

## 澎湖蒸發散量推估之研究

黃隆明\*

### 摘要

本研究係以熱收支觀點推估澎湖之蒸發散量，當忽略土壤熱通量時，熱收支法(Heat balance method)可寫為  $Q - I = LE + P$ ，式中  $Q$  為地面太陽輻射量(Solar radiation)、 $I$  為地面長波輻射量(Earthly radiation)、 $LE$  為潛熱通量(Latent heat flux)、 $P$  為顯熱通量(Sensible heat flux)；又  $Q$  與  $I$  可由雲量或經緯度推算，而  $LE$  與  $P$  則可由濕度及溫度推算，然後經由潛熱通量推估蒸發散量(Evapotranspiration,  $E$ )，並將其值與實際蒸發皿蒸發量(Pan evaporation,  $PE$ )相比較而得  $E/PE$  比值。經分析得知澎湖地區之  $E/PE$  值介於 0.1~0.7 之間，而淨輻射量( $Q-I$ )及蒸發散潛熱通量( $LE$ )接近常態分佈，而顯熱通量( $P$ )因水汽影響，以致交換比率甚少且變化緩和；各熱收支項之年變化與亞熱帶季風氣候區之上海類似。又從  $E/PE$  值可據以推估澎湖地區之蒸發散量，以供當地農業灌溉水量之決定及水資源營運管理之參考。

(關鍵詞：蒸發散、熱收支法)

## Evapotranspiration Estimation for Peng-Hu Area

*Long-Ming Huang*

Associate Professor, Soil and Water Conservation Department,  
National Chung Hsing University, Taichung, Taiwan, R.O.C.

### ABSTRACT

Evapotranspiration in Peng-Hu area was estimated with the heat balance model  $Q - I = LE + P$ , where  $Q$  is solar radiation,  $I$  is earthly radiation,  $LE$  is latent heat flux and  $P$  is sensible heat flux. The soil heat flux was considered negligible. Both  $Q$  and  $I$  were estimated from cloud amount or latitude, while  $LE$  and  $P$  estimated from humidity and temperature.

The amount of evapotranspiration can then be calculated from latent heat flux. The range of

---

\* 國立中興大學水土保持學系副教授

E/PE ratio for Peng-Hu is 0.1 to 0.7 where E is evapotranspiration and PE is A-pan evaporation. The results indicate that the curves of Q - I and LE are close to normal distribution. Due to vapor effect, sensible heat is rather small. In Peng-Hu area, all patterns of the heat balance terms are similar to those expected in subtropical monsoon climate zone. The estimated the amount of evapotranspiration from E/PE may be used in irrigation amount decision, water resources operation and management.

(Keywords : Evapotranspiration, Heat balance method)

## 前 言

在水文循環(Hydrologic cycle)的過程中，除了逕流(Runoff)及降水(Precipitation)外，即以蒸發散作用(Evapotranspiration)為主要之機制，其與氣候變遷具有密切關係，且在水資源營運、管理上亦屬重要對象；尤其再乾旱嚴重的澎湖地區，若能瞭解水庫區內蒸發散機制與林木作業技術間之關係，進而適度調節控制蒸發散，此亦為間接保育部份水資源。再者，蒸發散作用亦為林木生長過程中之重要機制，如蒸發作用使得植物體內建立勢能梯度(Potential gradient)，以利輸導作用之運作，而在農業經營上，蒸發散量為灌溉水量之重要依據。是故，對蒸發散之探討正如其他氣象、水文因子一般，其在農學經營與管理、環境科學及氣候學上，均為相當重要之課題。

由於蒸發散量涉及自由水面之蒸發與植物之蒸散，而植物群落之環境複雜，樹種多樣化，以致大面積之蒸發散量不易由儀器直接測得。因此，大都根據質能守恆原理及質能轉移機制等方法加以推估，如陳信雄(1983)、黃國禎與徐森雄(1986)、久保祐雄(1962)、內島善兵衛(1964)、坪井八十二(1974)、鈴木重義與福田仁志(1960)、Penman(1948)、Rosenberg(1974)等，綜合所

得，一般較常見的有(1)熱收支法(Heat balance method)，係利用地球大氣之輻射收支以導出蒸發散潛熱，再據以推算之；(2)空氣力學之梯度法(Aerodynamic Method)，以兩個不同高度之溫、濕度及風速予以推算之；(3)質量輸送法(Mass transport method)，根據 Dalton 函數之導出各種組合公式予以推算；(4)水文收支法(Water balance method)，以區域內逕流量、雨量及土壤水分變化量、入滲量等資料予以推算；(5)氣候學方法(Climatological method)，如 Thornthwaite 氏以氣溫推算之；(6)空氣渦旋相關法(Eddy correlation method)，則由渦旋熱通量來推算之。在諸多方法中，本研究選用具有較高地域適用性之熱收支法，選擇澎湖赤崁地下水庫為試驗地，藉由氣象觀測資料，推估其蒸發散量。

## 材料與方法

澎湖是本省最為乾旱的地區，近 20 年來，其年平均降雨量約為 877 公厘，而年平均蒸發量則為 1722 公厘，形成降雨量少，蒸發量多之乾旱象現，且所降之雨量集中於夏季颱風所帶來者佔 60%，年間雨量分配亦甚不平均，因此，造林工作十分堅辛；所以

有關水資源保育利用及其經營管理問題更形重要，爲了深入瞭解該地區水收支中蒸發散機制，本研究乃選擇中央氣象局所屬澎湖測候所 (23°34'1.84" N, 119°33'18.71" E,

11.7m) 之氣象資料，藉以分析探討，資料項目中包括氣溫、雲量、雨量及相對濕度等要素 20 年(1977 年~1996 年)之平均值，列如表 1。

表 1 澎湖地區氣象資料表  
Table 1 Meteorological data of Peng-Hu.

地點	月份 項目	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.
		澎湖	氣溫(°C)	16.7	16.7	19.4	22.8	25.5	27.6	28.9	28.6	27.7	25.2
	雲量(#/10)	7.6	7.8	7.7	7.2	7.1	6.5	5.1	5.8	5.6	5.8	6.9	6.8
	雨量(mm)	17.5	46.6	63.9	95.0	140.9	148.8	100.9	130.8	84.6	6.8	25.5	15.3
	濕度(%)	81%	83%	84%	84%	85%	87%	85%	85%	81%	77%	78%	78%

本研究係依據能量不滅定律之熱收支法來推算蒸發散潛熱及其他熱通量，再憑以推算蒸發散量，而一地區之熱收支情形由相關研究（陳信雄(1983)、黃國禎與徐森雄(1986)、內島善兵衛(1964)、坪井八十二(1974)）得知，可以下式表之：

$$Q - I = LE + P + A \dots \dots \dots (1)$$

式中 Q 爲太陽輻射量扣除反射量後由空中傳達至地表之輻射量，I 爲由地表向空中傳達之長波輻射量，Q-I 則爲地表之淨輻射量(Net Radiation)，LE 爲水分蒸發散之潛熱通量(Latent heat flux)，P 爲空氣中傳遞之顯熱通量(Sensible heat flux)，A 則爲土壤中傳遞之熱通量(Soil heat flux)；一般而言，在春夏所貯存之土壤熱量與秋冬所放出之熱量維持平衡狀態，且與其他項之通量相較，顯得甚小，可略而不計。因此(1)式可改寫爲：

$$Q - I = LE + P \dots \dots \dots (2)$$

(2)式中各項熱量可分別由氣象資料及相關因子推算而得（徐森雄(1977)），其中太陽輻射量(Q)與日照率有密切關係（黃國禎與徐森雄(1982)），因此，若已知該一關係時，即可由日照率推算之，但若其關係不佳或缺少時，則可另由 Budyko（內島善兵衛譯(1965)）所創之公式推算之。本研究 Q 值即採用 Budyko 之公式推算，如下所示：

$$Q = Q_0 [1 - (1 - K)n] \times (1 - a) \dots \dots \dots (3)$$

式中  $Q_0$  係全短波最大日射量(Possible total solar radiation)，亦即天空完全晴朗時之太陽輻射量，K 爲隨緯度變化之係數， $Q_0$  及 K 與緯度之關係如表 2 所示；n 爲以全天雲量爲 1 時相對之雲量值，一般雲量觀測係將天幕劃爲十等份，再測定雲所佔比例，因此，n 值即爲所觀測雲量之十分之一。而 a 爲反射率(Albedo)，亦即太陽輻射被一物體表面所反射之量與其入射量之比率，其與物體本身及水分含量有關，一般各種土地反射率

(久保祐雄 (1962)、內島善兵衛(1964)、Rosenberg (1974)) 爲：針葉樹林 0.14，闊葉樹林、草原及潮濕土壤爲 0.18，乾燥草原則爲 0.25 即反射率隨地面濕潤程度之增加而減小，本文參考澎湖地區降雨分配情形，將 a 值定爲：5~8 月間用 0.18，4 及 9 月用 0.20，2~3 月用 0.22，10 月~1 月間用 0.25

例：六月份 Q 值之推算：

$$Q = 23.257[1 - (1 - 0.323) \times 0.65] \times (1 - 0.18) = 10.68 \text{ kcal/cm}^2 \cdot \text{month}$$

表 2 完全晴天時之全日射量  $Q_0$  (Kcal/cm<sup>2</sup> month) 與 K、C 表  
Table 2 Coefficient K, C and possible maximum solar radiation  $Q_0$  at different latitudes.

緯度 N(°)	$Q_0$												K	C
	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.		
45	6.6	9.4	15.4	19.0	22.6	23.3	22.9	20.1	16.0	11.6	7.7	5.7	0.34	0.70
40	8.7	11.5	17.0	20.0	22.9	23.5	23.2	21.1	17.6	13.4	9.7	7.7	0.33	0.68
35	10.8	13.6	18.5	21.0	23.0	23.5	23.3	21.8	18.8	15.1	11.8	9.6	0.32	0.65
30	12.7	15.2	19.5	21.6	23.0	23.5	23.3	22.2	19.8	16.5	13.6	11.4	0.32	0.63
25	14.3	16.5	20.3	21.8	22.9	23.4	23.1	22.3	20.5	17.6	15.0	13.1	0.32	0.61
20	15.5	17.5	20.8	21.8	22.6	22.9	22.7	22.2	21.0	18.5	16.3	14.5	0.33	0.59
15	16.6	18.3	21.0	21.6	22.0	22.2	22.1	21.8	21.1	19.2	17.3	15.7	0.33	0.57
10	17.4	19.0	21.0	21.3	21.2	21.2	21.2	21.2	21.1	19.6	18.0	16.6	0.34	0.55
5	18.0	19.5	20.8	20.8	20.4	19.8	20.1	20.5	20.8	19.9	18.6	17.3	0.34	0.52
0	18.5	19.8	20.4	20.2	19.2	18.0	18.7	19.6	20.4	20.0	19.0	18.0	0.35	0.50

地表向空中長波輻射量(I)，Budyko 提出以下式推算：

$$I = I_0(1 - Cn^2) + 4S\sigma\theta^3\Delta\theta \dots (4)$$

式中右邊第一項  $I_0$  係根據 Stefan's 定律，物體輻射強度通量與其絕對溫度四次方成正比，當考慮水蒸氣張力影響之輻射量，I 值尙受緯度係數 C 及雲量 n 之影響，因此，須乘以斜率  $(1 - Cn^2)$ ，而加數  $4S\sigma\theta^3\Delta\theta$  係爲地表溫度與百葉箱溫度差之校正數，其值係由輻射量溫度函數微分後求得。本文地表溫度係由現地量測所得，並參考劉文俊

(1979)研究結果，修正而得。前述  $I_0$  可由下式求得：

$$I_0 = S\sigma\theta^4(0.39 - 0.058\sqrt{e}) \dots (5)$$

式中 S 爲地表之黑體率(Blackness or emissivity)，亦即地表放射能爲黑體(Black body)在同一波長及溫度下，其放射能量與放射溫度之比值，內島善兵衛(1964)經由多次實測結果得知：一般植被地表 S 約爲 0.9，雪地、水面、冰面約爲 0.95；而  $\sigma$  值爲 Stefan's 常數爲  $8.26 \times 10^{-11} \text{ LY/min}^\circ\text{K}^4$ ， $\theta$  爲氣溫(絕對溫度)， $\Delta\theta$  則爲氣溫與

地表溫度差， $e$  則為水蒸氣張力(mm)係由氣

$$I_0 = 0.9 \times 8.26 \times 10^{-11} \times (273 + 27.6)^4 \times (0.39 - 0.058\sqrt{24.13}) \times 60 \times 30 \times 24 \times 0.001 = 2.76 \text{ kcal/cm}^2 \cdot \text{month}$$

$$I = 2.76 \times (1 - 0.604 \times 0.65^2) + (4 \times 0.9 \times 8.26 \times 10^{-11} \times (273 + 27.6)^3 \times 1.2 \times 60 \times 30 \times 24 \times 0.001) = 2.47 \text{ kcal/cm}^2 \cdot \text{month}$$

溫求出飽和蒸氣壓，再乘以相對濕度(%)而得。

例：六月份 I 值之推算

蒸發散潛熱(LE)係為蒸發散水量(PE)與其汽化潛熱(L)之乘積，其計算式可由(2)式推演。即：

$$Q - I - LE(1 + \frac{P}{LE}) = 0 \dots \dots \dots (6)$$

移項整理後得：

$$LE = \frac{Q - I}{(1 + \frac{P}{LE})} \dots \dots \dots (7)$$

式中  $P/LE$  之比值稱為鮑溫比(Bowen ratio)，而顯熱通量(P)及潛熱通量(LE)與比熱及擴散係數之關係式 Rosenberg,(1974)各為：

$$P = C_p \rho D_t \Delta \theta \dots \dots \dots (7a)$$

$$LE = \rho L D_w \Delta q \dots \dots \dots (7b)$$

式中  $C_p$  為定壓下空氣之比熱， $D_t$ 、 $D_w$  則分別為熱及水蒸氣之擴散係數， $\rho$  為密度， $\Delta \theta$  為溫度差， $\Delta q$  為比濕差，而 L 為汽化潛熱。故由(7a)、(7b)式可得(7c)式：

$$\frac{P}{LE} = \frac{C_p}{L} \times \frac{\Delta \theta}{\Delta q} \dots \dots \dots (7c)$$

由比濕與水蒸氣壓之關係得知：

$\Delta q = 0.622 \frac{\Delta e}{P_d}$ ， $\Delta e$  為空氣中之水蒸氣壓差， $P_d$  為乾空氣之分壓，將其關係式代入(7c)式則得(7d)式(內島善兵衛(1964))：

$$\frac{P}{LE} = \frac{C_p \times P_d}{0.622L} \times \frac{\Delta \theta}{\Delta e} = 0.5 \frac{\Delta \theta}{\Delta e} \dots \dots (7d)$$

再由(7d)式代入(7c)式即可得(8)式：

$$LE = \frac{Q - I}{1 + \frac{\Delta \theta}{2\Delta e}} \dots \dots \dots (8)$$

若前面 Q 與 I 值均已求出，另由溫度求得  $\Delta \theta$  及  $\Delta e$  即可求得潛熱通量(LE)。

例：六月份 LE 值之推算：

$$LE = \frac{10.68 - 2.47}{1 + \frac{1.2}{2 \times 3.6}} = 7.03 \text{ kcal/cm}^2 \cdot \text{month}$$

另外空氣亂流中傳遞感應顯熱通量(P)可由下式推算：

$$P = \frac{Q - I}{1 + 2 \frac{\Delta e}{\Delta \theta}} \dots \dots \dots (9)$$

或由熱收支式：

$$P = Q - I - LE \text{ 求得。}$$

例：六月份 P 值之推算：

$$P = \frac{10.68 - 2.47}{1 + \frac{1.2}{2 \times 3.6}} = 1.17 \text{ kcal/cm}^2 \cdot \text{month}$$

$$\text{或 } P = 10.68 - 2.47 - 7.03 = 1.17 \text{ kcal/cm}^2 \cdot \text{month}$$

## 結果與討論

利用上述熱收支式各項熱通量之推算式，由表 1 及表 2 之資料，即可求得各項熱通量，其結果如表 3 所示，而後將淨輻射量(Q-I)，潛熱通量(LE)及空氣中傳遞感應之顯熱通量(P)分別點繪出如圖 1 所示。

從圖 1 中淨輻射量、潛熱通量及空氣中傳遞之顯熱通量分佈態勢，可以看出淨輻射

量與潛熱通量接近，此與神尾彪、林堯(1973)之試驗一致。另外尚可看出 Q-I 與 LE 在冬季由於太陽輻射轉弱，均低達  $1\sim 4$  Kcal/cm<sup>2</sup>·month，入春後隨著太陽輻射增強而迅速增多，在七月時達到頂峰，高達  $9.44$  Kcal/cm<sup>2</sup>·month，往後再逐月遞減，而呈一類似常態分佈之趨勢。顯熱通量(P)之分佈與 Q-I 及 LE 相較之下均顯得甚為微弱，且其變化亦屬緩和，僅略見在春、夏季稍有增強，而呈雙峰分佈。

表 3 熱收支項目 (Kcal cm<sup>-2</sup> month<sup>-1</sup>)

Table 3 Heat flux items of Peng-Hu

地點	月份	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.
	項目												
澎湖	Q	5.33	6.18	7.63	8.94	9.71	10.68	12.34	11.09	10.25	8.13	6.14	5.46
	I	4.03	3.44	3.16	2.75	2.50	2.47	2.90	2.75	2.96	3.59	3.65	4.19
	Q-I	1.30	2.74	4.47	6.18	7.22	8.21	9.44	8.34	7.30	4.54	2.49	1.27
	LE	0.77	1.86	3.36	5.52	6.51	7.03	7.72	6.92	6.39	3.79	1.92	0.85
	P	0.54	0.88	1.12	0.66	0.71	1.17	1.72	1.41	0.90	0.75	0.57	0.42

關於太陽輻射量(Q)之推算，雖然目前澎湖測候所有日射量之觀測(自民國 82 年起)，惟紀錄年數尚短，採用熱電偶式日射計。如將實測日射量與由雲推算之日射量相比較，如圖 2 所示，其實測值稍大於推算值；再以最小平方分析結果，實測與推算日射量之相關係數在 0.96 左右，達 1% 極顯著水準。

上述澎湖地區 Q-I、LE 及 P 之分佈情況，與屬於亞熱帶季風氣候區之中國上海(31°14'N, 121°27'E)熱收支項之分佈相當類似，如圖 3 所示。由於夏季降雨量較多，其用於蒸發之潛熱通量亦多，以致於 LE 隨著 Q-I 增加而提昇，因此，顯熱通量交換

比率就顯得微小。

另在表 3 所列之潛熱通量(LE)，如除以單位面積下水分之汽化潛熱(L 約為 0.06 Kcal/cm<sup>2</sup>·month)，即可推算出各月份之蒸發散量(PE, mm)。將蒸發散量與實測水面蒸發量(E, mm)相比較，可得各月份之 PE/E 比值，其結果列如表 4。其比值介於 0.1~0.7 之間，此與神尾彪與林堯(1973)在牧草地試驗結果較為接近，而略高於甘俊二等(1976)在學甲從事灌溉試驗及徐森雄(1977)在屏東與恒春作土壤水份收支研究之結果，但稍低於鈴木重義、福田仁志(1960)在旱田灌溉試驗之結果。

## 結 論

蒸發散作用係屬水循環重要機制之一，其與土壤水份收支、水庫區經營及植物生長均具有密切之關係，若能瞭解一地之蒸發散機制，對水資源營運及管理實有助益，尤其是乾旱嚴重的澎湖地區。本研究利用水文氣象資料，以熱收支法分析該地區各項熱通量，並探討其分佈情況，進一步藉潛熱通量

推測該地區蒸發散量，將其與實測蒸發量作一比較即可得  $E/PE$  之比值。由此即可藉此瞭解澎湖地區各項熱通量分佈狀況及蒸發散量變化情形，並可作為水資源調節、保育及水庫區經營與水土保持之參考；另由  $E/PE$  比值及實測蒸發量，即能簡易推測當時蒸發散量，以供澎湖地區農地灌溉水量之決定及水資源營運管理、造林工作經營之參考。

表 4 蒸發散量與實測蒸發量之關係 (mm)  
Table 4 The relationships between the observed evaporation and estimated evapotranspiration in Peng-Hu

地點	月份	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.
	項目												
澎湖	PE	12.8	30.9	55.9	92.0	108.5	117.2	128.6	115.4	106.5	63.2	32.0	14.2
	E	98.7	91.4	110.5	135.2	152.2	168.6	197.1	175.5	168.3	175.0	134.0	115.8
	PE/E	0.13	0.34	0.51	0.68	0.71	0.70	0.65	0.66	0.63	0.36	0.24	0.12

## 參考文獻

- 徐森雄 (1977) 「屏東與恆春土壤水份收支估計法之研究」，中華水土保持學報，第八卷，第一期，第 25~32 頁。
- 陳信雄 (1983) 「森林水文學」，國立編譯館，第 164~188 頁。
- 黃國禎、徐森雄 (1982) 「臺灣地區日射與日照關係之初步探討」，中央氣象局氣象學報，第廿八卷，第一期，第 22 ~ 29 頁。
- 黃國禎、徐森雄 (1986) 「從熱收支推測嘉南地區之蒸發散」，中華水土保持學報，第十七卷，第一期，第 54~60 頁。
- 劉文俊 (1979) 「臺灣地區土壤溫度特性之初步分析」，中央氣象局氣象學報，第

- 廿五卷，第四期，第 1~8 頁。
- 久保祐雄 (1962) 「カンボジアの農業氣象條件の推定」，日本農業氣象，第十七卷，第三期，第 95~99 頁。
- 內島善兵衛 (1964) 「技術者のための農業氣象講座」，日本農技研報 19。
- 內島善兵衛譯 (1965) 「地表面の熱收支」，日本東京河川水溫調查會出版 (Budyko 原著，俄文)。
- 甘俊二、葉秀政、吳銘塘 (1976) 「學甲旱作灌溉試驗總報告」，第 59~126 頁。
- 坪井八十二 (1974) 「農業氣象ハンドブック」，日本養賢堂出版。
- 神尾彪、林堯 (1973) 「牧草畑の蒸發散量」，農業土木學會論文集第 44 號，第 8

～12頁。

12.鈴木重義、福田仁志(1960)「蒸發散位の計器蒸發量による算出法」,日本農業氣象,第十三卷,第一期,第81～85頁。

13.Penman, H.L. (1948) "Natural evaporation from open water, bare soil and grass," Proc. Roy. Soc. Am., pp.120～145.

14.Rosenberg,N.J.(1974) " Microclimate: The Biological Environment," John Wiley & Sons. New York.

---

87年07月17日 接受

87年06月29日 收稿

87年07月 8日 修正



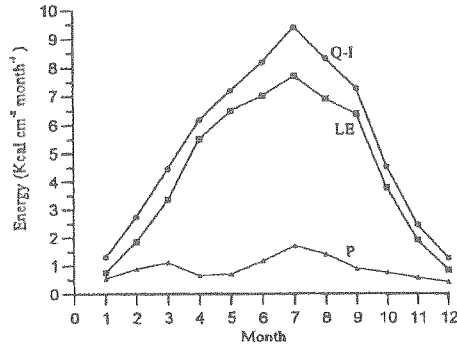


圖 1 澎湖地區熱收支項之年變化  
Fig. 1 Annual variation of heat flux item in Peng-Hu.

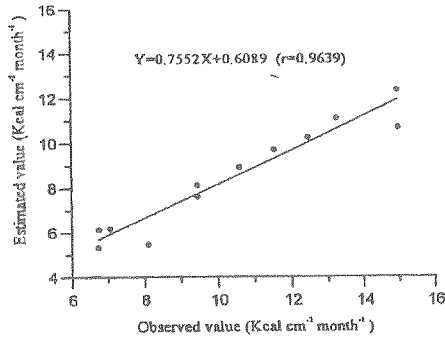


圖 2 澎湖地區日射量之實測值與推測值之比較  
Fig. 2 The relationships between the observed and estimated solar radiation in Peng-Hu.

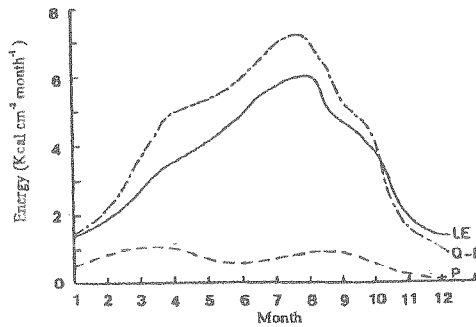


圖 3 上海地區熱收支項之年變化  
Fig. 3 Annual variation of heat flux item in Shanghai.