

用能量平衡一波文比法测定海南 岛热带季雨林蒸散初试*

徐德应

曾庆波

(中国林业科学院
林业科学研究所)

(中国林业科学院
热带林业科学研究所)

摘 要

本文用能量平衡一波文比 (EBBR) 法初步测定海南岛热带浅山区半落叶季雨林旱季的蒸散, 目的在于探讨这一方法运用于热带森林的可能性。观测表明在干旱不太严重的条件下, 白天波文比值约为0.3—2.3, 在非常干旱的条件下约为2—8。虽然波文比和蒸散计算的变动较大, 但蒸散计算的日变化和在不同条件下的变化有较明显的规律, 和其他作者对温带森林观测的结果相比, 具有相同的变化趋势。作者认为把EBBR法用于热带森林基本上是可行的。初步测得在干旱不太严重时的晴天, 蒸散耗热占辐射差额值的约45%, 雨后第二天的蒸散量大幅度提高, 可达90%以上。在非常干旱时期的晴天, 蒸散耗热可占辐射差额值的约28%。

一、引 言

近年来对热带森林生态系统的研究表明, 森林在维持热带地区的生态平衡中起着重要作用。大面积森林被砍伐后, 洪水、干旱等自然灾害即频繁出现。因此热带森林在调节和利用水份方面的作用, 引起了人们的注意。其中森林蒸散, 即森林向大气的水汽输送总量, 是森林调节和利用水份作用中的一个重要分量。大气降水、地表径流、地下径流、土壤含水量的变化和森林蒸散, 构成了森林水分平衡的各分量。对温带林蒸散的测定已做过不少工作, 但有关热带森林蒸散的资料尚少见。Behn和Duffee (1965) 在塞内加尔首都达喀尔 (Dakar) 附近和在巴拿马热带森林中用高塔进行了微气象研究, 用蒸发皿测得不同高度上的蒸发值和温度、湿度、辐射的梯度值。Aoki、Yabuki和Koyama (1974) 在马来西亚的Pasoh森林保护区测定了地面到林冠上的水汽压。他们发现, 夜间林冠内的水汽压略高于林冠上的水汽压, 由此认为即使在夜间也仍有蒸腾。Kenworthy (1971) 在马来西亚龙脑香混交林用水量平衡法测得年蒸散量总1375毫米,

*参加观测工作的有: 林明献、林月娟、黄少华、王小平同志, 在此表示感谢。

为年降水量2500毫米的55%^[3]。Penman(1967)在肯尼亚的Kericho的雨林和Kimakia的竹林用水量平衡法测得年蒸散量约为降水量的一半到三分之二,并把实测结果与理论计算进行了比较^[12]。

本文采用能量平衡—波文比法(简称为EBBR法,下同),直接测定了海南岛浅山区分布最广的半落叶季雨林在旱季的蒸散。用EBBR法测定裸露地、草地、农田等粗糙度较小或中等下垫面的蒸散,大多取得较好的结果,至少在温度层结不稳定的条件下是如此。把这一方法用于温带森林虽已做不少工作,但至今仍有人持疑问^[10]。这是因为森林作为很粗糙的下垫面,增加了垂直乱流交换,破坏了乱流体的结构,从而使森林上空的温、湿度梯度变得很小。温、湿度观测的微小误差会引起蒸散计算的很大误差。Baumgartner认为,要得到准确的梯度值,按小时平均的温度观测精度应达到 0.01°C ^[4]。热带森林是多层复合结构,林冠参差不平,粗糙度比一般温带森林大得多,这一问题更显得突出。我们用EBBR法测定热带森林的蒸散只是初试。观测表明EBBR法基本上可应用于热带林。本文对存在的问题进行了讨论。

二、观测的布置

测点位于海南岛西南部尖峰岭地区(18°N , 109°E)这里属于热带北缘,气候终年温热,干湿季明显。每年11—4月为旱季,5—10月为雨季。雨季降水量占全年降水量的90%以上,年平均温度为 24.5°C 。

测点设于低山中部(海拔200米)典型的半落叶季雨林中,西南坡约30度。主要树种有大沙叶(*Aporosa chinensis*)、黑格(*Albizzia odoratissima*)、乌墨(*Syzygium cumini*)和翻白叶树(*Pterospermum heterophyllum*)等。平均树高12米。乔木大致可分三层,林下为有刺灌木层。林分郁闭度0.7—0.8。林内设有铁塔一座,高18米。观测项目有辐射、温度、湿度、树温,地温等。辐射(包括总辐射和反射辐射)用天空辐射表观测,安放在林冠上1米处。温湿度用通风干湿表测定(离地面高度分别为:125、14、16、18米)。树温用半导体温度计测定,在树干,树枝不同部位和不同深度测定15个数字取平均数。地温用水银温度表测定(地面,5、10、15、20、40、60厘米)。观测时间在1981年和1982年旱季。

三、方 法

采用能量平衡—波文比(EBBR)法。根据能量不灭定律,森林作用层净收入(或净支出)的热量等于其净支出(或净收入)的热量。森林作用层的能量平衡方程为:

$$R = LE + H + G + F + 1A$$

其中R为辐射差额,LE为蒸散耗热(包括森林蒸腾量和林地蒸发量),H为乱流热通量,G为土壤热通量,F为森林植物体的贮热变化,1A为光合作用耗热(1为同化1克 CO_2 所消耗的热量,A为 CO_2 克数),但它通常很小(占R的1—2%),故忽略不计。R、G和F均可实际测定。为求得LE和H,假定乱流水汽交换系数(K_r)和乱流

热交换系数 (K) 相等, 并引入波文比 $B = \frac{H}{LE} \approx \frac{C_p \cdot P}{\varepsilon \cdot L} \cdot \frac{\Delta\theta}{\Delta e}$, 其中 C_p 为干空气的

定压比热, P 为气压, ε 为水汽与空气的克分子量的比值, L 为水的汽化潜热, $\Delta\theta$ 为二个高度的位温差 (在计算中用温度差近似地代替位温差), Δe 为二个高度的绝对湿度差值, 则:

$$LE = \frac{R - G - F}{1 + B} \quad (1)$$

$$H = \frac{R - G - F}{1 + 1/B} \quad (2)$$

对于尖峰岭地区, 取 $P = 1000$ 毫巴, $C_p = 0.24$, $\varepsilon = 0.622$, $L = 585$ 卡/克, 故得

$$LE = \frac{R - G - F}{1 + 0.66 \frac{\Delta\theta}{\Delta e}} \quad (3)$$

$$H = \frac{R - G - F}{1 + 1.52 \frac{\Delta e}{\Delta\theta}} \quad (4)$$

考虑到夜间逆温条件下 K_H/K_E 值可能达到 $1.2-1.5^{[7]}$, 故逆温条件下的计算公式用:

$$LE = \frac{R - G - F}{1 + 0.99 \frac{\Delta\theta}{\Delta e}} \quad (5)$$

$$H = \frac{R - G - F}{1 + 1.01 \frac{\Delta e}{\Delta\theta}} \quad (6)$$

公式 (3) — (6) 中各因子的测定方法如下:

1、辐射平衡 R

$$R = Q(1 - \alpha) - I$$

其中 Q 为太阳总辐射, α 为反射率, 均用天空辐射表直接测定。 I 为净长波辐射, 计算碧空时有效辐射采用的公式^[8]为:

$$I = S \cdot 6T^4(0.39 - 0.58\sqrt{e})(1 - Cn^2)$$

其中 $S = 0.95$ 为下垫面相对辐射系数, $6 = 8.25 \times 10^{-11}$ 卡/厘米²·分·度⁴, 为波尔兹曼常数; T , e 为林上 2 米处的温度 (K) 和绝对湿度 (毫米); C 为经验系数, 纬度

18° N处为0.58; n为云量(小数计算)。

2、土壤热通量G

如果忽略热量在土壤中水平方向的传导,则单位体积土壤在单位时间的热焓变化等于该立方体上底和下底的垂直热通量的差值,即

$$-\frac{dG}{dz} = C \frac{dT}{dt}$$

G为单位面积单位时间的垂直热通量, C是土壤的容积热容量, Z为深度, T为温度, t为时间。

把上式对Z(从地面到温度不再发生变化的深度)取积分,则通过地面热通量:

$$G = \int_0^z c \frac{dT}{dt} dz \approx \int_0^z c \frac{\Delta T}{\Delta t} dz$$

故只要测得土壤的容积热容量C及在时间 Δt 内 ΔT 随Z的变化,即可求得G。

我们在1981年1月测得C随深度的变化:

Z	0-10厘米	10-20厘米	20-30厘米	30-40厘米
C	0.37	0.31	0.36	0.41

由于土壤热通量的数值不大,取平均值 $C = 0.36$,这对计算精度影响很小。

3、植物体贮热量变化F

单位时间单位面积上森林植物体贮热量的变化为 $F = W \cdot C_w \cdot \Delta T$

其中W为单位地面上的地上森林生物量(包括乔木,灌木和草本), C_w 为树木的平均热容量, ΔT 为某时间间隔中植物体平均温度的变化值。

在测点附近砍伐一小片样地实测得 $W = 1.67$ 克/厘米²,比温带森林生长很好的林分的数值(1.50克/厘米²)^[13]大。树叶只占木质部分重量的3.3%。故可认为热带森林中树叶的贮热量很小。实测 $C_w = 0.64$ 卡/克·度。

4、温度和湿度梯度

蒸散和乱流热通量的计算精度对于 $\Delta\theta$ 和 Δe 很敏感。 $\Delta\theta$ 和 Δe 的微小误差便能造成蒸散计算的很大误差。为了最大限度地消除仪器造成的系统误差,有些作者用定时对换上下仪器的方法来消除系统误差。我们也采用了这一方法,但是在观测过程中发现这并不能完全防止辐射影响,而高处测点的风速远大于低处的风速,这样造成防辐射罩散热不同。辐射强度越大,风速越大,则这种影响越大。Lindroth与Noren把这种影响叫做“温、湿度传感器对高度的依赖关系”^[11]。我们则称之为“风—辐射误差”。

为了消除仪器的系统误差,“风—辐射误差”和由于乱流温、湿度脉动造成的误差我们同时测定林上4个高度的温、湿度,然后对换仪器再次测定,取得4个高度的温、湿度平均值,进行风—辐射误差订正后,求出平均值的温、湿度梯度值。但要获得准确

的订正值很困难，我们只在大致相同的天气条件下，观测了风—辐射误差，然后对资料进行订正。

四、结果

(一) 辐射

测点设在西南坡。太阳辐射是实际到达该坡面上的辐射，位相较平地上的辐射落后1.5小时，中午最大辐射仅为平地辐射的86% (图1)。林冠反射率是早晚大，中午小。将我们的观测值与小兴安岭针叶林的反射率⁽¹⁾加以比较 (表1) 可以看到，反射率日变化的趋势是一致的，而热带季雨林的反射率日变化更大些。表中的数字表明，太阳高度角小的时候，阔叶林的反射率大于针叶林。

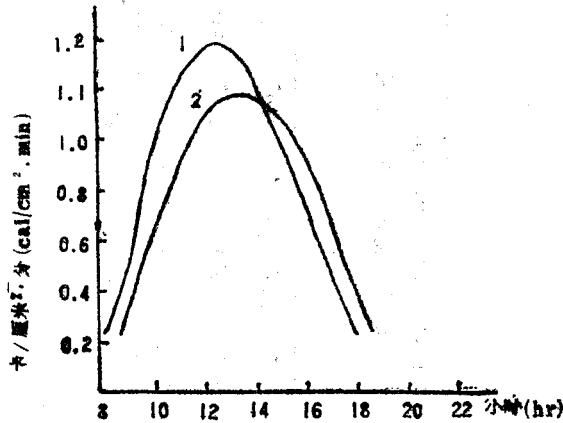


图1 平地 (1) 与西南坡 (2) 天空辐射的比较 (1982年3月23日实测)

Fig. 1 The comparison of sky radiation in ground level (1) with southwest slope (2) (Observation on 23. March 1982)

表1 热带季雨林与温带针叶林反射率比较

Table 1 The albedo of tropical seasonal rain forest and temperate coniferous forest

时间 (小时) Time (hour)	6	8	10	12	14	16	18	平均 Average
热带季雨林 Tropical seasonal rain forest			25	16	11	15	23	18*
温带针叶林 Temperate coniferous forest	19	14	13	11	12	15	21	17**

*为1981年1月6日, 8日, 10日三天的平均数

**为1983年6月15日和16日两天平均数, 均为晴天

表2 辐射差额、植物体贮热变化及土壤热通量的日变化(1981.1.6)
 Table 2 The daily change within radiant balance and plant latent heat and soil thermal flux (6, Jan.1981)

分量 Factors	小时 Hour																总量 Total	百分率 (%)
	10	12	14	16	18	20	22	24	2	4	6	8						
R	-0.080	0.790	1.028	0.716	-0.026	-0.100	-0.113	-0.114	-0.115	-0.113	-0.114	-0.063	203.5	100%				
F	0.028	0.025	0.022	0.005	-0.030	-0.025	-0.016	-0.009	-0.004	-0.003	-0.005	0.012	-1.4	-0.7%				
G	0.030	0.034	0.048	0.029	-0.016	-0.031	-0.002	-0.028	-0.015	-0.011	-0.013	0.009	3.0	1.5%				
F+G	0.058	0.059	0.070	0.034	-0.046	-0.056	-0.018	-0.037	-0.019	-0.014	-0.018	0.021	1.6	0.8%				

单位: 卡/厘米²·分 (cal/cm²·min)

表3 波文比值的比较
 Table 3 The comparison of Bowen ratio (EBBR)

作者 Authors	地方时 Local time(hr)																					
	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	24	2	4	6	8				
I	0.33		2.24		2.11		1.92		0.5		-0.19		-1.40		-0.0		-4.75		-4.00		-0.66	
I	1.98		7.92		3.74		6.11		0		-0.44		-1.32		-0.0		-3.96		-2.48		5.28	-1.49
II	0.64		0.80				0.35		-0.16				-1.52		-0.0		-0.0		-0.0		0.5	0.77
VI	3.585	0.47	4.88	0.88	8.57	10.52	12.71	4.22	1.07													

I 本文作者, 海南岛热带季雨林, 1981. 1. 6

II 本文作者, 海南岛热带季雨林, 1982. 3. 23

III Spittlehouse Black, 加拿大花旗松林, 1976. 7. 13—15

IV Fuchs和Tanner, 以色列干旱裸露地, 1966. 8. 26

晴天的辐射差额值变化很有规律, 最大值通常出现在14时, 晚上为均匀而微弱的负值(见表2)

(二) 植物体贮热变化及土壤热通量

太阳辐射进入林冠, 有一部分能量使植物体及土壤加热。夜间辐射冷却, 这部分热量的变化是很有规律的(见表2)。

从表中可以看出, 植物体贮热量的变化在10—12时达最大值, 18—20时达最小值。这表示10—12时, 太阳辐射对植物体的加热率最大, 18—20时, 植物体降温的速率最大。土壤热通量的反应稍为落后一些, 14时左右达最大值, 20时左右达最小值。二者合并计算($F+G$) 在14时左右达最大值, 20时左右达最小值。在一天个别的时间里 F/R 或 G/R 的数值差异很大, 但以全天计算, F/R 、 G/R 和 $(F+G)/R$ 仅分别为 -0.7% , 1.5% 和 0.8% 。

(三) 蒸散与乱流热通量

根据我们的观测, 辐射差额, 植物体贮热变化和土壤热通量的数值都很稳定。从方程(1), (2) 可以看出, 蒸散耗热和乱流热通量的计算精度主要决定于波文比 B 。现将测得的二个典型晴天的波文比值列于表3, 并与Spittlehouse 等^[14] 和Fuchs 等⁹ 的结果进行比较。

表3中, I、I、II是森林上空测得的数值, IV为在干旱裸露地上测得的数值。从表3看出, 在森林上空, 夜间的波文比值均是绝对值很大的负值。由于夜间能量差项 ($R-G-F$) 通常为负值, 所以LE通常为很小的正值, 即夜间有微弱的蒸散。白天, 波文比通常为正值。在加拿大花旗松林, B约为0.2—0.8。我们在1981年1月6日测得B约为0.3—2.3, 1982年3月23日测得B约为2—8。而以色列干旱裸露地上, B约为3—12。这种巨大的差异, 显然首先是由土壤供水的差异造成的。在加拿大花旗松林, 观测期间土壤供水很充足, 而我们在海南岛的旱季进行观测, 土壤供水严重不足。Fuchs等的观测地点为干旱的裸露地, 由于土壤缺少保水功能, 可能比海南岛的旱季更为干旱, 16时的B值竟达12.71。通常估计, 在潮湿条件下, 波文比数量级为 $1/3$ 左右, 在干旱条件下其数量级约为3⁽⁵⁾。我们在1982年旱季及Fuchs等在干旱条件下观测到的波文比值远远大于3。我们的波文比的变化率较Fuchs等的为大, 故计算的蒸散和乱流热通量值的变动幅度也较大, 这说明测得的波文比值误差较大。蒸散计算有时也出现远远偏离正常趋势的“奇异点”, 凡资料整理过程中采用摒弃这些点, 并把其相邻的两个点用圆点线连接起来, 这样得到观测期间每日的蒸散日变化及日总量(见图2、3、4)

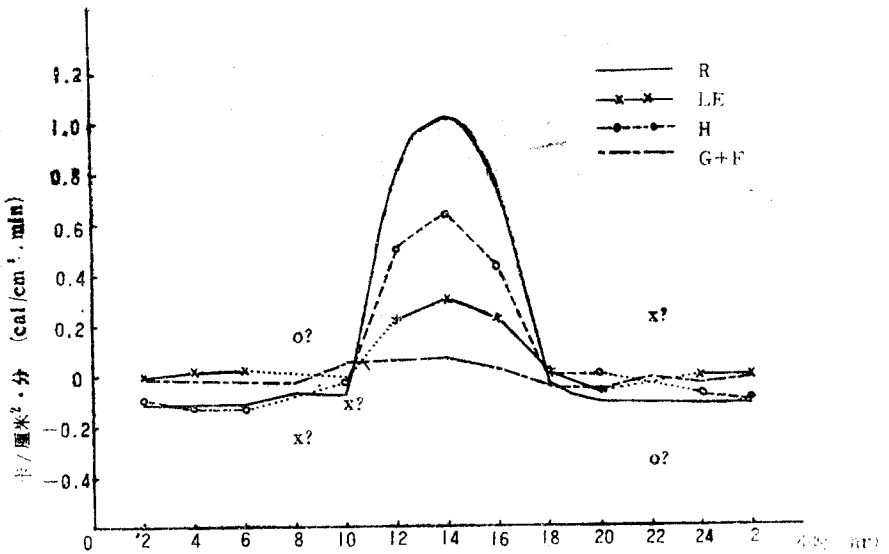


图2 森林能量平衡各分量的日变化(1981年1月6日, 晴)

Fig. 2 The factors of forest energy balance in daily variation (Weather: fine, 6, Jan, 1981)

从图中看出, 蒸散与乱流热通量具有较明显的日变化规律。蒸散的最大值大约出现在14时即辐射差额出现最大值的时刻。夜间蒸散值很小, 但不可能忽略, 平均约占全日总蒸散的15%。

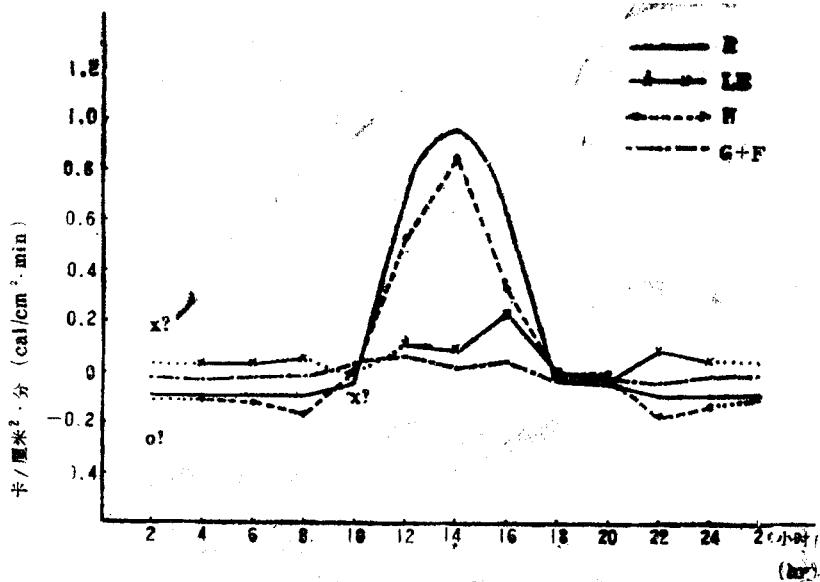


图3 森林能量平衡各分量的日变化(1981年1月8日, 晴间多云)

Fig. 3 The factors of forest energy balance in daily variation (Weather: fine-cloudy, 8, Jan, 1981)

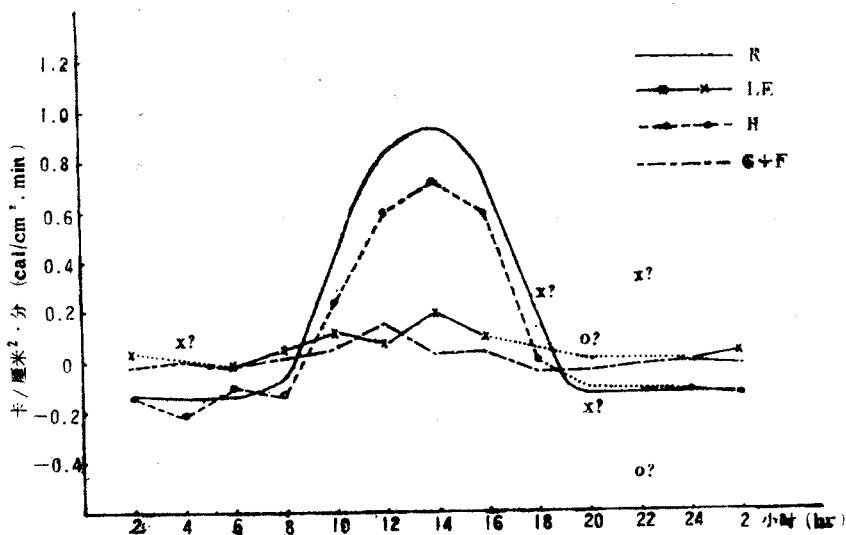


图4 森林能量平衡各分量的日变化(1982年3月23日, 晴)

Fig. 4 The factors of forest energy balance in daily variation (Weather: fine, 23, Mar, 1982)

日总蒸散耗热占辐射差额总值的比例也有较明显的规律。1月6日为典型晴天，蒸散量为1.55毫米/日，蒸散耗热占辐射差额的44.7%。1月8日为晴间多云，蒸散量为1.46毫米/日，蒸散耗热占辐射差额的44.3%。1月9日夜间有雨，降雨量达6.7毫米，致使1月10日的蒸散量大大上升，蒸散总量为2.45毫米/日，为前一日降水总量的37%，蒸散耗热占当日辐射差额的92.7%。1982年3月23日，辐射差额值达260.5卡/厘米²·日，而蒸散量只有1.23毫米/日，蒸散耗热只占辐射差额值的27.7%（见表4）。乱流热通量的变化与蒸散耗热的变化则相反，蒸散耗热占辐射差额的比例越大则乱流热通量占辐射差额的比例越小、另外，LE/Rd的数值比LE/R的数值小得多。即蒸散耗热与白天辐射差额的比值比较小，而蒸散耗热与全天辐射差额的比值比较大。这是因为夜间的辐射差额通常为负值，故全天的辐射差额值小于白天的辐射差额。这在比较不同作者的结果时是应该注意的。

表4 蒸散耗热，乱流热通量与辐射差额的比较

Table 4 The ratio of latent heat, thermal turbulence flux and radiant balance

	1月6日 6, Jan.	1月8日 8, Jan.	1月10日 10, Jan.	3月23日 23, Mar.
R (卡/厘米 ² ·日 cal/cm ² ·day)	203.5	192.4	154.8	260.5
LE (卡/厘米 ² ·日 cal/cm ² ·day)	91.0	85.2	143.5	72.2
H (卡/厘米 ² ·日 cal/cm ² ·day)	108.5	98.6	12.6	183.6
E (毫米/日 mm/day)	1.55	1.46	24.5	1.23
LE/R (%)	44.7	44.3	92.7	27.7
H/R (%)	53.3	51.2	8.1	70.5
LEd (卡/厘米 ² ·日 cal/cm ² ·day)	91.1	53.2	126.9	64.0
Ed (毫米 mm)	1.56	0.91	2.17	1.09
LEd/LE (%)	100.1	62.4	88.4	88.6
LE/Rd	29.9	31.0	69.2	19.6

注：Ed为日间蒸散量，Rd为日间辐射差额

关于蒸散耗热与辐射差额之比，许多作者测定的结果不相同，而且因方法不同和气候条件不同而差别很大。例如服部重昭等测得日本扁柏林蒸散量为辐射差额的54%

(EBBR)和73%(Montcith法);雨后的比例为74%(EBBR)和109%(Montcith法)。塚本良则测得东山流域的年蒸散量为年辐射差额的90%(水量平衡法)。铃木雅一等测得山地流域的蒸散量为白天辐射差额的48.8%(水量平衡法)^[2]。Black在加拿大花旗松林测得干旱初期蒸散耗热占辐射差额的约50%,到干旱后期约为20%^[6]。

虽然 LE/R 值因测定方法和测定条件不同而差别很大,但从以上材料仍能看出一个总的趋势,即水分供应不足时 LE/R 小,水分供应充足时(尤其在雨后) LE/R 值大。与服部重昭等的结果相比,在一般情况下测得的 LE/R 值较低,雨后测得的 LE/R 值较高。因为海南岛的旱季比日本的春季干旱得多,降雨后的蒸散能力相应地高得多的缘故。

五、讨论

从观测结果看,白天的蒸散计算比较稳定而有规律,夜间的蒸散计算值较多出现奇异值(特别大或特别小)。日出前和日落后有一段时间蒸散值出现负值,有时其绝对值大于 $|R-G-F|$ 。这种情况与Spittlehouse等的结果有某些相同之处。这说明EBBR法的局限性。Budyko认为EBBR法只能用于热平衡的几个主要分量值“不太小时”,即“主要在暖季的白天才有用”^[3,8]。

分析蒸散计算公式,可以发现由于 $R-G-F$ 的数值很稳定,故 LE 计算值的准确性决定于波文比 B ,即决定于 $\Delta\theta$ 和 Δe (下层数值减上层数值)。可以根据 $|1+B| \geq 1$ 及 $|1+B| \leq 1$ 。分四种情况来讨论:

1. $1+B > 1$, 即 $B > 0$ 时

这是计算中最经常碰到的情况。在这种情况下,无论白天($R-G-F > 0$)或夜间($R-G-F < 0$)计算结果均属合理。

2. $1+B < -1$, 即 $B < -2$ 时

这种情况一般不会出现在白天。夜间当 $\Delta\theta < 0$ 时,可出现 $1+B < -1$ 。这表示夜间有蒸散现象,而且 $LE < |R-G-F|$,计算结果属于合理。我们的夜间观测大部分属于这种情况。

3. $1+B = 1$, 即 $B = 0$

这意味着温度梯度为零。在我们的观测中,在日出或日落前后偶有发现。从物理意义上看,即全部 $R-G-F$ 值均用于蒸散,而乱流热通量为零。

4. $|1+B| < 1$, 即 $1 > 1+B > -1$, 或 $0 > B > -2$

在这种情况下出现 $|LE| > |R-G-F|$ 。意即: a. 蒸散耗热超过 $R-G-F$ 值(当 LE 为正值时),但这是不可能的; b. 有大量凝结(当 LE 为负值时),而每当这种情况下我们并没有观测到凝结现象。这二种现象亦均属不合理。这些情况通常出现在 $\Delta\theta < 0$ 而 $\Delta e > 0$,而且逆温不强,同时湿度垂直差值比较大的时候。实际观测中即常出现在日出前后和日落前后,夜间也偶有出现。由于日出前后和日落前后 $R-G-F < 0$,而且通常出现 $1+B < 1$,故经常出现 LE 的相当大的负值。这一现象在我们的日

变化图及 Spittlehouse 等的日变化图上均有所反映。看来这不是偶然的观测误差造成的,我们认为这是EBBR法本身的局限性所致。

综上所述,用EBBR法测定森林蒸散,其精确度决定于 $\Delta\theta$ 和 Δe 的观测精度。这一方法在白天蒸散强烈的时候适用性较好。在夜间适用性较差。从白天 $B > 0$ 到夜间 $B < -2$ 的过渡期间,计算往往出现不合理现象。分析了其他作者对温带林的观测也有类似现象,故可以认为这些现象并非热带林所固有。

六、初步结论

(一)、用EBBR法测定热带季雨林的蒸散,基本上是可行的,但对温、湿度梯度的观测要求高精度。除要消除仪器的系统误差外,尚要消除仪器的“风—辐射误差”,并尽量避免乱流脉动造成的观测值的偶然性。

(二)、用EBBR法测定蒸散,在白天适用性较好,而夜间,特别是日出前后和日落前后适用性较差。

(三)、初步测得尖峰岭热带季雨林1981年旱季晴天日蒸散量约为1.6毫米,蒸散耗热占辐射差额值的约45%。雨后第二天的蒸散量大大提高,蒸散耗热可占辐射差额值的90%以上。在非常干旱的晴天,日蒸散量约为1.2毫米,蒸散耗热占辐射差额值的约28%。

参 考 文 献

- [1] 贺庆棠、刘祚昌, 1982: 森林的热量平衡。林东科学, 16(1), 24—33页。
- [2] 服部重昭等, 1981: エネルギー收支によつてヒノキ林の蒸発散量測定。日本林学会志、63(4): 125—132。
- [3] Baumgartner A. & Brüning E.F., 1978: Tropical forests and the biosphere (In: Tropical Forest Ecosystems, UNESCO, p. 33—60)。
- [4] Baumgartner A., 1970: Vaporization in forests (Proceedings of the Joint FAO/U.S.S.R. International Symposium on Forest Influences and Watershed Management, Moscow, p. 70—92)。
- [5] Baumgartner A., 1967, Energetic bases for differential vaporization from forest and agricultural lands. (W.E. Sopper et al ed. International Symposium on Forest Hydrology, Pergamon Press. 381—389)。
- [6] Black T.A., 1979: Evapotranspiration from Douglas-fir stands exposed to soil water deficits. Water Resources Research, 15(1): 164—170。
- [7] Blad B.L. & Rosenberg N.J., 1974: Lysimetric Calibration of the Bowen ratio energy balance method for evapotranspiration

- estimation in the Central Great plains. *J. Appl. Meteor.*, 13(5), 227-236.
- [8] Budyko M. I. 1974: *Climate and Life* (English transl. ed. by D.H. Miller) · Academic Press, New York.
- [9] Fuchs M. & Tanner C. B., 1970: Error analysis of Bowen ratios measured in differential Psychrometry · *Agric. Meteor.*, 7 (4) : 329-334.
- [10] Grip H. et al., 1979: Discrepancy between energy and water balance estimates of evapotranspiration (S. Halldin ed., *Comparison of forest water and energy exchange models*, Amsterdam, P. 237-255).
- [11] Lindroth A. & Noren B., 1979: Evapotranspiration measurements at Jädraas: Instrumentation, data gathering processing (S. Hilldin ed. *Comparison of forest water and energy exchange models*, Amsterdam, 15-26).
- [12] Penman H. L., 1967: Evaporation from forests: A comparison of theory and observation (In: W. E. Sopper & H.W. Lull ed. *International Symposium on Forest Hydrology*, Pergamon Press Ltd., p.373-380).
- [13] Reifsnyder W.E. & Lull H.W., 1956: Radiant energy in relation to forests. U. S. Department of Agriculture Technical Bulletin No. 1344.
- [14] Spittlehouse D.L. & Black T.A., 1979: Determination of forest evapotranspiration using Bowen-ratio and eddy Correlation measurements · *J. Appl. Meteor.*, 18(5), 647-653.

PRELIMINARY MEASUREMENTS OF EVAPOTRANSPIRATION
FROM A TROPICAL SEASONAL RAIN FOREST IN HAINAN
ISLAND (CHINA) USING EBBR METHOD

Xu De-ying

Zeng Qing-bo

(*Forest Research Institute,
Chinese Academy of Forestry*)

(*Institute of Tropical Forestry
Chinese Academy of Forestry*)

Abstract

The energy balance-Bowen ratio (EBBR) method has been used for the measurements of evapotranspiration (ETP) from a tropical seasonal rain forest during the dry seasons at the bottom of Jianfeng Mountain, Hainan Island, China. The aim of the measurements was to search for the possibility of using EBBR method to tropical forests. The daytime Bowen-ratios during the early dry season were about 0.3-2.3, while during the late dry season were about 2-8. The variation of calculated EPT through a day and the variation under different weather conditions showed an obvious regularity, though the Bowen-ratios and calculated EPT had an ampler fluctuation than those obtained from temperate forests. In view of the variation of EPT from the tropical forests had a similar trend compared with those from temperate forests, EBBR method is considered to be suitable to tropical forests as a whole. According to the preliminary measurements the ratio of latent heat to radiant balance in a sunny day during the period which was not severely dry was about 45%. The ratio obtained in the day next to a rainy day rose substantially to more than 90%. The ratio of latent heat to radiant balance in a severely dry sunny day was about 28%.