

## 平衡蒸発モデルによる蒸発散量推定の可能性

Possibility of Equilibrium Evaporation Model for Estimating Actual Evapotranspiration

中 川 慎 治\*

Shinji NAKAGAWA

### I はじめに

Priestley and Taylor (1972) は, Slatyer and McIlroy (1961) の提案した平衡蒸発量の概念を用いて, 移流のない場合に広大な湿潤面からの蒸発散量が平衡蒸発量に比例することを見出し, その比例定数の値として1.26を得た。Priestley and Taylor の方法は, 他の組合せ式で必要とされる風速と飽差の測定値を必要としないため, その後, 多くの研究者によって検討が行われてきた。開水面では, Stewart and Rouse (1976, 1977), de Bruin and Keijman (1979) 等によって, 比例定数の値が1.26となることが確認されている。しかし, 裸地, 森林, 耕地等においては, 比例定数の値が必ずしも1.26とはならず, 1.26より小さい値を取ることも報告されている。裸地では Barton (1979), 森林では McNaughton and Black (1973), Black (1979), Spittlehouse and Black (1979), 耕地では Yap and Oke (1974), McNaughton *et al.* (1979), 中川 (1982) などの研究がある。中川 (1982) は, 夏期の牧草地における観測から, 比例定数として1.26が得られるのは牧草の葉面が完全に濡れている場合に限られ, それ以外の場合には比例定数が1.26より小さくなることを明らかにした。

この様に, 平衡蒸発量を用いた蒸発散量の推定法 (以降, 平衡蒸発モデルと呼ぶ) は, その比例

定数の値が地表面の性質によって異なるため, 地表面毎にキャリブレーションが必要である。しかし, 平衡蒸発モデルは非常に簡便で, 蒸発散量の推定に必要なパラメーターは, 正味放射量, 地中熱流量, 温度だけであるため, 広域面からの蒸発散量の推定法として有望であると思われる。

本報告では, 平衡蒸発モデルを用いて月毎の蒸発散量を求める場合に必要な比例定数について検討した結果を述べる。

### II 観測方法

筑波大学水理実験センター内の熱・水収支実験圃場において, 1980年9月から1981年4月までの間観測を行い, 必要なデータを収集した。

観測項目は, 正味放射量, 地中熱流量, 気温, 蒸発散量であり, それぞれ, 放射収支計, 熱流板, 通風式白金抵抗温度計, ウェイニング・ライシメーターによって測定した。

各測定要素について, 1時間平均値あるいは1時間総量を求め, 解析のための基礎データとした。

圃場の植生はライグラスを主体とする牧草であった。

### III 結果および考察

#### (1) 平衡蒸発モデル

Davies (1972) によれば, Slatyer and McIlroy

\* 筑波大学・水理実験センター

(1983年4月15日受理)

(1961) は、(1)式で示される組合せ式を導き、(1)式の右辺第2項が0となる場合の蒸発散量を平衡蒸発量 (equilibrium evaporation) と呼んだ (2)式)。

$$\lambda E = \frac{J}{J+r} (R_n - G) + \frac{\rho C_p (D_a - D_s) / r_a}{J+r} \quad (1)$$

$$\lambda E_{eq} = \frac{J}{J+r} (R_n - G) \quad (2)$$

ここで、 $\lambda$  は気化の潜熱、 $E$  は蒸発散量、 $E_{eq}$  は平衡蒸発量、 $J$  は飽和水蒸気圧曲線の勾配、 $r$  は乾湿計定数、 $R_n$  は正味放射量、 $G$  は地中熱流量、 $\rho$  は空気密度、 $C_p$  は空気の定圧比熱、 $D$  は飽差、 $r_a$  は空気力学的抵抗であり、添字  $s$  と  $a$  は蒸発面と空気とをそれぞれ表わす。

Priestley and Taylor (1972) は、移流のない場合に広大な湿潤面からの蒸発散量が平衡蒸発量に比例することを見出し、この場合の蒸発散量を可能蒸発量 (potential evaporation) と名付けた (3)式)。

$$\lambda E_p = \alpha \frac{J}{J+r} (R_n - G) = \alpha \lambda E_{eq} \quad (3)$$

ここで、 $E_p$  は可能蒸発量、 $\alpha$  は比例定数である。Priestley and Taylor は、種々の湿潤面での観測データから、 $\alpha = 1.26$  を得た。

ここでは、(3)式の形で表わされる蒸発散量の推定法を平衡蒸発モデルと呼ぶことにする。

## (2) $\alpha$ の季節変化

第1図に、正味放射量、地中熱流量、蒸発散量の日総量と日平均気温を用いて算定した平衡蒸発量 ( $E_{eq}$ )、蒸発散量 ( $E$ )、有効エネルギーの蒸発相当量 ( $R_n - G^*$ )、(3)式の比例定数  $\alpha$  の季節変化を示す。

9月から10月の間では、蒸発散量と平衡蒸発量の変化に良い対応関係が認められる。一時的に生ずる  $\alpha$  の急増、急減は降雨の影響によるものである。この期間中  $\alpha$  は漸増傾向を示すが、その値は夏の期間中のデータから得られた値 (1.14) よりもかなり大きく、湿潤面で得られている1.26よりも大きくなる場合がほとんどである。蒸発散量と有効エネルギーの蒸発相当量の大きさを比較する

と、 $\alpha$  が夏に得られた値より大きくなっている場合には、 $E > R_n - G^*$  となっていることがわかる。11月では  $E > R_n - G^*$  となる日が少なかったため、 $\alpha$  の値は9月と10月の時のものより小さかったが、夏の時のものより依然として大きかった。

12月から2月の間では、蒸発散量と平衡蒸発量の変化に対応が見られるものの、 $\alpha$  に非常に大きな変動が見られた。冬季においては、蒸発散量も平衡蒸発量も値自体が小さいため、測定誤差の影響により  $\alpha$  の変動が大きくなったとも考えられる。しかし、 $\alpha$  が著しく大きな値を取る場合には蒸発散量に比べて平衡蒸発量が著しく小さくなっていることが第1図より読み取れるので、測定誤差だけが原因であるとは考えられない。

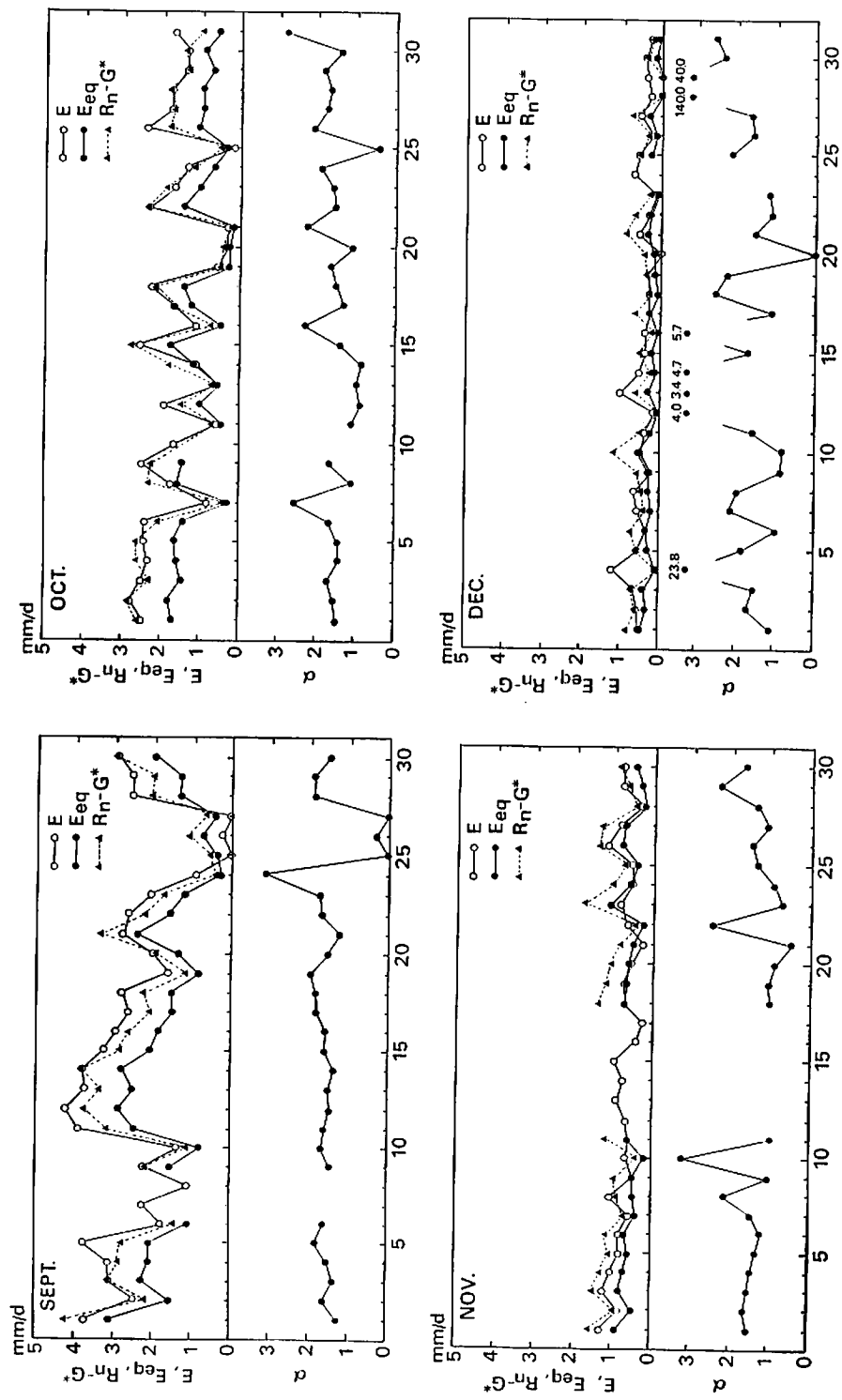
3月から4月では、冬季に見られた様な  $\alpha$  の著しい変動は認められず、また、その値も1以下の場合がほとんどであった。

この様に、日総量の値を用いる場合には、 $\alpha$  の変化は複雑で、その値も大きい。

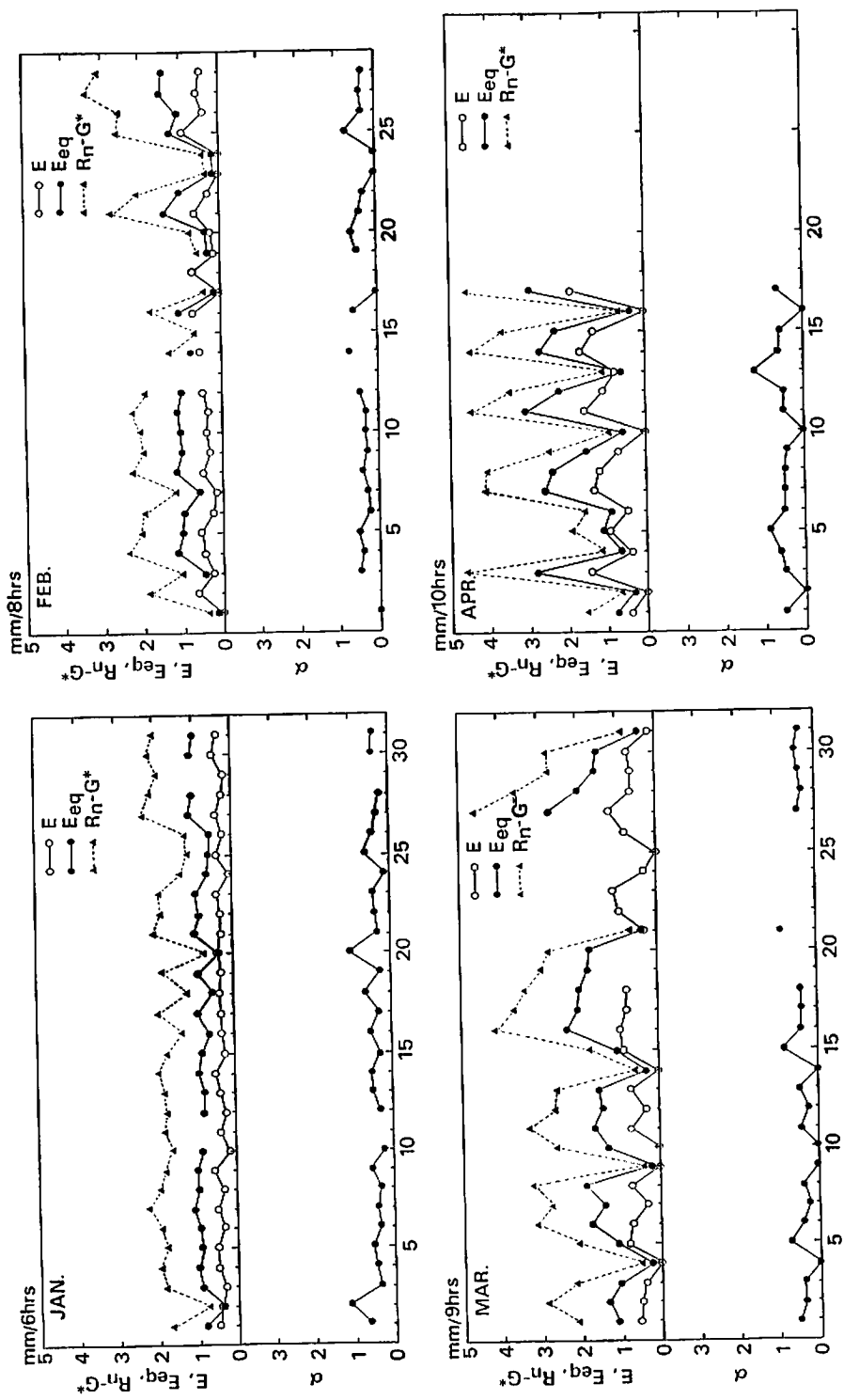
## (3) $\alpha$ の季節変化の要因

$\alpha$  の季節変化については、McNaughton *et al.* (1979)、Jackson *et al.* (1976)、de Bruin and Keijman (1979)、中山・中村 (1982) が、それぞれ、牧草地、裸地、湖、大根畑において、寒候期に  $\alpha$  が増加することを見出しているが、中山・中村 (1982) 以外は  $\alpha$  の増加する原因について言及しておらず、また、冬季から暖候期における  $\alpha$  の季節変化を述べたものはない。

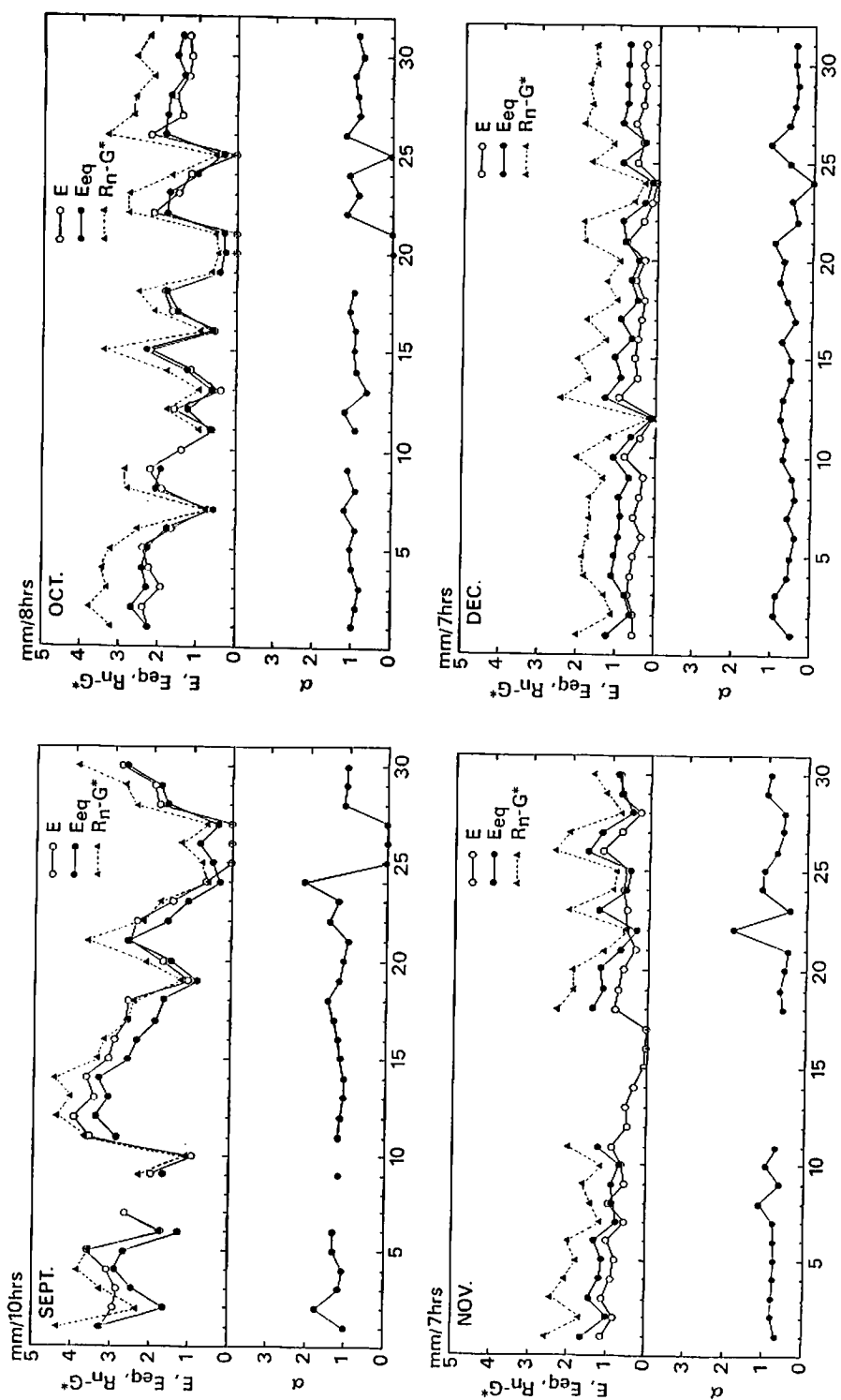
そこで、前述の  $\alpha$  の季節変化の要因を考えるため、日中のデータを用いて同様の解析を行った。第2図には、日中のデータから求めた蒸発散量、平衡蒸発量、有効エネルギー、 $\alpha$  の季節変化が示されている。この場合、有効エネルギーが正の期間を日中、負の期間を夜間とした。第2図においても第1図の場合と同様に、降雨のあった日では  $\alpha$  の急変が認められるが、それ以外の場合、 $\alpha$  の日々の変動は終日のデータを用いた時よりも極めてゆるやかであった。また、 $\alpha$  の値が夏に得られた値を越えることはなく、その変動には季節変化が認められた。



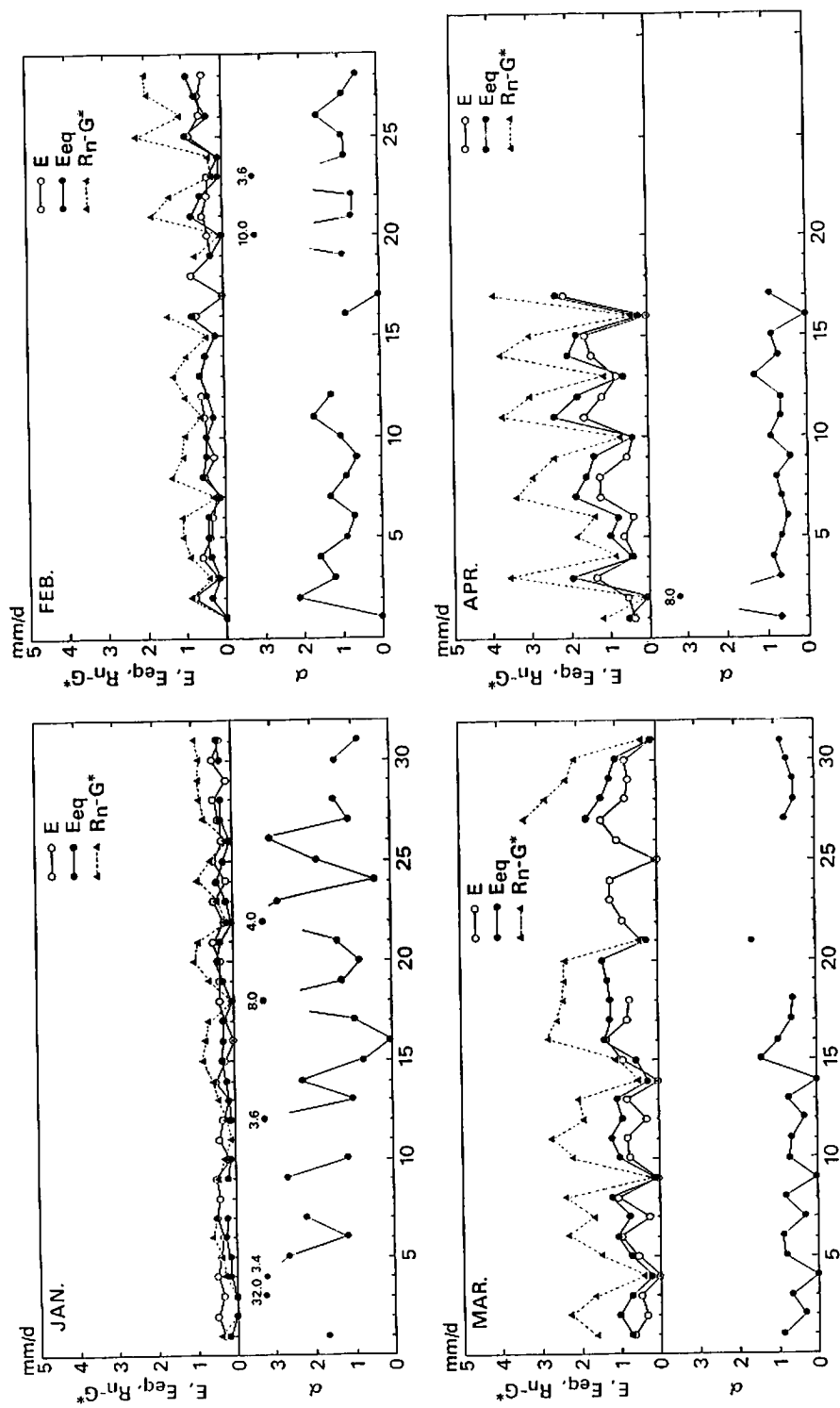
第1図—a 蒸発散量 ( $E$ ), 平衡蒸発量 ( $E_{eq}$ ), 有効エネルギーの蒸発相当量 ( $R_n - G^*$ ),  $\alpha$  の季節変化 (日総量のデータを用いた場合)



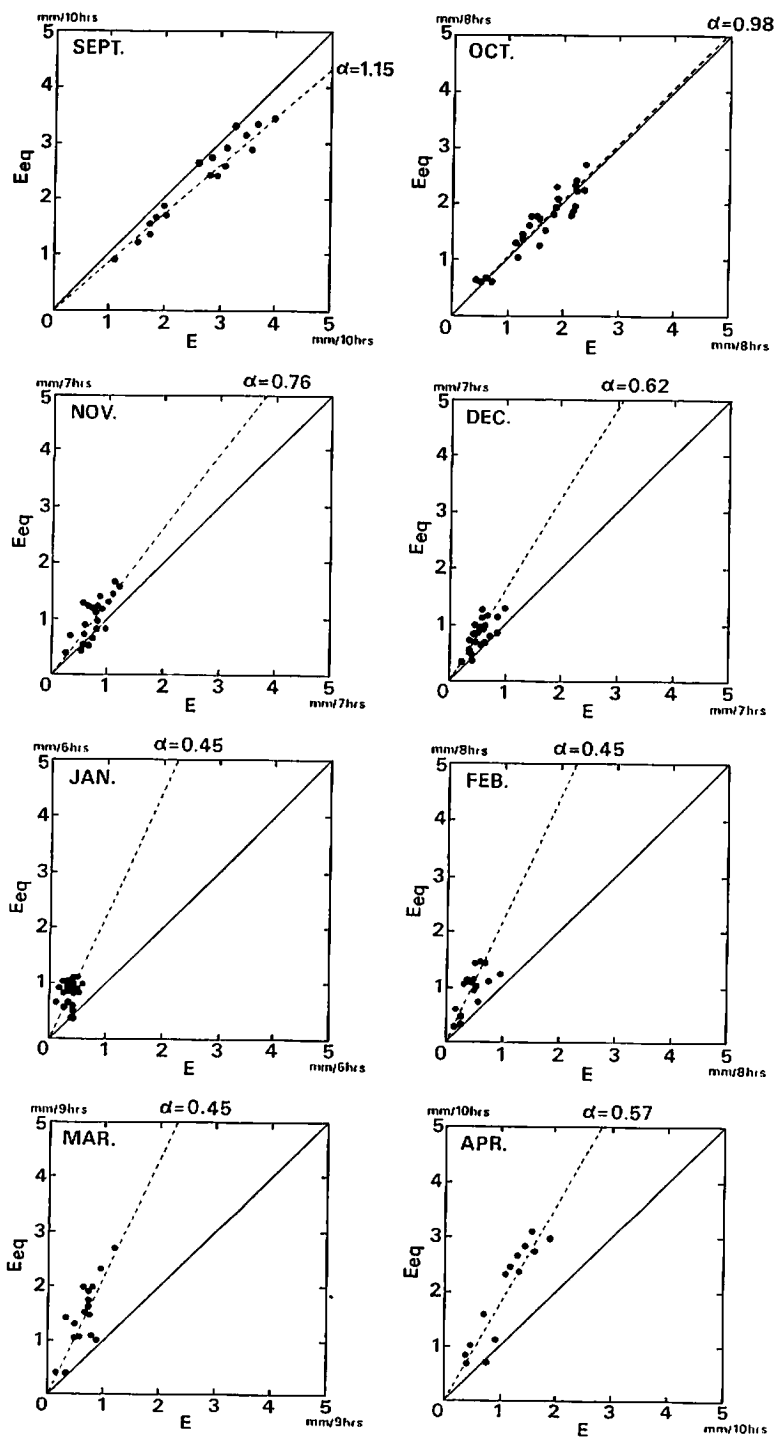
第1図—b 蒸発散量( $E$ ), 平衡蒸発量( $E_{eq}$ ), 有効エネルギーの蒸発相当量( $R_n - G^*$ ),  $\alpha$ の季節変化(日総量のデータを用いた場合)



第2図-a 蒸発散量( $E$ )、平衡蒸発量( $E_{eq}$ )、有効エネルギーの蒸発相当量( $R_n - G^*$ )、 $\alpha$ の季節変化(口中のデータを用いた場合)



第2図—b 蒸発散量( $E$ ), 平衡蒸発量( $E_{eq}$ ), 有効エネルギーの蒸発相当量( $R_n - G^*$ ),  $\alpha$ の季節変化(日中のデータを用いた場合)



第3図 蒸発量 ( $E$ ) と平衡蒸発量 ( $E_{eq}$ ) の関係 (口中のデータを用いた場合)

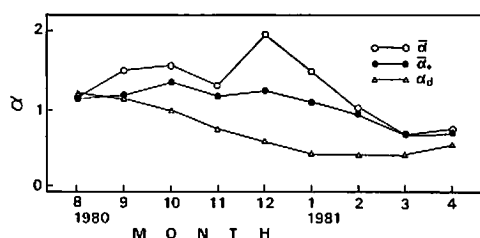
第3図は、日中のデータから求めた蒸発散量と平衡蒸発量の関係を $\alpha$ の月平均値とともに示すものである。 $\alpha$ の月平均値は寒候期に漸減し、1月に最低値(0.45)を示した。 $\alpha$ の月平均値はその後3月まで一定値(0.45)を保ち、4月に増加した。

前野(1977)によれば、ライグラス等の寒地型牧草は、夏から秋にかけてその生産性が徐々に低下し、冬季には生育を停止する。一般に、植物の生理活動と水消費とは密接に関係すると言われている。したがって、日中のデータから得られた $\alpha$ の季節変化は、植物の生理活動を良く反映しているものと考えられる。第3図にも示される様に、 $\alpha$ は冬の1月から3月の間0.45の一定値を示した。これは、この期間において牧草の生育が停止している結果、土壌面蒸発によって蒸発散の大部分が占められていること、この期間中には土壌面蒸発に及ぼす土壌水分量の影響は認められなかったことを示している。

第4図は、日総量のデータから求めた $\alpha$ ( $\bar{\alpha}$ )と日中のデータから求めた $\alpha$ ( $\alpha_d$ )のそれぞれの月平均値について、その季節変化をまとめたものである。図中には、日総量のデータの中で、 $\lambda E \leq R_n - G$ の場合のみから求めた $\alpha$ ( $\alpha_*$ )の変化も示してある。 $\bar{\alpha}$ と $\alpha_d$ は8月ではほぼ等しいが、その後は $\bar{\alpha}$ が $\alpha_d$ より常に大きくなっている。 $\bar{\alpha}$ は10月までの増加、11月の減少、12月の再度の増加、それ以降の減少と複雑な変化を示す。これに対し、 $\alpha_d$ は牧草の活性度を反映した上述の様な明瞭な季節変化を示す。

この様なデータの平均化時間の違いによる $\alpha$ の違いについては、Jury and Tanner (1975), Kanemasu *et al.* (1976), Spittlehouse and Black (1981), 中山・中村(1982)の指摘があるが、これらの研究が対象とした期間は短かく、ここで得られた様な $\alpha$ の大きな違いは中山・中村(1982)以外は認めていない。

第4図に示される様に、 $\bar{\alpha}$ の変化は $\alpha_d$ に比べて複雑であるが、 $\bar{\alpha}$ と $\alpha_d$ の差には、秋から冬の増大、冬から春での減少という傾向が見られる。日



第4図  $\alpha$ の季節変化

$\bar{\alpha}$ : 日総量のデータを用いたもの

$\alpha_*$ : 日総量のデータのうち、 $\lambda E \leq R_n - G$ の場合のみを用いたもの

$\alpha_d$ : 日中のデータを用いたもの

総量のデータの解析において  $\lambda E > R_n - G$  となる日が寒候期に多く、しかもこの時期に $\bar{\alpha}$ と $\alpha_d$ の差が大きくなっていることから、 $\bar{\alpha}$ と $\alpha_d$ の違いに影響を与えるものとして、日中と夜間における正味放射量と潜熱輸送量の関係の違いが考えられる。すなわち、中山・中村(1982)も述べている様に正味放射量に対する潜熱輸送量の割合が昼間と夜間とで異なるため、日中のデータを用いる場合と日総量のデータを用いる場合とで $\alpha$ に差が生ずる。寒候期においては、夜間の放射冷却で失われる放射エネルギーが大きいため、日中の正味放射量に比較して日総量の正味放射量が著しく小さくなる。この場合、夜間の有効エネルギーに比例した割合で凝結が生ずれば、 $\bar{\alpha}$ の季節変化にもある傾向が認められるであろうが、この関係は単純ではない(中山・中村, 1982)。

潜熱と顕熱の分配の基本となるものは有効エネルギーであるので、次式によって有効エネルギーの夜間放出率( $R'$ )と $\alpha$ の増加率( $\alpha'$ )を求めて両者の関係を調べた。

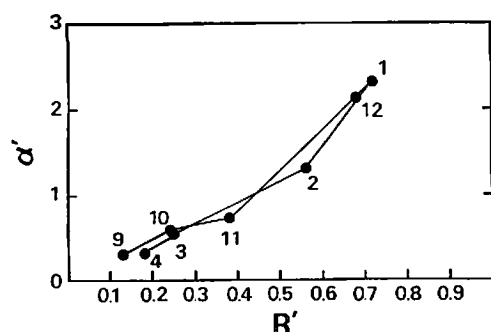
$$R' = - \frac{(\bar{R}_n - \bar{G}) - (R_n - G)_d}{(R_n - G)_d} \quad (4)$$

$$\alpha' = \frac{\bar{\alpha} - \alpha_d}{\alpha_d} \quad (5)$$

ここで、添字  $d$  は日中の値、バーは日総量の値であることをそれぞれ示すものである。

第5図は、 $\alpha'$ と $R'$ の関係を示したものである。図に示される様に、有効エネルギーの夜間放出率は寒候期に次第に増加し、1月に最大となった。





第5図 有効エネルギーの夜間放出率 ( $R'$ ) と  $\alpha$  の増加率 ( $\alpha'$ ) との関係 (図中の数字は月を示す)

この時の  $R'$  は 0.72 であり、日中に地表面が受け取ったエネルギーのうち、72%にあたるものが夜間の放射冷却の結果失われることを示している。有効エネルギーの夜間放出率は1月に最大となった後、減少した。 $\alpha'$  と  $R'$  の間には図で見られる様な直線的な関係が認められ、 $\bar{\alpha}$  と  $\alpha_d$  の違いが有効エネルギーの夜間放出率に起因したものであると考えられる。中山・中村(1982)は人根畑において、9月から12月に行った観測から同様な関係を求めているが、ここで行った解析により、冬と初春においても  $\alpha'$  と  $R'$  に同じ関係の成立することが明らかとなった。

日総量のデータを用いた解析で、 $\lambda E > R_n - G$  となったのも、夜間に失われる有効エネルギーが多いため、日総量の有効エネルギーが小さくなったことによるものと考えられる。

#### IV まとめ

平衡蒸発量を用いて蒸発散量を推定する平衡蒸発モデルを取り上げ、このモデルで蒸発散量を推定する際のパラメーターの特性について検討した。このモデルは、蒸発散量が平衡蒸発量に比例するというもので、非常に簡便で、広域面への適用が有望と思われるものである。

日総量のデータを用いた場合には、蒸発散量が有効エネルギーを上まわる日が寒候期に多く認められ、 $\alpha$  の値も飽和面でのものより大きく、また変動も大きかった。

これに対して、日中のデータを用いた場合には、蒸発散量が有効エネルギーを上まわる事はなく、また、 $\alpha$  の値は牧草の活性度を反映すると思われる明瞭な季節変化を示した。

日総量のデータから求めた  $\alpha$  と日中のデータから求めた  $\alpha$  の違いは、夜間における多量の有効エネルギーの放出が主な原因であった。

この様に、平衡蒸発モデルの中心となる比例定数は植生の活性度や放射収支特性の影響を受けるが、これらの影響因子の評価法を開発することにより、平衡蒸発モデルは広域面からの蒸発散量算定手段として有効なものになると思われる。

#### 文 献

- 中川慎治(1983)：蒸発散の概念とその適用性について。筑波大学水理実験センター報告, 6, 53-62.
- 中山敦一・中村彰宏(1982)：Priestley-Taylor モデルによる蒸発散位の推定。農業気象, 37, 297-302.
- 前野休明(1977)：飼料作物と気象。新編農業気象ハンドブック編集委員会編『新編農業気象ハンドブック』養賢堂, 347-354.
- Barton, I. J. (1979) : A parameterization of the evaporation from nonsaturated surfaces. *J. Appl. Meteorol.*, 18, 43-47.
- Black, T. A. (1979) : Evapotranspiration from Douglas fir stands exposed to soil water deficits. *Water Resour. Res.*, 15, 164-170.
- Davies, J. A. (1972) : Actual, potential and equilibrium evaporation for a beanfield in southern Ontario. *Agr. Meteorol.*, 10, 331-348.
- de Bruin, H. A. R. and Keijman, J. Q. (1979) : The Priestley-Taylor evaporation model applied to a large, shallow lake in the Netherlands. *J. Appl. Meteorol.*, 18, 898-903.
- Jackson, R. D., Idso, S. B., and Reginato, R. J. (1976) : Calculation of evaporation rates during the transition from energy-limiting to soil-limiting phases using albedo data. *Water Resour. Res.*, 12, 23-26.
- Jury, W. A. and Tanner, C. B. (1975) : Advection modification of the Priestley and Taylor evapotranspiration formula. *Agron. J.*, 67, 840-842.

- Kanemasu, E. T., Stone, L. R., and Powers, W. L. (1976) : Evapotranspiration model tested for soybean and sorghum. *Agron. J.*, **68**, 569-572.
- McNaughton, K. G. and Black, T. A. (1973) : A study of evapotranspiration from a Douglas fir forest using the energy balance approach. *Water Resour. Res.*, **9**, 1579-1590.
- McNaughton, K. G., Clothier, B. E., and Kerr, J. P. (1979) : Evaporation from land surfaces. Murray, D. L. and Ackroyd, P. ed. : *Physical hydrology : New Zealand experience*, New Zealand Hydrological Society, Wellington North, 97-119.
- 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.
- Slatyer, R. O. and McIlroy, I. C. (1961) : *Practical microclimatology*. CSIRO, Melbourne, Australia, 310p.
- Spittlehouse, D. L. and Black, T. A. (1981) : A growing season water balance model applied to two Douglas fir stands. *Water Resour. Res.*, **17**, 1651-1656.
- Stewart, R. B. and Rouse, W. R. (1976) : A simple method for determining the evaporation from shallow lakes and ponds. *Water Resour. Res.*, **12**, 623-628.
- Stewart, R. B. and Rouse, W. R. (1977) : Substantiation of the Priestley and Taylor parameter  $\alpha = 1.26$  for potential evaporation in high latitudes. *J. Appl. Meteorol.*, **16**, 649-650.
- Yap, D. and Oke, T. R. (1974) : Eddy-correlation measurements of sensible heat fluxes over a grass surface. *Boundary-Layer Meteorol.*, **7**, 151-163.

# 水理実験センター報告第7号 正誤表

p. 20 の図と p. 22 の図を入れ替える  
(図の説明はそのまま)