

(研究資料)

蒸発散量推定式の誘導過程の解説と林分への
適用における問題点服 部 重 昭⁽¹⁾Shigeaki HATTORI: Explanation on Derivation Process of Equations
to Estimate Evapotranspiration and Problems on
the Application to Forest Stand
(Research note)

要 旨: 林分や流域からの蒸発散量測定に関する理論、技術は、ここ 10 年ほどの間に急速な発展をとげ、蒸発散についての知識、データは飛躍的に増大した。そこで、現在利用されている推定法を測定対象の空間的スケールにより分類し、林分に適用可能な推定法を整理した。それらは空気力学法、エネルギー収支法、Penman-Monteith 法である。わが国ではこれらの方法を用いて林分蒸散量が推定された事例はきわめて少ないし、推定法を体系的に解説した報告も見当たらない。これらの推定法を利用する際、その適用条件、パラメータの物理的意味についての知識はぜひ必要であると考えられるので、その基礎理論を含め、推定式の誘導過程と適用上の問題点を取りまとめた。

空気力学法、エネルギー収支法では、2 高度における風速、温度、水蒸気圧が必要であり、測器の配置が推定精度を支配することが指摘された。また、前者では大気安定度も考慮しなければならない。一方、Penman-Monteith 法は、1 高度の水蒸気圧と温度でよいが、空気力学的抵抗と群落抵抗の推定が煩雑である欠点がある。どの推定法を採用するかは、研究目的、林分の立地条件、利用できる測器の種類と数などによるが、推定精度を上げるには、二つ以上の推定法を併用することが望ましいと考えられた。また、傾斜地林分の多いわが国では、境界層の形成や移流に関する研究を進める必要があることがわかった。

目 次

I はじめに	140
II 蒸発散量推定法の比較	142
III 運動量輸送	143
1. 運動量フラックスと渦速度	143
2. 群落の粗度長と地面修正量	145
3. 運動量輸送における抵抗と拡散係数	146
IV 空気力学法(傾度法)	147
V エネルギー収支法	149
1. エネルギー収支の基礎	149
2. エネルギー収支法	151
VI Penman-Monteith 法	155
1. Penman 式	155
2. Penman-Monteith 式	157

3. r_a , r_c の推定	159
Ⅶ お わ り に	163
引 用 文 献	163

I は じ め に

農業科学の分野では、ある環境下で作物が消費する水分量すなわち蒸発散量を予測することは、作物生産と直結する重要な課題である。作物生産を最大にするための最適な水分環境を維持するには、蒸発散に関する情報が不可欠なためである。一方、森林の場合には、生産量の増大という観点と同時に、森林施業などに伴う植生変化が、水の流れや収支に及ぼす影響を解明することを目的として、森林水文学の分野において林分蒸発散の研究が行われてきた。しかし、森林水文学における蒸発散は、重要な水収支項として認識されてきたにもかかわらず、流出量などの水収支項に比べ、その研究は立ち遅れていた。確かに、ライシメーター、蒸発計、気象データに基づく実験式などにより、蒸発散量の推定が行われたが、それらは対象林分の蒸発散量の概略値であり、目安を与えるにとどまった。実蒸発散量が得られる水収支法も、長期間の平均蒸発散量として算出される場合が多く、時々刻々の変化を追跡することは難しいといえる。したがって、降雨量、流出量に比較すると、蒸発散量の推定精度は低いものであった。蒸発散現象には林分、気象など多くの因子が関与しており、一つの測器で推定し得ない難しさがあるが、その推定精度を降雨量や流出量の推定精度にできる限り近づけることが、森林水文学の重要な研究の一つとして位置づけられてきた。

そして、1960～70 年代に入ると、作物群落における微気象研究の進歩とエレクトロニクス技術の革新により、林分における蒸発散研究にも大きな変化が現れ始めた。また、社会的背景として、都市への人口集中に伴う夏期の水不足が切迫した問題としてクローズアップされ、水の資源としての価値が高まるにつれて、水供給の場としての森林の重要性はさらに増大した。水供給、水利用計画の策定において、森林が消費する水量を正確に把握することが大切で、その意味において、林分からの蒸発散量推定法の確立は、緊急かつ重要な課題と考えられる。

このような研究の流れと社会情勢を受けて、林分における蒸発散研究は、先行していた農業分野での研究を手掛かりに進められた。もちろんそれは、森林と環境との間で交換される放射、熱、水蒸気、 CO_2 、運動量を境界層における物理法則を用いて解明しようとするものであった。例えば、イギリスでは 1960～70 年にかけて、林分蒸発散に関する研究が精力的に展開され、多くの業績をしるした。そのなかで、本文研究所が 70 km² の Scots and Corsican pine 林で実施した「The Thetford Project」は、その代表的研究プロジェクトとして知られる。このように 1960 年代以降、林分蒸発散量の研究が世界各地で行われ、数多くの成果が公表されるに至り、その推定法はほぼ固まってきたとみることができそうである。

そこで、本報では空気力学およびエネルギー収支を基礎理論とする 3 種類の蒸発散量推定式（空気力学法、エネルギー収支法、Penman-Monteith 法）について解説したいと考える。もともと本報をまとめることを思いついた動機は、林分に適用可能な推定法を体系的に整理することと、それを研究ノートとして活用することにあった。したがって、推定式の誘導に当たっては、その過程が理解しやすいように、多少冗長と思われる記述もあえて加えた。また、林分における具体的な数値の引用や計算例も加えることにした。筆者の理解不足の部分もあろうかと思われるが、蒸発散や水収支に関心のある方々への資料として、研究推進の一助となれば望外の喜びである。

使用した記号

- τ : 剪断応力, $\text{dyne cm}^{-2} = \text{g cm}^{-1} \text{sec}^{-2}$
 u : 風速, cm sec^{-1}
 u_* : 渦速度, 摩擦速度, cm sec^{-1}
 $f(u)$: 風速の関数
 u_2 : 高さ 2 m での風速, cm sec^{-1}
 z : 高さ, cm
 z_0 : 粗度長, cm
 d : 地面修正量, cm
 x : 水平方向の距離, cm
 h : 樹高, cm
 l : 混合距離, cm
 r_{aM} : 運動量輸送の抵抗, sec cm^{-1}
 r_{aV} : 水蒸気輸送の抵抗, sec cm^{-1}
 r_{aH} : 熱輸送の抵抗, sec cm^{-1}
 r_{ST} : 気孔抵抗, sec cm^{-1}
 r_a : 空気力学的抵抗, sec cm^{-1}
 r_c : 群落抵抗, sec cm^{-1}
 r_i : 気候学的抵抗, sec cm^{-1}
 K_M : 運動量の拡散係数, $\text{cm}^2 \text{sec}^{-1}$
 K_V : 水蒸気の拡散係数, $\text{cm}^2 \text{sec}^{-1}$
 K_H : 熱の拡散係数, $\text{cm}^2 \text{sec}^{-1}$
 E : 水蒸気フラックス, $\text{g cm}^{-2} \text{sec}^{-1}$
 E_A : drying power, $\text{g cm}^{-2} \text{sec}^{-1}$
 E_P : 可能蒸発散量, $\text{g cm}^{-2} \text{sec}^{-1}$
 S : 顕熱フラックス, $\text{cal cm}^{-2} \text{sec}^{-1}$
 R_n : 純放射量, $\text{cal cm}^{-2} \text{sec}^{-1}$
 Q : 全短波放射量, $\text{cal cm}^{-2} \text{sec}^{-1}$
 Q_{ext} : 大気外太陽放射量, $\text{cal cm}^{-2} \text{sec}^{-1}$
 L^* : 有効長波放射量, $\text{cal cm}^{-2} \text{sec}^{-1}$
 G : 地中熱流量, $\text{cal cm}^{-2} \text{sec}^{-1}$
 J : 林分の気層および樹体の貯熱変化量, $\text{cal cm}^{-2} \text{sec}^{-1}$
 B : CO_2 固定に利用される熱量, $\text{cal cm}^{-2} \text{sec}^{-1}$
 A : 移流による熱輸送量, $\text{cal cm}^{-2} \text{sec}^{-1}$
 P_h : 光合成に利用される熱量, $\text{cal cm}^{-2} \text{sec}^{-1}$
 P_e : 呼吸により消費される熱量, $\text{cal cm}^{-2} \text{sec}^{-1}$
 ρ : 空気密度, g cm^{-3}
 ρ_{for} : 立木密度 (単位気層中の重量), g cm^{-3}
 χ : 水蒸気密度, g cm^{-3}
 C_p : 空気の定圧比熱, $\text{cal g}^{-1} \text{°C}^{-1}$
 C_{for} : 立木比熱, $\text{cal g}^{-1} \text{°C}^{-1}$
 m_{for} : 単位面積当たり現存量, g cm^{-2}
 T : 乾球温度, °C
 T_A : 気温, °K
 T_W : 湿球温度, °C

- T_a : 蒸発面上のある高さの温度, °C
 T_s : 蒸発面の温度, °C
 T_{for} : 樹体温度, °C
 e : 水蒸気圧, mmHg
 e^* : 飽和水蒸気圧, mmHg
 e_a : 蒸発面上のある高さの水蒸気圧, mmHg
 e_s : 蒸発面の水蒸気圧, mmHg
 e_a^* : 温度 T_a における飽和水蒸気圧, mmHg
 e_s^* : 温度 T_s における飽和水蒸気圧, mmHg
 $e(0)$: 葉表面における水蒸気圧, mmHg
 $e^*\{T(0)T : \{T(0)T\}$: 葉表面温度 $T(0)$ における飽和水蒸気圧, mmHg
 VPD : 飽差, mmHg
 P : 大気圧, mmHg
 q : 比湿, $g\ g^{-1}$
 α : アルベド
 β : ボーエン比
 γ : 乾湿計定数, $mmHg\ ^\circ C^{-1}$
 Δ : 飽和水蒸気圧曲線の勾配, $mmHg\ ^\circ C^{-1}$
 Γ : 乾燥断熱減率 ($9.8 \times 10^{-3}\ ^\circ C\ m^{-1}$)
 ϵ : 水と空気の分子量の比, 0.622
 λ : 水の蒸発潜熱 ($\lambda = 597 - 0.6T$), $cal\ g^{-1}$
 σ : ステファン・ボルツマン定数, $8.26 \times 10^{-11}\ cal\ cm^{-2}\ min^{-1}\ ^\circ K^{-4}$
 k : カルマン定数, 0.41
 n : 日照時間, h
 N : 可能日照時間, h
 LAI_{eff} : 蒸散に關与している葉面積指数

II 蒸発散量推定法の比較

蒸発散量の推定法は、研究対象の空間的スケールにより異なると考えられる。例えば、大流域の蒸発散量をライシメーターで測定することは無理であろう。また、個葉の蒸散量をライシメーターで測定することもないであろう。そうすると、対象の空間的な大きさである程度推定法もきまってくると考えることができる。そこで、わが国で用いられた蒸発散量推定法を対象の空間的スケールにより分類すると、Table 1 のようになる。これは対象ごとに一般的に使用される推定法を記述したもので、例えば水収支法は流域のみに限定使用されるわけではない。林分にも、単木・複数木にも適用できる。表中の推定法のあるものは、他の対象にも適用可能である。

Table 1 には蒸発散量が計算される最小時間単位を載せた。これもその推定法により一般的に計算されている時間の大きさを示したものであり、それよりさらに短い時間単位での計算が可能な推定法もあると考えられる。当然これより長い時間単位での計算は、短い場合に比べ、使用可能な推定法はふえることになる。

この最小時間単位は、おおまかにみて、対象の空間スケールが大きくなると、時間単位も大きくなる傾向がある。流域についていえば、現在その時間単位が月であるが、これを時あるいは日単位にすることが、今後の課題にもなる。

Table 1. 蒸 発 散 量 推 定 法 の 比 較

対 象	推 定 法	最小時間単位	測定要素
流 域	水収支法	月	蒸発散
林 分	空気力学法（傾度法）	時	蒸発散
	エネルギー収支法	時	蒸発散
	（熱収支法・ボーエン比法）		
	Penman-Monteith 法	時	蒸発散
単木・複数木	渦相関法	分	蒸発散
	ライシメーター	時	蒸発散
	（フローティング型，秤量型）		
	ライシメーター	月	蒸発散
	（排水型）		
	土壌水分変化法	日	蒸発散
	チャンバー法	分	蒸発散
個 葉	切枝法	分	蒸 散
	樹液流法	時	蒸 散
	ポロメーター法	分	蒸 散
	吸収剤法	分	蒸 散

表中の測定要素は、その推定法で得られる結果が、蒸発散量か蒸発量かを区分している。ここで、流域、林分などの各推定法において、その対象が裸地ならば、当然蒸発散量は蒸発になることを付記しなければならない。

このように、蒸発散量は対象により種々の推定法が用いられているが、本報では対象として林分をとりあげ、空気力学法、エネルギー収支法、Penman-Monteith 法について、それらの誘導過程を以下に紹介したいと考える。そして、その他の推定法については、それぞれの研究論文、参考書、専門書に譲りたいと思う。

III 運動量輸送

植物群落からの物質および熱の垂直フラックスは、群落とその上を通過する風の間で生ずる摩擦に起因する乱れに依存する。その摩擦は、風からの運動量の吸収すなわち空気中から群落への運動量の下方輸送に等しいと考えることができる。群落上に形成される境界層中では、水蒸気、熱が運動量と同様のメカニズムで輸送されるので、運動量の下方輸送の大きさを理解することは、植物群落からの水蒸気、熱の輸送の速さを知ることにつながると考えられる。したがって、まず植物群落における運動量輸送についての検討から始める。

1. 運動量フラックスと渦速度

植物群落上を水平方向に空気が動くと、群落の単位面積には剪断応力（ τ ）が発生する。THOM⁽⁴¹⁾によると、 τ は次のように次元表示される。

$$\tau = MLT^{-2}/L^2 \quad \dots\dots\dots (1)$$

$$\tau = MLT^{-1}/L^2 T \quad \dots\dots\dots (2)$$

Table 2. 林冠における空気

Species	Median height (m)	L^a	No. of observations	Wind speed ^c u (ms ⁻¹)	Ri ^d (or stability)
<i>Larix leptolepis</i>	10.4	3.6 ^b	18×10 min	1.7-5.8	—
<i>Pinus resinosa</i>	11.8	—	30×15 min	1.8-5.7	-0.05 to 0
<i>Pinus contorta</i>	10.0	2.8	15×7 min	<2 (h+6.5)	near neutral
<i>Pinus resinosa/ strobilus</i>	22.0	3.1	436×1 h	>1 (h+39)	—
<i>Pinus taeda</i>	14.0	2.6 ^b	—	—	—
	23.4	—	—	—	—
<i>Pinus sylvestris</i>	15.5	4.3	13×20 min	0.3-1.8	neutral
<i>Pinus densiflora</i>	4.5	0.8	17×5 min	1.0-4.0	near neutral
	23.0	1.7	26×5 min	1.0-5.1	near neutral
<i>Pseudotsuga menziesii</i>	28.0	—	—	—	—
<i>Picea abies</i>	27.2	8.4 ^b	800×1 h	0.5-2.5 2.5-5.0 (h+3.7)	wide range wide range
	27.5	8.4 ^b	—	—	—
	22.0	—	73×1 h	3.1-9.5 (h+32)	-0.66 to +0.05 (h+22)
<i>Picea sitchensis</i>	11.5	9.6	66×1 h	0.8-4.7	-0.03 to 0 (h to h+4)

a : Leaf area index on a projected area basis.

b : Total leaf area×0.389.

c : $u=u(h)$ unless otherwise indicated.d : Richardson number (Ri) = $g(\Delta\theta/\Delta z)/[\theta(\Delta u/\Delta z)^2]$,where g is gravitational acceleration and θ is potential temperature.

$$\tau = (M/L^3) (LT^{-1})^2 \dots\dots\dots (3)$$

ここで、 M , L , T はそれぞれ質量、長さ、時間の次元を表す。なお、(2), (3)式は(1)式より導かれる。そうすると、(1)式は τ が(質量)×(加速度)÷(面積)で定義されることを示している。また(2)式は、 τ が運動量フラックスに等価で、単位時間、単位面積当たりの運動量(質量×速度)で与えられることを表している。これら両式から、風が群落表面に及ぼす力は、空気中から群落への運動量フラックスの下方輸送の結果であることがわかる。このことは、ニュートン力学の運動第2法則「運動量の輸送速度に比例した力が発生する」からも理解される。

さらに(3)式において、 τ は密度と速度の2乗の積で表現される。このことは、運動量フラックスが、摩擦により生ずる乱れ、すなわち渦の大きさに依存することを示唆するもので、(3)式から τ は次のように表される。

$$\tau = \rho u_*^2 \dots\dots\dots (4)$$

ここで、 ρ : 空気密度, u_* : 渦速度 (eddy velocity)。(4)式は τ が渦速度の2乗に比例することを示している。この渦速度は、摩擦に起因することから、摩擦速度 (friction velocity) とも呼ばれる。

力学的特性 (JARVIS ら¹²⁾による)

z_0/h	d/h	η^0	$gaM^f(ms^{-1})$	$raM^f(sm^{-1})$	Reference
0.11 (0.005-0.26)	0.61 (0.30-0.84)	0.25	0.12	8.0	Allen (1968)
0.07	0.81	0.40	0.32	3.1	Leonard and Federer (1973)
0.05	0.76	0.26	0.14	7.3	Bergen (1971)
0.03	0.90	0.34	0.24	4.2	Martin (1971)
0.02	0.92	0.34	0.23	4.3	Sinclair et al. (unpublished)
0.02	0.89	0.24	0.12	8.7	Belt (1969)
0.06*	0.76 (0.75-0.77)	0.30	0.18	5.5	Oliver (1971)
0.10	0.67	0.34	0.23	4.3	Kondo (1971)
0.05	0.83	0.32	0.20	4.9	Kondo (1971)
0.14	0.75	0.73	1.06	1.0	Gay and Stewart (1973)
0.26-0.11 ^h	0.72	7.50-0.42	0.56	1.8	Tajchman (1967, 1972a)
0.11-0.08 ^h		0.42-0.33			Tajchman (1967, 1972a)
0.11	0.83	0.94	1.76	0.6	Baumgartner and Alfreit (unpublished)
0.07 (0.004-0.21)	0.68 (0.36-1.09)	0.27	0.15	6.8	Berggren et al. (1971)
0.03 (0.002-0.14)	0.84 (0.69-0.91)	0.29	0.17	5.9	Landsberg and Jarvis (1973)

e: $\eta = u_*/u(h) = k/\ln[(h-d)/z_0]$ [see eq. (5)]f: $gaM = 1/raM = \eta^2 u(h) : u(h) = 2 ms^{-1}$ g: $z_0 = 0.91 + 3.2 Ri$ h: $z_0 = -0.31 u^3 + 2.2 u^2 - 6.38 u + 9.9 (m) (u \leq 2.5 ms^{-1})$ $z_0 = 0.15 u^2 - 1.4 u + 5.5 (m) (u > 2.5 ms^{-1})$

2. 群落の粗度長と地面修正量

大気成層が中立状態にある場合、群落上の風速分布は、Fig. 1(a) のような対数曲線で近似される。いま、 $\ln(z-d)$ と風速の関係が Fig. 1(b) の直線で表示されるような d をトライアルで決定すると、両者の関係は(5)式で与えられる。ここで、 z_0 は $u(z)=0$ のときの z 値で、直線の切片として求められる。

$$u(z) = \frac{u_*}{k} \left\{ \ln(z-d) - \ln z_0 \right\} = \frac{u_*}{k} \ln \frac{z-d}{z_0} \quad \dots\dots\dots (5)$$

ここで、 $u(z)$: 高さ z での風速, k : カルマン定数 (0.41), d : 地面修正量, z_0 : 粗度長。

(5)式において一定の風速を想定すると、 z_0 の大きい群落すなわち表面の粗い群落の u_* は、 z_0 の小さい群落すなわち表面のなめらかな群落の u_* より大きくなることからわかる。そこで、種々の群落の z_0 , d を調べる。JARVIS ら¹²⁾が、世界各地の針葉樹林について整理した z_0/h , d/h を Table 2 に示した。なお、 h は平均樹高である。これによると、 z_0/h はおおむね 0.02~0.14, d/h は 0.61~0.92 の範囲に位置する。また、真木¹⁷⁾の整理した表から、森林群落を除く植物群落の z_0/h , d/h を読みとると、それぞれ 0.03~0.16, 0.61~0.83 となり、森林とその他の植物群落の z_0/h , d/h に大きな差がないことがわ

かる。

いま, Table 2 から z_0/h , d/h の平均値を計算すると, 次のようになる。ただし, *Picea abies* の z_0/h は除いた。

$$\left. \begin{array}{l} z_0/h=0.07 \\ d/h=0.78 \end{array} \right\} \dots\dots\dots (6)$$

針葉樹林では z_0 が樹高の 7%, d が樹高の 78% に相当することになる。このことから, 森林の z_0 は, 草地, 畑などの z_0 より大きく, 粗い表面をしていることがわかる。したがって, 前述したように, 林冠上の渦速度は他の群落より大きくなる。このように, z_0 , d は植物群落の空気力学的特徴を示す重要な物理量となる。

3. 運動量輸送における抵抗と拡散係数

運動量輸送における抵抗は, 電気のオームの法則との類似からも理解されるように, (7)式で定義される。

$$\text{抵抗} = \frac{\text{運動量の濃度差}}{\text{フラックス}} \dots\dots\dots (7)$$

そうすると, 高度 z と表面 ($u=0$) 間の運動量輸送の抵抗は, (2)式からフラックスは τ なので, 次式で与えられる。

$$r_{aM} = \frac{\rho u(z)}{\tau} \dots\dots\dots (8)$$

ここで, r_{aM} : 運動量輸送の抵抗。

つぎに, (4)式を用いて(8)式の τ を消去すると,

$$r_{aM} = \frac{u(z)}{u_*^2} \dots\dots\dots (9)$$

になる。さらに, (5)式を(9)式に代入し, u_* を消去すると(10)式が得られる。

$$r_{aM} = \frac{1}{k^2 u(z)} \left(\ln \frac{z-d}{z_0} \right)^2 \dots\dots\dots (10)$$

この式は z_0 , $u(z)$ が大きくなると, r_{aM} が小さくなることを示している。そこで, 平均樹高 0.1, 1.0, 10.0m の林分を想定し, (6), (10) 式を用いて r_{aM} を試算した。結果を Table 3 に載せた。なお, 風速

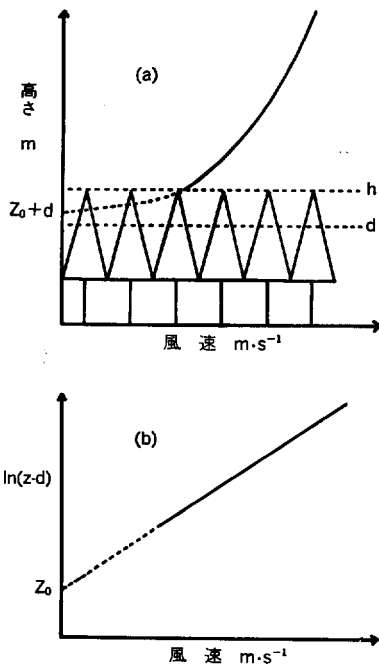


Fig. 1 林分上の風速分布 (a) および $\ln(z-d)$ と風速の関係 (b)

Table 3. 粗度長と空気力学的抵抗の関係

群落高 h (m)	粗度長 z_0 (m)	地面修正量 d (m)	$z-d$ (m)	空気力学的抵抗 r_{aM} (sm ⁻¹)
0.1	0.007	0.078	1	146
1.0	0.07	0.78	2	67
10.0	0.7	7.8	5	23

は $1\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ と仮定した。このように、 z_0 が大きくなると、 r_{aM} は小さくなる。また、森林は他の植物群落より z_0 が大きいので、 r_{aM} は小さくなることも推察される。風速と r_{aM} の関係についても、Fig. 5 から同様のことが考察される。

つぎに、運動量輸送における拡散係数について説明する。それは(11)式で定義される。

$$\text{拡散係数} = \frac{\text{フラックス}}{\text{運動量の濃度勾配}} \dots\dots\dots (11)$$

運動量フラックスは、前記したように τ であり、その濃度勾配は $\partial \rho u(z)/\partial z$ なので、(11) 式は次のように τ について整理される。

$$\tau = K_M \frac{\partial \rho u(z)}{\partial z} \dots\dots\dots (12)$$

ここで、 K_M ：運動量の拡散係数。

また、(5)式を微分形に変換すると、

$$\frac{\partial u(z)}{\partial z} = \frac{u_*}{k(z-d)} \dots\dots\dots (13)$$

になるので、これと(4)式を(12)式に代入し、 K_M についてまとめる。

$$K_M = k u_* (z-d) = l u_* \dots\dots\dots (14)$$

ここで、 $l = k(z-d)$ で、 l は混合距離と呼ばれる。すなわち、ある高度の K_M は表面からの距離 ($z-d$) に比例し、混合距離と渦速度の積で計算されることになる。

また、 K_M と r_{aM} の関係は、(7)、(11)式の定義を利用して求めることができる。

$$K_M = \frac{1}{r_{aM}} dz \dots\dots\dots (15)$$

なお、 dz は2高度の差である。 K_M と r_{aM} は逆比例の関係にある。したがって、草地など他の群落に比較し、 r_{aM} の小さい森林は、他の群落より K_M は大きくなる。

IV 空気力学法（傾度法）

ここでは III 章において説明した空気力学的諸量を組み込んだ蒸発散量推定式を誘導する。この式は THORNTHWAITE and HOLZMAN⁽⁴⁾により提案されたもので、空気力学法とか傾度法と呼ばれる。

強制対流 (forced convection) が卓越する大気境界層中では、運動量、水蒸気、熱の輸送に関する拡散係数と抵抗は等しいとみなすことができる。

$$K_M = K_V = K_H \dots\dots\dots (16)$$

$$r_{aM} = r_{aV} = r_{aH} \dots\dots\dots (17)$$

ここで、 K_V 、 K_H ：それぞれ水蒸気と熱の拡散係数、 r_{aV} 、 r_{aH} ：それぞれ水蒸気と熱の輸送における抵抗。

これらの関係と(11)式の定義を用いると、水蒸気および顕熱フラックスは次のように表現される。

$$E = -K_V \frac{\partial \chi}{\partial z} \dots\dots\dots (18)$$

$$S = -K_H \frac{\partial (\rho C_p T)}{\partial z} \dots\dots\dots (19)$$

ここで、 E ：水蒸気フラックス、 χ ：水蒸気密度、 S ：顕熱フラックス、 C_p ：空気の定圧比熱、 T ：温度。
水蒸気密度は(20)、(21)式の関係から、(22)式に変換される。

$$q = \frac{\varepsilon \cdot e}{P} \quad \dots\dots\dots (20)$$

$$\gamma = \frac{C_p \cdot P}{\lambda \cdot \varepsilon} \quad \dots\dots\dots (21)$$

$$\chi = \rho \cdot q = \frac{\rho \cdot C_p}{\lambda \cdot \gamma} e \quad \dots\dots\dots (22)$$

ここで、 q ：比湿、 e ：水蒸気圧、 P ：大気圧、 γ ：乾湿計定数、 ε ：水と空気の分子量の比 (18.016/28.966=0.622)、 λ ：水の蒸発潜熱 ($\lambda=597-0.6T$)。

したがって、(22)式を(18)式に代入すると、

$$\lambda E = -\frac{\rho C_p}{\gamma} K_V \frac{\partial e}{\partial z} \quad \dots\dots\dots (23)$$

が得られる。また、(19)式を整理すると次のようになる。

$$S = -\rho C_p K_H \frac{\partial T}{\partial z} \quad \dots\dots\dots (24)$$

一方、 $z_1 \sim z_2$ の 2 高度間における水蒸気と顕熱輸送における抵抗は、(7)式に基づいて、(25)、(26)式でそれぞれ表すことができる。

$$r_{aV}(z_1, z_2) = \frac{\chi_1 - \chi_2}{E} \quad \dots\dots\dots (25)$$

$$r_{aH}(z_1, z_2) = \rho C_p \frac{T_1 - T_2}{S} \quad \dots\dots\dots (26)$$

ここで、 χ_1, χ_2 ：それぞれ z_1, z_2 における水蒸気密度、 T_1, T_2 ：それぞれ z_1, z_2 における温度。

そして、(25)式中の χ を(22)式を用いて e に直すと、

$$r_{aV}(z_1, z_2) = \frac{\rho C_p}{\gamma} \frac{e_1 - e_2}{\lambda E} \quad \dots\dots\dots (27)$$

になる。一方、(4)、(8)式から $z_1 \sim z_2$ の 2 高度間の r_{aM} を求めると、(28)式が得られる。ただし、 u_1, u_2 はそれぞれ z_1, z_2 における風速を表す。

$$r_{aM}(z_1, z_2) = \frac{\rho u_2 - \rho u_1}{\tau} = \frac{u_2 - u_1}{u_*^2} \quad \dots\dots\dots (28)$$

また、(5)式から $u_2 - u_1$ は、

$$u_2 - u_1 = \frac{u_*}{k} \ln \frac{z_2 - d}{z_1 - d} \quad \dots\dots\dots (29)$$

となる。(29)式を用いて(28)式中の u_* を消去すると、

$$r_{aM}(z_1, z_2) = \frac{\left(\ln \frac{z_2 - d}{z_1 - d} \right)^2}{k^2 (u_2 - u_1)} \quad \dots\dots\dots (30)$$

となる。ここで、(17)式に基づき、(27)式と(30)式が等しいとおくと、水蒸気輸送量を計算する次式が成立する。

$$\lambda E = \frac{\rho C_p k^2}{\gamma} \frac{(u_2 - u_1)(e_1 - e_2)}{\{\ln(z_2 - d)/(z_1 - d)\}^2} \quad \dots\dots\dots (31)$$

同様に、(26)および(30)式から顕熱輸送量を計算する(32)式が導かれる。

$$S = \rho C_p k^2 \frac{(u_2 - u_1)(T_1 - T_2)}{\{\ln(z_2 - d)/(z_1 - d)\}^2} \quad \dots\dots\dots (32)$$

林分からの蒸発散量は、(31)式により算出されるが、それには林分上の2高度における風速、水蒸気圧および地面修正量が必要である。この方法が傾度法と呼ばれることからわかるように、林分上の風速と水蒸気圧の分布を測定しなければならない。その際、大気が熱的に中立、すなわち浮力の影響を受けない状態にあることを確認しなければならない。このことについては、後ほど大気の安定度の所で若干触れるつもりである。

また、(32)式を用いて S を算出した場合には、(39)式の熱収支式を利用して、残差量の形で蒸発散量を推定することができる。もちろん、 S のほかに、純放射量 R_n と地中熱流量 G の測定が必要である。 S を用いるメリットは、(31)式では水蒸気圧が必要であるが、 S の場合には気温でよいので、測定が容易なことにある。前述したように、(31)、(32)式は大気が熱的に中立な状態で計算しなければならない。そこで、大気の安定度について若干の説明を加えたいと思う。

いま、空気がある高さまで持ち上げ離れたとき、その空気がそのまま上昇するならば、その大気は不安定であるとされ、逆に元の位置に下降するならば、大気は安定であるとされる。そして、持ち上げた高さに止まるならば、大気は中立であるという。この関係を乾燥空気について示すと、次のようになる。

$$\begin{aligned} \text{大気の気温減率 } (dT/dz) &> \Gamma : \text{不安定} \\ \text{〃} &= \Gamma : \text{中立} \\ \text{〃} &< \Gamma : \text{安定} \end{aligned}$$

ここで、 Γ ：乾燥断熱減率 ($9.8 \times 10^{-3} \text{ }^\circ\text{C m}^{-1}$)。

大気の安定度は、その気温減率と Γ の大小関係から判定される。不安定な大気では、そこに生じた乱れが浮力により発達し、逆に安定な大気ではそれが抑えられるため、風速分布や輸送速度にその影響が現れることになる。また、大気の安定度を表すのに、リチャードソン数²⁶⁾やモニソーオブコフの安定長(stability length)^{21), 29)}が用いられる。

V エネルギー収支法

太陽からの放射エネルギーは、林分でやりとりされ、最終的に純放射量(正味放射量)として取り込まれる。その様子は、放射収支式として(33)式で示される。

$$R_n = (1 - \alpha)Q + L^* \quad \dots\dots\dots (33)$$

ここで、 R_n ：純放射量、 α ：アルベド(反射率)、 Q ：全短波放射量、 L^* ：有効長波放射量。

この R_n が潜熱、顕熱、貯留熱、光合成、呼吸などのエネルギーに配分される。その配分割合は、林分構造などで異なるが、そこには常にエネルギー保存則が成立している。このエネルギー保存則を基礎として、蒸発散量を推定する方法がエネルギー収支法である。この方法は、熱収支法あるいはボーエン比法とも呼ばれる。

1. エネルギー収支の基礎

まず、(34)式で与えられるエネルギー収支式について解説する。

$$R_n = \lambda E + S + G + J + B + A \quad \dots\dots\dots (34)$$

ここで、 G : 地中熱流量、 J : 林分の気層および樹体の貯熱変化量、 B : CO_2 固定に利用される熱量、 A : 移流による熱輸送量。

(34)式において、個々の収支項をおさえることにより、林分のエネルギー配分特性を知ることができる。エネルギー収支法により林分蒸発量を推定する場合、(34)式中の J 、 B 、 A は他の収支項に比べ、十分に小さいとして省略されることが多い。そこで、果してそれら諸項が十分に小さいかどうかを試算により検証してみる。

J の試算から始める。 J は (35) 式に示したように、三つの要素で構成される。

$$J = \int_0^H \rho C_p \frac{\partial T}{\partial t} dz + \int_0^H \frac{\rho C_p}{\gamma} \frac{\partial e}{\partial t} dz + \int_0^H \rho_{\text{for.}} C_{\text{for.}} \frac{\partial T_{\text{for.}}}{\partial t} dz \quad \dots\dots\dots (35)$$

ここで、 $\rho_{\text{for.}}$: 立木密度 (単位気層中の重量)、 $C_{\text{for.}}$: 立木比熱、 $T_{\text{for.}}$: 樹体温度。

そうすると、右辺第 1 項、第 2 項はそれぞれ高度 H までの気層における顕熱、潜熱の変化量、第 3 項は樹体の貯熱変化量を示す。なお、(35)式の右辺第 3 項は、 $\text{THOM}^{(41)}$ の近似式を利用すると、次式に変換される。

$$\int_0^H \rho_{\text{for.}} C_{\text{for.}} \frac{\partial T_{\text{for.}}}{\partial t} dz = 6.86 \times 10^{-4} m_{\text{for.}} \frac{\partial T_{\text{for.}}}{\partial t} \quad \dots\dots\dots (36)$$

ここで、 $m_{\text{for.}}$ は単位面積当たりの現存量に相当する。試算値として、 $\frac{\partial T}{\partial t} = 1.0^\circ\text{C/h}$ 、 $\frac{\partial e}{\partial t} = 0.2 \text{ mmHg/h}$ 、 $\frac{\partial T_{\text{for.}}}{\partial t} = 0.5^\circ\text{C/h}$ 、 $m_{\text{for.}} = 2 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2}$ 、 $H = 2000 \text{ cm}$ を用いた。また、 $\rho C_p = 3.0 \times 10^{-4} \text{ cal} \cdot \text{cm}^{-3} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$ 、 $\gamma = 0.5 \text{ mmHg} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$ を与えた。これらの数値を (35)、(36) 式に代入し、 J を計算した結果、 $J = 1.526 \text{ cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$ となった。ここで用いた T 、 $T_{\text{for.}}$ 、 e の変化率には、成林した林分における生育期の日中の値を想定した。したがって、この時期の晴天日には、日中 $30 \text{ cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$ の純放射強度があると仮定すると、 J は純放射量の約 5% に当たる。ここで仮定した数値はラフなものであるが、通常の場合、 J は R_n の 5% 以下であると推察される。

つぎに B について試算する。 B は光合成に利用される熱量 P_h と、呼吸により消費される熱量 R_e の差で示される。

$$B = P_h - R_e \quad \dots\dots\dots (37)$$

$\text{MONTEITH}^{(21)}$ によると、純光合成の最大速度は種により異なるが、 $2 \sim 5 \text{ g CO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$ の範囲にある。いま、 1 g の CO_2 を同化すると、 0.7 g の炭水化物が生産され、その燃焼熱を $4 \text{ kcal} \cdot \text{g}^{-1}$ とすると、 B は $0.56 \sim 1.40 \text{ cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$ になる。前記したように、 R_n を $30 \text{ cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$ と仮定すると、 B は R_n の 1.9~4.7% に相当する。この結果は、純光合成を最大速度で試算しているため、過大に見積られていると考えられる。実際にはこの割合をかなり下回ると推察される。

A は重要な項と考えられるが、その推定は難しい。理論的には潜熱、顕熱の水平方向の変化量として、次式で計算される。

$$A = \int_0^H \frac{\partial}{\partial x} (\rho C_p u T) dz + \int_0^H \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\rho C_p}{\gamma} u e \right) dz \quad \dots\dots\dots (38)$$

ここで、 x は水平方向の距離、その他は前出と同じである。(38)式の右辺第 1 項および第 2 項がそれぞれ顕熱、潜熱の変化量を示している。いま、 $u = 1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 、 $\frac{\partial T}{\partial x} = 1^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 、 $\frac{\partial e}{\partial x} = 0.1 \text{ mmHg} \cdot \text{km}^{-1}$ と

仮定し、その他の定数は前記した数値を用いる。そうすると A は $2.59 \text{ cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$ と計算される。J, B の場合と同様に, R_n として $30 \text{ cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$ を用いると, A は R_n の 8.6% に相当する。この値は J や B に比較し大きいと考えられるが, ここで仮定した T, e の水平方向の変化率が, どの程度妥当なものかが不明なので, A の大きさを正確に評価するのは難しいと考えられる。しかし, ある林分条件下, 例えば林分面積が小さく, その周囲に構造の異なる林分や裸地などが存在する場合には, A がこの程度あるいはそれ以上に達することも予想される。したがって, 林分の決定に当たっては, その広さ, 観測鉄塔の位置, 隣接群落の状態に十分注意を払う必要がある。広さの目安としては, 吹走距離 (fetch) が測定最高点の高度の 100 倍以上あることとされている。しかし, わが国ではこのような面積をもつ均一な林分を見出すことはまれで, これより小さい林分で測定が行われているのが実情である。また, 林分が広くとも, 大規模な移流による影響も報告されているので⁸³⁾, 問題は一層複雑になる。このように, A に関しては, いまだ十分な情報, 研究もなく, 未解明の部分が多いので, 現時点では, その大きさを正確に評価できない。とはいえ, わが国のように複雑な林分, 地形条件下では, A が林分のエネルギー収支, 蒸発散に及ぼす影響が重要な意味をもつ場合があると考えられるので, 今後の研究に期待するところが大きい。

以上のことをまとめると, A については問題が残されるが, 成林した十分に広い林分では, (34) 式の適用に当たり, J, B, A は省略することができると判断される。そうすると, (34) 式は次のように簡単になる。

$$R_n = \lambda E + S + G \quad \dots\dots\dots (39)$$

(39) 式中の G は, 成林した林分では他の収支項に比べ小さいと考えられるが, ここでは G を含めて検討を行う。

2. エネルギー収支法

1 の議論を踏まえて, エネルギー収支法による蒸発散量推定式を誘導する。

境界層中では $K_V = K_H$ が成立するので, (23), (24) 式から次式が得られる。

$$S = \lambda E \cdot r \frac{\partial T}{\partial e} \quad \dots\dots\dots (40)$$

(40) 式を (39) 式に代入し, λE で整理すると,

$$\lambda E = \frac{R_n - G}{1 + r \frac{\partial T}{\partial e}} \quad \dots\dots\dots (41)$$

が成立する。(41) 式中の $r \frac{\partial T}{\partial e}$ はボーエン比と呼ばれ, β で表される。

$$\beta = r \frac{\partial T}{\partial e} \quad \dots\dots\dots (42)$$

β は (40) 式から次のようにも定義される。

$$\beta = \frac{S}{\lambda E} \quad \dots\dots\dots (43)$$

この β を用いると, (41) 式は

$$\lambda E = \frac{R_n - G}{1 + \beta} \quad \dots\dots\dots (44)$$

となる。したがって, 蒸発散量は R_n, G, T, e を測定することにより, (41) もしくは (44) 式から計算

することができる^{9), 10), 11), 12), 24), 40), 43)}。β は (43) 式からわかるように、蒸発散が盛んなときには 1 より小さくなるであろう。実際に β はどれくらいの範囲で変化するかを、林分における β の測定例から調べてみる。

JARVIS ら¹²⁾は世界各地の針葉樹林において、エネルギー収支法により算出されたボーエン比をとりまとめている (Table 4)。これによると、林冠が濡れている場合には、β が -0.7~0.9 の範囲に入り、常に 1 より小さい。しかし、林冠が乾いている場合は、β が -0.7~10.0 と大きく変動する。そのなかで、とくに大きな β を示すのは *Pinus sylvestris* で、その他の林分ではだいたい 2.0 以下と見なすことができる。また、曇天日の β は晴天日の β より小さくなる傾向が認められる。そうすると、晴天日に β の変化が大きいことがうかがえる。さらに、前記した *Pinus sylvestris* で観測された β=4~10 という大きな値は、水分ストレスの影響を受けた結果である。すなわち、土壌中に水分不足が発生すると、β はかなり大きくなると考えられる。

Table 4. 針葉樹林のボーエン比 (JARVIS ら¹²⁾ による)

Species	No. of days	Bowen ratios ^a			Reference
		canopy wet	Canopy dry		
			overcast	sunny	
<i>Pinus radiata</i>	3			0.1-0.8	Denmead (1969)
<i>Pinus contorta</i>	1			0.4-1.2	Gay (1971b)
<i>Pinus taeda</i>		0.1-0.4	0.4-1.4	0.4-1.4	Sinclair et al. (unpublished)
<i>Picea sp.</i>	19	0.2-0.4	0.2-2.1	0.3-1.2	Storr et al. (1970)
<i>Pinus resinosa/strobus</i>	5		0.45	0.6-2.0	Mukammal (1966)
<i>Pinus sylvestris</i>	3			-0.1-0.8	Lutzke (1966)
	4		0.2-0.7	0.3-3.5	Odin and Perttu (1966)
	1			0.5-1.3	Tajchman (1972b)
	8+	-0.3	0.5-2	1-4	Stewart and Thom (1973)
				4-10 ^c	Gay and Stewart (1973)
					Stewart et al. (unpublished)
	7			-0.2-1.3	Berggren et al. (1971)
<i>Pseudotsuga menziesii</i>	3		0.3-0.4	0.3-0.8	Gay and Stewart (1973)
					Gay (1972)
	6		0.5-1.6	0.2-1.5	Black and McNaughton (1971)
					McNaughton and Black (1973)
<i>Picea abies</i>	4		-0.3-1.3	0.2-3.1	Tajchman (1967, 1972a)
	8		0-1.0	0.1-0.9	Strauss (1971)
<i>Picea sitchensis</i> ^b	35	-0.7-0.9	-0.7-1.9	0.5-3.0 ^d	Jarvis et al. (unpublished)
				1.1-3.4 ^e	

a : Mean hourly estimates between 8.00 and 16.00 h in the summer.

b : Top and bottom 10 % of range excluded : n=274 h.

c : Water stressed in the afternoon.

d : St (solar irradiance) > 400 wm^{-2} ; r_1 > (climatological resistance) 18.4 sm^{-1} ; i. e. relatively high δe .

e : St > 400 wm^{-2} ; r_1 < 18.4 sm^{-1} ; i. e. relatively low δe .

このように、 β は気象、水分条件により変化するので、これに一定値あるいは一定範囲を与えることはかなり難しいようである。なお、ここには紹介しないが、 β と各種抵抗との関係についての理論式が提案され、それに基づいて、 β の変化が考察されている^{12), 32)}。

エネルギー収支法は、大気不安定度を考慮する必要はないが、2 高度間の温度差、水蒸気圧差を求めなければならない。ここで、水蒸気圧を乾球および湿球温度に変換しておく、測定やあとの計算処理が容易なので、以下にその式を誘導する。これは SLATYER and McILROY³¹⁾ が提案した式である。

水蒸気圧 e は、通風乾湿計の公式として知られる次式で計算される。

$$e = e^*(T_w) - \gamma(T - T_w) \quad \dots\dots\dots (45)$$

ここで、 $e^*(T_w)$: 湿球温度 T_w における飽和水蒸気圧、 γ : (21) 式で与えられる乾湿計定数、 T : 乾球温度。

そうすると、高度 z_1 および z_2 の水蒸気圧は、それぞれ次のように表される。

$$e_1 = e^*(T_{w1}) - \gamma(T_1 - T_{w1}) \quad \dots\dots\dots (46)$$

$$e_2 = e^*(T_{w2}) - \gamma(T_2 - T_{w2}) \quad \dots\dots\dots (47)$$

したがって、両者の差は

$$e_1 - e_2 = e^*(T_{w1}) - e^*(T_{w2}) - \gamma(T_1 - T_2) + \gamma(T_{w1} - T_{w2}) \quad \dots\dots\dots (48)$$

となる。ここで、Fig. 2 に示した飽和水蒸気圧曲線の勾配を利用すると、(48) 式右辺の $e^*(T_{w1}) - e^*(T_{w2})$ は次のように表される。

$$e^*(T_{w1}) - e^*(T_{w2}) = \Delta(T_{w1} - T_{w2}) \quad \dots\dots\dots (49)$$

ここで、 Δ は飽和水蒸気圧曲線の勾配である。(49) 式を用いると、(48) 式は次のようになる。

$$e_1 - e_2 = (\Delta + \gamma)(T_{w1} - T_{w2}) - \gamma(T_1 - T_2) \quad \dots\dots\dots (50)$$

いま、 e は T の関数であるとする、(42) 式から β は

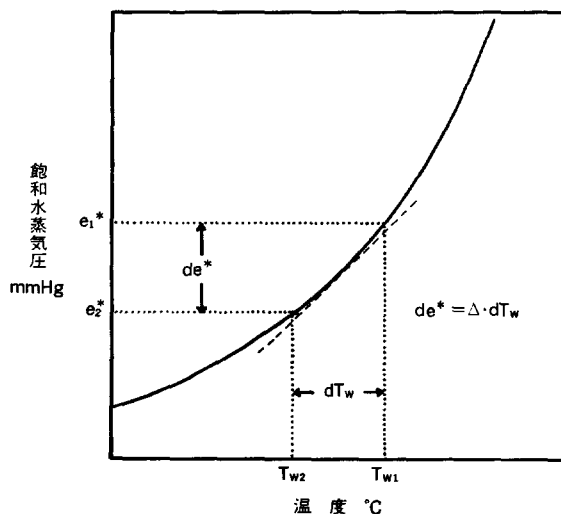


Fig. 2 温度 $\left(\frac{T_{w1} + T_{w2}}{2}\right)$ における飽和水蒸気圧曲線の勾配 (Δ)

Table 5. 乾湿球温度計の設置高度

植 生	樹高(m)	立木密度 (本/ha)	乾湿球温度計の 設置高度(m)	計算に使用 された2高 度(m)	引 用 文 献
アカマツ	5		4.5, 6.9(その他林内)		井上ら(11)
アカマツ・ヒノキ	9.5 ^a		0.2, 1.2, 5.0, 7.5, 10.5, 13.5	10.5-13.5	鈴木ら(34, 35)
アカマツ	6.8-12.1	1900-3670	11.0, 16.0 ^d	11.0-16.0 ^d	大楠ら(24)
ヒノキ	11.0	1750	8.0, 10.0, 11.0, 14.0	11.0-14.0	服部ら(7)
コナラ他	16	1800 ^b	0.5, 1.0, 2.0, 4.0, 8.0, 16.0		古藤田(15)
			16.5, 19.5	16.5-19.5	池淵ら(9)
Spruce	27.2	800	28.9, 30.9, 35.9		Tajchman(37)
Douglas fir	7.8		8.1, 9.1	8.1-9.1	Black ら(1)
					McNaughton ら(18)
Scots and Corsi- can pine	16	800	12.8, 16.8, 18.1, 19.7, 22.1, 25.4, 30.2		Stewart ら(32)
			14.0, 15.6, 17.1, 18.4, 20.1, 21.9, 24.1, 26.8, 30.2		Gash ら(4)
Douglas fir	8-10	1840		高度差 1	Black(2)
	7-9	840		高度差 3	Black(2)
Scots pine	3.2	12000	3.6, 4.4, 5.6, 7.5		Tajchman(38)
ベレニアルライグラス, オーチャードグラ ス他			植被面, 1.5, 3, 6, 9.4	植被面- 植被面+1	神尾ら(13)
オーチャードグラス, チモシー主体			0.75 ^c , 1.5 ^c	0.75-1.5 ^c	佐久間ら(29)
ライグラス主体			0.5, 1, 2, 4, 8		古藤田(14)
ライグラス, ブルーラブグラス主体			0.1, 0.2, 0.4, 0.8, 1.6	0.4-1.6 0.8-1.6	中川(22)

a: 上層木の樹高。

b: 胸高直径 4 cm 以上の立木の密度。

c: 植被面からの高度。

d: 模式図より推定。

$$\beta = \gamma \frac{T_1 - T_2}{e_1 - e_2} \dots\dots\dots (51)$$

と置くことができる。そして、(50)式を(51)式に代入すると、 β は次のようになる。

$$\beta = \frac{\gamma(T_1 - T_2)}{(A + \gamma)(T_{w1} - T_{w2}) - \gamma(T_1 - T_2)} \dots\dots\dots (52)$$

こうして求めた β を(44)式に戻し、整理すると、

$$\lambda E = (R_n - G) \left\{ 1 - \frac{\gamma(T_1 - T_2)}{(A + \gamma)(T_{w1} - T_{w2})} \right\} \dots\dots\dots (53)$$

になる。そうすると、林分蒸発散量は R_n 、 G および2高度における乾球、湿球温度を測定することにより算出される。ここで問題になるのは、2高度の決め方であると考えられる。とくに林分では、前述したように、水蒸気の拡散係数が大きいため、林冠上の水蒸気圧勾配が小さく、2高度間の差を検出するのが難しくなる。そのため、測器の配置と同時に、測器精度についても十分注意しなければならない。ここでは、測器とくに乾球・湿球温度計の設置高度について、その現状を整理した。

十分に広く均一な植生群落上には、水蒸気、熱、 CO_2 などのフラックスの勾配が高度に対してほぼ一定な境界層が形成される。蒸発散の計算に必要な 2 高度は、この境界層の中に設置されなければならない。その場合、1 点は群落の頂部付近とされるが、もう 1 点の高度設定が難しい。考え方としては、境界層の頂部付近となるが、その高度を正確に指摘するのは困難であり、トライアルで求めているのが実情である。林冠上の多点に測器が配置できれば、それが望ましいのは明らかである。そこで、林分と草地における実測例をもとに、乾球・湿球温度計の設置高度を Table 5 にとりまとめた。この表には記載されていないが、ソ連²⁸⁾、スウェーデン¹⁶⁾においても林分の微気象観測が行われている。

Table 5 によると、林分における測器の設置高度数は 2~9 高度に及んでいる。蒸発散量の推定精度、測器精度のチェック、測器故障への対応などの点から、測器数はできる限り増すのがよいと考えられる。設置高度間隔には規則性は見い出せないが、林冠付近ではその間隔が 1 m ぐらいであるが、それより上方になるにつれて、2, 3 m と広がる傾向がある。また、乾湿球温度計が設置される最高高度は、樹高の 2 倍程度になっている。

林分の場合、蒸発散量の計算に使用された 2 高度は、林冠頂部付近とその上方 1~3 m の高度が多い。したがって、林冠上の 2 高度にのみ測器を設置するときには、1~3 m 離すことが目途になるであろう。

このように、測器の設置高度は、林分蒸発散量の推定精度を左右する重要な問題であると考えられるが、それとともに、わが国の森林を考えると、傾斜地における境界層の形成に関する基礎的研究をさらに進める必要があると思う。

VI Penman-Monteith 法

Penman-Monteith 法の説明に入る前に、わが国でもよく利用される Penman 式について触れておきたいと考える。というのは、この式が Penman-Monteith 式と呼ばれるように、Penman 式を基礎として発展されたものだからである。

1. Penman 式

この式は 1948 年に PENMAN が提案したもので、浅い水体表面からの蒸発量を計算するのに用いられる。

水面におけるボーエン比 β は、(51) 式と同様に次のように表される。

$$\beta = \gamma \frac{T_s - T_a}{e_s - e_a} \dots\dots\dots (54)$$

ここで、 T_s , e_s : 蒸発面におけるそれぞれ温度と水蒸気圧、 T_a , e_a : 蒸発面上方のある高さにおけるそれぞれ温度と水蒸気圧。

また、Fig. 2, (49) 式の考え方を利用すると、

$$A = \frac{e_s^* - e_a^*}{T_s - T_a} \dots\dots\dots (55)$$

が得られる。ここで、 e_s^* , e_a^* はそれぞれ T_s , T_a での飽和水蒸気圧である。(54), (55) 式から $T_s - T_a$ を消去すると、

$$\beta = \frac{\gamma}{A} \frac{e_s^* - e_a^*}{e_s - e_a} \dots\dots\dots (56)$$

となる。湿潤面では $e_s^* = e_s$ と置くことができるので、(56) 式は次のように整理される。

$$\beta = \frac{\gamma}{A} \left(1 - \frac{e_a^* - e_a}{e_s - e_a} \right) \quad \dots\dots\dots (57)$$

(57) 式で与えられる β を (44) 式に代入すると、

$$\lambda E \left(1 + \frac{\gamma}{A} \right) - \lambda E \frac{\gamma}{A} \frac{e_a^* - e_a}{e_s - e_a} = R_n - G \quad \dots\dots\dots (58)$$

となる。ここで、DALTON が 1802 年に水面からの蒸発量を計算する一般式として提案した (59) 式を利用する。

$$E = f(u) (e_s - e_a) \quad \dots\dots\dots (59)$$

ここで、 $f(u)$: 風速の関数。(59) 式を (58) 式の左辺第 2 項に代入すると、

$$\lambda E \left(1 + \frac{\gamma}{A} \right) - \lambda \frac{\gamma}{A} f(u) (e_s^* - e_a) = R_n - G \quad \dots\dots\dots (60)$$

いま、(59) 式に基づき E_A を次のように定義する。

$$E_A = f(u) (e_s^* - e_a) \quad \dots\dots\dots (61)$$

そうすると、(60) 式から蒸発量は

$$E = \frac{A}{A + \gamma} \left(\frac{R_n - G}{\lambda} \right) + \frac{\gamma}{A + \gamma} E_A \quad \dots\dots\dots (62)$$

となる。これが Penman 式である。なお、(61) 式で定義された E_A は空気の “drying power” と呼ばれ、同式中の $f(u)$ について、PENMAN (1948) は次のような経験式を提案している。

$$f(u) = 0.26 (1.0 + 0.537 u_2) \quad \dots\dots\dots (63)$$

ここで、 u_2 : 高さ 2 m での風速。

その後 PENMAN は Hefner 湖における研究から、(63) 式中の定数 1.0 を 0.5 に修正した。しかし、現在、どちらの定数も使用されているようである。

それから、 R_n は純放射計により測定されるが、このデータは入手し難いので、次式により推定されている。

$$R_n = (1 - \alpha) Q_{\text{ext}} (0.18 + 0.55 n/N) - \sigma T_1^4 (0.56 - 0.09 \sqrt{e_a}) (0.10 + 0.90 n/N) \quad \dots\dots\dots (64)$$

ここで、 α : アルベド (水面では 0.05)、 Q_{ext} : 大気外太陽放射量、 n : 日照時間、 N : 可能日照時間、 σ : ステファン・ボルツマン定数。

(62) 式は日蒸発散量を算出するので、 G の日量が十分小さい場合には、 $R_n - G$ は R_n と見なすことができる。PENMAN が提案した式には G が入っておらず、貯留熱量が無視しうる浅い水体を考えていたことになる。また、(62) 式の $\frac{A}{A + \gamma}$ 、 $\frac{\gamma}{A + \gamma}$ は、Fig. 3 のように温度の関数になるので、温度測定により自動的にきまってくる。(62) 式により計算される蒸発量は可能蒸発量であり、PENMAN はこれに一定の係数 (f) を乗ずることにより、可能蒸発量が得られることを指摘している。西ヨーロッパでは、夏は $f=0.8$ 、冬は $f=0.6$ 、春分、秋分では $f=0.7$ を与えている。

このように、Penman 式は水面からの可能蒸発量を算出するもので、この式を林分に適用しても林分の実蒸発散量を推定することはできない。確かに、林分が十分に濡れている場合には、それが実蒸発散量に近似するであろう。しかし、林分が乾いている場合には、実蒸発散との間に差が生ずると考えられる。この差は水面と植物体からの蒸発プロセスの違いに起因するといえる。というのは、後者では植物体内での水の移動、すなわち生理的な要因が付加されるためである。このような観点から Penman 式の一般化

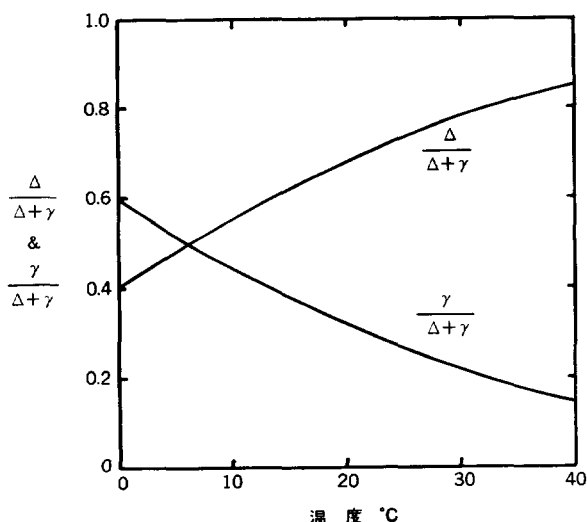


Fig. 3 $\frac{\Delta}{\Delta+\gamma}$ と $\frac{\gamma}{\Delta+\gamma}$ の温度依存性

をはかったのが MONTEITH である。なお、Penman 式はその誘導過程からもわかるように、エネルギー収支法と空気力学法を組み合わせているので、組み合わせ法、混合法とも呼ばれる。当然、Penman-Monteith 法もこの範ちゅうに入る。

2. Penman-Monteith 式

MONTEITH²⁰⁾は Penman 式に欠けていた植物生理学的な面に着目し、それに生理学的な抵抗を導入することにより、林分条件、水分条件を問わず適用できる式にした。

そこでまず、単葉における水蒸気、熱の輸送について説明する。それはこの考え方を林分に拡張することにより、Penman-Monteith 式が導かれるからである。単葉における各種抵抗を模式的に Fig. 4 に示した。この図からわかるように、 r_{aH} は単葉からの顕熱輸送における抵抗である。一方、水蒸気輸送は二つのプロセスを通過する。もちろん、このプロセスは蒸散現象を意味している。Fig. 4 に見られるように、一つは細胞壁から蒸発した水蒸気が葉表面まで輸送される過程であり、もう一つは葉表面から境界層中を輸送される過程である。前者における抵抗が気孔抵抗 (stomatal resistance: r_{sT}) であり、後者における抵抗が空気力学的抵抗 (r_{aV}) である。したがって、単葉における水蒸気輸送の抵抗は、両者の和 ($r_{sT} + r_{aV}$) で表される。しかし、樹体に付着した水分の蒸発、すなわち遮断水分の蒸発には r_{sT} が関与しないので、抵抗は r_{aV} のみになる。Penman-Monteith 式は次のように誘導される。

最初に λE と r_{aV} の関係式を導く。(4)、(12)式から、 K_M は次のように表される。

$$K_M = u_*^2 \frac{\partial z}{\partial u} \quad \dots\dots\dots (65)$$

葉表面の境界層中では $K_M = K_V$ が成立するので、(23)式の K_V に(65)式を代入すると、

$$\lambda E = -\frac{\rho C_p}{\gamma} u_*^2 \frac{\partial e}{\partial u} \quad \dots\dots\dots (66)$$

になる。 e が u の関数であるとする、Fig. 4 の葉表面と高さ z 間における水蒸気輸送量は、次のよ

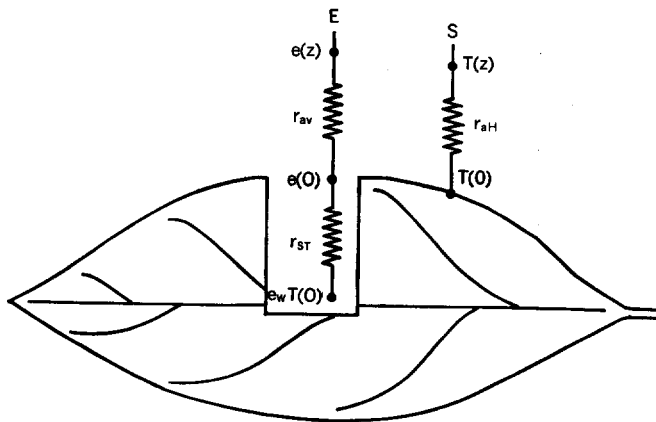


Fig. 4 単葉からの水蒸気と熱輸送における各種抵抗の模式図

うになる。ただし、葉表面では $u(0) = 0$ である。

$$\lambda E = \frac{\rho C_p}{\gamma} \frac{e(0) - e(z)}{u(z)} \quad \dots\dots\dots (67)$$

ここで、(9)式を利用すると、 $r_{av} = u(z)/u_s^*$ となるので、これを(67)式に代入すると、 λE と r_{av} の関係が求められる。

$$\lambda E = \frac{\rho C_p}{\gamma} \frac{e(0) - e(z)}{r_{av}} \quad \dots\dots\dots (68)$$

同様に、 λE と r_{sT} 、 S と r_{aH} の関係を導びくことができる。

$$\lambda E = \frac{\rho C_p}{\gamma} \frac{e^*\{T(0)\} - e(0)}{r_{sT}} \quad \dots\dots\dots (69)$$

$$S = \rho C_p \frac{T(0) - T(z)}{r_{aH}} \quad \dots\dots\dots (70)$$

(68)、(69)、(70)式からわかるように、抵抗の増大は、 λE 、 S の減少をまねく。蒸散により葉肉細胞の水分が減少すると、そのストレスは葉から幹を通して根に伝達され、根からの吸水が促がされ、上方への水分輸送により葉肉細胞への水補給が行われる。このような植物体での水分輸送において、抵抗は次のように働く。いま、土層中に水分不足が発生すると、その情報は葉まで伝達され、気孔を閉じることにより r_{sT} をふやし、蒸散による水分消失を防止する。 r_{sT} は土壌の水分ポテンシャルのみならず、葉温、日射強度、気孔開度などの影響を受ける。

以上に述べた単葉での抵抗則を群落へアナロジーすることにより、林分からの蒸発散を推定する Penman-Monteith 式を誘導することができる。これは林分を1枚の大きな葉に例えると理解しやすいと考えられる。いま、Fig. 4 と同様な抵抗モデルを林分についても想定すると、(68)、(69)、(70)式から r_{av} 、 r_{aH} 、 r_c は次式のようになる。

$$r_{av} = \frac{\rho C_p}{\gamma} \frac{e(0) - e(z)}{\lambda E} \quad \dots\dots\dots (71)$$

$$r_{aH} = \rho C_p \frac{T(0) - T(z)}{S} \quad \dots\dots\dots (72)$$

$$r_c = \frac{\rho C_p}{\gamma} \frac{e^*\{T(0)\} - e(0)}{\lambda E} \quad \dots\dots\dots (73)$$

ここで、 r_c は単葉における r_{sT} を林分にまで拡張したときの抵抗で、群落抵抗 (canopy resistance) と呼ばれる。そして、(71)、(73)式から $r_{av} + r_c$ を計算する。

$$r_{av} + r_c = \frac{\rho C_p}{\gamma} \frac{e^*\{T(0)\} - e(z)}{\lambda E} \quad \dots\dots\dots (74)$$

いま、(49)式の関係を利用すると、 $e^*\{T(0)\}$ は次のように表される。

$$e^*\{T(0)\} = e^*\{T(z)\} + \Delta\{T(0) - T(z)\} \quad \dots\dots\dots (75)$$

そして、(72)式を用いて、(75)式中の $T(0) - T(z)$ を消去すると、

$$e^*\{T(0)\} = e^*\{T(z)\} + \frac{\Delta}{\rho C_p} r_{aH} S \quad \dots\dots\dots (76)$$

となる。さらに、(39)式から S を求め、(76)式の右辺第2項に代入する。そうして得られた $e^*\{T(0)\}$ を(74)式に戻すと、 $r_{av} + r_c$ は次のようになる。

$$r_{av} + r_c = \frac{\rho C_p}{\lambda E \cdot \gamma} [e^*\{T(z)\} - e(z) + \frac{\Delta}{\rho C_p} r_{aH} (R_n - \lambda E - G)] \quad \dots\dots\dots (77)$$

(77)式において、 $r_{av} = r_{aH} = r_a$ とおくと、 λE は次のように与えられる。

$$\lambda E = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho C_p [e^*\{T(z)\} - e(z)] / r_a}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_c}{r_a}\right)} \quad \dots\dots\dots (78)$$

これが Penman-Monteith 式で、林分の r_a 、 r_c が既知の場合、 R_n 、 G および 1 高度における T 、 e を測定することにより蒸発散量が計算される。また、(78)式の右辺を(79)式のように分けると、第1項、第2項はそれぞれ放射項、空力項と呼ばれる。

$$\lambda E = \frac{\Delta(R_n - G)}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_c}{r_a}\right)} + \frac{\rho C_p [e^*\{T(z)\} - e(z)] / r_a}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_c}{r_a}\right)} \quad \dots\dots\dots (79)$$

この式から、蒸発散が、水を水蒸気に変換するエネルギーと、蒸発した水蒸気の輸送効率に依存することがわかる。さらに、(78)式において $r_c = 0$ とおくと、林分が降雨などで濡れている場合の蒸発量を推定する次式が得られる。

$$\lambda E_p = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho C_p [e^*\{T(z)\} - e(z)] / r_a}{\Delta + \gamma} \quad \dots\dots\dots (80)$$

ここで、 E_p ：可能蒸発散量。

(80)式は林分に付着した降雨の蒸発、すなわち林分の樹冠遮断量の推定式として利用されている^{8), 9), 28), 30)}。

このようにみると、Penman-Monteith 式において問題になるのは、林分の r_a 、 r_c をどのように決定するかであると考えられる。そこで、両パラメーターの決定について検討を加えたいと思う。

3. r_a 、 r_c の推定

r_a は林冠上の風速分布を測定し、 z_0 、 d を計算することにより、(10)式から計算される。風速分布が得られない場合には、Table 2 に報告されている z_0/h 、 d/h の値を利用して z_0 、 d を推定し、同様に r_a を計算することができる。そこで、Table 3 の z_0 、 $z-d$ を用いて、(10)式から r_a と u の関係を検討する。ただし、 z_0 、 d は風速により変化しないとする。結果を Fig. 5 に示した。 r_a は風速の増大とともに

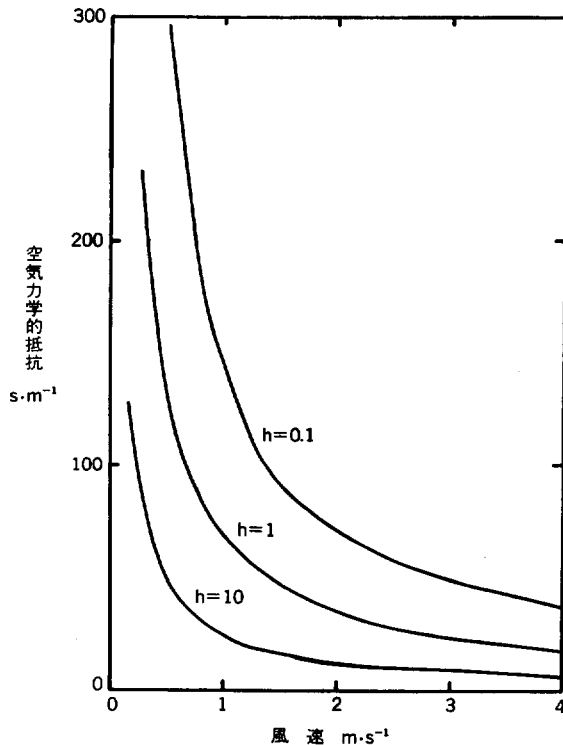


Fig. 5 風速が空気力学的抵抗に及ぼす影響

指数的に減少する。とくに樹高が大きくなると、風速の広い範囲で r_a は小さな値を呈し、しかも風速 $1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上になると、その変化は微少である。このような r_a と u の関係については、ROBINS²⁷⁾、THOM⁴²⁾ により報告されている。しかし、風速に関係なく、 r_a に一定値を代入し蒸発散量が計算されることも多い(5), 6), 23)。

また、世界各地の針葉樹林の r_a については、JARVIS ら¹²⁾ により整理されている (Table 2 参照)。それによると、 r_a は $0.6 \sim 8.7 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1}$ の間に分布している。 r_a は林分構造によりかなり変化することがわかる。わが国では服部ら⁷⁾ がヒノキ林において r_a を測定し、 $3.3 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1}$ を報告している。

r_a を推定するもう一つの方法は、(71)式を用いるものである。ここで、 E が例えばライシメーター、エネルギー収支法などで別途算出されているとき、 $e(0)$ 、 $e(z)$ を測定することにより r_a を求めることができる。しかし、 $e(0)$ の推定が難しいという問題がある。

r_a は Table 3 や Fig. 5 からわかるように、群落の構造により大きく異なる。例えば、丈の低い草地と成林した林分では、 r_a の大きさは後者の方が $1 \sim 2$ 桁オーダー小さいであろう。そのことが群落からの蒸発散を特徴づけるとともに、群落間の蒸発散量の差異につながると考えられる。したがって、 r_a と林分構造の関係の定式化を検討する必要があると考えられる。

r_c の推定法については SZEICZ ら³⁶⁾ によりまとめられており、それによると、(1) Profile method, (2) Residual method, (3) Energy balance method, (4) Monteith's empiric relation, (5) Leaf area-surface resistance relationship に分類される。これに準拠して、以下に r_c の推定法を簡単に

説明する。

(1) Profile method

この方法は(73)式から r_c を推定するものである。いま、別の方法で E が算出されていると、 $e^*\{T(0)\}$ と $e(0)$ を測定することにより r_c を求めることができる。 $T(0)$, $e(0)$ の推定には林冠上の温度、湿度、風速の分布が必要であることから、Profile method と呼ばれる。これらの分布から $T(0)$, $e(0)$ を推定する方法については、MONTEITH²¹⁾により紹介されている。

(2) Residual method

これは(74)式を利用して r_c を推定するもので、 r_c は次式で示される。

$$r_c = \frac{\rho C_p}{\gamma} \frac{e^*\{T(0)\} - e(z)}{\lambda E} - r_a \quad \dots\dots\dots (81)$$

あらかじめ E , r_a が知られているとき、 $T(0)$, $e(z)$ を測定することにより r_c が計算される。

(3) Energy balance method

r_c は(78), (80)式から次のように表される。

$$r_c = r_a \left(1 + \frac{\Delta}{\gamma} \right) \left(\frac{E_p}{E} - 1 \right) \quad \dots\dots\dots (82)$$

この場合も r_a , E , E_p はあらかじめ別の方法で算出されなければならない。

(4) Monteith's empiric relation

MONTEITH は移流がない場合には、 λE と $R_n - G$ の比が $\bar{r}_c$ (r_c の平均値) と高い相関を示すことに基づいて、次式を提案した。

$$\log_{10} \bar{r}_c = 1.40 - 2 \lambda E / (R_n - G) \quad \dots\dots\dots (83)$$

(5) Leaf area-surface resistance relationship

土壌面からの蒸発が無視できるとき、 r_c は全葉を並列に配置して合成される抵抗に等価であると考えられる。そうすると、蒸散に関与している葉面積指数 (LAI_{eff}) と単葉の気孔抵抗 r_{sT} がわかると、 $\bar{r}_c$ は次式で与えられる。

$$\bar{r}_c = r_{sT} / LAI_{eff} \quad \dots\dots\dots (84)$$

なお、 r_{sT} はポロメーターや葉チャンパーで測定できる。また、MONTEITH は $LAI_{eff} = \frac{1}{2} LAI_{max}$ であるとしている。

SZEICZ ら³⁰⁾は結論として、(1), (2), (3) の方法はほぼ等しい r_c を与えるとしている。上記の五つの推定法のほかに、(85)式により r_c を推定することも行われている^{4), 19), 32)}。なお、この式は(39), (43), (78)式から導びくことができる。

$$r_c = \left(\frac{\Delta}{\gamma} \beta - 1 \right) r_a + (\beta + 1) r_i \quad \dots\dots\dots (85)$$

ここで、 r_i は気候学的抵抗 (climatological resistance) と呼ばれ、次式で定義される^{20), 32)}。

$$r_i = \frac{\rho C_p (VPD)}{\gamma (R_n - G)} \quad \dots\dots\dots (86)$$

ここで、 VPD : 飽差。

以上の方法により r_c が検討された結果、 r_c には日変化があることが認められている^{4), 7), 19), 23), 32)}。また、 r_c の季節変化については、CALDER³¹⁾の報告がある。そこで、 r_c の日変化の例を林分、畑地、草地について Fig. 6 に示した。 r_c は各群落とも日中に小さく、朝方および夕方に大きくなる変化を示す。こ

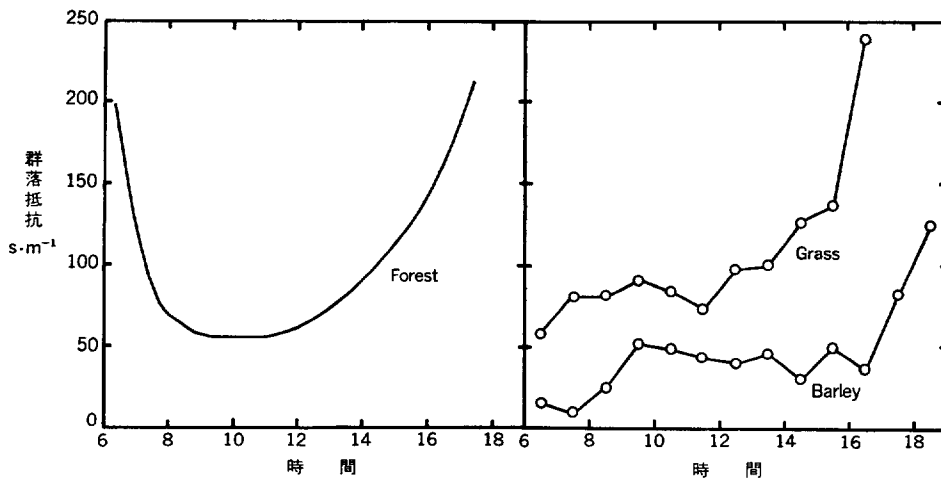


Fig. 6 林分（服部ら（1981））と草地および大麦畑（SZEICZ & LONG（1969））における群落抵抗の日変化

れは r_c が植物の生理活動と関係するパラメーターであることから理解されるように、蒸散の盛んな日中には気孔開度が大きいため、 r_c が小さくなると考えられる。また、 r_c 値は各群落ともほぼ同じ変化域にはいり、群落による違いは r_a のように顕著ではない。そうすると、林分では r_c は r_a より 1～2 桁大きい、草地では r_c と r_a のオーダーがほぼ等しくなるようである。したがって、 r_c/r_a の比を計算すると、林分では大きく、草地では小さくなる。このような違いを利用して、群落間の蒸発散の特徴を比較することができる。

いま、(82)式から E/E_p を求めると次のようになる。

$$\frac{E}{E_p} = \frac{\Delta + \gamma}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_c}{r_a} \right)} \quad \dots\dots\dots (87)$$

MONTEITH²⁹⁾ は(87)式を相対蒸散率 (relative transpiration rate) と呼んでいる。この式から、 E/E_p と r_c/r_a の関係は温度をパラメーターとして、Fig. 7 のような曲線で示される。縦軸の E/E_p はつぎのように考えることができる。 E_p は(80)式で説明したように、林冠が濡れているときの蒸発量 (遮断蒸発量) を表し、 E は林冠が乾いているときの蒸発散量を示している。もちろん、地表面からの蒸発が無視できる場合には、 E は蒸散量と考えることができる。そうすると、 E/E_p は林冠が乾いているときと濡れているときの蒸発散量の比とみなすことができる。例えば、 $r_c/r_a = 1$ の林分を想定すると、図から E/E_p はおよそ 0.8～0.9 になる。乾いた林分からの蒸発散量は、それが濡れているときの蒸発量の 0.8～0.9 倍程度になることがわかる。逆にいうと、遮断蒸発量は、同一気象条件下の蒸発散量の 1.1～1.25 倍に相当することを示している。同様に $r_c/r_a = 10$ の林分を考えると、Fig. 7 から E/E_p は 0.2～0.4 前後になる。これは、遮断蒸発量が同一気象条件下の蒸発散量の 2.5～5.0 倍に達することを意味している。そうすると、成林した林分のように、 r_c/r_a の大きい群落では、林分蒸発散量に占める遮断蒸発量の割合が増大することが推察される。一方、若齢林分、草地、畑地のように r_c/r_a の小さい群落では、林分蒸発散量に占める遮断蒸発量の割合は、成林した林分に比べ小さくなるであろう。

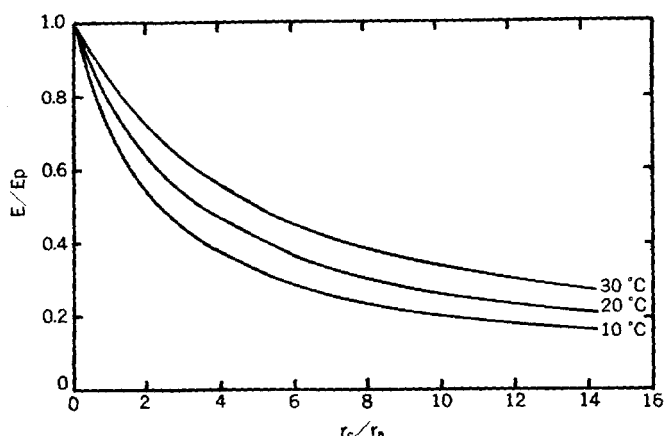


Fig. 7 r_c/r_a と温度による E/E_p の変化 (MONTEITH (1965) による)

このように、 r_a 、 r_c は、林分条件が蒸発散に及ぼす影響を表現するパラメーターとして、大変重要であることがわかる。わが国のような複雑な地形林分条件下における r_a 、 r_c の実測例をふやすことにより、林分条件と r_a 、 r_c の関係を一般化していくことが必要であると考えられる。

VII お わ り に

本報で解説した三つの蒸発散量推定法は、計算に微気象データを必要とすることから、微気象学的方法としてまとめることができるかもしれない。また、これらの方法は理論的には完成されたものであるが、入力データには高精度のものが要求されることから、林分に適用する際、測器精度の確認をときどき行う必要がある。それから、林分条件によっては、移流の影響を受けることも考えておかなければならない。したがって、蒸発散量の推定精度とその評価には、常に注意を払う必要がある。できれば、全く別の方法、例えば水収支法などにより、あわせて計算を行い、推定蒸発散量の検定を行うのが望ましいと考えられる。最後に、Table 2, 4 中の引用文献は、本報の引用文献に載せていないので、JARVIS ら¹²⁾ の原論文を参照していただきたいと思う。

引 用 文 献

- 1) BLACK, T. A. and McNAUGHTON, K. G.: Average Bowen-ratio methods of calculating evapotranspiration applied to a douglas fir forest. *Boundary-Layer Meteorol.*, 2, 466~475, (1972)
- 2) ———: Evapotranspiration from douglas fir stands exposed to soil water deficits. *Water Resour. Res.*, 15, 164~170, (1979)
- 3) CALDER, I. R.: A model of transpiration and interception loss from a spruce forest in Plynlimon, central Wales. *J. Hydrol.*, 33, 245~265, (1977)
- 4) GASH, J. H. C. and STEWART, J. B.: The average surface resistance of a pine forest derived from Bowen ratio measurements. *Boundary-Layer Meteorol.*, 8, 453~464, (1975)
- 5) ——— and ———: The evaporation from Thetford forest during 1975. *J. Hydrol.*, 35, 385~396, (1977)
- 6) ——— and MORTON, A. J.: An application of the Rutter model to the estimation of

- the interception loss from Thetford forest. *J. Hydrol.*, **38**, 49~58, (1978)
- 7) 服部重昭・近嵐弘栄・竹内信治: 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, (1981)
- 8) ————: ヒノキ林における樹冠遮断量測定とその微気象学的解析. *林試研報*, **318**, 79~102, (1982)
- 9) 池淵周一・古藤田一雄・丹下 勲: 丘陵地源流域における熱収支観測. 第27回水理講演会論文集, 379~384, (1983)
- 10) ————・澤井 康: 熱収支法による林地内蒸発散量の推定. *水資源研究センター報告*, **3**, 29~50, (1983)
- 11) 井上栄一・久保祐雄・内島善兵衛・上村賢治・堀江 武・小林勝次・堀部淑子・奥山富子: 蒸発散量の推定に関する研究. 河川流域における水収支機構に関する総合研究報告書, 219~296, (1968)
- 12) JARVIS, P. G., JAMES, G. B. and LANDSBERG, J. J.: Coniferous forest. In *vegetation and the atmosphere* (MONTEITH, J. L., ed.), **2**, 171~240, Academic Press, London, (1976)
- 13) 神尾 彪・林 堯: 牧草畑の蒸発散. *農土論*, **44**, 8~12, (1973)
- 14) 古藤田一雄: ライシメーター蒸発散量とエネルギー収支法による蒸発散量の比較. 筑波大物理実験センター報告, **4**, 1~9, (1980)
- 15) ————: 落葉広葉樹林の蒸発散量と林内の乱流拡散係数. 筑波大物理実験センター報告, **6**, 63~73, (1982)
- 16) LINDROTH, A. and NORÉN, B.: Evapotranspiration measurements at Jädraås. Instrumentation, data gathering and processing. In *comparison of forest water and energy exchange models* (HALLDIN, S., ed.), 15~26, International Society for Ecological Modelling, Copenhagen, (1979)
- 17) 真木太一: 植物群落高度と地面修正量および粗度長との相互関係. *農業気象*, **31**, 7~15, (1975)
- 18) McNAUGHTON, K. G. and BLACK, T. A.: A study of evapotranspiration from a douglas fir forest using the energy balance approach. *Water Resour. Res.* **9**, 1579~1590, (1973)
- 19) McNEIL, D. D. and SHUTTLEWORTH, W. J.: Comparative measurements of the energy fluxes over a pine forest. *Boundary-Layer Meteorol.*, **9**, 297~313, (1975)
- 20) MONTEITH, J. L.: Evapotranspiration and environment. In 'The state and movement of water in living organisms' (FOGG, G. E., ed.), *Soc. Exp. Biol. Symp.*, **19**, 205~234, Cambridge University Press, (1965)
- 21) ————: Principles of environmental physics. Edward Arnold Press, London, (1973)
(佐伯敏郎監訳, 及川武久訳: 生物環境物理学. 222 pp, 共立出版, 東京, (1975))
- 22) 中川慎治: 蒸発散量の概念とその適用性について. 筑波大物理実験センター報告, **6**, 53~62, (1982)
- 23) NAKAGAWA, S.: Study of evapotranspiration from pasture. *Environmental Research Center Papers*, **4**, (the university of Tsukuba), 1~87, (1984)
- 24) 大櫛政行・及川武久・森川 靖: 平地アカマツ林の熱収支・水収支特性について. 「環境科学」研究報告集 B-93-R12-8, 15~35, (1981)
- 25) RAUNER, YU. L.: 耕地・森林生態系の熱収支微一気象と物質生産一. (1972) (農林水産技術会議事務局連調課訳, 189 pp, 1978)
- 26) RIDER, N. E.: Evaporation from an oat field. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **80**, 198~211, (1954)
- 27) ROBINS, P. C.: A method of measuring the aerodynamic resistance to the transport of water vapour from forest canopy. *J. Appl. Ecol.*, **11**, 315~325, (1974)
- 28) RUTTER, A. J., KERSHAW, K. A., ROBINS, P. C. and MORTON, A. J.: A predictive model

- of rainfall interception in forests, 1. Derivation of the model from observations in a plantation of Corsican pine. *Agri. Meteorol.*, **9**, 367~384 (1971)
- 29) 佐久間敏雄・小林信也・吉田 享: 畑地における水分および熱の動態 (第1報) 牧草畑の熱収支と蒸発散量. *土肥誌*, **46**, 507~513 (1975)
- 30) SINGH, and SZEICZ, G.: The effect of intercepted rainfall on the water balance of a hardwood forest. *Water Resour. Res.*, **3**, 131~138, (1979)
- 31) SLATYER, R. O. and McILROY, I. C.: Practical microclimatology. CSIRO, Melbourne, Australia, 310pp, (1961)
- 32) STEWART, J. B. and THOM, A. S.: Energy budgets in pine forest. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **99**, 154~170, (1973)
- 33) ———: Evaporation from the wet canopy of a pine forest. *Water. Resour. Res.*, **13**, 915~921, (1977)
- 34) 鈴木雅一・福嶋義宏: 森林からの蒸発散量 (I) 林内微気象の検討. 第86回日林講, 101~102, (1975)
- 35) ———: 微気象学的方法と水収支解析による山地流域の蒸発散量の推定. 京大演報, **48**, 125~135, (1976)
- 36) SZEICZ, G. and LONG, I. F.: Surface resistance of crop canopies. *Water Resour. Res.*, **5**, 622~633, (1969)
- 37) TAJCHMAN, S. T.: Evapotranspiration and energy balances of forest and field. *Water Resour. Res.*, **7**, 511~523, (1971)
- 38) ———: Energy budget evaluation of the transpiration- p^F relationship in a young pine forest. *Water Resour. Res.*, **15**, 159~163, (1979)
- 39) 谷 信輝: 耕地上の風の測定結果について. *農業気象*, **16**, 89~93, (1960)
- 40) TANNER, C. B.: Energy balance approach to evapotranspiration from crops. *Soil Sci. Soc. Ame. Proc.*, **24**, 1~9, (1960)
- 41) THOM, A. S.: Momentum, mass and heat exchange of plant communities. In *vegetation and the atmosphere* (MONTEITH, J. L., ed.), **1**, 57~109, Academic Press, London, (1976)
- 42) ——— and OLIVER, H. R.: On Penman's equation for estimating regional evaporation. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **103**, 345~357, (1977)
- 43) THOMPSON, J. R.: Energy budget measurements over three cover types in Eastern Arizona. *Water Resour. Res.*, **10**, 1045~1048, (1974)
- 44) THORNTHWAITE, C. W. and HOLZMAN, B.: Measurement of evaporation from land and water surface. U.S.D.A. Tech. Bull. 817, 143 pp, (1942)