

森林下垫面陆面物理过程及局地气候效应的数值模拟试验^{* 1}

刘树华

(北京大学物理学院大气科学系暴雨与旱涝灾害教育部重点实验室,北京,100871;
中国科学院大气物理研究所大气物理和大气化学国家重点实验室,北京,100029)

邓毅

(北京大学物理学院大气科学系暴雨与旱涝灾害教育部重点实验室,北京,100871)

胡非

(中国科学院大气物理研究所大气物理和大气化学国家重点实验室,北京,100029)

梁福明 刘和平 王建华

(北京大学物理学院大气科学系暴雨与旱涝灾害教育部重点实验室,北京,100871)

摘要

文中基于大气边界层和植被冠层微气象学基本原理,建立了一个森林植被效应的陆面物理过程和二维大气边界层数值模式。并应用该模式进行了植被和土壤含水量等生物和生理过程在陆面过程和局地气候效应方面的数值模拟试验。所得数值模拟试验结果与实际情况相吻合。结果表明,应用该模式可获得植被温度、植被冠层内空气温度、地表温度日变化特征;森林下垫面大气边界层风速、位温、比湿、湍流交换系数的时空分布和日变化特征。该模式还可应用于不同下垫面,模拟陆面物理过程与大气边界层相互作用机制及其局地气候效应的研究,这将为气候模式与生物圈的耦合研究奠定一个良好的基础。

关键词: 森林下垫面,陆面物理过程,局地气候效应,数值模拟试验。

1 引言

土壤-植被-大气连续体物质和能量交换的数值模式对局地、区域气候和全球变化研究具有重要的科学意义和应用价值。在近地面层不断进行着两个基本的交换过程:水的循环和热能的传送,它们直接影响着局地气候和环境生态系统。只有对土壤和植被及大气中的水热平衡、土壤和植被、植被与大气交接面的水汽和能量交换的各个细节的物理特征进行细致的研究,才能认识清楚森林植被在局地和区域

气候效应中的作用。另外,森林植被对大气边界层结构、大气环流等都有重要作用。继 1978 年 Dear-dorff^[1]提出了地-气相互作用的参数化之后,Dickinson^[2,3]提出并修改了生物圈-大气圈模式(BATS),Seller^[4]提出简单生物圈模式(SiB),这些都为土壤-植被-大气连续体物质和能量交换数值模式的建立奠定了基础。

对植被冠层中空气湍流输送的细致研究首先是由 Yamada^[5]在 1982 年开始的,他的模式适用于非中性大气条件,并且将研究范围扩大到冠层以上,使

* 初稿时间:2003 年 7 月 18 日;修改稿时间:2003 年 12 月 29 日。

资助课题:国家自然科学基金(40275004,49575251)和大气物理与大气化学国家实验室资助项目。

作者简介:刘树华,男,1952 年生,山东省淄博市人。北京大学物理学院大气科学系,教授、博士生导师。从事大气物理与大气环境、区域气候和环境生态方面的教学和研究工作。Email:lshuhua@pku.edu.cn

冠层与大气层耦合。尽管模式存在一些不足,例如没有考虑水汽输送,对湍流考虑的也不够全面,但是他的模式是具有很好的代表性的。Raoufch 和 Shaw^[6], Li^[7,8], Naot 和 Mahrer^[9] 等都提出或发展了各自的植被微气象模式,从不同的侧面研究冠层内动量、水汽和热量的交换规律。这些研究在冠层微气象、植被生态系统动力热力输送、生物化学过程及其生产力的研究方面具有重要的意义。

近年来,随着陆面过程研究的发展,在气象研究领域出现了把土壤-植被-大气作为连续体的耦合数值模式。如刘树华等^[10-12] 利用一维土壤-植被-大气耦合数值模式,研究了中国西北干旱半干旱地区夏季不同植被覆盖度近地面层的水分蒸散过程,并进一步对陆面物理过程和大气边界层的相互作用进行了一系列的敏感性试验。本文将大气边界层和植被冠层内微气象模式相耦合,考虑了植被在辐射、动力、热力输送中的一些物理机理,建立了一个土壤-植被-大气连续体物质和能量交换的数值模式。并应用该模式对森林下垫面大气边界层各物理量的垂直分布日变化、植被和植被冠层空气温度、叶面热通量等的变化规律,及其非均匀下垫面形成的湍流、温度和风场分布及其环流特征进行了数值模拟试验。模拟结果有助于弥补实际观测的不足和加深对森林冠层物质、能量的输送机理及对局地 and 区域气候影响的认识。

2 数值模式和参数化

本文的陆面物理过程和大气边界层模式的基本方程组及其参数化方法,在刘树华等^[11,12] 的工作中已进行了比较充分的介绍。在此只给出针对森林下垫面的改进。

2.1 湍流交换系数

湍流交换系数的取法很多人提出了不同的模型,本模型采用 Blackadar 方法^[13] 计算混合长度 l , 进而得到动量交换系数 K 。风速切变量取为

$$S_w = \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial w}{\partial z} \right)^2 \right]^{1/2} \quad (1)$$

植被高度取为 h_i , 当 $z > h_i$ 时,混合长度

$$l = \frac{k_0(z+z_0)}{1 + \frac{k_0(z+z_0)}{\beta}} \quad (2)$$

其中,卡曼常数 $k_0 = 0.4$; z_0 为地表粗糙度;在植被内部,设植被覆盖率为 V_{eg} ;单位体积叶面积密度为

$\mu(z)$ (本文令 μ 为常数); β 为地转参数, $\beta = \frac{27 \times 10^{-5} V_g}{f}$, V_g 为地转风, f 为科氏参数, $f = 2\omega \cos \varphi$, ω 是地球旋转角速度, φ 是地理纬度。则混合长度的形式为^[14]

$$l = \frac{0.03}{C_h \mu \cdot V_{eg}} \quad (3)$$

K 的一个普适表达式为^[15]

$$K = \begin{cases} l^2 S_w (1 + \alpha R_i) & R_i < 0 \\ l^2 S_w (1 - \alpha R_i) & R_i \geq 0 \end{cases} \quad (4)$$

其中 R_i 为理查德森数

$$R_i = \frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta / \partial z}{S_w^2} \quad (5)$$

常数 $\alpha = -3$ 。本模型中取 $K_{mH} = K_{mV} = K$, $K_{qH} = K_{qV} = \alpha_p K$, $K_{\theta H} = K_{\theta V} = \alpha_p K$, 下标 m 表示动量交换系数, q 表示水汽交换系数, θ 表示热量交换系数, H 和 V 表示水平方向和垂直方向, α_p 为普朗德倒数, 取 $\alpha_p = 1.35$ 。

2.2 辐射能量通量

2.2.1 短波辐射能量

设植被覆盖率为 V_{eg} , 叶面反射率为 α_h , 忽略植被光合作用吸收, 那么植被层顶吸收的直接太阳短波辐射通量 S_{down} 中作用于植被中的产生热效应的短波辐射 S_f 为

$$S_f = V_{eg} (1 - \alpha_h) S_{down} \quad (6)$$

地面反射率为 α_g 时, 地面热效应短波辐射通量 S_g 为

$$S_g = (1 - V_{eg}) (1 - \alpha_g) S_{down} \quad (7)$$

其中忽略了地面和植被反射短波的热效应。

植被层顶吸收的直接太阳短波辐射通量为^[16]

$$S_{down} = (t - a) S_0 \cos Z \quad (8)$$

式中 t 为 Kondratyev 考虑了天空漫反射后所提出的经验参数; a 是大气对太阳光谱的吸收系数^[17], S_0 是太阳常数 (1367 W/m^2), Z 为太阳高度角。

2.2.2 长波辐射通量

大气向下长波辐射通量为^[16]

$$L_a = \epsilon_a \sigma T_a^4 \quad (9)$$

其中, σ 为 Stefan-Boltzman 常数, $\sigma = 5.68 \times 10^{-8} \text{ W/(m}^2 \cdot \text{K}^4)$; T_a 为参考层大气温度, ϵ_a 为大气长波放射系数^[11,12]。

植被长波辐射通量

$$L_f = 2V_{eg} \epsilon_f \sigma T_f^4 \quad (10)$$

T_f 为植被层(平均)温度, 在本模型中没有考虑植被

温度的高度分布,所以 T_f 仅是空间位置 x 的函数。 ϵ_f 为植被长波放射系数, $\epsilon_f = 0.95$ 。系数 2 是因为植被有向上、向下辐射。

地表长波辐射通量

$$L_g = \epsilon_g \sigma T_{gs}^4 \quad (11)$$

T_{gs} 为地表温度; ϵ_g 为地表长波放射系数, 本文取 0.91。

简化处理长波吸收, 认为植被、地表对长波辐射全部吸收, 不考虑长波的反射, 可得到植被层和地表长波吸收 L_{fin} 和 L_{gin} 为

$$L_{fin} = V_{eg} \cdot (L_a + L_g) \quad (12)$$

$$L_{gin} = (1 - Veg) L_a + \frac{1}{2} L_f \quad (13)$$

2.2.3 总辐射能量通量

植被总辐射通量

$$R_{nf} = S_f + L_{fin} - L_f \quad (14)$$

地表总辐射通量

$$R_{ng} = S_g + L_{gin} - L_g \quad (15)$$

2.3 植被层子系统

2.3.1 植被感热通量

单位体积植被向大气输送的热量通量为

$$H_{fv}(x, z, t) = \begin{cases} V_{eg} \cdot \mu(z) \rho_a c_p (T_f(x) - T_a(x, z, t)) / R_a & z < h \\ 0 & z > h \end{cases} \quad (16)$$

其中下标 v 表示单位体积的热量通量; ρ_a 为空气密度, R_a 为叶面的空气动力学阻抗

$$R_a = 1 / [C_f u(x, z, t)] \quad (17)$$

C_f 为植被的动量、热量、水汽传输系数, 由下式确定^[1]

$$C_f = 0.01 \left(1 + \frac{0.3}{u(x, z, t)} \right) \quad (18)$$

T_f 为植被冠层的温度, 它是横坐标 x 的函数。

大气动力学方程中热源

$$S_h = H_{fv} \quad (19)$$

单位面积冠层总的能量通量为

$$H_{fs}(x, t) = \int_0^h H_{fv}(x, z, t) dz \quad (20)$$

下标 s 表示单位面积。

2.3.2 植被冠层的潜热通量

不考虑叶面截流水, 叶面蒸腾总量的计算式如下^[18]

$$E_{hv} = V_{eg} \mu(z) \rho_a \frac{q_{sat}(T_s) - q_a}{R_a + R_s} \quad (21)$$

$q_{sat}(T_s)$ 和 q_a 分别为表面温度为 T_s 时的饱和水汽压和大气水汽压; R_s 是植被系统的表面阻抗。参数化详见文献^[11, 12, 18]。

单位面积植被的总蒸腾量为

$$E_{hs} = \int_0^h E_{hv} dz \quad (22)$$

这样植被潜热通量可以写成 λE_{hs} , 水的汽化热 $\lambda = 2.5 \times 10^6$ J/kg。

2.3.3 植被温度方程

由植被感热、潜热通量的表达式, 可以写出植被温度的方程

$$C_h \frac{\partial T_f}{\partial t} = R_{nf} - H_{fs} - \lambda E_{hs} \quad (23)$$

C_h 为植被单位面积的热容量

$$C_h = 0.02 I_{LA} C_w \quad (24)$$

I_{LA} 为叶面积指数; C_w 为水的热容。

2.3.4 植被向大气释放的其他通量

类似热量通量的写法, 植被的动量通量体密度写为

$$S_p = -V_{eg} \mu(z) \rho_a U(x, z, t) / R_a \quad (25)$$

水汽通量体密度

$$S_q = E_{hv} \quad (26)$$

2.4 土壤子系统

2.4.1 土壤物理量的通量及与大气的连接条件

由于单独考虑地表向大气传输热量和水汽, 将植被排除在外, 因此不能用参考层和空气动力学阻抗方法求通量。由于本文中底层格点间距很小, 可以认为在这个薄气层内的热通量、水汽通量就是地表的热通量、水汽通量。薄气层底层温度和比湿仅决定于土壤表面的性质, 通量由温度和水汽梯度计算得到。

土壤向大气底层输送的热量通量方程可写为

$$H_g = \rho_a c_p K_{gV} \frac{\partial T_a}{\partial z} \Big|_{z=0} \quad (27)$$

$$T_a(0) = T_{gs} \Big|_{z=0} \quad (28)$$

其中 $T_{gs}(0)$ 和 $T_a(0)$ 分别表示高度为零处土壤温度和大气温度, 计算方法在下文讨论。

类似能量和水汽通量的计算方程为

$$E_g = \rho_a K_{qV} \frac{\partial Q_a}{\partial z} \Big|_{z=0} \quad (30)$$

$$Q_a(0) = h_u Q_{sat}(T_{gs}) \Big|_{z=0} \quad (31)$$

式中, $Q_a(0)$ 为地表高度为 0 处空气比湿; h_u 为地表相对湿度^[18], $Q_{sat}(T_s)$ 为地表温度为 T_s 时的饱和比湿, 由 Tetten 方程^[11, 12], 得

$$e_s(T_s) = 6.1 \exp\left(17.269 \times \frac{T_s - 273.16}{T_s - 35.86}\right) \quad (32)$$

$$Q_{\text{sat}}(T_s) = 0.622 \frac{e_s(T_s)}{p - 0.378e_s(T_s)} \quad (33)$$

对地表动量通量和风速的处理,可令 $U(0) = 0$ 。于是在土壤表面,温度的连接条件写成

$$C \frac{\partial T_g}{\partial z} \Big|_{z=0} = R_{\text{ng}} - H_g - \lambda E_g \quad (34)$$

其中 T_g 表示土壤温度。

2.4.2 土壤温度方程

由于本文主要研究地表温度和湿度,因此可以采用二维连续介质热传导方程求土壤温度,并且不考虑土壤中的潜热通量。设土壤温度为 $T_g(x, z, t)$,则

$$C_g \frac{\partial T_g}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(C \frac{\partial T_g}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(C \frac{\partial T_g}{\partial z} \right) \quad (35)$$

其中 C_g, C 分别为土壤单位体积热容量和热导率。

$$C_g = (1 + W_{\text{sat}})C_i + W_g C_w \quad (36)$$

其中 W_{sat} 为土壤饱和含水量, W_g 为土壤含水量, C_i 为干土壤单位体积热容量。它们的参数化见文献[19]。

2.4.3 土壤表层温度

土壤表层温度由能量平衡方程(34)隐式地确定。在数值模式中,假定大气最底层为第0层,第 k 层的气温为 $T_a(k)$,能量湍流交换系数为 $K_{\theta V}(k)$ 。差分表达式

$$K_{\theta V} \frac{\partial T_a}{\partial z} \Big|_{K=1} = K_{\theta V}(1) \frac{T_a(2) - T_a(0)}{z(2) - z(0)} \quad (37)$$

地下温度部分最上层为第0层,第 k 层的温度为 $T_g(k)$,纵坐标为 $z_g(k)$

$$\frac{\partial T_g}{\partial z} \Big|_{K=1/2} = \frac{T_g(1) - T_a(0)}{z(1) - z(0)} \quad (38)$$

$$T_a(0) = T_g(0) = T_{\text{gs}} \quad (39)$$

认为地表薄层内热通量不随高度变化,将各量的差分表达式代入能量的平衡方程,得到 T_{gs} 的表达式

$$T_{\text{gs}} = \{R_{\text{ng}} + K_{\theta V}(1)c_p T_a(2)/[z(2) - z(0)] - \lambda E_g + \alpha T_g/[z_g(1) - z_g(0)] \cdot K_{\theta V}(1)c_p\} \cdot \{[z(2) - z(0)] + \alpha/[z_g(1) - z_g(0)]\}^{-1} \quad (40)$$

2.4.4 土壤含水量方程

在含水量的考虑中,本模式将土壤分为两层,即表面层(0.01 m)和下层,包括根区层和重力渗透层。表面层由于土壤蒸发,含水量随时间有明显变

化;而下层土壤含水量较稳定,可以弥补表面层蒸发和植被蒸腾抽吸而损失的水分,因此森林土壤含水量基本保持不变,出于简化模式的考虑,将在不同的典型植被类型下取下层含水量为常数 W_g ,而表层土壤含水量 $W_{g0}(x, t)$ 则是坐标 x 和时间 t 的函数。不考虑降水,则表层土壤含水量的方程为^[1,11,12,18,20]

$$\frac{\partial W_{g0}}{\partial t} = \frac{C_1}{\rho_w d_1} (-E_g) - \frac{C_2}{\tau} (W_g - W_{\text{geq}}) \quad (41)$$

$$0 \leq W_g \leq W_{\text{sat}}$$

式中, ρ_w 为液态水密度; E_g 为土壤的蒸发量; W_{geq} 为当重力与毛细管张力平衡时,土壤表面体积含水量^[19]

$$W_{\text{geq}} = W_g - a \left(\frac{W_g}{W_{\text{sat}}} \right)^b \left(1 - \frac{W_g}{W_{\text{sat}}} \right)^{8p} W_{\text{sat}} \quad (42)$$

式(41)中 d_1 为土壤表面层厚度,取0.01 m;系数 C_1 和 C_2 的计算式如下

$$C_1 = C_{1\text{sat}} \left(\frac{W_{\text{sat}}}{W_g} \right)^{\frac{b}{2}+1} \quad (43)$$

$$C_2 = C_{2\text{ref}} \left(\frac{W_2}{W_{\text{sat}} - W_2 + W_{\text{fl}}} \right) \quad (44)$$

其中, W_{fl} 为土壤达到饱和时,使上式有意义的一个小量,本文取0.05。常数 $C_{1\text{sat}} = 0.375$, $C_{2\text{ref}} = 0.3$ 。

3 差分格式、边界条件与初条件

模式模拟范围为长度为60 km,宽度为4 km,深度40 cm的二维空间,并将其划分为格点以便进行数值计算。横向被均匀分为60个格点;纵向155个格点,其中,土壤纵向均分为10个格点,大气纵向分为145个不均匀的格点;第1层50个格点,高度0~82 m,包含了25 m的植被区;第2层45个格点,高度82~500 m;第3层25个格点,高度500~1500 m;第4层25个格点,高度1500~4000 m。

模式模拟的范围大于待研究考察的实际范围。上风方向边界上的风速、位温、比湿以及土壤温度取其边界临近3个格点数值的平均值,下风方向边界值取其边界临近3个格点数值的平均值。上边界假定各物理量为常数,并且通量为常数,即上边界两层数值不变。下边界一定深度内土壤温度取常数。由于模式模拟24 h内所有量的变化,所以初条件应当与模拟24 h后的结果相吻合,即能够连接成为第2个24 h的初条件。出于此考虑,为了得到合理的初条件,首先根据实际经验人为规定一个初条件,并令模式运行24 h,得到的末状态应该是更适合作为初条件的解(这是由于生态系统具有较强的稳定性,稳

定的准周期状态会对邻近有一定偏差的轨道有吸引作用,最终收敛到稳定准周期状态)。因此本模式的做法是连续模拟数天的数值,并舍弃第一个 24 h 的数值,仅考察 24 h 之后的模拟结果。

初始风速(m/s)廓线

$$u(I, k) = \begin{cases} 4.5 \left(\frac{z}{10.0} \right)^{0.14} & z \leq 1500 \text{ m} \\ u|_{z=1500 \text{ m}} & 1500 \text{ m} \leq z \leq 4000 \text{ m} \end{cases} \quad (45)$$

初始位温(k)廓线

$$\theta(i, k) = \begin{cases} 287.5 & 0 \leq z \leq 500 \text{ m} \\ 298.0 & 500 \text{ m} \leq z \leq 1000 \text{ m} \\ 298.0 + \frac{1.5(z-1000)}{100} & 1000 \text{ m} \leq z \leq 1500 \text{ m} \\ 305.5 + \frac{0.5(z-1500)}{100} & 1500 \text{ m} \leq z \leq 4000 \text{ m} \end{cases} \quad (46)$$

初始比湿(kg/kg)廓线

$$Q(i, k) = 0.006 - 10^{-6} z \quad (47)$$

叶面温度

$$T_f(i) = 290.0$$

初始土壤含水量(m³/m³)

$$W_g(i) = 0.4, W_2 = 0.4$$

土壤温度

$$T_{gs}(I) = T_g(I) = 290$$

模拟的时间步长取为 1 s,差分格式采用菱形跳步法,该格式衡稳。

4 模拟结果与讨论

4.1 森林生态系统的微气象生态环境特征

本模式模拟中纬度地区初夏时节,地理纬度为 45.6°N,时间为一年中的第 200 天,即 7 月 19 日。代表植物为温带阔叶林的生态系统中物质能量输送。模式植被和土壤特征参数取值见表 1。该表中的参数是依据王正非等编著的《森林气象学》选取的^[21]。

考虑系统边界的能量收入和支出。在上边界,能量以太阳短波辐射和大气长波辐射的形式输入,而以地表长波辐射形式和 4 km 高度湍流交换输出能量。下边界主要是以土壤热通量和感热通量的形式向外界输送能量。忽略侧边界输入和输出的能量差别,认为左右边界能量输入输出平衡。

表 1 植被和土壤特征参数

Table 1 Feature parameters of soil and vegetation

参数名称	参数值
植被覆盖率 V_{eg}	0.8
植被高度 h	25 m
叶面积指数 α	0.4 m ² /m ²
叶面反射率	0.2
叶面蒸腾阻抗 R	40~5000 s/m
气孔打开最佳温度 T_0	298 K
干土壤比热	321 J/(kg·K)
干土壤密度	200 kg/m ³
土壤饱和含水量 W_{sat}	0.472 kg/kg
植物枯萎点含水量 W_{wil}	0.015 kg/kg

图 1 和 2 分别给出了模式模拟连续 4 d 的森林生态系统冠层、植被、地表温度和冠层空气含水量、饱和含水量和相对湿度的日变化微气象生态环境特征。从图 1 可看见,由于植被冠层直接吸收和储存太阳辐射热能,导致日出后,植被温度上升较快,在 12 时(地方时,下同)达到极大值,与净辐射的日变化规律一致。但由于植被冠层热能的储存,导致达到极大值后缓慢下降,日变化曲线不像净辐射通量那样呈正态分布。植被冠层空气温度和地表温度的日变化规律基本一致。这是因为植被冠层内空气的湍流交换较弱。图 1 表明,在森林生态系统中,太阳辐射热能首先加热植被冠层,再加热冠层空气和地表,因而植被冠层温度上升比植被冠层空气温度和

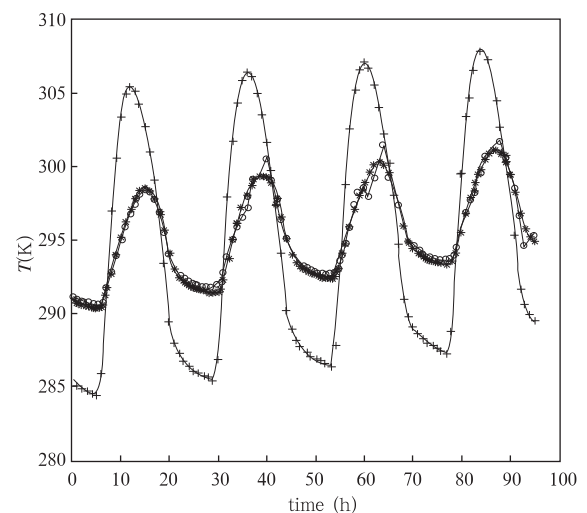


图1 模拟连续4 d的冠层(→)、植被(→)和地表(→)温度的日变化

Fig.1 The numerical simulation results of diurnal variations of canopy temperature(→), vegetation(→) and ground surface temperature(→) on four days

地面温度要快,达到极大值的时间也比植被冠层空气温度和地面温度达到极大值的时间(15 时左右)提前。18 时冠层空气温度与植被温度相等的时刻,称为植被冠层气温等温点,此时植被感热通量为零。另外,从图 1 可看见,由于森林生态系统热量的积累,冠层空气、植被和地表温度逐日有所增温。

图 2 给出了模拟连续 4 d 的冠层空气含水量、饱和含水量和相对湿度的日变化。由图 2 可见,冠层空气含水量、饱和含水量的日变化趋势一致,而相对湿度的位相与其相反,这充分反映了它们的物理特征。随着冠层空气、植被和地表温度的增加,冠层空气含水量、饱和含水量和相对湿度也在逐日增加,这也充分反映了森林生态系统的微气象生态环境特征。

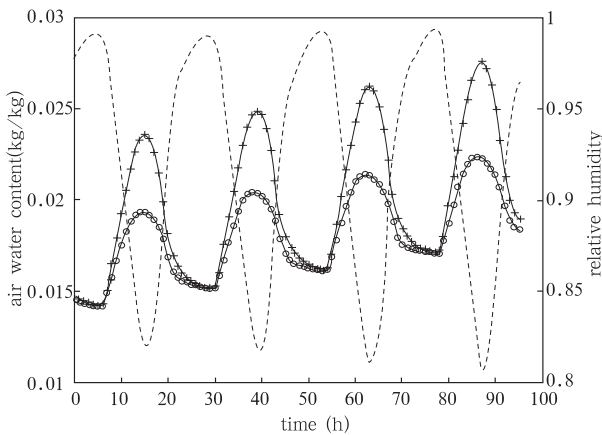


图2 模拟连续4 d的冠层空气含水量、饱和含水量和相对湿度的日变化

(+ 冠层空气含水量 o 空气饱和含水量 --- 相对湿度)
Fig.2 The numerical simulation results of diurnal variations of canopy air (+), air saturation content(o) relative humidity(---) on four days

4.2 非均匀森林下垫面陆面物理过程和大气边界层相互作用及局地气候效应的敏感性试验

为了检验该模式对不同下垫面陆面物理过程和大气边界层相互作用及局地气候效应的敏感性,该文首先对参数进行了敏感性试验,发现植被覆盖率和土壤含水量参数较为敏感。因此,下面给出对植被覆盖率和土壤含水量进行敏感性实验的结果。模式设计的 A,B 两种下垫面的分界面设在水平区域的中点,即 30 km 处,A,B 两种下垫面的植被覆盖率和土壤含水量分别为 0.8,0.5 和 0.4,0.3(kg/kg)。

图 3 给出了 A,B 下垫面水平格点 14400 和 44400 m 处地表温度和冠层空气温度的日变化。由图 3 可见,下垫面 A 冠层内空气温度昼夜温差为 10 K,日平均温度约为 296 K。B 下垫面冠层内空气温度昼夜温差为 12 K,日平均温度约为 297 K,波动超

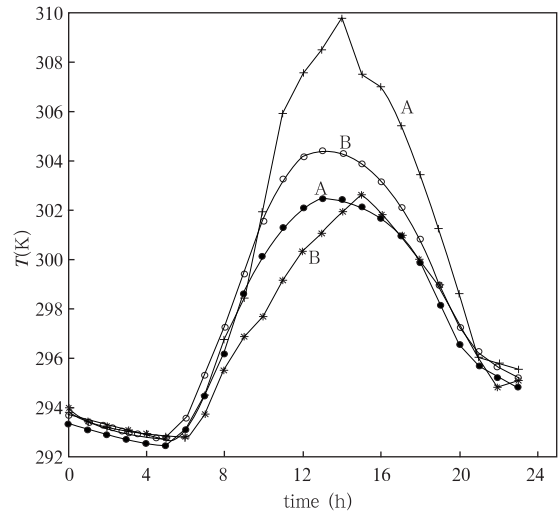


图3 下垫面A,B地表温度(—, —)和冠层空气温度(+, *)日变化的比较

Fig.3 Comparisons of diurnal variations of ground surface temperature(—, —) and canopy air temperature(+, *) over underlying surfaces A and B

过 A 下垫面 2 K。B 下垫面地表温度的波动更加明显超过 A 下垫面的波动(8 K),而且波动相位超前于气温。这说明 A,B 下垫面中植被和地表在加热底层空气的机制有所不同,覆盖率高的地区植被是主要热源,而覆盖率低的地区地表是主要热源。冠层在白天通过蒸腾作用将短波辐射能量大量转化为潜热通量,因而能够维持较低的温度,覆盖率低的地区则只能通过提高下垫面温度,以加大长波辐射和感热通量来维持一天内能量的总体平衡。夜晚蒸腾作用基本停止,下垫面 A,B 的区别不再明显,温度在水平风的作用下逐渐趋于相同。

图 4 给出了两种植被覆盖率时冠层内空气比湿

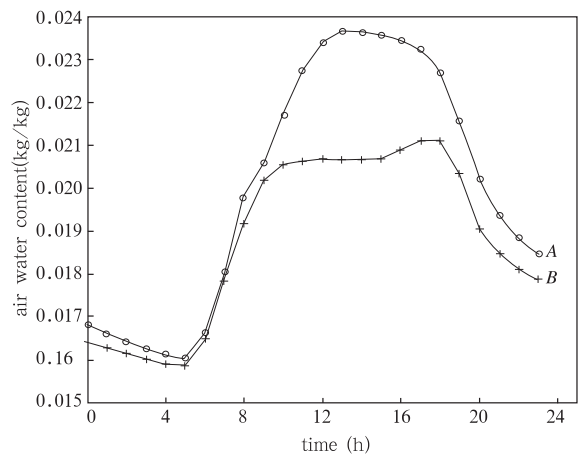


图4 下垫面 A,B 冠层空气含水量的日变化

Fig.4 Comparisons of diurnal variations of canopy air water content over underlying surfaces A and B

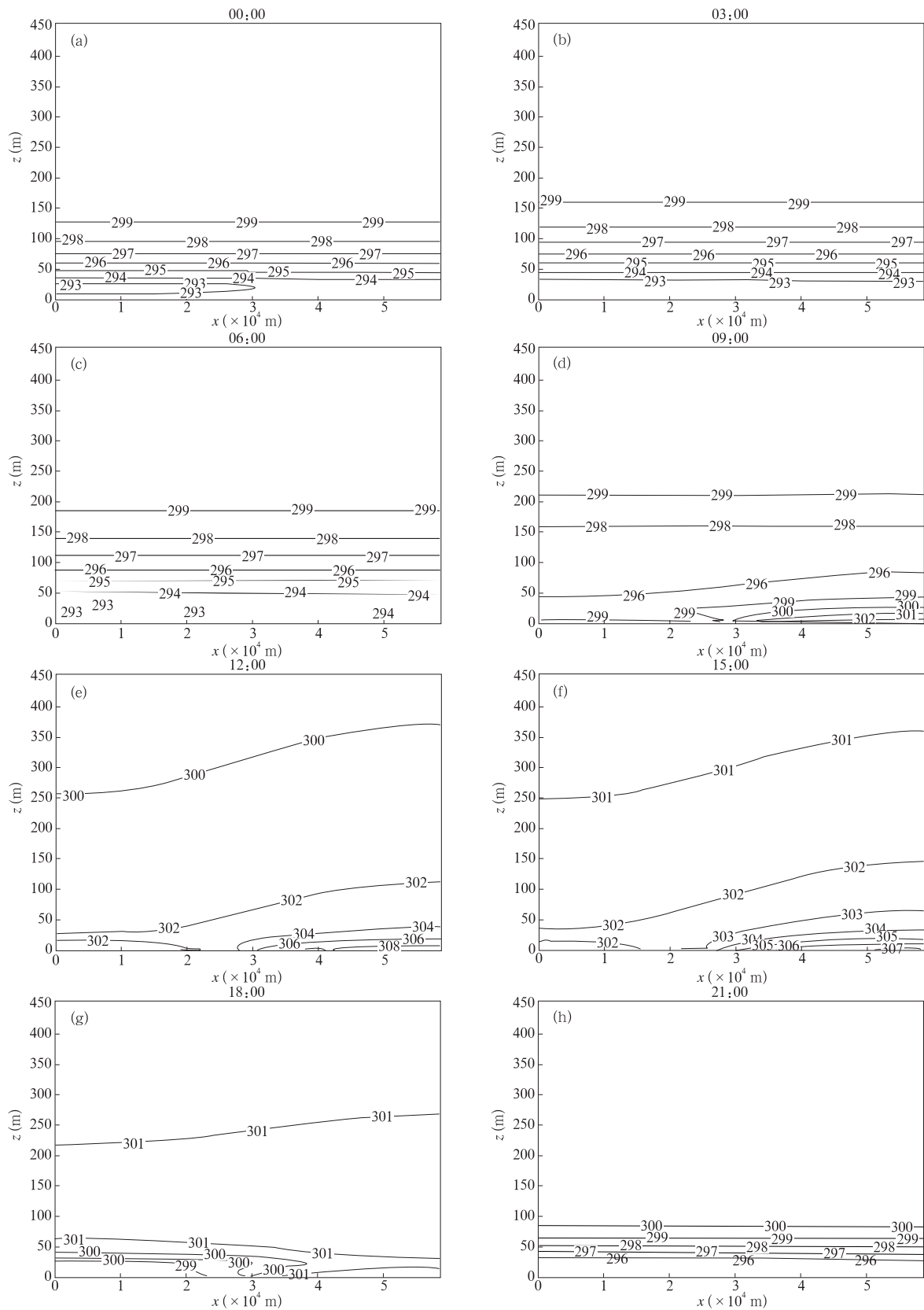


图5 非均匀下垫面位温的时空分布(单位:K)

(a. 00:00, b. 03:00, c. 06:00, d. 09:00, e. 12:00, f. 15:00, g. 18:00, h. 21:00, LST)

Fig. 5 Time and spatial distribution of potential temperature over nonhomogeneous underlying surfaces

(a. 00:00, b. 03:00, c. 06:00, d. 09:00, e. 12:00, f. 15:00, g. 18:00, h. 21:00, LST)

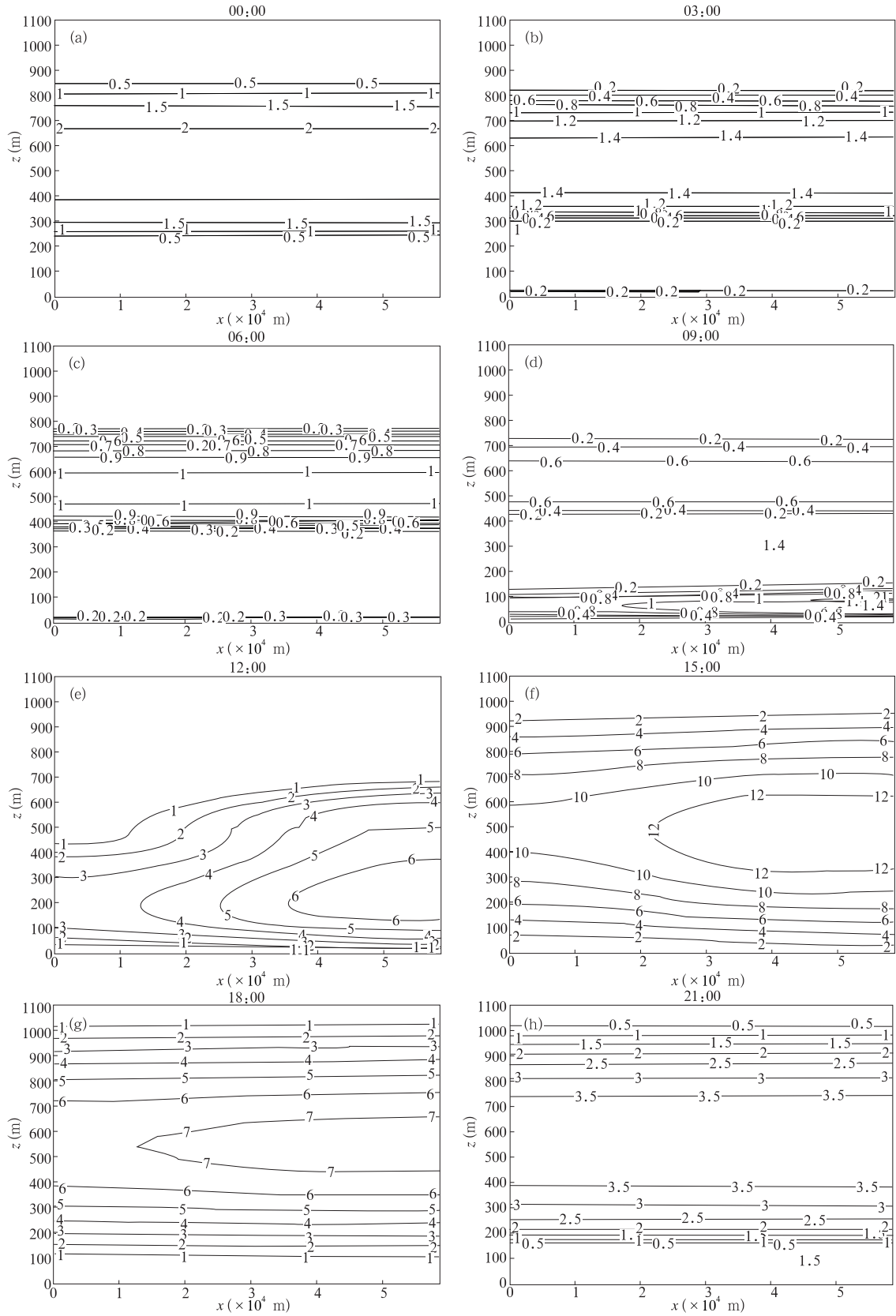


图6 非均匀下垫面湍流交换系数的时空分布特征(等值线单位 m^2/s)

(a. 00:00, b. 03:00, c. 06:00, d. 09:00, e. 12:00, f. 15:00, g. 18:00, h. 21:00, LST)

Fig. 6 Time and spatial distribution of turbulence exchange coefficient over nonhomogeneous underlying surfaces

(a. 00:00, b. 03:00, c. 06:00, d. 09:00, e. 12:00, f. 15:00, g. 18:00, h. 21:00, LST)

的日变化特征。由于植被覆盖率的差异, A 和 B 蒸腾量有所不同, 导致白天冠层内空气比湿不同。值得注意的是, 17 时下垫面 B 空气比湿有一个小的反弹, 这是由于下垫面 B 处于下风方向, 这意味着顺风存在一个湿度梯度, 因此 B 的比湿变化包括了从 A 水平输送的水汽。由于风速有限, 从 A 水平输送来的这部分水汽变化落后于 A 内部水汽的变化, 即存在一个延迟。17 时 B 空气含水量的反弹主要就是 A 水平输送的水汽产生的。

由于下垫面植被等物理特性空间分布的非均匀性, 会对陆面物理过程和大气边界层及局地气候效应产生影响。下面着重分析模式模拟的温度、湍流强度、风速、比湿等的空间分布特征。

图 5 给出的是非均匀下垫面位温的时空分布。由图 5 中 03 时(地方时, 下同)位温的时空分布可看出, 此时近地层大气层结稳定, 位温的时空分布均

匀。日出后, 随着地表接受太阳辐射能量的增加, 和地表植被覆盖率及土壤含水量的差异, 导致热力特征的不同, 进而影响大气边界层中温度的分布。下垫面 B 由于覆盖率低, 白天植被蒸腾潜热消耗小于下垫面 A, 因此地表层加热使温度高于下垫面 A, 用较高的感热通量和长波辐射平衡太阳短波辐射, 从 06, 09, 12, 15 和 18 时的位温时空分布图可明显看出, 白天在下垫面 B 大气边界层中温度高于 A 区。日落后由于地表及大气层冷却, 大气运动很快使等温线趋于平缓。A, B 下垫面的非均匀性产生热量和动量输送的非均匀性, 会直接影响大气边界层的一些动力热力特征, 包括湍流运动和大气环流的形成等。

从图 6 湍流交换系数的时空分布特征, 可以明显看到下垫面 A 和 B 上空湍流形成的过程。日出后下垫面 B 冠层温度升高速度超过 A, 湍流活动首

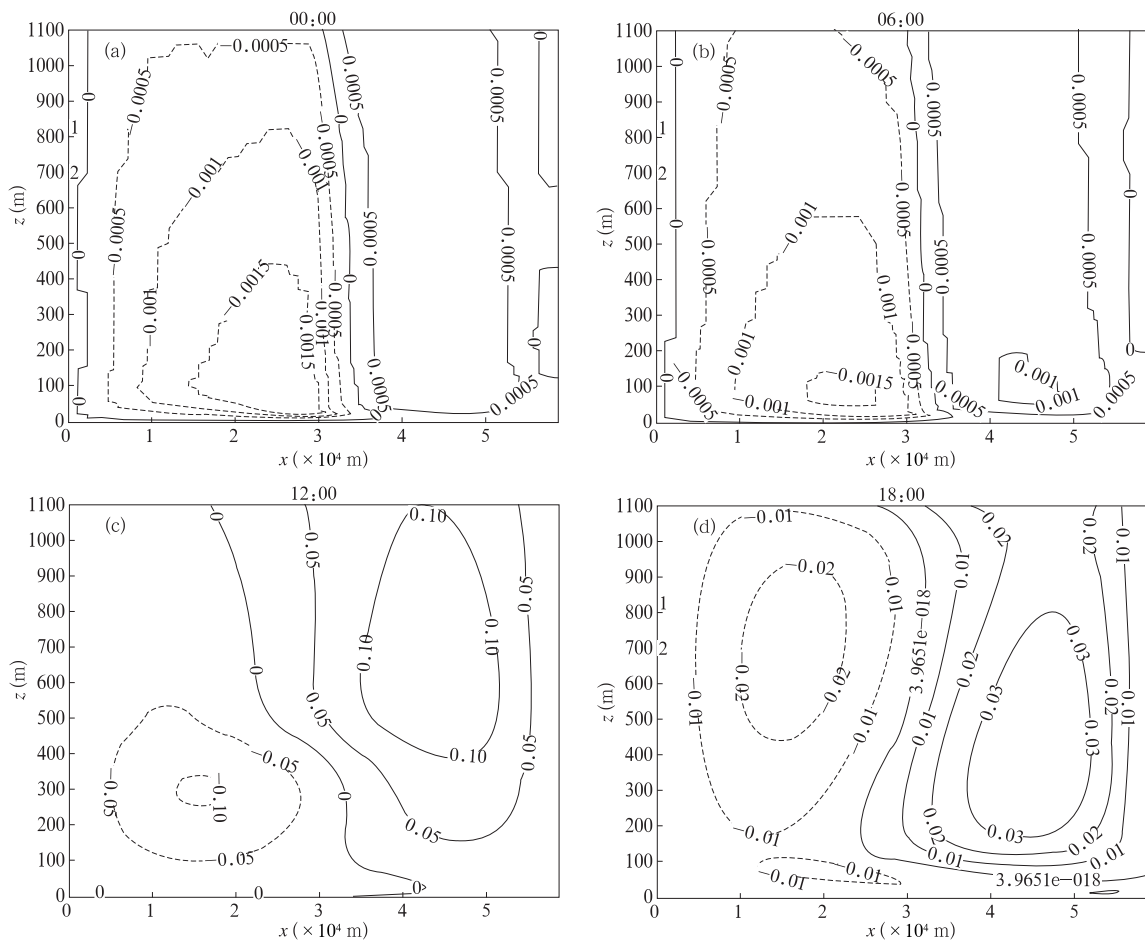


图 7 非均匀下垫面垂直风速的时空分布特征(等值线单位 cm/s)

(a. 00:00, b. 03:00, c. 06:00, d. 09:00, e. 12:00, f. 15:00, g. 18:00, h. 21:00, LST)

Fig. 7 Time and spatial distribution of vertical wind velocity over nonhomogeneous underlying surfaces

(a. 00:00, b. 03:00, c. 06:00, d. 09:00, e. 12:00, f. 15:00, g. 18:00, h. 21:00, LST)

先加强,因此湍流首先从 B 区域产生;整个白天对于某个固定高度,B 下垫面上空的湍流活动也强于 A 区域上空。日落前后地面湍流活动迅速退化,而 500 m 处的湍流活动在夜间则持续到午夜之后。从图 6 可清楚地看到,下垫面对大气边界层湍流输送的影响。温度分布和湍流交换系数在区域空间上的非均匀性,将导致形成局地气候特征的重要要素垂直气流运动的产生,下面给出垂直风速的时空分布特征。

为了清楚起见,图 7 中只给出了 0,6,12,18 时 4 个时刻垂直风速的空间分布。下垫面 A 上方垂直风速总体上来说负向的(下沉),而 B 上空是正向的(上升)。另外,白天覆盖率不同的下垫面 A,B 地表温度的差异导致水平气压梯度力的产生,这是白天产生区域大气环流的直接原因。傍晚下垫面温度趋于均匀,气压梯度减弱,环流也因此减弱。夜间由于植被的热贮存和长波辐射作用,大气环流会转向。

因为不同植被下垫面导致的近地面层与大气边界层之间的热量、动量及湍流和环流特征,必然引起水气的输送和湿度场的变化。图 8 给出了不同下垫面 14 时空气含水量的空间分布。由图 8 可见,下垫面 A 的空气比湿明显高于下垫面 B 同高度比湿,这体现了植被冠层对近地面层空气湿度的重要贡献的区域和局地气候和生态环境效应。夜晚由于植被蒸腾基本停止,大气运动使得空气比湿分布再度均匀(图略)。

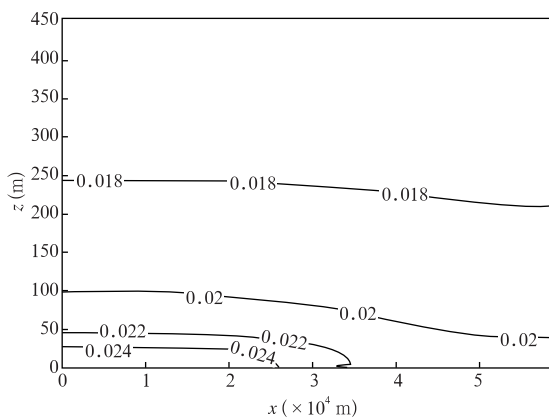


图 8 非均匀下垫面空气含水量的空间分布
(单位: kg/kg)

Fig. 8 Time and spatial distribution of air water content over nonhomogeneous underlying surfaces(unit: kg/kg)

5 结论与讨论

本文应用大气边界层和植被冠层微气象学基本原理,建立了一个森林植被效应的陆面物理过程和二维大气边界层数值模式。并应用该模式进行了植被和土壤含水量等生物和生理过程在陆面过程和局地气候效应方面的数值模拟试验。为了检验该模式的基本参数对陆面物理过程和大气边界层相互作用及局地气候效应的敏感性,对植被覆盖率和土壤含水量参数进行了敏感性实验。所得数值模拟试验结果与经验相吻合。结果表明,应用该模式可获得植被温度、植被冠层内空气温度、地表温度日变化特征;及森林下垫面大气边界层风速、位温、比湿、湍流交换系数的时空分布和日变化特征。

本文中所建立的模式对一些物理量的变化过程进行了简化处理,参数的选择也有很大调整的余地。植物的叶面积指数随植被高度的分布取了一个非常简单的函数关系,并且假设植物温度上下均匀一致,也没有考虑植被内辐射强度的分布,而是简单地认为在各高度的冠层中辐射是均匀分布,这些简化的表达形式都与实际有很大差异,将有待于进一步以实际观测为依据,从理论上深化改进,例如,建立合理的叶面积指数公式、植被内辐射指数公式等,力求使模式更准确和精确模拟土壤—植被—大气连续体物质和能量交换过程及森林生态系统与大气边界层相互作用机理。

参考文献

- [1] Deardorff J W. Efficient prediction of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation. *J Geophys Res*, 1978, 83:1889-1903
- [2] Dickinson R E. Modeling evapotranspiration for three-dimensional global climate models. *Climate Process and Climate Sensitivity*. Geophys Monogor, Amer Geophys Union, 1984, 29: 58-72
- [3] Dickinson R E. Biosphere—Atmosphere Transfer Scheme (BATS) for the NCAR community climate model M. NCAR/TN-275+STR, 1986
- [4] Sellers P J, Mintz Z, Sud Y C, et al. A simple model (SiB) for use within general circulation models. *J Atmos Sci*, 1986, 43: 505-531
- [5] Yamada T. A numerical model study of turbulent airflow in and above a forest canopy. *J Meteor Soc Japan*, 1982, 60: 439-455
- [6] Raupach M R, Shaw R H. Averaging procedures for flow within vegetation canopies. *Bound-Layer Meteor*, 1982,

- 22:79-90
- [7] Li Z J, Miller D R, Lin J D. A first-order closure scheme to describe countergradient momentum transport in plant canopies. *Bound-Layer Meteor*, 1985, 33:77-83
- [8] Li Z J, Lin J D, Miller D R. Air flow over and through a forest edge: A steady-state numerical simulation. *Boundary-Layer Meteor*, 1990, 51:179-197
- [9] Naot O, Mahrer Y. Modeling microclimate environments: A verification study. *Bound-Layer Meteor*, 1989, 46:333-354
- [10] 刘树华, 黄子琛, 刘立超. 土壤-植被-大气连续体中蒸散过程的数值模拟. *地理学报*, 1996, 51(2):118~125
Liu Shuhua, Huang Zichen, Liu Lichao. Numerical simulation of the evapotranspiration process in the soil-vegetation-atmosphere continuum, *Acta Geographica Sinica* (in Chinese), 1996, 51(2):118-125
- [11] 刘树华, 文平辉, 张云雁等. 陆面过程和大气边界层相互作用敏感性试验. *气象学报*, 2001, 59(5):533~548
Liu Shuhua, Wen Pinghui, Zhang Yunyan, et al. Sensitivity tests of interaction between land surface physical process and atmospheric boundary layer, *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 2001, 59(5):533-548
- [12] Liu Shuhua, Wen Pinghui, Zhang Yunyan, et al. Sensitivity tests of interaction between land surface physical process and atmospheric boundary layer. *Acta Meteor Sin*, 2002, 16(4):451-469
- [13] Blackadar A K. The vertical distribution of wind and turbulent exchange in a neutral atmosphere. *J Geophys Res*, 1962, 67:3095-3102
- [14] Wilson N R, Shaw R H. A high order closure model for canopy flow. *J Appl Meteor*. 1977, 16:1197-1205
- [15] 刘树华, 陈荷生. 沙漠戈壁大气边界层数值模拟. 见: 中国科学院沙坡头沙漠实验研究站编. 中国科学院沙坡头沙漠实验研究站年报. 兰州: 甘肃科学出版社. 1993. 27~36
Liu Shuhua, Chen Hesheng. Numerical simulation of atmospheric boundary layer of Gobi Desert, Shapotou desert experimental research station Lanzhou institute of desert research, Academia sinica, Lanzhou; Gansu Publosjomg house of Science and Technology, 1993, 27-36
- [16] Kondratyev J. Radiation in the atmosphere M. New York: Academic Press, 1969
- [17] Yamada T. Simulations of nocturnal drainage flows by a q^2 -L turbulence closure model. *J Atmos Sci*, 1983, 40:91-106
- [18] Noilhan J, Planton S. A simple parameterization of land surface process for meteorological models. *J Mon Wea Rev*, 1989, 117:536-549
- [19] McCumber M C, Pielke R A. Simulation of the effects of surface fluxes of heat and moisture in a mesoscale numerical model, Part I. *J Geophys Res*, 1981, 86:9929-9938
- [20] Liu Shuhua, Liu Heping, Li Sen, et al. A modified SiB model of biosphere-atmosphere transfer scheme. *Desert Res*. 1998, 18(Supp. 4):7-16
- [21] 王正非, 朱廷耀, 朱劲伟等. 森林气象学. 北京: 中国林业出版社, 1985, 507pp
Wang Zhengfei, Zhu Tingyao, Cui Qiwu. *Forest Meteorology*. Beijing: Publishing House of China Forestry, 1985. 507pp

NUMERICAL SIMULATION EXPERIMENTS OF LAND SURFACE
PHYSICAL PROCESSES AND LOCAL CLIMATE EFFECT
IN FOREST UNDERLYING SURFACE

Liu Shuhua

*(Group of Atmosphere Boundary Layer and Turbulence, Ministry Laboratory of Storm and Drought Flood
Damage, Department of Atmospheric Sciences the School of Physics Peking University, Beijing 100871;
State Key Laboratory of Atmosphere Physics and Chemistry, Institute of
Atmospheric Physics, Chinese Academy of Science, Beijing 100029)*

Deng Yi

(Department of Atmospheric Sciences the School of Physics Peking University, Beijing 100871)

Hu Fei

*(State Key Laboratory of Atmosphere Physics and Chemistry, Institute of
Atmospheric Physics, Chinese Academy of Science, Beijing 100029)*

Liang Fuming Liu Heping Wang Jianhua

(Department of Atmospheric Sciences, the School of Physics Peking University, Beijing 100871)

Abstract

Based on atmosphere boundary layer and plant canopy micrometeorology basic principles, a forest underlying surface land surface physical processes model and two dimensional space atmosphere boundary layer numerical model was developed and numerical simulation experiments of biosphere and physiological process of vegetation and soil volumetric water content has been done on land surface processes with local climate effect. The numerical simulation results show good agreement with realistic, which can be used to obtain reasonable simulation for diurnal variations of canopy temperature, air temperature of in canopy, ground surface temperature, and time and spatial distribution of potential temperature and vertical wind velocity and relative humidity and turbulence exchange coefficient over non-homogeneous underlying surfaces. It indicates that the model developed can be used to study the interaction between land surface process and atmospheric boundary layer over various underlying surface and can be extended for local climate study. This work laid a solid foundation for coupling climate models with the biosphere.

Key words: Forest underlying surface, Land surface physical processes, Local climate effect, Numerical simulation experiments.