

海南岛尖峰岭热带森林蒸散*

徐 德 应 曾 庆 波

(中国林业科学研究院林业研究所) (中国林业科学研究院热带林业研究所)

摘要 本文用能量平衡-波文比法在海南岛尖峰岭地区对热带森林的蒸散进行三年旱季和雨季49d的测定,测定数据用逐步回归法建立多元回归方程,把降雨量作为因变量置于回归方程中,引进新参数AWE表示可供蒸散的水分,计算出森林全年蒸散量,并用Penman-Monteith方程作对比,分别计算出森林每日蒸散值。其结果是:用EBBR法测定和计算的森林全年蒸散值分别为534.7 mm(1983年)、520.7 mm(1984年)和564.0 mm(1985年),分别占年降雨量的30.4%、30.2%和44.9%。而用Penman-Monteith方程计算的森林全年蒸散值分别为721.1 mm(1983年)、714.8 mm(1984年)和728.4 mm(1985年),分别占年降雨量的41.0%、41.5%和58.0%。用这两种方法计算的日平均蒸散的最小值分别是0.36 mm和0.49 mm,日平均蒸散的最大值分别为2.55 mm和3.14 mm。

关键词 热带森林; 蒸散; 能量平衡; 多元回归

弄清热带森林调节水分的功能,是一个重要而又困难的问题。为了解热带森林与水的关系,一些国家在热带林区设立了水文观测站,进行了水分平衡的研究。Pereira^[1]在肯尼亚Kericho热带雨林测得的年平均水分散失量大约为1500 mm,约占降雨量的80%(不考虑渗透)。Ekern^[6]在1980—1981年用水量平衡法对夏威夷的Kipapa流域测得的蒸散量为984 mm,占年降雨量的35%。Kenworthy^[9]在马来西亚龙脑香混交林中用水量平衡法测得年总蒸散量为1375 mm,占年降雨量的55%。Bernhard-Rerversat等^[7]通过土壤水分变化的一些资料来估计蒸散。在象牙海岸的Banco和Yapa,测定了三个试验地的蒸散,分别为降雨量的64%、66%和73%。Jordan等^[8]在委内瑞拉的San Carlos用同位素测得的蒸散量每日为2.76 mm。在研究中,森林蒸散多用Penman公式、Thorntwaite公式或其它经验公式计算。如Seth等^[9]用三种公式对印度Dehra柚木林的可能蒸散(potential evapotranspiration)进行计算,耗水量大约为35—54%。这些公式都是用来计算可能蒸散的,用它们来代替实际蒸散的可靠性很难估计。Penman^[10]引用了Kericho热带雨林和Kimakia竹林的资料,把水分平衡法的实测值与理论值进行比较,其蒸散量约为年降雨量的1/2—2/3。

从1980年开始,我们对热带林的蒸散进行了观测研究。在旱季和雨季每年随机选择一段时间,用能量平衡-波文比(EBBR)法,测定每日蒸散值,并与1 km处气象站的天气观测

本文于1988年3月9日收到。

• 本研究为中国科学院科学基金资助课题的一部分。

资料建立多元回归方程，用日气象资料计算1983—1985年森林每日蒸散值以及每月每年的蒸散值，与Penman-Monteith方程计算结果进行比较，获得了令人满意的结果。

一、观测地的自然条件

观测点位于海南岛西南部尖峰岭西坡，北纬 $18^{\circ}40'$ ，东经 $108^{\circ}49'$ ，低山中部，海拔200—350 m，相对高度150—250 m，坡度变化约 20° — 25° ，地形放射状切割，为侵蚀性低山至丘陵地貌。测点西、南向海，东、北递升连尖峰岭主脊，每年东南、西南季风影响较大，终年温热，具有稳定的干湿季，属季风热带气候。年平均气温 24.5°C ，年平均降水量1650 mm，蒸发量1886 mm，年相对湿度80%，11—4月为旱季，5—10月为雨季。雨季降水量占全年的90%以上。土壤主要是花岗岩和花岗闪长岩残积物上发育的褐色砖红壤，风化度较浅，石粒含量较多，有一定的有机质积累，水溶液呈微酸性反应。

自然植被为海南岛典型的半落叶季雨林。主要树种有大沙叶 (*Aporosa chinensis*)、布楂叶 (*Microcos paniculata*)、翻白叶 (*Pterospermum heterophyllum*)、黑格 (*Albizia odoratissima*)、龙眼 (*Euphoria longan*)、乌墨 (*Syzygium cumini*)、鸡尖 (*Terminalia hainanensis*)、厚皮树 (*Lansea grandis*)、黄牛木 (*Cratoxylon ligustrinum*)、细基丸 (*Polyalthia cerasoides*)等。树冠参差不齐，平均树高12 m，乔木可分三层，灌木层发达，草类稀疏，林分郁闭度为0.7—0.8。据群落组成和干基解析证明，为30 a前演替的次生性半干旱型季雨林群落。

二、观测和计算方法

(一) 观测装置

在季雨林中建造高18 m铁塔一座。测定项目有辐射、温度、湿度、风速、树温、地温等。辐射(总辐射和反射辐射)用天空辐射表观测，安放在林冠上1 m处。温湿度用通风干湿表测定(离地面高度分别为12.5、14、16、18 m)。树温用半导体温度计在树干、树枝不同部位和不同深度测定，并取平均值，地温用水银温度计测定(离地面高度分别为5、10、15、20、40、60 cm)。

(二) 观测方法

1980年我们采用EBBR法进行初步测试^[2]。为了进一步提高观测精度和消除仪器的系统误差，从1983年起把通风干湿表放于百叶箱内，定时交换上、下层通风干湿表，并把下部测点从林冠上的0.5 m提高到2 m。

(三) 计算方法

1. 观测期间的计算方法 EBBR法被用来测定每小时森林蒸散量，然后加起来求得一日(白天)的蒸散量。计算公式：

$$E = \frac{R_N - G - F}{L(1 + B)} \quad (1)$$

式中 E 为每小时蒸散量(mm/h)， R_N 为林上净辐射(mw/cm^2)， G 为通过土壤表面的热通量(mw/cm^2)， F 为植物体吸收的热量(mw/cm^2)， $L = 2.453 \times 10^6$ (J/kg) 为汽化潜热， $B = 0.662 \frac{\Delta Q}{\Delta e}$ 为波文比， Q 为两个高度的位温差值($^{\circ}\text{C}$)， e 为两个高度的水汽压差值(mb)。

为了对比, 我们采用目前广泛应用的方程:

$$E = \frac{S \cdot (R_N - G - F) + R_0 \cdot C_p \cdot (E_s - E_A) / R_A}{L \cdot [S + G_A \cdot (1 + R_s / R_A)]} \quad (2)$$

式中 S 为在气温 T 时空气的饱和水汽压随气温的变化率 ($\text{mb}/^\circ\text{C}$), R_0 为空气的密度 (kg/m^3), C_p 为空气的定压比热 ($\text{J}/\text{kg}/^\circ\text{C}$), E_s 为气温 T 时的饱和水汽压 (mb), E_A 为空气的水汽压 (mb), G_A 为干湿度常数 ($\text{mb}/^\circ\text{C}$), R_s 为冠层的表面阻力 (s/cm), R_A 为水汽输送的空气动力学阻力 (s/cm), 公式 (2) 中的空气动力学阻力 R_A 用下面公式近似地计算:

$$R_A = \frac{\{\ln[(z-d)/z_0]\}^2}{K^2 \cdot u} \quad (3)$$

式中 z 为风速观测高度, d 为零位移高度, 近似地取 $d = 0.75 \times H$ (H 为树高), z_0 为粗糙度, 近似地取 $z_0 = 0.1 \times H$, K 为卡门常数, u 为 z 高度上的风速 (cm/s).

据 Szeicz^[14] 在没有气孔计的情况下对 R_s 的计算有四种方法, 我们采用廓线法:

$$R_s = \frac{R_0 \cdot C_p \cdot [E_s(T_*) - E_*]}{G_A \cdot L \cdot E} \quad (4)$$

式中 T 和 E 的求法: 点出各高度上的风速图, 用外推法求出 $u = 0$ 的高度, 该处的温度即为 T_* , 对应的饱和水汽压为 $E_s(T_*)$, 该处的水汽压即为 E_* . 为了简便起见, 我们在零位移高度 d 处观测温、湿度, 每次不再变换观测高度, E 用能量平衡法求得.

2. 全年蒸散值的算法 长期地测定森林蒸散, 实际上是很困难的. 我们只能在观测蒸散值与气象站的常规天气观测资料之间建立多元回归方程, 并根据每日的天气资料计算出每日的森林蒸散量, 然后求全年蒸散量即 $E_y = \sum_1^{365} (E_1 + E_2 + E_3 + \dots + E_{365})$.

在测定蒸散过程中, 我们发现蒸散与降雨量有密切关系, 只简单地把降雨量作为自变量, 在方程中得不到好的结果. 为在方程中表达降雨对蒸散的影响, 我们设计了一个新参数 AWE , 近似地表示土壤中可供蒸散的水分. 于是拟定出 AWE 的计算公式:

$$AWE = \frac{\sum_{I=1}^{30} I \times P(I)}{30 \times (N+1)} \quad (5)$$

式中 I 值为向前递减, 即当日取 $I = 30$, 前一天取 $I = 29$, ……前30天 $I = 1$. $P(I)$ 为第 I 日 (从30日前开始计算的 actual 降雨), 如果 $P(I) > 30 \text{ mm}$, 则取 $P(I) = 30 \text{ mm}$. 降雨日的定义为 $P(I) \geq 2 \text{ mm}$, 如果 $P(I) < 2 \text{ mm}$, 则为非降雨日. N 为离开最近一次降雨的日数. 降雨后的第一天 $N = 1$, 降雨后的第二天 $N = 2$, ……如此类推.

在计算降雨量时规定一个上限, 所以 AWE 值变动于 $0 - 232.5$ 之间的表示供水水平的一个相对值. 最后得到如下回归方程:

在极潮湿条件下

$$E = -0.00061 + 0.00346 \times R_{ST} + 0.59761 \times V_s \quad (6)$$

复相关系数 $r = 0.724$

在半干旱条件下

$$E = -0.7134 + 0.00463 \times R_{ST} + 0.03626 \times AWE \quad (7)$$

复相关系数 $r = 0.918$

在极干旱条件下

$$E = 0.0403 + 0.00114 + R_{ST} \quad (8)$$

复相关系数 $r = 0.712$

以上三式的显著性水平 α 均取 0.10。E 为森林白天的蒸散总量 (mm)， R_{ST} 为气象站测得的日总辐射量，为避免错误，仍采用旧的单位 cal/cm^2 ， V_S 为风速。而其它的气象要素如气温、饱和差、云量、蒸发量等，未被选入回归方程。

用 Penman-Monteith 方程计算每日蒸散量的方法：

根据观测资料与气象站的对应要素求得相关，其中温度、湿度、辐射线性相关极好。因风速未能求得简单的线性相关，故作出曲线图，以表函数的方式输入计算机，由计算机自动查取。热带森林的反射率一日中变化大，宜取平均值 17.4%。森林向大气的有效长波辐射变化范围在总辐射的 12—16%，宜取平均值 13.7%。扣除这些数字，我们可以直接从气象站的总辐射中求得林上的辐射平衡值。林下通过土壤表面的热通量和地上植物体吸收的热量 ($G+F$)，如果不显著升温或降温，则全天的总值都很小。我们计算的是白天蒸散值，故 G 和 F 都不可忽略。 $G+F$ 的总和，平均占辐射平衡值的 7—9%。

R_A 的计算分三种情况讨论。把 1984 年旱季作为“极干旱”，1983 年和 1985 年旱季作为“半干旱”，雨季作为“极潮湿”。用公式 (4) 分别计算 R_S 值，并求得平均值。则在极干旱的条件下， $R_S = 7.06 \text{ s}/\text{cm}$ ；在半干旱的条件下， $R_S = 1.86 \text{ s}/\text{cm}$ ；在极潮湿的条件下， $R_S = 0.89 \text{ s}/\text{cm}$ 。事实上，从干旱到潮湿的变化过程中， R_S 也逐渐变化。

这样就可以得出公式 (2) 中每个自变量的值，然后用公式 (2) 计算每日的白天蒸散量。

三、结 果

观测期间林上波文比的变化规律及其误差已详细地讨论过^[13]。从公式 (1) 可以看出，由于 R_N 、 G 和 F 的测量误差非常小，而商的相对误差等于各因子的相对误差之和^[3]，所以蒸散的测定误差主要决定于波文比 B 的误差，即：

$$\frac{\Delta E}{E} = \left| \frac{\Delta(R_N - G - F)}{R_N - G - F} \right| + \left| \frac{\Delta B}{B} \right| \approx \left| \frac{\Delta B}{B} \right| \quad (9)$$

1984 年 4 月 11 日 (图 1) 前 30 d 的降雨量总和仅为 1.7 mm， AWE 值为 0.01。这时森林已经极度干旱，蒸散的日变化出现很明显的旱季特征，蒸散耗热在辐射平衡中所占的比例非常小，仅为 14.5%。一天中，蒸散值的变化极大，有时甚至出现负值。在整个观测期间，发现蒸散值的负值出现具有某种规律，通常在下雨前 14—17 h，这时风速大，乱流强。1983 年 10 月 8 日 (图 2)，它的前 30 d 的降雨总量为 258.3 mm， AWE 值达 154.15，这是水分供应十分充足的一个例子，蒸散曲线与辐射曲线的变化趋势近似，蒸散耗热占辐射平均值的 85.1%。从图 1、2 中可以看出，早上 8 时和 9 时的蒸散值均为负值。由于地形原因，9 时前太阳还没有照到林上，能量平衡的供热项 ($R_N - G - F$) 为负值。这时林冠上方下层气温低于上层气温，波文比值 0—-1 之间，使 LE 成为一个相当大的负值。误差的产生是由于 EBBR 法的局限性所造成的。当蒸散耗热小于零时，假定蒸散值也等于零，如果把蒸散耗热按小于零计算，必然要被解释为凝结现象，有时甚至大量出现凝结。这与观测到的事实，尤其在旱季是不符合的。事实上 9 时前林冠表面层的气温低于东坡和南坡，这时只要有轻微

的平流就能出现 $LE < 0$ 的上述现象(但 EBBR 法不考虑平流)。此外,在下雨前的白天,多次出现蒸散耗热负值,也是暖空气平流造成的。

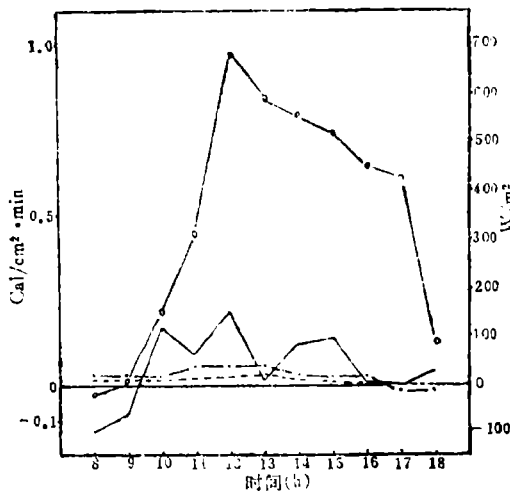


图1 干旱情况下森林蒸散日变化(1984.4.11)
 ····辐射平衡; ———蒸散耗热;
 - - -土壤热通量; - - -植物体热变化

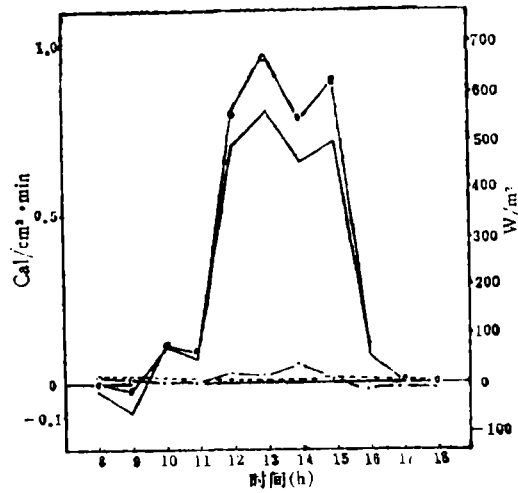


图2 极潮湿情况下晴天森林蒸散日变化(1983.10.8)
 ····辐射平衡; ———蒸散耗热;
 - - -土壤热通量; - - -植物体热变化

我们把旱季和雨季中森林热量平衡各分量取平均值,见表1。表1表明,在旱季中绝大部分净辐射能用于空气的加热(观测期间占78%),而用于蒸散的耗热尚不足13%。雨季正好相反,用于空气加热的能量不足净辐射的11%,而用于蒸散耗热达82%。用于土壤增温的热量(G)和植物体增温的热量(F)比例较小,其值旱季略大于雨季。

表1 海南岛尖峰岭热带季雨林热量平衡各分量的比

季	因	子	R_N	LE	G	F	H	单 位
旱 季			1047.4	133.6	70.9	24.8	818.0	$J \cdot cm^{-2} \cdot day^{-1}$
			4.28	0.55				mm
			100	12.8	6.8	2.4	78.0	%
雨 季			741.2	608.2	42.5	11.5	79.1	$J \cdot cm^{-2} \cdot day^{-1}$
			3.03	2.48				mm
			100	82.1	5.7	1.5	10.7	%

注:① H 为乱流热通量;②旱季的数值仅取1984年旱季每日观测的平均值(1983年和1985年旱季观测期前的一段时间,因降水较多,旱季特征不明显,故未计入)。

我们用 EBBR 法和 Penman-Monteith 方程分别计算热带季雨林的每日蒸散值,累加后得到每月每年的蒸散值(见表2)。在旱季,这两种计算方法的差异较小,而在雨季差异则较大。

用 EBBR 法和 Monteith 方程得出的日蒸散极端最大值分别为 4.18 mm、5.43 mm,用 EBBR 法算得月平均蒸散最小值和最大值分别为 0.36 mm、2.55 mm,而用 Monteith 方程算得月平均蒸散最小值和最大值分别为 0.49 mm、3.14 mm。

表 2 1983—1985年海南岛尖峰岭每月降雨量和森林蒸散量

年 月	1983						1984						1985					
	P	EB	EM	$\frac{EB}{P}$	$\frac{EM}{P}$	$\frac{EM}{EB}$	P	EB	EM	$\frac{EB}{P}$	$\frac{EM}{P}$	$\frac{EM}{EB}$	P	EB	EM	$\frac{EB}{P}$	$\frac{EM}{P}$	$\frac{EM}{EB}$
	(mm)	(mm)	(mm)	(%)	(%)	(%)	(mm)	(mm)	(mm)	(%)	(%)	(%)	(mm)	(mm)	(mm)	(%)	(%)	(%)
1	10.9	18.3	17.4	167.9	159.6	95.1	7.1	21.2	20.3	298.6	285.9	96.0	19.4	23.4	27.4	120.6	141.2	117.3
2	28.2	22.0	29.1	78.0	103.2	132.6	17.8	26.1	31.4	146.6	176.4	120.6	82.2	30.0	37.9	36.5	46.1	126.3
3	55.4	42.8	56.4	77.3	101.8	131.7	5.0	16.7	21.5	334.0	430.0	128.9	26.3	31.1	40.1	118.3	152.5	129.1
4	17.4	32.4	49.2	186.2	282.8	151.9	89.0	41.0	61.5	46.1	69.1	150.0	82.2	53.2	67.9	64.7	82.6	127.6
5	41.9	40.5	63.8	96.7	152.3	157.7	131.9	60.0	83.7	45.5	63.5	139.3	108.5	71.5	93.4	65.9	86.1	130.6
6	29.0	54.4	83.4	187.6	287.6	153.4	350.9	58.6	87.9	16.7	25.0	149.9	217.9	54.3	73.8	24.9	33.9	135.9
7	755.9	62.9	90.9	8.3	12.0	144.6	92.3	66.7	94.3	72.3	102.2	141.4	59.1	62.7	83.4	106.1	141.1	133.0
8	384.1	65.0	86.6	16.9	22.5	133.3	497.4	56.3	81.5	11.3	16.4	144.8	165.9	53.7	75.6	32.4	45.6	140.6
9	188.7	76.4	94.2	40.5	49.9	123.3	336.1	61.3	89.3	18.2	26.6	145.8	185.3	64.9	80.1	35.0	43.2	123.5
10	233.6	65.6	88.2	28.1	37.8	134.5	131.3	63.2	79.7	48.1	60.7	126.0	306.5	62.2	74.3	20.3	24.2	121.5
11	0.0	35.6	39.2	∞	∞	110.4	63.6	38.5	48.6	60.5	76.4	126.0	29.0	39.1	53.2	134.8	183.4	136.0
12	15.6	18.8	22.6	120.5	144.9	120.4	1.7	11.1	15.1	652.9	888.2	135.7	3.8	17.9	21.3	471.1	560.5	119.4
计	1760.7	534.7	721.1	30.4	41.0	134.9	1724.1	520.7	714.8	30.2	41.5	137.3	1256.1	564.0	728.4	44.9	58.0	129.1

注： P ——降雨， EB ——用EBBR法计算的蒸散， EM ——用Penman方程计算的蒸散。

月蒸散在月降雨量中所占的比例和干旱程度及降雨方式有很大关系。在旱季雨水供应不足的时候，蒸散量远远超过降雨量。在雨季供水充足的情况下，蒸散占降雨量的比例很小。在降雨强度小时，蒸散所占比例大，在有暴雨或大暴雨的月份，蒸散占降雨量的比例很小。如1983年7月，月降雨量755.9 mm，蒸散只有62.9 mm(EBBR法)，占降雨量的8.3%，这个月中大部分降雨成为迳流而被流失。同年9月，降雨量为188.7 mm，蒸散量为76.4 mm，占降雨量的40.5%。在一年中的蒸散变化规律是旱季小，雨季大。蒸散的平均最大值往往不是出现在降雨量最多的月份，而是出现在雨季刚刚结束或雨季中出现的“小旱季”。

按EBBR法计算，1983年全年蒸散量为534.7 mm，1984年为520.7 mm，1985年为564.0 mm，分别为对应年份降雨量的30.4%、30.2%和44.9%。按Penman-Monteith方程计算分别为721.1 mm、714.8 mm、728.4 mm，为对应年份降雨量的41.0%、41.5%和58.0%。

如果以 $\sigma(P)/P$ 来计算各年月降雨量变率，则1983、1984、1985年的月降雨变率分别为1.47、1.08和0.84。在降雨变率大(即降雨分布不均匀)的年份，蒸散占降雨量的比例小。反之，在降雨变率小(即降雨分布均匀)的年份，蒸散占降雨总量的比例大。

将上述两种方法计算的结果取平均值，海南岛热带林的全年蒸散量为627.9 mm(1983年)、617.8 mm(1984年)和646.2 mm(1985年)，分别占全年降雨量的35.7%、35.8%和51.4%。

四、讨 论

1. 从引进一个新的参数 AWE 后的方程看出, 在任何情况下, 森林蒸散都与辐射总量有关, 总辐射量愈大, 则蒸散愈大。在极干旱条件下, 蒸散与降雨无关; 在极潮湿的条件下, 由于水分供应十分充足, 蒸散与直接降雨无关; 而在半干旱条件下, 即在旱季中出现小的降雨后的一段时间中, 蒸散与 AWE 相关显著; 在极干旱的条件下, 自变量 TG 与 R_{ST} 之间有明显的线性相关(在方程中淘汰了 TG , 只取 R_{ST} 作为自变量)。

2. 用 Penman-Monteith 方程计算的蒸散值比用 EBBR 法计算出来的值要大^[4, 17, 18], 也比直接测定的蒸散值约大一倍。由于计算误差, 很难确定两种计算方法中那种更精确, 还有待于今后继续探讨。

参 考 文 献

- [1] 中野秀章(李云森译), 1983, 森林水文学, 中国林业出版社。
- [2] 徐德应等, 1985, 用能量平衡-波文比法测定海南岛热带季雨林蒸散初试, 热带亚热带森林生态系统研究, (3), 183—196。
- [3] 冯师颜, 1964, 误差理论与实验数据处理, 科学出版社。
- [4] 服部重昭等, 1981, エネルギー收支によるヒノキ林の蒸散量測定, 63, 125—132。
- [5] Ekern, P. C., 1982, Measured evaporation in high rainfall areas, leeward KOOLAU range, Oahu, Hawaii, Proceedings of the international symposium on hydrometeorology, Amer. water Resour. Associ., 85—90。
- [6] Baumgartner, A. et al., 1979, Tropical forest ecosystems, UNESCO, 33—60。
- [7] Bernhard-Reversat, F. et al., 1978, Structure and functioning of evergreen rain forest ecosystems of the Ivory Coast, UNESCO, 557—574。
- [8] Jordan, C. F. et al., Transpiration of trees in a tropical rain forest, J. Appl. Ecol., 14, 853—860。
- [9] Seth, S. K. et al., 1978, Tropical forest ecosystems, UNESCO, 628—640。
- [10] Penman, H. L., 1967, Evaporation from forests: A comparison of theory and observation, International Symposium on forest Hydrology, Pergamon press Ltd., 373—380。
- [11] Lu Junpei et al., 1986, Ecological consequences of shifting cultivation and tropical forest cutting on Jianfeng Mountain, Hainan Island, China, INTECOL Bulletin, 13, 57—60。
- [12] Brusaert, W., 1980 Evaporation into the atmosphere, Dordrecht。
- [13] Xu Deying and Zheng Qingbo, 1986, Bowen ratios above a tropical forest on Hainan Island, China, INTECOL Bulletin, 13, 85—88。
- [14] Szeicz, G. et al., 1969, Surface resistance of crop canopies, water Resour. Res., 5, 622—633。
- [15] Grip, H. et al., 1979, Discrepancy between energy and water balance estimates of evapotranspiration, Comparison of forest water and energy exchange models, Amsterdam, 237—255。
- [16] Jansson, P. E. et al., 1985, Energy and water fluxes in pine forest ecosystems, Ecology and Management of forest biomass production systems, Uppsala, 63—75。
- [17] Bringfelt, B., 1985, A forest evapotranspiration model using Synoptic weather data, The Forest-Atmosphere Interaction, Dordrecht, 161—176。
- [18] Ferttu, K. et al., 1980, Micrometeorology and hydrology of pine forest ecosystems

I. Field studies, Structure and Function of Northern Coniferous Forests—An Ecosystem study, Ecol. Bull., Stockholm, 75—121.

EVAPOTRANSPIRATION WATER-COMSUMPTION IN TROPICAL FOREST AT JIANFENGLING, HAINAN ISLAND

Xu Deying

(*The Research Institute of Forestry CAF*)

Zheng Qingbo

(*The Research Institute of Tropical Forestry CAF*)

Abstract Based on the improvements of observing methods in 1980—1981, the evapotranspiration experiment in a tropical monsoon forest was conducted using EBBR method on Hainan Island from 1983 to 1985 during which 49 sampled days in dry seasons and rainy seasons were selected at random. A stepwise multiple regression was set up using the daily evapotranspiration values and the synoptic data which were recorded daily from a meteorological station 1 km away from the Research Station of Tropical Forestry. The rainfall was taken into consideration in the regression equations by using especially designed index “Available Water for Evaporation” (AWE). As comparison, the every day EPT values were calculated using Penman-Monteith equation. The computed results turned to be 534.7 mm, 520.7 mm and 564.0 mm according to EBBR method; and 721.1 mm, 714.8 and 728.4 mm according to Penman-Monteith equation for 1983, 1984 and 1985 respectively. The EPT/rainfall ratios were 30.4 %, 30.2 % and 44.9 % with EBBR method; and 41.0 %, 41.5 % and 58.0 % with Penman-Monteith equation for 1983, 1984 and 1985 respectively. The ratios were strongly correlated with intensities of rainfall. The larger the intensities of rainfall, the smaller the water consumption percent (EPT/rainfall) because of the greater runoff. The minimum average daily EPT values were 0.36 mm/d and 0.49 mm/d by the two methods respectively; and the corresponding maximum average daily EPT values were 2.55 mm/d and 3.14 mm/d respectively.

Key words tropical forest; evapotranspiration; energy balance; multiple regression