

大气作用下红黏土路基的湿热耦合数值分析

谈云志,郑 爱,吴 翩,王南京,丁品良

(三峡大学三峡库区地质灾害教育部重点实验室,湖北 宜昌 443002)

摘要:针对红黏土路基边坡受大气和车载耦合作用极易发生浅层滑塌等病害问题,以厦成高速湖南郴州段的红黏土路基为背景,利用湿热耦合数学模型,结合郴州地区实测的气象数据,采用多场耦合软件模拟了环境因素作用下路基的温度场、水分场的演化规律。计算结果表明:大气温度的年平均影响深度约为 3 m,日影响深度约为 0.5 m;路基边坡水分部分受降雨和蒸发影响,路基地底部水分受地下水毛细上升控制,路基内部水分受温度和湿度的耦合影响。

关键词:红黏土;路基;湿热耦合;大气作用

中图分类号:TU446

文献标志码:A

文章编号:1006-7647(2012)05-0032-06

Numerical simulation of moisture-heat coupling of laterite soil subgrade under atmospheric effect//TAN Yunzhi, ZHENG Ai, WU Pian, Wang Nanjing, DING Pinliang (*Key Laboratory of Geological Hazards on Three Gorges Reservoir Area of Ministry of Education, Three Gorges University, Yichang 443002, China*)

Abstract: With regard to the shallow landslide of slope of laterite soil subgrade easily induced by the coupling effect of climate and vehicle, the evolution rules of temperature and moisture fields of the subgrade of Chenzhou section in Hunan Province of Xiamen-Chengdu Expressway under environmental factors are stimulated based on the observed atmospheric data in Chenzhou area by means of the Philip & de Vries moisture-heat coupling model and multi-field coupling software. The calculated results indicate that the annual mean depth influenced by the temperature is about 3 m and the daily mean one is about 0.5 m. The moisture of subgrade slope is partially influenced by rainfall and evaporation, and that of roadbed bottom is controlled by the capillary rise of groundwater. The internal moisture of the subgrade is influenced by the coupling effect of temperature and humidity.

Key words: laterite soil; subgrade; moisture-heat coupling; atmospheric effect

路基边坡部分土体的工程性质受周围环境及气候的影响比较大,受大气降雨、蒸发、蒸腾等干湿循环反复作用,特别是对于易失水开裂、遇水泥化的红黏土而言,其力学性质对大气的作用显得十分敏感。大气的作用是诱发路基边坡发生浅层滑塌的关键致灾因子之一,同时也是路基水平方向发生水分运移的动力和源泉,因此,研究降雨入渗和蒸发蒸腾双重作用所引起的边坡土体水分变动规律,对评价边坡的稳定性和灾变机理甚为关键。

土壤蒸发过程中不仅要考虑液态水在基质势下的运移,还要考虑气态水在水分蒸发中的贡献。有关大气降雨入渗方面已开展了较多的研究^[1-4],入渗和蒸发是一个复杂的过程,随着降水历时的延长,边坡表面逐渐饱和,入渗率降低;而随蒸发时间的延长,表层土体很容易变干,蒸发量急剧下降。很多学

者在计算过程中用潜在蒸发量和实际降雨量作为边界条件,这样处理夸大了土体水分的变动幅度,土体的实际蒸发量和降雨量还受土体含水量的控制,本文拟通过相对导水率和蒸发强度两个系数来修正它们之间的差异,为此结合湖南郴州地区 2006—2007 年的气象数据,利用有限元方法模拟厦成高速湖南郴州段某路基断面在降雨、蒸发、地下水等自然营力作用下,路基水分、温度的演化规律,从而确定大气的影响深度,为预防路基病害提供参考依据。

1 数学模型

1.1 控制方程

土体的热传输方程^[5]:

$$C \frac{\partial T}{\partial t} = \nabla (\lambda \nabla T) - L \nabla (D_{\theta} \nabla \theta) \quad (1)$$

基金项目:国家自然科学基金(51009084);三峡大学青年科学基金(KJ2009A001)

作者简介:谈云志(1979—),男,湖北阳新人,副教授,博士,主要从事非饱和土力学研究。E-mail: yztan@ctgu.edu.cn

$$D_{\theta} = D_{\theta l} + D_{\theta v} \quad D_{\theta l} = K(\theta, T) \frac{\partial \psi}{\partial \theta} \quad (7)$$

式中: T 为温度, K; t , 为时间, s; C 为土体体积热容, J/(m³ · K); λ 为热导率, W/(m · K); L 为蒸发潜热, J/kg; θ 为体积含水量, m³/m³; D_{θ} 为等温水分扩散系数, m²/s; $D_{\theta l}$ 为等温液态水扩散系数, m²/s; $D_{\theta v}$ 为等温气态水扩散系数, m²/s。

土体的湿传输方程:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla (D_T \nabla T) + \nabla (D_{\theta} \nabla \theta) - \frac{\partial K(\theta, T)}{\partial z} \quad (2)$$

其中 $D_T = D_{Tl} + D_{Tv}$
 式中: z 为水分扩散路径长度, m; D_T 为热扩散系数, m²/(s · K); D_{θ} 为水分扩散系数, m²/s; $K(\theta, T)$ 为考虑温度效应的非饱和导水率, m/s; D_{Tl} 为液态水热扩散系数, m²/(s · K); D_{Tv} 为气态水热扩散系数, m²/(s · K)。

1.2 模型参数

1.2.1 热导率

热导率表示土体传导热量的能力, 可以定义为在单位温度梯度作用下单位时间内通过单位面积和长度的土体介质的热量, 土体热导率的计算公式选取 Johansen^[6] 的计算方法公式。

当土体处于非饱和状态时, 非饱和土的热导率 λ_{unsat} 与土完全干燥状态时的热导率 λ_{dry} 和完全饱和状态时的热导率 λ_{sat} 之间的关系为

$$\lambda_{\text{unsat}} = (\lambda_{\text{sat}} - \lambda_{\text{dry}}) \lambda_e + \lambda_{\text{dry}} \quad (3)$$

细粒土系数 λ_e 可按式(4)计算:

$$\lambda_e \approx \lg S_r + 1.0 \quad (4)$$

式中: S_r 为饱和度, $0.05 < S_r \leq 1.0$ 。

1.2.2 体积热容

体积热容是指单位容积的土壤, 在温度增减 1℃ 时吸收或释放的能量, 国际单位为 J/(m³ · K)。土壤由固相物质、液相物质、气相物质组成, 其热容由所组成物质的热容及其容积比决定。

对于具体的土, 固体颗粒组成不改变, 空气的影响可以忽略不计, 土体的热容主要随含水量的变化而改变。Abdel-Hadi 等^[7] 建议用式(5)计算:

$$C = \rho_d C_d + \theta \rho_w g C_w \quad (5)$$

式中: ρ_d 为土的干密度, kg/m³; C_d 为干土的体积热容, J/(m³ · K); ρ_w 为水的密度, kg/m³; g 为重力加速度; C_w 为水的体积热容, J/(m³ · K)。

1.2.3 蒸发潜热

Forsythe^[8] 提出蒸汽的潜热计算方法为

$$L = 2.4946 \times 10^9 - 2.247 \times 10^6 (T + 273.16) \quad (6)$$

式中: T 为土体温度, K。

1.2.4 等温液态水扩散系数

等温液态水扩散系数 $D_{\theta l}$ 计算公式为

式中: ψ 为土体的基质吸力势, m。

1.2.5 等温气态水扩散系数

等温气态水扩散系数 $D_{\theta v}$ 计算公式为

$$D_{\theta v} = f(\theta_l) D_a v \frac{\rho_{vs}}{\rho_l} \frac{\varphi g M_w}{R(T_s + 273.16)} \frac{\partial \psi}{\partial \theta} \quad (8)$$

式中: D_a 为蒸汽水分子在空气中的扩散系数, m²/s, 它是温度的函数^[9]; θ_l 为扩散和弯曲度因子; v 为质流因子; ρ_{vs} 为饱和蒸汽密度, g/cm³; ρ_l 为液态水的密度, g/cm³; φ 为相对湿度, %; M_w 为蒸汽摩尔质量, 0.018 016 kg/mol; R 为蒸汽气体常数, 8.3144 J/(mol · K); T_s 为土体表面的温度, K。

Edlefsen 等^[10] 提出 φ 的计算方法为

$$\varphi = \exp \left[\frac{\psi g M_w}{R(T + 273.16)} \right] \quad (9)$$

1.2.6 液态水热扩散系数

液态水热扩散系数 D_{Tl} 计算公式为

$$D_{Tl} = K(\theta, T) \psi C_{\psi} \quad (10)$$

式中: C_{ψ} 为在常含水量 θ 条件下, 土体基质吸力势 ψ 的温度变量。

1.2.7 气态水热扩散系数

气态水热扩散系数 D_{Tv} 计算公式为

$$D_{Tv} = f(\theta_l) D_a \varphi \frac{\rho_{vs}}{\rho_l} \left(\frac{1}{\rho_{vs}} \frac{\partial \rho_{vs}}{\partial T} - \frac{\psi g}{R_w T^2} + \frac{\frac{g}{R_w T} \frac{\partial \varphi}{\partial T} \bigg|_{\theta}}{\frac{(\nabla T)_p}{\nabla T}} \right) \quad (11)$$

式中: $\frac{\partial \rho_{vs}}{\partial T}$ 为饱和蒸汽密度对温度的偏导数; $(\nabla T)_p$ 为充满气体孔隙的平均温度梯度。式(11)括号中的后面两项仅仅当基质势小于 -10^4 m 时才包括在内, 对于一般的基质吸力范围内没有必要考虑, 则式(11)可简化为

$$D_{Tv} = f(\theta_l) D_a \frac{\varphi}{\rho_l} \frac{\partial \rho_{vs}}{\partial T} \frac{(\nabla T)_p}{\nabla T} \quad (12)$$

2 模型尺寸与边界条件

2.1 模型尺寸

选取厦成高速湖南郴州段某路基剖面为研究对象, 该剖面是以路基中线为对称轴的几何平面, 见图 1。以地表面 CC' 线为基准线, 地下水位线 BB' 位于地表以下 3 m 处; 路基的下路堤 ($CDD'G$) 高 4.5 m; 上路堤 ($DEE'D'$) 高 0.7 m; 路床 ($EFF'E'$) 高 0.8 m, 总高度 6 m。路面半幅 (FF') 宽 13 m; 路基底部 (CG) 宽 22 m; 路基边坡坡角为 1:1.5。为减少边界效应将计算区域向下扩展 34 m, 向右扩展 28 m。

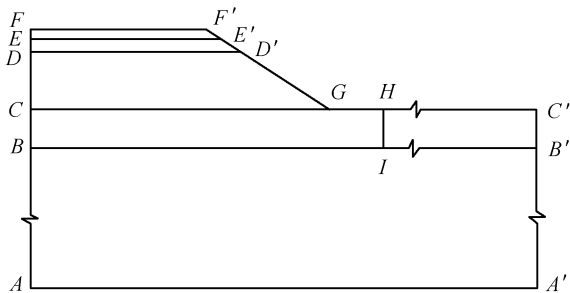


图1 路基计算模型

2.2 边界与初始条件

2.2.1 边界与初始条件设置

边界 AF 和 $A'C'$ 绝热绝湿;边界 $FF'GC'$ 温度为土体表面温度 (T_s), 因路面 (FF') 被沥青等材料覆盖故为绝湿边界, 而边界 $F'GC'$ 含水量为实际水流边界, 受蒸发和降雨双重控制; 地下水位边界 (BB') 属于内部边界, 设置为常体积含水量 ($0.485 \text{ m}^3/\text{m}^3$) 且水位不变化; 在地球外表面向内的地层中恒温层位于地表下 $20 \sim 30 \text{ m}$, 温度常年保持在 15°C 左右, 故边界 AA' 温度设置为常温边界 15°C , 水分也为饱和体积含水量边界 ($0.485 \text{ m}^3/\text{m}^3$)。

计算时间从冬季开始, 地表温度平均为 6°C , 可认为温度沿深度线性变化: $T_0 = 15 - \frac{15-6}{43}(y+43)$, 其中 y 为高程; 路基填筑区 ($CFF'G$) 初始含水量即填筑体体积含水量 ($0.376 \text{ m}^3/\text{m}^3$), 地下水位至地表范围含水量分布沿高度线性变化: $0.485 - \frac{0.485-0.376}{3}(y+3)$, 地下水位线以下为饱和体积含水量 ($0.485 \text{ m}^3/\text{m}^3$)。

2.2.2 边坡边界通量确定

2.2.2.1 实际蒸发量

当土体变成非饱和状态时, 土体提供的水分有限, 实际蒸发率随着土体含水量的减少而降低, 把实际蒸发率 A_E 与潜在蒸发率 P_E 的比值定义为蒸发强度 $f(\theta)$, 它是体积含水量的函数。

$$A_E = f(\theta) P_E \quad (13)$$

Morton^[11] 提出了黏土和砂土表面的蒸发率随含水量变化的曲线, 并指出土体接近饱和状态时实际蒸发率近似等于潜在蒸发率; 而达到残余含水量状态时实际蒸发率非常小, 约为常数。据此, 结合土水特征曲线得到了蒸发强度与土体体积含水量的关系, 见图2。因此, 计算时利用式(13)和实测气象数据可得到土体的实际蒸发率。

2.2.2.2 实际入渗量

当土体表层接近饱和或降雨强度大于土体的饱和渗透系数时, 继续降雨将引起坡面径流, 这表明土体的实际入渗量 A_i 与大气降雨强度 R 和土体的

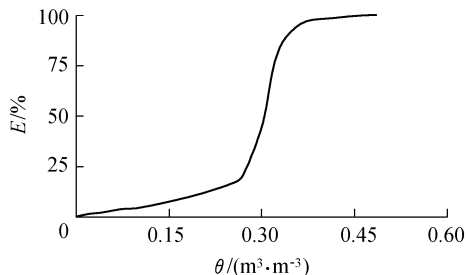


图2 蒸发强度与土体体积含水量的关系

相对导水率 K_r (非饱和和渗透系数与饱和渗透系数的比值) 有关, 相对导水率也是含水量的函数。当大气降雨强度小于饱和渗透系数时, 实际入渗量等于大气降雨强度与相对导水率的乘积 (式(14)); 当大气降雨强度大于饱和渗透系数时, 则大气降雨强度数值上等于饱和渗透系数, 计算过程中在大气降雨强度和饱和含水量之间附加判断语句即可。

$$A_i = K_r R \quad (14)$$

相对导水率由土水特征曲线确定, 大气降雨强度由实际监测的气象数据提供。

水流通量边界条件为净入渗量:

$$Q = A_i - A_E \quad (15)$$

2.2.2.3 净辐射量

净辐射量 R_n 计算公式为

$$R_n = R_s(1 - a) + \varepsilon [R_l - \sigma(T_s + 273.16)^4] \quad (16)$$

式中: R_s 为短波辐射量, W/m^2 ; a 为土表面反照率; ε 为土表面反射比系数; R_l 为长波的辐射量, W/m^2 ; σ 为玻兹曼常数, $5.67 \times 10^{-8} \text{ W}/(\text{m}^2 \cdot \text{K}^4)$ 。

2.2.2.4 表面温度

Wilson^[12] 给出了估算土体表面温度 T_s 的公式:

$$T_s = T_a + \frac{1}{\nu f(u)} (R_n - A_E) \quad (17)$$

式中: T_a 为土体表面上方空气的温度, K ; ν 为湿度常数; $f(u)$ 为风速的函数。

根据湖南省郴州市气象局提供的 2006 年 1 月 1 日至 2007 年 12 月 31 日气象数据进行分析计算。气象数据包括大气温度、降雨量、风速、潜在蒸发量、湿度, 均为日平均值, 各气象数据的变化规律见图3。

3 模拟结果与分析

3.1 温度场变化规律

计算了大气连续两年对路基的作用, 在上述给定的初始温度场基础上, 温度在路基内部的演化规律如图4所示。图4只给出了路基和地下水位线以上部分, 而计算中的拓展区域限于篇幅未能全部显示 (图6亦进行相同的处理。图中 x, y 轴分别代表

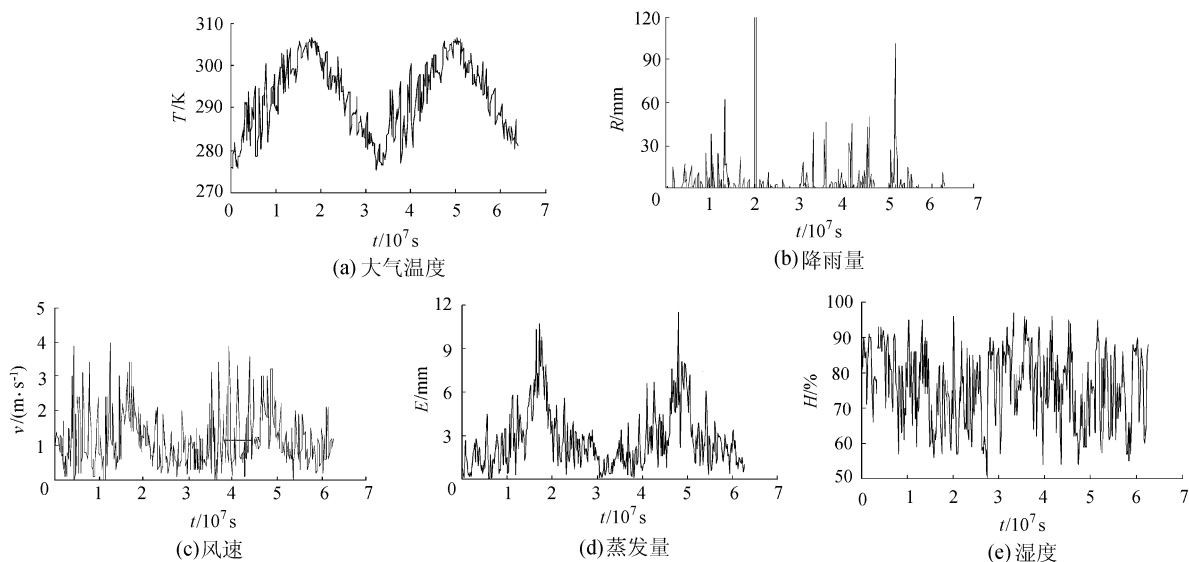


图3 气象数据

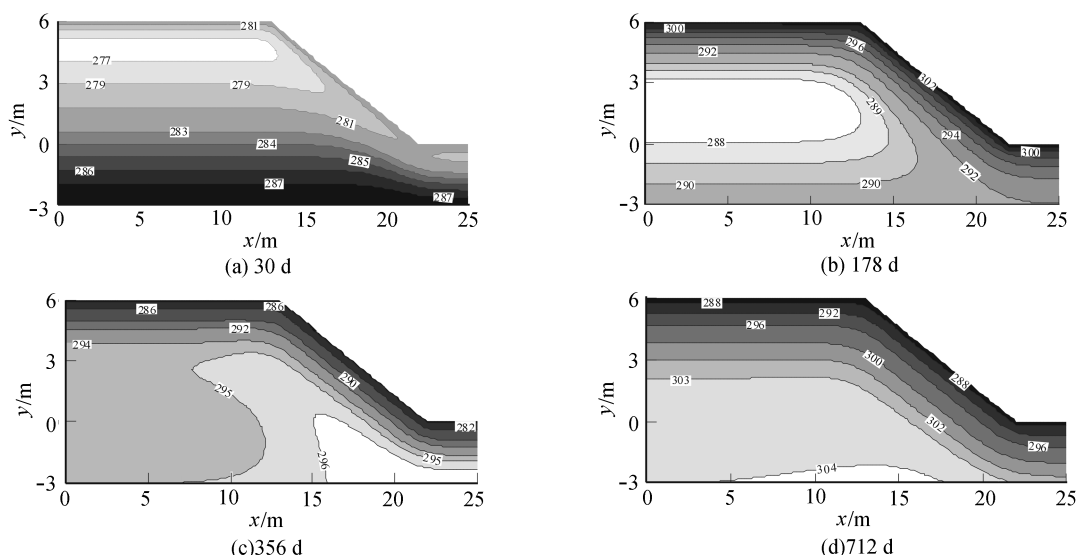


图4 温度场云图(单位:K)

路基宽度和高程)。

温度场是随时间变化的瞬态量,图4给出了4个瞬态时间(30 d,178 d,356 d,712 d)的温度分布云图。计算时间开始后30d(2006年1月)属于一年中温度比较低的季节,大气作用后土体内部($0 < y < 3 \text{ m}$, $0 < x < 10 \text{ m}$ 范围)的温度基本不受外部环境的影响,只在路基表面部分(距表面约0.7 m范围)略有变化,与初始温度相比约增加了 3°C ;经过178 d(2006年6月)后为最炎热阶段,路基内部土体范围内的温度与初始值相比约增加了 8°C ,路基表层部分的温度则增加了 24°C 左右;经过356 d(2006年12月)作用,虽然此时大气温度又降到了最低温度,但只显著影响路基表层1.5 m范围土体的温度,而路基内部土体温度与初始值相比升高了 15°C ;经过712 d(2007年12月)后与2006年对应的季节相比,路基内部的温度有一定的增加而路基表层温度基本相同。

为便于直观表示温度在大气作用过程中沿路基不同深度处变化情况,从路基中线($x = 0 \text{ m}$)开始向右选取4个断面($x = 1 \text{ m}, 7 \text{ m}, 15 \text{ m}, 21 \text{ m}$);从地下水水位线开始选取8个不同高程的位置点($y = -2.5 \text{ m}, -1.5 \text{ m}, -0.5 \text{ m}, 0.5 \text{ m}, 1.5 \text{ m}, 3.5 \text{ m}, 5 \text{ m}, 6 \text{ m}$),以地表面为参考平面($y = 0 \text{ m}$)。当观察剖面位置处于路基边坡时($13 \text{ m} < x < 22 \text{ m}$),沿高程的位置点将会减少。

图5显示了4个断面的温度随时间变化的规律,分析每个位置点变化趋势可以看出:

a. 4个断面内位置点 $-2.5 \text{ m}, -1.5 \text{ m}, -0.5 \text{ m}, 0.5 \text{ m}$ 的变化规律与大气温度正弦变化特征类似,只是离路基表面越深温度受大气温度的波动影响幅度逐渐减小,该临界深度(约3 m)即为年平均影响深度;位置点6 m的温度很灵敏地受大气的日变化温度影响,在变化曲线上表现为局部范围内温度呈锯齿状变化,这说明温度的日影响深度约为0.5 m。

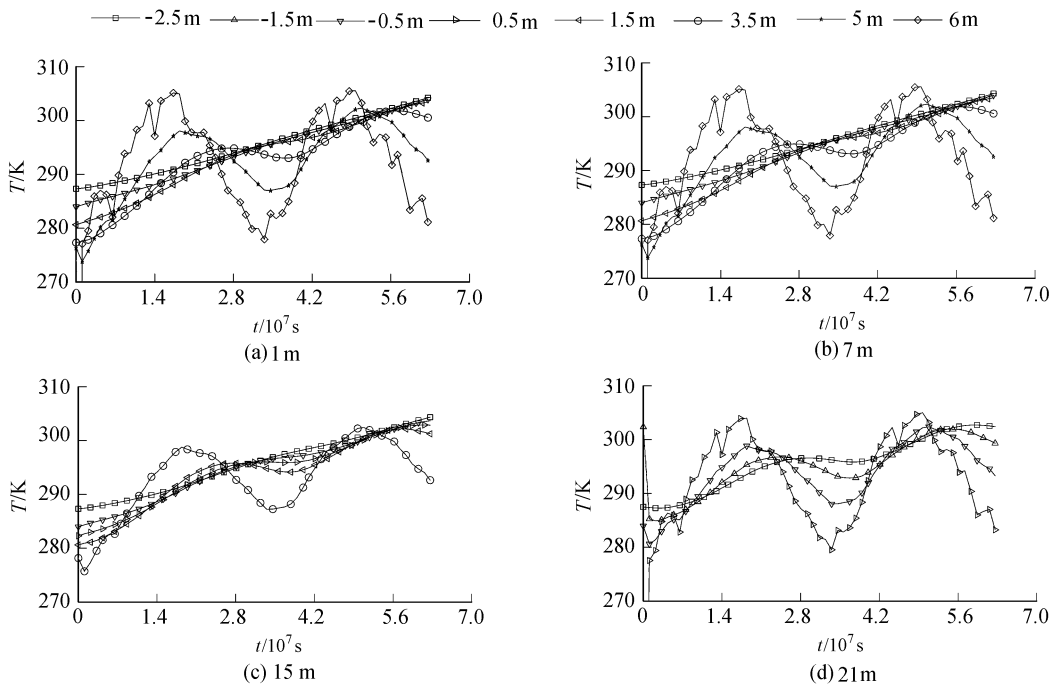


图5 横向剖面温度变化规律

虽然处于降温季节,但路基土体内部的温度依然升高,可以看出大气温度在路基内部的传导过程具有明显的滞后特征。

b. 21 m 断面内靠近路基表面和路基边坡面的位置点受大气的的影响最显著,影响范围离表面竖向深度约 3 m。图 5 表明了表层范围土体温度受大气温度变化的典型影响特征,特别是表层 0.5 m 范围内的土体温度与大气的温度变化极其吻合,即局部出现明显的锯齿状。

3.2 水分场变化规律

路基计算的初始含水量为填筑含水量 $0.376 \text{ m}^3/\text{m}^3$,图 6 显示了该含水量的等值线(即图中 $0.38 \text{ m}^3/\text{m}^3$ 等值线)。很显然小于初始含水量的范围受到蒸发、

水分迁出等作用,大于初始含水量的范围则受到降雨渗透、地下水的毛细上升、水分迁入等影响。

路基土体的水分变化模式与其初始状态及边界条件密切相关,大致可分为 3 种形式:①路基边坡部分与大气直接接触,水分变化主要受降雨和蒸发的交替循环作用影响;②路基底部范围土体与原地表连接,水分变化主要受地下水的毛细作用控制;③路基内部范围的土体则相对处于一个封闭的体系,水分变化主要受湿热耦合作用。

分析水分场随时间的演变过程可知,第一种水分变化模式影响范围实际也反映了大气的影响深度,由于大气对坡面土体的蒸发是一个长期持续的过程,而降雨则呈现间断和集中的特点,虽然有时降

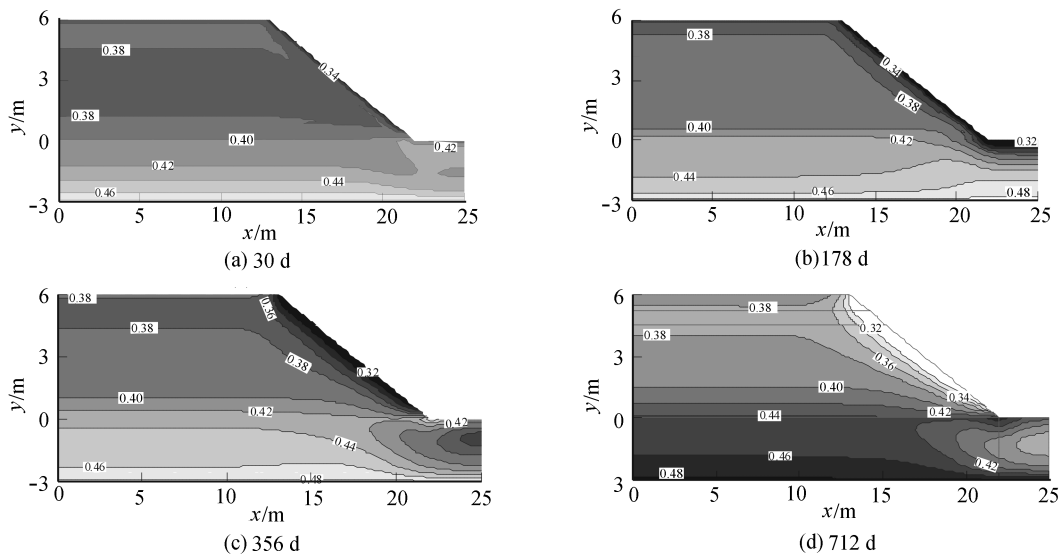


图6 体积含水量分布云图(单位: m^3/m^3)

雨强度很大但因表面土体饱和而大部分雨水发生了坡面径流。所以,接近坡面部分的土体含水量与初始含水量相比都减小了,但最表层的土体含水量随大气的降雨和蒸发情况而变化。路基底部土体的含水量受地下水的毛细上升影响不断增大,水分的浸润锋面逐渐向上推移,经过 178 d 的毛细作用后浸润面由原地面 ($y=0$ m) 上升到 1.4 m;而经过 356 d 则上升到 2.4 m,但后续时间浸润面推进速度比较缓慢,基本稳定在 3.5 m 就不再变化。浸润面推进速度变缓主要有两个原因:①毛细上升实际是一种不平衡的基质势引起的水分迁移现象,浸润面的基质吸力即初始含水量对应的基质吸力 $\psi(\theta_0)$,不平衡基质势由初始基质吸力与饱和含水量边界的基质吸力(0 kPa)之差构成。毛细上升的速度取决于基质吸力梯度 $i=(\psi(\theta_0)-0)/\Delta y$,随着浸润面不断上升, Δy 增大而 $\psi(\theta_0)$ 不变,故 i 不断减小。当与重力势平衡时,水分就不再继续上升而保持一个稳定的高度。②路基土体受到了湿热耦合作用,水分上升到一定高度后大气的温度作用使得水分从高温端向低温端流动,可能阻止了水分的继续上升。图 6(d) 属于从高温往低温转变的阶段,路面下方出现了含水量增大的区域。这说明了温度与含水量的变化发生了耦合作用。

路基 4 个剖面不同位置点的含水量随时间变化的规律如图 7 所示。位置剖面和位置点分布与温度场的位置点布置完全相同。1 m 和 7 m 剖面各位置点的变化基本相同,位置点 -0.5 m 和 0.5 m 处于原地表附近,受地下水的毛细上升影响,在整个计算时间内呈现先慢慢增大后趋近稳定的规律;21 m 剖面内各位置点越靠近路基坡面,其含水量变化幅度越大,并且变化规律与大气的蒸发量变化规律越相似。

从含水量的变化规律来看,大气的年影响深度和日影响深度与温度的影响深度基本一致。

4 结 论

a. 根据郴州地区 2006—2007 年的实际气象数据模拟了厦成高速湖南郴州段的某一个路基断面,结果表明,大气温度的年平均影响深度约为 3 m,日影响深度约为 0.5 m。

b. 路基不同部位的水分变化机制分别为:路基边坡部分受降雨和蒸发影响,路基底部受地下水毛细上升控制,路基内部受温度和湿度的耦合影响。

参考文献:

[1] 沈辉,罗先启,李显平. 碎石土斜坡优先流渗流特性试验[J]. 水利水电科技进展,2012,32(2):57-61.

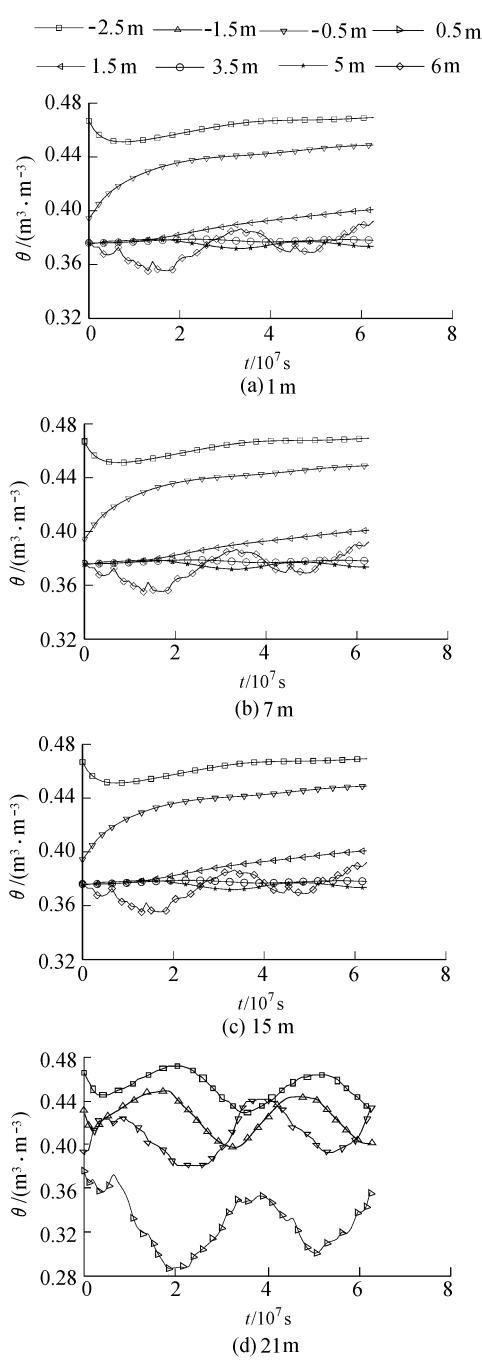


图 7 横向剖面水分变化规律

[2] 张小娜,冯杰,张超,等. 不同雨强下土壤大孔隙对坡面流水动力学参数的影响[J]. 河海大学学报:自然科学版,2012,40(3):264-269.

[3] 张晓悦,王栋,张晓乐,等. 基于水-气二相流模型的土坡稳定性分析[J]. 水利水电科技进展,2012,32(2):23-27.

[4] 张华. 非饱和渗流研究及其在工程中的应用[D]. 武汉:中国科学院武汉岩土力学研究所,2002.

[5] 谈云志. 压实红粘土的工程特征与湿热耦合效应研究[D]. 武汉:中国科学院武汉岩土力学研究所,2009.

[6] JOHANSEN O. Thermal conductivity of soils [D]. Trondheim, Norway: University of Trondheim, 1975.

(下转第 59 页)

同一地基压缩模量有 4 倍的差异;含漂卵砾层用水泥浆回填后可能产生脱空及其他缺陷等,目前该闸坝正在严密监测下进行蓄水试验。

3 某水电站闸坝持续发展的变位与覆盖层徐变

某水电站位于四川省甘孜藏族自治州境内,闸室高 20 m,置于 90 m 深厚覆盖层之上,覆盖层共分 3 层,第 1 层为含卵砾砂层,第 2 层为粉细砂层,第 3 层为粉质壤土。

为防地震时砂土液化,采用直径为 1.2 m、横纵向间距均为 2.5 m 的振冲碎石桩加固处理,桩深 15~26 m。该工程于 2006 年下闸蓄水,蓄水后闸室即出现较大裂缝,产生垂直变位,闸基渗压测值紊乱,闸室顶部 10 个水平变位测值中有 9 个都向下游持续变位。由于该工程库水位变幅不大,9 个水平变位基本随气温周期变化,且随时间的增加,变位明显增加,河床中部水平变位明显大于近岸测点变位,最大水平变位发生在排污闸,5a 内水平变位为 50 mm,年变幅为 10 mm,而 2 号泄洪闸闸顶水平变位为 32 mm,每年以 5 mm 的速度发展。

该水电站闸坝的持续发展变位和变位发展速度均大于耿达水电站闸坝,且已导致闸坝开裂,虽然变位的原因可能不一样,但可能均属于覆盖层徐变。

4 结 语

a. 深厚覆盖层中往往存在着漂卵砾石层、砂层及砂壤土层,在深厚覆盖层地基上建筑闸坝后,在荷载作用下,除了容易产生基础渗漏、闸室不均匀沉降、防渗墙复杂应力等问题外,还会存在覆盖层的徐变问题。

b. 覆盖层徐变是在有效应力作用下覆盖层变位随时间缓慢变化的现象,是一个复杂的问题,与覆盖层的组成、上部结构形式及荷载等因素有关。覆盖层徐变的原因可能是砂层的应力较大,也可能是软弱颗粒的压碎充填,还可能与局部架空现象有关。不同工程覆盖层徐变的原因不完全一样,但均表现为随时间而缓慢变化的变位,这种持续缓慢的变位可能破坏闸坝的防渗体系,造成扬压力升高,闸坝开裂,甚至导致闸坝失稳,应引起足够的重视。

c. 面对覆盖层持续发展的变位,应严格区分结构失稳与覆盖层徐变的界限。一般而言,中低水头闸坝的结构失稳与荷载变化关系较为密切,且多为

突发事件,应予以极大关注,并立即采取应急措施。覆盖层徐变与水位变化关系不密切,时间和气温变化往往是覆盖层徐变的主要因素。随着时间的发展,一般因覆盖层内架空、软弱骨料压碎、细骨料充填等引起的覆盖层徐变变位,经历 10~20 a 后可以逐步收敛。对覆盖层徐变,宜结合地质背景、监测资料及结构运行状态等进行全面分析,从变位与时间的关系、变位与荷载的关系,变位发展速度、扬压力测值变化、闸坝整体工作性态等方面,根据变形量大小、发展趋势及对工程的危害程度有针对性地采取措施。只要这种持续变位不快速发展,不破坏防渗体系,不导致渗流破坏,不引起闸坝失稳,这种缓慢的持续变位一般不会严重危及闸坝的安全。

d. 为了减少这种缓慢持续的变位的不利影响,宜分清持续变位的类型和规律,找出原因,有针对性地采取提高闸室地基密实度、承载能力和抗剪强度,改善上部结构,降低地基应力水平等措施。在已建的闸坝上,将上游混凝土铺盖改建为阻滑板,可能是较为简便的减少覆盖层徐变影响并维持闸室稳定的措施。

参考文献:

[1] 王民浩,杨志刚,刘世煌. 水电水利工程风险辨识与典型案例分[M]. 北京:中国电力出版社,2001.

(收稿日期:2012-01-10 编辑:骆超)

(上接第 37 页)

[7] ABDEL-HADI O N, MITCHELL J K. Coupled heat and water flows around buried cables [J]. Journal Geotechnical engineering,1981,107:1461-1487.

[8] FORSYTHE W E. Smithsonian physical tables [M]. Washington;Smith Institution Publication,1964.

[9] KIMBALL B A,JACKSON R D,NAKAYAMA F S,et al. Soil heat flux determination temperature gradient method with computed thermal conductivities [J]. Soil Science Society Amercain Journal,1976,40:25-28.

[10] EDLEFSEN N E,ANDERSON A B C. The thermodynamic of soil moisture[J]. Hilgardia,1943,15(2):31-299.

[11] MORTON F I. Estimating evaporation and transpiration from climatological observations [J]. Journal of Applied Meteorology,1975,14(4):488-497.

[12] WILSON G W. Soil evaporation fluxes for geotechnical engineering problems [D]. Saskatoon; University of Saskatoo,1990.

(收稿日期:2011-12-19 编辑:熊水斌)