

# 蒸発散の概念とその適用性について

## Concepts of Evapotranspiration and Their Applicabilities

中 川 慎 治\*

Shinji NAKAGAWA

### I はじめに

蒸発散は水収支構成要素の一つであり、蒸発散の過程には大気・土壌・植生・水の因子が複雑に関係している。流域の水収支の評価を行なう場合には、水収支構成要素の長期間の観測値が必要であるが、蒸発散量の観測方法としては確立されたものがないのが現状である。このため、一般的な気象要素による蒸発散量の推定法がいくつか提示されてきた。また、蒸発散に関する種々の概念も考察されてきた。これら蒸発散量の推定法と蒸発散の概念の実測値による検討は、乾燥・半乾燥地域においては数多く行なわれているが、我が国の様な湿潤地域での検討は不十分である。

本報告では、今までに提案された蒸発散の諸概念である平衡蒸発量、可能蒸発量、可能蒸発散量の適用範囲について検討を行なった結果を述べる。

### II 蒸発散に関する諸概念

#### (1) 可能蒸発散量 (potential evapotranspiration)

丈の短い密な草地において、水不足の生じていない場合の蒸発散量と定義されている (Penman, 1948; Thornthwaite, 1948)。代表的な推定式として次のものがある。

Penman (1948)

$$E = \frac{D}{D+\gamma} \left( \frac{R_n - G}{\lambda} \right) + \frac{\gamma}{D+\gamma} f(u) (e_a^* - e_a) \quad (1)$$

Monteith (1964)

$$\lambda E = \frac{D}{D+\gamma} (R_n - G) + \frac{\rho C_p (e_a^* - e_a) / r_a}{D+\gamma} \quad (2)$$

van Bavel (1966)

$$E = \frac{D}{D+\gamma} \left( \frac{R_n - G}{\lambda} \right) + \frac{\gamma}{D+\gamma} \frac{\rho \varepsilon k^2}{p} \frac{u (e_a^* - e_a)}{[\ln(z-d)/z_0]^2} \quad (3)$$

ここで、 $E$ は蒸発散量、 $R_n$ は正味放射量、 $G$ は地中熱流量、 $\lambda$ は気化の潜熱、 $D$ は飽和水蒸気圧曲線の勾配、 $\gamma$ は乾湿計定数、 $f(u)$ は風速の関数 ((4), (4)'式)、 $e_a^*$ は空気の飽和水蒸気圧、 $e_a$ は空気の水蒸気圧、 $\rho$ は空気の密度、 $C_p$ は空気の定圧比熱、 $r_a$ は空気力学的抵抗、 $p$ は気圧、 $\varepsilon$ は空気の分子量に対する水蒸気の分子量の比 (= 0.622)、 $k$ はカルマン定数、 $u$ は高度  $z$  での風速、 $d$ は地面修正量、 $z_0$ は粗度長である。(1)式の  $f(u)$  の関数形として次の2種類のものがある。

Penman (1948)

$$f(u) = 0.26 (1.0 + 0.54u) \quad (4)$$

Penman (1963)

$$f(u) = 0.26 (0.5 + 0.54u) \quad (4)'$$

ここで、 $u$ は高度2mでの風速 (m/s) である<sup>1)</sup>。(1)~(3)式の右辺第1項は有効エネルギー ( $R_n - G$ ) による重みづけの割合を表わし放射項と呼ばれている。一方、右辺第2項は大気の乾燥力による重みづけの割合を表わし空力項と呼ばれている。(2)、(3)式ともに Penman 式に含まれる経験的な空力項の代わりに、乱流輸送理論から誘導され

\* 筑波大学水理実験センター

(1982年5月8日受理)

る空力項を用いるものである。なお、(2)、(3)式の空力項の形は異なっているが、変形すると同じになる。

## (2) 平衡蒸発量 (equilibrium evaporation)

Slatyer and McIlroy (1961) が提案したもので、大気が蒸発面と十分な調節を終えた後の蒸発量と定義される。

接地境界層における顕熱と潜熱の輸送量は次式で表わされる。

$$H = \rho C_p (T_s - T_a) / r_H \quad (5)$$

$$\lambda E = \frac{\rho C_p}{\tau} (e_s - e_a) / r_v \quad (6)$$

ここで、 $T$  は気温、 $e$  は水蒸気圧、 $r_H$  は熱の輸送抵抗、 $r_v$  は水蒸気の輸送抵抗であり、添字  $s$  と  $a$  は蒸発面と空気をそれぞれ示す。

(7)式の熱収支式に(5)、(6)式を代入し、 $T$  を消去すると(8)式が得られる。

$$R_n - G = H + \lambda E \quad (7)$$

$$\lambda E = \frac{J}{J + \tau} (R_n - G) + \frac{\rho C_p (D_a - D_s) / r_a}{J + \tau} \quad (8)$$

ここで、 $D$  は飽差である。また、運動量、熱、水蒸気の輸送抵抗は等しいとし  $r_a$  で表わす。

(8)式の右辺第2項が0となる場合の蒸発量が平衡蒸発量 ( $E_{eq}$ ) であり、次式で表わされる。

$$\lambda E_{eq} = \frac{J}{J + \tau} (R_n - G) \quad (9)$$

(9)式が成立する条件としては、次の2つがある。

(i)  $D_a - D_s = 0$  飽和大気中への蒸発、(ii)  $D_a - D_s \approx 0$  乾燥状態下での蒸発。Slatyer and McIlroy (1961)、Denmead and McIlroy (1970) は、可能蒸発散量の下限值が(9)式で示されると述べている。なお、(9)式は(2)式の放射項に相当する。

## (3) 可能蒸発量 (potential evaporation)

移流のない場合に、広大な均一湿潤面で生ずる蒸発量と定義される。Priestley and Taylor (1972) は、種々の湿潤面からの蒸発散量が平衡蒸発量の  $\alpha$  倍で表わされる事を見出し、可能蒸発量と呼んだ (10式)。

$$\lambda E = \alpha \frac{J}{J + \tau} (R_n - G) = \alpha \lambda E_{eq} \quad (10)$$

ここで、 $\alpha$  は定数である。Priestley and Taylor (1972) は海洋や灌漑された陸地での観測値から、 $\alpha$  の平均値として1.26を得た。海洋においても  $\alpha > 1$  となるのは、シノプティック・スケールの空気の流れや非定常な大気の流れのためである。

## III 観測方法

観測は筑波大学水理実験センター内の圃場で行なった。観測期間は1980年7月20日から8月31日までである。

観測項目を以下に示す。

**正味放射量** 放射収支計 (英弘精器製 CN-11型) を地上約1.6mに設置し、アナログ積算器を用いて1時間総量と瞬間値を求めた。

**地中熱流量** 熱流板 (英弘精器製 CN-9L) を地表面下約2cmに埋設し、瞬間値を打点記録計で記録させた。記録紙上の面積を自動面積計 (林電工製) を用いて測定し、1時間総量を求めた。

**風速鉛直分布** 3杯式電接風速計 (牧野応用測器研究所製 AC750P) を、0.4、0.8、1.2、1.6、2.0mの各高度に設置し、1時間平均値を求めた。

**気温・水蒸気圧鉛直分布** 塩ビ管を用いて通風乾湿計を自作し、0.1、0.2、0.4、0.8、1.6mの各高度に設置した。流動パラフィンを満たしたガラス管 ( $\phi = 0.5$ cm) 中に熱電対 (銅・コンスタンタン) を封入し乾湿計の感部を作成した。送風器を用いて感部での風速が5m/s程度になる様に通風した。デジタル温度記録計 (横河電機製 YODAC-Mini) によって10分間隔でサンプリングし1時間平均値を求めた。

**土壌水分量** 中性子水分計 (日本 ETL 社製 SX-8n 挿入型) によって1日に1回、深度140cmまで10cm毎に測定した。

**圧力水頭** 深度5、20、40、60、80、100cmにボラスカップを埋設し、U字管マンノメータで測定した。

**蒸発散量** ウェイニング・ライシメーター (直径2m、深さ2mの円筒型、秤量感度0.16mm) によ

って測定した。

圃場には、ライグラス、ブルーバグラス等の牧草が植えられており、観測当時の草丈は40cm程度であった。

#### IV 時間データの解析

##### (1) 潜熱輸送量の算定法

蒸発散量(あるいは潜熱フラックス)は、熱収支-ボーエン比法と熱収支-傾度法を併用して算定した。

熱収支-ボーエン比法は、(11)式による-ボーエン比と熱収支式(7)式から、(12)式に従って潜熱フラックスを算定する方法である。

$$\beta = \gamma \frac{T_2 - T_1}{e_2 - e_1} \quad (11)$$

$$\lambda E = \frac{1}{1 + \beta} (R_n - G) \quad (12)$$

ここで、 $\beta$ はボーエン比、添字1、2は測定高度( $z_1, z_2$ )を示す。 $(z_1, z_2)$ の組としては、(1.6m, 0.8m)、(1.6m, 0.4m)を用いた。

熱収支-傾度法は(13)式で求めた顕熱フラックスを用いて、熱収支式(7)式の残差項として潜熱フラックスを求める方法である。(13)式と同様の式を用いて水蒸気圧の勾配から潜熱フラックスを直接計算することもできるが、気温の方が精度良く測定できるため、熱収支-傾度法を用いた。

$$H = \frac{\rho C_p k^2 (u_2 - u_1) (T_1 - T_2)}{\left[ L_n \left( \frac{z_2 - d}{z_1 - d} \right) \right]^2} \quad (13)$$

観測高度が地表面に近接しているため、安定度の考慮は行なわなかった。

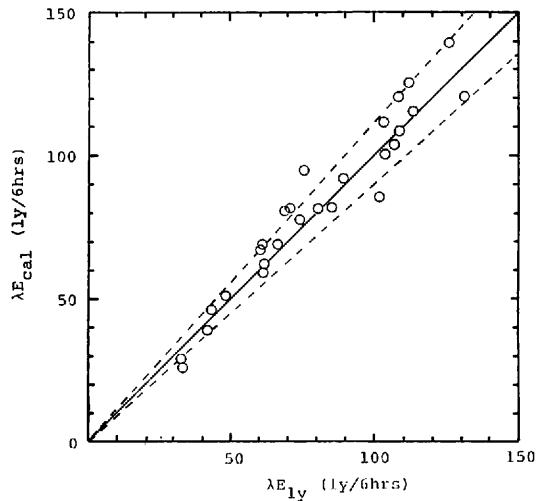
地面修正量( $d$ )は、次式で示される対数風速分布式に、Robinson (1962)の逐次最小自乗法を適用して求めた。

$$u(z) = \frac{u_*}{k} \ln \left( \frac{z-d}{z_0} \right) \quad (14)$$

ここで、 $u_*$ は摩擦速度である。風速の値は1時間平均値を用いた。 $d$ と $z_0$ の平均値として $\bar{d} = 21.4$

cm、 $\bar{z}_0 = 6.6$ cmが得られた。 $d$ と $z_0$ の値は風速によっても変化する(林・古藤田, 1980)が、 $d$ の平均値を(13)式に適用した。

測定上のトラブル等のため、長時間同一の方法で潜熱フラックスを求める事ができない場合がある。このため、熱収支-ボーエン比法と熱収支-傾度法による計算値とライシメーターによる実測値の6時間総量と比較し、計算値と実測値が著しく異なるものは除外した。第1図は、以下の解析で用いた計算値と実測値とを比較したものである。両者の間に系統的な違いは見られなかった。



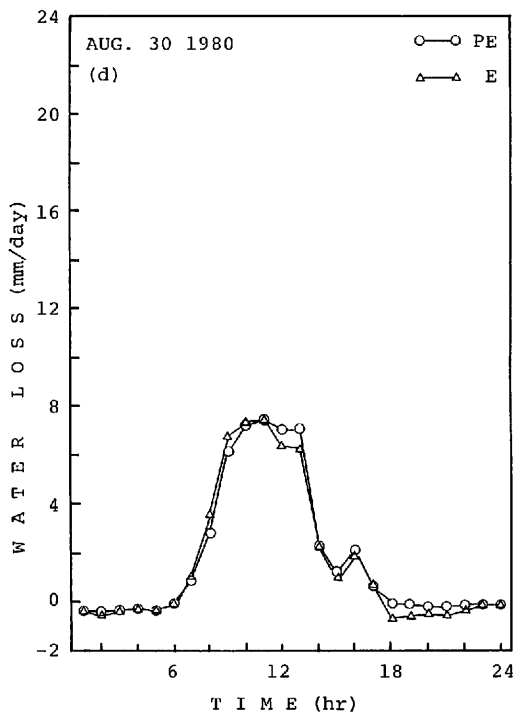
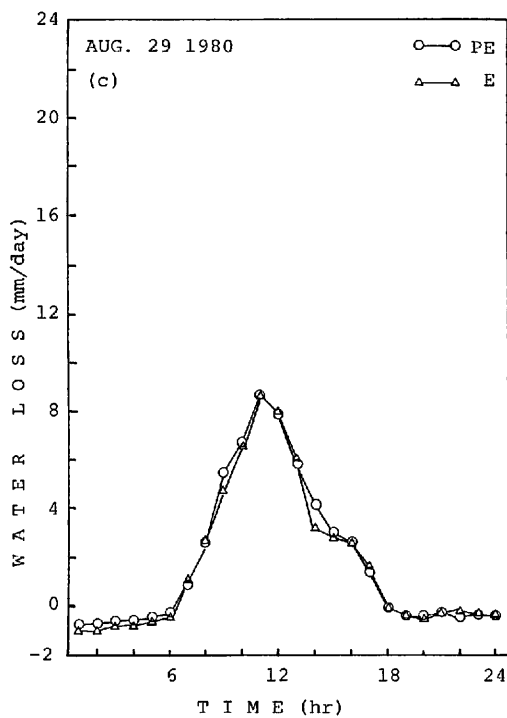
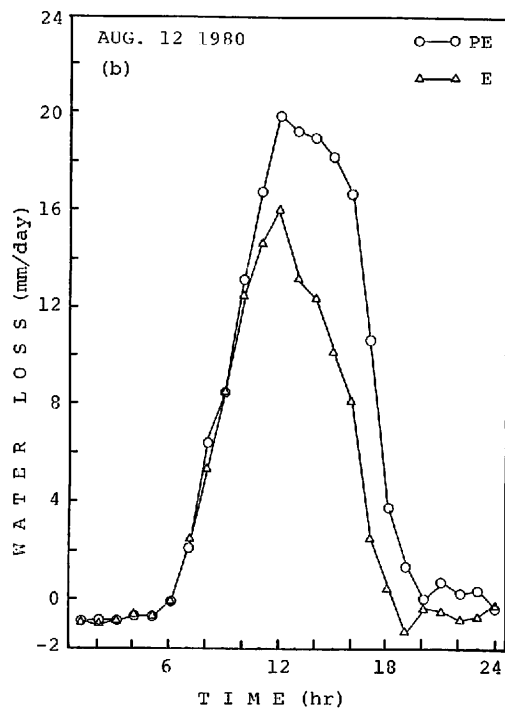
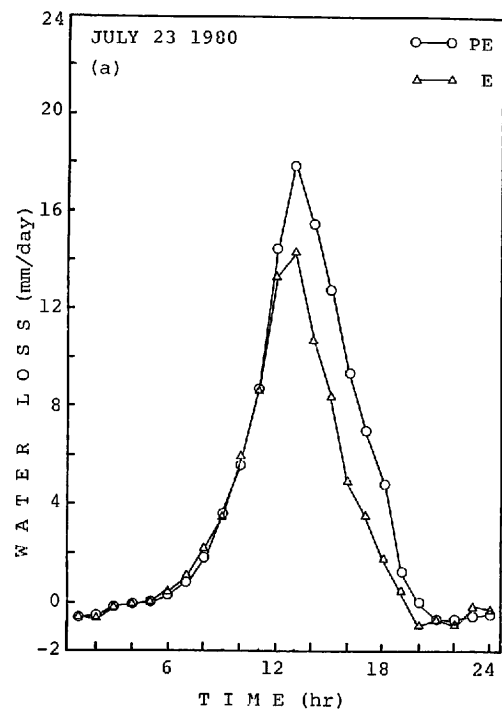
第1図 計算潜熱フラックス( $\lambda E_{cal}$ )と実測潜熱フラックス( $\lambda E_m$ )の比較

図中の実線は1:1の線を表わし、破線は±10%の誤差の線を表わす

##### (2) 可能蒸発散量と実蒸発散量の関係

観測期間中の表層土壌水分量は体積含水率で55%程度であり、変動は数%であった。また、深度5cmでのpF値は最大2.6であり、土壌水分が蒸散に影響を与え始める時のpF値よりも低くなっていた。したがって、観測期間中は、水不足が生じていなかったものと考えられる。

時間当りの蒸発散量の推定にはPenman式が適用できないので、Monteith式(2)式によって可能蒸発散量を求め、実蒸発散量との比較を行

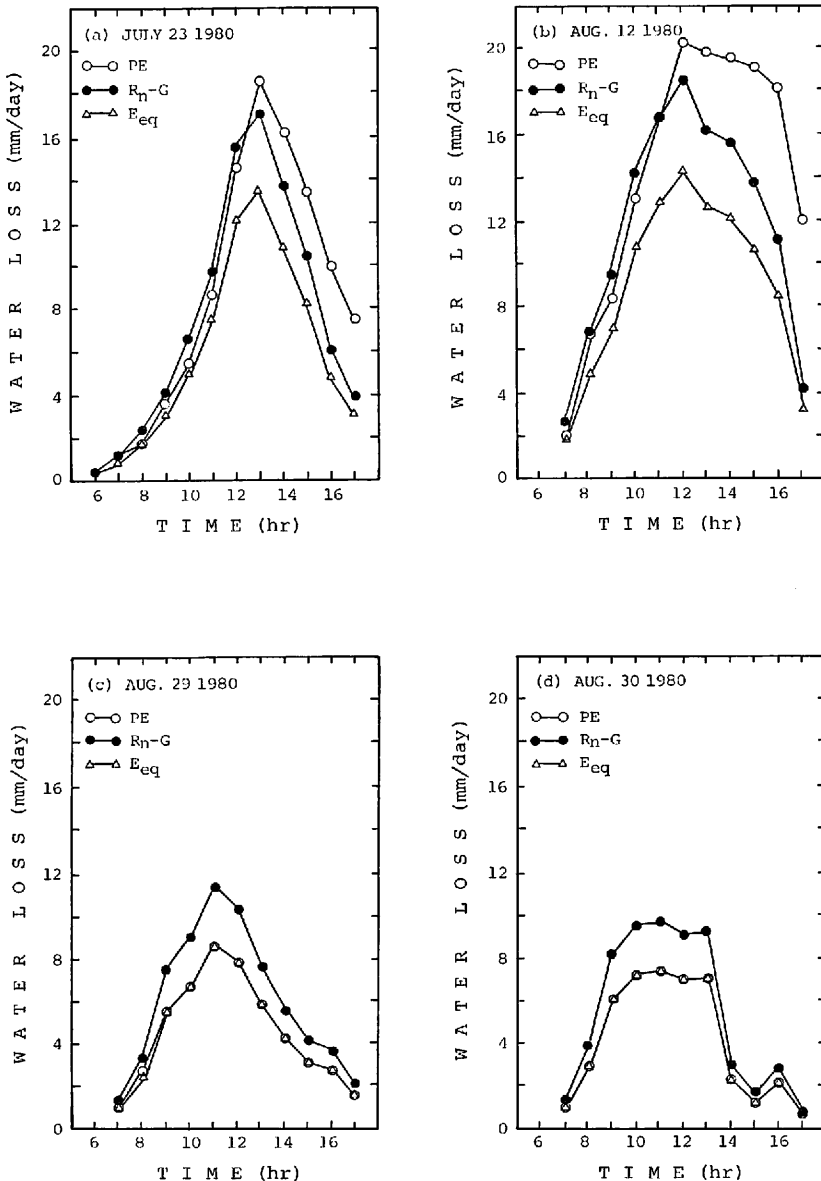


第2図 可能蒸発散量 (PE) と実蒸発散量 (E) の時間変化

なった。第2図は、可能蒸発散量 ( $PE$ ) と実蒸発散量 ( $E$ ) の時間変化の例を示したものである。図中の (a), (b) は晴天日, (c), (d) は曇天日の例である。

晴天日の  $PE$  と  $E$  の時間変化で注目される点は、午前中10時頃までは  $PE \approx E$  であるのに対

し、それ以降は  $PE > E$  となることである。午前中  $PE$  と  $E$  とが一致するのは、葉の表面に露が付着し、植生面が完全植被面 (概根, 1980) として作用しているためと考えられる。露の蒸発後は、気孔を介しての水蒸発輸送が生ずる。このため、蒸発面が完全濡れの状態ではなくなり、水蒸気輸

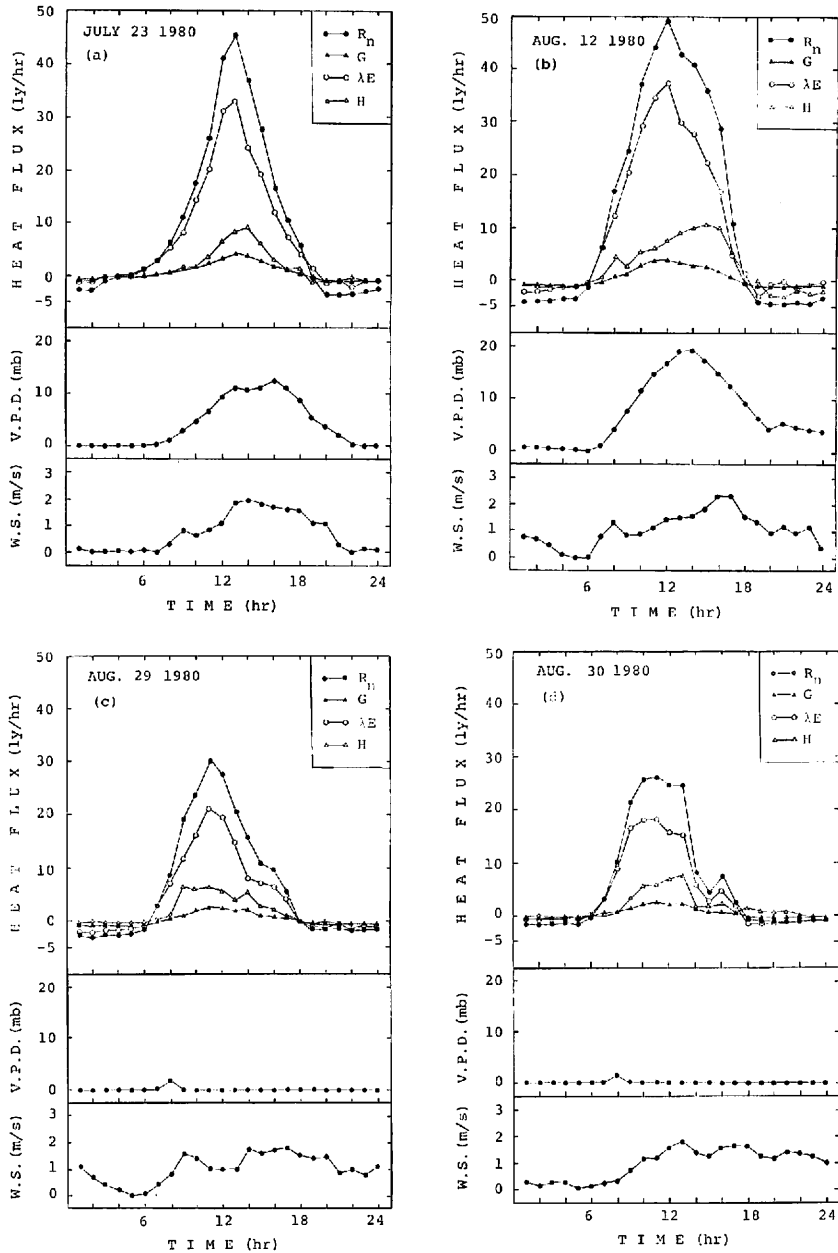


第3図 可能蒸発散量 ( $PE$ ), 有効エネルギー ( $R_n-G$ ), 平衡蒸発量 ( $E_{eq}$ ) の時間変化ただし、( $R_n-G$ ) は蒸発相当量 ( $mm$ ) で表わしてある

送に表面抵抗が作用する結果、 $PE > E$  となる。

第3図は、可能蒸発散量、有効エネルギー、平衡蒸発量の時間変化を示したものである。晴天日の午前中では、 $PE < (R_n - G)$  であるのに対し、

午後は  $PE > (R_n - G)$  となる。第4図に示す熱収支要素の時間変化では、日中  $H > 0$  である。したがって、 $PE = E$  とすると  $E > (R_n - G)$  となり、熱収支に矛盾が生ずる。可能蒸発散量の放射項



第4図 熱収支要素、風速 (W.S.)、飽差 (V.P.D.) の時間変化

(すなわち  $E_{eq}$ ) は、有効エネルギーの 8 割程度である。第 4 図に示される高度 1.6 m での風速と飽差の変化から、 $PE > (R_n - G)$  となるのは、風速と飽差の増大による空力項の増大が原因である。

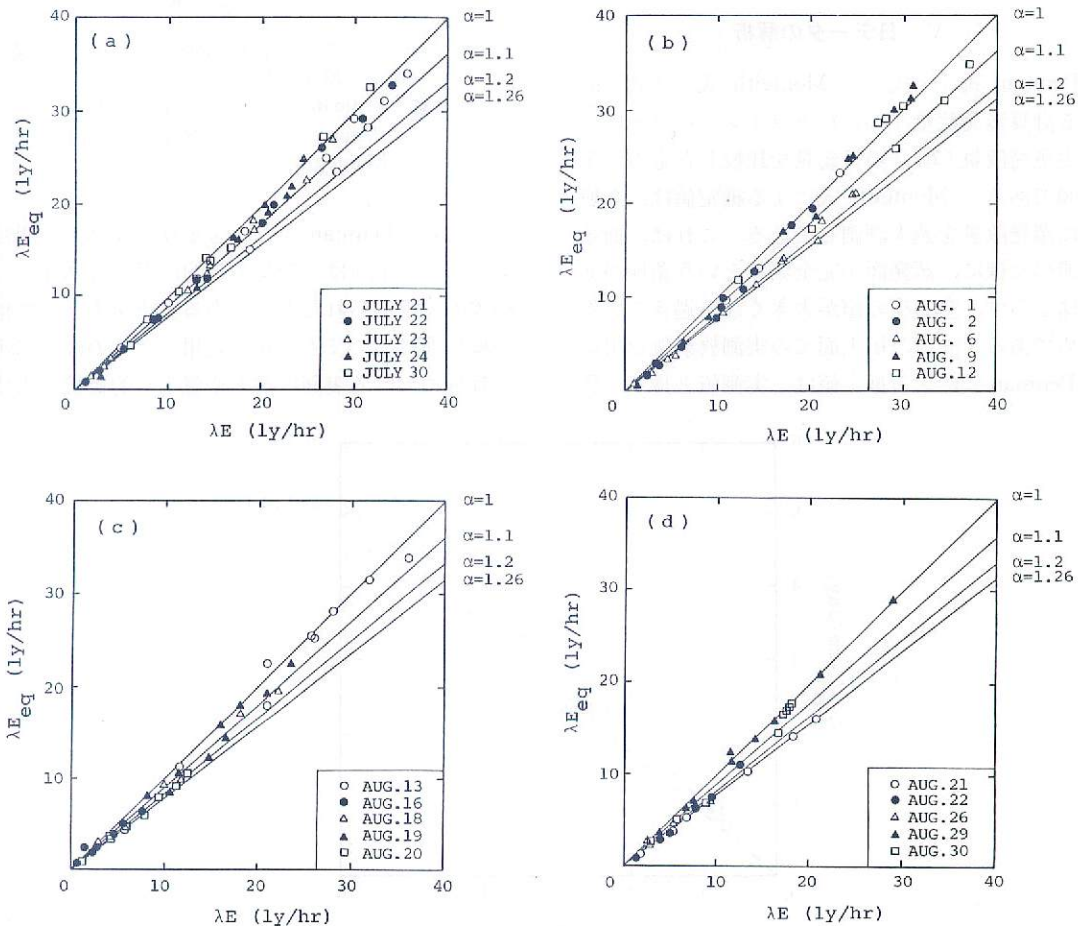
一方、曇天日で空気が水蒸気でほぼ飽和されている時には、終日  $PE \approx E$  となっている (第 2 図)。第 3 図からは、 $PE \approx E_{eq}$  が成立することが読み取れ、結局  $PE \approx E \approx E_{eq}$  となる。これは、第 4 図に示される様に飽差がほぼ 0 で、(2) 式の空力項が 0 となるためである。この場合には、 $\beta = r/d$  が成立し、ボーエン比は気温のみの関数となる。

以上のことから、可能蒸発散量の推定式として考案された (2)、(3) 式は、蒸発面が完全濡れの状態

下での蒸発散量を表わす式である。これらの式が適用できるのは、降水の遮断や露によって葉が十分濡れている場合と空気が水蒸気で飽和されている場合に限られ、これ以外の場合には、実蒸発散量を過大評価する。

### (3) 平衡蒸発量と実蒸発散量の関係

第 5 図は、平衡蒸発量 ( $\lambda E_{eq}$ ) と実蒸発散量 ( $\lambda E$ ) の関係を示したものである。図中の  $\alpha$  は、Priestley and Taylor (以下 P-T と記す) (1972) の (10) 式中の  $\alpha$  である。実蒸発散量は平衡蒸発量の 1.0~1.26 倍の間にあるが、 $\alpha = 1.26$  に近い値は、蒸発面が完全濡れである午前中に限られている。 $PE \approx E$  となる場合の  $\alpha$  の平均値として 1.25 が得



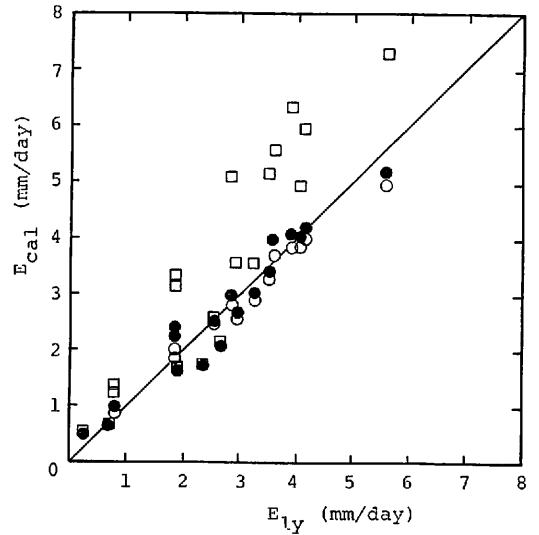
第 5 図 平衡蒸発量 ( $\lambda E_{eq}$ ) と実蒸発散量 ( $\lambda E$ ) の関係

られ、P-T法の $\alpha=1.26$ に一致していた。一方、8月29日、30日の様に空気が水蒸気でほぼ飽和されている場合には、 $\alpha=1.0$ であった。また、全データについての $\alpha$ の平均値は1.16となり、P-T法による可能蒸発量の $\alpha(=1.26)$ より小さくなっていた。

以上のことから、水不足がなく活力が十分な牧草地においては、平衡蒸発量が蒸発散量の下限値を、可能蒸発量が蒸発散量の上限值をそれぞれ示すことが明らかとなった。ただし、平衡蒸発量と実蒸発散量が等しくなるのは、大気が水蒸気でほぼ飽和されている場合、可能蒸発量と実蒸発散量が等しくなるのは、蒸発面が完全に濡れている場合に限られていた。

### V 日データの解析

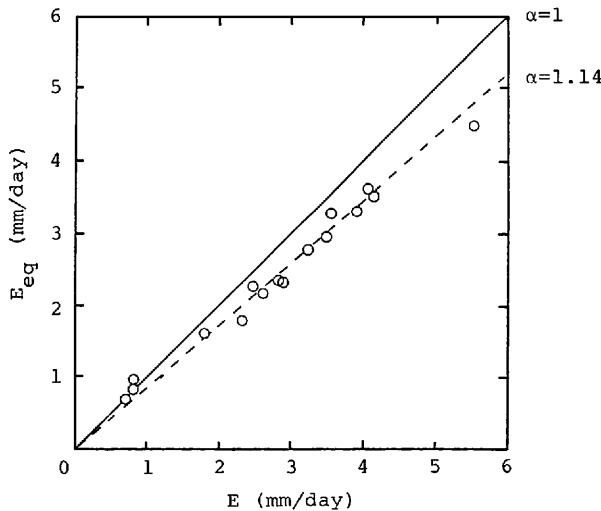
Penman式(1式)とMonteith式(2式)による計算蒸発散量( $E_{cal}$ )とライシメーターによる実蒸発散量( $E_{ly}$ )の日総量を比較したものが第6図である。Monteith式による推定値は、全般的に蒸発散量を過大評価している。これは、前章で述べた様に、蒸発面が完全濡れという条件が当てはまらず、空力項の値が大きくなり過ぎているためである。一方、植生面での実測放射量を用いたPenman式による推定値は、実測値と良く一致



第6図 蒸発式による計算蒸発散量( $E_{cal}$ )と実蒸発散量( $E_{ly}$ )の関係

- Penman式( $f(u)$ に(4)式を用いる)
- Penman式( $f(u)$ に(4)'式を用いる)
- Monteith式

している。Penman式に含まれる $f(u)$ の関数形(4)、(4)'式は、空気力学的に滑かな水面上で経験的に求められたものである。空気力学的に粗い植生面においても(1)式が適用できるのは、水蒸気輸送における表面抵抗と空気力学的抵抗の影響



第7図 平衡蒸発量( $E_{eq}$ )と実蒸発散量( $E$ )の関係



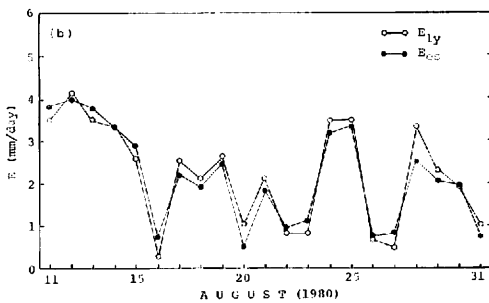
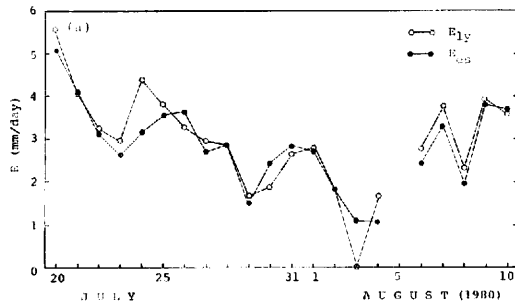
が相殺されているためである (Thom and Oliver, 1977)。

第7図に日総量の平衡蒸発量と実蒸発散量の関係を示す。P-T法の $\alpha$ の範囲は、1時間値の結果と同様に、1と1.26の間にあった。 $\alpha$ の平均値は1.14となり、時間当りの蒸発散量の解析から得られた1.16にほぼ一致していた。

蒸発散量が平衡蒸発量の $\alpha$ 倍として表わされることは、放射量が蒸発散の支配要因であり、大気の飽差や風速の影響はあまり受けけないことを意味している。

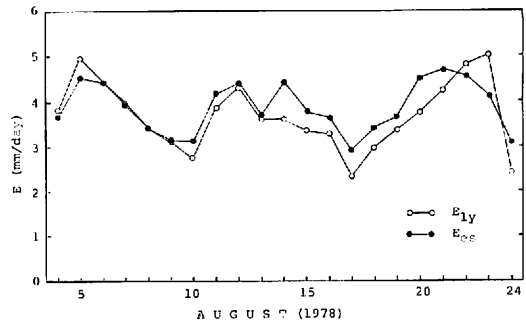
第8図に、 $\alpha=1.14$ を用いたP-T式による推定蒸発散量( $E_{cs}$ )とライシメーターによる実蒸発散量( $E_{ly}$ )の変化の様子を示す。図中で点がプロットしてない日は、データに欠測があった日である。また、1980年8月3日は、終日降雨があったために蒸発散量が0になっていた。図に示される様に、推定蒸発散量と実蒸発散量の対応は非常に良い。

1980年の夏は異常に冷たい天候であったため、



第8図 推定蒸発散量( $E_{cs}$ )と実蒸発散量( $E_{ly}$ )の変化(1980年の場合)

この時に得られた $\alpha$ の値が妥当であるかどうか疑わしい。そこで、猛暑であった1978年の夏の観測値を用いて、 $\alpha$ の妥当性の検討を行なった。1978年の夏においては、正味放射量と地中熱流量の実測値が利用できる期間が、8月4日から8月24日の間に限られていた。このため、上記の期間について、1980年の場合と同様に、 $\alpha=1.14$ を用いた推定蒸発散量とライシメーターによる実蒸発散量の変化を調べた。第9図に結果を示す。1978年の場合にも、推定蒸発散量と実蒸発散量の変化は良く対応していた。



第9図 推定蒸発散量( $E_{cs}$ )と実蒸発散量( $E_{ly}$ )の変化(1978年の場合)

第1表に、1978年と1980年の夏における実蒸発散量( $E_{ly}$ )、平衡蒸発量( $E_{eq}$ )、推定蒸発散量( $E_{cs}$ )の総量を示す。1978年、1980年の両期間ともに、5%程度の誤差で実蒸発散量の推定が可能であった。

第1表 平衡蒸発量( $E_{eq}$ )、推定蒸発散量( $E_{cs}$ )、実蒸発散量( $E_{ly}$ )の比較(単位: mm)

	$E_{eq}$	$E_{cs}$	$E_{ly}$
1978 AUG. 4 ~ AUG. 24	71.4	81.4	77.0
1980 JULY 20 ~ AUG. 31	91.5	104.3	108.1

したがって、密に地表面を覆った牧草地において、植生の活力が十分で水不足が生じていない場合には、平衡蒸発量の1.14倍として蒸発散量が推定可能である。

## VI ま と め

平衡蒸発量, 可能蒸発量, 可能蒸発量量の概念の適用範囲をウェイング・ラインメーターによる実蒸発量量の値をもとに検討した結果, 次の結論が得られた。

1. Penman 式の空力項を改良した推定式 ((2), (3)式) による可能蒸発量と実蒸発量とが等しくなるのは, 牧草の葉面が露で濡れているか空気が水蒸気でほぼ飽和している場合のみであった。これ以外の場合には, 可能蒸発量は実蒸発量を過大評価していた。
2. 実蒸発量は平衡蒸発量の 1.0 ~ 1.26 倍の範囲にあった。空気が水蒸気でほぼ飽和されている場合に, 平衡蒸発量と実蒸発量が等しくなった。
3. 植生面が完全濡れの状態にあり, 可能蒸発量と実蒸発量が等しい場合には, P-T 法の  $\alpha$  の平均値として 1.25 が得られた。この値は可能蒸発量の  $\alpha$  の値 (1.26) とほぼ同じであった。
4. 水不足がなく, 植生の活力が十分な場合には, 蒸発量の上限值が可能蒸発量, 下限値が平衡蒸発量によって表わされていた。
5. 日蒸発量の解析から, P-T 法の  $\alpha$  の値として 1.14 が得られた。この値は, 時間当りの蒸発量の解析から得られた  $\alpha = 1.16$  とほぼ等しくなっていたが, 可能蒸発量の  $\alpha = 1.26$  より小さかった。気象状態の異なる夏期においても  $\alpha = 1.14$  を用いた P-T 法の適合性は良かったことから, 水不足がなく, 牧草の活力が十分な時期の蒸発量は平衡蒸発量の 1.14 倍で推定可能である。

## 謝 辞

本研究を行なうにあたり, 観測の機会を与えて下さった井口正男教授 (前水理実験センター長) をはじめとする水理実験センター職員の方々から感謝いたします。

また, 貴重な御助言をいただいた地球科学系榎根勇教授, 高山茂美教授, 古藤田一雄助教授, 大学院生諸氏に厚く感謝の意を表します。

## 注

- 1) 本研究では, 水蒸気圧の単位として mb を, 風速の単位として m/s を用いたので,  $f(u)$  の単位は mm/day/mb となる。

## 文 献

- 榎根 勇 (1980) : 「水文学」, 大明堂, 272p.
- 林 陽生・古藤田一雄 (1980) : 牧草地上の粗度長と地面修正量の特徴. 天気, 27, 277-283.
- Davies, J. A. (1972) : Actual, potential and equilibrium evaporation for a beanfield in southern Ontario. *Agr. Meteorol.*, 10, 331-348.
- Denmead, O. T. and McIlroy, I. C. (1970) : Measurements of non-potential evaporation from wheat. *Agr. Meteorol.*, 7, 285-302.
- Monteith, J. L. (1964) : Evaporation and environment. In, *The state and movement of water in living organisms*. Proc. 19th Symp. Soc. Exp. Biol., Cambridge Univ. Press, 205-233.
- Penman, H. L. (1948) : Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. Roy. Soc., Ser. A*, 193, 120-146.
- Penman, H. L. (1963) : *Vegetation and hydrology*. Tech. Commun. 53, Commonwealth Bur. of Soils, Harpenden, England, 124p.
- Priestley, C. H. B. and Taylor, R. J. (1972) : On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Mon. Weather Rev.*, 100, 81-92.
- Pobinson, S. M. (1962) : Computing wind profile parameters, *J. Atmos. Sci.*, 19, 189-190.
- Slatyer, R. O. and McIlroy, I. C. (1961) : *Practical microclimatology*. CSIRO, Melbourne, Australia, 310p. Davies, J. A. (1972) による。
- Thom, A. S. and Oliver, H. R. (1977) : On Penman's equation for estimating regional evaporation. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 103, 345-357.
- Thornthwaite, C. W. (1948) : An approach toward a rational classification of climate. *Geogr. Rev.*, 38, 55-94.
- van Bavel, C. H. M. (1966) : Potential evaporation : the combination concept and its experimental verification. *Water Resour. Res.*, 2, 455-467.