

利用遥感作物表面温度估算区域蒸散量和土壤水分状况

G.J.R. 索尔

理 论

作物表面温度是由植物—土壤—大气连续体内的热量和水汽流所决定的。作物表面能量的供给与消除,可以用能量平衡方程来表示

$$R_n + G + H + LE = 0, \quad (1)$$

此处 R_n 为净辐射通量 (瓦特/米²), G 为进入到土壤中的热通量 (瓦特/米²), H 为显热通量 (瓦特/米²), LE 为潜热通量 (瓦特/米²), 它是蒸散通量 E (千克/米²秒) 的能量当量。 L 是单位质量水的蒸发潜热 (焦耳/千克)。朝向作物表面的通量为正值。

净辐射通量是射入和射出辐射通量的结果

$$R_n = (1 - \alpha_s)R_s + (1 - \alpha_l)R_l - \varepsilon\sigma T_c^4, \quad (2)$$

此处 R_s 为射入的短波辐射通量 (瓦特/米²), α_s 为作物对短波辐射的反射系数, R_l 为天空的长波辐射通量 (瓦特/米²), α_l 为作物对长波辐射的反射系数, ε 为作物的发射系数, σ 为斯忒藩—玻耳兹曼常数 [(5.67×10^{-8}) 瓦特/米²·K⁴], T_c 为作物表面温度 (K)。对于作物表面的长波辐射来说, ε 和 α_l 之和等于 1, 所以 (2) 式可写成

$$R_n = (1 - \alpha_s)R_s + \varepsilon(R_l - \sigma T_c^4). \quad (3)$$

进入土壤的热通量与土壤中的温度梯度和热传导率成比例,

$$G = -\lambda(\delta T/\delta z), \quad (4)$$

其中 z 为深度 (米), T 为土壤温度 (K), λ 为土壤的热传导率 (瓦特/米²)。

显热通量 H 可以写成包括空气—作物温度梯度 ($T_a - T_c$) 这一推动力和对热量传输的湍流扩散阻力 r_a (秒/米) 的输送方程

$$H = \rho c_p [(T_a - T_c)/r_a], \quad (5)$$

其中 ρ 是湿空气的密度 (千克/米³), c_p 是其比热 (焦耳/千克·K)。

湍流扩散阻力 r_a 是风速 v (米/秒), 作物以上大气的稳定度和作物表面特征 (作物高度, 作物结构) 的函数。在中性稳定 ($T_c \approx T_a$) 条件下, r_a 可以表示成仅仅是风速和表面粗糙度的函数

$$r_a = \frac{\ln[(z_a - d)/z_{om}]\ln[(z_a - d)/z_{oh}]}{k^2 u}, \quad (6)$$

此处 z_a 是 (有风速和气温记录的) 大气高度参考层 (米), d 是零点位移 (米), k 是卡曼常数 (此处取 0.4), z_{om} 是动量粗糙度长度 (米), z_{oh} 是显热的粗糙度长度 (米)。

当蒸散随土壤变干而减少时, 作物温度就上升, 出现不稳定状况。由于温度引起的空气密度差的缘故, 垂直的质量和热量输送就会增加。鉴于此, 布辛格 (Businger, 1966, 1971)

和戴尔(Dyer, 1967)在应用莫宁—奥勃赫夫(Monin 和 Obukhov, 1954)长度 Λ (米)作为稳定度量度的基础上, 推导出了半经验的质量和热量输送公式, 以下称之为布辛格—戴尔概念:

$$\Lambda = \frac{u_*^3 \rho c_p T_a}{k_g H} \quad (7)$$

其中 u_* 是摩擦速度(米/秒), g 是重力加速度(9.813米/秒²)。在不稳定条件下($T_c > T_a$, Λ 为负值), 可以把 r_a 表示成(参阅 Paulson, 1970)

$$r_a = \frac{\{\ln[(z_a - d)/z_{om}] - P_1\} \cdot \{\ln[(z_a - d)/z_{oh}] - P_2\}}{k^2 u}, \quad (8)$$

式中 P_1 和 P_2 根据下列关系为 Λ 的函数, 即

$$P_1 = 2 \ln\left(-\frac{1+x}{2}\right) + \ln\left(\frac{1+x^2}{2}\right) - 2 \arctan(x) + \frac{\pi}{2}, \quad (9)$$

$$P_2 = 2 \ln\left(\frac{1+x^2}{2}\right) \quad (10)$$

此处
$$x = \left(1 - 16 \frac{z_a - d}{\Lambda}\right)^{0.25} \quad (11)$$

当自由对流占优势时, 对极端不稳定条件(8)式是不成立的。实际上, (7)式对草地2米高处风速超过1米/秒时是成立的。

在稳定条件下($T_c < T_a$, Λ 为正值), 可以利用韦伯(Webb, 1970)建立的公式。按照布辛格等(1971), 采用4.7为该式中的常数:

$$r_a = \frac{\{\ln[(z_a - d)/z_{om}] + 4.7 \ln[(z_a - d)/\Lambda]\} \cdot \{\ln[(z_a - d)/z_{oh}] + 4.7 \ln[(z_a - d)/\Lambda]\}}{k^2 u},$$

$$\text{当 } \Lambda > z_a - d \text{ 时,} \quad (12)$$

$$r_a = \frac{\{\ln[(z_a - d)/z_{om}] + 4.7 + 4.7 \ln[(z_a - d)/\Lambda]\} \cdot \{\ln[(z_a - d)/z_{oh}] + 4.7 + 4.7 \ln[(z_a - d)/\Lambda]\}}{k^2 u}$$

$$\text{当 } 0 < \Lambda \leq z_a - d \text{ 时.} \quad (13)$$

图1示出了空气—作物温度梯度变化范围为-10到4K时, 0.20米高作物的 r_a 与风速的关系。

计算是在假设

$$z_{oh} = z_{om} = z_0 \quad (14)$$

的情况下完成的, 其中 z_0 是作物粗糙度(米), 可以根据作物高度 h (米), 利用蒙蒂斯(Monteith, 1973)确定的简单关系

$$z_0 = 0.13h \quad (15)$$

算出来。

计算出来的 r_a 值与费登斯(1971)推导出的经验值作了比较。在风速高的状况下, 二者完全一致。在低风速情况下, 费登斯值似乎是包括了推导这些值时与气候条件相符的某种不稳定度。

用(8), (12)和(13)式中的 r_a 代入(5)式, 就得到了另一些方程式。式中的显热通量 H 以一种相当复杂的方式依赖于风速、空气—作物温度梯度和粗糙度参数。在不稳定条件下,

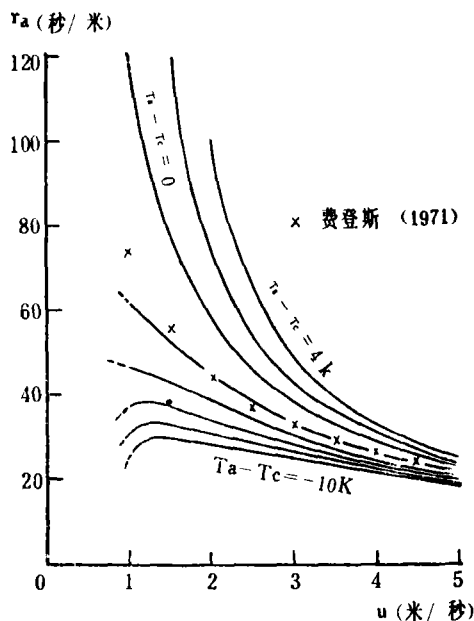


图1 根据理论推导出来的不同空气—温度梯度 ($T_a - T_c$) 条件下, 0.20米高的作物上空2米处, 湍流扩散阻力 r_a 与风速 u 的关系。该值与费登斯(Feddes, 1971)的数据作了比较。

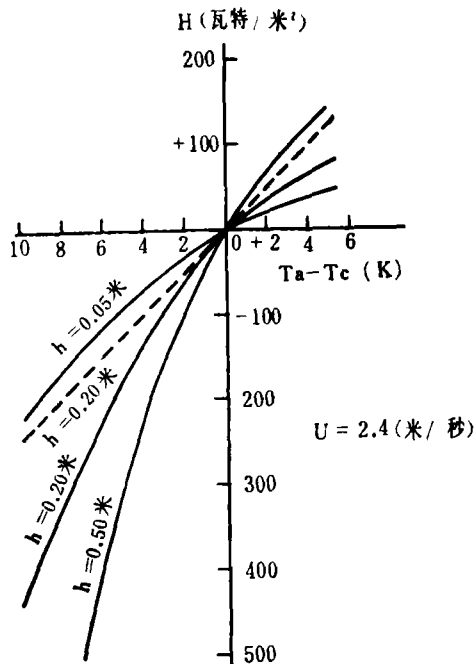


图2 当2米高处风速 $u = 2.4$ 米/秒时, 三种不同高度作物的显热通量 H 和空气—作物温度梯度 ($T_a - T_c$) 的理论推导关系。虚线给出了 $h = 0.20$ 米时, 没有稳定度订正的 H 和 ($T_a - T_c$) 之间的关系。

这些方程式只能用迭代法求解 (参看 Rosema, 1975)。图2表示了三种不同高度的作物和风速为2.4米/秒条件下的上述关系。图2还示出了不受稳定度影响的0.20米高处作物的假设显热通量与用(6)式计算的 r_a 的简单关系。它表明计算 H 时若忽略稳定度影响, 就可能产生大的误差。

把[(3) — (5)式]代入能量平衡方程(1), 给出

$$LE = -\rho c_p \frac{(T_a - T_c)}{r_a} - (1 - \alpha_s) R_s - \varepsilon (R_l - \sigma T_c^4) - G \quad (16)$$

当测量到作物表面温度 T_c , 知道了(16)式中右式的其它变数时, 就能计算实际蒸散量。图3(a)给出了具体气象条件下, 实际蒸散量与作物表面温度的关系。

潜热通量 LE 也可以作为输送方程来表示,

$$LE = \frac{\rho c_p}{\gamma} \frac{e_a - e_c^*}{r_a + r_s} \quad (17)$$

此处 γ 是温度计常数 (Pa/K), e_a 是空气中的水汽压 (Pa), e_c^* 是温度为 T_c 时空气的饱和水

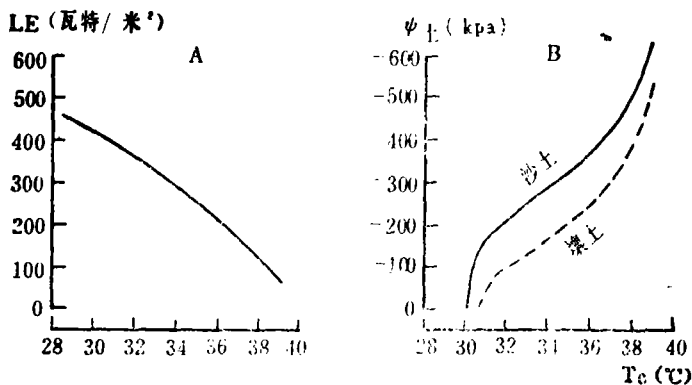


图3(a) 根据理论推导出来的用潜热通量 LE 表示的实际蒸散与作物表面温度 T_c 的关系。气象条件是 (u , T_a 和 e_a 都是在2米高度测量的): $R_s = 749$ 瓦特/米², $R_l = 330$ 瓦特/米², $u = 2.4$ 米/秒, $T_a = 30.0^\circ\text{C}$, $e_a = 1670$ Pa, $h = 0.20$ 米, $\alpha_s = 0.21$, $\varepsilon = 0.95$; $-40 > G > -60$ 瓦特/米² [Tergra 模式模拟结果表明, G 随土壤水分压力和时间而变化。由于本图适用于一个固定的场所, 所以不能计算出 G 的精确值。这里的 G 是任意选择的, 以便与在 $29-39^\circ\text{C}$ 之间变化的作物温度成反比变化]。(b) 根据理论推导出来的沙土和壤土的土壤水分压力 ψ_s 和作物表面温度 T_c 之间的关系。从表1中可以分别导出细沙和壤质粘土的 r 作物, b , ψ_a , k_a 和 m 的适当值。

汽压, r_s 是水汽输送的气孔扩散阻力 (秒/米)。对于土壤被完全覆盖的草地来说, 可以假设蒸散通量与通过土壤和植物的水分通量相等, 表示为: (Feddes 和 Rijtema, 1972)

$$E = \frac{1}{g} \frac{\Psi_{\text{叶}} - \Psi_{\pm}}{r_{\text{植物}} + r_{\pm}} \quad (18a)$$

或者

$$LE = \frac{L}{g} \frac{\Psi_{\text{叶}} - \Psi_{\pm}}{r_{\text{植物}} + r_{\pm}}, \quad (18b)$$

此处 Ψ 是水压力 (Pa), r 是相应介质中的水流阻力 (秒/米)。 r_{\pm} 可表示为

$$r_{\pm} = b[K(\Psi_{\pm})]^{-1}, \quad (19)$$

其中 b 是根密度阻力因子 (米), $K(\Psi_{\pm})$ 是作为 Ψ_{\pm} 函数的导水率 (米/秒)。把里蒂玛 (Rijtema, 1965) 的图 36 和 37 相结合, 找到 $\Psi_{\text{叶}}$ 和 r_s 之间的经验关系为

$$r_s = 4.52 \times 10^{-12} \Psi_{\text{叶}}^{2.1}. \quad (20)$$

根据里蒂玛的计算, 该关系对高度为 0.14 米的草地是成立的。把 (19) 式中的 r_{\pm} 代入 (18b) 式, (20) 式中的 r_s 代入 (17) 式, e_a^* 作为 T_c 的函数来表示, 连同 (16) 式, 就得到了 LE 的三种表达式。把 LE 和 $\Psi_{\text{叶}}$ 从该式中消去, 併入 (23) 式替换 $K(\Psi_{\pm})$, 就得到了土壤水分压力 Ψ_{\pm} 和已知参数之间的复合表达式, 此式可用数值方法求出 Ψ_{\pm} 。图 3(b) 示出了具体气象条件下, 两类土型的此种关系。由于 (20) 式和 $K-\Psi_{\pm}$ 关系 [见 (23) 式] 固有的不精确性, 因此 Ψ_{\pm} 的计算就比 LE 的计算精度要差。

野外试验与测量

研究地区位于洛瑟西部的草原上 (东经 7° , 北纬 $52^\circ 16'$), 占地约 200 公顷。它是由于抽取可供饮用的地下水而出现严重干旱地区的一部分。由地下水开采引起的深层渗漏, 使得地表面出现了三条几乎平行的旱害带。考虑到本研究的目的, 三个试验点分别选择在未遭干旱危害的壤质土和遭到干旱危害的壤土与沙土上。

1975 和 1976 年夏, 在每个点都进行了若干组气象测量。本文利用其中的一组, 来说明该方法。

利用 Kipp-CM5 日射总量表测量了入射的短波辐射。用置于 1 米高处的 S.R.I.-4 净辐射仪测量了草丛的净辐射。入射的长波辐射是用同一型号的净辐射仪测量的, 辐射仪下半部被一个已知温度的黑体辐射体罩住。气温和湿球温度是用放在 2 米高处的热电偶测量的, 并测量了同样高度处的风速。地表反射率用 S.R.I.-5 日射反射仪测量。土壤热通量用埋在土下 4 和 20 厘米处的 S.R.I. 多孔热通量板测量, 并用热电偶分别在 2、4、6、10、15、20、30 和 50 厘米深处测量了土壤温度。

作物表面温度是用视野为 37° 的 Heimann K24 辐射温度计测量的, 测量时仪器位置距作物顶部 2.5 米。

上述所有仪器的输出值, 每隔两分钟便自动记录在盒式数据记录器上。

试验场的土壤物理特性都作了分析, 给出了土壤持水曲线, 测量了饱和导水率。根据拉利伯特 (Laliberte, 1968) 等人的研究结果, 推导了 $K-\Psi_{\pm}$ 关系, 也测量了作物根层的土壤密度和土壤有机质。在实验室内, 用快速针刺方法 (Janes 和 Borel, 1965) 测量了全部土壤水分含量范围内未经扰动的土样的热导率。

在观测期间, 试验场的作物高度每周测量一次, 并测量了根部 5 厘米间隔的根密度。为

了解水平衡,地下水埋深每周测量一次。每个试验场间隔为10厘米直到1.3米深处的土壤水分含量,用 γ 透射法每周测量一次。降雨量是用置于0.60米高度上自动降雨记录器连续记录的。

草地的光谱特性是在12个不同地点,用分光计于7月份测量的,该仪器可提供0.36~2.4微米波长区内大约70个不同波段的光谱反射比。

1975年,在研究地区进行了三次红外扫描仪记录。首次和末次记录分别是在1975年5月29日和7月30日相对湿期之后进行的。第二次是在相对干期末的1975年7月8日13:45(中部欧洲时一下同)记录的。

作物表面温度是在4000英尺(1219.2米)上空用机载多谱段扫描仪(Bendix M²S)测量的。该仪器是通过旋转镜在与航向垂直的扫描线上对地面进行扫描的。在每一条扫描线中,记录825次8~14微米波段内地表发出的辐射。每一个单独扫描的地面组成部分叫做一个象元,一个测量的象元大约为 2.1×3.6 米。此外,还在10个不同的波段内对短波反射辐射进行了测量。辐射度以0到255的数字化形式,记录在磁带上。为了适应预期各种表面温度的测量,热辐射扫描仪测量在扫描仪的单位内用“冷”“热”黑体辐射计进行了校准。

方 法

1. 瞬时蒸散量的计算

根据磁带记录的热辐射资料,制作了人工象片(图4略)。该象片清楚地显示了作物表面温度上升和蒸散减少的某些地带。这些地带与夏季深层渗透超过1毫米/日的地带完全一致。

用计算机绘制的温度图对扫描仪测量进行了定量分析(图5略),图中的每一个数字都代表一具体温度范围的象元。对一些反射波段进行了类似的制图。根据这一类图,利用(16)式对表面温度比较一致的地块13:00时的瞬时蒸散进行了计算。对本研究地区,该方程式右侧的变数 R_s , R_l , u , T_a , ϵ 和 G 取为常数。在上面提到的时间内, R_s 为749瓦特/米², R_l 为330瓦特/米², u 为2.4米/秒, T_a 为30.0°C。 ϵ 任意选择为0.95, G 为既定的-20瓦特/米²。计算土壤水分压力所需要的水汽压变数 e_a [(17)~(18)式],为1670Pa。

接收到的热辐射对“冷”和“热”黑体温度的航空校准,提供了视表面温度 T_* 。不考虑大气影响时,扫描仪接受的总辐射大致与下式成比例,

$$\text{即} \quad \epsilon_{*,8-14} \sigma T_c^4 = (1 - \epsilon_{8-14}) \sigma T_s^4 + \epsilon_{8-14} \sigma T_c^4, \quad (21)$$

其中 $\epsilon_{*,8-14}$ 是校准黑体的发射系数, ϵ_{8-14} 是表面的发射系数, $T_s(K)$ 是天空的亮度温度,所有这些都为8-14微米波段的。由于 $(T_c - T_*)$ 的差异微小,所以 $(T_c^4 - T_*^4)$ 大致等于 $4T_c^3(T_c - T_*)$ 。重新调整(21)式之后,我们找到了一个表示实际表面温度与视表面温度之差的表达式

$$T_c - T_* = \frac{1}{4} \left[\left(1 - \frac{\epsilon_{8-14}}{\epsilon_{*,8-14}} \right) T_c - \left(\frac{1 - \epsilon_{8-14}}{\epsilon_{*,8-14}} \right) \frac{T_s^4}{T_c^3} \right], \quad (22)$$

在一般情况下,任意选择 $T_s = 270K$, $\epsilon_{*,8-14} = 0.99$, $\epsilon_{8-14} = 0.95$ 。在表面温度为303K情况下,我们取订正值0.7K。

和扫描仪接收大气本身发出的辐射一样,从地球表面发出的辐射到达扫描仪时,也会受到大气衰减和发射的影响。尽管这些影响可以相互抵消,但是这些影响综合起来,仍会使准确的表面温度测量产生误差。在本研究中,我们把扫描仪测量的作物表面温度与用野外装置的辐射温度计测量得到的结果作了比较,发现并无重要的差异。

此外, 飞机正下方的扫描仪测量与扫描线最远处的测量, 在通过大气的路径长度上有所区别, 因此可予先进行不同的大气订正。不过在一般气候条件下, 大气订正并不十分重要。

正如韦伯(1975)早就指出的, 如果 z_{oh} 值用得适当的话, 那么可以认为用此种方法测量的表面温度, 可能与用空气动力学公式, 即(5)式得到的有效值不同。

在扫描仪的所有十个反射波段内测量的短波辐射的加权和, 就是总的短波反射辐射相当精确的相对测量值。当没有把扫描仪的反射波段校准到绝对辐射值时, 加权值就是未知的, 并且不可能以这种方式计算出作物的反射系数。通过分析邦尼克(Bunnik)测量的草地光谱特性, 发现近红外辐射(0.4—1.4微米)的反射系数, 比可见光辐射(0.3—0.7微米)的反射系数高好几倍(图6)。当入射的短波辐射近于相等地分布在近红外和可见光辐射区内, 作物的反射系数 α_s 就主要受近红外辐射反射的影响。把野外测量的 α_s 与几乎和总近红外反射成比例的扫描仪波段9(0.81 ± 0.05微米)相比, 就得到了图7所示的关系。(图7略)

在利用(15)式计算作物的粗糙度 z_s 时, 利用了作物高度的测量结果, 但大范围地区内作物高度的测量可能是困难的。为此, 便试图在作物高度和一个或多个反射波段值之间找出相关关系来。范卡斯特伦(Van Kasteren)和尤恩克(Uenk)(1975)发现, 不同品种和栽培条件下的各种草地与反射都有较高的相关, 特别是作物高度与0.87微米波长的反射之间, 单个地块的相关系数变化为0.91到0.98范围之间。总体的相关系数为0.84。试验结果表明, 根据扫描仪数据对草的高度进行精确的估算, 看来是不可能的, 只能区分草的高度的某种级别。

2. 蒸散量的换算

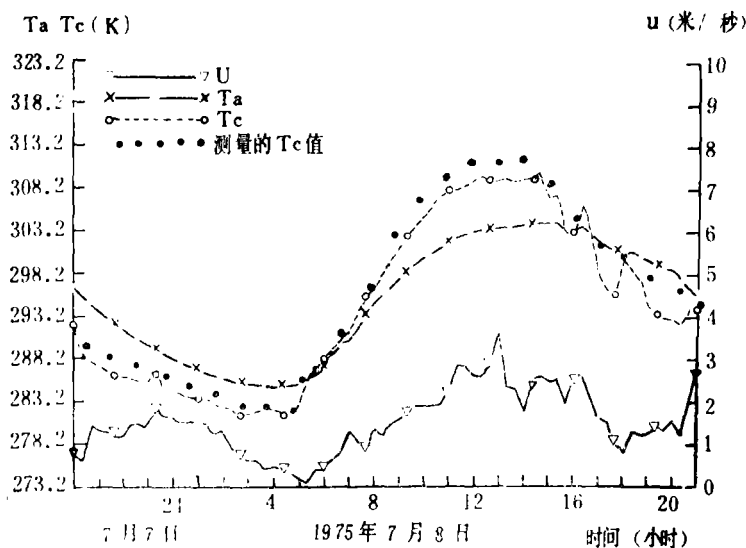


图10 输入参数气温 T_a 和风速 u 的作物表面温度 T_c 的Tergra模拟。模拟是在1975年7月8日的气象条件下, 土壤水分压力为-350KPa的砂土中进行的。

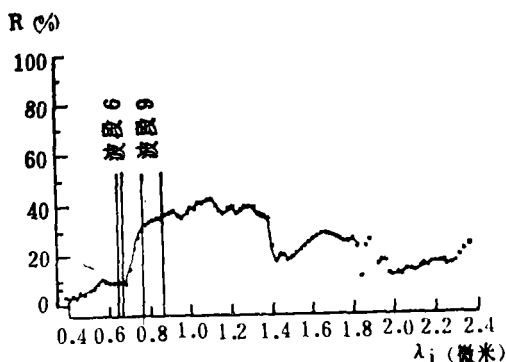


图6 草地的光谱反射比: (根据邦尼克的测量结果得到的)波长 λ_i 的反射比 R 。图中所指明的也是 BendixM²S 扫描仪的波段9和波段6的位置。

为了把瞬时蒸散数据换算成对水文研究比较重要的24小时的蒸散估算值, 作者1977年建立了一种Tergra模式。

该模式可模拟一定气象条件下的草地、不同的土壤水分状况、每日作物表面温度变化过程、实际蒸散量、净辐射、地面热通量和露的形成。它是以土壤、植物和大气中的热量和水分流量的输送方程[(4)–(15), (17)和(18)式]为基础建立的。边界条件为土壤参考层内的温度和土壤水分压力、作

物表面的能量平衡方程〔(1)式〕, 以及大气参考层的温度和水汽压。此外, 模式还引用了模式参数之间的某些关系〔如(19)式〕。用数值算法解输送方程使模式变得更完整了。图 9 (略) 表示了该 Tergra 模式的程序方框图。

图10表示了1975年7月8日作物表面温度 T_s 及输入参数 T_a 和 u 的模式输出。对土壤水分压力为 $-350(\text{KPa})$ 的砂质土进行了模拟。比较了模拟的作物表面温度与用辐射温度计测量的值, 发现测量的作物表面温度系统地高于模拟值。这可能是由于对 ε 的错误估算或是 Heimann 辐射温度计的校准误差造成的。Heimann 辐射温度计每周校准一次。校准值很接近直线, 其标准小于 0.1K , 它们只是在 2K 范围内有着平行的变动。就此而言, 测量与模拟的值是相当一致的。

图11示出了同一天能量平衡各分量 R_n, G, H 和 LE 的模式输出。图12示出了与图10同样气象条件下, 不同土壤水分状况的 LE 日变化过程的模拟输出。把13:45的瞬时蒸散量与这些曲线加以比较, 就能确定瞬时蒸散量和日蒸散量的关系, 其中后者是与前者相适合的曲线的积分 (图13)。

3. 土壤水分压力的计算

把(16)、(17)、(18)、(19)和(20)式合并, 利用迭代法, 就可计算出土壤水分压力。研究地区的土壤, 按不同的物理特性和根特性分为三大类。每类土壤的

$r_{\text{植物}}$, b 和 $K(\psi_{\pm})$ 必须是已知的〔(18)和(19)式〕。比较根的深度和强度与费登斯和里蒂玛(1972)的资料, 就能估算 $r_{\text{植物}}$ 和变数 b 的值。

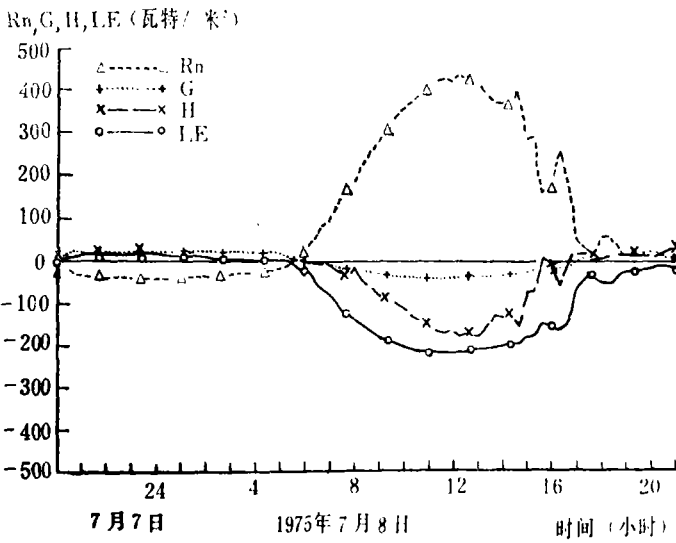


图11 对1975年7月8日能量平衡分量: 净辐射通量 R_n , 土壤热通量 G , 显热通量 H 和潜热通量 LE 的 Tergra 模拟。

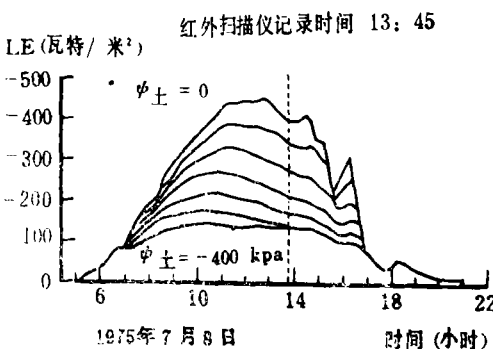


图12 1975年7月8日, 不同土壤水分压力值 ψ_{\pm} 下的实际蒸散量 LE 的日变化过程的 Tergra 模式。

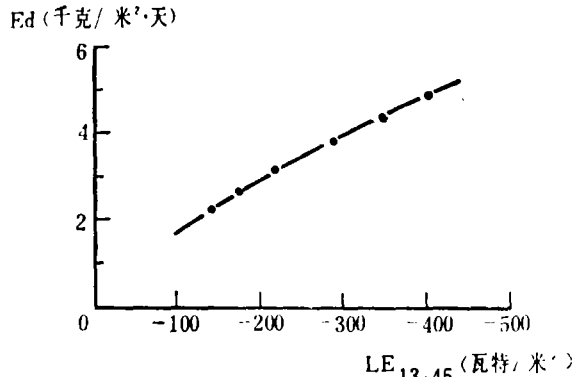


图13 1975年7月8日的日蒸散量 E_d 与13:45的瞬时潜热通量 LE 之间的关系。

根据拉利伯特等(1968)的数据, $K-\psi_{\pm}$ 关系可表示成

$$K = K_s \psi_a^m \psi_{\pm}^n \quad (23)$$

其中 K_s 是饱和导水率 (米/秒), ψ_a 是进气值 (Pa), m 是孔隙大小的分布因数。参数 ψ_a 和 m 是根据土壤持水曲线推导的。表 1 列出了研究地区三种主要土类的 $r_{植物}$, b , K_s , ψ_a 和 m 值。

研究地区三种主要土类的土壤物理参数

表 1

土 类	b (毫米)	$r_{植物}$ (天)	K_s (米/天)	ψ_a (KPa)	m
细 砂	3.0	10000	2.0	2.5	3.38
壤质粘土	3.7	12300	0.010	2.0	2.39
河流沉积	2.4	8000	0.20	3.0	3.08

结 果

绘制了研究地区日蒸散率图 (图 14 略)。草地的蒸散率范围为 0.3—5.8 千克/米²天, 与瞬时蒸散量同时计算的净辐射值的变化范围为 376—485 瓦特/米²。对整个地区只引用一个净辐射常数, 可能会引起大的误差。利用 (17) 式, 可计算 r_s 。 r_s 值的变化范围为 0 到 ~800 秒/米。地面实际情况表明, r_s 的零值与湿土表面相符。

图 15 (略) 为研究地区的土壤水分压力图。某些不规则性可能是由土壤水分特征不精确性造成的。在对高草 (超过 0.50 米) 的蒸散量计算中和对最近割过的地块的土壤水分压力进行的计算中都遇到了困难, 前者可能是因为 (7) 式或是对于显热来说粗糙度高度的计算 [(14) — (15) 式] 不够精确造成的。

把三个地块计算的日蒸散率与根据用 γ 透射测量确定的水平衡估算所计算的蒸散率作比较, 结果相差不到 30%。

对蒸散量的计算精度进行了分析。假定算法中使用的方程是正确的, 计算中出现的唯一误差, 是由所需要的变数值的测量误差造成的。在所有条件下, 实际精度也许比这里的计算结果要低。假设

$$y = f(x_1, x_2, \dots, x_n, a_1, \dots, a_n), \quad (24)$$

y 的标准差 s 可表示为

$$S^2 = \left(\frac{\partial f}{\partial x_1} \right)^2 \sigma_{\Delta x_1}^2 + \dots + \left(\frac{\partial f}{\partial x_n} \right)^2 \sigma_{\Delta x_n}^2 + 2 \left(\frac{\partial f}{\partial x_1} \right) \left(\frac{\partial f}{\partial x_2} \right) \rho_{\Delta x_1 \Delta x_2} \sigma_{\Delta x_1} \sigma_{\Delta x_2} + \dots, \quad (25)$$

此处 $\sigma_{\Delta x_1}$ 是参数 x_1 测量的标准差, 余类推, $\rho_{\Delta x_1 \Delta x_2}$ 是测量的参数 x_1 和 x_2 之间的相关, 余类推。利用 (16) 式, 就可以从 (25) 式算出单次蒸散量计算的 S 。

表 2 列出了对 0.20 米高的作物和不同作物表面温度的计算结果。表中所采用的 R_s , α_s 和 h 的标准差是根据测量结果推算的。取 R_l 的标准差与 R_s 的成比例, ε , T_a , u 和 G 的标准差部分地根据研究地区得到的气象测量结果估算的。

当 LE 为 430 瓦特/米² 时, S 为 33 瓦特/米³; 当 LE 近于 0 时, S 为 71 瓦特/米²。利用遥感反射值确定的作物高度 (图 8 略), S 将分别为 41 和 85 瓦特/米²。对于日蒸散量估算来说, 由于 Tergra 模式中的某些不精确性, 其相应的不精确性将有所增加。

输入变数的值与标准差

变数	值	标准差
R_s	749	22 (瓦特/米 ²)
R_l	330	10 (瓦特/米 ²)
α_s	0.21	0.012
ε	0.95	0.01
T_a	303.2	0.2 (°K)
u	2.4	0.2 (米/秒)
h	0.20	0.02 (米)
G	-20	7 (瓦特/米 ²)

用(16)式, 根据红外扫描图象计算的0.2米高作物各种 T_c 值下的蒸散量的标准差 表2

值				标准差 (瓦特/米 ²)		H的标准差(瓦特/米 ²) (由附加参数的测量误差造成的)			
T_c (K)	R_n (瓦特/米 ²)	H (瓦特/米 ²)	LE (瓦特/米 ²)	LE	H	R_n	T_c	z_0	u
303.2	450	0	430	33	24	22	24	0	0
304.2	444	28	396	37	29	22	29	8	2
305.2	438	60	358	41	34	22	33	7	4
306.2	432	96	315	45	38	22	36	11	5
307.2	425	136	270	49	43	22	39	16	7
308.2	419	178	221	53	47	22	41	21	8
309.2	413	222	171	57	52	22	44	26	10
310.2	406	269	117	61	57	22	46	32	11
311.2	400	318	62	66	62	22	47	37	13
312.2	393	369	5	71	67	22	49	43	15

注: 第9页右下角的表属于表2。

结 论

以能量平衡方程, 空气动力输送方程和植物—土壤—水分关系为基础, 推导出了从遥测的作物表面温度计算日蒸散值的算法。

已经证实, Tergra 模式模拟的作物表面温度, 与实测的表面温度一致。由于该算法利用上述模式, 结合土壤—植物—大气系统中水输送的已知关系, 预计会算出相当精确的蒸散值。

为了提高算法的精度, 主要由 R_s 的标准偏差引起的 R_n 的标准差不能显著地减小。因此, 主要注意力就要放在测定作物表面温度 T_c 和显热的粗糙度长度 Z_{oh} 上。最近的研究(Thom, 1972; Heilman和Kanemasu, 1976)表明, Z_{oh} 必须比动量粗糙度长度 Z_{om} 小一个数量级, Z_{oh} 不仅取决于表面特性, 而且也取决于周围空气的特性。按照布辛格—戴尔概念 Z_{oh} 与整个温度剖面中 T_c 的高度有关, 并如托姆(1972)指出的, 该高度很可能与 Z_{oh} 不一致。因此 Z_{oh} 的确定应与该概念联系起来进行研究, 而不只是作为表面特性和周围空气特性的函数。

由于没有其它资料可以用, ε 被估计为0.95, 并且在研究地区取为常数。实际上, ε 在各地稍有变化。为了提高精度, 加强研究发射系数是必不可少的。在 ε 和作物物理参数之间找出的某些相关的尝试可能是值得的。

用红外扫描仪在研究地区内几乎是对无数个象元的蒸散量进行了测量。因此, 从理论上讲, 平均的空中蒸散测量的标准误差接近零。这意味着实际的平均空中蒸散值能够以与具有相同物理基础的彭曼公式计算的潜在蒸散大致相同的精度计算得到。

张莉摘译自《Remote Sensing of Environment》

1980, Vol, 9, No.1

王德辉校