

文章编号:1000-694X(2002)06-0545-08

考虑生物结皮影响的陆气湍流模式研究

杜岳¹, 姚德良^{1,2}, 李新荣², 谢正桐¹, 张景光²

(1. 中国科学院 力学研究所, 北京 100080; 2. 中国科学院 寒区旱区环境与工程研究所沙坡头沙漠试验研究站, 甘肃 兰州 730000)

摘 要: 在以前工作基础上, 针对腾格里沙漠人工植被区陆气水热传输过程, 提出了一个多层陆气耦合模式。特别给出了导水率的计算模型和修正后的根系吸水模式, 考虑了结皮层对土壤水分入渗的影响以及植被演化的过程。陆面过程耦合模式分别对大气、植被、土壤作多层划分, 以助于细致了解沿高度分布的各物理量。同时, 利用本模式对中国科学院沙坡头沙漠站人工植被区陆气水热交换过程进行了数值模拟, 模拟结果与实测值吻合较好, 可为当地合理利用水热资源和沙漠治理提供科学依据。

关键词: 陆气湍流模式; 结皮层; 湍流输运; 数值模拟

中图分类号: P425.2 **文献标识码:** A

大气和地球表面(包括陆面和海面)之间的相互作用过程, 即大气和地表之间的水分、热量、动量以及其他物质的交换过程是气候形成和变化的重要物理过程。广义的陆面过程不仅包括了陆气之间的物理交换, 而且也包括了下垫面植被对气候演变的影响。

20 世纪 70 年代以来, 对陆气相互作用和陆面过程参数化方案的研究取得了许多进展, 陆气相互作用和陆面过程参数化模式按其复杂程度可以分为简单和复杂两类: 简单模式一般都不考虑植被在水分循环中的作用, 表面的水分控制方程主要为 Budyko 等人^[1]所发展的“水桶模式”或水桶模式的修正, 表面能量控制方案为表面瞬时能量平衡方程, 不考虑表面与下面介质的能量传输。20 世纪 80 年代以来, 着重研究植被的生物物理与植物生理过程对于水热交换的影响, 提出了土壤-植被-大气连续体(SPAC)内的各种复杂模式。最有代表性的是 1986 年 Dickinson 等^[2]人提出的生物圈与大气层传输系统模式(BATS)和 Sellar 等人^[3]提出的生物圈模式(SiB), 并且得到了更符合实际的模拟结果。同时, 大气湍流输运对界面上的动量、质量和能量交换起决定性的作用, 1989 年 Naot 等人^[4]应用湍流模式研究新成果, 发展陆气相互作用的耦合模式。1990 年 Berge 等人^[5]应用湍流理论建立了裸土与下层大气的水热交换的土壤大气耦合模型(SAL-SA)。

多年来我国科学家在陆面过程研究方面也取得了较大的进展, 我国著名气象学家叶笃正教授和日

本著名气象学家元龙三郎共同倡议的“中日合作黑河地区地气相互作用野外观测试验研究”(简称黑河试验区)。1994 年胡隐樵等人^[6]研究了黑河地区的地气相互作用野外观测实验。1999 年李家春等人^[7]研究了干旱地区陆面过程耦合模式。2000 年姚德良等人^[8]进行了陆气相互作用耦合模式和观测研究。2001 年刘树华等人^[9]进行了陆面过程参数化模式的研究。

本文在以前研究工作^[7,8,10]的基础上, 针对中国科学院沙坡头沙漠研究站人工植被区陆气水热传输过程, 提出了一个多层陆气耦合模式。特别给出了导水率的计算模型和修正后的根系吸水模式, 考虑了结皮层对水分入渗的影响以及植被演变过程, 对植被内部湍流交换的物理过程作了深入研究。利用本模式对中国科学院沙坡头沙漠研究站人工植被区陆气水热交换过程进行了数值模拟, 以期当地合理利用水热资源和治理沙漠提供科学依据。

1 陆气湍流模式

我们的陆面过程耦合模式, 比较详细地考虑了大气湍流和植被对陆气相互作用的影响以及结皮层对土壤水分入渗和植被演变的影响, 对植被层作多层划分。下面分别讨论大气边界层、植被层和土壤层中的基本方程及其耦合过程。

1.1 大气湍流运动

在大气边界层, 由于是湍流流动, 所以, 所有的物

收稿日期:2002-06-20; 改回日期:2002-09-08

基金项目:中国科学院沙坡头沙漠试验研究站基金(200007);国家自然科学基金项目(19832060;40071007)资助

作者简介:杜岳(1977-), 男(汉族), 北京市人, 硕士生, 主要从事环境流体力学研究。

理量:水平速度分量 u, v , 压力 p , 势温 T , 比湿 q 都可以分解成平均量(用字母上边的 $-$ 表示)和脉动量(用上标 $'$ 表示)之和。在边界层中,沿垂直方向压力不变,其水平梯度又可以用地转风 u_g, v_g 来表达,在均匀下垫面上的一维湍流大气边界层方程组为:

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} = f(\bar{v} - v_g) - \frac{\partial \overline{u'w'}}{\partial z} - CdA(z)\bar{u}/\bar{u} \quad (1)$$

$$\frac{\partial \bar{v}}{\partial t} = f(\bar{u} - u_g) - \frac{\partial \overline{v'w'}}{\partial z} - CdA(z)\bar{v}/\bar{v} \quad (2)$$

$$\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} = - \frac{\partial \overline{w'T'}}{\partial z} + 2A(z)(T_l - \bar{T})/r_b(z) \quad (3)$$

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} = - \frac{\partial \overline{w'q'}}{\partial z} + 2A(z)(q_l - \bar{q})/r_s(z) + r_b(z) \quad (4)$$

其中 \bar{u}, \bar{v} 分别为 x 方向平均速度和 y 方向平均速度; \bar{T}, \bar{q} 分别为势温和比湿; T_l, q_l 分别为叶面温度和叶面湿度; t 是时间; z 是铅直方向坐标; $f = 2 \sin \phi$ 为柯氏参数, $\phi = 7.27 \times 10^{-5} \cdot s^{-1}$, ϕ 为当地纬度; u', v', T', q' 为对应的湍流脉动量; $A(z)$ 为植被叶分布密度,当 $A(z)$ 取为 0 值时,方程(1)~(4)式为植冠以上大气湍流运输方程,当 $A(z)$ 取为大于 0 值时,方程(1)~(4)式为植被内湍流运输方程; Cd 是植被的空气动力阻力系数; r_b, r_s 分别为叶边界层阻抗和对水汽扩散的叶气孔阻抗。

湍流脉动能 TKE 方程:

$$e = 0.5(u'^2 + v'^2 + w'^2)$$

$$\frac{\partial e}{\partial t} = \frac{\overline{u'w'}}{\partial t} + \frac{\overline{v'w'}}{\partial t} + \frac{g}{T} \frac{\overline{w'w'}}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} (K_M \frac{\partial e}{\partial t}) - \frac{(Ce)^{3/2}}{l_M} + CdA(z)(|\bar{u}|^3 + |\bar{v}|^3) \quad (5)$$

其中: ρ 是密度; C_p 是热容量; g 为重力加速度;

K_M 为总体输运系数。若 $A(z)$ 取为 0,则为植冠以上大气部分湍流脉动能方程。由于平均过程出现了雷诺应力 $\overline{u'w'}, \overline{v'w'}$ 和感热 $C_p \overline{w'T'}$, 潜热 $\overline{w'q'}$, 本文采用 k 湍流模式封闭,详见文献[6,8]。

1.2 土壤水热运移

由热传导方程可得出土壤温度方程:

$$\frac{\partial (CT)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} (\lambda \frac{\partial T}{\partial z}) \quad (6)$$

式中: T 为土壤温度; C 为土壤热容量,它依赖于组成土壤的各种成分; λ 为土壤的传热率。

由质量守恒定律可以得到土壤水分运动方程:

$$\rho_1 \frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} (K(\theta, T) \frac{\partial p(\theta, T)}{\partial z}) - \rho_1 g \frac{\partial \theta}{\partial z} K(\theta, T) - S(z, t) \quad (7)$$

式中: ρ_1 是水的密度; θ 为土壤体积含水量; p 为基质势, van Genuchten 提出的函数^[11], 可由下式表示:

$$p = - \frac{1}{n} (\theta - \theta_r)^{1/n} \quad (8)$$

式中: $\theta = (\theta - \theta_r)/(\theta_s - \theta_r)$, θ_r, θ_s 分别为土壤中残余含水量和饱和含水量, $m = 1 - 1/n$, n 为经验常数, K 不仅可用测量值,也可用经验函数来计算,如采用 Mualem 提出的模型来计算^[12], 导水率的公式为:

$$K = K_s^{1/2} [1 - (1 - \theta^{1/n})^m]^2 \quad (9)$$

其中: K_s 为饱和导水率,当 $\theta < \theta_r$ 时, $K = 0$ 。由于 θ 依赖于温度,所以,水分运动方程同热传导方程相耦合。 n 和 θ_r 与土壤质地有关,这些参数值被列于表 1。公式(9)中隐含着:当 $\theta = \theta_r$ 时, $K = 0$, (这时 $\theta = 0$)。在沙坡头人工植被区地表面的结皮层,由于土层比较坚实,所以,渗透系数较小,即导水率较小。

表 1 不同土壤的水力学特性

Tab. 1 Hydraulic properties of various soils

土壤种类	$\lambda / 10^{-4} \text{Pa}^{-1}$	n	剩余含水量 θ_r / ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$)	饱和含水量 θ_s / ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$)	饱和导水率 K_s / ($10^{-8} \text{kg} \cdot \text{msPa}^{-1}$)
壤土沙	2.761	3.022	0.044	0.375	638.32
河沙	3.626	5.209	0.000	0.350	222.84
湖沙 3	2.714	3.596	0.077	0.360	529.10
湖沙 1	2.407	3.633	0.103	0.365	463.73
山地沙	7.087	1.810	0.049	0.304	182.92
西奈沙	2.470	5.763	0.036	0.270	344.79

根系吸水函数 $S(z, t)$ 有多种表达形式^[13], 它不但与根分布函数有关,还与土壤含水量或水势

有关,本文取:

$$S(z, t) = \frac{E_c(t) L(z) f(z)}{L_r} \quad (10)$$

$$f(z) = \begin{cases} 0 & 0 < z < w \\ \frac{(z-w)}{j(j-w)} & w < z < j \\ 1 & j \end{cases} \quad (11)$$

式中: $E_c(t)$ 为植物通过叶面的蒸腾量; $L(z)$ 为根系分布函数; $f(z)$ 是与土壤对根系吸水阻力有关的函数; w 和 j 分别表示凋萎含水量和田间持水量; L_r 为根系达到的最大深度。本文中分别取 $w = 0.05$, $j = 0.30$, $L(z) = \exp(3.30 - 3.60z)$ 。

1.3 能量平衡

首先,在植被内部每层上,满足能量平衡:

$$R_n(z) + H_p(z) + E_p(z) = 0 \quad (12)$$

净辐射分布函数 $R_n(z)$ 的求取依据文献[14]; 感热 $H_p(z)$ 和潜热 $E_p(z)$ 计算请看文献[10]。

同时,在土壤表面满足能量平衡方程:

$$R_n(0) - H_s - E_s - G = 0 \quad (13)$$

其中: R_n , H_s , E_s , G 分别为地面净辐射,地面感热,地面潜热,土壤热通量。该方程表明地表不储存热量。

此外,要求土壤上边界层空气速度为零,温度相等,使大气边界层与土壤植被层相耦合。

2 野外观测

2.1 野外观测场地

沙坡头野外观测场地位于 37°27' N, 104°57' E, 地处腾格里沙漠东南缘^[15], 海拔高度 1250 m, 属于我国西北内陆半荒漠区, 在气候上具有高温、干燥、多风的特征。本区年平均气温为 9.6℃, 最高气温 38.1℃, 最低气温为 -25.1℃, 冬夏昼夜温差大, 年平均降雨量为 186.2 mm, 一年内的雨量分布很不均匀, 主要集中在 7~9 月。无地表径流, 空气平均相对湿度为 40%, 最低可到 10%, 春季尤其干燥。该地区的年平均风速为 2.8 m·s⁻¹, 最大风速为 19 m·s⁻¹, 大于 5 m·s⁻¹ 的起沙风每年有 200 d 左右, 所以风沙流危害十分严重。

土壤以细粒沙为主, 地下水埋藏很深, 不能为植物所利用, 沙丘的持水力很弱。人工植被区主要植物有柠条、油蒿、花棒等, 经过固沙后增大了地面的粗糙度, 降低了风速和风沙流活动。同时地表形成了结皮层, 提高了植物固沙区的持水力, 对浅根植物的生长

繁殖十分有利, 但随着植物的生长, 耗水量的增大, 沙层水分状况恶化, 到 20 a 左右复盖度下降到 5% 左右, 因此经过研究来确认植物必需的最低贮水量, 培育新的抗旱植物, 对植物固沙提供科学依据。

2.2 野外观测方法

观测方法采用 MAOS-I 小气候自动观测系统, 它主要由各种气象辐射传感器、采集器主机箱、电源单元机箱、笔记本电脑、传感器支架等几个部分组成。大气温湿度梯度测量是采用 HTF-2 型通风干湿表传感器来完成, 观测高度分别为 1、2、4、8 m。考虑到小气候系统要测量株间的风速, 因为风速较小, 所以应用了起动风速很小的磁轴承微风传感器 VF-1, 它能够测到 0.2 m·s⁻¹ 的小风, 系统中配置了 4 个此种传感器分别测量 4 个不同高度上的风速。采用 EC9-1b 型高动态性能风向传感器, 以减小由于普通测风向传感器动态性能较差而造成的动态误差, 风向传感器安装在系统的顶部。考虑到地温测量的代表性较差, 在本系统中配置了 3 支 HBW-2A 型地表温度传感器, 把它安装在 3 个不同的点上, 所测得的温度平均值取作地表温度, 以此来改善地表温度的测量精度。采用 HBW-2B 铂电阻土壤温度传感器, 测量 7 层不同深度上的土壤温度, 测量深度分别为 5、10、15、20、40、60、100 cm。净辐射通量采用 TBB-1 型净辐射传感器测量, 土壤热通量采用 HF-1 型土壤热通量传感器测量。

另外, 土壤含水量采用取土烘干称重法测量, 观测深度分别为 0、5、10、20、40、60、80、100、160 cm, 每次测量 3 个点, 再取平均值。还有, 在距植被区内微气象观测点 30 m 处, 设立了 3 台大型精密称重式土壤蒸散渗漏测定仪 (Lysimeter), 分别测量油蒿、柠条和沙土地表的蒸散量, 记录方式为微机自动控制, 每小时打印 1 次, 每次打印 5 组数据。同时, 还在沙坡头气象站观测了大气温度、相对湿度、风速、风向、大气压和土壤温度等气象数据, 以及在气象站附近的植物固沙区, 采用取土烘干称重法测量了土壤含水量。

3 结果与讨论

对方程 (1)~(5) 式, (6)、(7) 式的时间离散采用向前差分的显式格式, 空间离散采用交错网格的控制容积法, 将高至 1500 m 的大气边界层划分为 11 层, 其中植冠划分 4 层, 深至 100 cm 的土壤划分为 12 层, 空间离散采用非均匀网格, 对非线性方程 (12)、(13) 式的求解是利用牛顿迭代法。我们应用以上方法, 对 1999 年 6 月 5 日至 6 月 11 日中国科学院沙坡头沙漠试验站地区有关的气象、土壤、植被的水热参数进行了数值模拟。

3.1 土壤水分平衡

沙坡头地区沙地水分平衡方程为:

$$P + C_W = S_E + P_E + P_W \quad (14)$$

其中: P 为降雨量, C_W 为凝结水; S_E 为沙面蒸发, P_E 为植物蒸腾, P_W 为渗漏量。

沙坡头地区年平均降雨量 186.2 mm, 6~9 月占全年的 68.7%, 全年平均降雨天数 50 d, 大于 5 mm 的日降水天数平均为 10 d, 一般为中雨或小雨, 降水一般均渗入沙体中, 但有二个因素的制约使真正补给沙体中的有效水量小于降水值。第一在自然情况下, 沙面形成一干沙层, 平均稳定干沙层厚度 6.7 cm, 而湿润 6.7 cm 干沙层需要 8.3 mm 的降水。故认为小于 8 mm 的降水均属于无效降水, 这部分水量很快干燥蒸发殆尽, 蒸发系数为 4.6。第二在固沙年限很长的地区, 沙丘表面形成厚度不等的生物结皮层, 则该层持水量为 6.7~8.1 mm, 蒸发系数为 8。凝结水量, 最多在秋季, 全年为 3.3 mm 左右, 对灌木意义不是很大, 但对土著植物、隐花植物、微生物有一定的浸润补给作用。支出量沙面蒸发、植物蒸腾, 占全年降水量的 89.7%~112.8%, 固沙年限愈长的地区, 负亏值更大。渗漏量占全年降水量的 16.8%~19.2%, 固沙年代长的地区已无渗漏量发生。

从图 1 中可以看到土壤含水量随深度而增加, 到 20 cm 处土壤含水量最大, 往下又有所减少, 这由于浅层植被根系较密, 根系吸水量较多, 同时, 沙漠地区蒸散量较大, 以及地下水位很低(大约 100 m 左右), 所以形成土壤含水量在土壤表层最小, 深层次之, 而在土壤的中层土壤含水量最大。

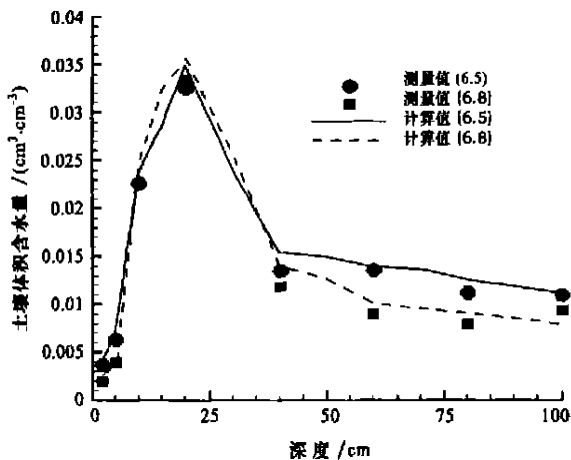


图 1 土壤体积含水量模拟值和观测值随深度的变化规律

Fig. 1 Variation of soil moisture content (measured and simulated) with depth

3.2 生物结皮对土壤水分入渗以及植被演变的影响

生物结皮的形成是由于在人工植物防护体系建立的环境下, 外来尘埃的动态沉积和积累, 一年生植被的侵入, 植被的凋落物腐解, 在微生物及其他环境条件综合作用下的新生成物。生物结皮粉沙含量为 12.6%~28.7%, 物理粘粒含量为 1.78%~3.88%。结皮层表面存有藓类、藻类等植物, 结皮层的最低持水量为 20.3%~24%, 为沙丘沙的 4~5 倍。生物结皮具有一定的机械强度, 可以抵御风蚀成为人工生态防护体系的结构和组成。同时, 在固沙年代较长的地区, 一般降水仅能渗入到 0~1.6 m, 随着生物结皮形成发育, 通气层性状从定期淋洗型向非淋溶性过度, 变为一个封闭系统, 这对整个生物防护体系和环境发生巨大影响。

从表 2 和表 3 可以看出, 在 0~5 cm(表 3) 中的土壤含水量比表 2 中的大, 是由于气象站附近的土壤表层含土量比水分平衡场的大, 而水分平衡场的土壤表层含沙量大, 在相同的条件下, 含土量大的土壤水分含量一般要比含沙量大的土壤水分大。在 5~20 cm 之间(表 2) 中的土壤含水量比表 3 中的土壤含水量大, 这是因为水分平衡场的植物固沙年限比气象站附近的年限短, 所以, 结皮层要薄(水分平衡场的结皮层厚度为 0.5~1.0 cm, 而气象站附近的结皮层厚度为 1.5~2.0 cm), 因此, 入渗的水量和速度要大。其他深度的土壤含水量两者比较接近, 这些观测值符合实际情况。

由于沙坡头地区是降水不足 200 mm 的草原化荒漠地带, 一次性降水强度较小, 并且极少有多日的连续降水过程, 可能是造成结皮对沙层水分条件影响明显的重要原因。在一定的降水强度范围内, 结皮与亚表土层对降水在沙土层中的空间和时间分配的影响是显著的(表 4)。当一次性降水(分别为 16.9 mm 和 27.0 mm) 经过 24 h 以后, 不同的固定沙丘部位不同的结皮厚度对入渗的影响均不相同^[14]。对于固沙年限长的区域, 结皮和亚表土层较厚, 结皮和亚表土层愈厚, 入渗就愈浅, 明显地影响了入渗的水量和速度。生物结皮的形成延缓了水分的下渗速度, 使下渗水分减小, 渗透深度变浅。其结果导致了深沙层(100~200 cm) 含水量的降低, 促使沙土下层产生物理干旱, 直接地影响了深根系灌木对水分的吸收与利用, 驱使深根系灌木种的衰退和浅根系半灌木以及一年生草本的蔓延。

表 2 1999 年 6 月水分平衡场土壤重量含水量

Tab. 2 Soil moisture contents in the water balance field in June 1999

深度 /cm	日 期						
	3 日	4 日	5 日	6 日	7 日	8 日	9 日
0	0.189	0.207	0.249	0.036	0.214	0.132	0.643
5	0.321	0.366	0.424	0.196	0.235	0.270	0.401
10	1.236	1.694	1.516	1.783	1.291	1.505	1.232
20	2.357	2.045	2.170	2.141	2.229	2.232	1.803
40	0.853	0.771	0.897	0.940	0.792	0.795	1.025
60	0.795	0.913	0.904	0.520	0.614	0.601	1.240
80	0.841	0.781	0.748	0.601	0.739	0.536	0.935
100	0.902	0.644	0.734	1.406	0.719	0.624	0.674
160	0.917	1.528	0.843	1.170	0.691	1.115	0.684

表 3 1999 年 6 月气象站附近土壤重量含水量

Tab. 3 Soil moisture contents in the areas near the meteorological station in June 1999

深度 /cm	日 期						
	3 日	4 日	5 日	6 日	7 日	8 日	9 日
0	0.228	0.358	0.513	0.054	0.550	0.442	0.388
5	0.335	0.386	0.630	0.172	0.451	0.367	0.371
10	1.140	1.481	0.963	0.831	0.883	0.837	0.788
20	1.502	1.631	1.118	1.544	0.988	1.658	1.337
40	0.728	0.867	0.897	0.691	0.781	1.073	0.746
60	0.679	0.742	0.734	0.674	0.694	1.086	1.262
80	—	0.863	0.901	0.770	0.769	1.088	0.701
100	—	1.179	0.923	0.910	0.776	1.349	0.700
160	—	1.510	1.110	1.451	0.687	1.656	0.890

表 4 沙丘不同部位的微生物结皮对降水入渗的影响

Tab. 4 Influence of the microbiotic crust on water infiltration in different positions of the dune

项目	沙丘部位					一次性降水 量/mm	测定时间
	沙丘顶 1	背风坡	丘间地	迎风坡	沙丘顶 2		
降水入渗深度/cm	22.25	20.23	19.32	20.97	26.38		
结皮 + 亚表土层厚度/cm	1.720	2.510	2.890	2.570	1.620	16.90	1999-05-17
流动沙丘的入渗深度/cm	25.14	21.20	26.31	33.21	26.77		
降水入渗深度/cm	36.15	26.27	23.20	33.65	35.45		
结皮 + 亚表土层厚度/cm	0.900	2.660	3.600	2.570	2.030	27.00	1999-06-16
流动沙丘的入渗深度/cm	无干沙层	38.05	无干沙层	无干沙层	无干沙层		

在沙坡头地区的沙丘未栽植物以前^[15,17],沙层含水量一般保持在 2%~3%之间,可以供植物利用的有效水分为 1.44%~2.33%。栽了植物以后沙层含水量逐渐下降,甚至不到 1%,特别是老固沙区,即使是秋季植物休眠期降雨,也难以补充沙层水分,水分的恶化,导致植被自然稀疏,密的生长矮小,提前衰老,稀的长得高大,枝叶茂盛。如水平衡场种植的柠条,株行距 1.5 m × 1.5 m 比 1 m × 1 m 的长得高大,沙层含水量也大。随着栽植株行距的增大,沙层水分变好,植物地上部枝高、地径、冠幅都增大,相应的植物地下部根系的深度、根幅、侧根总长等也都增大。

3.3 地表温度的日变化特征

在人工植被区地表反射率,土壤热容量,土壤含水量等物理属性与流动沙丘相比,发生了较大的变化。并且影响土壤表层的热量收支,使土壤表层温度发生相应的变化。土壤表面温度模拟结果与实测值的比较,模拟结果与观测值吻合较好(图 2)。土壤表面温度具有日周期性变化,主要是由于到达地表面的太阳辐射和地面有效辐射的日变化引起的,白天土壤表面增热最强烈,随着深度加大逐渐减小,夜晚土壤表面冷却最激烈,随着深度的加大冷却强度也渐渐减小,所以土壤表面日变化振幅最大,沙漠

地区地表温度的日周期变化尤为剧烈。在日变化中有一个最大值(沙坡头地区在 16:00 左右),如 6 月 8 日(第 4 天) 16:00 的温度在一天中为最高(29.55),还有一个最小值(在日出以前,沙坡头地区在 6:00 左右),如 6 月 8 日的最低温度为 17.89 ,时间为早上 6:00。

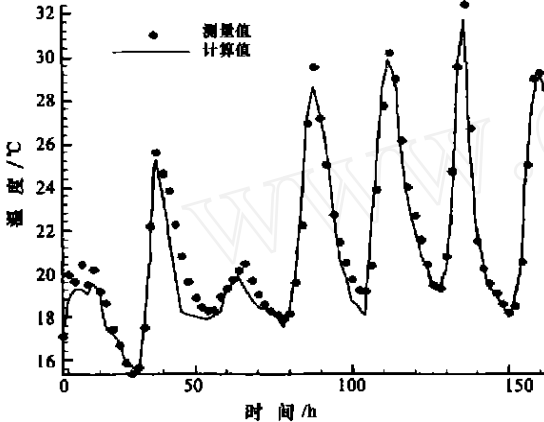


图2 地表温度模拟值和观测值的日变化规律

Fig.2 Diurnal variation of soil surface temperature (observed and simulated)

3.4 能量平衡的特点

图 3 给出了植物固沙区的净辐射 (R_n), 潜热 (E), 感热 (H) 和土壤热通量 (G) 等变量模拟值的日变化规律。净辐射是潜热,感热和土壤热通量的能源,影响净辐射的主要因子为太阳高度角、大气透明度、云量、云状、地表反射率以及地面温度、大气温度、湿度等^[17]。从图中可以看出,晴天时,净辐射具

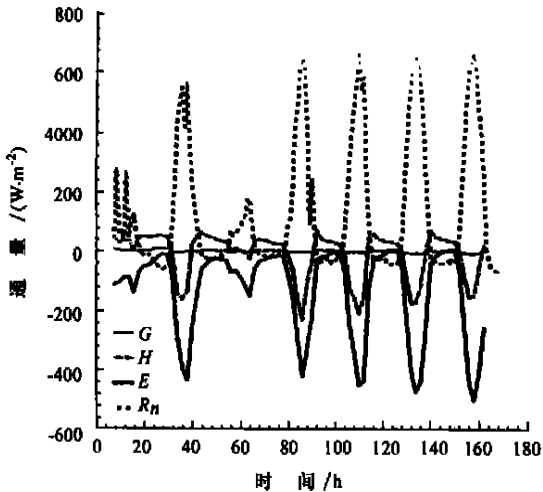


图3 净辐射(R_n),潜热(E),感热(H)和土壤热通量(G)的日变化规律

Fig.3 Diurnal variation of net radiation, latent, sensible and heat fluxes

有明显的日变化,一般白天为正值,夜里为负值,最大值在中午前后出现,最小值在日落以后出现,如 6 月 9 日(第 5 天)净辐射的最大值是 $663 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ (14:00),最小值是 $-32 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ (24:00)。潜热交换主要决定于下垫面与大气间的水分交换过程,即蒸发耗热或凝结释热,感热交换主要是指近地层的湍流热交换,土壤热通量是与土壤中的分子热传导有关。潜热是主要的,次之是感热,土壤热通量最小。其中 6 月 7 日(第 3 天)是阴天,太阳辐射较小,所以,净辐射、潜热、感热和土壤热通量都较小。

3.5 大气湍流和温、湿度的变化

图 4 给出了 6 月 7 日(第 3 天)湍动能 TKE 模拟值随高度的变化规律,从图中可以看到在植被冠层顶部附近湍动能接近峰值,由于植被的影响,在靠近地表处的湍流脉动受到较大的抑制,湍流强度在白天逐渐增大,到 14:00 ~ 16:00 达到最大值,以后又渐渐减小。16:00 的湍动能 TKE 模拟值最大,10:00 和 20:00 次之,8:00 和 22:00 较小。

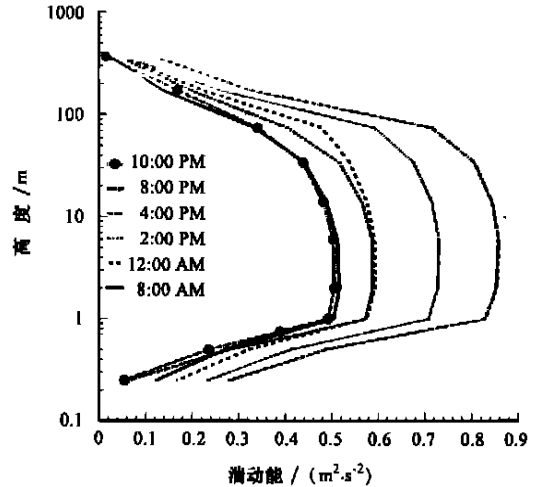


图4 湍动能 TKE 模拟值随高度的变化规律

Fig.4 Variation of Turbulent Kinetic Energy (TKE) with height

图 5 给出了人工植被区不同高度不同时间的大气比湿模拟值,比湿是大气湿度的一种表示形式,大气比湿是单位体积湿空气中,水汽质量 m_v 与湿空气质量 $m_v + m_a$ 之比^[18],比湿的单位是 $(\text{g} \cdot \text{g}^{-1})$ 。大气湿度状况是决定云、雾、降水等天气现象的重要因素,也是影响水分和土壤蒸发以及植物蒸腾的主要因子。从图中可以看出,一天当中,靠近地面处,中午比湿较大,早晨次之,晚上较小。由于沙漠地区空气干燥,所以总的说来该地区的比湿都是比较小的,其结果符合实际情况。

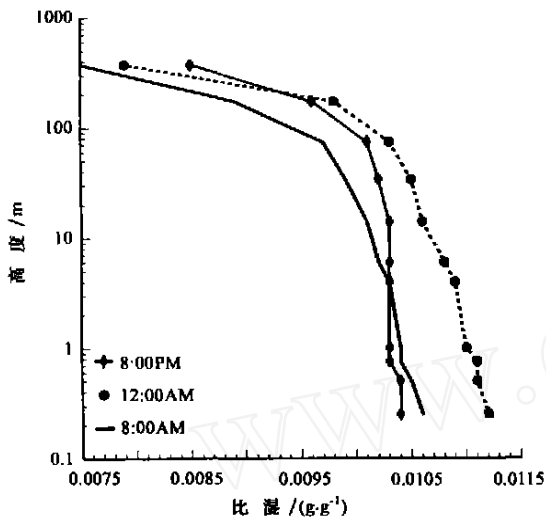


图5 大气比湿模拟值随高度的变化规律

Fig. 5 Variation of simulated specific humidity with height

图6给出了高度为2m处的气温模拟结果与实测值的比较,气温与土壤表面温度相似,具有日周期性变化,大气温度的日变化最根本的原因是太阳辐射的日变化,除了空气中热量的湍流输送影响日变化外,土壤的性质对温度日变化也有很大影响,消耗于下垫面上水分蒸发的热量同样也将影响气温的日变化,6月7日(第3天)是阴天,太阳辐射较小,所以气温较低。反之,6月10日(第6天)天气较好,因此气温较高。模拟结果和实测值在一周里面的变化趋势相似。

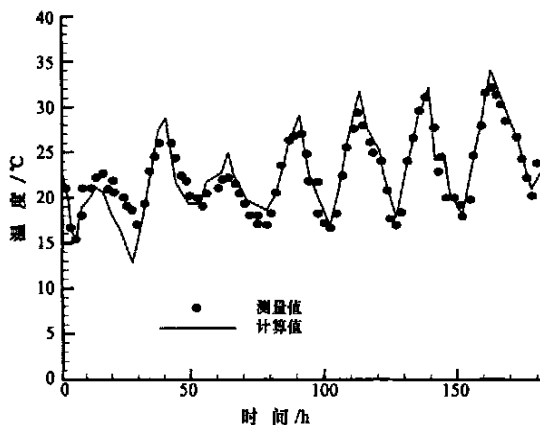


图6 2m高处气温模拟值和观测值的日变化规律

Fig. 6 Diurnal variation of temperature (observed and simulated) at 2m height

4 结论

(1) 本文针对中国科学院沙坡头沙漠试验站人工植被区陆气水热传输过程,提出了一个多层陆气湍流模式。模式对土壤、植被、大气作多层划分,细

致地研究了植被内各物理量,模型再现了部分观测事实。通过与实测资料对比,证明该模型成功地模拟了陆气相互作用过程,可为当地合理利用水热资源和治理沙漠提供科学依据。

(2) 生物结皮的形成延缓了水分的下渗速度,使下渗水分减小,渗透深度变浅。其结果导致了深沙层(100~200cm)含水量的降低,促使沙土下层产生物理干旱,直接地影响了深根系灌木对水分的吸收与利用,驱使深根系灌木种的衰退和浅根系半灌木以及一年生草本的蔓延。

(3) 人工植被的演变是从灌木到半灌木,最后到草本。沙层水分恶化是引起植物演变的主要原因。水分的恶化,导致植被自然稀疏,密的生长矮小,提前衰老,稀的长得高大,枝叶茂盛。

参考文献(References):

- [1] Budyko M I. The heat balance of the earth's surface office of climatology[Z]. U. S. Weather Bureau, 1958. 259.
- [2] Dickinson R W, et al. Biosphere - Atmosphere Transfer Scheme (BATS) for NCAR community model[Z]. NCAR, Boulder Co., TN - 275 + STR, 1986.
- [3] Sellar P J, Mintz Y. A Simple Biosphere Model (SiB) for use within General circulation models[J]. *J. Atmos. Sci.*, 1986, 43: 505 - 531.
- [4] Naot O, Mahrer Y. Modelling microclimate environments: a verification study[J]. *Boundary Layer Meteorology*, 1989, 46: 333 - 354.
- [5] Ten Berge H F M. Heat and Water Transfer in Bare Topsoil and the Lower Atmosphere [M]. Netherlands: Pudoc Wageningen, 1990.
- [6] 胡隐樵. 黑河实验的一些研究结果[J]. *高原气象*, 1994, 13(3): 225 - 236.
- [7] Li J C, Yao D L, Shen W M, et al. A coupling model for terrestrial processes in arid areas and its application[J]. *Applied Mathematics and Mechanics*, 1999, 20(1): 1 - 11.
- [8] 姚德良, 谢正桐, 李家春. 禹城地区陆气相互作用耦合模式和观测研究[J]. *生态学报*, 2000, 20(6): 1076 - 1082.
- [9] 刘树华, 李新荣, 刘立超, 等. 陆面过程参数化模式的研究[J]. *中国沙漠*, 2001, 21(3): 303 - 311.
- [10] 谢正桐, 李家春, 姚德良. 考虑植被影响的陆气耦合模式[J]. *力学学报*, 1998, 30(3): 267 - 276.
- [11] Genuchten M Th van, A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils[J]. *Soil Science Society of America Journal*, 1980, 44: 892 - 898.
- [12] Mualem Y. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media [J]. *Water Resources Research*, 1976, 12: 513 - 522.
- [13] Molz F J. Models of water transport in the soil-plant system: a review[J]. *Water Resour. Res.*, 1981, 17(5): 1245 - 1260.

- [14] 康绍忠,刘晓明,熊运章. 土壤-植被-大气系统连续体水分传输理论及其应用[M]. 北京:水利电力出版社,1994.
- [15] 石庆辉,刘家琼. 沙坡头铁路两侧人工植被区天然植被动态[A]. 沙漠生态系统研究[C]. 兰州:甘肃科学技术出版社,1995. 105 - 116.
- [16] 李新荣,张景光,王新平,等. 干旱沙漠区土壤微生物结皮及其对固沙植被影响的研究[J]. 中国沙漠,1999,19(增刊):165 - 169.
- [17] 邱国玉,石庆辉. 沙坡头人工固沙区沙地水分动态和植被演变[A]. 中国科学院沙坡头沙漠试验研究站年报[C]. 兰州:甘肃科学技术出版社,1993,120 - 127.
- [18] 程纯枢,等. 中国农业百科全书,农业气象卷[M]. 北京:农业出版社,1986.

A Turbulent Model of the Land - Atmosphere Interaction with the Crust Layer Influence

DU Yue¹, YAO De-liang^{1,2}, LI Xin-rong², XIE Zheng-tong¹, ZHANG Jing-guang²

(1. Institute of Mechanics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100080, China; 2. Shapotou Desert Research and Experiment Station, Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China)

Abstract: In the paper, we have elucidated the importance of investigation on land surface-atmosphere interaction for mankind's living environment protection and local economics development as well as its present state. Based on the previous work, a coupling micrometeorological model for SPAC system over wheat field in the Tengger Desert is presented. Especially, the leaf stoma non-saturation condition is considered to calculate the evapotranspiration, and the root absorption model is revised as well. The presence of microbiotic crust changes the soil hydraulic conductivity, alters the temporal and spatial distribution of limited precipitation in sand layer and leads to the degradation of deep-rooted shrubs. The canopy is divided into several layers, aiming at revealing the vertical profiles of mean quantities within it and providing scientific basis for parameterization of terrestrial processes. The model is shown capable of well simulating the microenvironment of wheat canopy in good agreement with measured mean temperature, specific humidity and latent heat fluxes *et al.* And the sensitivity test is carried out as well to analyze canopy's influence.

Key words: land-atmosphere turbulent model; crust layer; turbulent transfer; numerical simulation