 $\Delta z = 1$ cm。如图 4 所示的缓坡,坡长为 500 cm,沿坡长有 499 个节点;坡体深度 60 cm,坡体沿铅直方向有 59 个节点,整个缓坡有 29 441 个节点。土体参数与第二节相同。下面分别研究与讨论了当不同降雨强度,不同坡度情况下,坡面平衡条件下的水面线分布与降雨全历时的坡脚出流情况。

3.2 耦合模型构建耦合模型全过程分析

定义每 min 降雨扣除下渗后所剩余的雨量为超渗雨量速率,图 5 是降雨强度为 0.05 cm/min 情况下超渗雨量速率随时间的变化曲线。降雨发生后的一段时间内雨水全部下渗,没有超渗雨量产生;随

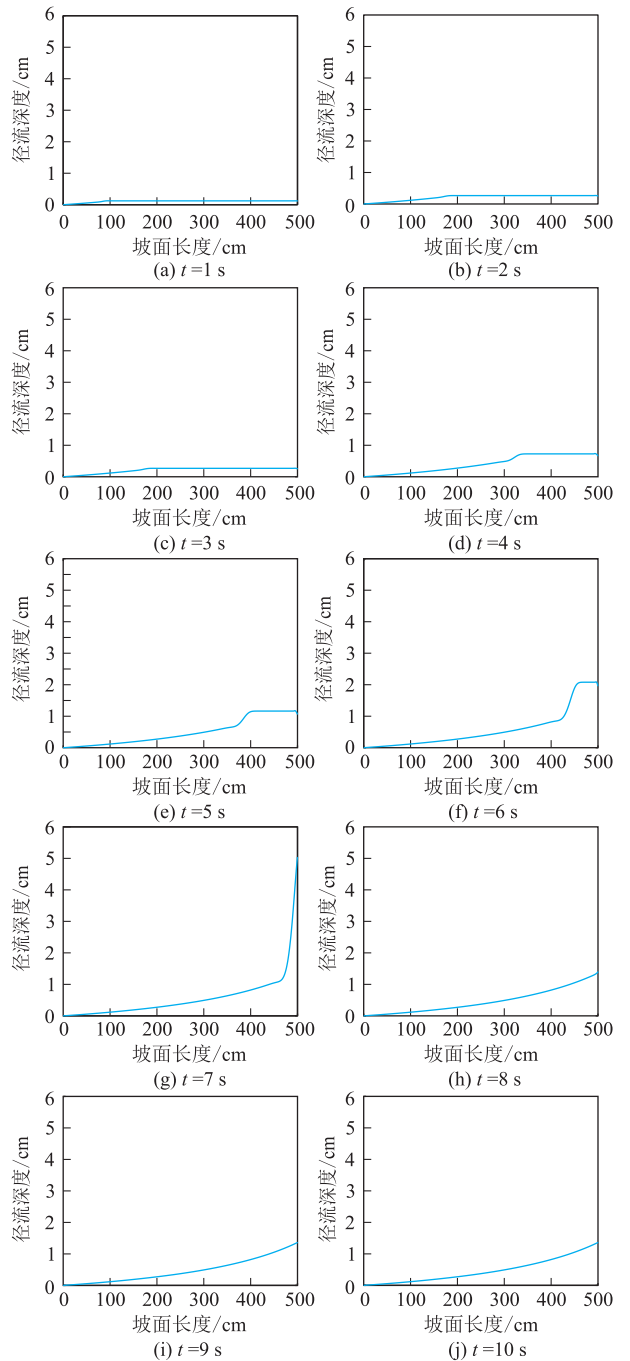


图 3 算例一不同时刻的坡面水面线

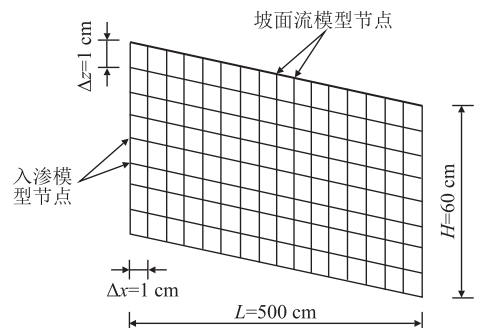


图 4 坡内渗流与坡面径流模型示意图

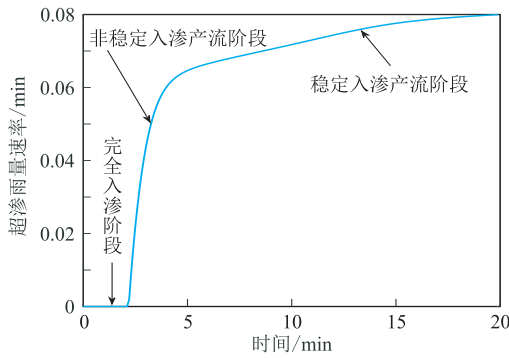


图 5 超渗雨量速率随时间变化曲线

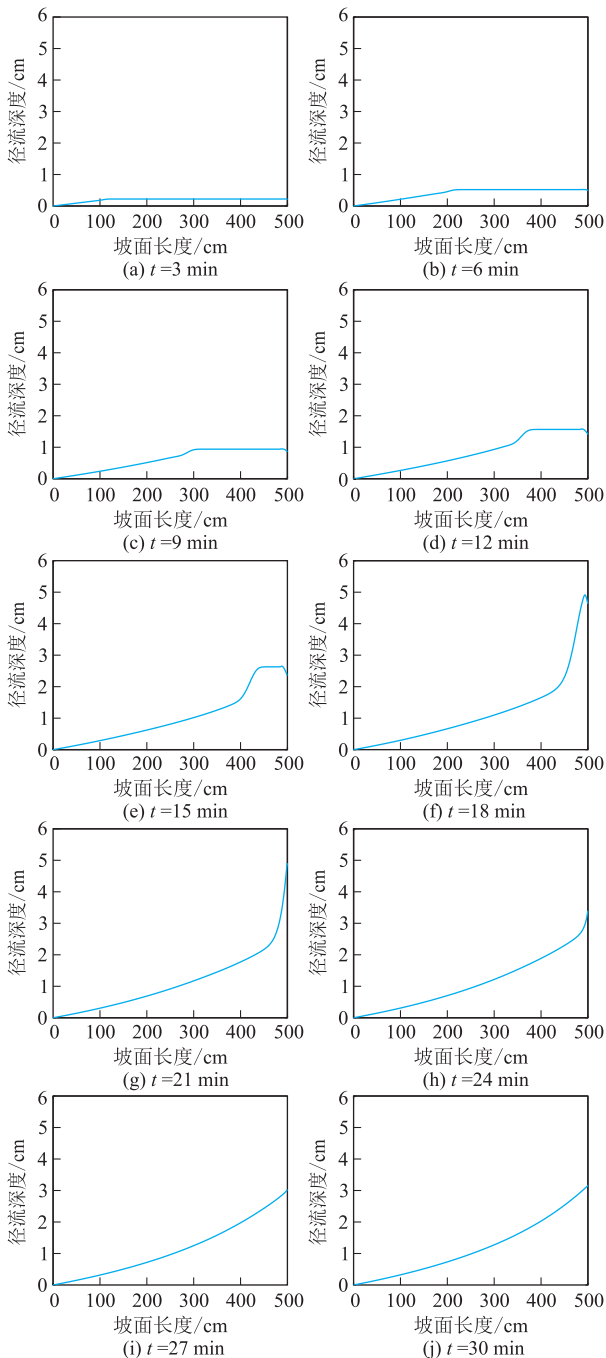


图 6 耦合模型坡面水面线随时间变化曲线

着时间的推移,在某一个时间节点产生超渗雨量,并以较快的速度增长;最后超渗雨量速率不断趋于一个稳定值。与超渗雨量速率随时间变化所对应,耦合模型的全过程也分为了 3 个阶段:

(1) 完全入渗阶段:降雨初期,表层土体处于非饱和状态,其入渗能力较大。在这一阶段,降雨全部进入土层内部,不能形成坡面流。

(2) 非稳定入渗产流阶段:随之表层土体含水量不断增加以至达到饱和,如果降雨强度大于饱和和土体入渗能力,坡面开始产流。在此阶段,土体入渗能力不断下降,并趋于饱和土体入渗能力。

(3) 稳定入渗产流阶段:当土体的入渗能力趋于饱和和土体入渗能力,到达稳定值。此时土体入参与坡面径流的水量供给均达到稳定,所以此时为稳定的入参与产流阶段。

图 6 是降雨强度为 0.05 cm/min 情况下坡面水面线随时间的变化曲线。可以看出,在 3 min 坡面开始有径流产生,直至接近 30 min 整个坡面径流达到相对稳定状态,这与超渗雨量速率的整个时间过程相一致。相较于不考虑土体入渗的坡面径流,因为土体入渗达到饱和需要更久的时间,所以耦合模型的坡面径流达到稳定所需要的时间也更久。

4 结论

本文基于坡内饱和-非饱和渗流运动符合 Richards 方程和坡面径流满足 Saint-Venant 方程,建立降雨条件下坡面径流与坡内渗流耦合模型,编制 Matlab 程序并采用有限体积法进行求解。分析了降雨强度和坡体坡度对坡面径流和坡脚单宽流量的影响,基本规律符合现实情况,说明了所建立耦合模型的可靠性。

参考文献

- [1] 田东方,刘德富,王世梅,等. 土质边坡非饱和渗流场与应力场耦合数值分析[J]. 岩土力学, 2009, 30(3): 810-814.
- [2] 何玲丽,田东方. 考虑径流补给的滑坡渗流三维有限元模拟[J]. 水利水运工程学报, 2017, 39(4): 105-111.
- [3] 刘俊新,刘育田,胡启军. 非饱和地表径流-渗流和流固体耦合条件下降雨入渗对路堤边坡稳定性研究[J]. 岩土力学, 2010, 31(3): 903-910.
- [4] Eliasson J. Eddy Heat Conduction and Nonlinear Stability of a Darcy Lapwood System Analysed by the Finite Spectral Method[J]. Journal of Applied Mathematics, 2014, 21(4): 1-10.
- [5] 何忠明,邱祥,卞汉兵,等. 考虑初始渗流场影响的坡积土边坡降雨入渗过程[J]. 长安大学学报(自然科学版), 2017, 37(5):

- 39-48.
- [6] 习羽,李同录,邢鲜丽. 灌渠渗漏诱发的黄土滑坡泥流触发机理分析[J]. 地球科学与环境学报,2017,39(1):135-142.
- [7] Horton R E. The Rôle of infiltration in the hydrologic cycle [J]. Eos Transactions American Geophysical Union, 1933, 14 (1):446-460.
- [8] Betson R P. What is watershed runoff [J]. Journal of Geophysical Research,1964,69(8):1541-1552.
- [9] Celia M A, Bouloutas E T, Zarba R L. A general mass-conservative numerical solution for the unsaturated flow equation. [J]. Water Resources Research, 1990, 26 (7): 1483-1496.
- [10] 廖红建,姬建,曾静,等. 考虑饱和-非饱和和渗流作用的土质边坡稳定性分析[J]. 岩土力学,2008,29(12):3229-3234.
- [11] 谭新,陈善雄,杨明. 降雨条件下土坡饱和-非饱和和渗流分析[J]. 岩土力学,2003,24(3):381-384.
- [12] 覃梦卿, 储成龙, 郭运华, 等. 库水位变动条件下岸坡渗流特性及稳定性研究[J]. 长江大学学报(自科版), 2018, 15(9): 57-62, +6.
- [13] Smith R E, Woolhiser D A. Overland Flow on an Infiltrating Surface[J]. Water Resources Research,1971,7(4):899-913.
- [14] Freeze R A. Role of subsurface flow in generating surface runoff;1. Base flow contributions to channel flow[J]. Water Resources Research,1972,8(3):609-623.
- [15] Abbott M B, Bathurst J C, Cunge J A, et al.. An introduction to the European Hydrological System—Systeme Hydrologique Europeen, “SHE”, 1: History and philosophy of a physically-based, distributed modelling system[J]. Journal of Hydrology,1986,87(1):61-77.
- [16] Esteves M, Faucher X, Galle S, et al.. Overland flow and infiltration modelling for small plots during unsteady rain: numerical results versus observed values. [J]. Journal of Hydrology,2000,228(3):265-282.
- [12] 覃梦卿, 储成龙, 郭运华, 等. 库水位变动条件下岸坡渗流特

作者简介: 陈正峰(1981—),男,高工,主要从事地质灾害防治、水文地质与工程地质等方面的研究工作。E-mail:chenzf_2021@163.com

通讯作者: 符文熹(1972—),男,教授,博士生导师,主要从事地质灾害与环境保护、水文地质与工程地质等方面的研究和教学工作。
E-mail:wxf_lee@scu.edu.cn