

蒸発散に関する最近の問題*

梶 根 勇**

1. ま え が き

蒸発に関する研究は最近十数年間で大きく進歩した。その最大の理由は、蒸発現象に関する物理的理解が深まったことと、蒸発の測定法に著しい進歩がみられたことにある。前者に関しては、地表面の熱収支の研究が、net radiometerをはじめとする諸測器の開発によって急速に進歩した点が重要である。蒸発をたんに水蒸気の拡散現象としてとらえる限り、われわれはまだ多くの未解決の問題をかかえているが、熱収支の立場から考えると問題をかなり単純化できる。後者に関しては、高感度の大型ライシメーターが作られ、蒸発散が1時間以内の変動量まで正確に測定できるようになった点が重要である。それにより今までに提出されていた蒸発に関する多くの理論式、半理論式、経験式などの有効性が検証され、そして修正が試みられた。

蒸発は地表面からの最大の水損失として、乾燥・半乾燥地域では古くから関心がもたれてきたが、UNESCO (Arid Zone Research) や FAO によってこれらの地域の開発が国際レベルで討議されるようになってから、関心はさらに高まった。これらの活動に加えて、蒸発に関係するシンポジウムが、Rome(1954)、Toronto (1961)、Berkeley (1963)、Canberra (1956, 1963) などで開かれ、各国間の情報交換も進んだ。Thornthwaite and Mather (1955)、Budyko(1956)、Slatyer and McIlroy (1961)、Penman (1963)、Budagovsky (1964) らによるモノグラフィも次々と公にされ、これらは蒸発に関してそれまでに得られた成果を普及するのに役立っている。

水がどの程度まで利用できるかによって人間活動の限界がきまる。砂漠では僅かな水が生命の存続を決定する。水に関する研究は、蒸発も含めて、つねに実用的問題への解答を求められている。灌漑水量の算出、地域的な包蔵水量や地下水への補給量の推定などのためには、蒸発量の推定は不可欠である。1965年から始まった IHD (International Hydrologic Decade) 計画の中には、このような観点から、流域の蒸発も重要な研究課題として取り上げられている。

地球上の水の過不足は、少なくとも現状では、それぞれの地域内で独立に解決されなくてはならない。問題にする地域がどのような気候区にあるかによって、地表の水の存在形態は大きく違っており、水循環に占める蒸発の役割も地域によって違う。したがって蒸発の問題には、地理学的に研究されてなくてはならない一面がある。potential evapotranspiration という概念は、明らかにそのような立場から考えだされたものであった。Thornthwaite (1948) が初めてこの考えを提出してから現在までに、Gentilli (1953)、Sibbon (1962)、Chang (1965) をはじめ無数の議論が行なわれ、今なお続いている。

気候的にはわが国は湿润地域に属するが、すでに多くの人々によって指摘されているように、人口との関連で考えた場合には決して水の富裕国ではない。蒸発はわが国でもやはり大きな水損失である。気象庁では資料としての価値に疑問があるとされていた小型蒸発計を廃止し、1966年1月1日より大型蒸発計の観測を開始した。新しい資料も集積しつつある。

以上のような状況を考えて、蒸発および蒸発散に関する最近の研究と問題点を、筆者の専攻している水収支の立場から、とくに広域面からの蒸発に焦点を合せてとりまとめてみるのも無駄ではなかろうと始めたのである。

* Recent Problems in Evapotranspiration Studies

** Isamu Kayane: 東京教育大学理学部

1967年2月10日受理

が、何分にも蒸発に関係する文献は、気象学をはじめ農学・林学・土壌学・水文学・地理学など多くの分野に広がっているため、結果としてはごく一部に眼を通しただけに終わった。主として外国の文献についてまとめたが、蒸発に興味をもたれる方々の何かの参考になれば幸である。

2. 蒸発量の測定

水収支では自然蒸発量が常に問題にされるので、まずその測定法について概観し、野外での適用性とルーチン観測の可能性について考えてみたい。

蒸発面の形が非常に複雑であるため、自然の地表面からの蒸発をそれぞれの面について直接測定することは難かしい。そのため蒸発面のすぐ上またはすぐ下の層内を通る水や水蒸気の量を測定することでこの点を克服している。現在行なわれている蒸発の測定法は4つのグループに大別できる (McIlroy 1964)。a) 蒸発面のすぐ下の地層または水体の水の収支を測定し、それらの残差として蒸発を求める水収支法、b) 蒸発面での熱収支から蒸発に使われた潜熱を求める熱収支法、c) 蒸発面から失なわれる水蒸気の流れを直接または間接に測定する水蒸気 flux 法、d) b と c の方法を組合わせた組合わせ法の4つである。

a) 水収支法

蒸発面のすぐ下のある厚さの地層（または水体）に関する水収支の基本式は次のように表わされる。

$$E = P - f - i - \Delta w \dots\dots\dots (1)$$

ここで E は蒸発量、 P は降水量、 f は表面流出量、 i は地中での流出・滲透量、 Δw は土壌水分の変化量である。右辺の各項を実測または推定することによって E が求まる。

1つの流域について考えてみる。 P と f はかなりの精度で実測できる。 Δw は長い期間については無視できるが、短期間については測定しなくてはならない。自然の土壌状態を破壊することなく迅速に反復測定できるという点で、現在では中性子水分計の利用が最も有望視されている (Taylor 1955)。最も問題があるのは i である。場所によっては地下水位の変化量と有効空隙率から算出できるが、複雑な地質構造の地域では i の値を正確に推定することはほとんど不可能に近い。したがってすべての流域にこの方法が適用できるわけではないが、広域面からの蒸発量を測定する重要な方法の1つである。

IHD 計画の研究課題には“実験流域の水収支”が含

まれており、1965年には Budapest でシンポジウムがもたれた (IASH 1965)。わが国では特定の河川を除けば、流出率さえ正確には得られていないのが現状である。篠原 (1965) や徳野・花沢 (1958) らが指摘しているように、既存の資料だけから算出すると流出率 1.0 以上（したがって蒸発量はマイナス）の流域が多数出現する。わが国でも今後この方法による蒸発の研究が進み、正確な地域蒸発量が決定されなくてはならない。

ライシメーターも水収支法によっている。これは大きなタンクに周囲と同じ土壌をつめ、地面と水平になるよう地中へ埋めたもので、多くの場合は Δw はタンクの総重量の変化から知る。水は上または横から加えられ下から排出するので P と i は正確に測定できる。 f は無視できる。牧草などを密に植え、タンク内の土壌水分を常に圃場含水量またはそれに近い値に保つように給水したライシメーターは *evapotranspirometer* と呼ばれ、*potential evapotranspiration* の測定に用いられる (Mather 1950)。

代表的な高感度のライシメーターは、Davis, California (Pruitt and Angus 1960), Tempe, Arizona (van Bavel and Myers 1962), Aspendale, Australia (McIlroy and Angus 1963) などに設置されており、何れも秤量式である。はかりの感度は蒸発高でそれぞれ、 $\pm 0.03\text{mm}$, $\pm 0.01\text{mm}$, $\pm 0.025\text{mm}$ であるが、風速などの外部条件によっては実際の測定誤差はもっと大きくなる。これらの高感度のライシメーターは、いろいろな蒸発式の検討や蒸発の実験的研究に大きな役割を果たしている (Pruitt 1963, McIlroy and Angus 1964, van Bavel 1966 など)。

ライシメーターにはこのほか *floating type* (King *et al.* 1964) やかけ流し型 (鈴木 1965) など各種ある。側壁や底からの熱の流れを防ぐなど構造や設置上に問題も多いが、それらは Pelton (1961) によって詳述されている。

ライシメーターの値が代表性をもつには、タンク内の土壌と植生の条件がその周辺のそれと同一でなければならない。また“オアシス効果”を避けるためには、湿潤気候下で 50 m, 砂漠では少なくとも 400 m の範囲内の植生と土壌水分を一樣に保つことが必要である (Thornthwaite and Mather 1955)。ライシメーターは以上のような制約から、牧草類や畑作物からの蒸発散の測定にしか利用できず、また野外のどこにでも設置できるものではない。とくにわが国のように広い実験地の得にく

いところでは利用しにくい。蒸発式の係数の値を決定するなどの実験にはきわめて有効であるが、ルーチンの観測にライシメーターを利用することはまだできないだろう。

pan あるいは can 蒸発計は水収支法を最も簡単な形で利用している。ここでは i と f はゼロで、 Δw と P は正確に測定できる。安価で、測定も容易であるが、蒸発計の色、形、大きさ、露出度の違いで測定値に違いが生じるのが最大の欠点である。たとえば Davis (1963) は合衆国の Class A pan (122 cm×25.4 cm) と quart can (10.2 cm×14 cm) からの蒸発量を、Davis, California

のライシメーターの potential evapotranspiration (E_t) と比較して、 E_t/E_{pan} の比は 0.91 (7月) から 0.46 (11月) まで変化し年平均は 0.77 であること、また E_t/E_{can} の比は can の色、水深、網の有無により月平均で 0.41~1.02 の範囲で変ることを示した。

今までに発表された E_t/E_{pan} の値を整理すると表 1 のようになる。わが国の大型蒸発計 (120 cm) は Class A pan とほぼ同じであるから、Class A pan の E_t/E_{pan} の値を利用できるが、植生や気候条件でこの値は違ってくるから、広域面からの蒸発量推定に適用する場合には、さらに十分な検討を行なう必要がある。

表 1 Potential evapotranspiration と pan 蒸発量との比較

資 料 と 場 所	E_t/E_{pan}	pan の種類	植 生	備 考
Penman (1948) Rothamsted, England	0.67~0.96 (0.75)	86 cm×183 cm うめこみ型	short grass	日蒸発量 2.54mm 以上のとき、() は年平均推定値
Davis (1963) Davis, California	0.77	Class A	short grass	本文参照
McIroy ほか (1964) Aspendale, Australia	0.84	Class A	short grass	
同 上	1.05	Australian Tank	short grass	
Chang (1961) Makiki, Hawaii	1.08	Class A	mature sugar cane	植えてから 4 カ月以上
Fritschen (1960) Iowa, USA	0.87	?	mature corn	Chang (1961) による
農業気象ハンドブック (1961) 日本	1.13~1.27	?	水 稻	青森県・福岡県 神奈川県

表 2 湖面蒸発量と pan 蒸発量の比較 (Sellers 1965 による)

湖	面積	深さ	期 間	蒸 発 面	蒸 発 量 (mm day ⁻¹)				年合計 (mm)	資 料
					冬	春	夏	秋		
Salton Sea (35.5°N)...	777	7.4	1961-62	Lake	2.25	7.03	7.94	3.26	1,873	Hughes (1963)
				Class A pan	5.74	14.07	13.96	5.94	3,627	
				Sunken pan	4.15	9.89	10.26	4.90	2,669	
Mead (36.2°N)...	514	53.6	1952-53	Lake	3.93	6.49	7.65	5.75	2,177	Harbeck (1958) Kohler <i>et al.</i> (1958)
				Class A pan	4.90	11.64	11.72	3.91	2,939	
				Floating pan	4.14	9.01	10.25	5.05	2,600	
Hefner (35.5°N)...	9	8.2	1950-51	Lake	1.78	3.72	5.46	4.23	1,390	Kohler (1954)
				Class A pan	3.76	7.66	7.12	3.98	2,057	
				Sunken pan	3.14	5.45	4.92	3.56	1,559	
Mendota (43.1°N)...	39	12.2	27 years	Lake		1.53	4.44	2.89	814	Dutton and Bryson (1962)
				Class A pan ¹	0.53	4.79	4.43	1.09	991	
Towada (40.5°N)...	60	80	1962-63	Lake	2.77	0.73	2.55	3.82	902	Yamamoto and Kondo (1964)
				20-cm pan	0.68	1.99	2.67	1.26	604	

¹ 推定値

湖面蒸発量と pan 蒸発量との違いはさらに大きい。Sellers (1965) が整理した結果が表 2 であるが、この場合 E_{lake}/E_{pan} の比は年平均で 0.5~1.5 の範囲内で大きく変化する。十和田湖のような深い湖では、湖水の貯熱量の影響が大きいので、このような係数を求めること自体が無意味である。湖の深さや fetch の長さと蒸発の関係については新井 (1966) の湖沼学的な考察がある。W bb (1966) は湖と pan の表面水温および空気湿度がわかれば、湖面蒸発量は 10% の精度で pan 蒸発量から推定できるとしている。

Riley (1966) が行つた class A pan の熱収支によると、pan に与えられた総熱量の 29% は側壁や底を通して供給された。断熱した同型の pan と比較して、断熱しないものは 28% だけ蒸発量が多く、日中の水温は 2°C 高かった。このような問題があるにもかかわらず、Class A pan が標準的な測器として用いられる傾向にあるのは、費用や保守を考えてのことであろう (五十嵐 1960)。水文資料として大型蒸発計の値をどう利用すべきか、わが国の気候条件での検討が望まれる。

b) 熱収支法

蒸発面に関する熱収支の基本式は次のように表わすことができる。

$$R = H + LE + G \dots\dots\dots(2)$$

ここで R は蒸発面が受ける正味放射、 G は地中へ伝わる熱、 H および LE はそれぞれ空気への顕熱と潜熱の flux で、 L は蒸発の潜熱である。光合成に使われるエネルギーは無視されているが、これは正味放射の 1~2% にすぎない。ただしとうもろこしの最盛期には 5% にも達するという。(Tanner 1960)。

R は net radiometer、 G は heat flux plate などでも実測できるが、 H の測定は LE の測定と同じ程度に難しい。そこでボーエン比 $\beta = H/LE$ (Bowen 1926) を考え、(2)式を次のように書きかえる。

$$E = \frac{R - G}{L(1 + \beta)} \dots\dots\dots(3)$$

β の値は気温の垂直傾度と水蒸気圧 (または比湿) の垂直傾度の比から求めるが、これは水蒸気と熱の拡散が同じ機構で行なわれ、それらの flux が垂直方向に一定であるという仮定の上になつている。これらの仮定は測定する高度を十分地面に近づけることによって、十分な精度で認めうるが、あまり近づけると僅かな垂直傾度を測定しなければならず、測定技術上の困難が生じる。

Suomi and Tanner (1958) は緑草地で、地表面から 10cm と 70cm の高度に測器を取付け、それを水平方向にスイングさせて β の空間平均値をえられるように工夫し、(3) 式から E を求めて良好な結果をえている。湿度の測定には lithium chloride dewcel (Tanner and Suomi 1956) を用いた。しかし測器の構造はかなり複雑で、このままでは野外調査に利用しにくい。

McIlroy は乾湿球温度計を利用できるように工夫して次式を与えた (Slatyer and McIlroy 1961)。

$$E = \frac{R - G}{L} \left\{ 1 - \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \left(\frac{T_1 - T_2}{T_{w1} - T_{w2}} \right) \right\} \dots\dots\dots(4)$$

ここで T と T_w はそれぞれ乾球および湿球温度で、添字は z_1 および z_2 の高度の値を意味する。 γ は psychrometer constant、 Δ は平均湿球温度での飽和水蒸気圧曲線の勾配である。McIlroy and Angus (1964) は $z_1 = 0.25$, $z_2 = 1.0$ m で測定し (4) 式から求めた E をライシメーターの値と比較したところ前者の方が小さく、両者の比は 0.72 であった。彼らは、大規模なオアシス効果があったにもかかわらず測定高度が高すぎたのが比較的大きな差が生じた原因と考えている。

ところで β は、蒸発面が湿っている場合には小さいので問題ないが、乾いた面では β は大きくなり E の誤差に大きく効く。したがって熱収支法は自由水面や十分に水を供給した丈の低い植被面ではきわめて有効であるが、乾燥した粗な植被面では誤差が大きくなる。 β が -1 になると (3) 式は不定となるが、このような条件は夜間などの熱交換の少い期間にしか生じない。 β の測定方法がこの方法の野外調査への適用のカギである。

c) 水蒸気 flux 法

水蒸気の垂直方向の flux は次のように表わすことができる (Swinbank 1951)。

$$E = (\rho \omega)' q' \dots\dots\dots(5)$$

ここで ρ は空気の密度、 ω は風の垂直成分、 q は比湿で、ダッシュは平均値からの偏差を、またバーは時間についての平均を意味する。実際には仮平均を用いて (5) 式を変形して利用するが、一地点における風の垂直成分と湿度の微小変動を測定するだけで E を求めることができる点で画期的な方法である。

Taylor and Dyer (1958) は analog multiplier と integrator を用いて半自動的に自然蒸発量を測定できる測器 (Evapotron) を試作した。その後トランジスタ化

などで測器は改良され、操作は1人でき、測定高度4mで精度5%と報告されている (Dyer and Maher 1965). しかしこの eddy correlation 法は測定高度以下の気層は水平方向に一樣であるとの仮定にたっており、強い移流のある地点では使えない. 灌漑した畑の上4mの高さで Evapotron により蒸発量を測定し、ライシメーターの値と比較した結果によると、初夏には両者はよく一致したが、季節が進み周辺の灌漑しない地区が乾燥するにつれて移流の影響が現われ、両者の差は増大した (Dyer and Pruitt 1962). 測定高度を低くできればこの問題は解決するが、そのためには湿球温度の response time (0.3 sec) を風速計 (0.05 sec) や温度計 (0.01 sec) と同じ程度に小さくする必要がある. Thornthwaite とも風の垂直成分を直接測定できる微風速計を開発したが、湿度を測定できる高感度の測器はまだ作られていない (Thornthwaite *et al.* 1961).

赤外線の利用などにより湿度の測定技術が改良されるか、あるいは移流の影響も直接測定できるように改良されれば、eddy correlation 法は最も有望な蒸発測定法となると思われる. しかし現在でも測器が高価 (日本では1台250~350万円ぐらい) な点が問題で、標準測器として用いられるにはまだ時間が必要であろう. そこで McIlroy は、これと全く同じ原理で H を直接測定し、それを(2)式に入れて E を求める方が実用性は高いと述べている.

Dalton type の経験式や、mass transfer theory に基づく Sverdrup (1937) や Sutton (1949) などの一連の蒸発式も、水蒸気 flux 法に含めることができよう. Hefner 湖での研究では (Marciano and Harbeck 1954), 水収支法から求めた蒸発量を 1.00 とすると Sverdrup および Sutton の式から計算した値は 1.12 と 1.07 で、実測値とよく一致した. しかし Mead 湖では (Harbeck *et al.*) 両式による計算値は、熱収支法による蒸発量よりはるかに小さい値しか示さなかった. Pruitt (1963) はライシメーターの値と比較して Thornthwaite and Holtzman (1939), Pasquill (1949), Deacon and Swinbank (1956) らの蒸発式よりも Dalton type の経験式のほうが良い一致を示すことを確かめている.

一般的にいつて mass transfer theory に基づく理論式はきわめて多くの仮定の上に成り立っており、それらの条件が実際に満足されることはごく稀である. Dalton type の式は、風速に関する経験的な係数を正しく選ぶことができれば、これらの理論式よりもはるかに有効

であるが、係数の決定は結局ライシメーターや熱収支法などのより正確な方法によって行なわれなければならない. また係数の誤差が蒸発量の誤差に直接影響するのが欠点である.

d) 組合わせ法

熱収支法ではボーエン比を決定することが難かしいので、これを避けるために Dalton type の蒸発式を熱収支式と組合せる方法が、Penman (1948) と Budyko (1956) によってそれぞれ独立に考えだされた. この方法によると、熱収支に関する項はかなりの精度で実測できるので、Dalton type の式の係数の誤差は蒸発量の誤差に間接的にしか影響しない.

Budyko は水蒸気と熱の拡散係数が等しいという仮定の下で、それぞれの flux を次のように表わした.

$$H = C_p \rho D (T_s - T_a) \dots\dots\dots (6)$$

$$E = \rho D (q_s - q_a) \dots\dots\dots (7)$$

これらを(2)式と組合せて次式をえた.

$$R - G = \rho D [L(q_s - q_a) + C_p(T_s - T_a)] \dots\dots\dots (8)$$

ここで D は拡散の程度を表わす係数、 C_p は空気の定圧比熱、添字 s は地表面のまた a は基準面での空気に関する値を意味している. T と q の関係は Clausis-Clapeyron の式で表わされ数表も利用できるから (List 1963), (8)式の q_s と T_s に適当な数値を代入して trial-and-irror で q_s の値を決めれば、(7)式から E が求まる.

Penman は q と T の関係を近似的に求め、 G を無視できるものとして次のような関係をえた.

$$E = \frac{AR + \gamma LE_a}{L(\Delta + \gamma)} \dots\dots\dots (9)$$

ここで $E_a = D_u(e_{sa} - e_a)$, D_u は風速(u) の函数で、 e_{sa} は空気の飽和水蒸気圧、 e_a は空気の水蒸気圧である. Budyko, Penman の方法はいずれも気候資料から E_t を計算できるように工夫されたもので、詳細については次節で述べる.

McIlroy (Slatyer and McIlroy 1961) は Penman の式を少し変形して、微気象の実測値から計算できるように工夫した.

$$E = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \left(\frac{R - G}{L} \right) + \frac{D_h}{L} (\delta_a - \delta_s) \dots\dots\dots (10)$$

ここで δ は飽差で、 D_h は風速に関して経験的に決る係数である. 地表面が十分湿っていれば $\delta_s = 0$ で (9)式

と同じ形になる。McIlroy and Angus (1964) によると、ライシメーターからの蒸発量を 1.00 とすると、(10)式により夏と秋の典型的な10日について $\delta_s=0$ として計算した値は 0.97 であった。

以上の方法はいずれも D , D_u , D_h などの経験的に定まる係数を必要とするが、van Bavel (1966) は q と T については Penman と同じ仮定を用いながら、経験的な係数をはぶいて次式をえた。

$$E = \frac{D}{D+\gamma} \left(\frac{R-G}{L} \right) + \frac{\gamma}{D+\gamma} D_v (e_s - e_a) \quad \cdots (11)$$

ただし

$$D_v = \frac{\rho \epsilon k^2}{p} \frac{u_a}{[\ln(z_a/z_0)]^2} \quad \cdots (12)$$

ここで ϵ は水と空気のコル重量比、 k はカルマン定数、 u_a は高さ a での風速、 z_a は地表からの高度、 z_0 は roughness parameter である。(12) 式は断熱状態の下での風の垂直分布の式を基礎にしている (Thornthwaite and Holtzman 1939)。

Van Bavel は $z_a=2\text{ m}$ として (11) 式から計算した蒸発量を、ライシメーターによる値と比較した結果、強い移流のときも含む種々の気象条件の下で、時間および日蒸発量とも両者はきわめて良く一致したと述べている。

以上述べてきたいろいろな方法のうちで、現段階で陸地の広域面からの蒸発散量の推定に利用できるのは、a) の流域の水収支と d) の混合法であろう。また Dalton type の式は Budyko ら (Budyko *et al.* 1962) によって全海洋の水収支計算に利用された。その他の方法はこれらの方法による推定値の検討には利用できるが、費用や測器の安定性などを考えると、広域面へ直接利用することはまだ困難であろう。

R や G の値が多く地点で実測され、 z_0 や D に関する実験データが、いろいろな地表面や気象条件について利用できるようになれば、蒸発に関する正確な数値がえられるようになる。しかし現実にはこれらのデータは少ないので、次に述べる気候学的方法による蒸発散量の推定が重要になる。

3. 蒸発散量の気候学的推定

実際の地表面からの蒸発量は、大気の状態、地表の状態 (植生、表面の粗さなど)、地中の状態 (土壌水分、土壌の熱的性質など) の3つに関係している。これらすべての要素の関数として蒸発量を表わすことが望ましいわけだが、これらの間の関係は十分わかってはいない。ま

た広い地域にわたって利用できる資料は限られているので、実際の地域への適用を考えた場合には、既存の資料だけから蒸発量を計算できるような式を考える必要がある。potential evapotranspiration はこのような必要から生れた気候学的概念である。

Potential evapotranspiration (E_t) は一般に、“密に地表面を覆った緑草地に十分な水を供給した場合に失われる蒸発散量”と定義されている。この値が evapotranspirometer によって実測できることはすでに述べたが、“緑草地”という限定は実測する場合に樹木などよりも標準化が容易な点に1つの根拠がある。Thornthwaite および Penman はまた、 E_t の値は植物の種類に関係なくほぼ一定であると考えているが、この点は、植被面のアルベドはほぼ一定であり、十分に湿っている植被面からの蒸発散量は正味放射の約80~90%に相当するという程度の近似としては正しい。

しかしたとえば極地方の鮮苔類は水面蒸発量の3分の1しか水を消費しないし (Nebeker and Orvig 1957)、熱帯のパイナップル類の水消費も明らかに緑草類とは違うという (Chang 1965)。また砂漠では自然植生としては緑草地は存在しないわけで、灌漑した緑草地では移流の影響を無視できない。植生の種類と植生面の水平的な広さを明確にしない限り、potential evapotranspiration は定義できないという反論もだされている。温帯の湿潤気候区ではこれらの点は大きな問題とはならないが、世界的規模の水収支を考える場合には考慮する必要がある。

このような混乱をさけるためには、ソ連で用いられている蒸発能 (英語で evaporativity と訳されている) という述語を用いるほうがいい。Budagovsky (1964) によると、蒸発能とは蒸発面の空気湿度が表面温度での飽和湿度にひとしいと考えられる条件での蒸発である。湿った植被面からの蒸発能が potential evapotranspiration に相当する。

Potential evapotranspiration の推定法には、2節の d) で述べた Budyko や Penman の“組合わせ法”と Thornthwaite によって代表される経験的方法がある。具体的な計算方法についてはすでに関口 (青野 1953)、内島 (Budyko および Budagovsky の論文の訳)、榎根 (1965)、農業気象ハンドブック (1961) などの紹介や訳があり、外国でも計算表やノモグラムが作られているから (Thornthwaite and Mather 1957, Palmer and Havens 1958, Purvis 1961, Wang *et al.* 1962, Young 1963)、ここではこれらの方法の問題点について考えてみ

たい。

Thornthwaite の方法によると、気温だけから、potential evapotranspiration が計算できる。ただし地点の緯度と季節に応じて日の長さの補正を必要とする。気温と potential evapotranspiration との関係は、合衆国における evapotranspirometer による観測と水収支法で求めた流域の蒸発散の値を基礎として経験的に定められたものである。気温しか必要とせず計算も簡単な点が長所であり、月単位の計算はすでに世界中の 13,000 の地点について終り刊行されている。(Mather 1962~1964)。

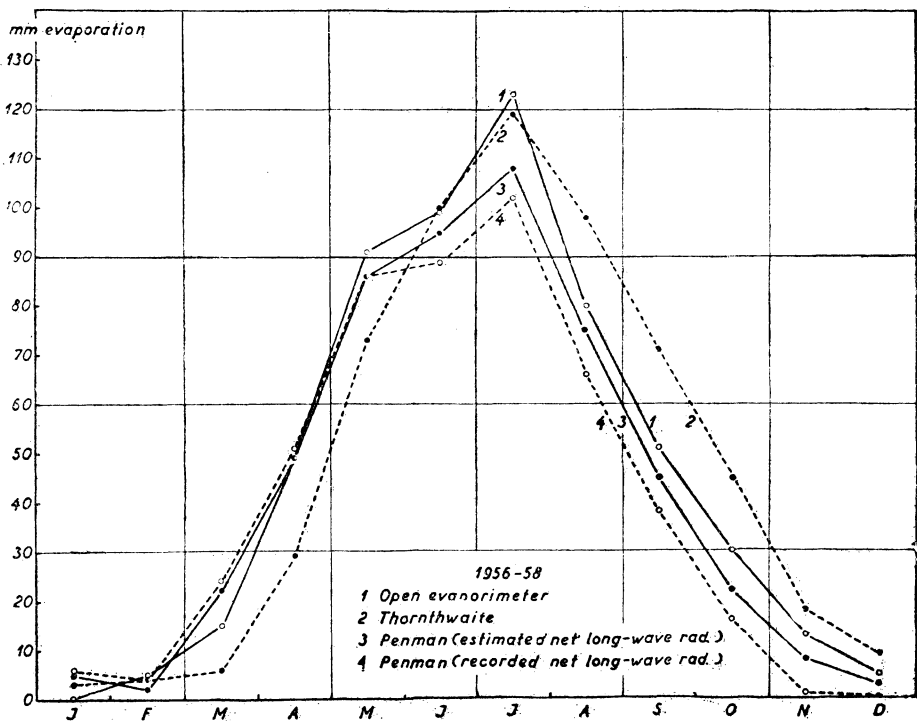
この方法の理論的な基礎は気温が正味放射量と正の相関をもっている点にあるが、相関の程度は地点によって、すなわち気候条件によって異なるから、緯度だけの補正により全世界に適用するには自ずから限界がある。気候区界の設定などを目的とした相対的指標としては有効であろうが、蒸発量の推定法としては、図 1 および 2 からわかるように、あまり有効とはいえない。気温だけを利用するその他の方法についても、(Blaney and Criddle や Griffiths 1966 など)、程度の差はあるが同

じことがいえる。

Penman と Budyko の方法は本質的には同じである。理論的には Budyko の方法がより厳密であるが、地表面温度を試行錯誤的に定めなければならないので計算は厄介である。Penman の方法にはより多くの近似が用いられている。

Penman はまず $G=0$ と仮定した。熱帯や海洋性の気候区ではこの近似は十分正しく、せいぜい正味放射の 5% 程度であろうが、大陸的なしかも乾燥した地域では季節によっては 15% にも達する。Budyko は気温の年較差からこの値を近似的に求める方法を示している。地温の資料が利用できない場合でも、この程度の近似計算は必要であろう。また Penman は正味放射 R の計算に気温と地表面温度の差を無視しており、地表面の射出率も 1.0 と仮定している。これらの誤差が問題となるような条件では Budyko の方法などを用いるべきである。

Budyko と Penman の方法に共通した問題点は、どのような地表面からの蒸発を考えているのかという点にある。Penman は 1948 年の論文では浅い水面からの蒸発量を考えていた。その水面について(9)式から求めた E



第 1 図 Thornthwaite および Penman の式で計算した evapotranspiration と大きな蒸発計 (12 m²) からの蒸発量の比較 (Aslyng 1960 より)

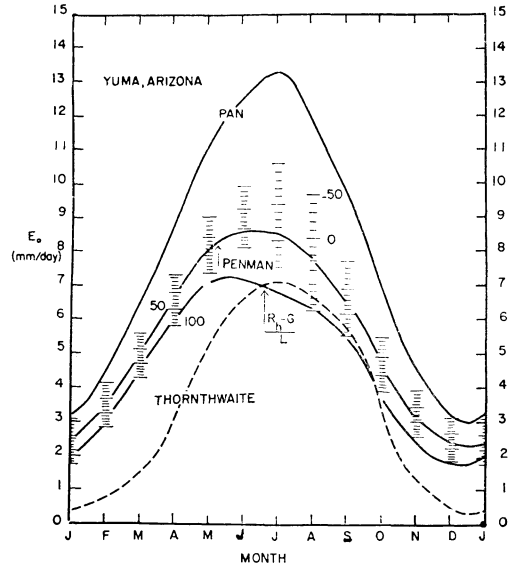
にある係数（年平均で 0.75）を乗じて E_t が求まるとしたのである。したがって用いたアルベド（0.05）も D_u も水面に関する値であった。Penman はその後若干の修正は加えたが、本質的には1948年の式のままで、アルベドだけを緑草地のそれ（0.25）にかえるだけで(9)式から直接 E_t が求まるとした。 D_u は風速に関係した値だが、この関係式を修正する必要はないのか？

Budyko についても同じことがいえる。実際の地表面のアルベドを用いながら、その地表面が十分湿っているときの蒸発量（蒸発能）を考えることに矛盾はないのか。また彼の与えた D の値は実際の地表面に関するものなのか、それとも蒸発能が生じていると考えられる蒸発面に関してのものか？

D の値に関しては Tanner and Pelton(1960) や Sellers (1964) の検討があるが、どの値が最適であるか今のところはわからない。とくに森林については文献もほとんどない。またどのような蒸発面を考えるべきかについても、蒸発能や potential evapotranspiration が仮想された蒸発面に関する概念であるため不明確である。これはちょうど、移流とこれらの概念との関係に似ている。

Thornthwaite, Budyko, Penman の方法が実際にどの程度の誤差を生じるかは図 1 および図 2 からわかる。図 1 は Aslyng(1961) が Copenhagen の郊外で、短いクローバで覆われた面について行なった結果である。曲線 1 は円形で深さ 1 m、面積 12m² のタンクからの蒸発量を示している。同じ期間については evapotranspirometer の値はえられなかったが、1957年と1958年の観測によるとこの値は 4月・5月・6月でタンクの蒸発量より15%ほど少なかっただけで、他の月はそれと同じかまたはそれより大きかった。図からわかるように Thornthwaite の値は年の前半は小さすぎ、後半は大きすぎる。年総量でも Penman の 521mm と 483mm に対して 575 mm と大きかった。Penman の方法は実測した長波放射を用いるとかえって誤差は大きくなる。Tanner and Pelton (1960) も、Penman の式に実測した R を入れても精度はよくならないと述べている。その場所の気候条件にあった適切な D_u を選ばなければならないことはこのことからわかる。

図 2 は Sellers (1964) が Arizona 州の Yuma について計算した potential evapotranspiration である。短い横棒は Budyko の方法によったもので、大気湿度が平年値の 10% ずつ変化した場合に、 E_t (図では E_0) がどう変化するかを示している。一番上が平均値より 50



第 2 図 Class A pan 蒸発量といろいろな方法で推定した potential evapotranspiration. 短い横棒は Budyko の方法によるもので、湿度が平年値の10%ずつ変化した場合について計算してある。一番上が-50%，一番下が+100% (Sellers 1964 より)。

%低い場合、一番下は100%高い場合である。Yuma は乾燥地域にあるが、灌漑などで空気中の湿度が変わった場合 E_t がどう変化するかを図から読みとることができる。PAN は Class A pan で、 R_h は地表面温度が気温に等しいとき（すなわち $H=0$ ）の正味放射である。図からわかるように、Thornthwaite の値は、このような移流効果の大きい条件では、著しく小さな値しか示さない。Budyko と Penman の方法に大きな差のないことが理解できる。

4. 蒸発と土壌水分との関係

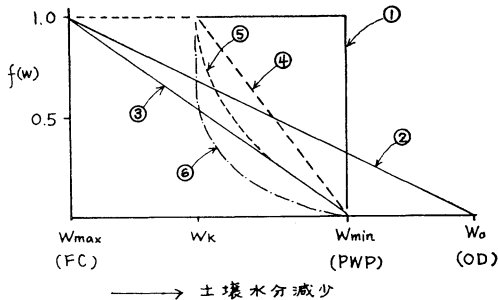
前節で述べたように、potential evapotranspiration という概念については幾つかの問題があるが、ともかくこの値は水の供給が十分ある場合の可能蒸発量として、それぞれの地域についてある程度の精度で求めることができる。しかし乾燥地域はもちろんのこと湿潤地域でも、蒸発面への水の供給は常に十分とは限らない。土壌中に水が十分ある場合には、地表面からの actual evapotranspiration (E_a) は potential evapotranspiration (E_t) に等しいが、蒸発散で土壌水分が減少するにつれて土壌中の水分張力は増加し、蒸発面へは E_t に相当するだけの水分が輸送されなくなる。植生のない裸地では

とくにこの傾向が著しい。その結果 $E_a \leq E_t$ となる。そこで E_a を推定するために“蒸発比”を考える必要が生じる。

$$\frac{E_a}{E_t} = f(w)$$

ここで $f(w)$ は土壌水分 (w) の函数として表わされる蒸発比で、0 から 1.0 の間で変化する。蒸発比には、後で述べるように、土壌水分以外に E_t の強さ、植物の種類、土壌の熱的性質などいろいろの因子が関係している。ミクロに考えるとこれらの影響は無視できない。

蒸発比に関する文献はきわめて多いが、それらのうちから土壌水分の水収支に用いられている主な方法を示すと図 3 のようになる。



第3図 土壌水分の水収支に用いられている蒸発比と土壌水分との関係。

w_{max} : 圃場容水量 (FC) での含水量

w_k : 臨界点での含水量

w_{min} : 永久しおれ点 (PWP) での含水量

w_0 : 乾燥炉で乾かした状態 (OD) での含水量

図 3 の曲線 ① は圃場容水量 (field capacity) から永久しおれ点 (permanent wilting point) の間にある有効水分 (available moisture) は植物にとって一様に利用できることを意味し、Veihmeyer・Hendrickson (1955 a) によってくり返し主張されてきた立場である。彼らは容器の中にスモモとマツを植え、土壌面蒸発を防ぐように工夫して、容器ぐるみの日々の変化を測定したところ、重さの減少する割合は圃場容水量 (FC) から永久しおれ点 (PWP) まで一定であり、PWP を越えると減少率は急に小さくなることから、この関係を導いた。彼らの論文 (1955 a) に対する討論として 13 の意見がよせられたが、賛成 3、反対 8、条件次第 2、であった。賛成意見はサトウキビおよびトウモロコシに関する実験結果を証拠として挙げている。

②と③は Thornthwaite and Mather が気候学的水

収支に用いた方法である。O'Neill, Nebraska での 1953 年の観測によると、蒸発に消費されたエネルギーと太陽からの有効エネルギーの比は、土壌水分の量に比例している。彼らの仮定はこれを根拠にしている。

④は Budyko (1956) が用いた仮定で、ソ連における多くの実験結果に基づいている。この方法では、土壌水分がある臨界値 (w_k) に達するまでは $E_a = E_t$ であるが、その値をこえると E_a は土壌内の有効水分量の減少に比例して減少する。 w_k は実験によって決められる値である。Thornthwaite とも畑作物について $w_{max} - w_k$ を 25.4mm と仮定してこの関係を用いている (Mather 1959)。

⑤は Marlatt *et al.* (1961) が土壌水分の計算に用いた方法である。彼らは砂質ロームの畑に snap bean を植え、土壌水分の変化を乾燥法 (oven dry したときの水分が OD) によって測定した。図 3 の①・②・③・⑤の四つの方法を用いて計算した土壌水分量を実測値と比較したところ、⑤の方法が実測値と最もよく一致した。⑤は③の曲線に対する漸近線であるとだけ述べられている。この場合 $w_{max} - w_k$ は 25.4 mm を用いた。

⑥は Holmes (1959, 1961) によって小麦畑での実験から経験的に求められた方法である。曲線が横軸に対する漸近線となっている点で⑤とちがっている。 $w_{max} - w_k$ の値は小麦の根の生長につれて大きくなり、7月の最盛期では約 50mm であった。

このほかに Shaw (Dale and Shaw 1965) はとうもろこし畑の土壌水分の推定に、根の深さ (6 in. ~ 5 ft.) と E_t の強さを考慮に入れた経験的方法を示している。

以上は何れも実用的な問題への適用を目的としているので、土壌水分と蒸発比の関係には第 1 近似の仮定が用いられているが、それにしてもこのような著しい意見の違いは驚くばかりである。Stanhill (1957) の総括的報告は、これらの相違を解釈する上できわめて参考となる。彼は有効水分範囲内のある点までの土壌水分の変化が植物の生長に影響を及ぼすかどうかについて調べた多数の実験の中から、結果を量的に表現している論文を 80 選り、それらについて (a) 対象とした植物が一年性が多年性か、(b) 実験が行なわれたのが容器の中か野外か、(c) 植物の生長の型が vegetative か reproductive か、(d) 土壌水分の測定が有効水分の百分率か土壌水分張力か、などの項目について分類し、各項目ごとに X^2 検定を行なった。その結果、土壌水分の変化が植物生長に影響を与えるという説を肯定するものと否定するものとの割合は、

(a)一年性植物の56:1 (0.01%で有意) に対して多年性植物は、25:14, (b)容器による実験の30:1 (0.01%で有意) に対して野外では36:13, (c) vegetative growth の51:7 (0.05%で有意) に対して reproductive な指標では24:11で、実験の方法や対象によって著しい差が認められた。(d)については大きな差はなかった。

Stanhill のこの調査から明らかなように、畑作物などの vegetative な生長をする植物の大部分は、土壌水分の減少によって影響される。すなわち蒸発散量は減少する。しかし野外に植えた樹木については必ずしもそうとはいえず、Veihmeyer らの主張は依然として完全にはくずれていない。根が深く、したがって有効水分量も多い森林地域については、主として畑作物に関して得られた図3の結果は、そのままでは利用できないことがわかる。

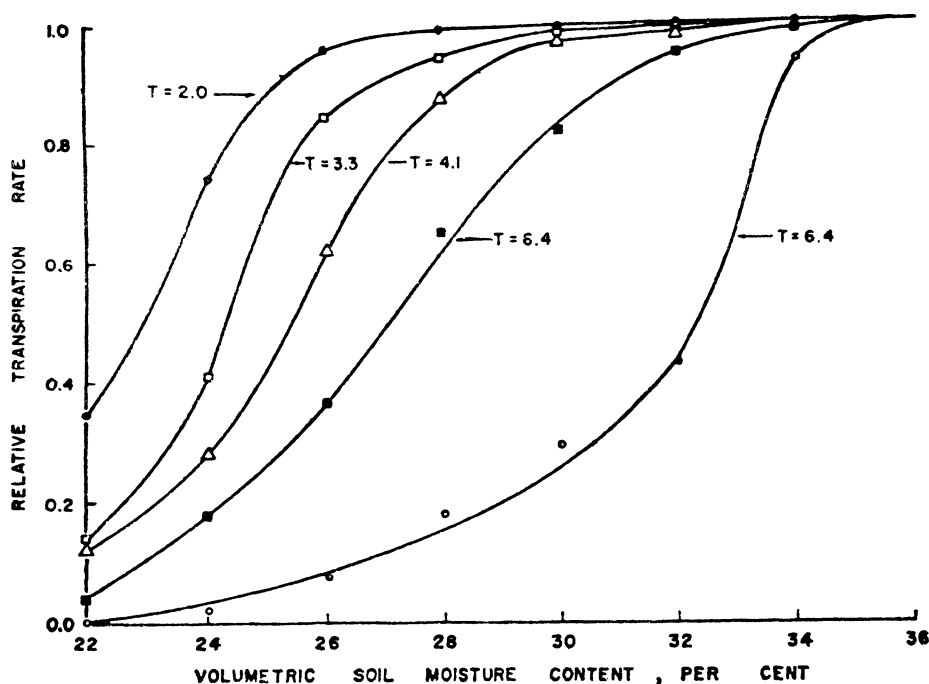
この点はわが国のように湿潤地域にあり、しかも大部分が森林で覆われている流域の水収支を考える上できわめて重要である。たとえば図3の Thornthwaite の③の関係に従って E_a が減少する場合の蒸発比は次式で表わすことができる (樫根 1966)。

$$f(w) = \frac{S - \left(1 - \frac{E_t}{S}\right)S}{nE_t}$$

ここで、 S は土壌中の有効水分量 ($w_{max} - w_{min}$)、 n は乾燥状態 (無降水・無灌漑) が続いている日数である。 $E_t = 4 \text{ mm/day}$, $S = 300 \text{ mm}$, $n = 30$ 日として式より計算すると蒸発比は 0.83 となる。1 カ月間無降水という異常乾燥が続いても、 E_a は E_t の17%減にすぎない。

森林伐採による土壌水分の著しい増加 (Ziemer 1964) や植林による流出率の減少 (Schneider and Ayer 1961) あるいは interception の量が森林では草地より多いこと (Fedorov 1965) などから明らかにされたように、森林の蒸発散量は非森林地区のそれよりも多い (5~30%増?)。それにもかかわらずわが国の著しく大きい流出率はどこに問題があるのか。マクロな立場から考えても残された問題は多い。

Vegetative な生長をする大部分の植物については、 w_k の値を求めることと、それ以下の土壌水分域で $f(w)$ がどのように減少するか2点が問題となる。しかしこの問題はきわめて難かしい。たとえば Stanhill (1958)



第4図 いろいろな強さの potential evapotranspiration の下での蒸発比(たて軸)と土壌水分の関係
図中の T は potential evapotranspiration で単位は mm/day . (Denmead and Shaw 1962).

はライシメーターの測定から、ニンジンと牧草では蒸発散量に差があり、灌漑をするとの差はさらに拡がるがことを示した。 w_k の値についても実験結果はいろいろである。Denmead and Shaw (1962) はシルト質の粘土ローム土壤に植えたトウモロコシについて実験し、図 4 をえている。 w_k の値は E_t の強さ (図中の T に相当) によって違い、 $f(w)$ の形も E_t によりいろいろであることがわかる。

Slatyer (1956) はまた同じ環境に植えたピーナツ、綿、コーリヤンについて、 $w_{max}-w_k$ の値はそれぞれ 12 mm, 20mm, 70mm と推定している。

だがこれらの値はまだ一般化できるまでにはいたっていない。Palmer *et al.* (1964) は砂質粘土ローム土壤に植えた native Australian salt bush と upland cotton について行なった最近の実験で、夏には w_k は土壤水分を重量%で表わして 12% だったのに、冬は 13% で、 E_t の少い時の方が w_k/w_{max} は大きく Denmead らの結果と一致しない。Palmer らはこの原因を、低い水分含量のときこれらの植物の根系の moisture conductance が吸引力の変化に対して反応が遅いためと考えている。なおこの研究によれば、有効水分の範囲内では蒸発比は土壤水分張力の対数に比例するから、われわれは図 3 にさらに新しい曲線を 1 本追加しなければならないかもしれない。

ところで今までは土壤の性質には触れずにきたが、実際の地域蒸発量の中には、たとえ完全に植生が地表面を覆っている場合でも、土壤面からの蒸発がその一部を占めている。(Budyko and Gandin 1965). 土壤の組織や熱的性質が土壤面からの蒸発量に影響を与えていることは、Veihmeyer and Hendrickson (1955 b) や Ekern (1966) の論文からも明らかである。後者の例では Oahu 島の Low Humic Latosol (シルト質重粘土と酸化鉄が多い) はアルベドが小さい (0.01) にもかかわらず、土壤面からの蒸発量は pan 蒸発量の 3/5 にすぎず、きわめて高い w_k の値から蒸発比は急速に減少しはじめる。

Chang (1965) はこれらの点も考慮に入れて、湿潤で曇天の気候下でとくに密な植生については蒸発比は Veihmeyer の線に近い変化をたどるであろうし、乾燥気候下の裸の砂質地では蒸発比は土壤水分の減少に伴って急速に減少するであろうから、気候学的な適用に当っては適切な $f(w)$ の曲線を選ぶことが必要であると述べている。彼の提案はまったく正しいのであるが、これらについて具体的な関係を示すことは現状ではまだでき

ない。

最後に植物の作用を考えない土壤面蒸発について述べる。Philip (1957) は地中における水蒸気と熱の flux に関する式を導き定常状態についてそれらを数値解析した結果、蒸発には三つの段階があることを明らかにした。

第 1 段階：土壤が十分湿っている限り $E_a = E_t$ 。

第 2 段階：中間状態では E_a は E_t と無関係になり、土壤水分の分布だけに関係する、 $E_a < E_t$ 。

第 3 段階：表層が十分に乾燥すると、 E_a は土壤中の熱 flux の影響を受け、 E_a と E_t は負の相関をもつようになる。

この結果は Gardner and Hillel (1962) の室内実験の結果でも支持され、van Hylckama (1966) が Arizona 州で evapotranspirometer で行なった実験でも一部支持されたかにみえる。しかし Budagovsky (1964) は Philip の第 2 段階の結論は用いた境界条件および理論の不完全さによるもので、この段階でも E_a が E_t と正の関係にあることはカラクルム砂漠における研究から明らかだと述べた。また Covey and Bloodworth (1966) も E_t の増加は第 2 段階でも E_a の増加をひきおこすと主張している。

Budagovsky (1964) は土壤面からの蒸発が厚さ Z_d の乾燥土層の下で生じているとの仮定の下で、熱 flux と水収支の式から次式を導いている。

$$\frac{E_a}{E_t} = \frac{1}{1 + \alpha D Z_d} \dots\dots\dots (13)$$

ここで、 α は土壤および空気の性質や状態で決る定数である。彼は室内実験では乾燥土層の存在ははっきり認められたという。これに対して van Hylckama (1966) は野外では乾燥土層は眼でみることも厚さを測定することもできなかったと述べている。

5. あとがき

地下水面からの蒸発と雪面からの蒸発には触れなかった。前者は乾燥地域で、また後者は多雪地域の水収支を考える上でとくに重要である。これらの研究は植被面に關するものに比べると少ないようである。

この報告は 1965 年度に行われた東京教育大学大学院の「水収支論ゼミ」に負うところが大きい。同ゼミを指導された山本莊毅教授、市川正巳助教授をはじめ討論に参加された方々に御礼申しあげる。

参 考 文 献

青野寿郎編, 1953: 地理調査法, 朝倉書店, 149—152.

- Arai, T. 1966: Evaporation from lakes in the temperate climate, 農業気象, **22**, 51—58.
- Aslyng, H. C. 1961: Evaporation and radiation heat balance at the soil surface, Arch. Meteor. Geoph. Biokl. Ser. B, **10**, 359—75.
- Bavel, C.H.M. van 1966: Potential evaporation: the combination concept and its experimental verification, Wat. Res. Res. **2**, 445—78.
- Bavel, C. H. M. van, and L. E. Myers 1962: An automatic weighing lysimeter, J. Am. Soc. Agr. Eng. **43**, 580—83, 586—88.
- Budagovsky, A. I. 1964: 耕地の蒸発散, 畑地農業研究会 176 p. (内島善兵衛訳 1965年発行).
- Budyko, M. I. 1956: 地表面の熱収支, 河川水温調査会 (内島善兵衛訳, 1959年発行).
- Budyko, M. I., N. A. Yefimova, L. I. Zubenok, and L. A. Strokina 1962: The heat balance of the surface of the earth, Sov. Geogr. **3** (5), 3—16.
- Budyko, M. I., and L. S. Gandin 1965: On the theory of evaporation in the presence of vegetative cover, Soviet Hydrol. 1965 (3), 290—96.
- Chang, Jen-hu 1961: Microclimate of sugar cane, Hawaiian Planters' Record **56**, 195—225.
- Chang, Jen-hu 1965: On the study of evapotranspiration, Erdkunde XIX, 141—50.
- Covey, W., and M. E. Bloodworth 1966: Evaporativity and the second stage of drying of soil, J. Appl. Meteor. **5**, 364—65.
- Dale, R. F., and R. H. Shaw 1965: The climatology of soil moisture, atmospheric evaporative demands, and resulting moisture stress days for corn at Ames, Iowa, J. Appl. Meteor. **4**, 661—69.
- Davis, J.R. 1963: Relationship of can evaporation to pan evaporation and evaporatranspiration, J. Geoph. Res. **68**, 5711—718.
- Deacon, E.L., and W. C. Swinbank 1956: Comparison between momentum and water vapour transfer, Proceedings of the Canberra Symposium, Climatology and Microclimatology, Arid Zone Res. XI, 38—41.
- Denmead, O. T., and R. H. Shaw 1962: Availability of soil water to plants as affected by soil moisture content and meteorological conditions, Agron. J. **54**, 358—90. Slatyer and Denmead (1964) より引用.
- Dyer, A. J., and F. J. Maher 1965: Automatic eddy-flux measurements with the evapotron, J. Appl. Meteor. **4**, 622—25.
- Dyer, A. J., and W. O. Pruitt 1962: Eddy-flux measurements over a small, irrigated area, J. Appl. Meteor. **1**, 471—73.
- Ekern, P. C. 1966: Evaporation from bare Low Humic Latosol in Hawaii, J. Appl. Meteor. **5**, 431—35.
- Fedorov, S.F. 1965: Evaporation from forest and field in years with different amounts of moisture, Soviet Hydrol. 1965(4), 337—48.
- Gardner, W. R., and D. I. Hillel 1962: The relation of external evaporative conditions to the drying of soils, J. Geoph. Res. **67**, 4319—325.
- Gentili, J. 1953: Die Ermittlung der möglichen Oberflächen und Pflunzenverdunstung dargestellt am Beispiel von Australien, Erdkunde VII, 81—93.
- Griffiths, J.F. 1966: Another evaporation formula, Agr. Meteor. **3**, 257—61.
- Harbeck, G. E., M. A. Kehler, G. E. Koberg, and others 1958: Water-loss investigations—Lake Mead studies, U. S. Geol. Sur. Prof. Paper **298**, 100 p.
- Holmes, R.M. 1959: A modulated soil moisture budget, Mon. Wea. Rev. **87** 101—106.
- Holmes, R.M. 1961: Estimation of soil moisture content using evaporation data, in Proceedings of Hydrology Symposium No. 2—Evaporation, Toronto, 184—99.
- Hylckama, T.E.A. van 1966: Evaporation from vegetated and fallow soils, Wat. Res. **2**, 99—104.
- I. A. S. H. 1965: Symposium of Budapest—Representative and experimental areas, Vols. I and II.
- 五十嵐浩三, 1960: 降雨量および蒸発量の標準化について, 気象研究ノート **11**, 20—25.
- 榎根 勇, 1965: Penman の蒸発式の図的解法と水収支計算への応用について, 水利科学 No. 43, 61—68.
- 榎根 勇, 1966: 蒸発比を推定する一方法について 東京教育大学地理学研究報告 **X**, 1—16.
- King, K.M., C. B. Tanner, and V.E. Suomi 1956: A floating lysimeter and its evaporation records, Trans. Am. Geoph. Union **37**, 738—42.
- List, R. J. (ed.) 1963: Smithsonian Meteorological Tables, Smithsonian Institution, Washington, 351—59.
- McIlroy, I.C. 1964: The measurement of evaporation, in Water Resources Use and Management, Melbourne Univ. Press, 94—101.
- McIlroy, I. C. and Angus, D. E. 1963: The Aspendale multiple weighed lysimeter installation, CSIRO Div. Meteor. Physics Tech. Paper No. 14, 27 p. McIlroy (1964) による,

- McIlroy, I. C., and D.E. Angus, 1964: Grass, water, and soil evaporation at Aspendale, Agr. Meteor. **1**, 201—24.
- Marciano, J. J., and G. E. Harbeck. Jr. 1954: Mass-transfer studies, U.S. Geol. Sur. Prof. Paper **269**, 46—70.
- Marlatt, W.E., A.V. Havens, N.A. Willits, and G.D. Brill 1961: A comparison of computed and measured soil moisture under snap beans, J. Geoph. Res. **66**, 535—41.
- Mather, J.R. 1959: Determination of evapotranspiration by empirical methods, Trans. Am. Soc. Agr. Eng. **2** 35—38 and 43.
- Mather, J.R. 1950: Manual of evapotranspiration, Supplement to Interim Rep. No. 10, Micro-meteorology of the surface layer of the atmosphere, The Johns Hopkins Univ., Lab. of Climatology.
- Mather, J.R. 1962-1964: Average climatic water balance data of the continents, Part I Africa, Part II Asia (Excluding USSR), Part III U.S.S.R., Part IV New Zealand and Oceania, Part V Europe, Publications in Climatology, C.W. Thornthwaite Associates.
- Milthorpe, F.L. 1960: The income and loss of water in arid and semiarid zones, Arid Zone Res. XV, 9—36.
- Nebiker, W.A., and S. Orvig 1957: Evaporation and transpiration from an open lichen woodland surface, Extrait des Comptes Rendus et Rapport-Assemblée Générale de Toronto, Tom III, 379—84.
- 農林省振興局研究部, 1961: 農業気象ハンドブック, 養賢堂 p.55.
- Palmer, W.C., and Havens, A.V., 1958: A graphical technique for determining evapotranspiration by the Thornthwaite technique, Mon. Wea. Rev. **86**, 123—28.
- Palmer, J.H., E.S. Trickett, and E.T. Linacre 1964: Transpiration response of atriplex nummularia Lindl. and upland cotton vegetation to soil-moisture stress, Agr. Meteor. **1**, 282—93.
- Pasquill, P. 1949: Some estimates of the amount and diurnal variation of evaporation from a clay and land pasture in fair spring weather, Quart. J.R. Meteor. Soc. **75**, 249—56.
- Pelton, W.L. 1961: The use of lysimetric methods to measure evapotranspiration, in Proceedings of Hydrology Symposium No. 2-Evaporation, Toronto, 106—22.
- Penman, H.L. 1948: Natural evaporation from open water, bare soil and grass, Proc. R. Soc. London, **193** Ser. A, 120—45.
- Penman, H.L. 1963: Vegetation and Hydrology, Commonwealth Bur. Soil Sci. (Great Britain) Tech. Commun. **53**, 124 p.
- Philip, J.R. 1957: Evaporation, and moisture and heat field in the soil, J. Meteor. **14**, 354—66.
- Pruitt, W.O., and D.E. Angus 1960: Large weighing lysimeter for measuring evapotranspiration, Trans. Am. Soc. Agr. Eng. **3**, 13—5 and 18.
- Pruitt, W.O. 1963: Application of several energy balance and aerodynamic evaporation equations under a wide range of stability, in Investigation of Enrgy and Mass Transfers near the Ground including Influences of the Soil-plant-atmosphere System, Univ. of Calif., 107—24.
- Purvis, J.C. 1961: Graphical solution of the Penman equation for potential evapotranspiration, Mon. Wea. Rev. **86**, 192—96.
- Riley, J.J. 1966: The heat balance of class A evaporation pan, Wat. Res. Res. **2**, 223—26.
- Schneider, W.J., and G.R. Ayer 1961: Effect of reforestation on streamflow in Central New York, U.S. Geol. Sur. Water-Supply Paper **1602**, 61 p.
- Sellers, W.D. 1964: Potential evapotranspiration in arid region, J. Appl. Meteor. **3**, 98—104.
- Sellers, W.D. 1965: Physical climatology, University of Chicago Press, 272 p.
- 篠原武次, 1965: 流出率についての水文気象学的考察, 天気 **12** 174—75.
- Sibbons, J. L. H. 1962: A contribution to the study of potential evapotranspiration, Geografis. Ann. **44**, 279—92.
- Slatyer, R.O. 1956: Evapotranspiration in relation to soil moisture, Netherlands J. Agr. Soc. **4**, 73—76. Milthorpe (1960) による.
- Slatyer, R.O., and O. T. Denmead 1964: Water movement through the soil-plant-atmosphere system, in Water Resources Use and Management, Melbourne University Press, 279—89.
- Slatyer, R.O., and I.C. McIlroy 1961: Practical microclimatology, CSIRO Melbourne.
- Stanhill, G. 1957: The effect of differences in soil moisture status and plant growth—a review and analysis of soil moisture regime experiments, Soil Sci. **84**, 205—208.
- Stanhill, G. 1958: Evapo-transpiration from different crop exposed to the same weather, Nature **182**, p. 125.
- Sutton, O.G. 1949: The application of micro-meteorology of the theory of turbulent flow

- over rough surface, Quart. J.R. Meteor. Soc. **75**, 335—50.
- 鈴木清太郎, 1965: 水稲田の蒸発・蒸散・滲透分離実測法の種類, 水温の研究 **9**, 649—51.
- Sverdrup, H. L. 1937: On the evaporation from the oceans, J. Mar. Res. **1**, 1—14.
- Swinbank, W. C. 1951: The measurement of vertical transfer of heat and water vapour by eddies in the lower atmosphere, J. Meteor. **8**, 135—45.
- Tanner, C. W. 1960: Energy balance approach to evapotranspiration from crops, Proc. Soil Sci. Soc. Am. **24**, 1—9.
- Tanner, C. B., and V. E. Suomi 1956: Lithium chloride dewcell properties and use for dew-point and vapor-pressure gradient measurements, Trans. Am. Geoph. Union **37**, 413—20.
- Tanner, C. B., and W. L. Pelton 1960: Potential evapotranspiration estimated by the approximate energy balance method of Penman, J. Geoph. Res. **65**, 3391—431.
- Taylor, S. A. 1955: Field determination of soil moisture, Agr. Eng. **36**, 654—59.
- Taylor, R. J., and A. J. Dyer 1958: An instrument for measuring evapotranspiration from natural surfaces, Nature **181**, 408—409.
- Thornthwaite, C. W. 1948: An approach toward rational classification of climate, Geogr. Rev. **38**, 55—94.
- Thornthwaite, C. W., and B. Holzman 1937: The determination of evaporation from land and water surfaces, Mon. Wea. Rev. **67**, 4—11.
- Thornthwaite, W. C., and J. R. Mather 1955: The water balance, Publications in Climatology VIII(1), 86 p.
- Thornthwaite, C. W., and J. R. Mather 1957: Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and the water balance, Publications in Climatology X(3).
- Thornthwaite, W. C., W. J. Superior, J. R. Mather, and F. K. Hare 1961: The measurement of vertical winds and momentum flux, Publications in Climatology, XIV(1), 89 p.
- 徳野 武・花沢正男, 1958: 全国流量分布図, 電発調査資料 第19号, 37—53.
- Veihmeyer, F. J., and A. H. Hendrichson 1955: Does transpiration decrease as the soil moisture decreases, Trans. Am. Geoph. Union **36**, 425—48.
- Veihmeyer, F. J., and A. H. Hendrickson 1955: Rates of evaporation from wet and dry soils and their significance, Soil Science **86**, 61—67.
- Wang, J. Y., and S. C. Wang, 1962: A simple graphical approach to Penman's method for evaporation estimates, J. Appl. Meteor. **1**, 582—88.
- Webb, E. K. 1966: A pan-lake evaporation relationship, Jour. Hydrol. **4**, 1—11.
- Yamamoto, G., and J. Kondo 1964: Evaporation from lake Towada, 気象集誌 **42**, 85—96.
- Young, C. P. 1963: A computer programme for the calculation of mean rates of evaporation using Penman's formula, Meteor. Mag. **92**, 84—89.
- Ziemer, R. R. 1964: Summer evapotranspiration trends as related to time after logging of forests in Sierra Nevada, J. Geoph. Res. **69**, 615—20.

「混相流シンポジウム」要項

- 開催日: 昭和42年11月18日(土) 9.15~17.25
- 共催(順不同): 日本学術会議水力学・水理学研究連絡委員会, (交渉中のものも含む) 化学工学協会, 造船協会, 土木学会, 日本海洋学会, 日本機械学会, 日本気象学会, 日本建築学会, 日本航空学会, 農業土木学会,
- 会場: 土木学会講堂(東京都新宿区四谷1丁目, 外濠公園入口)
- 内容: (講演時間1題35分)

気液二相流研究の手法 石谷清幹(阪大)
管内の粉粒体と空気の二相流れ 森川敬信(阪大)

固液二相流の微細構造 日野幹雄(東工大)
水面の液体力学的挙動 西山哲男(東北大)
水力学・水理学関係の長期研究計画 植松時雄(阪大)
スラリーおよびエマルジョンの沸騰について 橋 藤雄(東大)
滴状凝縮熱伝達 岐美 格(京大)
混相流機械実用範囲拡大上の問題点 寺田 進(日大)
噴霧流に対する雰囲気の影響 棚沢 泰(東北大)
エアロゾル粒子粒度分布における平衡則 高橋幹二(京大)
深海における気泡噴流について 栗原道徳(長崎大)
総括 石原藤次郎(京都大)