

# 自然环境下地表红外辐射特性对比研究\*

张建奇 方小平 张海兴 白长城 杨宜禾

(西安电子科技大学技术物理系, 陕西, 西安, 710071)

**摘要** 根据自然环境下地表的热平衡方程, 建立了计算地表热红外辐射特性的理论模型. 利用温湿耦合原理, 对地表热特性及辐射特性随含水量的变化给予了充分的考虑. 给出了不同地表辐射温度的周日模拟计算结果, 并进行了对比和分析, 结果表明, 在相同的自然环境下, 不同地表的热红外辐射特性有一定的差别, 尤其是人工地表和自然地表之间热红外辐射特性在白天相差较大.

**关键词** 地表, 红外辐射, 对比研究.

## 引言

地表热红外辐射特性研究对于不同的应用, 例如, 在地面目标探测的背景识别研究; 地面军事目标伪装研究; 以及在地质、农业、气象研究上的应用等都是十分重要的. 各种红外系统, 尤其是工作于  $8\sim 14\mu\text{m}$  波段的热红外成像系统, 当对地表进行测量时, 必须了解自然环境下各种地表的热红外辐射特性以及它们之间的对比特征. 理论上普遍采用模型对地表红外辐射特性进行研究. 对于植被型地表, 常用单层模型研究低矮植被<sup>[1]</sup>, 用多层模型研究较高植被<sup>[2]</sup>. 植被型地表研究多集中在较高的森林型植被, 目的也多是用于农业和气象方面. 裸土型地表的研究多集中于农业、地质和气象学应用方面, 且研究比较深入<sup>[3]</sup>. 在理论建模中, 主要有以下两个问题: 一是热平衡方程中潜热及显热交换项的计算采用较简单的经验公式, 适用范围受到限制; 二是没有充分地考虑地表中的温湿耦合、地表的潜热交换对其含水量的影响、以及地表热特性和辐射特性随含水量的变化. 对于人工地表(如公路等)的研究较少, 未见到常见地表热红外辐射特性对比研究的报道. 本文利用温湿耦合原理, 建立了自然环境中地表稳态热平衡和水平衡的耦合方程. 采用空气动力学阻抗模式计算了其中的潜热和显热交换项, 并充分地考虑地表热特性及辐射特性随其含水量的变化. 由此出发, 分析它们的热辐射特性, 最终给出它们之间的对比特征.

## 1 地表稳态热平衡方程

根据红外辐射理论, 地表红外辐射由地表自身的辐射和反射两部分组成. 对于通常的

\* 国家自然科学基金资助项目

本文 1994 年 2 月 28 日收到, 修改稿 1994 年 4 月 4 日收到

地物, 如土壤、草地等, 在  $8 \sim 14 \mu\text{m}$  范围之内, 其辐射主要取决于自身的辐射, 反射辐射可以忽略不计. 地表自身的热红外辐射在已知其发射率的前提下, 完全取决于地表表面温度. 而地表表面温度与气象参数及地表本身特征参数有关, 是时间的函数. 通常将地表看作热性质均匀、内部无热源的连续介质. 若结构随深度变化, 可将其分成几层处理.

由热传导理论可知, 地表层温度是时间和深度的函数, 可用一维热方程描述:

$$c \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( \lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right), \quad (1)$$

上述方程中  $c$  是容积热容量,  $T$  是绝对温度,  $t$  时间,  $\lambda$  是地表层的热导率,  $z$  是深度坐标. 求解方程 (1) 的下边界条件可以有多种形式, 其中最简单且普遍采用的是取热波可达到的某一深度后温度不变. 上边界条件即是地表表面的能量平衡方程, 它是求解地表表面温度的关键所在. 地表一方面吸收太阳的短波辐射能和大气长波辐射能, 另一方面通过传导、对流、蒸发以及辐射等方式和外界交换能量. 不同的地表, 其产生主要作用的能量交换方式也不同. 一般而言, 地表热平衡方程为

$$E_s + E_c + M_g + H + EL + G = 0, \quad (2)$$

式 (2) 中  $E_s$  为地表单位面积所吸收的太阳短波辐射功率,  $E_c$  为地表单位面积所吸收的大气长波辐射功率,  $M_g$  为地表的辐出度,  $H$  为显热通量密度,  $EL$  为潜热通量密度,  $G$  为热传导通量密度. 式 (2) 是和时间有关的一个相当复杂的方程, 无法获得其解析解. 对于以下两种特殊情形, 一是裸露地型, 即地面无任何植被, 二是植被型, 即植被完全复盖地面; 式 (2) 可化为具有明确表达式的方程.

### 1.1 裸露地型地表

对于裸露地表,  $E_s$  和  $E_c$  的计算较为简单, 只需知道地表反照率和发射率, 就可由参考高度处的太阳短波辐射能和大气长波辐射能得到:

$$E_s = (1 - \alpha) E_e, \quad (3)$$

$$E_c = \varepsilon \sigma T_a^4 (a + b \sqrt{e_a}), \quad (4)$$

其中,  $\alpha$  为地表表面反照率;  $\varepsilon$  为地表表面发射率;  $\sigma$  为 Stefan-Boltzmann 常数;  $T_a$  为大气气温;  $e_a$  为大气水气压;  $a$ 、 $b$  为经验常数<sup>[4]</sup>;  $E_e$  为到达地表处的太阳短波辐射.  $E_c$  可由理论模型计算得到<sup>[5]</sup>或直接测量得到.  $M_g$  由 Stefan-Boltzmann 定律确定.

地表和大气之间的显热能量项  $H$ , 包含有分子的传导和湍流热交换的影响. 它有可能向上、也有可能向下, 这取决于地表和大气的温度差. 在干燥多风的区域, 它是地表和大气之间热交换的主要机理. 对于潮湿地表, 蒸发潜热项  $EL$  是主要能量项, 它几乎平衡掉太阳的入射能量. 根据空气动力学阻抗模式, 仿照电学中的欧姆定律, 可把热量和水汽量作为“热量流”和“水汽流”, 它们与热量和水汽量的“源”和“汇”之间的位势差成正比, 与阻碍它们运动的空气动力学阻抗成反比, 即有

$$H = \rho C_p \frac{T_a - T_g}{R_a}, \quad (5)$$

$$EL = \rho L \frac{q_a - q_g}{R_a}, \quad (6)$$

其中,  $\rho$  为空气密度;  $C_p$  为空气定压比热;  $L$  为汽化潜热;  $T_a$  和  $q_a$  分别为参考高度处的大气温度和比湿;  $T_g$  与  $q_g$  分别为地表表面处的温度和比湿;  $R_a$  为空气动力学阻抗. 同时, 有

$$q_g = W_s q_{\text{sat}}(T_g) + (1 - W_s) q_a, \quad (7)$$

其中,  $q_{\text{sat}}(T_g)$  为饱和比湿,  $W_s$  为地表层含水量因子.

利用空气动力学阻抗模式计算  $H$  和  $EL$  时, 空气动力学阻抗  $R_a$  是一个至关重要的量, 它的准确与否将决定  $H$  和  $EL$  的计算精度. 气象学家对此进行了深入的研究, 并提出了多种计算模式. 这里采用的是经过稳定层结校正后的计算模式, 其数学表达式为

$$R_a = \frac{\left[ \ln \left( \frac{z_a}{z_0} \right) - P_1 \right] \left[ \ln \left( \frac{z_a}{z_0} \right) - P_2 \right]}{k^2 u_a}, \quad (8)$$

其中,  $z_a$  为参考高度;  $u_a$  为参考高度处的风速;  $k$  为卡曼常数;  $z_0$  为表面粗糙度参数. 对于稳定层结和不稳定层结,  $P_1$  和  $P_2$  有不同的表达式<sup>[6]</sup>.

热传导通量密度  $G$  的计算公式为

$$G = -\lambda \frac{\partial T}{\partial z}. \quad (9)$$

## 1.2 植被型地表

对于植被型地表, 若研究对象为低矮植被, 可将其看成是水平分布均匀的单一介质层, 若研究对象为较高植被, 可将其分成为若干介质层. 方程 (2) 中的  $E_s$  和  $E_c$  项可根据植被的双向反射模型<sup>[7]</sup>, 由参考高度处的太阳短波辐射能及大气长波辐射能得到, 或利用吸收模型计算<sup>[8]</sup>. 对于低矮型植被, 植被层和大气之间的显热能量交换项  $H$  同样与热量的“源”之间的位势差成正比, 与阻碍它们运动的空气动力学阻抗成反比. 而蒸发潜热交换项  $EL$  除受空气动力学阻抗的阻碍外, 还与植被层的气孔阻力有关. 根据空气动力学阻抗模式和植物生理测定技术,  $H$  和  $EL$  可分别表示为

$$H = \rho C_p \frac{T_a - T_c}{R_{ac}}, \quad (10)$$

$$EL = \frac{\rho C_p}{\gamma} \frac{e_a - e_c^*}{R_{ac} + R_c}; \quad (11)$$

其中,  $\gamma$  为干湿表常数;  $T_c$  为植被层温度;  $e_a$  为参考高度处的空气水汽压;  $e_c^*$  为平均植被层温度下的空气饱和水汽压;  $R_{ac}$  为植被层空气动力学阻力;  $R_c$  为植被层的气孔阻力.

$R_{ac}$  是风速、植被层高度以及植被上方大气稳定性参数的函数, 在中性层结情况下<sup>[9]</sup>

$$R_{ac} = \frac{\ln^2 \left( \frac{z_a - d}{z_c} \right)}{k^2 u_a}, \quad (12)$$

其中,  $d$  是零平面位移;  $z_c$  为植被层粗糙度参数. 它们可由下式得到<sup>[10]</sup>:

$$d = 0.56h, \quad (13)$$

$$z_0 = 0.3(d - h); \quad (14)$$

其中,  $h$  为植被高度. 同样, 必须对  $R_{ac}$  进行稳定度校正<sup>[11]</sup>.

$R_c$  与植被层叶面指数、叶子含水量及光照有关. 对于农作物小麦,  $R_c$  计算模式为<sup>[12]</sup>

$$R_c = \frac{\left[ 1 + \left( -\frac{\psi_l}{230.8} \right)^{5.51} \right] \times 10^3}{LAI 0.986 + 0.025 \Delta R_n}, \quad (15)$$

其中  $\psi_l$  为叶子水势;  $LAI$  为植被层叶面指数;  $\Delta R_n$  为净辐射.

对于植被层, 传导项  $G$  的计算公式与式 (9) 完全相同.

### 1.3 地表水平衡方程

在计算潜热通量密度  $EL$  时, 需要确定地表含水量因子  $W_s$ ,  $EL$  的变化又会引起  $W_s$  的变化, 而且地表的潮湿程度会对地表的热性质和辐射特性产生影响. 所以说地表的温度和湿度是相互耦合的, 有必要引入地表含水量的变化模式. 用湿润度  $W_e$  来描写地表的含水量, 其定义为单位体积介质中实际含水量与最大可能含水量的比, 后者由介质性质决定. 设在某一厚度为  $z_q$  的土壤层中湿润度为  $W_g$ , 此处  $W_g$  即  $W_e$  在该层中的平均值, 其变化主要受土壤层上、下界面上的水份通量的影响. 若  $z_q$  足够大, 土壤层底水份通量可设为零, 于是有

$$\frac{\partial W_g}{\partial t} = -\frac{D_n}{z_q} \left( \frac{\partial W_g}{\partial z} \right)_0, \quad (16)$$

式中,  $D_n$  为地表水扩散率;  $\left( \frac{\partial W_g}{\partial z} \right)_0$  为紧靠地表面的地表湿润度的垂直梯度.

此外, 根据水分平衡方程, 在不考虑径流的情况下, 有

$$\frac{\partial W_g}{\partial t} = \frac{P - E}{\rho_q z_q}, \quad (17)$$

式中  $P$  和  $E$  分别为降水率和地面水蒸发率;  $\rho_q$  为水密度. 比较式 (16) 与 (17), 有

$$-\left( \frac{\partial W_e}{\partial z} \right)_0 = \frac{P - E}{\rho_q D_n}, \quad (18)$$

将上式中对  $z$  的导数单向差分化, 有

$$W_s = W_g + \frac{1}{2}(P - E) \frac{z_q}{\rho_q D_n}, \quad (19)$$

式中  $W_s$  为地表面极薄一层土壤中的湿润度, 即  $W_e$  在地面的边界值, 也就是地表含水量因子.

地表反照率  $\alpha$ 、容积热容量  $c$ 、土壤导热率  $\lambda$  均取决于它的矿物组成、有机质含量以及水和空气的容积分数. 对于典型的矿质土壤, 这几个参数均可以看成是土壤含水量的函数<sup>[13~14]</sup>.

## 2 对比分析

以上我们分析了式 (2) 中各项的物理意义及相应的计算方法. 只要给出参考高度处的大气温度、水汽压、风速、太阳短波辐射、天空长波辐射以及植被和裸露地地表的特征参数, 便可通过求解式 (2) 得到地表表面的温度, 然后由地表辐射量参数计算出其辐亮度值. 对于象公路这样的人工地表, 由于沿纵深方向为不同介质所组成, 可将其看作是多层结构. 在两层的交界面处必须满足温度连续及热通量连续的条件. 根据所建立的理论模型, 我们模拟计算了小麦、湿润土壤、干沙、泥泞土、混凝土路面以及沥青路面等地表表面辐射温度的周日分布. 有关模型输入数据如下: 对植被 (小麦),  $LAI = 1.73$ ;  $h = 23.0 \text{ cm}$ ;  $\epsilon_c = 0.95$ ; 叶子角分布类型为球面型. 其它地物特征见表 1. 为检验模型, 对小麦、湿润土壤的辐射温度进行了实地野外测量. 1992 年 5 月 15 日至 16 日在西安机场进行测量. 15 日下午为晴天薄云、16 日上午为阴天. 大气温度、湿度、压强、风速等采用常规气象仪器, 在离地面 2.3 m 处测量. 表面辐射温度采用中国科学院上海技术物理研究所研制的 JMS 红外光谱辐射计和西北光学仪器厂生产的 IRT-1200D 红外测温仪测量. 性能参数分别如下: JMS 红外光谱辐射计分 1~3、3~5 和 8~14  $\mu\text{m}$  3 个工作波段; 水平和垂直视场角均为  $2^\circ 2'$ ; 分辨率为 0.2 K~0.3 K (300 K 时). IRT-1200D 红外测温仪的工作波段为 8~14  $\mu\text{m}$ ; 距离系数为 40; 发射率调整范围为 0.10~1.00; 测量精度为  $\pm 0.2^\circ\text{C}$  (100 $^\circ\text{C}$  以下). 采用倾斜测量, 测量距离为 10~20 m. 被测目标充满仪器视场. 测量采用多次测试然后求平均的方法. 植被取样在两块区域进行, 第一块为  $30 \times 40 \text{ cm}^2$ 、第二块为

$40 \times 40 \text{ cm}^2$ . 叶面指数根据定义采用抽样求平均的方法计算. 土壤含水量因子的测量采用称重法; 土壤样品利用环刀在现场取得, 并采取密封措施以备实验室测量. 有关气象参量的测量结果如图 1 所示; 模拟辐射温度和实验结果相比如图 2 所示; 土壤含水量模拟结果如图 3 所示; 由本辐射模型模拟计算得到的各种地表辐射温度对比结果如图 4 所示. 由图 4 可见, 在白天, 尤其是在中午附近, 人工地表及干沙地表比土壤及植被地表的辐射温度要高, 晚上差别较小; 而在这几类地表中, 植被的辐射温度一直是比较低的.

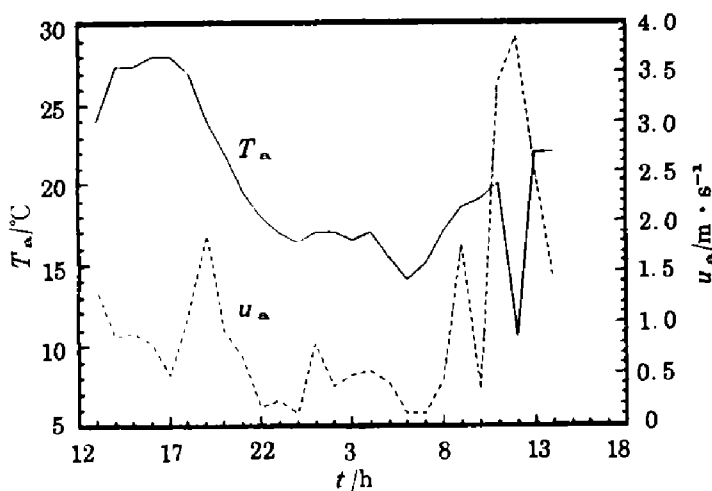


图 1 空气温度和风速的测试结果

Fig. 1 The measured air temperature and wind speed

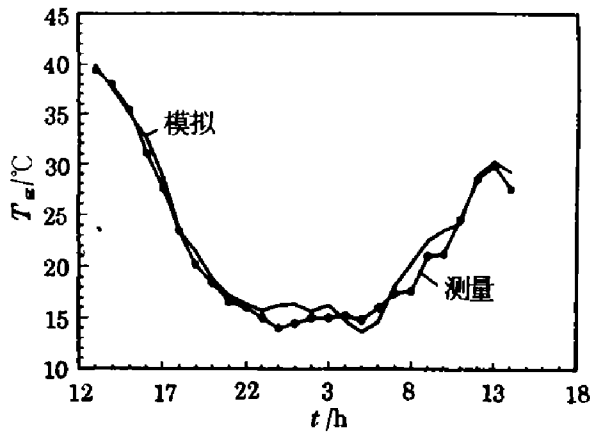


图 2-a 土壤表面辐射温度的模拟和测量  
Fig. 2-a Simulated and measured soil surface radiative temperature

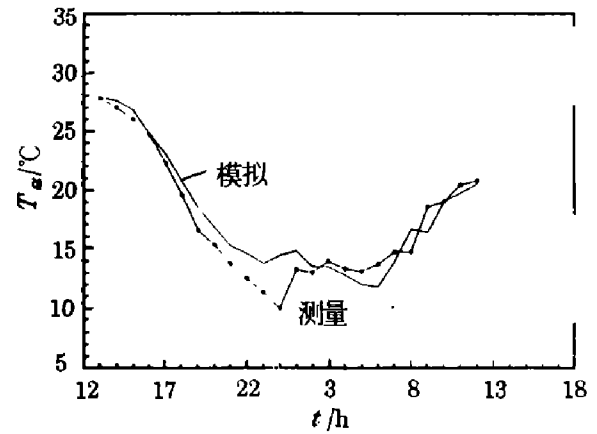


图 2-b 小麦辐射温度的模拟和测量  
Fig. 2-b Simulated and measured wheat surface radiative temperature

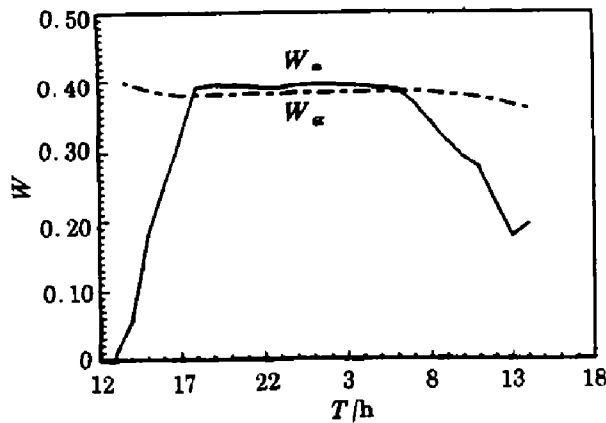


图 3 土壤含水量模拟结果  
Fig. 3 The simulated result of soil volume fraction moisture

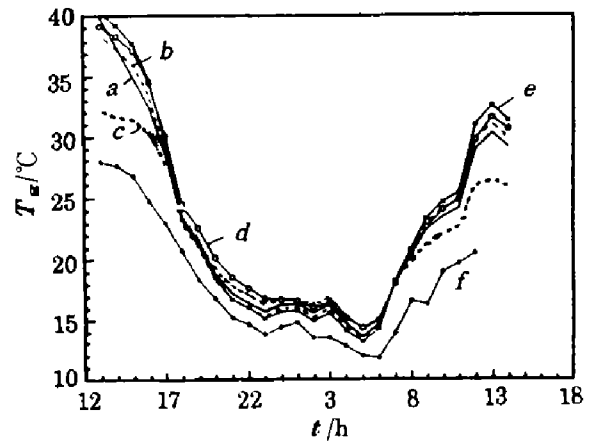


图 4 不同地表辐射温度模拟结果  
(a: 湿润土壤; b: 干沙; c: 泥泞土壤; d: 混凝土; e: 沥青; f: 小麦)  
Fig. 4 Surface radiative temperature simulated by the model for different background

表 1 地物特征参量  
Table 1 Characteristic parameters of the ground objects

类型	$\lambda$ (J/s.m.k)	$c$ (J/m <sup>3</sup> .k)	$\epsilon$	$\alpha$
湿润土壤	0.691	$1.703 \times 10^6$	0.85	0.20
干沙	0.251	$1.254 \times 10^6$	0.80	0.40
泥泞土壤	0.627	$4.180 \times 10^6$	0.94	0.10
混凝土	0.906	$1.466 \times 10^6$	0.92	0.25
沥青	0.279	$0.584 \times 10^6$	0.90	0.25

参考文献

1 Deardoff JW. *J. Geophys. Res.*, 1978,83(c4):1889  
2 Kimes DS et al. *Appl. Opt.*, 1981,20(4):623

- 3 Jacobsen I *et al.* *Beitr Phys. Atmos.*, 1982,**55**:128
- 4 Sellers J.A. *Physical Climatology*, Chicago, IL: University of Chicago Press, 1965, pp.272
- 5 Kable A.B. *J. Geophys. Res.*, 1977,**K2**(11):1673
- 6 Paulson C.A. *Appl. Meteorol.*, 1970,**9**:857
- 7 Verhoef W. *Remote Sens. Environ.*, 1984,**16**:125
- 8 Chance J.E. *et al.* *Appl. Opt.*, 1978,**17**(16):2629
- 9 Wallac J.S. *et al.* *Agric. For. Meteorol.*, 1984,**32**:289
- 10 Legg B.J. *et al.* *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 1975,**101**:611
- 11 Hatfield J.L. *et al.* *Agric. Water Manage.*, 1983,**7**:341
- 12 Choudhury B.J. *et al.* *Agri. For. Meteorol.*, 1985,**36**:65
- 13 Al Nakshabandi G. *et al.* *Agric. Meteor.*, 1965,**2**:271
- 14 Lapp R. *et al.* *Water Resources Res.*, 1978,**14**:601

## COMPARATIVE STUDIES OF THE THERMAL IR RADIATION CHARACTERISTICS OF DIFFERENT BACKGROUND UNDER NATURAL ENVIRONMENT\*

Zhang Jianqi Fang Xiaoping Zhang Haixing Bai Changcheng Yang Yihe

(*Department of Technical Physics, Xidian University, Xi'an, Shaanxi 710071, China*)

**Abstract** The theoretical model to calculate the thermal IR radiative characteristics of different background, based on a system of energy equation, is established. By using the temperature-moisture coupling theory, the variations of the thermal and radiative characteristics of the natural background with the moisture are considered. Simulated radiative diurnal average surface temperatures of different background in the same environmental condition are compared with each other. The results show that there is some difference between IR radiative characteristics of different background. In daytime, the difference between natural and artificial surfaces is relatively distinct.

**Key words** background, IR radiation, comparison.

---

\*The project supported by the National Natural Science Foundation of China.