

報 文

気候学的資料を用いた湖面蒸発量の推定法

古藤田 一 雄

I はしがき

地表面からの蒸発は日量はずかではあるが、年間を通して絶え間なく発生し、また、蒸発強度に大小はあるが、地表面のあらゆる場所からそれが生じている。このため、長期的な流域水収支の動態を明らかにする場合には、蒸発量のより精確な評価やその推定法の定式化が重要な課題となってくる。

水面からの地点蒸発量 (point evaporation) は、接水気層中の水蒸気の輸送理論に基づいて確立された蒸発式によって、かなりの精度で推定することができるが、多くの場合、推定すべき地域の接水気層における水文気象学的資料の制約によって、その精確な推定を困難にしている。一方、流域水収支や流域熱収支の解析という手法を応用して、蒸発量を、流域あるいは、ある程度広がりをもった水面全体からの時空間的に積算された蒸発量として推定することもできる。しかしこの方法は、蒸発に直接関与する要素以外に、関連する水文気象資料の項目の数が多いことや、これらの資料の精度が問題となってくる。

本報告は、流域水収支の研究の上で要求される広域水面からの蒸発量推定のための、精度の上でより信頼のおける蒸発式の改良を目的として、琵琶湖の蒸発量を検討した。この結果、接水気層の成層度 (安定比) を考慮することによって、より現実に近い蒸発量を推定できることが見出された

ので、成層度が蒸発に寄与する程度と両者の関係の経験的関数式を琵琶湖の水文資料を利用して決定した。

II 湖面蒸発量の推定に際する問題点

自然水面からの蒸発は、水面および接水気層の水文気象条件によって支配されるが、これらはまた、水面積の大小や水深などの要素で示される水体の規模によって大きな影響を受ける。同一の気候条件下におかれた水体の規模が異なる二つの湖からの蒸発量が、それぞれ同一の気候条件のもとにありながら、全く異なった季節変化で推移することもあり得る。

蒸発に及ぼす湖の特性は水体の規模の他に、湖へ流入する地表水・地下水・降水などに伴って搬入される移流熱や、逆に湖から搬出される移流熱によっても影響を受ける。掛流しの水田と止水の水田では水温が異なるが当然蒸発量も異なる。このことは水田よりも規模が大きい湖についても言える。しかしここでは問題を単純にするため、移流熱による蒸発への影響がない湖についての湖面蒸発を考えることにする。

図1は、伊藤・岡本 (1974) が、1968~1970年の3カ年の水文気象資料を用いて熱収支法によって求めた琵琶湖の月別平均蒸発量 E と、Yamamoto ら (1972) が、水面における熱収支方程式と水中における熱拡散方程式を解くことによって求めた琵琶湖の月別蒸発量 E_a の季節変化を図示

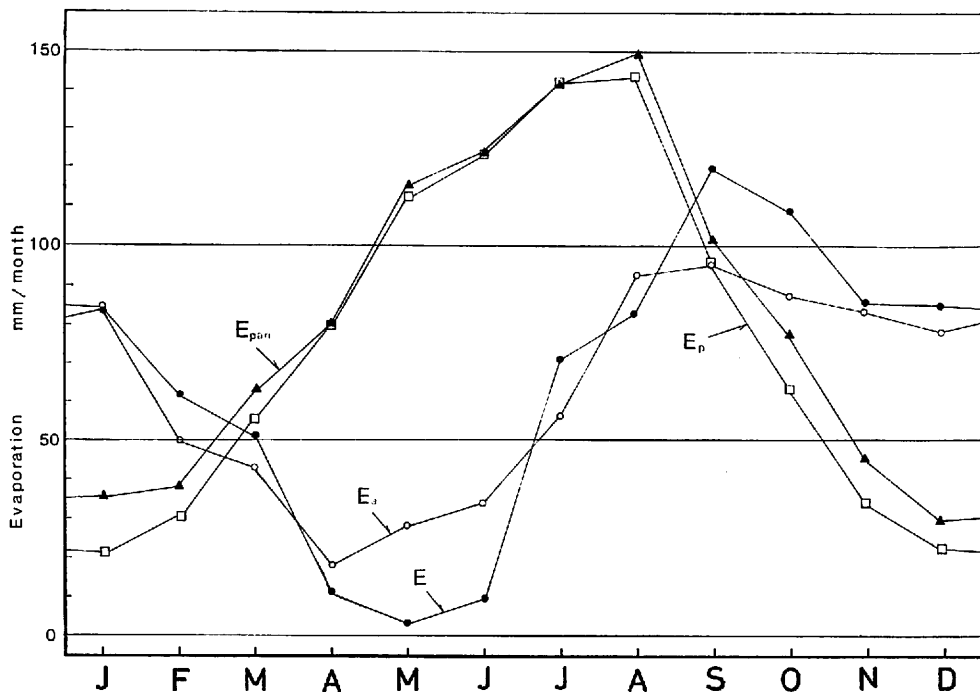


図 1 深い湖からの蒸発と浅い水体からの蒸発の比較

E……熱収支法による琵琶湖からの蒸発量 (伊藤・岡本, 1974), E_a……水面熱収支・水中熱拡散法による琵琶湖の蒸発量 (Yamamoto ほか, 1972), E_{pan}……蒸発計蒸発量 (彦根地方気象台資料, 1926~1935年より計算), E_p……ペンマンの浅い水体に対する可能蒸発量, 1926~1935年平均値).

したものである。これによってわかることは、琵琶湖のような深い水深を有する大湖からの蒸発量は、浅い水深を有する水面からの蒸発量と異なって、春～夏の水温上昇期には蒸発量が少なく、むしろ冬期に蒸発量が多いという結果が認められる。

図 1 には比較のため、1926~1935 年の 10 年間の気候資料を用いて、Penman (1963) の方法によって求めた浅い水面に対する月別可能蒸発量 E_p および、これと同じ期間の彦根地方気象台で観測された蒸発計月別蒸発量の平均値 E_{pan} を掲げてある。このように、蒸発量は水体の規模によって異なるので Penman 法によって代表されるような、比較的手に入り易い気候資料を利用して蒸発量を推定する方法や手間のかからない蒸発計蒸発量を利用して、水体規模の異なる他の水面か

らの蒸発量を推定する場合には、その前に慎重な手続きを要することがわかる。多くの場合、基準とした計算方法や測定方法によって得た蒸発量に対する問題としている水体からの蒸発量の比をあらかじめ求めておいて、必要とする時期の蒸発量を基準とした蒸発量から求めるという方法がとられている。この方法は長年月にわたる当該の蒸発量の平均値的な変化を知るためにはきわめて有効な手段であるが、多くの場合この比は月や、また同一の月でも年度によって変動するので、恒常的な定数とするわけにはいかないから、この比を利用して単年の月蒸発量を求める場合はかなりの誤差が出ることを覚悟しなければならない。

Yamamoto らおよび伊藤・岡本が求めたような方法は、現在のところ湖面からの実蒸発散を推定する最も実用的な方法の一つであると考えら

れるが、Yamamoto らの方法は水面熱収支および水中における熱拡散方程式を解くという手続きが必要である。伊藤・岡本らが行なった熱収支法は広く一般的に行なわれている解析方法の一つであるが、気象資料のほかに水中の貯熱量を計算するための水温および湖盆形態の資料が必要である。また移流熱が蒸発に大きく影響する可能性がある場合には、これを評価するための資料が必要となる。

湖面蒸発量を水文気候学的計算によって求める他の方法として、水蒸気圧力差を用いるいわゆるバルク法 (bulk aerodynamical method) が広く利用されている。この方法による蒸発式は、Dalton によってはじめて提出された式を原形としているため、ダルトン型の蒸発式とも呼ばれ、次のような一般式で示される。

$$E = f(u)(e_w - e_a) \quad (1)$$

ここに e_w , e_a は水面およびある高さにおける空気中の水蒸気圧で、 $f(u)$ は蒸発係数と呼ばれ、一般には風速の関数として求められている。

空気力学的なもう一つの方法としては、いわゆる傾度法がある。この方法による蒸発式の代表的なものは、Thorntwaite・Holtzman (1942) が提出した次式

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

があげられる。ここで ρ は水の密度、 κ はカルマン定数、 q_1, q_2 はそれぞれ高さ z_1 および z_2 における比湿、 u_1, u_2 は同じく z_1 および z_2 における風速である。

気層成層度の効果を考慮した蒸発式は、KEYPS 方程式¹⁾ から導かれる次式が示される。

$$E = \frac{\rho \kappa^2 (q_1 - q_2) (u_2 - u_1)}{\left[\ln \frac{z_2 - d + z_0}{z_1 - d + z_0} \right]^2 \varphi_*^2} \quad (3)$$

ここで、 d は地表面修正量、 z_0 は粗度係数、 φ_*^2 は気層成層度補正項を示す。他の記号は (2) 式で説明したものと同じである。 φ_*^2 は

$$\varphi_*^2 = (1 - 18 R_i)^{-1/2} \quad (4)$$

で示され、 R_i はグラディエント・リチャードソ

ン数である。傾度法による平均化期間としては一般に 15 分～60 分が採用されており、長期間にわたる蒸発量を求めようとする場合には膨大な観測資料を必要とする。また傾度法は一般に 2 点の高度を異にする位置での風速の観測が必要で、地表面あるいは水面の状態を特長づける d あるいは z_0 を評価しなければならない。湖面の場合、その粗度は湖面上を吹く風と関係があることは明らかであるが、多くの場合において、風が非定常なため、風との対応関係を見出すことは非常に困難である (Budyko, 1971)。

傾度法とバルク法による蒸発式を比較してみてもわかるように、蒸発係数のなかには、風速以外に、風速や比湿 (あるいは水蒸気圧) を測定した高度によって定まる物理量や、 d や z_0 などのような地表面の状態を特徴づける物理量などが含まれていると解釈される。これらの物理量が、自然界において測定により正しく求めることができれば、傾度法による蒸発量の推定は有力な手段となる。しかし自然界における複雑な非定常現象によって、これらの物理量を評価することが困難な場合には、傾度法によっても、バルク法によっても精度の上でそう大差のない結果が得られるであろう。

本報告は熱収支法とバルク法による湖面蒸発量を検討し、その結果に基づいて、気層成層度の効果を考慮した蒸発式について言及した、勿論完全なものとは言えないが、大方の御批判を得られれば幸甚である。

III 観測資料

琵琶湖は、北湖 (主湖盆) と南湖 (副湖盆) に区分され、前者の水面積および平均水深はそれぞれ 623 km² および 40.4 m で、後者のそれは、それぞれ 58 km² および 3.6 m となっている。したがって、両湖面からの蒸発は伊藤・岡本 (1974) が指摘しているようにならかなり異なるが、南湖の水面積は北湖のその約 10 分の 1、容積ではおよそ 140 分の 1 となっており、琵琶湖全体からの蒸発量から見れば、南湖からの蒸発量はそう大きな

表 1 琵琶湖の貯水量

深度区間 m	区間容積 10 ⁹ m ³	累加貯水量 10 ⁹ m ³
0~ 5	31	275
5~ 10	26	244
10~ 15	25	218
15~ 20	24	193
20~ 25	23	169
25~ 30	22	146
30~ 35	20	124
35~ 40	19	104
40~ 45	18	85
45~ 50	16	67
50~ 55	14	51
55~ 60	11	37
60~ 65	9	26
65~ 70	6	17
70~ 75	4	11
75~ 80	3	7
80~ 85	2	4
85~104	2	2

全容積 275×10⁹m³

面積 681 km²

平均水深 40.4 m

最大水深 104 m

割合を占めてない。そこで熱収支解析は北湖について行ない、これをもって琵琶湖全体からの蒸発量とみなした。使用した資料は次のとおりである。

水温：垂直水温の観測は滋賀県水産試験場で行なわれている定期観測資料を利用した。この観測は戦前から1964年までは、水面から20mまでの深度では、5m間隔、それ以深では10m間隔で測温が行なわれている。1965年以降は水面から湖底まで5m間隔で、サーミスター水温計によって測温されている。熱収支の計算期間は欠測のある年を除いたり、他の水文資料の準備などの関係もあって、結局、伊藤・岡本らが計算した1968~1970より1年だけ多い1968~1971年の4か年にとどまった。サーミスター水温計は転倒式温度計に比べて軽く、観測船が風によって流された時などは測定深度がずれることもあるが、ここでは

水温は所定の深度で測られたものとして計算を行なった。

気象資料：琵琶湖の気候を代表する基準点として、彦根地方気象台(35°16'N, 136°15'E)の気温・日照時間・雲量・風速・水蒸気圧などの観測値を使用した。気温および水蒸気圧の観測高度は地上1.2m, 風速は地上17.3mであった。

琵琶湖の深度別容積：国土地理院製作の縮尺1万分の1湖沼図によって求めた(表1)。

IV 熱収支法による蒸発量の計算

水面を通して大気と水体の間に交換される熱エネルギーは、その伝達形式からみると、放射、顕熱および潜熱によるものがある。このほかに河川水の流入出などに起因する移流熱の交換があるが、琵琶湖からの平均年間流出量40~50億m³に対して、琵琶湖の貯水容量は約270億m³で、前者は後者の2割に満たない程度なので、移流熱量も大きな影響を及ぼさないものと判断して、熱収支計算ではこれを無視することにした。また湖底と湖水の間で交換される熱量も無視し得るものとして取扱った。

以上のことを考慮して、一定期間に水面で交換される熱量は次式で与えることができる。

$$R_N = LE + H + \Delta Q_B \quad (5)$$

ここに、 R_N は水面を通して水体に吸収された正味の放射量(純放射量)、 LE は蒸発(または凝結)によって交換された潜熱量、 H は顕熱量、 ΔQ_B は熱収支計算期間における貯熱量変化を示す。

放射収支 純放射量は大気の上から水面に入射する波長0から ∞ までの全放射量と、水面から上方に射出される全放射量の差として求められる。純放射量は純放射計によって直接測定することができるが、ここではそのような測器が利用できない場合を考慮して、短波長放射量と長波長放射量を気候学的資料から計算して求めるという方法をとった。

水体に吸収される短波長放射量 R_s は、Savinov-Angström式を利用した。

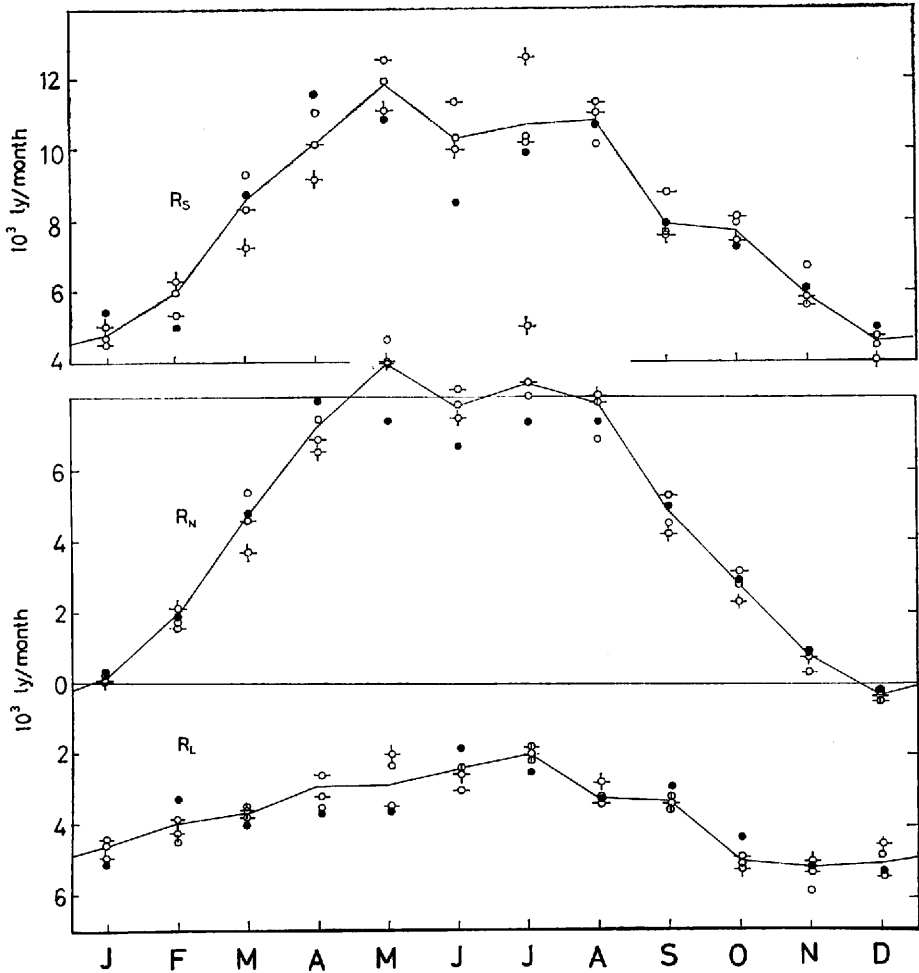


図2 正味短波放射量 (R_s)・純放射量 (R_n)・有効放射量 (R_L) の月別推移

○印 1968年, □印 1969年, ◇印 1970年

●印 1971年, 実線は1968~1971年の平均値。

以下, 図3~図8の記号はすべて同じである。

$$R_s = (1 - \alpha) [1 - (1 - \beta)n] Q_0 \quad (6)$$

ここに Q_0 は晴天時の全短波放射量, α は水面の反射率 (アルベド), β は緯度によってきまる経験定数, n は雲量 (0~1) である。 β の値は Budyko (1971) によれば, 北緯 35° 付近で 0.32 の値をとる。 α は太陽高度によって異なるが, 水面に対する日平均値としては 6~10% の範囲で季節変化をする。 Q_0 および α の値は Budyko (1971) が掲げた表の値を利用した。

水面から天空に射出される長波放射量 R_L^\uparrow と

天空から下向きに水面に到達する長波放射量 R_L^\downarrow の差は有効放射量とも呼ばれる。有効放射量 R_L は次式によって示される。

$$R_L = R_L^\uparrow - R_L^\downarrow \quad (7)$$

通常の水面では, R_L^\uparrow は R_L^\downarrow に対して大きい値をとるので, この正味の長波放射量は水面から天空へと放出されているのが一般的である。 R_L の算定については, Kondo (1967) の詳細な研究があるので, 日本における適用性の良さを考慮して, 次式で示される Kondo 式を利用した。

$$R_L = \varepsilon[\delta T_s^4 - \delta T^4 \{1 - (0.49 - 0.066 \sqrt{e})c^*\}]$$

$$c^* = 1 - 0.53(1 - 0.0095e)(n + 0.5n^2)$$

(8)

ここで T_s , T はそれぞれ水面および地表面上の一定高度における温度 (絶対温度 °K), δ は Stefan-Boltzman 定数 ($8.14 \times 10^{-11} \text{ ly} \cdot \text{min} \cdot \text{deg}^4$), e は空気中の平均水蒸気圧 (mb), n は雲量 (0~1 単位), ε は黒体放射と表面放射の比で表わされる射出係数で, ここでは $\varepsilon = 0.95$ として計算した。以上の放射式をまとめると, 純放射量 R_N は次式によって求めることができる。

$$R_N = R_S - R_L \quad (9)$$

図2は彦根地方気象台の資料をもとにして計算した1968~1971年の R_S , R_L および R_N の月別熱量の推移を図示したものである。実線はそれぞれの値の4年間の平均値を結んで描いたものである。 R_S は4 K ly/month から12 K ly/month の範囲で, R_L は2 K ly/month から5 K ly/month の範囲で季節変動をしている。この結果, 水面を通して入射する正味の放射量は冬季のほぼ0 ly/month から, 夏季の最大値9 K ly/month の間で季節変動をくりかえしている。4年間を平均した年間純放射量は55 K ly/year となっている。

貯熱量変化 湖水の貯熱量変化の計算は, 彦根から舟木崎を見通す縦断線に沿うI~Vまでの5測点において, 深度区間毎に測温された垂直水温観測値の深度別平均値を利用して行なった。

微小時間 δt における水温変化を $\delta \theta$ とすると, 貯熱量変化 ΔQ_B は次式で示される。

$$\Delta Q_B = \int_0^{\text{Bottom}} C_w \cdot \rho_w \frac{A(z)}{A(o)} \frac{\partial \theta}{\partial t} dz + B'$$

(10)

ここに, C_w , ρ_w はそれぞれ水の比熱および密度, $A(o)$, $A(z)$ はそれぞれ湖の表面積 ($z=0$) および深さ Z における湖面積, B' は湖への流入や, 湖からの流出による移流熱量を表わす。

実際の計算手続きとしては, 次のような方法をとった。すなわち, $C_w=1$, $\rho_w=1$ とし, 移流熱は無視し得るものとして $B'=0$ とおき, 水面積

は水位の変動に伴って変わるが, $A(o)=681 \text{ km}^2 = \text{const.}$ とした。水温については, 観測層間の間隔が0.5 mなので $\partial z \doteq \Delta z = 0.5 \text{ m}$ をとり, 観測期間は約1カ月なので $\partial t \doteq \Delta t = 1 \text{ 月}$ にとり, 月間長によって日数を補正した。水温変化は期間 Δt の水温変化として, 水温の観測時が月央の15日前後なので, これを月始めの水温から月末の水温の変化に補正した。その手続きは次のようにして行なった。いま, 深度 z_1 , z_2 間の厚さ $\Delta z (= z_2 - z_1)$ を有する水層の月の水温変化を $\Delta \theta_{l,z}$ とすると,

$$\Delta \theta_{l,z} = \frac{(\theta_{t-1,z_1} + \theta_{t+1,z_2}) - (\theta_{t-1,z_1} + \theta_{t-1,z_2})}{4}$$

$$= \frac{(\theta_{t+1,z_1} - \theta_{t-1,z_1}) + (\theta_{t+1,z_2} - \theta_{t-1,z_2})}{4}$$

(11)

で計算される。ここで θ_{t+1,z_1} , θ_{t+1,z_2} は, それぞれ t 月の翌月 ($t+1$ 月) の深度 z_1 および z_2 における水温, θ_{t-1,z_1} , θ_{t-1,z_2} は, t 月の前月 ($t-1$ 月) の深度 z_1 および z_2 の水温を示す。

以上の手続きを経て計算した貯熱量変化の月別推移が図3に示されている。

貯熱量変化は, 3月から8月までは符号が正で, この期間は水中への熱貯留が行なわれている。その蓄積熱量は1968~1971年の平均で約32 Klyとなっている。夏季に蓄積されたこの貯留熱は9月から翌年の2月末までに放出されて, 1年間を単位とするとこの貯熱量変化はゼロになる。

顕・潜熱伝達量 (顕熱+潜熱) 伝達量は(5)式を利用して求めることができる。 H と LE を分離するには次のBowen比を利用する。

$$R = \frac{H}{LE} = \frac{C_p P}{0.622 L} \frac{K_h (T_s - T_a)}{(e_s - e_a)}$$

(12)

ここに K_h , K_w はそれぞれ顕熱および潜熱の拡散係数, T_s , T_a はそれぞれ水面および地表面一定高度における温度 (°C), e_s , e_a はそれぞれ水面および一定高度における水蒸気圧 (mb), C_p は空気の比熱 (cal/g°C), P は大気圧 (mb), L は

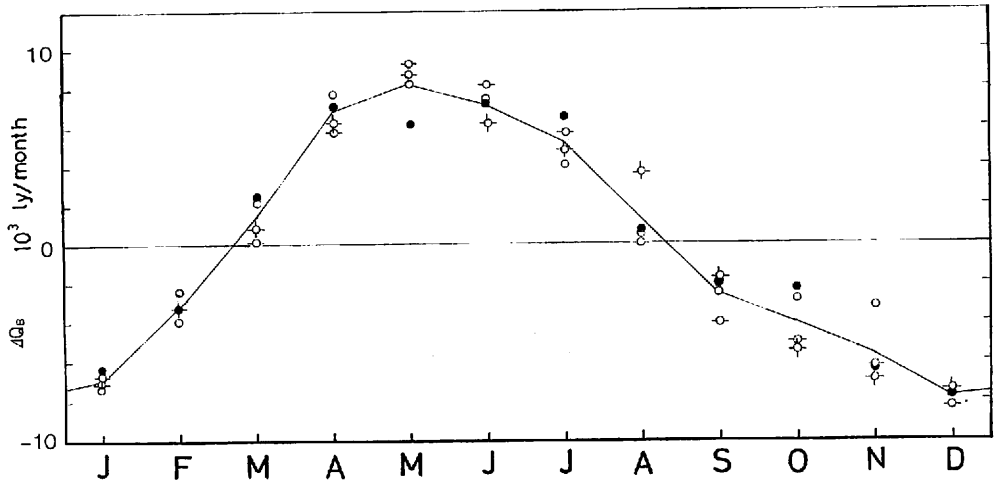


図3 貯熱量変化 (ΔQ_B) の月別推移

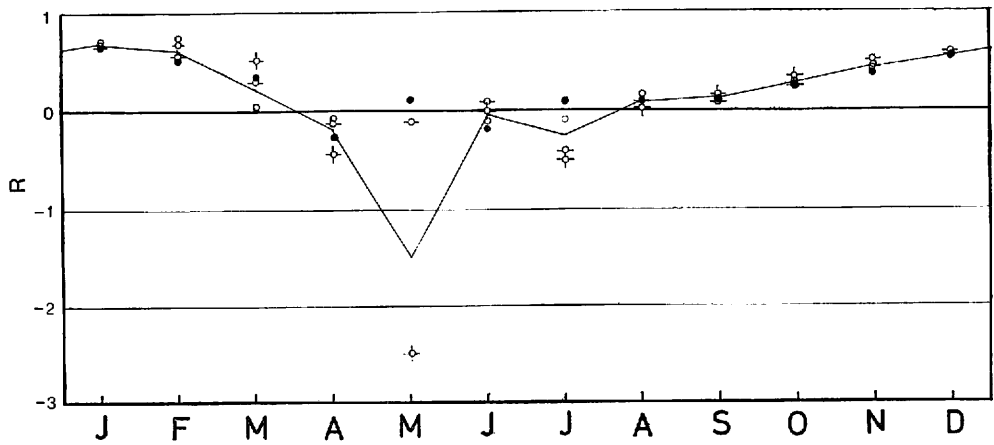


図4 ボウエン比 (R) の月別推移

蒸発の潜熱 (cal/gr) を示す。

いま、 $C_p=0.24 \text{ cal/g}^\circ\text{C}$, $P=1013 \text{ mb}$, $L=590 \text{ cal/gr}$ とし、 $K_w \approx K_h$ を仮定すると、(12)式は次のように表わすことができる。

$$R = 0.66 \frac{T_s - T_a}{e_s - e_a} \quad (13)$$

蒸発量 E_B は、上式と (9) および (12) 式を参照して、

$$E_B = \frac{R_N - \Delta Q_B}{L} (1 + R) \quad (14)$$

によって求めることができる。ここで E_B の添字 B は、熱収支法によって計算した蒸発量というこ

とを意味する。

図4はボウエン比の月別変化を示したものである。これによると5月のボウエン比は年度により著しく変動をしているが、これを除くと一般的傾向として4~7月のボウエン比は0~-0.2程度の値を示している。

図5および、図6は、それぞれ $(H+LE)$ および E_B の月別変化を示したものである。図を見てわかるように、年間を通して蒸発量が少ない時期は4~6月で、20 mm/month 以下となっている。蒸発量が最も少ない月は5月で、殆んどゼロとなっており、年度によっては凝結による受熱が

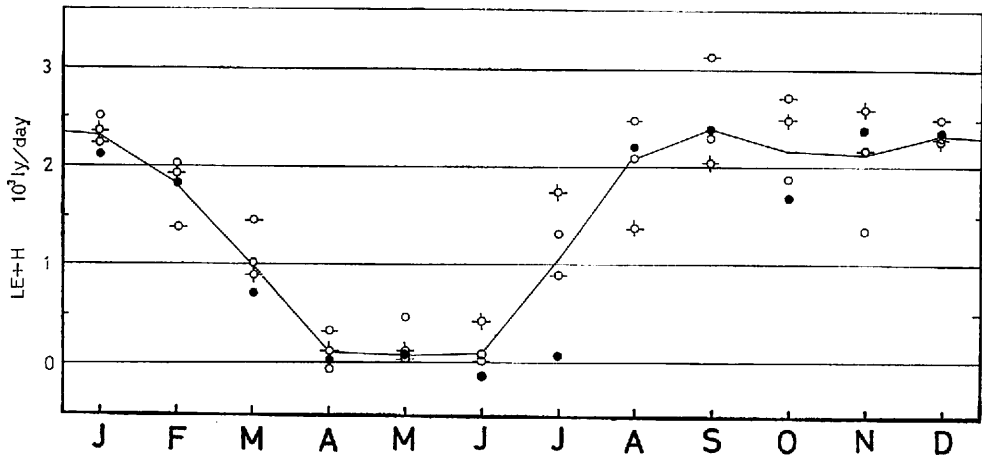


図5 (顕熱+潜熱) 伝達量の月別推移

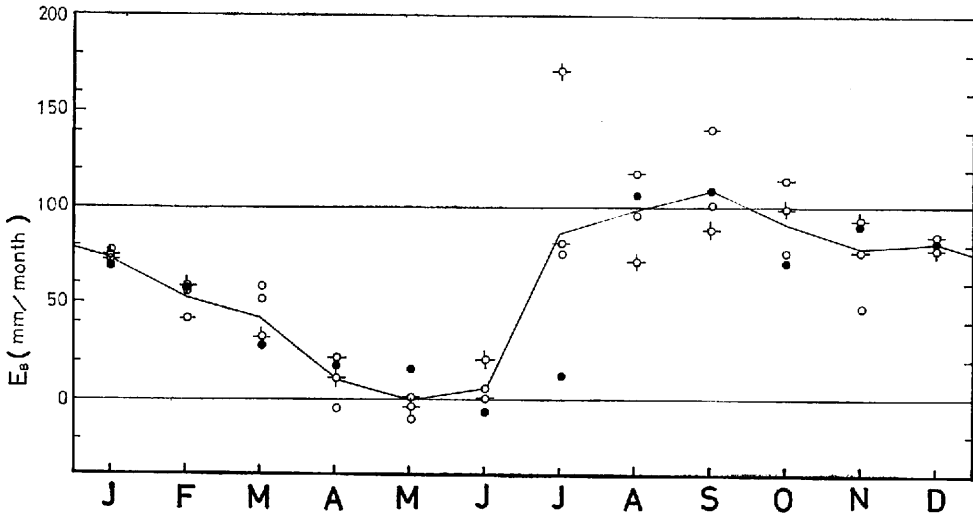


図6 蒸発量(熱収支法)の月別推移

行なわれているようである。蒸発が最大になる月は9月で、その平均値は 110 mm/month となっている。このように、蒸発量が春・夏季に少なく、むしろ秋・冬季に多いという、深い湖における蒸発量の季節変化の特性は、Wisler and Brater (1949) がすでに指摘しているところであるが、このことは日本各地の深湖でも認められている(新井・西沢, 1974)。

V ダルトン型蒸発式による蒸発量

湖面蒸発量をを簡単に求める式として、(1)式

で示されるような Dalton 型の蒸発公式が広く利用されている。この式の蒸発係数 $f(u)$ は次のようにして決定した。

図7は、琵琶湖における $E_N/(e_s - e_a)$ と、 u の関係を図示したものであるが、3~6月の値は両者の間に認められる一般的傾向線の下方に位置してバラツキを大きくしているように見える。一般に、春から初夏にかけては気温と水温の差は小さく、水と接触している空気を含湿薄層は安定度が大きくなる。このような場合には蒸発に対する風の効果の一部が打消されて、通常の場合よりは

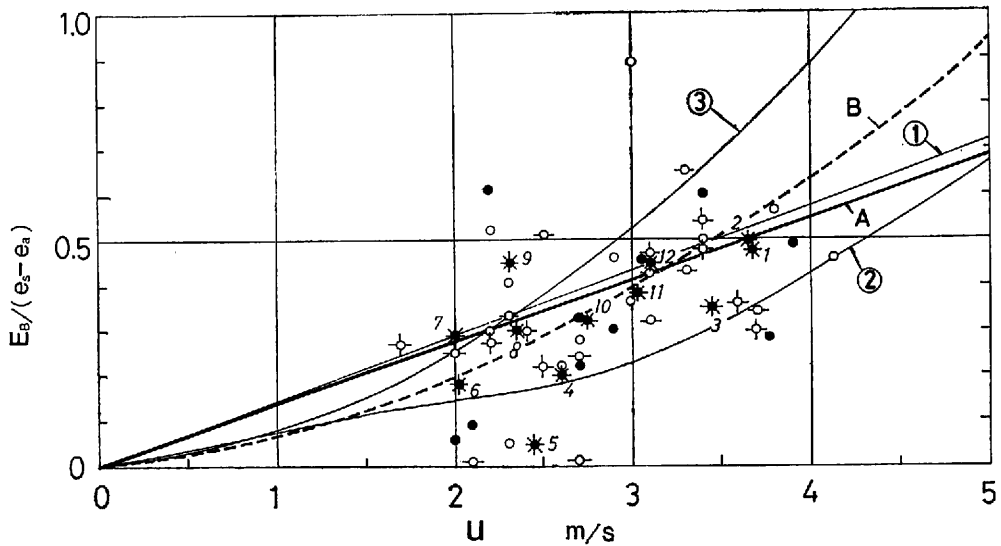


図7 風速と $E_B/(e_s - e_a)$ の関係

★印は 1968～1971 年の平均値, 他の印は図2と同じ。A…… $E=0.136 u (e_s - e_a)$, B…… $E=0.087 l^{-0.1} u^{1.7} (e_s - e_a)$, ①……Jacobs の蒸発式, $E=0.143 u (e_s - e_a)$, ②……山本・近藤の式 (1964), ③……近藤・渡辺の式 (1969). E の単位は mm/day, u は m/sec, e_s, e_a は mb 単位。

表2 平均値のとり方による蒸発係数の差異

平均化期間	蒸発係数 $f(u)$	標準偏差 σ
12か月 (1～12月)	$0.121 u$	0.044
10か月 (7～4月)	$0.136 u$	0.028
9か月 (7～3月)	$0.142 u$	0.023
7か月 (8～2月)	$0.141 u$	0.024

蒸発量が減少すると考えられるが, ここでは, このような気層成層度の効果を見逃し得るものとして求めた蒸発係数を表2に示す。

1～2月の12カ月の値から係数 $f(u)$ を定めると $f(u)=0.121 u$ になるが, 5・6月の値を除いた10カ月の値で計算すると $f(u)=0.136 u$ となる。同様にして4～6月の値を除いた9カ月の値で計算した係数は $f(u)=0.142 u$ となった。これらの結果から, 冬季の適合性を良くすると蒸発係数の値は大きくなり, その係数を利用して計算した蒸発量は夏季の蒸発量を過大評価する恐れがあるということがわかる。計算された蒸発係数のどの値を採用するかについては研究者により異なるが,

ここでは5・6月の極端に小さい値を除いた7～4月の10カ月の資料により得た次式

$$f(u)=0.136 u \quad (15)$$

を, 琵琶湖に対する蒸発係数とした採用した。蒸発係数はIIで述べたように, 風速のほか, 風速や水蒸気圧を測定した高度, 湖の規模によっても異なるので, このことを念頭に入れて, 他の研究者によって得られた結果の一部と比較してみる。

Jacobs (1942) は海洋における値として, $f(u)=0.143 u$ を得ている (図7の細線①が), u および e の測点高はともに6mである。この関係は筆者が得た蒸発係数よりもやや大きい, きわめて近似している。山本・近藤 (1964) は, 十和湖の日平均蒸発量として図7の細線②で示されるような関係を提案しているが, これは琵琶湖のmm/day単位で表現した月平均蒸発量のほぼ下限を示している。近藤・渡辺 (1969) は, 水面での潜熱交換量として次式

$$LE=4.6 l^{-0.1} u^{1.8} (e_s - e_a) \quad (16)$$

を提示している。ここに LE の単位は ly/day, u

は平均風速 (m/sec), l は湖の平均的スケール (km 単位), e_s, e_a の単位は mb である。

琵琶湖の水面積を $A=681 \text{ km}^2$ として $l=2\sqrt{A/\pi}$ によって $l \approx 30 \text{ km}$ とし, $L=590 \text{ cal/gr}$, e_s および e_a の単位を mb, E を mm/day の単位した曲線が, 図7の細線③で示されている。この関係は琵琶湖で得られた結果のほぼ上限にくる。

(16)式と同じ形の蒸発式の係数を琵琶湖の資料に基づいて決めると次式のようになる。

$$LE=3.8 l^{-0.1} u^{1.7} (e_s - e_a) \quad (17)$$

ここで上式の諸数値の単位は (16) と同じである。定数 3.8 は近藤・渡辺が与えた定数の 0.8 倍程度になっているが, 風速にかかる乗数 1.7 は近藤・渡辺の 1.8 乗よりもやや小さくなる。

(17) 式は, E を mm/day, e_s および e_a を mb, u を m/sec の単位で表わすと,

$$E=0.087 l^{-0.1} u^{1.7} (e_s - e_a) \quad (17')$$

に書きかえられる (図7のB線)。

VI 安定度を考慮した蒸発式

琵琶湖で得た $E_B/(e_s - e_a)$ の値は, 前章で触れたように, 3~6月の値が他の月の値に比べて低目にあらわれており, このことがダルトン型蒸発式による蒸発量の適合度を悪くさせる原因となっている。これは E_B の算定にあたって移流熱を無視して計算した結果とも考えられるが, 琵琶湖の年間流出入水量は琵琶湖の貯水量に比較すれば数%に過ぎず, また流入出の水温差を 30° とし, 流量によってもたらされる熱量は他の熱収支項に比べて数%にすぎない。伊藤・岡本(1974)は, 北湖と南湖の間の交流に伴って交換される移流熱量が, 南湖の熱収支, したがって蒸発量に大きな影響を与えると指摘しているが, 北湖に対する移流熱の影響は, 湖面を通して行なわれる熱収支に比較して, 数%に相当するに過ぎないと述べている。したがって琵琶湖全体からの蒸発を考える場合には, 移流熱を無視して北湖の蒸発量をもって代表させても, そう大きな誤差は生じない

ものと考えられる。

蒸発は, 接水気層の成層度によっても影響を受けることが知られている。そこで蒸発に及ぼす成層度の影響を検討してみる。

接地気層の成層度に関係する基本量としては, Monin-Obukhov が導いた Stability length が知られているが, ここでは気候学的資料の利用という点を考慮して, 流れの場合全体の成層度を示すグローバル・リチャードソン数 R_g を導入する。

$$R_g = \frac{gh}{T_0} \frac{\Delta\theta}{u^2} \quad (18)$$

ここで, T_0 は流れの場の平均温度 (絶対温度), g は重力の加速度, h は流れの場の特徴的な長さ, $\Delta\theta$ は h の間の温位差, u は流れの場の代表的風速を示す。

いま, 接水気層内のあまり高くない高度に h を定めると, 温位 $\theta = T(P_0/P)^{(\gamma-1)/\gamma}$ (P_0 : 基準気圧, P : 大気圧, $\gamma=1.4$) は $\theta \approx T$ とおけるので, (18) 式は書きかえて

$$\zeta = \frac{T_0 R_g}{gh} \approx \frac{T_s - T_a}{u^2} \quad (19)$$

で示すことができる。ここに T_s は水面温度, T_a は高度 h における気温を示す。 ζ は安定比とも呼ばれる。

琵琶湖における安定比 ζ および ζ と $E_B/u(e_s - e_a)$ の関係²⁾ を図8 および図9に示す。値は1968~1971年の平均値で示されている。図9からわかるように気層が不安定 (安定比の符号は正) は8月から翌年の2月までの秋・冬で, 気層が安定な時期は3~7月の春・夏となっている。そして安定期の値はかなりバラツキがあるが, 安定の度合いが強くなるに従って $E_B/u(e_s - e_a)$ は漸減し, 逆に不安定の状態が強くなるに従って $E_B/u(e_s - e_a)$ の値は増大し, やがし一定値に漸近するように見える。この両者の関数関係については, 得られた資料の観測精度や観測数が十分でないこと, および理論的な解析が不十分であるため, なお検討を要するが, 次式で示されるような logistic curve によって近似できるようである。

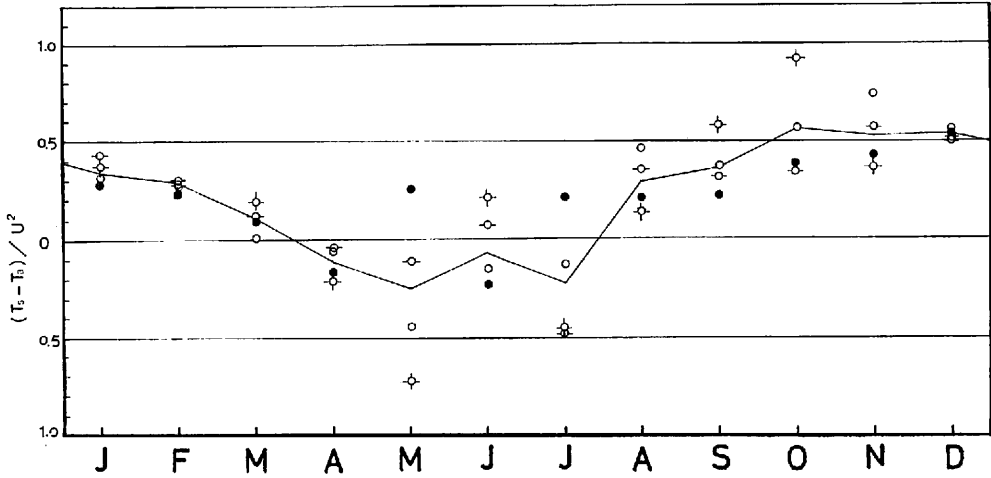


図 8 安定比 $(T_s - T_a)/u^2$ の月別推移

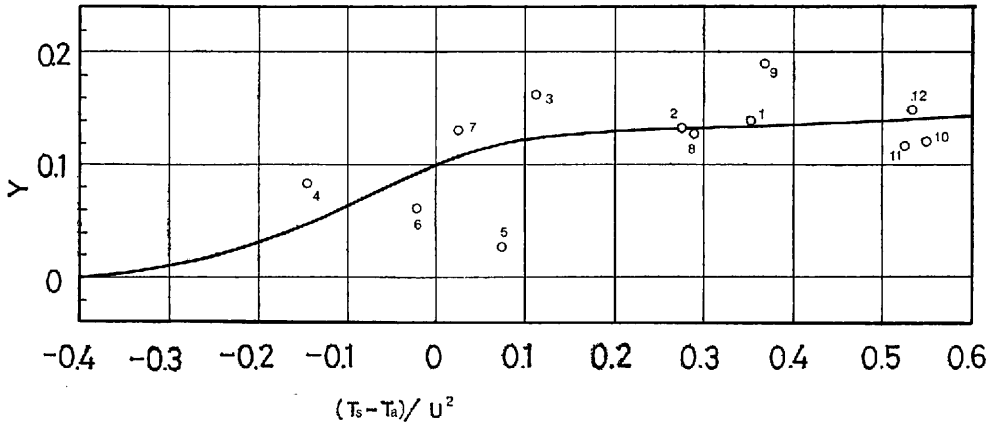


図 9 安定比と $E_B/u(c_s - e_a)$ の関係

ここで $Y = E_B/u(c_s - e_a)$, 安定比 $= (T_s - T_a)/u^2$ を示す。数値は 1968~1971 年の平均値。但し 7 月の値は 1969・1970 年の値を除いた平均値。

$$Y = \frac{K}{1 + e^{\phi(\zeta)}} \quad (20)$$

$$Y = E_B/u(c_s - e_a)$$

ここで、 $\phi(\zeta) = a_0 + a_1\zeta + a_2\zeta^2 + \dots + a_m\zeta^m$, K は $\zeta \rightarrow \pm\infty$ のときの Y の極値, e は自然対数の底を示す。 $\phi(\zeta)$ は簡単のため次の 1 次式

$$\phi(\zeta) = a_0 + a_1\zeta \quad (21)$$

で与え、 $e^{a_0} = m$, $a_1 = -a$ とおくと (21) 式は

$$Y = \frac{K}{1 + m \exp(-a\zeta)} \quad (22)$$

で表わすことができる。この関数は $a > 0$ ならば

$\zeta \rightarrow +\infty$ のとき、 $Y \rightarrow K$ に、 $\zeta \rightarrow -\infty$ のとき、 $Y \rightarrow 0$ に収斂する。

logistic curve は非線型であるため、その係数を直接、最小自法で推定することはできないが、Hotelling の方法によって a , K , m の係数を定めることができる (岸根, 1969)。

琵琶湖で得た資料はかなりのバラツキがあり、この方法によって係数を決めることにはやや問題があるかも知れないが、本報告では次のような手続きによって数値を平均化して a , K , m の値を決定した。すなわち、 ζ に対する Y の値として

表 3 各種計算法による湖面蒸発量の比較

蒸発量	月	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	年
E_B (mm/month)		73.5	53.8	42.8	11.1	1.2	5.4	44.6	98.9	111.0	90.8	77.7	81.5	692
E_S (")		70.8	55.4	39.9	13.5	19.6	18.3	38.6	102.7	81.6	102.7	89.6	74.9	706
E_D (")		71.1	56.1	42.1	28.3	31.2	33.3	52.1	106.7	82.0	102.5	89.3	74.5	769

注 E_B : 熱収支法 (14) 式によって計算した蒸発量。 E_S : 安定度を考慮した蒸発式 (23) 式によって計算した蒸発量。 E_D : 安定度を考慮しないダルトン型蒸発式 (1) 式によって計算した蒸発量。

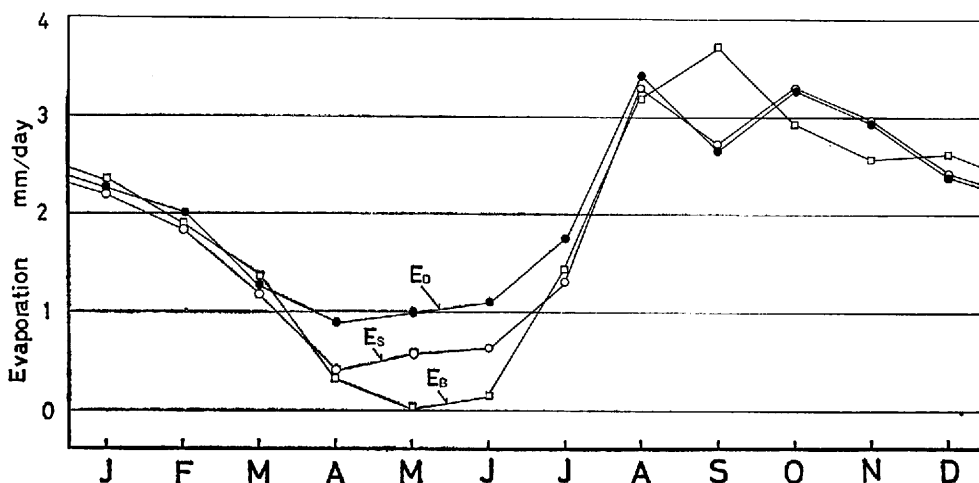


図 10 各種計算法による湖面蒸発量の比較

E_D ……安定度を考慮しないダルトン型蒸発式 (1) 式によって計算した蒸発量, E_S ……安定度を考慮した蒸発式 (23) 式によって計算した蒸発量, E_B ……熱収支法 (14) 式によって計算した蒸発量。

は, $\zeta \pm 0.05$ の範囲内にある Y の値の平均値で代用し, $\zeta=0$ に対する Y の値として 3・7月の Y の値の平均値を用いた。 $\zeta=0.3$ に対する Y の値は, この原則からはずれが, 資料数が少ないので 1・2・8・9月の Y の平均値をもって代用した。 $\zeta=0.2$ に対する Y の値のように観測値が欠除しているところは, 両隣の Y 値の算術平均値で補間した。このようにして曲線を平滑化した上で求めたそれぞれの係数の値 $K=0.137$, $a=10.5$, $m=0.375$ を (22) 式に代入し, 蒸発式の形に書きかえると

$$E = \frac{0.137 u (e_s - e_a)}{1 + 0.375 \exp(-10.5 \zeta)} \quad (23)$$

$$\zeta = (T_s - T_a) / u^2$$

が得られる。上の式から安定比ゼロの時の蒸発量は $E=0.137 u (e_s - e_a)$ となる。そして蒸発係数は不安定の状態が強まるにつれて 0.137 に漸近する。

気層の安定度を考慮した蒸発式 (23), 蒸発係数を $f(u)=0.136 u$ としたダルトン型蒸発式 (1) および熱収支法による蒸発式 (14) によって計算したそれぞれの蒸発量 E_S , E_D および E_B の月量値を表 3 に, 日量値を図 10 で示してある。

安定度を考慮しない蒸発量 E_D は, 春～夏に過大評価されるが, 安定度を考慮した蒸発量 E_S はその点のある程度解消し, 熱収支法で得た値 E_B に接近している。

本研究は文部省科学研究費 (1972 年度, 代表者: 堀江正治) の一部を使用した。また, 堀江正治氏には種々

有益な御指示を得た。ここに謝意を表す次第であります。

注

- 1) K-Kazansky, E-Ellison, Y-Yamamoto, P-Panofsky, S-Sellers の各研究者の頭文字をとって名付けられた。(Lumley and Panofsky, 1964)
- 2) この計算の結果、1969年と1970年7月の値だけが、安定比が負であるにもかかわらず、 $E_B/(e_s - e_a)$ の値がそれぞれ異常に大きい1.0および2.1というような値を出した。これは水温気温差、水蒸気圧差が非常に小さいため、わずかな測定誤差が計算結果に大きな影響を与えたものと考えられ、この両月の測定値は信頼性とばしいと考へて、7月の値は1968年と1971年の値のみを使用することにした。表3および図9の7月の数値はすべて1969年と1971年の数値のみの平均値で計算したものである。

文 献

- 新井 正・西沢利栄(1974)：『水温論』、共立出版株式会社、292 P.
- 伊藤克己・岡本 巖(1974)：びわ湖における水温の変動(VIII)―熱収支と南北両湖の交流― 陸水学雑誌, 35, 127~135.
- 近藤純正・渡辺 烈(1969)：深い湖の水温鉛直分布

と蒸発の季節変化、国立防災科学技術センター研究報告, No. 2, 75~88.

- 岸根卓郎(1969)：『理論応用統計学』、養賢堂、600 P.
- Budyko, M. I. (1971)：『気候と生命』(上)(内島善兵衛・岩切敏訳)、東京大学出版会、246 P.
- Jacobs, W. C. (1942)：On the energy exchange between sea and atmosphere, Jour. Marine Res., 5, 37-66.
- Kondo, J. (1967)：Analysis of solar radiation and downward long-wave radiation data in Japan, Soci. Rep. Tohoku Univ. Ser. 5, Geophys., 18, 91-124.
- Lumley, J. L. and H. A. Panofsky (1964)：The structure of atmospheric turbulence, Willey, New York, 239 p.
- Penman, H. L. (1963)：Vegetation and Hydrology, Commonwealth Agricultural Bureaux, 124 p.
- Thorntwaite, C. W., B. Holtzman (1942)：Measurement of evaporation from land and water surface, USDA Tech. Bull., 817, 75 p.
- Wisler, C. O. and E. F. Brater (1949)：Hydrology (五十嵐正次訳『水文学入門』彰国社 302 P.) Willey, New York.