

阿克苏地区陆面蒸发的数值研究*

沈卫明 姚德良 李家春

(中国科学院力学研究所, 北京 210008)

提 要 本文的试验地区——塔里木盆地阿克苏地区气候干旱, 雨量稀少。本文详细地介绍了在土壤湿润不足情况下蒸发的计算方法, 但由于人工灌溉的原因使试验地区的地下水位上升到 1.5m 至 2m, 故对小麦地的蒸散研究, 我们不能完全采用干旱情况下的蒸发公式来处理, 本文采用大气湍流边界层阻力的空气动力学方法来计算, 并通过与波文比方法的比较, 给出了小麦地总蒸散的时变化状况。同时利用土壤分层模式, 给出了土壤表层与深层的体积含水量的模拟结果, 并与实测值进行了比较, 发现二者是基本一致的。

关键词 陆面蒸发 空气动力学 分层模式 数值模拟

1 引 言

蒸发既是地球表面热量平衡的组成部分, 又是水量平衡的组成部分, 它发生于土壤—植被—大气统一体内, 需要水分供给和能量来源, 是一个发生在相当复杂体系内的连续过程。

国外对蒸发的研究已取得了许多成果^[1], 1939 年 Thornthwaite 等人得到了利用近地边界层相似理论的空气动力学方法。到了近代, 1963 年 Monteith^[2] 通过引入表面阻力的概念导出了著名的 Penman-Monteith 公式。此外, 还有些科研工作者利用土壤水分变化情况来计算地表面蒸发量^[3]。目前科学家们又提出了利用近地层的湍流结构来计算蒸发量^[4], 所有这些都为研究地表面及植被的蒸散量提供了许多新的途径。

通过模拟 SPAC 系统中能量、物质交换过程来计算植被蒸腾, 土壤蒸发以及植被中辐射分布、温度、湿度的单层或多层解析模式相继出现^[5]。并逐渐发展到能考虑植物含水量变化和降水、截留、凝结等因素的影响^[6]。蒸发计算的传统方法和模拟方法都是以点上观测为基础的, 由于下垫面几何结构及物理性质的水平非均匀性, 一般很难在大面积区域上推广应用。遥感技术的应用为这个问题的解决带来了新的希望。

本文的试验地区——塔里木盆地阿克苏地区气候干旱, 雨量稀少。所以本文详细介绍了在土壤湿润不足情况下蒸发的计算方法, 但由于人工灌溉的原因使试验地区的地下水

* 国家自然科学基金、中科院资环局资助项目。

本课题在阿克苏水平衡站进行现场观测时, 得到了中科院新疆地理研究所的吴申燕教授、李新站长以及阿克苏站其它工作人员的大力协作, 在此我们一并向他们表示感谢。

来稿日期: 1992 年 3 月; 收到修改稿日期: 1992 年 9 月。

位上升到 1.5m 至 2m。因此,对农田小麦地的蒸发研究,我们又不能完全采用干旱情况下的蒸发公式来进行计算,这里我们采用大气湍流边界层阻力的空气动力学方法来计算。由于没有准确的测量数据,我们通过与波文比方法来进行比较,给出了小麦地总蒸散的时空变化趋势。

2 可能蒸发量的计算

可能蒸发是蒸发计算中应用广泛的一个参数,在计算土壤干燥度和作物需水量等都需要可能蒸发,同时可能蒸发是计算实际蒸发的基础,可能蒸发计算的准确性,直接影响实际蒸发、蒸散的计算结果。

可能蒸发的概念是 40 年代由 Thornthwaite 和 Penman 提出来的。可能蒸发的定义有两个基本点,一是在给定的气象条件下,土壤水分充分供给,使蒸发不因水分不足而减少,二是较大范围同类作物覆盖。

1948 年 Penman 把能量平衡,质量输送两个方法综合起来得到了计算可能蒸发的著名公式,称为综合法,其表达式为:

$$E_0 = \frac{\Delta R_n + \gamma E_a}{\Delta + \gamma} \quad (2-1)$$

这里

$$E_a = f(v)(e_a - e_d) \quad (2-2)$$

在此基础上经补充修改得到了下面的计算公式:

$$E_0 = \frac{\Delta R_n + \gamma \cdot 0.16(1 + 0.41v)(e_a - e_d)}{\Delta + \gamma} \quad (2-3)$$

式中 E_0 为可能蒸发量(mm/day), R_n 为净辐射,可直接测量,也可用公式计算^[7], γ 为干湿表常数,它为测站气温与海拔高度的函数,可表示为:

$$\gamma = \frac{0.46}{10^{18.400(\frac{z}{273 + \alpha T_a})}} \quad (2-4)$$

这里 z 为海拔高度, T_a 为测站气温, $\alpha = \frac{1}{273}$ 为气体膨胀系数。 e_a 为气温时的饱和水汽压, e_d 为空气水汽压, v 为 10 米高处测定的风速, Δ 为温度为平均气温 T_a 时的饱和水汽压的斜率,其计算公式:

$$\Delta = \frac{e_a}{273 + T_a} \left(\frac{6463}{273 + T_a} - 3.927 \right) \quad (2-5)$$

从公式可看出,彭曼公式计算可能蒸发时所需要的气象资料都是常规观察资料,比较容易得到,因而便于使用。

3 计算土壤湿润不足时的蒸发

由于可能蒸发是在土壤充分湿润情况下的蒸发,但在土壤湿润不足,特别是荒漠干旱地区,可能蒸发的计算公式不能给出正确的实际蒸发结果。

许多研究者试图在计算公式中引用表征土壤湿润状况的因子来得出土壤湿润不足情况下的实际蒸发,提出了各种模式和计算方法,但是由于在土壤湿润不足情况下影响实际蒸发的因素较多,因而目前尚未得出在各种情况下都可普遍使用,效果很好的计算方法。

下面我们将在探讨土壤湿润不足情况下,有效水分与蒸发量关系的基础上,给出计算式。

土壤水分的蒸发和植被蒸腾是通过土壤表面和植被表面进行的。当土壤湿润不足时,土壤中水分的运动比较缓慢,不足以补偿表层的蒸发量,因而蒸发量将受到水分供应的限制,而小于相同气象条件下的可能蒸发量。

在计算土壤湿润不足情况下的蒸发量以前,我们先探讨一下土壤有效水分与蒸发量之间的关系。土壤有效水分的含义为 $\theta - \theta_p$, θ 为土层含水量, θ_p 为蒸发为零,即土壤水分不能供蒸发用时的土层含水量, $\frac{\theta - \theta_p}{\theta_k - \theta_p}$ 为土层的相对有效水分, θ_k 为临界含水量,其含义是相对于实际蒸发 E 与可能蒸发 E_0 之比而言。

许多科研工作者^[8]详细研究了 E/E_0 与相对有效水分之间的关系,并指出当相对有效水分大于某一数值时, $E = E_0$, 当相对有效水分小于这个数值时, E/E_0 与相对有效水分呈线性关系,这个界限值就定义为临界含水量。

通常情况下,干旱、荒漠、高原地区的地下水位较深,因此土壤含水量和凋萎点是随深度而变化的,如土壤分层计算,(本文后面,我们把土壤分为二层,并研究了这二层的含水量变化情况。)则蒸发量 E 可由土层的水分变化来表示

$$E = - \frac{d\theta}{dt} = \frac{1}{\theta_k - \theta_p} \sum_{i=1}^{d_0} (\theta_i - \theta_{pi}) d_i E_0 \quad (3-1)$$

其中 i 为土壤层次, d_0 为土层深度(这里可取 $d_0 = 1m$), 则 $\sum_{i=1}^{d_0} (\theta_i - \theta_{pi}) d_i = \theta - \theta_p$, 即 $1m$ 深土层的有效水分。

在无外界附加水分时,土壤含水量随时间呈单调下降变化,若 E_0 为时间间隔 t 内的平均可能蒸发,则由上式可得:

$$d\theta = - \frac{1}{\theta_k - \theta_p} (\theta - \theta_p) E_0 \cdot dt \quad (3-2)$$

将上式积分可得时段 t 内的蒸发量为:

$$(E)_t = \theta_0 - \theta_t = (\theta_0 - \theta_p) (1 - e^{-\frac{E_0 \cdot t}{\theta_k - \theta_p}}) \quad (3-3)$$

式中 θ_0, θ_t 为时段 t 的开始和终了时 $1m$ 深土层的含水量。

如在时段 t 内有附加水分(如在第 n 日有降雨量 $r(mm)$), 且降雨后的土壤含水量未达到临界含水量,时段 t 内的蒸发量 $(E)_t$ 为:

$$(E)_t = (\theta_0 - \theta_p) (1 - \frac{E_0 \cdot t}{\theta_k - \theta_p}) + r (1 - e^{-\frac{E_0 \cdot (t-n)}{\theta_k - \theta_p}}) \quad (3-4)$$

如果在时段 t 内有附加水分(如 n 日有降雨 r), 且降雨后土壤水分含量超过临界含水量,则时段 t 内的蒸发量 $(E)_t$ 为:

$$(E)_t = E_0(t - n) + (\theta_0 - \theta_p) (1 - e^{-\frac{E_0 \cdot n}{\theta_k - \theta_p}}) \quad (3-5)$$

实际上可能比上面讨论还要复杂些,如在时段 t 内出现多次降雨,类似地可根据上面推导得出。

从上面的讨论可看出,在计算蒸发量时,首先要计算出同一时段的可能蒸发量,同时还要知道土壤的水分常数如临界含水量以及土层有效水分,这是区分土壤足够湿润和湿润不足的依据。在沙漠地带,临界含水量一般为田间持水量的 70—75%,而 θ_s 最大吸湿度 = 凋萎点 $\theta_{wp}/1.34$ ^①。

4 农田实际蒸散量的计算

前面讨论的都是裸土(如荒漠)的蒸发量的计算,下面讨论作物生长地段的蒸散量的计算,这也是本文的重点。

对有作物生长地段的蒸散量研究,许多科研工作者已作了许多工作,[10—11]中作者对松林及其它作物群体的蒸散量作了研究;我们也曾对山东禹城地区的农田水热循环进行了数值模拟^[12],国内外许多科学家对农田水热过程的研究亦得出了许多结果^{[3],[13—14]}。

下面,我们将土壤-植被-大气视为一个大系统(简称 SPAC 系统),这一系统的输入是灌溉和降雨入渗,系统的输出是土壤与植被的实际蒸散和土壤水分的渗漏等散失,系统的状态变化是土壤的含水量变化。

作者研究了土壤的热输运,特别强调了土壤与植被层的温度变化,还涉及了垫面的辐射平衡^①。

提出的温度变化方程为:

$$\left\{ \begin{array}{l} h_c C_c \frac{dT_c}{dt} = X_m \\ \alpha \frac{dT_{gb}}{dt} = \frac{2G_b}{C \cdot d_1} - \frac{2\pi}{86400} (T_{gb} - \bar{T}) \\ \alpha \frac{dT_{gc}}{dt} = \frac{2G_c}{C \cdot d_1} - \frac{2\pi}{86400} (T_{gc} - \bar{T}) \\ \frac{d\bar{T}}{dt} = \frac{\sigma_c G_c + \sigma_b G_b}{c \cdot \sqrt{365\pi} \cdot \bar{d}_1} \end{array} \right. \quad (4-1)$$

这里 $T_c, T_{gb}, T_{gc}, \bar{T}$ 分别为植被层、裸土表层、植被下土壤表层以及土壤的深层温度,其它变量含义详见姚德良等的文章^①。

本文下面将着重来研究农田的蒸散强度与水分变化规律。

由于农田蒸散量与土壤水分含量的变化有着非常密切的关系,因此在计算蒸发量的同时有必要计算土壤水分含量的变化,下面给出土壤水分含量变化的动态方程。

由于作物根系的吸水速率是随深度而变化,因此在本模式中把非饱和水分运动的根区分为二层(d_1 厚及 d_2 厚)。这二层的水分 θ_1, θ_2 的运动方程如下:

① 姚德良,沈卫明,李家春. 塔里木盆地陆气水热交换的数值模拟. 水利学报(待发表)。

$$\begin{cases} d_1 \frac{d\theta_1}{dt} = (I_b - \frac{E_b}{\rho_w})\sigma_b + (I_c - U_1)\sigma_c - q_{12} - R_{s1} \\ d_2 \frac{d\theta_2}{dt} = q_{12} - q_{23} - U_2\sigma_c - R_{s2} \end{cases} \quad (4-2)$$

其中, I_b 、 I_c 分别为裸土及植被层下土壤表层的入渗率; U_1 、 U_2 为根系分别从表面层及底层向上的吸水速率; E_b 为裸土蒸发率; E_c 为植被的蒸腾率, $E_c = \rho_w(U_1 + U_2)$; q_{12} 、 q_{23} 分别为第一、二; 第二、三层之间的水分通量; R_{s1} 、 R_{s2} 分别为第一层及第二层中的壤中流; σ_c ($\sigma_b = 1 - \sigma_c$) 为植被的覆盖率。

方程(4-1)及(4-2)的耦合构成了农田的整个水热循环过程。

在有作物生长的农田中, 水分一方面通过土壤表面蒸发, 另一方面通过土壤中根系被吸收到作物体内, 然后由作物叶面的气孔输送到大气中, 这就成为蒸发和蒸腾构成的总蒸散。在农作物的苗期, 土壤表面的蒸发大于蒸腾, 而在农作物的主要发育期(如抽穗期), 蒸散的水分大部分是通过农作物的蒸腾进入大气中, 也就是蒸腾大于蒸发。作物不同的发育期主要由叶面积指数来得到体现。

在求解动态方程(4-2)之前, 我们首先必须确定方程中的其它变量。

4.1 E_b 、 E_c 的计算

我们在[12]中曾采用 Deardorff 给定的参数化方法, 求得了摩擦系数 C_w 及热交换系数 C_θ , 由此求得了 H_b 及 H_c , 并求得了势蒸发 E_{pb} 及势蒸腾 E_{pc} 和摩擦速度 U_{*b} 及 U_{*c} , 然后利用对裸土和植被的比例因子 β_b 、 β_c 求得了实际的蒸发 E_b 和 E_c 。

在本文中我们采用边界层阻力的空气动力学方法来计算, 由于没有准确的农田蒸散数据, 我们采用比较简单的波文比能量平衡方法的计算结果来作比较。

4.1.1 波文比方法 由于农田作物和大气间的能量收支情况可用下述能量平衡方程来描述:

$$R_n = \lambda E + H + G \quad (4-3)$$

式中 R_n 为净辐射, G 为土壤热通量, 这两者均可用实验观测精度测得, 也可用公式计算^①, λE 和 H 分别为界面与大气之间的潜热和显热交换, λ 为汽化热, E 为蒸散量。

据边界层扩散理论, 界面的热量和水汽扩散可用下述方程来表达:

$$H = -K_H \cdot \rho \cdot C_p \frac{dT}{dz} \quad (4-4)$$

$$\lambda E = -K_E \cdot \rho \cdot \lambda \frac{dq}{dz} \quad (4-5)$$

这里 q 、 T 是高度 z 处的比湿及温度, ρ 为空气密度, C_p 为空气比热, K_H 、 K_E 分别为热量和水汽的扩散系数。假定 $K_H = K_E$, 将二式相除得比值 β :

$$\beta = \frac{H}{\lambda E} = \frac{C_p(T_2 - T_1)}{\lambda(q_2 - q_1)} \quad (4-6)$$

其中 T_1 、 q_1 及 T_2 、 q_2 分别为二个不同高度($z=0.5\text{m}$, 2m)的温度和比湿。这个比值 β 就是波文比。于是

① 姚德良, 沈卫明, 李家春. 塔里木盆地陆气水热交换的数值模拟. 水利学报(待发表)。

$$\lambda E = \frac{R_n - G}{1 + \beta} \quad (4-7)$$

4.1.2 边界层阻力的空气动力学方法 方法如下:

$$H = -\rho C_p u_* T_* \quad (4-8)$$

这里 U_* 为摩擦速度,可表示为:

$$u_* = ku / \{ \ln[(z-D)/Z_0] - \psi_m \} \quad (4-9)$$

$$T_* = k(T-T_0) / \{ \ln[(z-D)/Z_0] - \psi_h \} \quad (4-10)$$

其中 $k=0.41$ 为卡门常数, T, u 分别为高度 z 处的温度和风速, D 为零平面位移, Z_0 为表面粗糙度, T_0 为高度 Z_0+D 处的空气温度。

ψ_m, ψ_h 确定如下:我们引进通常使用的稳定度订正函数 ψ_m , 它可表示为

$$\begin{cases} \psi_h(\xi) = \psi_m(\xi) = \psi_w(\xi) = 1.0 & \text{中性}(\xi > 1) \\ \psi_h(\xi) = \psi_m^2(\xi) = \psi_w(\xi) = (1-16\xi)^{-1/2} & \text{非稳定}(\xi \leq 0) \\ \psi_h(\xi) = \psi_m(\xi) = \psi_w(\xi) = 1 + 5\xi & \text{稳定}(0 < \xi \leq 1) \end{cases} \quad (4-11)$$

这里 $\xi = \frac{z-D}{L}$, 其中 L 为 *Moun-Obukhov* 长度, 由下式给出:

$$L = \frac{\rho C_p T u_*^3}{KgH} = \frac{u_* T}{Kg \frac{T_2 - T_1}{u_2 - u_1}} \quad (4-12)$$

这里 T_1, u_1 和 T_2, u_2 分别为二个不同高度的温度和风速, T 为空气平均温度。

由此可得到风速, 温度以及比湿的梯度方程:

$$\frac{du}{dz} = \frac{u_*}{k(z-D)} \psi_m(\xi) \quad (4-13)$$

$$\frac{dT}{dz} = -\frac{H}{u_* \rho C_p k (z-D)} \psi_h(\xi) \quad (4-14)$$

$$\frac{dq}{dz} = -\frac{E}{u_* \rho k (z-D)} \psi_w(\xi) \quad (4-15)$$

对上面三式积分得:

$$u(z_2) - u(z_1) = \frac{u_*}{k} \left[\ln \frac{z_2 - D}{z_1 - D} - \psi_m(\xi_2) + \psi_m(\xi_1) \right] \quad (4-16)$$

$$T(z_2) - T(z_1) = \frac{H}{\rho C_p k u_*} \left[\ln \frac{z_2 - D}{z_1 - D} - \psi_h(\xi_2) + \psi_h(\xi_1) \right] \quad (4-17)$$

$$q(z_2) - q(z_1) = \frac{E}{\rho k u_*} \left[\ln \frac{z_2 - D}{z_1 - D} - \psi_w(\xi_2) + \psi_w(\xi_1) \right] \quad (4-18)$$

这里:

$$\psi_m = \psi_w = 2 \ln[(1+x)/2] + \ln[(1+x^2)/2] - 2 \arctg x + \frac{\pi}{2} \quad (4-19)$$

$$\psi_h = \ln[(1+x^2)/2] \quad (4-20)$$

结合(4-8), (4-9), (4-10), (4-16), (4-17), (4-18)进行迭代, 我们可以求出 u_* , H 以及 E 。

4.2 入渗速率 $I_b(I_c)$

$$I_b(I_c) = \min\left[k(\theta_s)\left(1 + \frac{s}{Lf}\right), P_{b(c)}/\rho_w\right] \quad (4-21)$$

其中 θ_s 为土壤的饱和含水量, s 为吸力头, $K(\theta)$ 为土壤导水率, Lf 为湿润锋面离地面的距离,

$$P_b = P_r$$

$$P_c = \begin{cases} P_r(1-\sigma_c) & (\theta_{dew} < \theta_{dmax}) \\ P_r & (\theta_{dew} \geq \theta_{dmax}) \end{cases} \quad (4-22)$$

这里 P_r 为降雨率和露水, θ_{dew} 为每单位面积截留在叶面上的水珠的质量, θ_{dmax} 是叶面所能截留的水珠质量最大值。 θ_{dew} 的控制方程为:

$$\begin{cases} \frac{d\theta_{dew}}{dt} = \sigma_c P_r - E_0 & (0 < \theta_{dew} < \theta_{dmax}) \\ \theta_{dew} = \theta_{dmax} & (P_r > 0, \theta_{dew} = \theta_{dmax}) \end{cases} \quad (4-23)$$

$$E_0 = \frac{q^*(T_c) - q_a}{r_a} \rho_a f(\theta_{dew}) \quad (4-24)$$

$$f(\theta_{dew}) = 1 - \delta_c \cdot [r_s / (r_s + r_a)] [1 - (\theta_{dew} / \theta_{dmax})^{2/3}] \quad (4-25)$$

其中 r_a 为空气阻抗, r_s 为植被气孔阻抗, δ_c 为一个跳跃函数, 其表达式为:

$$\delta_c = \begin{cases} 1 & (\theta_{dew} = 0) \\ 0 & (\text{当冷凝时}) \end{cases} \quad (4-26)$$

4.3 根系吸水的速率的计算

$$\rho_w U_i = \beta_i R_{di} \cdot E_c = \frac{(\theta_i - \theta_{pwp})}{(\theta_i - \theta_{pwp})} R_{di} \cdot E_c \quad (4-27)$$

其中 R_{di} 为第 i 层中根部密度比数; θ_i 与可能蒸发量及土壤平均含水量有关, 具体关系式详见[7]; E_c 为植被的蒸腾量, 在小麦抽穗期, 我们认为 E_c 约为蒸发量的 80%。

4.4 植被层与其下土壤表面的显热交换 H_{cb}

$$\begin{cases} H_{cb} = \rho_a C_p (T_c - T_{gc}) / \gamma_{HC} \\ \gamma_{HC} = \frac{1}{C_{Din} \bar{u}_{can}} \\ C_{Din} = 0.2 \left(\frac{0.37}{\ln 10 / Z_0} \right)^2 \\ \bar{u}_{can} = 0.4 u_k = 0.4 \frac{u_*}{0.37 \ln \frac{0.3h}{Z_0}} \end{cases} \quad (4-28)$$

这里 h 为植被高度, Z_0 为植被粗糙度。

4.5 水通量 q_{ij} 的计算

$$q = -D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} + k(\theta) \quad (4-29)$$

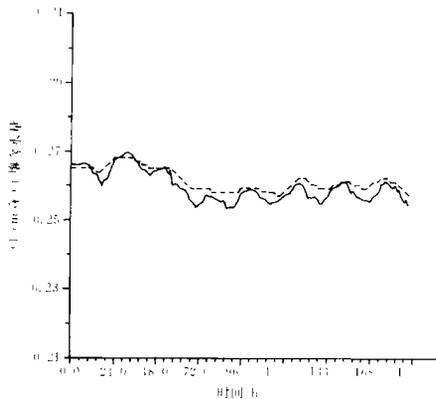
具体处理方法详见姚德良等的文章^①。

5 结果分析

运用上述模型,作者对新疆塔里木盆地阿克苏地区的土壤-植被-大气间的水热循环过程进行了数值模拟。

给出了阿克苏地区的辐射平衡量以及土壤温度的时变化,日变化,季变化趋势,数值结果与实测值基本吻合^①。

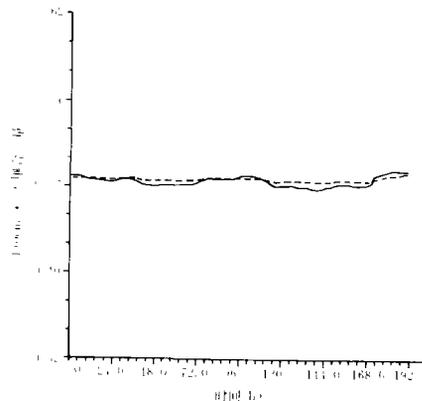
本文着重对该地区的灌溉农田的水分变化与蒸发状况进行了数值计算。模拟时,我们把植被确定为小麦,土壤类型为粉砂壤土,模拟时间为6月14日—21日,由于这时正处于抽穗与乳熟期,我们认为小麦全部覆盖土壤表层,因此不考虑裸土的情况。这时的农田蒸散量主要是植物蒸腾量。在这块试验地上, $\theta_{wp} = 0.145$, $\theta_{fc} = 0.25$, $\theta_s = 0.389$, $h = 100\text{cm}$, $Z_0 = 3.2\text{cm}$, $R_{d1} = 0.8$, $R_{d2} = 0.2$ 。图1与图2给出了土壤水分运动的模拟结果与实测值的比较,图4给出了模型所求的蒸散量与波文比方法求得的蒸散量计算结果的比较,从这些图中可看出,二者吻合得很好。



图中虚线代表实测值
曲线代表相应的模拟结果

图1 10cm 深土壤含水量随时间变化

Fig. 1 Variance of 10cm deep soil moisture with time.



图例同图1

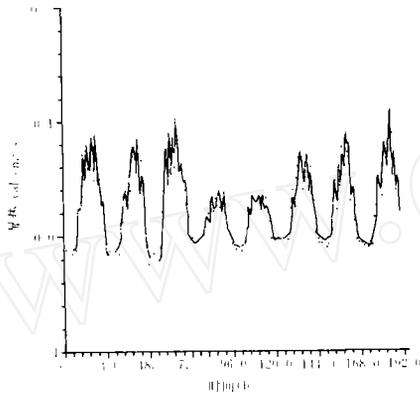
图2 100cm 深土壤含水量随时间变化

Fig. 2 Variance of 100cm deep soil moisture with time.

图1给出了表层(10cm厚)土壤体积含水量的模拟结果与实测值的比较。从图中可看出,白天地表层含水量的时变化是明显的。这一层的含水量与浅层根系的吸水率成正比,而浅层根系占植物根系的大部分,因此农田蒸散量主要体现在地表的含水量变化上。

① 姚德良,沈卫明,李家春。塔里木盆地陆气水热交换的数值模拟。水利学报(待发表)。

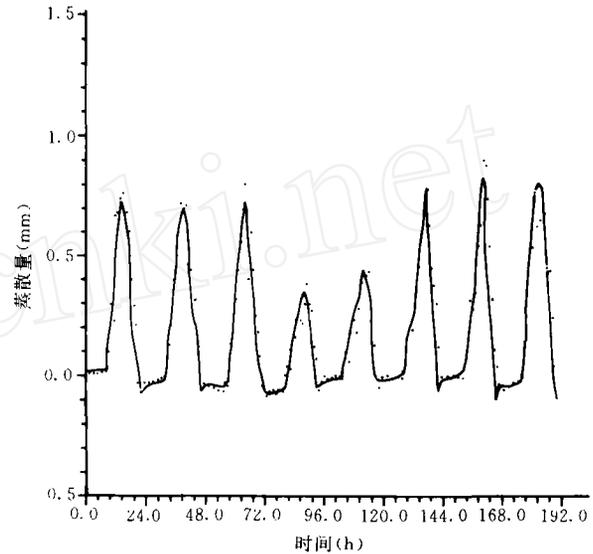
图 2 给出了 100cm 深层的土壤体积含水量的模拟值与测量值的比较。从图中可看出,深层含水量的变化是轻微的,这一层的含水量变化主要是受植物深层根系吸水率的影响,同时还与地下水位的深浅密切相关。由于深层植物根系稀少,同时深层土壤的含水量还不断地得到地下水的补充,因此变化是轻微的。



图例点代表实测值曲线代表相应模拟结果

图 3 显热随时间变化

Fig. 3 Variance of sensible heat with time



图例同图 3

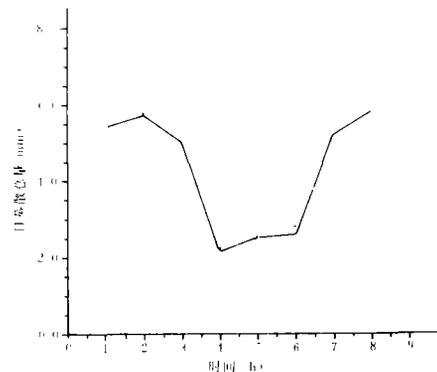
图 4 蒸散量随时间变化

Fig. 4 Variance of evapotranspiration with time

图 3 和图 4 分别给出了试验地昼夜的显热通量和蒸散量变化趋势,由于没有精确的测量数据,作者这里采用波文比方法与之进行了比较,从图中可看出,二者的相关性是很高的。

图 5 给出了试验地的日蒸散总量的计算值与测量值的比较,图中发现二者之间基本吻合。

本文虽然只讨论了有植被覆盖的情况,但模型还包含裸土的情况。同时还可以推广到其它的陆地生物圈如草原、高原地带,其蒸发模型与水分运动方程应采用本文前段部分所述的方法。



图例同图 1

图 5 日蒸散总量随时间变化

Fig. 5 Variance of diurnal evapotranspiration with time

参 考 文 献

- 1 Brutseart W. Evaporation into the atmosphere. Dordrecht, Holland; Reidel. D Publ. Co. 1982.
- 2 Monteith JL. Environmental control of plant growth. In; Evans LT eds. New York; *Academic Press*. 1963. 95—112.
- 3 刘昌明等. 农田蒸散量计算(农田蒸发-测定与计算), 中国科学院禹城站年报, 气象出版社. 1991, 134—142.
- 4 Pieri P and Fuchs M. Comparison of Bowen ratio and aerodynamic estimates of evapotranspiration. *Agric. and forest meteo.* 1990(49); 243—256.
- 5 Monteith JL (ed.). Vegetation and the atmosphere. Principles. London. *Academic Press*. 1975(1).
- 6 Kowalik PJ and Turner NC. *Irrigation Science*. 1983. 4(4).
- 7 Alfano JA and Disertation PD. Dept. of Civil Eng. , the univ. of Connecticut(U. S. A.) 1981.
- 8 Bair W and Robertson GW. A new versatile soil moisture budget. *Canadian J. Plant. Science*. 1966(46); 299—315.
- 9 裴步祥, 蒸发和蒸散的测定与计算. 北京: 气象出版社. 1989.
- 10 Vogt R and Jaeger L. Evaporation from a pine forest—using the aerodynamic method and Bowen ratio method. *Agric. and Forest meteo.* 1990(50); 39—54.
- 11 Jianguo Wu. Modelling the energy exchange processes between plant communities and environment. *Ecological Modelling*. 1990(51); 233—250.
- 12 Yao DL shen WM Li JC. Numerical simulation of water cycling and heat balance in agricultural ecosystem. *ACTA Mechanica Science*. 1992; 8(2). 108—116.
- 13 Deardorff JW. Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. *J. of Geophysical Res.* 1978; 83(C4). 1889—1903.
- 14 Sun SF and LU ZB. A ground hydrologic model with inclusion of a layer of vegetation canopy that can interact with general circulation model. *Science in China(Series B)*. 1990; 33(3).

作 者 简 介

沈卫明, 男, 1965年生, 助理研究员, 1987年毕业于西安交通大学数学系计算数学专业, 1990年4月硕士毕业于西安交通大学数学系应用数学专业, 现从事环境流体力学工作, 承担了国家自然科学基金和院重大课题工作。

NUMERICAL STUDY ON EVAPORATION OF LAND SURFACE IN AKSUO REGION

Sheng Werming Yao Deliang Li Jiachun

(Institute of Mechanics, CAS, Beijing 100080)

Key words Land evaporation, Aerodynamics, Stratification model, Numerical Simulation.

Abstract

The study carries out a numerical simulation of land evaporation in arsuo region. Because the region is extremely dry with limited rainfall, the paper introduces in detail the computation

method for evaporation under the condition of shortage of water. Because of artificid irrigation by Xujiang Geographical Institute, the underground water level is raised to 1.5—2.0m. In order to study the evaporation in wheat fields, we do not adopt completely computational formulae of evaporation under the condition of drought. Because climate changes are very abnormal, the author adopts aerodynamics method with the resistances in turbulent ABL to carry out numerical simulation. The vegetation in the model is wheat, and the soil is sandy loam. The date is 15—23, June, 1992. The soil surface is covered with wheat completely, therefore the model do not consider the condition of bared soils. The author gives the hourly change trend of the field evapotranspiration by the comparison with measured data.

The author studies the heat transport of the soil, emphasizes particularly on the temperature change between soil and the vegetation layer, and deals with the radiation balance.

The paper structures the equation for temperature changes as:

$$\left\{ \begin{array}{l} h_c C_c \frac{dT_c}{dt} = X_m \\ \alpha \frac{dT_{gb}}{dt} = \frac{2G_b}{C \cdot d_1} - \frac{2\pi}{86400} (T_{gb} - \bar{T}) \\ \alpha \frac{dT_{gc}}{dt} = \frac{2G_c}{C \cdot d_1} - \frac{2\pi}{86400} (T_{gc} - \bar{T}) \\ \frac{d\bar{T}}{dt} = \frac{\sigma_c G_c + \sigma_b G_b}{c \cdot \sqrt{365\pi} \cdot d_1} \end{array} \right. \quad (4-1)$$

where $T_c, T_{gb}, T_{gc}, \bar{T}$ are temperatures of vegetation layer, bared soil surface, soil surface under the vegetation and soils at 60cm deep layer respectively.

This paper studies mainly the evapotranspiration intensity and the law of moisture changes of the field. Because of the close interrelation between evapotranspiration intensity and moisture change, the root with unsaturated moisture movement is divided into two layers (d_1 thickness and d_2 thickness), and the moisture movement processes in the two layers of soils are discussed in detail. The moisture change equations in the two layers of soils are:

$$\left\{ \begin{array}{l} d_1 \frac{d\theta_1}{dt} = (I_b - \frac{E_b}{\rho_w}) \sigma_b + (I_c - U_1) \sigma_c - q_{12} - R_{s1} \\ d_2 \frac{d\theta_2}{dt} = q_{12} - q_{23} - U_2 \sigma_c - R_{s2} \end{array} \right. \quad (4-2)$$

By coupling of the equations (4-1) and (4-2), the whole water-heat change process can be simulated. This paper carries out the numerical simulation for the water-heat change processes in the soil-vegetation-atmosphere system of the Akesu region in the Tarim basin.

The first section of the paper introduces in detail probable evaporation, the second section deals with evapotranspiration when short of moisture, and the third section gives the numerical simulation for actual evapotranspiration in the field. Finally, The numerical results are compared with the measured data. The numerical results are found to be essentially consistent with measured data.