

區域蒸散量估算問題

—— 以臺灣西南地區為例 ——

Considerations for the Estimation of Area-Evapotranspiration

—— Using the Southwestern Area of Taiwan as An Example ——

邱 永 和

Yung-ho Chiu

Abstract

The Thornthwaite equation (1948) was used for estimation of area-evapotranspiration under an assumption that in southwestern Taiwan, during the winter half-year, the precipitation is always greater than the potential evapotranspiration.

With the aid of network, the runoff of study area was calculated. It was then compared with the measuring runoff data to ascertain the adaptability of Thornthwaite equation in Taiwan.

一、前 言

蒸散 (evapotranspiration) 的重要性可藉以下事實說明：經相當長的期間、對全地球而言，水文平衡僅有降水及蒸散兩種因素；意即蒸散是相對於從降水獲取水分而為失去水分的過程。

由於水對於經濟的重要性日增，且水供應缺乏情況日益嚴重，水的消耗必將為有效利用水資源的重要問題。

大區域的蒸散量可藉水文平衡法間接得知，亦有多種試驗式如 Thornthwaite, Wundt, Turc 等式可供推算，本文即探討 Thornthwaite 式在臺灣應用的可能性。

一地區的水文平衡可示如下式：

$$N = V + A \pm \Delta W_s \pm \Delta W_g$$

式中 N：降水量

V：蒸散量

A：逕流量

ΔW_s ：土壤水分變動量

ΔW_g ：地下水變動量

本報告係假設在所研究之十年期間，土壤水分及地下水維持恆定，故上式可簡化為：

$$N = V + A$$

二、研究 方法

根據 Thornthwaite (1948) 的試驗式，首先利用研究區域中各測站的氣溫資料計算位蒸散量 V (potential evapotranspiration)，則區域中各網格點的 V 值可予確定。另外決定各網格點的降水量 N 之後，各網格點的逕流量 A 由

$$A = N - V$$

而得，累積各網格點的 A 值則得區域逕流量 A 計算值。

所得的 A 計算值，然後可與研究區域中河流逕流量的實測值，A 實測值比較而得評估 Thornthwaite 式的適用性。

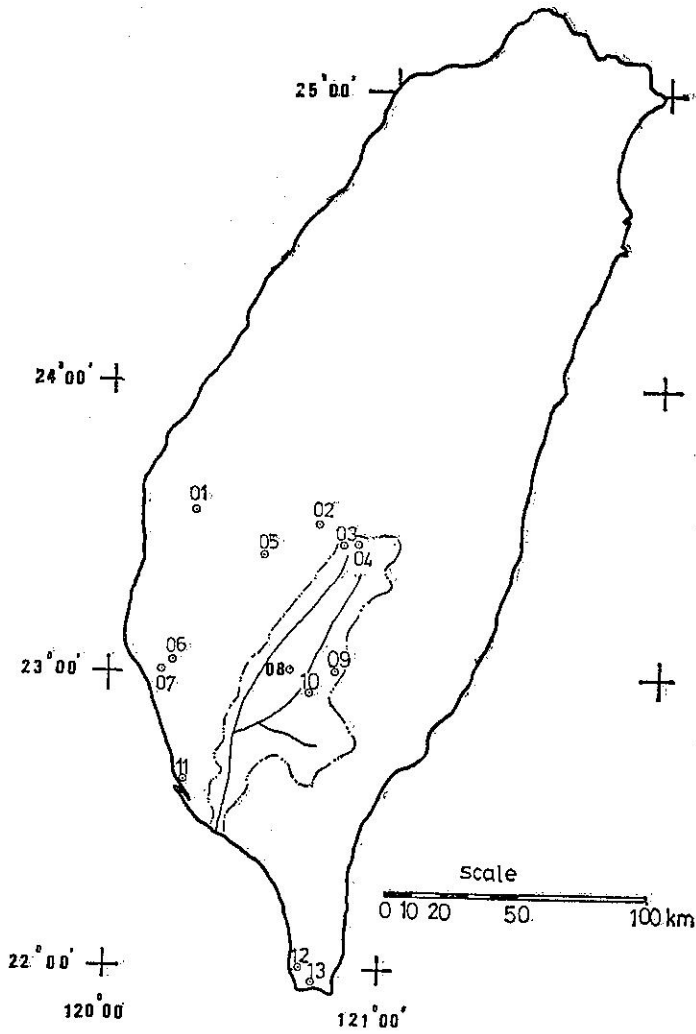
由於受到可用資料所限，僅選出本省西南部地區 13 箇測候站 (表一及圖一)，並以小林、荖濃、三地門三水文站所控制的集水區 (Catchment) 為研究區域 (表二及圖二)。

三、西南區蒸散量及雨量分佈

根據 Thornthwaite (1948) 試驗式計算各測站月位蒸散。其式如下：

$$E_T = 1.6 (10 T/I)^a$$

式中 E_T ：日長 12 小時共 30 日的月位蒸散

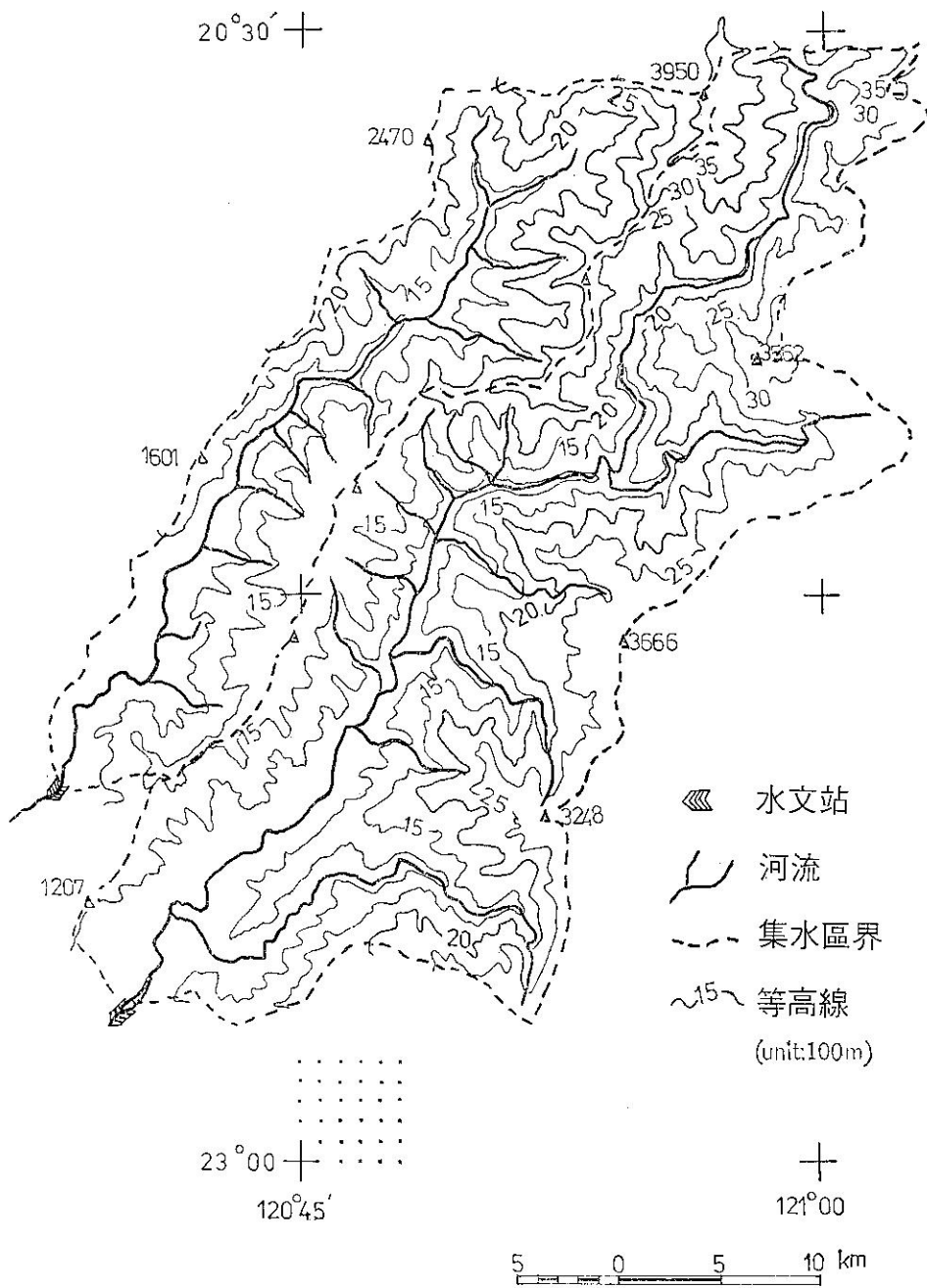


圖一 西南地區的測候站及研究區域

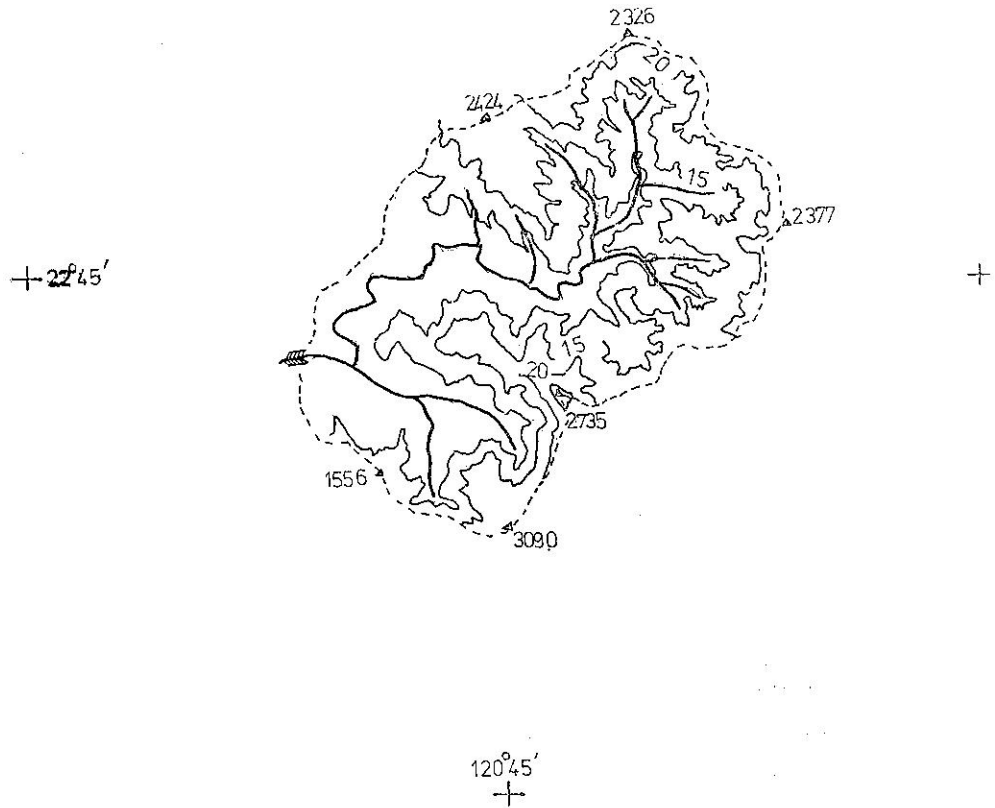
表一 研究區中的測候站

資料來源：氣象局、林試所

編號	測站	北緯	東經	海拔高 m	紀錄年份
01	北港	23° 35'	120° 17'	10.0	1961-1970
02	阿里山	23° 31'	120° 48'	2406.1	"
03	鹿林山	28° 29'	120° 52'	2728.0	"
04	玉山山	23° 29'	120° 57'	3850.0	"
05	中埔	23° 23'	120° 31'	182.0	"
06	永康	23° 01'	120° 13'	11.0	"
07	臺南	23° 00'	120° 13'	12.7	"
08	六龜	23° 00'	120° 35'	252.0	"
09	南鳳山	23° 00'	120° 47'	1300.0	"
10	扇平	22° 58'	120° 37'	750.0	"
11	高雄	22° 37'	120° 16'	29.1	"
12	恆春	22° 00'	120° 45'	22.3	"
13	墾丁	21° 57'	120° 56'	242.0	"



圖二A. 小林(北)及老濃(南)二水文站所控制的集水區



圖二B：三地門水文站所控制的集水區（圖例同二A）

表二 研究區中三條河流平均逕流量

（資料來源：水資源統一規劃委員會，1972）

河 流		水 文 站		平均逕流量 10 ⁶ m ³			觀 測 期 間
代 號	集水區面積 km ²	站 名	海 拔 高 m	五月至十月	十一月至四月	五月至四月 (水文年)	
I	355	小 林	400	939.11	77.68	1016.79	1954-1957 1959-1969
II	812	荖 濃	450	1911.12	253.68	2164.80	1956 1958-1970
III	410	三 地 門	200	1297.23	103.68	1400.91	1960-1970

T：月平均氣溫 °C

I：熱指數 (heat index)

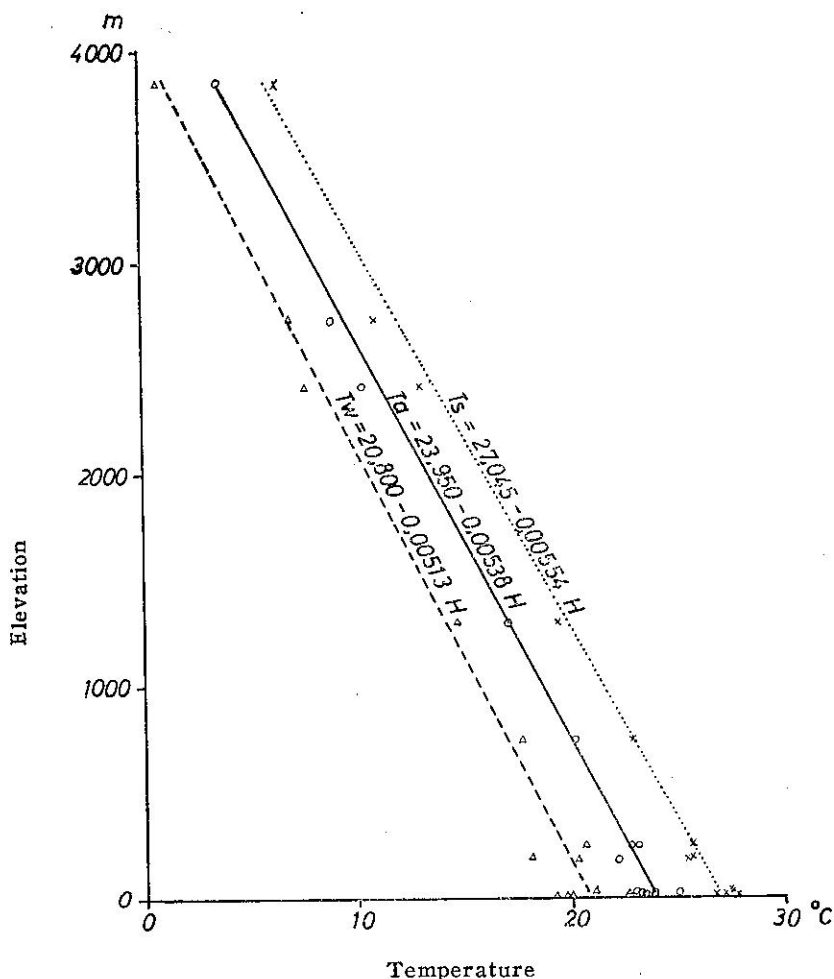
$$= \sum_{i=1}^{12} \left(\frac{T_i}{5} \right)^{1.514}$$

a：I的立方函數

$$= 0.000000675 I^3 - 0.0000771 I^2 + 0.01792 I + 0.049239$$

所得的 E_T 須再乘以修正數，以符合不同的日長及
各月日數。

其次以全年、冬半年（十一月至翌年四月）、夏
半年（五月至十月）平均氣溫及全年、冬半年、夏半
年位蒸散（計算值）及降水量等各值與各測站海拔高
作直線迴歸分析。結果顯示各平均氣溫值與海拔高有
相關關係，因此位蒸散量亦隨海拔高而變化（圖三）。



圖三 氣溫與海拔高的相關關係
 Ts : 夏半年的平均氣溫
 Tw : 冬半年的平均氣溫
 Ta : 年平均氣溫

冬半年降水量與海拔高有顯著相關，而夏半年降水量與海拔高的相關並不顯著。其原因可能係夏半年降水量為颱風雨、梅雨、雷雨等複合而成，而各型降雨隨海拔高的變化不一致。

海拔高大於 1000 公尺的地區，冬半年降水量皆大於位蒸散量。在此種情況下，假設位蒸散=實際蒸散 (actual evapotranspiration)。

臺灣西南區冬半年之降水量 (N_w) 與實際蒸散量 (V_w) 隨海拔高 (H) 的變化關係以下式示之 (參見圖四)：

$$N_w = 158.495 + 0.15486H \quad (r^2 = 0.95)$$

$$V_w = 387.003 - 0.07283H \quad (r^2 = 0.85)$$

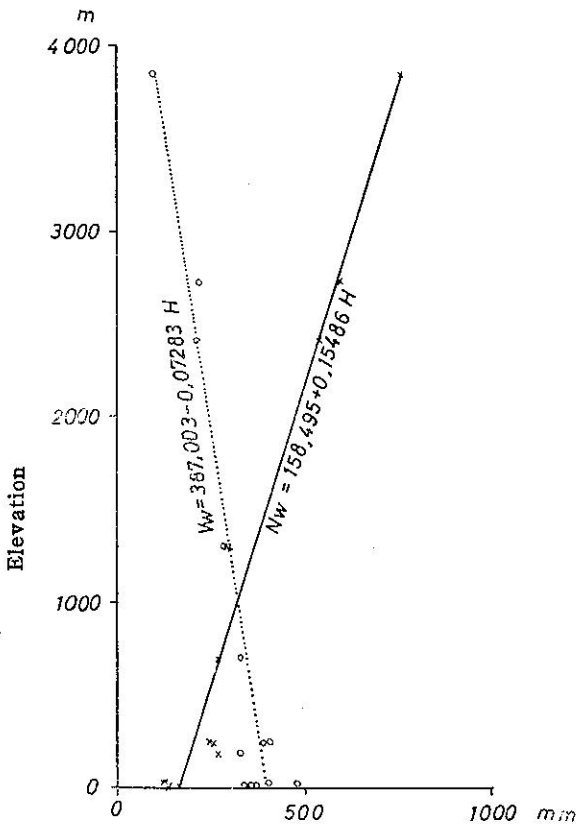
根據上二式，計算實際蒸散量 (V)、降水量 (N) 的比率，可知海拔高增加則蒸散在水文平衡中所占比率減少 (圖五)。

此種模式將被用以計算西南區冬半年的水文平衡。

四、集水區的水文平衡

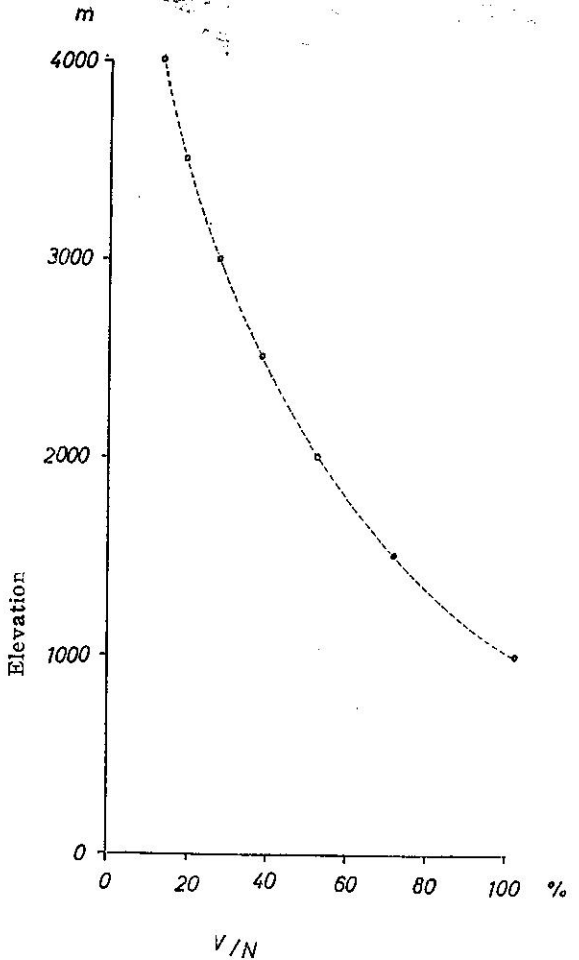
在 1:500,000 地形圖上設定單位為一平方公里的網格。利用網格交點讀出海拔高(只讀至百公尺數)，並即以之代表一平方公里面積的平均海拔高度。以五百公尺為級距區分集水區而累計各分區的面積。

各箇高度分區的逕流量 A 計算值 依下式計算而得：



Precipitation (Nw) and Evapotranspiration (Vw)

圖四 冬半年降水量(Nw)及蒸散量(Vw)與海拔高的相關



圖五 蒸散量/降水量 隨海拔高的變化

A計算值 = F (N - V)

式中F：各箇高度分區的面積

N及V係以各高度分區的平均海拔高（例如

1500-2000 公尺 高度分區的平均海拔高為1750公尺）代入迴歸式而求出。計算結果如表三。

表三 西南區冬半年之水文平衡

集水區	細目	高度分區						總計
		1000 ~1490m	1500 ~1990m	2000 ~2490m	2500 ~2990m	3000 ~3490m	3500 ~3990m	
I	面積 km ²	88	116	80	30	8	5	327
	N	30,9848	49,8220	40,5520	17,5320	5,2944	3,6960	
	V	26,0392	30,1136	17,8480	5,6010	1,2024	0,5695	
	A計算值	4,9456	19,7080	22,7040	11,9310	4,0920	3,1265	
II	面積 km ²	158	149	137	141	56	9	650
	N	55,6318	63,9955	69,4453	82,4001	37,0608	6,6528	
	V	46,0392	38,6804	30,5647	26,3247	8,4168	1,0251	
	A計算值	8,8796	25,3151	38,8806	56,0757	28,6440	5,6277	
III	面積 km ²	118	124	55	7	—	—	304
	N	41,5478	53,2580	27,8795	4,0908	—	—	
	V	34,9162	32,1904	12,2705	1,3069	—	—	
	A計算值	6,6316	21,0676	15,6090	2,7839	—	—	
								46,0927

五、蒸散估算值的校驗

由於所選出三集水區，其水文站位於 200 及 450 公尺之間（參見表二）。因此相對於各水文站的集水區面積與本研究選定海拔高度大於 1000 公尺的集水區面積不相符合。

為比較 A 計算值與 A 實測值，首先須求得海拔高度大於 1000 公尺的集水區實際流量。實際流量係根據逕流量與面積之間的相關關係類比推算而求得，其關係如下式所示：

$$A_T = A_G \cdot \left(\frac{F_T}{F_G} \right)^n$$

式中 A_T ：集水區中海拔高大於 1000 公尺部分的逕流量

A_G ：水文站所控制的集水區逕流量

F_T ：集水區中海拔高大於 1000 公尺部分的面積

F_G ：水文站所控制的集水區面積

n ：方次值

根據水資源統一規劃委員會所求得高屏溪集水區逕流量與面積的關係式， n 值為 0.82。

依上述關係求得的“類比 A 實測值”與 A 計算值的比較結果見表四。

表四 A 實測值與 A 計算值的差異

項目 集水區	水文站控制面積 — 海拔高大於 1000 公尺面積 = Δ		A 實測值	A 計算值	A 實測值 - A 計算值 = Δ	
	km ²	$\frac{\Delta}{\text{水文站控制面積}} \times 100\%$			10 ⁶ m ³	10 ⁶ m ³
I	28	7.89	72,6175	66,5075	6,1100	8.41
II	162	19.95	211,3675	163,4227	47,9448	22.68
III	106	25.85	81,1309	46,0921	35,0389	43.18

結果顯示，使用 Thornthwaite 試驗式推估西南地區蒸散量有高估的結果。估值與實測值相差最大者出現於大部分面積係分布於低海拔的集水區（參照表二）。

六、討論與結論

1. 本研究假設十年期間的平均水文平衡模式可以 $N = A + V$ 表示，使用的資料為 N 及 A。由於測站數目相對地少，N 的定量係以地形因子之一——海拔高為變數，迴歸分析顯示西南地區多半年的雨量變化有 85 % 可歸因於海拔高的變化。在未有其它反證之前提下，由 N 及 A 以定量 V。實際上，可用水文平衡中的任何兩因子以核驗其它另一因子。

2. 就位蒸散的定義言，其量為蒸散的上限，實際蒸散常小於此值。

Thornthwaite 試驗式係使用蒸散計 (evaporimeter) 進行試驗而導出 (Thornthwaite, 1948)。而在其發源地區——Seabrook, N.J., U.S.A，經過長時間的再複試，確定原式低估了年位蒸散量 (Mather, 1967)。Ramage (1954) 則發現：香港

因處於東亞季風區內，使用蒸散計實測所得值與計算所得值的偏差，大於與試驗發源地地相似氣候區——即夏季乾燥而冬季潮濕的地區所得的實測值與計算值的偏差。此種趨勢在臺灣亦必相同。

由本研究結果，可確定 Thornthwaite 試驗式所得位蒸散量僅能視為實際蒸散量的上限，且其用於大區域之推估時產生相當大的差異，尤以山地地區為然；此因 Thornthwaite 原式僅以氣溫為蒸散決定因素，而事實上蒸散常受水分供給的影響。Mather (1969) 便指出，即使在較冷地區，可能因水分供應充分而有高於較暖地區實際蒸散量的情形。另外 Mather (1967) 於檢討 Thornthwaite 試驗式後，認為若欲確定位蒸散量，須考慮風的作用。此等事實經 Penman (1963) 指出，由試驗式推算所得的蒸散值，常僅能作為指標之用。

3. 限於實測資料相對地少，推估蒸散量仍屬不可免。Baumgartner 及 Reichel (1975) 針對此現象，建議一種工作方法：主要方法著重於相互間的驗證。例如不同的微氣象測定法——如空氣動力法

(aerodynamic method) Sverdrup 法 (亦即能量平衡法) 所得結果, 可藉水文平衡法 (使用衡重滲透式的蒸散計 (weighing lysimeter)) 所得的結果加以校驗, 以便在廣大地區中得以更普遍地被利用。

七、參 考 文 獻

1. Baumgartner, A. und Reichei, E. 1975. Die Weltwasserbilanz. R. Oldenbourg Verlag, München.
2. Mather, J.R. 1967. Factors of the heat and water balance of different surfaces. C. W. Thornthwaite Associates Pub. in Climatology Vol. XX, No. 2.
3. Mather, J.R. 1969. Summary in: A re-examination of the concept and measurement of potential evapotranspiration. Pub. of Lab. of Climatology, Seabrook, N. J.
4. Penman, H.L. 1963. Vegetation and hydrology. Commonwealth Bureau of Soils, Technical Communication No. 53.
5. Ramage, C. S. 1954. Evapotranspiration measurements made in Hong Kong. in: Pub. in Climatology Vol. VII No. 1. p. 112-117.
6. Thornthwaite C. W. 1948. An approach toward a rational classification of climate. The Geographical Review Vol. XXX VIII No. 1. p. 55-94.
7. Thornthwaite, C. W. 1962-1965. Average climatic water balance data of the continents— part I Africa 1962, part II Asia 1963, part III U. S. S. R. 1963, part IV Australia 1963, part V Europe 1964, part VI North America (excl U. S. A.) 1964, part VII United States 1964, part VIII South America 1965. C. W. Thornthwaite Asso. Lab. of Climatology, Centerton, N. J.
8. 水資源統一規劃委員會 1972. 臺灣各區域平均逕流量及最小逕流量估算報告。
作者通訊處：中央氣象局