

# 高寒草甸陆气水热交换数值模拟研究<sup>\*</sup>

姚德良 张强 谢正桐

(中国科学院力学研究所,北京 100080)

**摘要** 本文论述了陆气相互作用的研究意义与现状。在原有研究工作基础上,针对海北高寒草甸地区陆气水热传输过程,提出了一个多层陆气耦合模式。对植被内部湍流交换的物理过程作了深入研究,特别考虑了叶片气孔为非饱和水汽条件下的交换情况,并且给出了修正后的根系吸水模式。陆气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。利用本模式对中国科学院海北高寒草甸生态试验站地区矮蒿草草甸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。证明该模式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提供科学依据。

**关键词** 高寒草甸,陆气耦合模型,湍流输运,数值模拟

## 1 前言

人口急剧增长、生态环境破坏、粮食短缺和能源危机是当今世界人类的几大难题。生态环境的破坏引起生物资源锐减和气候、土壤状况的恶化,其严重程度已威胁到人类自身的生存。如草原退化,我国草地面积占我国总面积的 30%,但草场管理方式原始落后,经济效益低下,资源浪费严重,草地生态环境破坏严重,据统计全国约有 1/3 的草场不同程度地退化,优良牧草减少,牧草品质下降。又如森林过伐,森林覆盖率由 12.7% 下降到 8.9%。其他还有土地荒漠化,全国荒漠化土地面积已达到 262.6 万 km<sup>2</sup> 占国土总面积的 27% 以上。所有这些环境灾害大部分都是由发生在陆地表面附近的流动引起的,所以通过陆面过程模式和观测研究,只要能解决这些生态环境问题,就会有重大的社会效应和经济效益。

青藏高原海拔高、日光充足、辐射强、气温低、昼夜温差大和气压低等独特的自然环境,以及生成的“青藏高压”迫使大气环流形成特殊的西风环流和南北分流形势,不仅影响我国植被分布格局,而且影响欧亚大陆的植被分布和空间模式。同时,青藏高原是全球变化的敏感区,是考察人类活动对环境变化作用的一个窗口。高寒草甸站<sup>[1]</sup>位于东经 101°19',北纬 37°37',地处青藏高原东北部祁连山系北支冷龙岭东段的南麓,海拔高度 3 200m,定位站的气候具有明显的高原大陆性气候特点,无四季之分,仅有冷暖二季之别,冷季漫长而寒冷,暖季短暂而气温稍高。日照时间长,太阳辐射强烈,全年总辐射量 140~160kcal/cm<sup>2</sup>,平均降水量 498mm,植被是高寒草甸和高寒灌丛。高寒草甸地区牧草生长茂盛,是较理想的放牧区,但受

\* 中国科学院知识创新重大项目(KJ951-A1-01),国家自然科学基金(40071007)

到过度放牧、低温和风蚀的危害。所以研究该地区的陆面过程,一方面对全球环境问题有其特别的意义,另一方面对预测局地小气候和生态环境变化,揭示青藏高原陆气交换规律和物理机制,以及促进区域经济发展都有重要意义。

20世纪70年代以来,对陆气相互作用和陆面过程参数化的研究取得了许多进展,由采用规定的地表势温到利用守恒原理的桶式模型<sup>[2]</sup>。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—大气连续系统(SPAC)内的各种模式。其中,最有代表性的便是1986年Dickinson等人提出的生物圈与大气层传输系统模式<sup>[3]</sup>(BATS)和Seller等人提出的简单的生物圈模式<sup>[4]</sup>(SiB),并得到了更符合实际的模拟结果。同时,人们应用湍流模式新成果,发展了陆气相互作用的耦合模式。1989年Naot等人应用湍流二阶闭合耦合模式,对以色列Nahal-Oz和Gilgal地区棉花地和裸地的微气象环境作了数值模拟<sup>[5]</sup>。1990年Ten Berge等人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拟方法模型<sup>[6]</sup>(SALSA)。

本文在以前研究工作<sup>[7,8]</sup>的基础上,针对中国科学院高寒草甸站地区陆气水热传输过程,提出了一个多层陆气相互作用耦合模式。特别给出了导水率的计算模型和修正后的根系吸水模式,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,利用本模式对中国科学院高寒草甸站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。证明该模式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提供科学依据。

## 2 陆气耦合模式

本文的陆面过程耦合模式详细考虑了大气湍流和植被对陆气相互作用的影响,将植被层视为动量、热量与水汽的源汇分布,并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。

### 2.1 大气湍流运动

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 $T$ ,比湿 $q$ 都可以分解成平均量(用字母上边的一表示)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

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

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

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

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

其中,  $\bar{u}, \bar{v}$ , 分别为  $x$  方向平均速度,  $y$  方向平均速度,  $\bar{T}, \bar{q}, T_i, q_i$  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.  $f = 2\Omega \sin\varphi$  为科氏参数,  $\Omega = 7.27 \times 10^{-5}$ ,  $\varphi$  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, 方程式 (1) 至式 (4) 为植冠以上大气湍流运输方程, 当  $A(z)$  取为大于 0 值时, 方程式 (1) 至式 (4) 为植被内湍流运输方程.  $C_d$  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

$$(TKE; \quad e = 0.5(u'^2 + v'^2 + w'^2))$$

$$\frac{\partial e}{\partial t} = \frac{\overline{u'w'}}{\rho} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} + \frac{\overline{v'w'}}{\rho} \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} + \frac{g}{T} \frac{\overline{T'w'}}{\rho C_p} + \frac{\partial}{\partial z} (K_M \frac{\partial}{\partial z}) -$$

$$\frac{(C_e)^{3/2}}{l_M} + C_d A(z) (|\bar{u}|^3 + |\bar{v}|^3) \quad (5)$$

其中:  $\rho$  是密度,  $C_p$  是热容量,  $g$  为重力加速度,  $K_M$  为总体运输系数. 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  $\rho C_p \overline{T'w'}$ , 潜热  $\rho \overline{q'w'}$ , 本文采用  $k$  湍流模式封闭, 详见文献 [7, 8].

## 2.2 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,  $\lambda$  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:

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

式中:  $\rho_1$  是水的密度,  $\theta$  为土壤体积含水量,  $p$  为基质势,  $K$  为导水率,  $g$  为重力加速度.

根系吸水函数  $S(z, t)$  有多种表达形式<sup>[9]</sup>, 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:

$$S(z, t) = \frac{E_r(t) L(z) f(\theta)}{\int_0^L L(z) f(\theta) dz} \quad (8)$$

• 21 •

• 21 •

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,  $f(\theta)$  的计算公式参看文献[8]。

### 2.3 能量平衡方程

首先,在植被内部每层上,满足能量平衡:

$$R_n(z) + H_p(z) + E_p(z) = 0 \quad (9)$$

净辐射分布函数  $R_n(z)$ , 感热  $H_p(z)$  和潜热  $E_p(z)$  计算请看文献[7,8]。

同时,在土壤表面满足能量平衡方程:

$$R_n(0) - H_s - E_s - G = 0 \quad (10)$$

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。

### 2.4 数值方法

对方程(1)方程(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2层,深至60cm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(9)方程(10)的求解是利用牛顿迭代法。

初始条件为:给定初始平均风速,平均比湿,平均气温,土壤温度,土壤含水量以及湍流脉动量。认为初始时方程式(5)的产生项和耗散项平衡,则可以得到初始湍流脉动能。

## 3 结果与讨论

我们应用以上方法,对2001年6月3日至6月10日中国科学院海北草甸生态试验站矮嵩草草甸地区有关的大气、土壤、植被的水热参数进行了数值模拟。图1至图4给出了模拟结果与观测值的比较图形,图中·表示实测值,曲线表示相应的模拟结果。

### 3.1 土壤水分的变化特点

图1给出了矮嵩草草甸地区的土壤体积含水量剖面图,从图中可以看到模拟结果与观测值吻合较好。这里的土壤含水量一般随深度而减少,因为由于60cm深度以下是石头,所以得不到地下水的补充,而表层有雾水和雨水的补充,因此土壤表层含水量较大。

### 3.2 地表温度的日变化特征

图2给出了土壤表层温度模拟结果与实测值的比较,土壤表面温度具有日周期性的变化,这主要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。高寒草甸位于欧亚大陆腹地,远离海洋,在热量积累上受海洋影响很小,热传导慢,热量集中于地面表层,土壤表面升温剧烈。夜间地面有效辐射增强,因空气稀薄,少云,并且空气中水汽含量较少,大气保温作用弱,地面散热迅速,地表温度冷却也较快,因此,土壤表面温度日变化振幅最大。如6月7日的土壤表面最高温度是42.4°C(14:00),最低温度是-6.1°C(6:00),日变化振幅很大。

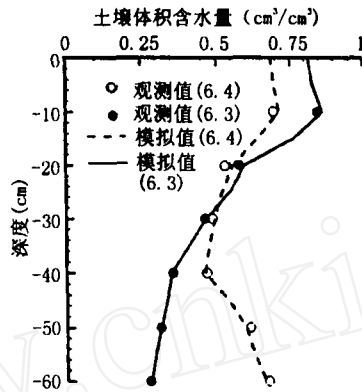


图1 土壤体积含水量模拟值和观测值随深度的变化规律

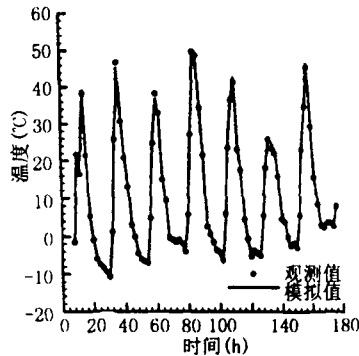


图2 地表温度模拟值和观测值的日变化规律

### 3.3 高原地区辐射量的变化特点

图3给出了总辐射观测值和净辐射模拟值随时间的变化规律,从图中可以看出总辐射量和净辐射量都很大,这和海拔高度较高有关。海北高寒草甸地处青藏高原东北部,平均海拔高度在3200m以上,由于所处的海拔高度高,其上面的大气层变薄,空气密度变小,空气中的水汽含量、尘埃等杂质也减少,使大气透明度增加,所以,获得的太阳辐射量极其丰富。高原地区与平原地区相比,太阳辐射收支量发生了变化:在收入方面,散射辐射是随着海拔高度的增加而减少,但直接辐射和总辐射量则随着海拔高度的增加而增加。在支出方面,由于青藏高原冰雪较多,所以反射辐射大于平原地区,并且有效辐射随高度增加而增大。

### 3.4 能量平衡的特点

图4给出了矮嵩草草甸区的净辐射( $R_n$ ),潜热( $E$ ),感热( $H$ )和土壤热通量( $G$ )等项模拟

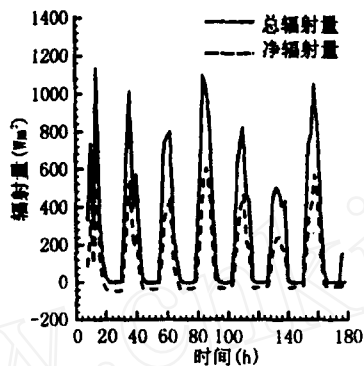


图3 总辐射和净辐射的日变化规律

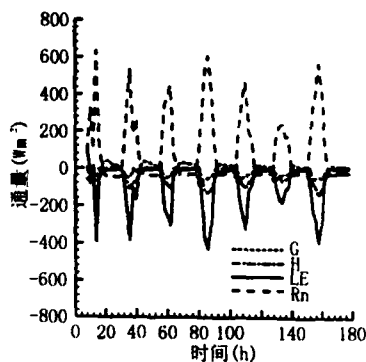


图4 净辐射( $R_n$ ),潜热( $LE$ ),感热( $H$ )和土壤热通量( $G$ )的日变化规律

值的日变化规律。净辐射是感热,潜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、云量、地表反射率以及温度、湿度等。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  $572\text{W}/\text{m}^2$  (14:00),最小值是  $25\text{W}/\text{m}^2$  (22:00)。潜热即指蒸发耗热或凝结释热,潜热交换主要决定于下垫面与大气间的水分交换过程。感热交换主要是指近地层的湍流热交换。土壤热通量是指地面与土中的热交换,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,感热次之,土壤热通量最小。

## 4 结论

(1) 本文针对中国科学院高寒草甸试验站地区矮嵩草草甸陆气水热输运过程,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,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提供科学依据。

(2) 为使模型具有更大的适用性,对模型作了进一步的改进和完善,对植被内部湍流交换的物理过程作了深入研究,特别考虑了叶片气孔为非饱和水汽条件下的交换情况,并且给出了修正后的根系吸水模式。使陆气相互作用耦合模型具有较高的预报能力。

(3) 高寒草甸地处青藏高原东部,平均海拔高度在 3 200m 以上,由于所处的海拔高度高,空气稀薄,能见度大,晴天多,日照时间长。所以,获得的太阳辐射量极其丰富。

## 参 考 文 献

- 1 夏武平. 高寒草甸生态系统. 兰州:甘肃人民出版社, 1981.
- 2 Deardorff, I, W, Efficient Prediction of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer Vegetation. *J. Geophys. Res.*, 1978, 83: 1889-1903.
- 3 Dickinson, R. W. et al. Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) for NCAR Community Model. NCAR, Boulder Co., TN-275+STR, 1986.
- 4 Sellers, P. J. and Mintz, Y. A simple Biosphere Model (SiB) for Use Within General Circulation Models. *J. Atmos. Sci.*, 1986, 43: 505-531.
- 5 Naot, O and Mahrer, Y. Modelling Microclimate Environments: A Verification Study. *Boundary Layer Meteorology*, 1989, 46: 333-354.
- 6 Ten Berge, H. F. M. Heat and Water Transfer in Bare Topsoil and the Lower Atmosphere. Pudoc Wageningen, Netherlands, 1990.
- 7 谢正桐,李家春,姚德良. 考虑植被影响的陆气耦合模式. *力学学报*, 1998, 30(3): 267-276.
- 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. *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.

## Numerical simulation for the processes of land-atmosphere water and heat exchange in High Cold Meadow

Yao De-Liang    Zhang Qiang    Xie Zheng-tong  
(Institute of Mechanics, CAS, Beijing 100080, China)

**Abstract:** In this paper, the importance of investigation on land-atmosphere interaction as well as its present state of the art is elucidated. Based on the previous work and focusing on the water-heat transfer process between land and atmosphere in Habei high-cold meadow area, a multi-layer land-atmosphere interaction coupling model is presented. With special attention paid to the moisture transfer in leaf stomatal under unsaturated condition, a profound

investigation is made on the physical process of the turbulent transfer inside the vegetation. A revised water-absorption model for root system is presented. The multi-layer coupling model, dividing atmosphere, vegetation and soil into multi-layers, facilitates the study of vertically distributed physical variables in detail. Numerical simulation is conducted according to the transfer process of Kinesia humility meadow in the area of Habei High-Cold Meadow Ecosystem Station, CAS. The numerical results agree well with experimental data. The model is proved to successfully simulate the land-atmosphere interaction process and can provide scientific basis for the optimized use of local water-heat resources.

**Key words:** high-cold meadow, land-atmosphere coupling model, turbulence transfer, numerical simulation