

文章编号: 1000-0534(2002)04-0389-06

高寒草甸生态系统陆地生物圈模式研究及应用

姚德良¹, 沈卫明¹, 张强¹, 周兴民², 沈振西²

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

摘要: 改进了适合于高寒草甸生态系统的陆地生物圈模式, 分析了模式中温度变化与水分运动分层的物理原因, 说明了气候状况对地表面能量交换的影响, 给出了净辐射和蒸散量新的计算方法, 提出了有限差分计算中具有二阶精度的 Euler 隐式格式, 介绍了中国科学院海北高寒草甸生态站的气候概况和野外观测情况。最后利用本模式对高寒草甸生态站地区的土壤—植被—大气间水热交换过程进行了数值模拟, 模拟值与实测值吻合较好。

关键词: 高寒草甸; 水热交换; 陆地生物圈模式; 数值模拟

中图分类号: X171 **文献标识码:** A

1 引言

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, 这些不仅影响了我国植被分布格局, 而且也影响了欧亚大陆的植被分布和空间模式。同时, 青藏高原是全球气候变化的敏感区, 是考察人类活动对环境变化作用的一个窗口。位于青藏高原东北部的高寒草甸地区牧草生长茂盛, 是较理想的放牧区, 但受人类活动(过度放牧)的影响, 以及受到低温、风蚀的危害。所以研究该地区的陆气水热交换过程, 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的意义。

20 世纪 70 年代以来陆气水热交换模式发展较快, Deardorff^[1]设计了预告地面温度及水分变化的模式, 包括单层植被层的效应。Lin 等^[2]发展了分层模式, 考虑不同土质、不同种类植被效应。Mintz 等为了更细致地研究植被生物圈与大气相互作用的关系, 设计了一个可与大气环流模式耦合的植被分层模式。Dickinson 等^[3]提出了生物圈与大气层传输系统模式(BATS), Seller 等^[4]提出了简单的生物圈模式(SiB), 都得到了更符合实际的模拟结果。但

是, BATS 模式和 SiB 模式考虑因素众多, 而且许多是需要观测的参数, 采用这些模式是十分复杂的工作。Horton^[5]研究了有作物冠层影响的土壤水热耦合运移的二维模拟模型。国内从 20 世纪 80 年代开始, 多从微气象、农业及森林气象角度从事实验与理论研究。在青藏高原地区已开展了大量的微气象和野外观测研究^[6-10]。

本文在以前研究工作的基础上^[11-15], 提出了高寒草甸生态系统陆地生物圈模式, 其中包含植被效应和土壤分层, 分析了模式中温度变化与水分运动分层的物理原因和气候状况对地表面能量交换的影响, 给出了计算净辐射和蒸散量的公式, 提出了具有二阶精度的 Euler 隐式格式, 并介绍了当地的气候概况^[16, 17]和野外观测情况。最后利用本模式对高寒草甸生态系统水热动态过程进行了数值模拟, 模拟值与实测值吻合较好。

2 陆地生物圈模式

2.1 土壤水热运动

由于表面温湿度性质决定着大气边界层内的动量、能量及水汽交换, 因此突出土壤表层细节的二层分法, 对研究土壤内部水分和温度变化是合理的。同时, 水分和热量垂直输运的尺度远小于水平尺度, 所以可以认为模式是一维的。由守恒原理, 我们可按根系分布将土壤分成浅层(d_1 厚)和深层

收稿日期: 2001-02-20; 改回日期: 2001-11-12

基金项目: 国家自然科学基金项目(40071007、19832060); 中国科学院高寒草甸生态站基金项目共同资助

作者简介: 姚德良(1943—), 男, 浙江慈溪人, 研究员, 主要从事环境流体力学、陆面过程模式研究。E-mail: yao dl @2911. net

(d_2 厚)。高寒草甸生态系统主要植被类型有矮嵩草草甸、金露梅灌丛等,其中以矮嵩草草甸分布最广,根系生物量的 90% 以上分布在 0~10 cm 的土层内,所以取 $d_1 = 10$ cm, $d_2 = 50$ cm。这两层的水分运动方程为

$$d_1 \frac{d_1}{dt} = \left(I_b - \frac{E_b}{w} \right)_b + (I_c - U_1)_c - q_{12} - R_{s1}, \quad (1)$$

$$d_2 \frac{d_2}{dt} = q_{12} - q_{23} - U_2)_c - R_{s2}, \quad (2)$$

式中 $_1$ 和 $_2$ 分别为浅层和深层的体积含水量, I_b 、 I_c 分别为裸土和植被层下土壤表面的入渗率, U_1 、 U_2 表示为根系分别从表层及深层向上的吸水速率, E_b 为蒸发量, w 为水的密度, $_c$ ($_b = 1 - _c$) 为植被的覆盖率,矮嵩草草甸的覆盖率在 95% 以上, R_{s1} 、 R_{s2} 分别为第一层及第二层的壤中流, q_{12} 、 q_{23} 分别为第一、第二层间和第二、三层间的水分通量。

根据地学中常用的强迫恢复 (Force-restore) 法,可以将土壤分成两层,深 \bar{d}_1 的日变化层和深 \bar{d}_2 的月季变化层。由能量守恒可以给出植被层温度 T_c 、地表面温度 T_{gb} 、 T_{gc} 及深层平均温度 \bar{T} 的热量方程:

$$h_c C_c \frac{dT_c}{dt} = G_c, \quad (3)$$

$$\frac{dT_{gb}}{dt} = \frac{2G_b}{C \cdot \bar{d}_1} - \frac{2}{86400} (T_{gb} - \bar{T}), \quad (4)$$

$$\frac{dT_{gc}}{dt} = \frac{2G_{cb}}{C \cdot \bar{d}_1} - \frac{2}{86400} (T_{gc} - \bar{T}), \quad (5)$$

$$\frac{d\bar{T}}{dt} = \frac{_c G_{cb} + _b G_b}{C \cdot \bar{d}_2}, \quad (6)$$

式中: h_c 为植被高度, C 、 C_c 分别为土壤热容量和单位高度植被平均热容量, G_b 、 G_{cb} 分别为进入裸土表面和植被下土壤表面的净热通量, G_c 为植被层单位时间吸收或放出的热能, $_c$ 为系数, $_c = 1 + 2/\bar{d}_1$, ($0 < _c < 1$), $\bar{d}_1 = [24/(C)]^{1/2}$, $\bar{d}_2 = (365)^{1/2} \bar{d}_1$, $_c$ 为热传导系数。根据能量平衡原理, G_b 、 G_{cb} 、 G_c 由下面各式求出:

$$G_b = R_{nb} - H_b - L \cdot E_b, \quad (7)$$

$$G_{cb} = R_{ncb} - H_{cb} - (1 - _b)L \cdot E_b, \quad (8)$$

$$G_c = R_{nc} - R_{ncb} - (H_c - H_{cb}) - (L \cdot E_c - (1 - _b)L \cdot E_b), \quad (9)$$

式中: R_{nb} 、 R_{nc} 、 R_{ncb} 分别为到达裸土、植被及植被层下土壤的净辐射, E_b 、 E_c 分别为裸土蒸发量及植被蒸腾量, H_b 、 H_c 、 H_{cb} 分别为裸土、植被及植被层下土壤的显热, L 为单位质量水的蒸发潜热。本模式的初始值由测量值给出。

2.2 地面净辐射

地面辐射平衡对裸土、植被及植被层下土壤的公式为

$$R_{nb} = S_w(1 - _{ib}) - S_{ib}, \quad (10)$$

$$R_{nc} = S_w(1 - _{ic}) - S_{ic}, \quad (11)$$

$$R_{ncb} = S_w \exp(-L_c \cdot X_c) - S_{icb}, \quad (12)$$

式中: $_b$ 、 $_c$ 分别为裸土及植被的反射率, L_c 为叶面积指数, X_c 为消光系数, S_{ib} 、 S_{ic} 、 S_{icb} 分别为到达裸土、植被及植被层下土壤的有效辐射(或净长波辐射), S_w 为到达下垫面的实际太阳总辐射(或净短波辐射),可由下式计算:

$$S_w = S_a[1 - (a + bn)n], \quad (13)$$

其中 n 为总云量, a 、 b 为随季节和纬度而变的系数, S_a 为太阳总辐射量。裸土、植被及植被层下土壤的有效辐射量分别由下面公式计算:

$$S_{ib} = U_b - G, \quad (14)$$

$$S_{ic} = U_c - G, \quad (15)$$

$$S_{icb} = (T_{gc}^4 - T_c^4), \quad (16)$$

其中 U_b 、 U_c 分别为裸土和植被的地面辐射量, G 为大气逆辐射量。

按照黑体辐射定律,地面辐射 U 与地面温度 T 的四次方成正比,即

$$U = T^4, \quad (17)$$

式中: $_c$ 为相对黑体系数,又称灰体系数,地面平均灰体系数为 0.90~0.95, $_c$ 为 Boltzman 常数。

大气长波逆辐射的计算公式为

$$G = (T_a + 273.16)^4 (0.605 + 0.048 \sqrt{1370 H_a}), \quad (18)$$

其中 T_a 为空气温度, H_a 为空气湿度。

2.3 蒸散量

由文献[4]可知,计算裸土蒸发量 E_b 和植被蒸腾量 E_c 的公式为

$$E_b = _b E_{pb}, \quad (19)$$

$$E_c = _c E_{pc} / (1 + r_{cmin} / r_{ac}), \quad (20)$$

式中: E_{pb} 、 E_{pc} 分别为潜在蒸发量和潜在蒸腾量, b 和 c 分别为对裸土和植被的比例因子, r_{cmin} 为植被阻抗, 对高大植被阻抗 $r_{cmin} = 100 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1}$, 低矮植被阻抗 $r_{cmin} = 50 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1}$, r_{ac} 为大气阻抗。 E_{pb} 、 E_{pc} 分别由下面公式计算:

$$E_{pb} = w(qT_{gb} - q_m)/r_{ab}, \quad (21)$$

$$E_{pc} = w(qT_{gc} - q_w)/r_{ac}, \quad (22)$$

式中: w 为水的密度。

$$b = (p_{wp} - p_{fc})/[1 - (p_{fc} - p_{wp})], \quad (23)$$

$$c = \begin{cases} (p_{wp} - p_{fc})/(t - p_{wp}) < t \\ 1 > t \end{cases}, \quad (24)$$

式中: p_{wp} 为凋萎含水量, p_{fc} 为田间持水量, t 与土壤平均含水量有关。

有关入渗速率 I_b 、 I_c , 显热 H_b 、 H_c , 根系吸水速率 U_1 、 U_2 , 水通量 q_{12} 、 q_{23} 及壤中流 R_{sl} 、 R_{∞} 等变量的计算公式, 请参阅文献[12、13]。

2.4 数值方法

(1) 对土壤水分方程(1)、(2)式采用二阶精度 Euler 格式, 以方程(1)为例, 进行离散后得:

$$d_1 \frac{I_b^{n-1}}{t} = \left[I_b^{n-1/2} - \frac{E_b^{n-1/2}}{w} \right] + (I_c^{n-1/2} - U_1^{n-1/2}) - q_{12}^{n-1/2} - R_{sl}^{n-1/2}, \quad (25)$$

其中

$$f^{n-1/2}(\cdot) = \frac{1}{2} [f^n(\cdot) + f^{n-1}(\cdot)], \quad (26)$$

此格式不仅具有二阶精度, 而且无条件稳定。

(2) 对土壤热量方程(4)~(6)式, 一般采用 Runge-Kutte 法, 但这里采用隐式格式离散, 以方程(5)为例:

$$\frac{T_{gc}^n - T_{gc}^{n-1}}{t} = \frac{2G_{cb}(T_{gc}^n)}{C \cdot d_1} - \frac{2}{86400} (T_{gc}^n - \bar{T}^n), \quad (27)$$

由于 $G_{cb}(T_{gc}^n)$ 是非线性的, 所以要对它进行线性化:

$$G_{cb}(T_{gc}^n) = G_{cb}(T_{gc}^{n-1}) + t \frac{aC_p}{rH_c} \frac{T_{gc}^n - T_{gc}^{n-1}}{t}, \quad (28)$$

将上式代入(27)式化简后得:

$$T_{gc}^n = \left\{ T_{gc}^{n-1} + \left[\frac{2}{C \cdot d_1} (G_{cb} T_{gc}^{n-1}) - \frac{aC_p}{rH_c} T_{gc}^{n-1} \right] + 2 \frac{t}{86400} \right\}, \quad (29)$$

其中

$$a = 1 - t \frac{aC_p}{rH_c} \frac{2}{Cd_1},$$

这是一个由隐式格式得到的显式表达式。

(3) 对热量方程(3)采用改进的二阶精度 Euler 差分格式:

$$h_c C_c \frac{T_c^n - T_c^{n-1}}{t} = \frac{1}{2} [G_c(T_c^n) - G_c(T_c^{n-1})]. \quad (30)$$

3 野外观测

高寒草甸站^[16,17]位于 101°19' E, 37°37' N, 青藏高原东北部祁连山山系北支冷龙岭东段的南麓, 海拔高度为 3200 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。年平均温度为 -2℃, 气温日较差大(14.4℃), 年较差小(24.2℃), 日照时间长(2629 h·a⁻¹)。太阳辐射强烈。年平均降水量为 498 mm, 季节分配不均匀, 88% 的降水量集中于暖半年。全年多风(年平均风速为 2.6 m·s⁻¹)。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。

1995 年 8~9 月我们对中国科学院海北高寒草甸生态站地区的水热状况进行了现场测试, 野外观测选在矮嵩草草甸区微气象观测站一带, 在微气象站测量了大气温度、湿度及风速, 采用通风阿斯曼干湿表测量大气温度和湿度, 微机自动记录, 小型风杯风速表测量风速。除了常规气象观测外, 还增加了一些特定的测试项目。土壤含水量采用取土烘干称重法测量, 测量深度分别为 5、10、15、20、30、40、50 和 60 cm, 每天测量一次。蒸散量由大型精密称重式土壤蒸散渗漏测定仪(Lysimeter)测量, 当时蒸散仪正在安装, 所以用大型天平仪称重, 每 2 h 测量一次。总辐射和光合有效辐射采用 Li-COR, 188B 型量子辐射计测量, 每 2 h 测量一次。叶面积指数采用 Li-COR, 3000 型叶面积仪测量。我们将以此来和数值模拟结果进行比较, 验证模式的正确性。

4 模拟结果与讨论

影响陆气水热交换的因素主要是当地的气候状况(如辐射、风速、雨量等),还有下垫面的性质(如植被类型、土壤性质以及地表面的温、湿状况)。因此,本文对上述参变量作了必要的分析和讨论。我们利用上述数学模型以及运用具有二阶精度的Euler隐式格式,对高寒草甸生态系统的土壤、植被、大气之间的水热输运过程进行了数值模拟。数值模拟时把植被种类确定为矮蒿草,土壤类型为高山草甸土,模拟时间从8月26日至9月1日共7d,图1至图6给出了模拟结果与实测值的比较图形。从图中可以看出,模拟结果与实测值吻合较好。

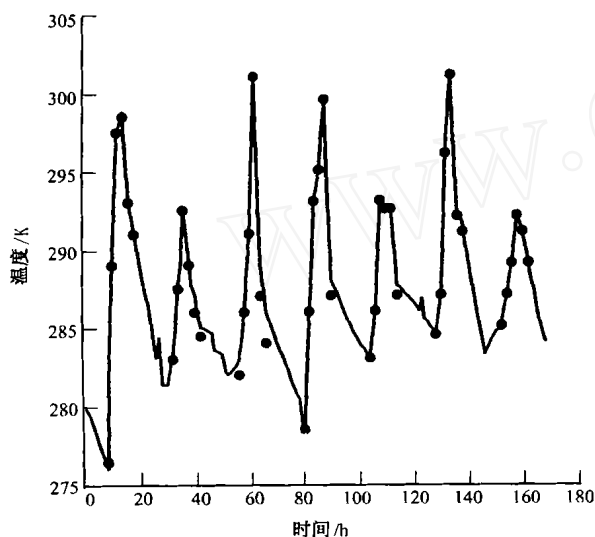


图1 地表温度的日变化规律

: 测量值, —: 计算值

Fig. 1 Diurnal variation of surface temperature.

: Measured, —: Calculated

图1给出了土壤表层温度模拟结果与实测值的比较。由图可见,土壤表面温度具有日周期性变化,这主要是由到达地表面的太阳辐射和地面有效辐射的日变化引起的。高寒草甸站位于欧亚大陆腹地,远离海洋,在热量积累上受海洋影响很小,热传导慢,热量集中在地面表层,土壤表面升温快。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。

图2给出了40 cm深处土壤温度模拟结果与实测值的比较。从图中可以看出,这里的温度日变化周期较小,一般在100 cm深处土壤温度日变化振幅开始消失,在这个深度以下,土壤温度几乎没有日

变化,而随季节变化。由于40 cm深处离地表还不是很远,因此每天的温度有些变化。从图1中可看出,后面几天的地表最低温度比前面几天的高,所以,图2中40 cm深处的温度也有所增加。

图3给出了表层(5 cm厚)土壤平均含水量的模拟结果与实测值的比较。从图中可看出,白天地表面层体积含水量的日变化是明显的。表层土壤含水量与降水和蒸散有密切关系,第四天与第七天下雨,蒸散量较小,所以土壤含水量较大。这一层的含水量与浅层根系的吸水率成正比,而高寒草甸的牧草浅层根系占根系的大部分,因此蒸散量主要体现在地表面层含水量的变化上。

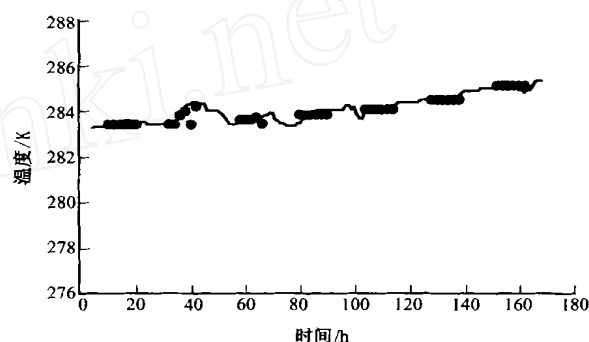


图2 40 cm深处土壤温度随时间的变化规律

其余说明同图1

Fig. 2 Variation of temperature in 40 cm deep with time. Others are the same as Fig. 1

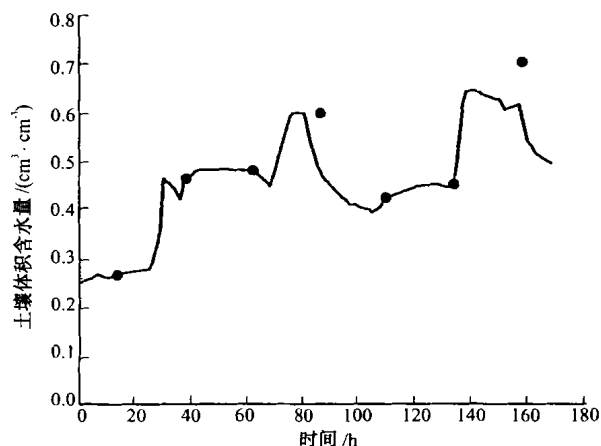


图3 5 cm深处土壤含水量的日变化规律

其余说明同图1

Fig. 3 Diurnal variation of water content in 5 cm deep soil. Others are the same as Fig. 1

图4给出了40 cm深处的土壤体积含水量的模拟值与测量值的比较结果。由图可见,深层含水量的变化较小,这一层的含水量变化主要是受牧草深层根系吸水率的影响,同时还与地下水位的深浅密切相关。由于这一层牧草根系已较少,而且还能得

到地下水的补充，所以变化较小。

图 5 给出了蒸散量模拟结果与测量值的比较结果。由图可见，蒸散量受土壤含水量和潜在蒸散量的控制，潜在蒸散量与太阳净辐射成正比，白天随太阳辐射增强，蒸散量逐渐增大，到夜间蒸散量为零，其中有几天夜间下了雨或有露水，因此蒸散量出现了负值。

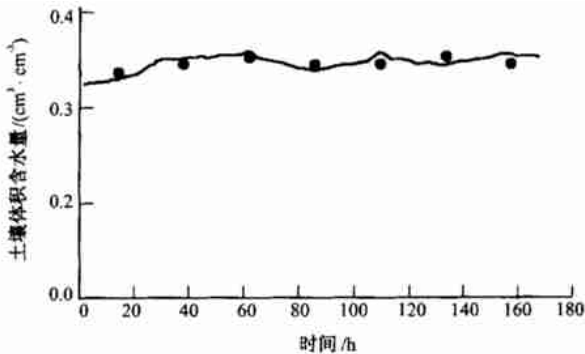


图 4 40 cm 深处土壤含水量随时间的变化规律

其余说明同图 1

Fig. 4 Variation of soil water content in 40 cm deep with time. Others are the same as Fig. 1

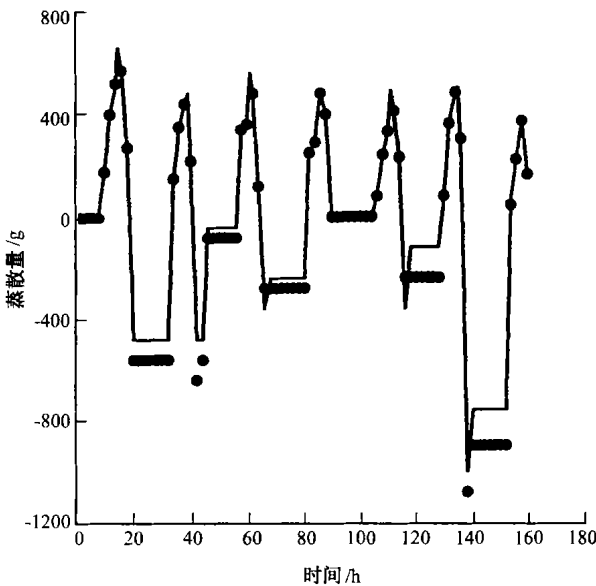


图 5 蒸散量随时间的变化

其余说明同图 1

Fig. 5 Variation of evapotranspiration with time.

Others are the same as Fig. 1

图 6 分别给出了净辐射与总辐射的模拟结果与测量值的比较。由图可见，净辐射的大小及变化特征是由短波辐射差额和长波辐射差额两部分决定的，地表净辐射量是因昼夜变化、季节转换、地理纬度、地面性质以及大气中温湿状况、大气成分和

云量云状的不同而不同。在一天中，白天短波辐射差额起决定作用，而夜间长波辐射差额起决定作用，最大值出现在正午前后，最小值出现在夜间。一天中每时刻的辐射量大小是不一样的，白天净辐射的变化规律与总辐射类似，只是总辐射比净辐射量大，夜间净辐射的变化规律与有效辐射相类似。从图 6 还可以看出，不管是总辐射，还是净辐射，它们的值都很大。这是由于高寒草甸站地处青藏高原东北部，海拔高，它的气候具有明显的高原大陆性气候特点，太阳辐射强烈。从观测值和模拟结果来看，这与实际情况一致。

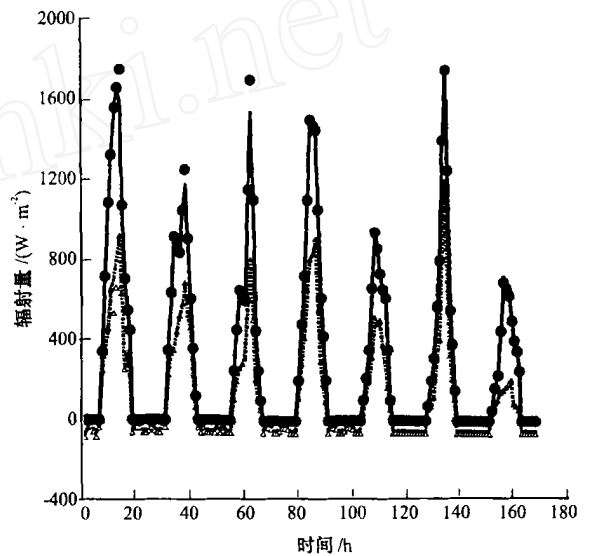


图 6 总辐射和净辐射的日变化规律

: 测量值, —: 计算值, : 测量值, ...: 计算值

Fig. 6 Diurnal variation of global radiation and net radiation. : Measured, —: Calculated,

: Measured, ...: Calculated

5 主要结论

(1) 提出了适合于高寒草甸生态系统的陆地生物圈模式，模式对土壤作多层划分，模型再现了部分观测事实。通过与实测数据对比，证明该模式适合于模拟高寒草甸生态系统水热运移规律，可以用来指导草甸建设，畜牧业等生产实践。

(2) 我们所建立的数值计算模型具有精度较高的模拟结果，并且和测量值吻合较好，可以增强预测高寒草甸地区生态环境及变化能力，为发展草甸生产和作物需水量的估算提供科学依据。

(3) 可将本模式结合到区域与全球气候模拟的参数化方案中去，对促进区域经济发展和保护生态环境都有重要意义。大气边界层湍流与土壤中水

分运动耦合模式的研究是今后研究工作的重要方向, 研究工作中把大气边界层中的温度、湿度、风速作为模式计算的结果, 而不是作为外界强迫因素的实测数据, 同时把大气湍流、叶面蒸腾、根系吸水等最新理论应用到模式中去, 建立高寒草甸地区陆气相互作用耦合模式。

参考文献

- [1] Deardoff J W. Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation[J]. J G R, 1978, 83 (C4): 1889 - 1903
- [2] Lin J D, S F Sun. Modeling the future roles of satellite data[M]. In: Deutsch M et al ed. Satellite Hydrology. Water Resources Associate, 1978
- [3] Dickinson R W et al. Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) for NCAR Community Model[R]. NCAR/TN - 275 + STR, 1986, 69
- [4] Sellers P J, Y Mintz, Y C Sun et al. A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models[J]. J Atmos Sci, 1986, 43: 505 - 531
- [5] Horton R. Canopy shading effects on soil heat and water flow[J]. Soil Sci, 1989, 53
- [6] 左洪超, 胡隐樵. 黑河试验区沙漠和戈壁的总体输送系数[J]. 高原气象, 1992, 11(4): 371 - 380
- [7] 王介民. 陆面过程实验和地气相互作用研究——从 HEIFE 到 IMCRASS 和 GAME-Tibet/TIPEX[J]. 高原气象, 1999, 18(3): 280 - 294
- [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] 刘黎平, 钱永甫, 吴爱明. 区域模式和 GCM 对青藏高原和西北地区气候模拟结果对比分析[J]. 高原气象, 2000, 19(3): 313 - 322
- [10] 江灏, 王可丽. 青藏高原地表热状况的卫星资料分析[J]. 高原气象, 2000, 19(3): 323 - 330
- [11] Yao Deling, Shen Weiming, Li Jiachun. Numerical simulation of water cycling and heat balance in agricultural ecosystems[J]. Acta Mechanica Sinica, 1992, 8(2): 108 - 116
- [12] 沈卫明, 姚德良, 李家春. 阿克苏地区陆面蒸发的数值研究[J]. 地理学报, 1993, 48(5): 457 - 467
- [13] 姚德良, 沈卫明, 李家春. 塔里木盆地陆面水文模式研究[J]. 生态学报, 1995, 15(2): 169 - 177
- [14] 陈丽娟, 吕世华. 一个耦合了简化生物圈方案的全球大气环流谱模式及其性能测试[J]. 高原气象, 1996, 15(1): 112 - 121
- [15] 孙菽芬, 卢志泊. 一个可与大气环流模式相耦合的陆地水热交换模式[J]. 中国科学(B 辑), 1989, (2): 216 - 224
- [16] 周立, 王祖望. 高寒草甸生态系统研究的若干数学模拟模型[M]. 北京: 科学出版社, 1991. 45 - 111
- [17] 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

A Model Study of Land Biosphere about High-Cold Meadow Ecosystem and Its Application

YAO De-Liang¹, SHEN Wei-ming¹, ZHANG Qiang¹, ZHOU Xing-min², SHEN Zhen-xi²

(1. Institute of Mechanics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100080, China; 2. Northwest Plateau

Institute of Biology, Chinese Academy of Sciences, Xining 810001, China)

Abstract: A land biosphere model suitable for the high-cold meadow ecosystem is improved. The physical reasons of temperature change and moisture movement in the mathematical model are also analyzed. It illustrates the effect of climate on land surface energy exchanges, gives the calculating methods of net radiation and evapotranspiration, proposes Euler implicit scheme with two-order accuracy and presented the climate conditions and field measurements in HaiBei ecosystem station. Finally, numerical simulation is carried out by the model for water-heat exchange processes of soil-vegetation-atmosphere in high-cold meadow area of the north of Qinghai Province. Numerical result coincides with measuring data.

Key words: High-cold meadow; Land biosphere model; Water-heat exchange; Numerical simulation