

# 砂丘地における蒸発散量と気象要素について

矢野 友久・高塚 孝 教\*

(鳥取大学農学部農業水文学研究室)

長 智 男

(鳥取大学農学部附属砂丘利用研究施設水文かんがい部門)

## Studies on Evapotranspiration in Relation to Weather Conditions in a Sand Dune Area

Tomohisa YANO and Takanori TAKATSUKA

(Department of Irrigation and Drainage Engineering, Faculty of Agriculture, Tottori University)

Tosio CHO

(Division of Hydrology and Irrigation, Sand Dune Research Institute, Faculty of Agriculture, Tottori University)

Measurements on evapotranspiration and weather conditions in the Tottori sand dunes during summer, 1971, indicated that under conditions of strong wind and large pressure deficit, daytime latent heat flux exceeded the difference between net radiation and soil heat flux. This apparently resulted from advective heating (i. e., downward flux of sensible heat originating from the hot and dry sand areas surrounding the irrigated field). Estimates of evapotranspiration by the energy balance method, the aerodynamic method, and the combination method using the wind functions of Penman and van Bavel, were all too low in comparison with evapotranspiration as measured by a floating lysimeter. In order to avoid horizontal divergence of water vapor and heat flux, it is commonly stated that the ratio of measurement height to fetch should be 1: 100 or less, whereas in our case it was about 1: 10. Among the three methods, the combination method using the wind function of van Bavel was comparatively the most effective. All three methods, however, were still far from being of practical usefulness. The use of an empirical weighting factor for the wind function term in the combination method equation improved the estimate of evapotranspiration.

### 緒 言

陸地あるいは水面からの蒸発は水資源の開発、管理および利用に対する重要な問題である。土壌面からの水の損失を蒸発、植物からの水の損失を蒸散、土壌および植物からの水の損失を蒸発散と呼んでいるが、蒸発散量は日射量あるいは純放射量、温度、湿度、風速などの気象

条件、植生条件および土壌条件に強く影響される。砂丘地の夏は、湿潤気候下でありながら、他の地域に比較して高温・乾燥の気象環境にあり、このような環境のもとで、どのような気象要素が水の消費に強く影響を及ぼすかは、砂丘地の水文学的研究に対してだけでなく、乾燥地の水消費との比較研究にも関連して興味ある問題で

ある。

著者らは、同一作物をやや広く植栽したホ場の中央にライシメーターを設けて蒸発散量を実測し、一方、微気象観測を行なって、いくつかの方法により蒸発散量を計算し、実測値との比較を行なった。

### 観測方法

蒸発散量の実測は、砂丘利用研究施設内のホ場において、フローティングライシメーター（土壌槽 1.2×1.2 m、深さ 0.9m）を用いて行なった。これは、土槽をやや大きな水槽に浮かべて、その重量変化をアルキメデスの原理により間接的に測定、自記し、蒸発散量を求める装置である。ウェイングライシメーターなどの直接計量装置に比べて安価に製作できる利点をもつが、一方、空気室や水槽の存在のために、土槽内が周辺土壌と異なった条件になる恐れがあり、管理次第では、得られた蒸発散量がホ場を代表する値を示さない危険性がある。

供試作物はオーチャードグラスとケンタッキー31フェスクの混植で、その割合は2:1である。作物はライシメーター内だけではなく、周辺効果をなるべく少なくするために、ライシメーターを中心として16×20mに対して植栽した。播種は昭和45年11月上旬に行なった。

ライシメーターによる蒸発散量の測定は昭和46年4月から10月まで行ない、とくに、8月下旬から9月中旬にかけて10日間の集中観測を行なった。観測時間は主として9時から17時までの8時間である。観測内容は、植被

面上1mに設置した示差輻射計による純放射量、ロビンソン小型風速計（高さ0.3, 0.5, 0.9, 1.5, 2.6, 4.6m）による植被面上の風速、アスマン型通風乾湿計（植被内、植被面直上部、0.5, 1.5m）の乾・湿球温度、曲管ガラス温度計（地表面、深さ5, 10, 15, 20, 30cm）による地温、テンショメーター（深さ5, 15, 30cm）による土壌水分（10日間で2日間は採土法により比較をした。）である。観測は1時間ごとに行ない、蒸発散量および純放射量は1時間あたりの値を自記紙から読みとり、風速は各時刻の10分間平均風速をとった。

集中観測時の生育状態は、草丈約40cmであったが、ホ場全体にわたって倒伏しており、地面からの高さは約10cmであり、葉面積指数は7.5であった。カン水は土壌の乾燥程度により適宜行ない、土壌水分がホ場容水量付近を保つようにした。

### 結果と考察

#### 1. 蒸発散量と気象条件

集中観測により得られた結果を Table 1 に示す。ここで、気温 (T)、飽差 (d) および風速 (u) の測定高は 1.5m、土壌水分は深さ30cmまでの平均水分（容積%）である。蒸発散量と土壌水分との関係については、従来多くの研究がなされており、まだ定説はないが、一般には、土壌水分がホ場容水量以上であれば、主として気象条件により決定される potential evapotranspiration をとると言われている。平均土壌水分は 7.9~9.3

Table 1. Measured evapotranspiration and weather conditions for 8-hour periods (0900-1700) during summer, 1971.

Date	ET (mm)	IE (ly)	Rn (ly)	S (ly)	T (°C)	d (mb)	u (m/sec)	m (%)
Aug. 25	4.75	276	233	13	25.5	8.6	4.19	9.3
26	4.87	282	325	23	26.3	7.9	3.22	9.3
27	6.60	383	321	31	28.7	10.5	2.51	9.3
28	6.91	401	332	29	29.2	10.9	2.96	9.0
29	9.41	546	278	18	32.3	24.4	3.24	8.8
Sept. 3	9.10	528	312	29	28.4	17.3	4.29	7.9
8	7.76	450	328	16	25.3	13.4	4.81	8.1
9	2.71	157	182	(18)	23.7	10.3	2.21	9.1
13	8.77	509	309	37	23.9	14.7	2.01	7.9
16	(4.49)	(260)	(270)	(31)	(23.7)	(7.9)	(3.65)	(7.9)

Symbols are as follows : ET = measured evapotranspiration; IE = latent heat flux; Rn = net radiation; S = soil heat flux; T = average air temperature; d = vapor pressure deficit; u = wind speed; m = average soil moisture content by volume; ( ) denotes values for a 7-hour period (0900-1600) Sept. 16 only.

％であり、砂丘砂のホ場含水量が約7％であることから、観測時の蒸発散量は potential ET に近いものと考えられる。

蒸発散を蒸発の潜熱による熱エネルギーの大気中への伝達プロセスとして考える場合、植被面に入ってくるエネルギーは純放射量 ( $R_n$ ) であり、 $R_n$  は土壤中の貯熱に利用される地中熱伝達量 ( $S$ )、植被面上の空気貯熱に利用される顕熱伝達量 ( $A$ ) および蒸発散に利用される潜熱伝達量 ( $IE$ ) に分割される。ここで  $R_n$  および  $S$  は直接あるいは間接的に求められ、 $IE$  は蒸発散量 (ET) に蒸発の潜熱 ( $l$  (20°Cにおいて585cal/g) を乗じることにより算定できる。詳しくは2に述べる。

日中の植被面を対象とする場合、一般的には、上記のように、 $S$  は土壤の貯熱、 $A$  は植被面上の大気貯熱となつて、 $IE=R_n-S-A$ 、すなわち、 $IE < (R_n-S)$  と考えられる。しかしながら、表より明らかなように、8月26日と9月9日を除いて、いずれも  $IE > (R_n-S)$  であった。最大蒸発散量を示した8月29日に対しては、 $IE$  は  $(R_n-S)$  の2倍以上の値を示した。この傾向は、9月13日を除いて、風速 ( $u$ ) と飽差 ( $d$ ) の大きい日とくに著しい。すなわち、蒸発散量は、その有効エネルギーと考えられる (純放射量-地中熱伝達量) 以外のエネルギーを得て、大きな値をとる場合があり、それに影響する気象要素は、定性的に風速および飽差であると言えよう。9月13日については、気象条件からは説明できない値が生じており、この理由は判明しない。ただし、以上の検討においては、純放射量の実測値がライシメーター内の植被面での純放射量に等しいことを前提としている。すなわち、ライシメーターは土槽1.2×1.2mの周囲に空気室および水槽を覆う巾40cmの亜鉛引鉄板が露出しており、その面への放射エネルギーの蒸発散量への影響を量的に把握することが不可能であるために、ここではその影響を無視したわけである。

つぎに、代表的な例として、8月26日と9月3日の各要素の時間変化をFig. 1に示す。 $(R_n-S)$  は、それぞれ302, 283ly (=cal/cm<sup>2</sup>) であまり大きな差はないのに対して、 $IE$  は282, 528lyで、後者が2倍近い蒸発散量を示した日の例である。この図においては、飽差の代わりに相対湿度 (R. H.) を用いた。飽差と相対湿度の関係は、 $d = e_a * (1 - 0.01R. H.)$  により互いに交換される ( $e_a$  : 飽和水蒸気圧、温度の関数)。風速および湿度 (または飽差) の蒸発散量に対する影響の大きいことが図により明らかである。温度の影響を検討するために、高さ11cm (植被面直上部) と50cmの温度を図に示し

た。前記のように、日中では顕熱伝達量は植被面から大気に向かうのが通例であるが、もし大気温度が植被面より高ければ、逆に大気面から植被面に向かい、潜熱伝達量に対する付加的なエネルギー源となる。図において、8月26日は大半が植被面が高いのに対し、9月3日は逆の傾向を示している。すなわち、9月3日は温度分布の逆転による下向きの顕熱伝達量が生じ、潜熱伝達量が大きい値を生じたものと説明できる。8月29日については、この温度逆転がより強い結果を示している。以上のような下向きの顕熱伝達量は advective heating と呼ばれ、後で詳しく述べるように、水蒸気と熱の移流に起因するものである。

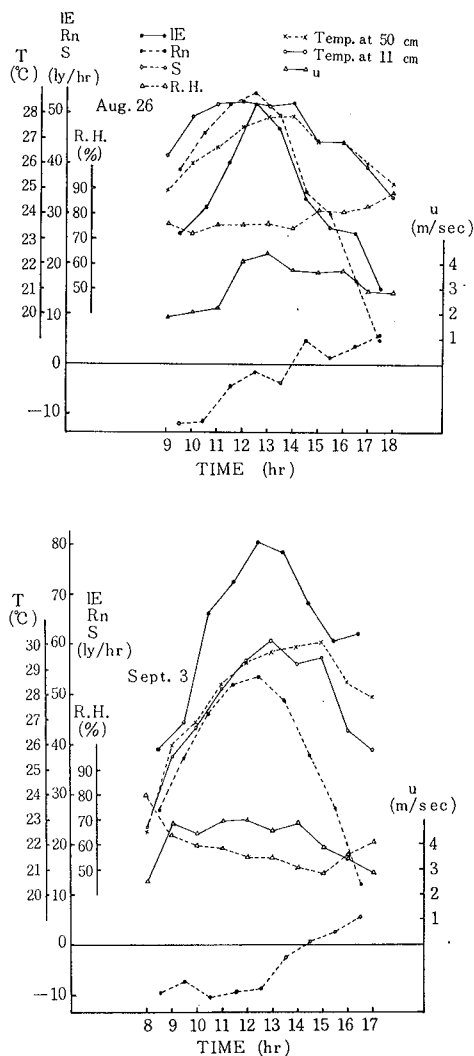


Fig. 1. Hourly energy flux and weather conditions on Aug. 26 and Sept. 3, 1971.

## 2. 気象要素による蒸発散量の推定

蒸発あるいは蒸発散を物理的なプロセスとして解析する場合、二つの方法に大別される。第一は、前記のように、蒸発を潜熱伝達量という熱エネルギー輸送で考える場合であり、これに対してはエネルギー保存則が適用される。第二は、蒸発を水蒸気フラックスという物質輸送で考える場合であり、これに対しては物質保存則および運動量保存則が適用される。ここでは、この二つの方法および両方法を組み合わせた方法によって蒸発散量を算定した。

### (1) 熱収支法

植被面付近に対して、Fig. 2に示すような熱エネルギーの伝達が考えられ、エネルギー保存則が適用される。光合成に使用されるエネルギーなどの植被内の貯熱量を無視し、測定高  $dz$  を零に近づけると、エネルギーバランスは次式で与えられる。

$$R_n = S + A + IE \quad (1)$$

これは、エネルギーバランス式あるいは熱収支式と呼ばれ、各項の単位は単位時間あたりの  $ly$  ( $=cal/cm^2$ ) であらわされる。 $R_n$  は示差放射計により実測した。 $S$  についても直接測定できる測器が実用化されているが、ここでは、土壌各深さの地温および平均体積熱容量（土壌の仮比重、間ゲキ率、土壌水分量がわかれば決定される。）から温度積分法<sup>2)</sup>によって算定した。 $A$  と  $IE$  は拡散のプロセスに類似させて、次式によりあらわされる。

$$A = -c_p \rho K_h (\partial T / \partial z) \quad (2)$$

$$IE = -l_p K_w (\epsilon/P) (\partial e / \partial z) \quad (3)$$

ここで、 $C_p$  : 空気 の 定圧比熱 ( $cal/g$ )、 $\rho$  : 空気 の 密度 ( $g/cm^3$ )、 $T$  : 温度 ( $^{\circ}C$ )、 $z$  : 高さ ( $cm$ )、 $\epsilon$  : 水蒸気と乾燥空気 の 分子量 の 比、 $P$  : 大気圧 ( $mb$ )、 $e$  : 水蒸気圧 ( $mb$ )、 $K_h$ 、 $K_w$  : 熱および水蒸気 の 拡散係数 ( $cm^2/sec$ ) である。上式では拡散係数が一般に風速の関数で一定値をとらないために、 $A$  または  $IE$  を直接求めることはできない。ここで、 $K_h = K_w$  と仮定すれば、 $A$  と  $IE$  の比は次式であらわされる。

$$\beta = \frac{A}{IE} = \frac{c_p P}{l_p} \cdot \frac{(\partial T / \partial z)}{(\partial e / \partial z)} = r \frac{dT}{de} \quad (4)$$

$\beta$  はポーエン比と呼ばれ、また、 $r$  は湿度計定数と呼ばれている。4式を1式に代入すれば、

$$IE = (R_n - S) / (1 + \beta) \quad (5)$$

となり、純放射量と地中熱伝達量のほかに、ある二点間の温度差、湿度差を測定することによって潜熱伝達量、したがって蒸発散量を算定できる。

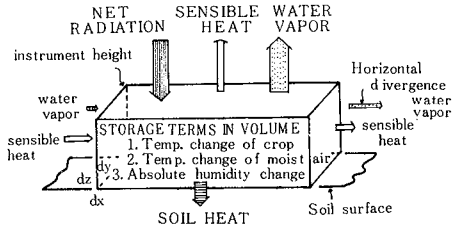


Fig. 2. Complete energy balance of a crop volume.

### (2) 傾度法

水蒸気 の 輸送量 は、フラックスが垂直方向のみであると仮定すれば、3式と同様な形であらわされる。

$$E = -\rho K_w (\partial q / \partial z) \quad (3')$$

ここで、 $E$  : 水蒸気フラックス ( $g/cm^2sec$ )、 $q$  : 比湿である。前記のように、拡散係数  $K_w$  は一定値をとらないので、3'式より直接  $E$  を求めることは困難であり、 $K_w$  を消去するために、運動量伝達量を考える。これは、2、3式と同様に、次式であらわされる。

$$\tau = \rho K_m (\partial u / \partial z) \quad (6)$$

ここで、 $\tau$  : 運動量フラックス ( $g/cm^2sec$ )、 $K_m$  : 運動量の拡散係数 ( $cm^2/sec$ )、 $u$  : 風速 ( $cm/sec$ ) である。一方、平均風速の垂直分布は乱流理論により対数分布をすることが誘導される。

$$u = (u_* / k) \ln(z/z_0) \quad (7)$$

ここで、 $u_*$  : 摩擦速度 ( $=\sqrt{\tau/\rho}$ ) ( $cm/sec$ )、 $k$  : カルマン定数、 $z_0$  : 地面の粗さを特徴づける粗度係数 ( $cm$ ) である。7式は大気 の 温度コウ配がない場合、すなわち中立状態にある場合のみ成り立ち、安定および不安定状態に対しては大気 の 安定を考慮した式が提案されている<sup>3)</sup>。6および7式から、 $K_m = u_* k z$  となる。3'式において、 $K_w = K_m$  と仮定すると、 $E = -\rho u_* k z (\partial q / \partial z)$  が得られる。これを  $z_1$  から  $z_2$  まで積分すると、次式が得られる。

$$E = -\rho k u_* (q_2 - q_1) / \ln(z_2/z_1) \quad (8)$$

7式を変形すると、 $u_2 - u_1 = (u_* / k) \ln(z_2/z_1)$  となり8式と組み合わせることにより次式が得られる。

$$E = -\frac{\rho k^2 (u_2 - u_1)}{(\ln(z_2/z_1))^2} (q_2 - q_1) \quad (9)$$

なお、植被面を考える場合、9式 の 分母の  $z$  の代りに、 $(z - D)$  を用いる必要がある。 $D$  は見かけ上の地面高をあらわし、地面修正量 ( $cm$ ) と呼ばれる。7式の場合と同じく、9式も大気 の 中立状態にのみ成り立ち、他の状態に対しては安定度により補正しなければならない<sup>4)</sup>。

傾度法は空気力学的方法とも呼ばれ、これにより蒸発散量を算定するには、二点間の風速および湿度（比湿または水蒸気圧）が必要である。

(3) 組み合わせ法

potentia ET は経験的に次式であらわされる。

$$E_0 = f(u) (e_0 - e_a) \quad (10)$$

ここで、 $e_0$ 、 $e_a$ ：表面の飽和水蒸気圧および大気の水蒸気圧 (mb) である。10式は3式を0からzまで積分した形に対応する。

$$E = \rho \left[ 1 / \int_0^z (dz / K_w) \right] (\varepsilon / P) (e_0 - e_a) \quad (10')$$

飽和水蒸気圧と温度の関係は次式であらわされる。

$$e_0 = e_a^* + (T_0 - T_a) d$$

ここで、 $T_0$ および $T_a$ ：表面および大気温度、 $e_a^*$ ： $T_a$ に対する飽和水蒸気圧、 $d$ ：飽和水蒸気圧曲線のコウ配である。表面とある高さでのボーエン比は4式から

$$\beta = \frac{\gamma}{d} \left( 1 - \frac{e_a^* - e_a}{e_0 - e_a} \right) = \frac{\gamma}{d} \left( 1 - \frac{d}{e_0 - e_a} \right) \quad (12)$$

であらわされる。12式を5式に代入し、変形すれば、

$$|E_0 = \frac{(d/\gamma) (R_n - S) + f(u) d}{(d/\gamma) + 1} \quad (13)$$

が得られる。13式は Penman により初めて提案されたもので、ペンマン型組み合わせ法とも言われる。関数  $f(u)$  は風速関数と呼ばれ、Penman は浅い水面から次の実験式を提案した<sup>5)</sup>。

$$f(u) = 0.35 (1 + 9.8 \times 10^{-3} u) \quad (14)$$

ここで、 $u$ ： $z = 2$  m の風速 (miles/day) である。な

お、14式は、 $d$  が mm Hg の単位に対して得られたものである。これに対して、van Bavel は風速の対数分布から理論的に風速関数を導いた<sup>6)</sup>。

$$B_v = (\rho \varepsilon k^2 / P) u_a / (\ln(z_n / z_0))^2 \quad (15)$$

$B_v$  は13式の  $f(u)$  の代りに使用される。組み合わせ法は、蒸発面の空気が飽和しているという仮定のもとに、純放射量、地中熱伝達量のほかに、ある一点の風速および飽差を知ることによって、蒸発散量を算定できる。日蒸発散量を対象とする場合、純放射量は日射量、日照時数、湿度から推定でき<sup>5)</sup>、地中熱伝達量はほぼ零とみなせる。また、風速、飽差も日常観測データを使用することが可能であり、したがって、前記2方法に比べて、特別な気象観測を必要としない利点を有する。

(4) 各方法による算定結果

集中観測における蒸発散量の実測値と各方法による算定結果をTable 2に示す。ここで、各気象要素の測定高は、熱収支法では植被面直上部 (11cm) と50cm、傾度法では30cmと50cm、組み合わせ法では2 mである。これによると、各方法ともに大半が実測値よりも著しく小さい値を示した。全体的には、van Bavel 法、Penman 法、熱収支法、傾度法の順で実測値に近くなっている。

まず、熱収支法については、その仮定は水蒸気と熱の拡散係数が等しいこと ( $K_w = K_h$ ) および潜熱と顕熱フラックスが垂直方向であることの二つである。Fig. 3 は8月26日における実測値と算定値の時間変化を示す。測定高の算定値に対する影響を比較するために、高さ50cmと150cmによる算定値を併記した。実測値に比べて算定値の過少評価が著しく、とくに、測定高が高くなると、

Table 2. Measured and estimated evapotranspiration during summer, 1971 (in mm/8hrs).

Date	ET measured	Energy balance method	Aero-dynamic method	Combination method		
				Penman	van Bavel	
Aug.	25	4.75	3.28	2.52	3.83	4.17
	26	4.87	4.32	3.34	4.72	4.83
	27	6.60	4.65	2.63	4.77	4.73
	28	6.91	4.34	4.14	5.03	5.10
	29	9.41	5.09	8.06	5.60	5.89
Sept.	3	9.10	5.76	7.28	5.61	6.26
	8	7.76	4.37	2.85	5.67	6.42
	9	2.71	—	1.04	3.09	2.96
	13	8.77	3.96	1.89	4.84	4.58
	16	(4.49)	(3.52)	—	(3.92)	(4.14)

その傾向が大きい。これは、ホ場の規模からみて移流の影響と考えられる。

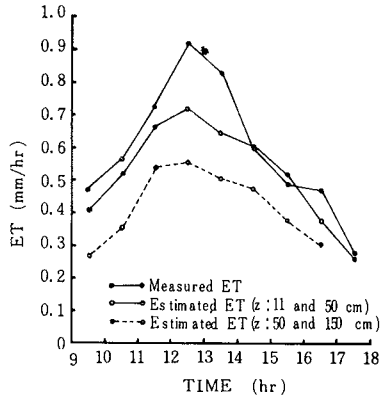


Fig. 3. Hourly distribution of measured and estimated evapotranspiration with the energy balance method on Aug. 26, 1971.

移流，すなわち熱および水蒸気の水平方向の流れは，砂丘地のように，カンガイされた植生地の周囲に裸地が存在する場合，相対的に高温で乾燥した周囲の空気が植生地の上を通過する際に，植被面付近で蒸発による湿度の増大，温度の低下による温・湿度分布の変化を生じ，この結果，植被面付近の温度逆転，すなわち下向きの顕熱フラックスをもたらす，潜熱フラックスに対するエネルギーの補給源となる。この状況において，ホ場の風上端から十分な距離（フェッチ）がないと，温・湿度プロファイルは確立されず，熱および水蒸気の水平方向フラックスの発散が生じ，垂直フラックスであることの仮定が満足されない。必要なフェッチは一般に測定高の100倍と言われている<sup>4)</sup>。この移流の影響を少なくするには，十分なフェッチをとるか，あるいは測定高を低くすることが必要である。実験に用いたホ場は主風方向に対して約20mの長さしかなく，このために，熱収支法だけではなく，傾度法，組み合わせ法に対しても大きな移流の影響をもたらしたものと推測される。

つぎに，傾度法について，算定に際しては高さ30cmの湿度の実測値がないので，各時刻の垂直分布（高さ11，50，150cm）の読みから内そうして決定した。地面修正量Dは，一般に草丈の2/3～3/4になると言われ，中立条件下の風速分布を片対数グラフ上にプロットして求められるが，算定の結果，ホ場周囲の飛砂防止用の防風ネット（約80cmの高さ）の影響によって草丈より大きい値を

示したために，ここでは， $D=0$ とした。このことにより算定値が若干大きくなる。Table 2によれば，8月29日と9月3日を除いて，各方法の中ではもっとも適合度が低い。

前記のように，風速の対数分布は温度の中立状態の下みに適用される。地表面温度が大気温度より高い温度低減の場合，下層空気は上層より密度が小さいために，浮力により上昇し，乱流拡散を増大させる。この状態は不安定と呼ばれ，このために6および7式が変化し，それを組み合わせた9式に補正が必要となる。この補正は，通常リチャードソン数 ( $R_i$ ) と呼ばれる大気の安定度をあらわすパラメーターを用いてなされる。

$$R_i = (g/T) (\partial T/\partial z) (\partial u/\partial z)^{-2} \quad (16)$$

ここで， $g$ ：重力の加速度 ( $\text{cm}/\text{sec}^2$ )， $T$ ：絶対温度である。上式は，一般に二高度および風速の差によって算定される。高さ50cmと150cmに対して  $R_i$  を計算すると，8月29日と9月3日を除いて，すべて不安定 ( $R_i < 0$ ) であることを示した。前記2日についてはかなり安定であり，算定値は各方法に比べて，比較的良好的結果を示した。8月29日についての実測値と算定値の時間変化を Fig. 4に示す。なお，この図には高さ50cm



Fig. 4. Hourly distribution of measured and estimated evapotranspiration with the aerodynamic method on Aug. 29, 1971.

と 150cmの風速および湿度測定による算定値を併記した。このときはほぼ安定であるにもかかわらず、50cmと150cmによる値はきわめて小さな値を示す。これは、熱収支法の場合と同じく、垂直フラックスの仮定を満足できる大きなフェッチをもたないことに起因するものであろう。

最後に、組み合わせ法の検討にあたって、Penman法の中の風速関数については14式、van Bavel法では15式を用いて算定した。風速は1.5mの高さの実測値を使用した。15式において、粗度係数 $z_0$ は中立条件下の風速分布によって決定することができるが、実際には、 $z_0$ は風速によって変化し、0.4~2cmを示した。ここでは、草丈が10cmであったので、 $z_0 = 1\text{ cm}$ とした<sup>7)</sup>。算定値に対する実測値の比は、Penman法に対しては0.88~1.81(平均1.35)、van Bavel法に対しては0.92~1.91(平均1.31)であった。Penman法は、風速関数 $f(u)$ が水面から得られたものであり、植被面は水面より表面粗度 $z_0$ が大きいため、14式を用いることによって値が小さくなること、van Bavel法は、 $B_v$ の誘導に際して対数分布を仮定しているため、中立条件以外に対して成立しないことなどが考えられるが、実測値に対する算定値のへだたりは、風速関数の精度だけでは到底説明できず、この場合も移流の影響によるものとしか考えられない。

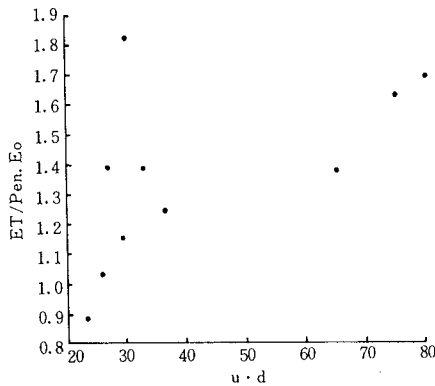


Fig. 5. Relationship between ET/Pen. Eo and  $u \cdot d$ . (Pen. Eo: estimated ET with the combination method using the wind function of Penman)

実測値と算定値(例えば、Penman法)との比、 $ET/E_0$ と気象要素との関係を検討してみた。移流の影響が強い場合に算定値は著しく小さい値を示し、それに影響

する気象要素は、前記のように、風速と飽差である。

Fig. 5は、 $ET/Pen. E_0$ (Pen.  $E_0$ : Penman法による算定値)と $u \cdot d$ との関係を示したものである。これによると $u \cdot d = 30$ の場合の上方にプロットされた異常値(9月13日)を除いて、かなりの相関を示す。すなわち、 $u \cdot d$ が大きくなるにつれ、実測値と算定値のへだたりが大きくなる。この $u \cdot d$ は組み合わせ法13式の右辺第二項に相当するので、適当な式による風速関数の補正を試みるために、実測値から $f(u)$ を逆算して、風速との関係をプロットしてみた(Fig. 6)。この図には、比較のために、両方法の風速関数を記入した。図より明らかなように、逆算した風速関数と風速の間には一定の関係がないので、実験式による風速関数の補正は困難である。

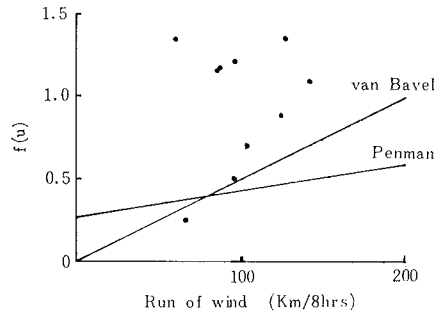


Fig. 6. Relationship between values of the wind function based on measured ET and run of wind.

組み合わせ法による算定式に対する補正の一つの試みとして、日中の風速および飽差を日蒸発散量(一般気象観測と同様に、1日の区切りを9時とした。)に適用してみた。一般に、夜間は日中と比べると、風速も飽差も小さく、この操作は、13式の風速関数項に重みをつけることを意味する。算定に際しては、夜間における植被上の風速と飽差の実測値がないために、一般気象観測の観測値を使用した。その結果、風速はやや大きめに、飽差は小さめになっている。純放射量( $R_n$ )は24時間の値を用い、地中熱伝達量( $S$ )は、1日を単位とした場合、熱の出入はほぼ零と考えられるので、 $S = 0$ とした。van Bavelの風速関数を使用した組み合わせ法による算定結果をFig. 7(右図)に示す。Fig. 7の左図はTable 2における算定結果と比較するために掲げたものである。これによると、9月13日の異常値を除いて、蒸発散量が大きい場合に実測値に対する算定値の適合度がよくなることからわかる。しかしながら、蒸発散量が小さくな

るにつれて、算定値の方が大きくなる傾向を有する。ここで、風速関数項に重みをつけて補正を行なった場合、どの程度に適合度がよくなるかについて、統計的に検討を試みた。まず、相関係数は、未補正の場合、0.91、補正した場合、0.92ではほぼ等しい。相関係数は実測値と算定値との回帰直線に対する実測値の適合度を意味するものである。つぎに、実測値の算定値に対する適合度、すなわち Fig. 7 において、実測値が45°の直線に対してどの程度適合度を有するかについてカイ自乗検定を行なった。これによると、実測値が算定値から外れる度合いが、確率的に、それぞれ20~30%、1%以下であることを示した。ただし、統計計算に際して、9月13日の異常値(考察1の項で記したように、気象要素からは説明できない値)は除去した。以上のように、組み合わせ法の方程式内の風速関数項に重みをつけることによって、とくに蒸発散量が多い場合、かなり実測値に近い値を得ることができる。しかしながら、この方法は、夏以外の季節においても適用できるか否か、あるいは植被面上の観測データを用いた場合にはどのようになるのかなど、今後検討すべき問題が多い。一方、Fig. 7の左図のように、実測値と算定値との関係について、経験式、 $ET = f(E_0)$  で表現することも一つの方法であり、ここでは単に一つの試みとしたにすぎない。

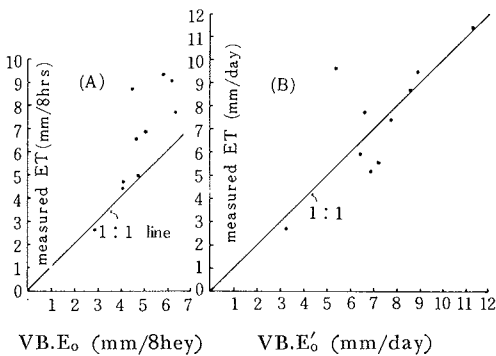


Fig. 7. A—Relationship daytime measured and estimated evapotranspiration with the combination method using the wind function of van Bavel.  
B—Daily measured and estimated evapotranspiration using an empirical weighting factor for the wind function term in the method.

(5) アメリカの乾燥地における蒸発散量との比較  
鳥取砂丘地における蒸発散量と気象条件について、外

国の乾燥地との比較を行なってみた。比較地域はアメリカの Mead (Nebr.) と Phoenix (Ariz.) である。鳥取砂丘は 35° 31' N, 134° 14' E にあり、平均年降雨量は 2100mm, 7, 8月の平均気温は 25.5°C, 27.3°C, 湿度は 70%, 66% (9時湿度) である。Mead は 41° 09' N, 96° 30' W にあり、年降雨量は 700mm, 年間の最高気温は 7月で 25~23°C で半乾燥地帯にある。Phoenix は 33° 30' N, 112° 03' W にあり、年降雨量は 180mm, 7月の平均気温は 31°C, 湿度は 38% で、乾燥地帯に属する。各地域の蒸発散量と気象条件を Table 3 に示す<sup>9)</sup>。これは、蒸発散量について、その年の最大値あるいはそれに近い値を選択したものである。なお、鳥取における純放射量の値は実測値がないので、他の期間についての実測日射量と純放射量との相関式 ( $R_n = 0.58 R_s + 2.47$ ) により算定し、地中熱伝達量は、 $S = 0$  とした。Mead のホ場の大きさは明らかでないが、周囲 30m をカン水したと述べてあり、Phoenix では 73×92m のホ場である。土壌水分状態については記述されていないが、両地域の実験は potential ET を対象としている。これによると、蒸発散量はあまり大差なく、いずれも顕熱伝達量が蒸発散に対する付加的エネルギー源になっており、すなわち移流により大きな蒸発散量を示している。もちろん、ホ場の規模が異なり、このために移流の効果が著しく変化するので、蒸発散量の比較を論じることはできないが、砂丘地では湿潤気候のもとにおいても、夏期の数日は乾燥地の蒸発散量に近いような値を生じることがあることは注目される。砂丘地のホ場においては夏期、輪作や休作のために、周囲に埋地が存在することもあり、移流に起因する大きな蒸発散量が生じる可能性があると考えられる。

## 結 論

砂丘地の夏期において、カンガイにより土壌水分が比較的高く保たれる場合の蒸発散量およびその気象要素との関係を見出すために、ライシメーターにより蒸発散量を実測し、同時に微気象観測を行なって、次の結果を得た。

1. 牧草の蒸発散量は、潜熱伝達量に換算した場合、そのエネルギー補給源となる純放射量から地中熱伝達量を引いた値を越えるような大きな値をしばしば示し、風速および飽差が大きいときに、とくに著しい傾向を有した。この付加的エネルギー源は温度逆転による植被面に向かう顕熱伝達量である。

2. 顕熱の下向きフラックスは、周囲に存在する砂



Table 3. Evapotranspiration and weather conditons on selected days during summer at Tottori sand dunes with comparative data reported at locations in U. S. A.

Location :	Tottori		Mead (Nebr.)		Phoenix (Ariz.)		
	July 14 (1971)	Aug. 10 (1971)	May 18 (1967)	May 19 (1967)	June 21 (1963)	July 20 (1964)	
Date :							
Crop :	Orchard grass Kentucky 31 fescue		Alfalfa		Alfalfa		
ET	(mm/day)	11.44	11.42	12.02	10.00	12.20	11.99
Rs	(ly/day)	634	517	654	649	761	584
Rn-S*	(ly/day)	(370)	(302)	379	385	468	428
IE	(ly/day)	669	668	703	585	714	701
A	(ly/day)	—	—	324	200	246	273
Mean temp.	(°C)	26.9	30.1	19.5	14.6	24.0	32.0
Mean rel. humidity	(%)	95	64	38	32	20	55
Mean wind speed	(m/sec)	2.3	4.9	4.4	3.5	1.8	1.7

\* ( ) Estimates from solar radiation measurements.

丘裸地からの、相対的に高温で乾燥した空気が植生地へ流れこむことに起因するものと考えられる。

3. 熱収支法、傾度法および組み合わせ法による蒸発散量の算定値は、ホ場の大きさが十分でないことによる水平方向の熱および水蒸気フラックスの影響を受け、いずれも著しく過少評価した。各方法の中では、van Bavelの風速関数を用いた組み合わせ法が相対的によい結果を示したが、移流が強い場合は実測値の2/3程度の小さな値を示す。算定式に対する補正の一つの方法として、風速関数項に重みをつけることが考えられる。

#### 文 献

1. Tanner, C. B. : *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, **24**, 2 (1960)
2. たとえば、内島善兵衛：農業技術, **19**, 293—294 (1964)
3. King, K. M. : *Conf. Proc. Evapotranspiration and its role in water resources management, Amer. Soc. Agr. Eng., Chicago*, 39-40 (1966)
4. Tanner, C. B. : *Conf. Proc. Evapotranspiration and its role in water resources management, Amer. Soc. Agr. Eng., Chicago*, 46 (1966)
5. Penman, H. L. : *Proc. Roy. Soc. London Ser. A*, **193**, 120-145 (1948)
6. van Bavel, C. H. L., : *Water Resources Res.*, **2**, 455-467 (1966)
7. Tanner, C. B. and Pelton, W. L. : *J. Geoph. Res.*, **65**, 3411 (1960)
8. Rosenberg, N. J. : *Agr. Meteorol.*, **6**, 181 (1969)