

非饱和土的变形与渗流耦合的一维解析分析及参数研究

吴礼舟¹, 张利民², 黄润秋¹, 许强¹

(1. 成都理工大学地质灾害防治国家重点实验室, 四川 成都 610059; 2. 香港科技大学土木系, 香港 九龙)

摘要: 一维的渗流和变形耦合的解析解通过 Fourier 积分变化获得。指数函数可用来表达水力传导率和孔隙水压力的关系, 及土水特征曲线。此解析解考虑了任意初始的孔隙水压力分布和流量边界条件。解析分析表明, 渗流和变形耦合对非饱和土中水的入渗产生重要的影响。在渗流的早期阶段, 耦合与非耦合情况下的差异随着时间变化显著; 随着趋近于稳定状态, 这差异逐渐消失。进一步分析了耦合解的各个参数的影响。降雨强度与渗透系数的比值(q/k_s)对耦合的渗流和变形产生较大的影响。耦合与非耦合之间的差异与去饱和系数 (desaturation coefficient) 有关。

关键词: 变形和渗流; 耦合; 非饱和土; 降雨入渗

中图分类号: TU411.4 文献标识码: A 文章编号: 1000-4548(2009)09-1450-06

作者简介: 吴礼舟(1975-), 男, 主要从事岩土工程科研教学工作。E-mail: wulizhoucn@yahoo.com.cn。

One-dimensional analytical analysis and parameter study of coupled deformation and seepage in unsaturated soils

WU Li-zhou¹, ZHANG Li-min², HUANG Run-qi¹, XU Qiang¹

(1. State Key Laboratory of Geological Hazard Prevention and Geological Environment Protection, Chengdu University of Technology, Chengdu 610069, China; 2. Department of Civil Engineering, Hong Kong University of Science and Technology, Kowloon, Hong Kong, China)

Abstract: By a Fourier integral transform, an analytical solution to 1D coupled seepage and deformation is obtained. The permeability coefficient and pore-water pressure relationship, and the soil-water characteristic curve are represented using exponential functions. Arbitrary initial pore-water pressure distributions and flux boundary conditions are considered in the analytical solution. The analytical analysis demonstrates that the coupling of seepage and deformation plays an important role in rainfall infiltration in unsaturated soils. In the early stage of water infiltration, the difference between the coupled and uncoupled conditions becomes marked over time, and in the late stage, the difference caused by the coupling diminishes towards the steady state. The effect of the parameters on the governing equations is also analyzed. The ratio of rainfall intensity to saturated permeability (q/k_s) also has a strong influence on the coupled infiltration and deformation in unsaturated soils. The difference between the uncoupled and coupled conditions is closely linked with the decreasing desaturation coefficient (α).

Key words: deformation and seepage; coupling; unsaturated soils; rainfall infiltration

0 引言

土多处于非饱和状态, 尤其在地表。降雨入渗过程中非饱和土体中的渗流场、应力场和位移场均是变化的, 且相互影响。孔隙水压力变化导致应力变化及非饱和土体变形; 应力变化及孔隙改变反过来影响渗流状态。因此, 降雨过程中非饱和土的渗流-变形耦合问题是一个重要的课题, 该耦合理论对解决非饱和土力学和环境地质灾害问题有着重要的意义。

先前不少学者研究过耦合问题的数值解^[1-5]。Sheng^[1]提议有限元方法获得土的通常耦合解。Thomas^[2]提出可变形的非饱和土热、水和气转化的理论表达式。Kim^[3]则提出非饱和土地表加载引起水位

波动和变形的耦合数值模型, 这个数值模型是基于可变形的饱和和孔隙介质中地下水流的控制方程和 Galerkin 有限元方法发展而来^[3]。

非饱和土的降雨入渗采用解析解或数值解来分析, 解析解的优点是比数值解清楚简捷^[6]。学者们已提出没有考虑耦合效应的非饱和土渗流的解析解和准解析解^[7-10]。Morel-Seytoux^[7]采用 Green-Ampt 入渗公

基金项目: 国家科技支撑计划项目 (2008BAC47B01); 香港 Research Grants Council 项目 (622207); 国家自然科学基金项目 (40572163); 留学人员择优资助项目

收稿日期: 2008-06-25

式作为基本方程获得了一个解析解。Basha^[8-9]使用了 Green 函数获取了规定边界的多维的非稳态解。Chen 等^[10]通过 Fourier 积分变化获得易计算的级数解。

基于流体质量守恒, Darcy 定律和 Fredlund 的非饱和土本构模型^[5], 得到了渗流和变形的耦合控制方程, 再通过 Fourier 积分变化得出耦合方程的解析解。通过对耦合控制方程参数的分析, 试探其参数对耦合过程中的孔隙水压力和地面沉降产生的影响。

1 渗流和变形耦合的控制方程

为了有效地分析渗流和变形耦合问题, 作出如下几个假设:

- (1) 土是均一的, 各向同性的弹性材料;
- (2) 土结构是可变形的, 水是不可压缩的;
- (3) 土体积改变仅因为土的变干或湿化, 不考虑总应力变化引起的体积变化;
- (4) 饱和状态下的渗透系数保持一定值;
- (5) 不考虑土水特征曲线的滞后性;
- (6) 在土中孔隙气压力为一常值。

1.1 耦合的控制方程

等温条件下的饱和或非饱和土中流体用 Darcy 定律描述^[11]:

$$q_i = -k_i \left[\frac{\partial}{\partial x_i} \left(\frac{u}{\gamma_w} + x \right) \right] \quad (1)$$

式中 q_i 为 i 方向的流速; u 为孔隙水压力; k_i 为 i 方向上的渗透系数; γ_w 为水的重度; x 为高程。

由流体质量守恒得到

$$-\frac{\partial}{\partial x_i} (\rho q_i) = \frac{\partial}{\partial t} (\rho n S_w) \quad (2)$$

式中 S_w 为饱和度; ρ 为水密度; n 为孔隙率; θ_i 为体积含水率。式 (2) 可写成

$$-\frac{\partial}{\partial x_i} (\rho q_i) = \theta \frac{\partial \rho}{\partial t} + \rho n \frac{\partial S_w}{\partial u} \frac{\partial u}{\partial t} + \rho S_w \frac{\partial n}{\partial t} \quad (3)$$

这里, 孔隙率 n 对时间 t 的偏导表达为

$$\frac{\partial n}{\partial t} = (1-n)^2 \frac{\partial e}{\partial t} = -\frac{(1-n)^2}{(1-n_0)} \frac{\partial \varepsilon_v}{\partial t} \quad (4)$$

式中 n_0 为初始的孔隙率; e 为孔隙比; ε_v 为体积应变。

结合式 (1)、(3) 和 (4), 获得非饱和土渗流和变形耦合的一维控制方程:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[k \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{u}{\gamma_w} + x \right) \right] = \frac{\theta}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial u} \frac{\partial u}{\partial t} + n \frac{\partial S_w}{\partial u} \frac{\partial u}{\partial t} - S_w \eta \frac{\partial \varepsilon_v}{\partial t} \quad (5)$$

其中, $\eta = (1-n)^2 / (1-n_0)$ 。

1.2 土固相的本构关系

土体受力平衡方程为

$$\sigma_{ij,j} + b_i = 0 \quad (6)$$

式中 σ_{ij} 为净总应力张量; b_i 为体力矢量。

应变 - 位移关系为

$$\varepsilon_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) \quad (7)$$

式中 u_i 和 u_j 分别为 i 和 j 方向的位移; ε_{ij} 为应变张量。

根据 Fredlund 和 Rahardjo^[5]以增量形式表达非饱和土的应力 - 应变关系如下:

$$d\varepsilon_x = \frac{d(\sigma_x - u_a)}{E} - \frac{\mu d(\sigma_y + \sigma_z - 2u_a)}{E} + \frac{d(u_a - u)}{H} \quad (8a)$$

$$d\varepsilon_y = \frac{d(\sigma_y - u_a)}{E} - \frac{\mu d(\sigma_x + \sigma_z - 2u_a)}{E} + \frac{d(u_a - u)}{H} \quad (8b)$$

$$d\varepsilon_z = \frac{d(\sigma_z - u_a)}{E} - \frac{\mu d(\sigma_x + \sigma_y - 2u_a)}{E} + \frac{d(u_a - u)}{H} \quad (8c)$$

式中 ε_x , ε_y 和 ε_z 分别为沿 x , y 和 z 方向的正应变; σ_x , σ_y 和 σ_z 分别为沿 x , y 和 z 方向的正应力; $(u_a - u)$ 为土吸力; u_a 为孔隙气压力; u 为泊松比; E 为净正应力变化相关的土的弹性模量; H 为吸力变化相关的土的弹性模量。

将式 (7) 和 (8) 代入式 (6), 可获得一维的应力 - 变形 ($\varepsilon_y = 0$ 和 $\varepsilon_z = 0$) 的控制方程:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left\{ \frac{E(1-\mu)}{(1+\mu)(1-2\mu)} \left[\varepsilon_x - \frac{(1+\mu)(u_a - u)}{(1-\mu)H} \right] \right\} + [n S_w \rho_w + (1-n) \rho_s] g = 0 \quad (9)$$

其中, ρ_s 为固体密度。

基于假设式 (3) 和式 (6) (即不考虑总应力变化效应和孔隙气压力变化率为零), 能从式 (9) 得到

$$\frac{\partial \varepsilon_x}{\partial t} = -\frac{(1+\mu)}{(1-\mu)H} \frac{\partial u}{\partial t} \quad (10)$$

由式 (5)、(9) 和 (10) 得到

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[k(u) \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{u}{\gamma_w} + x \right) \right] = \frac{\theta}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial u} \frac{\partial u}{\partial t} + n \frac{d S_w}{d u} \frac{\partial u}{\partial t} + S_w \eta \frac{(1+\mu)}{(1-\mu)H} \frac{\partial u}{\partial t} \quad (11)$$

忽略了水的压缩性, 耦合的渗流和变形的一维问题的数学模型则表达为

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[k(u) \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{u}{\gamma_w} + x \right) \right] = \left[n \frac{\partial S_w}{\partial u} + S_w \eta \frac{(1+\mu)}{(1-\mu)H} \right] \frac{\partial u}{\partial t} \quad (12)$$

当渗流达到稳定状态时，式(12)变为

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[k(u) \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{u}{\gamma_w} + x \right) \right] = 0 \quad (13)$$

2 耦合渗流和变形的解析解

2.1 耦合分析

Gardner^[12]将非饱和土的渗透系数表示为

$$k(u) = \begin{cases} k_s & , \quad -\psi_{ac} \leq u \leq 0, \\ k_s e^{\alpha\psi_{ac}} e^{\alpha u} & , \quad u \leq -\psi_{ac} \end{cases} \quad (14)$$

式中 k_s 为饱和状态的渗透系数； α 为去饱和系数 (Desaturation coefficient)； ψ_{ac} 为进气值。不同类型土的参数值见表 1^[13-14]。

表 1 不同土的饱和时渗透系数(k_s)、进气值(ψ_{ac})和去饱和系数(α)^[13-14]

Table 1 Coefficients of permeability at full saturation (k_s), air-entry values (ψ_{ac}) and desaturation coefficients (α) for some soils

土类型	$k_s/(m \cdot s^{-1})$	ψ_{ac}/kPa	α/kPa^{-1}
黏土	$10^{-10} \sim 10^{-8}$	20~39	0.016 (Beit Netofa黏土)
粉土	$10^{-8} \sim 10^{-6}$	7~15	0.043 (粉质壤土)
砂土	$10^{-5} \sim 10^{-3}$	1~3	0.106 (细砂)
碎石	$10^{-2} \sim 10^{-1}$	0	0.081 (Hpgiene砂岩)

根据 Boltzman 模型^[15]，体积含水率与土吸力之间的关系表达如下：

$$\theta(u) = \begin{cases} \theta_s & , \quad -\psi_{ac} \leq u \leq 0, \\ \theta_s e^{\alpha\psi_{ac}} e^{\alpha u} & , \quad u \leq -\psi_{ac} \end{cases} \quad (15)$$

基于体积含水率与饱和度的关系 $S_r = \theta(u)/\theta_s$ ，式(15)可写成

$$S_r(u) = \begin{cases} 1, & -\psi_{ac} \leq u \leq 0, \\ e^{\alpha\psi_{ac}} e^{\alpha u}, & u \leq -\psi_{ac} \end{cases} \quad (16)$$

于是可得到

$$\frac{\partial S_r(u)}{\partial u} = \begin{cases} 0, & -\psi_{ac} \leq u \leq 0, \\ \alpha e^{\alpha\psi_{ac}} e^{\alpha u}, & u \leq -\psi_{ac} \end{cases} \quad (17)$$

由式(5)、(12)和式(14)~(17)可得到

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[k(u) \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{u}{\gamma_w} + x \right) \right] = O\theta_s e^{\alpha\psi_{ac}} e^{\alpha u} \frac{\partial u}{\partial t}, \quad u \leq -\psi_{ac} \quad (18a)$$

$$\frac{k_s}{\gamma_w} \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} = m_v \frac{\partial u}{\partial t}, \quad -\psi_{ac} \leq u \quad (18b)$$

式中 m_v 为相应的体积压缩的相应参数； $Q = [\alpha + \eta(1 + \mu)(1 - \mu)\theta_s H]$ 。实际上，当 $-\psi_{ac} < u$ ，土体完全饱和。因而式(18b)类似于没有考虑耦合效应的 Terzaghi 固结方程。

假定土层均一，一维垂直入渗，长度为 l 。一维瞬时入渗问题通常涉及一个初始条件和两个边界条

件。初始的孔隙水压力表达为

$$u(x, 0) = l n [w_i - (w_i - e^{\alpha u_0}) e^{-\alpha\gamma_w x}] / \alpha \quad (19)$$

式中： $w_i = (e^{L+\alpha u_1} - e^{\alpha u_0}) / (e^L - 1)$ ， $L = \alpha\gamma_w l$ ； u_0 为底部的孔隙水压力。 u_1 为地表的孔隙水压力。初始孔隙水压力分布是一个假定。

边界条件由下部和上部边界条件组成，下边界的表达式为

$$u(0, t) = u_0 \quad (20)$$

下边界通常位于固定的地下水位，即 $u_0 = 0$ 。上边界通常分为流量和压力边界。这里仅考虑了流量边界。其表达式为

$$\left[\frac{k(u)}{\gamma_w} \frac{\partial u}{\partial x} + k(u) \right]_{x=l} = q(x, t) \quad (21)$$

引入了 Kirchhoff 变量

$$w = e^{\alpha u} \quad (22)$$

于是式(18a)变为

$$\frac{k_s}{\alpha\gamma_w} \frac{\partial^2 w}{\partial x^2} + k_s \frac{\partial w}{\partial x} = \frac{Q}{\alpha} \frac{\partial w}{\partial t} \quad (23)$$

利用无量纲变量 $T = \alpha^2 \gamma_w k_s t / Q$ ， $X = \alpha\gamma_w x$ ，定义一个新变量 $V(x, t)$

$$V = w \cdot e^{\frac{X+T}{4}} \quad (24)$$

式(18)~(21)则可表达为

$$\frac{\partial V}{\partial T} = \frac{\partial^2 V}{\partial X^2} \quad (25)$$

$$V(x, 0) = [w_i - (w_i - e^{\alpha u_0}) e^{-X}] e^{X/2} \quad (25a)$$

$$V(0, T) = e^{\alpha u_0} e^{T/4} \quad (25b)$$

$$\left[\frac{\partial V}{\partial X} + \frac{V}{2} \right]_{X=L} = \frac{q(X, T)}{e^{\alpha\psi_{ac}} k_s} e^{L/2+T/4} \quad (25c)$$

根据 Fourier 积分变化^[16]，式(25)的通解为

$$u(X, T) = \frac{1}{\alpha} \ln \left\{ e^{-X/2} \sum_{m=0}^{\infty} K(\beta_m, X) \cdot e^{-(\beta_m^2 + 0.25)T} \left[F(\beta_m) + \int_{t'=0}^T e^{\beta_m^2 t'} A(\beta_m, t') dt' \right] \right\} \quad (26)$$

其中

$$K(\beta_m, X) = \sqrt{2} \left[\frac{\beta_m^2 + 0.25}{L(\beta_m^2 + 0.25) + 0.5} \right]^{1/2} \sin \beta_m X \quad (27a)$$

$$F(\beta_m) = \int_0^L K(\beta_m, x') V(x', 0) dx' \quad (27b)$$

$$A(\beta_m, t') = \sqrt{2} \left[\frac{\beta_m^2 + 0.25}{L(\beta_m^2 + 0.25) + 0.5} \right]^{1/2}$$

$$\left[e^{\alpha u_0} e^{t'/4} + \frac{q(X, T)}{e^{\alpha\psi_{ac}} k_s} \cos(\beta_m L) e^{L/2+t'/4} \right] \quad (27c)$$

这里, 特征值 β_m 满足 $\beta_m \cot(\beta_m L) = -0.5$ 。

若已知孔隙水压力, 则从式 (10) 能计算出随深度 X 的沉降量 $\Delta(X)$

$$\Delta(X) = -\frac{(1+\mu)}{(1-\mu)H} \int_0^X \Delta u(x) dx, \quad (28)$$

式中, $\Delta u(x)$ 为深度 x 处的孔隙水压力变化。

式 (28) 显示了地面沉降与孔隙水压力变化、深度和 H 密切相关。假如 H 小于零 (如膨胀土), 地面将隆胀; 假如 H 大于零 (湿陷性土) 地面则沉降。在降雨入渗期间, 地面膨胀或沉降取决于 H 的符号。

2.2 非耦合分析

根据式 (14) ~ (17), 当非耦合情况下土体积变化为零, 式 (12) 变为

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[k_s e^{\alpha u} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{u}{\gamma_w} + x \right) \right] = \alpha \theta_s e^{\alpha u} \frac{\partial u}{\partial t}. \quad (29)$$

利于几个变量 $T' = \alpha \gamma_w k_s t / \theta_s$, $X = \alpha \gamma_w x$ 和 $V(x, t) = w e^{X/2 + T'/4}$, 我们能获得非耦合情况下的控制方程, 类似于式 (25) ~ (25.3), 其中 T' 代替式 (25) 中的 T 。

假如采用了式 (25.1) ~ (25.3) 的初始条件和边界条件, 根据 Fourier 积分变化得到非耦合控制方程, 式 (29) 的通解^[16]

$$u(X, T') = \frac{1}{\alpha} \ln \left\{ e^{-X/2} \left[\sum_{n=0}^{\infty} A' \sin(\beta_n X) e^{-(\beta_n^2 + 0.25)T'} + \sum_{n=0}^{\infty} A'' \sin(\beta_n X) (1 - e^{-(\beta_n^2 + 0.25)T'}) + \sum_{n=0}^{\infty} A''' \sin(\beta_n X) (1 - e^{-(\beta_n^2 + 0.25)T'}) \right] \right\}. \quad (30)$$

其中

$$A' = \frac{2}{L(\beta_n^2 + 0.25) + 0.5}.$$

$$\left[w_i (\beta_n - \beta_n \cos(\beta_n L) e^{L/2} + 0.5 \sin(\beta_n L) e^{L/2}) - (w_i - e^{-\alpha u_0}) (\beta_n - \beta_n \cos(\beta_n L) e^{-L/2} - 0.5 \sin(\beta_n L) e^{-L/2}) \right], \quad (31a)$$

$$A'' = \frac{2\beta_n e^{\alpha u_0}}{L(\beta_n^2 + 0.25) + 0.5}, \quad (33b)$$

$$A''' = \frac{2e^{L/2} \sin(\beta_n L)}{k_s e^{\alpha u_0} [L(\beta_n^2 + 0.25) + 0.5]} q_0, \quad (33c)$$

式中, 特征根 β_n 满足 $\beta_n \cot(\beta_n L) = -0.5$ 。

3 参数研究

均一土的厚度假定为 10 m。初始孔隙水压力分布用指数函数定义。下边界为稳定的地下水位, 即 $u_0=0$ 。上边界的降雨量为 q 。表 2 为模型的参数值。下面分

别研究 q/k_s , α , H 和 Ψ_{ac} 的影响。

表 2 雨水入渗分析的参数值

q/k_s	k_s /($m \cdot s^{-1}$)	α /kPa ⁻¹	Ψ_{ac} /kPa	θ_s	H /kPa	η	μ
0.1, 0.5 和 0.9	10^{-6}	0.01 和 0.1	0, 5 和 15	0.4	$10^3, 10^4$ 和 10^5	0.6	0.4

3.1 q/k_s 的影响

图 1 显示了不同 q/k_s 值 (0.1、0.5 和 0.9) 对应的孔隙水压力分布, 其他参数分别为 $\alpha = 0.01 \text{ kPa}^{-1}$, $\Psi_{ac} = 0 \text{ kPa}$, $H = 10^3 \text{ kPa}$ 和 $k_s = 10^{-6} \text{ m/s}$ 。图 1 表明了 q/k_s 对孔隙水压力分布产生重要的影响。 q/k_s 值越大, 耦合与非耦合情况下的吸力散失的越快。对于给定的时间, 吸力随 a/k_s 增大而降低。渗流早期阶段, 考虑耦合的孔隙水压力分布落后于不考虑耦合的孔隙水压力分布 ($H > 0$), 耦合与非耦合情况下的孔隙水压力差异随着 q/k_s 的增大而变得显著。

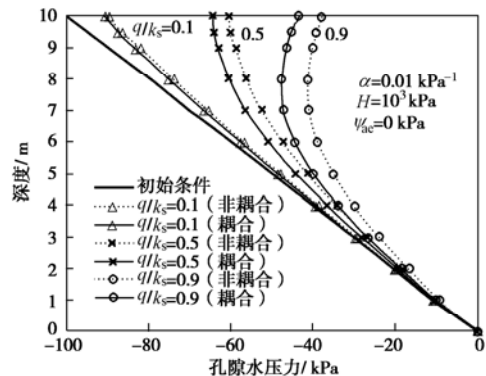


图 1 q/k_s 不同值对应的耦合与非耦合情况下的孔隙水压力在分布图 ($t=50 \text{ h}$)

Fig. 1 Pore-water pressure profiles under coupled and uncoupled conditions with different values of q/k_s , ($t=50 \text{ h}$)

图 2 显示了 q/k_s 对 $t=50 \text{ h}$ 时耦合和非耦合情况下的地面变形的影响。相应的参数在图 2 中列出。该结果的计算是基于渗流过程中应力变化引起的变形是忽略不计的这一假设。在降雨期间, 沉降随 q/k_s 增大而增大。考虑耦合影响的沉降比没有考虑耦合的沉降大, 因为土被假定是湿陷的 ($H > 0$)。假如 H 小于零, 地面将隆胀。因此, H 是被认为地面沉降或隆起的关键因素。

3.2 α 的影响

图 3 显示了去饱和系数对耦合和不考虑耦合情况下的孔隙水压力的影响。在图 3 中, $\alpha = 0.01$ 和 0.1 kPa^{-1} , $q/k_s = 0.9$ 。图 3 (a) 和 3 (b) 分别是降雨入渗期间 $\alpha = 0.1 \text{ kPa}^{-1}$ 和 $\alpha = 0.01 \text{ kPa}^{-1}$ 情况下的孔隙水压力分布图。

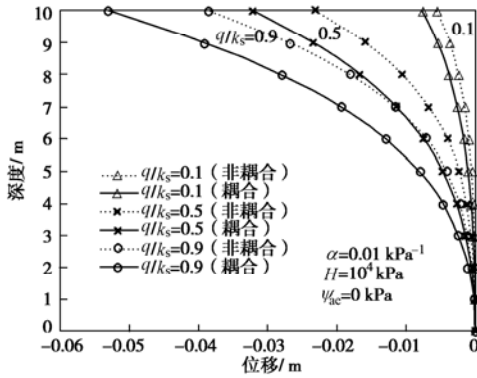


图2 q/k_s 不同值对应的耦合与非耦合情况下的地面沉降($t=50$ h)

Fig. 2 Ground displacements under coupled and uncoupled conditions with different values of q/k_s , ($t = 50$ h)

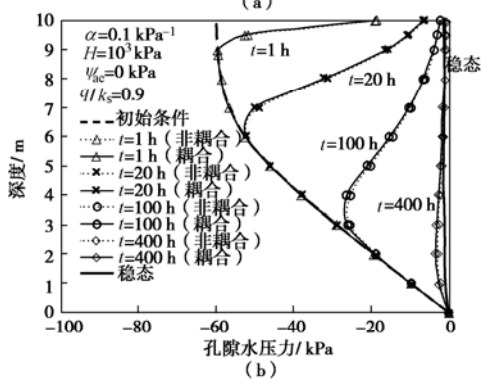
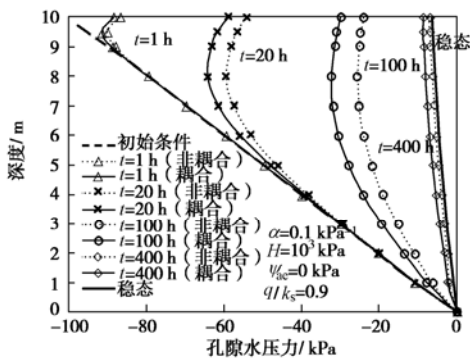


图3 去饱和系数对孔隙水压力的影响

Fig. 3 Influence of desaturation coefficient on pressure profiles under coupled and uncoupled conditions

图3中,在降雨入渗早期, α 值越大,地表附近的吸力降低的越快。对于黏性土(如 $\alpha=0.01 \text{ kPa}^{-1}$),去饱和系数 α 对孔隙水压力分布产生不少的影响,无论是考虑耦合还是不考虑耦合。在早期阶段 $t \leq 100 \text{ h}$,耦合与非耦合之间的孔隙水压力差随降雨时间增加而显著。但是,随着时间的增加,如 $t = 500 \text{ h}$,两种情况下的孔隙水压力就变得非常接近。当 α 为 0.1 kPa^{-1} 耦合与不考虑耦合情况下的孔隙水压力分布类似,见图3(b)。此分析论证了耦合与非耦合情况下的孔隙水压力差异随着 α 的减小而增加。在稳定状态下,耦合与不考虑耦合之间的差异会消失。

3.3 H 的影响

H 是分析非饱和土渗流和变形耦合的一个重要参数。图4描述了 H 对耦合情况下的孔隙水压力分布的影响。计算采用了 $\alpha=0.01 \text{ kPa}^{-1}$, $q/k_s=0.9$, $H=10^3$ 、 10^4 、 -10^3 、和 -10^4 kPa 。

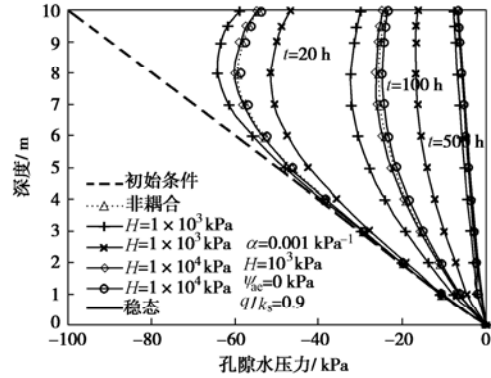


图4 H 值对耦合与非耦合情况下的孔隙水压力的影响

Fig. 4 Effect of H on pressure distributions under coupled and uncoupled conditions

H 对耦合效应有明显的影响。在给定时间,耦合与非耦合之间的差异随着 H 的绝对值的减小而显著,即,假如吸力微小改变引起大的体积变化,那么土变形显著。在加湿过程中 H 的符号决定土是膨胀还是湿陷。当 $H = -10^3 \text{ kPa}$ (如膨胀土),在 $t = 100 \text{ h}$,考虑耦合的吸力比没有考虑耦合的吸力消散的快些,见图4。假如 $H = 10^3 \text{ kPa}$ (如湿陷性土),孔隙水压力分布落后于不考虑耦合效应的孔隙水压力分布。两种情况下的差异随着到达稳定状态逐渐消失。

3.4 进气值的影响

进气值是土水特征曲线的一个重要参数。在图5中,3个进气值 ψ_{ae} 分别为 0, 5 和 15 kPa,其他参数不变。图5显示了非耦合和耦合情况下 $t = 50 \text{ h}$ 时孔隙水压力分布图。当 ψ_{ae} 从 15 kPa 降到 0 时土吸力消散得要快一些。考虑耦合的孔隙水压力变化慢于不考虑耦合效应的孔隙水压力变化,因为采用了正的 H 值。

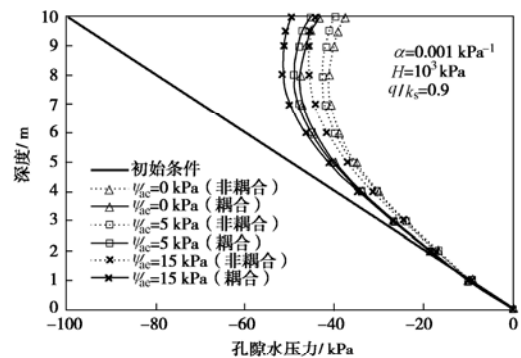


图5 进气值对孔隙水压力分布的影响($t = 50$ h)

Fig. 5 Effect of air-entry value on pore-water pressure distribution ($t = 50$ h)

4 结 论

一维渗流和变形的控制方程是在不考虑总应力引起的变形条件下得出的。再采用指数函数描述了水力传导率和孔隙水压力的关系, 及土水特征曲线。然后利用 Fourier 积分变化获得了非饱和土渗流和变形的一维解析解。通过对 q/k_s , α , H 和 ψ_{ae} 一系列参数的研究, 分析了参数对解析解的影响:

(1) 耦合效应对非饱和土入渗的影响是非常重大的, 尤其对于细粒非饱和土。渗流早期阶段, 考虑耦合的孔隙水压力变化落后于不考虑耦合的孔隙水压力变化 ($H>0$), 耦合与非耦合之间的孔隙水压力差异随着 q/k_s 的增大而变得显著。 q/k_s 对孔隙水压力分布产生重要的影响。 q/k_s 值越大, 吸力散失的越快。在降雨入渗期间, 沉降随 q/k_s 增大而增大。在稳定状态下, 耦合与不考虑耦合之间的差异会消失。

(2) 去饱和系数 α 对孔隙水压力分布产生不少的影响, 无论是考虑耦合还是不考虑耦合。耦合与不考虑耦合之间的孔隙水压力差异随着 α 的减小而增加。在早期阶段, 耦合与非耦合情况下的孔隙水压力差随降雨时间累积而显著。但是, 随着时间的进一步增大, 两种情况下的孔隙水压力就变得非常接近。两种情况下的差异随着到达稳态逐渐消失。

参考文献:

- [1] SHENG D C, AXELSSON K. Uncoupling of coupled-flows in soil a finite-element method[J]. International Journal for Numerical and Analytical Methods in Geomechanics, 1995, **19**(8): 537 - 553.
- [2] THOMAS H R, HE Y. Analysis of coupled heat, moisture and air transfer in a deformable unsaturated soil[J]. Géotechnique, 1995, **45**: 677 - 689.
- [3] KIM J M. A fully coupled finite element analysis of water-table fluctuation and land deformation in partially saturated soils due to surface loading[J]. International Journal for Numerical Methods in Engineering. 2000. **49**: 1101 - 1119.
- [4] KHALILI N, LORET B. An elasto-plastic model for non-isothermal analysis of flow and deformation in unsaturated porous media—formulation[J]. International Journal of Solids and Structure, 2001, **38**: 8305 - 8330.
- [5] FREDLUND D G, RAHARDJO H. Soil mechanics for unsaturated soils[M]. New York: John Wiley & Sons, 1993.
- [6] ZHAN L T, NG C W W. Analytical analysis of rainfall infiltration mechanism in unsaturated soils[J]. International Journal of Geomechanics, 2004; **4**: 273 - 284.
- [7] MOREL-SEYTOUX H J. Analytical results for prediction of variable rainfall infiltration[J]. Journal of Hydrology, 1981, **59**: 209 - 230.
- [8] BASHA H A. Multidimensional linearized nonsteady infiltration with prescribed boundary conditions at the soil surface[J]. Water Resources Reseach, 1999, **35**(1): 75 - 83.
- [9] BASHA H A. Multidimensional linearized nonsteady infiltration toward a shallow water table[J]. Water Resources Reseach, 2000, **36**(9): 2567 - 2573.
- [10] CHEN J M, TAN Y C, CHEN C H. Multidimensional infiltration with arbitrary surface fluxes[J]. Journal of Irrigation and Drainage Engineering, ASCE, 2001, **127**(6): 370 - 377.
- [11] CHILDS E C, COLLIS-GEORGE N. The permeability of porous material[C]// Proceedings of the Royal Society, 1950: 392 - 405.
- [12] GARDNER W R. Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table[J]. Soil Science, 1958, **85**: 228 - 232.
- [13] HILLE D. Environmental soil physics[M]. New York: Academic Press, 1998.
- [14] 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**: 892 - 898.
- [15] MCKEE C, BUMB A. The importance of unsaturated flow parameters in designing a hazardous waste site[C]// Hazardous Wastes and Environmental Emergencies (Hazardous Materials Control Research Institute National Conference), Houston, TX, March 1984: 50 - 58.
- [16] OZISIK M. Boundary value problems of heat conduction[M]. New York: Dover Publisher, 1989: 85 - 87.