



陆面蒸发日变化

文献中关于陆面蒸发日变化的阐述是很少的，因为实际测定这种特征有很大困难。利用台站热量平衡观测资料可以确定陆面蒸发日变化及其不同地理区域内的特点。有关这个问题在 T. A. Огнева 的著作 (1965) 中已有所述。本文是根据苏联不同地区 24 个气象站的较完整的观测资料来研究蒸发日变化的特点。这是在 8—13 年的时间里按规范进行观测的。资料的计算是按照不同年份各时期的原始资料按月进行平均。

通过资料分析可以看出：蒸发数值的大小基本上是与辐射平衡变化过程一致的。所以蒸发的最大值与辐射平衡最大值都在 13 时出现。从 10 至 16 时，也就是有明显的辐射热收入时，蒸发最明显且数量大。这种特点从表 1 可以看出。该表给出了不同景观区各站六月份蒸发日变化的平均值。I 区：具有足够湿润的南部地区 (3 个站)，II 区：落叶林和混合林地区 (6 个站)，III 区：松柏 (针叶) 林区 (8 个站)，IV 区：草原和森林草原 (10 个站)，V 特殊区 (以希比内和亚连茨克为例)。观测到蒸发的绝对值有规律地变化。在日变化中以 13 时蒸发为最大值，蒸发量最小。蒸发量随时间变化，在个别情况下差值还要大。

表 1 6 月份蒸发日变化 (毫米/小时) (8—13 年观测的平均值)

区	时 间 (时)					
	1	7	10	13	16	19
I	0.00	0.06	0.37	0.56	0.45	0.10
II	0.00	0.10	0.30	0.40	0.33	0.14
III	0.02	0.09	0.29	0.34	0.28	0.15
IV	0.02	0.08	0.23	0.31	0.28	0.13
V	0.02	0.08	0.16	0.20	0.20	0.14

从表 1 中还可看出：相对于 13 时蒸发日变化是不对称的。中午以前的数值小于中午后的数值。16 时蒸发大于 10 时蒸发量平均达 0.03—0.05 毫米/小时，在个别情况下差值还要大。

蒸发日变化总的来说与辐射平衡相一致。但也有本质的差别。表现在 7 时和 19 时这些数值的符号不同，7 时蒸发值比辐射平衡值小，而 19 时要大些，这些特点可以从表 8 中蒸发耗热与辐射平衡比值中看出 (计算精确到 0.05)，上述资料是对不同景观区取平均资料得到的。比值从早晨的 0.4 增加到晚上的 1.0 或更多，在秋季 7 时和 19 时有相反的符号 (在春季也观测到)，早晨与凝结有关；在晚间，由于土壤散热和涡动热流入量的散热 (逆温情况下) 而没有供蒸发的辐射热流量。

表 2 13时蒸发月平均值 (毫米/小时)

区	五月	六月	七月	八月	九月	十月
	最 大 值					
I	0.60	0.73	0.70	0.57	0.44	0.37
II	0.55	0.57	0.57	0.47	0.39	0.20
III	0.48	0.60	0.50	0.41	0.29	0.11
IV	0.54	0.59	0.59	0.43	0.34	0.21
V	0.25	0.30	0.28	0.23	0.13	0.05
	最 小 值					
I	0.15	0.35	0.21	0.32	0.23	0.12
II	0.12	0.21	0.14	0.09	0.09	0.02
III	0.12	0.11	0.28	0.06	0.06	0.02
IV	0.12	0.15	0.10	0.09	0.05	0.01
V	—	0.09	0.10	0.12	0.04	0.01

表 3 给出了某年 6、9 月份 13 时该比值的最大值和最小值，并指出，在蒸发最大的时间内用于蒸发的辐射热消耗是怎样变化的。在湿润表面（I 区），这种变化不大，在 10% 在范围内。在交替的湿润区（IV 区），比值变化达 3—4 倍。在不同地理区比较蒸发量可以看出，蒸发量最大值在湿润表面，在辐射热流入量很大的南方一些省份（I 区），13 时平均蒸发量可达 0.5—0.7 毫米/小时。

表 3 蒸发耗热与辐射平衡比值的日变化

区	月 份	时 间 (时)					13 时	
		7	10	13	16	19	最大值	最小值
I	六 月	0.40	0.60	0.75	1.0	3.25	0.85	0.70
	九 月	-0.30	0.50	0.65	0.95	-1.00	0.75	0.60
II	六 月	0.70	0.65	0.75	0.80	3.75	0.90	0.50
	九 月	-0.35	0.65	0.65	1.05	-0.20	1.15	0.30
IV	六 月	0.10	0.30	0.45	0.70		0.70	0.25
	九 月	-3.25	0.30	0.30	0.55	-0.55	0.45	0.10

观测到随着表面湿润程度的变化和辐射平衡的减少，蒸发量有规律地减少。在草原地区（IV 区）为 0.30，而在亚库次克，希比内为 0.20 毫米/小时。表 4 给出各景观区不同月份里，蒸发量大的时间内（10，12 和 16 时）不同蒸发量出现的频率。在 I—III 区的台站，在 5—10 月中只有秋季蒸发量小（达 0.1 毫米/小时），在 IV—V 区的台站，仅在夏季而大多数在秋季蒸发量很小，很少出现强烈的蒸发（达 0.5—0.6 毫米/小时）。在 II—III 区有些月份

观测到大的蒸发量。在南部地区的足够湿润表面（I区）经常出现大的蒸发量。在夏季和不同湿润地区出现0.2—0.4毫米/小时蒸发量的频率不同，在辐射平衡增大的时期，湿润表面的蒸发量经常增高，因而秋季出现的频率减小。

表4 在不同景观区台站的蒸发量（毫米/小时）的频率

区	五月	六月	七月	八月	九月	十月	区域	五月	六月	七月	八月	九月	十月
$E \leq 0.1$							$E \leq 0.4$						
I	0	0	0	0	5	25	I	40	20	35	30	30	10
II	0	0	0	0	20	80	II	35	40	40	20	0	0
III	0	0	0	0	20	90	III	30	20	50	20	0	0
IV	5	5	5	15	25	60	IV	10	25	25	10	0	0
V	30	10	15	20	80	100	V	5	0	0	0	0	0
$E \leq 0.2$							$E \leq 0.5$						
I	15	5	5	5	25	55	I	20	30	25	25	5	0
II	10	5	10	20	55	20	II	20	15	10	10	0	0
III	10	15	0	30	60	10	III	20	20	10	10	0	0
IV	50	20	25	40	55	25	IV	5	10	10	0	0	0
V	30	60	60	70	20	0	V	0	0	0	0	0	0
$E \leq 0.3$							$E \leq 0.6$						
I	5	5	10	30	35	10	I	20	40	25	10	0	0
II	35	30	35	50	25	0	II	0	10	5	0	0	0
III	40	30	35	40	20	0	III	0	15	5	0	0	0
IV	35	40	35	35	20	15	IV	0	0	0	0	0	0
V	35	30	25	10	0	0	V	0	0	0	0	0	0

鹿洁忠译自《Метеорология и гидрология》1978. № 1.

校者：韩湘玲

作者：Т.А.Огнева

在漫灌田水稻和稗的蒸腾量、叶温和叶水势

引言

水稻的蒸散量在亚洲热带已有广泛研究。J. C. O'Toole和V. S. Tomar (1980年) 查阅了南亚和东南亚地区有关湿生稻的蒸腾、蒸散资料以及对其有影响的基本要素的资料。并

同其他主要粮食作物这方面的研究成果进行了比较,发现缺少关于记述和解释灌溉(漫灌)条件下、热带稻作的蒸腾率与叶水势、叶扩散阻力和叶温等方面关系的研究。

一般来说,气温、水汽压差(VPD)、太阳辐射和蒸腾率有关。由于气温对气孔具有直接影响、因而蒸腾无论如何不是一个定值(Meidner和Manstield, 1968)。在一天中,由于蒸腾随气象因子的变化而变化,结果导致了叶水势和叶温的变化。几个植物品种的蒸腾率和叶水势的关系已有过论述(Kautmann, 1976)。叶温和叶—气温差的变化已经和估算作物水状态联系起来(Tanner, 1963 Idso等, 1980)。

关于水汽压差对扩散阻力和植物水状态直接影响的观点正在争论之中。应用几种差异较大的植物材料,几位研究者(Ishihara等, 1971; Lange等, 1971; Schulze等, 1972; Aston, 1976)证明了气孔阻力取决于空气湿度。相反地,其他研究者(Barrs, 1973; Rawson等1977)发现没有这样的倾向。太阳辐射和蒸腾的直接关系则较为普遍地为人们所接受。但是,作物蒸腾率与每日或每周的太阳辐射总量的相关常常比与短期的或者每日的太阳辐射量的观测值的相关更为密切。

对生长在热带条件下的湿生稻,对以上提到的变化及其对蒸腾和植物水状态的影响就更有研究。本文着手研究灌溉稻干季的蒸腾率、叶水势、叶—气温差(ΔT)以及有关的气象因子的日变化特征。此外,也包括一般草种稗(*Echinochloa Crus-gall*, L.),因为初步观测表明,它们和水稻比较起来,其反应很不相同。

材 料 和 方 法

本研究是在菲律宾 Los Banos, Laguna 的国际水稻研究所(IRRI)的试验农场进行的,土壤为Maahas粘性土壤。在整个作物生长季,田间充分灌水(漫灌水深3—8厘米)。田间准备成泥浆状的湿土,IR₂₀, IR₃₀, Dular和M₁₋₄四种栽培稻,其秧龄均为22天,于1978年2月28日插秧,插秧密度为20×20厘米。由于稗比水稻的生长发育快,所以在水稻插秧后一周才播种稗。这四种栽培稻和稗,完全按随机排列方式重复四次。每个重复水稻或稗小区均为8×10米。每公顷施氮肥120公斤,磷肥60公斤,钾肥60公斤。农业措施包括高水平的病虫害防治。

在插秧42天之后,于1978年4月11日和12日两个连续晴天,观测了蒸腾率、叶温、气孔阻力、叶水势和天气状况。太阳辐射用辐射强度计来观测,辐射强度计用Eppley辐射强度进行了检定;相对湿度是用毛发湿度计来观测,这些仪器安装在离试验地不到0.5公里的研究站的气象站。观测站设在包括试验地在内的灌溉稻区里。在研究地上两米高,用风向风速仪来观测。

所有小区都安有微型蒸渗计,用来测定蒸腾率,5时到18时之间,每小时观测一次。关于微型蒸渗计的结构和使用,在其他地方已经讨论过(Tomar和O'Toole, 1980b)。在每个重复中安设二台微型蒸渗计,即每个水稻栽培品种或稗种都安装8台。在试验完成之后,把器内的植株和每个小区中的四个样本丛的水稻割掉,测其叶面积。为此用AAM—7型Hayashi Denko表来测定。每400平方厘米样本丛的蒸腾率用单位土地面积蒸腾量来代表。同时也从每个微型蒸渗计内的植株总叶面积来计算单位叶面积上的蒸腾量。

叶温、气孔阻力和叶水势是在冠层上部选两个完全展开的有代表性的叶片测定的,并和

微型蒸渗计内的植株比较。这项测定在每个重复小区上，5时到18时之间每小时观测一次。

叶温用具有热敏电阻探头的生物型不锈钢微注射器在叶片顶端进行测定。微注射器的探头插入远轴叶面的中叶脉。同时用具有环氧保护外套的温度计来观测作物层的气温。

气孔阻力用LI-60型的 Lambda 扩散阻力表来观测。该仪器具有孔径为 3.5×20 毫米的 LI-18S 传感器。在 25°C 时，刻度盘上的阻力范围为 $0.59-33.3$ 秒/厘米。测定在近轴的叶表面上进行。

叶水势是用压力腔来估算。在割下植株之前，将分蘖顶端第二片完全展开叶用湿布包住，并用铝箔护罩罩住。这样一直到测定完毕。压力是由具有 21 巴/分速率的浓缩氮气源来供给。

结 果

蒸腾随天气条件的变化

IR_{20} 和 M_{1-48} 栽培稻和稗蒸腾率的日变化过程见图 1。由于 4 月 11 日和 12 日的天气条件相类似，所以仅列出第一天的资料， IR_{20} 和 IR_{30} 的反应是类似的，Dular 和 M_{1-48} 也是类似的，因而在图 1 中仅列出 IR_{20} 和 M_{1-48} 为例。最高蒸腾率大约出现在 15 时。蒸腾日总量和相应的叶面积系数值见表 1。虽然水稻和稗草的叶面积有明显的差异，但单位叶面积的蒸腾率和单位土地面积的测定值的日变化过程是相似的。因而在后面的讨论中，仅用单位土地面积的蒸腾率观测值。

蒸腾率在日出后开始增大， IR_{20} 水稻在 12 时到 15 时之间，达到最大值 $1.1-1.2$ 毫米/小时，而 M_{1-48} 水稻的最大值为 0.95 毫米/小时。稗的最大蒸腾率 ($0.35-0.45$ 毫米/小时) 比栽培稻低得多，峰值出现在 11 时至 13 时之间，稗的日蒸腾总量约为栽培稻的三分之一 (表 1)。

4 月 11 日的天气条件见图 2。在 11 时之前，太阳辐射逐渐增强，然后减弱。

在 1978 年 4 月 11 日和 12 日得到的辐射日总量分别为 26.76 和 $27.85 \text{ MJ}/\text{米}^2 \cdot \text{天}$ 。白天的大部分时间相对湿度均较低 ($<70\%$)。水汽压 (VPD) 从日出到 12 时增大，最大值约为 20 毫巴，以后直到 17 时，水汽压差一直维持在 20 毫巴上下摆动，然后降低。在白天的大部分时间里，风速均大于 2 米/秒。1978 年 4 月 12 日的天气条件和 11 日基本相同。因此，两天均为热带亚洲大部分地区干季的气候特征，天气晴朗、蒸发量大。

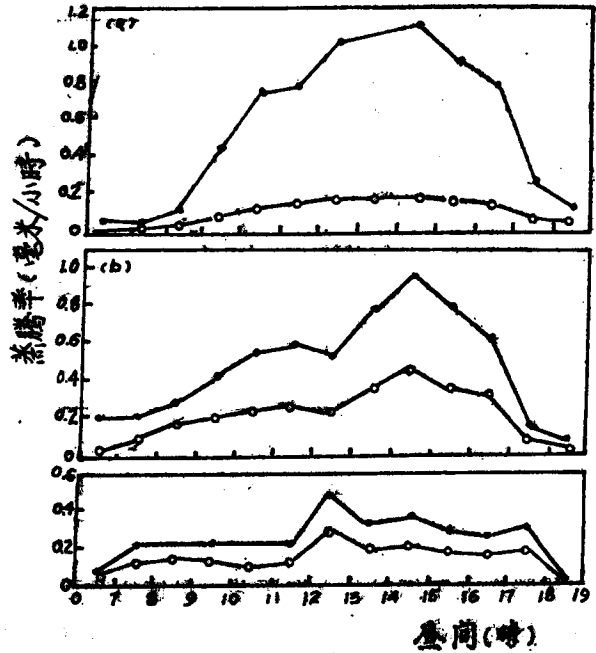


图 1 1978 年 4 月 11 日昼间，栽培稻 IR_{20} (a)， M_{1-48} (b) 和稗 (c) 的蒸腾率。—•— 每单位土地面积。- - - 每单位叶面积

表 1 单位土地面积上, 水稻和稗的日蒸腾总量 (毫米/天) 和微型蒸渗计内的植株叶面积系数 (米²/米²)

	蒸腾测值 (毫米/天)		叶面积系数 (米 ² /米 ²)
	1978年4月11日 6—18时	1978年4月12日 6—18时	
水稻			
IR ₃₆	8.0	8.8	6.8
IR ₂₀	7.1	8.1	5.7
Dular	6.8	7.1	4.3
M ₁₋₄₆	5.9	6.4	2.3
草类			
稗草	2.8	2.8	1.7

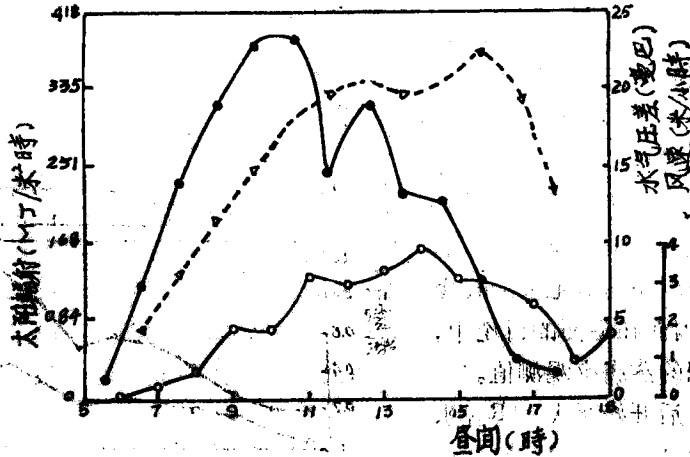


图 2 1978年4月11日昼间的太阳辐射 (·-·) 水汽压差 (▽-▽) 和风速 (○-○)

蒸腾和太阳辐射, 水汽压差, 风速的关系见图 3。在太阳辐射, 风速、水汽压差对蒸腾率日变化的影响方面, 表现出太阳辐射、风速二者与水汽压差 (VPD) 之间具有明显的相互影响。从图 3 可以看出: 两种植物的蒸腾—太阳辐射关系的变化特征, 水稻更接近于圆形, 而稗接近于椭圆形 (图 3 a)。图 3 b 表明: 风速和 VPD 很强的相互影响关系, 明显地表现出类似的趋势。品种反应的差异正好反映在图 3 的两对图上。

水汽压对蒸腾率的影响见图 4 (图 4 略)。水稻 (四个品种平均) 蒸腾率随水汽压呈指数增大, 而稗则呈线性增大。从水稻和稗的比较看出, 当水汽压差大时, 水稻的蒸腾率比稗增加得多。

正如图 3 所示, 当水汽压差大 (>15 毫巴) 时, 如果不考虑太阳辐射, 则两种植物的蒸腾率都大。当水汽压差较小时, 蒸腾随太阳辐射的增强而增大。但在低水汽压差的情况下, 观测得很少。

水汽压差、风速对蒸腾的影响见图 3 b。两种植物的蒸腾率随水汽压差和风速呈线性增大。水稻的多元线性回归方程式为

$$\hat{y} = -0.11 + 0.01X_1 + 0.23X_2, \quad R^2 = 0.92$$

稗的多元线性回归方程为

$$\hat{y} = 0.03 - 0.0046X_1 + 0.1X_2, \quad R^2 = 0.70$$

式中 \hat{y} 是蒸腾率, X_1 为水汽压差 (VPD), X_2 是风速。但是我们的观测仅限于一定的特殊田间条件。所有变量的模式, 主要都属于在这些特定条件下的日变化。

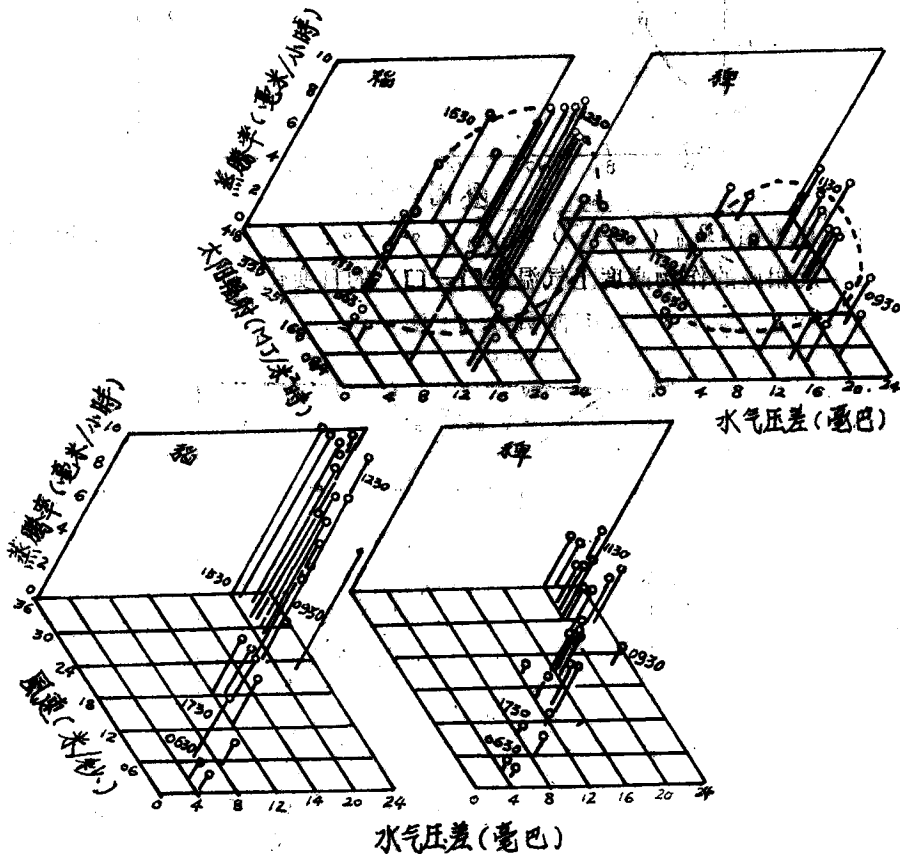


图 3 (a) 在太阳辐射和水汽压差相互作用下, 稻 (四种栽培稻平均) 和稗的蒸腾率的日变化 (b) 在风速和水汽压差的相互作用下, 稻 (四种栽培稻平均) 和稗的蒸腾率的日变化。

叶温, 叶—气温差 (ΔT) 和叶水势

叶温和气温的日变化见图 5。一般来说, 叶温在早晨和下午靠后的时刻都比气温高。在 9 时到 16 时之间, 气温高于栽培稻的叶温。稗的叶温出现同样的日变化趋势, 但在中午一段时间内, 稗比稻的叶温高, 而且接近于气温。M₁₋₄ 栽培稻的叶温始终比 IR₂₀ 高。

叶—气温差 (ΔT) 随气温升高而减小, 而且呈曲线关系 (图 6)。两种栽培稻和稗的

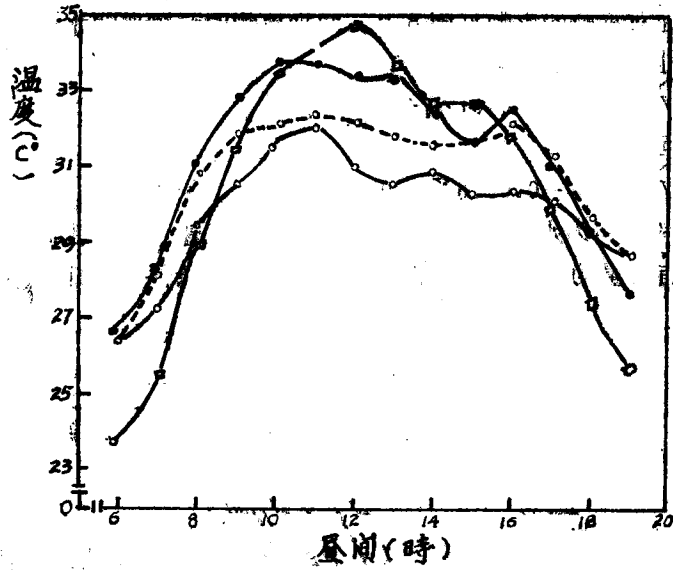


图5 栽培稻IR₂₀ (○-○) M₁₋₄₈ (△-△) 和稗 (●-●) 的叶温以及相应的作物高度上气温 (□-□) 的日变化

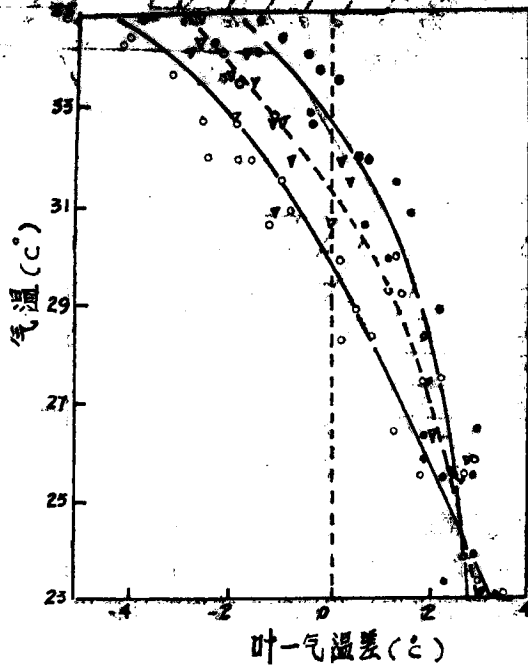


图6 栽培稻IR₂₀ (○-○; $\hat{y} = 29.90 - 1.66X - 0.12X^2, R^2 = 0.95^{**}$) 和 M₁₋₄₈ (△-△; $\hat{y} = 30.99 - 1.71X - 0.21X^2, R^2 = 0.96^{**}$) 以及稗 (●-●; $\hat{y} = 32.61 - 1.79X - 0.39X^2, R^2 = 0.95^{**}$) 的叶-气温差和气温的关系。

曲线截距不同，在气温为30℃时， IR_{20} 的 $\Delta T = 0$ ， M_{1-4} 稗分别在31°和32.6℃时，稗的 ΔT 连续出现较多的正值，这说明具有较高的叶温。气温愈高， IR_{20} 的 ΔT 负值就愈大。

虽然 ΔT 随太阳辐射增强而减小，但图中的数据点很分散。因而 ΔT 和太阳辐射之间不能建立一定的相关关系。

蒸腾、气孔阻力、叶—气温差(ΔT)和叶—水势之间的关系

ΔT 和叶水势呈负的线性关系(图7)。当 $\Delta T = 0$ 时，叶水势大约为-9巴。在晨昏时刻，当叶水势大约为-0.5巴时，则 ΔT 值为2—3℃，但应注意，稗的叶水势和 ΔT 比栽培稻一般负值较小。

栽培稻 IR_{20} 、 M_{1-4} 和稗的叶扩散阻力与蒸腾率的关系见图8(图8略)。

在实际蒸腾期间即4月11日和12日，两种栽培稻的叶扩散阻力保持比稗草

低，稻的叶扩散阻力变化范围为0.5—2.0秒/厘米，而稗的变化范围为1.0—9.0秒/厘米。

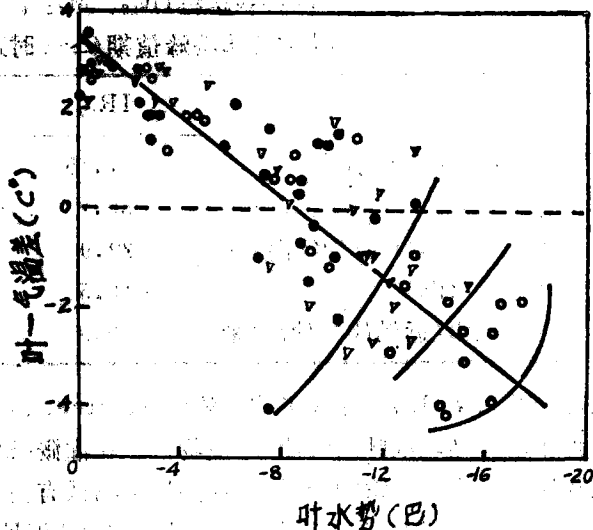


图7 栽培稻 IR_{20} (○)、 M_{1-4} (△)和稗(●)的叶—气温差和叶水势的关系

讨 论

两种稻和稗的蒸腾率日变化直接受水汽压差和风速的影响比太阳辐射更为显著。图3表示出一种有意义的蒸腾、太阳辐射和观测时间之间的环状关系。结论指出：早上太阳辐射弱时，两种植物的蒸腾率相对较小，这与VPD和风速较小有关。出现同样的太阳辐射水平时，下午的蒸腾率高，这是受水汽压差和风速的强烈影响造成的。在控制的环境条件下，Horie (1979)和Rawson等(1977)也观测到蒸腾和水汽压差呈正线性相关。在给定水汽压差值的情况下，水稻的蒸腾率比稗高。

两种植物蒸腾率出现明显的两种日变化结果：随着两种稻和稗的蒸腾率增大，叶温和叶水势减小。因此有意义的是，两种水稻和草类在白天叶温出现差值(图5)，并且在 $\Delta T = 0$ 时，气温也不相同(图6)。生长在灌溉条件下，所选用的栽培稻 IR_{20} ，在 $\Delta T = 0$ 时，叶温和气温一直是最底的， M_{1-4} 是旱地栽培下所选用的栽培稻，其温度较高，而稗的温度最高。以上全部的观测值填入表2。从表2可见，水稻和草类的蒸腾率、叶温、 $\Delta T = 0$ 时的气温、叶水势和近轴叶面的气孔阻力等变化趋势都是一致的。

关于 C_3 (稻)和 C_4 (稗)植物及其对热带条件的适应性的论著很多(Ludlow, 1976)。显然，在本试验条件下，虽然稗和 M_{1-4} 水稻的叶面积相近(表1)，但稗蒸腾的水份大约是栽培稻 M_{1-4} 的一半。

一般来说， C_3 植物的蒸腾率大于 C_4 植物，因此推断出 C_4 旱生植物水的利用率最高，而 C_3 湿生植物最低(Rawson等, 1977和Hasegawa 1977)。

正如图 5 所示, C_3 和 C_4 类植物的叶温和气温日变化密切相关 (Hasegawa, 1978)。此外, 在白天大部分时间内, 种的叶温比湿高。适应旱地的栽培稻 M_{1-4} 的叶温高于适应湿地

表 2 两种栽培稻 IR_{20} 、 M_{1-4} (分别属灌溉和旱作的) 和种在其蒸腾峰值期 (≈ 15 时) 的几种植物特征值比较

	IR_{20}		M_{1-4}		种
蒸腾率 (毫米/小时)	1.15	>	0.95	>	0.37
叶温 ($^{\circ}C$)	30.2	<	31.5	<	32.0
$\Delta T = 0$ ($^{\circ}C$) 时的气温	29.9	<	31.0	>	32.6
叶水势 (巴)	-16.5	<	-13.0	>	-11.0
气孔阻力(近轴的)(秒/厘米)	0.9	<	104	>	2.1

的高产栽培稻 IR_{20} 。在人工控制条件下, Hasegawa (1977) 观测到在潮湿和干燥的大气条件下, C_3 植物的叶温都比 C_4 植物低。在灌溉条件下, 稻的叶温比种低, 这可能和 C_3 植物的净光合作用要求的最适叶温比 C_4 植物低有关 (Ludlow, 1976; Vong 和 Murata, 1977)。叶—气温差的不同, 适应旱地和适应湿地栽培稻的叶温日变化引出了一个有意义的问题, 即有关水稻品种之间可能存在种间适应性的问题。

-15巴到-17巴的叶水势是水分亏缺的一个有意义的等级。这对灌溉水稻来说可能是意外的。但是显然这个水势值不能引起气孔关闭 (图 8) 或者叶温升高 (图 6), 而在观测中看到 IR_{20} 维持一个高的蒸腾率通量。我们的结论在上述情况下所作的分析是一致的, C_3 植物的蒸腾率高于 C_4 植物, 因为 C_4 植物的叶扩散阻力比较高, 甚至在蒸腾的峰期都是如此。

任庆民摘自《Agricultural Meteorology》, 26 (1982)

译者: 曹湖珍, 林高林

作者: J. C. O'Toole, V. S. Tomar

一种简单的森林水分平衡模式

1. 引言

依照森林根层的水份平衡模式利用有限的气候资料和场地资料估算年蒸散量、排水量和土壤贮水量的实际程序研究是重要的。该程序对于评价树木的生长条件和估计森林火灾以及估算覆以森林的流域河流流量是重要的 (Black 和 Spittlehouse, 1980)。本文阐述一种把根层作为一个单独层次来处理的森林土壤水分平衡式, 并用两片道格拉斯 (Douglas) 冷杉林的气候和土壤资料来评价本模式。

2. 模式的基础

本文所介绍的模式是建立在下列根层水分平衡方程式之上的:

$$\overline{\Delta \theta} / \Delta t = (P - E - D - R) / \delta \quad (1)$$

式中 $\Delta\theta$ 为时间间隔 Δt 内根层的平均含水量的变化, P 、 E 、 D 和 R 分别为降雨量, 蒸散量、排水量和迳流量, C 为根层厚度。此式含有蒸散、截留和迳流等亚式。所需的气候资料是日净辐射 (R_n) 或太阳的人射辐射 (R_d), P (降雨量) 和最高、最低气温。试验场的资料包括根层深度、土壤持水量和排水特性, 冠层叶面积系数 (LAI) 以及蒸散和截留的关系系数。

2.1. 蒸散

森林蒸散模式已由 Spittlehouse 和 Black 作过讨论 (1981)。在本文所述的模式中, 蒸散计算是基于这样一个概念, 当叶子干枯时, 蒸散率 (E) 低于能量 (需要量) 和土壤 (供给量) 的极限速率。能量的极限速率 (E_{eq}) 主要取决于冠层顶部所接受的净辐射 (Priestley 和 Taylor, 1972; McNaughton, 1976)。根层可吸取的水分值 (θ_s) 中, 有一个土壤可能保持的而对植物是最大的供水率 (E_s) (Cowan, 1966; McNaughton 等, 1979)。

因此, 当叶子干枯时,

$$E < E_{max}, E_s \quad q = I \quad (2)$$

$$E_{max} = \alpha E_{eq} \quad (3)$$

$$E_s = b\theta_s \quad (4)$$

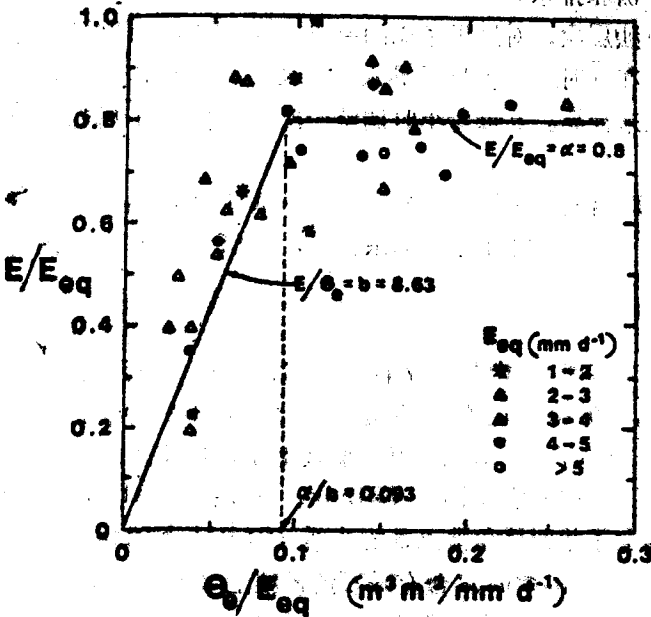


图1 标有 θ_s/E_{eq} 和 E/E_{eq} 对应值的 图籍道格拉斯冷杉林, 1975。

b 的单位为 $\text{mm d}^{-1}/\text{m}^3 \text{m}^{-3}$

式中 α 和 b 为实验确定的系数, $E_{eq} = [S/(s+r)]R_n/L$ 为平均蒸散率, 而 s , r 和 L 分别为日平均气温 (T) 值下的饱和水汽压曲线斜率, 温度常数和蒸发潜热。 θ_s 值等于 $(\bar{\theta} - \bar{\theta}_{min})/(\bar{\theta}_{max} - \bar{\theta}_{min})$, 这里 $\bar{\theta}_{max}$ 和 $\bar{\theta}_{min}$ 分别为排水少时和蒸发实际上停止时的 θ 田间值 (Black, 1979)。对于任意 E_{eq} 值都有一个临界值 θ_s , 低于 θ_s , E 值受土壤的限制, 高于 θ_s 值则受能量的限制。如果象 (4) 式中假定的线性关系结果那样, 临界值随着 E_{eq} 增

加呈线性增加。用 E_{ea} 除以 (3) 式和 (4) 式, 并把 θ_e/E_{ea} 值和相应的 E/E_{ea} 值标绘在图上, 其结果两条直线相交在临界值 θ_e/E_{ea} 上, 这个临界值等于 α/b (图 1)。

由于中尺度平流的增强和缺乏生理的调节, 雨日比干日的 α 大得多 (McNaughton 等, 1979; Shuttleworth 和 Calder, 1979; McNaughton 和 Black, 1973)。雨日的 E 用下式来计算:

$$E = E_{max} + gI \quad (5)$$

式中 I 为日截留量, g 实验确定为 0.6。如果 $E > I$, 植物就从土壤中吸水 (E_T), 则 E_T 小于 $(E - I)$ 和 E_{sa} 。如果 $I \geq E$, 且 $E_T = 0$, $(I - E)$ 达到植被的饱和截留量, $S = 0.2LAI$ 毫米 (Rutter, 1975) 时, 则 I 就留在冠层上直到第二天。干燥日则 $E_T = E$ 。

2.2. 截留

日截留量用下式来计算:

$$\begin{aligned} \text{当 } P > P_c \text{ 时,} \quad I &= hpf \\ \text{当 } P \leq P_c \text{ 时,} \quad I &= P \end{aligned} \quad (6)$$

式中 f 、 h 和 P_c 实验确定分别为 0.6、0.4 和 0.3 毫米。因为降雨期间有蒸发, I 可能比 S 大得多 (Rutte, 1975)。

2.3. 根层的水平衡和排水

根层被看作是单独层次, 对这里考虑的粗质土壤, 降雨立即渗透下去, 没有径流。因为这种土壤排水无阻, 在 $\bar{\theta}$ 时, D 很接近导水率 (K)。平均根层的基质势 (ψ_m) 由 $\bar{\theta}$ 和平均根层的土壤持水特性来计算。 $\bar{\theta}$ 每六小时调整一次, 除非 P 和 $\bar{\theta}$ 很高, $\bar{\theta}$ 按日计算。

2.4. 树的水应力

当叶子干枯时, 对给定的时期, 水分的亏缺由每日的 E_{max} 和 E 之差的累计来计算。另外 Tan 等人 (1973) 发现在叶子干枯的条件下, 白天气孔传导力是低的, 因此确定 $\psi_m < -0.95\text{MPa}$ 的天数。

3. 结果

我们在温哥华岛东海岸 Courtenay 西北约 26 公里处, 公元前就复盖森林的大片森林中选择了稀 (实验场 1, 1974) 和密的 (实验场 2, 1978 和 1979) 道格拉斯冷杉林, 在其生长季节检验了本模式。1975 年 7—8 月, 在实验场 2 上, 用波文比/能量平衡法, 中子测水仪和取样称重法得到了 α 和 b 值 (图 1) (Black, 1979; Spittlehouse 和 Black, 1980)。1978 年在同一地点确定了截留量和排水量的关系 (Spittlehouse, 1981)。两块试验场的土壤都是 $\theta_{max} \cong 0.21$ 和 $\theta_{min} \cong 0.08$ 含有砾石的砂壤土 (ψ_m 分别近似等于 -0.01MPa 和 $-2.0 \pm 0.5\text{MPa}$)。实验 1 和 2 的根深分别为 0.65 和 0.75 米。1974、1975 和 1978—1979 年, 其叶面积系数 (叶面积投影) 分别为 7.2, 6.6 和 8.0。实验场 2 的值是在下层埋有硅铝质土, 叶面积为 3 的情况下取得的。在 Campbell 之后 (1974), 特征函数 $\psi(\bar{\theta})$ 和 $K(\bar{\theta})$ 是 $\psi_m = -10^{-3}(\bar{\theta}/0.3)^{-5.9}\text{MPa}$ 和 $K = 100(\bar{\theta}/0.3)^{14.8}\text{mmd}^{-1}$ 。1974 和 1978 年输入的气候资料是每日的 R_n 、 P 和 T 。1979 年, R_n 由 $K\downarrow$ 、 T 和反射率取 0.12 计算的 (Jury 和 Tanner, 1975)。日最高、最低气温 (用于给出 T) 和旬降雨量 (P) 是在试验场上测定的。后者 (降雨量) 是在离 9 公里处, 以日总量测量的, $K\downarrow$ 也是在那里测的。图 2 至图 3 中比较了模拟的和实测的 θ 值, 一般情况下二者都很一致。这样的粗质土排水是显然的。夏天 20% 以

图2 实测和模拟的 $\bar{\theta}$ 值，
模拟的E和D值。
密道格拉斯冷杉林，
1974。

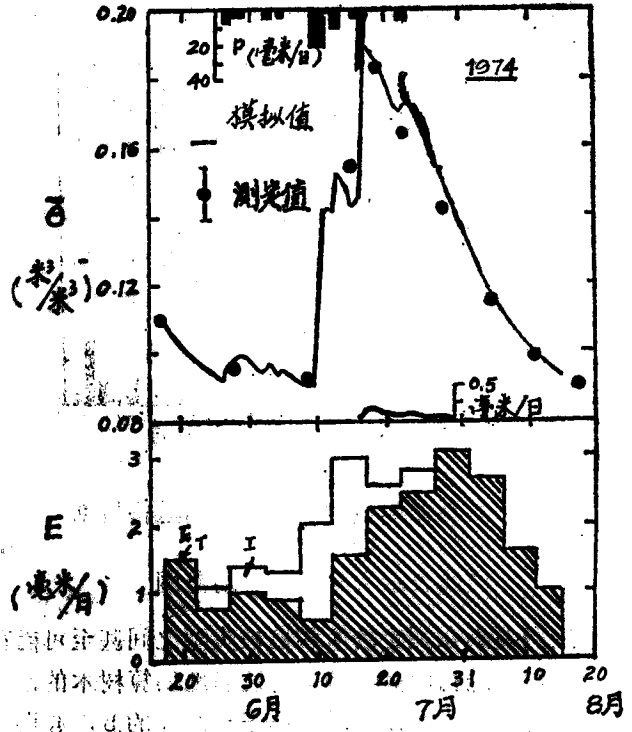
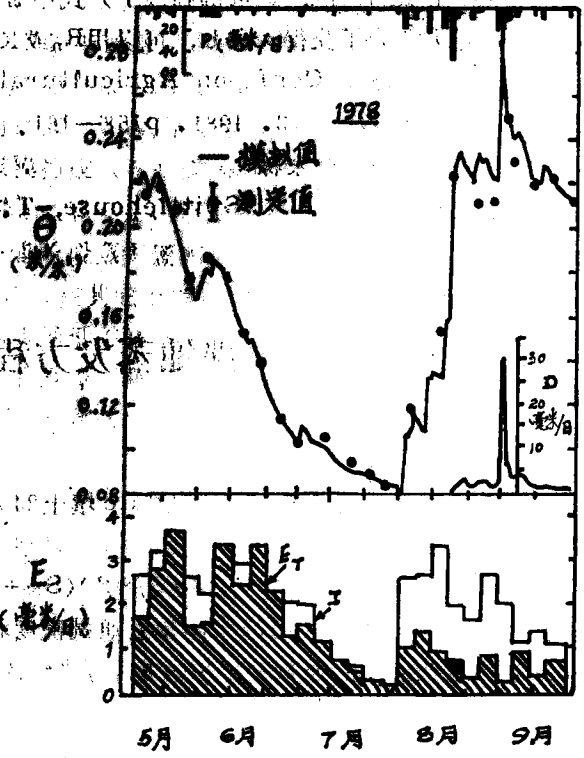


图3 实测和模拟的 $\bar{\theta}$ 值，
模拟的E和D值。
稀道格拉斯冷杉林，
1978。



上的雨量因冠层截留而丢失。

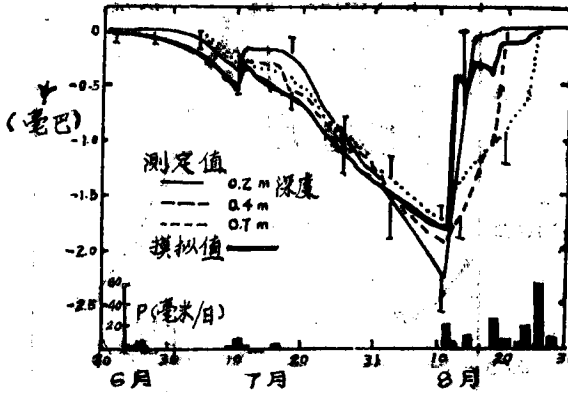


图4 实测和模拟的 ψ_m 值，稀道格拉斯冷杉林，1978。
竖线表示实测值的变动范围

由于这些要素在测定场所和植被类型之间甚至可能在一年之中都会变化的，因此为了确定 α 和 b ，需要进行田间测量。为适当地估算树木的水分亏缺和应力的持续时间， α 值需要至少 $\pm 10\%$ 的精度。本模式对于小于 $\pm 30\%$ 的 b ，误差是反应不出来的。

可以用一个简单的测定程序来估算模式中的各个系数。例如，当D值小时，每周测定 $\bar{\theta}$ 和P，并给一个I的估值，就可得到(1)式中E的每周平均值。E值可能和平均 θ_e 值和周平均 E_{eq} 值有关，为了获得 α 和 b ，可以用 R_n 或 $K\downarrow$ 的测定值来计算 E_{eq} 值。

赵新平译自《15th Conf. on Agricultural and forest meteorology》

April. 1.3. 1981. p158—161

校者：林家栋

作者：D. L. Spittlehouse, T. A. Black

4. 讨论和结论

本模式表明在该地区夏季可能出现大量的水分亏缺。例如，1978年试验场2，41天内， E 小于 E_{max} ，水分亏缺84毫米。根层 ψ_m 资料(图4)表明16天中有很多白天气孔传导力都是低的。这是用气孔计在田间测定证实的(Spittlehouse, 1981)。

用同样的 α 和 b 值可以很好地模拟疏和密的森林，而且稀疏林的冠层LAI增加20%以后，该值也是适用的。不过，在应用这种方法时，必须注意增加LAI 20%这一点。植物受环境中尺度平流影响的生理反应体现在 α 值上。

一个裸地蒸发方程的试验

1. 引言

Idso等人(1979)对裸露的Avondale壤土24小时蒸发速率提出了如下简明的经验公式：

$$LE_{I, II, III} = (3/8 + 5/8 \beta)(S_N + 1.56L_N + 76) \quad (1)$$

式中 S_N 和 L_N 分别为24小时净太阳辐射通量密度和净长波辐射密度。 β 为土壤表面的潮湿程度的因子，这些能量的通量密度单位是瓦/米²。 β 因子最初Jackson等人(1976)规定为：

$$\beta = (\alpha_d - \alpha) / (\alpha_d - \alpha_w) \quad (2)$$

α_d 为干燥土壤的反射率, α_w 为潮湿土壤的反射率, α 为任一给定日内白天的平均反射率。当土壤由湿变干时, β 由 1 到 0。在公式 (1) 中采用的 I、II、III 下角标, 表示为 Idso 等人规定土壤变干的三个阶段。

第 I 阶段的蒸发速率或潜在蒸发速率 (PLE), 当 $\beta = 1$ 时的公式为:

$$LE_I = PLE = S_N + 1.58L_N + 76 \quad (3)$$

Idso 等人 (1973 和 1977) 叙述了用 (3) 式对菲尼克斯 (Phoenix) 地区的 Avondale 壤土上进行了四个季节的运算, 以及利用亚利桑那州和加利福尼亚州的作物和水面资料来证实 (3) 式的合理性。Idso 等人指出 (3) 式很适合半潮湿, 并建议用它来描述有可能出现平流条件的全区域的蒸发速率。Priestley 和 Taylor (1972) 也提出了一个计算潜在蒸发速率的半经验公式:

$$PLE = a[s/(s+r)](R_N - G) \quad (4)$$

式中 S 为饱和水汽压曲线的斜率, r 为湿度表常数, R_N 为净辐射通量密度, G 为土壤热通量密度, a 值为 1.2~1.3 被认为适合于“无平流条件”, 但由于平流的影响, 系数 a 必须在当地测定。

第 III 阶段, 或土壤温度抑制了蒸发, 即 $\beta = 0$ 。从 (1) 式可见, LE_{III} 等于 3/8 倍 (3) 式的潜在蒸发速率。Idso 等人 (1979) 指出用这种方法表达蒸发第 III 阶段的式子包含了菲尼克斯地区蒸发速率的季节变化。根据 Gardner (1959) 的理论, 以及几个田间研究 (Ritchie, 1972) 表明, 深层土壤的第 III 阶段的蒸发速率可用以下关系式来描述:

$$LE_{III} = ct^{-1/2} \quad (5)$$

式中 t 是从第 III 阶段蒸发开始的天数, c 是与土壤水压扩散系数有关的常数。按照 Jackson 等人 (1976) 所说, c 是土壤湿度的函数, 因此它随季节而变化。除了依赖于温度外, 第 III 阶段的蒸发速率主要是土壤水分含量的函数, 最终变成与潜在蒸发速率无关。在第 III 阶段中, 虽然由于土壤表面温度的提高, L_N 通常是时间递减函数, 而这个好象与 $\beta = 0$ 的 (1) 式有点不一致。(3) 式可以模拟成 (5) 式为时间的某种平方根的形式。

第 II 阶段, 或过渡阶段的蒸发, 即 $0 < \beta < 1$, 这个阶段的模式是把土壤表面分成了许多小块, 这些小块是以第 I 阶段或以第 III 阶段蒸发速率蒸发的。其划分是由 β 值所决定的。

Idso 等人 (1979) 建议 (1) 式应该在其它土壤和气候区里进行检验。本文的目的在于报导关于利用 1978 年春和初夏在弗雷泽低谷地区裸地表面得到的蒸发资料, 对 (1) 式作出的估价。因为不列颠哥伦比亚地区的冷凉、潮湿和阴天的气候条件与通常为晴朗天空的菲尼克斯地区形成了明显的对照, 以及两个耕作处理 (人工耕作与园盘耙耕作对比), 这正是检验 (1) 式所需要的。

2. 试验过程

这项研究是在不列颠哥伦比亚的阿加西地区的加拿大农业研究站的一块 Monroe 土系粉砂壤土上进行 (Deorzie Regosol)。为了该项研究, 使一块 146×175 米² 的平坦田块裸露, 这块地分两部分 (试验区 1 和 2)。该田块的划分考虑到盛行风向和风浪区。1 区是园盘耙耕过, 再用中耕镇压压机压实, 而 2 区是用园盘耙耕过的。1、2 区积累资料的时期分别是 5 月 10 日到 7 月 21 日和 7 月 6 日到 7 月 21 日。两个试区的小气候观测仪器是相同的, 并且都安置在中间。1、2 区土壤表层 10 厘米的容重分别为 1030 千克/米³ 和 870 千克/米³。两

区10厘米以下的土壤容重在1000—1300千克/米³范围内。

使用Black和McNaughton(1971)提出的同样的测试设备,应用能量平衡/包文比技术测得全天每半小时一次的蒸发速率。在表层1米土壤里装两个回动干湿表(reversig psychrometer),50厘米间距,二者之间的读数比例是80:1。净辐射通量密度是用安装在地面上0.65米处的Swissteco S-1型净辐射表进行观测的。土壤热通量密度由每半小时测得的30厘米到1米深度的土壤温度值来计算,土壤热容量廓线则根据容重和重力水含量(每两天取一次样)。使用Kimball和Jackson(1975)提出的列线法计算。净长波辐射通量密度由测得的净辐射通量密度,太阳辐照度和反射率计算。用连续积分的Kipp和Eonen CM₁日射强度表测量太阳辐照度,而反射率是用安在地面上0.65米处翻转的日射强度表每半小时测定一次取得的。

3. 结果与讨论

阿加西地区的调查资料表明,变干的五阶段(I、II、III)两分别用 $\beta > 0.8$, $0.8 > \beta > 0.2$, $\beta < 0.2$ 来近似地划分(Narasimhan, 1981)与Idso等人绘制的图2是一致的。

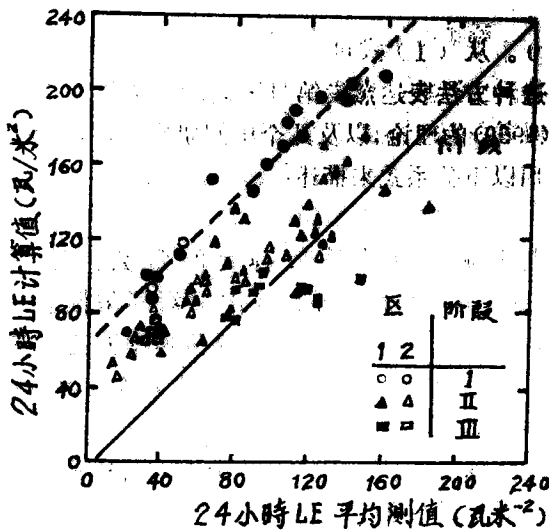


图1 由(1)式计算的日平均蒸发速率与在1、2区测定的蒸发速率对比
阿加西, B. C. 1978

图1表明I、II阶段蒸发由范围狭小的 α 和 β 值来描述。在阿加西地区用(2)式计算蒸发速率时,用 $\alpha = 0.065$ 和 $\beta = 0.173$ 。这两个试验区测得的日平均反射率的极端值。

(1)式计算的日平均蒸发速率和在两个试验区测得的蒸发速率相对地点绘在图1上。显然,(1)式的计算值和1区的大多数测定值,以及和2区的所有测定值不一致。检查潜在蒸发速率的资料($\beta > 0.8$)清楚地表明,用(3)式不能描述这些资料。上述这些,以及在试验1区的公式(1)与III阶段和靠近III阶段一些点子相一致表明,在(1)式中的3/8项不适用于试验1区。

因为(1)式不能适当地描述观测资料,因此决定是否确定用象(1)式表达潜在蒸发速率那样相应地表达第III阶段蒸

发速率的概念,还应连续进行研究,即:

$$LE_{I, II, III} = [\delta + (1 - \delta)\beta] PLE_{Ag} \quad (6)$$

式中 PLE_{Ag} 是表示阿加西地区的潜在蒸发速率, δ 是用Idso等人(1979)已做过的第III阶段的结果来计算。这个描述阿西加地区潜在蒸发速率的表达式,可以从图1中的虚线来确定,其表达式即:

$$PLE_{Ag} = S_N + 1.56L_N + 7 \quad (7)$$

两试验区的 δ 值是根据 $[LE_{III}/(S_N + 1.56L_N + 7)]$ 的平均和整个III阶段天数(I区只用