

大气对水的需要

B. L. Blad

一、引言

水有许多独特的性质,包括它那种在地球上气温范围内以固相、液相或汽相存在的本领。它可能同时以三种相存在,不过我们感兴趣的是它由一种相转变为另一种相,尤其是由液相转变的汽相的变化。由冰到水的相变,需要80卡/克(334千焦耳/千克)热。由液体变成水汽,在20°C时,汽化潜热(L)约需585卡/克(2.44百万焦耳/千克)。

液态水变到气态水汽的物理过程叫做蒸发(E)。蒸发发生于海洋、湖泊、池沼、江河、土壤或其他潮湿表面。蒸腾(T_p)是经过植物根部吸收,再经植物输运,然后从叶子表面排出的水的蒸发。它受气孔眼和从叶子到空气的水汽压梯度所控制。术语蒸散(E_t)通常用来描述水汽从长着植物的地面转入大气的总过程。

二、叶子、冠盖和环境之间的能量交换

1. 概述

蒸散(E_t)所消耗的大量能量,几乎完全由太阳产生的能源来供给。这种能量可以来自直射、漫射或反射的阳光;可以来自空气中分子和粒子吸收的太阳辐射,或来自地球表面上物体再辐射产生的长波辐射;还可以来自受太阳辐射加热了的空气把能量转移给凉的植物。

地球表面所接受的太阳辐射,基本上集中在电磁波谱的0.30—3.0微米波段(短波辐射),它由直射光束和漫射部分组成。长波辐射也给 E_t 提供能量,它主要集中在3.0—40.0微米波段。输入与输出的辐射流之差,叫做净辐射(R_n),它可以表述成下列方程的形式:

$$R_n = R_s - \alpha R_s + R_a - R_g \quad (1.1)$$

式中 R_s 和 αR_s 分别是输入和输出的短波辐射, R_a 和 R_g 分别是输入和输出的长波辐射。本章¹⁾采用的符号规定是,通量朝向表面为正,从表面向外为负。在草木生长旺盛的地面上空,中午最大的 R_n 值,难得超过1卡/(厘米²·分)(697瓦/米²)左右。

净辐射给 E_t ,给加热空气、土壤和植物,给光合作用提供能量。它可以分成能量的几个消耗过程:

$$R_n = -(LE + H + S + P_s + M) \quad (1.2)$$

式中 LE 是潜热通量(用于 E_t 的能量), H 是与空气交换的显热, S 是土壤热通量, P_s 是用于光合作用的能量, M 是包括用于代谢活动的能量或贮存在植物冠盖中的能量等其

1) 本文译自《作物与水的关系》一书的第一章。该书的第二章《关于土壤水库》和第三章《水在植物中的作用》亦将在本刊登载。文中公式序号及其他有关字样,均按原文译出。——编者

他能量交换的混合项。由 R_n 供给的大部分能量是作为 LE 消耗了，小部分但却值得注意的能量用于 H 和 S ，而 P_s 和 M 中所利用的能量，通常少于总量的 1—2%。因此，方程(1.2)可简化成

$$R_n = -(LE + H + S) \quad (1.3)$$

2. 叶子

叶子的两面与被叶子“看作”客体的所有物体之间，交换着辐射能(图 1.1)。对上表上方的一片水平叶子来说，叶子吸收的净辐射能 (R_l) 是

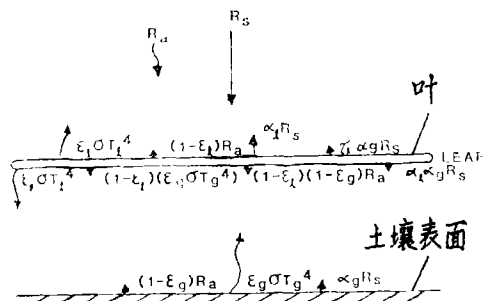


图 1.1 照射到和离开地面上方一片叶面的所有辐射流的示意图。直线箭头表示短波辐射通量，波浪箭头表示长波辐射通量，箭头长度表示晴朗的夏天中午可能有的相对通量密度。 R_s 是输入太阳辐射， R_a 是输入长波辐射。 ϵ_l 和 ϵ_g 是发射率， α_l 和 α_g 是反射率， τ_l 是透射率， T_l 和 T_g 是温度 ($^{\circ}\text{K}$)，下标 l 和 g 分别表示叶子和地面

$$R_l = R_s - \alpha_l R_s + \alpha_g R_s - \alpha_l \alpha_g R_a + R_a + \epsilon_g \sigma T_g^4 - \tau_l R_s - \tau_l \alpha_l R_s - (1 - \epsilon_l) R_a - (1 - \epsilon_l) \epsilon_g \sigma T_g^4 (1 - \epsilon_l) R_a - (1 - \epsilon_g)(1 - \epsilon_l) R_a \quad (1.4)$$

式中 σ 是 Boltzmann 常数； ϵ_g 和 ϵ_l 分别是土表和叶表面的发射率； α_l 和 α_g 分别是叶子和地面的反射系数； T_g 是地面温度 ($^{\circ}\text{K}$)； τ_l 是叶子的透射系数。

某些辐射流，即 $(1 - \epsilon_l) R_a$ 、 $(1 - \epsilon_g) R_a$ 和 $(1 - \epsilon_l) \epsilon_g \sigma T_g^4$ 非常小，可以忽略。因而方程可重新整理和简化成

$$R_l = R_s(1 - \alpha_l)(1 + \alpha_g) + R_a + \epsilon_g \sigma T_g^4 - \tau_l(R_s + \alpha_g R_s) \quad (1.5)$$

吸收的能量 R_l 被再辐射、对流和蒸腾耗散了。再辐射能量等于 $2\epsilon_l \sigma T_l^4$ ，这里， T_l 是叶温 ($^{\circ}\text{K}$)。这一项可与方程(1.5)中的那些项合并以代表叶子的净辐射 ($R_{n,l}$)：

$$R_{n,l} = R_s(1 - \alpha_l)(1 + \alpha_g) + R_a + \epsilon_g \sigma T_g^4 - 2\epsilon_l \sigma T_l^4 - \tau_l(R_s + \alpha_g R_s) \quad (1.6)$$

关于影响叶子净辐射的诸因素的更多的讨论，包括在 Monteith^[1] 文中。

下面的例子是一些典型值的说明，这些典型值可能在晴朗的夏天中午阳光照射下的叶子上碰到。 $R_s = 1.4$ 卡/(厘米²·分) (976 瓦/米²)， $R_a = 0.40$ 卡/(厘米²·分) (279 瓦/米²)， $T_l = 300^{\circ}\text{K}$ ， $T_g = 310^{\circ}\text{K}$ ， $\alpha_l = 0.25$ ， $\tau_l = 0.25$ ， $\alpha_g = 0.15$ ， $\epsilon_l = 0.97$ ， $\epsilon_g = 0.95$ 。用这些值，由方程(1.6)得出

$$R_{n,l} = 1.20 + 0.40 + 0.71 - 1.58 - 0.40 = 0.33 \text{ 卡/(厘米}^2\cdot\text{分)} (231 \text{ 瓦/米}^2)$$

如果这片叶子被冠盖中的其他叶子遮蔽了， $R_{n,l}$ 就会与此大不相同。照射到叶子上的太阳辐射将减少到 R_s 满值的 1/4 左右，于是在方程(1.6)中 R_s 将由 $0.25 R_s$ 代替，而从天空来的长波辐射 R_a ，则将用受遮蔽叶子“看作”是由其他叶子发射的辐射来代替。在这种情况下，如果 T_l 保持为 300°K 左右，则对 $R_{n,l}$ 的合理估算将是

$$R_{n,l} = 0.30 + 0.79 + 0.71 - 1.58 - 0.10 = 0.12 \text{ 卡/(厘米}^2\cdot\text{分)} (84 \text{ 瓦/米}^2)$$

阳光照射的叶子和被遮蔽的叶子之间的 $R_{n,l}$ 的差别，对叶温、叶子的蒸腾以及与四周空气交换的显热来说，都有重要的意义。因为被遮蔽的叶子的 $R_{n,l}$ 低，就象那些通常处在四周空气温度下或处在接近四周空气温度下的叶子那样，相反，阳光照射的叶子会比空气暖几

度。阳光照射的叶子能蒸腾大量的水，但从被遮蔽的叶子上损失的水却少得多。被遮蔽的叶子与周围空气之间几乎没有显热交换，但是阳光照射的叶子会交换大量显热。

一片叶子与周围空气交换的显热 (H_l) 可描述为

$$H_l = \rho_a C_p (T_a - T_l) / r_a \quad (1.7)$$

式中 T_a 是空气的温度 ($^{\circ}\text{K}$)， ρ_a 是空气的密度， C_p 是空气的定压比热， r_a 是流经叶子周围空气边界层的热流所受到的阻抗。热被自然对流 (由于浮力作用) 传递，或被强迫对流 (由于风速作用) 传递。除了在非常低的风速时，强迫对流比自然对流所传递的热要多得多。Parlange et al^[2] 指出，即使风速低到 60 厘米/秒，强迫对流传递的热量也要比自然对流多 10 倍以上。如果叶子比空气暖一些，则 R_{nl} 的一部分将用于加热周围的空气。如果 $T_a > T_l$ ，则热将由空气向叶子传递。因此， H_l 对蒸腾或对提高叶温将是一种补充的能量。

来自叶子的潜热通量，是叶子和它周围环境之间能量交换的第三种重要机制。这个通量可描述成

$$LE = \frac{M_w/M_a L \rho_a (e_l - e_a)}{P (r_a + r_s)} = \frac{\rho_a C_p (e_l - e_a)}{\gamma (r_a + r_s)} \quad (1.8)$$

式中 M_w/M_a 是水汽的克分子量 (M_w) 与空气的克分子量 (M_a) 的比值 (0.622)， P 是大气压力， e_l 是叶子表面的水汽压， e_a 是空气的水汽压， γ 是温度计算常数 (在 20°C 和 $P = 1000$ 毫巴时， $\gamma = PC_p/LM_w/M_a = 0.66$ 毫巴/ $^{\circ}\text{C}$)， r_s 是水汽由叶子内表面流到外表面的流动的扩散阻抗。末了的一项主要是水汽经过植物的气孔扩散所受的阻抗。在某些植物中，只有少量水汽可以通过叶子的角质层扩散。 r_s 通常大约是 1 到 10 或 20 秒/厘米， r_a 一般大约是 0.1 到 1 或 2 秒/厘米^[2]。关于一片叶子与周围环境之间能量交换的更详细的讨论，可在 Gates^[3] 和 Monticeth^[4] 文中找到。

3. 植物的冠盖

植物的冠盖由植物和它的枝叶所组成。大气环境与冠盖之间的能量交换，比起刚刚说过的与单独一片叶子的能量交换复杂得多。冠盖中的叶子与邻近的叶子以及与植物其他部分之间交换能量。在一个植物冠盖中各高度上的叶子的辐照度，受植物覆盖量的影响，并受整株植物或植物各部分特别是叶子的姿态，在冠盖中是排列整齐的、分散的、定向的、倾斜的等的影响。Lemeur and Blad^[4] 作了关于描述短波辐射透入植物冠盖的计算程序的综述。净辐射一般随进入冠盖的深度的加大而减少，大部分辐射波被冠盖的上层所截留。所以，例如 Denmead et al^[5] 发现，谷物冠盖所吸收的净辐射，几乎有 3/4 是被冠盖的上半部所截留了。

在与大气作能量交换时，一个植物冠盖中的各层均可能作为显热、水汽、 CO_2 和其他物质的汇或源。由于描述植物冠盖中的能量交换和质量交换时的复杂性和困难性，所以过去在这方面只作了少量的研究和建立了少数精确模拟这些过程的模型。Begg et al^[6] 用一株珍珠稗 (bulrush millet) 进行了质量交换和能量交换的这种少数研究中的一项研究工作。模拟这些过程的最好模型之一，是最近由 Norman^[7] 建立的。

在某些情况下，只需弄清整个冠盖在做什么，而不是在冠盖中各层上发生了什么。在这些情况下，冠盖和大气间的辐射交换和能量交换可以这样来确定：分别算出流经冠盖上方的某一确定平面处的辐射流及能量流，算出刚好在土表上方另一平面处的辐射流和能量流，然

后计算二平面间的辐射流及能量流的差值。冠盖上方的净辐射(R_n)可写成

$$\begin{aligned} R_n &= E_s - \alpha_c R_s + K_n - R_n(1 - \epsilon_c) - \epsilon_c \sigma T_c^4 \\ &= R_s(1 - \alpha_c) + \epsilon_c R_a - \epsilon_c \sigma T_c^4 \end{aligned} \quad (1.9)$$

式中 α_c 是作物的反射率, ϵ_c 是作物的发射率, T_c 是作物的温度。同样, 冠盖下方的净辐射(R_{nb})也可以描述出来。每一束辐射流会受到植物冠盖的显著改变。我们感兴趣的是冠盖所吸收的能量即 $R_n - R_{nb}$ 。这个差值关系到冠盖的能量平衡:

$$R_n - R_{nb} = T_p + H_c \quad (1.10)$$

式中 H_c 是冠盖与周围空气之间的显热交换, 它可由下式计算:

$$H_c = \rho_a C_p (T_a - T_c) / r_a \quad (1.11)$$

土表的能量平衡可表达成

$$R_{nb} = E + H_s + S \quad (1.12)$$

式中 H_s 是土表和其上方空气之间的显热交换。

Kanemasu and Arkin^[8] 指出了在宽行 (0.91 米) 和窄行 (0.46 米) 中生长的高粱之间冠盖能量平衡的不同。这些数据是在干燥土表条件下得到的, 因此假定 E 是可以忽略不计的小量。于是, E_c 基本上是在这种情况下冠盖的蒸腾量。宽行和窄行高粱中能量平衡的分量示于图 1.2。

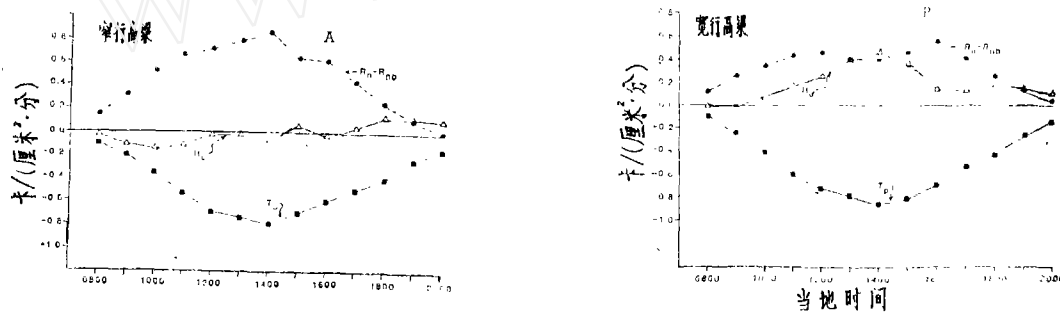


图 1.2 冠盖上方的净辐射减冠盖之下的净辐射($R_n - R_{nb}$), 蒸腾量(T_p), 窄行高粱(A)和宽行高粱(B)的冠盖和空气之间的显热通量(H_c)。
(据 Kanemasu and Arkin^[8] 改绘)

显然, 该研究中的宽行高粱蒸腾的水, 要比窄行高粱的多。在整个季节里, 观测到宽行高粱多用了约 10% 的水。宽行高粱在整个白天用于 E_c 的能量, 大部分由显热供给 (H_c 是正号)。相反, 窄行高粱则只在大约 1400 小时之后才吸收显热。宽行中植物消耗的显热的主要来源是来自土表所加热的空气, 在上午尤其如此。在午后, 植物也从作物上方的暖空气吸收显热。Chin Choy et al^[9,10] 和 McCauley et al^[11] 也报道了花生和高粱种植在窄行中比种在宽行中所消耗的水分少。不过, 在很宽的行中 (大概 2 米或更宽些), 用于农田的总水量将因从土壤中蒸发 (尤其是土表不饱和的时候) 的水量少于由植物蒸腾的水量而减少。在这些非常宽的行中, 土表产生的大部分热量可能不被只占空气-植物总体积的相对来说很小部分的那些植物所截留。

在充分把水供给土表的地区, 来自宽行和窄行植物的 E_c 将大致相同。在湿润地区, R_n 一般是 LE 所消耗能量的上限^[12]。例如, Lemon et al^[13] 报道了在美国东部, R_n 在夏

令时间内的分配如下： $LE(40-90\%)$ ， $H(10-60\%)$ ， $S(5-10\%)$ ， $P_s(1-5\%)$ 。相反，在干旱地区，因为显热的平流效应， LE 往往可能超过 R_n [14,15]。

Hanko et al [16] 鉴别了各种平流能量源。这些能量源包括行间平流，从附近农田平流来的能量，以及从远离给定面积的那些地区输运来的能量。象上面讨论宽行和窄行高粱时所说明的那样，当显热在行间土表上产生时，就发生了行间的平流现象。

当风吹过一块温度和/或湿度不连续的表面时，显热便从邻近的农田平流到作物上。这种所谓的当地平流在施行灌溉的地区是常见的，因为灌溉过的农田比相邻未灌溉的农田偏凉些和湿些。当地平流也发生在与被作物覆盖的农田相邻的休耕地上。由于休耕地的表面变干了，所以它成了对附近的作物来说是潜在的显热源。在田边附近，当地平流引起的 E_r 率最大，并随着由田边到农田内距离的增大而降低 [16-19]。通常，当地平流的影响在顺风距离 80-100 米左右处最小 [18]。

当显热从远离农田的地区输运来时，出现区域平流。McIlroy and Augus [20] 报道了当净辐射是唯一的能源时，显热的区域平流引起了加倍的 E_r 率。在大平原中部进行的研究中，Brakke et al [19] 发现，当地平流供给 E_r 所消耗的总能量的 1-14%，区域平流供给 E_r 所消耗的总能量的 7-40%。区域平流的贡献，在强风的日子最大。

因此，大气从植物表面所需要的水依赖于两种能源。主要的能源是 R_n ，不过特别在干旱到略湿的气候里，消耗在 E_r 中的能量会有 50% 之多可能是平流的显热贡献的。

4. 土壤-植物-大气连续统一体

蒸腾过程包括植物根部对水的吸收，经过植物输导组织对水的输运，以及经过叶子进入空气（主要是经过气孔孔眼）的水的蒸发。

完整的植物内的水力系统起着真正连续统的作用。研究已经证明，植物系统的一端（根部）的压力变化，会在该系统的另一端（叶子）如实地表现出来 [21]。水经过土壤-植物-大气系统的运动，可以用热力学定律和原理来解释。这里不打算对这些热力学定律和原理作详细的讨论。有关水在生物系统中运动的热力学方面的补充资料，可从 Leyton [22] 文中得到。

为了本章的目的，只需了解：与水势梯度相适应，水的运动将经由土壤进入植物，再经由植物进入大气。也就是说，水将沿着减小水势 (Ψ) 的梯度方向运动。表 1.1 中的数据，取自 Neuman et al [23] 和 Leyton [2]，其中给出正在蒸腾的玉米的典型的水势

按照 Baars [24]，水在植物内的运动服从 Ohm 定律的关系，即电流 = 驱动力 / 电阻。因此，如果把水的流动看作是被水势差 $\Delta\Psi$ 驱动而克服阻抗 r ，则水的传递过程就

表 1.1 土壤水分为田间持水量时正在蒸腾的玉米的水势近似值

相对湿度 50%，空气温度 30℃

项 目	水 势	
	牛顿/米 ²	巴
土 壤	-1×10^4	-0.1
根	-1.5×10^5	-1.5
叶	-8×10^5	-8
空 气	-8×10^7	-800

1)指美国密西西比河流域以西的大平原。——译者

会更清楚了(van den Honert^[25])。蒸腾率的任何增加,都必须以水势梯度的按比例增加来配合。

在定常条件下,流经连续统中每一环节的流量是相等的,水势梯度和阻抗间有如下的关系:

$$\text{水通量} = \frac{\Psi_s - \Psi_r}{r_m} = \frac{\Psi_r - \Psi_l}{r_r + r_x} = \frac{\Psi_l - \Psi_a}{r_s + r_a} \quad (1.13)$$

式中 r_m 是来自土壤基体的阻抗, r_r 是根的阻抗, r_x 是经过植物茎中木质部的阻抗, r_s 是气孔的阻抗, r_a 是空气的阻抗。 Ψ_s, Ψ_r, Ψ_l 和 Ψ_a 分别是土壤、根、叶和空气的水势。要想模拟这一过程,需作如下基本假设:由根经过茎到蒸发地点的液相水的流量是常数。

土壤-植物-大气连续统一体中,水流的最大阻抗是水汽相流动的阻抗^[26]。阻抗 r_r 和 r_s 分别受到风速和气孔孔眼的影响。要克服这些阻抗,需要叶和空气之间有一个大的水势降,事实上,确实有这样的水势降(表 1.1)。

虽然流经一株植物系统的水的通量是动态的而不是定常状态的,但是此通量一定要比贮存在植物内的净水量的任何改变都大得多。所以,即使在变化的环境条件下也可以用一系列定常条件来描述日通量的变化^[26]。按照 Kaufman and Hall^[27],经过植物系统的水的流动,主要是受气候和影响由叶到大气的气流的植物诸因素所控制,也就是说,流经植物的水流受着蒸腾所造成的水势梯度的驱动。他们进一步指出,其他土壤和植物因素则通过反馈对气孔孔眼的影响而间接影响水的流动。

应用 Ohm 定律的方法来描述土壤-植物-大气系统中的水流动,有着一些限制,已经证明,至少对某些物种来说,在驱动力(叶子的水势)不增大的情况下,蒸腾率会增加几倍^[24,27,28]。这种情况的出现,必定有流经植物的液流的阻抗的减小。尽管有这些限制,Ohm定律方法仍然提供了一个可以接受的近似,以促进对流经土壤和植物进入大气的水的流动的了解^[29]。

土壤内的和流经植物的水流动,将在第二章和第三章中详细探讨。水汽由植物到大气的传递,则将着重在以下几页中较详细地予以论述。这种传递过程同时受到气候和植物诸因素的控制。如前面讲过的, R_u 和 H_e 提供了液态水变为水汽的能量。蒸腾过程也依赖于周围空气的水势。空气的水势 Ψ_a 由下式给定:

$$\Psi_a = (RT/V_w) \ln(e_a/e_s) = (RT/V_w) \ln RH \quad (1.14)$$

式中 R 是气体常数, T 是温度($^{\circ}K$), V_w 是 1 克分子水汽所占有的体积, e_a 是空气的水汽压, e_s 是在给定气温下空气的饱和水汽压, RH 是空气的相对湿度(e_a/e_s)。

由方程(1.14)看出,由于空气变得更加干燥而造成大气对水的需要增加时, Ψ_a 就增加空气的相对湿度很少是 100%,特别是在白天是这样,所以 Ψ_a 将超过 Ψ_l ,通常是超过几巴,因此,大气的水势条件一般对于蒸腾是有利的,不过,蒸腾作用在进行时的蒸腾率,主要将被 r_s 和 r_a 的大小所控制。 r_a 是风速和作物空气动力学粗糙度的函数。作物粗糙度其是随着植物高度、叶子大小、茎和叶上柔毛的变化而变化。 r_a 随风速的增大而减小^[30],且一般比 r_s 小一个数量级,不过在静止空气中 r_a 和 r_s 可能是同一数量级。如果有足够的,则 r_s 将比较小,并且来自植物表面的水汽的输运将以几乎只受可用来蒸发水的能量值所制的输运率进行。如果水变成有限的,则气孔将闭合,至少将部分闭合, r_s 将增加,水汽量

就会受到限制。当气孔完全闭合时，一些水汽仍可能会通过叶子的角质层扩散，不过在这种情况下下的蒸发量会很小。关于水在土壤-植物-大气连续统一体中的运输的更加详细的讨论，读者可参阅 Plaut and Moreshet^[31]的文章。

三、水分平衡

地球上所有的水，基本上存在于海洋、湖泊和冰雪中。地球上只有总水量的 0.5% 左右的水是在任何一定的时间处于水分循环中，这种循环包括水由地球表面的蒸发，大气中水汽的运输，以及水最后回到地面和水体中。降落在美国的水，据估计大约有 30% 流入排水系统或是深深渗入地下水藏。其余 70% 的水则由蒸发或通过植物蒸腾回到大气^[32]。在某些地区，90% 或更多的降水，将通过 E_i 而损失掉。

所有的水分平衡模型，都力求确定使用于或降落于某给定面积上的水会发生什么情况。一个系统的水分平衡是输入该系统的水量与流出该系统的水量（或贮存在该系统的水量）之间的差值。输入一般靠降水，在某些情况下靠灌溉，不过这要依赖于系统的边界而定；它也可以包括通过径流带入系统的水。描述这种水分平衡的方程可以写成

$$P_i + \Delta W \pm O - U - E_i = 0 \quad (1.15)$$

式中， P_i 是降水量和/或灌溉量， O 是径流量， U 是渗透量或深排水量， ΔW 是土壤中贮存水量。输入系统中是正，由系统中输出是负。渗透量是经过根带以外渗进的水量。

按照 Slayter^[33]，方程(1.15)可更具体地写成

$$\int_{t_1}^{t_2} [(P_i \pm O) - E_i - U_z] dt = \int_{t_1}^{t_2} \int_{z_0}^{z_1} \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (1.16)$$

式中 $t_2 - t_1$ 是进行测量的时间间隔， z_0 是土表(深度 = 0)， z 是到测量最低点的深度， U_z 是在深度 z 处向下的净水通量， θ 是土壤容积含水量。

上面这些方程可以用于任何尺度，由大陆的大片陆地^[34]和水文学的流域^[35-37]，直到小块田地或甚至个别的植物。在大多数水分平衡研究中，上述方程中除 E_i 以外，所有其他各项不是被测量过，便是被计算过。 E_i 由差分得到。

降水量或灌溉量的测量，一般比水分平衡方程中其他各项更容易进行。不过甚至在降水量方面，视尺度的不同，所记录到的达到地面的水量，可能互不相同。这种参差不齐的情况，在较大尺度上，可能是降水量没有空间均匀性所造成的。降水被植物所遮断，以及沿植物的茎流下的水的渠化或流入土壤裂隙，可以解释微尺度上不均匀的情况。有些水在到达土壤以前，由植物的表面蒸发了。到达地上的那些水，在降水率超过渗透率时，流走了。径流量会影响土壤水补给的最终模式。地面的坡度一般在确定径流量时起重要的作用。土壤水的补给在坡顶减少，而在坡底增多。

E_i 通常根据如下的假设来确定：在最大根深之下的地带获得或失去的水，可以忽略不计。这个假设在许多情况下可能导致非常严重的误差。Rose and Stern^[38]观察到 1 米深土表中含水量的总变化，有 40% 之多是由于排水引起的。Goltz et al^[39]观察到从种在沙质土上的水浇洋葱排出的水超过 E_i 。其他资料指出，由热力或水力引起的流入或流出土壤根带的水通量，如果忽略不计，就可能会引起相当严重的误差^[40,41]。

Rose and Stern^[38]提出了一种计算方法，该方法计算由水力传导率和土壤的土壤水势

剖面所引起的铅直方向水流量,其方程是

$$U = K + K(\partial h/\partial z) \quad (1.17)$$

和

$$U = \int_{t_1}^{t_2} U_z dt \quad (1.18)$$

式中 K 是水力传导率, $\partial h/\partial z$ 是随深度变化的土壤水分张力变化率, h 可以根据下列关系式,由 Ψ_s 的值得到:

$$h = -\Psi_s \rho_w g \quad (1.19)$$

式中 ρ_w 是水的密度, g 是重力加速度。除非 h 非常小, $\partial h/\partial z$ 往往比 1 大,并且方程(1.17)中的 K 可以忽略。Davidson et al^[42] 提出了计算 U 的另一种方法。

当适当地得出 U 时, E_t 可以从下雨或灌溉之间的时段中出现的 ΔW 的变化来计算。在其他情况里,主要为了进行整个排水系统水分平衡的研究,假设 ΔW 是零, P_t 和 O 是测出的, U 忽略不计或算出。在这种情况下, $E_t = R_t - O$ 。当土壤含水量在测量时段的开始和结尾基本上相同时,这种方法一般既用于整个长时段,也用于整个短时段过程。

按照 Slayter^[33], 土壤水分平衡法同地上水汽通量的测量法相比,其优点是:由土壤水库所观测到的汲取率的数据的处理和积分是容易进行的。缺点是测量精度低,和下雨期间难于计算 E_t 。即使是小心地测量,对土壤水分的变化也难以检测到大于 ± 2 毫米水的精度。有关水分平衡法的误差,很可能造成把这种方法使用于正常蒸散量 E_t 的定量化成为无效。然而,只要 U 可以适当地算出来,隔 2 或 3 天测定,就会得到一个可以接受的 E_t 的定量图象。水分平衡法使用得相当广泛,尤其是用于流域之类的大面积上的 E_t 的研究,或者用于不能采用仪器来测量由土壤到大气的水汽通量的那些地方的研究中。也许有关水分平衡法的主要问题(尤其是大面积时的问题)并不在于方法本身,而是在于,在广阔面积上降雨量的变化以及陆地表面及其下面的土壤不均匀性,都导致输入和输出缺乏良好空间平均。

四、可能蒸散量

一个区域的土壤和植物的蒸发量,依赖于水和能量二者的有效利用率。可能蒸散量(E_0)是 1948 年由 Thornthwaite 和 Penman 各自独立引进的一个概念,用以描述一个连续湿润表面的 E_t 。 E_0 只是气候的函数,即 E_0 的大小受到能量的限制。Morton^[43] 把 E_0 定义为“一个连续湿润表面的蒸发量,这个表面的吸收作用、水汽传递和传热特性,都是区域性孤立的,并且其面积小得使对流方式的传热和水汽传递对于流过的空气没有显著的影响”。Rosenberg^[32] 把可能蒸散量定义为“把土地完全遮住的低矮绿色作物广阔表面的蒸发量,其水流阻抗可忽略不计,而且水的供应总是充分的。 E_0 不能超过相同天气条件下自由水的蒸发量”。

E_0 一般根据象 Penman^[44] 模型这样的模型来计算,这种模型只用到气象学的输入。 E_0 的概念对于很多场合是有用的,并已获得广泛的承认。然而实际情况是,实际的 E_t 几乎总是与 E_0 不同。这是由于土壤和植物的诸因素对 E_t 的影响所致。

植物通过叶的面积和植物的覆盖度,通过植物的高度,以及通过流经植物并进入大气的水流动的阻抗而影响 E_t 。土壤通过它们所含的由地面蒸发的水分总量,以及通过土壤水库中可用于蒸腾的水量而影响 E_t 。

1. 植物覆盖度

把 E_t 分成几个组成部分(植物的蒸腾量或土壤的蒸发量 E_s)，要依赖于植物的覆盖量，尤其是土壤湿润时的情况是这样。土壤表面的蒸发量随植物遮蔽土壤的增大而减少。当植物覆盖度增加时，蒸腾的相对重要性也增大。

Luebs et al^[45] 观察到，土壤水充足时，大麦作物的 E_t 与植物的覆盖量有关。Brun et al^[46] 指出由蒸腾量计算出的总 E_t 的百分率，与覆盖一块给定土壤面积的叶子的面积(通常称为叶面积系数 LAI) 有密切关系。在 LAI 为 2 时， T_p 大约是总 E_t 的 50%，但在 LAI 为 4 时， T_p 大约是总 E_t 的 95%。Denmead and McIlroy^[47] 报道了，LAI 在 1 和 3 之间且土表湿润时， E_t 相对于 T_p 来说可能是大的。

对几种不同作物的研究认为，LAI 大于 3 时， E_t 率明显地增加。例如 Stewart et al^[48] 对于玉米发现，LAI 由 3 增加到 6 时，作物用水量与蒸发皿蒸发量之比并不改变。Ritchie^[49] 报道的数据说明， T_p 随 LAI 的增加而增加，到 LAI 值大约是 3 时， T_p 等于 E_s 。图(1.3)。

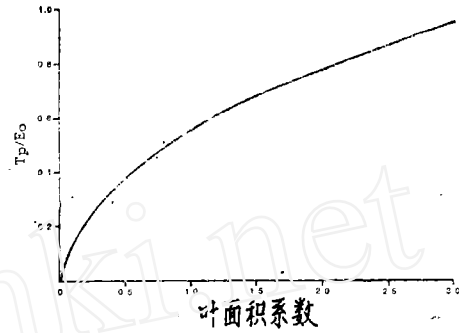


图 1.3

Kristensen^[50] 发现，大麦、糖用甜菜和草在 LAI 为 3 时，就要求 E_t 等于 E_s 。

2. 植物的高度

El Nadi and Hudson^[51] 报道了苜蓿和小麦的高度对 E_t 的影响。他们发现，当整株植物的覆盖度确定时，随植物高度的增加而来的是 E_t 率的增加。他们认为这种增加是由于表面粗糙度的增加所引起的(后者导致湍流混合的加强和水汽向大气传递的加强)，是由于受到风吹的叶子面积的增加所引起的。在强显热平流的地区，较高的作物能够比较矮的作物从空气中吸收更多的显热，因此高植物相对于矮植物增加了 E_t 率。Slabbes^[52] 强调了考虑作物粗糙度的重要性，尤其是对于高的作物，在计算 E_t 时，要把它考虑进去。

3. 植物对水流动的阻抗

在关于土壤-植物-大气连续统一体的那一节中，讨论了由植物到空气的水汽流动的阻抗。 E_s 的概念要求植物的行为是象灯芯那样被动式的，要求植物的蒸腾作用是无控制地进行的。看来，植物所施加的控制量，取决于几个因素。这些因素包括植物的品种和作物以往的历史，即植物是否总是有足够的水，如果是有足够的水，则当植物受水应力的作用时，它们是否有周期。

研究表明，例如只要是可以得到足够的水，苜蓿就很少或完全没有对 E_t 的控制^[53]。因此，苜蓿可看成是一种可能的蒸发器。其他作物，例如玉米、高粱和许多牧草表面上，显然对水汽流动有些阻抗，并且具有 E_t 率，因此它们的 E_t 率比苜蓿那样的可能蒸发器要低，甚至当可以得到足够的水时，也是这样^[54,55]。

植物对水汽扩散的阻抗，可以根据用扩散气孔计所作的测量来确定。扩散气孔计是其中装有湿度传感器的小盒子的仪器。把这个小盒子夹在一片叶子上。小盒子中的初始水汽浓度是低的，当叶子的蒸腾作用经过叶子的气孔或角质层进行时，水汽浓度增大。确定了减小两

个固定值之间的湿度传感器的电阻所需要的时间。当蒸发表面和小盆温度已知时（当然假定仪器是适当标定过的），可以把扩散阻抗直接与时间差关联起来。关于扩散气孔计的说明和用法，见 Kanemasu et al^[56] 和 Stigter et al^[57]。最近 Nebraska 大学的 John Norman 的研究（私人通信，尚未发表）指出，使用 Kanemasu et al^[56] 所述的那种类型的气孔计来计算 r_s 时，有一些严重的误差。一种新设计的能消除这些误差的气孔计，已经制成并试验过，目前可以在市场上买到。

为了确定一片叶子的平均阻抗 r_s ，要用一个扩散气孔计来测定叶子上下两面的气孔阻抗，其中上部（近轴的）气孔阻抗为 r_t ，下部（远轴的）气孔阻抗为 r_b 。把 r_t 和 r_b 看成是并联的阻抗，可以得到一片叶子的平均阻抗为：如果叶子是气孔下生型的（气孔只在叶子的下面），则

$$r_s = r_b \quad \text{或} \quad r_t \quad (1.20a)$$

如果叶子是两面气孔型的（叶子的两面有相同的气孔数），则

$$r_s = r_b/2 = r_t/2 \quad (1.20b)$$

如果叶子的上面和下面的气孔数不相等，则

$$r_s = r_b r_t / (r_b + r_t) \quad (1.20c)$$

第三种情况最常见。

文献中已经给出了一些计算冠盖阻抗 (r_c) 项的方法^[58-60]。这些方法包括了把冠盖阻抗看成是测量冠盖中所有叶子的 r_s 值的调和平均值，或者把 r_c 看成是冠盖中各层叶子的阻抗的平均值。在此方法中，把各层阻抗看成是并联的阻抗。不过， r_c 的较好的计算值应当是从计算日照叶面积的平均气孔阻抗和遮蔽叶面积的平均气孔阻抗来得到。这两个值的平均值会给出 r_c 的最可靠的计算值。在研究一个冠盖的水汽通量的总冠盖阻抗时，边界层阻抗 r_b 也必须包括进去。

4. 土壤水可用率

只要土表保持湿润，水就将以可能蒸发率由土表蒸发。当土表干旱时 E_t 开始下降，而 E_t 变成小于 E_0 ^[61,62]。Bavel and Hillel^[63] 指出，土壤以可能蒸发率蒸发的时间长短，受气候和土壤类型的影响。水运动到土表附近的蒸发位置，受土壤的水力学性质所控制。即使具有干旱表面的土壤的 E_t 率一般比 E_0 率小得多，土壤的蒸发也可以在蒸发率可测出的情况下持续好几天。当植物覆盖度增大时， E_0 对总 E_t 的贡献大大下降。随着作物覆盖度的增大，比值 E_t/E_0 将取决于土壤水况和植物根部提取可用水分的能力。因此，象 Ritchie^[61,64] 所指出的，植物能够以接近于 E_0 的速率从土壤中提取水分，直到土壤水达到一个临界值或较低的极限为止。达到这个极限之后，对植物来说，土壤水的可用率下降，直到最后蒸腾完全停止为止。

显然，尽管 E_0 的概念对计算从植物、土表和水面蒸发的水量往往是有用的，但植物和土壤的调节作用一般将使得实际的 E_t 不同于 E_0 。

因为植物和土壤都直接参与蒸发作用，所以通过利用各种土壤因素和植物因素，来达到过程的某些控制是可能的。Stone^[65] 的一篇综述文章提出了一些方法，视所希望得到的结果而定，利用植物、土壤和气候诸因素来减小或提高 E_t 。Stone 所列举的一些方法之中，有：

对植物进行反光处理或遮蔽植物，以减少能量吸收；

覆盖土壤，以提供水汽的障碍物；
用灌溉方法控制水的数量和布局，以提高或减小 E_t 值；
用风障改变植物的环境；
通过作物的种植和植距，改变能量的吸收；
植物根部结构的处理；
通过使用抗蒸腾或通过植物预处理的作法，提高作物的气孔阻抗。

五、蒸散量的测量

扩大粮食生产以满足饥饿世界的需要，刺激着世界上的半干旱地区在灌溉下变成半湿润土地的数量惊人地增加。随着农业用水需要的增长，来自工业、城市、娱乐和环境保护团体的争夺加强了。这种日益膨胀的对水的需要，加上输运水所需能量的费用增加，使得改进我们宝贵的水资源的管理工作，成为迫切的问题。准确地评定 E_t ，是正确的水管理方案的一个要害部分。

自从 Dalton 首先引进了质量输运方程之后，已经有了大量的模型和方法来计算植物、土表及水面的蒸发量。有些方法是精确和可靠的，另一些则只能提供 E_t 率的一个初步近似值。下面综述测量或计算 E_t 通量的若干方法。

1. 渗水计

渗水计实质上是与周围土壤隔离开的一些大土块(但它们尽可能与周围土壤相同)，在其中测量变化着的土壤含水量。按照 Pelton^[66]，渗水计首先用于研究经过土壤的水的渗漏。直到 20 世纪，渗水计设计的改进，才使研究 E_t 有了可能。渗水计有几种不同的类型，广泛地按精度高低顺序排列。用这些仪器检测土壤含水量的变化。最精确的渗水计可以检测小到 0.01 毫米水的损耗，并且在短于 1 小时的时段内精确地检测 E_t 率(测量 5—10 分钟时段的结果已有报道)。其他几种渗水计只在检测 1 天或更长时段内的变化时，才有足够的灵敏度。

渗水计只提供了植物表面的水通量的一个直接测量。因此，它们提供了一个可以试验和标定其他方法的对比标准。为要提供可靠的 E_t 测量，渗水计应当满足下述技术要求^[66]：

1. 它们应制造成能使它们的湿度关系精密地符合自然条件下的土壤的湿度关系；
2. 渗水计应当足够深，以便充分伸到植物根带的下边，或者应当在渗水计的底部使用一个张力装置，来维持土壤水分具有或接近于周围地区的相同水位；
3. 渗水计应当对周围地区不造成干扰；
4. 壁面面积与包围渗水计的面积之比，应当很小，以避免来自作物表面的小尺度平流作用。

Harrold^[67] 和 Rosenberg^[32] 综述了各种式样的渗水计。较普通的一些渗水计的类型，将在下面介绍。

a) 可能蒸散计 可能蒸散计是一种渗水计，其中潜水面在一个土体内保持不变，因此蒸发可能以一个可能的速率进行。根据连续监测加进系统中的水量和排水量，就可能计算出 E_t 率。因为包含有不精确性，所以可能蒸散计不应当用于计算短于 1 天时段内的 E_t 。

可能蒸散计最初是由 Thornthwaite^[68] 研制的。它们被用在评价 Thornthwaite and

Penman方法^[69]的性能的研究中,用在确定潜水面深度对猫尾草产量的影响的研究^[70]中,以及用在测量鸭茅草由浅潜水面吸取水量的研究^[71]中。

b) 浮动式渗水计 浮动式渗水计是一种漂浮在水、油或重液体(如氯化锌溶液之类)的液面上的测试仪器。在浮动式渗水计中,渗水计接收器所排出的流体,一般由一个压力计来测量,而重量则用阿基米德原理来确定。

King et al^[72]研制了第一批浮动式渗水计之一。他们的渗水计浮在水上,并用一个改进了的水位记录仪,以检测水位的变化。这种渗水计需要在填有土壤的接收器中有较大空气空间来维持浮力。McMillan and Paul^[73]描述了一种渗水计,它由浮在氯化锌溶液中的一个大的土壤容器构成。用氯化锌溶液之类的重液体,来避免在渗水计接收器中保持较大空间的要求。

在其他的情况下,液体放在囊袋里。在囊袋上施加的压力是整个渗水计总重量的函数,然后用压力计测量^[74,75]。

装有压力计的浮动式渗水计,不应当用来获取短于1天时段的 E_t 的计算值,即使如此,对由于温度脉动而引起的误差,也必须仔细进行计算。不过,对于长达1星期之久的时段,可以期望这种渗水计能提供对 E_t 的精密测量^[76]。已经用装备有线性可变差分传感器的浮动式渗水计,来连续记录浮盘重量的变化^[77]。据报道,这种装置有一个0.025毫米水的灵敏度,但对昼夜温度的变化则不敏感。用这种装置,能够可靠地测出小于1天时段的 E_t 的变化。

c) 称量渗水计 一个简单的称量渗水计,可以用装满土的小容器,并把它埋进地里来制成。容器可以定期从地壤中取出放在天平上称量。对于象 Harrold and Dreibelbis^[78]和 Pruitt and Augus^[79]所描述过的那些很大的渗水计,则把机械天平安装在地下。最近, Young et al^[80]描述了用三个电子应变计传感器从整个渗水计测量 E_t 。

可以由精密称量渗水计得到非常精确的 E_t 计算值。Ritchie and Burnett^[81]研制了一种尺寸为1.8×1.8×1.2米深的精密称量渗水计。用一个灵敏度相当于±0.025毫米水的变化的应变计测力传感器来检测重量的变化。van Bavel Meyers^[82]描述了一个更精密的精密称量渗水计,不过价钱有点贵。Bosenberg and Brown^[83]提出了这种渗水计的改进设计。这种渗水计是1米²×1.6米深。土壤接收器在装满时约重3吨。也用应变计测力传感器来检测重量的变化,可使 E_t 的测量精度达到0.01毫米水。

2. 箱室技术

把植物封装在一个箱室里,测量进入和流出箱室的空气流量和水汽浓度,就可以计算出植物所蒸发的水量。水汽浓度的变化乘以流过箱室的空气体积,就等于箱室内土壤和植物失去的水量。因为箱室的放置会大大干扰植物的环境,所以应当在箱室放在植物上之后不久就采集数据。

Sebenik and Thomas^[84]把一棵树密封在一个大塑料棚里,测量树的 E_t 。Peters et al^[85]描述了用一个可沿导轨移动的箱室来测量作物的蒸发量。箱室可以在不同的位置停住,在约20秒内取得一组测量值。Reicosky and Peters^[86]设计了一种廉价的便携式小箱。它可以安装在拖拉机的前边,在农田里快速测量 E_t 。Reicosky and Peters报道了用箱室测量来计算 E_t ,其误差约为11—19%,只要箱室放置前和放好后1分钟所测得的干、

湿球的空气温度的精度为 $\pm 1^{\circ}\text{C}$ 。他们断定,测量精确和迅速,加上携带方便和相当便宜,使得箱室技术在评价土壤和水的管理业务对植物用水量的影响方面是有用的。

3. 汁液流动方法

植物蒸腾率可以用计算经过输导组织的汁液流量来加以监测。有几种方法可以用来描述汁液在一棵植物中,由一点运动到另一点所用的时间长度。这些方法包括热脉冲速度方法^[87-89],注入的氘化水在植物中的运动^[90],监测放射性含磷物在茎内的向上运动^[91],以及用磁流体动力学方法测量小茎中的汁液流动^[92]。根据在测量时间间隔内流过两个点之间的水的体积来计算蒸腾率。这些方法的使用范围显然是多少有些限制的。它们主要用来测量流经单个植物的尤其是象树这样的大植物的水的流动。它们不大可能用来测量农田的 E 。

4. 蒸发计

Livingston^[93], Carder^[94], Pelton and Korven^[95]和 Dilley and Helmond^[96]描述了各种类型的蒸发计。蒸发计一般用有蒸发表面的多孔陶瓷或纸制成,一般是黑色或白色的。要连续不断地把水供给这些表面。因此蒸发计是被动式的装置,要把湿的多孔表面暴露给大气。它们对环境影响的响应相当迅速,特别是对辐射、风速和空气干燥度的影响。按照 Rosenberg^[32],它们好象对风尤其敏感,因此应当小心地选择海拔高度和安装方位。

蒸发计是一种比较廉价的测试仪器,它已成功地用于获取可能蒸散量 E_0 的计算值。Stanhill^[67]发现用 Piche 蒸发计测得的周蒸发率和月蒸发率与测得的 E_0 成线性关系。不过,关联系数大约只有0.69。Dilley and Helmond^[96]发现,由蒸发计测量来算出的 E_0 ,与由称量渗水计得到的 E_0 很符合。Pelton and Korven^[95]报道了可用一块黑色 Bellani 板和一个黑色多孔盘来计算苜蓿1昼夜的 E_0 ,精度达1.5毫米/日。用经验得到的实际 E_0 与蒸发计蒸发量之比,来校正蒸发计的数据。然而他们观察到,蒸发计计算得到的实际 E_0 过高。Wilcox and Sly^[40]发现,根据蒸发计的测量,需要用二次多项式方程来精确地计算 E_0 值。因此看来,适当地维护和标定蒸发计,是可以得到相当精确的 E_0 计算值的。

5. 皿式蒸发计

许多形状和尺寸的蒸发皿,用来测量自由水的蒸发。蒸发皿价廉,维修容易,操作简便。不过,尤其是在干旱气候中,必须仔细地把由蒸发皿得出的蒸发量,与实际 E_0 联系起来。按照 Rosenberg^[32],因为水面的粗糙度相对于植物表面来说非常小,所以从经过水面的空气吸取的显热能很少。因此,蒸发皿有时可能会不符合实际地给出偏低的蒸发量。Rosenberg and Powers^[98]观察到,例如在1967年5月的5天时段内,用渗水计测得苜蓿的 E_0 是51.91毫米水,而从三个蒸发皿(W. B. Class A型)在同一时段内测得的平均值是45.66毫米。可是,Pruitt and Lourence^[99]观察到羊茅和黑麦草的 E_0 与皿蒸发量(E_p)的比值,随着酷热和干燥风而减小。这很可能是由于在这些恶劣条件下,植物的气孔阻抗增大所致。

在较湿润的地区,蒸发皿可能得出可能蒸散量的符合实际的计算值。通常在这样的气候中,作物用水量是蒸发皿的60—90%^[32]。Pruitt and Lourence^[99]报道了草的 E_0 是皿蒸发量的80%左右,有强风和空气干燥及炎热天气除外。Stewart et al^[48]发现,充分灌水的玉米的 E_0 与 E_p 的比值作为生长阶段的函数而变化,不过在许多年中, E_0/E_p 的值是0.9左右。

蒸发皿的安装方位非常重要。Fuchs^[100]报道了视蒸发皿安装方位而定, E_0/E_p 在0.6

到 2.0 之间变化, 较大的值一般出现在蒸发皿部分地遮蔽起来或是放在浇灌过的农田里边的时候。

六、计算蒸散量的模型

精密的渗水计只提供直接精确测量 E_t 的方法。然而, 由于费钱费时, 以及安装和使用渗水计需要有专门知识, 所以需要有其他计算 E_t 的手段。工程师、农学家、水文工作者以及其他人员, 为了各种各样不同的目的, 都需要可靠地计算 E_t 。为了适应这种需要, 已提出了不同精度和复杂程度的几种 E_t 模型。这些模型的范围, 包括几乎纯经验的直到有坚实的物理基础的。有一些模型的数据可以不费力地由气象台站得到。其他一些数据则只能用昂贵的和先进高级的设备获得。下面综述较普通的一些 E_t 模型, 它们被有点任意地归纳成几大类。

1. 质量运输模型

计算 E_t 的最早的一个模型是 Dalton 大约于 1800 年提出的。这个模型把蒸发量 E 同蒸发表面水汽压 c_s 与表面上方某点处空气中的水汽压 c_a 之差联系起来。其关系式如下:

$$E = K(c_s - c_a) \quad (1.21)$$

式中 K 是理论上或经验上得到的一个常数, 通常包含着风速项。Rohwer^[101], Penman^[44], Harbeck^[102], Blad and Rosenberg^[103] 及其他人对这一关系式作了改进。

这种质量运输模型对计算湖泊或水库的 E_t 特别有用^[102, 104]。这种模型也曾用来计算裸土上的 E ^[105, 106] 和植被的 E_t ^[103, 107]。这种模型有一些与它有关的固有的困难, 尤其是在计算经验常数和确定 c_s 方面。

由于有了红外温度计和热扫描器, 就有了测量表面温度的能力, c_s 的测量得到了简化。方法如下: 为了从测量冠盖温度 (T_c) 来得到植被表面的 c_s , 必须假定叶子内的空气空间 (气孔下腔) 处于叶子温度下, 并具有或接近 100% 的相对湿度。(根据这个假设, 可以用数值表或数学方程, 从 T_c 求得 c_s 值。)

当作物受到水应力作用时, 质量运输模型将提供植被表面的不太精确的 E_t 计算值。因为有了水应力, 植被表面温度 (T_s) 变高了。由这些提高了的温度来算出的 c_s , 可能比实际的 c_s 值高, 从而导致过高的 E_t 计算值。尽管有若干困难, 当水不受约束时, 这种模型在很多条件下工作得相当好, 包括平流和非平流的条件^[103]。质量运输模型有简单的优点。用遥感技术进行大面积上表面温度的测量, 这种模型对计算蒸发量, 特别是来自水体的蒸发量, 将继续是一种重要的模型。

2. 阻抗模型

Monteith^[108] 提出一个类似于质量运输方程的计算 E_t 的模型。在他的模型中, 方程 (1.21) 中的 K 由包括空气阻抗 r_a 和植物阻抗 r_c 的项所代替。方程 (1.21) 现在变成

$$LE = - \frac{M_x/M_a}{P} L\rho_a \frac{(c_s - c_a)}{(r_a + r_c)} = - \frac{\rho_a C_p}{\gamma} \frac{(c_s - c_a)}{r_a + r_c} \quad (1.22)$$

为了使用这个模型, 可以由 T_s 数据算出 c_s , 测量出 c_a , 由风速测量而算出 r_a , 并用上述方法得出 r_c 。

Brown and Rosenberg^[109] 提出一种稍微复杂点的阻抗模型, 可以用来计算变化着的

天气和植物诸因素对 LE 的影响, 他们的模型 (需要迭代解) 是

$$LE = - \frac{f(R_a + S + LE)r_a / C_p \rho_a + T_a - c_a}{r_a + r_c} \frac{M_w / M_a}{P} L \rho_a \quad (1.23)$$

Verma and Rosenberg^[110] 评价了这种模型的效能. 他们还用 r_a 和 r_c 的泛函表达式简化了模型. 他们报道了用该模型计算出 E_i 的小时值和昼夜值, 这些值一般与用渗水计测得的 E_i 在 10—15% 的误差范围内一致.

3. 空气动力学模型

由于湍流扩散引起的水汽的铅直通量由下式给定:

$$LE = L \rho_a K_w \frac{\partial q}{\partial z} = \rho_a C_p K_w \frac{\partial c}{\partial z} \quad (1.24)$$

式中 K_w 是水汽传递的交换系数, $\partial q / \partial z$ 和 $\partial c / \partial z$ 分别是比湿和水汽压随高度的变化. K_w 一般不是直接测得的, 而是假设 $K_w = K_h$ (显热传递的交换系数) = K_m (动量传递的交换系数). 提出了用方程(1.24)的改进形式来计算 E_i 的方法, Thornthwaite and Holzman^[111] 基于对数风速分布曲线和 $K_h = K_m$ 的假设, 提出了一种方法如下:

$$LE = \rho_a k^2 (q_2 - q_1) (u_2 - u_1) / [\ln(z_2 / z_1)]^2 \quad (1.25)$$

式中 q 是比湿, u 是风速, k 是 von Karman 常数, z 是测量的高度.

对数线性风速分布曲线, 只对等温(温度不随高度而变)和干绝热直减率(温度随高度上升而以 9.8 C/公里的比率下降)之间的温度直减率成立. 为了作到用空气动力学模型精确计算 E_i , 必须根据空气的稳定性进行修正. 最广泛使用的修正, 是基于 Richardson 数^[115], 或是基于 Monin-Obukhov^[113] 混合长度. Pasquill^[114], Deacon and Swinbank^[115], Munn^[116], Pruitt^[117], Pierson and Jackson^[118] 以及其他提出了各种计算 E_i 的空气动力学方法.

特别是经过最近的改进后, 空气动力学方法看来对大多数应用提供了足够精确的结果. 不过, 由于模型的复杂性和测量这些模型中所需要的诸参数所要求的精度高, 因而, 除了对于研究方面的应用之外, 这种模型不大可能得到广泛的使用. 另外, 这些模型对农田前缘和测试仪器之间的顺风距离的足够风区长度有严格的要求. 一般推荐最小的风区距离应当是测试仪器高度的 100 倍.

4. 涡关联模型

水汽连同热量, C_2O , 以及大气中其他夹杂物, 都被称作涡的小空气囊在铅直方向上输运. 用关联方法计算 E_i 的基础, 是测量这些上上下下运动的涡, 以及观测离散的涡中的水汽浓度. Swinbank^[119] 提出了涡关联方法来计算铅直热通量和水汽通量. 在完全湍流的流动中, 向上的平均水汽通量由下式给出:

$$E = [(M_w / M_a) / P] \overline{\rho_a w c_a} \quad (1.26)$$

式中上横线表示对给定时段取平均, w 是铅直方向风速. 方程(1.26)右边的各项可表达成

$$\rho_a = \bar{\rho}_a + \rho'_a, \quad w = \bar{w} + w', \quad c_a = \bar{c}_a + c'_a$$

式中上横线表示平均值, 右上一撇表示对平均值的瞬时偏离.

利用这些关系式, 并消去那些等于零或不重要的小项, 把方程(1.26)展开后得到

$$E = [(M_w/M_a)/P](\rho_a \bar{w} \bar{e}_a + \rho_a w' e'_a) \quad (1.27)$$

由于有足够长的逆风风区距离以及水平表面的 $\rho_a \bar{w} \bar{e}_a$ 可以略去不计, 所以

$$E = [(M_w/M_a)/P] \rho_a \bar{w}' e'_a \quad (1.28)$$

理论上, 涡关联方法应能提供非常精确的 E , 计算值。主要困难在于测试设备和数据采集。测试仪器必须足够灵敏, 以测定不同的涡迅速经过时 e_a 和 w 的同步变化。在表面附近, 涡的频率变化非常迅速, 且随高度而降低。除非测试仪器在测定表面附近这些涡的变化时有足够灵敏度, 否则, 这些仪器就可能需要放置在农田上方很高的地方, 而仪器抽样测试的涡就可能不代表所研究农田的涡了。需要采集大量数据, 因此, 集成电路或模拟计算机必须连接到传感器上, 以便提供比几分钟还长些的时段中的水汽通量。

5. 能量平衡模型

a) Bowen 比-能量平衡模型 Bowen^[120] 引进了 LE 和 H 之间的一个叫做 Bowen 比 β 的关系式, 它定义 β 为

$$\beta = \frac{H}{LE} = \frac{\rho_a C_p}{L M_w / M_a} \frac{K_h}{K_w} \frac{\partial T / \partial z}{\partial c / \partial z} = \gamma \frac{K_h}{K_w} \frac{\partial T / \partial z}{\partial e / \partial z} \quad (1.29)$$

这个关系式一般可通过 $K_h = K_w$ 和 $(\partial T / \partial z) / (\partial c / \partial z) \approx \Delta T / \Delta e$ 的假设予以简化。于是方程 (1.29) 变成

$$\beta \approx \gamma \frac{\Delta T}{\Delta e} \quad (1.30)$$

把方程 (1.30) 和 (1.3) 合并, 得出

$$LE = -(R_n + S) / \left(1 + \gamma \frac{\Delta T}{\Delta e}\right) \quad (1.31)$$

这就叫做计算 E_i 的 Bowen 比-能量平衡方法。

Tanner^[121], Pruitt and Lourence^[99], 和 Denmead and McIlroy^[122] 观察到在非平流条件下用方程 (1.31) 计算的 LE, 与渗水计测得的价值很符合。Blad and Rosenberg^[123] 报道了在平流条件下, 模型过低计算了 LE 的值。他们认为计算值过低是由于 K_h 和 K_w 不相等。其后, Verma et al^[124] 的研究指出, 当平流条件占优势时, $K_h > K_w$ 。在显热平流区域内, 用 Bowen 比方法计算 LE, 使用实际的 K_h/K_w 比而不是假设的 $K_h/K_w = 1$, 所得结果将会有所改善。

Fuchs^[100] 认为一昼夜的 E_i 计算值, 不能直接由日平均的 $(R_n + S)$ 和日平均的 β 得出。用 LE 的 30—60 分钟的计算值, 按一昼夜进行积分, 将得到最好的结果。有了好的测试设备来精确测量 R_n , 温度和水汽压力梯度, 如果对平流条件作适当的调整, 那就可以用 Bowen 比-能量平衡方法来可靠地测出短时段或长时段的 E_i 。

b) 能量平衡-阻抗模型 能量平衡-阻抗模型, 是通过用方程 (1.11) 给出的 H_c 的表达式来代替方程 (1.3) 中的 H 而得到的。因此, 该模型变成

$$LE = - \left(R_n + S + \rho_a C_p \frac{T_a - T_c}{r_a} \right) \quad (1.32)$$

Verma et al^[130] 和 Blad and Rosenberg^[103] 已指出, 不管在平流或非平流条件下,

不论在短时段或一昼夜的基础上, 这个模型都可能提供可靠的 LE 通量的计算值。\$E_t\$ 计算值对 \$T_s\$ 测量中的误差是敏感的(尤其在非平流条件下), 但它受计算值 \$r_a\$ 中的误差的影响却很小。直到最近, 除 \$T_s\$ 外, 这个方程中的各项都能按常规进行测量, 或由不费力可得的气象数据来计算(见下面对 Penman 方法的讨论)。由遥感测量得出表面温度的数据的可能性, 提供了应用这一模型来计算大面积上 \$E_t\$ 的手段。

6. 复合模型

a) Penman 模型 Penman^[44] 把用于蒸发量的能量平衡方程和空气动力学方程结合起来, 根据容易测量出的参数, 给出了来自宽阔的潮湿表面的 \$E_0\$ 的表达式。原始的 Penman 方程是为了计算来自开阔水面的 \$E\$ 而提出的, 它可以写成

$$E_0 = (mR_n + \gamma E_a) / (m + \gamma) \quad (1.33)$$

式中 \$m\$ 是饱和水汽压-温度曲线的斜率, \$E_a\$ 由改进了的方程(1.21)给出, 或

$$E_a = (a + bu_z)(c_{s_a} - c_a) \quad (1.34)$$

式中 \$a\$ 和 \$b\$ 是由经验得出的常数, \$c_{s_a}\$ 是在平均空气温度下的饱和水汽压, \$u_z\$ 是在高度 \$z\$ 处的风速。Penman 取 \$\gamma\$ 为 0.27 毫米汞/F, 当在 2 米高度处测得的风速 \$u_z\$ 以英里/日为单位时, 取 \$a\$ 为 0.35, \$b\$ 为 \$3.43 \times 10^{-5}\$。利用这些值, 以等价的毫米水/日的单位来表达 \$R_n\$ 时, 方程(1.33)给出以毫米/日单位的 \$E_0\$ 值。

这个模型需要知道水汽压、气温、风速和净辐射。除最后一项外, 所有其他各项都可在气象台站测得。净辐射量一般不是测得的, 不过可以用象 Penman^[44] 或 Linacre^[125, 126] 所叙述的那些方法来计算。计算 \$R_n\$ 的方法需要净短波辐射通量和净长波通量的计算值。净短波辐射通量可由大气顶太阳辐射(在大气的顶界上的太阳辐射), 或由地面太阳辐射, 或由日照时间结合关于表面反射率的资料来计算。净长波通量可以由象 Brunt^[127], Swinbank^[128] 或 Idso and Jackson^[129] 的那些公式来计算。

虽然 Penman 模型确实有一个坚实的物理基础, 但方程(1.34)的经验性质, 在计算 \$R_n\$ 中所包含的经验主义(当它不能直接测量时), 以及缺乏土壤热通量项, 都使得 Penman 模型往往被归到经验模型一类中。

为了在不能维持最适供水条件下计算植被表面的 \$E_t\$, Penman^[130] 改进了他的原始模型, 把充分灌水的草皮的 \$E_t\$ 与开阔水面的 \$E\$ 的比值这一项包括进去了。他还提出了一条干土曲线, 以计算有限土壤水对草皮的实际 \$E_t\$ 的影响。Penman 模型已广泛用于计算 \$E_0\$, 往往很成功^[131]。不过对于强显热平流的条件, Rosenberg^[14] 发现, Penman 方法对苜蓿的 \$E_t\$ 的计算结果总是偏低的。

b) 由 Monteith 改进的 Penman 模型 Monteith^[103, 132] 把阻抗项引入 Penman 方法, 并得出最适供水或有限供水表面的 LE 的下列方程:

$$LE = - \frac{mR_n + \rho_a C_p (c_{s_a} - c_a) / r_a}{m + \gamma(r_a + r_c) / r_a} \quad (1.35)$$

这个模型已成功地用来计算作物的 \$E_t\$^[52] 和森林的 \$E_t\$^[133], 不过, 当然, 这一模型需要 \$r_a\$ 和 \$r_c\$ 的数据, 它们不是容易得到的, 测量起来有些困难。因此, 这一模型的使用将主要局限于研究方面的应用, 至少要一直到 \$r_a\$ 和 \$r_c\$ 比目前可能得到的更容易计算些的时候。

c) Van Bavel 模型 Penman 方法之后, Van Bavel^[134] 导出下列表达式:

$$LE = - \frac{m(R_n + S) + \gamma L B_v (e_{sa} - e_a)}{m + \gamma} \quad (1.36)$$

式中 L 是汽化潜热, B_v 定义为

$$B_v = \frac{\rho_a M_a / M_w k^2}{P} \left[\ln \left(\frac{z}{z_0} \right)^2 \right] \quad (1.37)$$

式中 z_0 是表面粗糙度参数, 其他各项的定义如前。Van Bavel 指出, 这个模型是 Penman 模型的改进, 因为它不包括经验常数或函数。它对开阔水面、湿的裸露土壤和充分灌水的苜蓿的 LE 率, 进行测定和用方程 (1.36) 进行计算, 所得结果非常符合。然而, Rosenberg^[14] 发现, Van Bavel 方法对有风却非常敏感, 并且依赖于给定的 z_0 值的程度很大。该模型在无风条件下的计算值偏低, 而在强风条件下的计算值偏高。

d) Priestly-Taylor 模型 Priestly and Taylor^[135] 为计算地面的 LE 通量, 引进了一个半经验模型。他们的模型可表达为

$$LE = -\alpha \frac{m}{m + \gamma} (R_n + S) \quad (1.38)$$

式中 α 是经验地确定的一个常数。该模型可以认为是 Penman 方程的简化形式, 其中, 方程 (1.33) 中的 γE_0 项由一个常数因子 α 代替。

常数 α 还通过下列式子与 Bowen 比 β 相联系:

$$\alpha = (m + \gamma) / m(\beta + 1) \quad (1.39)$$

Priestly 和 Taylor 利用根据种种充分灌水表面的可靠数据组, 得到了 α 的值在 1.08 和 1.34 之间, 总平均值为 1.26。Davies and Allen^[136] 指出, 视空气温度而定, α 的值稍有变化, 但温度在 15°C 和 30°C 之间时的 α 约为 1.26。 α 也是表面处土壤水分的函数, 如果把 α 加以修改, 使之计及由于土壤水分的影响而引起的变化, 则方程 (1.38) 就会更有普遍性^[136]。

Thompson^[137] 对潮湿表面检验了 1.26 这个值, 同时指出, 当 LE/R_n 减小时, α 也减小。Tanner and Jury^[138] 指出, 如果利用一昼夜的 R_n 值, 则 α 的范围是 1.35 ± 0.10 , 这稍微依赖于作物和当地的气候。如果只利用白天的 R_n 值, 则 α 将比使用一昼夜 (24 小时) 的 R_n 值要小些。Jury and Tanner^[139] 指出了 α 将随平流作用而增大, 并提出一种使 Priestly-Taylor 模型适应于平流条件的方法。

Priestly-Taylor 模型已表明在潮湿地区最为可靠。在干旱地区则尚未作过充分的试验。由于该模型利用了容易获得的气象数据, 所以它可能成为计算 E_0 的一个越来越重要的模型。经过改进, 它可能可靠地计算实际的 E_1 。

7. 基于空气温度的公式

a) Thornthwaite 模型 Thornthwaite^[140] 利用月平均温度和日长度, 提出了一个计算 E_0 的方程。Thornthwaite 方程可以写成

$$E_0 = 1.6(L/12)(N/30)(10t/I)a \quad (1.40)$$

式中 L 是用小时表示的实际的日长度, N 是一月中的天数, t 是月平均空气温度 (°C), a 定义为

$$a = 6.75 \times 10^{-7} I^3 - 7.71 \times 10^{-5} I^2 + 1.79 \times 10^{-2} I + 0.49 \quad (1.41)$$

式中 I 是由 12 个月指数值 i 的总和得出的热指数, i 由下式得到:

$$i = (t/5)^{1.514} \quad (1.42)$$

已经准备好了有关的计算图和表,这大大简化了用这种方法来计算 E_0 的工作^[141]。

这个方法有几个短处,特别是当 E_i 的计算值是由小于1个月的时段得出的时候,这个方法给出了一些错误的结果,因而不能再广泛使用,除非是为一个生长季节去求得某一 E_i 的计算值,或为求得年度的 E_i 计算值时才使用。然而,对于在天气数据限于温度测量的那些地区计算 E_i ,这种模型可能是有用的。

b) Blaney-Criddle 模型 Blaney-Criddle^[142]提出了一个用于计算实际 E_i 的他们称为“消耗用量”的模型。在每月基础上的消耗用量 c_u 是

$$c_u = K_m f \quad (1.43)$$

式中 c_u 以英寸计, K_m 是经验得出的月消耗用系数(依赖于作物类型的一个函数), f 是月消耗用因子,等于 $tp/100$, 这里 t 是月平均温度($^{\circ}\text{F}$), p 是全年白昼总小时数的每月百分比。一季时段的总消耗用量 u 是

$$u = K_s F = \sum c_u = \sum K_m f \quad (1.44)$$

式中 K_s 是季消耗用系数,对于全时段, $F = \sum f$ 。

这个方法相当容易使用,需要的数据可以不费力地得到。该模型已广泛地使用,尤其是在美国西部,对几个实际应用有足够精确的结果。

c) Linacre 模型 Linacre^[143]提出了 Penman 模型的一个简化形式,它只需要海拔高度、纬度和日最高和最低温度,以及平均露点温度。公式是

$$E_0 = [700 T_m / (100 - A) + 15(T - T_d)] / (80 - t) \quad (1.45)$$

式中 $T_m = T + 0.006 h$, h 是海拔高度(米), T 是平均温度($^{\circ}\text{C}$), A 是纬度(度), T_d 是平均露点温度($^{\circ}\text{C}$)。Linacre 发现,由方程(1.45)给出的 E_i 值一般地与测得值相差 0.3—1.7 毫米/日,相差多少,要看是对年度平均值来作计算或是单独一天来作计算而定。

8. 太阳辐射方法

实验资料^[144]认为,用于 E_i 的能量,即使是在干旱地区,是由太阳辐射得来的,因此 E_i 与太阳辐射有关。 E_i 和太阳辐射之间的关系,一般随季节,如气候和表面条件的变化而变化。为了计算这些变化,一些太阳辐射模型也包含了温度项。

a) Makkink 模型 Makkink^[145]提出了由太阳辐射测量值来计算 E_0 的以下公式:

$$E_0 = R_s [m / (m + \gamma)] + 0.12 \quad (1.46)$$

式中 E_0 和 R_s 的单位相当于毫米水。Makkink 公式在冷湿气候中给出满意的结果,但在干旱地区则不很令人满意。

b) 回归模型 象 $\Delta slyng$ ^[146]所指出的,蒸散量是线性地和强烈地与总辐射相关的。因此, E_0 和 R_s 之间的经验关系已由简单的线性回归法给出如下:

$$E_0 = a R_s + b \quad (1.47)$$

式中 a 和 b 是经验常数,它们随地点和季节而改变。Stanhill^[97]和 Tanner^[147]对 a 和 b 给了几个建议值。这些回归模型使用简便,不过因为它们的经验性强,所以只有很有限的应用范围。缺乏足够多的网点来提供 R_s 的常规测量值,也是使用以 R_s 为基础的模型的一个缺点。

c) Jensen-Haise 模型 Jensen-Haise^[148]收集概括了美国西部干旱地区的数据,提出

了以下公式:

$$E_0 = R_s(0.025T + 0.08) \quad (1.48)$$

式中 T 是日平均温度($^{\circ}\text{C}$), R_s 是日太阳全辐射(单位相当于毫米水), E_0 的单位是毫米/日。这个模型已用渗水计测量进行过对比试验, 据 Rosenberg^[32] 报道, 此模型在平流条件下偏向于严重低估 E_0 值, 而在非平流条件下给出了好的结果。Jensen et al^[140] 提出对方程(1.48)的一种改进, 但按照 Rosenberg^[32], 这个改进的方法在平流条件下偏向于更严重地低估 E_0 的值。Linacre^[150] 描述并讨论了 Jensen-Haise 模型和以类似原理为基础的其他模型。

d) 太阳热单位模型 Caprio^[151] 基于太阳热单位(STU)概念, 提出了计算 E_0 的一个模型。STU 的定义是: 日平均温度($^{\circ}\text{F}$)减去阈值温度(31 $^{\circ}\text{F}$), 再乘以日太阳全辐射(卡/厘米²)而得的乘积。Caprio指出, 以英寸为单位的 E_0 , 可以用 STU 乘以 10^{-5} 来计算。这个模型尚未广泛试验过, 不过它无疑应当与基于太阳辐射和温度的其他经验模型有同样的局限性。

9. 分别计算蒸发量和蒸腾量的模型

土壤的蒸发量 E_s 和植物的蒸腾量 T_p , 二者都是大气对水的需要所驱动的复杂过程。这些过程受到土壤中可用水量以及土壤与植物的特性所限制。当植物只覆盖土表的一小部分时, E_s 受土壤蒸发率的支配。随着叶子面积的增大, 蒸腾就变得越来越重要。如果作物变成了完全覆盖, 则蒸腾量就基本上是通过 E_s 失去的全部水分。有时可以期望分别模拟这两个过程。这样做的方法描述于后。

a) Ritchie模型 1972年 Ritchie 引进了一个模型, 来预报不完全覆盖的行间作物的蒸发量。他分两个阶段来计算 E_s : 恒值率阶段和下降率阶段。在恒值率阶段, 土壤充分湿润, 允许水以足以维持 E_0 的速率输运到表面。在这个阶段里, 到达土壤的能量补给限制了 E_s 。供给土表的水, 主要受到土壤水力学性质的限制。因此, 看来这些性质是确定恒值率阶段何时停止, 而下降率阶段何时开始的主要原因。

当植物开始覆盖土壤时, 由于遮蔽、风速较低和水汽压亏缺($e_s - e_a$)减小等原因, E_s 将与裸露土壤的蒸发量不同。计算在恒值率阶段土壤的 E_s 的方程是

$$E_s = [m/(m + \gamma)]R_{ns} = [m/(m + \gamma)]R_n e^{-0.4LAI} \quad (1.49)$$

式中 R_{ns} 是土表的净辐射, 其他各项的定义如前。当方程(1.49)应用于覆盖物部分覆盖的土表时, 幂指数变成 $-0.4(LAI + 2.5M)$, 这里 M 是被覆盖物所覆盖土表的份额。Ritchie^[152] 认为, 用方程(1.49)得到的计算值 E_s , 可以用 Priestly-Taylor α 项 [方程(1.38)] 乘上方程的右边而得到改进。他给出下列计算 α 的经验表达式:

$$\alpha = 0.92 + (0.4 R_{ns}/R_n) \quad (1.50)$$

在下降率的阶段, E_s 更加依赖于土壤的水力学性质, 而很少依赖于可能得到的能量。Black et al^[153] 曾指出, 土壤的累积蒸发量可表达成

$$\Sigma E_s = \alpha_s t^{1/2} \quad (1.51)$$

式中 α_s 依赖于土壤的水力学性质, 它近似地正比于 0.1 巴土壤基质势下的水力传导率, 并可以根据一个单一的干旱周期所得的累积蒸发量的数据来对每一块土地进行评价。 t 是从下降率阶段开始算起的时间(以日计), 给定的那一天的 E_s , 是由本天的总蒸发量 ΣE_s 中减去

以往所有天数的总蒸发量 ΣE_s 而得到的。

Pitchie and Burnett^[154] 提出了计算土壤水不受限制时的 T_p 的方程:

$$T_p = E_0(-0.21 + 0.70 LAI^{1/2}), 0.1 \leq LAI \leq 2.7 \quad (1.52)$$

Ritchie 建议用 Penman 模型 [方程 (1.33)] 或用 Priestly-Taylor 模型 [方程 (1.38)] 来计算 E_0 。对于 LAI 约大于 2.7 的作物冠盖, T_p 由下式得出:

$$T_p = E_0 - E_s, LAI > 2.7 \quad (1.53)$$

Ritchie^[152] 和 Ritchie et al^[155] 提出, 当留在根带的土壤中的可能提取的水量 W_c 近似为可能提取的总水量 W_u 的 25% 时, 土壤水将达到一个临界阈值。当土壤水是有限的时候, 提出计算 T_p 的方程如下:

$$T_p = 4(-0.21 + 0.70 LAI^{1/2})E_0(W_c/W_u), LAI < 2.7 \quad (1.54)$$

和

$$T_p = 4E_0(W_c/W_u), LAI > 2.7 \quad (1.55)$$

Ritchie 及其同事曾用这个模型来计算 E_s , 对农作物和小排水区域得到了相当满意的成功。他们的模型的主要问题是, 在湿土和大 LAI 值时, 对 T_p 的计算值明显过高。当这个模型应用于显热平流经常发生的地区时, 会出现其他问题, 因为在平流条件下很难得出 E_0 的可靠计算值。

b) Tanner-Jury 模型 Tanner-Jury^[138] 提出了一个类似于 Ritchie 的方法, 但是计算可能的 T_p 和可能的 E_s 的方法之一已经得到改进, 以防止在某些条件下用 Ritchie 方法计算 T_p 值严重过高的情况。

对于土壤水不受限制的条件, 计算 E_s 的方程 (1.49) 改进后成为

$$E_s = \alpha_E \tau R_n [m / (m + \gamma)] \quad (1.56)$$

式中, 裸露湿土的 α_E 与植被全部覆盖的 Priestly-Taylor 模型的 α 相同, 在增加冠盖覆盖的情况下, α_E 下降到接近于全部被作物覆盖时的值, τ 是土表的 R_n 占交换的总 R_n 的份额, 它可以写成

$$\tau = R_{ns} / R_n = e^{-b LAI} \quad (1.57)$$

式中 b 是经验系数。Tanner and Jury^[138] 给出了计算 α_E 的方法。

在下降率阶段, Tanner and Jury 利用两种方法来计算 E_s 。方法 A 基本上与 Ritchie 所用的方法相同。在这种方法中假定 E_s 按方程 (1.51) 计算, 不受 T_p 的影响。方法 B 认为整个根带的性质不变, 含水量满足方程

$$D \frac{d\theta}{dt} = P_t - E_t - u \quad (1.58)$$

式中 D 是根带的深度, u 是排水量, θ 是在根带中的容积含水量。当 θ 下降到某阈值 θ_c 以下时, 定出下降率阶段开始的时间 t_0 , 不论加到土壤里的水是多少, E_s 都由方程 (1.51) 来描述, 直到 θ 重新达到 θ_c 以上时为止。按照 Jury and Tanner, 两种方法的主要区别是:

① E_s 的下降率阶段由根带中的水分平衡来确定, 这就使得是在方法 B 中而不是在方法 A 中计算排水量和蒸腾量; ② 小降水增添量总是在方法 B 而不是方法 A 中提高受限制的土壤的 E_s 率; ③ 方法 A 用田间持水量概念来计算排水量, 而方法 B 则使用了一个排水量函数。方法 B 应当用于根系主要为耕层所围住的情况, 但对扎根很深的地带则可能不很适用。

当水不受限制时, Tanner and Jury 用以下方程来计算 T_p :

$$T_p = u_f(1-\tau)[m/(m+\gamma)]R_n \quad (1.59)$$

和
$$\alpha_f = (u - u_f\tau)/(1-\tau) \quad (1.60)$$

Tanner and Jury 没有提出当土壤水分变成有限时计算 T_p 的方法。Tanner and Jury 发现，用两种方法计算 E_s ，结果非常类似，并且与渗水计测得的结果相比较，相当令人满意。

符 号 表

R_n 净辐射	LE 潜热通量
R_s 太阳辐射(短波)	H 显热通量
R_2 大气辐射(长波)	H_c 土表与其上方空气间的显热交换
R_f 输出辐射(长波)	S 土壤热通量
R_{ns} 土表的净辐射	ρ_a 空气密度
α 反射系数(反射率)	C_p 空气定压比热
τ 透射率	r_a 空气阻抗
ϵ 发射率	r_s 气孔阻抗
T 温度	γ_c 冠盖阻抗
T_a 气温	Ψ 水势
T_c 冠盖温度	Ψ_a 大气的水势
T_g 地温	e_s 表面饱和水汽压
T_s 植被表面温度	e_a 空气的水汽压
E 蒸发量	M_w 水的分子量
E_t 蒸散量	M_a 空气的分子量
E_s 土壤蒸发量	L 蒸发潜热
E_0 可能蒸散量	P 大气压力
E_p 皿蒸发量	γ 湿度计算常数
T_p 蒸腾量	m 饱和水汽压-温度曲线的斜率
K_w 水汽交换系数	LAI 叶面积系数
K_p 热交换系数	k von Karman 常数
u 风速	σ Boltzmann 常数
z 高度或深度	β Bowen 比

参 考 文 献(略)

孟 珊译自: Teare, I. D., Peet, M. M. (eds.), Crop-Water Relations, John Wiley & Sons (1983); 1-44. (董务民校)