

文章编号: 0254-0096(2003)02-0167-05

# 不同环境条件下土壤温度日变化的计算模拟

范爱武, 刘 伟, 王崇琦

(华中科技大学能源与动力工程学院, 武汉 430074)

摘 要: 应用多孔介质中传热传质的数学模型, 对夏天和冬天, 环境风速分别为 4m/s 和 1m/s 以及环境相对湿度分别为 35% 和 85% 这 3 种情况下高为 500mm, 半径为 250mm 的圆柱土壤床中温度的日变化进行了比较。根据数值模拟的结果绘出土壤中不同深度处温度的日变化曲线表明: (1) 土壤中各点的温度随气温和土壤表面获得的辐射能的周期性变化而呈周期性变化; (2) 随着深度的增加, 土壤温度受气温和太阳辐射的影响变小, 温度变化的滞后效应越来越明显; (3) 在夏天, 一天的大部分时间土壤表层的温度高于深层的温度, 冬天则恰恰相反; (4) 风速对土壤表层的温度影响较大。风速越大, 土壤温度降低得越多; (5) 干燥气候下, 由于土壤水分的蒸发制冷作用, 一天中土壤各点的温度低于湿润气候下相应各点的温度, 土壤表层尤为明显。

关键词: 土壤温度; 日变化; 数学模型;

中图分类号: TK124

文献标识码: A

## 0 引 言

温度是土壤肥力的重要因素。地表土壤的热量主要来自太阳辐射能。到达地面的太阳辐射能中有 30% ~ 45% 反射至大气中或是通过热辐射而损失掉<sup>[1]</sup>。每平方米土壤表面接收的净辐射在白天能达到数百瓦, 夜间达负的数十瓦<sup>[2]</sup>。随着地面受太阳辐射情况的变化, 土壤对太阳辐射能的吸收和损失情况也不同。因而, 土温有昼夜和季节的变化。土温日变幅的大小主要取决于太阳辐射水平和气温的日变化以及土壤的热物理性质, 并受地面和大气间热量交换的影响。

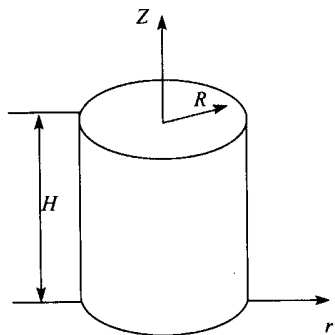


图 1 圆柱土壤床

Fig. 1 Cylindrical soil bed

本文通过数值模拟的方法, 对 3 种不同环境条件下高为 500mm, 半径为 250mm 的圆柱土壤床中砂土温度的昼夜变化作了一个比较。圆柱土壤床如图 1 所示。

## 1 土壤中热、湿、气迁移的数学模型

土壤是一种典型的多孔介质, 它包含固体骨架、土壤溶液以及各种气体。本文作者在对多孔介质的研究过程中, 分析了 Phillip<sup>[3]</sup> 与 De Vries<sup>[4]</sup> 提出的土壤水、热耦合运移的双场驱动模型, 结合 Whitaker<sup>[5]</sup> 的体积平均法, 建立了描述多孔介质热、湿、气耦合迁移的多种驱动机制的二维非定常数学模型, 并将其应用于对土壤中热、湿、气传输过程的研究<sup>[6,7]</sup>。研究表明, 用该模型来描述土壤中热、湿、气迁移的准确度较高<sup>[8]</sup>。以矢量形式表述的数学模型如下:

1) 连续性方程

液相:

$$\frac{\partial(\rho_l \epsilon_l)}{\partial \tau} + \nabla \cdot (\rho_l \epsilon_l \vec{V}_l) = -\dot{m} \quad (1)$$

水蒸汽:

收稿日期: 2002-02-25

基金项目: 国家重点基础研究发展规划项目(G2000026303); 国家自然科学基金项目(59976010); 教育部博士点专项基金项目(2000048731)

$$\frac{\partial(\rho_v \epsilon_g)}{\partial \tau} + \nabla[\rho_v \epsilon_g (\vec{V}_g + \vec{V}_v)] = \dot{m} \quad (2)$$

气相混合物:

$$\frac{\partial(\rho_g \epsilon_g)}{\partial \tau} + \nabla(\rho_g \epsilon_g \vec{V}_g) = \dot{m} \quad (3)$$

2) 动量方程

液相:

$$\frac{\partial \vec{V}_l}{\partial \tau} + (\vec{V}_l \cdot \nabla) \vec{V}_l - \frac{\dot{m}}{\rho_l \epsilon_l} \vec{V}_l =$$

$$- \frac{g D_l}{K_l} \nabla \epsilon_l - \frac{g \epsilon_l}{K_l} \vec{V}_l - \frac{g \epsilon_g}{K_g} (\vec{V}_l - \vec{V}_g) + \nu_l \nabla^2 \vec{V}_l - \vec{g} \quad (4)$$

气相:

$$\frac{\partial \vec{V}_g}{\partial \tau} + (\vec{V}_g \cdot \nabla) \vec{V}_g + \frac{\dot{m}}{\rho_g \epsilon_g} (\vec{V}_g + \vec{V}_v) =$$

$$- \frac{1}{\rho_g} \nabla P - \frac{g \epsilon_g}{K_g} (\vec{V}_g - \vec{V}_l) + \nu_g \nabla^2 \vec{V}_g - \vec{g} \quad (5)$$

3) 蒸汽扩散方程

$$\vec{V}_v = -D_{TV} \nabla T - D_{LV} \nabla \epsilon_l \quad (6)$$

4) 能量方程

$$\frac{\partial}{\partial \tau} [(\rho c)_m T] + c_{p,l} T [\vec{V}_l \cdot \nabla(\rho_l \epsilon_l)] +$$

$$c_{p,g} T [\vec{V}_g \cdot \nabla(\rho_g \epsilon_g)] + \epsilon_l c_{p,l} [\vec{V}_l \cdot \nabla(\rho_l T)] +$$

$$\epsilon_g c_{p,g} [\vec{V}_g \cdot \nabla(\rho_g T)] = \nabla \cdot (\lambda_m \nabla T) - L_a \dot{m} \quad (7)$$

5) 边界条件

数值模拟假设土壤床的四周和底部为绝热条件, 土壤的最下面为不渗透边界, 上表面为一个很复杂的边界条件, 有导热、对流、辐射、以及土壤水分的蒸发等多种传热传质方式. 具体如下:

$$z=0: \frac{\partial T}{\partial z}=0, \frac{\partial \epsilon_l}{\partial z}=0, u_l=u_g=u_v=v_l=v_g=v_v=0$$

$$z=H: -\lambda_m \frac{\partial T}{\partial z} = R_s + h_0(T - T_a) + h_m(\rho_0 - \rho_\infty)$$

$$L_a \rho_v \epsilon_g (u_v + u_g) + \rho_l \epsilon_l u_l = h_m(\rho_0 - \rho_\infty), u_l = v_l = 0$$

$$r=0: \frac{\partial T}{\partial r} = \frac{\partial u_l}{\partial r} = \frac{\partial u_g}{\partial r} = \frac{\partial u_v}{\partial r} = \frac{\partial \epsilon_l}{\partial r} = 0, v_l = v_g = v_v = 0$$

$$r=R: \frac{\partial T}{\partial r} = 0, \frac{\partial \epsilon_l}{\partial r} = 0, v_l = v_g = v_v = u_l = u_g = u_v = 0$$

6) 初始条件

由于本文是对几种不同情况下土壤温度日变化

的比较, 因此, 初始条件分别在以下的比较中加以说明。

7) 限制性条件

土壤由固、液、气三相组成, 故有

$$\epsilon_g = 1 - \epsilon_s - \epsilon_l \quad (8)$$

以上各式中,  $\rho$ ——密度;  $\epsilon$ ——相含量;  $T$ ——温度;  $\vec{V}$ ——速度矢量;  $u$  和  $v$ ——分别为轴向和径向的速度分量;  $\tau$ ——时间,  $\dot{m}$ ——土壤水分的蒸发(冷凝)率;  $T_a$ ——环境温度,  $R_s$ ——土壤表面获得的净辐射;  $h_0$  和  $h_m$ ——分别为土壤表面和环境之间的对流换热系数和传质系数, 下标  $s, l, g$  分别代表土壤中的固相、液相和气相;  $L_a$ ——水的汽化潜热, 它与温度之间的关系为<sup>[9]</sup>:  $L_a = 2.5011 \times 10^6 - 2340 T$ ,  $\lambda_m = \epsilon_s \lambda_s + \epsilon_l \lambda_l + \epsilon_g \lambda_g$ , 为表观导热系数;  $c$ ——比热;  $(\rho c)_m = \epsilon_s \rho_s c_s + \epsilon_l \rho_l c_l + \epsilon_g \rho_g c_g$ , 为表观热容量;  $D_{TV}$  和  $D_{LV}$ ——分别为由温度梯度和液相含量梯度引起的水蒸汽的扩散系数<sup>[6]</sup>, 其表达式分别为

$$D_{TV} = D_v \sigma \epsilon_g \frac{P}{P - P_v} \left( \frac{1}{\rho_{vs}} \frac{d \rho_{vs}}{dT} - \frac{\epsilon_l \Psi}{RT^2} \right) \quad (9)$$

$$D_{LV} = D_v \sigma \epsilon_g \frac{P}{P - P_v} \frac{g}{RT} \frac{\partial \Psi}{\partial T} \quad (10)$$

其中, 分子扩散系数  $D_v$  按文献[4]确定,  $D_v = 5.893 \times 10^{-6} T^{2.3} / P$ , 饱和蒸汽密度  $\rho_{vs}$  由文献[10]给出, 即  $\frac{1}{\rho_{vs}} = 194.4 \exp[-0.06374(T - 273.15)] + 0.1634 \times 10^{-3} (T - 273.15)^2$ , 砂土的水势  $\Psi$  可采用近似公式<sup>[11]</sup>:  $\Psi = -2.41 - 0.002 \epsilon_l^{-1.75}$ ,  $\sigma$ ——曲率因子, 本文取 2.5;  $P$ ——气相压力;  $P_v$  为饱和水蒸汽压力, 其表达式为,  $P_v = 2225.0 - 117.45 (T - 273.15) + 6.115 \times (T - 273.15)^2$ ,  $\rho_0$  和  $\rho_\infty$ ——分别为土壤表层空气和大气中的水蒸汽密度(即绝对湿度),  $D_l$  和  $K_l$ ——分别为土壤水扩散系数和水力传导系数<sup>[6]</sup>, 对于砂土为,

$$D(\epsilon_l) = 5.88 \times 10^{9.13 \epsilon_l^{-9.0}} \quad (11)$$

$$K_l(\epsilon_l) = 9.48 \times 10^{12.53 \epsilon_l^{-10.0}} \quad (12)$$

$K_g(\epsilon_g)$  为气体传导系数, 根据 Kozeny 和 Ergun 理论<sup>[12]</sup> 可得出如下关系式:

$$K_g(S) = (1 - S)^3 \left[ \frac{1 - \phi}{1 - \phi(1 - S)} \right]^{4/3} \frac{\nu_l}{\nu_g} K_l(S) \quad (13)$$

其中,  $\phi = 1 - \epsilon_s$  为土壤的孔隙率, 本文中砂土的孔隙率为 39%。 $s = \frac{\epsilon_l}{1 - \epsilon_s}$ , 为土壤水分的饱和度, 即土壤孔隙空间中液相占有的百分比。

## 2 不同情况下土壤温度日变化的比较

方程组(1~8)中含有温度  $T$ 、压力  $P$ 、液相含量  $\epsilon_l$ 、气相含量  $\epsilon_g$ 、液相速度  $\vec{V}_l$ 、气相整体速度  $\vec{V}_g$ 、蒸汽扩散速度  $\vec{V}_v$  和土壤中水分的蒸发率  $m$  (或水蒸汽的冷凝率)等 8 个变量, 共有 8 个方程, 方程组封闭, 具有数值可解性。本文虽然只研究土壤温度的变化, 但由于温度和其它变量是高度耦合的, 所以整个方程组必须联立求解。将计算区域划分为  $30 \times 25$  的均匀网格, 应用有限容积积分法<sup>[13]</sup>, 对以上 8 个方程进行离散化, 采用“SIMPLE”算法进行求解。

以下对三种不同的情况运用以上数学模型进行了模拟比较。在比较理想的情况下, 大气温度  $T_a$  ( $^{\circ}\text{C}$ )和土壤表面获得的净辐射(包括太阳辐射能和土壤本身向外发出的长波辐射) $R_s$ ( $\text{W}/\text{m}^2$ )在一天中大致呈余弦函数变化<sup>[2]</sup>。除了第一种情况外, 假设其它两种情况下的环境温度和土壤表面获得的净辐射按如下函数进行变化:

$$T_a = 25 + 5\cos[3.14159 \times (t - 14)/12] \tag{14}$$

$$R_s = 254.18 + 289\cos[3.14159 \times (t - 12)/12] \tag{15}$$

式中,  $t$ ——时间, h, 其变化范围为 0:00~24:00。在未作特别说明的地方, 环境相对湿度为 60%, 环境风速为 1m/s。

通过计算表明, 在同一时刻, 圆柱土壤床的温度沿径向变化很小。因此, 在下面的比较中只取不同深度处土壤床中心结点的温度进行比较即可。

### 2.1 夏天和冬天土壤温度日变化的比较

环境温度  $T_a$  和土壤表面获得的净辐射  $R_s$  分别按如下函数进行变化:

夏天:

$$T_a = 31.7 + 4.3\cos[3.14159 \times (t - 14)/12] \tag{16}$$

$$R_s = 256.69 + 307.93\cos[3.14159 \times (t - 12)/12] \tag{17}$$

冬天:

$$T_a = 5.2 + 6.5\cos[3.14159 \times (t - 14)/12] \tag{18}$$

$$R_s = 128.65 + 165.24\cos[3.14159 \times (t - 12)/12] \tag{19}$$

数值模拟的结果如图 2 和图 3 所示, 土壤的初始温度分别为  $25^{\circ}\text{C}$  和  $10^{\circ}\text{C}$ 。

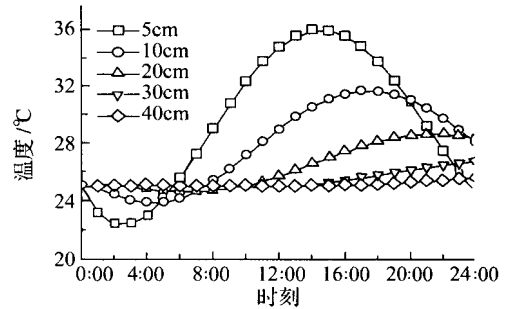


图 2 夏天土壤中温度的日变化

Fig. 2 Daily temperature changes of soil in summer

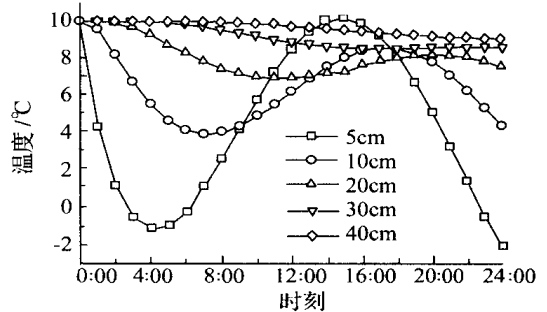


图 3 冬天土壤中温度的日变化

Fig. 3 Daily temperature changes of soil in winter

从图中可以看出, 在周期性的环境温度和太阳辐射的作用下, 土壤中各点的温度亦呈周期性变化。在 5cm 深处的最高温度出现在 15 时, 随着深度的增加, 土壤温度变化的滞后效应越来越大。在 40cm 处, 土壤温度的日变化趋于消失。这与文献[14]中的实验结果是相当一致的。同时, 我们还可以看出, 夏天一天中的大部分时间中, 土壤表层的温度高于土壤深层的温度; 与此相反, 冬天一天中的大部分时间中, 土壤表层的温度要低于土壤深层的温度。

### 2.2 不同风速下土壤温度日变化的比较

由于风速对土壤表面的水分蒸发和对流换热有较大的影响, 从而影响土壤温度的日变化。本文对风速为 4m/s 和 1m/s 的两种情况进行了比较, 结果如图 4 至图 5 所示。土壤初始温度均为  $15^{\circ}\text{C}$ , 初始容积含水量为 25%。

根据文献[15], 在 0~20m/s 的风速范围内土

壤表面的对流换热系数  $h_o$  与环境风速  $V_a$  呈如下关系:

$$h_o = 5.8 + 3.7 V_a \quad (20)$$

因此,环境风速较大时,土壤与大气的对流换热以及土壤表面水分的蒸发大大加强,从而更多的土壤水变成水蒸汽被风卷走而带走大量的汽化潜热,使土壤温度大大降低。这从图4和图5的比较中可以很明显的看出来,风速为4m/s时,5cm、10cm、20cm、30cm和40cm深处的最高温度分别为25.77℃、22.01℃、19.32℃、17.01℃和15.64℃,而风速为1m/s时,对应几点的最高温度分别为28.85℃、24.08℃、20.44℃、17.60℃和15.78℃,比前者各高出3.08℃、2.07℃、1.12℃、0.59℃和0.14℃。这说明风速对土壤温度的影响主要在土表至20cm深处这一区域,往下则影响较小。

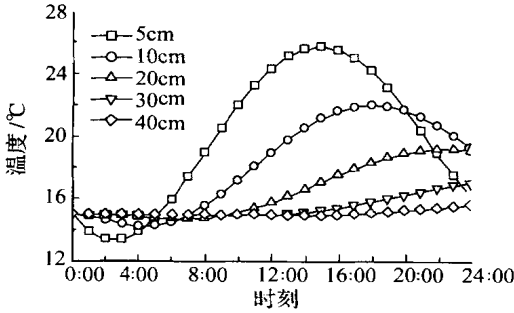


图4 风速为4m/s时土壤温度的日变化

Fig. 4 Daily temperature changes of soil as wind speed  $V_a=4m/s$

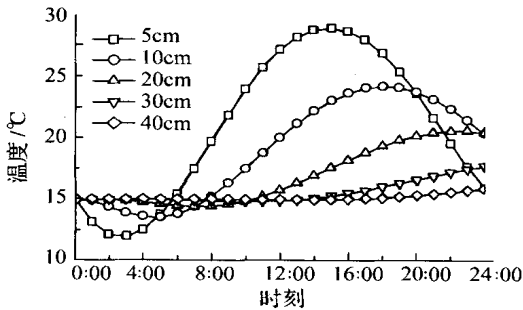


图5 风速为1m/s时土壤温度的日变化

Fig. 5 Daily temperature changes of soil as wind speed  $V_a=1m/s$

### 2.3 不同环境湿度时土壤温度日变化的比较

对环境湿度为35%的干燥气候和环境湿度为85%的湿润气候下土壤温度的日变化进行了数值模拟,得出的结果如图6和图7所示,土壤初始温度均为15℃。

从图6和图7可以看出,环境湿度为35%时,土壤中各点的温度,尤其是土壤表层的温度明显低于环境湿度为85%时对应的温度值。这是由于在天气干燥时,土壤表面水分的蒸发非常强烈,带走大量的汽化潜热,从而使土壤表层的温度降低比较大;而在湿润的天气情况下,这种蒸发制冷的效果则较弱,各点最高温度的差别分别为4.54℃、3.17℃、1.95℃、0.90℃和0.01℃。

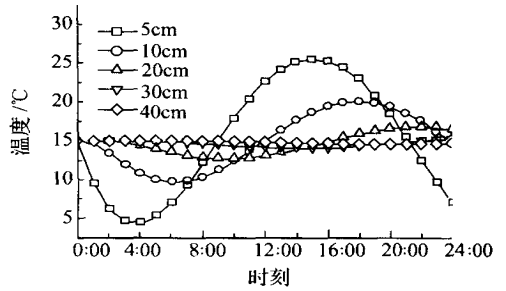


图6 环境湿度为35%时土壤温度的日变化

Fig. 6 Daily temperature changes of soil with  $RH=35\%$

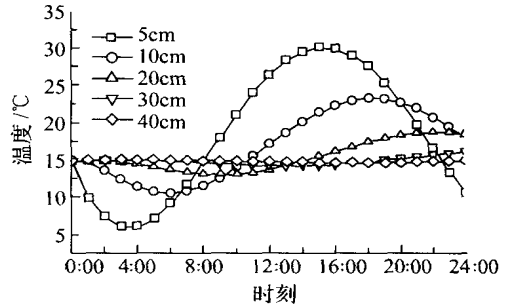


图7 环境湿度为85%时土壤温度的日变化

Fig. 7 Daily temperature changes of soil with  $RH=85\%$

## 3 结 论

通过以上的分析和讨论可以得出以下结论:

- 1) 土壤中各点的日温度随气温和土壤表面获得的净辐射能的周期性变化而呈周期性变化;
- 2) 随着深度的增加,土壤温度受气温和太阳辐射的影响变小,温度变化的滞后效应越来越明显;
- 3) 在夏天,一天的大部分时间,土壤表层的温度高于深层的温度,而在冬天则恰恰相反;
- 4) 风速对土壤表层的温度影响较大,风速越大,土壤温度降低得越多;
- 5) 干燥气候下,由于蒸发制冷的作用,一天中土壤各点的温度低于湿润气候下相应各点的温度,这在土壤表层尤为明显。

## [ 参考文献]

- [ 1 ] 丘华昌, 陈明亮. 土壤学[ M ]. 北京: 中国农业科技出版社, 1995.
- [ 2 ] 康绍忠, 土壤-植物-大气连续体水热动态模拟的研究[ J ]. 生态学报, 1991, 11(3): 256—260.
- [ 3 ] Philip J R, De Vries D A. Moisture movement in porous materials under temperature gradients[ J ]. Trans Am Geophys Union, 1957, 38: 222—232.
- [ 4 ] De Vries D A. Simultaneous transfer of heat and moisture in porous media[ J ]. Trans Am Geophys Union, 1958, 39: 909—916.
- [ 5 ] Whitaker S. The transport equations for multi-phase system[ J ]. ChemEng Sci, 1973, 28: 139—147.
- [ 6 ] 赵绪新, 刘伟, 李永平, 等. 土壤中热、水、气运动的研究[ J ]. 华中理工大学学报, 1997, 25(5): 5—7.
- [ 7 ] Liu W, Zhao X X, Mizukami K. 2D numerical simulation for simultaneous heat, water and gas migration in soil bed under different environmental conditions[ J ]. Heat and Mass Transfer, 1998, 34: 307—316.
- [ 8 ] 罗小兵. 土壤中热湿气迁移的数值模拟与实验研究[ D ]. 华中理工大学硕士论文, 1998.
- [ 9 ] 曾丹苓. 工程热力学[ M ]. 高等教育出版社, 1986.
- [ 10 ] Mayher Y R, Rogers G F C. Thermodynamic and transport properties of fluid[ M ]. Oxford: Blackwell, 1976.
- [ 11 ] Ewen J, Thomas H R. Heating unsaturated medium sand[ J ]. Geotechnique, 1989, 39: 455—470.
- [ 12 ] Bear J. Dynamics of fluids in porous media[ M ]. New York: American Elsevier Publish Company, 1992.
- [ 13 ] 陶文铨. 数值传热学(第2版)[ M ]. 西安: 西安交通大学出版社, 2001.
- [ 14 ] Norman J Rosenberg. Microclimate: The Biological Environment[ M ]. John Wiley & Sons 1974.
- [ 15 ] 张浙. 含湿多孔介质的热质传递机理及其应用研究[ D ]. 华中理工大学博士论文, 1994.

## SIMULATION ON THE DAILY CHANGE OF SOIL TEMPERATURE UNDER VARIOUS ENVIRONMENT CONDITIONS

Fan Aiwu, Liu Wei, Wang Chongqi

(College of Energy and Power Engineering, Huazhong University of Science and Technology, 430074 Wuhan, China)

**Abstract:** Using the mathematical model to describe heat and mass transfer in porous media, simulative comparisons on the daily change of soil temperature under different conditions for summer and winter, ambient wind velocity of 1m/s and 4m/s and ambient relative humidity of 35% and 85% have been conducted respectively. The numerical simulations show that: (1) Soil temperature at each point changes periodically with the periodical changes of ambient temperature and solar radiation. (2) The impact on soil temperature posed by ambient temperature and solar radiation decreases with the increasing of the depth from the soil surface, the daily change period of temperature turns long increasingly, which implies the effect of temperature hysteresises is distinct. (3) During the most part of a day in summer, soil temperatures in the upper layer are higher than those in the deeper layer, whereas it is reversed in winter. (4) When wind speed is high, heat and mass transfer between the soil and the surroundings are enhanced, the higher the wind speed, the more the water evaporation, thereby the more heat is taken away from soil, which leads to a greater decrease of soil temperature, especially in the surface layer. (5) Due to the effect of water evaporation in dry climate, soil temperature at each point is lower than that of in humid climate.

**Keywords:** soil temperature; daily change; mathematical model; simulative comparisons;

联系人 E-mail: fan01@sina.com