文章编号：1000－7598－(2005) 10－1545－06

降雨入渗条件下边坡岩体饱和非饱和渗流计算

荣　冠[1]，张　伟[2]，周创兵[1]

（1 武汉大学 水利水电学院，武汉 430072；2 南阳理工学院，河南 南阳 473001）

摘　要：简要分析了连续介质饱和非饱和渗流数学模型，并讨论了渗流有限元计算中的有关问题，同时研究了降雨入渗机理及模拟方法，在此基础上编写了非饱和渗流程序 SUSC。运用该程序模拟了某边坡降雨过程渗流场的变化情况。计算结果表明，在降雨入渗作用下边坡顶部迅速被饱和，随后表面雨水逐渐向边坡深部下渗，形成从坡顶往深部压力水头等值线由高(零)→低→高的封闭现象。随着降雨的继续，边坡顶部负压区进一步缩小，且负压绝对值减小。降雨结束后，由于上部地下水的继续下渗，在边坡的一定范围、一定时间内压力水头继续升高。根据计算结果可知，局部地方的压力水头最高值出现在降雨结束 2 d 左右，往后整个边坡非饱和区地下水压力水头全面下降，逐渐恢复原状。模拟结果总体可靠，可作为边坡稳定性分析评价及边坡排水加固的参考依据。同时表明，运用上述饱和非饱和渗流模型及降雨模拟方法，计算降雨条件下边坡岩体的渗流场是可行的。

关　键　词：边坡；降雨入渗；饱和非饱和渗流；有限元

中图分类号：TV 139.14；TB 115　　**文献标识码：**A

Numerical analysis of saturated-unsaturated seepage problem of rock slope under rainfall infiltration

RONG Guan[1], ZHANG Wei[2], ZHOU Chuang-bing[1]

(1 School of Water Resources and Hydropower, Wuhan University, Wuhan 430072　2 Nangyang Institute of Technology, Nanyang 473001, China)

Abstract: Based on the theory of continuous medium, a saturated-unsaturated seepage mathematical model is presented. The method of calculating unsaturated seepage field by FEM and the mechanism of rainfall infiltration and the rainfall simulation are proposed. Unsaturated seepage program SUSC is compiled based on above theory. Through the analysis of seepage field in a slope under rainfall infiltration, results show that the deeper as well as surface of slope are saturated rapidly due to rainfall, and surface water infiltrated to the deeper under slope. Pressure water head changes from high (zero) to low, then to high again through top to deep. The area of negative pressure water head decreased gradually due to rainfall and the absolute value of negative pressure water head reduces at the same time. The pressure water head keeps on increasing for 1 to 2 days owing to groundwater infiltration when the end of rainfall in some areas of slope. According to calculation results, maximal pressure water head in some areas of slope appears after two days when rainfall finished. Simulation results show that the model and program are reasonable; and it is of great importance in application to analyzing stability, designing drainage and reinforcing slope engineering.

Key words: slope; rainfall infiltration; saturated-unsaturated seepage; FEM

1　前　言

工程岩土体的非饱和渗流是地下水循环径流的一个重要环节。由于问题的复杂性，长期以来人们对饱和渗流研究较深入，对于非饱和渗流研究则不多。许多岩土工程问题涉及到饱和非饱和渗流运动，例如地下水资源评价中地下水与地表水的相互转化；污染物质入渗运移规律；高放核废料的地质深埋处理；降雨或地下水变化时岩土质边坡与堤坝稳定性分析等。因此，研究岩土体的饱和非饱和渗流问题具有重要工程意义。

利用有限单元法进行模拟计算是研究饱和非饱和渗流问题的一种主要方法。S. P. Neuman[1]、赤井浩一、吴良骥、毛昶熙等对饱和非饱和渗流问题在数学模型、水力参数和边界条件的处理及数值求解等方面进行过研究，取得了一定成果。但目前对

收稿日期：2004-04-08　　修改稿收到日期：2004-06-03
作者简介：荣冠，男，1971 年生，博士，主要从事渗流及边坡岩体稳定性研究。E-mail: rg_mail@163.com

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

非饱和渗流的研究程度离解决工程实际问题仍有较大差距。本文在前人研究的基础上对饱和非饱和渗流有关问题进行分析，并进行降雨条件下边坡岩体渗流场的模拟计算，可以为边坡稳定性评价及其排水加固设计提供依据。

2 数学模型及有限单元求解算法

2.1 饱和非饱和渗流数学模型

对于多孔介质，根据质量守恒原理饱和非饱和渗流连续方程为[2]

$$-\frac{\partial}{\partial x_i}(\rho v_i)+S=\frac{\partial}{\partial t}(\rho n S_{\mathrm{w}}) \tag{1}$$

根据达西定律：

$$v_i=-k_{\mathrm{r}}(\theta)\boldsymbol{k}_{ij}\frac{\partial H}{\partial x_j} \tag{2}$$

将式（2）代入式（1）即可得饱和非饱和渗流微分方程（Richards 方程）：

$$\frac{\partial}{\partial x_i}\left[\boldsymbol{k}_{ij}k_{\mathrm{r}}(h)\frac{\partial h}{\partial x_j}+k_{i3}k_{\mathrm{t}}(h)\right]+S-[C(h)+\beta S_{\mathrm{s}}]\frac{\partial h}{\partial t}=0 \tag{3}$$

式中 ρ 为水的密度，一般按常数处理；v_i 为水的达西流速；n 为介质的饱和含水率；S 为源汇项；S_{w} 为介质的饱和度；H 为总水头，$H=z+h$，h 为压力水头，z 为位置水头；$k_{\mathrm{r}}(h)$ 为介质相对渗透率，非饱和区 $0<k_{\mathrm{r}}(h)<1$，饱和区 $k_{\mathrm{r}}(h)=1$；$\boldsymbol{k}_{ij}$ 为介质饱和渗透张量，k_{i3} 为 k_{ij} 中 $j=3$ 时的饱和渗透系数；C 为容水度，正压区 $C=0$，负压区 $C=\partial\theta/\partial h$；$\theta$ 为体积含水量，$\theta=nS_{\mathrm{w}}$。参数 β，在非饱和区为 0，在饱和区为 1；S_{s} 单位贮水系数，对非饱和体 $S_{\mathrm{s}}=0$，饱和体为一常数；t 为时间变量。

以上数学模型的定解条件为[3]

初始条件： $$h(x,y,z,t_0)=h_0(x,y,z,t_0) \tag{4}$$

水头边界条件： $$h(x,y,z,t)\big|_{\Gamma_1}=h_1(x,y,z,t) \tag{5}$$

流量边界条件： $$-\left[\boldsymbol{k}_{ij}k_{\mathrm{r}}(h)\frac{\partial h}{\partial x_j}+k_{i3}k_{\mathrm{r}}(h)\right]n_i\big|_{\Gamma_1}=q_n \tag{6}$$

饱和逸出边界：

$$-\left[\boldsymbol{k}_{ij}k_r(h)\frac{\partial h}{\partial x_j}+k_{i3}k_r(h)\right]n_i\big|_{\Gamma_3}\geqslant 0\ ,\ h\big|_{\Gamma_3}=0 \tag{7}$$

非饱和逸出边界：

$$-\left[\boldsymbol{k}_{ij}k_{\mathrm{r}}(h)\frac{\partial h}{\partial x_j}+k_{i3}k_{\mathrm{r}}(h)\right]n_i\big|_{\Gamma_4}=q_\theta,\ h\big|_{\Gamma_4}<0 \tag{8}$$

式中 q_{n}，q_θ 为法向流量，向外为正；n_i 为外法线方向余弦；t_0 为初始时刻；Γ_1 为水头边界；Γ_2 为流量边界；Γ_3 为饱和逸出面边界；Γ_4 为非饱和逸出面边界。

2.2 饱和非饱和渗流有限单元法格式

2.2.1 基本算法

微分方程（3）的定解问题可等价为以下泛函的极值问题：

$$\begin{aligned}L(h)=&\sum_{i=1}^{3}\sum_{j=1}^{3}\left[k_{\mathrm{r}}(h)k_{ij}\frac{\partial h}{\partial x_i}\right]+\sum_{i=1}^{3}\frac{\partial}{\partial x_i}k_{\mathrm{r}}(h)k_{i3}-\\&[C(h)+\beta S_{\mathrm{s}}]\frac{\partial h}{\partial t}+S=0\end{aligned} \tag{9}$$

根据整个研究区域的渗透特性，将渗流研究区进行单元离散，单元内压力水头插值函数可取为

$$h(x,y,z,t)=\sum N_i(\xi,\eta,\zeta)h_i\ ,\ i=1,2,...,m \tag{10}$$

式中 $N_i(\xi,\eta,\zeta)$ 为单元形函数；h_i 为单元节点 i 的压力水头；ξ，η，ζ 为单元内任一点的局部坐标；m 为单元节点数。

由 Galerkin 加权余量法及格林公式可得求解渗流场的有限元法矩阵方程为

$$[\boldsymbol{K}]\{h\}+[\boldsymbol{S}]\left\{\frac{\partial h}{\partial t}\right\}=[\boldsymbol{F}] \tag{11}$$

其中，

$$\left.\begin{aligned}&[\boldsymbol{K}]=\sum_{e=1}^{n}\int_{\Omega_e}k_{ij}k_{\mathrm{r}}(h)\frac{\partial N_m}{\partial x_j}\frac{\partial N_n}{\partial x_i}\mathrm{d}\Omega\ ;\\&[\boldsymbol{S}]=\sum_{e=1}^{n}\int_{\Omega_e}C(h)N_mN_n\mathrm{d}\Omega\ ;\\&[\boldsymbol{F}]=-\sum_{e=1}^{n}\int_{\Omega_e}k_{i3}k_{\mathrm{r}}(h)\frac{\partial N_n}{\partial x_i}\mathrm{d}\Omega-\\&\qquad\sum_{e=1}^{n}\int_{\Gamma_2}q_nN_n\mathrm{d}s-\sum_{e=1}^{n}\int_{\Gamma_4}q_\theta N_{\mathrm{n}}\mathrm{d}s\end{aligned}\right\} \tag{12}$$

2.2.2 非饱和渗流有限元的时间差分基本格式

式（11）关于时间 t 的常微分方程积分为

$$\int_{t_0}^{t_1}[\boldsymbol{K}]\{h\}\mathrm{d}t+\int_{t_0}^{t_1}[\boldsymbol{S}]\left\{\frac{\partial h}{\partial t}\right\}\mathrm{d}t=\int_{t_0}^{t_1}[\boldsymbol{F}]\mathrm{d}t \tag{13}$$

由此可得有限元的时间差分格式为

$$[\boldsymbol{K}]\{\bar{h}\}+[\boldsymbol{S}]\left[\frac{h^{k+1}-h^k}{\Delta t}\right]=[\boldsymbol{F}] \tag{14}$$

由于地下水的水头一般变化较慢，某时段 $\bar{h}$ 可表示为初时段和末时段的加权平均，即

$$\bar{h}=\alpha h^k+(1-\alpha)h^{k+1}\ ,\ 0\leqslant\alpha\leqslant 1 \tag{15}$$

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

将式（15）代入式（14），有

$$[\boldsymbol{K}][\alpha h^k+(1-\alpha)h^{k+1}]+[\boldsymbol{S}]\left[\frac{h^{k+1}-h^k}{\Delta t}\right]=[\boldsymbol{F}] \quad (16)$$

当α取不同的值时则对应不同的差分格式，一般计算多采用隐式差分格式。

3　饱和非饱和渗流计算中问题分析

3.1　迭代时间步的选择

在饱和非饱和渗流计算中关于时间步长的选取，目前还没有一种成熟的理论和方法来确定。时步取得太小，可能产生过大的累积误差，时步取得太大，计算可能不收敛。实际计算时，往往根据研究对象的渗透特性和工程实际情况来确定时间步的数量级再来试算。另外，地下水的不同运动阶段其时间步的选取应有差异。

3.2　计算参数的处理

鉴于有限元计算格式的高度非线性，即方程中的相对渗透系数k_r和容水度C随压力水头h或含水量θ的变化而变化。饱和非饱和渗流场的求解过程实际上就是根据所求压力水头场不断调整相对渗透系数和容水度再求解压力水头场的过程。

3.2.1　k_r的计算

确定h-θ-k_r关系的方法主要有：（1）根据试验获得的有限数据，其函数关系由离散点线性插值求得；（2）根据 Brooks-Corey 或 Van Genuchten 拟合模型拟合出参数求解。VG 模型中$k_r(\theta)$, $C(\theta)$的计算方法如下：

$$\left.\begin{aligned} k_r(\theta)&=\left(\frac{\theta-\theta_r}{\theta_s-\theta_r}\right)^{\frac{1}{2}}\left[1-\left(1-\left(\frac{\theta-\theta_r}{\theta_s-\theta_r}\right)^{\frac{1}{m}}\right)^m\right]^2;\\ C(\theta)&=\alpha(\theta_s-\theta_r)(n-1)(\alpha h)^{n-1}[1+(\alpha h)^n]^{\frac{1}{n}-2},\\ &0<m<1,\ \ m=1-\frac{1}{n}\end{aligned}\right\} \quad (17)$$

式中　θ_r, θ_s为残余含水率和饱和含水率；　m, α为拟合参数。

3.2.2　$\partial\theta/\partial h$的计算方法

在进行饱和非饱和渗流计算中，确定$\partial\theta/\partial h$的方法一般是根据$h$-$\theta$的散点关系进行线性插值求得。但此方法易导致$\partial\theta/\partial h$不连续而呈阶梯状，进而在计算中产生振荡现象[4]。采用下面计算方法一般可以有效地消除数值计算中的振荡现象。

$$\frac{\partial\theta}{\partial h}=\frac{\theta(h_1)-\theta(h_0)}{\xi(h_1)h_1-\xi(h_0)h_0} \quad (18)$$

当h_1, h_0均小于零时，或h_1,h_0中一个小于零另一个大于零时，$\partial\theta/\partial h$的值根据式（18）确定；当$h_1$,$h_0$均大于零时，$\partial\theta/\partial h=0$，当$h$小于零时，$\xi(h)=1$，否则，$\xi(h)=0$，$\theta(h)$可根据插值确定。

3.3　非线性迭代技术

饱和非饱和渗流有限元计算中介质的相对渗透系数、容水度需根据渗流场中的压力水头确定。由于饱和度与压力水头的非线性关系，如果仅用前一步的压力水头计算下一步的水力参数，则可能不收敛。参考有关文献，对于非稳定饱和非饱和渗流按如下方法可以加快收敛速度：

①确定每一时步每一迭代步的收敛条件：$\max\{h_{l+1}^k-h_l^k\}<\varepsilon$，上标$k$代表第$k$时步，下标$l$分别代表第$l$次迭代，$\varepsilon$为给定的误差允许值；

②根据h^{k-1}, h^k外推k+1时步的初始压力水头h_0^{k+1}（t^k为第k时步的时刻）：

$$\left.\begin{aligned} h_0^{k+1}&=h^k+\frac{t^{k+1}-t^k}{t^k-t^{k-1}}(h^k-h^{k-1}),\ \ k>0;\\ h_0^{k+1}&=h^k,\ \ k=0\end{aligned}\right\} \quad (19)$$

③根据$h_l^{k+\frac{1}{2}}=\dfrac{h^k+h_l^{k+1}}{2}$的压力水头来计算有关水力参数，再计算新的压力水头场h_{l+1}^{k+1}；

④若$\max\{h_{l+1}^{k+1}-h_l^{k+1}\}<\varepsilon$，则结束本时步迭代。否则压力水头按$h_{l+1}^{k+1}$计算，重复步③和步④直至满足收敛条件，如迭代次数超过规定的上限值仍不能满足收敛条件，此时还需缩小时间步长，重新进行迭代求解；

⑤计算中应根据工程情况和经验设定非饱和区负压水头的最小值h_L，限制计算的负压水头不应超出该值。

3.4　逸出边界条件的处理

在饱和非饱和渗流场分析中，逸出边界的正确处理是非线性迭代计算的关键问题之一，它直接影响解的精度，甚至影响到解的正确与否。

渗流分析中对已知水头和流量边界，将边界条件代入有限元方程中即可处理。对逸出边界，由于其范围事先往往不知道，一般要根据经验先假定，因而该问题一直没有得到很好解决。

逸出边界处水是由渗流域内经边界流向外界，边界节点流速向量由域内指向边界外，而流量则小于零（流出）。基于上述原理，结合文献[5]的研究，对逸出边界建议按如下方法处理，其计算精度较高且可加快迭代速度：

（1）对渗流边界节点分为两类，自由面以下

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

的为已知水头节点和自由面以上的为可能逸出面节点。

（2）首次计算时，对于初始时步将可能的逸出面节点全部作为未知水头节点处理，接下来对于其它时步，将初始时步的逸出面节点水头作为已知水头点，迭代求出渗流场。

（3）将自由面以上边界点水头为正的节点全部按逸出点处理，重新求解渗流场。再对自由面以上零压边界点进行判断，若流量小于零，即

$$k_x\frac{\partial h}{\partial x}\cos(n,x)+k_y\frac{\partial h}{\partial y}\cos(n,y)+k_z\frac{\partial h}{\partial z}\cos(n,z)<0 \tag{20}$$

则该点为逸出面节结点，否则不是逸出面节点。

（4）将以上确定的逸出面节点作为已知点处理，重复第（3）步直至本时步收敛，且沿逸出面边界饱和部分所有节点的流量计算值和沿非饱和部分所有节点的压力水头均为负值。再进行下一时步计算。

4 降雨入渗的有限元模拟

4.1 入渗机理分析

降雨入渗是地下水随时间和空间变化的饱和非饱和运动过程，它是水分通过岩土体包气带中运移的两相流过程，即水在下渗过程中不断驱替空气而饱和空隙的过程。雨水的入渗量受降雨强度、降雨历时、岩土初始含水量、入渗面特征、植被覆盖情况等诸多因素的影响。当降雨强度超过岩土的入渗能力时，将在表面产生径流或积水，在岩土体内部形成不断扩大的饱和区，此时岩土中水分的运动为饱和非饱和流动。如降雨强度低于入渗能力，入渗过程受供水能力控制。一般降雨过程可分为 2 个阶段[6]：开始时当地表水力传导率较大，同时其含水率梯度很大，入渗率也很高，一般大于降雨强度，这一阶段称为通量控制阶段，属于无压入渗或自由入渗；随着入渗的进行，含水率梯度不断减小，入渗率也不断降低；当其小于降雨强度时，开始形成地表径流或积水，此阶段成为剖面控制阶段，为有压入渗。

4.2 降雨入渗边界分析

降雨入渗边界往往为一变化边界，事先一般难以精确确定入渗边界条件，模拟计算一般根据是否满足式（21）来确定其作为已知水头边界还是作为已知流量边界。

$$\left|k_r\sum_{i=1}^{3}\left[\sum_{j=1}^{3}k_{ij}\frac{\partial h}{\partial x_j}+k_{i3}\right]n_i\right|\leqslant|E_s| \tag{21}$$

式中 E_s 为势表面通量，入渗时取降雨强度；n_i 为边界面法向矢量的分量。式（21）左端表示最大入渗能力。当最大入渗能力小于等于给定的势表面通量时实际的入渗流量受最大入渗能力控制；反之受给定的势表面通量控制。由于在求得压力水头场之前无法确定最大入渗能力，故当入渗边界作为已知流量边界时，其入渗流量值先根据给定势表面通量假定，在随后的迭代计算中再逐步调整。

降雨入渗边界的具体处理方法如下：

（1）在任一时步第一次迭代时，入渗边界按给定势流量的一部分已知流量边界处理。

（2）若入渗边界上某节点的计算压力水头值满足式（22），则该节点的流量按原流量乘以系数 $\frac{|h_L|}{|h_L-h_n|}$，在随后的迭代中继续作为已知流量边界。

$$h_L\leqslant h_n\leqslant 0 \tag{22}$$

式中 h_L 为地表最小允许压力水头；h_n 为入渗边界上节点压力水头计算值。

（3）若某节点计算压力水头值不满足式（22），则该节点在随后的迭代中变成已知水头边界，压力水头值 h_n 等于零。

（4）任何计算阶段式（21）不满足，即计算流量超过给定势流量，则结点流量给定为势值，并再作为已知流量边界。迭代至所有节点收敛为止。

4.3 入渗流量的计算

在有限单元法中处理降雨流量边界时，先将分布在单元面上的流量转化为节点入渗流量。设某单元面有实际入渗流量 $q_s(t)$，则入渗流量列阵可按下式计算：

$$\{\boldsymbol{R}\}_t^e=\int_s q_s(t)\{\boldsymbol{N}\}^e\mathrm{d}s \tag{23}$$

式中 s 为接受降雨入渗的单元面；$\{\boldsymbol{R}\}_t^e$ 为 t 时刻的单元入渗流量列阵；$\{\boldsymbol{N}\}^e$ 为形函数列阵。

实际入渗流量 $q_s(t)$ 是随着降雨强度和降雨持时变化的。假设某时刻降雨强度为 $\varepsilon_r(t)$，则 $\varepsilon_r(t)$ 在坡面法线上的分量为

$$q_n(t)=\varepsilon_r(t)n_z \tag{24}$$

要确定实际降雨入渗量，还得计算实际入渗能力。对于单元面上任意一点，其压力水头为：$h=N_ih_i$，所以单元面上任意一点三个方向的实际入渗能力计算式为

$$R_i(t)=k_{ij}k_r(h)\frac{\partial N_ih_i}{\partial x_j}+k_{i3}k_r(h) \tag{25}$$

坡面法向上的入渗能力可按下式计算：

$$R(t)=R_i(t)n_i \tag{26}$$

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

降雨强度与实际入渗流量间的关系为

$$\left.\begin{aligned} q_n(t) > R(t)\text{时，}\ q_s(t)=R(t) \\ q_n(t) \leqslant R(t)\text{时，}\ q_s(t)=q_n(t) \end{aligned}\right\} \quad (27)$$

根据上面关系比较 $q_n(t)$ 与 $R(t)$，以确定实际入渗流量。

5　算　例

根据上述饱和非饱和渗流理论，编制了考虑降雨入渗的渗流有限元程序 SUSC，该程序可以计算稳定-非稳定的饱和非饱和渗流问题，同时可以较方便地处理降雨入渗边界。下面首先对文献[7]中介绍的赤井浩一等做的砂槽模型试验[1]进行计算对比，然后再进行某边坡降雨过程渗流场的模拟计算。

5.1　砂槽模型试验与非饱和计算比较

砂槽模长 315 cm，宽 23 cm，高 33 cm。模型材料采用均匀砂，孔隙率为 0.44，饱和渗透系数为 3.3×10^{-3} m/s，非饱和砂土的饱和度、负压和相对渗透系数关系见表 1。计算的初始条件是采用上下游为 10 cm 时的压力水头，自由面上的负压按节点至零压面的高度确定。模拟过程为上游零时刻水位骤升至 30 cm。自由面变化计算与试验结果见图 1，比较二者结果基本吻合，算例说明了以上模型的合理性和程序的正确性。

表 1　砂土的非饱和水力参数表

Table 1　Soil-water characteristic relationship of sand

饱和度	负压/ kPa	相对渗透系数
1.00	0.000	1.00
0.82	0.325	0.97
0.64	0.650	0.94
0.50	0.910	0.20
0.45	1.000	0.13
0.18	10.00	0.01

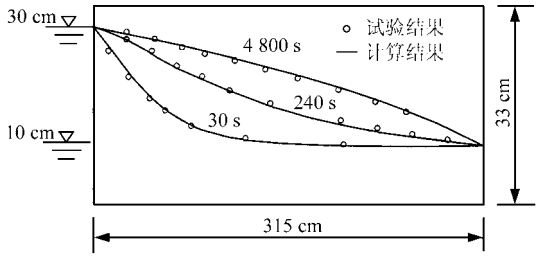
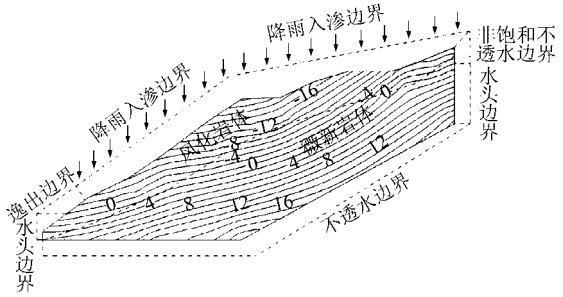


图 1　自由面变化的数值解与试验结果对比

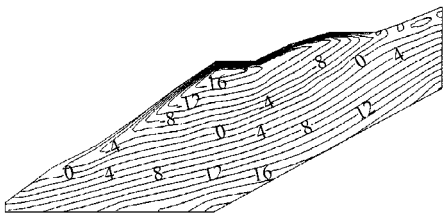
Fig. 1　Changes of free surface by calculation and test

5.2　某边坡降雨过程渗流场的模拟计算

边坡岩体分风化和微新岩体。计算模型、初始水头及边界条件见图 2 (a)，饱和区初始水头根据稳定渗流场计算结果确定，非饱和区负压则根据文[8]和相关工程经验确定。岩体等效为连续介质，不同材料的饱和渗透系数由试验结果综合确定。由于没有实测数据，非饱和水力参数根据有关资料[8]，并参考类似岩土材料确定（表 2）。模拟降雨强度为 0.025 m/h，降雨时间为 0～48 h，为等强型降雨，计算渗流场的变化时间为 0～240 h。



(a) 初始压力水头场及边界条件



(b) 降雨 16 h 的压力水头场

图 2　边坡压力水头场及边界条件(单位：m)

Fig.2　Contours of initial pressure water head and boundary conditions and pressure water head after 16 hours(unit:m)

表 2　风化及微新岩体饱和非饱和水力参数表

Table 2　Unsaturated hydraulic parameters of rock masses

风化岩体				微新岩体			
θ	k_r	θ	h / m	θ	k_r	θ	h / m
0.00	0.00	0.00	100.0	0.00	0.00	0.00	250.00
0.05	0.00	0.01	50.0	0.02	0.00	0.01	200.0
0.10	0.005	0.08	10.0	0.03	0.025	0.02	100.0
0.13	0.007	0.10	5.0	0.04	0.035	0.03	60.0
0.15	0.01	0.12	1.20	0.047	0.04	0.04	50.0
0.18	0.02	0.13	0.90	0.06	0.18	0.05	42.0
0.20	0.04	0.15	0.30	0.073	0.50	0.06	40.0
0.22	0.08	0.17	0.20	0.09	0.62	0.07	38.0
0.24	0.18	0.20	0.014	0.10	0.70	0.08	30.0
0.25	0.45	0.25	0.06	0.11	0.92	0.09	20.0
0.26	0.85	0.27	0.00	0.12	1.00	0.10	12.0
0.27	1.00	0.30	0.00			0.11	3.5
0.30	1.00					0.12	0.0

不同时刻边坡渗流场计算结果见图 2 和图 3。由于降雨入渗作用边坡顶部及上部迅速被饱和，随后表面雨水逐渐向边坡深部下渗，形成从坡顶往深部压力水头等值线由高（零）→低→高的封闭现象。

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

随着降雨的继续，边坡顶部负压区进一步缩小，且负压绝对值减小，同时边坡岩体中零压线（自由面）也呈现逐步抬高的趋势。实际上只要降雨强度、入渗能力和降雨时间增大，完全可以模拟出边坡非饱和区局部出现暂态饱和的现象。降雨结束时，由于地下水的继续下渗在边坡的一定范围、一定时间内压力水头继续升高，根据本文计算结果，降雨结束 2 d 左右局部地方出现压力水头最高值，再往后整个边坡非饱和区地下水压力水头全面下降，逐渐恢复原状。由于边坡岩体渗流边界条件的复杂性（如蒸发边界和逸出边界），同时介质吸湿和排水水力特性的高度非线性及滞后性，目前对降雨结束后期的模拟效果较差。非饱和计算的变化主要反映在自由面之上，所以此范围的非饱和参数取值很重要，而自由面之下的区域则次要些。受计算参数及边界初始条件简化的影响，本文计算结果反映的主要是降雨时非饱和渗流场的总体规律。

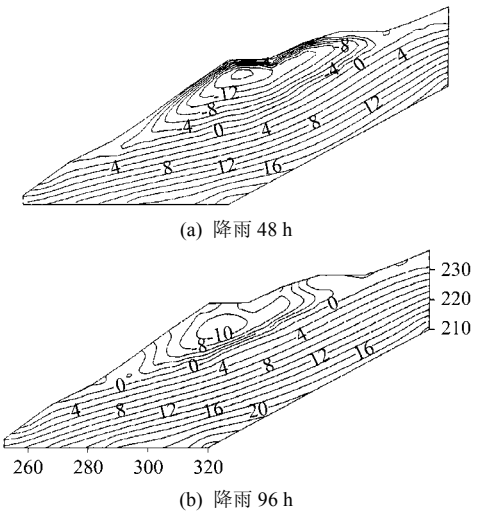


图 3 降雨过程边坡压力水头场（单位：m）
Fig.3 Contours of pressure water head after 48 hours and 96 hours(unit:m)

通过 SUSC 程序可较方便地模拟边坡降雨条件下的渗流场变化，且收敛快，这是在饱和渗流分析中无法实现的。计算中局部渗透压力增加，甚至出现饱和，同时存在水力梯度较大的部位，这是应用中应关注的问题。降雨入渗条件下边坡岩体渗流场的规律可作为边坡稳定性分析评价及排水加固的重要依据。

6 结 语

本文介绍了饱和非饱和渗流数学模型，且较全面地分析了有限元计算过程中的有关问题。笔者研究了降雨入渗模拟技术，编写了非饱和渗流程序 SUSC，进行了砂槽模型的计算验证，运用 SUSC 程序模拟了某边坡降雨过程渗流场的变化情况，计算结果总体可靠，可供工程设计参考。由于工程岩土体饱和非饱和渗流的重要性及复杂性，对饱和非饱和渗流问题值得进一步深入研究，以达到解决实际工程问题之目的。结合目前研究现状，对饱和非饱和渗流在以下方面有待进一步研究：（1）岩土体（特别是裂隙岩体）非饱和渗流机理；（2）合理可行的数学模型及求解方法；（3）非饱和水力参数的确定；（4）地下水初始条件和复杂边界的合理处理。

参 考 文 献

[1] Neuman S P, Narasimhan T N, Witherspoon P A. Application of mixed explicit-implicit finite element method to nonlinear diffusion-type problems[A]. **Finite Elements in Water Resources**[C]. London: Pentech Press, Plymouth, 1977, 1 153－1 186.

[2] 毛昶熙, 段祥宝. 李祖贻, 等. 渗流数值计算与程序应用[M]. 南京: 河海大学出版社, 1999.

[3] 朱岳明, 龚道勇. 三维饱和非饱和渗流场求解及其逸出面边界条件处理[J]. 水科学进展, 2003,(1):67－71.
ZHU Yue-ming, GONG Dao-yong. Solution to 3-D unsteady saturated-unsaturated seepage problem and accurate treatment of saturated and unsaturated exit surfaces of seepage[J]. **Advances in Water Science,** 2003, (11): 67－71.

[4] 朱军, 刘光延, 陆述远. 饱和非饱和三维多孔介质非稳定渗流分析[J]. 武汉大学学报(工学版), 2001, 34(3): 5－8, 26.
ZHU Jun, LIU Guang-Yan, LU Shu-yuan. Saturated-unsaturated unsteady seepage analysis of porous medium[J]. **Engineering Journal of Wuhan University**, 2001, 34(3): 5－8, 26.

[5] 吴梦喜, 高莲士. 饱和-非饱和土体非稳定渗流数值分析[J]. 水利学报, 1999, (12): 38－42.
WU Meng-xi, GAO Lian-shi. Saturated–unsaturated unsteady seepage numerical analysis[J]. **Journal of Hydraulic Engineering**, 1999, (12): 38－42.

[6] 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, 1998. 34－44.

[7] 高骥, 雷光耀, 张锁春. 堤坝饱和-非饱和渗流的数值分析[J]. 岩土工程学报, 1988, 10(6): 28－37.
GAO Ji, LEI Guang-yao, ZHANG Suo-chun. Saturated-unsaturated seepage analysis of embankment[J]. **Chinese Journal of Geotechnical Engineering**, 1988, 10(6): 28－37.

[8] FREDLUND D G, RAHARDIO H. 非饱和土土力学[M]. 北京: 中国建筑工业出版社, 1997. 97－125.

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net