

雨水耗热与蒸发的计算*

周克前

(河南地理研究所)

提 要

作者考虑到雨水耗热, 得到如下计算日蒸发量的公式

$$E = \frac{\Delta R_n + 0.5 E_a \left(1 + \frac{I_d}{190}\right)}{\Delta + 0.5 \left(1 + \frac{I_d}{190}\right)},$$

式中 I_d 是日降雨量 (毫米)。在降雨大的情况下, 用此式计算的结果看来比 Penman 公式要好。

降落到地面的雨水, 其温度低于下垫面温度, 在地面上消耗一部分热量, 是为雨水耗热。通常, 人们认为雨水耗热是地表面热量平衡中很小的一个分量, 总是予以忽略不计。可是当我们需要研究逐日热量平衡问题时, 如有较大的降雨, 就不能不加考虑。作者在用蒸渗仪 (图 1) 逐日资料与 Penman 公式计算结果进行比较时发现, 在有较大降水时 (日降雨量 ≥ 10 毫米), 所得到的点子全都偏向回归直线一侧 (图 2)。这不可能出于偶然, 而与雨水耗热可能发生的影响相吻合。我们现在先从理论上寻找一种考虑雨水耗热的方法, 之后, 再看看能不能订正蒸发量的计算结果。

雨水耗热 W 的计算, 看来似不复杂

$$W = I c (T_s - T_w) \quad (1)$$

其中 I 为降水强度, c 为水的比热, T_s 为下垫面温度, T_w 为雨水温度。为简化起见, 不考虑雨滴谱分布, 那末就可用雨滴温度 T_d 来代替雨水温度, (1) 式即成为

$$W = I c (T_s - T_d) \quad (2)$$

问题在于 T_s 和 T_d 都不易确定, 所以要设法回避这个困难。

我们知道, 决定雨滴温度变化的因素, 主要是雨滴与空气间的热量交换, 可以有^[1]

$$\frac{dT_d}{dt} = \frac{T - T_d}{\lambda} \quad (3)$$

式中 t 为时间, λ 为雨滴温度惯性系数, T 为雨滴周围空气温度, 显然

$$T = T_h + \gamma u t \quad (4)$$

这里 T_h 为起算高度 h 上的温度, γ 为温度垂直递减率, u 为雨滴落速。

设初始条件 $T_d|_{t=0} = T_h$, 就能得到

$$T_d = T_h + \gamma u t + \gamma u \lambda (e^{-\frac{t}{\lambda}} - 1) \quad (5)$$

* 本文于 1979 年 4 月 17 日收到, 1979 年 10 月 8 日收到修改稿。

或写成

$$T_d = T - \gamma u \lambda (1 - e^{-\frac{t}{\lambda}}) \quad (6)$$

我们可在近地层取一参照高度 z (即通常测定气温的高度或梯度观测中上层测点的高度)。设该处温度为 T_z 。当雨滴到达 z 时, 则有

$$T_d = T_z - \gamma u \lambda (1 - e^{-\frac{t}{\lambda}}) \quad (7)$$

现在, 我们要估计一下 $\gamma u \lambda (1 - e^{-\frac{t}{\lambda}})$ 的大小。因为 $e^{-\frac{t}{\lambda}}$ 随着时间的推移, 很快变小, 所以只要考虑 $\gamma u \lambda$ 即可。按 Ludlam^[2], $\lambda = \frac{r^3}{1.62 \times 10^{-4}}$ (r 为雨滴半径, 若以厘米为单位, λ 的单位则为秒), 再按雨滴末速数据^[3], 就可算出在不同情况下的 $\gamma u \lambda$ 值。由计算结果(表 1)可见, $\gamma u \lambda$ 值随雨滴大小不同变化很大。虽然在雨滴特大时, $\gamma u \lambda$ 是不可忽略的, 但在一般情形下, 其值并不算大, 我们也可将其略去。同时, 考虑到雨滴自 z 处到地面行程很短, 这一段的温度变化可以不计, 于是在(7)式两端可用 T_s 来减, 便有

表 1

| $\gamma u \lambda$ | r | | |
|--------------------|---------|-------|-------|
| γ | 0.5 毫 米 | 1 毫 米 | 2 毫 米 |
| 1°C/100米 | 0.03°C | 0.4°C | 4.4°C |
| 0.5°C/100米 | 0.015°C | 0.2°C | 2.2°C |

$$T_s - T_d = T_s - T_z \quad (8)$$

将(8)式代入(2)式, 则

$$W = I_c (T_s - T_z) \quad (9)$$

这样一来, 我们就可以把雨水耗热与湍流热交换联系起来进行计算。我们知道, 求湍流热交换 P 可有以下式

$$P = \rho c_p D (T_s - T_z), \quad (10)$$

其中 ρ 为空气密度, c_p 为定压比热, D 为外扩散系数。由(9)和(10)式, 显然

$$\frac{W}{P} = \frac{I_c}{\rho c_p D} \quad (11)$$

此处的 D 值, 按平均来考虑, 依 Будыко 意见^[4], 在暖季取 0.7 厘米·秒⁻¹。于是得到

$$\frac{W}{P} = \frac{I_d}{190} \quad (12)$$

式中 I_d 为日降水量(毫米)。

由(12)式可见, 当日降雨量能同 190 毫米相比拟时, 雨水耗热则可以同湍流热交换量相比拟。还可以看出, 雨水耗热在热量平衡中所占比重, 与 P 和 I_d 值有关。由于在降雨多的地方 P 值必然较小, 而只有在降雨少的地方 P 值才可能较大, 所以就长期来说, W 只会很小。然而, 象我国有些降雨特别集中的地区, 一日的 W 有时却可能相当大。

在用热量平衡方法计算蒸发时, 通常要用到 Bowen 比 B , 即

$$B = \frac{P}{LE} \quad (13)$$

此处 LE 为蒸发失热，并有

$$LE = \frac{R}{1+B} \quad (14)$$

其中 R 为辐射平衡。如考虑到雨水耗热 W ，综合(12)、(13)、(14)式，计算日蒸发量的公式便成为

$$LE = \frac{R}{1+B\left(1+\frac{I_d}{190}\right)} \quad (15)$$

由此可见，在这类计算中考虑雨水耗热并不难。

对于 Penman 公式，我们也可以象上面这样处理。

Penman 公式可有如下形式^[5]

$$E = \frac{\Delta R_n + 0.5 E_a}{\Delta + 0.5} \quad (16)$$

此处 E 为最大可能蒸发量， R_n 为辐射平衡蒸发相当量， Δ 为在当时温度下的温度-饱和水气压曲线的微商， E_a 为一个风速的函数与饱和差的乘积。其实，(16)式是经由下式推导得来的

$$E = \frac{R_n}{1 + \left(\frac{0.5}{\Delta} - \frac{0.5 E_a}{E}\right)} \quad (17)$$

与(14)式相比较，可见是把 $\frac{0.5}{\Delta} - \frac{0.5 E_a}{E}$ 作为 Bowen 比。因此，如要考虑雨水耗热，只要仿照(15)式那样，把(17)式改写成

$$E = \frac{R_n}{1 + \left(\frac{0.5}{\Delta} - \frac{0.5 E_a}{E}\right)\left(1 + \frac{I_d}{190}\right)} \quad (18)$$

把此式中 E 归并，就能得到：

$$E = \frac{\Delta R_n + 0.5 E_a \left(1 + \frac{I_d}{190}\right)}{\Delta + 0.5 \left(1 + \frac{I_d}{190}\right)} \quad (19)$$

由此可见，也不怎么复杂。还很容易看出，在无降水时($I_d=0$)，(19)和(15)式便分别转化为(16)和(14)式。

我们用(19)式对前面所提到的资料重新做了计算，结果有明显的改善(图3)。虽然就逐日来说，Penman 公式计

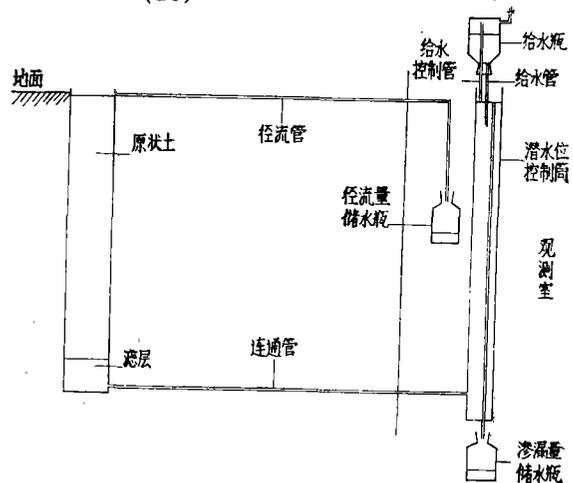


图 1 蒸渗仪构造示意图

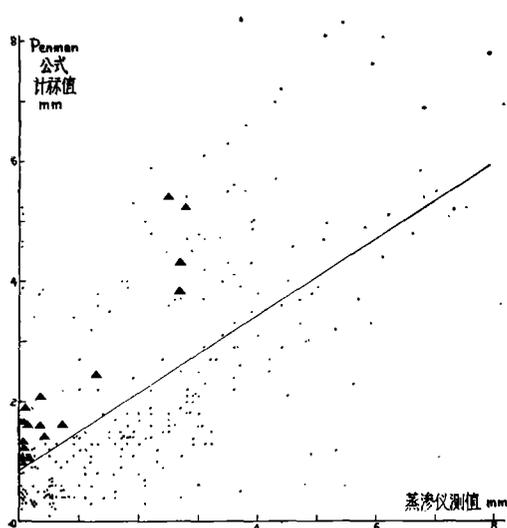


图 2 用 Penman 公式进行逐日计算的结果与蒸渗仪测值的关系
(回归直线方程 $E_{\text{计}}=0.88+0.64 E_{\text{测}}$, 相关系数 0.647, 资料取自 1974 年。日降水量 ≥ 10.0 毫米的点以 \blacktriangle 表示)

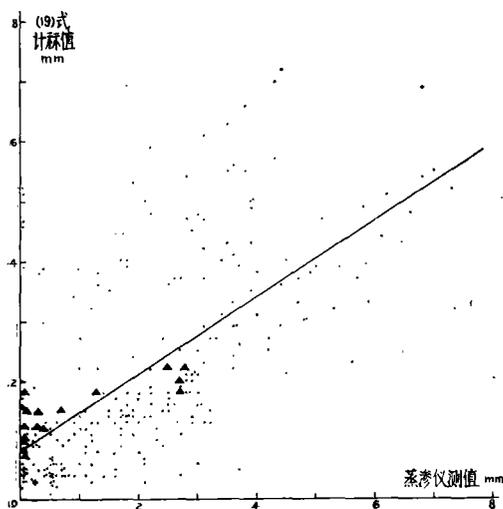


图 3 用(19)式进行逐日计算的结果与蒸渗仪测值的关系
(回归直线方程 $E_{\text{计}}=0.84+0.64 E_{\text{测}}$, 相关系数 0.653, 其他同图2)

算结果与蒸渗仪¹⁾观测结果之间的差值有时相当大，但在统计上看，二者关系还是很清楚的，故可以用来衡量计算结果的好坏。应当考虑到，降水时由于落入蒸渗仪筒内的雨水可能和测得的雨量不一致而带来误差，但这种误差不大可能是系统的。而且，由于蒸渗仪筒口面积较大，有助于减小这种影响。其实，雨水耗热的存在本无可置疑，只是因为实际情况十分复杂，难以定量计算罢了。本文给出的方法当然还是很粗略的。不过看来，降水强度和近地层温度梯度，这两个因素对雨水耗热的影响确实比较大，作为近似的计算(Penman 公式也只是近似的计算)，抓住一些主要的因素也就可以了。由于(19)式只是利用日降水量数据在 Penman 公式上加了一点简单的订正，因而很便于应用，也很容易做进一步的检验。顺便指出，从前面的推导中可以看到，如要改变 D 值或是保留 $\gamma u \lambda$ ，通过改变 190 这个数就可以实现。

参 考 文 献

- [1] 陈瑞荣，局地积云降水过程对云结构的影响，气象学报，32，285，1962。
 [2] Ludlam, F. H., The Composition of coagulation elements in cumulonimbus, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 76, 52, 1950.
 [3] Mason, B. J., The physics of clouds, Oxford University Press, 1971.
 [4] Будыко, М. И., Тепловой баланс земной поверхности, Гидрометеоздат, Ленинград, 1956.
 [5] Penman, H. L., Vegetation and Hydrology, Commonwealth Agricultural Bureaux, Farnham Royal, Bucks, 1963.

A METHOD FOR ESTIMATING THE EVAPORATION IN WHICH THE WASTING HEAT OF RAINWATER IS CONSIDERED

Zhou Ke-qian

(Institute of Geography, Henan)

Abstract

The wasting heat of rainwater is considered, we have obtained following formula for estimating the diurnal evaporation

$$E = \frac{\Delta R_n + 0.5 E_a \left(1 + \frac{I_d}{190}\right)}{\Delta + 0.5 \left(1 + \frac{I_d}{190}\right)}$$

where I_d is the daily rainfall (mm). The calculations show that this formula is more accurate than the Penman's formula when the rain fall is heavy.

1) 蒸渗仪，即 Lysimeter，国内有种种称谓，作者择用此名词，因视其较为贴切。本仪器系地处淮北平原的固镇五道沟试验场所设。该场 1965 年以来设有蒸渗仪 13 套，控制潜水埋深各有不同。本文为与 Penman 公式进行比较，取潜水埋深为 0 的一套。蒸渗仪筒口面积为 3000 厘米²，筒深 2 米。仪器可观测到 0.1 毫米深的水量变化。观测场及其周围空旷平坦，雨量器亦安装在场内。