

文章编号: 1000-0887(2004) 05-0446-09

# 高寒草甸地区陆面过程观测及 耦合模式研究\*

姚德良<sup>1</sup>, 张 强<sup>1</sup>, 李家春<sup>1</sup>,  
谢正桐<sup>1</sup>, 沈振西<sup>2</sup>

(1. 中国科学院 力学研究所 工程科学部, 北京 100080;  
2. 中国科学院 西北高原生物研究所, 青海西宁 810001)

(本刊编委李家春来稿)

**摘要:** 对海北高寒草甸地区水热传输过程进行了系统观测, 特别考虑了叶片气孔为非饱和水汽条件下的交换情况, 结合修正的根系吸水公式, 发展了一个多层陆气耦合模式。利用该模式对中国科学院海北高寒草甸生态试验站地区矮嵩草草甸陆气水热交换进行了数值模拟, 分析了湍流交换的物理过程, 给出了沿高度分布的各物理量。模拟结果与实测值吻合较好。

**关键词:** 高寒草甸; 陆气耦合模型; 湍流输运; 数据模拟; 野外观测

**中图分类号:** P463.23 **文献标识码:** A

## 引 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 的草场不同程度的退化, 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%。其它还有土地荒漠化, 全国荒漠化土地面积已达到  $2.626 \times 10^6 \text{ km}^2$ , 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,

\* 收稿日期: 2002\_10\_16; 修订日期: 2003\_12\_26

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(10332050, 40071007, 19832060); 中国科学院知识创新重大项目(KJCX2\_SW\_L1)

作者简介: 姚德良(1943—), 男, 浙江慈溪市人, 研究员(联系人, Tel: + 86\_10\_62554125; E\_mail: yaodl@imech.ac.cn);

李家春(1940—), 男, 教授, 博导, 中科院院士。

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 $101^{\circ}19'$ ，北纬 $37^{\circ}37'$ ，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 $3\ 200\text{ m}$ ，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。年平均温度 $-2^{\circ}\text{C}$ ，气温日较差大( $14.4^{\circ}\text{C}$ )，年较差小( $24.2^{\circ}\text{C}$ )，日照时间长，全年日照 $2\ 672.6\text{ h}$ ，太阳辐射强烈，全年总辐射量 $5.86\times 10^6\sim 6.70\times 10^6\text{ kJ/m}^2$ ，平均降水量 $498\text{ mm}$ ，季节分配不均，88%的降水量集中于暖半年。全年多风(年平均风速 $2.6\text{ m/s}$ )。土壤以高山草甸土、高山灌丛草甸土和沼泽土为主，其中以高山草甸土分布最广。植被是高寒草甸和高寒灌丛，由适应高寒气候的耐寒中生多年生草本植物和灌木组成。高寒草甸地区牧草生产茂盛，是较理想的放牧区，但受到过度放牧、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变换的影响，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(BATS)<sup>[3]</sup>和Seller等人提出的简单的生物圈模式(SiB)<sup>[4]</sup>，并得到了更符合实际的模型结果。但是，BATS模式和SiB模式考虑因素众多，而且许多需要观测的参数，采用这些模式是十分复杂的工作。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年后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据模拟<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(SALSA)<sup>[6]</sup>。

近年来对于陆面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)，全球水量与能量平衡计划(GEWEX)，世界气候研究计划(WCRP)，国际水文计划(IHP)，陆气相互作用是重点研究内容之一。并且，在野外观测研究方面，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，如法国的水文-大气先行性试验(HAPEX)，代表中纬度湿润区，美国的Kansas实验，代表中纬度半干旱区，中国的黑河实验区，代表中纬度干旱区。

国内从20世纪80年代开始有人从事陆面过程模式研究，在青藏高原有人从事陆面过程野外试验研究，1994年胡隐樵等人在黑河地区进行地气相互作用野外观测实验研究<sup>[7]</sup>。1999年季国良在青藏高原进行能量收支观测实验研究<sup>[8]</sup>。但是在高寒草甸地区陆面过程研究还较少见，1996年姚德良等人在高寒草甸地区研究了牧草生产量模拟模式<sup>[9]</sup>，讨论了土壤含水量和蒸散量对牧草生产量的影响过程。2002年姚德良等人研究了高寒草甸生态系统陆地生物圈模式<sup>[10]</sup>，说明了植被对土壤水热变换的影响。本文在以前研究工作[11~14]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，对植被内部湍流变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高寒草甸站陆气水热变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。

## 1 野外观测

2001年6月我们对中国科学院海北高寒草甸生态试验站地区矮蒿草草甸有关的大气、土壤、植被的水热参数进行了测量。野外观测场地选在矮蒿草草甸区微气象观测站一带。观测项目有:大气温度、湿度、风速和风向、地表温度、土壤温度、土壤热通量、净辐射通量和土壤含水量等。

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,他们的观测高度分别为 0.5m、1 m、2 m、4 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 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,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 层不同温度上的土壤温度,测量深度分别为 5 cm、10 cm、15 cm、20 cm、40 cm、60 cm、70cm。土壤热能量采用 HF\_1 型土壤热通量传感器测量,净辐射通量采用 TBB\_1 型净辐射传感器测量。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 10 cm、20 cm、30 cm、40 cm、50 cm、60 cm,每次测量 3 个点,再取它们的平均值。

## 2 陆面过程耦合模式

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

大气边界层一般可以分为二层:近地层和上面的 Ekman 层。近地层是边界层的最低层,近地层和 Ekman 层都是以大气湍流运动为特征,但它们的动力学性质并不相同,在 Ekman 层,湍流粘性力和柯氏力以及气压梯度力同样重要,在近地层,大气受地球表面的动力和热力的强烈影响,气象要素随高度激烈变化,运动尺度小,柯氏力可以略去不计。

在大气边界层,由于是湍流流动,所以,所有的物理量,水平运动分量  $u, v$ , 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:

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

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

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

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

其中,  $u, v$ , 分别为  $x$  方向平均速度,  $y$  方向平均速度,  $T, q, T_l, q_l$  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,  $\Omega = 7.27 \times 10^{-5}/s$ ,  $\phi$  为当地纬度.  $u', v', T', q'$  为对应的湍流脉动量.  $A(z)$  为植被叶面积分布密度, 当  $A(z)$  取为 0 值时, 方程(1) ~ (4) 为植冠以上大气湍流输运方程, 当  $A(z)$  取为大于 0 值时, 方程(1) ~ (4) 为植被内湍流输运方程.  $C_d$  是植被的空气动力阻力系数, 即认为植冠叶片在大气湍流运动的过程中, 起到一个动量汇的作用. 方程(3) 和(4) 的最后一项分别称为热量源汇(指感热流从叶片流入或流出)、水气源汇(指产生在叶片上的水分蒸腾或凝结). 本文基于单层植被模式的启示, 认为在每层的植冠中同样存在一种阻碍感热流从叶片流入或流出, 阻碍叶片上的水分蒸腾或凝结.  $r_b, r_s$  分别为叶片界面层阻抗和对水汽扩散的叶气孔阻抗.

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

$$\frac{\partial e}{\partial t} = \frac{\partial \overline{u'w'}}{\rho} \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\overline{v'w'}}{\rho} \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{g}{T} \frac{\partial \overline{T'w'}}{\rho C_p} + \frac{\partial}{\partial z} \left[ K_M \frac{\partial e}{\partial z} \right] - \frac{(Ce)^{3/2}}{l_M} + C_d A(z) (|u|^3 + |v|^3). \quad (5)$$

其中,  $\rho$  为密度,  $C_p$  为热容量,  $g$  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  $\overline{u'w'}$ ,  $\overline{v'w'}$  和显热  $\overline{T'w'}$ , 潜热  $\overline{q'w'}$ , 本文采用  $k$  湍流模式封闭, 参见文献[13].

上述方程组的上边界条件是:

$$\overline{u'w'} = \overline{v'w'} = \overline{w'T'} = \overline{w'q'} = 0, \quad (6)$$

$$\frac{\partial e}{\partial z} = 0. \quad (7)$$

## 2.2 土壤水热运移

由热传导方程可得出土壤温度方程,

$$\frac{\partial (CT)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ \lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right] \quad (8)$$

式中:  $T$  为土壤温度,  $C$  为土壤热容量,  $\lambda$  为土壤的热导率.

由质量守恒定律可以得到土壤水分运动方程,

$$\rho_1 \frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ K(\theta, T) \frac{\partial p(\theta, t)}{\partial z} \right] - \rho_1 g \frac{\partial}{\partial z} K(\theta, T) - S(z, t), \quad (9)$$

其中,  $\rho_1$  是水的密度,  $\theta$  为土壤湿度,  $K$  为导水率,  $p$  为基质势,  $g$  为重力加速度.

根系吸水函数  $S(z, t)$  为多种表达形式<sup>[15]</sup>, 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:

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

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

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,  $\theta_w$  和  $\theta_s$  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. 由于本模式应用在高寒草甸, 根据测量, 上述参数取:

$$\theta_w = 0.1796, \theta_j = 0.7713, L(z) = \exp(3.30 - 3.60z) \quad (0 \text{ m} \leq d \leq 0.2 \text{ m}) \quad (12)$$

$$\theta_w = 0.2232, \theta_j = 0.6742, L(z) = \exp(3.30 - 3.60z) \quad (0.2 \text{ m} \leq d \leq 0.6 \text{ m}) \quad (13)$$

这里  $z = d/m$ 。根系吸水模式说明: 植物根系的吸水速率与蒸腾速率, 根系分布函数和与土壤对根系吸水阻力有关的函数之积成正比, 同时与田间持水量和凋萎含水量相关。

在土壤深处的下边界条件为:

$$\frac{\partial T}{\partial z} = \frac{\partial \theta}{\partial z} = 0 \quad (14)$$

### 2.3 能量平衡方程

在植被内部每层上, 满足能量平衡:

$$R_n(z) + H_p(z) + E_p(z) = 0, \quad (15)$$

净辐射分布函数  $R_n(z)$  的求取依据文献[16]。感热( $H_p(z)$ ) 和潜热( $E_p(z)$ ) 计算依据文献[13]。

$$H_p(z) = -2\rho_a C_p A(z)(T_a(z) - T_l(z))/r_b(z), \quad (16)$$

$$r_b(z) = C_b(D/u(z))^{1/2}, \quad (17)$$

$$E_p = -2\rho LAI(z)(q(z) - q_1(z))/(r_b(z) + r_s(z)), \quad (18)$$

本文中采用的冠层阻力参数化模型为:

$$r_s(z) = (r_{\min}/LAI) \times (F_1 \times F_2 \times F_3 \times F_4)^{-1} \quad (19)$$

式中

$$\begin{cases} F_1 = (r_{\min}/r_{\max} + f)(1 + f), f = 0.55 Q_t / Q_{\text{cri}} \times 2 / LAI, \\ F_2 = (\theta - \theta_w) / (\theta_j - \theta_w), F_3 = 1 - \beta(e_{\text{sat}} T_a - e_a), \\ F_4 = 1 - 1.6(T_0 - T_a)^2 / 10^3, \end{cases} \quad (20)$$

式中  $T_a(z)$ ,  $T_l(z)$ ,  $q_l(z)$  分别为空气的平均温度(环境温度), 叶面的平均温度和叶面的平均湿度, 本模型可以考虑叶气孔内水汽非饱和的情况。  $C_b$  取  $200 \text{ S}^{1/2}/\text{m}$ ,  $D$  为叶平均直径,  $r_{\min}$  和  $r_{\max}$  分别为最小和最大的气孔阻力,  $\beta$  为系数, 取  $0.06$ ,  $LAI$  为整个冠层叶面积指数,  $T_0$  为叶面温度参考值, 取  $298 \text{ K}$ ,  $T_a$  为空气温度,  $Q_t$  为到达冠层顶的太阳短波辐射,  $Q_{\text{cri}}$  为辐射临界值, 取  $100 \text{ W}/\text{m}^2$ 。

同时, 在土壤表面满足能量平衡方程,

$$R_n + H_s + E_s + G = 0, \quad (21)$$

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)~(5), (8)~(9)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  $1500 \text{ m}$  的大气边界层划分为  $11$  层, 其中植冠划分  $2$  层, 深至  $60 \text{ cm}$  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(15), (21)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, 平均气湿, 土壤湿度, 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 计算与观测结果的比较

我们应用以上方法,对2001年6月3日至6月10日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6给出了模拟结果与观测值的比较图形,·表示实测值,曲线表示相应的模拟结果。

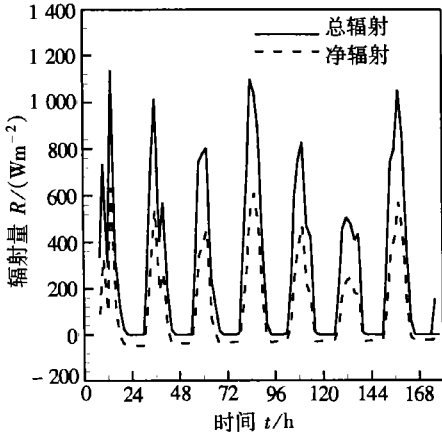


图1 总辐射和净辐射的日变化规律

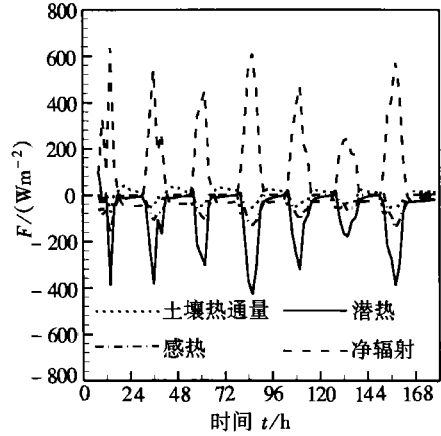


图2 净辐射( $R_n$ ),潜热( $E$ ),感热( $H$ )和土壤热通量( $G$ )的日变化规律

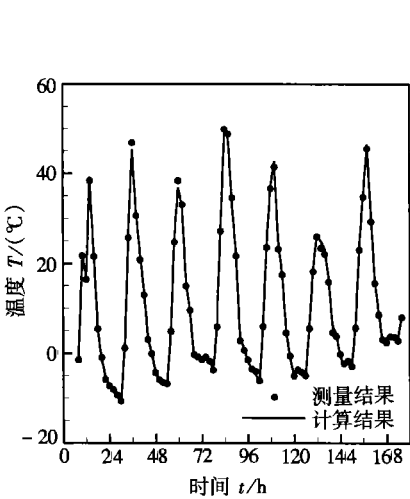


图3 地表温度模拟值和观测值的日变化规律

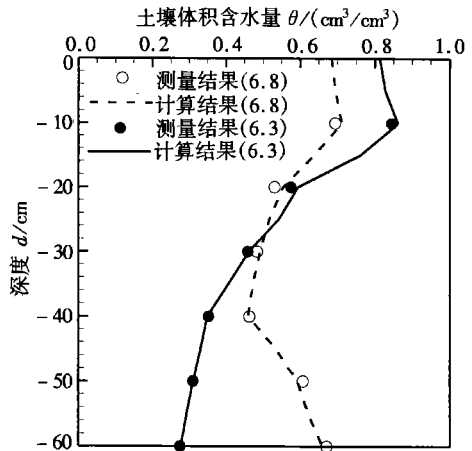


图4 土壤体积含水量模拟值和观测值随深度的变化规律

#### 3.1 高原地区辐射量的变化特点

图1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,全年总辐射量 $5.86 \times 10^6 \sim 6.70 \times 10^6$  ( $\text{kJ}/\text{m}^2$ )。晴天多,日照时间长,全年日照2672.6h,生长季节平均

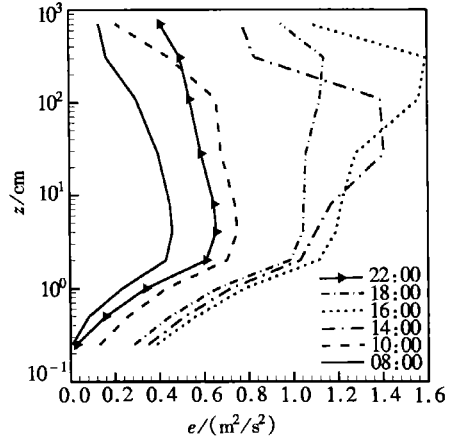
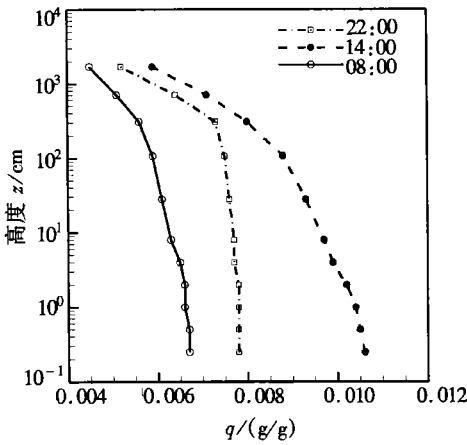


图5 大气比湿模拟值随高度的变化规律 图6 动能TKE模拟值随高度的变化规律

日照为7.2~8.5 h,日照率达到60%。太阳光中的短波光(蓝、紫光)所占比例大,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。

### 3.2 能量平衡

图2给出了矮蒿草草甸地区的净辐射( $R_n$ ),感热( $H$ ),潜热( $E$ )和土壤热通量( $G$ )等项模拟值的日变化规律。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、大气透明度、云量、云状、地表反射率以及地面温度、大气温度、大气湿度等<sup>[1]</sup>。在图中可以看出,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 $572 \text{ W/m}^2$ (14:00),最小值是 $-25 \text{ W/m}^2$ (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。土壤热能量是指地面与土中的热交换,与土壤中的分子热传导有关。从图中可以看出感热是主要的,潜热次之,土壤热通量最小。

### 3.3 地表温度的日变化特征

图3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,并且空间中水汽含量较少,大气保湿作用弱,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 $42.4^\circ\text{C}$ (14:00),最低温度是 $-6.1^\circ\text{C}$ (6:00),日变化振幅很大。

### 3.4 土壤水分的变化特征

图4给出了矮蒿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60 cm深度以下是石头,所以得不到地下水的补充,而表层有雾层和雨水的补充,因此土壤表层含水量较大。从图中看到6月3日土壤表层的含水量比6月8日的大,这是由于6月2日夜里下了一次小雨的缘故。

### 3.5 大气温度的变化特征

图5给出矮蒿草草甸地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<sup>[17]</sup>。大气湿度状态是决定云、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(14:00)比湿较大, 晚上(20:00)次之, 早晨(8:00)较小。

### 3.6 大气湍流

图6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流动能接近峰值, 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, 到下午14:00至18:00达到最大值, 以后又渐渐减小。图中看到下午4点的湍动能TKE模拟值最大, 上午10:00和下午22:00次之, 上午8:00时最小。

## 4 结 论

1) 本文针对中国科学院高寒草甸试验站地区矮蒿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, 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) 高寒草甸地区地处青藏高原东部, 平均海拔高度在3200m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, 全年总辐射量  $5.86 \times 10^6 \sim 6.70 \times 10^6$  (kJ/m<sup>2</sup>)。

### [参 考 文 献]

- [1] 夏武平. 高寒草甸生态系统[M]. 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]. J Geophys Res, 1978, **83**: 1889—1903.
- [3] Dickinson R W. Biosphere-atmosphere transfer scheme(BATS) for NCAR community model[R]. NCAR, Boulder Co, TN\_275+ STR, 1986.
- [4] Sellers P J, Mintz Y. A simple biosphere model(SiB) for use within general circulation models[J]. J Atmos Sci, 1986, **43**: 505—531.
- [5] Naot O, Mahrer Y. Modelling microclimate environments: a verification study[J]. Boundary Layer Meteorology, 1989, **46**: 333—354.
- [6] Ten Berge H F M. Heat and Water Transfer in Bare Topsoil and the Lower Atmosphere[M]. Netherlands Pudoc Wageningen, 1990.
- [7] 胡隐樵, 高由禧, 王介民, 等. 黑河实验(HEIHE)的一些研究结果[J]. 高原气象, 1994, **13**(3): 225—236.
- [8] 季国良. 青藏高原能量收支观测实验的新进展[J]. 高原气象, 1999, **18**(3): 333—340.
- [9] 姚德良, 沈卫明, 谢正桐, 等. 高寒草甸地区牧草生长量模拟模式研究[J]. 草地学报, 1996, **4**(4): 274—280.
- [10] 姚德良, 沈卫明, 张强, 等. 高寒草甸生态系统陆地生物圈模式研究及应用[J]. 高原气象, 2002, **21**(4): 389—394.



- [11] 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.
- [12] 李家春, 姚德良, 沈卫明, 等. 干旱地区陆面过程耦合模式及其应用[J]. 应用数学和力学, 1999, **20**(1): 1—10.
- [13] 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.
- [14] 潘林林, 陈家宜, 张宏升, 等. 一维地气耦合模式及其在内蒙古草原的应用[J]. 大气科学, 1996, **20**(3): 267—277.
- [15] Molz F J. Models of water transport in the soil-plant system A review[J]. Water Resour Res, 1981, **17**(5): 1245—1260.
- [16] 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.
- [17] 程纯枢. 中国农业百科全书, 农业气象卷[M]. 北京: 农业出版社, 1986.

## Observation and Modeling for Terrestrial Processes in Alpine Meadow

YAO De\_liang<sup>1</sup>, ZHANG Qiang<sup>1</sup>, LI Jia\_chun<sup>1</sup>,  
XIE Zheng\_tong<sup>1</sup>, SHEN Zhen\_xi<sup>2</sup>

(1. Institute of Mechanics, CAS, Beijing 100080, P. R. China;

2. Northwest Plateau Institute of Biology,  
CAS, Xining 810001, P. R. China)

**Abstract:** The water-heat transfer process between land and atmosphere in Haibei alpine meadow area has been systematically observed. A multi-layer coupling model for land-atmosphere interaction was presented with special attention paid to the moisture transfer in leaf stomata under unsaturated condition. A profound investigation on the physical process of turbulent transfer inside the vegetation has been performed with a revised formula of water absorption for root system. The present model facilitates the study of vertically distributed physical variables in detail. Numerical simulation was conducted according to the transfer process of Kinesia humility meadow in the area of Haibei Alpine Meadow Ecosystem Station, CAS. The calculated results agree well with observation.

**Key words:** alpine meadow; land-atmosphere coupling model; turbulence transfer; numerical simulation; field observation