

月平均気温・月降水量より蒸発散量を推定する式*

高橋 浩一郎**

要旨

月平均気温、月降水量から蒸発散量を推定する Thornthwaite の式は適用範囲が狭いので、降水量、蒸発散量が最大水蒸気圧に比例するという仮定を入れ、より広い範囲で成り立つ実験式を求めた。この式の精度を吟味するため、式から推定される蒸発散量、 $P-E$ 比を、実測の蒸発量、気候状態などと比較してみた。

1. はじめに

水収支の問題を考察する場合、一番難しいのは、蒸発散量の推定である。これについては、気候分類と関連し、Thornthwaite が研究した結果がある。それによると、月降水量を P 、蒸発散量を E 、気温を T とするとき、

$$\frac{P}{E} = 0.164 \left(\frac{P}{T+12.2} \right)^{10/9} \quad (1)$$

なる関係式が成り立つ (Haurwitz, 1944)。ただし、 P 、 E は mm/month、 T は $^{\circ}\text{C}$ で表わす。そして、 P/E の値は、その地点の気候の特性を表わす一つの重要な指標となる。

この式は気候分類などで重要な位置を占めているが、いくつかの問題点がある。一つはこの式からみると、降水量が少ない場合、蒸発散量が降水量より大きくなるが、これは陸上では不自然である。この点では、(1) 式は水面からの蒸発散量を表わし、ポテンシャルと解釈される。つぎは、気温がいちじるしく低い場合には右辺括弧内は負となり、式の意味がおかしくなる。すなわち、(1) 式の通用できる範囲は狭い。

そこで、この式を改良し、気温の範囲を広げた場合、陸地の蒸発散量などを推定する場合の式を少しく考察してみた。

2. 蒸発量の実測による蒸発散量推定の実験式

さて、この問題を考える場合、一番の基礎になるのは、実際の蒸発散量の値である。この値の測定は非常に難しく、エネルギー法、乱流法などから推定するのが信

頼性が高いと思われるが、ここでは、一応大型の蒸発計による観測値をとることとした。その信頼性には問題はあるが、気温、降水量の広い範囲にわたっての実測があるからである。すなわち、日本および世界各地の気候表 (Landsberg) から、月平均気温、月降水量、月蒸発量を抜き出し、横軸に気温、縦軸に降水量をとって、蒸発量の値を記入してみた。第 1 図がその結果である。

これを見るとわかるように、かなりのバラツキがある。この値は月平均値であり、同じ気温、降水量でも、日々の天気はいろいろな場合があるので、蒸発量は必ずしも一致しないからであろう。しかし、図の数値を見ると、概略の値は似ており、明らかに Thornthwaite の式が示すように、気温が高くなると蒸発量が増し、降水量が増すと蒸発量が減る傾向がはっきりみえる。

そこで、この広い範囲について成り立つ実験式を求めようとする。すなわち、相対湿度はふつう気候的にはいちじるしく違うことは少ないので、蒸発量は飽和水蒸気圧と比例するとする。つぎに、降水量は、大気中の水蒸気量に比例するであろうから、これも飽和水蒸気圧に比例するとする。一方、飽和水蒸気圧 e_m と気温 T との間には、

$$e_m = 4.53 \exp \left(\frac{17.2 T}{235 + T} \right) \quad (2)$$

なるマグヌスの式が成り立つことが知られている (岡田, 1939)。ただし、 e_m は mmHg で表わし、 T は $^{\circ}\text{C}$ で表わす。

これらの仮定のもとに、蒸発散量 E はつぎのような実験式で表わされると想定してみた。

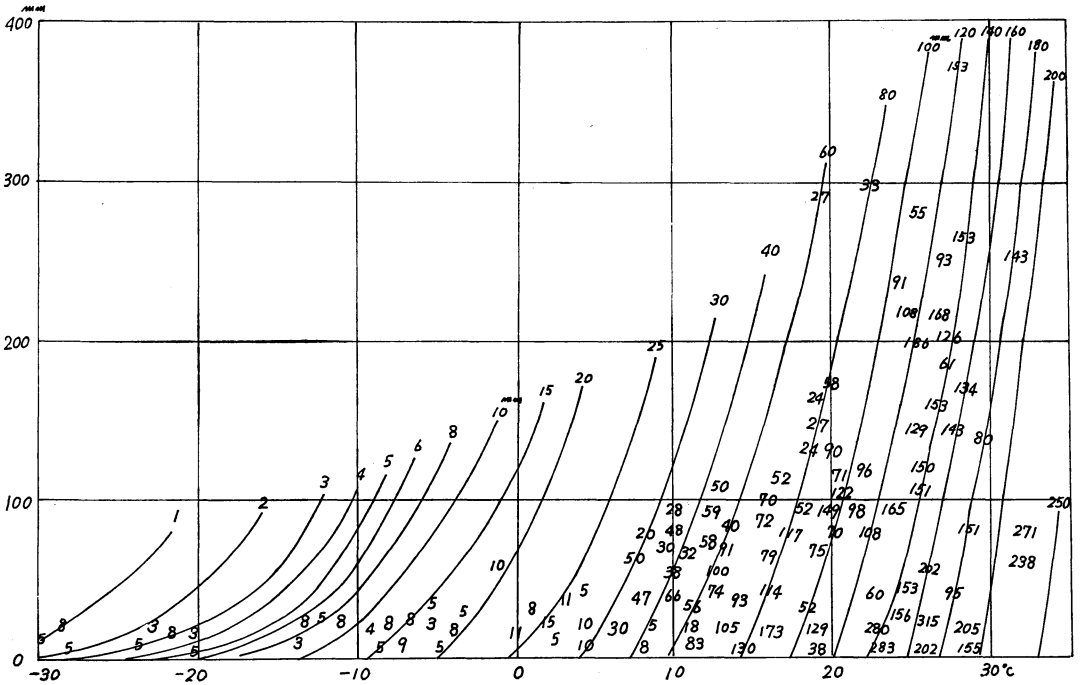
$$E(T) = \frac{A \exp \left(\frac{17.2 T}{235 + T} \right)}{1 + B \cdot P \cdot \exp \left(-\frac{17.2 T}{235 + T} \right)} \quad (3)$$

* Estimate of Evapotranspiration based on Monthly Temperature and Precipitation.

** Koichiro Takahashi

—1978年8月30日受領—

—1979年9月18日受理—



第1図 月平均気温・月降水量別 月蒸発散量。(図中の数字は月蒸発量)

ここで、 A, B はある定数である。この式によると、 P は (2) 式に比例すると仮定したので、分母は気温には関係せず、蒸発散量 E は、飽和水蒸気圧に比例することになる。また、降水量が多くなり、天気が悪くなり、常識と会う。

そして、いくつかの係数について計算し、実測値と比較した結果、つぎのような実験式が得られた。

$$E(T) = \frac{31 \exp\left(\frac{17.2 T}{235 + T}\right)}{1 + 0.01 \cdot P \cdot \exp\left(-\frac{17.2 T}{235 + T}\right)} \quad (4)$$

ただし、 E, P は mm/month, T は °C で表わす。そして、第1図中の線は、この式から求めた蒸発散量であり、実測とかなりよく合っているのがわかるであろう。

3. 陸地からの蒸発散量を推定する式

さて、(4) 式で得られる蒸発散量は蒸発計からの値に合うよう決めたものであり、水面からの値である。したがって、実際の陸地については必ずしも適用できない。この式では、降水が少ない場合には、蒸発散量は降水量より多くなるが、陸地では不自然である。陸地では湧水

があれば別であるが、気候的には蒸発散量が降水量より多くなるはずはない。そこで、陸地では降水量が少なく、天気がよい場合には、蒸発散量は降水量に等しくなるであろう。また、反対に降水量が多く、あるいは降水量が少なくとも天気が悪くて地面が湿っていれば、水面からの蒸発散量となるであろう。このようなことから、つぎのような実験式を想定してみた。

$$E = \frac{P}{1 + C \cdot P^2} \quad (5)$$

ここで、 C はある定数である。この式によれば、 P が小さい時は E はほぼ P となり、 P が大きくなると蒸発散量は P より小さくなり、(3) 式に近くなる。

そして、降水量が多い場合には水面からの蒸発量に近づくという条件を考慮し、陸地からの蒸発量を表わす実験式として 次式を得た。

$$E(T) = \frac{3100 P}{3100 + 1.8 P^2 \exp\left(-\frac{34.4 T}{235 + T}\right)} \quad (6)$$

4. 新しい式と従来の式との比較

つぎに、ここで得られた式の精度を吟味するため、ま

第1表 P/E が1.0および0.5の場合の蒸発散量 (mm/month).

式	T P/E	T						
		-20	-10	0	10	20	30	40°C
高橋 (4式)	1	5.0	11.6	25	50	96	174	303
	0.5	2.8	6.4	13.6	28	53	96	166
Thornthwaite	1	-40	1.1	62	112	163	214	265
	0.5	-22	6	33	60	87	114	142

ず、従来の式とを比較してみよう。水面からの蒸発散量の式(4)式について、Thornthwaiteの式と比較するため、 $P=E$ の場合と、 $P=0.5E$ の場合につき、いろいろの気温に対する蒸発散量を計算してみると、第1表のようになる。

これを見ればわかるように、Thornthwaiteの式から得られる蒸発散量は、一般に現在の式から得られる値より大きく、10°C付近では倍近くになる。しかし、-10°C付近と40°C付近では、比較的似た値となる。

つぎには、河川の流出率の面から検討してみよう。スウェーデンのWallenが中小河川の流出率から蒸発散量を計算し、 P/E を求めたところ1.7~2.5の値を得た(福井, 1962)。そこでスウェーデンの年平均気温を6°C、平均月降水量を48 mm/monthとしてThornthwaiteの式から P/E を求めると0.48となり、非常に小さい。一方、水面に対する現在の蒸発散の式から計算すると $E=38$ mmとなり、 P/E は1.26となる。また、陸の蒸発散推定式から計算すると $E=27$ mmとなり、 P/E は1.8となる。これは、河川からの推定とかなりよく合う。

また、日本の場合、年平均気温を14°C、年降水量を1600 mm、したがって、月降水量を135 mmとして P/E を求めてみると、Thornthwaiteの式からは1.01、現在の水面からの蒸発散推定式から求めると2.5となり、陸地からの蒸発散量からは2.6となる。一方、日本の河川の流出率は70%程度といわれるので、これから P/E を求めると3.3となる。すなわち、Thornthwaiteの P/E は小さすぎるようであり、現在の式の方がおおむね妥当な値を与えるように思われる。

5. 北半球の水収支

つぎに、現在の推定式の精度を検討する一つの手段として、北半球の水収支をこの式を用いて計算してみた。すなわち、北半球上にはほぼ一様な密度で53地点を選び、

第2表 北半球における年平均降水量および年蒸発散量の推定(単位 mm).

地域	降水量	蒸発散量	差
海	654 (665)	464 (440)	190
陸	1091 (911)	1208(1009)	-117
半球	877 (838)	843 (838)	34

第3表 P/E と気候

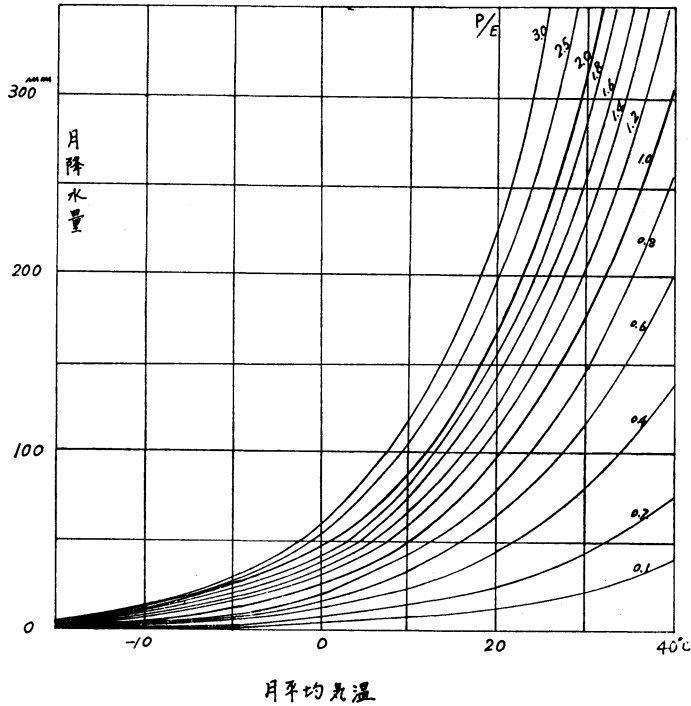
植生	Thornthwaite	高橋
多雨林	1.07以上	2.1以上
森林	1.07~0.53	2.1~0.95
草地	0.53~0.26	0.95~0.48
ステップ	0.26~0.13	0.48~0.25
砂漠	0.13以下	0.25以下

気候表および気候図から、その地点の年平均気温と年総降水量を求めた。そして、この値から海上では(4)式により、陸上では(6)式により、その地点の蒸発散量を推定した。そして、これから、北半球全体、陸地、海洋における平均の降水量、蒸発散量を求めた。第2表がその結果である。なお、表中の括弧内の数値は、従来求められている全球についての平均値である。

これを見ると、ここで推定した値は、従来の全球についての平均値より18%程度大きい。陸と海との違いなど、傾向的にはよく一致している。そして、見積り粗さなどからみると、現在の推定値はある程度信頼できるように思われる。

6. $P-E$ と気候区分

さて、Thornthwaiteの気候区分では P/E が植生と関連が深く、気候区分の重要な目安となっている。しかし、彼の P/E は、現在の蒸発散量の推定式からみるとかなり小さい。そこで、彼の数値に対応する気温、降水量による気候区分をそのまま取り、それに対応する P/E を現在の式から計算してみた。第3表がその結果である。なお、気温は20°Cとおいた。これからわかるように、現在の式から求めた P/E はThornthwaiteの値の約2倍になる。そして P/E が2以上になると多雨林、1以上では森林、1/2までは草地、1/4以下になると砂漠となり、1/2と1/4の間はステップとなる。 P/E が1以上か1以下かということは、地面が湿るか乾燥するかの境であり、したがって、これが境となって植生がいちじ

第2図 月平均気温、月降水量と P/E との関係。

るしく変わることは常識的にも考えられるところである。そして、現在の式を用いれば、これが森林気候と草地気候の境ということであり、容易に考えられるところである。

なお、第2図は、月平均気温を横軸に、月降水量を縦軸にとり、(4)式から計算した P/E の等値線を示したものである。

7. おわりに

実際の地表の蒸発散量を推定することは重要であり、難しいことであるが、以上の検討結果からみると、現在の水面および陸地に対する蒸発散量の推定式は、少なく

も Thornthwaite の式よりは実状に近いと思われる。そして、 P/E の値、2, 1, 0.5, 0.25により、雨林、森林、草地、ステップ、砂漠の五つの気候に大別できるようであり、数値的にも、多少意味があるように思われる。

文献

- 福井英一郎編, 1962: 気候学, 古今書院.
 Haurwitz, B. and J.M. Austin, 1944: Climatology, McGraw Hill.
 Landsberg, H.E.: World Survey of climate, Elsevier.
 岡田武松, 1939: 気象学, 上, 岩波書店.