平衡蒸発量と地表面蒸発

近藤純正*

Approximate Estimation of Evaporation Using
the Equilibrium Evaporation

Junsei KONDO

A New concept of the heat balance equation at the ground is introduced. Physical explanation on the equilibrium evaporation and its application to the estimation of evaporation from various humid grounds are made. The result shows that the ratios of real evaporation to equilibrium evaporation are ranging from 0.5 to 1.5.

Key words: equilibrium evaporation, evaporation, evapotranspiration, heat budget

地表面熱収支式の新しい考えを提案した。本稿では蒸発散量も蒸発量と呼ぶことにする。平衡蒸発量の定義式を導き簡単な物理的説明をつけ、比較的湿潤な地域の蒸発量の評価に応用してみた。各地の陸地蒸発量平均値は平衡蒸発量の0.5~1.5倍の範囲に入っている。

キーワード：平衡蒸発量，蒸発，蒸発散，熱収支

はしがき

最近、砂漠化の問題や気候変動の問題が大きな話題となっている。世界の研究者は、各地の水収支の現状を知り、また、大規模な森林開発がどのような事態を引き起こすかを予測するために、熱収支や蒸発量の正しい推定方法の開発に努力をはらっている。わが国でも、水文・水資源学会の設立によって多くの学問分野間の情報交換が容易になったので、この目的の研究が今後一層推進されると思われる。

水文・水資源学会が設立発足した1988年3月12日、高橋浩一郎によって「水収支から見た水資源」に関する記念講演が行われた。それは地球的規模での水資源利用についての内容で、その中でごく粗い「蒸発モデル」(経験則)が示された。今後、この「蒸発モデル」をわれわれは改良していかなければならない。

本論文では特に断らないかぎり、蒸発量も蒸発散量もまとめて蒸発量と呼ぶことにする。現在、蒸発量推定の方法は水面に対してはほぼ確立されている(例えば空気力学的方法に基づく場合はKondo, 1975)。しかし陸地の植生地や裸地からの蒸発量を推定する確かな方法はまだ確立されていない。

昔から、蒸発量の目安として可能蒸発量(蒸発散位、蒸発能、Potential evapotranspirationなどの呼び名が

ある)が使われてきた。可能蒸発量とは「土壌水分が十分にあるときの蒸発量」と説明されている。しかし、一般の植生地やその他の地表面において、水が十分に供給されているとしても、蒸発量は植物の種類、生育段階、植生密度など、さまざまな条件によって変化し、実際問題として、可能蒸発量を正確に知ることは困難である。そのため、蒸発量を気温の関数として経験則から推定してみたり、ペンマン法と呼ばれる式(農林関係者などが利用している式)から推定してみたり、正味放射量(純放射量)に適当な係数を掛け算して求めてみたり、あるいは小形蒸発計による蒸発観測値で代用したり、いろいろなあいまいな方法が用いられている。

欧米の研究者によって「可能蒸発量は平衡蒸発量(後述)の1.26倍である」といわれて以来、それに訳も分らず追隨する研究者もいる。この平衡蒸発係数が1.26と違う観測値があっても、正しい観測値を捨ててまで追隨している場合もあるのではなからうか。筆者にはもったいない気がする。中緯度の同じような気象条件のとき、同じような観測をすれば似た係数をもとめるのは当然である。この係数が条件によって変化するという理論的根拠に基づき、観測事実を示すことが今後の研究課題の一つでもある。近藤(1984)は理論的考察から、平衡蒸発係数が1.26となるのはある気象条件を満たす場合であり、一般には、中緯度の気象条件でも1~2.5の範囲をとることを示した。

上記のような、あいまいな可能蒸発量に代るものとし

て、筆者は「平衡蒸発量 (Equilibrium evaporation)」の利用を提案する。平衡蒸発量とは「地表面が飽和水蒸気で大気湿度も飽和のとき、強風の極限における蒸発量」である。これは、その地域の入力放射量と気温だけの関数で、地表面温度や風速および地表面粗度などには依存しない。

本論文の第III章では平衡蒸発量の導出を行う。第IV章では従来の蒸発の経験則の一つを例にとり、それが理論的に説明されることを示し、同時にその経験則は他の地域には一般に利用できないことを理解する。経験則の一つとは、ソーンスウエイトの考えに従うもので「蒸発量は気温の関数」(たとえば、高橋, 1979; 1988)のことである。この経験則は直径120cmの大型蒸発計の蒸発観測値から決定されている。

そもそも蒸発現象は、入力放射エネルギーが潜熱に変換されて起り、蒸発量は気温のほか放射量・湿度・風速などに依存する。もし、気温と放射量・湿度・風速とが互いに高い相関関係にあれば、蒸発量は気温だけの関数とみなすことができる。日本のような気候で、数日以上長期平均値を想定すれば、風速と相対湿度の季節変化はあまり大きくないが、放射量と気温は相関関係にあるので、蒸発量は気温と相関関係をもつことになる。経験則はそれを表現したものにすぎない。

第V章では、長期間の平均的な蒸発量の目安として、平衡蒸発量の実例を示す。

II. 従来の研究と本研究の目標の相違

読者は、以下の章において、これまでに見なれた式に似た式を見ることになる。本研究の目指すところを最初に理解するために、ここでは従来の考え方との違いを説明しておこう。

地表面の熱収支式において、正味放射量(=純放射量)の用語がよく出てくる。この量は天空から下向きに入ってくる放射量と、地表面から上向きに出ていく放射量の差で、地表面が有効に得た正味量のことであり、上向きに出ていく放射量の内、熱赤外放射量は地表面温度の4乗に比例する。地表面温度は、対象地域が狭くても、地表面が水面か草地か裸地かによって著しく異なる。そのため、正味放射量は少し離れるだけで場所によって異なる。

われわれの研究目的は地表面の熱収支の各項(顕熱とか蒸発の潜熱など)を予知することのほかに、各種地表面の温度も予知することにある。したがって、正味放射量を与えるのではなく、地表面に入射する放射量を与えて、熱収支式各項と地表面温度を予知するものである。

今後は、欧米で開発された方法のみに頼るのではなく、従来と違った新しい目標をもつことが必要である。

III. 平衡蒸発量の導出

平衡蒸発量は、湿った地面からの蒸発量の指標である。広い水面からの平均的な蒸発量は平衡蒸発量の1~1.5倍程度、水の供給がよい草地からの平均的な蒸発量は0.8~1.5倍程度、水の供給があまりよくないところでは0.5倍以下と考えられる。平均的な蒸発量とは数日以上または1ヵ月程度の長期平均値を指す。以下では平衡蒸発量の導出を行う。

地表面に入射する放射エネルギーは

$$R = (1 - r) S \downarrow + L \downarrow$$

である。ここに $S \downarrow$ は水平面日射量、 r は地表面アルベード、 $L \downarrow$ は下向きの大気放射量、ただし地表面は大気放射(熱赤外放射)に対して近似的に黒体とみなす。 R は地表面で顕熱 H と蒸発の潜熱 E 、および地中伝導熱 G に変換される。 G は地中温度(水面の場合は水温)を上昇させる。平均的な状態であれば、地中伝導熱 G は日中と夜でプラス・マイナスとなり微小項になるので R の中に入れて考えれば簡単化され、 $Q \equiv R - G$ と定義すれば、地表面における熱収支式は

$$Q = \sigma T_s^4 + H + \epsilon E$$

となる。ただし T_s は地表面温度、 $\sigma (= 5.670 \times 10^{-8} \text{Wm}^{-2}\text{K}^{-4})$ はステファン・ボルツマン定数、右辺第1項は黒体放射として地表面から失われるエネルギーである。「熱収支式」を書き直すと

$$Q - \sigma T_s^4 = (\sigma T_s^4 - \sigma T_a^4) + H + \epsilon E \\ \approx 4 \sigma T^3 (T_s - T) + H + \epsilon E \quad (1)$$

となる。この式の左辺は「有効入力放射量」で、与えられる外部条件とみなすことができる。右辺はその変換成分である。右辺各項が大気条件(風速や湿度)および他表面条件(空気の物理的性質や土壌の熱的性質や土壌水分)によって、どのような配分比になるかが興味の対象である。

注意: $G = 0$ の場合であっても、左辺「有効入力放射量」は正味放射量(=純放射量)ではない。正味放射量($R - \sigma T_s^4$)は地表面温度 T_s の関数であり、蒸発量の大きさなどによって変化するので外部条件とは言えない。 T_s は熱収支式を解いた結果として得られるわけで、外部条件ではない。「有効入力放射量」は、式(1)左辺で定義した量で、新しい呼び名である。

顕熱輸送量 H と蒸発量 E をバルク係数(C_H と C_E , 無次元量)、または交換係数($K_H = C_H U$, $K_E = C_E U$)で表すと、「バルク式」は

$$H = c_p \rho C_H U (T_s - T) = c_p \rho k_H (T_s - T) \quad (2)$$

$$E = \rho C_E U (q_s - q) = \rho k_E (q_s - q) \quad (3)$$

となる。ただし c_p と ρ は空気の定圧比熱と密度、 T と q と U はそれぞれ、地表面から十分離れた高さ (約 2 m, ほぼ一様な面の対象地域の広さによる、対象地域の長さスケールの 30 分の 1 ないし 100 分の 1 程度の高度) における気温と比湿と風速、 q_s は地表面温度 T_s に対する飽和比湿である。地表面は十分に湿っていないこともあり $C_H \geq C_E$, 完全な乾燥状態では $C_E = 0$ 。

バルク式 (2 と 3) を熱収支式 (1) に代入すれば、地表面温度の上昇量 ($T_s - T$) を解くことができる。簡単な例として、 $k_H = k_E = 0$ の場合 (無風時) を考えると

$$(T_s - T)_{\max} = \frac{Q - \sigma T^4}{4\sigma T^3}$$

これは放射平衡の場合の温度差で、風速がないときに期待される可能な最高温度 (日中), または最低温度 (夜間) の推定に利用される (Kondo and Haginoya, 1989)。

つぎに簡単な例として、地表面は水蒸気飽和 (水面または雪氷面), 大気湿度も飽和とし、 $k_H = k_E \rightarrow \infty$ (強風の条件) のときの顕熱 H を H_{EQ} , 蒸発量 E を E_{EQ} で表わせば (近藤, 1984)

$$\frac{H_{EQ}}{Q - \sigma T^4} = \frac{\gamma}{\gamma + \Delta} \quad (4)$$

$$\frac{\epsilon E_{EQ}}{Q - \sigma T^4} = \frac{\Delta}{\gamma + \Delta} \quad (5)$$

$$\text{ボ-エン比: } B_{EQ} = \frac{H_{EQ}}{\epsilon E_{EQ}} = \frac{\gamma}{\Delta} \quad (6)$$

ただし、 $\gamma = c_p / \epsilon$, $\Delta = d q_{SAT}(T) / d T$, $q_{SAT}(T)$ は気温 T における飽和比湿である。 γ / Δ が気温のみの関数であるので、エネルギー配分比 (ボ-エン比) は気温の関数となる。このときの蒸発量 E_{EQ} を「平衡蒸発量」とよぶ。参考のために上式の計算に必要な数値を表 1 に掲げた。

E_{EQ} の無次元量を縦軸に、気温を横軸にとり、その関係

気温 $T(^{\circ}\text{C})$	$\gamma / (\gamma + \Delta)$	$\Delta / (\gamma + \Delta)$
-40	0.971	0.030
-20	0.855	0.144
0	0.595	0.404
5	0.523	0.477
10	0.444	0.546
15	0.378	0.622
20	0.315	0.685
25	0.261	0.739
30	0.217	0.784
35	0.176	0.823
40	0.148	0.853

図-1 蒸発の潜熱を有効入力放射量で無次元した量 (縦軸) と気温 (横軸) との関係、水面上の大気が飽和湿度のとき、パラメータは無次元交換係数 J 。実線は平衡蒸発量 E_{EQ} の無次元量。

を図1の太い実線で示した。

平衡蒸発量の関係は、大気の湿度が100%であっても、地表面に放射エネルギーが注がれている ($Q > \sigma T^4$) 条件では、蒸発が起ることを示している。その理由は、地表面に注がれたエネルギーは何らかの形で放出されなければならない、地表面は気温より昇温し地表面と大気で飽和比湿の差が生じ、赤外放射・顕熱・蒸発の潜熱として大気へ放出されるわけである。

平衡蒸発量は低温のとき小さいが、高温のとき大きくなる。気温が高いとき、陸地や植物の葉面からの蒸発量が大きくなるのは、この特徴が現れたものである。

大気の湿度が飽和でない一般の場合について、熱収支式 (1) に式 (2, 3) を代入し、さらに $q_s - q = (1 - h) \times q_{SAT}(T) + \Delta \times (T_s - T)$ の近似式を用いると、 $(T_s - T)$ を解くことができる。同時に顕熱 H と蒸発量 E も得られる。その結果をまとめれば、蒸発量 E はつぎの式で与えられる (近藤, 1984)。

$$\frac{\epsilon E}{Q - \sigma T^4} = \frac{iJ\Delta}{\gamma} \{T^+ + q^+(1-h)\} \quad (7)$$

ただし

$$T^+ = \frac{1 - q^+(iJ\Delta/\gamma)(1-h)}{1 + J + (iJ\Delta/\gamma)}$$

$$q^+ = \left(\frac{4\sigma T^3}{Q - \sigma T^4} \right) \frac{q_{SAT}(T)}{\Delta}$$

$$J = \frac{c_p \rho k_H}{4\sigma T^3} \quad (\text{無次元交換係数}), k_H = C_H U$$

h : 大気の相対湿度 ($0 \leq h \leq 1$)

$i = k_E / k_H$ (地表面の蒸発の係数, $0 \leq i \leq 1$)

地表面が完全に湿っているときは $i = 1$, 乾いているときは $i = 0$ である。森林や草地では、 $0 < i < 0.5$ の程度と予想される。

水面上で、大気の湿度が飽和 ($h = 1$) のときについ

て、蒸発の無次元量と気温との関係を図1の破線で表した。パラメータは無次元交換係数 J である。 J は風速 U の無次元量であるから、風速が強いとき蒸発量が大きくなることを示している。 $J \rightarrow \infty$ の極限值が平衡蒸発量である。自然の地表面条件では J は、微風から強風、なめらかな面から粗な面まで含んで、 $0.3 < J < 10$ である。風速の極限 $J \rightarrow \infty$ は実際問題として $J = 10$ に近い条件である。

IV. 従来の「蒸発の経験則」の検討

つぎに、従来の「蒸発の経験則」はどのような条件で成立するかを理解しよう。日本では、有効入力放射量($Q - \sigma T^4$)が大きい夏に気温が高く、小さい冬に気温が低くなり、両者は相関関係にある。図2は日本における有効入力放射量と気温の相関関係である。平均的関係を一点鎖線で表せば、つぎの式になる。

$$Q - \sigma T^4 = 10 + 5.2(T - 273.2), \quad (8)$$

左辺: Wm^{-2} , T : K, (ただし日本)

この相関関係を用いると、蒸発の計算には放射量のデータは必要でなくなる。ばらついた関係であるが、式(8)を平衡蒸発量の式(5)に用いると、 E_{EQ} と気温の関係は図3の実線で表される。

図-2 日本における毎月の有効入力放射量(縦軸)と気温(横軸)との関係、図中の数値は月を示し、たとえば3と9はそれぞれ3月と9月である。日本での変化はどこでもこの図の上で右回りである。

図-3 日本の平均状態(式8)に対して予想される大型蒸発計からの蒸発量(縦軸)と気温(横軸)との関係。実線は平衡蒸発量、破線は相対湿度70%で風速1 m/sを仮定したときの蒸発量(風速は蒸発計のすぐそばでの値)。

一方、大型蒸発計の交換係数を $k_E = 0.004 \times 100$ (100は大型蒸発計のすぐそばの風速 100 cm s^{-1} を意味する)、大気湿度を70%、 $i = 1$ (水面のこと)、 $Q - \sigma T^4$ と T との関係として上式(8)を用い、蒸発量 E を一般の場合の式(7)から計算すると、図3の破線のようになる。この結果によると、平衡蒸発量(図3実線)は大型蒸発計からの平均的な蒸発量(図3破線)を近似的に表すことがわかる。

図3を蒸発量の経験則(高橋, 1979; 1988)の図に重ねてみると、平衡蒸発量は経験則の平均的な傾向を表している。図3は、上記の「放射量と気温の関係式(8)」のときに得られたものにすぎず、別の関係式のときには違ってくる。世界には、気温の年変化は小さいが放射量の季節変化が大きかったり、あるいは湿度の年変化が大きかったりで、日本で成立する気象要素間の相関関係はどこでも成立するわけではない。

以上の検討によって、蒸発に関する経験則「蒸発量は気温の関数」は熱収支的に説明された。これは、日本における平均的な関係で、世界中に通用するものではないことも理解できた。

その他の検証は省略するが、水面については、熱収支的な方法で、比較的正確に、蒸発量の推定が可能である(近藤, 1981)。

V. 地表面蒸発量 E と平衡蒸発量 E_{EQ} の比較

実際の陸地蒸発量と平衡蒸発量の対応関係を調べてみよう。表2はいろいろな方法でもとめられた各地の蒸発量 E と平衡蒸発量 E_{EQ} との比較である。参考のために他

の熱収支量も掲げてある。他の熱収支量との比較のために、降水量Pは、単位質量当りの気化の潜熱 ϵ を掛け算して ϵP で示した。

この表にはいろいろな種類の地表面や季節、それに特殊な日（たとえば晴天日のみ）の値が含まれている。これら以外にも多くの観測例があると考えられるので、今後、それらを収集・解析した際には条件ごとに分類し、理論的結果と比較したい。

熱収支関係はいろいろな条件によって異なるが、この表の結果から次のことが言える。(a)日本のように雨の多い所では、裸地と草地と畑の熱収支関係に大差はない。

(b)森林では草地と同程度の蒸発散量がある。その内の30~50%は降雨中および降雨後の濡れた葉面からの蒸発である。(c)森林を含む多様な地面からなる広域複雑地形でも、上記と似た熱収支関係にある。(d)日本のような湿潤気候では E/E_{eq} は0.5~1.4である。(e)オーストラリアのような少雨乾燥地では、蒸発量は非常に少ない。(f)低温の季節・地域の蒸発量は少ない。これは「ボーエン比の気温依存性；大気湿度が飽和時は式(6)」で説明できる。

表-2 陸地面の熱収支・水収支の例、熱量の単位は Wm^{-2} 。Hは顕熱輸送量、 ϵE は潜熱輸送量、 ϵP は降水量Pを熱に換算した量で降水量 $1000mm/y$ は $78.3Wm^{-2}$ に相当、 $N=Q-\sigma T^4$ は有効入力放射量、 $\epsilon E/N$ の値に*印をつけたものは $\epsilon E/(\epsilon E+H)$ で代用、()内および E/E_{eq} の数値は本筆者による推定値または計算値。

番号	場所	時期	H	ϵE	ϵP	N	$\epsilon E/N$	E/E_{eq}
└ (W/m²) ─┘								
(A) 裸地								
1	若女裸地	年 (32-5)	42-69	136		74	0.57-0.93	0.90-1.47
2	千葉県裸地	春 (26)	86	107	(112)	0.77	1.30	
		夏 (50)	80	98	(130)	0.61	0.84	
		秋 (13)	46	122	(59)	0.77	1.18	
(B) 草地など								
21	筑波草地	初夏 (64)	75	62		0.54*	0.84	
	裸地	初夏 (68)	71	62		0.51*	0.79	
22	九州イモ畑	夏秋	-1	112	229	109	1.03	1.44
23	筑波草地	初夏	32	105		0.77*		
24	筑波草地	冬晴	16	11	0	(26)	0.41*	1.00
		夏晴	23	99	0	(146)	0.81*	0.94
25	八郎湯牧草	8月	-	98	0	(103)	0.95	1.32
26	筑波大牧草	夏 (38)	74		(112)	0.66	1.14	

27	筑波大牧草	夏	20	123	0	131	0.94	
(C) 森林								
41	桐生森林	年 (15)	59	139		74	0.80	1.26
	同、蒸散のみ		32			0.43	0.67	
42	竜の口森林	年 (20)	67	93		92	0.73	1.20
43	愛媛、幼林	秋	-	29	-	-	-	0.69
44	同上	6月	-	51	-	(86)	0.59*	0.80
		7月	-	60	-	(97)	0.62*	0.84
		8月	-	80	-	(114)	0.70*	0.94
45	豪州低木	夏昼	437	36	-	(474)	0.80*	(0.09)
46	多摩森林	夏晴	12	111	0	(123)	0.90	
47	森林総研林	秋	14	31	0	32	0.97	0.50
48	秩父森林	夏晴	-	96	-	(189)	0.51	0.72
49	天良量	初夏	-	69	123	127	0.54	0.81
(D) 森林を含む広域多様な複雑地形など								
61	十和田森林	年 (58)	36	200		94	0.38	0.76
62	会津全域	晴天	58	57	-	135	0.42	0.90
	同、日中のみ		184	116	-	395	0.29	0.66
63	北米大陸	年 (21)	44	53		(65)	0.68	
64	スエーデン	年 (16)	29	55		(45)	0.64	
65	チベットC	夏	105	65	90		0.38*	
	S	夏	45	45	250		0.50*	
	N	夏	80	20	75		0.20*	
	E	夏	125	40	115		0.24*	
66	チベット	夏	73	31	35	105	0.30	0.66
67	筑波、年	日中	128	61		0.32*	0.52	
68	林と牧草	日中	62	310		0.83*		
69	住宅街	夏晴	150	103	0	253	0.41	0.59
	同、湿潤年		-14	243	0	230	1.06	1.61

(注) 表-2の補足説明

(A)裸地 1: Suzuki・Fukushima, 1985, 小型ライシメータによる観測。2: 丸山, 1965, 直径56cmライシメータによる1960年平均, ローム土壌, 冬は霜柱の影響で不正確と思われるので除外。

(B)草地など 21: 奥山, 1988, つくば市観音台の畑, 1983年4月21日~6月19日の60日間の平均, 草地はクローバ植生地, 裸地は同じ火山灰土壌。22: 大場, 1988, 九州農試のサツマイモ畑。23: 三上・安田, 1988, しばふ, ライシメータによる, 5~6月晴天日。24: 朱・吉野, 1986, 試験草地晴天日のみ, 冬は31日間夏は6日間の平均。25: 神尾, 1986, 牧草畑地1971年8月26~29日の平均, 熱収支法(土壌水分収支法の結果もほぼ同じ)。26: Nakagawa, 1984, 牧草, ライシメータによる1980年7月20日~8月30日の19日間平均, 内降雨日3日を含む。27: 古藤田, 1980, 草丈45cm牧草, ライシメータに

よる1978年8月2～7日の晴天6日間の平均。

(C) 森林 41: Suzuki, 1980, 20年生～90年生のアカマツとヒノキの混交林, 42: 谷・阿部, 1987, 竜の口山森林理水試験地の南谷, 松枯れ前の1975～1979年平均, 43: 戎・青柳・小川・藤本, 1986, 愛媛大学長井田量子試験地中央部標高785m地点, 4年生スギ・ヒノキ幼齢林, 樹高0.5～1.5m, 1985年9月16日～10月15日の7～18時, 熱収支法, 44: Ebisu-Ogawa, 1989, 同上地点, 5年生スギ・ヒノキ幼齢林, 樹高0.5～2m, 1986年の夏8～16時, 熱収支法, 45: Fazu-Schwerdtfeger, 1989, 南オーストラリアの森林保護公園内, 平均樹高2.3mのカン木と草の混合地, 夏の12月14～20日の晴天の日中5日間平均, 46: 古藤田, 1982, 東京農工大学波丘地利用実験実習施設内標高150m, 樹高16mのコナラなど落葉樹林, 渦相関法と熱収支法の組み合わせ, 47: 大谷・山野井, 1989, 樹高8.5m17年生ヒノキ林, 周辺草地の影響も一部含む, 1988年11月11日晴天乾燥日, 48: 森川, 1974, 東京大学附属秩父演習林, 標高800m南東向き斜面無間伐区, 42年生ヒノキ胸高直径23cm, 1700本/ha, 地上部と地下部のバイオマス283t/ha, 内葉面19t/ha, 水平面日射日平均値243W/m², 17時に弱い雨あり, 樹液上昇速度を測るヒートパルス法による, 49: 服部・近嵐・竹内, 1981, 茨城県下笠間天岳良国国有林標高300m, 北東向き4.5ha斜面, 29年生の密なヒノキ林, 樹高11m胸高直径16cm, 材積140m³/ha, 熱収支法, 1980年5月13日～6月9日の平均値。

(D) 森林を含む広域多様な複雑地形など 61: Yamamoto-Kondo, 1968, 流域面積171km², 62: Kondo, Kuwagata and Haginoya, 1989, 流域面積5,710km², 春秋の晴天日の観測, 日中のみの値は番号67と対応させるため日の出から15時までの平均値, 63: Benton and Estoque, 1954, 64: Nyberg, 1965, 65: Nitta, 1983, 66: 大畑・青黄靖, 1988, 標高5,260mの草原で小型ライシメータによる, 67: Gamo, 1985, 晴天日の日の出から正午過ぎまでの状態の一年間平均, これは大気混合層高度の日変化から推定したので, 筑波地区周辺50km範囲の平均値とみなせる。原論文では地中伝導熱をゼロと仮定し潜熱 E を見積っているが, この表では日の出から正午過ぎまでの地中伝導熱は正味放射量の20%として E を修正してある, 68: Brutsaert et al, 1987, アルプスふもとの森林と牧草混合地, 69: Ross・Oke, 1988, パンクバー住宅街平均屋根高8m, 緑地64%家屋14%, 1978年7月18日～8月8日の晴天9日間, この年は小雨で乾燥; 二段目は1979年7月～8月の晴天7日間, 多雨湿潤年。

図4は滋賀県において観測された裸地の蒸発量および

図4 滋賀県における裸地の蒸発量(点々印)と森林の蒸散量(丸印つき破線)および平衡蒸発量(太い実線)の季節変化。

森林の蒸散量の季節変化(Suzuki, 1980; Suzuki and Fukushima, 1985)と今回計算された平衡蒸発量の季節変化の比較である。図中に示す各蒸発量の季節変化は部分的にずれるところも見られるが, 全体としての傾向は似ている。平衡蒸発量は, この程度の目安に利用することができる。なお, この平衡蒸発量の計算に必要な放射量はKondo (1967; 1976)に基づいて推定した。

最後に, なぜ実際の平均的な蒸発量が平衡蒸発量に近い値をとるかを説明しておこう。平衡蒸発量は大気の湿度が飽和のときの蒸発量であるから実際の蒸発量より過小のはずである。しかし, 平衡蒸発量は風速が非常に強いときの蒸発量であるから, この点からすると実際の蒸発量より過大になるはずである。この過小と過大の効果が平均化されて, ちょうど平衡蒸発量が実際の蒸発量に近い値となるわけである。

VI. まとめ

(1) 比較的湿潤な地面からの平均的な蒸発量の指標となる平衡蒸発量の定義を示した。平均的な蒸発量とは, 数日以上または1ヵ月程度の長期平均値のことである。

(2) 平衡蒸発量は入力放射量と気温だけの関数で, 地表面の粗度などには依存しない。平衡蒸発量の算出は, 地表面温度に依存する正味放射量(純放射量)ではなくて, 入力放射量を用いる。入力放射量は対象地点の真上で観測されたものでなくてもよく, その周辺域の観測から精度よく推定可能な量である。

(3) 従来の経験則「蒸発量は気温の関数」(高橋, 1979;

1988) は、日本の気候条件において熱収支的に説明された。

(4) 世界各地の陸地面蒸発量は平衡蒸発量の0.5~1.5倍の範囲に入っている。

現在はまだ、森林や草地、特に半乾燥地からの正確な蒸発量の推定は困難な段階にある。今後、森林や草地のバルク係数 (C_H , C_E) と、蒸発の係数 ($i = C_E / C_H$) が植生構造や土壌水分によって、どのように変化するかが明らかになれば、陸地蒸発量の推定がより正確になる。

引用文献

- 1) Benton, G.S. and M.A. Estoque (1954): Water-vapor transfer over the North American continent, *J. Met.*, **11**, pp.462-477.
- 2) Brutsaert, W. and W. P. Kustas (1987): Surface water vapor and momentum fluxes under unstable conditions from a rugged-complex area, *J. Atmos. Sci.*, **44**, pp.421-431.
- 3) 戎 信宏・青柳泰夫・小川 滋・藤本幸司, 1986: 山地小流域における蒸発散の特性に関する基礎的研究 (1), スギ・ヒノキ幼齢林分の蒸発散量について, 愛媛大学演報, **24**, 71-83.
- 4) Ebisu, N. and S. Ogawa, 1989: Characteristics of evapotranspiration from a forested mountainside-Seasonal variations in evapotranspiration at a ridge and a valley plot in a small watershed, *日林誌* (投稿中)
- 5) Fazu, C. and P. Schwerdtfeger, 1989: Flux-gradient relationships for momentum and heat over a rough natural surface. *Q. J. Roy. Met. Soc.*, **115**, 335-352.
- 6) Gamo, M. (1985): Seasonal change of the mixed layer structure at Tsukuba, *J. Meteor. Soc. Japan*, **63**, pp.60-74.
- 7) 服部重昭・近嵐弘栄・竹内信治, 1981: エネルギー収支によるヒノキ林の蒸発散量測定. *日林誌*, **63**, 125-132.
- 8) 神尾 彪, 1986: 植生による干拓地へドロ土壌の改良に関する研究, 山形大学紀要 (農学), 第10巻, 第1号, 153-251.
- 9) Kondo, J. (1967): Analysis of solar radiation and downward long-wave radiation data in Japan, *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, Ser.5, *Geophys.*, **18**, pp.91-124.
- 10) Kondo, J. (1975): Air-sea bulk transfer coefficients in diabatic conditions, *Boundary-Layer Meteor.*, **9**, pp.91-112.
- 11) Kondo, J. (1976): Heat balance of the East China Sea during the Air Mass Transformation Experiment, *J. Meteor. Soc. Japan*, **54**, pp.382-398.
- 12) 近藤純正 (1981): 数値シミュレーションによる水温・蒸発・蒸発散の推定, 水温の研究, **25**, pp.15-43.
- 13) 近藤純正 (1984): 複雑多様な地表面の熱収支—研究の指針, *天気*, **31**, pp. 573-581.
- 14) Kondo, J. and S. Haginoya (1989): Characteristic heat transfer coefficients near the ground at night during strong winds, *Boundary-Layer Meteor.*, **46**, pp.169-180.
- 15) Kondo, J., T. Kuwagata and S. Haginoya (1989): Heat budget analysis on nocturnal cooling and daytime heating in a basin, *J. Atmos. Sci.*, **46**, 2917-2933.
- 16) 古藤田一雄, 1980: ライシメータ蒸発散量とエネルギー収支法による蒸発散量の比較. 筑波大学水理実験センター報告, No.4, 1-9.
- 17) 古藤田一雄, 1982: 落葉広葉樹林の蒸発散量と林内の乱流拡散係数, 筑波大学水理実験センター報告, No.6, 63-73.
- 18) 三上正男・安田延壽 (1988): 森林草地, 半乾燥地からの蒸発散, *天気*, **35**, pp.662-667.
- 19) Maruyama, E., 1965: Studies on evaporation from the soil surface. *Geophys. Mag.*, **32**, No.4.
- 20) 森川 靖, 1974: ヒノキの樹液の流れ—林木の水分収支と関連して. 東大演習林報告, No.66, 251-297.
- 21) Nakagawa, S., 1984: Study on evapotranspiration from pasture. *Env. Res. Cen. Papers Univ. of Tsukuba, Japan*, No.4, pp. 87.
- 22) Nitta, T. (1983): Observational study of heat sources over the Eastern Tibetan Plateau during the summer monsoon, *J. Meteor. Soc. Japan*, **61**, pp.590-605.
- 23) Nyberg, A. (1965): A computation of the evaporation in Southern Sweden during 1957, *Tellus*, **17**, pp.473-483.
- 24) 奥山富子 (1988): 畑土壌水収支の年変化と気候条件, *農業気象*, **44**, pp.27-31.
- 25) 大場和彦 (1988): 南九州におけるサツマイモ畑の蒸発散, *農業気象*, **44**, pp.91-99.
- 26) 大畑哲夫・青黄靖 (1988): チベット高原北西部の

山岳域における夏期の地表面水収支・熱収支, 日本気象学会1988年春季大会講演予講集, No.53, p.318.

- 27) 大谷義一・山野井克己, 1989: 渦相関法による顕熱・潜熱フラックス測定の森林群落への適用. 日農気講演要旨集 (1989).
- 28) Ross, S. L. and T. R. Oke, 1988: Tests of three urban energy balance models. *Boundary Layer Meteorol.* **44**, 73-96.
- 29) Suzuki, M. (1980): Evapotranspiration from a small catchment in hilly mountains (1): Seasonal variations in evapotranspiration, rainfall interception and transpiration, *J. Japan For. Soc.* **62**, pp.46-53.
- 30) Suzuki, M. and Y. Fukusima (1985): Estimates of evapotranspiration from the land surface of Shiga Prefecture using a digitalized square-grid map database, *Lake Biwa Study*

Monographs, No.2, Lake Biwa Research Institute, 55pp.

- 31) 高橋浩一郎 (1979): 月降水量より蒸発量を推定する式, *天気*, **26**, pp.759-762.
- 32) 高橋浩一郎 (1988): 水収支から見た水資源の問題, *水文・水資源学会誌*, **1**, pp.3-8.
- 33) 谷 誠・阿部敏夫 (1987): 森林変化の流出に及ぼす影響の流出モデルによる評価, *林試研報*, **342**, pp.41-60.
- 34) Yamamoto, G. and J. Kondo (1968): Evaporation from Lake Nojiri, *J. Meteor. Soc. Japan*, **6**, pp.166-177.
- 35) 朱超群・吉野正敏 (1986): 草地における熱収支項とその残差項の日変化, *筑波大学水理実験センター報告*, **10**, pp.19-25.

(1989.4.21受付, 1989.8.26受理)

著者略歴

昭和32年	東北大学理学部地球物理学学科卒業
昭和37年	東北大学大学院理学研究科地球物理学専攻修了 (理学博士)
昭和37年	東北大学理学部助手
昭和42年	国立防災科学技術センター研究室長
昭和48年	東北大学理学部助教授
昭和54年	東北大学理学部教授
	現在に至る