利用气象资料计算陆面实际蒸发量*

张志明

(成都科技大学水利工程系)

陆面蒸发量可以根据水量平衡原理用降水量减径流量计算得出,或者在测得或间接算出土壤含水量后用蒸发模式加以计算。本文目的在于探讨不涉及径流和土壤含水量资料,仅用一般气象观测资料来计算陆面蒸发量的方法。

1. 计算原理与方法

蒸发过程需要消耗热量,还要有可供蒸发的水分。当供水充足时,热量的供应(即辐射平衡值)便是决定蒸发量的主要因素。

对于蒸发池或一小块充分湿润的陆面,可用彭门公式计算蒸发量:

$$E_p = \frac{R - Q + H}{L \left(1 + \frac{r}{\Delta}\right)} \quad (1)$$

对于湿润陆面进行计算时,式中 R 为陆面辐射平衡值,计算所得 E_p 称为局地蒸发能力。当计算蒸发池蒸发量时,式中 R 则应为水面辐射平衡值 R_w 。 Q 为下垫面与下层土壤或水体的热量交换值,若计算时段较长, Q 值与 R 值相比为很小而可略去,本文在计算中已将它略去。 $L = 2500 - 2.387 t$ (kJ/kg) 为水的汽化潜热常数。 $r = c_p \cdot P / 0.622 L$, $c_p = 1004$ J/(kg·k) 为空气的定压比热; P 为大气压力(hPa); Δ 为饱和水汽压随温度的变化率, $\Delta = de_s/dt = abe_s/(t+b)^2$, t 为温度(°C),当 $t \geq 0^\circ\text{C}$ 时, a, b 分别为 17.27 和 237.3; 当 $t < 0^\circ\text{C}$ 时, a, b 分别为 21.88 和 265.5。 H 为干燥力项,根据彭门经验公式,它可表示为:

$$H = \frac{r}{\Delta} \cdot L \cdot 0.0263(1 + 0.54 u)(e_{s,a} - e_a) \quad (2)$$

式中 u 为 2 m 高度处的风速(m/s); $e_{s,a}$ 为相应于气温的饱和水汽压, e_a 为实测水汽压(hPa)。 H 值为一日内的焦耳数,当计算时段为月时,应乘以当月的天数。

饱和水汽压 e_s 的计算公式为:

$$\begin{cases} e_s = 6.11 \times 10^{7.45t/(235+t)} & \text{当 } t \geq 0^\circ\text{C} \\ e_s = 6.11 \times 10^{9.5t/(265+t)} & \text{当 } t < 0^\circ\text{C} \end{cases} \quad (3)$$

当大面积下垫面充分湿润,而且空气的湿度又为饱和时,则 $H = 0$, 于是

$$E_e = \frac{R}{L \left(1 + \frac{r}{\Delta}\right)} \quad (4)$$

E_e 称为陆面平衡蒸发量。同样水面的平衡蒸发量则为:

* 本文于 1985 年 8 月 10 日收到, 1987 年 1 月 6 日收到最后修改稿。

$$E_{ew} = \frac{R_w}{L \left(1 + \frac{r}{\Delta} \right)} \quad (5)$$

根据普列斯特里^[1]的研究,当下垫面充分湿润,但空气并不一定饱和时,蒸发量为

$$E_{p_0} = \beta E_e \quad (6)$$

根据实测资料,普列斯特里得出 $\beta = 1.26$ 。

进一步研究表明, β 值并不是常数,它有日变化和季节变化^[2]。本文作者^[3]的工作表明, β 值可用下式计算:

$$\beta = \beta_m - 0.5(1 + f^0) \frac{r}{\Delta} \quad (7)$$

式中, $\beta_m = 1 + r/\Delta$, f 为相对湿度。

若计算水面蒸发量,则

$$E_w = \beta_w E_{ew} \quad (8)$$

$$\text{式中, } \beta_w = \beta_m - f^0 \frac{r}{\Delta} \quad (9)$$

(8)式可用于计算大面积水面的蒸发量,在干旱地区与小水体的蒸发量相比,该计算值则明显偏小。

1963年布谢特(Bouchet, R. J)^[4]提出以下互补关系,即

$$E_p + E = 2 E_{p_0} \quad (10)$$

式中 E 为大面积陆面实际蒸发量; E_p 为局地蒸发能力,即一小块陆面充分湿润情况下的蒸发量,它可用(1)式计算; E_{p_0} 为下垫面充分湿润情况下,大面积陆面实际蒸发量与用最大湿润土壤蒸发皿测得的局地蒸发能力相等时的蒸发量,它可用(6)式计算。将(1)式与(6)式代入(10)式便得出以下计算陆面实际蒸发量的公式:

$$E = (2\beta - 1)E_e - E_A \quad (11)$$

式中 $E_A = H/L(1 + r/\Delta)$, H 值由(2)式确定。 E 和 E_A 的单位为 (kg/m^2) , 即为毫米水层厚。

从(10)式可以看出,实际蒸发量与局地蒸发能力之间存在着互补关系。当广大陆面的实际蒸发量因供水不足而变小时,空气干燥,用最大湿润土壤蒸发皿测出的局地蒸发能力则变大。所以,在辐射能供应一定情况下,一般水体蒸发皿或池所测得的较大蒸发量,正是广大陆面实际蒸发量较小时发生的。

在应用(11)式计算陆面实际蒸发量时,需要使用类似于(2)式的经验公式。在有蒸发池实测资料的情况下,最好是应用结合当地实测资料所统计出的经验公式。

若在(11)式右边同时加和减一水面平衡蒸发量 E_{ew} 项,则

$$E = (2\beta - 1)E_e + E_{ew} - (E_{ew} + E_A) \quad (12)$$

式中 $E_{ew} + E_A$ 即为蒸发池的蒸发量。在有蒸发池实测蒸发量的条件下,可用此式计算陆面实际蒸发量。

若我们用(8)式来计算蒸发池的蒸发量,则可改写(12)式为:

$$E = (2\beta - 1)E_e - (\beta_w - 1)E_{ew} \quad (13)$$

计算检验结果表明,(13)式可用于相对湿度大于 50% 的情况。因为在 $f < 50\%$ 的情况下,蒸发池的边周效应明显,蒸发池的蒸发量要大于(8)式的计算值。

2. 计 算 检 验

应用 1951—1980 年 30 年“中国地面气候资料”和 1961—1980 年 20 年“中国辐射资料”中各月多年均值计算了部分地区各月的蒸发量。下垫面对短波的反射率参考文献[5]的图(因该图集的观测

场反射率是长有短草的旱地反射率,不能代表所在地区的广大地面)。有效辐射则利用下式进行计算:

$$F = e\sigma T^4(0.48 - 0.0684\sqrt{e_a})(0.2 + 0.8s) \quad (14)$$

式中 e 为比辐射率,对于陆面 $e=0.90$;对于水面 $e=0.95$ 。 $\sigma=5.67 \times 10^{-8} \text{J}/(\text{m}^2 \cdot \text{s} \cdot \text{K}^4)$ 为斯蒂芬-波尔兹曼常数; T 为气温(K); s 为日照百分率。在以月为时段计算时,还应乘以当月的秒数。

当平衡蒸发量、水面蒸发量、蒸发能力和陆面实际蒸发量的计算值出现负值时,则一律取为零。

部分地区的计算结果见表 1。

表 1 部分地区的计算结果

地 区	平衡蒸发量	水面蒸发量	蒸发能力	实 际 蒸 发 量		
				(11)式计算	(13)式计算	“评价”值
北 京	592.6	1137.6	983.7	526.5	552.9	500
伊金霍洛旗	448.8	1092.9	879.9	306.9	351.9	340
太 原	551.4	1118.1	927.3	484.5	498.1	450
西 安	545.8	1005.2	840.6	486.3	533.1	500
南 昌	830.5	1114.8	1046.3	891.4	895.7	900
成 都	586.9	857.0	744.2	615.4	625.5	600

表中所列平衡蒸发量是按(4)式计算的,水面蒸发量是按(8)式计算的,蒸发能力是按(1)式和(2)式计算的。所列“评价”值则取自水利部水资源研究及区划办公室编“中国水资源初步评价”一书,是由多年平均降水量减多年平均径流深得出,即由水量平衡法得出。

关于蒸发量的年内分配,则以南昌地区为例示于表 2 中。

表 2 南昌地区蒸发量年内分配

月 份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
水 面 蒸 发 量	27.0	40.4	56.2	81.8	115.6	129.7	189.8	181.1	128.0	84.3	49.4	31.4
蒸 发 能 力	26.6	31.6	45.2	74.2	106.3	121.0	178.8	171.7	124.6	83.5	50.6	32.1
实际蒸发量(用(11)式 计算值)	10.3	27.4	41.9	72.5	102.7	115.2	162.4	153.6	105.8	57.1	31.5	11.2
实际蒸发量(用(13)式 计算值)	13.6	23.9	38.3	69.0	99.4	113.7	161.6	153.9	107.7	62.6	35.6	16.4

结果表明,应用(11)式和(13)式计算得的多年平均陆面实际蒸发量与用水量平衡法得出的接近(见表 1),其年内分配(表 2)也是合理的。

应用气象资料计算蒸发量,其计算值包括人类活动例如引水(水库水或地下水等)灌溉所增大的蒸发量在内,这一点在进行比较时必需注意。

3. 结 束 语

计算检验表明,从互补关系推出的(11)式和(13)式,用于计算下垫面较均一的平坦地区的实际蒸发量,可得出较为满意的结果,蒸发量的年内分配也是合理的。为了应用这种算法,必须用航测手段取得广大地区地面的平均反射率资料。目前所具有的观测场地反射率不能代表广大地区。应用这种方法于山区和我国西部青藏高原及新疆干旱地区,尚待进一步研究。

参 考 文 献

- [1] Priestley, C. H. B., and R. J. Taylor, On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters, *Mon. Wea. Rev.*, **100**, 81-92, 1972.
- [2] DeBruin, H. A. R., and J. O. Keijman, The priestley-Taylor evaporation model applied to a large shallow lake in the Netherlands, *J. Appl. Meteor.*, **18**, 898-903, 1979.
- [3] 张志明, 湿润下垫面的近地面层内感热和潜热垂直通量的计算, 成都科技大学学报, 1984, 2, 89-96.
- [4] Brutsaert, W., *Evaporation into the Atmosphere*, D. Reidel Publishing Company, 224-225, 1982.
- [5] 高国栋、陆渝蓉, 中国物理气候图集, 40-52, 农业出版社, 1981.

THE APPROACHES TO CALCULATE ACTUAL REGIONAL EVAPORATION BY MEANS OF METEOROLOGICAL DATA

Zhang Zhiming

(*Chengdu University of Science and Technology*)

Abstract

From Bouchet's complementary relationship, two methods were developed to calculate actual evaporation and were tested by comparing the calculated mean yearly values with that obtained by means of mass budget method.