

# 土壤-植被-大气统一体内水分循环 和能量交换——SPAC模型

中国科学院力学研究所 孙菽芬

## 引言

人们生活在大自然中, 上有大气, 下有陆地海洋, 其间分布着各种植被, 组成一个紧密相关的统一体。研究这个统一体内各部分之间水的输运及能量的交换无疑是十分重要而必需的。一个用于这个统一体内过程研究的模型——土壤-植被-大气统一体模型, 就是适应这种需要而提出的。以下简称这个模型为 SPAC (Soil-Plant-Atmosphere Continuum 的简称) 模型。

人们较早认识了大气与海洋之间水和能量交换的重要性。近十几年来, 不少人开始注意到陆地与大气之间这种交换的重要性。十多年前, Philip<sup>[1,2]</sup>就呼吁并强调用这种统一体观点去研究水文循环的必要性。近年来 Shukla 和 Mintz<sup>[1,8]</sup>用大气环流模型<sup>[2]</sup>模拟研究了陆地表面对大气环流模型的反馈作用。他们固定了海面条件及洋冰范围不变, 而改变陆地表面下边界条件, 结果发现大气层降雨量、大气温度及运动状态有很大变化。这说明研究陆地与大气的各种交换过程是十分重要的。

1983年6月23日《人民日报》报道了中美科学工作者的考察结果, 认为两国大陆的雨量与深层1至2米的地温有关, 并提出地温预报有助于预计来年的季节土壤干旱程度。那么地温究竟是怎样变化的呢? 这正是 SPAC 模型所要研究的一个方面。

总之, SPAC 模型的研究是相当重要的。它的研究成果对于改造自然, 保护环境有直接和间接的作用<sup>[1,6]</sup>。以下先概述一下基本的物理过程, 然后作较为详细的数学描述。

## 基本的物理图象

在土壤-植被-大气这个统一体内, 存在着两个基本的交换过程: 水的循环及热能的传输。图1给出了这两个过程的描述, 也是 SPAC 模型所涉及过程的概括。

水的循环过程: 由于大气运动的结果, 大气里的水蒸气以降雨等形式降临大地, 有的直接落在无植被的光土上, 有的则因树叶阻挡只有部分降落在土地上。到达地表面的雨水, 一部分渗入土壤, 另一部分因来不及渗透而变成地表径流, 最终流入河流湖泊, 增加了河水的流量, 这是一个正向输入过程。但还存在着相反的逆过程, 即土壤里的、叶子上的或叶面上的水由于风吹日晒, 通过蒸腾返回到空气之中。这样一个一正一逆的过程, 虽为人们司空见惯, 但是, 要进行定量描述却十分复杂, 必须在综合气象学、土壤物理学、植物生理学等学科成果的基础上才能给出比较完整合理的定量描述。

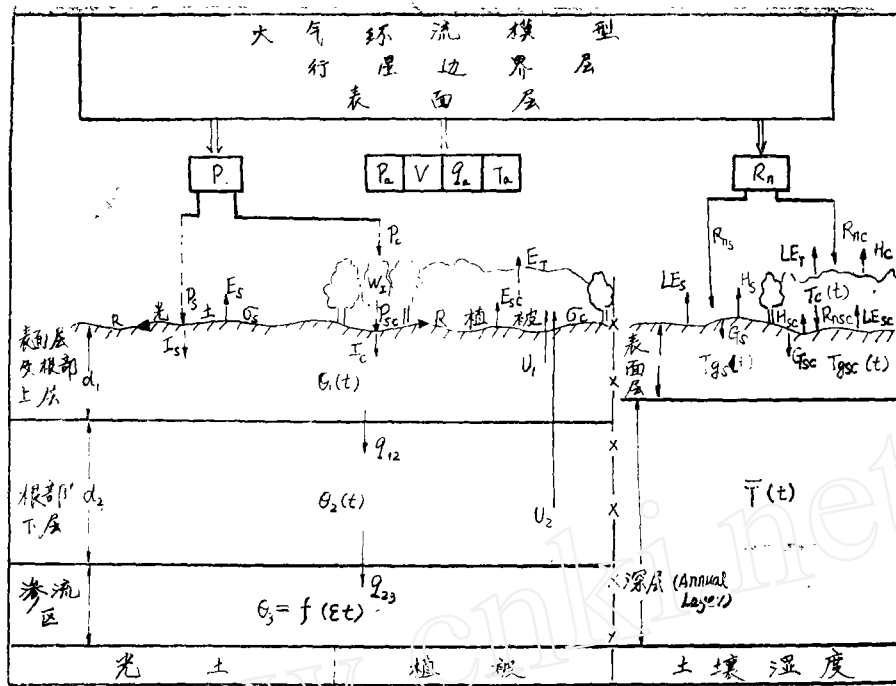


图 1

能量交换过程：这是与水循环相平行的过程，起因于太阳的照射。由于地球自转及绕太阳公转，造成了地面所接收阳光的日变化及季变化，从而产生陆地上温度有昼夜及四季的变化。土壤和植被接收来自太阳的辐射能，部分用于改变自身的温度，部分用于蒸发和蒸腾所需的潜热，还有一部分用于彼此间的能量交换。这样一种能量分配过程与上述水循环过程相互交叉、紧密相关，所以和水循环过程一样，十分复杂。关于探讨这样一个统一体内所发生的输运过程已有不少的文章和书籍。如有进一步的兴趣，可以参看文献[1,3,10,16]。下面将给 SPAC 模型以定量描述。由于过程头绪很多，本文采用分层描述，凡是涉及彼此相干的地方，都在适当的地方加以说明。

### 土壤中水和能量的输运

用单位体积内水分所占据的体积  $\theta$  来表示土壤的含水，用温度  $T$  作为土壤热力学状态的描述。基本上存在着两大类模型，即耦合模型<sup>[13,16]</sup>及等温模型<sup>[5]</sup>。前者考虑了  $T$  及  $\theta$  的变化对水分通量及热流通量的交叉效应，后者则是前者的简化，忽略不太重要的交叉效应，即温度  $T$  的梯度与水分通量无关，而  $\theta$  的梯度也不引起热流通量变化。本文介绍等温模型。另外根据土壤表面层温度  $T_g$  的昼夜变化及深层温度  $\bar{T}$  的四季变化的特性，采用强迫-恢复法<sup>[3,7]</sup>来计算  $T_g$  及  $\bar{T}$ 。根据图 1 的分层，各层土壤水分体积含量  $\theta$  为：

$$d_1 \frac{d\theta_1}{dt} = \left( I_s - \frac{E_s}{\rho_w} \right) \sigma_s + \left( I - U_1 - \frac{E_{sc}}{\rho_w} \right) \sigma_c - q_{12} \quad (1)$$

$$d_2 \frac{d\theta_2}{dt} = -U_2 \sigma_c + q_{12} - q_{23} \quad (2)$$

$$\theta_3 = f(\varepsilon t), \quad \varepsilon \ll 1 \quad (3)$$

其中  $\theta_1, \theta_2, \theta_3$  为各层水分体积含量值;  $I_s, I_c$  分别为在土表面及植被下土壤表面雨水向下的渗入速率;  $E_s, E_{s.c}$  分别为光土表面及植被下表面的蒸发量;  $U_1, U_2$  为各层的植物根部吸取土壤中水的速率;  $\sigma_s, \sigma_c$  为光土表面及植被表面所占的百分比;  $q_{12}, q_{23}$  为水分通量;  $\rho_w$  为水的密度;  $f(\varepsilon t)$  表示在土壤深层的水分随时间很慢变化, 这种变化应该事先固定而作为下边界条件. 要确定上述方程的解必须先知道  $U_1, U_2, q_{12}, q_{23}, I_s, I_c, E_s$  及  $E_{s.c}$ .  $q_{12}, q_{23}$  是根据推广达西定律而得的:

$$q_{i,j} = \overline{D}_{i,j}(\theta_j - \theta_i) + \overline{K}_{i,j} \quad (i=1,2; j=2,3) \quad (4)$$

其中  $\overline{D}_{i,j}$  为各层中水分的扩散系数;  $\overline{K}_{i,j}$  为各层中的水分导数. 如何确定  $U_1, U_2$  将在植被部分叙述.

蒸发量  $E_s, E_{s.c}$  的确定与大气条件有关. 在微气象学及土壤物理学中, 常常采用电压与阻抗关系决定电流的比拟, 引入各种阻抗的概念, 原因是串联总阻抗可加性带来计算的简化. 根据阻抗概念<sup>[10]</sup>, 蒸发量  $E_s, E_{s.c}$  为:

$$E_s = \rho_a \frac{q_s - q_a}{\gamma_{a,s}}, \quad E_{s.c} = \rho_w \frac{q_{s.c} - q_{a.s.c}}{\gamma_{a,s.c}} \quad (5)$$

式中  $\rho_a, \rho_w$  分别为空气及水的密度;  $q_s, q_{s.c}$  为相应土壤表面水蒸气的比湿;  $q_a, q_{a.s.c}$  分别为光土上方空气及植被内空气的比湿;  $\gamma_{a,s}, \gamma_{a,s.c}$  为相应土壤表面上方空气对蒸发的阻抗. 阻抗值分别与植被内外的大气的流动状况有关, 下面再加叙述.

渗透速率  $I_s$  (或  $I_c$ ) 是一个需要进一步研究的问题. 有很多经验公式, 但是很难说哪一个更合理. 本工作沿用 Holtan 的方法<sup>[21]</sup>, 有:

$$I_s \text{ (或 } I_c) = \begin{cases} P^*/\rho_w & (\text{当 } P/\rho_w \leq I_0 \text{ 时)} \\ I_0 = A\theta_1^B & (A, B \text{ 为经验常数)} \end{cases} \quad (6)$$

$P^*$  为雨量能到达地表面部分的速率, 分别为  $P_s$  及  $P_{s.c}$ .

强迫恢复法给出了表面层 (1 厘米左右) 温度及深层 (米的量级) 平均温度的计算公式:

$$\left. \begin{aligned} \alpha \frac{dT_{s,l}}{dt} &= \frac{2G_I(0,t)}{\rho_w c d} - \frac{2\pi}{86400} (T_{s,l} - \overline{T}) \\ \frac{d\overline{T}}{dt} &= \frac{G_s(0,t) + G_{s.c}(0,t)}{C(365\pi)^{1/2} \rho_w d} \\ G_I(0,t) &= R_{n,l} - LE_I - H_I \end{aligned} \right\} \quad (7)$$

其中下标  $I$  代表  $s$  或者  $s.c$ ;  $G_I(0,t)$  为进入地表面的热通量;  $C$  为土壤的比热;  $d$  为日温度波的衰减深度<sup>[7]</sup>;  $\alpha$  为  $1 + (2\delta/d)$ ,  $\delta$  为表面层厚度 (1 厘米左右);  $R_{n,l}$  为到达地面的净辐射量;  $E_I$  为土壤表面的向上蒸发量;  $H_I$  为显热通量:

$$H_I = \frac{T_{s,l} - T_a}{\gamma_{a,HI}} \rho_a C_p \quad (8)$$

式中  $C_p$  为空气定压比热;  $T_{s,l}$  为相应的地面温度;  $T_a$  为相应的地面上空温度;  $\gamma_{a,HI}$  为相应地面上空的空气对显热交换的阻抗.

### 植被中的水和热的循环

陆地表面生长着各种各样的植被: 森林, 庄稼, 草原等. 它们对水的循环及温度的调节

有很大作用。在相同的大气条件下，水从叶面的蒸腾量远远大于从土壤表面的蒸发量，这是因为树根深扎于土壤，大量吸取土壤深层水所致。蒸腾同时吸取大量潜热，这对调节温度变化很有作用。树叶蒸腾与树根吸取土壤的水是密切有关的。如果忽略植物本体含水量的变化，则有

$$E_T = \rho_w(U_1 + U_2) \quad (9)$$

至于蒸腾量  $E_T$ ，它既取决于大气流动又取决于植物生理特性，有

$$E_T = \rho_a \frac{(q_i - q_a)}{\gamma_{av} + \gamma_{sT}} \quad (10)$$

其中  $q_i$ ， $q_a$  分别为叶面及植被上空的水蒸气的比湿， $\gamma_{av}$  及  $\gamma_{sT}$  分别为植被上部空气及叶面气孔对蒸发的阻抗。 $q_i$  很难确定，一般以  $q_i^*$  代替  $q_i$ ，求得饱和的  $q_i^*$  下的最大蒸发量  $E_T^*$ ：

$$E_T^* = \rho_a \frac{q_i^* - q_a}{\gamma_{av} + \gamma_{sT}} \quad (11)$$

然后采用参数化办法，使  $U_1$ ， $U_2$  与  $E_T^*$  相联系：

$$U_1 = \beta_1 R_1 E_T^*, \quad U_2 = \beta_2 R_2 E_T^* \quad (12)$$

其中  $R_1, R_2$  为第一层及第二层树根密度占总树根密度的百分比； $\beta_1, \beta_2$  分别与  $\theta_1, \theta_2$  有关。 $\gamma_{sT}$  的确定很为复杂，它与天气、阳光及植物种类等有关，也与土壤含水量有关，至今并没有完整的理论给出定量结果<sup>[6,10]</sup>。一般采用一个平均的估计参数<sup>[9]</sup>，如对高大森林  $\gamma_{sT}$  取 1.0 秒/厘米，草本植物  $\gamma_{sT}$  取 0.05 秒/厘米。植被内土壤与植被之间的交换要比植被与大气之间的交换小得多，可以忽略不计，也可以采用适当修正的办法。研究植被内部及植被上部的流动，对于定量分析植被与大气及植被与土壤表面的交换是十分重要的，很多流体力学工作者及气象工作者从事这方面的理论研究及大型风洞实验工作<sup>[8,17,22]</sup>。植被的另一个作用是当下雨时有拦截雨水的作用。一般叶面能积水的容量为 1—3 毫米，描述叶面积水量  $W_l$  的公式为：

$$\begin{aligned} \frac{dW_l}{dt} &= P_c - E_T, & \text{当 } W_l < W_{max} \text{ 时} \\ W_l &= W_{max}, & \text{当 } P_c > 0, W_l = W_{max} \text{ 时} \\ E_T &= -\frac{q_i^* - q_a}{\gamma_{av}} \rho_a f(W_l), & \text{当 } f(W_l) \leq 1 \text{ 时} \end{aligned} \quad (13)$$

由于叶面的截水蓄水作用，致使下雨时到达地面的雨水  $P_{sc}$  减少，

植被内的温度分布是分层的。为了定量描述，目前有单层模型<sup>[3]</sup>及多层模型<sup>[16]</sup>。对于单层模型，植被内的平均温度  $T_c$  为

$$C_c X_M \frac{dT_c}{dt} = R_{nc} - G_{sc}(0, t) - LE_T - H_c \quad (14)$$

其中  $C_c$  为单位质量植被的比热； $X_M$  为单位面积垂直柱体内树叶的总质量； $G_{sc}(0, t)$  为进入植被下的土壤中的净热流； $R_{nc}$  为到达植被顶部的净辐射通量； $LE_T$  为蒸腾所需的潜热； $H_c$  为植被和大气之间的显热交换：

$$H_c = \rho_a C_p (T_c - T_a) / \gamma_{aH} \quad (15)$$

## 大气湍流边界层

上面多次提到了土壤、植被与大气相互作用，并在计算蒸发、蒸腾及显热各式中分别引入了相应的对蒸发或蒸腾的阻抗  $\gamma_{ev}$ ,  $\gamma_{at}$  以及相应的对显热交换的阻抗  $\gamma_{aH}$  及  $\gamma_{aH}$ 。要决定这些阻抗值，必须有大气湍流边界层结构的知识。临近地面一层的大气称为表面层。这一层内运动场的结构，各种交换过程的速率，同地面本身结构（如粗糙度，排移高度）及地面温度的关系很大。一般由于地面温度与空气温度的差异，这一层内的运动有中性、稳定及不稳定三种结构<sup>[10]</sup>。在这方面有很多著作<sup>[4,11,14,23]</sup>。Paulson<sup>[11]</sup>利用 Monin-Obukhov 长度的概念曾经给出不同情况下的速度剖面。Deardorff<sup>[14]</sup>改进了这种工作，提出不同情况下速度及虚温的分布剖面，其结果为：1) 对于中性及不稳定情形，

$$\frac{\bar{u}_a}{u_*} = \frac{1}{k} \left\{ \ln\left(\frac{z_r}{z_0}\right) - \left[ \ln\left(\frac{1+\xi^2}{2}\right) + 2 \ln\left(\frac{1+\xi}{2}\right) - 2 \operatorname{tg}^{-1}\xi + \frac{\pi}{2} \right] \right\} \quad (16)$$

$$\frac{(\bar{\theta}_{va} - \bar{\theta}_{vs})u_*}{(-\omega' \theta'_{vs})_a} = \frac{R}{k} \left[ \ln\left(\frac{z_r}{z_0}\right) - 2 \ln\left(\frac{1+\eta^2}{2}\right) \right] \quad (17)$$

其中  $\xi = \left(1 - \frac{\gamma z_r}{L}\right)^{1/4}$ ， $\eta = \left(1 - \frac{\gamma'' z_r}{L}\right)^{1/4}$ ； $z_r$  为高于地表面或者植被排移高度的高度； $z_0$

为表面粗糙度； $L$  为 Monin-Obukhov 长度； $\bar{\theta}_0$  为虚温，下标  $a$  表示大气， $s$  表示地表面或者植被表面； $u_*$  为摩擦速度； $(\omega' \theta'_{vs})_a$  为显热通量及水蒸气通量之和； $R = 0.74$ ； $k = 0.35$ ； $\gamma = 15$ ； $\gamma'' = 9$ 。

2) 对于稳定情形，

$$\frac{\bar{u}_a}{u_*} = -\frac{1}{k} \left[ \ln\left(\frac{z_r}{z_0}\right) + \beta \frac{z_r}{L} \right] \quad (18)$$

$$\frac{(\bar{\theta}_{va} - \bar{\theta}_{vs})u_*}{(-\omega' \theta'_{vs})_a} = \frac{R}{k} \left[ \ln\left(\frac{z_r}{z_0}\right) + \frac{\beta}{R} \frac{z_r}{L} \right] \quad (19)$$

其中  $\beta = 4.7$ 。利用这组公式并采取常用的假设  $\gamma_{aH} = \gamma_{av}$ ，就可以求出各种情况下的阻抗值。

### SPAC 模型的应用范围及进一步的研究

SPAC 模型的应用范围很广。它可以适用于不同尺度区域问题的研究，大至全球性研究，小至几十平方公里流域问题。利用它，可以做很多地面参数的“敏感”性试验，其结果可以作为改造环境工作的指南。譬如，在一片光土上种植大片森林或者代之以大片的水面，它们对整体及对局部环境究竟有什么影响？改造一片大沙漠为良田，种上庄稼，那又产生何种影响？这类问题很难用实验去验证，但是把 SPAC 模型与大气流动模型结合在一起就可能给出模拟的结果。这类问题有很大现实意义。在人类与自然打交道的几千年中，地球上已有 11% 的陆地面积变成可耕地，有 31% 的森林已改变原来面目。在人类改造自然能力大大加强的今天，这种改变将更为加快。SPAC 模型对许多水文问题很有用处。它与地表面流动、河道流动及地下水流动计算结合在一起，可以作出各种尺度流域的水文预报。SPAC 模型正在发展之中。为了完善这样的模型，恐怕应从理论及实验二方面着手。理论上应包括单个因素（如植物体内水分的流动，根部如何吸取土壤水，叶面毛细孔对蒸发的调节作用，大气与不同粗糙度、不同高度植被的相互作用）的研究及模型本身的完善与验证工作（如怎样选择各种

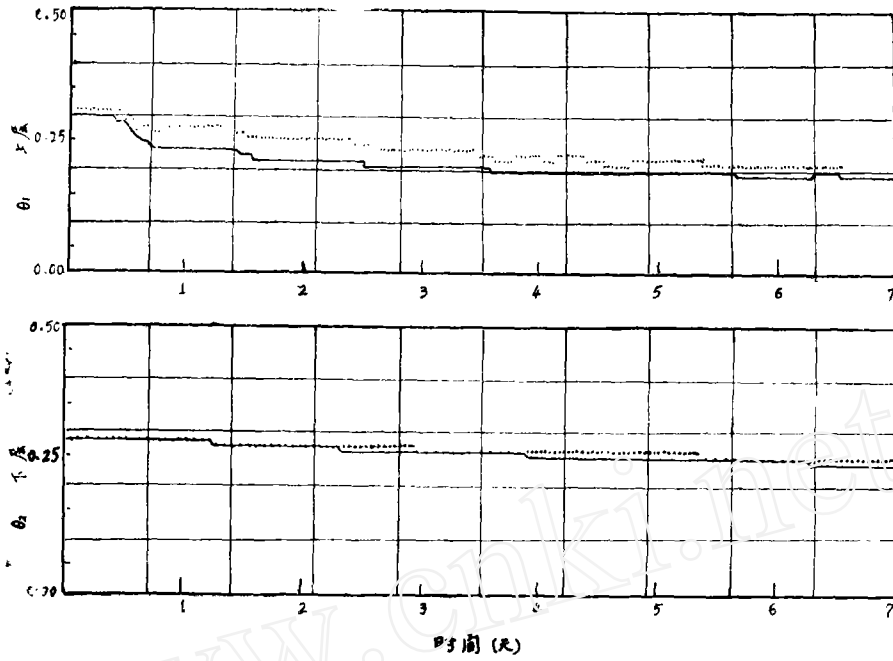


图2 亚利桑那州光土土壤水分的计算结果及测试值

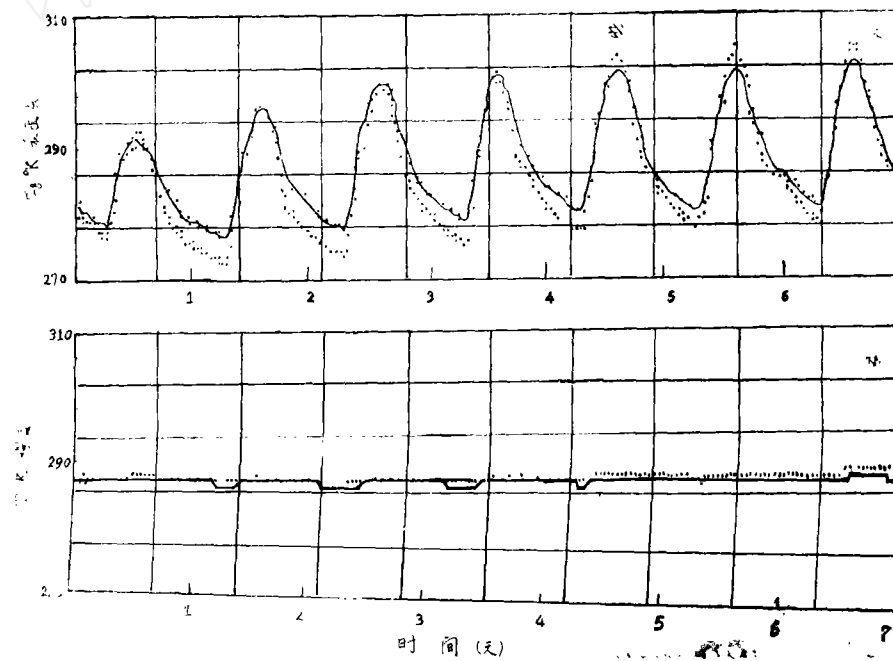


图3 亚利桑那州光土土壤的表面温度及深层平均温度的计算结果及测试值

参数，弄清单层模型及多层模型的优缺点等）。实验上应包括普查及测试二种，查清现有的土壤及植被的种类、分布及它们的各种物理特性（如热特性及水文学的性能）和生长发育的规律；测试一些典型地区，典型作物较长时间内土壤温度、植被温度、蒸发和蒸腾、土壤水分含量等现场数据，以与理论结果相对照，达到相互验证的目的。

### 几个例子

下面给出了笔者所作的部分计算结果。一个是亚利桑那州光土的计算结果与实测<sup>[24]</sup>比较，一个是亚利桑那州冬小麦计算结果与实测<sup>[25]</sup>比较，一个是不列颠·哥伦比亚地区枞树的计算结果与实测<sup>[26]</sup>比较。冬小麦高1米，枞树高10余米。计算时间一共7天，数据为每隔半小时给一点。从图2到图7的曲线是SPAC模型计算结果点的连接线，圆点“•”是现场测试的结果。

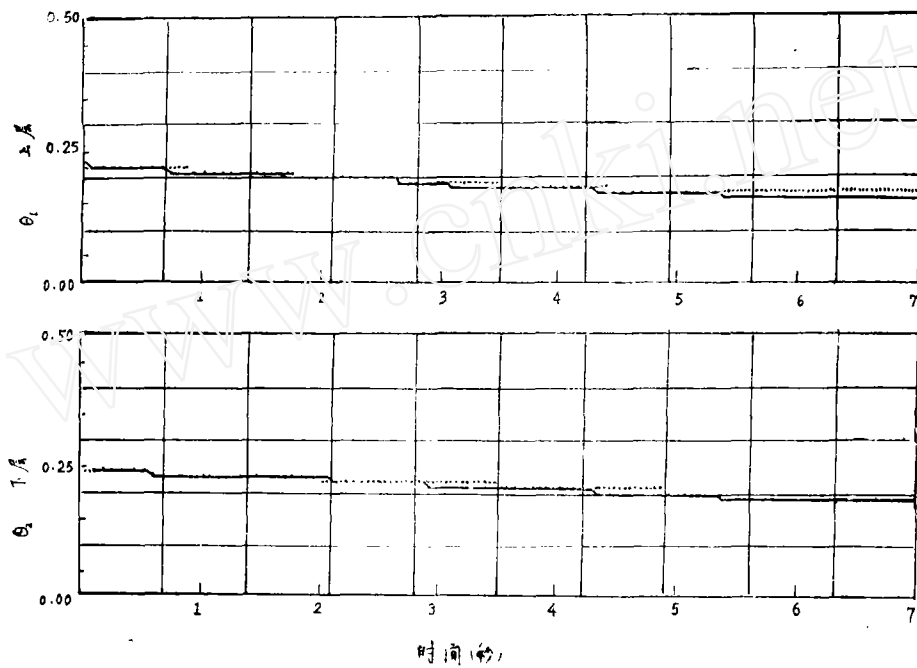


图4 同一地区但种有1米高麦子的地土壤上层及下层的水分含量的计算结果及测试值

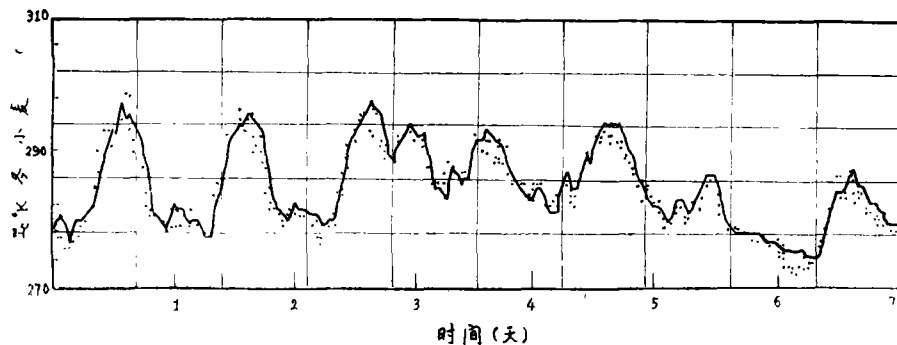


图5 麦子平均温度的计算结果及测试值

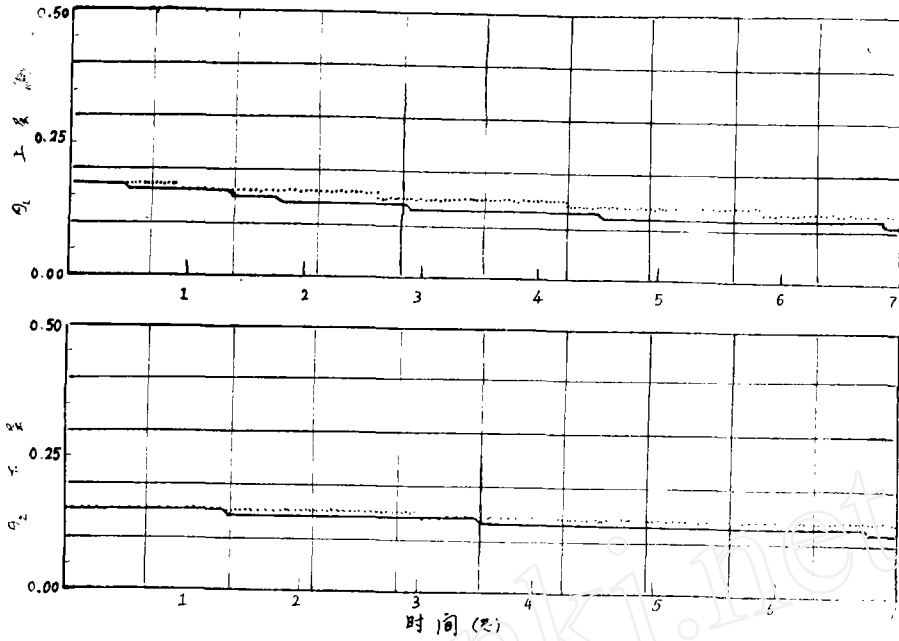


图6 加拿大大不列颠·哥伦比亚地区枞树下的土壤上层及下层水分含量的计算结果及测试值

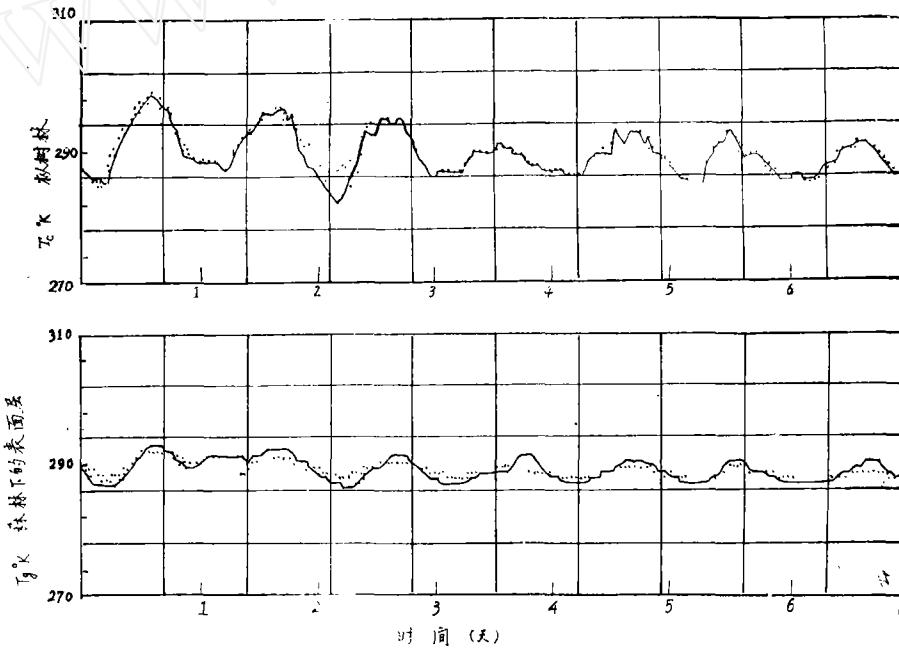


图7 枞树林本身平均温度及其下的土壤表面温度的计算结果及测试值



笔者选择这三组结果是有代表性的,它们代表了光土、低矮作物(1米高)、高大森林(10米高)三种典型。从对比结果来看,这样的模型已基本反映了物理现象的本质,当然还有待进一步完善。

衷心向林家鼎(J. D. Lin)教授表示感谢,文中很多内容都是在他指导下选择的。文末所例举的计算结果也是在他指导下完成的。

### 参 考 文 献

- 1 Alfano, J. A., A two-layer ground hydrology model interactive with an atmospheric general circulation model, Ph. D. Dissertation, Department of Civil Engineering, the University of Connecticut (1981).
- 2 Chang, J. (ed.), Methods in Computational Physics, Vol. 17, General circulation model of the atmosphere, Academic Press, New York (1977).
- 3 Deardorff, J.W., Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation, *J. Geophys. Res.*, **83** (1978): 1889—1903.
- 4 —, Parameterization of the planetary boundary layer for use in general circulation models, *Monthly Weather Rev.*, **100**, 2 (1972): 93—106.
- 5 Hillel, D., Computation simulation of soil water dynamics; A compendium of recent work, IDRC, Ottawa, Canada (1977).
- 6 Hinckley, T. M., Lassoie, J. P., Running, S. W., Temporal and spatial variations in the water status of forest trees, *Forest Sci., Monograph 20* (1978).
- 7 Lin, J. D., On the force-restore method for prediction of ground surface temperature, *J. Geophys. Res.*, **86** (1980): 3251—3254.
- 8 Legg, B.J., Long, I.F., Turbulent diffusion within a wheat canopy: II. Results and interpretation, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **101** (1975): 611—623.
- 9 Mintz, Y., Sellers, P. J., Willmott, C. J., On the design of an interactive biosphere for the GLAS general circulation model, NASA TM 84973 (1983).
- 10 Moutieth, J.L., Vegetation and Atmosphere, Vol. 1, Principle, Academic Press, London (1975).
- 11 Paulson, C. A., The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer, *J. Appl. Met.*, **9** (1970): 857—961.
- 12 Philip, J. R., The soil-plant-atmosphere continuum in the hydrological cycle, Hydrological Forecasting, Tech. Note No. 92 (1969).
- 13 —, DeVries, D. A., Moisture movement in porous material under temperature gradient, *Trans. Amer. Geophys. Union*, **38** (1957): 222—228.
- 14 Plate, E. J., Engineering Meteorology, Elsevier Scientific Publishing Company, New York (1982).
- 15 Rosema, A., A mathematical model for simulation of the thermal behaviour of bare soils, based on heat and moisture transfer, Niwars Publ., No. 11, Delft, The Netherland (1975).
- 16 Sellers, P. J., Vegetation type and catchment water balance: A simulation study, Ph. D. Dissertation, The University of Leeds, School of Geography (1981).
- 17 Shaw, R. H., den Hartog, G., King, K. M., Thurtell, G. W., Measurements of mean wind flow and three-dimensional turbulence intensity within a mature corn canopy, *Agric. Meteor.*, **13** (1974): 419—425.
- 18 Shukla, J., Mintz, Y., Influence of land-surface evapotranspiration on the Earth's climate, *Science*, **215** (1982): 1498—1501.
- 19 Soer, G.J.R., The tergra model—A mathematical model for the simulation of the daily behavior of crop surface temperature and actual evapotranspiration, NOTA 1014, Instituut Voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding Wageningen (1977).
- 20 Van Wijk, W.R. (ed.), Physics of the Plant Environment, North-Holland Publication Company, Amsterdam (1963).
- 21 Viessman, W., Jr., et al, Introduction to Hydrology (2nd edition), Harper and Row, New York (1977).
- 22 Wilson, N.R., Shaw, R.H., A higher order closure model for canopy flow, *J. Appl. Meteor.*, **16** (1977): 1197—1205.
- 23 丁, J., 莱赫特曼, 大气边界层物理学, 科学出版社, 北京(1982),

- 24 Jackson, R. D., Diurnal change in soil water content during in field soil water region, R. R. Bruce, et al (eds.), Soil Sci. Soc. Amer., Special Publication, No 5 (1973).
- 25 —, Unpublished winter wheat field data, Feb. 27— March 12, 1975, U. S. Water Conservation Lab., Phoneix, AZ (1976).
- 26 Nnyamah, Joe U., Block, T. A., Rate and patterns of water uptake in a Douglas-fir forest, *Soil Sci. Soc. Amer. J.*, 41 (1977): 972—979.

## HYDROLOGICAL CIRCULATION AND ENERGY EXCHANGE IN SOIL-PLANT-ATMOSPHERE CONTINUUM

Sun Shu-fen

(Institute of Mechanics, Academia Sinica)

### 中国力学学会 1984 年学术活动计划 (以正式通知为准)

序 号	学 术 会 议 名 称	时 间
1	城镇建设中有关岩土力学工程实例讨论会	待 定
2	第 3 届复合材料力学学术交流会	8 月份
3	第 2 届疲劳学术会议	10 月份
4	第 2 届全国振动学术会议	11 月份
5	第 4 届反应堆结构力学年会	四季度
6	第 2 届全国计算流体力学学术会议	二季度
7	第 2 届全国实验流体力学学术会议	下半年
8	第 4 届实验应力分析年会	待 定
9	第 3 届全国激波管会议	4 月份
10	水动力学学术会议	四季度
11	一般力学学术会议	一、三季度
12	复合材料力学专题讨论会	4 月份
13	结构力学计算机应用软件学术交流会	6 月份
14	结构优化学术交流会	四季度