

文章编号: 1000-2022(2003) 02-0181-09

农林复合带一维非静力大气边界层模式及其模拟分析

夏俊杰, 徐玉貌, 倪允琪

(南京大学 大气科学系, 江苏 南京 210093)

摘要: 建立了一个农林复合带地区一维非静力大气边界层能量闭合模式, 对 1 000 m 以下的大气边界层内的风、温、湿作了 24 h 的预报, 并对下垫面 3 种不同参数化方案(农作物、森林、无植被)的输出结果与实测值进行了分析和比较; 同时通过敏感性试验, 突出比较了农作物和森林下垫面对大气边界层垂直流场, 湍流垂直交换和湍能的影响。结果表明, 本模式能改善边界层风速、位温和湿度预报的模拟效果, 下垫面植被对边界层气象要素大小和分布有显著的作用, 对湍能垂直分布有一定影响。

关键词: 农林复合带; 生态边界层; 非静力边界层模式; TKE 闭合

中图分类号: P404 **文献标识码:** A

王汉杰等^[1]在流体力学理论的基础上, 将现代气象学的研究方法与系统生态学研究结合起来, 探索了地球生态系统各子系统间的相互作用问题。具体而言, 解决了覆盖地球表面的森林、农田、荒漠等形形色色的陆地生态系统与大气相互作用的问题, 揭示了陆地生态系统对低层大气流场的热力和动力学效应, 为边界层气象学模式设计提供了崭新的地表参数化方案。生态边界层理论开拓了边界层气象学的研究领域, 把陆地生态系统纳入到大气运动方程的外部强迫之中, 建立了能够携带下部陆地生态系统一起运行的生态边界层原始方程模式。王汉杰等^[1]人的生态边界层原始方程模式, 借用了气象研究的处理方法, 采用了静力平衡假设和湍流能量(TKE)闭合方案, 对 300 m 以下的大气边界层的风、温、湿作了较好的预报。本文把生态边界层中的地表参数化方案运用到现代边界层气象模型中, 并在模型的控制方程组中加入陆地生态系统造成的外部强迫项; 由于静力平衡不适合小尺度系统, 在此模式中采用非静力平衡方案以及目前较流行并被大多数学者认可的 TKE 能量闭合方案。对 1 000 m 以下的全边界层内的风、温、湿作了 24 h 的预报, 同时对 3 种不同下垫面参数化方案(农作物、森林、无植被)在 02、08、14 时的输出结果进行了比较和分析。同时通过敏感性试验, 在 08 时、14 时输出大气边界层垂直流场, 湍流垂直交换和湍能, 突出比较了农作物和森林下垫面对边界层大气的作用。

收稿日期: 2002-06-17; 改回日期: 2002-10-06

基金项目: 我国重大气候和天气灾害的形成机理和预测理论研究项目(G1998040900)

作者简介: 夏俊杰(1979-), 男, 重庆人, 硕士, 现在美国留学。

1 模式的建立

模式采用非静力平衡和 TKE 闭合方案, 同时在模式中加入湍能和湍流耗散率。模式建立中有以下假定: 1) 大气为不可压的; 2) 静力方程不成立; 3) 地面温度用地面热量守恒计算; 4) 不考虑水汽凝结; 5) 以地转风表征背景大尺度风场; 6) 满足 Boussinesq 假设。

1.1 控制方程

在简化后的中尺度一维非静力边界层模式方程组^[2]的基础上, 考虑陆地生态系统所造成的外强迫项以及由下垫面蒸发或植物蒸腾引起的水汽增量, 得到以下所示的控制方程组。

$$\begin{aligned} \frac{u}{t} + w \frac{u}{z} &= f(v - v_g) + \frac{1}{z}(K_{mz} \frac{u}{z}) + F_u; \\ \frac{v}{t} + w \frac{v}{z} &= -f(u - u_g) + \frac{1}{z}(K_{mz} \frac{v}{z}) + F_v; \\ \frac{w}{t} + w \frac{w}{z} &= g - \frac{p}{z} + \frac{1}{z}(K_{mz} \frac{w}{z}); \\ \frac{p}{t} + w \frac{p}{z} &= -\frac{1}{z}(k_z \frac{p}{z}) - \frac{1}{c_p} \frac{Q^*}{z} - \frac{l}{c_p} \frac{E_p}{z}; \\ \frac{q}{t} + w \frac{q}{z} &= -\frac{1}{z}(k_{qh} \frac{q}{z}) - \frac{1}{z} \frac{E_p}{z}. \end{aligned}$$

其中气压平均值满足静力平衡条件, p 为扰动气压, w 为脉动位温。 Q^* 是垂直方向上的净辐射。风速的减弱, 除了受湍流造成的动量扩散作用影响以外, 还受林冠的动力学摩擦作用。该项作用表示为: $F_u = -C_d L_{ad} u V$, $F_v = -C_d L_{ad} v V$, 其 C_d 中为拖拽系数, L_{ad} 为冠层叶面积密度分布函数, V 为风矢的模。 E_p 是因下垫面蒸发或植物蒸腾而引起的水汽增量。

1.2 近地层特征参数的确定

以上求解交换系数及模式的运行中, 都要用到 u^* , w^* , L , z_i 等边界层特征参数。本文采用 Louis^[3] 提供的方法, 利用近地层常规气象资料来确定这些参数。通过近地层某一高度上测得 $u(z)$ 和 $T(z) - T_0$, T_0 是地面温度, 可以确定 Richardson 数, $R_B = gz / u^2$, $w^* = a^2 u^* F(z/z_0, R_B) / 0.74 u^*$, $u^{*2} = a^2 u^2 F(z/z_0, R_B)$, 其中 $a^2 = k^2 / [\ln(z/z_0)]^2$ 。函数 F 在稳定条件下为: $F = 1 / (1 + b R_B)$, 不稳定条件为: $F = 1 - b R_B / (1 + c R_B^{1/2})$, 其中 $b = 2$, $c = 9.4$, $c^* = a^2 b (z/z_0)^{1/2}$, 对于动量, $c^* = 7.4$; 对于热量和污染气体, $c^* = 5.3$ 。

根据以上计算, 利用 $L = u^{*2} / (k g w^{*2})$ 得到 Monin-Obukhov 长度 L 。对于混合层高度 z_i 的求解, 白天不稳定时采用 Deardorff^[4] 的预报公式得出

$$\frac{z_i}{t} = w_{z_i} + \frac{1.8(w^*{}^3 + 1.1u^*{}^3 - 3.3u^*{}^2 f z_i)}{\frac{z_i}{z} g + 9w^*{}^2 + 7.2u^*{}^2}.$$

稳定时的由 Deardorff^[4] 的预报公式得出

$$\frac{z_i}{t} = -u \frac{z_i}{x} - v \frac{z_i}{y} + w_{z_i}^2 + \frac{0.06 u^*{}^2}{f z_i} (1 - \frac{3.0 f z_i}{u^*}).$$

其中 u^* 为摩擦速度, w^* 为对流速度尺度, w_{z_i} 为混合层高度处的垂直速度。

$$w^* = \begin{cases} (-g u^* z_i / u^*)^{1/3}, & * < 0; \\ 0, & * > 0. \end{cases}$$

1.3 闭合方案

湍流能量闭合方案是近 20 a 来发展起来的用于模拟大气边界层的湍流闭合方案。基于考

虑的预报变量不同, 将 TKE 方案又分为 3 大类, 即 l 模式、 E^- 、 E^+ 模式。Teddy 等^[5]曾比较这 3 种模式的优缺点, 证明在边界层模式中, E^- 方案比较合理, 本文采用此方案。该法主要在控制方程中加入湍流动能(TKE)的预报方程和一个耗散率的预报方程, 由能量计算出湍流交换系数。方程中的一些参数采用文献[6]的取法。

2 初、边界条件及差分方案

2.1 初始条件

本文将黄淮海实验区 1992 年 4 月 22 日 23 点的探空资料内插到模式各层上, 作为模式的初值, 同时假定初始时刻的湍能和耗散率处于定常状态, 由初始的风、温分布确定 E^- 初始值。

2.2 边界条件

本模式顶高约 4 km, 分为 23 层, 格距由底层往上逐渐增大, 垂直方向采用可变步长, 地面附近取 $z = 10$ m; $40 \sim 100$ m, $z = 20$ m; $100 \sim 400$ m, $z = 50$ m; $400 \sim 1000$ m, $z = 100$ m; 再往上是 1 500、2 500、4 000 m。取近地层高度 $z_p = 75$ m。

2.2.1 下边界条件

(1) 地面温度

地面的温度并非呈简单的正弦波变化, 而需通过地表能量平衡方程计算才能使数值模式的模拟预测更接近实际。地表能量平衡方程为

$$Q_s - Q_R - Q_L - Q_H - s C_s K_s \frac{T_s}{z} \Big|_G = 0。$$

Q_s 为地表吸收的短波辐射能量, 它与到达冠层顶的辐射能量 Q_{s_0} , 冠层植被对 Q_{s_0} 的反射率 A_s 和冠层的光穿透能力等有关, 其表达式为

$$Q_s = \begin{cases} S_0 \cos Z (1 - m A_a) (1 - A_s) e^{-k L_{ai}}, & \cos Z > 0; \\ 0, & \cos Z \leq 0。 \end{cases}$$

式中太阳常数 S_0 为 $1\ 381\ \text{W} \cdot \text{m}^{-2}$; Z 为太阳高度角, 利用公式 $\cos Z = \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \cos[(t - 13) / 12]$ 求取, 其中 ϕ 为纬度, δ 为太阳赤纬; A_a 是大气的反照率, 根据文献[7], $A_a = 0.28 / (1 + 6.43 \cos Z)$; 水汽吸收 $m = 5$; A_s 为反射率; k 为植被的消光系数: $k = 0.397\ 3 \times \{1.0 + 1.036\ 4 \times \sin[(t - 13) / 12]\}$ 。对空旷地面, $A_s = 0.25$, $k = 0$; 植被区, $A_s = 0.15$; L_{ai} 为叶面积指数(空旷区, $L_{ai} = 0$)。

Q_R 为长波净辐射, 可由下式计算: $Q_R = (1 - a_t) (T_G^4 - a T_a^4)$, 其中 T_G 是地面温度, T_a 为空气温度, Stefan Boltzman 常数取 $5.67 \times 10^{-8}\ \text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$; 地表放射系数 $a = 0.95$; 大气放射系数 $a_t = 1.24 (e_a / T_a)^{1/7}$, 式中 e_a 为水汽压(hPa)。对地面长波辐射的反射率 a_t 的取值^[8]: 空旷区, $a_t = 0$; 农作物, $a_t = 0.58$; 森林 $a_t = 0.90$ 。

Q_L 为潜热项, 可根据地面蒸发量来计算: $Q_L = - L E_p$, 其中 E_p 为地面蒸发率。

Q_H 为感热项, 可由下式计算: $Q_H = - c_p u^* \theta^*$ 。

由两层土壤模式可得出地表温度的预报方程^[9]

$$s C_s \left(\frac{K_s}{2} \right)^{\frac{1}{2}} \frac{T_G}{t} = Q_s - Q_R - Q_L - Q_H - s C_s \left(\frac{K_s}{2} \right)^{\frac{1}{2}} (T_G - \bar{T}_s)。$$

式中 \bar{T}_s , C_s , s , K_s 分别为土壤的温度、比热、密度和热传导系数, 本文取 $\bar{T}_s = 296\ \text{K}$, $C_s = 1.8 \times 10^3\ \text{J} \cdot (\text{K} \cdot \text{kg})^{-1}$, $s = 1.4 \times 10^3\ \text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$, $K_s = 5 \times 10^{-7}\ \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ 。但在紧贴地面的薄层内,

大气的温度在垂直方向上变化会非常剧烈,尤其是在无云晴天的正午前后,地面温度急剧增高,形成超绝热状态,引入过渡薄层 TTL 层^[10],作为模式温度变化的下边界条件,也可以保持模式的稳定性。其表达式为

$$T_{L_0} = T_G + L_0 \frac{T_d - T_G}{d} e^{\frac{w}{k} L_0}$$

其中 T_G 为地面温度; T_d 为土壤中深度 d 处的温度,即温度日变化趋于 0 处的温度; w/k 为地面附近大气平均的垂直速度和涡度垂直扩散系数之比,表示温度递减率的垂直变化,其数值变化在 0.8 到 2.9 间,根据文献[1],黄淮海平原实验区的地温日变化振幅为 0 的深度 $d = 0.85$ m, L_0 为 TTL 层厚度,白天取 $L_0 = 0.25$ m,晚上取 $L_0 = 0.16$ m。

(2) 植物蒸腾和下垫面蒸发速率 E_p

根据 Penman-Monteith 公式,植被区单位面积内的蒸发、蒸腾速率为

$$E_p = \frac{SR_n + c_p(es - ea)/r_b}{L[S + (1 + r_s/r_b)]} \circ$$

式中 S 为饱和水汽压曲线在空气温度 T_a 处的斜率, $R_n = a_f Q_R$ 为某层植被所截获的净辐射, e_s 和 e_a 分别为温度 T_a 所对应的饱和水汽压和实际水汽压, r_b 为叶面边界层内对于水汽传输的空气动力学阻力,取为 $60 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1}$; 干湿表常数 $= 0.67 \text{ hPa} \cdot \text{K}^{-1}$, r_s 为叶面气孔的阻力,由下式算得:

$$r_s = r_{s, \min} \frac{1 + 0.005 5Q_s}{r_{s, \min}/r_{s, \max} + 0.005 5Q_s} \circ$$

其中 $r_{s, \min}$ 和 $r_{s, \max}$ 分别表示气孔阻力的最小和最大值; Q_s 是为达到叶层上的太阳短波辐射,是影响气孔开张度进而影响气孔阻力的主要因子。当下垫面为农作物时 $r_{s, \min} = 25 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1}$ 。当下垫面为森林时 $r_{s, \min} = 230 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1}$ 。植物气孔最大阻力 $r_{s, \max} = 2000 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1}$ 。对于空旷区取 $E_p = 15\% E_p$ (见文献[1])。

(3) 下边界湍能^[11]

$$E = 5.5 u_*^2 + 0.5 w_*^2 \circ$$

(4) 耗散率

$$= u_*^3 / kz \circ$$

2.2.2 上边界条件

$u_{\text{top}} = u_g, v_{\text{top}} = v_g, \theta_{\text{top}} = \theta_{\text{top}}, q_{\text{top}} = q_{\text{top}}, w_{\text{top}} = 0.0$, 其中 u_g, v_g 为该地区该月份的 4000 m 高空的平均风速, $\theta_{\text{top}}, q_{\text{top}}$ 为当日该高度上的平均位温和比湿。

2.2.3 侧边界条件

由于本农林复合带 95% 以上均是单一农作物(低矮灌木),可视为水平均匀,无侧边界,即 $\partial / \partial x = \partial / \partial y = 0.0$, 代表 $u, v, w, \theta, q, E, \dots$ 。

2.3 差分方案

求解方程用差分方法,对时间用向前差分,线性项采用中心差分方案,非线性项中的平流项取迎风格式,对流项和铅直扩散项采用 Nicholson-Crank 差分格式。

3 数值模拟的结果分析

本文先用以上建立的一维非静力模式进行模拟,以 TKE 闭合方案为主分析讨论了空旷地表、低矮农作物和高大森林 3 种下垫面情况下的模拟结果,采用 1992 年 4 月下旬在黄淮海

平原(116.5 E, 33.5 N)农林复合带^[1](绝大部分为单一农作物)所测的一组探空资料作为验证。模式从 22 日 23 点开始积分,时间步长为 10 s,每 3 h 输出一次结果,共积分 24 h。

3.1 地表温度变化

当以农作物(与实际植被相符)作为下垫面植物时,模拟地表温度变化的波谷位于 07:00—08:00,波峰位于 14:00—15:00,其振幅变化与实际地表温度一致,不过有 1 h 左右的滞后现象;当以森林作为下垫面植物时,模拟地温振幅较实际变化小,也有 0.5 h 左右的滞后现象。当下垫面为无植被时,得出地表温度的振幅变化是实际地温的 2 倍,而且有 1 h 左右的滞后现象(图 1)。

这表明边界层模式通过理想的生态边界层的理论来进行参数化,有一定误差。由于实际的下垫面是有一定间距的农作物(低矮灌木),而模式中考虑的是下垫面作物均匀情况,这就人为的增加了模式植被的密集程度,热力学响应变慢,出现温度滞后现象。下垫面无植被时使得地表比热变小,从而地表温度变化的振幅变大,而森林植被中一方面富含水汽,它使得地表比热变大;另一方面对太阳短波入射有较大削减,地表温度变化的振幅变小。

3.2 风速、位温、湿度廓线的讨论

在本模式的 02 时(图 2a,图 3a,图 4a)输出中,50 m 以下的位温(图 3a)、湿度(图 4a)廓线有明显的异常不稳定。这与实际的情况相差甚大。而到 08 时(图 3b,图 4b)和 14 时(图 3c,图 4c),它们的变化则与实际相符合。这可能是因为在模式运转的初期,模式中的各种物理过程需要一段时间等待各种扰动完全激发,才能相互协调,发生作用。所以在这段时期内,某些变量在一些地方表现异常。在本模式中也许存在类似 Spin-up 这样的问题。所以以下对 02 时大气稳定状况下的图截去 50 m 以下的波动进行讨论。

3.2.1 风速廓线

由图 2a 和图 2b 看出,风速切变较大,这是由于 02 时和 08 时的大气主要是稳定、中性层结,而 14 时(图 2c)大气主要是不稳定层结,边界层内湍流发展旺盛,湍流混合造成风速在垂直方向上均匀分布。从风速大小来看,说明植被具有有效的抵挡和减缓大风的能力,其风速模拟结果与实际较相符。

3.2.2 位温廓线

通过图 3a,看出 02 时位温随高度递增,存在逆温层,大气层结稳定。到了 08 时(图 3b),大气底部已出现了小的不稳定,其上中性层结;同时在林冠以上呈等温状态。14 时(图 3c)大气层结不稳定,且 40 m 以下有明显的超绝热层。通过对位温大小的比较可见,森林植被可以降低上层空气的整体温度;而在夜间和凌晨,无植被情况下的模拟结果与实测相匹配。这是由于模式中植被分布比实际要密集得多(水平均匀),人为地加强了对长波辐射的阻挡,因此模拟出的位温值比实际情况要低。

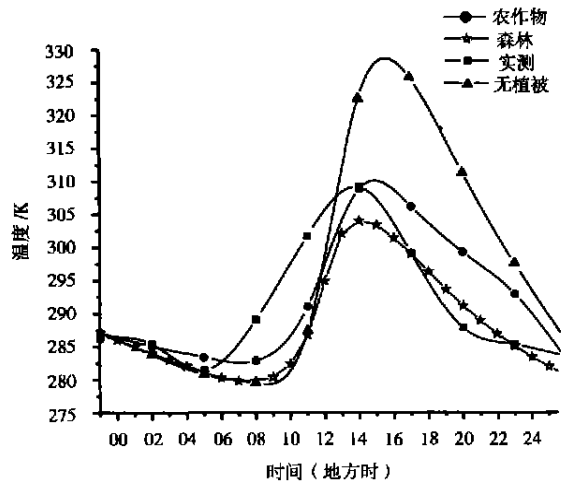


图 1 24 h 地表温度变化

Fig. 1 Variation of 24-hour surface temperature

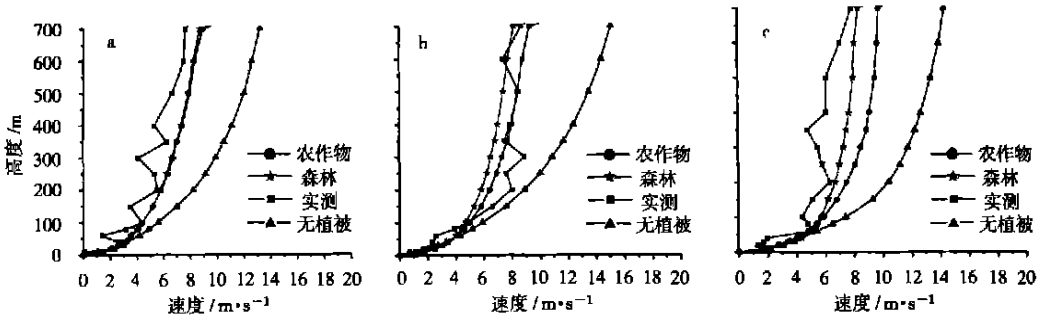


图 2 不同时刻的水平风速 u 廓线 a. 02 时; b. 08 时; c. 14 时

Fig. 2 The wind profiles of u -component at different times

a. 02: 00; b. 08: 00; c. 14: 00

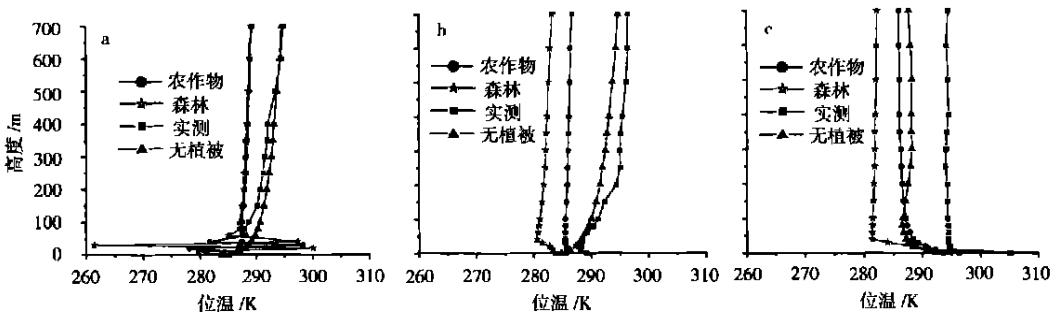


图 3 不同时刻的位温廓线 a. 02 时; b. 08 时; c. 14 时

Fig. 3 The profiles of potential temperature at different times

a. 02: 00; b. 08: 00; c. 14: 00

3. 2. 3 湿度廓线

模式中加入生态边界层植被参数化, 对水汽量的预报有明显改进。植被下垫面模拟出的 02 时(图 4a)、08 时(图 4b)的比湿廓线在 200 ~ 500 m 间递减较快, 而 14 时(图 4c)的比湿廓线在此间递减较慢, 这表明在夜间和凌晨大气湍流弱, 水汽垂直分布不均; 而午后湍流旺盛, 水汽垂直方向混合均匀。森林下垫面所得的水汽值在 14 时明显偏大, 而无植被时明显偏小。这是由于森林植被蒸发最强, 从而垂直方向的水汽量亦最大。

3. 3 垂直速度、湍流交换系数和湍能廓线的讨论

为了突出下垫面不同植被类型对垂直流场的拖拽能力以及对 K_z 、 E 的影响。这里着重讨论下垫面为农作物和森林的情况。

3. 3. 1 垂直速度

根据图 5, 农作物参数化边界层模式得出 08 时大气以下下沉气流为主, 700 m 处有最大下沉速度 0. 015 m/s; 14 时大气以上上升气流为主, 50 ~ 150 m 处有最大上升速度 0. 005 m/s。森林参数化边界层模式得出 08 时的下沉速度较大, 达 0. 03 m/s; 14 时大气是微弱的下沉气流, 最大处 0. 015 m/s。森林参数化由于向上输送的水汽量较大, 风切变又小, 而水汽重力对边界层范围内的气流有向下拖拽的作用, 因此其上空往往呈下沉气流或较小的上升气流。

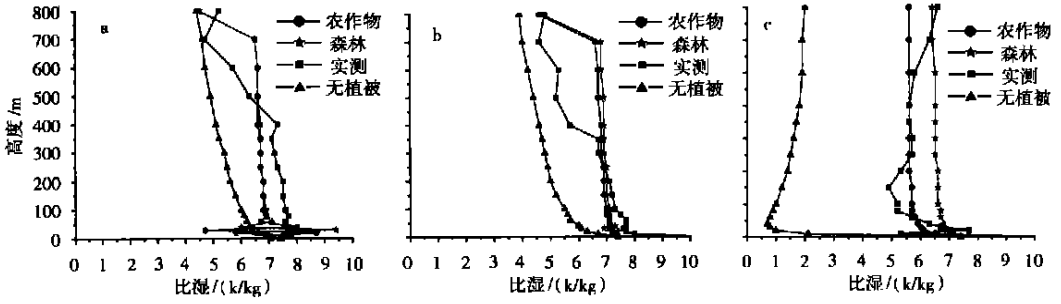


图 4 不同时刻的湿度廓线 a. 02 时; b. 08 时; c. 14 时

Fig. 4 The profiles of humidity at different times
a. 02: 00; b. 08: 00; c. 14: 00

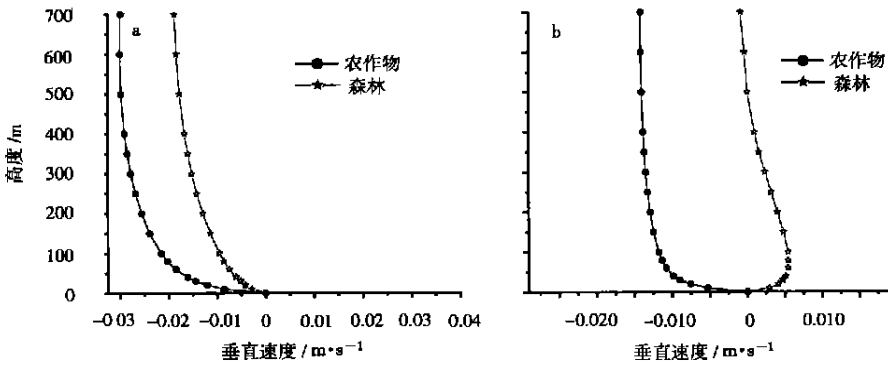


图 5 不同时刻的垂直速度 w 廓线 a. 08 时; b. 14 时

Fig. 5 The profiles of w -component at different times a. 08: 00; b. 14: 00

3. 3. 2 湍流交换系数和湍能

由图 6 和图 7 可以看出以下两点: 1) 下垫面植被的类型对于湍流交换系数的大小和垂直分布有显著影响。总体来看, 森林下垫面较农作物有更大的 K_z 值, 有助于边界层大气上下湍流的交换。2) 农作物和森林下垫面的边界层大气湍能分布特征无明显差别: 08 时大气中性层结时, 湍能在 200 m 左右处达到最大, 其上随高度上升数值减小; 14 时大气不稳定时, 湍流充

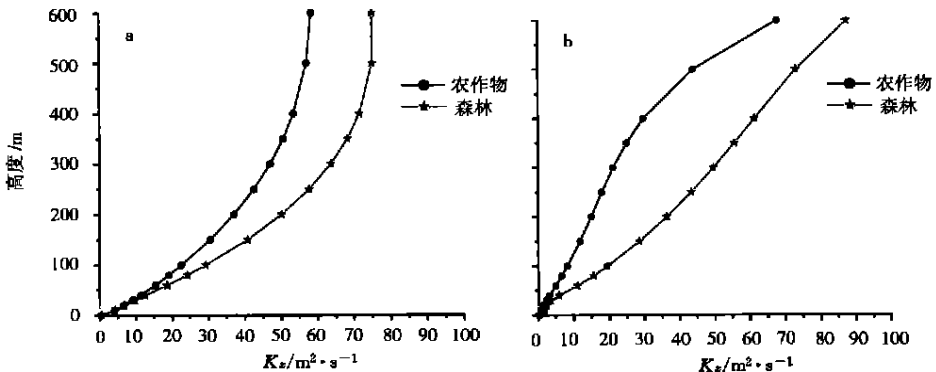


图 6 不同时刻的 K_z 廓线 a. 08 时; b. 14 时

Fig. 6 The profiles of K_z at different times a. 08: 00; b. 14: 00

分混合,湍能上下分布均匀。只是森林植被上空的湍能比农作物上空要大 10%~20%。

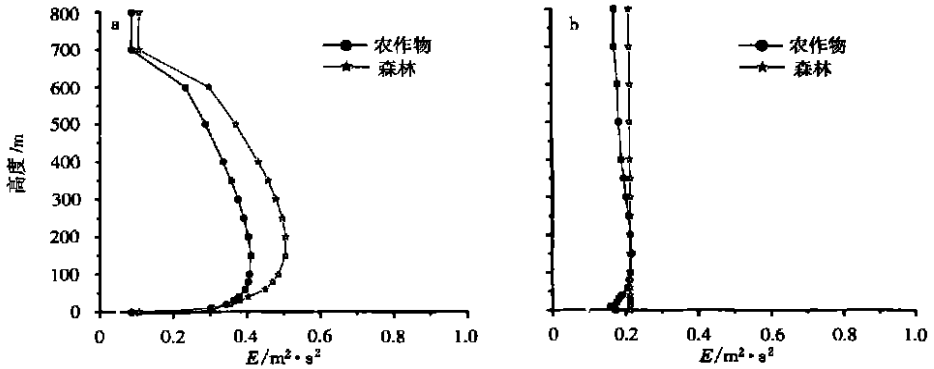


图 7 不同时刻的湍能廓线 a. 08 时; b. 14 时

Fig. 7 The profiles of turbulent kinetic energy at different times

a. 08:00; b. 14:00

4 结 语

在边界层模式中引入生态边界层理论的参数化方案,进行非静力 TKE 闭合,能得到 800 m 以下边界层风速、湿度和位温预报的较好的模拟结果,并能模拟出植被对边界层垂直流场的改变。通过敏感性实验,突出了下垫面的植被类型对边界层大气各物理量大小及垂直分布的影响。由此归纳出以下几点:

(1) 该模式模拟的农林复合带边界层大气的风、温、湿以及地温的 24 h 变化,与实测资料较一致。

(2) 通过试验表现出植被对大气边界层风温湿的显著影响,突出植被有保持地温、抵挡大风、降低植被区上空整体温度以及增加整体湿度的能力。

(3) 通过对下垫面植被类型的对比实验,表明植被的类型对边界层流场、湍流交换系数垂直廓线有明显影响,尤其是森林对边界层气流有向下拖曳以及增强其上空湍流交换的特征。植被类型对边界层湍能大小和垂直分布也有一定影响。若将该模式发展成三维模式,能为中小尺度天气模式和区域气候模式乃至 GCM 提供更为精确的大气边界层嵌套模式和陆面过程参数化方案,具有较广泛的应用前景。

致谢: 钟中同志提供了检验模式的资料,在此谨表示感谢。

参考文献:

- [1] 王汉杰,王信理.生态边界层原理与方法[M].北京:气象出版社,1999:116-139.
- [2] Pielke R A. 中尺度气象模拟[M].张杏珍,等译.北京:气象出版社,1991:59-62.
- [3] Louis J A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere[J].Boundary-Layer Meteorol,1979,17(2):187-202.
- [4] Deardoff J W. Three-dimensional numerical study of the height and mean structure of a heated planetary boundary layer[J].Boundary-Layer Meteorol,1974,7(1):81-106.
- [5] Teddy H, Sethu R A review and comparative evaluation of multilevel boundary layer parameterizations for first order and turbulent energy closure schemes[J].Reviews of Geophysics,1988,26(4):761-780.

- [6] Hunt J C R. Turbulence and diffusion in stable environments[M]. Oxford: Oxford University Press, 1985: 111-121.
- [7] 马世骏. 现代生态学的发展及我们的任务[J]. 森林生态系统研究, 1980(1): 221-232.
- [8] Li Xunqiang, Wang Hanjie. A boundary layer meteorological model and its application in agro-forestry[C]//Chao Chis-son. Forest and Environment-Research and Practice. Beijing: China Forestry Publishing House, 1996: 163-178.
- [9] 桑建国, 温市耕. 大气扩散过程的数值模拟[M]. 北京: 气象出版社, 1994: 234-237.
- [10] Salerno R, Gianotti G. A model for the evolution in rural areas of the temperature profile in the boundary layer and a comparison with measured data[J]. Boundary-Layer Meteorol, 1995, 73(3): 255-278.
- [11] Mailhot J, Benoit R. A finite-element model of the atmospheric boundary layer suitable for use with numerical weather prediction[J]. J Atmos Sci, 1982, 39(10): 2249-2266.

One-Dimensional Non-hydrostatic Model of Atmospheric Boundary Layer for Agro-forestry Zone and Its Simulation Analysis

XIA Jun-jie, XU Yu-mao, NI Yun-qi

(Department of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093, China)

Abstract: A one-dimensional, non-hydrostatic atmospheric boundary layer model for agro-forestry zone is established in this paper in terms of turbulent kinetic energy(TKE) closure, and the forecast of 24-hour wind speed, temperature and humidity in the atmospheric boundary layer(ABL) bellow 1000 m altitude is made. While, the output results with different parameterization schemes for three kinds of underlying surface(crop, forest and non-vegetation) are analyzed and compared with the observational data, especially the effects of the crop and forest on the vertical distributions of airflow, turbulent exchange and turbulent energy above the canopy by sensitivity test. The results show that this model can improve the simulation effect of forecasting wind speed, potential temperature and humidity in ABL, and that the plant of the underlying surface exerts a remarkable influence on meteorological elements in ABL but a little bit effect to turbulent energy.

Key words: agro-forestry zone; eco-boundary layer; non-hydrostatic boundary-layer forecast model; TKE closure