

# 植物固沙区土壤水热运移耦合模型研究<sup>1)</sup>

姚德良 李家春 沈卫明

(中国科学院力学研究所, 北京 100080)

**摘要** 根据 Philip 与 Vries 提出的土壤中水热交换的耦合理论, 建立了植物固沙区土壤水热运移的耦合模型, 考虑了液态水和汽态水运移对温度的变化, 分析了植物根系吸水对土壤水热交换的影响, 给出了植物蒸腾量、土壤蒸发量、根系吸水率及土壤表面热通量等有关变量的计算公式。利用本模式并采用具有二阶精度的 Crank-Nicolson 格式对非线性扩散方程进行离散, 对沙坡头植物固沙区土壤水热交换过程进行了数值模拟, 模拟结果和实测值进行了比较, 总体上符合较好, 证明本模型具有实用价值, 可为改造沙漠提供科学依据。

**关键词** 植物固沙区, 水热运移, 耦合模型

## 引 言

用数值模拟方法研究植物固沙区土壤的水热运移, 有助于正确评价无灌溉条件下人工植被的耗水量、沙地水分和天然降水下植被的适宜密度以及相关机理, 有利于探讨大气降水、土壤水和植物水之间的转化规律, 确定水分和热量在各种环节中特征、变化及运移的物理机制, 以及与环境条件的关系, 为铁路沙害防治、流沙地农业开发利用及防护林工程建设提供科学依据。

土壤内水分分布和热量分布是相互联系的, 是决定植物生长的重要条件。地表处的水分状况对蒸发、径流和地下水的补给起着重要作用, 同时也控制了植物和土壤对太阳辐射热量的吸收和散发。土壤表层温度的变化对显热通量、潜热通量和净辐射都有影响, 从而影响到土壤本身的热通量。土壤中水分运动和地表的潜热通量直接有关, 因而受土壤中温度变化的影响。反过来土壤中水分分布决定了土壤的热特性, 结果又影响了土壤中的热流, 可见土壤中水热运移是互相联系和耦合的。

1957 年 Philip 与 De Vries<sup>[1]</sup>提出了描述土壤水热耦合运移的理论, 1982 年 Milly<sup>[2]</sup>等在对土壤中水热交换的数值模拟时采用并发展了这种理论, 1989 年 Horton R.<sup>[3]</sup>提出了有植物冠层影响对土壤水热耦合运移的二维数学模型。国内也进行了这方面的研究<sup>[4~9]</sup>。本文根据 Philip 与 De Vries 提出的土壤中水热交换的耦合理论, 提出了植物固沙区土壤中水热运移的耦合模型。考虑了液态水和汽态水运移对温度的变化, 分析了植物根系吸水对水热交换的影响, 给出了植物蒸腾量, 土壤蒸发量, 根系吸水率及土壤表面热通量等有关变量的计算公式。利用本模式, 用具有二阶精度的 Crank-Nicolson 格式对非线性扩散方程进行离散, 对沙坡头植物固沙区土壤水热交换过程进行了数值模拟, 模拟结果和实测值进行

<sup>1)</sup>国家自然科学基金, 中科院资环局和中科院沙坡头站基金资助项目。

1995-10-12 收到第一稿, 1996-03-11 收到修改稿。

了比较,总体上符合较好,证明本模型具有实用价值,可为沙漠改造和水资源合理利用提供科学依据

## 1 数学模型

### 1.1 基本方程

水分由土壤进入植物体再向大气扩散,然后又由大气回入土壤,这是一个连续而统一的过程。在这个过程中,不断变化着的天气条件和土壤温度、植物根系的错综分布、土壤质地和结构的特性等,都对过程的定量描述起着关键性的影响。在沙漠地区由于在气候上具有高温、干燥、雨量稀少、多风的特征,所以土壤中水分含量较少,蒸发强烈。地表温度的变化同样影响土壤水分的变化,甚至地表附近部分水分以水汽形式参加运移,因此不仅要考虑液态水运移对温度的变化,而且要研究汽态水运移对温度的变化。根据 Philip 和 Milly 的理论,可得适合于沙漠地区的水热运移的耦合方程

$$S_h \frac{\partial h}{\partial t} + S_T \frac{\partial T}{\partial t} = \nabla [(K + D_{HV}) \nabla h] + \nabla [D_{TV} \nabla T] + \frac{\partial K}{\partial t} \quad (1)$$

$$C_T \frac{\partial T}{\partial t} + C_h \frac{\partial h}{\partial t} = \nabla (\lambda \nabla T) + \nabla (\rho_L L D_{HV} \nabla h) - \nabla [C_L (T - T_0) q_m] \quad (2)$$

上面两个方程的详细推导可参考文献 [5]

对于植物固沙区,有错综分布的植物根系,因此应考虑植物根系的吸水问题,如果只考虑垂直流动,那么植物固沙区的一维水分热量运移耦合方程为

$$S_h \frac{\partial h}{\partial t} + S_T \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ (K + D_{HV}) \frac{\partial h}{\partial z} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[ D_{TV} \frac{\partial T}{\partial z} \right] + \frac{\partial K}{\partial t} - S(z, t) \quad (3)$$

$$C_T \frac{\partial T}{\partial t} + C_h \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ \lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[ \rho_L L D_{HV} \frac{\partial h}{\partial z} \right] - \frac{\partial}{\partial z} [C_L (T - T_0) q_m] \quad (4)$$

式中:  $h$  为土壤水压力水头(以水柱高计 cm),  $T$  为绝对温度(K),  $D_{HV}$  和  $D_{TV}$  分别为水蒸汽传导率 (cm/s) 和热蒸汽扩散系数 (cm<sup>2</sup>/s·),  $K$  为水分传导率,  $S_h$  和  $S_T$  分别为水、汽介质中的比水容量 (1/cm),  $S(z, t)$  为根系吸水率,  $\rho_L$  为土壤水密度 (g/cm<sup>3</sup>),  $C_L$  为水的比热,  $\lambda$  为导热率 (J/cm·s·),  $L$  为蒸发潜热 (J/kg),  $T_0$  为参考温度,  $q_m$  为通过多孔介质中水体总质量通量 (g/s·m<sup>2</sup>), 它由液体水流量质量通量  $q_L$  和水蒸汽质量通量  $q_V$  两部分组成,  $C_h$  和  $C_T$  分别为水、汽介质中的热容量 (J/cm<sup>2</sup>), 下标  $h$ 、 $T$  分别表示对应于负压水头  $h$  变化或对应于温度  $T$  变化引起的

现讨论水流方程 (3) 和热流方程 (4) 中有关变量的计算公式:

多孔介质中水分质量通量  $q_m$  可以表示为

$$q_m = q_L + q_V \quad (5)$$

在入渗速率不特别大的情况下,局部水体的均衡是可以满足的,在均衡条件下  $q_L$  和  $q_V$  可用下面公式表示

$$q_L R = - \rho_L K (\nabla h + 1) \quad (6)$$

$$q_V = - \rho_L D_{TV} \nabla T - \rho_V D_{HV} \nabla h \quad (7)$$

在水蒸汽和多孔介质中水体达到局部均衡时, 两者之间的自由能相等, 则有

$$\rho_v = \rho_0(T) \cdot \exp\left[\frac{h_e}{R(T + 273)}\right] \quad (8)$$

$\rho_v$  为绝对湿度,  $\rho_0(T)$  为饱和状态下的绝对湿度,  $\rho_0$  可由下式表示

$$\rho_0(T) = \exp(R_0 - R_1/(T + 273)) \quad (9)$$

Constantz 和 Hopmans 对水力传导率和温度的关系进行了研究, 他们认为水力传导率可表示为

$$K(h, T) = k \cdot k_i(h) \cdot \rho_L \cdot g / \mu \quad (10)$$

其中:  $k$  为多孔介质内在渗透率,  $k_i(h)$  为相对非饱和渗透率,  $g$  为重力加速度,  $\mu$  为流体动力粘滞系数

由文献 [1], [2] 知水蒸汽传导率  $D_{HV}$  和热蒸汽扩散系数  $D_{TV}$  分别由下面公式计算

$$D_{HV} = \rho^{-1} D_a \Omega \theta \rho_v \frac{g}{R \cdot (T + 273)} \quad (11)$$

$$D_{TV} = \rho_L^{-1} f D_a \Omega \theta \left[ H \frac{\partial \rho_0}{\partial T} - \frac{g \rho_v h}{R(T + 273)} \right] \quad (12)$$

式中:  $f$  为对水汽扩散引入的修正因子, 表示为

$$f = f \cdot \xi \quad (13)$$

$$f = \begin{cases} \theta / \theta_k & (\theta < \theta_k) \\ 1 + \theta / (\theta - \theta_k) & (\theta > \theta_k) \end{cases} \quad (14)$$

$\xi$  为 1.3 ~ 3.2,  $\theta_k$  为液体水流流动可以忽略时的含水量

$D_a$  ( $\text{cm}^2/\text{s}$ ) 为空气中分子扩散系数, 可表为

$$D_a = 0.229(1 + T/273)^{1.75} \quad (15)$$

$\Omega$  为由气体所充填孔隙的弯曲率, 可表示为

$$\Omega = (\theta - \theta_k)^{2/3} \quad (16)$$

$R$  为水蒸汽气体常数,  $R = 4615 \times 10^6$ ,  $\theta$  为孔隙中蒸汽的体积, 相对湿度  $H = \exp(h \cdot g / R \cdot T)$ . 水、汽介质中的比水容量  $S_h$  和  $S_T$  可表示为

$$S_h = \left\{ 1 - \frac{\rho_v}{\rho_L} \right\} \frac{\partial \theta}{\partial h} \Big|_T + \frac{\theta}{\rho_L} \frac{\partial \rho_v}{\partial h} \Big|_T \quad (17)$$

$$S_T = \left\{ 1 - \frac{\rho_v}{\rho_L} \right\} \frac{\partial \rho_L}{\partial T} \Big|_h + \frac{\theta}{\rho_L} \frac{\partial \rho_v}{\partial T} \Big|_h \quad (18)$$

蒸发潜热  $L$  可以表示为

$$L = L_0 + (C_v - C_L)(T - T_0) \quad (19)$$

式中:  $L_0$  在参考温度  $T$  下的蒸发潜热 ( $J/kg$ ), 在  $T_0 = 20$  时  $L_0 = 2448.8 J/kg$ ,  $C_L$  为水的比热,  $C_v$  为常压下水蒸汽的比热

土壤的热传导系数  $\lambda$  ( $J/cm \cdot s \cdot ^\circ C$ ), Chung<sup>[10]</sup>给出了计算热传导系数的经验公式

$$\lambda = (b_1 + b_2 \theta + b_3 \theta^{1/2}) / 488.68 \quad (20)$$

式中  $b_1, b_2, b_3$  为回归系数

水、汽介质中的热容量  $C_h$  和  $C_T$  分别为

$$C_h = H_1 \left. \frac{\partial \rho_v}{\partial \theta} \right|_T + H_2 \left. \frac{\partial \theta}{\partial \theta} \right|_T \quad (21)$$

$$C_T = C + H_1 \left. \frac{\partial \rho_v}{\partial \theta} \right|_h + H_2 \left. \frac{\partial \theta}{\partial \theta} \right|_T \quad (22)$$

其中:  $H_1 = (T - T_0) C_v \theta + L_0 \theta$ ,  $H_2 = (T - T_0) (C_L \rho_L - C_v \rho_v) - L \rho_v - \rho_L W$ ,  $C$  为湿土壤的热容量,  $W$  为微分吸湿热 ( $J/kg$ ), 根据热动力学原理可表示为

$$W = -g \left( h - T \frac{\partial h}{\partial T} \right) \quad (23)$$

## 1.2 根系吸水率的计算

根系吸水率  $S(z, t)$  和蒸腾强度  $E_c$  的关系由下式给出

$$E_c(t) = \int_0^{L_r(t)} S(z, t) dz \quad (24)$$

根系吸水率的大小和根系密度有关, 根系密度大, 则吸水作用强, 根系吸水率近似和根系密度成正比. 因此, 根据植物生长期根系密度的分布, 可确定根系吸水率随深度  $z$  的变化模式. 一般根系层内根系的密度是不均匀的, 假定根系吸水率随深度线性变化, 即

$$S(z, t) = (a_1 + a_2 z) E_c(t) \quad (25)$$

式中,  $a_1, a_2$  为待定系数, 由下面求得. 由式 (25) 代入 (24), 则有

$$\int_0^{L_r(t)} (a_1 + a_2 z) dz = 1 \quad (26)$$

另若知上半部根系总长度和全部根系长度之比为  $m$ , 则有

$$\int_0^{L_r(t)/2} (a_1 + a_2 z) dz = m \quad (27)$$

由上面两式可求出待定系数  $a_1$  和  $a_2$ . 此时, 根系吸水率的表达式

$$S(z, t) = \left( \frac{4m - 1}{L_r(t)} - \frac{8m - 4}{L_r^2(t)} z \right) E_c(t) \quad (28)$$

式中:  $L_r$  为根系长度,  $E_c$  为植物蒸腾量, 计算公式在后面再作介绍

### 1.3 定解条件

为了求解方程 (3) 和 (4), 必须给出它们的初始条件和边界条件

#### 1) 初始条件

$$h(z, 0) = h_0 \quad (29)$$

$$T(z, 0) = T_0 \quad (30)$$

#### 2) 上边界条件

$$- \left[ (K + D_{HV}) \frac{\partial h}{\partial z} + D_{TV} \frac{\partial T}{\partial z} + K \right] = - E_s(t) \quad (z = 0, t > 0) \quad (31)$$

$$- \left[ \lambda \frac{\partial T}{\partial z} + \rho_L L D_{HV} \frac{\partial h}{\partial z} - C_L (T - T_0) q_m \right] = G(t) \quad (z = 0, t > 0) \quad (32)$$

式中:  $E_s(t)$  为地表处土面蒸发量,  $G(t)$  为地表处的热通量, 由地表处流入土壤内部为正

#### 3) 下边界条件

$$h(z, t) \Big|_{z=d} = h_d(t) \quad (33)$$

$$T(z, t) \Big|_{z=d} = T_d(t) \quad (34)$$

当  $E_s(t)$  和  $G(t)$  已知时, 求解基本方程 (3) 和 (4) 便可得到土壤水压力水头  $h$  和温度  $T$  的分布和变化 因  $\Psi_m = h$ ,  $\Psi_m$  为基质势, 再由

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{d\theta}{d\Psi_m} \frac{\partial \Psi_m}{\partial t} = C(\Psi_m) \frac{\partial \Psi}{\partial t} \quad (35)$$

可求出土壤含水量  $\theta$  的分布和变化

### 1.4 蒸腾量、蒸发量和热通量计算

文献 [5] 中曾采用 Deardorff 给定的参数化方法, 求得了摩擦系数  $C_u$  及热交换系数  $C_\theta$ , 由此求得了显热  $H_b$  和  $H_c$ , 并求得了势蒸发  $E_{pb}$  和势蒸腾  $E_{pc}$ , 摩擦速度  $U^*_{*b}$  和  $U^*_{*c}$ , 然后利用对裸土和植被的比例因子  $\beta_b$ ,  $\beta_c$ , 求得了裸土蒸发量  $E_b$  和植被蒸腾量  $E_c$ , 即

$$E_b = \beta_b E_{pb} \quad (36)$$

$$E_c = \beta_c E_{pc} / (1 + r_{\text{min}} / r_{\text{arc}}) \quad (37)$$

由能量平衡可得

$$R_n = LE_s + H + G \quad (E_s = E_b + E_c, H = H_b + H_c) \quad (38)$$

式中:  $R_n$  为净辐射,  $LE_s$  为蒸发时所消耗的潜热,  $H$  为显热,  $G$  为热通量  $r_{\text{min}}$  为高大植被阻抗,  $r_{\text{arc}}$  为低矮植被阻抗, 模型中分别取为 100 s/m 和 50 s/m.

计算净辐射  $R_n$  的公式为

$$R_n = R_s(1 - r) - R_L \quad (39)$$

其中:  $R_s$  为到达地面的太阳总辐射, 即短波辐射,  $r$  为地表反射率,  $R_L$  为地面的有效辐射, 在文献 [9] 中已详细介绍了它们的计算方法, 这里不作详细介绍 因此, 得到计算热通量  $G$  的公式

$$G = R_n - H - L E_s \quad (40)$$

## 2 数值方法

水分运移方程 (3) 和热量方程 (4) 是两个非线性扩散方程, 采用具有二阶精度的 Crank - Nicolson 格式进行离散, 此格式是恒稳的

方程 (3) 差分格式离散, 并整理后得

$$A_1 h_{j-1}^{n+1} + B_1 h_j^{n+1} + C_1 h_{j+1}^{n+1} = D_1 T_{j-1}^{n+1} + E_1 T_j^{n+1} + F_1 T_{j+1}^{n+1} + G_1 \quad (41)$$

其中

$$A_1 = - \frac{1}{2 \Delta z} (K + D_{HV})_{j-1/2} \quad (42)$$

$$B_1 = \frac{1}{2 \Delta z} (K + D_{HV})_{j-1/2} + \frac{1}{2 \Delta z} (K + D_{HV})_{j+1/2} + \frac{\Delta z}{\Delta t} S_h \quad (43)$$

$$C_1 = - \frac{1}{2 \Delta z} (K + D_{HV})_{j+1/2} \quad (44)$$

$$D_1 = \frac{1}{2 \Delta z} (D_{TV})_{j-1/2} \quad (45)$$

$$E_1 = - \frac{1}{2 \Delta z} (D_{TV})_{j-1/2} - \frac{1}{2 \Delta z} (D_{TV})_{j+1/2} - \frac{\Delta z}{\Delta t} S_T \quad (46)$$

$$F_1 = \frac{1}{2 \Delta z} (D_{TV})_{j+1/2} \quad (47)$$

$$\begin{aligned} G_1 = & K_{j+1/2} - K_{j-1/2} + \Delta z S_j^n(z, t) + \frac{1}{2 \Delta z} (K + D_{HV})_{j-1/2} h_{j-1}^n + \\ & \left[ - \frac{1}{2 \Delta z} (K + D_{HV})_{j-1/2} - \frac{1}{2 \Delta z} (K + D_{HV})_{j+1/2} + \frac{\Delta z}{\Delta t} S_h \right] h_j^n + \\ & \frac{1}{2 \Delta z} (K + D_{HV})_{j+1/2} h_{j+1}^n + \frac{1}{2 \Delta z} (D_{TV})_{j-1/2} T_{j-1}^n + \\ & \left[ - \frac{1}{2 \Delta z} (D_{TV})_{j-1/2} - \frac{1}{2 \Delta z} (D_{TV})_{j+1/2} + \frac{\Delta z}{\Delta t} S_T \right] T_j^n + \\ & \frac{1}{2 \Delta z} (D_{TV})_{j+1/2} T_{j+1}^n \end{aligned} \quad (48)$$

同样方法可以把方程 (4) 差分格式离散并整理后为

$$A_2 T_{j-1}^{n+1} + B_2 T_j^{n+1} + C_2 T_{j+1}^{n+1} = D_2 h_{j-1}^{n+1} + E_2 h_j^{n+1} + F_2 h_{j+1}^{n+1} + G_2 \quad (49)$$

其中

$$A_2 = -\frac{1}{2\Delta z} \lambda_{j-1/2} - \frac{C_L}{4} (q_j + q_{j-1}) \quad (50)$$

$$B_2 = \frac{1}{2\Delta z} \lambda_{j-1/2} - \frac{C_L}{4} (q_j + q_{j-1}) + \frac{1}{2\Delta z} \lambda_{j+1/2} + \frac{C_L}{4} (q_{j+1} + q_j) + \frac{\Delta z}{\Delta t} C_T \quad (51)$$

$$C_2 = -\frac{1}{2\Delta z} \lambda_{j+1/2} + \frac{C_L}{4} (q_{j+1} + q_j) \quad (52)$$

$$D_2 = \frac{1}{2\Delta z} (\rho_V L D_{HV})_{j-1/2} \quad (53)$$

$$E_2 = -\frac{1}{2\Delta z} (\rho_V L D_{HV})_{j-1/2} - \frac{1}{2\Delta z} (\rho_V L D_{HV})_{j+1/2} - \frac{\Delta z}{\Delta t} C_h \quad (54)$$

$$F_2 = \frac{1}{2\Delta z} (\rho_V L D_{HV})_{j+1/2} \quad (55)$$

$$G_2 = \frac{1}{2\Delta z} \lambda_{j-1/2} T_{j-1}^n + \left( -\frac{1}{2\Delta z} \lambda_{j-1/2} - \frac{1}{2\Delta z} \lambda_{j+1/2} + \frac{\Delta z}{\Delta t} C_T \right) T_j^n + \frac{1}{2\Delta z} \lambda_{j+1/2} T_{j+1}^n + \frac{1}{2\Delta z} (\rho_V L D_{HV})_{j-1/2} h_{j-1}^n + \left[ -\frac{1}{2\Delta z} (\rho_V L D_{HV})_{j-1/2} - \frac{1}{2\Delta z} (\rho_V L D_{HV})_{j+1/2} + \frac{\Delta z}{\Delta t} C_h \right] h_j^n + \frac{1}{2\Delta z} (\rho_V L D_{HV})_{j+1/2} h_{j+1}^n + \frac{1}{2} C_L T_0 (q_{m_{j-1}} - q_{m_{j+1}}) \quad (56)$$

式中:  $n$  表示时间步,  $j$  为空间的格点数,  $\Delta t$  为时间步长,  $\Delta z$  为空间步长

式 (41) 和 (49) 为非线性代数方程组, 将两方程线性化后得到三对角方程, 可以用追赶法求解, 而对方程组则采用交替方法求解。每一次迭代修正方程组中的系数矩阵, 直到所得结果满足一定精度要求为止。从数值模拟过程中可以看出, 此格式允许较大的时间步长, 可以加快整个计算速度, 而且满足二阶精度。

### 3 模拟与实测结果比较和讨论

1994 年 5 月我们对沙坡头植物固沙区进行了 15 天的现场考察和数据测量。沙坡头位于北纬 37°27', 东经 104°37', 在腾格里沙漠东南缘, 属于我国西北内陆半荒漠区, 在气候上具有高温、干燥、多风的特征。本区年平均气温为 9.6℃, 温差较大, 年平均降雨量为 186.2 mm, 一年内的雨量分布很不均匀, 主要集中在 7 月~9 月。年平均风速为 2.8 m/s, 大于 5 m/s 的起沙风每年有 200 天左右, 所以风沙流危害十分严重。土壤以细粒沙为主, 地下水埋藏很深, 不能为植物所利用, 沙丘的持水力很弱。植物固沙区主要植物有花棒、柠条、油蒿等, 经过固沙后增大了地面的粗糙度, 降低了风速和风沙流活动, 同时地表形成了结皮层, 提高了植物固沙区的持水力, 对浅根植物的生长繁殖十分有利, 但随着植物的生长, 耗水量的增大, 沙层水分状况恶化, 20 年左右覆盖度下降到 5% 左右, 因此经过研究确认植物必需的最低贮水量, 培育新的抗旱植物, 对植物固沙提供科学依据。

用本文提出的水热运移耦合模型对沙坡头植物固沙区土壤、植被、大气间的水热交换过程进行了数值模拟。

数值模拟时,把植被定为柠条,土壤类型为细粒沙,选取了有实测资料可以进行比较的5月22日至5月29日.图1至图4给出了模拟结果与实测值的比较图形,代表实测值,曲线代表相应的模拟结果,从图中可以看出模拟结果与实测值趋势基本一致,能够反映实际情况

图3 柠条蒸散量时变化  
Fig. 3 Variance of Ning Tiao  
evapotranspiration with time

图4 油蒿蒸散量时变化  
Fig. 4 Variance of You Hao  
evapotranspiration with time

图1给出5月29日土壤体积含水量从表面至地下200 cm处剖面图的模拟结果与实测值的比较,从图中可看出模拟结果与实测值吻合较好,表层土壤含水量最少,这由于当地气候干燥,蒸发较大,沙面存在一定厚度的干沙层,干沙层下沙体含水率随深度的增加逐渐增大,至75 cm左右深处含水量最大,再向下又缓慢下降.数值模拟结果反映了沙区土层中具有干沙层这一重要特征,同时也反映沙层含水量的实际情况

图2给出了5月29日12时和16时土壤温度数值模拟结果和测量值比较的剖面图,左边一条曲线是中午12时的温度分布情况,右边一条曲线是下午16时的温度分布情况,两条曲线与实测值比较接近,土壤表层温度最高,以后随着深度缓慢下降,大致在100 cm深处土壤温度的日变化振幅开始消失,在一个月内在维持恒定,而随季节变化,土壤表层由于受太阳辐射和地面有效辐射的日变化引起土壤表层温度的日变化,因此白天土壤表面温度最高,特别在下午16时的温度最高,这些现象可从图中看出,所以模拟结果符合上面的实际情况

图3,图4分别给出了柠条、油蒿蒸散量模拟结果与实测值的比较.从图中看出模拟结果与实测值比较接近,白天随太阳辐射的增强,蒸散量逐渐增大,最大值在下午14时左右,以后就逐渐减少,至深夜蒸散量趋向零.同时从图中看出柠条的蒸散量比油蒿的大,这是



由于柠条叶面积大, 白天蒸散量相对较大, 并且白天叶面吸收贮存了热量, 夜间叶温相对较高使蒸散继续进行的原因

从模拟结果与实测值的比较结果可以看出: 我们所建立的植物固沙区土壤水热运移耦合模型适合于模拟沙坡头植物固沙区土壤水热运移规律, 可以用来指导防护林的建设、改造沙漠和合理利用水资源

致谢 本课题在沙坡头沙漠试验研究站进行现场测量时, 得到了中国科学院沙漠研究所刘新民, 黄子琛, 廖次远, 刘立超等科技人员的大力帮助, 在此一并致谢

### 参 考 文 献

- 1 Philip JR, De Vries DA. Moisture movement in porous material under temperature gradients *Trans Am Geophys Union*, 1957, 38 (2): 222~ 232
- 2 Milly PCD. Moisture and heat transport in hysteretic, inhomogeneous porous media: A matrix heat- based formulation and a numerical model *Water Resour Res*, 1992, 18 (3): 489~ 498
- 3 Horton R. Canopy shading effects on soil heat and water flow. *Soil Sci Soc Am J*, 1989, 53 (1): 669~ 679
- 4 Yao DL, Shen WM, Li JC. Numerical simulation of cycling and heat balance in agricultural ecosystem. *Acta Mechanica Sinica (English Series)*, 1992, 8 (2): 108~ 116
- 5 杨金忠, 蔡树英. 土壤中水、汽、热运动的耦合模型和蒸发模拟. *武汉水利电力学院学报*, 1989, 32 (4): 35~ 44
- 6 姚德良, 邱克俭, 冀伟, 孙菽芬. 在植物耗水条件下土壤水分动态的数值模拟. *土壤学报*, 1993, 30 (1): 111~ 115
- 7 雷志栋, 杨诗秀, 谢森传. *土壤水动力学*. 北京: 清华大学出版社, 1988 年
- 8 沈卫明, 姚德良, 李家春. 阿克苏地区陆面蒸发的数值研究. *地理学报*, 1993, 48 (5): 457~ 467
- 9 姚德良, 沈卫明, 李家春. 塔里木盆地陆气水热交换数值模拟. *水利学报*, 1994, (5): 31~ 37
- 10 Chung S, Horton R. Soil heat and water flow with a partial surface mulch. *Water Resour Res*, 1987, 23 (12): 2175 ~ 2186

## A COUPLING MODEL OF WATER- HEAT MOVEMENT IN THE SOIL OF SAND- FIXATION AREA

Yao Deliang Li Jiachun Shen Weiming

(Institute of Mechanics, CAS, Beijing 100080, China)

**Abstract** Based on the Phillips & Vries' theory, we have suggested a coupling model for simulating water- heat movement in the sand soil with vegetation. The effects of temperature and vegetation roots on the exchange of water and heat between atmosphere and land are firstly analyzed. Then, we have provided the formulae to estimate soil evaporation, canopy transpiration, water- absorbing rate of root system and heat flux in soil. A Crank- Nicolson difference scheme is constructed to solve nonlinear diffusion equation to delineate the physical process of water and heat exchange in the sand soil covered with arid- endurable vegetation to prevent the Tenggeli Desert moving southward at the Shapotou Observatory. The computational results have been compared with measurement and turn out in good agreement with observation, showing that the present model can be served as a useful tool to make scientific decisions against desertification.

**Key words** sand- fixation region, water and heat exchange, coupling model