

土壤湿度和土表温度的耦合预报模式

F. Ács, D. T. Mihailović, B. Rajković

1. 引言 太阳辐射、动量、质量及显热、潜热间的转化过程，取决于边界层大气状态及所处下垫面的特征。表征边界层大气状态最常用的参数有：风速、气温和湿度；表征下垫面特征的参数包括：(1) 随空间变而不随时间变的参数，如地理位置、土壤和植被类型等，(2) 随时间而变的参数，如表面温度、湿度及其它依此两项而变的参数。

就描述贴地层特性的复杂程度而言，因采用模式的尺度不同而异（是GCM—大气环流模式还是天气尺度模式，是中尺度模式还是1D大气边界层模式）。多元层结模式（multiple—Layer modles）可做土壤状态预报，式中的热传导方程用有限差分求解，通常这类模式要将土切成很多层，计算费用自然可观；另外，还有一种模式，称单项（要素）闭合能量平衡法，象Arakawa（1972）所建立的地温预报方程只依赖热力项（forcing）。有些作者视土壤热通量与净辐射转化热成比例。人们用较接近自然状态的方法测得地表上方各热通量，借其引出“热力还原”（force—resfore）这一概念。Deardorff（1977）将此概念用于以土壤水分通量确定土表含水量；同时，他还将该法扩展，当潜热通量项居于主要支配时，用此模拟冠层下土壤水分状态，具体方法是将土壤沿深度方向分成若干层，每层均遵循质量守恒；所分土层数目及每层厚度视土壤结构及作物情况而定。由于土壤水文特性与土壤结构紧密相关，故该项研究也可做为解释许多地面形态结构问题的手段。

本研究旨在建立一个土壤湿度、温度预报模式。模式着重考虑代表性强的蒸发通量的作用——它与土质形态结构及其含水量均密切相关。我们先在裸地条件下建模，然后再将该模式拓展成植被模式。植被模式中，由于蒸散作用增强，水分转化过程对土壤结构依赖性更大。

2. 模型阐述 水热特性耦合将提高表面温度的预报精度。因此，我们就耦合模式中的土壤水分亚模式及其应用阐述如下。

A. 土壤水分模式 用Sellers的方法预报土壤湿度。三个层次（图1略）的土壤水预报方程为

$$\frac{\partial W_i}{\partial t} = \frac{1}{\theta_{i1} D_i} \left(P - Q_{i2} - \frac{1}{\rho_w} E \right), \quad (1)$$

$$\frac{\partial W_2}{\partial t} = \frac{1}{\theta_{i2} D_2} (Q_{i2} - Q_{23}), \quad (2)$$

$$\frac{\partial W_3}{\partial t} = \frac{1}{\theta_{i3} D_3} (Q_{23} - Q_3), \quad (3)$$

这里 $W_i = \theta_i / \theta_{i1}$ 为第 i 土层的土壤湿度， θ_i 为该层容积含水量 ($m^3 m^{-3}$)， θ_{i1} 为相应的饱和容积含水量 ($m^3 m^{-3}$)；假设参数 θ_{i1} 量值上等于该层土壤孔隙度。 D_i 为第 i 层土壤厚度 (m)； ρ_w 为水密度 ($Kg m^{-3}$)； P 为渗入土壤的降水 (ms^{-1})（译注：依文中交代的单位应为降水渗入速率）； E 为土表蒸发速率 (ms^{-1} 或 $kg m^{-2} \cdot s^{-1}$)； $Q_{i, i+1}$ 为第 i 层和第 $i+1$ 层之间的水流量 (ms^{-1})； Q_i 为第 i 土层底部的重力排出水量。

毗邻土层间水流量由下式表示：

$$Q_{i, i+1} = \bar{K} \left(2 \frac{\psi_i - \psi_{i+1}}{D_i + D_{i+1}} + 1 \right), \quad (4)$$

$$\bar{K} = \frac{D_i K_i + D_{i+1} K_{i+1}}{D_i + D_{i+1}}, \quad (5)$$

这里 \bar{K} 为土层间的有效导水率 (ms^{-1})， K_i 为第 i 层土壤的导水率 (ms^{-1})。 K_i 由Clapp—Hornberger经验方程确定：

$$K_i = K_{i1} W_i^{2B_i + 3}, \quad (6)$$

这里 K_{i1} 为第 i 层土壤的饱和导水率 (ms^{-1})。另外， ψ_i 为第 i 层的土壤水势 (m)，也可由Clapp—Hornberger经验方程确定：

$$\psi_i = \psi_{i1} W_i^{-B_i}, \quad (7)$$

这里 ψ_{i1} 为土壤饱和水势 (m)， B_i 为第 i 层的经验常数。

土壤某层底部排出重力水量为

$$Q_i = K_{i1} W_i^{(2B_i + 3)} \sin x, \quad (8)$$

x 为平均倾角，目视估计为 3° 。

土壤的水热特性依赖于土壤结构。本研究中，模拟采用Bačka南部黄土梯田黑钙土。Vučić曾对

表1 Bačka南部黄土阶地黑钙土结构描述 (0—60cm)

土层 (cm)	命名	性状描述
0—35	耕层	石灰性壤土，暗棕色团块结构
35—60	亚耕层	石灰性壤土，暗棕色团块结构，50cm深出处现假菌丝体。

其结构和分布做过专文描述,他也对该土的某些水文特性,即孔隙度和导水率在饱和状态下用 pF 曲线进行过测定。我们也可确定出 Vučič 定义的常数 ψ 和 B, 水文常数见表 2。

表2 Bačka南部黄土梯田黑钙土水文常数

土壤水文特性	土 层	
	0—30cm	30—60cm
土壤孔隙度 (m^3m^{-3})	0.5490	0.4880
饱和导水率 (ms^{-1})	5.8×10^{-5}	0.89×10^{-5}
饱和水势 (m)	-0.036	-0.085
无量纲数 B	6.50	7.26

B. 土表温度亚模式 土表温度预报采用热力还原法 (force-resfor method)。该法考虑了表层和更深土层之间的土壤热通量交换。我们采用 Bhumralkar 预报方程 (图 2 略)：

$$C_1 \frac{\partial T_g}{\partial t} = F(T_g), \quad (9)$$

其中

$$C_1 = 2 \times 10^{-2} C + \left(\frac{\lambda C}{2\omega} \right)^{1/2}, \quad (10)$$

$$F(T_g) = S - R(T_g) - LE(T_g) - H(T_g) - \left(\frac{\omega C \lambda}{2} \right)^{1/2} (T_g - \bar{T}). \quad (11)$$

这里 C_1 为 2cm 以上土层每单位面积“土块”的整体热容量 ($\text{Jm}^{-2}\text{K}^{-1}$), C 为土壤容积热容量 ($\text{Jm}^{-3}\text{K}^{-1}$); λ 为土壤导热率 ($\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$), ω 为角频率 (S^{-1}); $F(T_g)$ 为土表能量平衡分量函数 (Wm^{-2}), S 为短波太阳辐射平衡 (Wm^{-2}), $R(T_g)$ 为长波辐射平衡 (Wm^{-2}), L 为水的汽化潜热 (JKg^{-1}), H 为显热通量 (Wm^{-2}), T_g 为 2 cm 以上土壤温度 (K), \bar{T} 为 2 cm 表土层日平均温度 (K)。

C. 辐射平衡 短波净辐射是总辐射与反射辐射之差,

$$S = G_1 - R_s. \quad (12)$$

长波净辐射用 Angstrom 公式确定。

$$R(T_g) = [\varepsilon \sigma T_g^4 (0.180 + 0.250 \times 10^{-0.094e_s}) + 4\varepsilon \sigma T_g^3 (T_g - T_a)] (1 - 0.70N), \quad (13)$$

这里 ε 为土表发射率, σ 为斯蒂芬—波尔兹曼常数 ($\text{Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$), T_g 为百叶箱气温 (K), e_s 为百叶箱水汽压 (mb), N 为按 10 成计云量。方程 (13) 中的常数即是通常所说的 Bolzf—Falckenberg 常数。这些参数用于计算白天和夜间的净长波辐射

• 也许是原文笔误,按上文交代 $W_1 > 0.75$ 应为 $W_1 \geq 0.75$ ——译者注。

是适宜的。

D. 显热和潜热通量 显热通量和潜热通量可用“阻抗”表示,

$$H = \rho C_p \frac{T_g - T_a}{r_a}, \quad (14)$$

$$LE = \frac{\rho C_p}{\gamma} \frac{f_h c_s (T_g) - e_a}{r_{\text{surf}} + r_a}, \quad (15)$$

这里 ρ 为空气密度 (Kg m^{-3}), C_p 为定压空气热容量 ($\text{JKg}^{-1}\text{K}^{-1}$), r 为湿度计算常数 (mbK^{-1}), f_h 为无量纲函数, 它表示实际蒸发至潜在蒸发尚有多远。我们根据 $W_1 = \theta_1 / \theta_{1\text{max}}$ 第一层土壤湿度, 选用了线性方程表示 f_h 。当 W_1 大于等于 0.75 时, 蒸发趋于潜在蒸发, 此时 f_h 为 1, 即

$$f_h = \begin{cases} W_1 / 0.75, & W_1 < 0.75 \\ 1, & W_1 \geq 0.75 \end{cases}. \quad (16)$$

界值 0.75, 是参照 Noilham 等 (1989) 文献选定的——虽然它们的 f_h 泛函形式 ($\theta_1 / \theta_{1\text{max}}$) 并不相同。上述线性选自 Wetzel 曲线 (1978), 其中涉及蒸发与潜在蒸发比值及 W / W_{max} 。要素 $e_s(T_g)$ 为温度 T_g 时的饱和水汽压, 由经验公式计算:

$$e_s(T_g) = 6.11 \exp \left\{ \frac{17.4(T - 273.16)}{T - 34.16} \right\}, \quad (17)$$

此时, T 为绝对温度。另外, γ_{surf} 为裸土表面阻抗 (Sm^{-1}), γ_a 为水汽和热在大气中以常通量传输时, 在参考层和粗糙度高度之间受到的空气阻抗 (Sm^{-1})。

空气阻抗取决于大气稳定度, 我们用温度、风速和大气边界层中湍流传输特征曲线确定它。中性层结时, 风速廓线遵循对数规律

$$u(z) = \frac{u_*}{k} \ln(z/z_0), \quad (18)$$

这里 $u(z)$ 为高度 z 处的平均风速 (ms^{-1}); z_0 为粗糙度参数 (m); u_* 为摩擦速度 (ms^{-1}), 在裸地情况下, 给为 0.01; K 为卡曼常数, 本研究中立为 0.40。 Z_0 和 Z_r (Z_r 为参考面, 本研究中立为大气观测面) 的空气阻抗为:

$$r_a = \frac{0.74 \ln(z_r/z_0)}{K u_*}, \quad (19)$$

将 (18) 和 (19) 式联立, 会很容易解出 r_a 。

在非中性层结时, 可用两种参数表述不稳定程度, 即理查逊数和莫宁—奥布霍夫长度。两参数均与恢复力和切应力有关。 z_0 和 z_r 面之间的梯度理查逊数用差分表示为

$$Ri_g = \frac{g(T_g - T_a)(z_r - z_0)}{T_a b_s U_r^2}, \quad (20)$$

这里 T_{ab} 为绝对温度, 赋为 300K, U_r 为 z_r 面处的平均风速; 方程 (20) 中, 地温用 z_0 面处的气温代替。莫宁—奥布霍夫长度可写成:

$$L_{mon} = \frac{T_{ab} u_* \int_{z_0}^{z_r} \frac{\phi_h}{z} dz}{K^2 g (T_g - T_a)} \quad (21)$$

这里 ϕ_h 为无量纲温度梯度函数, 可由众所周知的 Busiger 方程表达。 z_r 和 z_0 高度间热传导的空气阻抗为

$$r_a = \int_{z_0}^{z_r} \frac{\phi_h}{K u_* z} dz \quad (22)$$

其中摩擦速度由风速廓线求出

$$u_* = \frac{K u_r}{\int_{z_0}^{z_r} \frac{\phi_m}{z} dz} \quad (23)$$

这里 ϕ_m 为无量纲的风切变函数, 由 Busiger 方程求得。无量纲高度参数 ζ , ($\zeta = Z/L_{mon}$) 若为 z_0 和 z_r 之间的, 则

$$\Delta \zeta = \frac{z_r - z_0}{L_{mon}} \quad (24)$$

不稳定层结的参数 $\Delta \zeta$ 只能由迭代法求得, 至于具体的迭代步骤详见 3. 部分。

稳定层结下的 $\Delta \zeta$ 求法较不稳定层结下简单, 因为方程 (23) 和 (21) 此时用解析法可解。因此, 我们得到:

$$u_* = \frac{K u_r}{\ln(z_r/z_0) + 4.7 \Delta \zeta} \quad (25)$$

和

$$L_{mon} = -\frac{T_{ab} u_* (0.74 \ln z_r/z_0 + 4.7 \Delta \zeta)}{K^2 g (T_g - T_a)} \quad (26)$$

利用方程 (24)、(25)、(26)、 $\Delta \zeta$ 可写成:

$$\Delta \zeta = \frac{-b + (b^2 - 4ac)^{1/2}}{2a} \quad (27)$$

此处

$$a = 4.7(1 - 4.7 Ri_g) \quad (28)$$

$$b = (0.74 - 2 \times 4.7 Ri_g) \ln(z_r/z_0) \quad (29)$$

$$c = -Ri_g \ln(z_r/z_0) \quad (30)$$

因此, 在 Ri_g 已知, 用方程 (24) 求出 L_{mon} 后, $\Delta \zeta$ 就很容易确定了。在用方程 (25) 求出摩擦速度后, 空气阻抗则根据方程

$$r_a = \frac{0.74 \ln(z_r/z_0) + 4.7 \Delta \zeta}{K u_*} \quad (31)$$

求解。

当 Ri_g 在 -0.001 和 0.001 之间, 设为中性条件。当 $Ri_g > 1/4.7$, 则 $\Delta \zeta$ 值 (方程 (27)) 变成虚数, 这就意味着出现了完全逆温。

计算表面阻抗根据 Weizel 和 Chang (1988) 法:

$$r_{surf} = \frac{15}{u_*} \quad (32)$$

E. 土壤热通量和土壤热特性 在方程 (11) 中, 土壤热通量的形式表示成 $(\omega c \lambda / 2)^{1/2} (T_g - \bar{T})$ 。 \bar{T} 是 2cm 土深处的土壤日平均温度, 而不是 2cm 以上土壤日平均温度。根据 Lehtveer 和 Int (1977) 方程, 用土壤容积含水量表述表层土壤容积热容量为:

$$C = P_s (c + 4187 \theta_1), \quad (33)$$

这里 P_s 为土壤密度 ($Kg m^{-3}$), c 为土壤比热 ($J Kg^{-1} K^{-1}$)。土壤密度取 $1.29 \times 10^3 Kg m^{-3}$, 土壤比热选定为 $840 J Kg^{-1} K^{-1}$ 。热传导率由下式表示

$$\lambda = K_T C, \quad (34)$$

K_T 为土壤热扩散率 ($m^2 s^{-1}$), 在表土层, 取 $1.5 \times 10^{-7} m^2 s^{-1}$ 。

3. 数值实验

A. 解法 第 2 部分介绍的是中性及稳定层结下, 确定 $\Delta \zeta$ 、 u_* 及 r_a 等参数的数学分析方法。对于不稳定层结, 则只能靠迭代法, 其计算要点如下:

(1) 选定 $\Delta \zeta$ 初始值 (本研究中, $\Delta \zeta = -0.21$);

(2) 用方程 (24) 确定莫宁—奥布霍夫长度;

(3) 分别计算无量纲量风切变函数 $\phi_m(\zeta)$ 和温度梯度函数 $\phi_h(\zeta)$ 在 z_0 至 z_r 之间共 20 个等距面上的值;

(4) 计算积分

$$I_m = \int_{z_0}^{z_r} \frac{\phi_m(z/L_{mon})}{z} dz$$

和

$$I_h = \int_{z_0}^{z_r} \frac{\phi_h(z/L_{mon})}{z} dz$$

数值计算采用 Simpson 公式;

(5) 利用方程

$$Ri_g = \frac{\Delta \zeta I_h}{I_m^2} \quad (35)$$

计算 $\Delta \zeta$ 新值。方程 (35) 将梯度理查逊数和无量纲参数 $\Delta \zeta$ 建立了关系, 它是由方程 (20)、(21)、(23)、

(24) 联立得出的, Ri_g 由 (20) 得出, 赋初始步长 K 进行迭代, 直至 $\Delta \zeta$ 在两次迭代间差值小于 0.0001 为止。

(6) 确定莫宁—奥布霍夫长度、摩擦速度和空气阻抗。莫宁—奥布霍夫长度终值由 (24) 式求出, 同时用 (23)、(22) 式分别求出摩擦速度和空气阻抗。

土壤湿度预报方程采用前向时间概型 (forward time scheme) 求解。经分析得出的特征层与土壤结构分布一致; 因此, $D_1 = 0 - 0.1m$, $D_2 = 0.1 - 0.3m$, $D_3 = 0.3 - 0.6m$ 。

土表温度预报方程用隐含格式 (implicit Scheme)

求解:

$$T_{\kappa}^{t+\Delta t} = T_{\kappa}^t + F_{\kappa}(T_{\kappa}) / \left(\frac{c_1}{\Delta t} - \frac{\partial F_{\kappa}(T_{\kappa})}{\partial T_{\kappa}} \right), \quad (36)$$

这里函数 $\partial F_{\kappa}(T_{\kappa}) / \partial T_{\kappa}$ 表示土表能量平衡各分量随土表温度的变化量。时间步长采用900秒。

B. 试验地点及测法 试验地点位于 Rimski Šančevi 气象站 (45.33° N, 19.5° E), 海拔84米, 土质为 Bačka 南部的黄土阶地黑钙土。

我们采用两组数据验证了预报模式。第一组指1982年6月4日数据, 这是从1982年冬小麦田、裸地土表能量平衡梯度观测的大量资料中筛选出的典型日资料; 第二组指1988年8月15日~20日这一时段采集的数据, 并分别对模式的土壤湿度、土表温度预报结果精度进行了测试。

初始状态包括取2—cm深土温和每10cm为一间隔的1米土层各层土壤含水量。土温测定采用水银地温表; 土壤含水量则分别取自干、湿两种典型样地。

边界层条件由每小时测得的总辐射、反射辐射、云量、降水、百叶箱干湿球温度和平均风速等推出。总辐射和反射辐射通量用置于地表上方1.5m处的天空辐射表做感应器, 测值由 Kipp 和 Zonen 制造的干电池系统毫伏表记录; 其它参数均可在常规气象观测中确定。各地方气象站读取2—cm土温分别在地方标准时 (LST) 0700、1400、2100时进行, 其它时间由自记仪记录, 以扩大试验数据量。

C. 结果和讨论 我们在资料测点进行梯度观测时也进行了各能量平衡分量的计算精度检验。按固定程序每日都用热力还原法计算出土壤热通量, 日极值可达 80 W m^{-2} (我们规定, 由土表释放能量定为负向)。测定的显热和潜热通量与波文比法计算出的显热和潜热通量做了比较 (图3和图4)。

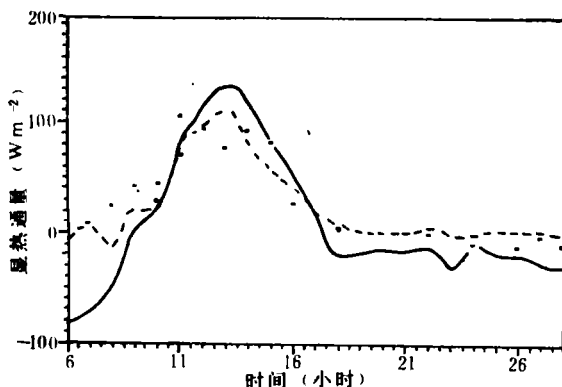


图3 分别用作者的(实线)和Philip的(虚线)公式计算 f_b 函数后, 各自的显热通量日变化。(x)为波文比法计算值。资料为1982年6月4日Rimski Sancevi。

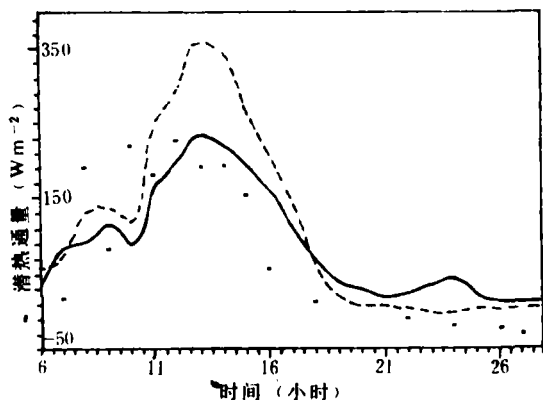


图4 均同于图3, 只是通量为潜热通量。

在波文比法中, 用公式 $LE = [S - R(T_{\kappa}) - G] / (1 + \beta)$ 计算潜热通量; 其中G为土壤热通量, 用土温梯度测值按 Cejfin 法计算出, β 为波文比 H / LE , 由地面边界层气温、水汽压梯度测值求取。梯度观测采用铂电阻温度计 (测量精度为 0.1°C), 温度计分别置于离地面0.2、0.5、0.8、1.1、1.4、1.7米及2米高处, 这样保证实验误差最小。即气温和水汽压观测中, 地面上方设不少于6个层次的梯度观测层, 就可满足精度要求, 这样就可从廓线中查出好用的 β 值。尽管如此, 某些情况下 (主要是日落前后) 通量的计算结果和梯度法测定结果仍是符号相反——也许是高度角陡变使瞬时测定的偶然误差很大, 此时波文比法得到的通量值应舍去。显热通量陡变在日出, LST 13点时刻变动于 $60-80 \text{ W m}^{-2}$; 潜热通量陡变幅度略大于显热通量, 最大可达 130 W m^{-2} ——出现在LST 10点 (陡变指测定时与前一次测值之差, 即9点至10点潜热变化了 130 W m^{-2})。

预报时段为1988年4月15—20日, 从4月15日12时至20日12时止。供试时段前, 土壤表层湿润——13日曾有6mm降水。试验期间天气条件易变: 初期曾刮称为“Kosava”的强烈局地风, 以风速 11 ms^{-1} 自东南方向而来, 日平均气温较低仅 3.5°C ; 后来几天“Kosava”略有减弱, 气温也稍有回升, 约 $10^\circ-13^\circ \text{C}$, 自始至终, 气温处于上升趋势。

图5给出了土壤含水量预报期的五天过程曲线。图中可以看出, 旱象较重, 尤其是表层 (0—10cm)。预报值低于实测值, 第一层低了 $0.025 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ 。

在表土层中, 土壤湿度变化特征具有较明显的周期性, 每日干、湿循环出现也极易区分。在无降水的日子里 (4月18—19日), 变干过程清晰可辨, 土壤含水量降低了 $0.015 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, 只是4月15日例外, 居然降低了 $0.020 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, 这样干燥初始条件肯定加剧总的干旱程度。在有降水日子里 (4月16

日LST 1700—1900点, 0.4mm图5已做标记; 4月17日LST 06点—07点0.1mm亦已标记), 变干效应较无降水时降低二分之一。一日中的干、湿循环过程几乎各占一半时间, 即变干过程从0800—2000点, 而变湿过程从2000点至次日0800点。10—30cm土层, 土壤含水量呈线性递减。

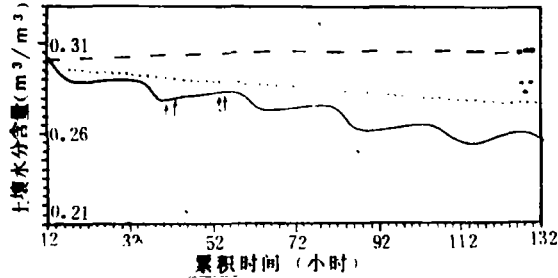


图5 1988年4月15—20日预报期的土壤含水量, (0—10cm土层为实线; 10—30cm土层为短虚线; 30—60cm土层为长虚线) 箭头为降水时段。

图6给出的是5天内2cm土表温度预报结果, 预报是用1988年4月14日的常量 \bar{T} 做的。预报值与实测值之间中午相差最大, 3—5K, 而在早晨和下午较小, 只有2—3K。

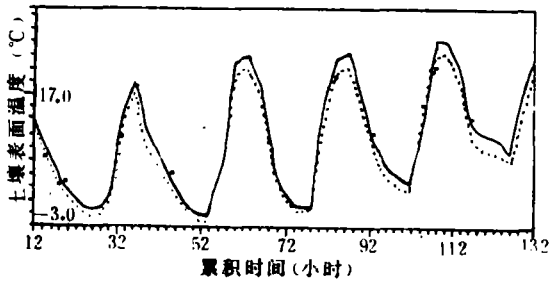


图6 1988年4月15—20日期间的2cm土表温度预报结果。其中使用的无量纲 f_h 函数是由笔者公式(实线)和Philip公式(虚线)计算的

土壤水分预报灵敏度很大程度上取决于无量纲函数 f_h 。用Philip公式代换(16)式, 并用无量纲函数 f_h 分别验证了显热通量、潜热通量和土壤湿度预报结果的精度。根据Philip公式:

$$f_h = \begin{cases} \exp(\psi_1 g / R_v T_g), & e_s(T_g) > e_a \\ 1, & e_s(T_g) < e_a \end{cases} \quad (10)$$

这里 ψ_1 为土表水分张力(m), g 为重力加速度(ms^{-2}), R_v 为水汽汽化常数($\text{JKg}^{-1}\text{K}^{-1}$)。

图3、4为(16)式、波文比法及(40)式计算结果比较。显热通量的两种计算结果[(16)式和(40)式]早晨差异最大, 但不超过 80Wm^{-2} , 而(40)式与波文比法在早晨较一致。不论采用哪种公式, 潜热通量各种计算值之间的变化量均大于显热通量, 最大变化量出现在LST 13点, 达 120Wm^{-2} 。在白天,

用笔者公式计算的潜热通量与波文比法计算值更接近些, 而夜间则相反, 与Philip公式计算值更接近((16)式即为笔者公式——译者注)。

在土壤湿度预报中, 变化最具典型的当属土壤表层(0—10cm)。表层土壤湿度预报分别采用笔者的公式和Philip公式制做, (见图7) Philip

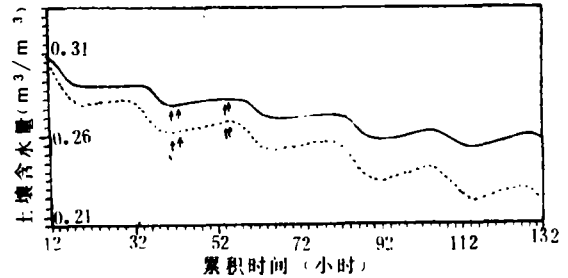


图7 1988年4月15—20日表层(0—10cm)土壤湿度预报, 计算 f_h 分别采用了笔者的公式(实线)和Philip公式(虚线)图中以箭头“↑”标注降水

公式计算结果中的变干效应较(16)式显著, 这很容易用Philip公式和笔者公式分别计算的潜热通量变化加以解释, 尤其是中午。自然, 我们也可得出5天内0—2cm土层温度预报变化(图6)。采用Philip公式和笔者的公式预报的温度相差 $0^\circ-3^\circ\text{C}$ 其中(16)式预报值都高于Philip公式结果。

土表温度预报模式灵敏度是2cm土深处日平均温度 \bar{T} 的变化的积分值。图8、9分别给出了不同参数 \bar{T} 对应的显热通量和潜热通量。当 \bar{T} 做 5°C 变化时, 引起显热, 潜热通量的最大变化达 $40-70\text{Wm}^{-2}$ 。

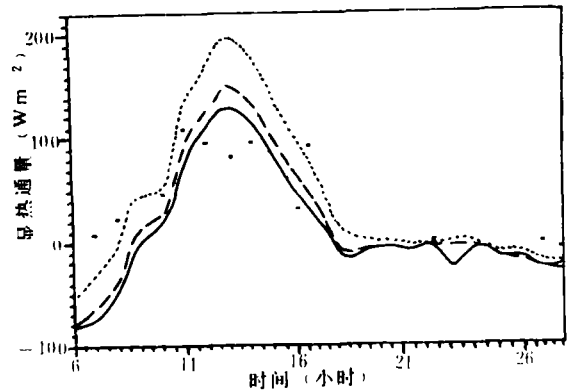


图8 2cm土深日平均温度 \bar{T} 不同时分别对应的显热通量日变化

土表温度预报模式随 \bar{T} 的变化很不显著, (图10), 这里分别用不同参数制做了4月15—20日2cm土表温度预报:

(I) 1988年4月14日 \bar{T} ,

(II) 预报时段内 \bar{T} 可变, 在此 \bar{T} 指被预报日前

潜热通量 (W m^{-2})

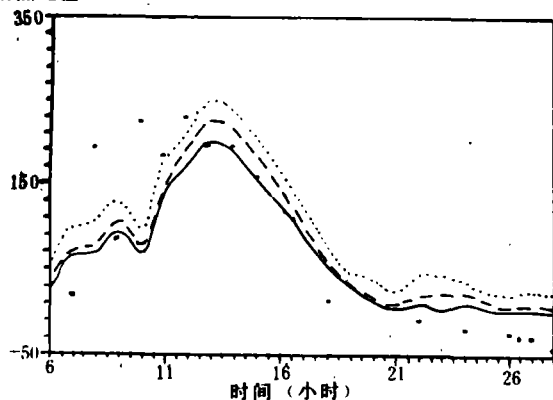


图9 均同于图8, 只是通量为潜热通量。

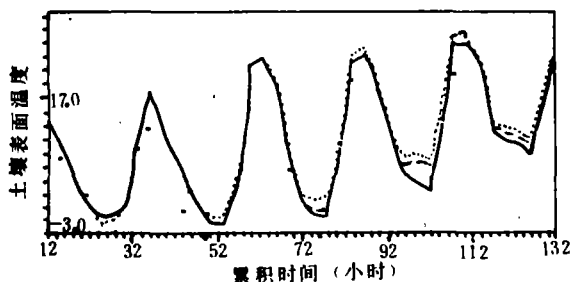


图10 1988年4月15—20日2cm土表温度。(a) 1988年4月14日 \bar{T} , (b) \bar{T} 在预报时段内可变, \bar{T} 指被预报日前一日的 \bar{T} , (c) \bar{T} 在预报时段内可变, \bar{T} 指被预报日的 \bar{T} 。

一日的 \bar{T} ,

(Ⅲ) 预报时段内 \bar{T} 可变, 在此 \bar{T} 指被预报日的 \bar{T} 。

对于不同的 \bar{T} 做出的土表温度预报值差异不大, 平均 1°C — 2°C , 最大出现在4月19日黎明时, 当时温度差异达 4°C 。上述事实表明, 将 \bar{T} 视为常量参数用于土表温度预报是合理的, 这里 \bar{T} 指预报时段前一天的 \bar{T} (即文中4月14日的 \bar{T})。

土壤湿度预报模式灵敏度受2cm土深温度日平均变化影响不大 (图11), 此处参数 \bar{T} 的变化与图10中对应。显然, (Ⅰ)和(Ⅲ)当进入预报时段期末时差异最大, 达 $0.0040 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ 。

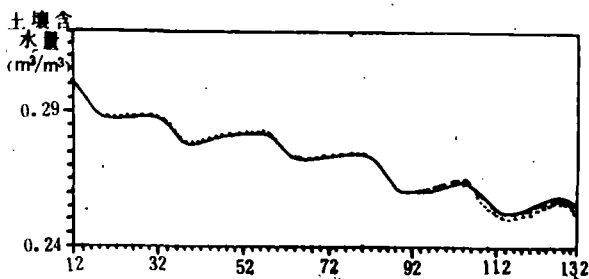


图11 均同于图10, 只是土壤湿度预报。

4. 结论 我们给出了裸地土壤湿度和土表温度预报模式。模式分别用1988年4月15—20日和1982年6月4日特定土壤类型下的资料进行了验证, 潜热、显热通量计算值精度分别用1982年资料进行了验证, 表明热通量的实测值与计算值吻合良好。因此, 我们说模式可以用于计算显热、潜热通量。土壤湿度预报时段虽然初期报早, 但其预报结果是令人满意的, 土表温度预报亦如此, 计算值和实测值间偏差不超过 5°C 。尽管如此, 由于土壤湿度资料有限, 我们尚不能对参量特征做定论。

灵敏度分析表明, 土壤湿度和土表温度预报模式 (耦合模式) 对潜热通量灵敏, 但对土表日平均温度不灵敏。用Philip公式代换笔者的 f_h 无量纲函数公式, 土壤湿度预报效果并不好, 特别是表层, 但2cm土层湿度预报还是有进展的。土表温度预报对表土日平均温度 \bar{T} 变化反应不灵敏。然而, 将 \bar{T} 视为常数进行土表温度预报是可行的, 这里 \bar{T} 指预报时段前一日的 \bar{T} , 并且不受预报时段长短的限制。

董耀译自《Journal of Applied Meteorology》

Volume 30, 1991, 6月, 812—820