

文章编号:1006-7639(2004)-03-0001-10

# 土壤—植被—大气系统水分散失机理的数值模拟

刘树华<sup>1,2</sup>, 蔺洪涛<sup>1</sup>, 胡非<sup>2</sup>, 梁福明<sup>1</sup>, 王建华<sup>1</sup>, 刘和平<sup>1</sup>

(1. 北京大学物理学院大气科学系暴雨和旱涝灾害教育部重点实验室, 北京 100871;

2. 中国科学院大气物理研究所大气边界层物理和大气化学国家重点实验室, 北京 100029)

**摘要:**以 Deardorff (1978)提出的陆面参数化方案和 Noilhan 等人(1989)土壤水分参数化方案为基础,对陆面物理过程参数化方案进行了改进,在模式中较详细地考虑了植被和地面的各种物理参量如地面和叶面的反射率和发射率,净叶面面积指数,植被的物理阻抗等,并与大气边界层模式耦合。应用该模式模拟了沙漠及绿洲地区不同植被覆盖率情况下的蒸散量、土壤含水量和表面温度的日变化和连续变化特征;对不同植被覆盖率的热量平衡特征进行了比较。结果表明该模式较好地反映了地表蒸散3阶段的变化趋势特征,揭示出下垫面热量平衡分量间的相互转换过程。该模式可以用于中尺度的气象和区域气候模式,模拟和预测不同植被覆盖情况下近地层的能量输送和水分散失情况。

**关键词:**土壤—植被—大气系统;蒸散机制;数值模拟

**中图分类号:**P401

**文献标识码:**A

## 引言

陆地表面是一个非常复杂的系统,除了地形起伏外,还有诸如森林、草地、作物、积雪等多种覆盖物,而能量平衡和水分平衡是陆面过程模式的物理基础。水是穿过地表既向上、也向下连续不断输送的最重要物质,蒸发会从地球的水面、土壤以及雪原上连续不断地发生;而土壤中的液态水被植被吸收后,可以通过蒸腾作用以水汽形式释放到大气中。来自土地的蒸发和来自植被的蒸腾的综合过程即称之为蒸散。蒸散过程之所以重要,是因为它不仅是水循环的基本环节之一,而且在水相变过程中涉及到大量的能量。

在曾经相当长的一段时间内,人们主要关心的是陆面和洋面的热力差异作用,陆面本身不均匀性的影响则较少被考虑。同时,在边界条件中对温度要素刻画得较详细,而湿度要素的描述则很粗糙。这种下边界的考虑虽然在对大尺度大气环流的研究方面取得了成功,但很显然不能满足局地环流和中尺度问题的研究需要。Johnson 在其研究中特别强

调了土壤湿度的重要性。而且现在的一些观点也认为水文因子可能是控制陆面过程的关键因素。土壤水分不仅在水循环中扮演重要角色,而且影响从几小时到多年尺度的气候变化。

最早的陆面过程研究出现于20世纪50年代, Budyko 提出简单的陆面方案来参数化大气和陆面的相互作用。20世纪60年代末 GCM 出现以后,陆面过程就作为其中的一个分量来表达。20世纪80年代以来随着观测手段改进和实验数据的积累,复杂的陆面过程迅速发展起来。陆面模式的发展大致可以分为3个阶段<sup>[6]</sup>:最初是 Manabe 等的简单吊桶模式,在整个陆面上将地面参数取为均值。这一模式虽然引进了少量的地面特征参数,但是方案仅把地面与大气之间的能量和水汽交换作为彼此独立的纯物理过程。因此它们虽然显示了这些地面特征对辐射平衡、热量交换和蒸发的影响,但却不能真实估计它们的反馈效应<sup>[1]</sup>;80年代以来发展的较为复杂的模式将地表覆盖物区分为不同的类型,不同类型对应不同的参数化方法,而且较为真实地考虑植被在其中的作用,较为典型的有 Dickinson 等的生物

收稿日期:2004-06-13;改回日期:2004-07-26

基金项目:国家自然科学基金资助项目(40275004);中国科学院大气物理研究所大气边界层物理和大气化学国家重点实验室,北京大学物理学院大气科学系暴雨和旱涝灾害教育部重点实验室和北京大学校长基金共同资助。

作者简介:刘树华(1952-),男,山东淄博市人,教授,博士生导师,主要从事大气边界层物理、大气湍流、环境生态和区域气候模式和数值模拟的教学和研究。E-mail: Lshuhua@pku.edu.cn

圈—大气传输方案(BATS)<sup>[2]</sup>, Sellers 等的简单生物圈模式(SIB)<sup>[3~4]</sup>等。这一时期模式最重要的变化就是在大气和土壤之间增加了植被层,即生物过程,用以研究生物物理过程对感热和潜热交换的作用;90年代新一代陆面模式中进一步考虑了植被的水汽吸收和碳交换等,发展了机理的植物生理—生物化学耦合模式,系统地模拟了植物界面的光合生理生化过程,如 SIB2<sup>[5]</sup>。

陆面过程的发展与国际间的合作密不可分,国际上许多组织、机构及院校对陆面过程进行了多学科研究。为了进一步改进模式,提高模式对陆面—大气间水、能量的模拟,自20世纪80年代以来,在国际地圈—生物圈计划(IGBP)和世界气候研究计划(WCRP)的“全球能量和水循环试验(GEWEX)”研究项目的协调组织下,以全球大气环流模式(GCM)网格为基本尺度,在世界不同地区进行了一系列大型陆面过程试验,着重研究在GCM网格单元尺度上地表与大气之间动量、能量、水分和CO<sub>2</sub>等的交换过程。其中主要的大型项目有法国西南部湿润森林与农业区的HAPEX—MOBILHY、美国Kansas草原的FIFE、西班牙中部干旱半干旱区的EFEDA以及巴西亚马逊河流域的大尺度生物圈—大气项目SALSA等<sup>[7]</sup>。我国学者对陆面过程的研究无论是观测方面还是模式方面都具有一定的成果。实验方面,1990~1992年期间在河西走廊黑河流域中段进行的水分和热量交换为中心的地气相互作用综合观测试验,被列为WCRP关于水文大气先行性试验(HAPEX)的第3个较大国际性实验项目和“国际地圈—生物圈研究计划(IGBP)”的组成部分。模式发展和改进方面,我国学者针对不同的情况发展了许多陆面方案。如孙菽芬的复杂3层雪模式<sup>[8]</sup>,比较详细地考虑了雪盖内部的压实、融化及相变等内部过程;戴永久<sup>[9]</sup>根据多孔介质理论,由土壤、雪盖和植被水分和热量守恒型控制方程发展的陆面模式IAP94等。张晶等<sup>[10]</sup>在BATS的基础上,采用物理方程和经验解析公式相结合的方法求解土壤温度和湿度,并考虑了降水次网格分布和雪盖的影响,发展了陆面过程模式LPM—ZD,与区域气候模式RegCM2耦合,对1991年的特大暴雨模拟效果比BATS有较大改进。林朝晖<sup>[11]</sup>通过改进IAP2—LAGCM中的地表反照率参数化方案,使得IAP—2LAGCM模式能很成功地模拟出旬平均时间尺度上东亚夏季风降水带的突跳现象<sup>[6]</sup>。

近年来,土壤—植被—大气作为连续体的耦合模式得到了发展。在土壤—植被—大气连续体中存在着2个基本的变换过程,水的循环和热的输送。早期土壤—植被—大气系统水热通量的观测研究只限于斑块尺度陆面过程的研究,如农田、草原和森林生态系统内部的研究。这些研究的主要目标是调查土壤—植被—大气界面能量、水的垂直交换情况,在这个尺度上已发展了许多方法以计算及观测近地层水分及热量的湍流输送,如波文比—能量平衡法(BREB)、涡度相关法、空气动力学方法和廓线梯度迭代法等。但是这些方法对土壤、植被、大气间的相互作用考虑不多,使得蒸散的计算具有一定限制性。随着计算机技术的发展,在气象学领域出现了土壤—植被—大气连续体的耦合数值模式,刘树华等利用一维土壤—植被—大气耦合数值模式,研究我国干旱半干旱地区不同植被覆盖度情况下近地层的水分蒸散过程。这种模式的建立需要微气象学、土壤物理学、植被生理学等学科的综合知识。特别是对地表水热平衡、辐射特征进行周密考虑,使模式更真实地模拟蒸散及热量输送过程<sup>[12~14]</sup>。迄今为止,土壤—植被—大气系统水分能量传输模型,按其对待作物冠层的处理,大致可以分为3类:单层模型、双层模型和多层模型。单层模型能够反映大气和植被下垫面间总的能量、动量和物质交换过程,且因其计算简单而被广泛采用,但这类模型忽略了植被冠层与土壤二者之间的水热特性差异;双层模型将冠层与土壤分开,分别考虑两者的动量吸收、能量和物质的转化传输过程,以及两者的相互作用,具有较清晰的物理含义;多层模型将冠层分成若干层,高分辨地描述冠层小气候、辐射分布,以及叶气界面的交换过程<sup>[15]</sup>。

目前研究中常用的陆面模式仍然是第二阶段的模式,本文所采用的模式就参考了Deardroff 1978年提出的具有历史意义的方案及Y. Xue等在SIB基础上简化单层生物圈模式(SSIB)等<sup>[16]</sup>。Deardroff<sup>[17]</sup>提出的“大叶”模式,以及处理土壤内热交换过程的Force—Restore概念和方程很长时间成为第二代模式陆面物理过程模式发展的基础。在这种模型中,由于植被林冠用一薄层来表达,所以称之为“大叶”模式<sup>[15]</sup>。Nolihan<sup>[19]</sup>在Deardroff的基础上提出了一个当时最有效的模拟方案,在他的模式中,继续沿用Deardroff的预报地表温度和土壤含水量的方法,但对方程进行了一定的改进,比如将 $W_g$

方程中的  $W_2$  改成了  $W_{geq}$ , 以体现重力对循环过程的影响。他的贡献在于提出了一套新的土壤-植被-大气的参数化方案, 并提高了预报的准确性。孙菽芬<sup>[18]</sup>概述了近年来陆面过程研究中的一些值得注意的问题。

本文的模式参考了 Deardroff 和 Nolihan 的工作, 并进行了一些改进<sup>[12-14]</sup>, 以获得更加合理的结果。

## 2 模式简介

### 2.1 大气子系统参数化

#### 2.1.1 大气动力-热力基本方程组

模式考虑 2 维的空间分布,  $x$  方向取为水平平均风速  $u$  的方向,  $z$  方向为垂直风速  $w$  的方向, 方程中的湍流项引入 K 理论描述, 此时基本方程组为<sup>[12-14, 20-21]</sup>:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -u \frac{\partial u}{\partial x} - w \frac{\partial u}{\partial z} - \theta \frac{\partial \pi}{\partial x} + K_H \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial}{\partial z} (K_Z \frac{\partial u}{\partial z}) \quad (1)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (2)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -u \frac{\partial \theta}{\partial x} - w \frac{\partial \theta}{\partial z} + K_H \frac{\partial^2 \theta}{\partial x^2} + \frac{\partial}{\partial z} (K_Z \frac{\partial \theta}{\partial z}) \quad (3)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -u \frac{\partial q}{\partial x} - w \frac{\partial q}{\partial z} + K_H \frac{\partial^2 q}{\partial x^2} + \frac{\partial}{\partial z} (K_Z \frac{\partial q}{\partial z}) \quad (4)$$

$$\frac{\partial \pi}{\partial z} = -\frac{g}{\theta} \quad (5)$$

其中,  $\theta$  为大气位温(K),  $q$  大气湿度( $\text{kg} \cdot \text{kg}^{-1}$ ),  $\pi$  是 Exner 函数,  $\pi = C_p (\frac{P}{P_0})^{0.286}$ ,  $g$  为重力加速度。

$K_H$  为水平湍流交换系数, 本模式中取为 10.0。

#### 2.1.2 边界层湍流参数化

湍流动能参数化主要采用 K 理论, 引入混合长假设。参数化如下<sup>[12-14]</sup>:

$$\frac{\partial e^2}{\partial t} = -u \frac{\partial e^2}{\partial x} - w \frac{\partial e^2}{\partial z} + K_H \frac{\partial^2 e^2}{\partial x^2} + \frac{\partial}{\partial z} (K_e^2 \frac{\partial e^2}{\partial z}) + K_m (\frac{\partial u}{\partial z})^2 - K_\theta \frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} - \frac{B_1 e^3}{L} \quad (6)$$

式中,  $e^2 = \frac{1}{2} (\overline{u'^2} + \overline{w'^2})$  为湍流动能,  $\frac{B_1 e^3}{L}$  是湍流耗散率,  $B_1$  为经验常数, 本模式中取为 0.25。  $K_m$ ,  $K_\theta$ ,  $K_q$ ,  $K_e^2$  为垂直湍流交换系数  $K_Z$  在动量方程、位温方程、湿度方程、湍流方程中的具体形式, 它们之间的关系如下:  $K_\theta = K_q = 1.35 K_m = 1.35 K_e^2$ ,  $K_m = \frac{1}{2} L e$ ;  $L$  为湍流混合长, 根据 Yamada 提出的经验

公式<sup>[22]</sup>:

$$L = \frac{kz}{1 + \frac{kz}{L_\infty}} \quad \text{其中: } L_\infty = 0.1 \frac{\int_0^\infty e^2 z dz}{\int_0^\infty e^2 dz} \quad (7)$$

$k$  为卡曼常数, 本文中取为 0.4。

### 2.2 植被子系统参数化

太阳辐射作为地表的能量源, 到达陆地表面后, 部分用于植被的光合作用, 部分以感热和潜热的形式返回到大气中, 土壤-植被-大气系统内部的这种能量和物质的传输转化决定了边界层内湍流及扩散的强度及稳定度, 并且控制着平均风、温度和湿度的变化, 因此地表能量的变化具有举足轻重的地位。地表的能量平衡方程为<sup>[22]</sup>:

$$S_h^\downarrow + R_{Lh}^\downarrow - S_h^\uparrow - R_{Lh}^\uparrow - (S_g^\downarrow + R_{Lg}^\downarrow - S_g^\uparrow - R_{Lg}^\uparrow) = H_{sh} - H_{sg} + L_v (E_h - E_g) \quad (8)$$

式中,  $S, R_L$  代表太阳短波和长波辐射通量, 下标  $h, g$  代表参考高度和地表,  $H$  为感热通量,  $L_v \cdot E$  为潜热通量, 其中  $L_v$  为汽化潜热,  $\uparrow \downarrow$  代表了辐射的方向; 方程中  $S_h^\downarrow, R_{Lh}^\downarrow$  认为已知。方程(8)中左边各量的具体形式如下:

$$S_h^\downarrow = (1 - 0.8\sigma_c) \cdot (1 - \alpha) S_0 \sin h \quad (9.1)$$

$$S_h^\uparrow = (1 - \sigma_f) \alpha_g S_h^\downarrow + \sigma_f \alpha_f S_h^\downarrow \quad (9.2)$$

$$R_{Lh}^\downarrow = [\sigma_c + (1 - \sigma_c) 0.67 (1670 q_a)^{0.08}] \sigma_f T_a^4 \quad (9.3)$$

$$R_{Lh}^\uparrow = (1 - \sigma_f) [\epsilon_g \sigma T_g^4 + (1 - \epsilon_g) R_{Lh}^\downarrow] + \sigma_f [\epsilon_f \sigma T_f^4 + (1 - \epsilon_f) R_{Lh}^\downarrow] \quad (9.4)$$

$$S_g^\downarrow = (1 - \sigma_f) S_h^\downarrow \quad (9.5)$$

$$S_g^\uparrow = \alpha_g (1 - \sigma_f) S_h^\downarrow \quad (9.6)$$

$$R_{Lg}^\downarrow = (1 - \sigma_f) R_{Lh}^\downarrow + \sigma_f [\epsilon_f \sigma T_f^4 + (1 - \epsilon_f) \epsilon_g \sigma T_g^4] / (\epsilon_f + \epsilon_g - \epsilon_f \epsilon_g) \quad (9.7)$$

$$R_{Lg}^\uparrow = (1 - \sigma_f) [\epsilon_g \sigma T_g^4 + (1 - \epsilon_g) R_{Lh}^\downarrow] + \sigma_f [\epsilon_g \sigma T_g^4 + (1 - \epsilon_g) \epsilon_f \sigma T_f^4] / (\epsilon_f + \epsilon_g - \epsilon_f \epsilon_g) \quad (9.8)$$

式中,  $S_0 = 1367 \text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$  为太阳常数;  $\alpha$  为大气的吸收系数;  $h$  为太阳高度角,  $\sin h = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos \omega$ , 其中,  $\varphi$  为所在地地球纬度,  $\delta$  为太阳赤纬,  $\omega = \frac{t-12}{12} \pi$  是时角;  $\sigma_c$  是天空被云遮盖的比例;  $\sigma_f, \alpha_f$  分别为植被的覆盖率和反照率, 本文取  $\alpha_f = 0.20, \epsilon_g = \epsilon_f = 0.95$  为地面和叶面的发射率;  $T_a, q_a$  为参考高度处的温度和湿度;  $\alpha_g$  为地表反照率, 其参数化为:

$$\begin{cases} \alpha_g = 0.31 - 0.17 w_g / w_k & w_g \leq w_k \\ \alpha_g = 0.14 & w_g > w_k \end{cases} \quad (10)$$

其中,  $w_g$  是地表含水量,  $w_k$  是地表水汽饱和时土

壤含水量。

方程(8)右面各量参数化如下:

令  $H_{sf} = H_{sh} - H_{sg}$ ,  $E_f = E_h - E_g$  分别代表植被表面的感热和潜热通量, 同时将左面各项的具体表达式代入方程(8)中, 则有

$$\sigma_f \left[ (1 - \alpha_f) S_h^\downarrow + \epsilon_f R_{Lh}^\downarrow + \frac{\epsilon_f \epsilon_g}{\epsilon_f + \epsilon_g - \epsilon_f \epsilon_g} \sigma T_g^4 - \frac{\epsilon_f + 2\epsilon_g - \epsilon_f \epsilon_g}{\epsilon_f + \epsilon_g - \epsilon_f \epsilon_g} \epsilon_f \sigma T_f^4 \right] = H_{sf} + L_v E_f \quad (11)$$

$T_f$  可以用 Newton-Raphsen 方法求得。

### 2.3 土壤子系统参数化

#### 2.3.1 地表能量参数化

地表的能量平衡方程式为<sup>[12~14]</sup>:

$$G = (1 - \alpha_g) S_g^\downarrow + R_{Lg}^\downarrow - R_{Lg}^\uparrow - H_{sg} - L_v E_g \quad (12)$$

式中,  $G$  为土壤热通量。

要求得  $T_f$  和  $G$  的值, 就必须先求出感热和潜热通量  $H$  和  $E$  的值。对于植被覆盖率为 0 的情况, 即模式中的沙漠地表有:

$$E_{sh} = E_g = \rho_a C_{H0} u_a \alpha' [q_{sat}(T_g) - q_a] \quad (13.1)$$

$$H_{sg} = \rho_a C_p C_{H0} u_a (T_g - T_a) \quad (13.2)$$

$$\text{其中, } \alpha' = \min(1, w_g/w_k) \quad (13.3)$$

$\rho_a$  是干空气密度;  $C_{H0}$  是这种地面的水汽和热传导系数。

而有植被覆盖时地表水汽和热传导系数定义如下:

$$C_{Hg} = (1 - \sigma_f) C_{H0} + \sigma_f C_{Hh} \quad (14)$$

其中,  $C_{H0}$ ,  $C_{Hh}$  分别是植被覆盖率为 0 和 1 时地表的水汽和热传导系数。

冠丛中的描述冠丛有关物理性质的平均风速  $u_{af}$ 、温度  $T_{af}$  和比湿  $q_{af}$  可以表示为:

$$u_{af} = 0.83 \sigma_f C_{Hh}^{1/2} u_a + (1 - \sigma_f) u_a \quad (15.1)$$

$$T_{af} = (1 - \sigma_f) T_a + \sigma_f (0.3 T_a + 0.6 T_f + 0.1 T_g) \quad (15.2)$$

$$q_{af} = (1 - \sigma_f) q_a + \sigma_f (0.3 q_a + 0.6 q_f + 0.1 q_g) \quad (15.3)$$

由上式可以看出, 在植被覆盖率为 0 时  $T_{af}$ ,  $q_{af}$  分别与  $T_a$  和  $q_a$  相等。综上, 冠丛的感热通量  $H_{sf}$  可以表达如下:

$$H_{sf} = 1.1 LAI \cdot \rho_a C_p C_f u_{af} (T_f - T_{af}) \quad (16)$$

式中,  $LAI$  为叶面积指数, 其定义式为:  $LAI = \frac{\text{总的叶面积(单面)}}{\text{植被占地面积}}$ , 它与植被覆盖率  $\sigma_f$  有如下关

系:

$$LAI = 7 \sigma_f \quad (17)$$

$C_f$  为热量传输系数, 其表达式如下:

$$C_f = 0.01(1 + 0.3/|u_{af}|) \quad (18)$$

单位叶面积上的蒸发率为

$$E_{leaf} = \rho_a C_f u_{af} [q_{sat}(T_f) - q_{af}] r'' \quad (19)$$

式中,  $r'' = 1 - \delta_c [r_s / (r_a + r_s)] [1 -$

$$(W_{dew}/W_{dmax})^{2/3}] \quad (20)$$

$\delta_c = \begin{cases} 0 & q_{af} > q_{sat}(T_f) \\ 1 & q_{af} \leq q_{sat}(T_f) \end{cases}$  为一阶梯函数;  $r_a$ ,  $r_s$  分别为冠丛中的空气阻力和植被的物理阻力, 它们可以表示为:

$$r_a = \frac{1}{C_f |u_{af}|} \quad (21)$$

$$r_s = 200 [S_{max}^\downarrow / (S^\downarrow + 0.03 S_{max}^\downarrow) + \Sigma + (W_{wilt}/W_g)^2] \quad (22)$$

其中,  $S_{max}^\downarrow$  是中午最大的太阳短波辐射,  $\Sigma$  为季节相关量, 本文取 0 即不考虑季节的影响;  $W_{wilt}$  为植被开始枯萎时的土壤含水量; 在式(22)中, 对 Dear-dorff 的计算植被阻力的方法进行了一定的修改, 用地表含水量  $W_g$  代替了原始算式中的平均含水量  $W_s = 0.9 W_2 + 0.1 W_g$ 。因为植被的蒸腾作用对地表的含水量变化非常敏感, 一旦地表失水, 深层土壤的水分能够立即补充, 植被体内的含水量就会下降, 出于自我保护, 植被会关小气孔以阻止体内水分的流失, 而不是等到平均含水量降到一定程度再做出响应, 实验证明此修改是正确的和必需的。在后面, 我们会给出这一修改的相关验证。

单位叶面积上的植被蒸腾率  $E_f$  的表达式如下:

$$E_f = LAI \cdot E_{leaf} = LAI \cdot \rho_a C_f u_{af} [q_{sat}(T_f) - q_{af}] \cdot r'' = r''(E_f)_{pot} \quad (23)$$

在求出了冠丛中的感热和潜热通量后, 我们还需求出地表相应的值:

$$H_{sg} = \rho_a C_p C_{Hg} u_{af} (T_g - T_{af}) \quad (24)$$

$$E_g = \rho_a C_{Hg} u_{af} (q_a - q_{af}) \quad (25)$$

所以地面向上总的感热和潜热通量由(16)、(23)、(24)、(25)综合得到:

$$H_{sh} = H_{sf} + H_{sg} = 1.1 LAI \cdot \rho_a C_p C_f u_{af} (T_f - T_{af}) + \rho_a C_p C_{Hg} u_{af} (T_g - T_{af}) \quad (26)$$

$$E_h = E_f + E_g = LAI \cdot \rho_a C_f u_{af} [q_{sat}(T_f) - q_{af}] r'' + \rho_a C_{Hg} u_{af} (q_g - q_{af}) \quad (27)$$

至此,我们完成了地表能量平衡方程(8)中的所有辐射和热通量的参数化。由表达式(26)、(27)可以看到,要求感热和潜热通量,就必须求得叶面温度  $T_f$ ,而由方程(11)知道要计算  $T_f$  值,就必须知道地表温度  $T_g$ 。所以引入地表平均温度  $T_2$  以求得叶面温度  $T_f$ 。根据 Deardorff 对  $T_g$  不同参数化方案的比较,其认定如下关系最能与观测结果相一致:

$$\frac{\partial T_g}{\partial t} = \frac{c_1 G}{\rho_s C_s d_1} - \frac{c_2 (T_g - T_2)}{\tau} \quad (28)$$

$$\frac{\partial T_2}{\partial t} = \frac{G}{\rho_s C_s d_2} \quad (29)$$

式中,  $G$  为土壤的热通量,由式(12)获得;  $c_1 = 2\pi^{1/2}$ ,  $c_2 = 2\pi$  为经验常数。  $\rho_s C_s$  与土壤的属性密切相关,本模式中,它们的参数化如下:

$$(\rho C)_g = 0.27 + W_g \quad \text{cal} \cdot \text{cm}^{-3} \cdot \text{K}^{-1} \quad (30.1)$$

$$(\rho C)_2 = 0.27 + W_2 \quad \text{cal} \cdot \text{cm}^{-3} \cdot \text{K}^{-1} \quad (30.2)$$

由参数  $\lambda = \rho_s C_s k_s$  及  $d_1 = (k_s \tau)^{1/2}$ , 则:

$$\lambda_g = 0.001 + 0.004 (W_g)^{1/3} \quad \text{cal} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{K}^{-1} \quad (31.1)$$

$$\lambda_2 = 0.001 + 0.004 (W_2)^{1/3} \quad \text{cal} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{K}^{-1} \quad (31.2)$$

$$d_{1g} = [\tau \lambda_g / (\rho C)_g]^{1/2} \quad (32.1)$$

$$d_{12} = [\tau \lambda_2 / (\rho C)_2]^{1/2} \quad (32.2)$$

定义参数  $r'$ :

$$r' = 0.3 + 0.05 W_g / W_2 \quad (0.3 < r' \leq 1) \quad (33)$$

则:

$$\rho_s C_s d_1 = r' (\rho C)_g d_{1g} + (1 - r') (\rho C)_2 d_{12} \quad (34)$$

由此即可以求出  $T_g$ , 而要求得  $T_2$ , 还必须知道  $d_2$  的值。由于  $d_2$  是土壤热量传输到的最深处,所以利用类似于温度波的概念,将一年时间为单位温度波前进的深度作为  $d_2$  的定义:

$$d_2 = (365 k_s \tau)^{1/2} \quad (35)$$

至此,  $T_g$ ,  $T_2$  已经可以求出,其它物理量亦可通过相关方程求出。

### 2.3.2 土壤含水量和表面湿度参数化

在 2.3.1 种讨论了地表能量平衡,在这一部分将对上面参数化过程中的遗留问题进行讨论,主要是地表土壤含水量  $W_g$ 、土壤净含水量  $W_2$  以及叶面截留降水量  $W_{\text{dew}}$  的参数化问题。

植被蒸腾作用消耗的水分,可用下式表达<sup>[12~14]</sup>:

$$E_{\text{tr}} = \delta_c (E_f)_{\text{pot}} [r_a / (r_a + r_s)] [1 - (W_{\text{dew}} / W_{\text{dmax}})^{2/3}] \quad (36)$$

式中  $W_{\text{dmax}}$  是  $W_{\text{dew}}$  的最大值;

则土壤平均含水量  $W_2$  和地表土壤含水量  $W_g$  随时间的变化可以表示为:

$$\frac{\partial W_g}{\partial t} = \frac{-C_1 (E_g + 0.1 E_{\text{tr}} - P_g)}{\rho_w d'_1} - \frac{C_2 (W_g - W_2)}{\tau} \quad (37)$$

$$\frac{\partial W_2}{\partial t} = -\frac{E_g + E_{\text{tr}} - P_g}{\rho_w d'_2} \quad (38)$$

$$\text{式中, } P_g = \begin{cases} P(1 - \sigma_f) & W_{\text{dew}} < W_{\text{dmax}} \\ P & W_{\text{dew}} \geq W_{\text{dmax}} \end{cases} \quad (39)$$

为地表接收的水分,  $P$  为降雨量;

$C_1, C_2$  是经验常数:

$$C_1 = \begin{cases} 0.5 & W_g / W_{\text{max}} \geq 0.75 \\ 14 - 22.5 [(W_g / W_{\text{max}}) - 0.15] & 0.15 < W_g / W_{\text{max}} < 0.75 \\ 14 & W_g / W_{\text{max}} \leq 0.15 \end{cases} \quad (40)$$

及

$$C_2 = 0.9 \quad (41)$$

$d'_1, d'_2$  的取值分别为:

$$d'_1 = 10 \text{ cm} \quad d' = 50 \text{ cm} \quad (42)$$

叶面截留降水量  $W_{\text{dew}}$  随时间的变化可表示为:

$$\frac{\partial W_{\text{dew}}}{\partial t} = \sigma_f P - (E_f - E_{\text{tr}}) \quad 0 \leq W_{\text{dew}} \leq W_{\text{dmax}} \quad (43)$$

叶面湿度  $q_f$ , 地表湿度  $q_g$  可由下式得到:

$$q_f = r'' q_{\text{sat}}(T_f) + (1 - r'') q_{\text{af}} \quad (44.1)$$

$$q_g = hu \cdot q_{\text{sat}}(T_g) \quad (44.2)$$

两者分别受到如下限制条件:

$$q_f \leq q_{\text{sat}}(T_f) \quad (45.1)$$

$$q_g \leq q_{\text{sat}}(T_g) \quad (45.2)$$

其中,  $hu$  为地表相对湿度,其值与地表含水量有密切关系,表达式如下:

$$hu = \begin{cases} \frac{1}{2} [1 - \cos(\frac{W_g}{W_k} \pi)] & W_g < W_k \\ 1.0 & W_g \geq W_k \end{cases} \quad (46)$$

在上面地表湿度的参数化中,采用了 Noilhan 等人提出的相对湿度方案来代替 Deardorff 的参数化方案  $q_g = \alpha' q_{\text{sat}}(T_g) + (1 - \alpha) q_{\text{af}}$ , 因为该参数化方案对于沙漠地区的地表不适合。模拟表明,采用这种改进取得更加合理的结果。

## 3 数据处理方法

本模式使用向前差分方法处理时间的微分,为

了保持差分格式的稳定性,积分时间步长取为 10 s。空间上的微分使用水平 30 个点和垂直 21 个点的网格,高度上限为 4 000 m,水平间距为 1 000 m;考虑到近地面物理量的变化剧烈,网格高度采用上疏下密的方法,具体的高度值为(m):0、2、10、20、50、80、100、150、200、250、300、400、500、750、1000、1250、1500、2000、2500、3000、4000;参考高度为  $z_a = 2$  m。本文给出的是水平格点  $I = 22$ (绿洲)和  $I = 7$ (沙漠)处的计算结果。

## 4 结果与讨论

众所周知,地表植被覆盖度对地表热量平衡有重要影响。本文将通过对不同植被覆盖度下能量的平衡及变化的模拟将这一影响进行量化。模拟从 18:00 开始,持续一周的时间,初始时刻土壤含水量体积比设为 0.20,是充分湿润的。模式将对 4 种不同的植被覆盖度进行模拟,分别取覆盖度为 0.9、0.6、0.3 和 0.0。主要模拟了地表潜热通量、地表含水量、地表温度和能量平衡一周的连续变化和逐日变化。

### 4.1 地表蒸散的连续变化和逐日变化

植被覆盖度直接影响着地—气之间的水汽输送和能量平衡。下面给出不同植被覆盖度下潜热通量的连续日变化的比较模拟结果。

图 1 是 4 种覆盖度下蒸散在一周内的连续变化,其逐日变化与传统的蒸散 3 阶段理论相符合。第 1 阶段,土壤水量是充分的,下垫面的蒸散完全取决于大气条件。随着土壤含水量的降低,蒸散进入第 2 阶段,由于土壤供水能力下降,在午后的一段时间内对蒸散造成制约,使得 1 d 内蒸散最大值出现的时间向上午移动,由图 2(地表蒸散逐日对比)可以很明显地看出这一点,最终会移到早晨日出前后,这是因为夜间地表层土壤得到深层土壤水分的补充和植被冷却凝结大气水分,使日出之前蒸散达到最大。随着土壤含水量的进一步降低,干燥土壤层不断扩展,深层土壤向表层土壤输送水分的能力和输送量不断减少,地表蒸散的变化已经很小,蒸散进入第 3 阶段。

图中可以看出,植被覆盖度越高,第 1 阶段持续时间越长。对于植被覆盖度为 0.9 的地表,在第 7 天时才刚刚开始出现下降趋势,即蒸散才刚进入第 2 阶段;植被覆盖率为 0.6 的地表,在第 7 天时蒸散还有一定的变化,应该处于第 2 阶段的末尾;植被覆

盖率为 0.3 的地表,在第 7 天时蒸散已经非常缓慢。这主要是因为,随着植被覆盖度的增加,使得土壤表面直接向大气中的水分蒸发减小,下垫面热量平衡分量进行了重新调整;另外,植被根系源源不断地吸收较深层土壤的水分供蒸腾所用也是一个重要原因。

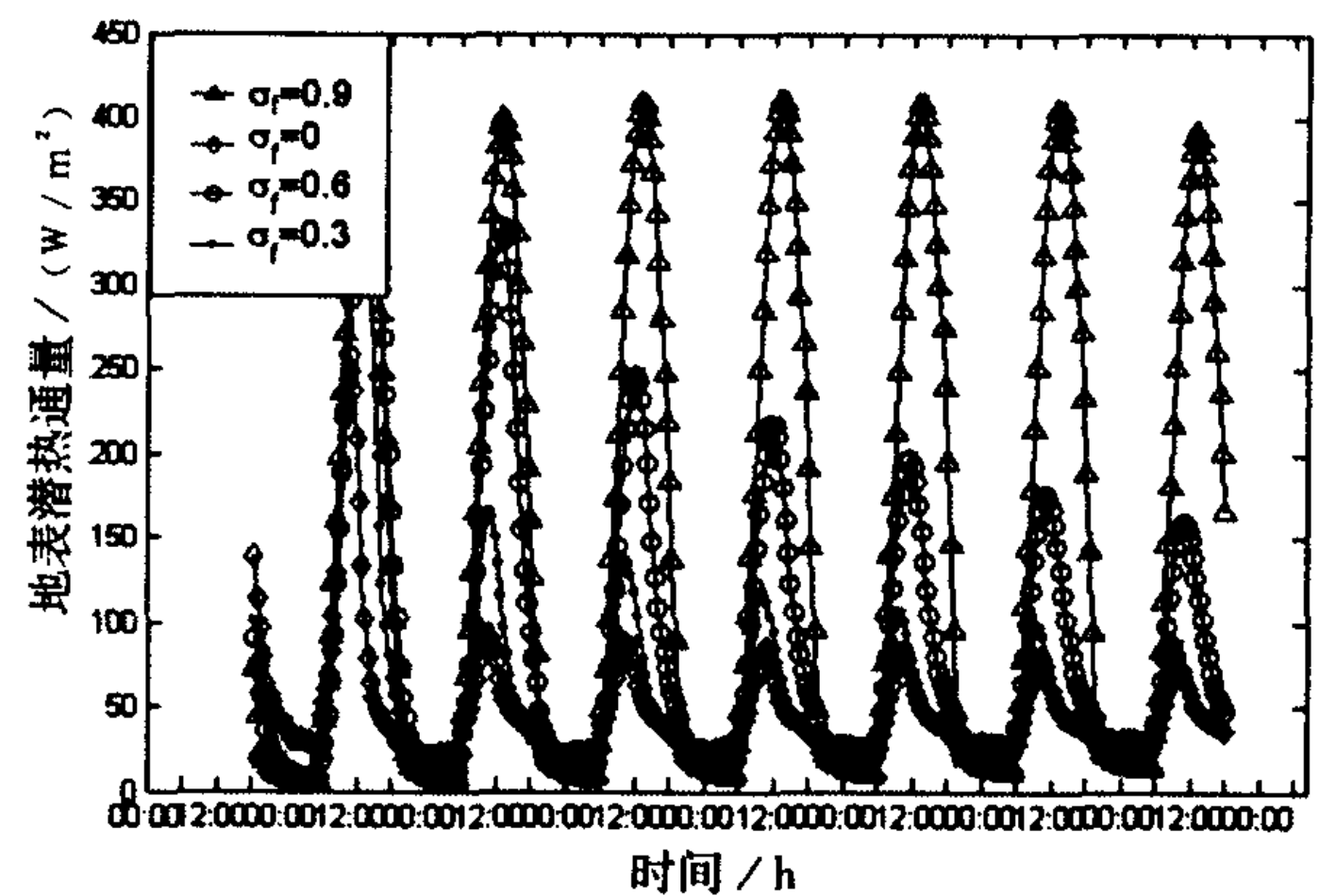


图 1 不同植被覆盖度下地表蒸散的连续变化

Fig. 1 The continuous variation of surface evapotranspiration with different vegetation cover

图 2 为不同植被覆盖度下表面蒸散的逐日变化比较,由图看出,覆盖率为 0.6 和 0.3 的 2 种下垫面,每日的最大蒸散量是逐日递减的,且覆盖率越低下降的越快;而覆盖率为 0.9 的下垫面,7 d 的蒸散变化十分微小,覆盖率为 0 的地表,第 1 天后蒸散已经急剧地降低,最后 6 d 的蒸散几乎没什么变化;造成不同覆盖率下变化趋势不同的原因可能与植被的蓄水作用有关。而且对于典型植被覆盖情况,即  $\sigma_t = 0.6$  的情况,可以看出在其逐日变化过程中,由于含水量的降低,土壤供水能力下降,使得每天蒸散的最大值有向前移动的趋势;当水分严重缺乏时,日出后不久潜热通量就会达到最大值。

### 4.2 地表土壤含水量的连续变化和逐日变化

地表土壤含水量和植被覆盖度是重要的环境生态因子。它们共同制约着土壤—植被—大气系统中物质、能量的输送。下面给出不同植被覆盖度下土壤含水量连续和逐日变化即冠层平均湿度连续变化特征的模拟结果。

由图 3 可以看出,在一次降水之后土壤含水量会逐渐下降,最后会趋于稳定。其总体的变化趋势是,白天由于蒸散的进行,土壤含水量降低;夜间由于植被冷却凝结大气水分和深层土壤的水分供给,地表土壤含水量又有一定程度的回升。随着植被覆

盖率的增加,土壤含水量的平均下降速率会降低;相

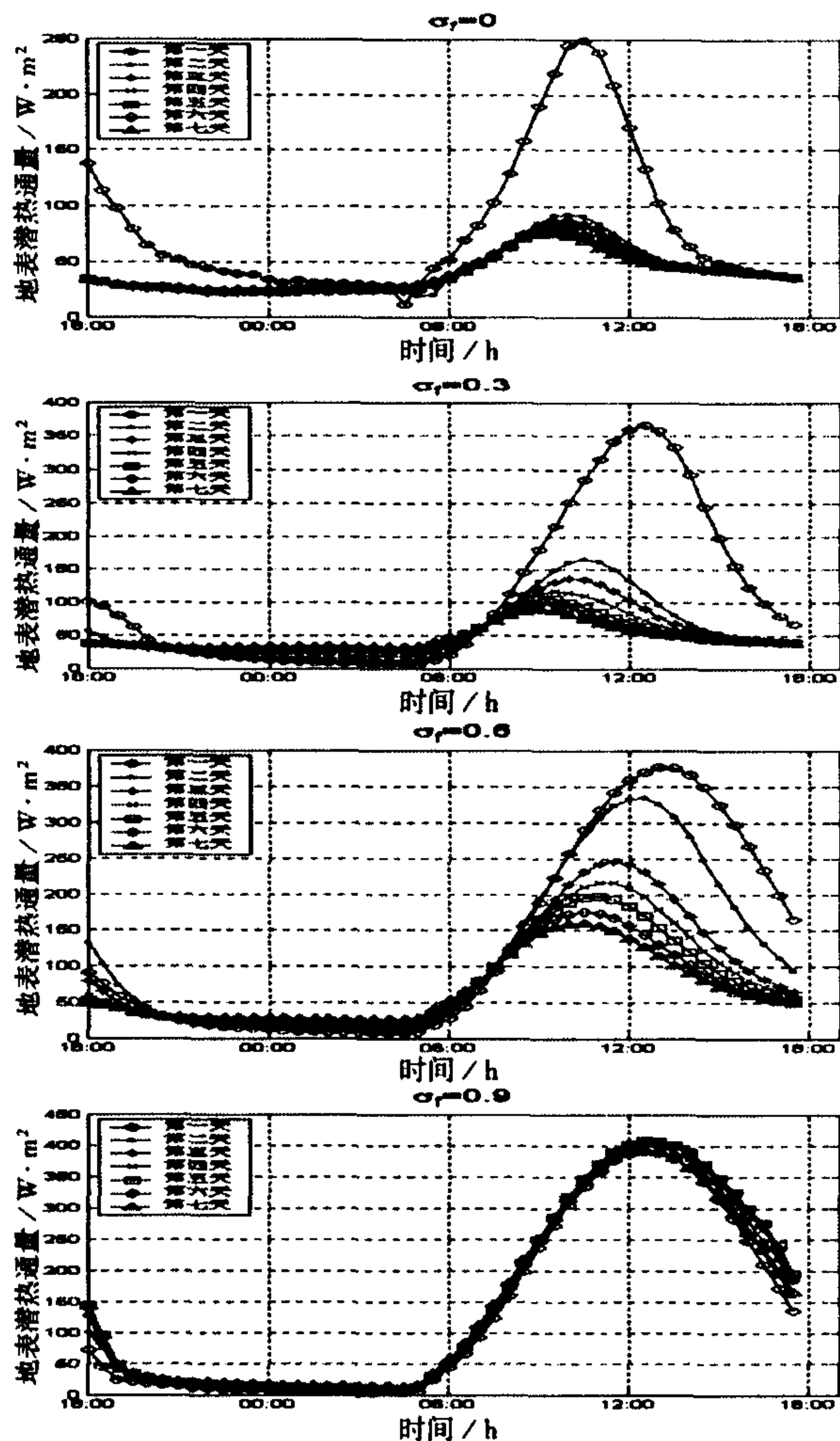


图2 不同植被覆盖度下地表蒸散的逐日对比  
Fig.2 Diurnal variation of surface evapotranspiration with different vegetation cover

应的冠丛平均湿度变化见图5,较高的植被覆盖率下其湿度的下降速度也较慢;对于具体1d的湿度变化存在着双峰现象,即除了午后的最大值外,在黄昏后湿度会出现一定的回升,形成一个极值,这对于植被覆盖率低的地表比较明显,当覆盖率达到0.9时就几乎没有了双峰现象。其原因可以解释为:日落后的一段时间内随着温度的降低,植被叶片上的气孔会变大,增加了水分的蒸腾;同时,由于土壤的毛细作用,深层的水分可能补充到地表,也促进了植被冠丛蒸腾的回升,导致湿度略有上升。

图4为不同植被覆盖度下地表含水量第1天的日变化。与有植被覆盖的情况相比,裸地的地表土壤含水量在日出之后会急剧降低,这是因为没有植被根系维持和缺乏植被遮蔽所致;而对于植被覆盖

率为0.9的地表,其土壤含水量在1d当中几乎没有明显变化,这说明了植被的蓄水作用。而且与另外2种覆盖率相比,可以看出这种蓄水作用随着覆盖率的增加而加强。

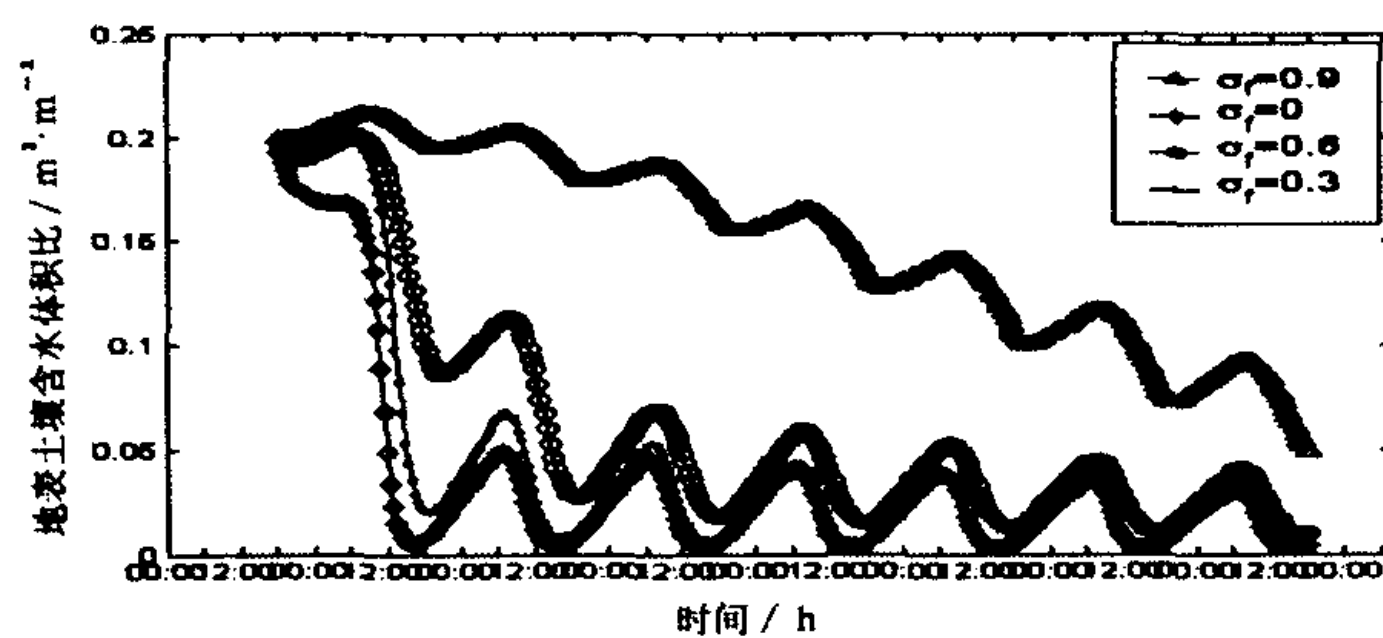


图3 地表土壤含水量的连续变化  
Fig.3 The continuous variation of surface soil moisture content

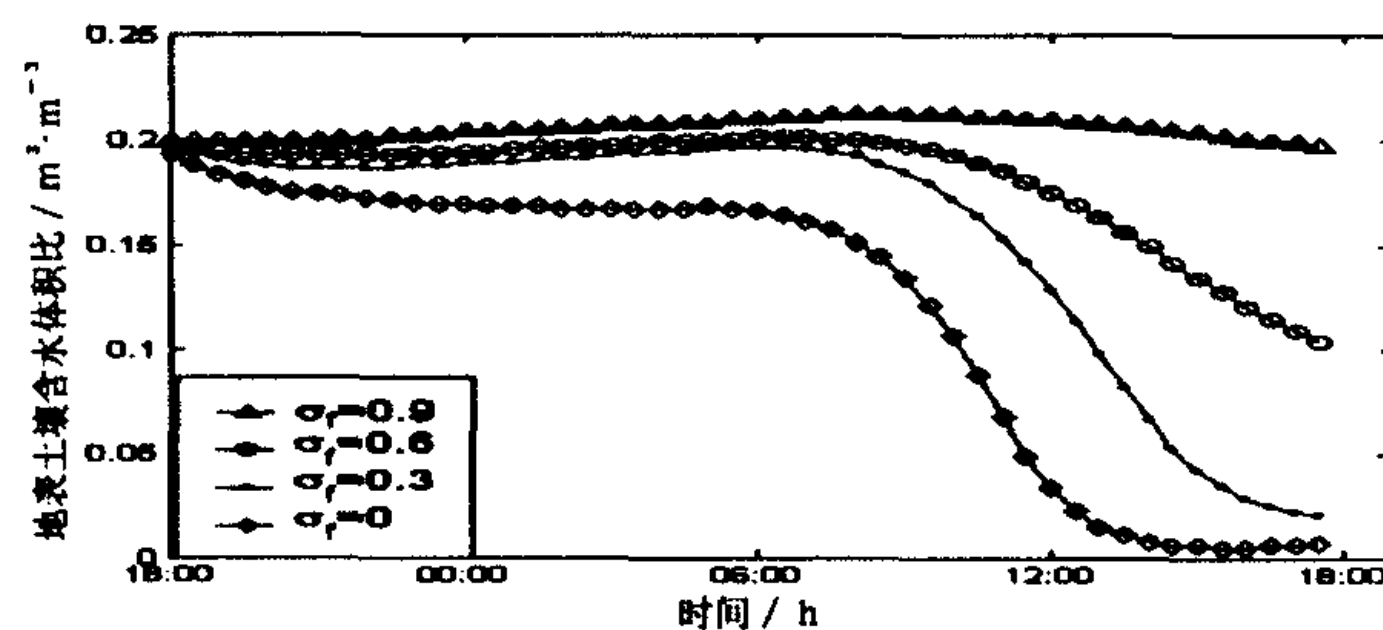


图4 地表土壤含水量第1天的日变化  
Fig.4 Diurnal variation of surface soil moisture content for first day

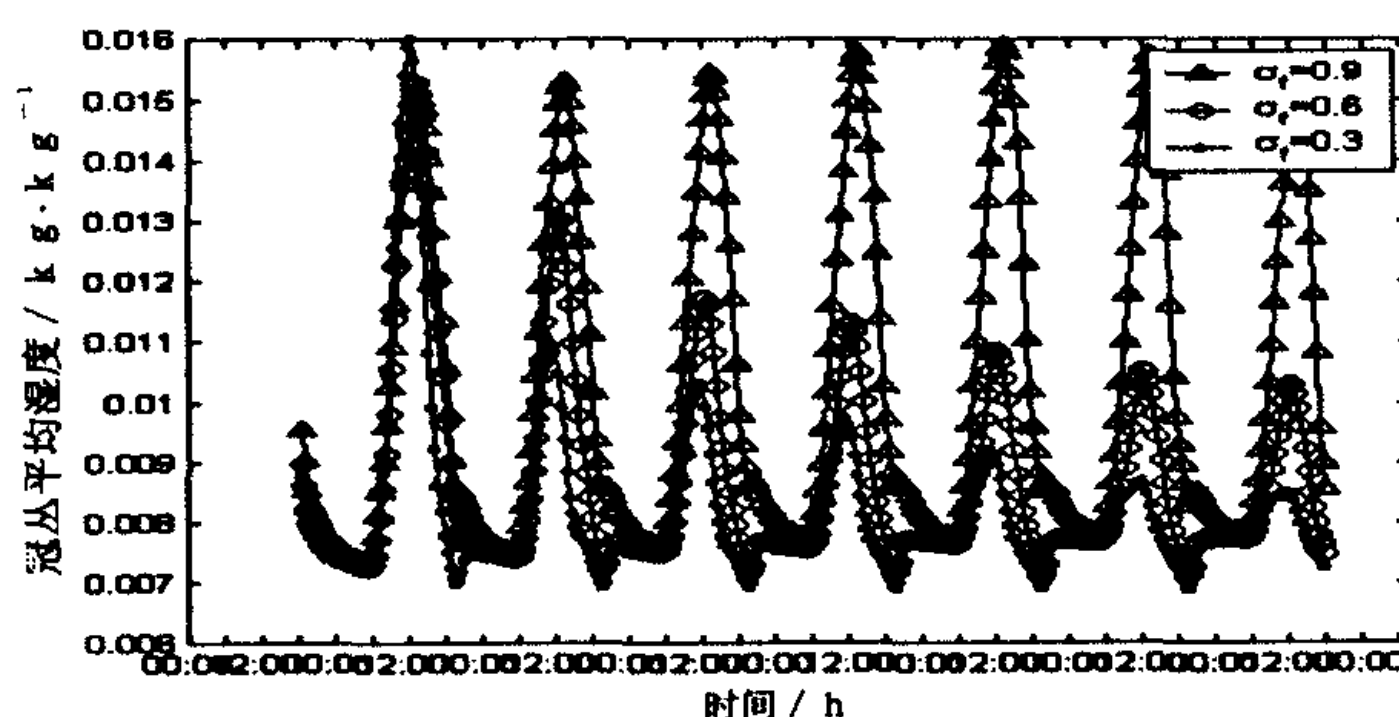


图5 冠丛平均湿度的连续变化  
Fig.5 The continuous variation of mean air humidity in different vegetation canopy

#### 4.3 地表温度的连续变化和逐日变化

土壤含水量、植被覆盖度也是形成局地微气候环境的重要环境生态因子,它们在制约土壤-植被-大气系统物质能量输送和平衡的过程中,最终是影响温度环境。下面给出不同植被覆盖度下的地表温度连续逐日变化特征的模拟结果。

图6为地表温度的连续变化,另外还计算了地

表温度变化的逐日比较(图略)。由于蒸散消耗净辐射的能量,则在其它条件一定的情况下,地表温度将呈现与蒸散相反的变化关系。即温度随着时间的推移有逐渐增加的趋势,这也验证了上面的结论。同时也发现随着覆盖率的增加,白天地面的温度也会降低,昼夜温差也将减小。这是植被的遮蔽作用造成的,覆盖率越高,白天植被阻挡的太阳短波辐射就会越多;而夜晚的时候,植被又可以起到阻止地表热量散失的作用,所以,高覆盖率下地表温度的日变化幅度要小得多。另外从地表温度的逐日变化研究中也发现,每天温度最大值出现时间逐日推迟,刚好与每天蒸散最大值出现时间的变化趋势相反。这充分反映了植被覆盖度与水分蒸散和地表温度之间的关系。

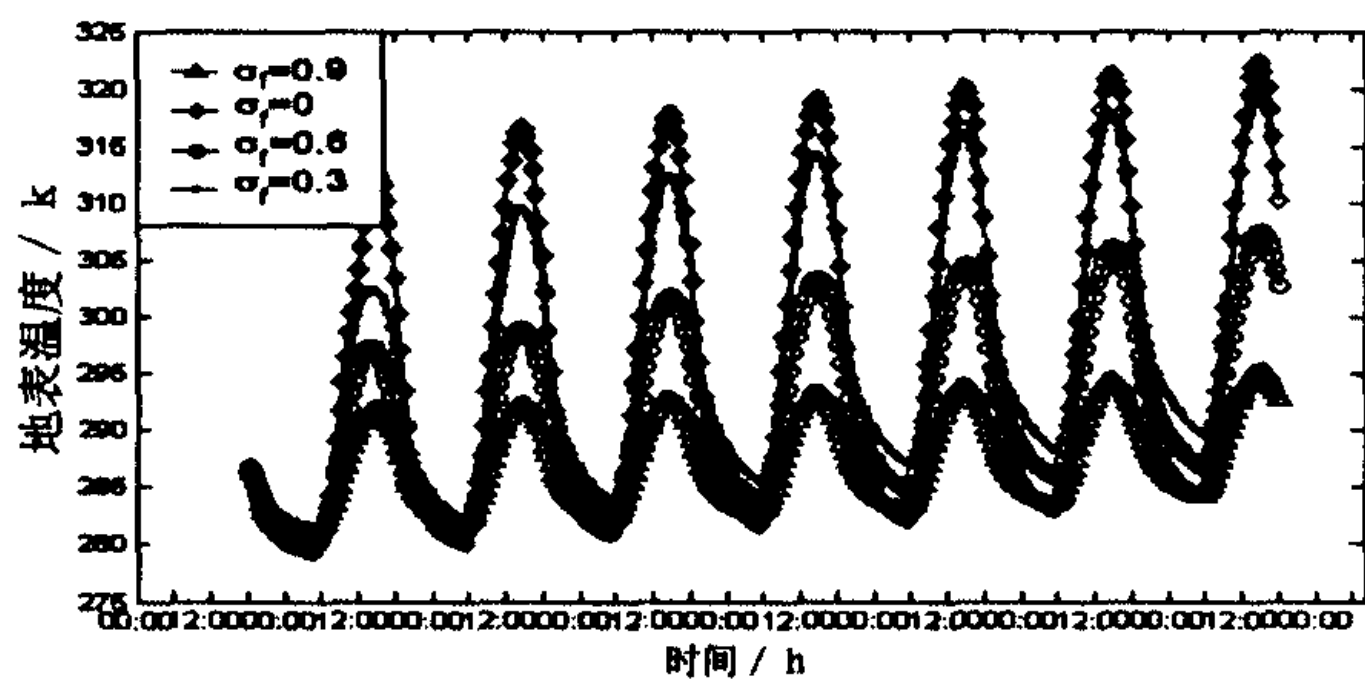


图6 不同覆盖度下地表温度的连续变化

Fig. 6 The continuous variation of surface temperature in different vegetation cover

#### 4.4 地表能量变化

植被覆盖度最直接的环境生态作用是改变地表能量平衡,继而改变局地微气候环境。下面给出不同植被覆盖度下地表能量平衡特征的模拟结果(图7)。

图中,  $R_{net} = (1 - \alpha_g) S_h^\downarrow + R_h^\downarrow - R_h^\uparrow$  代表地表接受的净辐射,其中各符号的意义见模式部分; $G$ 为土壤热通量,由方程(12)决定,规定其向下为正; $H$ 为总的感热通量; $L_v \cdot E$ 为总潜热通量。

将4幅图比较可以发现,随着植被覆盖度的增加,净辐射逐渐增加,峰值由裸地的  $660 \text{ W/m}^2$  左右到覆盖率为  $0.9$  时的  $800 \text{ W/m}^2$  左右,这是因为,随着覆盖度的增加地表反照率逐渐降低,反射回外太空的能量降低,而且,绿洲区地表温度较低,长波辐射损失较少,地表接受的净辐射相应地增加;进而导致土壤热通量随着覆盖率的增加出现递减的趋势,峰值从  $380 \text{ W/m}^2$  逐渐降低到  $120 \text{ W/m}^2$  左右。而潜热通量变化趋势相反,峰值从  $90 \text{ W/m}^2$  逐渐上升

到  $400 \text{ W/m}^2$ ,因为随着植被覆盖度的增加,叶面积增加,叶面蒸腾量增加,导致潜热通量增加。

由绿洲区( $\sigma_f = 0.6$ )的能量平衡图,可以看到比较明显的双峰现象,即感热和潜热先后出现极大峰值。感热在上午11时左右达到极值,随后开始降低;而潜热则继续增大至下午1时左右达到最大,这里的2个极值就是所谓的双峰。双峰现象可以解释如下:日出之后,由于太阳短波辐射的加热作用,地表温度迅速升高,使得地表温度和空气温度的差值增大,导致感热通量增加,并在上午11时左右达到极值;这时由于土壤水分的蒸发导致土壤脱水,植被开始从深层土壤中吸收水分,促使潜热增大,并在下午1时左右达到极值;由于此时空气温度已经变得较高,所以大量的蒸腾会加快植被的枯萎,出于自我保护,植被会关小气孔,增大气孔阻力阻碍蒸腾,从而导致潜热下降。

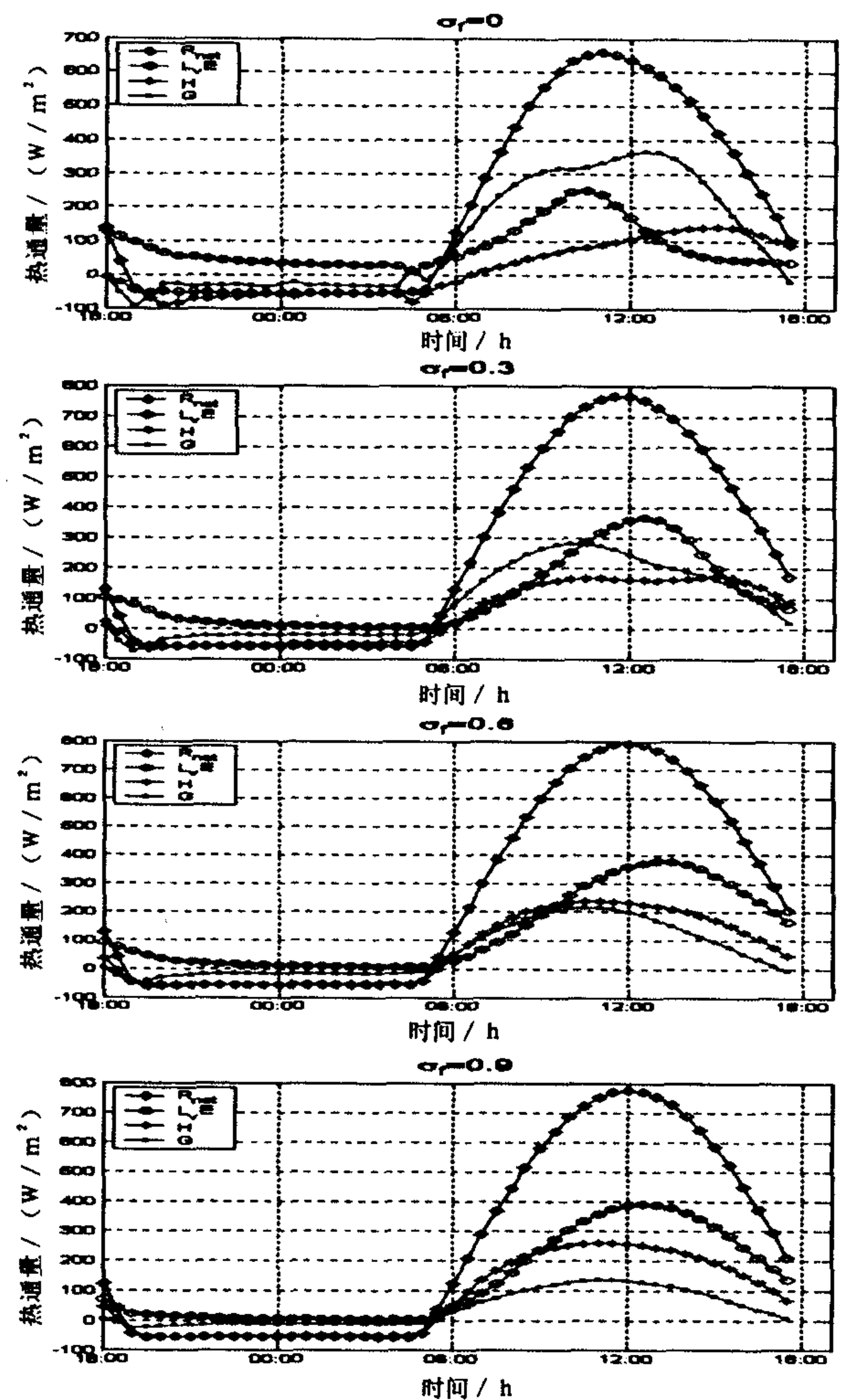


图7 不同植被覆盖度地表热量平衡比较

Fig. 7 Comparisons of surface heat balance over different vegetation cover



## 5 结 论

本文利用一个改进的土壤-植被-大气耦合模式,对土壤-植被-大气系统不同植被覆盖率下的水分散失机理进行了模拟。该模式不仅能准确地预测各种植被覆盖度下地表的温、湿状况,而且还能对其热量和水分的输送过程进行连续和日变化特征模拟,另外,还可准确地模拟蒸散过程的3阶段变化趋势规律,充分反映了该模式的稳定性和可靠性。

但是由于非均匀下垫面近地层土壤、植被和大气之间的相互作用是一个复杂的物理、生物过程,其间涉及到相当多的物理、生化变量,其相互作用更是千变万化。相比较而言,本模式中对植被等性质的参数化仍还有许多值得改进的地方,例如植被光合作用、冠层热储存、大气水汽含量的长波辐射参数化等都有待于改进。而且该参数化中还存在着一些不确定因素,某些采用了前人的经验值,其正确性尚有待于进一步验证。但从整体模拟效果而言,本模式已能较好地模拟土壤-植被-大气系统水分散失机理和环境物理特征。

### 参考文献:

- [1] 张佳华,陈开喜.陆地表面复杂过程模式中耦合植物生态过程研究进展[J].气象科学,2002,22(1):119-126.
- [2] Dickson R E, Henderson-Sellers. A Kennedy P J. Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme(BATs) version 1 eas coupled to the NCAR community climate model. NCAR/TN-387+STR, Boulder(Colorado). 72.5,1986.
- [3] Sellers P J, Mintz Y, Sud Y C, et al. A Simple Biosphere Model (SiB) for Use within General Circulation Models[J]. J Atmos Sci, 1986, 43:505-531.
- [4] Sellers P J, Dorman J L. Testing the Simple Biosphere Model (SiB) Using Point Micrometeorological and Biophysical Data[J]. J Climate Appl Meteor, 1987,26: 622-651.
- [5] Sellers P J, et al. A Revised Land Surface Parameterization (SiB2) for Atmospheric GCMs. Part II: The Generation of Global Fields of Terrestrial Biophysical Parameters from Satellite Data[J]. J Climate, 1996, 9:706-737.
- [6] 史学丽.陆面过程模式研究简评[J].应用气象学报,2001,12(1):102-112.
- [7] 孙睿,刘昌明.地表水热通量研究进展[J].应用生态学报,2003,14(3):434-438.
- [8] 孙菽芬,金继明,吴国雄.用于GCM耦合的积雪模型的设计[J].气象学报,1999,57(3):293-300.
- [9] 戴永久.陆面过程模式及其与GCM耦合模拟研究[博士论文].北京:中国科学院大气物理研究所,1995.
- [10] 张晶,丁一汇.一个改进的陆面过程模式及其模拟试验研究第一部分:陆面过程模式及其“独立(off-line)”模拟试验和模式性能分析[J].气象学报,1998,56(1):1-19.
- [11] 林朝晖.气候模式中的反馈机制及模式改进的研究[博士论文].北京:中国科学院大气物理研究所,1995.
- [12] 刘树华,黄子琛,刘立超.1土壤-植被-大气连续体中蒸散过程的数值模拟[J].地理学报,1996,51(2):118-125.
- [13] 刘树华,黄子琛,刘立超.半干旱区植被覆盖度对边界层气候热力影响的数值模拟[J].气象学报,1996,54(3):303-310.
- [14] 刘树华,张景光,刘昌明,等.荒漠下垫面陆面过程和大气边界层相互作用敏感性实验[J].中国沙漠,2002,22(6):636-644.
- [15] 莫兴国.土壤-植被-大气系统水分能量传输模拟和验证[J].气象学报,1998,56(3):323-332.
- [16] Xue Y, Sellers P J, Kinter J L. A simplified biosphere model for global studies[J]. J Climate, 1991,4:345-364.
- [17] Deardorff W. Efficient Prediction of Ground Surface Temperature and Moisture With Inclusion of a Layer of Vegetation[J]. J Geophys Res, 1978, 83:1889-1903.
- [18] 孙菽芬.陆面过程研究进展[J].新疆气象,2002,25(6):1-6.
- [19] Noilhan J, Planton S. A simple Parameterization of Land Surface Process for Meteorological Models[J]. Monthly Weather Rev, 1989,117:536-549.
- [20] 斯塔尔 R B.边界层气象学导论[M].徐静琦,杨殿荣译,青岛:青岛海洋大学出版社,1991.63.
- [21] 盛裴轩,毛节泰,李建国,等.大气物理学[M].北京:北京大学出版社,2003.183.
- [22] Yamada J. Simulations of Nocturnal Drainage Flows by a Turbulence Closure Model[J]. J Atmos Sci, 1983,40:91-106.

## Numerical Simulation of Evapotranspiration Mechanism over Soil - Vegetation - Atmosphere System

LIU Shu - hua<sup>1,2</sup>, LIN Hong - tao<sup>1</sup>, HU Fei<sup>2</sup>, LIANG Fu - ming<sup>1</sup>, WANG Jian - hua<sup>1</sup>, LIU He - ping<sup>1</sup>

(1. Ministry Key Laboratory of Storm and Drought Flood Damage, Department of Atmospheric Sciences, the School of Physics, Peking University, Beijing 100871, China;

2. State Key Laboratory of Atmospheric Boundary Layer Physics and Atmospheric Chemistry, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China)

**Abstract:** The model mainly uses the method developed by Deardorff in 1978, accompanied with some improvements made by Noilhan in 1989. A numerical model has been established to simulate the evapotranspiration process of moisture on land - surface with different vegetative cover. It includes lots of physical parameters of ground and foliage, such as albedos and emissivities of ground and foliage, net leaf area index, stomatal resistance and so on. The continuous variation of surface evapotranspiration and surface soil moisture content with different vegetative cover, and mean air humidity and surface temperature in different vegetation canopy were simulated, Diurnal variation of surface evapotranspiration and surface evapotranspiration with different vegetative cover were simulated also. By the way, heat balance have been compared over different vegetation cover. The results are in excellent agreement with others. It has successfully described the features of temperature and moisture during this process and the conversion process between components of heat on land - surface. We also do some experiments of validation at the same time, whose results are in excellent agreement with theory. The results indicate that the model can be used in mesoscale meteorology and region climate to simulate and forecast the process of transport of heat and evapotranspiration of moisture on land - surface with different vegetation cover.

**Key words:** soil - vegetation - atmosphere system; evapotranspiration Mechanism; numerical simulation