



師大地理研究報告  
第32期 民國89年5月  
Geographical Research  
No. 32, May. 2000

EJ095200032081

# 台北盆地降雨的空間特性的研究(II)： 暴雨的分布、深度與面積雨量 \*

The Spatial Characteristics of Rainfall in Taipei Basin  
(II): An Analysis of the Distribution , Depth and Areal  
Volume of the Storm Rain

丘逸民 \*  
Yat-Man Yau

## 摘要

都市地區的局部積水災害，常為中小尺度的劇烈降水所造成，不易以較稀疏的，以天氣預報為目標的觀測網的雨量資料來進行檢討與分析。台灣師大地理系氣候實驗室在90年代初曾在台北盆地建立56個臨時自動雨量站，配合公設的16個雨量站，組成較詳密的雨量觀測網。本文即以1992年3月1日至1993年2月28日的逐十分鐘雨量資料為基礎，進行一小時延時雨量 $\geq 40\text{mm}$ 的暴雨個案的降雨空間特性的分析，所得成果如下：

1. 台北盆地的雷暴雨多侷限於盆地南部，雨量向北、西北遞減迅速，台北測站常在此暴雨多發生區外。由於台北測站較諸盆地南部，發生雷雨的機率似較少，藉台北測站長年雨量記錄，來推算的各頻率年設計暴雨率，對盆地南部同頻率年的暴雨率而言，可能是低估的。同樣，以台北測站點雨量資料來推估雷暴雨的各面積平均雨量時，就會出現很大的誤差，而且面積愈小，誤差愈大。
2. 現有雨量站網在監測梅雨鋒降雨上，其觀測密度是足夠的。但是如用於監測氣團雷

\* 本文為筆者在台灣師範大學地理研究所的博士論文的第二部分。第一部分已先於1997年在中國地理學會會刊第25期發表。

\*\* 台灣師範大學地理學系副教授

雨，則觀測密度尚有不足。另外，從現有雨量站網的空間配置上看，盆地東南部的信義區應增設一測站。

3. 研究期內各暴雨個案的一小時延時平均面積減退係數曲線顯示，在面積為10公里時，面積雨量約為最大降水深度的80%，至25平方公里時為73%以下，至100平方公里時，則已快降到50%了，可見面積雨量的減退程度頗大。如藉數式 $\alpha = A^{-\varepsilon}$ 來表示時，台北盆地一小時延時暴雨平均面積減退係數：

$$\alpha = A^{-0.164}, \quad \varepsilon \text{ 的 } 95\% \text{ 信賴水準的範圍為 } : -0.153 > \varepsilon > -0.176, \quad A \text{ 是面積(單位：平方公里)。}$$

**關鍵詞：**降雨時空特性；都市逕流積水；測站的空間代表性；暴雨的面積減退係數；台北盆地

### Abstract

In the early nineties the climatological lab. of Dept. of Geography , NTNU, set up 56 temporary automatic rainfall recorders together with 16 public rainfall stations to compose a comparatively much dense rainfall monitoring system in Taipei Basin. Based on the rainfall data per ten minutes from 1<sup>st</sup> march 92 to 28<sup>th</sup> Feb. 93, we analysed the spatial characteristics of the storm rain . The results are as following:

1. The storm rain in Taipei Basin concentrated in the southern region and rainfall decreased sharply towards north and north-west direction. The Taipei Station of Central Weather Bureau was often beyond this dense storm rain region. As the rainfall return periods in Taipei basin were evaluated by the long-term rainfall at Taipei station, each designed storm rainfall would devaluated the same duration storm rain in southern part of Taipei basin. Also, there would be great error for evaluating the average areal storm rainfall by the point rainfall of Taipei station , and the area was smaller, the error would be greater.

2. The spatial density of the existing rainfall monitoring system is sufficient to monitor the rainfall of frontal storm-rain . However, it is not sufficient enough to monitor the rainfall of air mass storm-rain. In view of the existing monitoring rainfall stations, one more station should be set up in Hsin-I district at the east-southern part of Taipei basin.

3. According to the average areal reduction factor curve of 1 hr duration storm-rain that created by the storm-rain cases during the research period, indicated that the 10  $Km^2$  areal rainfall is about 80% of the greatest depth of rainfall , 25  $Km^2$  is below 73%,

till  $100 \text{ Km}^2$  is coming up to 50%, that means the reduction of the areal rainfall is very great. By means of the regression equation  $\alpha = A^{-\varepsilon}$ , the average areal reduction factor of 1 hr duration storm-rain in Taipei basin is  $\alpha = A^{-0.164}$ , the 95% significance level internal is  $-0.153 > \varepsilon > -0.176$ , A is the area( $\text{Km}^2$ ).

**Keywords:** the spatial characteristics of rainfall, inundation of urban runoff, spatial representation, the areal reduction factor , Taipei basin.

## 一、前 言

台北盆地位於淡水河流域的北部，係由淡水河三支流基隆河、新店溪、大漢溪所沖積而成，地勢低窪，過去如遇豪雨，河水宣洩不及，即易溢出兩岸，造成洪泛。近年經政府陸續推動台北地區整體防洪計畫下，第三期防洪工程也已於1998年左右完成，基本上台北盆地的平常洪水(200年一次的洪水頻率)均可約束於堤外，不致成災。不過台北盆地在堤防所圍之都市化地區，雖可免洪泛之災，但暴雨所形成的逕流，仍會造成市區局部積水災害。故針對台北地區都市逕流積水的問題，台北市政府工務局曾於民國58~60年由新工處檢討台北市地下排水系統之規劃，決定採合理化法，以公園路中央氣象局台北測站之長年雨量資料所推導的台北市五年一次一小時暴雨率，為地下排水道主支渠的設計依據。台北縣政府工務局則援引此數據，但是所探用的設計暴雨率，是三年一次一小時暴雨率。另外，颱風雨為本區洪泛的主要原因，築堤後，颱洪被侷限於堤外，洪水壅高，台北市地下排水道的出水口處多低於洪水面，堤內都市逕流就無法以重力排出，易引起嚴重的地表積水災害。故此，新工處也以五年一次一小時的颱風暴雨率為抽水站之設計依據。

然而，從歷年台北市的地表積水個案及新工處(1980)之報告可見，台北市很多地區在台北測站所錄得之二、三年一次的一小時暴雨量情況下，也有嚴重的積水災害。歸究原因可能是地層下陷，泥沙淤積，垃圾堵塞，使排水能力達不到設計要求；或因上游排水面積擴大，或地表土地利用改變，增大逕流量。

不過，易引起地表積水之劇烈降水，多為中小尺度的強烈對流性天氣系統所造成。這種降雨型態在時間上及空間上均較具集中性，在時間上約10分鐘~1、2小時，空間上可小至2~20公里(Orlanski, 1975)。例如陳國彥等(1984)曾整理1984年6月3日水災的降雨資料，發現台北測站六小時降雨達248mm，但台大測站則更高，達396mm，可見降雨很具空間集中性，而引致景美、木柵一帶有嚴重的積水災害，但台北市其他地區災害卻較輕微。

故此，如台北測站所測得之降雨量雖未超越五年一次一小時暴雨量，但台北市局部

地區仍有嚴重地表積水災害產生，是否即因降雨的時空間差異性，導致發生積水災害的地區，其實際降雨量是已超過五年一次一小時暴雨量所致？楊德良等（1987）以松山測站的雨量資料，模擬民生社區雨水下水道的水流動態變化過程，並以實測的流量及水質資料與模擬結果相比較，在結論及附錄期末座談會中均提到因局部性的地形雨關係，僅用單一測站資料，可信度令人懷疑，結果不盡理想，建議應多增設雨量站。

可見上述都市水文災害問題的理論研究與應用規劃，應先釐清台北盆地降雨的時空間特性。截至90年代初，相關單位在台北盆地設置並持續觀測中的測站為27站，數量不能算少，但對中小尺度對流系統的研究而言，這樣的觀測站密度仍嫌不足，故台灣師大地理系氣候實驗室早在1987年就在台北市設立21個臨時雨量站，來初步觀察台北市的降雨空間分布特性（陳國彥等，1988），在90年代初再增設至五十六個臨時雨量站，平均分布在台北盆地及其周緣坡地，其中二個設在桃園縣龜山鄉緊臨台北縣之盆地西緣地區，涵蓋約501.9平方公里的面積，使測站的平均距離可小至僅二～四公里（圖1及表1）。增設的臨時雨量站全係使用台灣師大地理系氣候實驗室研究人員所自行開發的測雨系統（陳國彥等，1988；陳國彥等，1990）。

筆者以其中70個雨量站在1992年的雨量資料來進行台北盆地降雨特性的一系列研

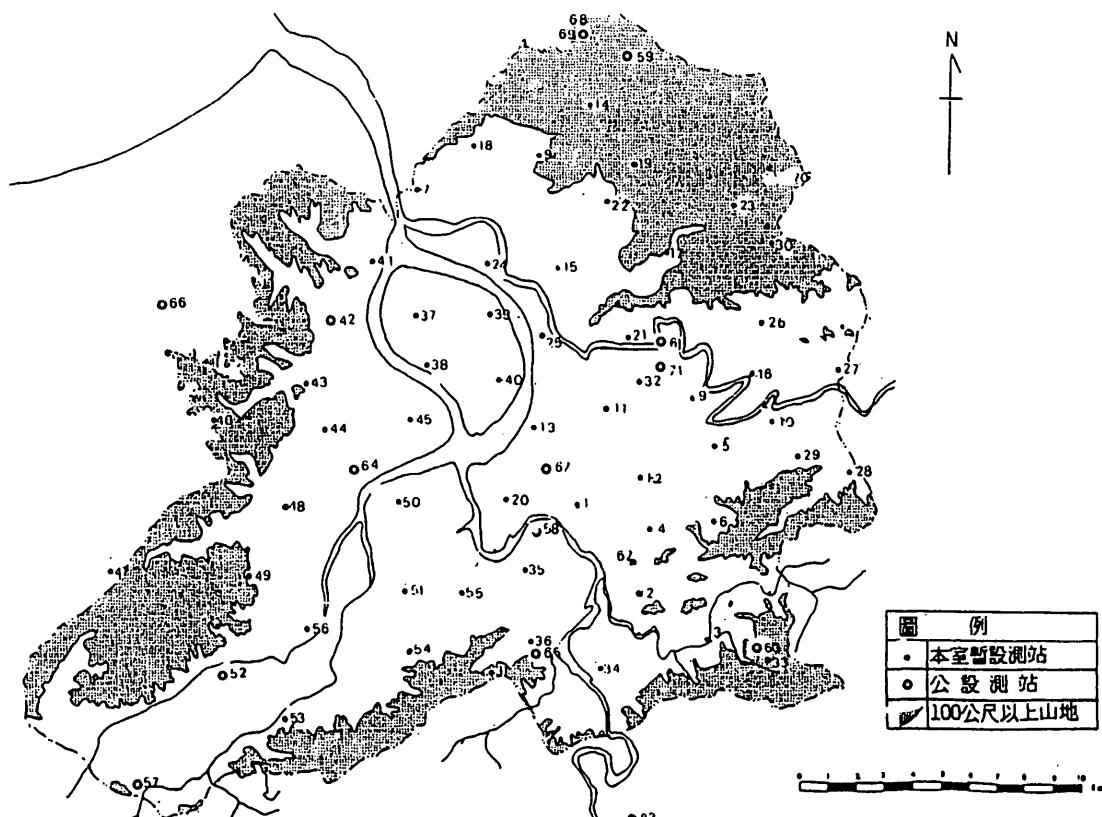


圖1 台北盆地雨量測站分布圖

表1 台北盆地公設測站(1992年)及台灣師大地理系氣候研究室臨時雨量站網

編號	測站名稱	設立單位	編號	測站名稱	設立單位	編號	測站名稱	設立單位
1	師大	師大地理系氣候實驗室	25	重慶國中	師大地理系氣候實驗室	49	武功國小	師大地理系氣候實驗室
2	景興國中	師大地理系氣候實驗室	26	碧湖國小	師大地理系氣候實驗室	50	新埔國小	師大地理系氣候實驗室
3	木柵國中	師大地理系氣候實驗室	27	東湖國小	師大地理系氣候實驗室	51	重慶國中	師大地理系氣候實驗室
4	和平國中	師大地理系氣候實驗室	28	舊莊國小	師大地理系氣候實驗室	52	山佳國小	中央氣象局
5	永吉國中	師大地理系氣候實驗室	29	福德國小	師大地理系氣候實驗室	53	頂埔國小	師大地理系氣候實驗室
6	吳興國小	師大地理系氣候實驗室	30	圓覺寺	師大地理系氣候實驗室	54	清水國小	師大地理系氣候實驗室
7	關渡國小	師大地理系氣候實驗室	31	福德宮	師大地理系氣候實驗室	55	積穗國小	師大地理系氣候實驗室
8	新民國中	師大地理系氣候實驗室	32	五常街	師大地理系氣候實驗室	56	沙崙國小	師大地理系氣候實驗室
9	民生國中	師大地理系氣候實驗室	33	指南國小	師大地理系氣候實驗室	57	三峽	台灣省水利局
10	南港國中	師大地理系氣候實驗室	34	中正國小	師大地理系氣候實驗室	58	中正橋	台灣省水利局
11	長春國中	師大地理系氣候實驗室	35	永平國中	師大地理系氣候實驗室	59	竹子湖	台灣省水利局
12	大安國中	師大地理系氣候實驗室	36	中和國中	師大地理系氣候實驗室	60	木柵	中央氣象局
13	忠孝國中	師大地理系氣候實驗室	37	蘆洲國中	師大地理系氣候實驗室	61	松山	中央氣象局
14	泉源國小	師大地理系氣候實驗室	38	二重國小	師大地理系氣候實驗室	62	公館	中央氣象局
15	中正高中	師大地理系氣候實驗室	39	碧華國小	師大地理系氣候實驗室	63	屈尺	中央氣象局
16	三民國中	師大地理系氣候實驗室	40	正義國小	師大地理系氣候實驗室	64	新莊	中央氣象局
17	至善國中	師大地理系氣候實驗室	41	成洲國小	師大地理系氣候實驗室	65	南勢角	中央氣象局
18	桃源國中	師大地理系氣候實驗室	42	五股國中	中央氣象局	66	林口	中央氣象局
19	格致國中	師大地理系氣候實驗室	43	泰山國中	師大地理系氣候實驗室	67	台北	中央氣象局
20	萬華國中	師大地理系氣候實驗室	44	明志國小	師大地理系氣候實驗室	68	鞍部站	中央氣象局
21	大直國中	師大地理系氣候實驗室	45	頭前國小	師大地理系氣候實驗室	69	大屯山	中央氣象局
22	蘭雅國中	師大地理系氣候實驗室	46	樂善國小	師大地理系氣候實驗室	70	五指山	中央氣象局
23	溪山國小	師大地理系氣候實驗室	47	壽山國小	師大地理系氣候實驗室	71	松山機場	民航局
24	福安國中	師大地理系氣候實驗室	48	民安國小	師大地理系氣候實驗室			

\*：暫停觀測

究，報告的第一部分為時雨量為基礎的分析，以探討不同天氣系統所帶來降雨的時空分布特性，並嘗試劃分雨區及檢討台北測站在降雨觀測上的空間代表性（丘逸民，1997）。結果發現雷暴雨的分布有明顯的空間差異，雷暴雨（尤其氣團雷雨）多集中在盆地南部；其次，在東北季風型降雨及滯留鋒型降雨時，台北測站對盆底平原的空間代表性是足夠的，但對北部山地的代表性則較差；然而午後的氣團雷雨，台北測站僅能代表盆地中部區域，至於盆地南部、西南部、西北部及北部，在多數情況下其雷暴雨的時空變異與台北測站的一致性是很低的。筆者進一步以測站的平均空間代表性及複合相關圖來印證，假設空間相關採  $r \geq 0.7$  為測站間在同一雲雨系統的標準，則梅雨鋒降雨的測站間相關在 0.7 以上的平均距離為 8 ~ 11 公里，氣團雷雨則甚為侷限，僅為 1.5 ~ 2.0 公里，東北季風雨則在兩者之間，平均測站間距離為 8 ~ 10 公里；不同類型降雨的複合相關圖也顯示東北季風雨或梅雨鋒雨，相關係數  $r \geq 0.7$  的東西向長軸距離均在 10 公里以上，氣團雷雨則遠為短狹，僅為 3 公里。

本文則是此系列研究的第二部分，欲進一步以 1992 年的逐十分鐘雨量為基礎，來累計每次降雨的一小時延時雨量，如一小時延時雨量  $\geq 40\text{mm}$  者即界定為雷暴雨。藉這些雷暴雨個案來探討台北盆地雷暴雨的時空間特性與都市化地區逕流積水的關係，並對現行雨水下水道的設計、規劃所依據的方法和數據，提出初步的看法及建議。

## 二、文獻回顧

### 1. 降雨的時空間尺度

說明降雨的時空特性時，陳泰然（1982）指出須分析發生不同降雨類型的大氣過程的時空間尺度。大氣現象在空間上大於一千公里，時間上則為週期性大尺度（macro-scale）或綜觀尺度（synoptic-scale），在空間上僅數公尺，在時間上甚至以分鐘計者則為小尺度（micro-scale）。兩者之間則為中尺度（meso-scale）現象，包含有很多重要大氣過程，可根據它的過程的時空間幅度而細分。故此中尺度通常指水平幅度在 1000 公里內，時間幅度在數天內之現象，如鋒面或颱風等，但也可為小至 2 ~ 20 公里，時間上由 10 分鐘 ~ 1 小時之現象如雷暴雨等，由於此一尺度包括很大範疇之大氣現象，故此學派內不同的學者和組織，在分類上乃有一些差別，在使用上易引起混淆。Orlanski (1975) 回顧前人的分類系統，並提出較細緻的分類：macro ( $\alpha, \beta$ )，meso ( $\alpha, \beta, \gamma$ )，micro ( $\alpha, \beta, \gamma$ )，普遍為大氣科學界所接受（見圖 2）。

重要的中尺度降水現象的觀測，始於七十年代。如 Austin & Houze (1972) 在波士頓地區，以三個氣象雷達、三個探空站，69 個地面雨量站，針對引起劇烈暴雨的天氣系統內部，不同生命週期及空間幅度的降水現象，進行全面結構性的觀測。發現在每個綜觀降雨區中可找到一個或數個大的中尺度雨區（LMSA，100 ~ 400km），每個 LMSA 中卻可發現有數個小的中尺度雨區（SMSA，10km 左右），雨胞通常存在於 SMSA 中，每個 SMSA 最小會有一個雨胞。較小雨區之生命週期常較大雨區為短，綜觀

SCALE DEFINITION				$\frac{T_s}{L_s}$	1 MONTH ( $\mu\text{A}^2$ )	1 DAY ( $\lambda^2$ )	1 HOUR ( $\lambda^3$ )	1 MINUTE ( $\lambda^4$ )	1 SEC
MACRO SCALE	MACRO SCALE	MACRO SCALE	MACRO SCALE	10 000 KM	Standing waves Baroclinic waves				MACRO scale
INTERMEDIATE SCALE	B	C	MESO SCALE	2,000 KM		Frosts and Burr-lanes			MACRO scale
MESO SCALE	MESO SCALE	D	MESO SCALE	200 KM	Nocturnal low level jet Squall lines Inertial waves Cloud clusters Min. & Max. Disturbance				MESO scale
MICRO SCALE	MICRO SCALE	MICRO SCALE	MICRO SCALE	20 KM		Thunderstorms L.B.W. CAT Urban effects			MESOT scale
				2 KM		Tornadoes Deep convection Sound gravity waves			MICRO scale
				200 M			Waves Seas Thermals		MICROF scale
				20 M			Waves Roughness Turbulence		MICRO T scale
JAPANESE NOMENCLATURE	EUROPEAN NOMENCLATURE	GATE	USA NOMENCLATURE	C.A.S.	CLIMATOLOGICAL SCALE	SYNOPTIC AND PLANETARY SCALE	MESO SCALE	MICRO SCALE	PROPOSED DEFINITION

圖2 天氣系統的尺度分類 (Orlanski, 1975)

區域常可隨氣旋維持數天，LMSA可為數小時，SMSA約為一小時，雨胞則為數分鐘至半小時。故此LMSA發展及消散於綜觀雨區內，SMSA發展及消散於LMSA中，雨胞則相對為短生命週期之SMSA之核塊。不同雨區的降雨強度也有別。綜觀雨區的變異甚小，而LMSA的降雨約為前者的2~4倍，而SMSA的降雨約為LMSA的2倍，而雨胞與SMSA相比，則變異較大，約為2~10倍。世界氣象組織所支持的GATE (Global Atmospheric Research Program's Atlantic Tropical Experiment)計畫，在大西洋的熱帶輻合區，配置包括氣象觀測船之氣象觀測站網，以氣象雷達探空，氣象飛機及衛星，地表雨量站及全天域照像等方式，對該地區的對流雨系統，進行長久而詳實的觀測。Houze(1981)在該計畫的綜合報告中指出：這些熱帶對流性降雨之雨區面積呈對數常態分布，較小尺度降雨區為最常見。對應於不同尺度的降雨區，其降雨結構有四種型態：分離的雨胞或核，水平方向上最小(D尺度至小的C尺度)。垂直發展也最淺( $\leq 6\text{km}$ )，降雨強度也最小。雨胞成團叢狀有中等的水平伸展(大的C尺度至小的B-C尺度)，包含有垂直發展6~9km的獨立雨胞，降雨強度中等。團叢狀雨胞並伴有均勻

成砧狀的雲系，大的 B – C 尺度，垂直發展 7 ~ 9km，甚至破出發展至 16 ~ 17km，降雨強度最大。均勻成砧狀的雲雨，可見此型是第 3 型當雨胞消散後而成。

Drufuca & Zawadeki (1975) 曾分析降雨率  $R = f(X, Y, t)$  之間關係，發現降雨率之空間與時間變化概以指數方式減小，減小至原始值之  $1/e$  時，距離約為 10km，時間約為半小時。

## 2.台灣北部劇烈降雨的時空特性及局部環流

對於洪水預報與分析，水資源管理，區域及都市排水等課題，學界更關心的是發生劇烈降水時雨量的時空間分布。台灣地區由於地形複雜，相對高度又高，故颱風及梅雨所引致的豪雨，其分布多與地形的走向有關。曲克恭與曾鴻陽(1988)針對台灣北部歷次的豪雨，劃分為颱風型及梅雨型。發現在空間分布上，颱風在台灣北部形成較固定的大雨中心，多在主要河流之中上游山區，大雨區之範圍由此中心區向外隨山脈地形和當時環流風之方向擴展，除大屯山區之等雨量線分布是圓型外，其他地區多為橢圓型。梅雨型的豪雨在空間分布上則不同，等雨量線之形狀受山脈走向之影響最大，除大屯山區仍保持其圓型外，其他地區多為東北至西南，或是東西走向的橢圓，而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區亦隨梅雨系統如梅雨鋒之移動而在短時間內增強後隨即消逝。

曲與曾也對台灣北部歷次豪雨個案進行 DAD 分析。結果顯示颱風豪雨的中心雨量較低時，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，可見近中心小面積內之雨量梯度變化很大。此外，各個個案之 DAD 曲線較無一致的斜率，但在近中心之面積仍有相似之形式，故仍可藉中心雨量推求面積平均雨量。梅雨型豪雨個案之 DAD 分析則顯示，梅雨的 DAD 曲線的斜率較颱風者為規律，故計算至較大面積上的平均雨量，也不致產生顯著的偏差。曲與曾也針對豪雨個案，利用石黑氏法(索明，1977) 計算颱風豪雨及梅雨鋒豪雨的降雨歷程線，結果各個案的 a，b 值變化極大，無一定規律可尋。

雷雨與颱風、梅雨期豪雨比較，則更具隨機性、局部性及為期更短。Orlanski (1975) 的分類法中，雷雨為 meso- $\beta$  (20 ~ 200km，3 小時 ~ 1 天) 至 meso- $\gamma$  (2 ~ 20km，30 分鐘 ~ 3 小時) 的大氣現象。傳統的綜觀觀測網由於時空密度較疏，無法分析雷雨的內部結構及發生、維持過程。必需建立更密集的地面及高空觀測網並配合高解析度的氣象雷達等設施，如 (Austin & House, 1972) 及 (House, 1981)。故過去對台灣地區雷暴雨的時空間分布探討者不多，以台灣北部地區言，從實測分析出發，僅王吉森(1972) 利用 1909 ~ 1940 年台北測站雷雨的雷鳴方向來加以整理分析，發現偏南向者(不包括正東及正西)佔所有雷鳴方向的 62.3%，偏北向者(不包括正東及正西)佔全部雷鳴方向的 20.3%，由此推斷台北地區的雷雨應多發生在台北盆地的南部。值得注意的是，他所整理的雷雨個案係包括界面雷雨與熱雷雨。其次，台北市工務局新工處 (1969) 將台北站，松山機場站，台大農改場公館站歷年 60 分鐘暴雨率達

50mm 以上的暴雨加以整理，推算各站的一年一次暴雨率發現，60分鐘暴雨率以公館站最高為 50.11mm，台北測站次之為 45.12mm，松山站最低為 40.15mm，似也有愈往盆地南端暴雨率愈高的情況。

對於春末至夏的雷雨，局部環流也是重要的成因。劉廣英等(1977)指出台北盆地日間的聚熱效應，使台北盆地的不穩定度增加，海風流入。如台北外海有金門冷性小高壓存在，則更可增強海風現象。林沛練與盛楊帆(1990)，祝鴻鵬等(1990)，均利用TAMEX期間的密集觀測個案(前者採用1987年6月1日~2日、6月2日、6月6日及6月20日，後者採用5月24日~26日、6月4日~7日)，均為綜觀系統較微弱的天氣。根據氣流場分析，均有海風發生，侵入陸地。而且發現台灣北部山區及嘉義一帶山區分別為氣流輻合中心，氣流上坡為產生深對流之激發機制，故產生積雨雲及雷雨。蔡清彥(1987)著眼於監視與管制台灣北部地區的空氣污染，利用現有軍、民用測站建立水平氣流場，另施放單經儀測風氣球來分析各等高面之氣流分布。結果顯示在夏季白天，當大範圍氣流為東南風或西南風時，環流中心位置大致在鞍部—竹子湖測站附近。此氣旋式輻合氣流場是因為夏季時台灣北部外海水溫約28~29°C，故台灣北部地區平地午後二時氣溫約高鄰近海面氣溫4°C~5°C左右。此海陸溫差乃造成海風。加上夏季午後竹子湖站附近實際氣溫比淡水、松山、台北及基隆等平地測站上空氣溫高出2°C，此氣溫差亦造成上坡谷風，谷風與海風作用乃造成大屯山—七星山山崗四週往中心集中之上坡風場。至於氣旋式環流可能是上述輻合場受科氏力影響所造成。當此氣旋輻合場出現時，海風若從淡水河谷流入，則台北測站及松山測站吹西北風，台北盆地南側至石門水庫一帶均為北風地形升坡氣流。海風若從基隆河谷流入較強時，則台北測站及松山測站吹東風，但風力微弱，台北盆地南端一帶仍以北風(上坡風)為主。

### 3. 降雨的時空間尺度與水文問題的關係

不同的水文問題，所關連的降雨時空間尺度不同(圖3)。洪水問題考慮的是六小時、十二小時或一天的累積雨量，運用的是逐時降雨歷線，集流面積上千至數萬平方公里。都市排水問題考慮的是一小時的最大雨量，降雨歷線分析至五分鐘或十分鐘，集流面積僅一公里至數十平方公里。(Yen & Chow, 1980), (WMO, 1983), (Berndtsson & Niemcznowicz, 1988)。水文上的降雨分析，可分成兩方面：(1)點降雨的時間序列分析，俾建立各種降雨特性的再現週期。(2)多站點同時序的降雨資料的分析，俾建立面雨量之估算。雨量站面估算需要內插或外插點觀測資料至限定的空間尺度上。為此發展出一些各個時序的深度一面積關係曲線或面積減退係數(Areal Reduction Factors = 相同再現週期下面雨量與點雨量之比率)(楊萬全, 1982)(易任與王如意, 1984)(Berndtsson & Niemczyowicz, 1988)(Deshordes et al., 1984)。早期的 $ARD_s$ 的研究均主要針對河流洪水問題，是長持續時間及空間上數百至數千平方公里的，並且以靜態的觀點來處理。Berndtsson & Niemczynowicz (1986)發展了雨區移動的 $MARD_s$ (Areal Reduction Factors from Rain Movement)，點雨量歷線藉

## HYDROLOGICAL PROBLEMS

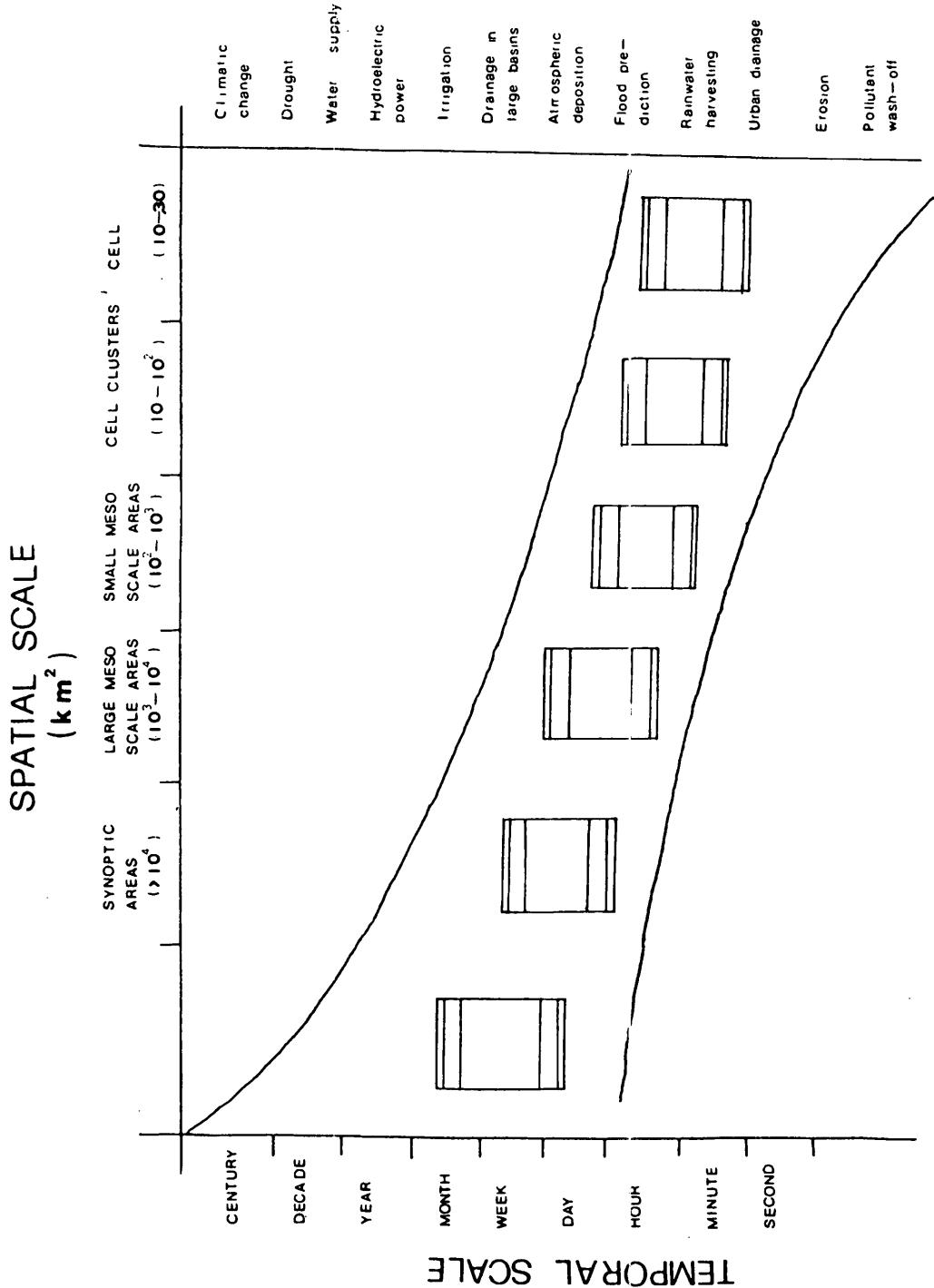


圖 3 各種水文問題所關連的降雨時空間尺度  
資料來源：( Berndtsson & Niemczyowicz , 1988 )

*MARD*, 所得之面雨量歷線與由密集測站所得的面雨量歷線相比較，吻合度提高很多。近年對於都市排水問題的研究，使分析及於較小的空間及時間尺度。Berndtsson & Niemczynowicz (1988) 指出一些研究認為如集水區大於 25 平方公里即需發展點雨量的 *ARD*, 有些研究認為面積甚至應更小。雖然雷暴雨的時空特性可藉減退係數 (Reduction factor) 來表達，但由於台北盆地年期夠長的雨量測站不夠密集，故此無法整理出不同再現週期的 DAD 關係曲線。故此台北市政府工務局新工處係以中央氣象局台北測站的點雨量作為面積雨量來規劃並評估逕流排水問題（台北市政府工務局新工處，1969）。

雷雨的生命週期僅為 20 分鐘至 2~3 小時，故此雷雨的時間特性指的是每 2~10 分鐘的雨量分配特性。台北市政府工務局新工處 (1969) 利用台北測站 1940~1968 年歷次 60 分鐘暴雨率達 50mm 的暴雨，以 Talbot 式計算台北站一年至十年一次的一小時延時的平均暴雨率及以 10 分鐘為單位的 90 分鐘降雨歷程線。台北市政府工務局新工處即以此五年一次平均暴雨率及降雨歷程作為設計暴雨率及設計歷程線，作為地下雨水排水道的設計依據。台北縣政府工務局則標準較低，是以三年一次的平均暴雨率及暴雨歷程線為設計依據（林秋裕，1987；32 頁）。

實用上，在處理如都市排水等之逕流分析，常使用合理化法（楊萬全，1982）（易任與王如意，1984）（台北市政府工務局，1969 及 1980），即假定集水區的降雨在面分布上是均勻一致的，使計算簡化以求取最大逕流量。但近二十年來，由於電腦高速運算之能力，逕流模式中輸入（降雨）至輸出（逕流）間的水力過程可藉數值模擬予以參數化，達到動態模擬的效果。模擬系統變得非常精細而複雜化，著名的如 CHM, RRL, ILLUDS, STORM, DR3M, SWMM, UCURM 等模式（Viessman, Lewis & Knapp, 1989）。降雨作為這些精細模式的輸入部分，自然當相對要求在時空間尺度上要更精密的觀測了（Committee on Precipitation, AGU Hydrology Section, 1984）。如果仍以稀疏的點雨量資料作為輸入部分，則成果不會比合理化法來得更佳。

### 三、研究區域的界定與研究的限制

Eagleson (1970) 指出：降雨的時空間特性的研究，可分為兩個面向，暴雨中心的與固定地區的。暴雨中心的降雨時空間特性的研究，對區域降雨量而言，並無統計上的意義，因它不代表一地區降雨之再現週期，它祇與降雨場本身之特性有關。本文則是採取固定地區的觀點，針對台北盆地的水文災害問題，來探討降雨的時空特性。

另外，台北盆地的水文災害，主要為洪水泛溢及堤內逕流積水。洪泛災害即使僅發生在盆地區，但從降雨特性的觀點來探討時，其研究區域卻應為淡水河全流域。不過本文僅探討降雨的時空特性與台北盆地都市化地區地表逕流積水災害的關係，故分析的降雨區範圍僅為大台北市地表逕流的集水區，即台北盆地及其周緣坡地（參見圖 1）。

然而，易引致逕流積水的降雨，每為劇烈的對流系統。從氣象觀點言，這些系統為

中小尺度系統 (meso- $\beta$  ~ meso- $\gamma$ )，空間尺度為 2 ~ 200 公里間。生命週期多則數小時，小則數十分鐘 (Orlanski, 1975) (陳泰然, 1982)。故此，一般需要在空間上 2 ~ 5 公里，時間上為 1 ~ 10 分鐘的觀測密度來分析這些對流系統；其次，水文現象也有其時空間幅度 (圖 3)，從水文觀點，為應都市地區暴雨排水的設計需求，甚至小至 25 平方公里以上即需建立降雨最大深度—面積—延時關係曲線 (Yen & Chow, 1980), (WMO, 1983), (Berndtsson & Niemcznowicz, 1988)。故此，台北縣市政府僅利用台北測站的長年降雨資料，來代表本地區中小尺度降水的特性、來設計、規劃本地區的地下雨水排水道，並藉此雨量資料來評估、檢討發生逕流積水的個案，可能會發生台北測站的點雨量能否代表台北盆地各地雨量的問題。故此本文乃透過廣泛向有設立雨量測站的相關單位索取、抄錄雨量的方法，並輔以本研究自行建立的臨時雨量站，冀以較密集的雨量觀測網，來探討本地區都市逕流積水的問題。

不過對固定的集水區或河川流域的降雨時空間特性的研究，都是以研究地區的長期而連續的降雨資料來進行。本研究自行觀測的降雨資料僅為 1 ~ 2 年，無法完成不同再現週期下降雨的時空特性分析，而僅為研究期內所得的暴雨在次數上的統計特性。

本文針對都市排水問題，選擇臨時建立較密集的雨量觀測網，而不採用氣象雷達或氣象衛星等氣象遙測工具所得的地表面雨量估計值來探究，是因為針對小範圍的降雨，這些工具所得的雨量估計值還不具實用價值。林沛練與陳台琦 (1992) 指出藉雷達回波強度係數 (reflectivity factor Z) 與降水量 (Rainfall rate R) 的關係式： $Z = aR^b$  來推估雨量，還存在很多的困難。目前常採用的雷達降雨估計即採用  $Z = 200R^{1.6}$ ，此公式是根據 (Marshall and Palmer, 1948) 所提出在層狀雲降水雨滴分布推導出來的，如將此式應用於其他類型降水，降雨量估計的誤差可達 200% 以上。陳台琦與林沛練 (1992) 及林沛練與陳台琦 (1992) 對 TAMEX 期間的豪雨個案所造的  $Z = aR^b$  關係式雖克服部分困難，但仍在實驗階段。

至於氣象衛星，由於解析度更低 (可見光 1 pixel 為 1.25 公里，紅外光 1 pixel 為 5 公里) 估計降雨量所需的解析度為 10 pixels × 10 pixels，故此用以推估小尺度雨量值時困難很多。洪理強與紀水上 (1984)(1985) 對台灣北部梅雨系統的豪雨以衛星估計雨量與實測雨量比較，最高的相關係數值亦僅為 0.4736，如將雨量劃分為 1.0 ~ 4.3, 1.8 ~ 6.3, 3.8 ~ 8.3, 5.8 ~ 10.3, 7.8 ~ 12.3 及 9.8 ~ 14.3mm 等六級，則正確估計的比率可達 80%，但這個分級不符都市排水問題的需要。

然而，在本研究中有關暴雨的環流條件的分析，暴雨的分布及生滅移動過程，氣象雷達及氣象衛星畫面所提供的綜觀資料，卻有重要的參考價值。

#### 四、台北市雨水下水道系統的規劃與設計

##### 1. 台北市雨水下水道的發展、規劃過程

台北市下水道之興建，始於 1896 年，由日人規劃興建，排水設施主要在城中，萬

華及城東等舊發展區，多為鋪設於道路兩側之U形明溝等小型排水設施，較大規模者為日據後期所建之新生排水溝，但其設計目標也僅為排除一小時降雨率45mm/hr的暴雨逕流而已，故此每遇中度以上暴雨，即易積水。光復後，自民國51年起先後摘要辦理多條排水幹線及抽水站，使市區排水系統初具規模。台北市委託台灣省公共工程局於民國五十七年開始，著手進行原台北市雨水下水道的系統規劃工作（台北市政府新建工程處，1969）。

嗣後新工處即根據這個規劃報告所訂的各項細則及排水方案進行原台北市各項排水設施的建設。迄十年後，下水道實施程度已達90%。但是台北市政府工務局有見於台北市發展迅速，都市建設及自然環境多有改變，原規劃亟須重新檢討，乃又委託中國土木水利工程學會辦理原台北市雨水下水道系統規劃之檢討。該會所提出之各項建議中，認為原規劃的設計準則中，逕流係數因都市土地利用變更，或地表性質改變，須略作修正外，其他均尚稱適用，毋須改動；排水方案方面，由於土地利用改變，都市化用地擴展，部分排水幹線不敷容納，建議擴充等（台北市政府新建工程處，1980）。

近年台北市政府工務局新建工程處針對文山區及士林區，先後委託中華工程顧問公司，根據同樣的設計準則，完成了這些地區的雨水下水道系統規劃（中華工程顧問公司，1986，1990），並據以檢討及興建區內之下水道系統。至於北投區則仍在規劃中。

這些規劃報告所討論的水工課題包括很多方面，本文僅擬從台北盆地暴雨的時空特性出發，來檢討一些與降雨有關的規劃細則及其與台北盆地都市地表逕流積水的關係。

## 2. 設計暴雨

所謂設計暴雨（design storm），係指在經濟及安全考量下，在水工設計時決定排水系統可承受的暴雨，此暴雨設計不單指暴雨量，而是對暴雨參數（storm parameters）的決定，包括暴雨頻率及暴雨延時、面積深度校正，暴雨強度及時間分布、暴雨面積分布型態等（王如意、易任，1987；497）。由於台灣省公共工程局的原規劃中，僅應用氣象局台北測站的點雨量資料，故報告中並無討論面積深度校正及暴雨面積分布型態。至於其他暴雨參數，略述於後：

### a. 暴雨頻率及暴雨延時

不同的水工設計，會選用不同的暴雨頻率，一般在都市小區域的暴雨排水設計上，選定的頻率多為2—10年（王如意、易任，1987；494）。頻率愈高，地區可獲得更好之保護，但會增加施工之困難度，所需經費也會倍增；頻率過低，則積水機會增加，失去保護的目的。台北市雨水下水道的設計暴雨頻率係五年一次的暴雨。台灣省住都局在台灣各地都市地區所採用的為1—5年的暴雨頻率，台北縣則選定為三年一次暴雨。

暴雨延時則與集流時間（time of concentration）有關，台北市各排水面積由100公頃至900公頃不等，集流時間多在一小時以內（台北市政府新建工程處，

1969；29）。故此下水道的設計暴雨延時僅推算至六十分鐘止。

### b. 暴雨強度及時間分布

不同持續時間的暴雨強度均以暴雨率<sup>1</sup>表示，為方便比較其強度，暴雨率的單位均換算為公厘／小時。一般來說，暴雨之持續時間愈短，暴雨率愈大，此種暴雨率與持續時間的關係若以數式表示，即為暴雨率公式，是下水道設計估算逕流量之依據。由於造成都市地區地表積水的暴雨為時均較短，多在1–2小時內，故台灣省公共工程局在推算台北地區之暴雨率時，係採用 Talbot 式：

$$i = \frac{a}{t+b}$$

式中  $i$  為暴雨率（公厘／小時）， $t$  為降雨持續時間（分鐘）， $a$ 、 $b$  為常數。

推算暴雨率公式時，須藉該地區雨量測站之持續多年之雨量資料、藉最小平方法來導出，而且雨量記錄年數不宜少於所用頻率年數之三倍至五倍（台北市政府新建工程處，1969；27–29）。

台北盆地早年的自記雨量站僅氣象局台北測站，民用航空局松山機場測站，台大理學院公館測站。由於新工處決定推算一年、二年、三年、五年及十年發生一次的暴雨率公式，而推算時係假設每  $n$  年發生一次之暴雨率，在三十年間發生之次數為  $30/n$  次，故此當年規劃時，具有足夠可靠雨量記錄年份的測站僅台北測站而已，故決定採用台北測站的暴雨率公式，作為台北市下水道設計之依據，台灣省住都局也以台北站的暴雨率公式，作為台北縣下水道設計之依據，但其頻率年較低，為三年一次暴雨（林秋裕，1987）。經推求下，台北站各頻率年之暴雨率公式及平均暴雨率見表 2（台北市政府新建工程處，1969；29）。

### 3. 設計流量

設計流量是指下水道能安全承受的流水量。在都市等小區域的暴雨逕流量估計時，有合理法、歷線法及連續模擬等。但後兩者需要較多的水文觀測資料，但台北市因缺乏實測流量等資料，故設計流量之推估仍沿用合理法（台北市政府新建工程處，1969；32）（台北市政府新建工程處，1980）。

合理法係以降雨量推算最大設計逕流量，公式如下：

$$Q = \frac{1}{360} CiA$$

式中  $Q$  為設計逕流量（立方公尺／秒）， $A$  為排水面積（公頃）， $C$  為逕流係數（係最大逕流量與平均降雨率之比）， $i$  為降雨持續時間（分鐘）內之平均降雨率（公厘／小時）。

1) 在水文上討論單位時間的降水量時，所指的是具有頻率特性的降水量或暴雨率，與氣象學上單純指涉單位時間降水量，而不考慮該雨量的迴歸週期的降水強度或暴雨強度是稍有不同的。

表2 台北測站各頻率年的設計暴雨率

(台北市政府新工處，1969)

## A：氣團雷雨

頻率 (年)	暴雨率公式	各持續時間(分鐘)之平均暴雨率(mm/hr)						
		5	10	15	20	30	40	60
1	$i = \frac{5226}{t+41.46}$	111.35	101.44	92.45	84.93	73.05	64.08	51.45
2	$i = \frac{6237}{t+38.96}$	141.88	127.39	111.75	105.78	90.44	78.98	63.03
3	$i = \frac{7453}{t+44.76}$	149.79	136.10	127.72	111.09	99.69	87.98	71.14
5	$i = \frac{8606}{t+49.14}$	158.96	145.52	134.16	124.48	108.74	96.54	78.85
10	$i = \frac{8745}{t+45.73}$	172.38	156.92	144.00	133.04	115.48	102.01	82.71

## B：颱風雨

頻率 (年)	颱風雨降雨率 公式	各持續時間(分鐘)之颱風雨降雨率(mm/hr)						
		5	10	15	20	30	40	60
3	$i = \frac{4693}{t+66.1}$	66.00	61.67	57.87	54.50	84.83	44.23	37.22
5	$i = \frac{4867}{t+48.3}$	91.31	83.48	76.88	71.25	62.16	55.11	44.94
10	$i = \frac{6649}{t+55.4}$	110.82	101.66	94.44	88.18	77.85	69.69	57.61

在式中，A 值是固定的。但 C 值及 i 值的影響因素頗多，不易求得精確的數值，而且其決定均直接、間接與降雨有關。合理式係假定平均降雨率為 i 之暴雨平均降於地面，即以點降水深度代表面積平均降水深度，故此容易出現誤差，一般建議使用合理式的都市排水面積以不超過 1,300 公頃為宜（台北市政府新建工程處，1980；5），也有認為面積超過 400 公頃時，則應考慮面積對平均降雨率的影響，故主張應使用經驗合理式，加入面積，坡度等經驗係數（林秋裕，1987；54）。台北市下水道的設計規劃，

由於欠缺雨量面積深度校正，分布型態等資料，故藉合理式推算時未加入這些經驗係數。

合理式亦假定逕流係數不隨降雨特性而改變，而祇決定於集水區地表之不透水程度及入滲容量。但實際上，逕流係數會隨非均勻降雨特性而改變(王如意、易任，1987；518)。台北市政府新建工程處(1980)引述 Schacke et al. 的研究指出：在各次暴雨個案中，因降雨歷程不同，二年一次之暴雨可能發生四年一次之逕流量，亦可能發生一年一次之逕流量。台北市新建工程處(1969)引用 Horner 氏觀測的結果說明逕流係數與降雨持續時間的關係如圖4。可見降雨持續時間愈長，地層含水量愈高，滲水率變低，逕流係數會逐漸增大。即使在不透水表面，開始時雨水主要使地面充份潤濕、並填滿局部窪地，據 Hornér 氏的研究，20 分鐘之先期降雨使不透水表面之逕流係數由 0.5 提高至 0.8，至 60 分鐘左右才會提高至不變的比值，可見降雨歷時對逕流係數的影響。

故此，在決定逕流係數時，應考慮設計暴雨之歷程，配合等時線的觀念，來求取各集流時間的加權平均逕流係數。否則因忽略尖峰降雨前之先期降雨 (Antecedent Precipitation)量，則最大逕流量的估算會出現誤差，尤其在集流時間較短之集水區逕流係數會偏小。

台北市下水道的五年一次設計暴雨歷程可參閱圖5，時距為十分鐘，可見尖峰降雨出現在第三時距，也是有雨量可觀的20分鐘前期降雨，故適用 Horner 氏的各時距逕流係數值，來計算每一時距的有效逕流量。至此可計算不同集流時間的加權平均逕流係數如表3(詳細計算方法見台北市政府新建工程處(1969))。最後，不透水表面的平均值 0.83，透水表面的平均值 0.38，分別採用為下水道設計規劃的逕流係數。

各集水區之逕流係數，係按其不透水表面率，按下式求出：

$$C = 0.38 + (0.83 - 0.38) \times Imp$$

式中 Imp 表示集水區不透水表面率。

台北市各土地利用分區，按其不透水表面率，藉上式推算各區之逕流係數如表4。

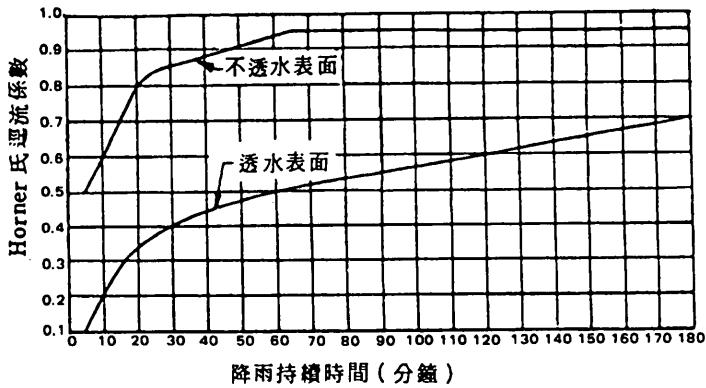


圖 4 Horner 逕流係數曲線圖

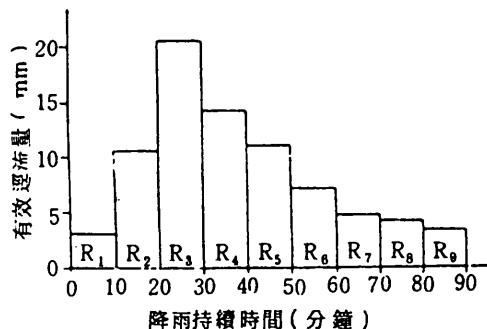
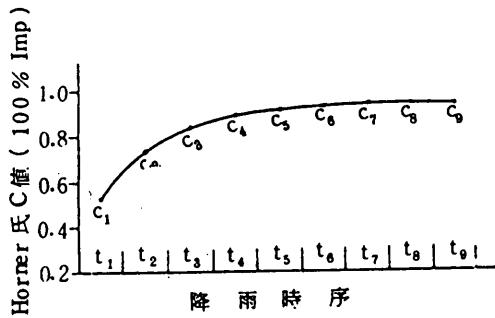
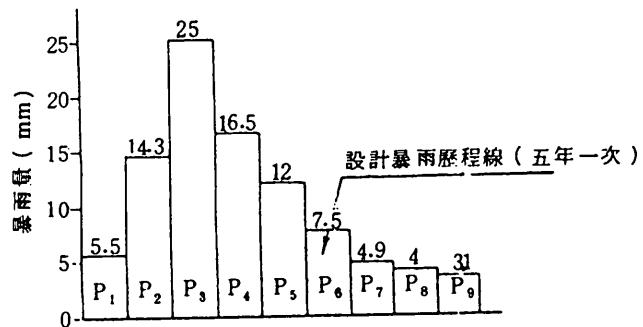


圖 5 設計暴雨歷程與逕流關係

表3 台北市權平均逕流係數與設計暴雨逕流量估算表(五年一之次暴雨)  
(台北市政府新工處，1969)

集流時間 $t_c$ (分 鐘)	平均暴雨量 8606 $t = \frac{1}{t+49.14}$	設 計 暴 雨				權平均逕流係數		設計暴雨逕流量 (CMS/ha) $Q = C1/360$	
		降雨量 (公厘)	平 均 暴 雨 率 (公厘/小時)	降 雨 時 序 (自開始降雨 時間起算) (分 鐘)		不透水 表 面	透 水 表 面	$C = 0.83$	$C = 0.38$
				起	迄				
10	145.6	25.0	150.0	20	30	0.83	0.38	0.335	0.154
20	124.4	41.5	124.5	20	40	0.844	0.397	0.287	0.131
30	108.7	55.8	111.6	10	40	0.816	0.37	0.251	0.115
40	96.5	67.8	101.7	10	50	0.831	0.383	0.222	0.102
50	86.7	75.3	90.4	10	60	0.84	0.394	0.200	0.092
60	78.8	80.8	80.8	0	60	0.817	0.373	0.182	0.083
70	72.2	85.7	73.5	0	70	0.823	0.381	0.166	0.076
80	66.7	89.7	67.3	0	80	0.832	0.387	0.154	0.070
90	61.9	92.8	61.9	0	90	0.834	0.392	0.134	0.065
降雨持續時間( $t$ )假定相當於流域之集流時間( $t_c$ )									

## 五、設計暴雨率的檢討及台北測站的空間代表性

如欲評估台北縣、市排水系統的設計暴雨率在各個集水分區是否吻合各頻率年的暴雨率，最理想的方法是儘量取得盆地內更多測站足夠相同年份的雨量記錄，來分別推導各站各頻率年的暴雨率，並與台北測站比較。但是現在台北盆地雨量測站雖已相當多，但大部分建於民國75年後，係應台灣地區中尺度實驗計劃(TAMEX)的需求而增設的，觀測年份並不足夠(吳宗堯，1983)。

故此，本文欲藉空間統計的觀點，來初步觀察台北測站的暴雨率在台北盆地的空間代表性。假設台北盆地的暴雨的空間分布是隨機的，則盆地內各處均與台北測站有同樣的機率會遇到暴雨，故此台北測站的暴雨率可反應盆地內各處的暴雨率；如暴雨主要分布在台北測站附近，則台北測站比起盆地內其他地區，有較高之暴雨率；如台北測站很少在暴雨區內，則以台北測站的雨量資料所得出的設計暴雨率，用在暴雨頻密出現的地區，則顯然是偏低的。

曲克恭等(1982)，張儀峰等(1982)針對短延時的劇烈降水，定義一小時延時雨量 $\geq 10\text{mm}$ 但 $<40\text{mm}$ 時為大雨(Heavy Rain)，一小時延時雨量 $\geq 40\text{mm}$ 為雷暴雨(Storm Rain)。則研究期內共有15次降雨達到雷暴雨。每次暴雨在盆地南部，其位置最北者亦在台北測站以南。

筆者引用曲、張等的定義，將一小時延時雨量 $\geq 40\text{mm}$ 的地區為雷暴雨核心區，達到大雨的地區為雷雨區，一小時延時雨量 $<10\text{mm}$ 的地區則為雷雨邊緣、雲雨零散分布的區域。將1992年歷次雷暴雨個案的一小時延時雨量 $\geq 10\text{mm}$ 及 $40\text{mm}$ 的區域分別疊繪，則為雷雨區及雷暴雨核心區的空間分布次數圖(圖6a及6b)，由圖可見雷暴雨發生在盆地南部的次數比較多，台北測站位於雷暴雨頻密發生地區之外。

如將雷暴雨按成因再細分為界面雷雨及氣團性雷雨，則研究期內達到暴雨程度的氣團性雷雨共有9個。如將這9個氣團雷雨的一小時延時雨量 $\geq 10\text{mm}$ 及 $40\text{mm}$ 的區域也分別疊繪，則為氣團雷雨的雷雨區及雷暴雨核心區分布圖(圖7a及7b)。由圖可見雷暴雨多出現在基隆河南側的盆地東南部，向西南延伸至大漢溪河谷以南地區，盆地的北部及西北部，沒有出現氣團雷雨的記錄，台北測站則位於此暴雨區的邊緣。出現氣團性雷暴雨頻率最高的區域為舊台北市區的南部，背倚蟾蜍山、象山的中正橋站、公館站至吳興國小站一帶，幾近半數的暴雨出現在此區。

印證台北市政府新建工程處(1969)以八年雨量資料來推算的一年一次一小時暴雨率(見表5)，公館為 $50.11\text{mm}$ ，台北測站則為 $45.12\text{mm}$ ，可見台北測站的各頻率年暴雨率，對於中正橋、公館至吳興國小一帶地區來說，應該是偏低的。其次，由於暴雨區偏於盆地南部，故此位置偏北的台北測站，其暴雨率對於盆地南部地區也可能是偏低的。

由上述雷暴雨區的分布型態，及筆者前篇報告所整理的氣團雷雨雨量的空間分布(丘逸民，1997)，印證王吉森(1972)指出台北盆地雷鳴方向多在南方；林政宏、張泉湧(1977)由雷雨的發展過程，指出因海風受地形抬升，氣流輻合應在南部山地的山

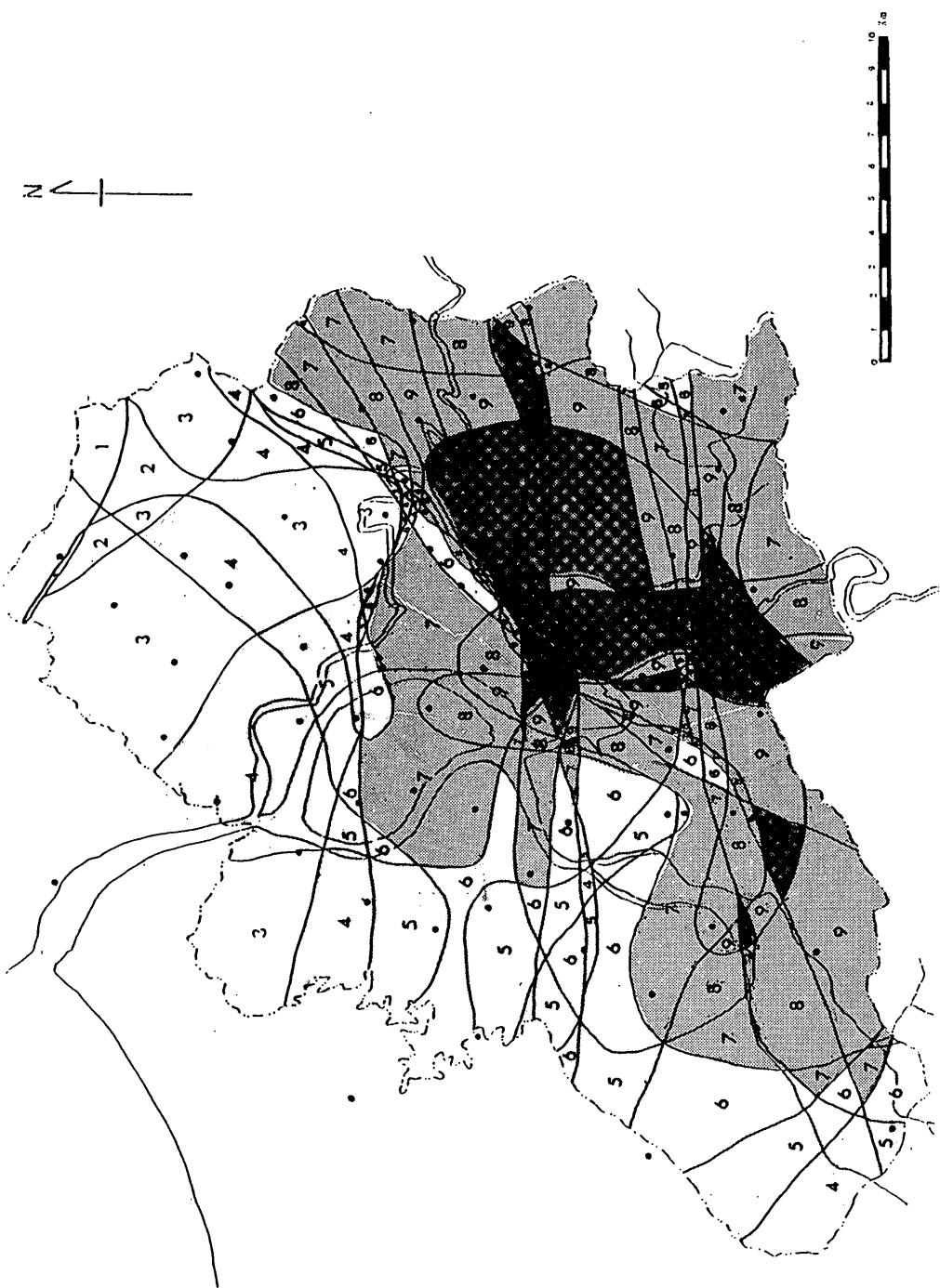


圖 6a 1992 年台北盆地雷暴雨雨區（一小時延時雨量  $\geq 10\text{mm}$ ）的空間分布次數圖

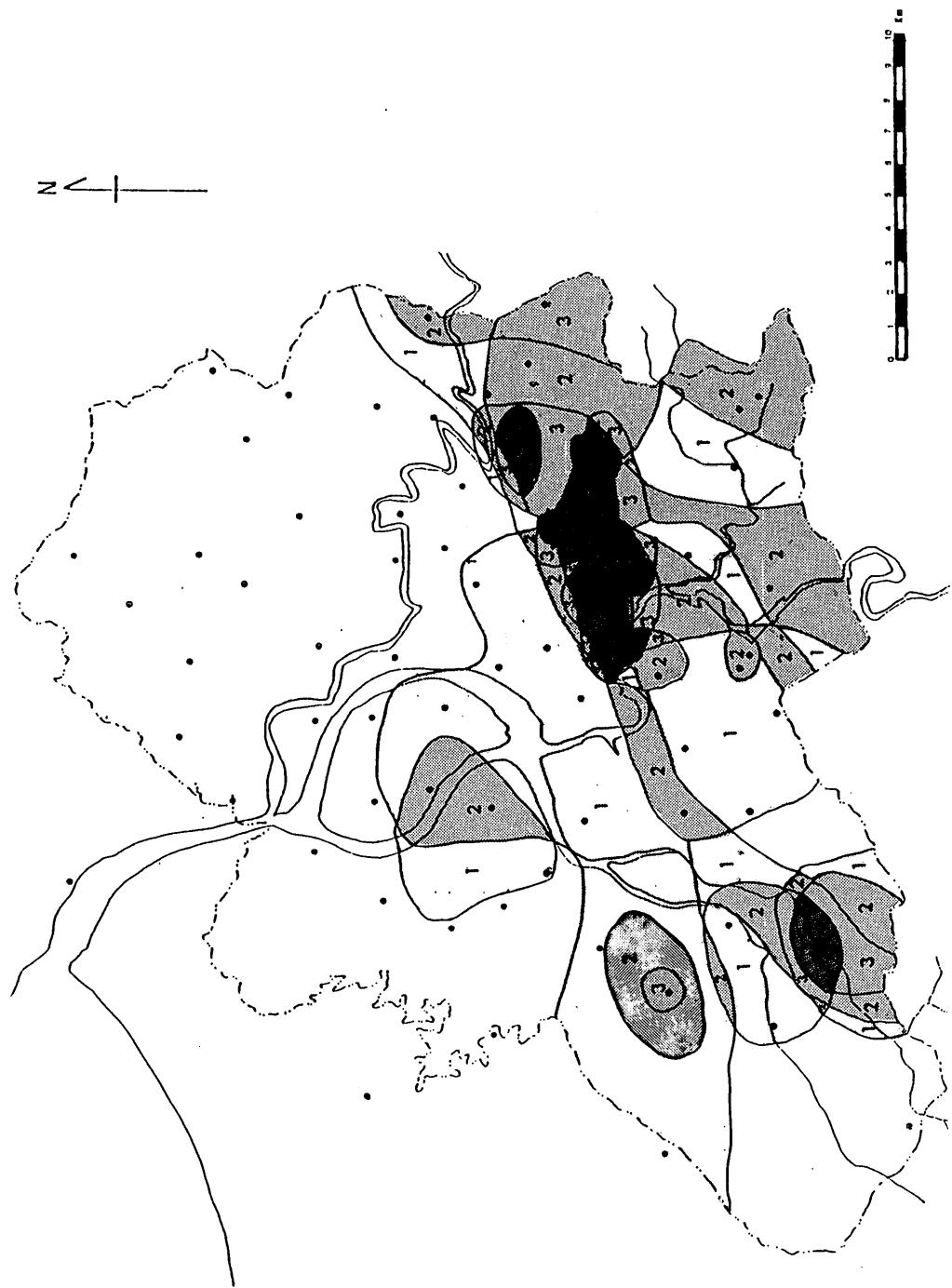


圖 6b 1992 年台北盆地雷暴雨核心區（一小時延時雨量  $\geq 40\text{mm}$ ）的空間分布次數圖

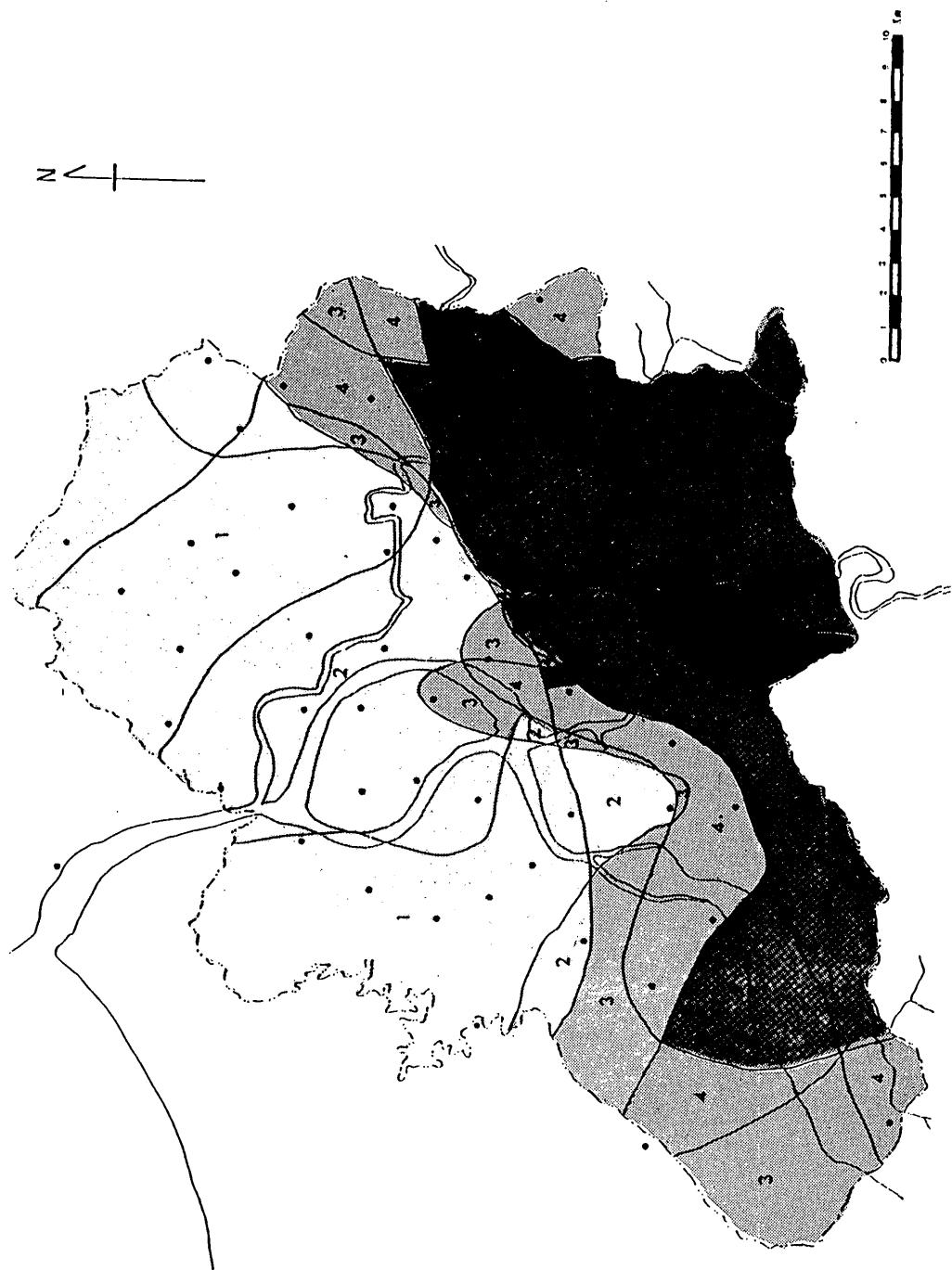


圖 7a 1992 年台北盆地氣團雷雨的雷雨區（一小時延時雨量  $\geq 10\text{mm}$ ）空間分布次數圖

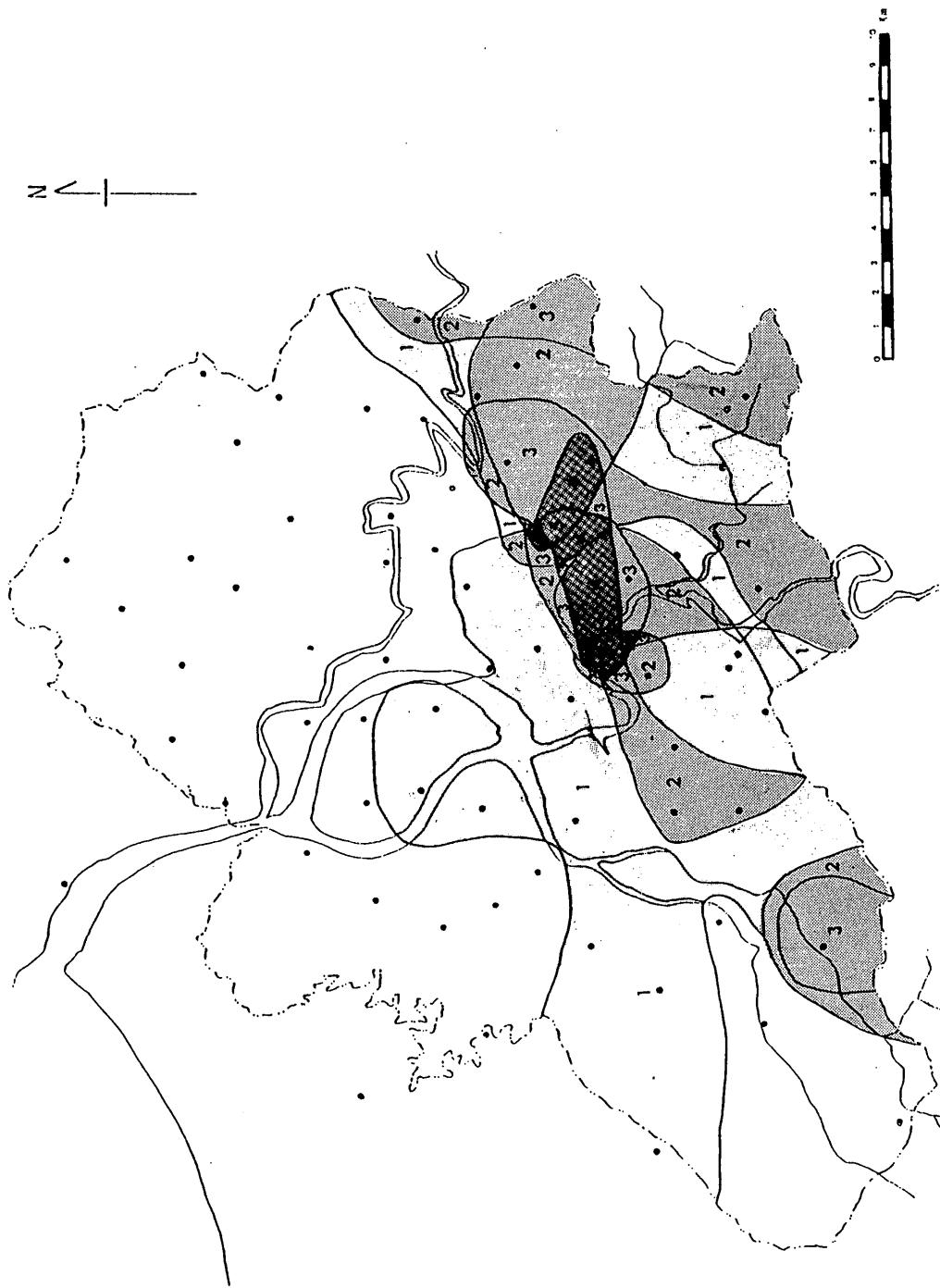


圖 7b 1992 年台北盆地氣團雷雨的雷暴雨核心區（一小時延時雨量  $\geq 40\text{mm}$ ）空間分布次數圖

表5 臺北市各雨量站一年一次暴雨率比較表  
(台北市政府新工處，1969)

雨編 量 站號	測站名	暴雨率公式	各降雨持續時間(分鐘)之暴雨率(mm/hr)						
			5	10	15	20	30	40	60
(1)	臺北氣象所	$i = \frac{3886}{t+26.0}$	125.16	107.78	94.63	84.35	69.28	58.79	45.12
(2)	公館	$i = \frac{4900}{t+37.79}$	114.51	102.53	92.82	84.79	72.28	62.99	50.11
(3)	松山	$i = \frac{3540}{t+28.16}$	106.75	92.76	82.02	73.50	60.86	51.93	40.15
差 (%)		$\{(2)-(1)\} / (1)$	-8.49	-4.89	-1.93	+0.52	+4.33	+7.17	+11.10
(3)-(1) / (1)			-14.70	-13.95	-13.32	-12.86	-12.17	-11.70	-11.10

前區域；蔡清彥(1987)實測發現台北盆地夏季白天在南部山區有海風呈谷風沿坡上升等研究成果，在在說明雷暴雨雖有局部及隨機等特性(陳來發，1989)，但由於台北盆地的地形效應及海陸關係，雷雨多集中於盆地南部，而台北測站則剛好位於暴雨發生多的地區與暴雨發生少的地區間的轉移地帶。

另外，由雷暴雨區的分布來看，台北盆地的東南部，是位於暴雨發生較多地區，尤其信義區，更為雷暴雨發生頻率高的核心地帶，但在現在台北盆地的自動雨量觀測網中，這一帶卻沒有任何雨量測站，反而雷暴雨發生較少的新莊、五股、林口一帶，均有自動雨量站，故此為確實掌握台北盆地雷暴雨的發生及其暴雨規模，甚至為瞭解梅雨鋒等豪雨的空間動態，均應考慮在此區增設自動雨量站。尤其本區有信義副都心，為全市新行政中心所在，加上台北市重心東移，本區新興很多高級商業金融服務，交通流量頻繁，發生積水災害的影響將較嚴重，故此為防災的目的，也應在此區增設自動雨量站。

## 六、最大降水深度與平均面積雨量關係

為更合理估計面積平均雨量、水文分析上需繪製一定延時(都市排水一般採用20、40、60分鐘)的最大降水深度—面積曲線，根據此關係曲線，可得知在各種最大降水深度時，不同面積內之平均雨量，為工程人員使用方便，也有將此關係轉變為比率關係，成為無因次的面積減退係數(areal reduction factor)，推求過程是利用下列二式：

iM = 最大降水深度

iA = 面積平均雨量

每個暴雨個案可就各等雨量線之包絡面積分別計算其  $\alpha$ ，得出該次個案的關係曲線，集合足夠多的樣本個案曲線，可求取各單位面積之平均面積消減係數值 ( $\bar{\alpha}$ )，而得出該地區各延時之關係曲線，並導出下式：

$$\bar{\alpha} = A^{-\varepsilon} \dots \dots \dots \quad (2)$$

法國都市規劃單位所導出之  $\epsilon$  值為 0.05 ( Desbordes , M. et al , 1984 )。世界氣象組織 ( WMO ) 也按此法繪製供世界各地都市排水參考使用之一小時面積減退係數與面積關係曲線 ( Berndtsson & Niemczynowicz , 1988 )。

筆者將本研究在1992年所觀測的15個達到暴雨程度（一小時延時  $R \geq 40\text{mm}$ ）的雷雨個案，以10分鐘為時距，分別計算各測站60分鐘延時的最大雨量，其中最高者即假設為該次雷暴雨一小時延時的最大降水深度（maximum rainfall depth），所在測站即假設為該次雷暴雨的暴雨中心（center of the storm）。其次，計算發生一小時延時最大降水深度的時段在其他測站的降雨量，分別填注於草圖上，然後儘量連以等值線，則可繪成各次暴雨個案一小時延時最大降水深度與點雨量等值線圖（附錄圖1）。

在圖 7 中，利用王如意、易任（1988；87）所說明的等雨量線法，可藉方格法（方格單位為  $0.01\text{ Km}^2$ ）計量各等雨量線間之面積，然後計算各面積之平均雨量如表 7。然後在半對數座標紙上，以縱座標為面積，橫座標為雨量，根據表 7 資料即可繪成各次雷暴雨的最大降雨深度－面積－延時曲線（Maximum rainfall depth-area-duration curve）（圖 8）。此曲線圖中虛線曲線代表颱風或梅雨型雷暴雨，實線曲線代表氣團雷雨型雷暴雨。由各次暴雨個案的曲線斜率來觀察，颱風或梅雨型暴雨的曲線多很圓滑，斜率比較大，可見平均面積雨量的減退較慢。氣團雷雨型雷暴雨中，有幾個個案在暴雨中心的 10 平方公里範圍內，曲線斜率較小，平均面積雨量的減退很大，可見暴雨很具局部性；另外，氣團雷雨型暴雨的局部性也表現在大部分這類型暴雨曲線在較大面積時，其斜率變得較小，平均面積雨量的減退也很大。顯示氣團雷雨型暴雨不僅暴雨很集中，整個雨區也常偏處於盆地一隅，而非如颱風型或梅雨型暴雨，為較分散、均勻而且廣泛降落於盆地內。

根據圖8，利用(1)式分別計算各個暴雨個案在10、25、50、75、100、150、200、300、400平方公里的平均面積雨量與最大降雨深度之比率，並分別加以累計後平均之，即可得出各平均面積雨量與最大降雨深度的平均比率如表8，及繪成平均面積減退係數曲線 (mean areal reduction factor curve) 如圖9。在面積為10平方公里時，面積雨量約為最大降雨深度的80%，至25平方公里時則為75%以下，在100平方公里

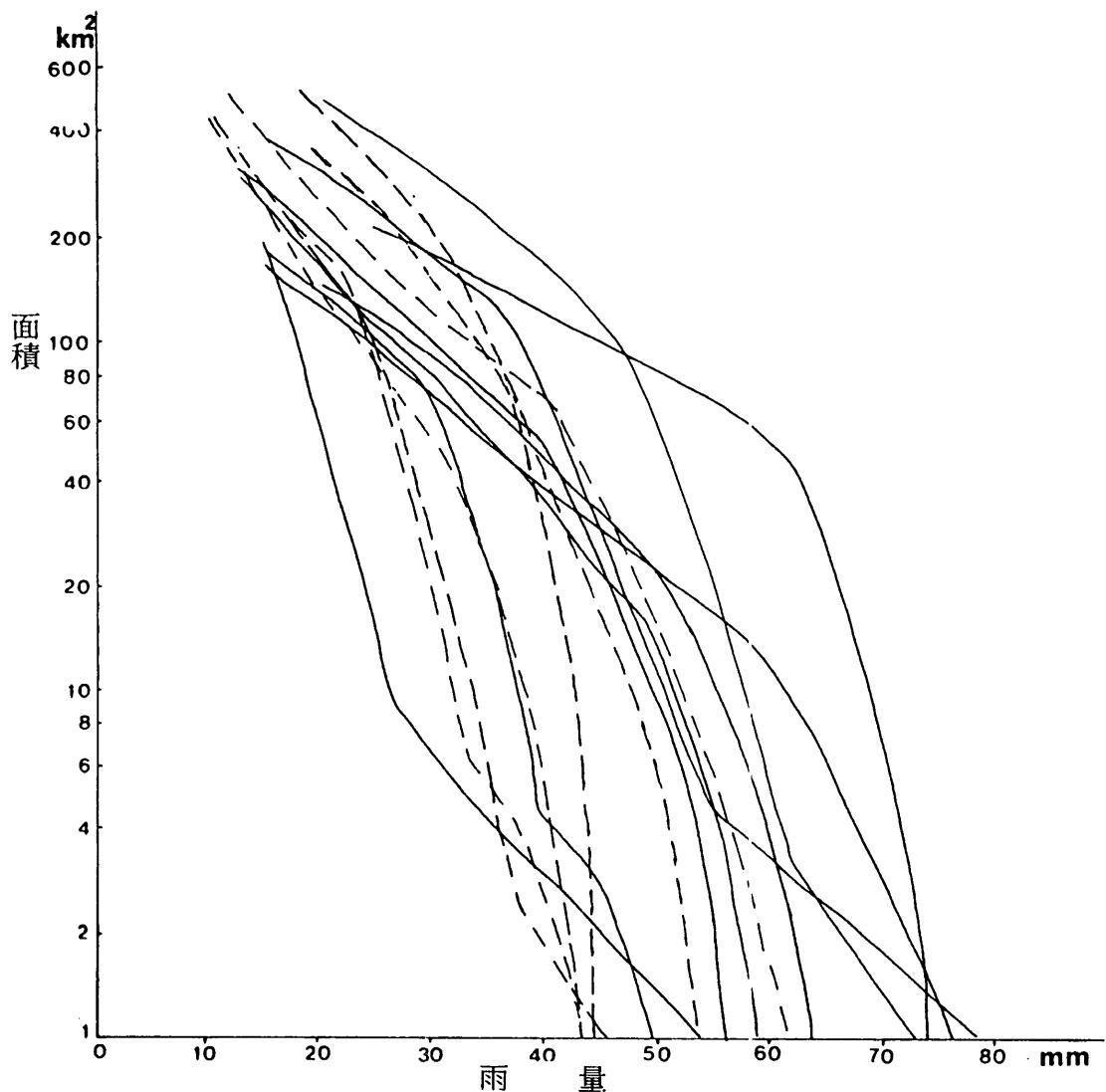
表7 1992年台北盆地各暴雨個案的一小時面積平均雨量

$(3) = \Delta(2)$ ,  $(4) = \text{估算值}$ ,  $(5) = (3) \times (4)$ ,  $(6) = \sum(5)$ ,  $(7) = (6) \div (2)$

日期	(1) 包含等 雨量線	(2) 淨面積	(3) 兩等雨量線 間之面積	(4) 平均雨量	降 雨 量 (5)	面積平 均雨量 (6)	一小時 最大降 水深度 (7)	台北測站 一小時最 大雨量
5月1日 13:41~14:40	50	8.38	8.38	56.8	476.0	476.0	56.8	14.4mm
	40	25.6	17.22	45.0	774.9	1250.9	48.9	
	30	36.39	10.79	35.0	377.65	1628.55	44.8	
	10	88.45	52.06	20.0	1041.2	2669.75	30.2	
	0	14.71	58.65	5.0	293.25	2963.0	20.1	
5月15日 10:31~11:30	40	11.33	11.33	46.85	530.8	530.8	46.85	32.5mm
	20	180.31	168.98	30.0	5069.4	5600.2	31.1	
	10	365.4	185.09	15.0	2776.35	8376.55	22.9	
	0	501.68	136.28	5.0	681.4	9057.95	18.1	
6月3日 14:21~15:20	40	28.57	28.57	44.75	1278.5	1278.5	44.75	40.3mm
	20	46.07	17.50	30	525	1803.5	39.1	
	10	78.27	32.20	15	483	2286.5	29.2	
	0	185.62	107.35	5	536.8	2823.3	15.2	
6月13日 11:31~12:30	50	33.14	33.14	61.45	2036.5	2036.5	61.45	61.5mm
	30	117.64	84.50	40.0	3380.0	5416.5	46.0	
	20	203.64	86.0	25.0	2150	7566.5	37.2	
	10	317.64	114.0	15.0	1710	9276.5	29.2	
	0	483.74	166.1	5.0	830.5	10107	20.9	
7月2日 14:41~15:40	50	48.28	48.28	61.9	2988.5	2988.5	61.9	8.6mm
	30	75.38	27.10	40.0	1084.0	4072.5	54.0	
	10	106.5	31.12	20.0	622.4	4694.9	44.1	
	0	213.26	106.76	5.0	533.8	5228.7	24.5	
7月8日 18:31~19:30	40	10.80	10.80	42.0	453.6	453.6	42.0	21.0mm
	30	74.3	63.50	35.0	2222.5	2676.1	36.0	
	10	235.03	160.73	20.0	3214.6	5890.7	25.1	
	0	343.51	108.48	5.0	542.4	6433.1	18.7	
7月17日 14:21~15:20	50	24.5	24.5	64.25	1574.1	1574.1	64.25	19.5mm
	40	45.7	21.20	45	954	2528.1	55.3	
	10	130.7	85.0	25	2125	4653.1	35.6	
	0	367	236.3	5	1181.5	5834.6	15.9	

表7 1992年台北盆地各暴雨個案的一小時面積平均雨量(續)

日 期	(1) 包含等 雨量線	(2) 淨面積	(3) 兩等雨量線 間之面積	(4) 平均雨量	降 雨 體 積	淨面積平 均雨量	一小時 最大降 水深度	台北測站 一小時最 大雨量
7月19日 14:51~15:50	30	26.5	26.5	41.85	1109.0	1109.0	41.85	4.5mm
	10	88	61.5	20.0	1230.0	2339	26.6	
	0	194	106.0	5.0	530	2869	14.8	
8月14日 13:31~14:30	40	14.2	14.2	58	823.6	823.6	58	10.1mm
	20	32	17.8	30	534	1357.6	42.4	
	10	84.3	52.3	15	784.5	2142.1	25.4	
	0	168.8	84.3	5	421.5	2563.6	15.2	
8月20日 06:31~07:30	30	23.2	23.2	37.8	876.96	876.96	37.8	31.0mm
	10	131.7	108.5	20	2170	3046.96	23.1	
	0	449.9	318.2	5	1591	4637.96	10.5	
8月31日 13:31~14:30	40	15.5	15.5	48.8	756.4	756.4	48.8	10.5mm
	20	47.5	32.0	30.0	960.0	1716.4	36.1	
	10	127.8	80.3	15.0	1204.5	2920.9	22.7	
	0	295.9	168.1	5.0	840.5	3761.4	12.7	
9月7日 14:11~15:10	40	14.5	14.5	47.5	688.75	688.75	47.5	5.3mm
	30	54.7	40.2	35	1407	2095.75	38.9	
	10	87.7	33.0	20	660	2755.75	31.4	
	0	305	217.3	5	1086.5	3842.25	12.6	
9月20日 17:01~18:00	20	42.5	42.5	31.6	1343	1343	31.6	32.5mm
	10	135.9	93.4	15.0	1401	2744	20.2	
	0	429	293.1	5.0	1465.5	4209.5	9.8	
9月20日 22:01~23:00	20	64.8	64.8	40.5	2624.4	2624.4	40.0	38.5mm
	10	153.7	88.9	15.0	1333.5	3957.9	25.8	
	0	501.68	347.98	5	1739.9	5697.8	11.4	
9月21日 02:01~03:00	30	42.3	42.3	36.75	1554.5	1554.5	36.75	20.0mm
	20	62.5	20.20	25.0	505	2059.5	33.0	
	10	158.1	95.60	15.0	1435	3493.5	22.1	
	0	223.3	65.20	5.0	326	3819.5	17.1	



註：虛線表示界面雷雨，實線表示氣團雷雨）

圖 8 1992 年台北盆地暴雨個案的一小時延時最大降水深度一面積曲線

註：虛線表示界面雷雨，實線表示氣團雷雨）

時，則已快降到 50% 了，可見面積雨量的減退程度頗大。

將 Berndtsson & Niemczynowicz (1988) 所列舉的世界各地不考慮再現週期 (return period) 下的一小時延時平均面積減退係數曲線也繪入圖 9，可見台北盆地的面積雨量的減退程度比所列世界各地都要大。可能是圖中所示均為中緯度地區的都市，界面雷暴雨較多，故此減退程度較少，而台灣則為亞熱帶海島地區，短時間的強烈暴雨多由午後熱雷雨所致。由於雨量觀測期僅為一年，也祇有 15 個暴雨個案，故此僅為初步的觀察結果。

表8 1992年台北盆地雷暴雨的最大降水深度與平均面積雨量的關係

面 積 (km <sup>2</sup> )	面積平均雨量與最大降水深度的比率(%)	
	平 均 值	標 準 差
400	29.2	7.5
300	33.2	10.1
200	40.3	10.5
150	43.1	13.0
100	52.8	12.0
75	58.1	12.6
50	64.2	12.4
25	72.7	12.2

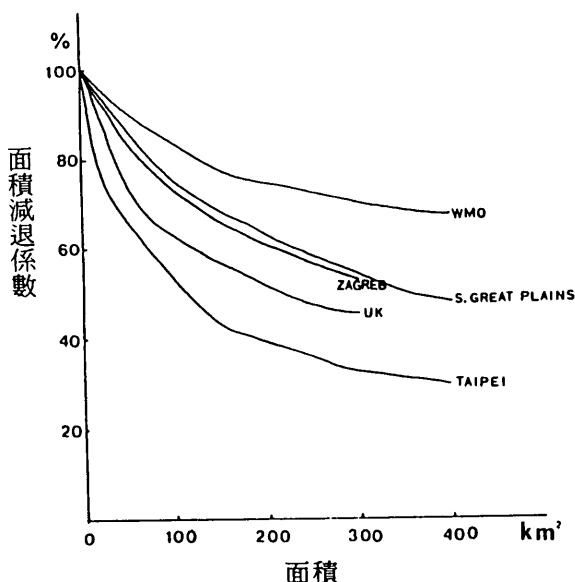


圖9 一小時延時雷暴雨平均面積減退係數曲線

資料來源：Berndtsson & Niemczynowicz, 1988；Bonacci, 1984；自行觀測推算

為使用方便，此平均面積減退係數曲線也可由數式  $\alpha = A^{-\varepsilon}$  來表示。如面積為自變數，各面積的面積減退係數為他變數，則藉著本研究的 15 個暴雨個案各面積的面積減退係數進行非線性迴歸，可導出  $\alpha = A^{-0.164}$ ， $\varepsilon$  的 95% 信賴水準的範圍為  $-0.153 > \varepsilon$

$> - 0.176$ ，面積 A 的單位為平方公里。

## 七、台北測站雨量（點雨量）估計面積雨量的問題

藉合理式推求一次暴雨的最大逕流量時，係假設暴雨是平均降落地面者。新工處（1969）在規劃設計台北地區的排水系統時，是以氣象局台北測站來代表面積平均雨量。然而由1992年雷暴雨個案可見，台北測站多位於暴雨區的邊緣，其一小時延時雨量常低於暴雨中心的最大降水深度甚多，故此面積平均雨量可能有相當的低估。另外，一般假設發生最大降水深度時，該延時各面積的平均降水深度也是最高的。這假設在小面積時是正確的，但在大面積時由於暴雨會移動，而且有時候會在不同時段有多個次中心出現，故此會有誤差（圖10）。但是本文為討論方便，一小時延時的各面積最大平均降水深度是與最大降水深度的同時段來計算。當比較台北測站的一小時延時最大降雨量與各面積的最大平均降水深度時，則根據該站10分鐘時距來累計，並不一定與最大降水深度同時段發生。

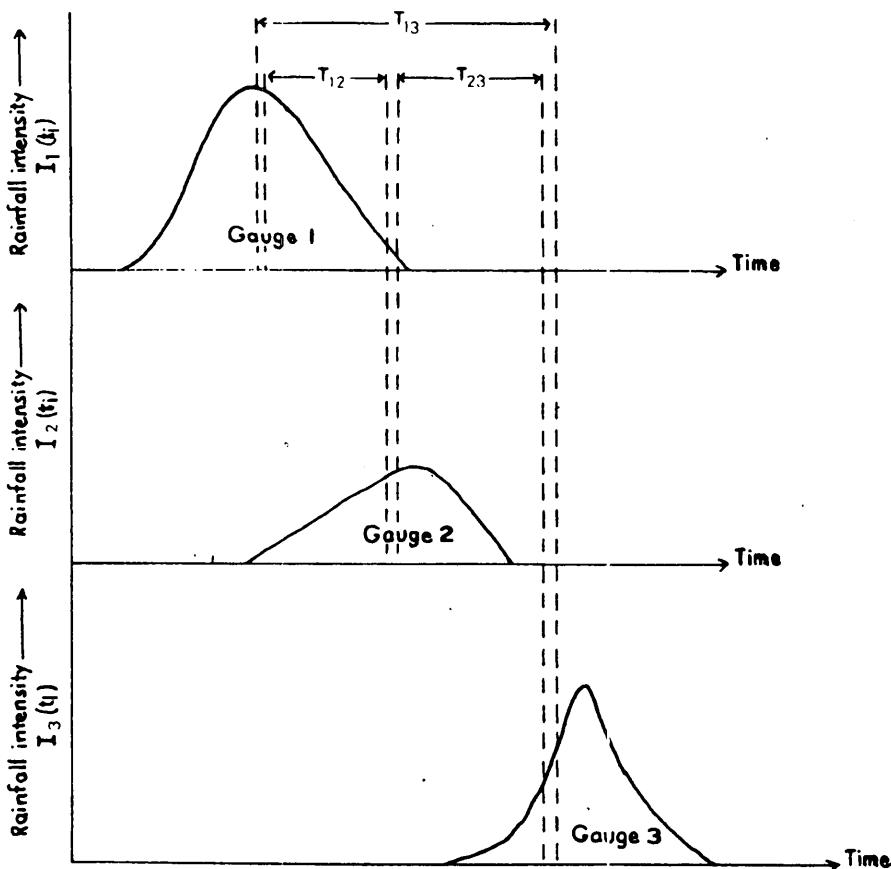


圖 10 雷雨胞移動使空間上各觀測點的最大降水發生在不同時段

表 6 1992 年各暴雨個案一小時延時雨量最高的測站

日期	時 間	測站名稱	一小時延時最大雨量( mm )
5.1	1341-1440	舊莊國小	63.6
5.15	1031-1130	武林國小	53.7
6.3	1421-1520	頂埔國小	49.5
6.13	1131-1230	武林國小	72.9
7.2	1441-1540	吳興國小	73.8
7.8	1831-1930	山佳國小	44.0
7.17	1421-1520	公館測站	78.5
7.19	1451-1550	頂埔國小	53.7
8.14	1331-1430	公館測站	76.0
8.20	0631-0730	吳興國小	45.6
8.31	1331-1430	舊莊國小	57.6
9.7	1411-1510	大安國中	55.8
9.20	1701-1800	永吉國中	43.2
9.20	2201-2300	木柵測站	61.0
9.21	0201-0300	吳興國小	43.2

將表 6 中所列各次暴雨個案的台北站一小時延時最大雨量，分別點在圖 8 中來觀察，可知以 1992 年 9 個氣團性雷雨的個案為例，台北測站點雨量平均對氣團雷雨面積平均雨量的低估比率為 100 平方公里時為 60%，25 平方公里時為 44%，10 平方公里為 40%，5 平方公里時為 38%，2.5 平方公里時為 34%。台北地區的排水系統的集水面積一般在 1 平方公里至 20 平方公里間，而台北測站在這些個案中均不在暴雨核心內，則以台北測站的點雨量，來推估暴雨中心所在的排水區的最大逕流量時，平均會低估到 44% – 34%。

颱風型、梅雨型或熱帶低壓槽型暴雨，在面積減退上較氣團性雷雨小，雨區也較廣大，以 1992 年的 6 個這類暴雨為例，以台北測站點雨量，來推估暴雨中心所在的排水區的最大逕流量時，其誤差較少，平均只低估到 80 – 65%。

由於暴雨個案有限，觀測也僅為一年，完全沒有頻率年的特性，故此上述探討僅為初步的分析而已。但是對於氣團性雷雨而言，由於在台北盆地，其暴雨區局限在台北測站的東南至西南地區的現象似頗顯著，故此在盆地的南部地區，建立較多的雨量測站，來進行較長期的觀測，並與台北測站點雨量比較，俾明瞭台北測站點雨量與暴雨中心附近小面積的面積平均降雨深度的關係，可有助於檢討這些地區的水工設計及發生積水災害的原因。

## 八、結 論

### 1. 台北測站的空間代表性

如以 10 分鐘為時距，來計算各雷雨個案各測站的一小時延時最大雨量，可發現各氣團雷雨個案的暴雨核心區（一小時延時雨量  $> 40\text{mm}$  的區域），也是主要集中在基隆

河以南、西至大漢溪以南的區域，台北測站剛好位於此暴雨核心區外。由於雷雨多侷限於盆地南部，雨量向北、西北遞減迅速，故台北測站甚至常在雷雨區（一小時延時雨量 $\geq 10\text{mm}$ 但 $\leq 40\text{mm}$ 的區域）外。

同樣，由於雷暴雨的暴雨中心，發生在台北測站附近的機率較低，故此以台北測站點雨量資料來推估以雷暴雨核心來計算的各面積平均雨量時，就會出現很大的誤差，而且面積愈小，誤差愈大<sup>2</sup>。根據本研究15個雷暴雨的分析結果，對氣團雷雨而言，平均低估的情形為2.5平方公里時34%，5平方公里38%，10平方公里為40%，25平方公里為44%。由於台北地區排水系統的集水面積一般在1平方公里（100公頃）至20平方公里（2000公頃）之間，故台北測站點雨量來推估發生暴雨地區的面積雨量時，平均低估34~44%。對於界面雷雨而言，由於空間變異較小，平均約低估60~85%。

## 2. 常現暴雨地區的監測

另從各次氣團雷雨一小時延時暴雨區的分布來看，主要在盆地東南部及南部、其次為西南部，在盆地南部有氣象局公館雨量站、水利局中正橋測站，西南部有氣象局山佳國小雨量站、台電公司的板橋雨量站，但在盆地東南部卻沒有任何測站，尤其信義區是被雷暴雨區涵蓋次數最多的地區。加上本區內有信義副都心，為台北市新行政中心所在，金融、商貿、旅遊等高級商業服務也漸東移至此，發生逕流積水的災害損失及影響都較大，故此有必要在此區建立雨量觀測站，以增進對本區雷暴雨特性的瞭解。

## 3. 設計暴雨率的檢討

由於一小時延時暴雨區主要分布在盆地東南部及南部、其次為西南部，而台北測站則在此區邊緣外，為正確評估並檢討這些地區排水系統的設計規劃及逕流積水的問題，應另行推算適用於此區域的各頻率年暴雨率。區內的公館測站，在本研究的各氣團雷雨個案，是累積雨量最多的測站，位於雷雨核心區內的次數也較多，而且建站始於1956年，至今已近四十年，其累積雨量資料應適用於推算此暴雨發生較多地區的各頻率年暴雨率。

## 4. 台北盆地一小時延時雷暴雨的最大降水深度與面積雨量關係

15個雷暴雨個案的平均面積減退係數曲線顯示，在面積為10平方公里時，面積雨量約為最大降雨深度的80%，至25平方公里時為75%以下，在100平方公里時，則已快降到50%了，可見面積雨量的減退程度頗大。與世界氣象組織（WMO）、英國、美國、法國等一些不考慮再現週期下的一小時延時平均面積減退係數曲線比較，台北盆地面積雨量的減退程度較所列世界各地都要大，可能因台灣為亞熱帶海島地區所致。

為水工設計人員使用方便，面積減退係數可藉數式 $\alpha = A^{-c}$ 來表示。台北盆地一小

<sup>2</sup> 這裏所探討的低估比率，並非一般常用的暴雨核心的點雨量與各面積雨量的面積減退係數，而是位置固定的台北測站的點雨量，與歷次雷暴雨的各面積雨量的低估比率，故此會出現面積愈小，台北測站點雨量估計誤差愈大的結果，也就是說大多數時候，台北測站都不位於暴雨核心區。

時延時的雷暴雨平均面積減退係數： $\alpha = A^{-0.164}$ ， $\epsilon$  的 95% 信賴水準的範圍為  $-0.153 > \epsilon > -0.176$ ，A 是面積（單位：平方公里）。

### 5. 應建立小面積、更小延時的面積減退係數

若要符合都市水工設計實用的需要，則面積減退係數式應更細緻，面積 A 的單位應為公頃。本研究雖在台北盆地建立 71 個雨量站的觀測網，但平均測站間距離也不過 3~4 公里而已，似祇能完成界定雷雨區及雷雨核心區的地步。嗣後相關單位或學界先進，可在台北東南部、南部（即信義、大安、古亭等區）發生雷暴雨較多的區域，擇一完整的集水區，設置測站間距離一公里以下的詳密觀測網，俾瞭解雷暴雨的立體結構，及建立小面積（100、200、500、1000 公頃）、更小延時（15、30、60 分鐘）的面積減退係數，將可有助於台北盆地都市化地區各項水工設計，達到防災的目的。如配合適當的集流點，設置一個或多個自動流量計，則能更深入探討暴雨與逕流積水的關係。

### 參考文獻

- 王如意，易任（1987），應用水文學：下冊，台北：茂昌圖書公司，第六版，705 頁。
- 王吉森（1972），“台灣地區雷雨發生頻率之研究”，氣象學報第十八卷，第二期，40-45。
- 王時鼎等（1982），“台灣颱風降水特性之研究”，“中範圍天氣系統研討會論文彙編”，中央氣象局，175-208。
- 丘逸民（1997），“台北盆地降雨的時空特性：(1) 時雨量為基礎的分析”，中國地理學會會刊，第廿五期，1-42。
- 台北市政府工務局新建工程處（1969），“台北市雨水下水道系統規劃：第一卷規劃報告”，5-19。台北市政府工務局新建工程處出版。
- 台北市政府工務局新建工程處（1980），台北市（原市區）雨水下水道系統檢討報告，台北市政府工務局新建工程處出版。
- 曲克恭、劉廣英、張儀峰、葉文欽（1982），“台灣地區豪雨及暴雨量分佈之研究”，行政院國家科學委員會專題研究計畫，研究報告 022 號。
- 李瑞鶴（1974），“台北雨的研究”，氣象學報，第二十卷第一期，45-56。
- 吳宗堯（1983），“台灣地區氣象及水文測站網調查規劃研究報告：一、淡水河流域及桃竹地區”，行政院國家科學委員會，防災科技研究報告 72-04 號，71 頁。
- 吳宗堯、陳泰然（1987），“台灣地區中尺度實驗計畫”，行政國家科學委員會，防災科技研究報告 76-19 號，34-35。
- 林秋裕（1987），下水道工程，台北：茂昌圖書公司，第二版，495 頁。
- 林沛練、陳台琦（1992），“梅雨季節北部降水系統雨量估計（II）”，行政院國家科學委員會防災科技研究報告 81-25 號。

- 林沛練、盛揚帆(1990),“TAMEX期間台灣地區海陸風特性之初步分析”，天氣分析與預報研討會論文彙編，中央氣象局主辦，133-144。
- 洪理強、紀水上(1984),“建立氣象衛星資料估計降雨量之技術”，行政院國家科學委員會防災科技研究報告72-35號，30頁。
- 洪理強、紀水上等(1985),“建立氣象衛星資料估計降雨量之技術(續)”，行政院國家科學委員會防災科技研究報告73-39號，21頁。
- 徐晉淮(1971),“台北地區豪雨之研究”，氣象學報，第17卷，49-71。
- 徐寶箴(1968),“颱風經過台灣北方海面與台北及其附近地區之降水”，氣象學報，14卷，4期，43-51。
- 祝鴻鵬、劉昭民、楊進賢(1988),“台北松山機場夏季熱雷雨短期預報之研究”，天氣分析與預報研討會論文彙編，中央氣象局主辦，671-675。
- 祝鴻鵬等(1990),“台灣西部春夏海陸風與對流雲”天氣分析與預報研討會論文彙編，中央氣象局主辦，339-346。
- 許時雄(1989),“淡水河預報式之改進研究計劃(二)”，行政院國家科學委員會防災科技研究報告78-24號。
- 郭文鑠等(1979),“淡水河流域颱風降雨量之分析”，氣象學報，第廿五卷，第四期，9-20。
- 陳正改(1987),“新店溪流域颱風定量降雨預報之研究”，台灣水利，35卷，4期，64-98。
- 陳來發等(1989),“台灣北部地區夏季雷雨預報指數分析與應用”，氣象學報，第35卷，第4期，241-260。
- 陳毓雷(1978),“大漢溪流域颱風暴雨量預報之研究”，氣象預報與分析，74期，16-26。
- 陳台琦、林沛練(1992),“梅雨季節北部降水系統雨量估計(一)”，行政院國家科學委員會防災科技研究報告80-58號，21頁。
- 陳泰然(1982),“大氣中尺度之物理過程與觀念”，中範圍天氣系統研討會論文彙編，1-29，中範圍天氣系統研討會：台北。
- 陳國彥、徐勝一、丘逸民(1988),“夏季降雨強度及都市地表逕流對台北市區積水之研究”，師大地理學研究12期，15-59。
- 陳國彥、丘逸民(1990),台北盆地降雨時空特性與都市水文災害關係的研究(2)：多波道記錄器的更新，師大地理學研究14期，1-17
- 陳泰然(1982),“大氣中尺度之物理過程與觀念”，中範圍天氣系統研討會論文彙編，1-29，中範圍天氣系統研討會：台北。
- 祝鴻鵬、劉昭民、楊進賢(1988),“台北松山機場夏季熱雷雨短期預報之研究”，天氣分析與預報研討會論文彙編，中央氣象局主辦，671-675。
- 祝鴻鵬等(1990),“台灣西部春夏海陸風與對流雲”天氣分析與預報研討會論文彙編，

中央氣象局主辦，339-346。

張儀峰等(1982)，“局部暴雨特性之分析研究”，大氣科學，9期，113-124。

楊萬全(1982)，水文學，國立台灣師範大學出版，第一版。

楊德昌等(1987)，“台北市雨水下水道系統設計模式之研究”，國立台灣大學土木工程研究所，水利工程組研究報告。

蔡光雄、盧堅譯(1984)，水文學，下冊，台北：科技圖書公司，第一版，348頁。

蔡清彥、周根泉(1979)“台灣北部地區局部環流及其對北部核能電廠廢氣擴散之影響”，台大大氣科學系研究報告LO-CIR-01，35頁。

蔡清彥、周根泉(1982)，“颱風路徑與台灣地區之風速及雨量分布”，中範天氣預報研討會論文彙編，中央氣象局，209-221。

蔡清彥(1987)“台灣北部地區局部環流的研究”，大氣科學，第十五卷，第二期，179-197。

劉廣英等(1977)，“海風與台北盆地雷雨之關係”，氣象預報與分析，71期，11-15。

顏清連，呂鴻光(1987)，“淡水河流域颱風降雨預估模式之研究”，土木水利，第十四卷，第二期，75-91。

鄧天德(1977)，“淡水河流域洪水災害的地理學研究”，中國文化大學地學研究所博士論文。

Austin, P.M. & House, R.A. (1972), "Analysis of the Structure of Precipitation Patterns in New England", Applied Meteor., Vol.11, 926-934.

Berndtsson, R.( 1988 ), "Temporal Variability in Spatial Correlation of Daily Rainfall", Water Resources Research, Vol.24, No.9, 1511-1517.

Berndtsson, R. & Niemczynowicz, J.( 1986 )", Spatial and Temporal Characteristics of High-Intensive Rainfall in Northern Tunisia", J. of Hydrology, No.87, 285-298.

Berndtsson, R. & Niemczynowicz, J( 1988 ), "Spatial and Temporal Scales in Rainfall Analysis-Some Aspects and Future Perspectives",J. of Hydrology, No.100, 293-313

Bonacci, O.( 1984 ), "Rainfall as the Basis for Urban Runoff: Experience and Practice in Yugoslavia", wat. Sci. Tech. Vol.16, 101-108.

Desbordes, M. et al.,( 1984 ), "Areal Reduction factor on Short time and Space Intervals" Wat. Sci. Tech. Vol.16, Copenhagen, 189-198

Drufuca, G.and I.I.Zawadeki ( 1975 ), "Statistics of Raingage Data",JAM, 14, 1419-1429.

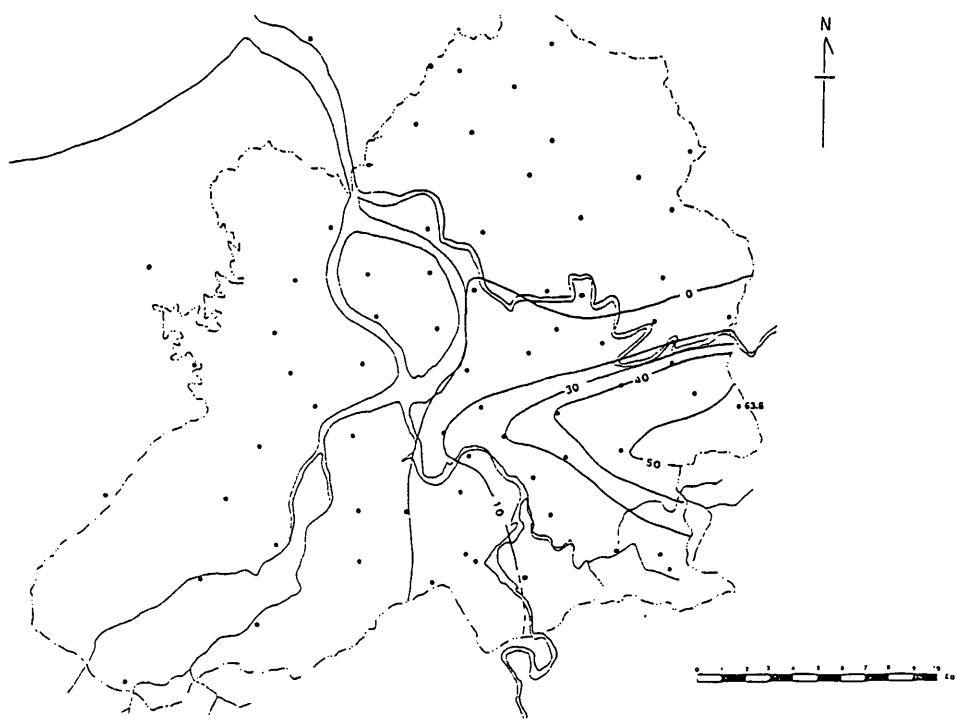
Eagleson, P.S.( 1970 ), "Dynamic Hydrology", McGraw-Hill, New York, N.Y., pp.1-462.

Houze, R.A & Betts, A.K.( 1981 ), "Convection in GATE", Review of Geophysics and Space Physics", Vol.19, No.4, 541-576.

Marshall, J.S.& Palmer, W.M.( 1948 ), "The Distribution of Raindrops with Size", J.Meteor., Vol.5, 165-166.

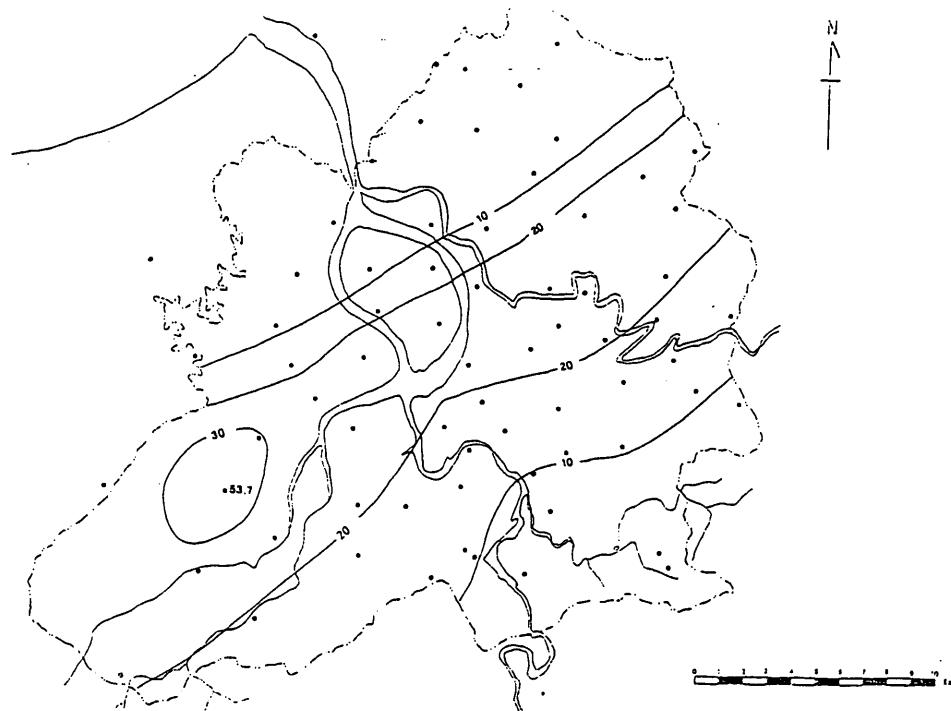
- Niemczynowicz, J. and Jonsson, O.( 1981 ) ", Extreme Rainfall Events in Lund 1979-80. Nor. Hydrol., No.12, 129-142.
- Orlanski, I.(1975) , "A Rational Subdivision of Scales for Atmospheric Processes", Bull. Am. Meteorol. Soc., 52, 1186-1188.
- Sharon, D.( 1981 ), "The Distribution in Space of Local Rainfall in the Namib Desert", J. of Climatology, Vol.1, 69-75.
- World Meteorological Organization ( 1983 ), "Guide to Hydrological Practices", Vol 2, Analysis, forecasting and Other applications, Secr. WMO., Geneva, No.168.
- Yen, B. G. & Chow, V. T. (1980), "Design Hyetographs for Small Drainage Structures", J. Hydraulics Div., Vol. 106, 1055-1076.

收稿日期：89年5月2日  
修正日期：89年5月12日  
接受日期：89年5月26日

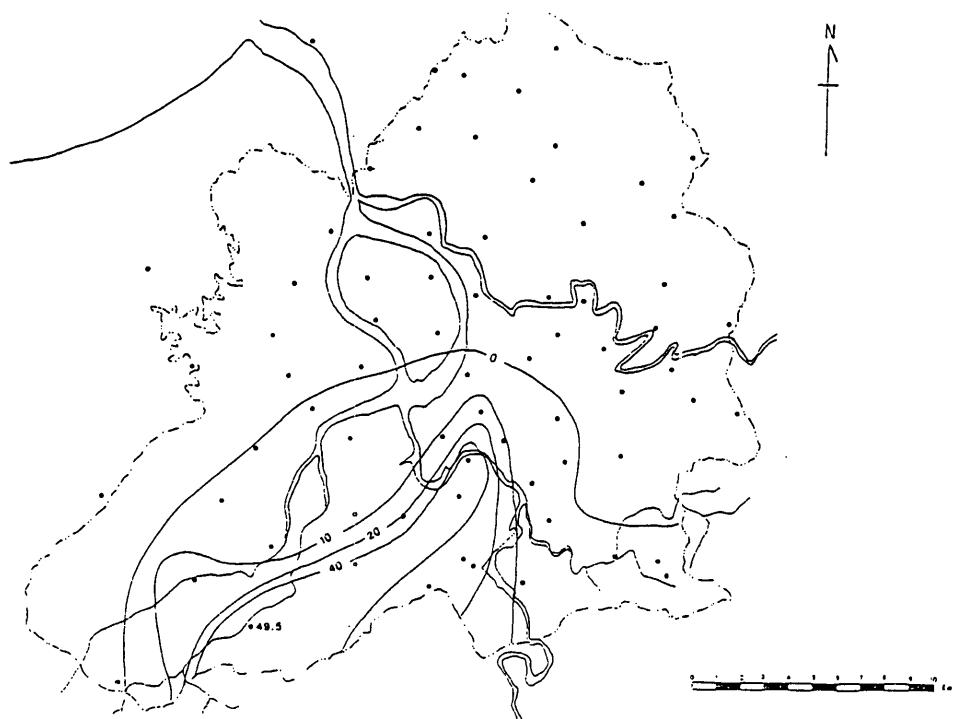


附錄圖 1 一小時延時最大降水深度與點雨量等值線圖（單位：mm）

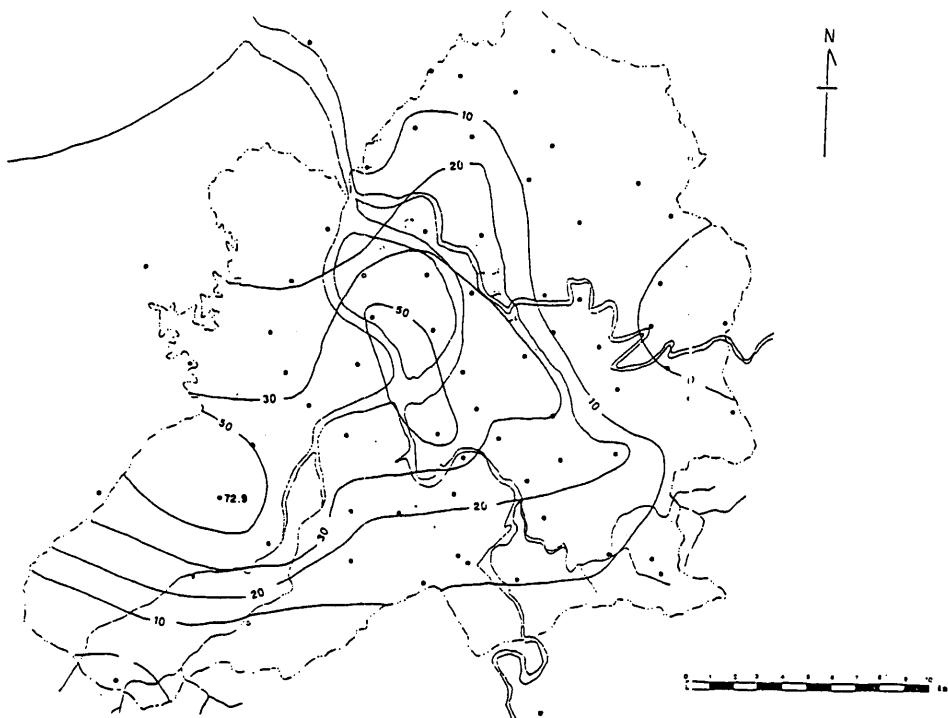
(a) 1992.5.1. 暴雨個案，11：41 – 12：40



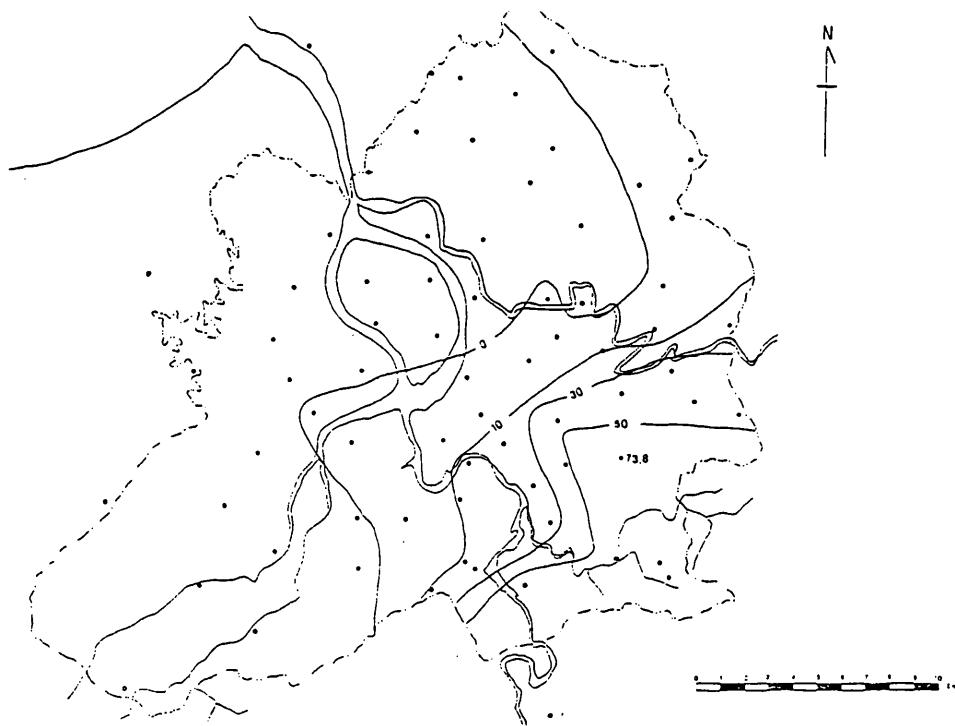
續附錄圖 1 (b) 1992.5.15. 暴雨個案，10：31 – 11：30



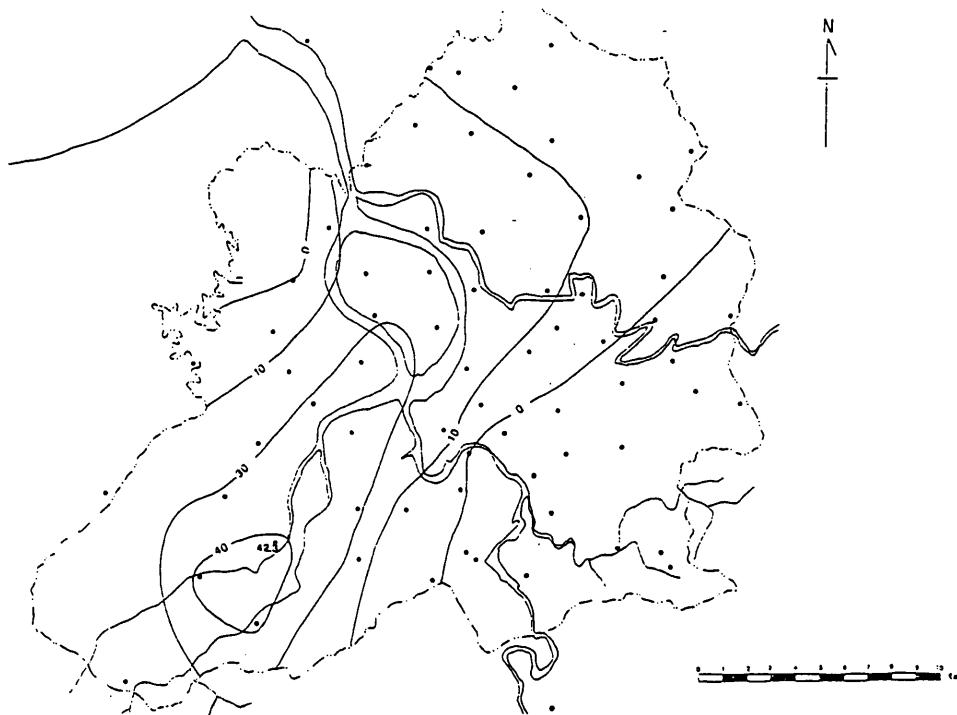
續附錄圖 1 (c)1992.6.3. 暴雨個案，14：21 – 15：20



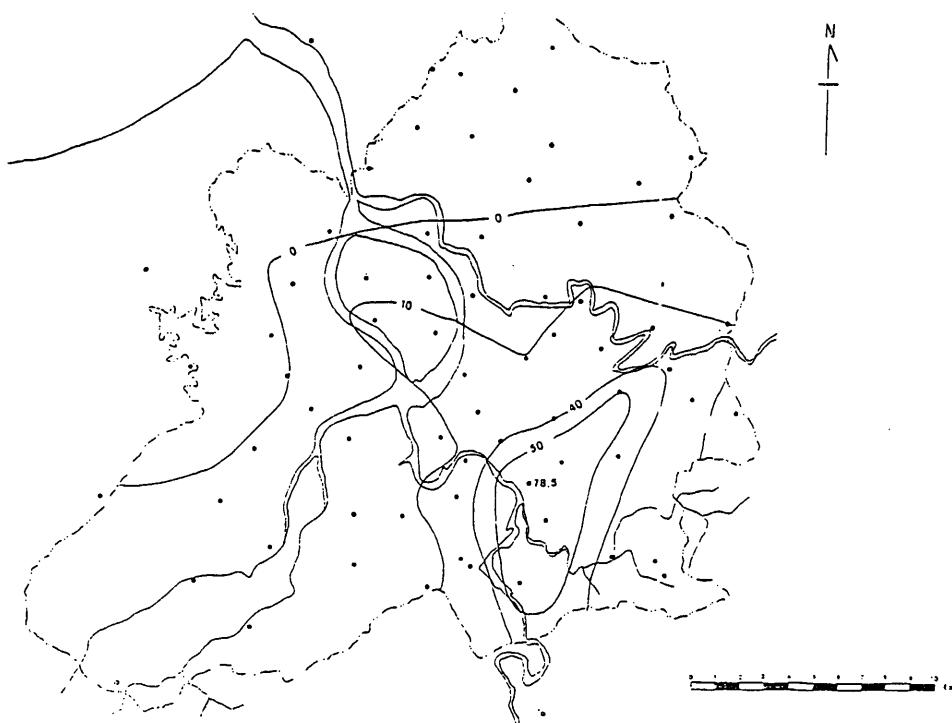
續附錄圖 1 (d)1992.6.13. 暴雨個案，11：31 – 12：30



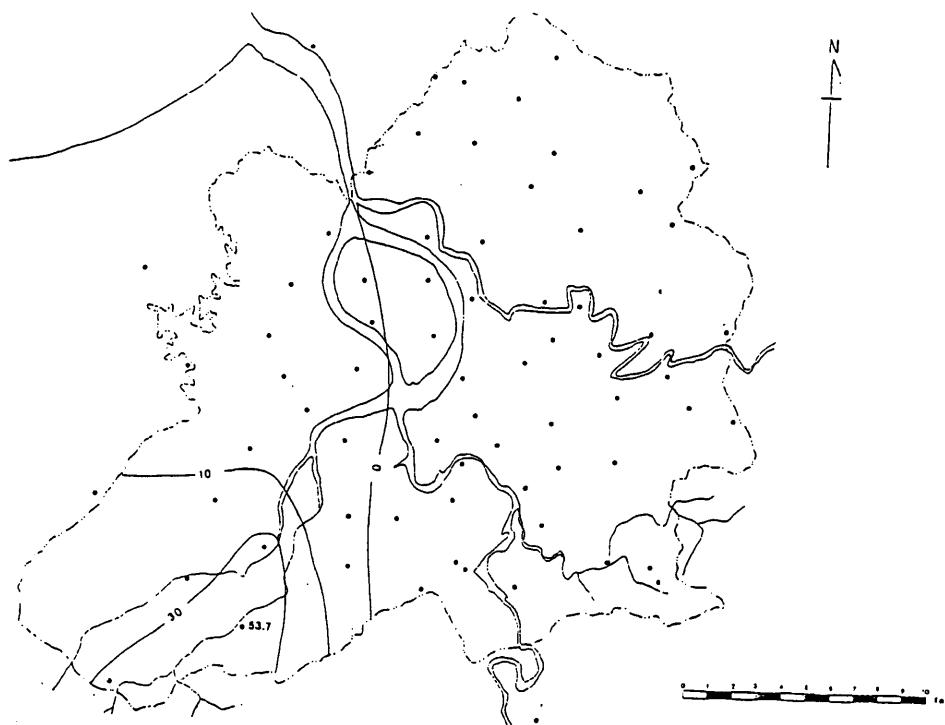
續附錄圖 1 (e)1992.7.2. 暴雨個案，14：41 – 15：40



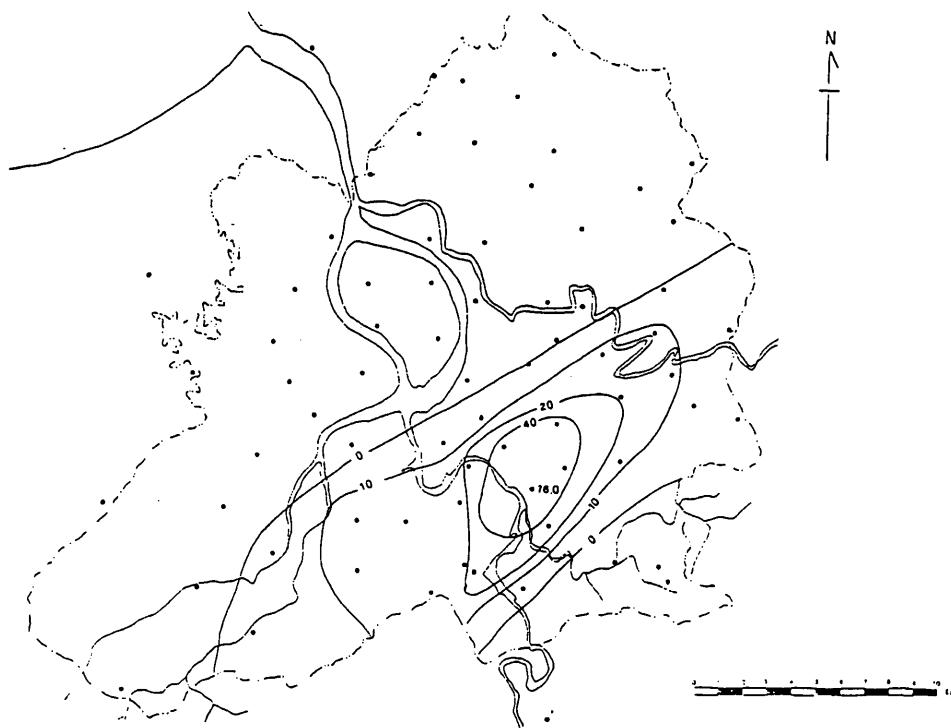
續附錄圖 1 (f)1992.7.8. 暴雨個案，18：31 – 19：30



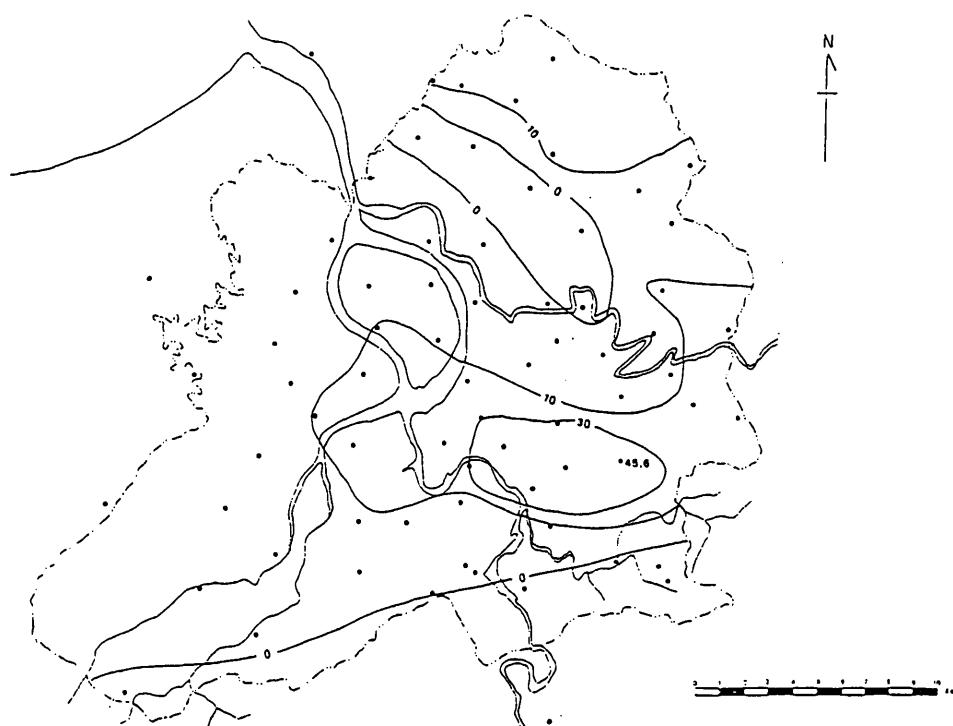
續附錄圖 1 (g)1992.7.17. 暴雨個案，14：21 – 15：20



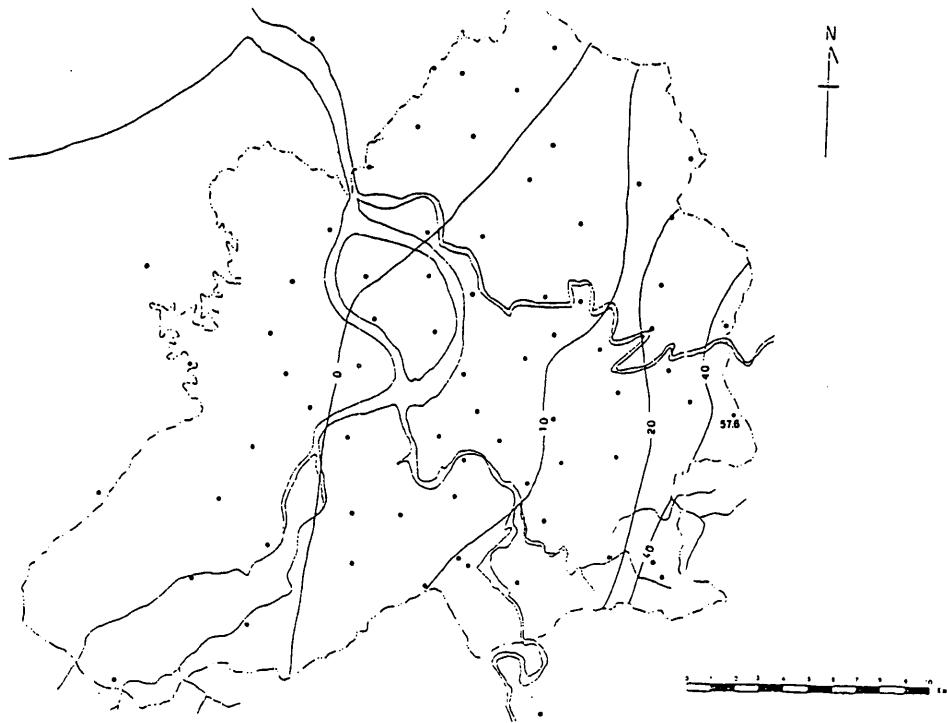
續附錄圖 1 (h)1992.7.19. 暴雨個案，14：51 – 15：50



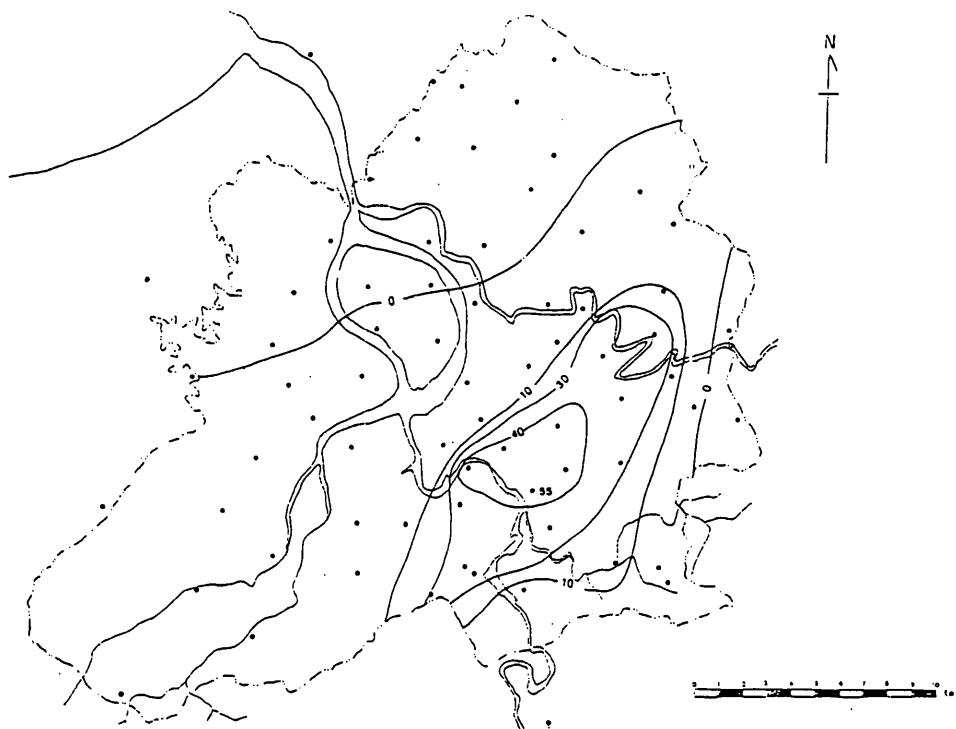
續附錄圖 1 (i) 1992.8.14. 暴雨個案，13：31 – 14：30



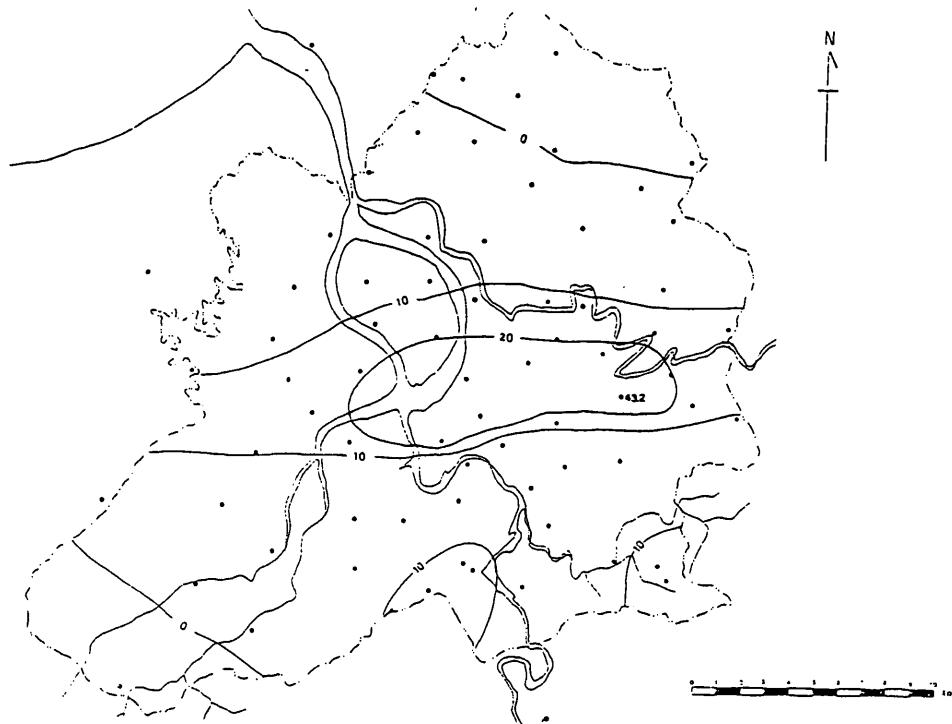
續附錄圖 1 (j) 1992.8.20. 暴雨個案，06：31 – 07：30



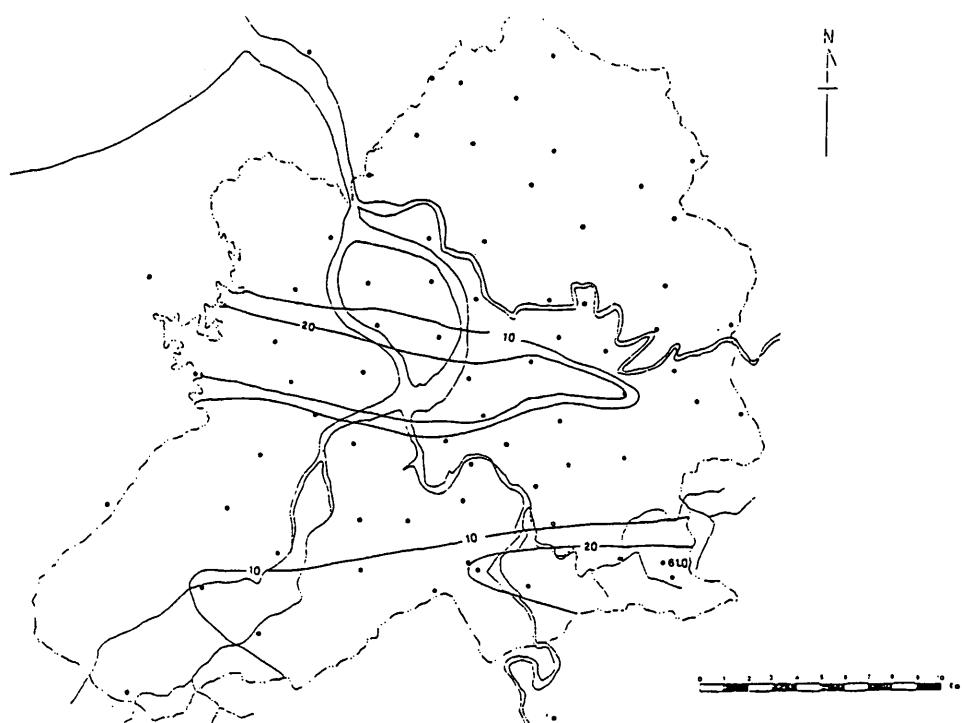
續附錄圖 1 (k)1992.8.31. 暴雨個案，13：31 – 14：30



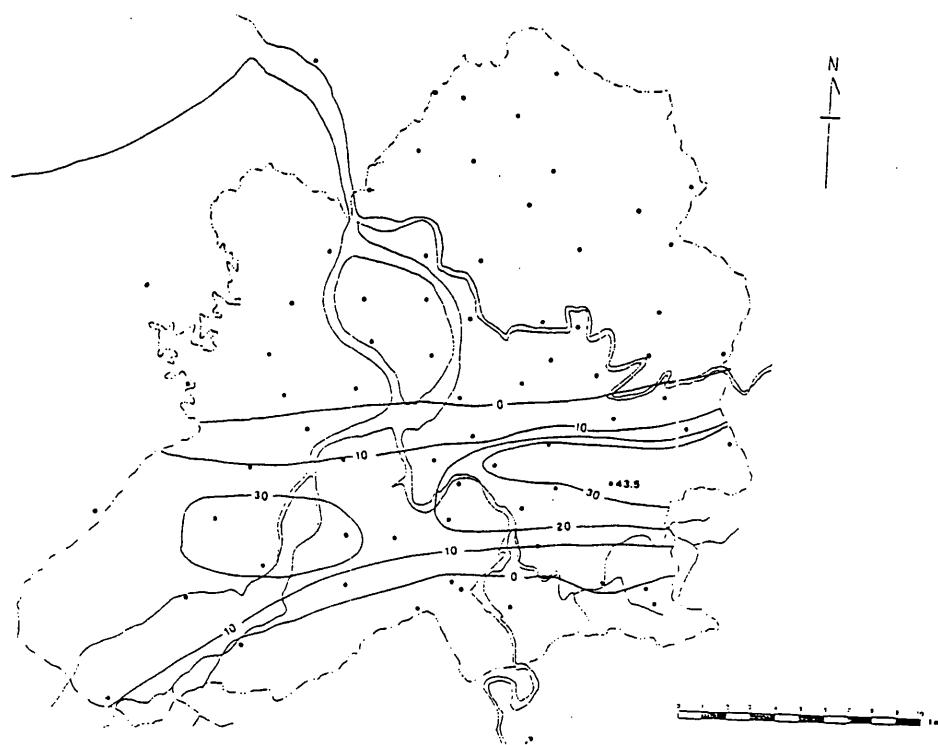
續附錄圖 1 (l)1992.9.7. 暴雨個案，14：11 – 15：10



續附錄圖 1 (m)1992.9.20. 暴雨個案，17：01 – 18：00



續附錄圖 1 (n)1992.9.20. 暴雨個案，22：01 – 23：00



續附錄圖 1 (o)1992.9.21. 暴雨個案，02：01 – 03：00