

沙坡头人工植被区陆气耦合模式及生物结皮与植被演变的机理研究

姚德良^{1,2}, 李家春¹, 杜岳¹, 李新荣², 张景光²

(1. 中国科学院力学研究所, 北京 100080; 2. 中国科学院沙坡头沙漠试验研究站, 兰州 730000)

摘要: 论述了研究陆气相互作用的意义和现状。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, 考虑了结皮层对于土壤水分入渗的影响以及植被演变的过程。陆气耦合模式分别对大气、植被、土壤作多层划分, 有助于细致了解沿高度分布的各物理量。同时, 介绍了当地气候概况和野外观测情况。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治理沙漠提供科学依据。

关键词: 人工植被; 陆气耦合模型; 结皮层; 植被演变; 数值模拟

A Land-Atmosphere Coupling Model and Mechanism of the Crust Layer and the Evolution of Canopy in Artificial Vegetation Area of Shapotou

YAO De-Liang^{1,2}, LI Jia-Chun¹, DU Yue¹, LI Xin-Rong², ZHANG Jing-Guang² (1. *Institute of Mechanics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100080, China*; 2. *Shapotou Desert Experimental Research Station, Institute of Desert Research, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China*). *Acta Ecologica Sinica*, 2002, 22(4): 452 ~ 460.

Abstract: It is well-known that land-atmosphere interaction exerts great influences on global and regional environment. In order to determine the fluxes and parameterization scheme at the land-atmosphere interface, it is necessary to investigate terrestrial processes on typical underlying surface. In recent years, people have come to recognize the close relationship between the water-heat exchange process in the land-atmosphere interface and the canopy, more and more attention has been paid to the influence on the climate by the change of the canopy coverage ratio and their form. The main interactions of the land-atmosphere are: firstly, the radiation exchange; secondly, the friction of the surface roughness against the movement of the atmosphere; and the third is the exchange of the sensible heat and the latent heat.

A great improvement was made to understand land-atmosphere interaction and land-surface parameterization scheme since 1970s. The model can be classified as simple model and complex model according to its complicated degree. Generally speaking, the simple model ignores the effect of the canopy in water cycling. The surface water governing equation is mainly the "bucket model" or the revision of the "bucket model" developed by Budyko. The surface energy control scheme is a surface instant energy balance equation which ignores the energy transmission under the soil. Since 1980s, canopy biophysical and physiological processes for water and heat cycling are extensively studied. A few model for SPAC system, such as BATS model (Dickinson 1986) and SIB model (Seller 1986) have been proposed, scientists have paid attention to

基金项目: 国家自然科学基金重点基金资助项目(19832060); 国家自然科学基金资助项目(40071007); 中国科学院沙坡头沙漠站基金资助项目(200007)

收稿日期: 2001-10-25 **万方数据** **出版日期:** 2001-10-25

作者简介: 姚德良(1943~), 男, 浙江慈溪市人, 研究员。主要从事环境流体力学研究以及陆面过程模式研究。

coupling models for simulating the land-atmosphere interaction as a result.

At the mean time, the atmosphere turbulence transfer plays a decisive role in the momentum, quality and energy exchange above the interface. In 1989, the land-atmosphere interaction coupling model was further developed by Naot using the new turbulence model. In 1990, the soil-atmosphere coupling model (SAL-SA) which reflects the water-heat exchange of the bare soil and the lower atmosphere was established by Berge applying the turbulence theory. In recent years, people are more concerned with land-atmosphere transfer process and projects such as IGBP, UNEP and GEWEX. The land-atmosphere interaction is being intensively studied.

In the present 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: artificial vegetation; land-atmosphere coupling model; crust layer; evolution of canopy; numerical simulation

文章编号:1000-0933(2002)04-0452-09 中图分类号:Q143 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。我国开发西部的战略,将对西部地区的环境生态产生影响,因此,陆气相互作用和陆面过程参数化模式的研究,对西部开发过程中环境生态的预测具有重要意义。陆地表面与大气相互作用主要表现在以下 3 个方面:一是陆地表面与大气之间的辐射交换,二是陆地表面粗糙元对大气运动的摩擦拖曳,三是陆地表面与大气的感热和潜热交换。

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 Seller 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)。

近年来,对于陆气交换过程的研究愈来愈受到国际学术界的重视,发达国家投入大量经费进行大规模合作研究,如国际地圈-生物圈计划(IGBP)、联合国环境计划(UNEP)、全球水量与能量平衡计划(GEWEX)等,陆气相互作用是重点研究内容之一。并且,考虑到不同地表性质的不同影响,开展了几个大型野外观测实验,如非洲的 HAPEX(水文-大气先行性试验,代表中纬度湿润地区)、美国的 Kansas 实验(代表中纬度半干旱地区)以及我国的黑河流域地气相互作用试验(代表中纬度干旱地区)。

本文在以前研究工作^[6-8]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,同时介绍了当地的气候概况和野外观测情况,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,以期在当地合理利用水热资源和治理沙漠提供科学依据。

1 陆气耦合模式

本文的陆气耦合模式特别考虑了植被对陆气相互作用的影响以及结皮层对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,所有的物理量:水平速度分量 u, v , 压力 p , 势温 T , 湿度 q 都可以分解成平均量(用字母上边的 $\bar{\quad}$ 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, y 方向平均速度, $\bar{T}, \bar{q}, T_l, q_l$ 分别为势温和比湿, 叶面温度和叶面湿度, t 是时间, z 是铅直方向坐标。 $f=2\Omega\sin\phi$ 为柯氏参数, $\Omega=7.27\times 10^{-5}/s$, 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)为植冠以上大气湍流输送方程, 当 $A(z)$ 取为大于 0 值时, 方程(1)~(4)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。

湍流脉动能方程 ($TKE; e=0.5(u'^2+v'^2+w'^2)$)

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

其中: ρ 是密度, C_p 是热容量, g 为重力加速度, K_M 为总体输送系数。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 $\overline{T'w'}$ 潜热 $\overline{q'w'}$, 本文采用 k 湍流模式封闭, 详见文献^[6,8]。

1.2 土壤水热运输

由热传导方程可得出土壤温度方程:

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

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:

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

式中, ρ_1 是水的密度, θ 为土壤体积含水量, p 为基质势, g 为重力加速度, $K(\theta)$ 为非饱和和导水率或渗透系数, $K(\theta)$ 不仅可用测量值, 也可用经验函数来计算, 现采用 1976 年 Mualem 提出的模型:

$$K = K_s E^{1/2} (1 - (1 - E^{1/m})^m)^2 \quad (8)$$

这里 K_s 是饱和导水率, E 是相对饱和,

万方数据

$$E = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (9)$$

式中, θ_r, θ_s 分别为剩余含水量和饱和含水量, $m = 1 - 1/n$, n 和 θ_r 与土壤质地有关, 这些参数值被列于表 1。公式(8)中隐含着: 当 $\theta \leq \theta_r$ 时, $K = 0$, (这时 $E = 0$)。在沙坡头人工植被区的表面结皮层, 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

Table 1 Hydraulic properties of various soils

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

α , Van Genuchten parameter in moisture characteristic expression. n , Van Genuchten parameter. θ_r , Residual moisture content. θ_s , Volumetric moisture content at saturation. K_s , Hydraulic conductivity at saturation

根据吸水函数 $S(z, t)$ 有多种表达形式^[9], 它不但与根的分函数有关, 还与土壤含水量或水势有关, 本文取:

$$S(z, t) = \frac{E_c(t)L(z)f(\theta)}{\int_0^{L_r} L(z)f(\theta)dz} \quad (10)$$

$$f(\theta) = \begin{cases} 0 & 0 \leq \theta < \theta_w \\ \frac{\theta(\theta - \theta_w)}{\theta_j(\theta_j - \theta_w)} & \theta_w \leq \theta < \theta_j \\ 1 & \theta_j \leq \theta \end{cases} \quad (11)$$

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, $f(\theta)$ 是与土壤对根系吸水阻力有关的函数, θ_w 和 θ_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 $\theta_w = 0.05, \theta_j = 0.30, L(z) = \exp(3.30 - 3.60z)$ 。

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 $R_n(z)$ 的求取参阅文献^[10], 感热 ($H_p(z)$) 和潜热 ($E_p(z)$) 计算参阅文献^[8]。

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

在沙坡头沙漠研究站有 10 余年生长期的柠条和油蒿混生人工植被区的水分平衡场, 植被高 1.3m 左右。覆盖度达 30%。其它, 还在沙坡头气象站以及附近有 20 余年生长期的人工植被区。

沙坡头位于北纬 $37^{\circ}27'$, 东经 $104^{\circ}57'$, 地处腾格里沙漠东南缘^[11], 海拔高度 1250m, 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 9.6°C , 最高气温 38.1°C , 最低气温为 -25.1°C , 冬夏昼夜温差大, 年平均降雨量为 186.2mm, 一年内的雨量分布很不均匀, 主要集中在 7~9 月份。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 2.8m/s , 最大风速为 19m/s , 大于 5m/s 的起沙风每年有 200d 左右, 所以风沙流危害十分严重。

土壤以**粉砂数据**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 20a 左右覆盖度下降到 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

观测项目有:大气温度、湿度、风速梯度和风向,植被温度,土壤温度,土壤热通量,净辐射通量,土壤含水量和蒸散量等。

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、笔记本计算机、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,他们的观测高度分别为 1、2、4、8m。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 0.3m/s 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,以减小由于普通通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,它们测得的温度的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、100cm。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、160cm,每次测量 3 个点,再取它们的平均值。还有,在距植被区内微气象观测点 30m 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,每次每台 Lysimeter 打印 5 组数据。

同时,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),(6)~(7)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 1500m 的大气边界层划分为 11 层,其中植冠划分 4 层,深至 100cm 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)的求解是利用牛顿迭代法。应用以上方法,对 1999 年 6 月 3 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。图 1 至图 5 给出了模拟结果与测量值的比较图形,·表示实测值,曲线表示相应的模拟结果。同时,表 2 至表 4 给出了土壤含量和土壤水分入渗的观测数据。

3.1 土壤水分平衡

沙坡头地区沙地水分平衡方程为:

$$P + C_w = S_E + P_E + P_w \tag{14}$$

其中,收入项 P 为降雨量, C_w 为凝结水。支出项 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 177.3mm,6~9 月份占全年的 68.7%,全年平均降雨天数 56d,大于 5mm 的日

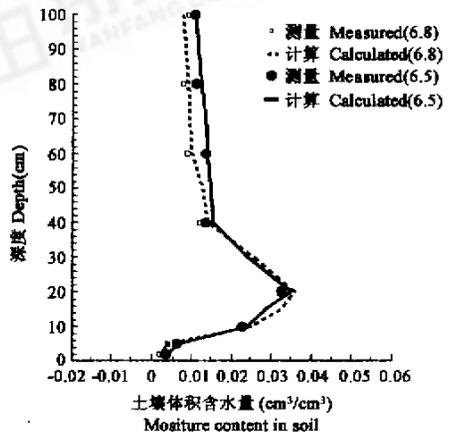


图 1 土壤体积含水量模拟值和观测值随深度的变化规律

Fig. 1 Variation of moisture content in soil with depth

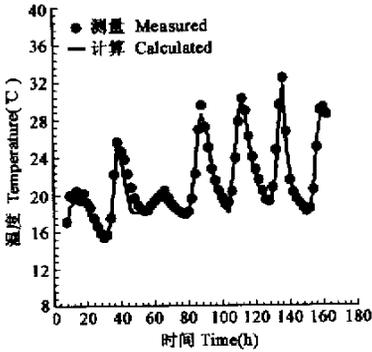


图2 地表温度模拟值和观测值的日变化规律
Fig. 2 Diurnal variation of temperature of soil surface

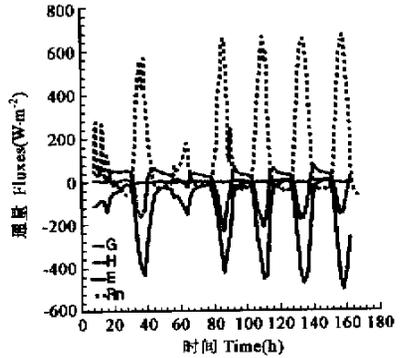


图3 净辐射(R_n),潜热(E),显热(H)和土壤热通量(G)的日变化规律
Fig. 3 Diurnal variation of net radiation, latent, sensible and heat fluxes

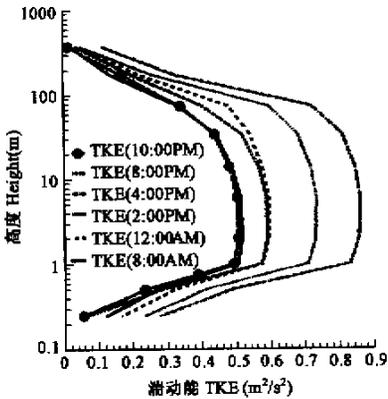


图4 湍动能 TKE 模拟值随高度的变化规律
Fig. 4 Variation of TKE with height

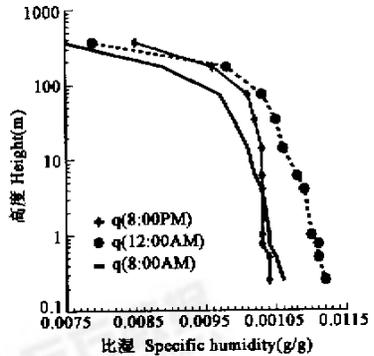


图5 大气比湿模拟值随高度的变化规律
Fig. 5 Variation of specific humidity with height

降水天数平均为 10d,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 6.7cm,而湿润 6.7cm 干沙层需要 8.3mm 的降水。故认为小于 8mm 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 6.7~8.1mm,蒸发系数为 8。凝结水量,最多在秋季,全年为 3.3mm 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%,固沙年限更长的地区,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。

图 1 给出了人工植被区的土壤体积含水量剖面图,从图中可以看到土壤含水量随深度而增加,到 20cm 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,另外地下水位很低(大约 100m 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。

3.2 结皮层与土壤水分入渗以及植被演变的机理

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,1年生植被的侵入,植被的凋落物腐解,在微生物及其它环境条件综合作用下的新生物,是物理、化学以及复杂的生化反应的综合产物。生物结皮粉沙含量为 12.6%~28.7%,物理粘粒含量为 1.78%~3.88%。结皮层表面存有的藓类、藻类等植物,形成具有较大持水能力的似海绵网络状的海绵体生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,可以抵御风蚀成为铁路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 0~1.6m,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。

表 2 和表 3 分别给出了植物固沙 10 余年的水分平衡场和植物固沙 20 余年的气象站附近区域的土壤重量含水量的观测值。从表 2 和表 3 可以看出,在 0~5cm 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水量比水分平衡场的大,而水分平衡场的土壤表层含水量大,在相同的条件下,含水量大的土壤水分含量一般要比含沙量大的土壤水分大。在 5~20cm 之间表 2 中的土壤含水量比表 3 中的土壤含水量要大,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 0.5~1.0cm,而气象站附近的结皮层厚度为 1.5~2.0cm),因此,入渗的水量和速度要大。其它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。

表 2 1999 年 6 月水分平衡场土壤重量含水量

Table 2 Soil moisture contents in the water balance field in June 1999

深度(cm) Depth	日期 Date						
	3 日(3rd)	4 日(4th)	5 日(5th)	6 日(6th)	7 日(7th)	8 日(8th)	9 日(9th)
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

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

深度(cm) Depth	日期 Date						
	3 日(3rd)	4 日(4th)	5 日(5th)	6 日(6th)	7 日(7th)	8 日(8th)	9 日(9th)
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

由于沙坡头地区是降水不足 200mm 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,表 4 反应了沙坡头地区微生物结皮对降水入渗的影响,由表 4 可见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的空间和时间分配的影响是显著数据。一次性降水(分别为 16.9mm 和 27.0mm)24h 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^[12]。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(100~200cm)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1年生草本的蔓延。

在沙坡头地区的沙丘未栽植物以前^[11,13],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1.5m×1.5m比1m×1m的长得高大,沙层含水量也大。随着栽植株行距的增大,沙层水分变好转,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 土壤表层温度的日变化特征

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。

图2给出了土壤表面温度模拟结果与实测值的比较,从图中看出模拟结果与观测值吻合较好。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。从图中可以看出,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。

表4 沙丘不同部位的微生物结皮对降水入渗的影响

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

项目 Item	沙丘部位 Positions of the dune				沙丘顶 2 Top2	一次性降水量 (mm) Precipitation of one time	测定时间 Date of the measurement
	沙丘顶 1 Top1	背风坡 Leeward side	丘间地 between dunes	迎风坡 Upwind side			
降水入渗深度(cm) ^①	22.25	20.23	19.32	20.97	26.38		
结皮+亚表土层厚度(cm) ^②	1.720	2.510	2.890	2.570	1.620	16.90	1999.5.17
流动沙丘的入渗深度(cm) ^③	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	1999.6.16
流动沙丘的入渗深度(cm)	无干沙层 ^④	38.05	无干沙层 ^④	无干沙层 ^④	无干沙层 ^④		

①Depth of the infiltration ②Depth of crust and subsurface stratum ③Depth of the infiltration of the mobile dune ④Without dry-sand-layer

3.4 能量平衡

图3给出了植物固沙区的净辐射(R_n),潜热(E),显热(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,显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^[13]。从图中可以看出,晴天时,净辐射具有明显的日变化,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日净辐射的最大值是663W/m²(14:00),最小值是-32W/m²(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,显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。从图中可以看出潜热是主要的,次之是显热,土壤热通量最小。其中6月7日是阴天,太阳辐射较小,所以,净辐射,潜热,显热和土壤热通量都较小。

3.5 大气湍流和湿度的特点

图4给出了6月7日湍动能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至16:00达到最大值,以后又渐渐减小。图中看到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 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,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^[14],它是大气湿度的一种表示形式。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,图中结果符合实际情况。

4 结论

4.1 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耦合模式。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。

4.2 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。

4.3 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

- [1] Budyko M I. The heat balance of the earth's surface office of climatology. *U. S. Weather Bureau*, 1958. 259.
- [2] Dickinson R W, et al. Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme(BATS)for NCAR community model. *NCAR, Boulder Co.*, TN-275+STR, 1986.
- [3] Sellar P J and Mintz Y. A Simple Biosphere Model(SiB)for use within General circulation models. *J. Atmos. Sci.*, 1986, **43**:505~531.
- [4] Naot O and Mahrer Y. Modelling microclimate environments; a verification study. *Boundary Layer Meteorology*, 1989, **46**:333~354.
- [5] Ten Berge H F M. Heat and water transfer in bare topsoil and the lower atmosphere. Pudoc Wageningen, Netherlands, 1990.
- [6] Xie Z T(谢正桐), Li J C(李家春), Yao D L(姚德良). A coupling model of the land-atmosphere interaction with canopy influence. *Acta Mechanica Sinica*(in Chinese)(*力学学报*), 1998, **30**(3):267~276.
- [7] Li J C, Yao D L, Shen W M, et al. Acoupling model for terrestrial processes in arid areas and its application. *Applied Mathematic and Mechanics*, 1999, **20**(1):1~11.
- [8] Yao D L(姚德良), Xie Z T(谢正桐), Li J C(李家春). Land-atmosphere interaction model and observation in Yucheng county. *Acta Ecologica Sinica*(in Chinese)(*生态学报*), 2000, **20**(6):1076~1082.
- [9] Molz F J. Models of water transport in the soil-plant system; a review. *Water Resour; Res.*, 1981, **17**(5):1245~1260.
- [10] Kang S Z(康绍忠), Liu X M(刘晓明), Xiong Y Z(熊运章). Water transfer theory for SPAC system an its application. Beijing: Press of Water Conservancy and Electric Power(in Chinese), 1994.
- [11] Shi Q H(石庆辉). Succession of natural vegetation in artificial vegetation area of Shapotou on both sides of railway. *Study about Desert Ecosystem*(in Chinese). Lanzhou: Gansu Publishing House of Science Technology. 1995. 105~116.
- [12] Li X R(李新荣), Zhang J G(张景光), Wang X P(王新平), et al. Study on Microbiotic Crust and Its Influences on Sand Fixing Vegetation in Arid Desert Region. *Journal of Desert Research* (in Chinese)(*中国沙漠*), 1999, **19**(Supp.):165~169.
- [13] Qiu G Y(邱国玉), Shi Q H(石庆辉). The vegetation succession and soil water dynamics in Shapotou artificial sand-fixing vegetation area. Annual Report of Shapotou Desert Research Experiment Station, *Chinese Academy of Sciences*(in Chinese). Lanzhou: Gansu Publishing House of Science Technology. 1993. 120~127.
- [14] Cheng J(成均), et al. *China agriculture encyclopaedia* (Volume of agromete orology) (in Chinese). Beijing: Agricultural Press, 1986.