

农田蒸散和土壤水分变化的计算方法*

陶 祖 文 裴 步 祥

(中央气象局)

提 要

本文提出了一个用气候资料计算旬、月的可能蒸散和土壤湿润不足情况下的蒸散的方法。并且制定了临界含水量和作物发育期蒸散系数的计算方法。进行了误差分析,论证了方法的可靠性。

一、概 述

在相似的气象条件下,由于下垫面的性质不同,其水分蒸散量相差也悬殊。由于直接测定十分困难,因此在许多实际应用中,蒸散量大都是通过间接测定和计算来确定^[1]的。

1948年,彭曼(Penman)在热量平衡和湍流扩散的基础上,利用波恩(Bowen)比,首先提出了在无平流水汽输送的条件下,水体表面的蒸发、蒸散计算公式^[6],它主要由气象参数来确定。其主要缺点是仅适用于较长时期的蒸发、蒸散量计算。经过近三十年来的不断充实、修正,彭曼的综合法已成为一个计算土层充分湿润、适用于较长时期(月以上)由气象参数来确定可能蒸散 E_0 的方法^[2],在农林、水利、气象等部门,都已经得到相当广泛的应用。

自然条件下的蒸散,除气象条件外,还受到土壤水分含量、土壤物理特性和作物因素等的影响。不少学者企图更好地考虑植物生理和土壤的湿润状况等方面的因素,但是因为这些因素极为复杂,目前还处于实验的阶段。

本文试图将气象因素、土壤因素和作物因素的影响,作为三个独立的变量,分别计算下垫面为充分湿润或湿润不足、裸地或有作物时的农田蒸散和土壤水分变化。进行了误差分析,并用实测资料检验了计算结果。

二、可能蒸散 E_0 的计算方法

可能蒸散 E_0 的定义为:在给定的气象条件下,土壤有充分的水分供给时,土壤水分的最大散失量。

1. E_0 的计算方法

我们基本上采用了彭曼的方法,但对彭曼公式中的各项组成,应用了我国的一些研究成果。彭曼公式是水分传输方法与能量平衡方法相结合的半经验的蒸发计算方法,其主要的优点是避免了测定表面温度的困难。它的普遍形式为^[6]:

* 本文于1979年2月12日收到。

$$E_0 = f \cdot E_W = f \cdot \frac{\Delta R_n + \gamma E_a}{\Delta + \gamma} \quad (1)$$

式中 E_0 ——可能蒸散量, 单位: 毫米/日; E_W ——水面蒸发量(毫米/日); f ——随季节而改变的水面到土壤蒸散的经验转换系数; Δ ——气温为 T_a 时的饱和水汽压/温度关系的斜率(毫米/°C); R_n ——表面的净辐射(毫米/日, 由辐射能的单位卡/厘米²·日被蒸发潜热 L 除得出, 下面用的辐射单位, 处理方法相同); γ ——干湿表常数为 0.46; E_a ——表面温度为 $T_s = T_a$ 时, 用水汽传输方法计算的蒸发量(毫米/日)。

E_a 按道尔顿(Dalton)公式为:

$$E_a = f(u)(e_s - e_a) \quad (2)$$

e_s ——水面温度为 T_a 时的饱和水汽压(毫米); e_a ——气象台站测定的实际空气水汽压(毫米); $f(u)$ 是风速的函数, 根据我国大型蒸发池和漂浮蒸发皿观测资料得到的公式^[3]为:

$$E_a = 0.16(1 + 0.51 u_2)(e_s - e_a) \quad (3)$$

u_2 ——2 米高处的风速(米/秒)。为了检验(3)式的精确性, 曾与根据乱流扩散理论所定的陆面蒸发计算公式^[4]作了比较, 结果是在 2—4 米/秒的风速范围内, 差值小于 10%。而在风速小于 1 米/秒时, 差值显著增大, 原因是文献 [4] 的公式不适用于风速小的情况。因此, 可以认为(3)式可作为计算一般风速范围内的 E_a 之用。

(1)式中的 R_n 按辐射平衡公式计算:

$$R_n = R_a(1 - \gamma') - I \quad (4)$$

R_a ——总辐射(毫米/日); γ' ——土壤、植被的反射率, 取为 0.20; I ——有效长波辐射(毫米/日)。由于 I 比 R_a 小得多, 因此 R_a 的准确性比较重要。

根据 1957—1959 年我国在国际地球物理年间的日射资料, 得到通用的计算公式^[5]为:

$$R_a = (R_a)_0 \{1 + 0.098(\lg h - 2)\} \left(0.202 + 0.643 \frac{n}{N'}\right) \quad (5)$$

式中 $(R_a)_0$ ——碧空条件下的总辐射可能值(毫米/日); h ——海拔高度(米); n ——日照时数(小时); N' ——实际最大可能日照时数(小时)。文献[15]比较了多种 R_a 的经验计算公式, 得出以采用 N' 作为参数, 计算的均方差最小。因而 R_a 的旬、月计算值的相对误差可 $\leq 10\%$ 。由于 γ' 取为 0.20, 而不取用随季节和日中时间有变化的实测值, R_a 的误差可增大到 15%。

I 的计算采用彭曼所用的计算式^[6]:

$$I = S\sigma T_a^4 (0.39 - 0.58\sqrt{e_a}) \left(0.10 + 0.90 \frac{n}{N'}\right) \quad (6)$$

式中 S ——灰体系数为 0.9; σ ——斯蒂芬-波尔兹曼常数; N ——可能日照时数(小时)。

Δ 是 $e_s(T)$ 曲线的斜率, 在已知 $T_s - T_a$ 时, 即可由 $e_s(T)$ 曲线计算出来。我们统计北京、重庆等地水面温度、地面温度与空气温度的差值的变化范围为 2—6°C, 取 $T_s - T_a = 4^\circ\text{C}$, 按文献[16]算得的值见表 1。参考普里斯特雷的资料^[7], 可以认为 Δ 的相对误差 $\leq 5\%$ 。

表 1 不同气温 (T_a) 时的 Δ 值

$T_a(^{\circ}\text{C})$	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	0.38	0.40	0.43	0.46	0.49	0.52	0.55	0.58	0.62	0.66
10	0.70	0.74	0.78	0.83	0.87	0.92	0.98	1.03	1.09	1.14
20	1.21	1.28	1.35	1.42	1.49	1.57	1.65	1.74	1.83	1.92
30	2.02	2.12	2.23	2.34	2.45	2.57	2.69	2.82	2.95	3.09

关于系数 f , 由于我们在 (1) 式中采用了相应于土壤的各组成分量, 所以在可能蒸散的计算中不用系数 f 。

2. 误差分析

为得出 E_0 的计算误差, 对 (1) 式微分

$$\Delta E_0 = \frac{\Delta}{\gamma + \Delta} \Delta R + \frac{\gamma}{\gamma + \Delta} \Delta E_a + \frac{\gamma(R - E_a)}{(\gamma + \Delta)^2} \cdot \Delta \Delta + \frac{\Delta(E_a - R)}{(\gamma + \Delta)^2} \cdot \Delta \gamma \quad (7)$$

在一般情况下, 如前已指出: $\frac{\Delta R}{R} = \frac{\Delta E_a}{E_a} \cong 10\%$, $\frac{\Delta \gamma}{\gamma} = \frac{\Delta \Delta}{\Delta} = 5\%$,

且可取 $R \cong 2 E_a$ $\Delta \cong 3 \gamma$, 则

$$\frac{\Delta E_0}{E_0} \leq \frac{\Delta R}{R} + \frac{R - E_a}{R + \frac{\gamma}{\Delta} E_a} \cdot \frac{\Delta \Delta}{\Delta} \cong 12\%$$

在最大可能误差时, $\frac{\Delta R}{R} = \frac{\Delta E_a}{E_a} = \frac{\Delta \gamma}{\gamma} = 20\%$, $\frac{\Delta \Delta}{\Delta} = 10\%$,

则 (7) 式各项绝对值之和为:

$$\frac{\Delta E_0}{E_0} = \frac{\Delta R}{R} + \frac{(R - E_a)(\gamma \Delta \Delta + \Delta \Delta \gamma)}{(\Delta + \gamma)(\gamma E_a + \Delta R)} \quad (8)$$

其极大条件为右端第二项为最大, 若 $R \geq E_a$, 且 $r \cong \Delta$, 则

$$\left. \frac{\Delta E_0}{E_0} \right|_{\max} = \frac{\Delta R}{R} + \left(\frac{\gamma}{\gamma + \Delta} \right) \frac{\Delta \Delta}{\Delta} + \frac{\gamma}{\Delta(\gamma + \Delta)} \cdot \frac{\Delta \gamma}{\gamma} = \frac{\Delta R}{R} + \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta \Delta}{\Delta} + \frac{\Delta \gamma}{\gamma} \right) \cong 35\%$$

3. E_0 计算值的检验和比较

用北京农业气象试验站 1958—1962 年波波夫和 ГИИ-500 土壤蒸发器观测资料, 以及灌溉地土壤水分的观测资料, 取适合于土壤充分湿润条件下的实测结果和按 (1) 式的计算结果相比较, 可以看出逐旬计算结果的偏差, 旬相对差值最大达 46%。这种情况都出现在旬内有较大的降水 (一次连续降水总量大于 25 毫米) 时, 可能由于有地表径流所致; 在仅有小雨或无降水的旬中, 最大差值为 24%; 一般情况下约为 10%, 和前述误差分析结果相近。如若按月比较, 累积差值将显著减小 (小于 10%)。

用同样的资料, 以实测值作为标准, 将 (1) 式的计算结果与彭曼 (前期 1948 年和后期 1956 年 E_a 表示式中的系数不同) 以及苏联萨维娜^[8]、伊凡诺夫^[9] 的计算进行比较, 结果如表 2。

由表 2 可以看出, 按 (1) 式的计算结果和实测值是比较接近的。彭曼的经验转换系数 f 用于西欧夏季为 0.80; 冬季为 0.60; 春、秋季为 0.70, 用于北京可能偏小, 若取

表 2 几种不同 E_0 计算方法得出结果的比较

时 间 间 隔	实测蒸发累积值 (毫米)	按(1)式计算 (%)	彭曼前期公式 (%)	彭曼后期公式 (%)	萨 维 娜 (%)	伊凡诺夫 (%)
1958.8.11—10.31 (裸地)	205	102	89	82	85	114
1959.8.1—10.31 (裸地)	271	97	87	82	76	94
1961.4.1—5.20 (冬麦地)	201	99	95	92	133	154
1962.4.1—5.20 (冬麦地)	212	99	103	94	118	159

注：裸地的实测蒸发累积值为波波夫土壤蒸发器的观测资料，麦地用的是土壤湿度观测资料。

0.80—0.85 可能更适合于我国的情况。而且也说明了，如采用相应于土壤的各组成成分量，可以略去彭曼公式中的经验转换系数 f 。苏联的两个计算公式，差值都相当大。

三、土壤湿润不足情况下的蒸散量的计算方法

1. 在土壤湿润不足的情况下，实际蒸散量 E 将低于可能蒸散 E_0

许多研究者认为，在土壤湿润不足，且小于临界含水量时，蒸散与土壤中的有效含水量呈线性关系。设 b 为临界含水量， W_p 为无蒸散时的土壤含水量，土壤中有效水分 $b' = b - W_p$ ，则蒸散率 ε 可以下式表示：

$$\varepsilon = -\frac{dW}{dt} = \frac{1}{b'} \sum_{i=0}^y (W_i - W_{pi}) \cdot y_i \cdot E_0 \quad (9)$$

式中 W ——土壤含水量，单位为毫米； i ——土壤的层次； y_i ——分层厚度； y 为全层厚度，式(9)是在假定地下水位较深，计算水分的土层与下层无水分交换的情况下得出的。

(1) 在无外界附加水分(如降水、灌溉等)时，若 $y=1$ 米， i 以 10 厘米分层，式(9)可写成

$$dW = -\frac{1}{b'}(W - W_p)E_0 dt \quad (10)$$

式中 W, W_p 分别为 1 米深土层平均的土壤含水量和无蒸散时的土壤含水量(毫米)； E_0 为时间间隔 t 内的平均可能蒸散。

对(10)式积分可得：

$$Wt - W_p = (W_0 - W_p)e^{-\frac{E_0}{b'}t} \quad (11)$$

式中 W_0 为计算时段的起始土壤含水量(毫米)，则时间间隔 t 时的土壤含水量为：

$$W_t = W_p + (W_0 - W_p)e^{-\frac{E_0}{b'}t} \quad (12)$$

时间间隔 t 内的蒸散量为：

$$(E)_t = W_0 - W_t = (W_0 - W_p)(1 - e^{-\frac{E_0}{b'}t}) \quad (13)$$

(2) 有外界附加水分时，水分增加后的蒸散量亦应相应增加。假若在时段 t 内第 n 日降水量为 r ，但土壤含水量在计算时段内，始终未超过临界含水量，则可得：

$$W_t - W_p = [(W_0 - W_p)e^{-\frac{E_0}{b'}t} + r]e^{-\frac{E_0}{b'}(t-n)} \quad (14)$$

时间间隔 t 内的蒸散量为：

$$(E)_t = (W_0 - W_p)(1 - e^{-\frac{E_0}{b'}t}) + r[1 - e^{-\frac{E_0}{b'}(t-n)}] \quad (15)$$

即由于计算时段内有降水 r ，在降水后由此而产生一个附加的蒸散项，其表示式与一般表示式(13)相同。

(3) 在第 n 日有降水 r ，且自 $(n+1)$ 日起，土壤含水量始终超过临界含水量。根据上述理由，土壤含水量大于临界含水量时，实际蒸散等于可能蒸散，则时段 t 内的蒸散量为：

$$(E)_t = E_0(t-n) + (W_0 - W_p)(1 - e^{-\frac{E_0}{b'}n}) \quad (16)$$

如遇其它情况时，可按上述方法推导出类似的计算公式。

2. 临界含水量 b 的推算方法和实际确定

为得出在土壤湿润不足情况下的蒸散量和土壤水分变化，必须首先确定临界含水量。从式(13)可得

$$b' = -\frac{E_0 t}{\ln\left[1 - \frac{(E)_t}{W_0 - W_p}\right]}$$

根据上述 $b' = b - W_p$ ，故

$$b = W_p - \frac{E_0 t}{\ln\left[1 - \frac{(E)_t}{W_0 - W_p}\right]} \quad (17)$$

利用在时段 t 内有降水情况下的计算式 (15)，(16) 来确定临界含水量时，可将 $e^{-\frac{E_0}{b'}t}$ 展成幂级数，在一般情况下，时段 t 为旬，则 $E_0 t$ 为 30—60 毫米。1 米深土层的有效水分为 200—250 毫米，故 $b' > E_0 t$ ，取级数的前三项已能保证精确性，即

$$e^{-\frac{E_0}{b'}t} = 1 - \frac{E_0 t}{b'} + \frac{(E_0 t)^2}{(b')^2 \cdot 2!}$$

从而根据方程(15)，(16)解代数方程得到：

$$b = W_p + \frac{E_0 \cdot X}{y - \sqrt{y^2 - 2(E)_t \cdot X}} \quad (18)$$

式中 $X = (W_0 - W_p)t^2 + r(t-n)^2$ ； $y = (W_0 - W_p)t + r(t-n)$

利用 1961 年 4 月上旬至 6 月下旬北京农业气象试验站固定地段(旱地)的土壤湿度观测资料，计算小麦地植被已形成时的临界含水量。取 W_p 为最大吸湿度(即蒸散量为零时的土壤含水量，约为稳定凋萎点的 74.6%)，得出临界含水量 b 的平均值为 186 毫米，约占田间持水量的 59%。乳熟前的临界含水量为田间持水量的 64%，而乳熟后为 56%。这说明，作物在不同的发育阶段，临界含水量也有相当的差别。

对裸地，我们取 W_p 为稳定凋萎点。利用 1959 年和 1962 年北京农业气象试验站、1959 年陕西斗口农业气象试验站的观测资料，逐旬对临界含水量进行计算，土层厚度取 1 米，得出临界含水量 b 的值，北京为 312 毫米，为田间持水量的 99%；斗口为 395 毫米，为田间持水量的 106%。计算所得临界含水量值的变率较大，其平均偏差约为 15%。在实际工作中，对裸地一般可取临界含水量为田间持水量。

3. 关于临界含水量的讨论

1 米深土层的临界含水量, 不同的研究者取值也不同。对裸地, 在水分从土壤表面蒸发的情况下, 当土壤水分低于田间持水量时, 土壤中的悬着水将随着土壤表层水分的减少而向上运动。但这种从深层向土壤表层的水分补给, 主要是毛管水的运动形式, 补给的速度是比较缓慢的。因而在土壤含水量小于田间持水量时, 由于土壤表层逐渐变干, 蒸发量也将逐渐减少。罗杰^[10]从土壤水分运动的特性出发, 提出了毛管断裂湿度, 它约为田间持水量的 70%。显然, 将毛管水断裂湿度取为临界含水量, 对裸地是过低了。

当作物根系散布于较深的土层中时, 即使表面水分减少, 而深层一定的土壤水分对作物根系的水分吸收, 并无明显的影响。这时对作物的蒸腾将产生影响的临界含水量, 显然将低于毛管断裂湿度。库铁列克(Kutilek)^[11]根据一些以实验为基础的文献, 并从作物产量受到影响的角度出发, 提出了水分有效减少点, 约为田间持水量的 65%, 奥古斯汀(Augustine)^[12]则取大于 60% 的田间持水量为适宜的土壤含水量, 低于 60% 田间持水量, 就应考虑灌溉。文献[11]中甚至提出, 对于根系分布得比较浅的作物, 如蔬菜的临界含水量, 就应高于大田作物, 而低于裸地。这些和我们用计算方法确定的裸地的临界含水量为田间持水量、根系发达的植被已复盖地表面时的临界含水量为田间持水量的 60% 这一结果是相符的。

4. 误差分析

对(13)式取微分

$$\begin{aligned} d(E)_t &= \frac{\partial(E)_t}{\partial(W_0 - W_p)} d(W_0 - W_p) + \frac{\partial(E)_t}{\partial E_0} dE_0 + \frac{\partial(E)_t}{\partial b'} db' = \\ &= \left(1 - e^{-\frac{E_0 t}{b'}}\right) d(W_0 - W_p) + (W_0 - W_p) \frac{t}{b'} e^{-\frac{E_0 t}{b'}} \cdot \left(dE_0 - \frac{E_0}{b'} db'\right) \end{aligned}$$

相对误差的分析表示式为:

$$\frac{\Delta(E)_t}{(E)_t} = \frac{\Delta(W_0 - W_p)}{W_0 - W_p} + \frac{t}{b'} \frac{\left(\Delta E_0 - \frac{E_0}{b'} \Delta b'\right)}{e^{\frac{E_0 t}{b'}} - 1} \quad (19)$$

由于 $\frac{E_0 t}{b'} > 0$; $e^{-\frac{E_0 t}{b'}} \geq 1 + \frac{E_0 t}{b'}$, 则可近似地得到:

$$\frac{\Delta(E)_t}{(E)_t} \leq \frac{\Delta(W_0 - W_p)}{W_0 - W_p} + \frac{\Delta E_0}{E_0} - \frac{\Delta b'}{b'} \quad (20)$$

在一般情况下, $\frac{\Delta(W_0 - W_p)}{W_0 - W_p} \approx 10\%$, $\frac{\Delta E_0}{E_0} \approx 12\%$ 。在研究临界含水量的保证率

时, 得到 $\frac{\Delta b'}{b'} \approx 15\%$ 。因此, 在土壤湿润不足时的旬蒸散量的计算差值最大为 37%。

用 1960 年—1961 年北京农业气象试验站固定地段的冬小麦土壤水分变化的资料为例, 对计算结果进行了检验, 在土壤湿润不足条件下, 旬蒸散量小于旬可能蒸散量。计算值和实测值比较, 最大偏差为 10 毫米, 即相当于旬蒸散量的相对误差的 30%。这个相对误差比小型土壤蒸发器的误差要小, 而且对 1 米深的土层, 10 毫米含水量的计算误差比土壤湿度测定误差要小一些。因此, 可以认为, 计算值能够在一般生产实践中应

用。

四、蒸散系数和作物地段蒸散的计算方法

在土壤足够湿润或湿润不足的情况下, 前面分别给出了蒸散量的计算方法, 在地段有作物生长的情况下, 蒸散量还与作物的种类和发育期有密切的关系。当作物尚未形成复盖层时, 蒸散是以土壤蒸发为主; 在作物形成复盖层后, 作物蒸腾量成为蒸散量的主要部分, 这时的蒸散量达到整个作物发育期内的最大值。最近的一些研究表明, 不同的作物在不同的生长发育期, 实际蒸散和可能蒸散可以相差数倍^[13,14], 说明作物蒸腾是在计算蒸散量时的一个必须进一步考虑的因素。

我们从气象角度假定, 可以用作物发育期的蒸散系数 θ_j 来表示该作物在不同发育期实际蒸散与可能蒸散的关系。一方面可以用 θ_j 表征季节(如月份)的特点, 另一方面 θ_j 又可以表征不同发育期内作物生长的特点。所以, θ_j 应当是时间的函数。为了在实际工作中能够应用和求取, 我们假定 θ_j 为某作物第 j 发育期的蒸散系数, 则当土壤足够湿润时的可能蒸散量为:

$$(E_0)_j = E_0 \cdot \theta_j \quad (21)$$

当土壤湿润不足时的蒸散量为:

$$(E)_j = (E)_t \cdot \theta_j \quad (22)$$

因此, 利用式(21), (22)可以得出作物在不同的土壤湿润状况下和各个发育期的可能蒸散量和蒸散量。

1. 主要作物蒸散系数 θ_j 的确定

为求得 θ_j , 我们用上述方法按旬计算了小麦、棉花和水稻三种主要作物各个发育期的蒸散量。将计算值与相应作物及其发育期实测的(蒸发器或土壤含水量测定)蒸散量相比较, 其比值即为该作物某发育期的蒸散系数。在计算蒸散系数时, 发育期的时段不宜过长, 一般不超过一个月($\frac{E_0 t}{b'} < 1$)。对水稻、小麦、棉花得出的蒸散系数值如下:

利用长沙、大通湖等 6 个灌溉试验站 1956—1958 年水稻耗水量的试验资料, 得到了各发育期的蒸散系数(表 3)

表 3 水稻各发育期的蒸散系数及其精确度

发 育 期	移栽—返青	返青—分蘖	分蘖—拔节	拔节—抽穗	抽穗—乳熟	乳熟—腊熟	腊熟—收获
$\bar{\theta}_j$	0.82	1.10	1.37	1.80	1.45	1.17	0.95
精 密 度 σ/\sqrt{n}	0.034	0.036	0.040	0.072	0.062	0.060	0.052
离 差 系 数 $\sigma/\bar{\theta}_j$ (%)	14.2	13.8	11.2	15.2	15.8	16.5	14.0

从表 3 可以看出, 水稻各发育期的蒸散系数有明显的差别。在移栽到返青活棵的时期, θ_j 最小, 这时它的蒸散小于自然表面的蒸散; 在拔节到抽穗时期, 是植株的地面部分长得最旺盛的时期, 因此 θ_j 最大。这时的可能蒸散将近为自然表面蒸散的一倍, 为活棵时期的一倍以上。此外, 表中所列 σ/\sqrt{n} 和 $\sigma/\bar{\theta}_j$ 的数值, 表明蒸散系数 θ_j 值在各个发育期中的精确性和稳定性。

利用 1958—1964 年石家庄农业气象试验站和 1958—1962 年北京农业气象试验站土壤湿度观测资料, 得到冬小麦(越冬期除外)的各发育期蒸散系数, 列于表 4。

表 4 冬小麦各发育期的蒸散系数及其精确度

发 育 期	播种—越冬前	越冬后—拔节	拔节—抽穗	抽穗—乳熟	乳熟—腊熟	腊熟—收获
$\bar{\theta}_j$	0.76	0.91	1.23	1.22	0.98	0.78
精 密 度 σ/\sqrt{n}	0.083	0.016	0.045	0.059	0.034	0.060
离 差 系 数 $\sigma/\bar{\theta}_j(\%)$	24.3	5.1	9.7	12.7	8.7	10.8

利用 1955—1964 年石家庄农业气象试验站土壤湿度观测资料, 得到棉花在各发育期的蒸散系数, 列于表 5。

表 5 棉花在各发育期的蒸散系数及其精确度

发 育 期	播种—三叶	三叶—现蕾	现蕾—开花	开花前期	开花后期	裂铃前期	裂铃后期
$\bar{\theta}_j$	0.63	0.52	1.03	1.29	1.15	0.91	0.66
精 密 度 σ/\sqrt{n}	0.016	0.021	0.011	0.020	0.029	0.041	0.031
离 差 系 数 $\sigma/\bar{\theta}_j(\%)$	5.6	9.8	3.2	5.0	7.5	14.3	12.4

将稻、麦、棉花的上述蒸散系数加以比较, 可以看出, 最大的 θ_j 值都出现在作物生长的旺盛时期, 苗期和收获期的 θ_j 值较小。仅棉花因耕作特点而出现在三叶—现蕾期。 θ_j 值最大的时期与作物需水的临界期是相对应的。同时还可以看出, 水稻 θ_j 的变率最大, 而且其绝对值也较麦、棉大, 棉花次之; 而以冬小麦的绝对值与变率最小。因此, 不同作物的 θ_j 值在一定程度上反映了作物的不同需水情况与程度。

2. 误差分析

从(21)、(22)式可知, 引入蒸散系数后, 如进行蒸散量 $(E)_j$ 的计算, 其误差将包含由 θ_j 所引起的误差 $\frac{\Delta\theta_j}{\theta_j}(\%)$ 。表 3—5 中给出的离差系数 $\sigma/\bar{\theta}_j$ 平均约为 10%, 这样就与(7)式相似。可以估算出一般情况下的 $(E)_j$ 的计算误差约为 15%; 据(8)式最大误差可达 45%。

五、结 束 语

农田蒸散主要受气象因素、土壤因素和作物因素的影响。进行计算时可以按不同情况, 对上述因素分别加以处理。因为在土壤充分湿润的情况下, 气象因素起决定性的作用。本文计算可能蒸散的综合法, 具有相当的精确性, 适用于较短时期(旬、月)的计算。

当湿润不足, 土壤水分在临界含水量以下时, 考虑了附加水分(如降水)的影响, 假定蒸散率和土壤中的有效水分成比例, 则可得出蒸散和土壤水分变化的计算方法。裸地和作物苗期的临界含水量, 接近田间的持水量。而根系发达的作物, 在生长旺盛季节约

为田间持水量的 65%。

本文还计算了可以表征稻、麦、棉主要作物发育期特征的蒸散系数。

用本文提出的方法，试算了稻、麦、棉的需水量、北京冬小麦的灌溉量和灌溉日期，以及气象台站用来计算土壤水分的含量(墒情)。例如唐山农业气象试验站对 1962—1965 年的冬小麦、棉花等总共 56 旬次，计算了土壤水分变化。计算值与实测值相比较，最大差值为 26 毫米(占 1 米深土层的有效含水量的 10.8%)，均方差为 10 毫米，平均相对误差为 4.1%。

致谢：本文是在程纯枢先生指导下完成的，谨此表示衷心的感谢。

参 考 文 献

- [1] *WMO* №.490, 1978年.
- [2] H. L. Penman, *Weather and crops*, *Q. J. R. M. S.* **88** (1962), № 377.
- [3] 中央气象局观象台(陶祖文执笔), 大面积水面蒸发的研究(总结报告), 1962.
- [4] Л. С Гандин, Д. Л. Лайхтман, Л. Т. Матвеев, И. И. Юдин, *Основы динамической метеорологии*. Гидрометиздат. 1955.
- [5] 陶祖文, 关于日照计的感应性能和实际日照百分率的确定, *气象学报*, **33** (1964), No. 2.
- [6] H. L. Penman, *Natural evaporation from open water, bare soil and grass*. *Proc. of Royal Society of London*. A. **193**. 1948.
- [7] C. H. B. Priestley and R. J. Taylor, *On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters*. *Mon. Wea. Rev.*, **100** (1972), № 2, pp. 81—92.
- [8] 萨维娜, 产量与蒸发差的依存关系在土壤改良效果评价方面的应用。载于“热、水平衡及其在地理环境中的作用问题”(第二辑), 科学出版社, 1961.
- [9] Н. Н. Иванов, *Об определении величины испаряемости*, *Изв. Всесоюз. геогр. общ.* т. **86**, №. 2, 1954.
- [10] 罗杰, 土壤水分状况的研究方法, 中国工业出版社, 1965.
- [11] *WMO* № 286, *WMO/IHD* No. 14. M. Kutilek, *Direct methods of soil moisture estimation for water balance purpose*, 1971.
- [12] Y. M. Yao, *Augustine Agricultural potential estimated from the ratio of actual to potential evapotranspiration*. *Agri-Met.* **13** (3), pp. 405—417, 1974.
- [13] J. J. Jackson, *Climate, Water and agriculture in tropics*. *Longman Group limited*, 1977. London.
- [14] F. S. da Mota, *A dependable agroclimatological water balance*, *Agri-Met.* **19** (1978), No. 3.
- [15] 王炳忠, 青藏高原总日射计算方法初探(单行本), 1974.
- [16] *WMO* № 188. Тр. 94. Edited by S. Ietestu, 1966.

METHODS OF COMPUTING FIELD EVAPOTRANSPIRATION AND VARIATIONS OF SOIL MOISTURE

Tao Tsou-wien Pei Pu-Hsiang

(Central Meteorological Service)

Abstract

In this paper, a method of computing 10-day and Monthly potential transpiration and evapotranspiration under the condition of soil moisture deficit from climatological data are presented. Further, a method of computing critical soil moisture and coefficient of evapotranspiration from main stages for some crops has been formulated. The error analysis of the methods and the reliability of calculating results are discussed.