

不均匀植被分布对地表面和大气 边界层影响的数值试验*

季劲钧

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100080)

苗曼倩

(南京大学大气科学系, 南京 210008)

提 要

研究陆地与大气间相互作用的方法之一是建立联系地表面层与大气间各种过程的数值模式进行模拟。本文是建立一个陆面过程与二维大气边界层相耦合的模式, 耦合模式中包含了发生在大气边界层、植被冠层和土壤表层各种动力、热力和水文过程。运用这一模式模拟了荒漠环境中一片绿洲的不均匀地表面形成的局地气候。由于绿洲植被与周围荒漠有着显著不同的水份与能量平衡关系, 使绿洲表面与边界层较四周荒漠冷而湿, 并形成了相应的局地环流, 即所谓“绿洲效应”。试验结果表明, 模拟的气候状况与观测现象是一致的。模式可以用于陆气相互作用的研究。

关键词: 植被分布; 陆气相互作用模式; 绿洲效应。

一、引 言

陆地表面不同的植被覆盖和土壤类型, 导致地表与大气间能量、水份和其他物质交换的很大差异, 这对不同时空尺度的环流和气候产生了显著的影响。深入研究发生在地气交界面上各种物理、化学和生物学过程, 并将这些过程参数化, 结合到气候模式中去以研究陆地表面与气候的相互作用, 是近年来研究全球变化中的一个重要课题。

有关地表面植被和土壤中各种过程的参数化模式已经取得不少进展。各个模式繁简不一, 但都可以模拟出不同土壤、植被对地气间能量和物质交换的影响。给出地表温湿状态的变化。另一方面已有一些大气环流模式和中尺度过程模式考虑了地表面的各种过程, 并进行了初步试验。Wilson 等^[1]在全球气候模式 (CCM, NCAR) 中考虑了地表过程, 改进了极区气候的模拟。Abramopoulos 等^[2]着重研究了大气环流模式中水文过程的计算。在大气中尺度环流方面, Makren 和 Rielke^[3]模拟了土壤和地表热通量对中尺度过程的作用。Garrett^[4]研究了植被、土壤、水汽和粗糙度对对流泡发展的影响。Mahfouf 等^[5]对比了不同土壤, 植被对局地环流的影响。在这些研究中都程度不同地分析了植被和土壤差异引起的环流和气候的变化。

1991年10月9日收到, 1992年3月23日收到修改稿。

* 中国自然科学基金 948809 项目子课题。

本文着重研究地表过程与边界层运动的耦合及相互作用。边界层是地表面与自由大气之间的通道。地表面能量和物质通量经边界层的再组织通向大尺度运动场。大尺度运动又通过边界层影响地表状况。文中地表过程采用季劲钧等^[6]提出的简化陆面模式。该模式的模拟结果和敏感性试验^[6, 7]合理地给出了不同植被、土壤时地表的能量和水汽通量及温湿状况。下面我们提出了一个两维边界层模式, 用湍流能量方程闭合动力学方程组, 使模式能模拟稳定和不稳定层结下的大气运动。

现将边界层与陆面过程耦合模式用来模拟一个植被覆盖有显著差异的地表——沙漠中有一块绿洲的气候效应。苏从先等^[8]曾用一个定常二维边界层模式模拟了“冷岛效应”。由于模式是定常的, 地表温湿状况是给定的, 不能讨论地表过程和边界层运动随时间的变化。本文是假定在太阳辐射日变化和大尺度背景流场下, 研究由地面不同植被覆盖引起的地表温湿状况和边界层结构及环流的变化。

二、模式结构

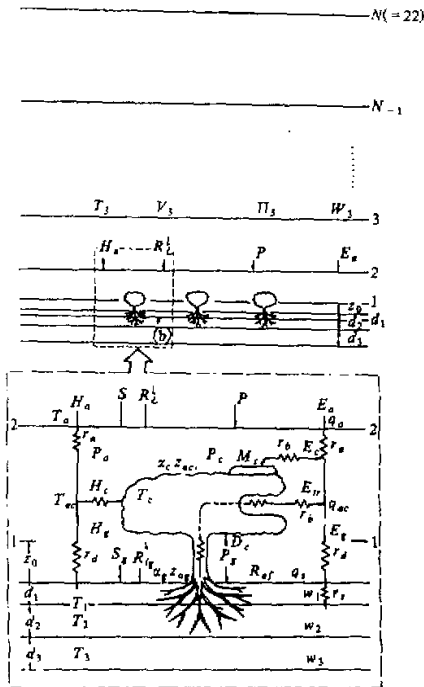


图1 模式分层示意图

下部为LPM的结构

模式由三部分组成: 大气层(包括边界层)、植被冠层和土壤层(图1)。大气层垂直方向分成不等距的22层, 顶部达3km以上。土壤层分为三层, 上层最薄, 厚约7cm。此层为温度日变化层; 第二层厚约1m, 大体上与植被根系层相当, 也与温度季节变化的主要深度相当。最下层温度和湿度变化很小, 假定保持其气候平均值。土壤层上是植物冠层, 设为水平平均的, 其覆盖度为 σ_c (在一个网格中)。模式顶部的大气状况是已知的。大气与地表植被、土壤表面的连接由动量、能量和水汽的通量关系决定。

1. 陆面过程

文献[6]中已对陆面过程模式(LPM)的结构和过程的参数化作了详细阐述。这里仅作一个简要介绍。

假定大气边界层对太阳短波辐射是透明的, 由大气向下的短波辐射(直接辐射和散射)和长波辐射部分到达冠层, 部分直接到达土壤表面。除被反射的外, 其余全部被吸收。又以长波辐射、湍流热交换和蒸发(或

蒸腾)把能量输送给大气。在土壤表面有与下层的热传导。冠层和土壤层的温度变化由热通量收支决定。落到冠层上的降水被叶丛所截留, 当截留降水超过一最大值时, 就滴落到地面上, 与直接落到地面上的降水一起向土壤下层渗透。如果土壤含水已达到饱

和,就出现地表径流。冠层的液态水(截留降水和凝结水)和土壤湿度由水的收支决定。大气与冠层、土壤间的能量和水汽通量用箱式方法计算。由植被的覆盖度确定冠层与土壤表面通量的分配。能量与水汽的交换系数与地表和冠层的粗糙度、近地面大气层结稳定度有关。水汽从土壤表面和叶丛湿部蒸发以及从叶丛干部气孔蒸腾不仅与空气中湿度和风有关,还取决于土壤湿度和结构。蒸腾的强度还与植株的阻抗有关,后者是太阳辐射、土壤等因素的复杂函数。因此,在考虑植被与大气相联系的过程中,表征植被的主要物理参数有覆盖度、反射率和吸收率、气孔阻抗、空气动力学粗糙度和叶面指数等。

当给出系统的初始值和大气状态就可以计算地表温湿状态和地气间各通量的变化。在本模式中大气状态值将由边界层预报方程组计算。

2. 边界层过程

边界层内的大气运动由一组二维原始方程描写,假定运动在 y 方向上是均匀的,则有

$$\frac{du}{dt} = fv - \theta \frac{\partial \pi}{\partial x} + \nabla_m^2 u, \quad (1)$$

$$\frac{dv}{dt} = -fu + fu_g + \nabla_m^2 v, \quad (2)$$

$$\frac{d\theta}{dt} = \nabla_H^2 \theta - R, \quad (3)$$

$$\frac{dq}{dt} = \nabla_q^2 q, \quad (4)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0. \quad (5)$$

其中

$$\frac{dA}{dt} \equiv \frac{\partial A}{\partial t} + u \frac{\partial A}{\partial x} + w \frac{\partial A}{\partial z},$$

$$\nabla^2 \equiv \frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial A}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial A}{\partial z} \right),$$

A 代表 u , v , θ 或 q (符号意义为气象学常用)。 $\nabla^2 A$ 是湍流扩散项。 $\pi = c_p(p/p_0)^{R_d/c_p}$ 是 Exner 函数。 c_p 空气定压比热, R_d 干空气气体常数, p_0 地面气压, K_x , K_z 分别是水平和垂直湍流交换系数。上、下标“ m ”, “ q ”和“ H ”分别表示与动量、水汽和热量有关的量。上述方程组用平均湍流动能 (TKE) e 方程闭合, 即

$$\frac{de}{dt} = K_z^{(m)} \left[S_v^2 - \frac{\alpha_H g}{\theta} \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} - r_{cg} \right) \right] + \alpha_2 \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z^{(m)} \frac{\partial e}{\partial z} \right) - \varepsilon, \quad (6)$$

式中 ε 是湍流动能耗散率, $S_v^2 = \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2$, ε 和 K_z 与湍流动能及混合长有关^[9,10]

$$\varepsilon = (\alpha_3 e)^{3/2} l_e^{-1},$$

$$K_z^{(m)} = 0.46 e^{1/2} l_k,$$

特征耗散长度 l_e 和混合长 l_k 采用 Therry 等^[12]提出的计算公式。反梯度热通量修正项取表达式^[11]

$$r_{cr} = \begin{cases} -C_r u_* \theta_* (w_* h)^{-1}, & \theta_* < 0 \\ 0, & \theta_* \geq 0 \end{cases}$$

式中 u_* 、 θ_* 和 w_* 分别是地面摩擦速度,特征温度和特征垂直速度。 h 是边界层顶高度,由 Deardorff^[13]的预报方程求得。上面诸式中 $\alpha_2 = 1.2$, $\alpha_3 = 0.25$, $c_r = 5.0$, $\alpha_H = K_z^{(H)} / K_z^{(m)}$, $K_z^{(q)} = K_z^{(H)}$ 。 α_H 由普适函数决定,后者由 Dyer 等^[14]给出。在大气热力学方程(3)中,辐射冷却率 R 尚未与水汽的变化联系起来。现在用参数化方法给出。白天 R 比热扩散项小很多,可以不计。夜间采用 Andre 等^[15]对澳大利亚草原观测的计算结果。在 $0-100$ m 间从 $8 \times 10^{-5} \text{ }^\circ\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$ 线性减小到 $4 \times 10^{-5} \text{ }^\circ\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$, $100-200$ m 间再减至 $2 \times 10^{-5} \text{ }^\circ\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$, 200 m 以上取常数值。

大气层内垂直方向用线性对数坐标 ξ 。

$$\xi = \frac{z}{A_1} + \ln \left(1 + \frac{z}{A_2} \right),$$

$A_1 = 250$ m, $A_2 = 0.85$ m, 共取 22 层, 模式顶部 $H = 3103$ m。水平方向用均匀网格 $\Delta x = 5$ km, 共 40 格, 积分域为 200 km。在边界层顶气流等于地转风 u_g , v_g , 并假定不随时间变化, 且有

$$\left. \begin{aligned} u &= u_g, \quad v = v_g \\ \frac{\partial T}{\partial z} &= -6.5 \text{ }^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1} \\ \frac{\partial q}{\partial z} &= 0 \\ e &= 0 \end{aligned} \right\} z = H \quad (7)$$

3. 陆面过程与大气运动的耦合

在大气与地表的交界面上有动量、热量和水汽通量的连续性条件, 可表达为

$$\left. \begin{aligned} u &= v = w = e = 0 \\ \frac{\partial \theta}{\partial z} &= -H_a (c_p \rho_a C_D V \alpha_H \Delta z)^{-1} \\ \frac{\partial q}{\partial z} &= -E_a (\rho_a C_D V \alpha_H \Delta z)^{-1} \end{aligned} \right\} z = d_0 \text{ 或 } z = Z_0 \quad (8)$$

在有植被时, 交界面取在 d_0 (原位移平面) 上; 裸地时取在 Z_0 (粗糙度高度) 上。式中 ρ_a 是近地面空气密度。 C_D 为曳引系数, 是粗糙度和层结稳定度的函数。 E_a 和 H_a 分别为水汽和热量通量, 由陆面过程模式计算。 Δz 是 d_0 (或 Z_0) 到冠层上面大气模式最低一层的距离, $V = (u^2 + v^2)^{1/2}$ 是该层上的风速。

耦合模式中大气和陆面过程两部分的积分采用非同时性耦合方式。大气模式的时间

步长取 Δt_1 和 Δt_2 中的小值 ($\Delta t_1 \leq \Delta X / V_{\max}$, $\Delta t_2 \leq \Delta z_{\min}^2 / K_{z-\max}$), 现取 30 s。陆面过程模式取 300 s。大气部分积分十步, 转入陆面过程模式, 后者积分一步转入大气部分。

在给定太阳时角、模式顶地转风、土壤湿度的条件下, 用一维 (z) 模式算出侧边界的风、温度和湿度的垂直分布和地表温湿度作为背景场, 也就是模式积分的初始场。

上面已经构成了一个完整的大气低层 (包括行星边界层) 和陆地表面过程相耦合的模式。地表的土壤和植被可以给定, 有太阳辐射的日、季变化, 也可以给定降水。这就为研究不均匀地表面的局地气候效应提供了一个有效的试验模式。

三、绿洲气候效应的模拟

为了研究地表植被有显著差异引起的气候效应, 我们选择了一个常见的局地气候现象——绿洲效应。假定在荒漠上大部裸露, 植被覆盖率很低。中间是一片草地。采用的植被参数见表 1。假定土壤是沙壤土。地表水平积分域中部 (第 11-30 格, x 方向, 自左向右) 为草地, 伸展 100km, 两侧为半荒漠, 各 50km。试验时间是 5 月中旬北纬 40° 的荒漠带。初始草地上土壤呈半湿润状态。 $u_g = 6 \text{ m s}^{-1}$, $v_g = 0$ 。基本风场沿 x 方向。模式在初值化后, 积分了 72 小时, 模拟结果如下。

表 1 地表覆盖的植被参数

	覆盖度 σ_v	粗糙度 z_0 (cm)	反射率 α_c	最小气孔阻抗 $R_{mn} \text{ (s} \cdot \text{m}^{-1}\text{)}$	叶面积指数 LAI
半荒漠	0.1	0.5	0.26	250	2.0
草地	0.7	5	0.18	250	2.0

首先讨论地表面的能量平衡。图 2 给出了第二模拟日的净辐射、感热和潜热通量及土壤热通量在地表面的变化。图 2a 取自草地中央, 图 2b 是上游荒漠地中央值。显然, 荒漠和草地的差别很大。由于荒漠地反射率大 (裸地反射率 ~ 0.3), 净辐射值小于草地。中午最大值荒漠为 $470 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, 而草地为 $640 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 左右。感热和潜热的分配荒漠和草地也很不同。白天草地潜热与感热通量相近 (假定为天然草原, 土壤半湿润, 不同于灌溉地), 荒漠地蒸腾极小, 接近为零。白天地表温度高, 湍流热交换强, 进入土壤的热通量也大。夜间辐射冷却快, 土壤向上热通量也大。从感热通量日变化看, 荒漠上 $H_g > 0$ 的状态出现在 7: 00-21: 00, 共 14 小时; 而草地上在 7: 00-19: 00, 共 12 小时。这就是说荒漠地表面热量和水份收支的显著差异使地表和低层大气的温湿对比十分强烈。

现在来看土壤表层温度和地面空气比湿的时空变化。图 3 上横坐标是水平网格, 纵坐标是时间。全天内表层土壤温度的高温中心在午后荒漠上, 低温中心在日出后的草地上。由于荒漠地大部裸露, 蒸腾弱, 15h 的土温高达 35°C 以上; 而草地上白天蒸腾强, 消耗大部分辐射能, 地表温度不高于 25°C (冠层的温度要稍高些, 下面还要讨论)。可见水平温度的对比之大。夜间荒漠温度下降得比草地快, 水平温差大大减小。

值得指出的是无论白天或夜间，荒漠上温度总高于草地。这一结果与苏从先等^[16]对河西地区绿洲和荒漠的对比观测是一致的。

图 3b 是近地面空气的比湿变化。上风一侧荒漠上昼夜都很干。草地上始终较湿。夜间因温度低，比湿更大。由于平流作用，使草地上的高湿中心吹到了下风侧草地与荒

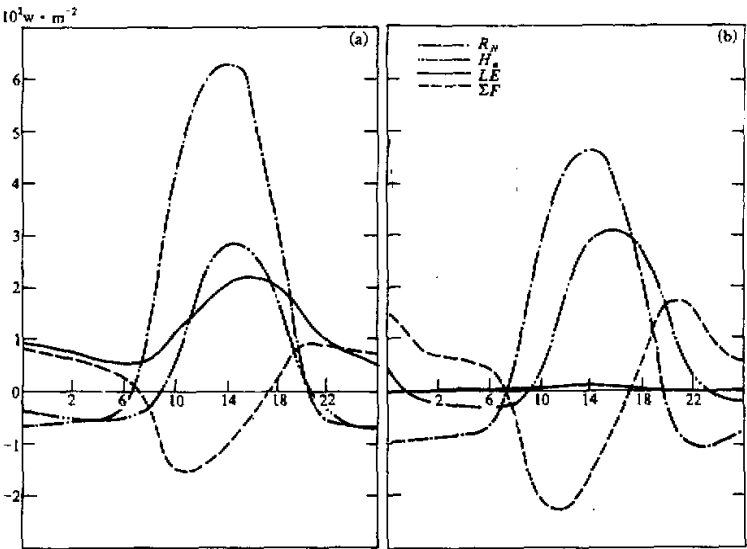


图 2 地表面能量收支

(a) 草地, (b) 荒漠. R_N, H_g, LE 和 ΣF 分别表示净辐射、感热、潜热和土壤热通量

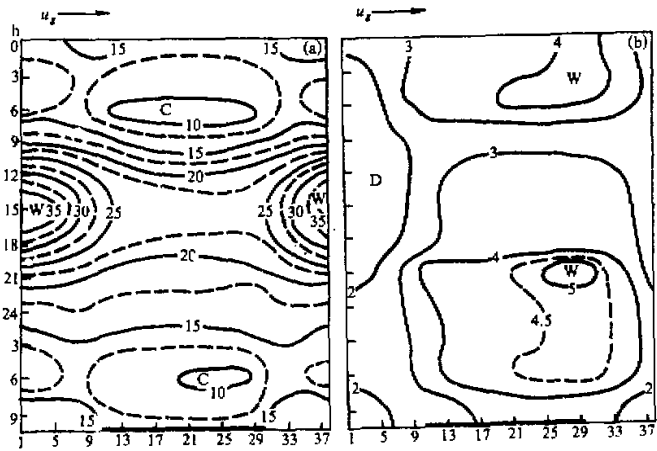


图 3 表层土壤温度 ($^{\circ}\text{C}$) (a) 和地面空气比湿 ($\%$) (b) 的时空变化
横坐标是水平网格, 加粗区表示草地位置。

漠的交界处。显然这种温度分布的差异是因为植被蒸腾不同而形成的。

地表面温度和湿度差异通过湍流交换向上输送，从而形成大气中温湿结构的差异。图 4 是草地和荒漠上 10 m 以下温度的变化。荒漠上（图 4b）最暖处在午后地表面，15h 达 32°C 以上。最冷处在日出前地表面，6h 低于 16°C 。白天近地层有很强的超绝热递减率，气层很不稳定。大约 22h 以后出现逆温、日出后消失。在草地上情况很不一样。白天最暖处是在午后的冠层高处（亦近似为零位移平面），约 24°C 。夜空最冷处也在冠层高度，约为 13°C 。这是由于白天冠层直接吸收了太阳辐射而增温，日出后冠层温度首先增高，然后向上向下传输，所以在冠层内部地面以上是逆温层结。冠层以上是向上递减的，出现了不稳定层结。夜间地表长波辐射被冠层遮盖，而且冠层向大气发射长波辐射，出现了低温中心。因此地面到冠层温度下降，冠层以上是逆温结构。植被的存在使水平交换加强，昼夜的温差大大减小。边界层的温湿结构也相应发生变化。

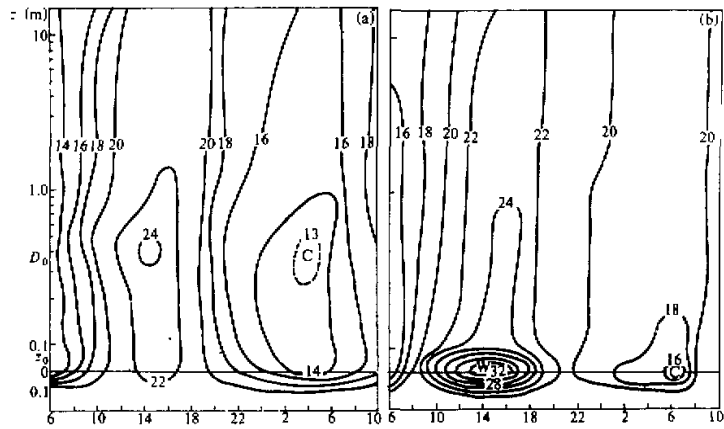


图 4 近地层大气和土壤温度变化 ($^{\circ}\text{C}$)

(a) 草地、(b) 荒漠

荒漠和草地上温湿差异的垂直伸展怎样？图 5 是 18h 近中性层结下（大致代表全天的平均情况）的扰动温度（图 5a）和扰动湿度（图 5b）分布。这里以及下面速度场的扰动量是指该物理量与大尺度背景场的差值。显然，草地上方比周围荒漠上冷而湿，近地面差异更大，向上逐渐减弱。绿洲上方的冷湿气块达到的高度一天内是有所变化的，一方面是与地表水平差异有关，另一方面也与垂直湍流强度有关。夜间水平温差小，层结稳定，湍流交换受到抑制，冷湿中心伸展得低，02h 达 500—600 m；白天水平温差大，层结不稳定，对流发展，冷湿中心伸展得高，12 h 达到 2000 m。平均情况下约为 1500 m 左右。不论白天或夜间，冷湿中心影响的高度都超过同一时刻边界层的高度（图略）。

绿洲上低层大气较周围荒漠上冷而湿，形成了一个气块，这是由于地表面植被覆盖不同而形成的，称为“绿洲效应”，因有冷而湿的特征又可称为“冷岛”或“湿岛”效应。冷

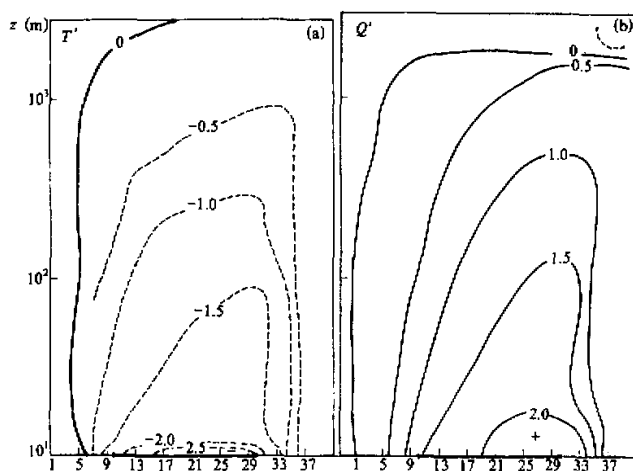


图 5 近中性层结下 (18h) 大气温度 ($^{\circ}\text{C}$) (a) 和湿度 ($\%$) (b) 扰动值的空间分布

湿气块的存在抑制了绿洲上水汽向外逸散, 有利于绿洲自身的维持。这种效应将随着绿洲范围的增大而更加明显。

绿洲与荒漠间地表和低层大气的热力对比必然导致边界层环流相应的变化。我们选择了在稳定层结和不稳定层结下两类局地环流。图 6a 是夜间 2h 的环流 (对基本流转流的偏差), 此时层结稳定, 边界层很低 (小于 100 m), 温度的水平差异集中在近地层, 相应水平风速变化也在近地面。草地上粗糙度大, 动量耗散多, 出现了动量汇, 风速减小。荒漠上动量耗散较小, 风速没有明显变化。温度的水平梯度产生了热成风 v' , 在草地左端 (上风侧) 为负, 使 u' 由荒漠向草地减小。右端 (下风侧) 为正, u' 由草地向荒漠增大。在边界层之上, 由于动量下传, 会出现一个水平风速增大的区 (与模式顶基本风场有关)。这些作用的综合, 使草地上方出现弱的下沉流, 草地两侧各有一个很窄的微弱的上升区。在边界层内气流由右向左, 与基本流反向。在边界层上由左向右。午后 14h 的流场有显著的变化, 是一个对流边界层局地环流。前面温湿场的分析已经说明边界层对流的发展, 使草地上冷湿中心达到 2km 高度, 水平方向温湿差异也很强烈, 由此而形成的局地热成风和地表面因动量耗散的差异而导致在草地上方产生很深的减速区, 中心达 $-0.8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。在草地左半部有较深的辐合区和相应的强烈上升区, 右侧为辐射区及相应的下沉区。与夜间相比, 局地环流的强度明显增大。

上面流场的分析可以看到, 其主要特征是: 白天气流从草地下风侧下沉经草地在上游一侧上升; 夜间草地上方有弱的下沉, 草地荒漠交界处各有一个弱的上升气流。与海陆风和山谷风不同, 这一局地环流不出现昼夜反向转变, 因为绿洲上空昼夜都比周围荒漠冷湿。其次这一环流的水平分布是非对称的。水平基本流的存在和地转偏向力的作用是主要原因。

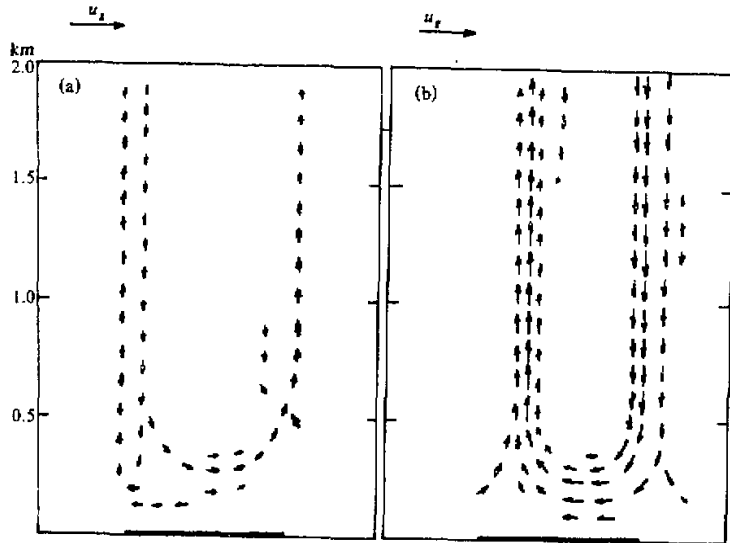


图6 稳定和不定层结下大气低层局地气流的分布
(a) 2h, (b) 14h (矢量只表示相对大小), 底部加粗部分为草地。

四、结 束 语

上述大气与陆面过程的耦合模式已经连续积分了 72 小时, 获得了荒漠中绿洲周围地表面和边界层状态完整的日变化过程。有如下初步结果: (1) 荒漠和草地上热量和水份的收支有显著的差异。各能量通量的分配和变化是合理的; (2) 模式成功地模拟了绿洲及周围荒漠上方边界层中热力和动力结构, 反映出边界层稳定和不定层结的昼夜变化。在这一耦合模式中, 除了水平方向上地表植被的差异外, 没有任何其他假定。地表面和边界层中状态和结构的变化完全是植被覆盖不同引起的。太阳辐射到达性质不同的地表面上, 产生了不同的能量分配关系。形成了大气低层特有的温湿结构和与之相适应的环流, 反过来又影响地表面水热平衡关系。实现了地气间的相互作用。

模式能够连续地从稳定的层结过渡到不稳定的对流结构, 又回到稳定层结的昼夜变化, 是因为采用了湍能收支方程的闭合方式, 使湍流交换过程与边界层结构自身调整。因此从这一试验可以看到, 该模式的动力学结构和耦合方式是有效的, 有一定的模拟能力。

致 谢: 中国科学院大气物理研究所胡玉春同志参加了部分工作。

参 考 文 献

- [1] Wilson, M.F., et al., 1987, Investigation of the sensitivity of the land surface parametrization of the NCAR

- community climate model in region of tundra vegetation, *J. Climatology*, **7**, 319–343.
- [2] Abramopoulos, F. 1988, Improved ground hydrology calculations for global climate model (GCM): soil water movement and evapotranspiration, *J. Climatology*, **8**, 921–941.
- [3] Makren M.C. and R.A. Pielke, 1981, Simulation of the effects of surface fluxes of heat and moisture in a mesoscale model, Part 1: Soil layer, *J. Geophys. Res.*, **86**, 9929–9938.
- [4] Garrett, A.J., 1982, Parameter study of interaction between convective clouds, the convective boundary layer and forested surface, *Mon. Wea. Rev.*, **100**, 1041–1059.
- [5] Jean Francois Mahfouf et al., 1987, The influence of soil and vegetation on development of mesoscale circulation, *J. Appl. Meteor.*, **26**, 1483–1495.
- [6] Ji Jinjun and Hu Yuchun, 1989, A Simple land surface process model for use in climate study, *Acta Meteorologica Sinica*, **3**, 344–353.
- [7] 季劲钧, 胡玉春, 1989, 陆面过程模式的敏感性试验, *大气科学*, **13**, No.3, 265–272.
- [8] 苏从先, 胡隐樵, 1987, 绿洲冷岛的行星边界层结构, *气象学报*, **45**, No.3 321–328.
- [9] Kolmogorov, A.N., 1942, The equation of turbulent motion in an incompressible fluid, *Izu. Akad. Nauk. SSSR, ser Fiz.*, **6**, Nos.1–2, 56–58.
- [10] Monin, A.S. and Yaglom, A.M. 1970, *Statistical Fluid mechanics mechanics of Turbulence*, Vol.1, MIT Press.
- [11] Deardorff, J.W., 1973, The use of Subgrid Transport Equations in a three-dimensional model of atmospheric turbulence, *J. Fluid Eng.*, **95**, 429–438.
- [12] Deardorff, J.W., 1974, Three-dimensional numerical study of the height and mean structure of a heated planetary boundary layer, *Boundary Layer Meteor.*, **7**, 81–106.
- [13] Therre G. and Lacarrere D., 1983, Improving the eddy kinetic energy model for planetary boundary layer description, *Boundary Layer Meteor.*, **25**, 63–68.
- [14] Dyer, A.J. and B.B. Hicks, 1970, Flux gradient relationships in the constant flux layer, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **96**, 715–721.
- [15] Andre, J.C. et al., 1978, Modeling the 24-hour evolution of the mean and turbulent structures of the planetary boundary layer, *J. Atmos. Sci.*, **35**, 1867–1883.
- [16] 苏从先等, 1987, 河西地区绿洲的微气候特征和“冷岛效应”, *大气科学*, **11**, 390–396.

Numerical Experiments of Influence of Heterogeneous Vegetation Distribution on the States of Surface and Atmospheric Boundary Layer

Ji Jinjun

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100080)

Miao Manqian

(Department of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210008)

Abstract

This paper attempts to develop a two-dimensional model with coupling land-surface processes and atmospheric planetary layer motion, in which, dynamical, thermal and hydrological processes taking place in the atmospheric boundary layer, canopy and surface layer of soil are included. The local climate resulted from an oasis surrounded by desert is simulated with the coupled model. Due to significant differences of water and energy budgets of oases and deserts, the colder and wetter air block over the oasis and corresponding circulation in the lower atmosphere is formed. It is called the “oasis effect”. The agreement of the simulation and observation indicates that the coupled model can be used to study the air-land interaction.

Key words: vegetation distribution; air-land coupled model; oasis effect.