

文章编号: 1000-7598-(2006) 11-1873-07

降雨入渗规律的实测与分析

朱 伟, 陈学东, 钟小春

(河海大学 岩土工程科学研究所, 南京 210098)

摘 要: 关于降雨入渗可降低土坡的稳定性的研究很多, 其机制也逐渐趋明确。然而, 一场降雨对土坡稳定产生影响的入渗雨量计算问题还没有得到很好地解决。Holten 等研究者的一些计算入渗量的方法在土坡的实际应用中难以满足精度要求; 而一些有限元的边界处理方法则建立在假定的入渗规律基础上, 多少存在不足。研究设计了室内降雨入渗土柱试验, 在初步揭示降雨入渗过程和规律基础上, 探讨了准确反映降雨入渗量的有限元计算方法, 并通过数值试验进一步揭示室内试验未能明确的降雨入渗规律。

关 键 词: 降雨入渗; 非饱和土; 入渗能力; 人工降雨; 数值模拟

中图分类号: TU 441

文献标识码: A

Observation and analysis of rainfall infiltration

ZHU Wei, CHEN Xue-dong, ZHONG Xiao-chun

(Research Institute of Geotechnical Engineering, Hohai University, Nanjing 210098, China)

Abstract: Many slope stability studies have indicated that the infiltration of rainfall into a slope decreases its stability. And some of its mechanism has becoming understood. However, it remains an unresolved problem how to quantify the percentage of the rainfall infiltrating into a slope during a rainstorm. The model proposed by Holten on how to calculate the rainfall infiltration into a slope does not meet the precision requirements in practice. And most numerical models cannot simulate the true infiltration progress. Based on self-designed soil column tests, the process of rainfall infiltration has been studied. The results elucidate the mechanism of rainfall infiltration. An improved method for calculating the percent rainfall infiltration is proposed. A numerical model is used to shed further light on the rainfall infiltration mechanism not obtainable from the indoor laboratory experiments.

Key words: rainfall infiltration; unsaturated soil; infiltration capacity; artificial rainfall; numerical simulation

1 引 言

滑坡和泥石流的发生与降雨关系密切是早为人知的事实, 人们对这种关系的内部机制进行了较多的研究。在研究降雨对土坡稳定性影响时, 必须涉及如何计算雨水入渗引起的斜坡暂态渗流场。目前, 一般的方法是通过较为成熟的饱和-非饱和理论(即广义达西渗透定律)计算土坡内部的水分分布和基质吸力的变化, 然后通过向非饱和延伸的摩尔-库仑准则和极限平衡法进行土坡稳定分析。但是, 这一方法中存在一个较大的问题, 就是在非饱和入渗过程中, 降雨的水分有多少能够进入土坡内部, 在计算中仍然存在较大的疑问, 而进入土坡内部雨量的多少是对稳定性产生直接影响的重要因素。因此,

降雨入渗量的问题仍被认为是非饱和渗流中的关键问题之一。

一般认为, 单位时段渗入土坡内的水量即为入渗速率(简称入渗率 $I(t)$), 该物理量能反映降雨的入渗量的变化。因实际入渗的雨量受土坡入渗能力 $I_{\max}$ (在充足降雨条件下, 土坡的最大入渗率)的影响, 小于土坡入渗能力的雨量将全部入渗到土坡里, 大于土坡入渗能力的雨量, 部分入渗到土坡内部, 剩余部分则形成地表径流。而土坡的入渗能力是一个动态的物理量, 其值受降雨强度、雨型、土坡的初始水分状态等因子的影响。

在计算降雨入渗量时, Horton (1940 年) 等人通过单一边界的解析分析和试验提出了入渗率的经验公式^[1]:

$$I(t) = I_c + (I_0 - I_c)e^{-\lambda t} \quad (1)$$

式中 $I(t)$ 为瞬时入渗率; t 为时间; I_0 , I_c , λ 均为经验参数, 一般可以通过实测入渗资料求得。这一公式虽然在大尺度水文径流计算中受到较为广泛的使用, 但由于忽略了影响入渗过程中的内部规律, 在计算土坡暂态渗流场中难以满足精度要求。因此, 在非饱和状态土坡雨水入渗计算时常采用有限元 (FEM) 方法, 入渗边界通常采用下列几种方法:

(1) 给定入渗速度 (或降雨强度), 即 Neuman 边界条件 (流量边界)^[2];

(2) 当降雨强度小于饱和渗透系数 K_s 时, 降雨全部入渗, 边界条件为流量一定边界, 一旦地表点的瞬态渗透系数等于饱和渗透系数时, 边界条件转换为水头边界^[3];

(3) 考虑降雨强度和表层土体相对入渗率的关系, 当降雨强度大于表层土体相对入渗率时, 按水头边界考虑, 如果降雨强度小于表层土体相对入渗率, 按流量边界考虑^[4]。

FEM 方法中 (1) 和 (2) 边界处理方法建立在假定的降雨入渗规律基础上, 方法 (1) 没有考虑土体的入渗能力的影响, 方法 (2) 把土体的饱和渗透系数作为入渗能力来判断边界的变换。方法 (3) 则认为, 干燥土体在降雨初期, 入渗率很低^[4], 这一点与实际有一定的误差, 没有正确地计算土体的入渗能力。

本文通过降雨入渗土柱试验, 反映了降雨入渗的过程, 研究了入渗率随降雨强度、土体初始水分状态的变化规律, 进一步阐明了入渗能力概念的内涵。在此基础上提出了一种降雨入渗边界的计算方法, 并通过编制有限元程序, 对这一方法进行了实现。初步验证数值模型后, 通过数值试验进一步分析了降雨入渗与土柱内水分运移的关系。

2 降雨入渗试验

2.1 试验设计

试验装置如图 1 所示。该装置由土柱、降雨器、马氏瓶供水器及称量设备组成。

降雨强度由注射针头及供水器水位控制, 采用 5 号注射针头的降雨器模拟 0.10~0.32 mm/min (6~19.2 mm/h) 强度的降雨, 采用 7 号注射针头模拟 0.32~1.90 mm/min (19.2~114 mm/h) 强度的降雨, 在同一种注射针头的降雨器下, 通过改变降雨器内的水位达到微调降雨强度的目的。

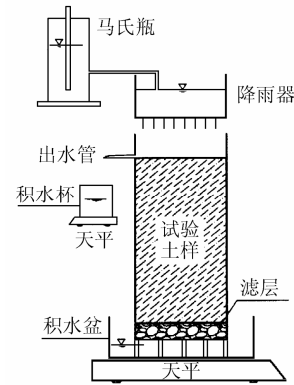


图 1 人工降雨入渗试验

Fig.1 Manual rainfall column test

试验土柱直径为 15.2 cm, 高为 20 cm。土柱上表面设排水管收集径流, 分别用天平称量渗入土柱内的雨水和排水管出溢的径流量, 以准确确定降雨的入渗量。土柱下表面设反滤层, 这样土柱的上表面为降雨入渗边界, 下表面为自由出渗边界。

2.2 试验过程

为使试验土样具有针对性, 试验土样取自长江堤防南京段粉土 (土粒径小于 0.075 mm 的含量为 47.7%), 试验过程中通过控制干重度的方法使土体的孔隙比为一一定值, 而土柱的干重度采用定量土料分层夯实的方法来控制。试验土柱的物理特性见表 1。

表 1 土样物理参数

Table 1 Soil sample physical parameters

干重度 / $\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$	饱和含水率 w / %	饱和渗透系数 / $\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$
1.382	35.2	1.51×10^{-4}

降雨强度 R 和土柱的初始水分状态 w 是影响入渗量的 2 个主要参数。所以在试验中, 土柱在同一初始含水率下采用不同的人工雨型分析降雨强度对入渗的影响。在同一降雨强度下采用不同的初始含水率分析土柱初始含水率对入渗的影响。为便于单因子分析, 试验过程中雨型简化为恒定降雨强度, 整个土柱上下初始含水率分布相同。通过以上试验, 了解土柱入渗率随时间的变化过程, 掌握其入渗规律。

2.3 试验结果与分析

2.3.1 恒定降雨强度下的入渗规律

在 R 为 0.82 mm/min (49.2 mm/h) 和渗透系数为 $1.37 \times 10^{-3} \text{cm/s}$ 作用下, 土柱入渗率随时间的变化曲线如图 2 所示。

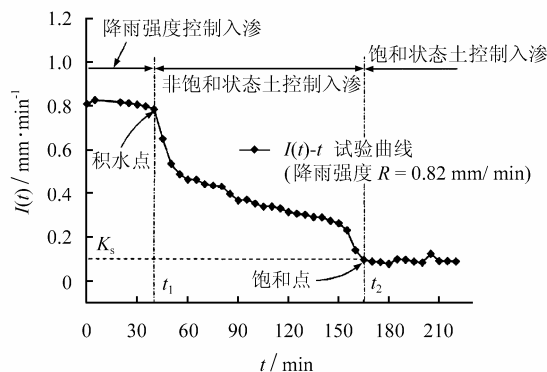


图 2 恒定降雨强度下土柱入渗率随时间的变化规律

Fig.2 Percentage of infiltration under the invariable rainfall intensity

根据试验结果可知,对于降雨强度大于土柱的饱和渗透系数,入渗初期由于土柱比较干燥,土柱的入渗能力大于降雨强度。因此,开始入渗后的一段时间内,实际的入渗率即为降雨强度。随着雨水入渗到土柱内,土柱的入渗能力下降,在积水点以后土柱的入渗能力开始小于降雨强度,部分雨水形成地表径流。当整个土柱含水率达到饱和时,入渗率即为土柱的饱和渗透系数 K_s 。

整个降雨入渗过程可以分为降雨强度控制入渗阶段、非饱和状态土体控制入渗(下简称非饱和入渗)阶段和饱和状态土控制入渗(下简称饱和入渗)阶段。积水点和饱和点是 3 阶段的分界点。土体内为饱和-非饱和的渗流。

2.3.2 不同雨强下入渗的差异

不同降雨强度下土柱入渗率随时间的变化规律如图 3 中 $I(t)-t$ 曲线所示,曲线 a, b, c 是初始含水率为 11.7%、降雨强度分别为 1.63, 0.82, 0.40 mm/min 土柱入渗率随时间的变化曲线。

降雨强度大于饱和渗透系数的 a, b, c 曲线描述了 3 种不同降雨强度下入渗率随时间的变化关系。由图中可以看出,随着降雨强度的加大,降雨强度控制入渗段变短,非饱和入渗阶段加长,曲线都具有相同的一般线形,都趋于同一个界限入渗速率(饱和渗透系数 K_s)。但是它们并不是同一条曲线沿水平方向的位移线段。

上述试验的积水点和饱和点处入渗到土柱内的水量见图 3 中 $Q(t)-t$ 曲线。可见,不同的降雨强度下产生积水时的入渗的雨水量不同,随着降雨强度的减小,产生积水时入渗量增多;而在土体饱和时,入渗的雨水量大致相同。

对于小于饱和渗透系数的降雨,理论上雨水全部入渗到土体里。

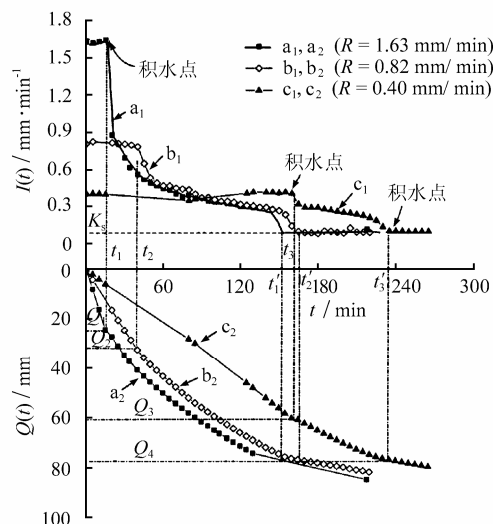


图 3 不同降雨强度下土柱入渗率随时间的变化规律

Fig.3 Effect of rainfall intensity on percentage of infiltration

2.3.3 不同初始含水率下入渗的差异

降雨强度一定,不同初始含水率下土柱入渗率随时间的变化规律如图 4 所示。曲线 1, 2 是在降雨强度为 0.73 mm/min、初始含水率分别为 7.8 % 和 15.4 % 时入渗率随时间变化的曲线。可以看出,随着初始含水率的增大,积水点前移,即土柱上表面产生积水的时间变短。另外,非饱和入渗阶段曲线变陡。2 条曲线之间的面积,应该是 2 个土柱之间水分量的差。如果在同一时间点来比较,进入干燥土柱的水分要更多一些。

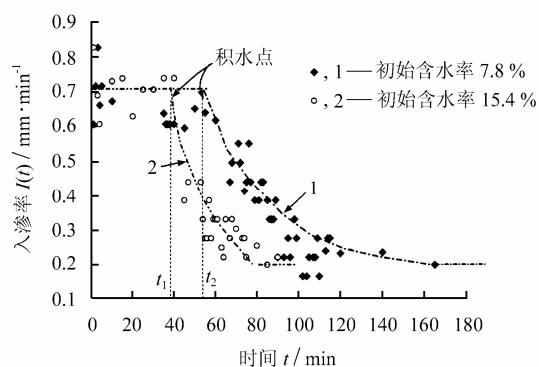


图 4 不同初始含水率下土柱入渗率随时间的变化规律

Fig.4 Effect of initial water content on percentage of infiltration

综合上述试验可知,降雨强度控制入渗阶段的土体上表面其实就是流量边界条件下的入渗过程,饱和入渗阶段的土体上表面实际是在薄层积水边界条件下入渗的过程。因此,在复杂的雨型下,实际入渗边界是在流量边界和水头边界间的不断变换。

入渗的雨量受降雨强度、初始含水率、饱和渗透系数的影响。以给定入渗速度（上述 FEM 边界处理（1））或只以饱和渗透系数来控制（上述 FEM 边界处理（2））入渗边界的处理方法与实际入渗有一定的出入。

3 入渗能力试验

通过降雨入渗试验可知，实际降雨入渗边界在流量边界和水头边界间不断变换。入渗能力是判断变换的动态变量。

根据连续性方程，任一时刻的入渗率 $I(t)$ 与此时地表处土壤的水分运动通量 $q(t)$ 相等，对于一维垂直入渗，根据达西渗透定律：

$$I(t) = q(t) = \left[-k(h) \frac{\partial h}{\partial z} + k(h) \right]_{z=0} \quad (2)$$

式中 k 为非饱和渗透系数； h 为水头。

任一时刻的入渗率与地表土的水力梯度和非饱和渗透系数有关。入渗能力 $I_{\max}$ 是在充足降雨条件下土体的最大入渗率，理论上可以认为，在地表水头 $h=0$ 时的入渗为充足降雨条件下的入渗。对于同一地表土，不同的初始含水率对应不同的水头，也对应不同的非饱和渗透系数。因此，可以认为， $I_{\max}$ 是地表土体含水率 w 的函数。

因此，入渗能力试验设计了不同初始含水率对入渗能力的影响。在图 1 试验装置上去除了降雨设备，在土柱的上表面设 2 cm 的薄层水头，其余同降雨入渗试验。试验土样的土质参数和尺寸亦同降雨入渗试验。试样在 4 种不同的初始含水率 w 为 8.0%，15.5%，19.2%，24.3% 下定水头入渗，测得不同时刻的入渗率。测得的结果见图 5。

由图中 $I(t)-t$ 曲线可知，在充足给水条件下，随着雨水入渗到土柱内，土柱的入渗能力下降，趋向于土柱的饱和渗透系数。另外，随着初始含水率的增加，曲线变陡，达到稳定入渗的时间变短。

图 5 中 $I(t)-t$ 曲线中不同时刻的地表含水率很难测得，但 $t=0$ 时刻的初始入渗率和初始含水率都已知。试验过程中实际测得初始入渗率 $I_{\max}$ 为 $t=0.5 \text{ min}$ 的入渗率，试验曲线见图 5 中 $I_{\max}-w$ ，随着表层土含水率的增加， $I_{\max}$ 下降，可以推测，在表层土体达到饱和时， $I_{\max}$ 等于饱和渗透系数 K_s 。

一维入渗的上下土层串联在一起，入渗过程中下层土体的水分状况将影响上层土体的水分状况。但入渗过程中可以适时计测表层土的最大入渗率来反映整个一维土体的入渗能力。降雨入渗过程中可

以适时比较降雨强度和入渗能力的关系，当降雨小于表层土体入渗能力时，按水头边界考虑；当降雨大于表层土体入渗能力时，按流量边界考虑，此结果可作为有限元边界考虑的基础。

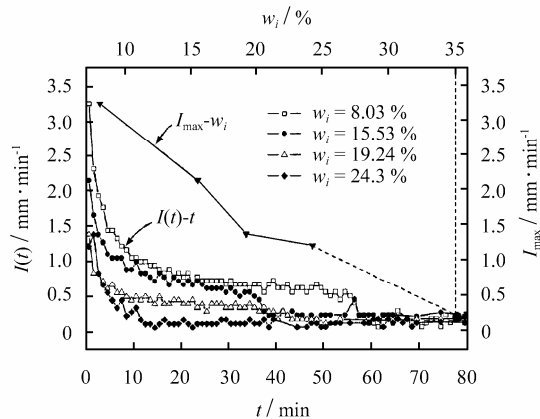


图 5 不同初始含水率下入渗能力试验结果

Fig.5 Effect of water content on infiltration capacity

4 降雨入渗过程的有限元计算方法

通过试验可知，在降雨入渗边界上，只要适时比较表层节点的入渗能力和降雨强度，就可以判断边界的变换条件，这可用有限元程序来实现。通过饱和-非饱和有限元渗流计算，可以进一步拓展降雨入渗影响因子的分析。

4.1 基本方程

一般认为，支配土中饱和-非饱和状态水分运动的基本方程式符合达西定理和连续性方程。常用的是 Neuman 所提出的饱和与非饱和耦合计算的数学模型，对于一维饱和-非饱和渗流来说，其支配方程式为

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(k(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial z} + k(\psi) \right) = (c(\psi) + \omega S_s) \frac{\partial \psi}{\partial t} \quad (3)$$

式中 S_s 为储留系数， $S_s = dn/d\psi$ ； ψ 为压力水头； n 为孔隙率； $C(\psi) = d\theta/d\psi$ 是比水分容量； θ 为体积含水率； $K(\psi)$ 为非饱和渗透系数。

如图 6 所示，当 $S_w=1$ (S_w 为饱和度) 时， $C(\psi)=0$ ，式 (3) 为针对饱和渗流的基本方程式。 ω 是判断饱和与非饱和状态的参数，当 $\omega=0$ 时，计算非饱和渗流；当 $\omega=1$ 时，计算饱和渗流。因此，使用此式可对饱和-非饱和渗流同时进行解析。但要取得正确的计算结果，必须采用符合试验粉土的水分特征曲线 ($\theta-\psi$) 和非饱和渗透系数 ($\theta-k_r$)，亦即如图 6 所示的非饱和渗透特性^[5]。

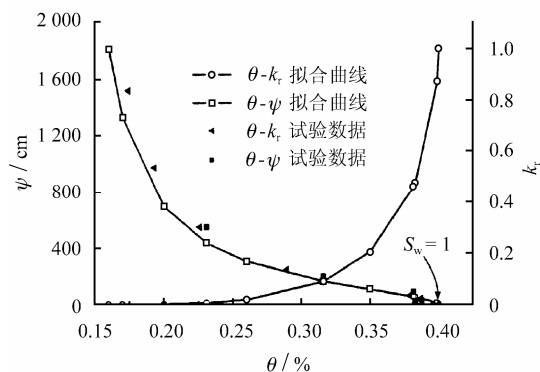


图 6 土的非饱和和渗透特性
Fig.6 Soil-water characteristic curve and permeability function

4.2 土的非饱和和渗透特性

图 6 中的试验数据是在河海大学水文水资源及水电工程科学国家重点实验室高速冷冻离心机内测得, 实测数据拟合后得到水分特征曲线 ($\theta-\psi$)。由于非饱和和透水系数测定方法比较复杂, 本文使用学术界较为通用的方法, 根据水分特征曲线进行推定。这里的 k_r 为相对透水系数, 是非饱和透水系数 $k(\theta)$ 与饱和透水系数 k 之比。Van Genuchten^[6]将 $\theta-\psi$ 的关系使用一个数值模式(以后称为 VG 模式)来表示:

$$S_e = \left(\frac{1}{1 + (\alpha\psi)^{n'}} \right)^{m'} \quad (4)$$

式中 m' , n' 均为模型参数, $m' = 1 - 1/n'$; S_e 为有效饱和度。

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (5)$$

式中 θ_s 为最大体积含水率; θ_r 为最小体积含水率。计算中所用 VG 模型参数见表 2。

表 2 VG 模型参数
Table 2 VG model parameters

θ_s	θ_r	α	n'
0.4	0.124	0.007	1.8

将式 (4) 代入 Mualem^[7]提出的水分特征曲线和非饱和和透水系数的数值模式中, 可以得到比透水系数 k_r (见图 6)。

$$k_r = S_e^{1/2} [1 - (1 - S_e^{1/m'})^{m'}]^2 \quad (6)$$

4.3 降雨入渗边界的计算方法

实际 FEM 方法中, 地表入渗能力以地表水头和入渗率 2 个变量来判断。在地表节点非饱和时, 以地表节点的临界水头 ($h_c = 0$) 下的入渗为入渗能

力, 判断进入水头边界的条件; 饱和时, 以地表节点的入渗率为入渗能力, 判断进入流量边界的条件。

程序的实现过程如下:

(1) 继 $t-\Delta t$ 时刻后, 考虑 Δt 时间雨量流入土体后, 计算 t 时刻地表节点的入渗率。

(2) 比较 t 时刻降雨强度 $R_i(t)$ 与地表节点的入渗率 $I_i(t)$, 以及地表节点的负压 $h_i(t)$ 与临界值 0 的关系, 则实际入渗率 $q_s(t)$ 为: 对于流量边界, 当 $h_i(t) \geq 0$ 时, 边界转变为水头边界, 此时以压力水头边界为 0 考虑入渗, $q_s(t) = I_i(t)$; 对于水头边界, 当 $I_i(t) \geq R_i(t)$ 时, 边界转变为流量边界, 此时 $q_s(t) = R_i(t)$ 。

(3) 根据 t 时刻的实际入渗率 $q_s(t)$, 计算下一个 Δt 时间流入土体的雨量, 再计算出 $t+\Delta t$ 时刻的地表节点流量 $I_i(t+\Delta t)$ 和压力水头, 并重复以上步骤。

4.4 降雨入渗试验的数值模拟

降雨入渗试验的数值模拟使用有限单元计算网格如图 7 所示。土柱上表面为降雨入渗边界, 下表面为自由出溢边界。土柱的物理参数取表 1 和图 6 中数据。土柱的初始水分分布以节点的负压值输入。

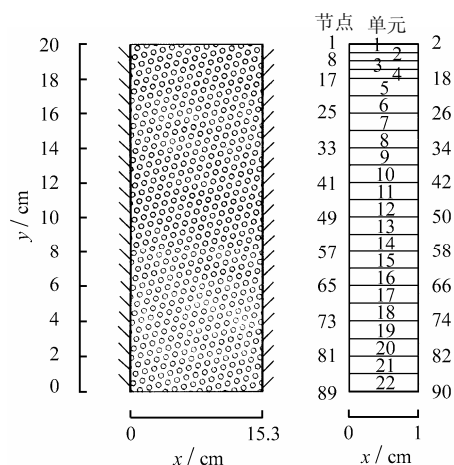


图 7 土柱图示和有限元网格剖面
Fig.7 Soil column and finite element mesh

4.5 降雨入渗数值模拟结果的验证

首先依据实测和模拟所得到的入渗率变化对数值模拟结果的可信性进行了验证。初始含水率为 11.7%, 降雨强度为 0.82 mm/min 的入渗率随时间的变化的实测结果见图 8 中 a_1 , 根据有限元计算得到的结果见图 8 中 b_1 ; 累计入渗量 $Q(t)$ 随时间的变化得实测结果见图 8 中 a_2 , 根据有限元计算得到的结果见图 8 中 b_2 。通过对两者进行比较可以看出, 在入渗率随时间的变化曲线中, 有限元计算结果中降雨入渗控制段、非饱和入渗段、饱和入渗段界限

比较明显,与试验值相比,入渗初期模拟的结果较好,后期误差略大,积水点和饱和点略有提前。从累积入渗量随时间的变化曲线中看出,也是入渗初期模拟结果较好,后期计算值比实际入渗量相差一定值,整个入渗量的变化趋势基本一致。

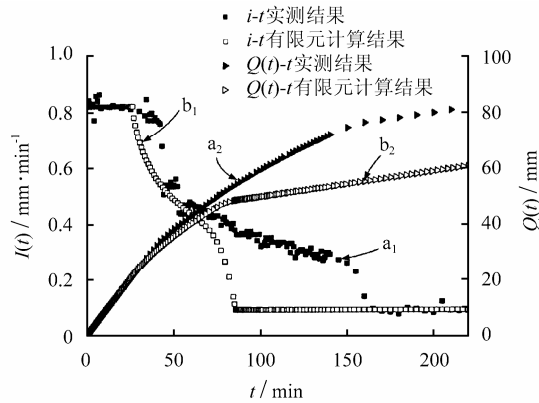


图 8 入渗随时间变化的实验和数值模拟结果
Fig.8 Infiltration results between column test and numerical model

采用这样的降雨入渗计算方法,可以较为合理地反映降雨入渗过程中的 3 个阶段,客观地计算出雨水的入渗量,证明这一方法是较为符合实际的。

5 土柱内水分运移与降雨入渗的关系

通过试验、计算结果的比较可以认为,只要正确地把握土的非饱和渗透特性和初始的水分状态,利用上述的有限元法可以对降雨入渗的过程进行比较符合实际情况的模拟。因此,可以通过计算研究试验中未能明确的降雨入渗的内部机理。

5.1 土柱内水分运移对降雨入渗过程的影响

试验过程中因条件限制,只能计测边界的降雨入渗量和入渗率,通过数值模拟,参数分析可以延伸到土柱内水分运动状况,从而可以对降雨入渗 3 阶段以及控制节点的机理做一个解释。

初始含水率为 11.7%,降雨强度为 0.82 mm/min 的不同降雨入渗时间的土柱水分剖面见图 9。在积水点以前,降雨全部入到土柱里,湿润锋面下移;当地表含水率达到相对饱和时,也就是湿润锋面全部进入土体内时,即 $t=1\,560\text{ s}$ (26 min),地表开始积水入渗(见图 8),此后湿润锋面继续下移;当湿润锋面到达土柱底部时,即 $t=2\,660\text{ s}$ (约 44 min),入渗率随时间的曲线出现拐点,入渗率明显下降;此后当湿润锋面全部通过底部出溢面时,入渗率达到饱和点,土柱开始饱和入渗。

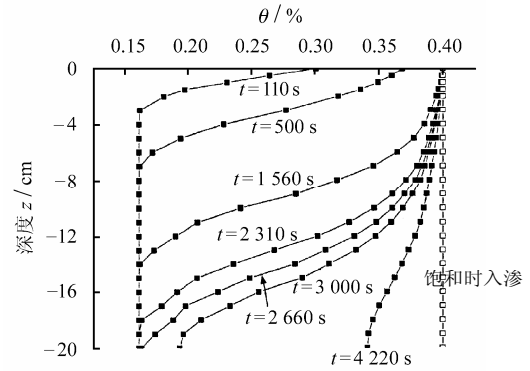


图 9 不同降雨入渗时间的土柱水分剖面
Fig.9 Water distribution under different rainfall durations

5.2 不同降雨强度对水分运移的影响

不同降雨强度下土体的湿润锋面运移见图 10。可以分析不同降雨强度下产生积水时入渗雨量不同。

在不同降雨条件下,湿润锋面的形状不同,随着雨量的减少,湿润锋面变陡,相同时间浸入土体的深度变浅,入渗到土体内水量减少。雨强越小,入渗到土体内的雨量越少,重力作用效果越弱,基质势梯度作用效果明显越强,湿润锋面越陡。

当降雨强度大于饱和渗透系数时,表层土体的含水率可以达到饱和状态,即可以产生积水入渗;当降雨强度小于土体的饱和渗透系数时,表层土体达不到饱和状态,即不产生积水入渗,整个入渗过程都是由降雨强度控制入渗量。在小于饱和渗透系数的雨强下,均一土体入渗深度和入渗时间足够长的情况下,土体能够达到非饱和和稳定入渗状态,此状态下土体的含水率整个土柱相同,并随着降雨强度的下降,土体达到稳定入渗的含水率变小。

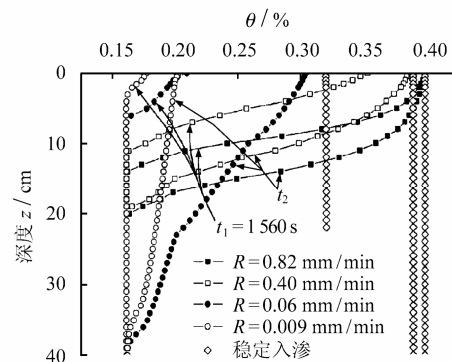


图 10 不同降雨强度下湿润锋面的运移
Fig.10 Water distribution under different rainfall intensities

6 结论与展望

(1) 降雨入渗模型的数值计算和试验证明, 大于饱和渗透系数的恒定降雨入渗过程中可分为降雨控制入渗阶段、非饱和入渗阶段和饱和入渗阶段, 积水点和饱和点是三者的分界点。当湿润锋面未全部通过表层土体时, 表层边界处于降雨控制入渗阶段; 湿润锋面通过表层土体, 但未全部到达地下水位处时, 边界处于非饱和入渗阶段; 当湿润锋面全部到达地下水位处时, 土体饱和, 地表入渗率等于饱和渗透系数;

(2) 随着降雨强度的加大, 降雨强度控制入渗阶段缩短, 非饱和入渗阶段加长, 曲线都具有相同的一般线形, 都趋于同一个界限入渗速率(饱和入渗率)。但它们却并不是同一条曲线沿水平方向的位移线段。而且, 随着降雨强度的加大, 降雨控制入渗阶段缩小, 整个曲线趋向于薄层积水入渗曲线。随着初始含水率的增大, 积水点前移, 即土体表面产生积水的时间变短, 另外, 非饱和入渗阶段曲线变陡。

(3) 一维入渗的上下土层串联在一起, 相互间有着一定的影响。但入渗过程中可以通过适时计测表层土的最大入渗率来反映整个一维土体的入渗能力。而表层土的最大入渗率受表层土体的水力梯度和非饱和渗透系数的影响, 但最终是表层土体含水率的函数。随着含水率的增加, 入渗能力下降, 最后趋于饱和入渗率。

(4) 只要正确地把握土的非饱和渗透特性和初始的水分状态, 利用上述的有限元法可以对降雨入渗的过程进行比较符合实际情况的解析。

(5) 当降雨强度小于土体的饱和渗透系数时, 表层土体达不到饱和状态, 最终的稳定入渗只能达到一个非饱和入渗状态。相比大于饱和渗透系数降雨峰面, 其湿润锋面的比降较大。随着降雨强度的减小, 表层土体达到稳定非饱和入渗的含水率变小。

(6) 图 8 中的实测结果与理论预测结果间还

存在一定的误差, 可能在测量水分特征曲线的方法以及非饱和渗透系数的推导模型上还存在一定的问题, 今后可以改用更为精确的压力板法测量水分特征曲线以及实际测量土体的非饱和渗透系数, 参数测量方面还需要做很多的工作。

参 考 文 献

- [1] Horton R E. An approach towards a physical interpretation of infiltration capacity[J]. **Soil Science Society of America Proceedings**, 1940, 5: 399—417.
- [2] 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—14.
NG C W W, CHEN Shou-yi, PANG Yu-wei. Parametric study of effects of rain infiltration on unsaturated slopes[J]. **Rock and Soil Mechanics**, 1999, 20(1): 1—14.
- [3] 李兆平, 张弥. 考虑降雨入渗影响的非饱和土坡瞬态安全系数研究[J]. **土木工程学报**, 2001, 34(5): 57—61.
LI Zhao-ping, ZHANG Mi. Effects of rain infiltration on transient safety of unsaturated soil slope[J]. **China Civil Engineering**, 2001, 34(5): 57—61.
- [4] Gasmo J M, Rahardjo H, Leong E C. Infiltration effects on stability of a residual soil slope[J]. **Computers and Geotechnics**, 2000, 26: 145—165.
- [5] 朱伟, 刘汉龙, 高玉峰, 等. 河堤内非稳定渗流的实测与分析[J]. **水利学报**, 2001, (3): 92—97.
ZHU Wei, LIU Han-long, GAO Yu-feng, et al. Observation and analysis of unsteady seepage flow in river embankment[J]. **Journal of Hydraulic Engineering**, 2001, (3): 92—97.
- [6] Van Genuchten M Th. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils[J]. **Soil Science Society of American Journal**, 1980, 44(5): 892—898.
- [7] Mualem Y. Hydraulic conductivity of unsaturated porous media: generalized macroscopic approach[J]. **Water Resources**, 1978, 14 (2): 325—334.

边坡与滑坡工程治理

郑颖人、陈祖煜等编著 16开 1500千字 916页 精装 估价: 108.00元 2006年9月出版 ISBN7-114-06117-x

本书从工程治理的角度, 详细阐述了边坡与滑坡产生机理、病害类型与处治方法, 内容包括概述、边(滑)坡勘察、作用于边坡支护结构上的荷载、土质边(滑)坡稳定性分析方法、岩质边坡稳定分析方法、有限元强度折减法及其在土坡与岩坡上的应用、监测与预报, 以及建筑、水利、铁道与公路边(滑)坡工程实例等。

读者对象: 岩土工程设计、施工人员, 大专院校相关专业师生。