

# 台灣北部豪雨時空分佈特性

曾鴻陽 曲克恭

中國文化大學氣象學系

(中華民國七十八年八月二十三日收稿；九月二十二日定稿)

## 摘要

利用 1976 年至 1987 年形成台灣北部地區豪雨 14 次颱風個案及 1979 年至 1986 年 8 次梅雨個案之逐時雨量資料，分析大雨量隨空間分佈的形式。根據分析結果，颱風及梅雨系統均可在大屯山區、基隆河中上游、南北勢溪及大漢溪流域山區中形成大雨中心，但梅雨系統亦可在桃竹地區之平地地區形成大雨中心。除分析個案之降雨深度(D)與面積(A)及延時(D)之關係外，並研討各分區中，不同延時平均降雨量(深度)與面積之異同。發現在大雨區中，可利用中心雨量(P<sub>0</sub>)推算一定面積(A)上之平均降雨深度，各分區有不同的計算常數。根據日本水工學者石黑政儀所創「降雨歷程綫計算法」求出各大雨個案時，選擇大雨區中代表性測站之降雨歷程綫。此法簡易可行，對每一測站言，計算之歷程綫以及所推算的每小時平均降雨強度與實際降雨歷程之分佈有相當良好的配合，但公式中之二常數值隨降雨總延時，總降雨量及雨峯而變化，故在本研究之分區中此二常數之變換界限極大，很難獲得統計上的通用值，顯示地形複雜的山區同一次大雨，雖在同一流域中，各測站之降雨歷程分佈均不相同，而且在整個降雨過程中，雨峯發生的時距亦有差異，豪雨時間分佈是一難題，值得繼續深入探究。

關鍵詞：深度、面積、延時關係、降雨強度、雨量梯度、降雨歷程綫、石黑法。

## 一、前言

近年來嚴重的豪雨災害不但舉國上下關切，氣象界亦積極研究，從導致豪雨之綜觀尺度環流探討，發展到中尺度擾動的實驗觀測，但對豪雨量的分析仍僅限於單位時間雨量及累積雨量的統計與降雨型態的描述，以配合環流系統的研究(陳，1984)。曲與劉(1982, 1983, 1986)曾對台灣地形與豪雨分佈作一系列的研究，亦只發現由於地形作用導致台灣地區存在著半永久性的大雨區，可定性分析大雨區內雨量分佈概況。國內亦有許多學者曾對形成台灣地區豪雨災害的天氣系統做過雨量預報研究，其中以颱風為對象者居多。如吳等(1980)、

王等(1985)，但在實際應用時，常受豪雨前探空資料獲得困難及統計誤差等的影響，不易準確。至於梅雨系統雨量，則因梅雨個案較少且又較颱風豪雨更無規律性，過去很少對其雨量分佈有詳盡分析結果。

由數學模式預測豪雨雨量仍受許多限制，尤其對小尺度而具局地特性的豪雨更為困難。目前似應先從瞭解豪雨在不同氣壓系統影響下之時空分佈特性著手，如此不僅可供發展豪雨預測方法之參考，亦可提供水利工程設計之應用。本研究即係利用對台灣北部形成豪雨之 14 次颱風個案及 8 個梅雨個案的逐時雨量資料，分析研究大雨區雨量空間及時間分佈特性，以瞭解豪雨量延時和面積分佈之關係。

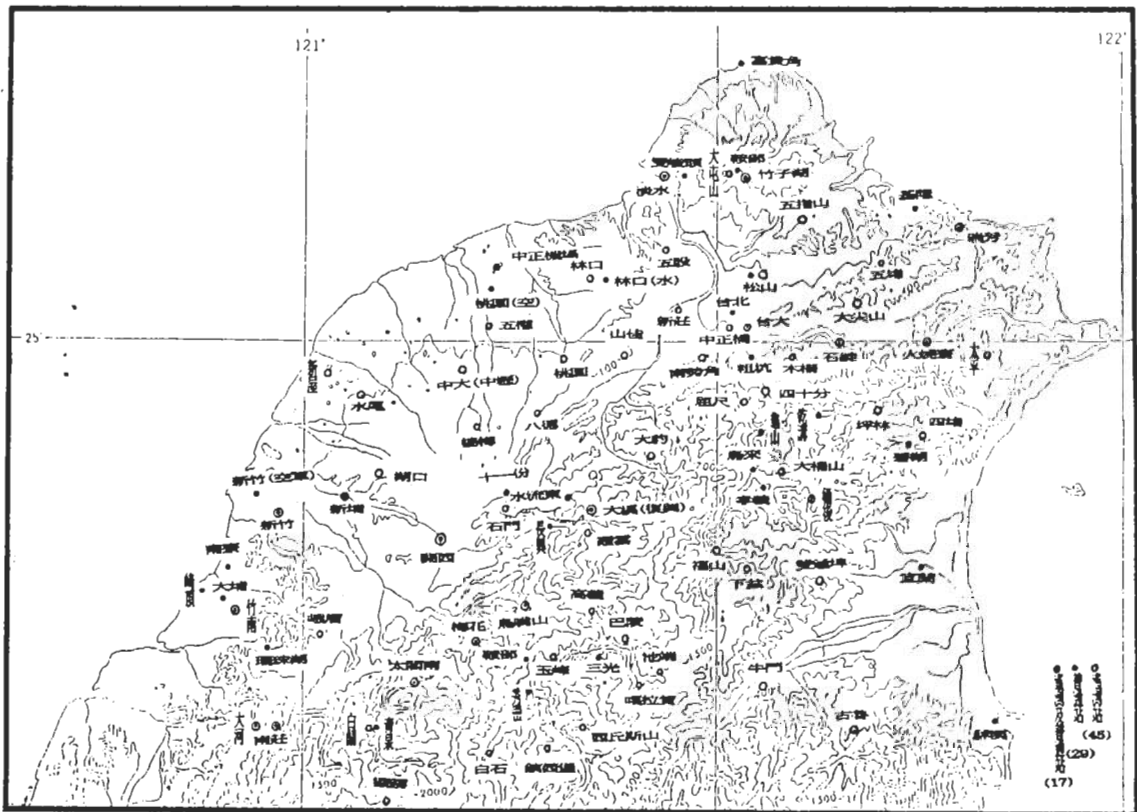


圖 1 研究地區範圍及雨量站的分佈

## 二、研究地區及個案

### (一) 研究地區範圍

本研究之地區為台灣北部（如圖 1）包括大漢溪、淡水河、南北勢溪、基隆河流域、大屯山區及桃園與新竹的沿海平坦地帶。共蒐集中央氣象局、水利局、石管局、空軍、民航局及台電等所屬 91 個測站有關研究個案之逐時雨量資料。

### (二) 研究個案

本研究選 1976 ~ 1987 年對台灣北部發生豪雨的 14 個颱風個案（表一）及 1979 ~ 1986 年之 8 次梅雨個案（表二）。選擇之標準為對台灣北部地區形成豪雨且逐時雨量資料較多之個案。關於颱風路徑乃係個案選定以後再予以分類，並非事先依路徑選取個案，但是仍可發現以四種路徑易形成台灣北部之豪雨（圖 2）。

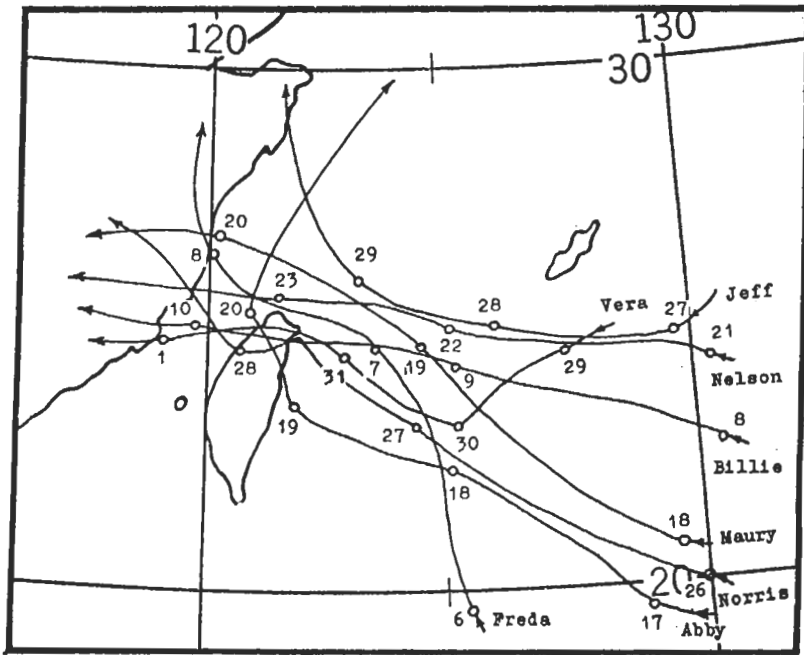
## 三、研究方法

### (一) 豪雨空間分佈分析

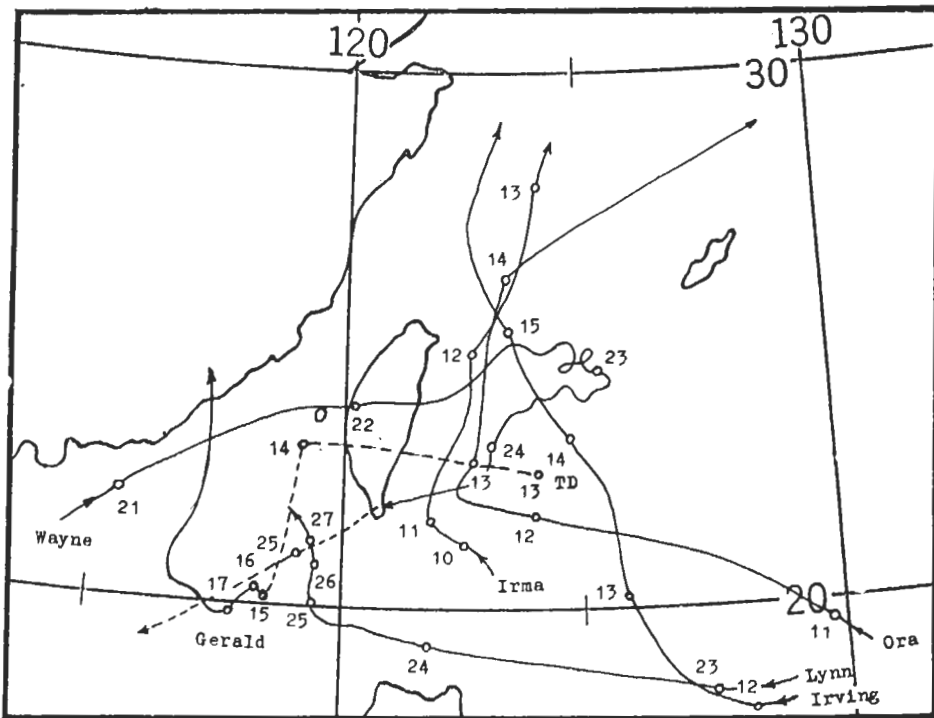
#### 1. D（深度），A（面積），D（延時）分析

(1) 首先決定每一個案在台灣北部形成豪雨之起止時間，我們定時雨量  $R \geq 10 \text{ mm/h}$  為颱風大雨標準，時雨量  $R \geq 5.0 \text{ mm/h}$  為梅雨大雨標準，在研究範圍內有任一地區至少有二測站及以上達到大雨標準，且繼續擴展至同區其他測站，或其他地區亦發生大雨，我們依此二測站大雨開始時間為台灣北部（或專指該地區）大雨開始。

(2) 選定大雨開始及終止時間後，即以此時段之雨量資料計算各測站之 3 小時、6 小時、12 小時、18 小時及 24 小時等延時之累積雨量（對颱風個案）；梅雨個案之整個



(a)



(b)

圖 2 (a) 西進颱風個案(8)路徑，圓圈表 OOZ 位置，旁邊數字為日期  
(b) 其他三種颱風個案(6)路徑

表一 14 個颱風個案名稱及發生年月

表中第一括號為發生年、月。第二括號為國際颱風編號。

路徑 I 西進颱風在台灣北部登陸或通過北方海面：		
Billie ( 1976-8 ) ( 7613 )	Vera ( 1977-7 ) ( 7705 )	Norris ( 1980-8 ) ( 8012 )
Maury ( 1981-7 ) ( 8108 )	Freda ( 1984-8 ) ( 8408 )	Jeff ( 1985-8 ) ( 8506 )
Nelson ( 1985-8 ) ( 8510 )	Abby ( 1986-9 ) ( 8613 )	
路徑 II 通過台灣東方海面北進：		
Irving ( 1979-8 ) ( 7909 )		
路徑 III 通過台灣東方海面或巴士海峽與東北季風共伴：		
Irma ( 1978-9 ) ( 7817 )	Ora ( 1978-10 ) ( 7823 )	Lynn ( 1987-10 ) ( 8720 )
路徑 IV 怪異颱風：		
Gerald ( 1984-8 ) ( 8409 )	Wayne ( 1986-8 ) ( 8612 )	

表二 梅雨個案

編號	1	2	3	4	5	6	7	8
日期	1979 6/8	1980 5/9	1981 5/28	1984 6/3	1984 6/10	1986 5/14	1986 5/20	1986 6/4

豪雨時段甚短，故僅計算 3 小時、6 小時及 9 小時之累積雨量。

- (3) 人工填繪及分析各延時等雨量綫，並再檢討等雨量綫繪製之準確性予以修正。無論颱風及梅雨個案，均可有數量不等的環狀等雨量綫圍成的大雨區，此大雨區常以相當固定的地區為中心。我們即以其中心（包括測站名稱）為分類的依據，對每一大雨區應用等雨量綫法計算其各規定延時，每一條等雨量綫所圍面積及此面積上之平均雨量（深度）。

- (4) 依據(3)之計算資料繪成 DAD 圖。

2 計算大雨中心雨量  $P_0$  與面積  $A$  上平均雨量  $\bar{P}$

之關係。一定延時中，面積  $A$  上之平均雨量  $\bar{P}$  與其大雨中心之雨量  $P_0$  有統計上之關係，一般採用：

$$\bar{P} = P_0 e^{-kA^n} \quad (1)$$

其中  $k$  及  $n$  為常數，從 DAD 分析過程中可以獲得不同地區各延時之大雨中心雨量以及各面積上之雨量，由之可以統計  $k$  與  $n$  值。

#### (二) 豪雨時間分佈分析

日本水工學者石黑政儀（1977）曾使用日雨量計算任意延時降雨強度，因而獲得 24 小時降雨歷程綫，其結果不但有相當的準確性，最大的好處是將計算過程簡化。

關於平均降雨強度  $I$  與延時  $t$  之關係式，本研

究採用 Talbot 式：

$$I = \frac{a}{t + b} \quad (2)$$

其中 I 之單位為 mm/h，t 之單位為 min，a 及 b 為二常數，視地區不同而異。實際上，此 I 與累積雨量 R 之關係成反比，即累積雨量隨時間增加，平均降雨強度隨時間減小，但上式不能表示在一連續降雨期中降雨歷程綫的分佈特性。若將任一單位延時 t 相對應的雨量化為降雨強度 (mm/h)，則可將降雨歷程綫標準化，以 i 代表此降雨強度，i 可由單位延時降雨量 R' 求得，而且亦可由 i 計算累積降雨量 R，i 與 R' 之關係式為：

$$i = R' \times \frac{60}{t} \quad (3)$$

i 與 R 之關係式為：

$$R = \frac{1}{60} \int_0^t i \, dt \quad (4)$$

但 I 與 R 之關係式為：

$$I = R \times \frac{60}{t}, \quad \text{而} \quad R = I \times \frac{t}{60} \quad (5)$$

一次豪雨發生時，若將其各單位時間之雨量繪成雨量圖，則可能有很多的形式，有單峯、雙峯及複峯，而且其峯度 (Kurtosis) 與偏態 (Skewness) 亦不相同，複峯形可以分解為多個單峯形予以處理，若將單峯雨量圖 (如圖 3 中之條圖部份) 應用標準化降雨強度 i 可以求出代表此雨量圖之降雨歷程曲綫之公式，應用公式可繪出歷程曲綫 (如圖 3 中之曲綫部份)，石黑氏對降雨歷程綫之各部定名為 (如圖 4 所示)：雨峯 (Peak)，雨峯前之歷程綫為  $i_b$ ，雨峯後者為  $i_a$ ，雨峯之時間定為 0，雨峯前為  $t_b$ ，雨峯後為  $t_a$ ，任意相等延時分別為  $t_{b1}$ ， $t_{b2}$  等及  $t_{a1}$ ， $t_{a2}$  等，此延時內之降雨強度為  $i_{t_{b1}}^2$ ， $i_{t_{a1}}^2$  等，設全部歷程綫之降雨時間為  $t_0$  則

$$t_b = r t_a \quad (6)$$

$$t_a = (1 - r) t_0 \quad (7)$$

r 為此歷程雨峯所佔之部位，若  $r = 0.5$  為對稱型， $r < 0.5$  為左偏， $r > 0.5$  為右偏。

若將雨量 R 標準化為降雨強度 (mm/h) I，則二者有以下的關係，

$$I = \beta R \quad \beta = \frac{a'}{t + b} \quad (8)$$

此  $\beta$  示降雨強度曲綫之特性，隨各地方之降雨特性而定，石黑氏稱之為特性係數。

現在若令 n 為任意降雨之全部時間 (由降雨開始至降雨終止)，則由 (8) 及 (2)

$$I^n = \beta^n R^n = \left( \frac{a'}{t + b} \right) R^n = \frac{a}{t + b} \quad (9)$$

由上式獲得

$$a = a' R^n \quad (10)$$

又設  $\beta^t$  為 t 小時之特性係數， $I^t$  為 t 小時降雨強度，則

$$\beta^t = \frac{I^t}{I^n} \quad (11)$$

及 
$$b = \frac{n - \beta^t t}{\beta^t - 1} \quad (12)$$

$$a' = b + n \quad (13)$$

應用 (10) 至 (13) 式可求得 a、b 二係數，石黑又推演歷程綫上各點之值，其關係為：

$$i_b = a b \left( \frac{t_b}{r} + b \right)^{-2} \quad (14)$$

$$i_a = a b \left( \frac{t_a}{1 - r} + b \right)^{-2} \quad (15)$$

應用 (6)，(7)，(14)，(15) 式與 a、b 係數即可求得降雨歷程綫。

根據以上方法，在本研究個案之各大雨區中選擇有代表性之測站，應用其實測資料計算各次大雨之降雨歷程綫，予以分析研究。

## 四、研究結果

(一) 颱風與梅雨之豪雨空間分佈特性

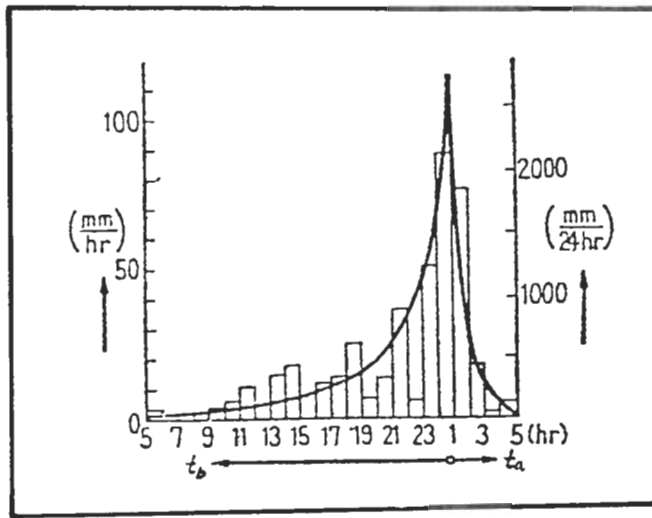


圖 3 實際雨量圖(條圖)及計算之降雨歷程線

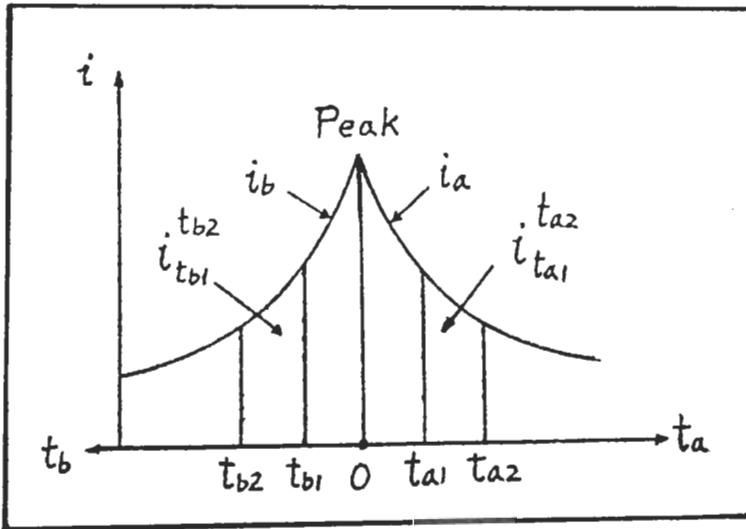
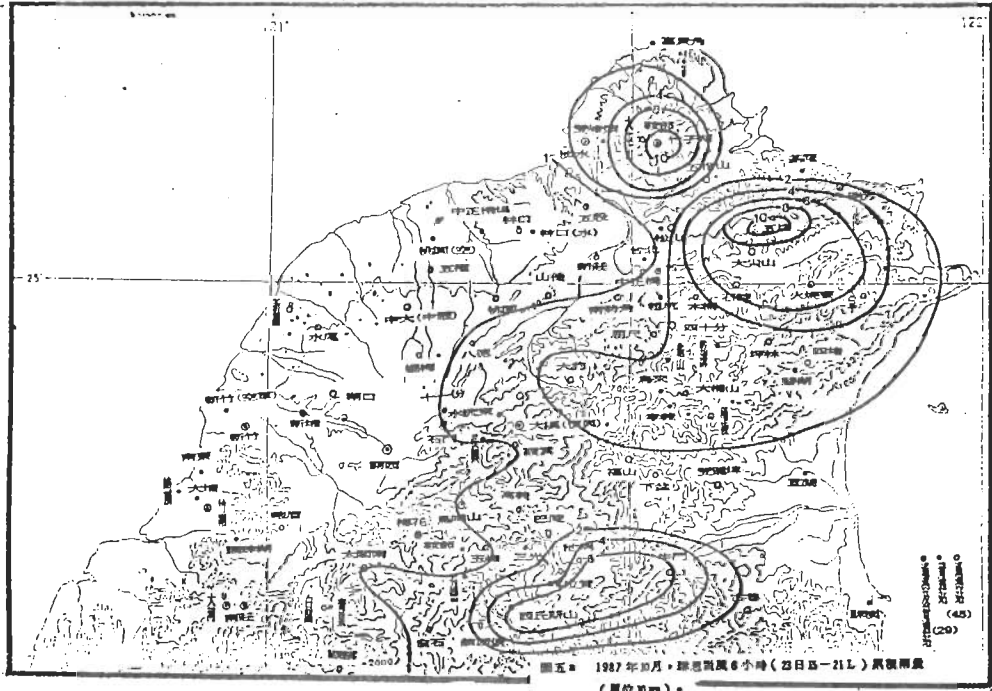


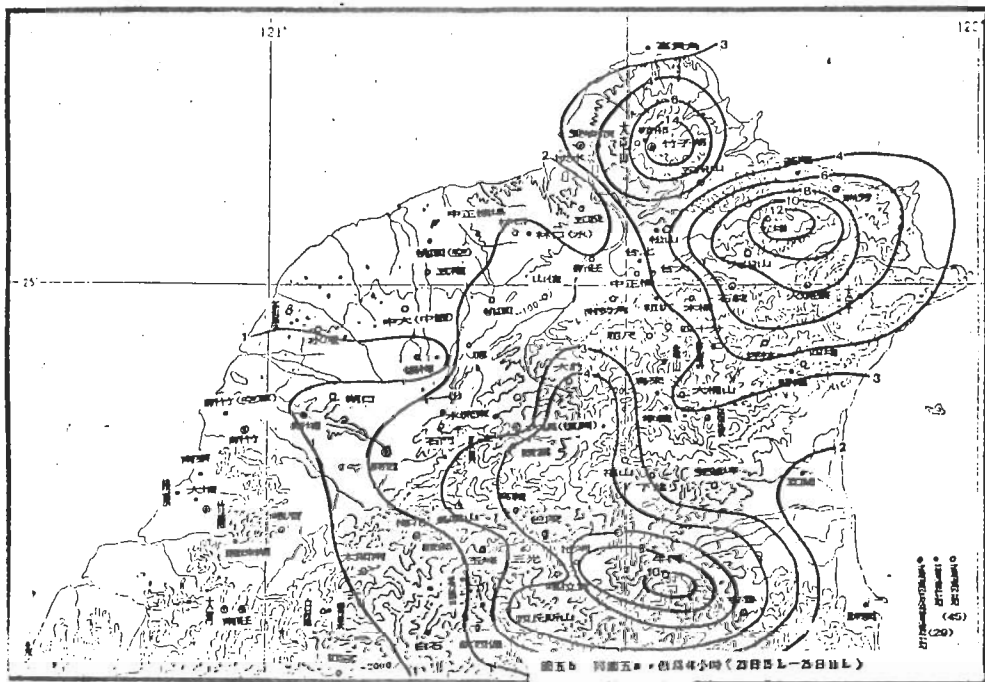
圖 4 降雨歷程線各部份名稱及代號

1. 颱風在台灣北部形成較為固定的大雨中心，多在北部主要河流之中、上游山區，大雨區之範圍由中心向外隨山脈地形和當時盛行風之方向擴展，除大屯山區之等雨量綫分佈呈圓形外，其他地區多為橢圓形，以 Lynn 颱風為例（如圖 5），其 6 小時以及 44 小時累

積雨量之大雨中心幾乎均在同一地區，僅大雨範圍向外擴展，且隨時間繼續增加雨量。  
2. 梅雨系統在台灣北部形成之豪雨空間分佈則不同，等雨量綫之形狀受山脈走向之影響最大，除大屯山區仍保持其圓形外，其他地區多為東北至西南，或是東西走向的橢圓，而



(a)



(b)

圖5 (a) 1987年10月，琳恩颱風6小時(23日15-21L)累積雨量(單位10mm)

(b) 同圖五a，但為44小時(23日15L-25日11L)(單位10mm)

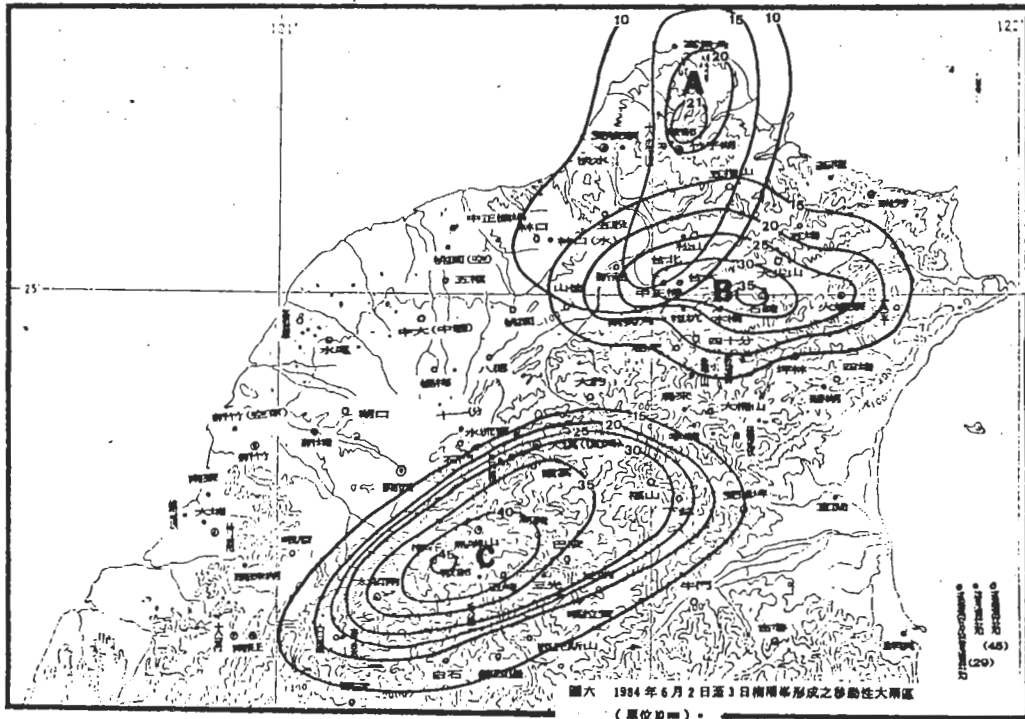


圖 6 1984年6月2日至3日梅雨鋒形成之移動性大雨區  
(單位10mm)

表三 梅雨及颱風個案形成大雨中心區統計

梅 雨 個 案		颱 風 個 案	
大 雨 中 心 區	發生個案數	大 雨 中 心 區	發生個案數
大屯山區(竹子湖、鞍部)	5	大屯山區(竹子湖、鞍部)	14
基隆河中游(五堵、瑞芳)	2	基隆河中上游(五堵、瑞芳、火燒寮)	5
南北勢溪(坪林、乾溝、大桶山) 新店溪(大豹、屈尺、粗坑、中正橋)	5	南北勢溪(碧湖、四堵、坪林、桶後、孝義)	12
大漢溪(霞雲、高義、巴陵)	2	大漢溪(霞雲、高義、巴陵、玉峯)	8
桃竹地區(中正機場中壢、新竹市)	6	頭前溪(白蘭、清泉、鳥嘴山、關西)	7
(註) 梅雨全部個案 8		颱風個案 14	



最大的不同是梅雨系統可在平地形成移動性的大雨區，同時在山區之大雨中心亦隨梅雨鋒之移動而在短時間內增強後隨即消逝。以1984年6月3日的豪雨為例說明之，如同圖6所示，大屯山區（圖中A所示）大雨從6月2日19時開始，至6月3日5時，在10小時內中心累積雨量至210 mm，外圍區至100 mm以後，雨量不再增加，示其降雨已經停止，接著北勢溪區（B所示）從6月3日3時雨量開始增大，至10時，7小時內中心共累積至350 mm，外圍至150 mm，以後不再增加，大漢溪區亦相同，從6月3日5時至6月4日1時，20小時內累積增加，1時以後不再增加，彷彿是大雨中心由大屯山區移至大漢溪區，但亦可能是由於梅雨鋒之向南移動，先在大屯山區發生大雨，向南移動以後，大屯山區雨勢漸小，而北勢溪區增大雨量，繼之為大漢溪區。

3. 颱風及梅雨主要之大雨中心區列如表三。大屯山區、基隆河流域、南北勢溪流域及大漢溪流域無論梅雨或颱風均易發生大雨中心，最顯著的不同是在桃園、新竹一帶之平地上，梅雨系統可形成大雨區（如同圖7）。

(二) DAD分析

我們計算及繪製每一颱風及梅雨個案之DAD圖，最後再按表三中之中心區將颱風及梅雨個案繪成不同延時之平均雨量與面積圖，以研究不同颱風及梅雨系統在各區域中之平均面積雨量之變化情況。分析結果如下：

1. 當颱風系統形成豪雨時，一般而言，可由各地區各延時的平均雨量與面積之關係中，顯示以下的通性。
  - (1) 中心雨量較低時，平均雨量隨面積之增大變化較小，中心雨量增大時，平均雨量隨面積之增大而變化迅速。此乃豪雨時近中心小面積內之雨量梯度特大之原故。

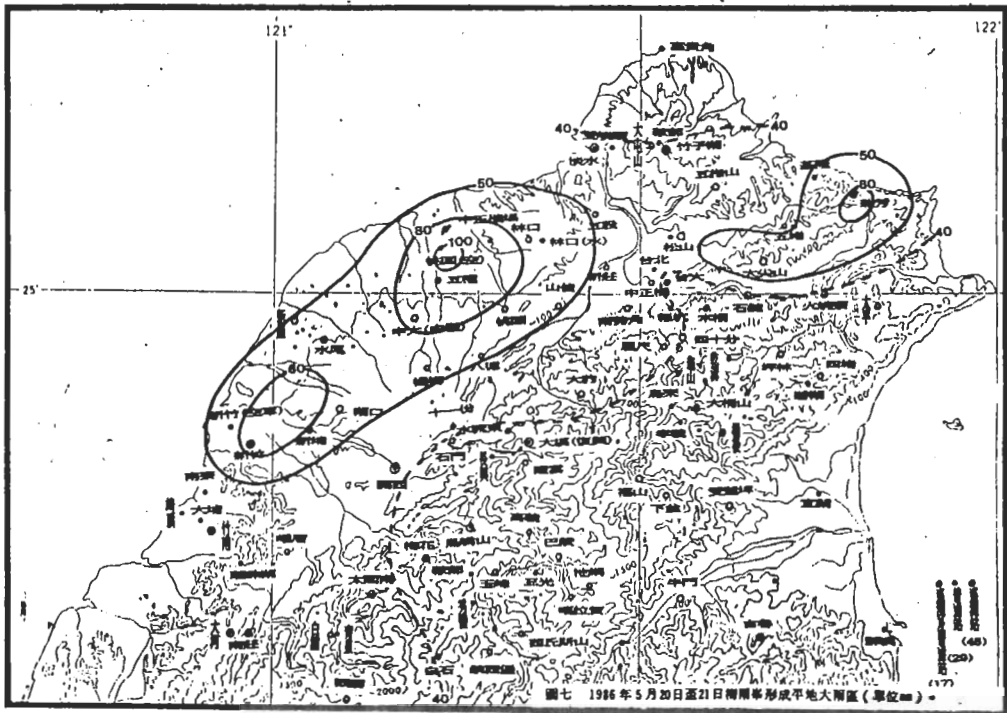


圖7 1986年5月20日至21日梅雨鋒形成平地大雨區(單位mm)

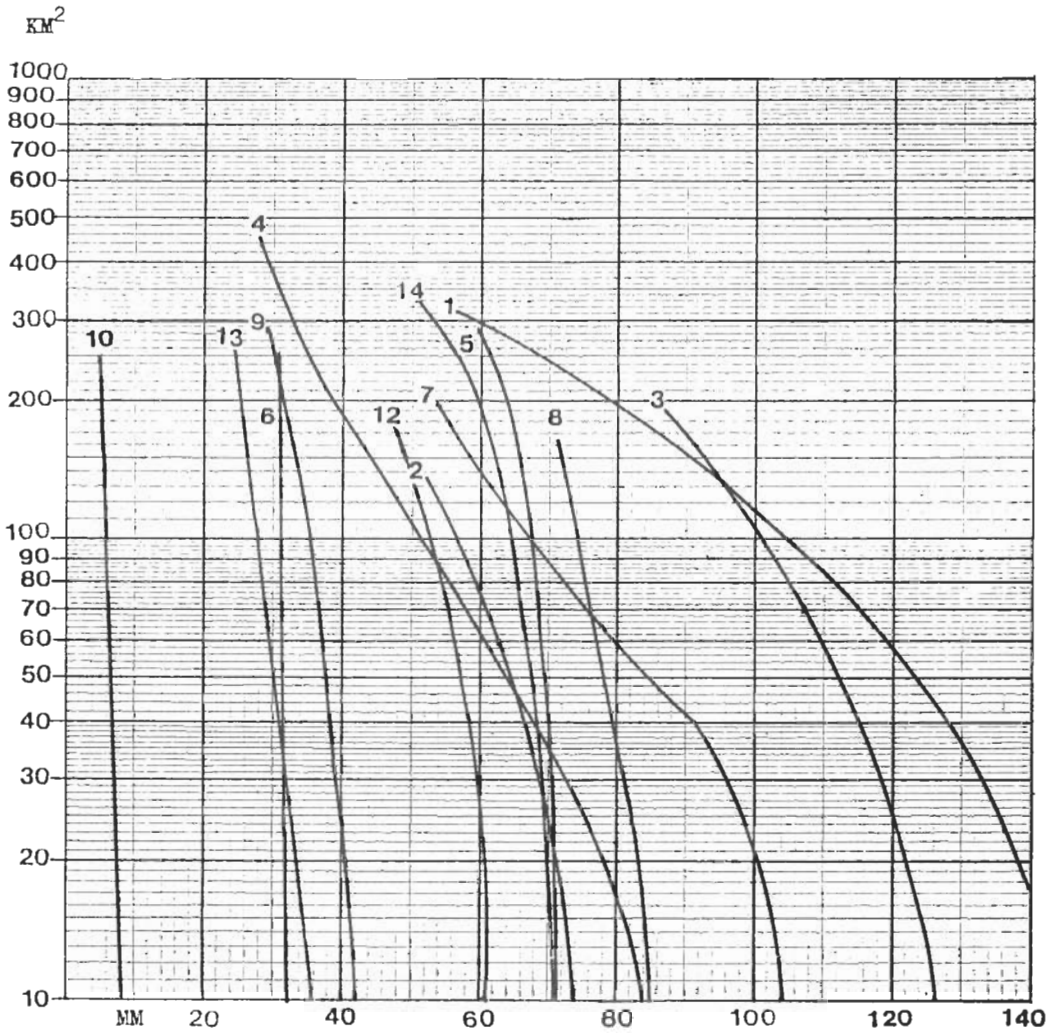


圖 8 颱風大雨時，大屯山區6小時平均雨量與面積關係圖，  
 曲線上數字為颱風編號：  
 1-LYNN 2-ABBY 3-ORA 4-WAYNE 5-FREDA 6-VERA 7-BILLIE  
 8-MAURY 9-IRMA 10-NELSON 11-JEFF 12-IRVING 13-NORRIS  
 14-GERALD

(2)各區之特殊地形影響曲線之型態，大屯山區最為顯著，豪雨時，約在 40 km<sup>2</sup> 面積之內，曲線之變率不大，超過 40 km<sup>2</sup> 以上，即隨面積之增大而平均雨量迅速減小，乃由於大屯山區在豪雨時大雨量集中在山區，且梯度極大之故（如圖 8）。

2 當梅雨系統形成豪雨時其 DAD圖之斜率（尤其在平地測站）較颱風者為規律（如圖 9）。

(3)大雨中心雨量  $P_0$  與面積  $A$  上平均雨量  $\bar{P}$  的關係  
 利用已分析之 DAD 值，計算公式(1)中常數  $k$  與  $n$  之最適值及決策係數。其中颱風計算至 24 小時，梅雨計算至 9 小時，結果如表四所示。

在實際作業中應用公式(1)及相對應的常數  $k$  及  $n$ ，即可推算一定面積  $A$  上之平均降雨量（深度），例如已知一次颱風在大屯山區形成大雨中心區，而竹子湖之 12 小時累積雨量皆大於附近測站者即可定為  $P_0$  值。然後查表得  $k = 0.0049$ ， $n = 0.72$ ，

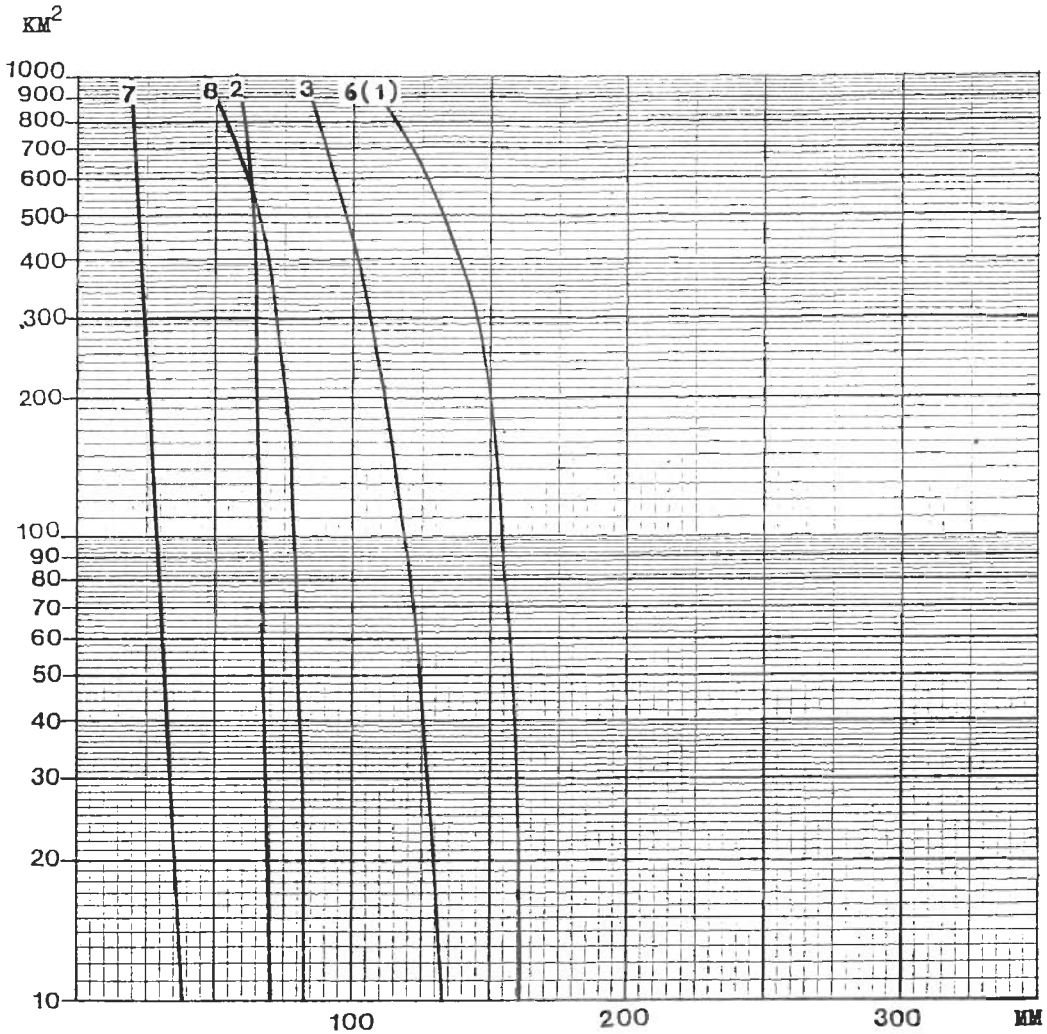


圖 9 梅雨大雨時，桃竹地區6小時平均雨量與面積關係圖，曲線上數字為梅雨個案編號(見表2)

將各值代入公式(1)中，利用計算機即可迅速的推算以竹子湖為中心的各不同面積上延時12小時的平均雨量。

選擇面積A時以小於 1000km<sup>2</sup> 為限制，因為我們計算時以此值為最大面積，但大多數之個案為 500km<sup>2</sup> 以內，故取 A 小於 500km<sup>2</sup> 為最佳之選擇。

四降雨歷程綫之計算與分析

如果一次大雨對一測站有數個雨峯，則先以人工主觀劃分為單一雨峯曲綫，劃分標準為顯著雨峯至少有 5 小時及以上之歷程，且雨峯兩側最低點時雨量小於 5 mm；或在 5 mm 以上，但可判斷為顯著雨峯曲綫者。本研究利用石黑法計算 38 個測站(如圖10)之降雨歷程綫，其中屬颱風雨者 384 個曲綫，梅雨者 168 個曲綫，如圖 11 為 1986 年 9 月 17 日颱風侵襲北部時，淡水、竹子湖及鞍部三站之

表四 公式(1)中常數  $k$  ,  $n$  值與決策係數  $R^2$  值

應 用 於 颱 風 大 雨 狀 況						
區 域	延 時					
		3	6	12	18	24
大屯山區	k	0.0055	0.0046	0.0049	0.0042	0.0020
	n	0.79	0.72	0.72	0.77	0.96
	$R^2$	0.59	0.43	0.50	0.58	0.77
基隆河中 上游區	k	0.0032	0.0015	0.0032	0.0036	0.0004
	n	0.76	0.93	0.73	0.61	0.10
	$R^2$	0.82	0.88	0.65	0.48	0.66
南北勢溪區	k	0.0042	0.0029	0.0016	0.0023	0.0007
	n	0.72	0.72	0.83	0.69	0.91
	$R^2$	0.60	0.69	0.64	0.57	0.88
大漢溪區	k	0.0104	0.0023	0.0013	0.0022	0.0012
	n	0.49	0.79	0.80	0.75	0.90
	$R^2$	0.43	0.70	0.71	0.59	0.73
頭前溪區	k		0.0159	0.0010		
	n	( $R^2$ 值太小)	0.45	0.85	(個案太少)	
	$R^2$		0.55	0.73		
應 用 於 梅 雨 系 統 大 雨 狀 況						
區 域	延 時					
		3	6	9		
大屯山區	k	0.0086	0.0015	0.0022		
	n	0.56	0.85	0.68		
	$R^2$	0.77	0.85	0.60		
新店溪及 基隆河區	k	0.0033	0.0015			
	n	0.72	0.83	(個案太少)		
	$R^2$	0.72	0.90			
桃竹地區	k	0.0092	0.0103	0.0011		
	n	0.46	0.49	0.73		
	$R^2$	0.46	0.67	0.67		

實際雨量圖及計算之降雨歷程綫；有關之計算數據如表五所示，從圖中可以看出石黑法對每一雨峯曲

綫皆有相當良好的配合，但是表五中之  $a$  ,  $b$  值分散極大，由公式(10)至(13)可推知在一定延時內， $b$  值

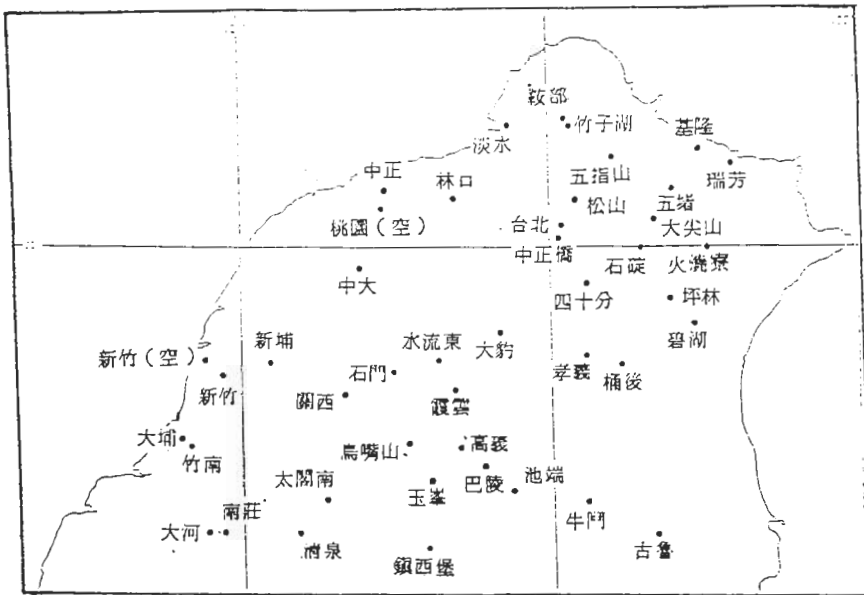


圖 10 應用石黑法計算測站降雨歷程線所選測站分佈圖

受總雨量及雨峯之影響，總雨量越大， $b$  越大，但雨峯越大， $b$  越小，而  $a$  值之變化隨總雨量與  $b$  值二者之乘積增大，石黑氏曾應用日雨量做日本颱風之降雨歷程綫，發現  $b$  值在 2 ~ 5 間，我們應用不固定延時之資料，計算之  $b$  值變化範圍在 0.1 ~ 36.7 間，但我們將 552 次曲綫之  $b$  值與總雨量及雨峯點繪如圖 12，並分析  $b$  之等值綫，圖中標出一部份  $b$  值，資料密集處如圖中方格範圍內即省略。等  $b$  值包綫 (envelope line) 雖呈彎曲，但  $b$  值與雨峯及總雨量之關係尚可尋出相當的關係。應用石黑法計算降雨歷程綫選擇  $b$  值 (由  $b$  及總雨量及延時可推知  $a$ )，對水工設計時決定可能最大降雨量之分佈可以獲得以下 4 點特性：

- (1) 絕大部份之資料 (約 93% 以上) 均在圖中方格綫範圍之內，可知颱風及梅雨形成大雨時最多之單雨峯及其相對應之總雨量發生在此範圍內，當然經常為數個單雨峯之結合大雨，最大  $b$  值及最大總雨量 (方格綫以外)，均為颱風豪雨所形成；最大雨峯為颱風及梅雨特殊個案形成，但總雨量却小於 700 mm。
- (2) 具有小雨峯之降雨不可能形成大的總雨量。

- (3) 雨峯值一定，其總降雨量隨  $b$  值之增大而增大。總降雨量一定， $b$  值越小，雨峯越大。
- (4) 在我們的個案中有許多總雨量很大，但並未發生最大的雨峯，而大雨峯 (超過 75 mm/h) 之  $b$  值多在 2 ~ 6 間，雨峯小時，需要極大之  $b$  值始可有大的總雨量，如圖中所示，雨峯小於 30 mm/h， $b$  值大於 20，總雨量始有機會大於 200 mm，且發生機率不大，如圖中方格之右下方部份，其延時多在 30 小時以上。

我們將圖 12 中分佈特殊之部份分別予以研討，分為 (1) 雨峯大於 75 mm/h 及總雨量小於 700 mm (圖之左上角部份)，(2) 雨峯大於 100 mm/h，總雨量大於 900 mm (圖之右上角)，(3) 雨峯在 50 ~ 70 mm/h，但總雨量大於 900 mm (圖中央部份) 及 (4) 雨峯小於 45 mm/h 及總雨量小於 600 mm (圖中方格右下角部分)。此四種特殊狀況及其相對應之  $r$ 、 $a$  及  $b$  值均列表六，分析後發現：

- (1) 雨峯大，延時短， $b$  值約在 3 ~ 6 間，為陡峻型分佈曲綫，總雨量較小 (如表六(1)所示)，但仍可造成此一地區重大災害，如所列

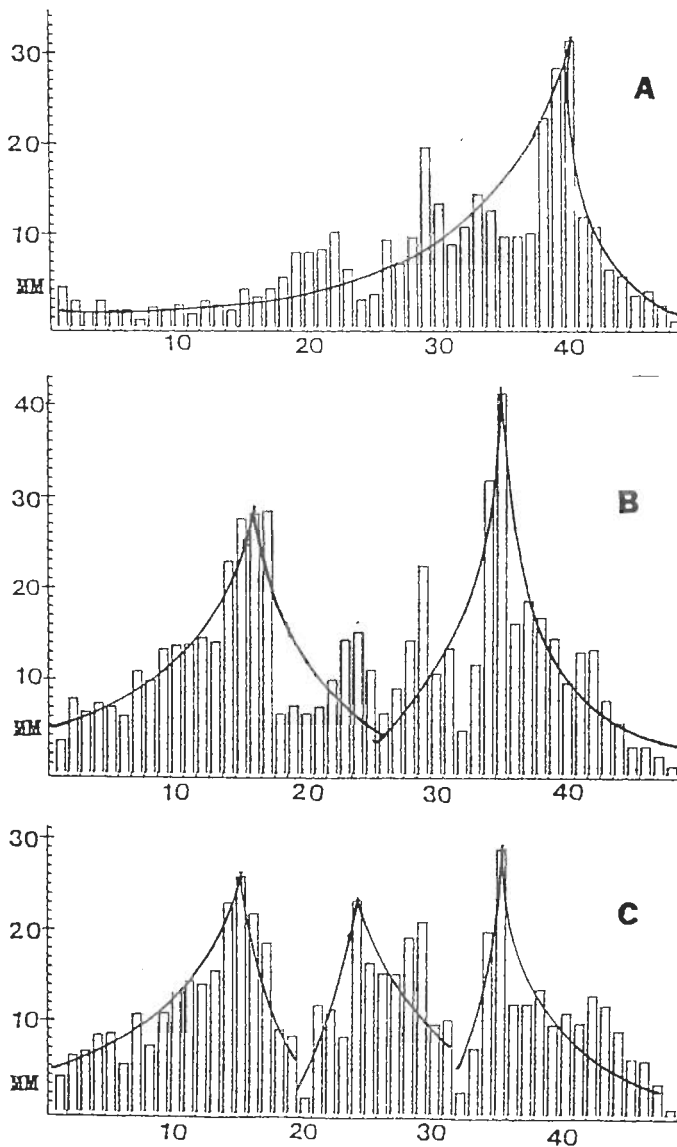


圖 11 石黑法計算降雨歷程線(曲線)及實際雨量條圖比較  
(橫標為時序一小時) A 淡水, B 竹子湖, C 鞍部

颱風。

- (2) 雨峯極大，延時長， $b$  值可有二個值為 8.8 及 19.0，為雨峯極大，且各時降雨強度均大，持續甚久之個案，極為特殊。琳恩颱風所創，形成嚴重之災害（如表六(2)所示）。但發生之機率不大。
- (3) 雨峯中等（ $50 \sim 70 \text{ mm/h}$ ），但延時久，

$b$  值在 19.0 ~ 30.7 間，總雨量特大，可形成極大之災害（如表六(3)所示）。

- (4) 雨峯小，延時久，但總雨量較小， $b$  值在 12.4 ~ 42.7 間，仍可形成災害，但不若前三者嚴重（如表六(4)所示）。

- (5) 在我們 14 個颱風個案形成 384 個單峯曲線中，以雨峯小於  $75 \text{ mm/h}$ ，總雨量小於  $700 \text{ mm}$

表五 圖十一降雨歷程綫計算結果

(註) 測站名稱後數字表示圖十一中雨峯曲綫由左至右之順序，表中符號說明見本文。

測站曲綫	曲綫雨量起始時間	延時 (時數) n	總雨量 (mm)	Peak (mm/h)	r	a	b
淡水	9.月17.日11.~12.L	48	360.1	31.5	0.83	22272	13.7
竹子湖(1)	9.月17.日16.~17.L	25	361.1	28.6	0.64	13598	18.0
	(2) 9.月18.日17.~18.L	23	275.6	41.5	0.44	9301	8.7
鞍部(1)	9.月17.日16.~17.L	20	235.2	26.0	0.75	8159	14.7
	(2) 9.月18.日12.~13.L	11	164.4	23.5	0.36	4516	16.5
	(3) 9.月19.日00.~01.L	17	180.4	29.2	0.24	4534	8.1

表六 颱風個案特殊測站紀錄檢討表

(1)大雨峯及較小總雨量個案

颱風	測站	延時(時 數) n	Peak (mm/h)	總雨量	r	a	b
Lynn	瑞芳(2)	9	78.0	326.5	0.44	4897	6.0
	瑞芳(3)	20	113.5	419.0	0.30	9763	3.3
Freda	清泉	20	117.0	557.8	0.50	13889	4.9
	玉峯	17	104.0	357.6	0.53	7187	3.1
	烏嘴山	19	97.0	422.3	0.47	9882	4.4
	碧湖	19	75.0	313.2	0.53	7235	4.1
Maury	竹子湖	28	112.0	431.0	0.71	13491	3.3
	大埔	23	102.0	481.8	0.74	13346	4.7
	淡水	26	86.8	334.7	0.69	9807	3.3
Billie	鞍部	28	82.8	410.4	0.71	13460	4.8
	清泉	22	102.0	589.1	0.68	16790	6.5
	高義	10	100.2	349.1	0.70	4818	3.8
Wayne	玉峯	20	88.6	691.4	0.75	21572	11.2
	霞雲	12	86.0	282.6	0.25	4268	3.1
Norris	坪林	17	81.0	271.3	0.41	5398	2.9
	桶後	33	80.0	375.9	0.43	14021	4.3

(2)大雨峯及大雨量個案

Lynn	牛鬥	34	116.0	906.9	0.38	38814	8.8
	竹子湖	37	102.4	1353.9	0.22	75816	19.0

(續下頁)

## (3)中雨峯、大雨量個案

颱風	測站	延時(時數) n	Peak (mm/h)	總雨量	r	a	b
Abby	古魯	48	65.5	1066.9	0.67	75965	23.2
Ora	竹子湖	48	53.2	1223.8	0.63	96315	30.7
Lynn	鞍部	36	70.5	920.7	0.19	50638	19.0

## (4)小雨峯、較小總雨量、較長延時個案

颱風	測站	延時(時數) n	Peak (mm/h)	總雨量	r	a	b
Abby	淡水	48	31.5	370.0	0.83	22272	13.7
	高義	45	31.0	353.0	0.73	20794	13.9
	霞雲	43	32.0	331.7	0.70	18378	12.4
	巴陵	48	29.0	482.8	0.71	34763	24.0
Ora	桶後	48	30.5	536.5	0.85	39801	26.4
	淡水	48	28.3	380.4	0.52	24838	17.3
	碧湖	47	21.9	371.2	0.75	26728	25.0
	孝義	48	27.5	471.0	0.58	34429	25.1
	四十分	47	20.0	458.0	0.75	41087	42.7
	牛鬥	41	25.0	477.1	0.71	35688	33.8
	五指山	47	26.0	522.0	0.55	41919	33.3
	火燒寮	47	31.8	557.2	0.57	40843	26.3
	五堵	43	41.0	581.8	0.47	36481	19.7
	桶後	48	34.0	482.0	0.57	32149	18.7

表七 梅雨個案特殊測站記錄檢討表

發生日期	測站	延時(時數) n	Peak (mm/h)	總雨量	r	a	b
1984.6.3	霞雲	11	122.0	331.7	0.55	4411	2.3
	石碇	8	97.0	355.0	0.63	4580	4.9
	玉峯	9	95.0	323.6	0.30	4174	3.9
	中正橋	6	93.0	307.4	0.50	3412	5.1
	高義	10	90.0	243.0	0.50	3013	2.4
	台北	6	87.0	248.6	0.50	2362	3.5
	鳥嘴山	7	87.0	218.3	0.29	2030	2.3
	石門	7	87.0	171.9	0.57	1427	1.3
1981.5.28.	四十分	8	75.5	207.6	0.38	2221	2.7
	新竹	7	88.7	164.3	0.57	1347	1.2
1981.5.14.	新竹	8	98.0	164.4	0.38	1447	0.8
	關西	5	97.0	146.7	0.20	836	0.7



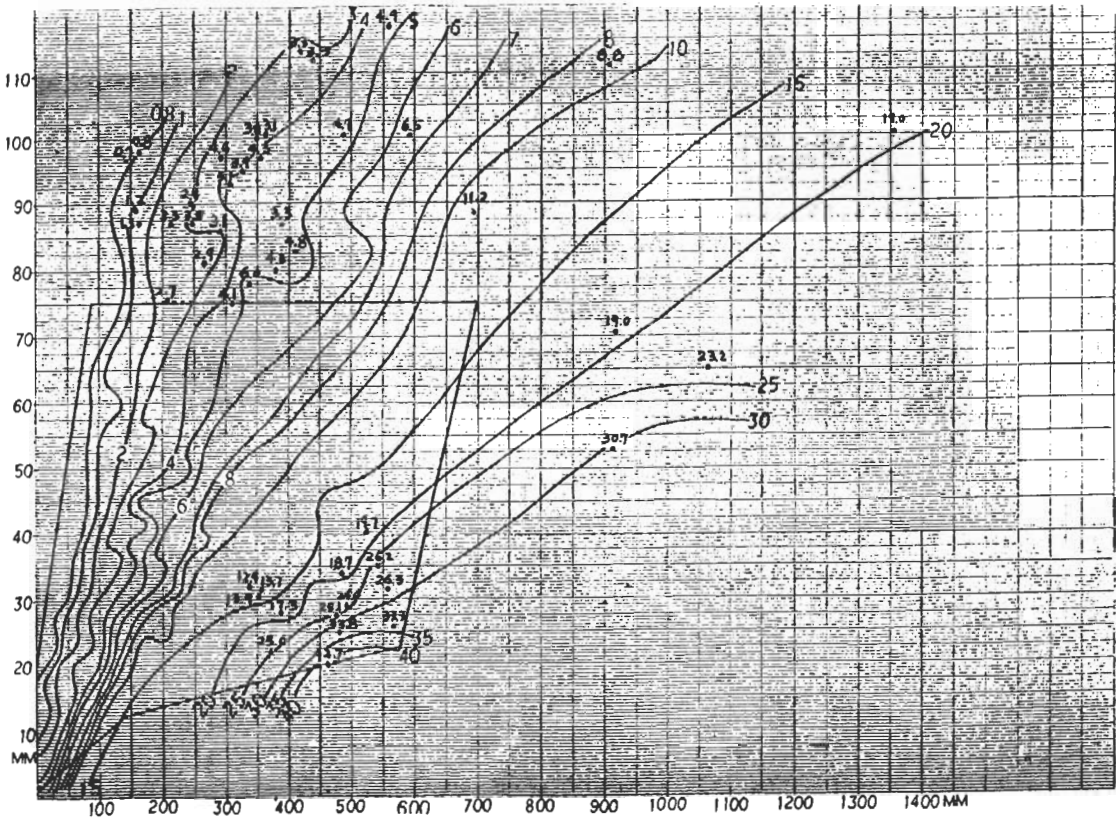


圖 12 石黑係數b與總降雨量及雨峰值之關係

，延時 30 小時內，b 值在 0.1~15.0 者發生次數最多，特殊個案如表六所示，其中以颱風 Lynn，Abby 及 Ora 在大屯山及宜蘭山區形成之豪雨最烈。

此外，8 個梅雨個案中，發生最多之雨峯為 35 mm/h 以下，歷程綫之總雨量多在 100 mm 以下。對可形成重大災害之個案，檢討如表七。從表中資料可知，過去形成最嚴重災害者為著名的「五二八」、「六三」水災以及 1986 年之「五一四」豪雨，延時多在 5~10 小時，b 值在 0.7~5.1 間，多為豪雨峯高而陡峻曲綫型。

石黑氏降雨歷程綫法由於其 a、b 二常數缺乏統計上之通用值對預報大雨幫助不大，但是因為可以模擬一次大雨時各時間之降雨強度分佈狀況。如果配合水利工程設計通用之可能最大降雨量 (PMP) 法，選用可以形成最大雨量分佈之 a、b 常數則

不但可以明瞭一時段內之最大總雨量，而且可以模擬其各時間之降雨強度分佈，對設計上有甚大之幫助，但是石黑氏法仍需以更多的個案進一步尋求其常數之變化規律，始可提供預報之參考。

### 五、結 論

颱風與梅雨系統在台灣地區形成豪雨時，雨量空間的分佈似較時間的變化有規律性，但仍為一複雜的問題。由於地形的影響，應用豪雨空間分佈之分析結果時必須嚴格遵守尺度的限制。雨量在時間上的變化，雖然在一小流域中，各測站亦可有迥然不同的分佈形式。從本研究中，我們獲得以下的初步結果：

- (一) 颱風常在台灣北部之大屯山區、基隆河中上游、南北勢溪流域、大漢溪石門水庫集水區上游及頭

前溪上游形成大雨中心，其中以大屯山區及南北勢溪最易發生。

(二)梅雨系統除在以上的山區形成大雨區外，並可在桃竹平地形成，而以大屯山、新店溪下游及桃竹平地最易發生。

(三)颱風大雨中心在颱風侵襲期間較有停滯性，但梅雨者却常隨梅雨鋒及其中尺度系統移動，故大雨中心在一地存在時間較短。

(四)不同的颱風或梅雨系統對一區域形成大雨區時，其一定延時的空間平均雨量分佈，用平均降雨深度(D)與面積(A)之曲線表示，似有相近的形式，顯示可應用中心雨量( $P_0$ )推算面積平均雨量( $\bar{P}$ )，其關係式如下：

$$\bar{P} = P_0 e^{-kA^n}$$

計算常數  $k$  及  $n$ ，如表四所示 ( $R^2$  值均在 0.4 以上)，可供估計一定面積上平均雨量之用。

(五)石黑政儀「降雨歷程綫計算法」對每一測站之歷程綫以及所推算的每小時平均降雨強度與實際歷程之分佈有相當良好的配合，但所需計算之二常數值隨降雨總延時、總降雨量及雨峯而變化。在一大雨區中，各測站之常數變化界限極大，很難獲得統計上的通用值。但從分析中發現常數  $b$  之值可由雨峯、總降雨量估計其可能最大值，由雨峯及總降雨量推估可能的最大延時，設定合理的  $b$  值及延時與總降雨量後，即可應用石黑法求得可能最大的降雨歷程綫及其相對的每小時雨量。如配合水利工程設計常用之可能最大降雨量 (PMP)，則更可增加設計上之應用價值，對豪雨預報方面仍需以更多個案進一步求其常數之變化規律，始可提供參考。

## 誌謝

感謝中央氣象局、水利局、石門水庫管理局、

空軍氣象中心、民航局氣象中心及台灣電力公司等六機構提供雨量資料，尤其感謝水利局郭王珍課長之鼎力協助使本研究在資料蒐集方面得以順利完成。本研究在國科會專案研究計畫 NSC 77-0414-P034-1B 支持下完成。

## 參考文獻

陳泰然 (1984)：國內近年來大氣科學研究成果納入實際氣象預報作業之可行性研究 (續)，國科會防災科技研究報告 73-16 號。

曲克恭與劉廣英 (1982)：台灣地區豪雨及暴雨量分佈之研究，氣象預報與分析，92, 30-55。

————— (1983)：台灣地區豪雨及暴雨特殊分佈之成因，國科會研究報告，NSC 72-0202-M072-01。

————— (1986)：台灣地形對雨量增減作用，國科會研究報告，NSC 74-0202-M072-09  
吳宗堯、謝信良及喬鳳倫 (1980)：曾文水庫集水區降水特性分析及颱風降水預報之研究，中央氣象局研究報告 53 號。

王時鼎與謝信良 (1985)：Rainfall predictions of typhoon invading Taiwan, Proceedings of the ROC-Japan Joint Seminar on Multiple Hazards Mitigation, NTU, 861-872。  
林雨我與徐晉淮 (1988)：侵襲台灣颱風之研究，天氣分析與預報研討會論文集編，中央氣象局，177-189。

應用水文統計學，岩井重久及石黑政儀原著，索明譯，偉成文化事業有限公司，1977。  
水文氣象學，Wiesner 原著，羅樹孝譯，徐氏基金會，1975。

Applied hydrology, Linsley 等著，1949, McGraw-Hill Co., 79-92。

## Heavy Rainfall Distribution in the Northern Taiwan

Hong-Yung Tzing    Ko-Kung Chu

Department of Meteorology  
Chinese Cultural University

(manuscript received August 23, 1989; in final form September 22, 1989)

### ABSTRACT

Numerical expressions of the spatial distribution and the Depth-Area-Duration relationship of the heavy rainfall during Typhoon and Mei-Yu seasons in northern Taiwan were studied by using 14 typhoon cases from 1976 to 1987 and 8 Mei-Yu cases from 1979 to 1986. Meanwhile, mathematical expressions of the hyetographs measured by each of the selected rainfall stations located in the heavy rainfall area were calculated by following the method introduced by Ishigoro. We also studied the characteristics of the hyetographs and heavy rainfall patterns.

From this study, some primary results were obtained, such as (1) due to the special topographic features of northern Taiwan, typhoons will form heavy rainfall centers in some favorable mountain areas if they follow the tracks as shown by our cases, (2) if heavy rain is caused by a Mei-Yu frontal system, the heavy rainfall centers will always move with the front and some mesoscale systems and the moving heavy rainfall areas will easily form in the plain area west of the mountain, but sometimes the fixed heavy rainfall area also happens in the mountain area, (3) the area mean rainfall could be satisfactorily computed by using the maximum rainfall at the center of the heavy rain area and the two constants of the equation for each topographic regions in northern Taiwan were computed, and (4) the hyetographs computed by the Ishigoro method for individual stations fit the actual hyetographs well, but the two constants in the Ishigoro's equations greatly depend upon the total duration, total rainfall amount and the rainfall at the peak. It indicates that under the effect of the same typhoon or Mei-Yu frontal system, even within a single river valley the time distributions of heavy rainfall of the stations are very different.

Keywords: Depth-Area-Duration relationship, Precipitation intensity, Rainfall gradient, Hyetograph, Ishigoro method.