

## 考虑植被效应的二维地气模式及其 对半干旱区域气候的模拟\*

江 野

曹鸿兴

(陕西省农业遥感信息中心, 西安 710015) (中国气象科学研究院, 北京 100081)

### 提 要

在土壤-植被-大气统一体内, 根据能量平衡、水分平衡、大气辐射传输和热传导方程, 建立了一个考虑植被作用的二维地气系统动力模式. 模式描述了热量和水分随高度和纬度的变化, 并针对陕北地理与气候特征, 模拟了该地区的气候平均场, 为半干旱地区的沙漠化研究提供了模拟方案和初步计算结果.

关键词: 气候模式; 植被效应; 沙漠化气候; 地气耦合.

### 引 言

土地沙漠化是目前人类面临的最严重的环境危机之一, 我国每年因沙漠化而被侵吞的土地约为 $1560\text{km}^2$ <sup>[1]</sup>. 气候与沙漠化的形成有密切的关系, 尤其是植被-反照率-稳定度的局地反馈, 被认为是造成干旱、半干旱地区沙漠化的一种可能机制. 这一观点首先为 J. Charney<sup>[2]</sup>所提出. 随后许多学者继续了这方面的研究.

陕西北部地区地处毛乌素沙漠, 风沙区面积达 $18100\text{km}^2$ , 生态环境恶化, 沙漠南移. 根据这一地区的沙漠化气候特征, 我们综合考虑土壤-植被-大气统一体中的物理过程, 建立了一个考虑热量和水分随高度和纬度变化的二维动力模式, 并模拟了该地区的气候平均场.

### 1 模 式

从地表向上经植被冠层直到模式大气顶, 从地表向下将土壤分为两层, 上层很薄, 能反映地表温度和湿度的变化, 下层与植被根系层相当.

建模时假设: 不考虑东西方向( $x$ 方向)的变化, 仅考虑其随高度( $z$ 方向)和纬度( $y$ 方向)的变化与输送; 不考虑云和散射的影响; 不考虑在植被冠层内部热量和水分在垂直方向和水平方向上的变化; 土壤中没有水平方向的输送, 下层土壤与更深层土壤之间没有热量、水分的交换.

\* 中国气象基金资助.

1994-07-11 收到, 1994-12-05 收到修改稿.

模式基本方程为:

大气热平衡方程

$$C_p \rho \frac{\partial T}{\partial t} = C_p \rho \frac{\partial}{\partial z} (K_z \frac{\partial T}{\partial z}) + C_p \rho \frac{\partial}{\partial y} (K_y \frac{\partial T}{\partial y}) + \alpha_1 \rho_w (A + B - 2\sigma T^4) \quad (1)$$

辐射传输方程

$$\frac{\partial A}{\partial z} = \alpha_1 \rho_w (A - \sigma T^4) \quad (2)$$

$$\frac{\partial B}{\partial z} = \alpha_1 \rho_w (\sigma T^4 - B) \quad (3)$$

地表和植冠层能量平衡方程

$$S_g(1 - \alpha_g) + A_g - B_g - H_{ig} - LE_g - C_{ps} \rho_s K_s \frac{\partial T_s}{\partial z} = 0 \quad (4)$$

$$C_f \frac{\partial T_f}{\partial t} = \sigma_f [(1 - \alpha_f)S + A + \sigma T_s^4 - 2\sigma T_f^4] - H_{if} - LE_f \quad (5)$$

土壤热传导方程

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = K_s \frac{\partial^2 T_s}{\partial z^2} \quad (6)$$

土壤水分平衡方程

$$\frac{\partial W_1}{\partial t} = \frac{C_1}{D_1} (P - R_{of} - \frac{E_g + 0.1E_{tr}}{\rho'_w}) + C_2 \frac{W_1 - W_2}{\tau_1} \quad (7)$$

$$\frac{\partial W_2}{\partial t} = \frac{1}{D_2} (P - R_{of} - \frac{E_g + 0.9E_{tr}}{\rho'_w}) \quad (8)$$

$$\frac{\partial W_D}{\partial t} = \begin{cases} \sigma_f P - \frac{E_f + E_{tr}}{\rho'_w} & W_D < W_{D_{\max}} \\ 0 & W_D \geq W_{D_{\max}} \end{cases} \quad (9)$$

式(1)~(3)中:  $C_p = 1004.832 \text{ J/kg} \cdot \text{K}$ , 为空气定压比热;  $\rho = 1.276 \text{ kg/m}^3$ , 为空气密度;  $T$  为空气温度;  $K_z, K_y$  分别为垂直和纬向热交换系数;  $\alpha_1 = 0.23 \text{ m}^2/\text{kg}$ , 为长波吸收系数;  $\rho_w = 6.2 \text{ g/m}^3$ , 为水汽密度;  $A, B$  分别为向下和向上的长波辐射;  $\sigma = 5.673114 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2 \cdot \text{K}^4$ , 为斯蒂芬-波尔兹曼常数。

式(4)中:  $S_g$  为经过植被到达地面的短波辐射;  $\alpha_g$  为地面反照率;  $A_g, B_g$  分别为地面经过植被的向下、向上长波辐射;  $H_{ig}$  为地面感热通量;  $E_g$  是地面蒸发率;  $L = 0.24964152 \text{ J/kg}$ , 为蒸发潜热;  $C_{ps} = 879.228 \text{ J/kg} \cdot \text{K}$ , 为土壤比热;  $\rho_s = 1370 \text{ kg/m}^3$ , 为土壤密度。

式(5)中:  $C_f$  是植冠层热容量;  $T_f$  为植冠层温度;  $\sigma_f$  为植被覆盖率, 根据计算地区具体的植被覆盖程度来确定;  $\alpha_f$  为植被反照率;  $S$  为到达大气上界的太阳辐射;  $H_{if}$  为植被的感热通量;  $LE_f$  是植被蒸发率。

式(6)中  $K_s = 1.3 \times 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$ , 为土壤导温率;  $T_s$  为土壤温度。式(7)~(9)中:  $W_1, W_2$  分别为土壤上、下两层的湿度;  $D_1, D_2$  分别为上、下两层的厚度;  $C_1, C_2$  为经验系数;  $P$  为降水率;  $R_{of}$  为径流率;  $E_{tr}$  为植冠层蒸腾;  $\tau = 86400 \text{ s}$ , 为日周期;  $W_D, W_{D_{\max}}$  分别为植冠层液态水含量和其最大值;  $\rho'_w = 1000 \text{ kg/m}^3$ , 为水密度。

## 2 模式的参数化

$$\text{垂直热交换系数}^{[3]} \quad K_s = C_{H_g} U_{af} \quad (10)$$

其中:  $C_{H_g}$  为有植被覆盖地表的水热传输系数

$$C_{H_g} = (1 - \sigma_f) C_{H_0} + \sigma_f C_{H_h} \quad (11)$$

其中:  $C_{H0} = 0.0057$ , 为裸地水热传输系数;  $C_{Hh}$  为植被层水热传输系数.

式(10)中的  $U_{af}$  为植被层平均风速, 它与高度为  $z_a$  处的风速  $U_a$  有关, 计算式为

$$U_{af} = 0.83\sigma_f C_{Hh} U_a + (1 - \sigma_f) U_a \quad (12)$$

根据文献[7], 纬向热交换系数

$$K_y = \frac{1}{2}(1.3 + 0.9) = 1.1(10^6 \text{m}^2/\text{s}) \quad (13)$$

根据文献[6], 植被热容量  $C_f$  可表示为:

$$C_f = 0.02NC_w \quad (14)$$

其中:  $N$  为叶面积指数;  $C_w = 1.002C_d/\text{g} \cdot \text{K}$ , 为水的比热.

大气上界的太阳辐射  $S$  可以近似为

$$S = \frac{I_0}{4}(1.241 - 0.723 \sin^2 \varphi) \quad (15)$$

其中:  $I_0 = 1367 \text{W}/\text{m}^2$ , 为太阳常数,  $\varphi$  为纬度.

植被向大气发出的感热通量  $H_{sf}$  可以写成<sup>[3]</sup>

$$H_{sf} = 7.7C_p \rho U_{af} \sigma_f C_{ff} (T_f - T_{af}) \quad (16)$$

其中:  $C_{ff} = 0.01[1 + 0.3(\text{m/s})/U_{af}]$  为一无量纲数;  $T_{af}$  为植被层平均温度, 与高度  $z_a$  处温度  $T_a$ 、植被层温度  $T_f$  和土壤温度  $T_s$  有关, 参数化为

$$T_{af} = (1 - \sigma_f)T_a + \sigma_f(0.3T_a + 0.6T_f + 0.1T_s) \quad (17)$$

植被蒸发率  $E_f = 7\sigma_f C_{ff} [q_s(T_f) - q_{af}] \gamma^n \rho U_{af}$  (18)

其中:  $q_s(T_f)$  为温度为  $T_f$ 、气压为  $p$  时的饱和比湿;  $q_{af}$  为植被层平均比湿, 它与植被层比湿  $q_f$ 、高度  $z_a$  处比湿  $q_a$  和地表面饱和比湿  $q_s$  有关, 可表示为

$$q_{af} = (1 - \sigma_f)q_a + \sigma_f(0.3q_a + 0.6q_f + 0.1q_s) \quad (19)$$

其中:  $q_s = \beta q_s(T_s) + (1 - \beta)q_a$ ;  $\beta = \min(1, w_2/w_k)$ ;  $w_k$  为土壤可能含水量;  $q_s(T_s)$  是温度为  $T_s$ 、气压为  $p$  时的饱和比湿;  $\gamma^n$  是一个与阻抗有关的量, 可以写成

$$\gamma^n = 1 - \delta_c [\gamma_s / (\gamma_s + \gamma_a)] [1 - (W_D/W_{D_{\max}})^2] \quad (20)$$

当  $q_{af} > q_s(T_f)$ ,  $\delta_c = 0$ ;  $q_{af} \leq q_s(T_f)$ ,  $\delta_c = 1$ ;  $\gamma_s = 2.0(\text{s/cm}) [S_{\max}^\dagger / (S + 0.03S_{\max}^\dagger) + (W_{\text{wit}}/W_s)^2]$ , 为一般气孔阻抗;  $\gamma_a = (C_{ff} U_{af})^{-1}$  为大气阻抗;  $S_{\max}^\dagger = I_0 \cos(\varphi - \delta)$  (春、秋分时  $\delta = 0$ ), 是正午到达地面的最大太阳辐射<sup>[8]</sup>;  $W_{\text{wit}}$  为土壤的凋萎水分, 不同土壤对不同的植被的凋萎水分不同;  $W_s = 0.9W_1 + 0.1W_2$ .

经过植被到达地面的短波辐射通量

$$S_g = (1 - \sigma_f)S \quad (21)$$

地面反照率  $\alpha_g$  与土壤水分状况有关, 即

$$\alpha_g = \begin{cases} 0.31 - 0.17W_1/W_k & W_1 \leq W_k \\ 0.14 & W_1 > W_k \end{cases} \quad (22)$$

经过植被向下、向上的长波辐射通量

$$\begin{aligned} A_g &= (1 - \sigma_f)A + \sigma_f \cdot \sigma T_f^4 \\ B_g &= \sigma T_f^4 \end{aligned} \quad (23)$$

地面向大气发出的感热通量

$$H_{gs} = C_p \rho C_{Hh} U_{af} (T_s - T_{af}) \quad (24)$$

地面蒸发率  $E_g = \rho C_{Hh} U_{af} (q_s - q_{af})$  (25)

假定地面比湿  $q_a$  超过饱和比湿  $q_s$  的 70% 时产生降水, 在水汽随高度指数降低的假定下有

$$\int_0^{\infty} \rho \frac{\partial q}{\partial t} dz = \int_0^{\infty} \rho \frac{\partial}{\partial t} \frac{\rho_w}{\rho} dz = \frac{\partial}{\partial t} \int_0^{\infty} e^{-z/h_w} dz = h_w \frac{\partial q_a}{\partial t} = E_s - P \quad (26)$$

$$P = \int_0^{\infty} \rho q dz - 0.7 h_w q_s(T_s) = h_w \rho [q_a - 0.7 q_s(T_s)]$$

式中  $h_w$  为常值参数. 由此可计算降水率  $P$ .

$$\text{植冠层蒸腾} \quad E_r = (1 - \gamma'') \cdot 7 \sigma_f \rho C_{ff} U_{af} [q_s(T_f) - q_{af}] \quad (27)$$

$$\text{径流率} \quad R_{of} = \begin{cases} W_1 - W_{\max} & W_1 > W_k \\ 0 & W_1 \leq W_k \end{cases} \quad (28)$$

据文献[3], 经验系数

$$C_1 = \begin{cases} 0.5 & W_1/W_{\max} \geq 0.75 \\ 14 - 22[(W_1/W_{\max}) - 0.15] & 0.15 < W_1/W_{\max} < 0.75 \\ 14 & W_1/W_{\max} \leq 0.15 \end{cases} \quad (29)$$

$$C_2 = 0.9$$

### 3 模式计算

取模式大气的高度为 20km, 在地表以下取土壤厚度  $D_1 = 0.1\text{m}$ ,  $D_2 = 0.5\text{m}$ . 边界条件取为

$$\text{当 } z = 20\text{km}, A = 0, \frac{\partial T}{\partial z} = 0$$

$$\text{当 } z = 0\text{km}, B = \sigma T^4, T = 1.023T_s - 1.222$$

这里气温与土壤温度的关系采用陕北 28 个气象站实测资料统计后算出, 相关系数为 0.9372, 通过信度为 0.001 的显著性检验.

在南北方向, 上游入流边界条件(左边界) 由一维垂直混和方程决定, 即

$$\text{当 } y = y_1 \text{ 时}, \frac{\partial T}{\partial t} = K_z \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$$

下游出流边界条件(右边界) 采用辐射边界条件, 目的是为了消除向外传播的脉动干扰波反射回模式的区域.

$$\text{当 } y = y_2 \text{ 时}, \frac{\partial T}{\partial t} + \hat{C} \frac{\partial T}{\partial y} = 0, \text{适用于第二个时刻后}$$

$$\frac{\partial T}{\partial y} = 0, \text{适用于第一个时刻}$$

沿经度  $109^\circ\text{E}$ , 从  $34^\circ \sim 40^\circ\text{N}$  截取一个剖面, 从中华人民共和国气候图集和中国高空气候图集上读取地面和高空资料, 利用文献[9, 10]中的土壤水分资料和其他资料. 时间项采用向前差分, 步长为 30min, 空间用中央差分, 垂直步长为 500m, 水平步长为 22.5km. 每迭代 5 次进行一次空间平均, 每迭代 10 次进行一次时间平滑. 经过迭代 1440 次, 积分 720h 后, 前后两次迭代值绝对值之差小于 0.001, 计算达到稳定, 即停止计算.

### 4 结果分析

模式的计算结果列于图 1~4.

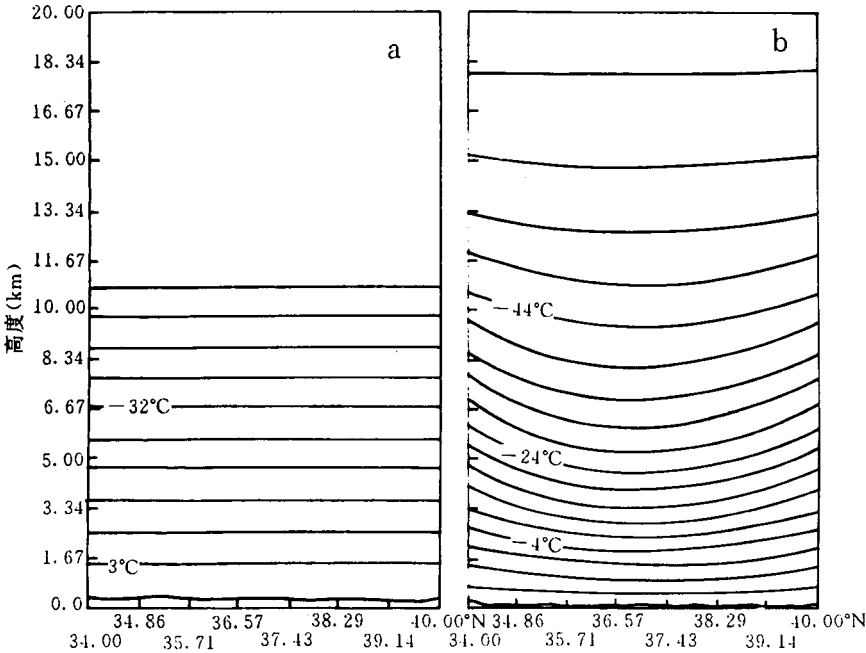


图 1 (a)陕北温度初始场(°C) (b)陕北模拟温度场(°C)

Fig. 1 (a)Initial temperature field in the northern Shanxi Province (b)As in Fig. 1 (a) except for the simulated field

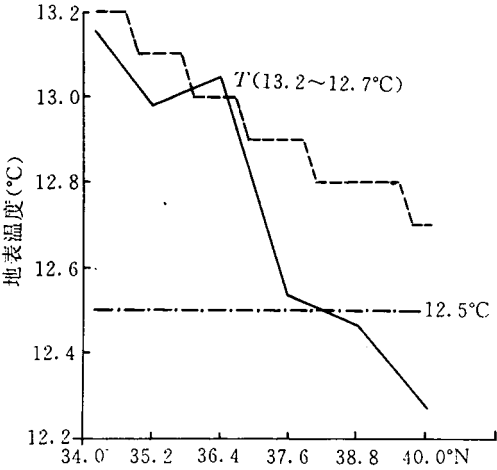


图 2 地表温度随纬度的变化(实线:观测值,虚线:模拟值)

Fig. 2 Surface temperature distribution with latitude (solid line, observed, dashed line, simulated)

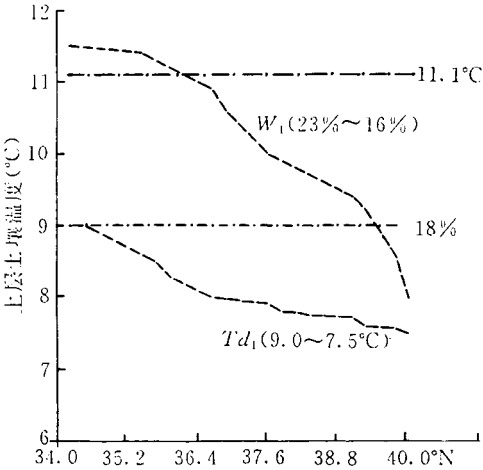


图 3 上层土壤温度和水分随纬度的变化

Fig. 3 Temperature and moisture distributions in the upper soil layer with latitude

由图可见,由于模式的激发作用,原先均匀分布的温度初始场变得随纬度和高度而发生变化。尤其是地表温度随纬度的变化较为剧烈,呈阶梯状下降,这与实际温度的平均分布状况较为一致。由于陕北的植被分布自南向北逐渐减少,而光照强度却逐渐增加,因而植冠层温度自南向北递增,可水分却与温度呈反相关,自南向北递减。上、下层土壤温度变化差异不大,上层受地表影响大些,变幅相应也大,下层受地表影响较小,变幅相应也小。土壤水分的变化相对小些。

在此,我们提出这样一个观点:当土壤水分含量模拟值大于其多年平均值时,土壤中的水分呈盈余状态;当土壤水分含量模拟值小于其多年平均值时,土壤中的水分呈亏空状态。

从图3可见,上层土壤水分在 $39.20^{\circ}\text{N}$ 以南地区是盈余区,在 $39.20^{\circ}\text{N}$ 以北地区是亏空区。从图4可见,下层土壤水分在 $35.75^{\circ}\text{N}$ 以南地区是盈余区,在 $35.75^{\circ}\text{N}$ 以北地区是亏空区。综合两图我们可以认为,当上层土壤水分呈盈余状态而下层土壤水分呈亏空状态时,上层土壤水分会由于地表的作用和植被的蒸腾作用,很快减少,再加上下层土壤水分的亏空,底墒不足,很易诱发沙漠化。因此可以认为在 $35.75^{\circ}\sim 39.20^{\circ}\text{N}$ 之间的区域是土壤沙漠化可能南移的区域,至少存在着沙漠南侵的威胁。这与文献[10]中的论点相一致。

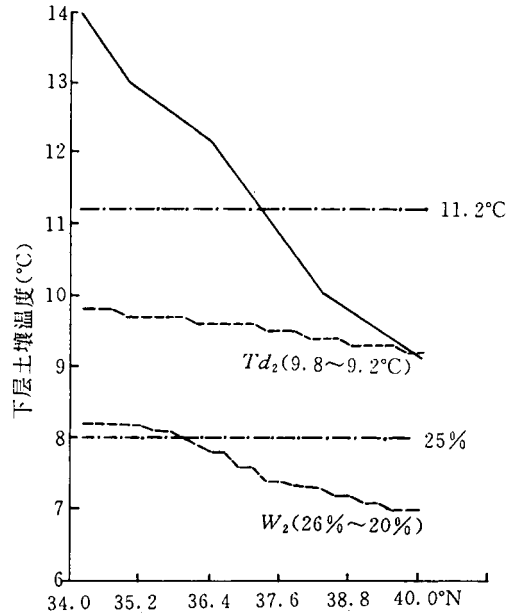


图4 下层土壤温度和水分随纬度的变化(实线:0.8m地温,虚线:模拟值)

Fig. 4 As in Fig. 3 except for lower soil layer (solid line: soil temperature observed in the depth of 0.8m, dashed line: simulated)

## 参考文献

- 1 海尔 F K. 气候与沙漠化. 曹鸿兴, 毛贤敏, 李凤翼译. 北京: 气象出版社, 1988. 1~2.
- 2 GARP Publications Series, No. 16. 气候的物理基础及其模拟. 曹鸿兴, 史国宁等译. 北京: 科学出版社, 1982. 336~349.
- 3 Deardorff J W. Efficient prediction of ground temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation. *J. Geophys. Res.*, 1978, **83**(C4): 1889~1903.
- 4 Dickinson R E. Modeling evapotranspiration for three-dimensional global climate models, In: climate processes and climate sensitivity. Washington D. C., American Geophysical Union, 1984. 58~72.
- 5 Sellers P J, Mintz Y, Sud Y C et al. A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models. *J. of the Atmospheric Sciences*, 1986, **43**(6): 505~531.
- 6 Ji Jinjun and Hu Yuchun. A simple land surface process model for use in climate study. *ACTA Meteorologica Sinica*, 1989, **3**(3): 342~351.

- 7 Sellers W D. A global climatic model based on the energy balance of the earth-atmosphere system. *J. Appl. Meteor.*, 1969, 8: 392~400.
- 8 陆渝蓉, 高国栋. 物理气候学. 北京: 气象出版社, 1988. 42~45.
- 9 李玉山. 黄土高原土壤水分性质及其分区. 中国科学院西北水土保持研究所集刊, 第二集, 1985. 1~16.
- 10 陕西农业区划委员会办公室编. 陕西省综合农业区划. 西安: 西安地图出版社, 1989. 20~35.

## 2-DIMENSIONAL LAND-AIR MODEL WITH VEGETATION EFFECT AND SIMULATION OF CLIMATE OVER SEMIARID REGION

Jiang Ye

(Centre for Agriculture Sensing and Information of Shanxi Province, Xi'an 710015)

Cao Hongxing

(Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081)

### Abstract

Based on the equations of energy and moisture balances, radiation transfer and thermodynamics, a 2-dimensional land-air dynamic model with vegetation effect in the entity of soil-vegetation-atmosphere is developed. Variations of heat and moisture with height and latitude are modeled. Taking account of geographic and climate features, the climatic mean fields over the northern part of Shanxi Province are simulated with the model, thereby the simulation scheme for understanding desertification over the semiarid is presented and the preliminary computational results are obtained.

**Key words:** Climate model; Vegetation effect; Desertification; Land-air coupling.