



EJ095199626139

師大地理研究報告
第26期 民國86年11月
Geographical Research
No.26, Nov. 1996

淡水河流域降雨時空分析及推估— 地理資訊系統的應用

**The Application of GIS to a Time-Spatial
Analysis and Interpolating of Rainfall
within the Tam-Sui River Watershed**

蔡玉琴*

Yuh-chyn Tsai

ABSTRACT

In this thesis, we try to use Geographic Information System (GIS) to exploit the spatial characteristics of rainfall within the Tam-Sui River Watershed, and then move forward to find the best method to interpolate rainfall. Here we build an rainfall interpolator environment database system which records the collected data and locations of those stations in the watershed. This database system also can provide users a convenient and efficient way to analyze the spatial of rainfall within the watershed. We compare four spatial interpolating models by the interpolator system : Thiessen Polygon method, Inverse-Distance Weighting (IDW) method, Kriging method, and Trend method to find the adequateness on stimating monthly rainfall, event rainfall, and typhonic total rainfall. The results show that Kringing is the best when rainfall is concentrated, such as air-mass thunderstrom, whereas Inverse Distance Weighting (IDW) is suitable for uniform distributed rainfall, such as frontal surface rain. In general, Kringing is

*國立台灣師範大學地理研究所碩士第24屆畢業生，現任職台北市立第一女子高級中學

better than the other methods. (key words:GIS;Spatial Characteristics;Rainfall Interpolator Environment Database system; Thiessen Polygon Method; Inverse-Distance Weighting Method; Kriging Method; Trend Method)

一、緒論

(一)研究動機及目的

淡水河流域雖僅為台灣第三大流域，但卻是人文薈萃、人口密集之地，故水資源的開發為當前最重要的課題之一。然而水資源開發規劃及管理的首要工作，就是降雨資料之觀測及蒐集，以供水循環研究、流量計算等的基礎，所以降雨的分析極為重要。

降雨現象雖有空間連續性，卻僅能以離散點的形式來觀測，也就是說當研究者需要未設站位置的資料時，必須從分布離散的測站資料推估而得。以淡水河流域而言，一個測站的資料可能代表一廣大面積平均降雨量，自動雨量計的使用，也只是加強了觀測時間分布的精確度而已，而空間的精確度只有靠多設測站來達成。但如限於各種因素的影響，而僅能從現有站網來分析雨量的空間分布時，即須藉由適當的空間推估法來完成。

各種雨型或降雨事件都可能因所採用的推估方法不同而造成精確度上的差異。另外，使用者不同，所採用之推估法也不同，例如：淡水河流域洪水預報中心採用徐昇法來統計流域內各支流區域之雨量，其他學術機關有採用距離反比法者，最近農工上又多採用克利金法，這些方法應用於淡水河流域的差異如何，實有必要對各種方法做一探討。

對於推估介面的使用，以前由於分析工具的局限、資料格式不同，無法同時進行推估法間的分析比較。現今，則因GIS的發展而突破這項瓶頸，將可做資料的轉換及整合。

根據以上原因及論題，本文的研究目的主要有：

1. 設計GIS雨量推估整合系統，提供隨時更新資料之功能，對及時的降雨深度，不需依賴複雜的氣象變化，能簡單迅速地加以推估。
2. 淡水河流域降雨之時空特性與雨量的區域性研究。
3. 雨量站空間配置的適宜性探討及各種模式在流域內任一點的降雨深度之推估分析。

以上目的期能提供於淡水河流域中研究水資源管理、都市排水、水平衡研究、計算逕流量之基礎及水文氣象站網設計的依據、低密度測站時估計雨量的準則。

(二)研究範圍及地文特性

本研究選擇淡水河流域作為研究區（圖1），因為此區為完整之地理區，資料容易取得，而且操縱本流域水資源的變化，主由雨量所決定，所以選擇淡水河流域來分析降雨的特性及進行雨量推估，研究結果並可供日後繼續研究的基礎。

第一大支流大漢溪發源地最高，源於品田山，標高3529公尺，流域面積1154平方公里。第二大支流新店溪全長82公里，發源於棲蘭山（高度2101公尺），衝上斷層山地及台北盆地南半部，於江子翠注入淡水河。流域面積916平方公里。基隆河發源於580公尺之菁桐山，在八堵以上多峽谷，八堵以下則進入平原，流域面積501平方公里。

流域東北方之基隆河谷及西北方之淡水河口為地形上的兩大缺口，有利於低層東北氣流進入，再者因本流域西南及南方地勢高聳有利於北來氣流（尤其是西北氣流）的地形抬升，常致豪雨。但同樣地，也因地形之故，使西南氣流受高山屏障，以致大漢溪降雨甚少（吳宗堯、謝信良，1990）。

淡水河流域內的三個支流各有其分水嶺，各測站也因高度及地形影響，雨量各不相同。因為有如此複雜的地文特性，故推估雨量之前，應先探討淡水河雨量的時空特性，使推估結果更具準確性。

(三)研究方法

1. 研究觀點

降雨具有季節性及空間變異特性。故本研究試圖透過空間分析觀點，輔以時間（季節）特性，採取空間統計推估法，並加以驗證。

為便於研究，以GIS為推估介面及分析工具，因為GIS發展至今已不僅是簡單的數化、疊圖工具而已，它還提供許多複雜的模式，強大的分析及轉換計算功能，可及時更新資料，對於空間推估更是具有極大的潛力。

2. 研究步驟

(1) 文獻收集：作為理論及概念的基礎。

(2) 研究區的界定：選定研究區，並利用1/25000地形圖來數化流域範圍、標定測站位置，測量測站經緯度。

(3) 資料蒐集：雨量測站及雨量的原始資料為中央氣象局、台灣電力公司、水利局、翡翠水庫管理局及石門水庫管理局等單位從1978-1992年的日雨量測站資料（表1.）。另外並選取1992年數場具有代表性之降雨場次，以為個案分析研究之用。除了降雨資料外，其他相關因子如：高度、位置、雨型等資料均一併收集。

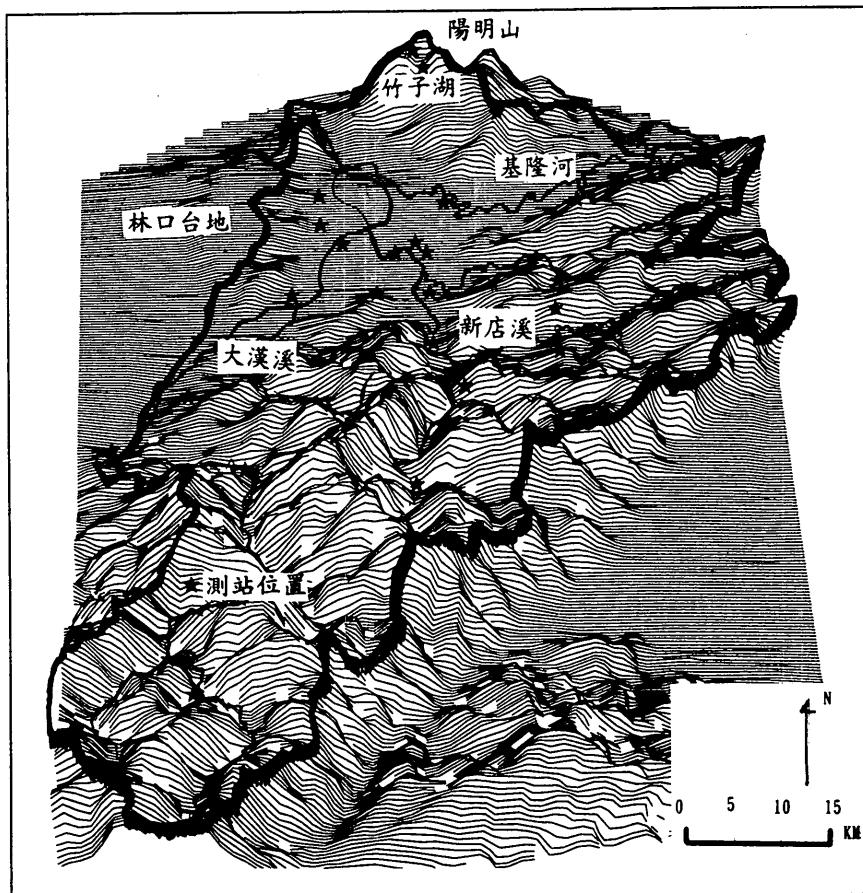


圖1 淡水河流域立體透視圖

表1 測站資料

流域	測站	編號	高度m	經度	緯度	單位
大漢溪	石門水庫	白石(1)	30003	1,630.00	121.22	24.55
大漢溪	石門水庫	鐵西堡	30001	1,630.00	121.3	24.57
大漢溪	石門水庫	嘎拉賀	30088	1,160.00	121.4	24.63
大漢溪	石門水庫	鞍部(1)	30005	1,450.00	121.27	24.67
大漢溪	石門水庫	秀巒(1)	30006	840	121.28	24.62
大漢溪	石門水庫	玉峰(1)	30007	740	121.3	24.67
大漢溪	石門水庫	三光(1)	30009	630	121.37	24.67
大漢溪	石門水庫	巴陵	30012	1,220.00	121.38	24.68
大漢溪	石門水庫	高義	30015	620	121.35	24.72
大漢溪	石門水庫	長興	30110	350	121.3	24.8
大漢溪	石門水庫	電雲	30114	350	121.35	24.8
大漢溪	下游河口	石門(2)	30022	255	121.23	24.82
大漢溪	下游河口	十一分	30093	235	121.23	24.83
大漢溪	下游河口	大溪(1)	30024	118	121.3	24.88
大漢溪	下游河口	缺子	30027	125	121.27	25.4
大漢溪	下游河口	三峽	30030	33	121.33	24.93
大漢溪	下游河口	海山	30034	8	121.45	25.03
大漢溪	下游河口	大豹*	30125	600	121.4	24.93
大漢溪	下游河口	柑園*	30129	10	121.4	24.98
大漢溪	下游河口	新莊	30035	9	121.43	25.05
大漢溪	下游河口	五股	30033	45	121.43	25.08
新店溪	翡翠水庫	太平	30068	403	121.82	24.97
新店溪	翡翠水庫	坪林(4)*	30138	200	121.7	24.93
新店溪	翡翠水庫	翡翠	30039	202	121.57	24.91

新店溪	翡翠水庫	九芎根	30120	378	121.64	24.9	翡翠水庫
新店溪	翡翠水庫	十三股	30123	530	121.64	24.95	翡翠水庫
新店溪	翡翠水庫	碧湖*	30128	360	121.73	24.88	翡翠水庫
新店溪	南勢溪	福山(2)	30037	420	121.5	24.78	水利局
新店溪	南勢溪	大桶山*	30140	916	121.55	24.87	水利局
新店溪	南勢溪	孝義(1)	30038	215	121.57	24.85	水利局
新店溪	南勢溪	桶後	30121	600	121.63	24.83	水利局
新店溪	南勢溪	新龜山	30042	52	121.55	24.9	水利局
新店溪	景美溪	屈尺	30052	90	121.53	24.93	氣象局
新店溪	景美溪	粗坑	30055	57	121.53	24.98	水利局
新店溪	景美溪	石碇(2)	30124	140	121.65	24.98	水利局
新店溪	景美溪	四十份	30054	410	121.57	24.95	氣象局
新店溪	景美溪	南勢角	30053	155	121.48	24.98	氣象局
新店溪	景美溪	公館	30134	7	121.53	25.02	氣象局
新店溪	景美溪	中正橋*	30135	5	121.5	25.02	水利局
新店溪	景美溪	台北(1)	30065	8	121.52	25.03	水利局
基隆河	基隆河	火燒寮	30069	380	121.73	24.98	水利局
基隆河	基隆河	基隆	12001	3	121.75	25.03	水利局
基隆河	基隆河	瑞芳(2)	30105	101	121.78	25.1	水利局
基隆河	基隆河	五堵	30106	16	121.68	25.07	水利局
基隆河	基隆河	五指山	30082	325	121.6	25.13	氣象局
基隆河	基隆河	松山	30064	7	121.55	25.07	氣象局
基隆河	基隆河	竹子湖(1)	30080	600	121.53	25.17	水利局
基隆河	基隆河	鞍部(2)	30081	836	121.52	25.18	水利局
基隆河	基隆河	淡水(1)	30083	19	121.27	25.17	水利局

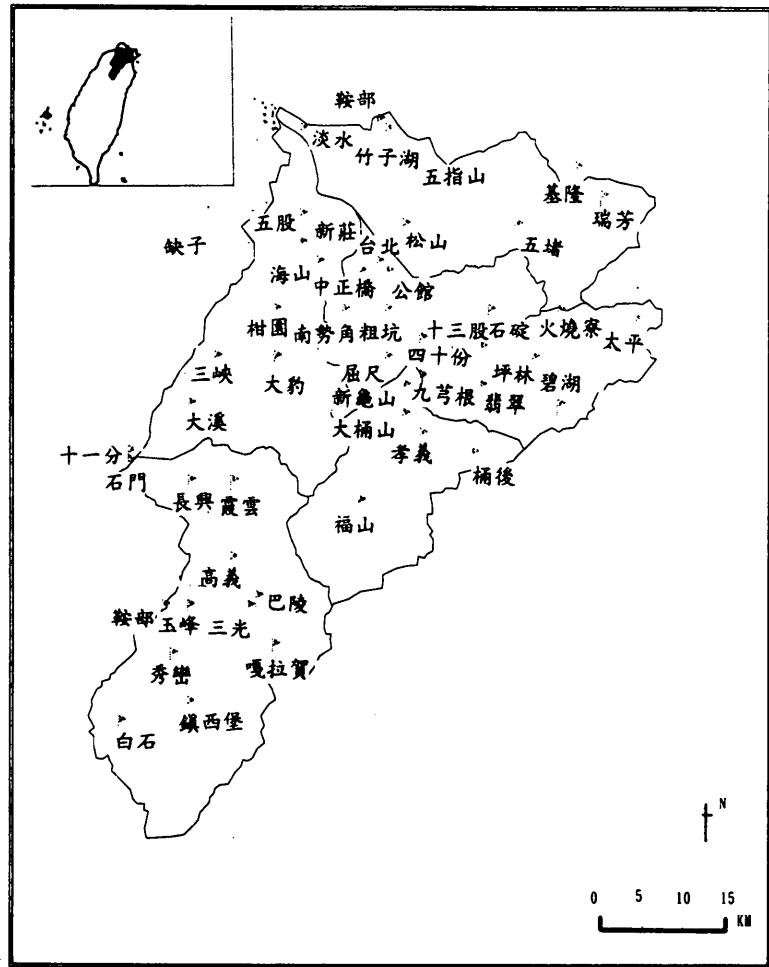


圖 2、淡水河流域雨量測站位置圖

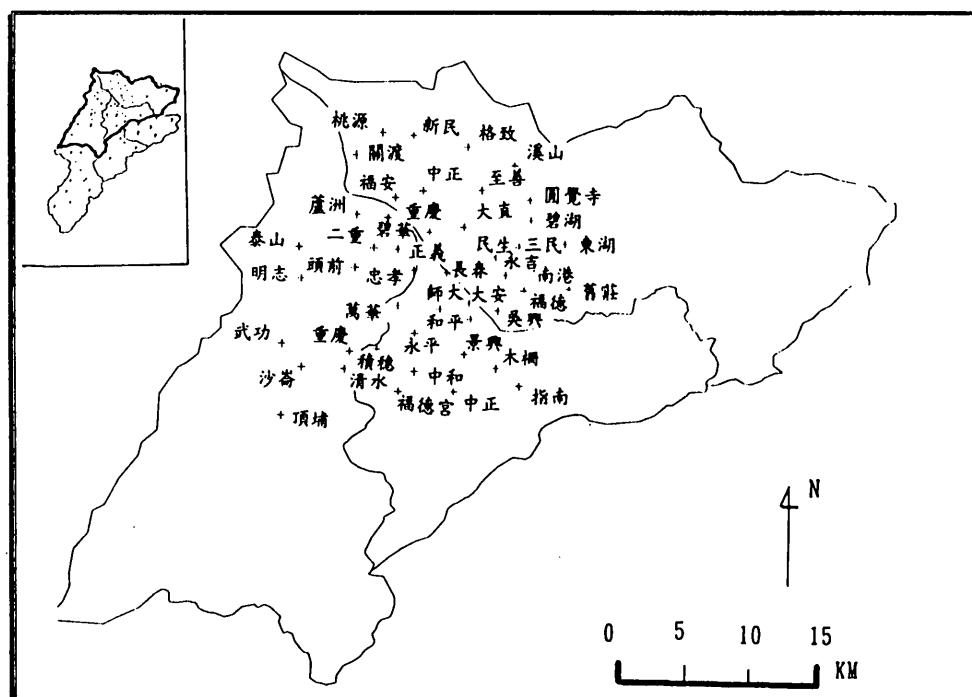
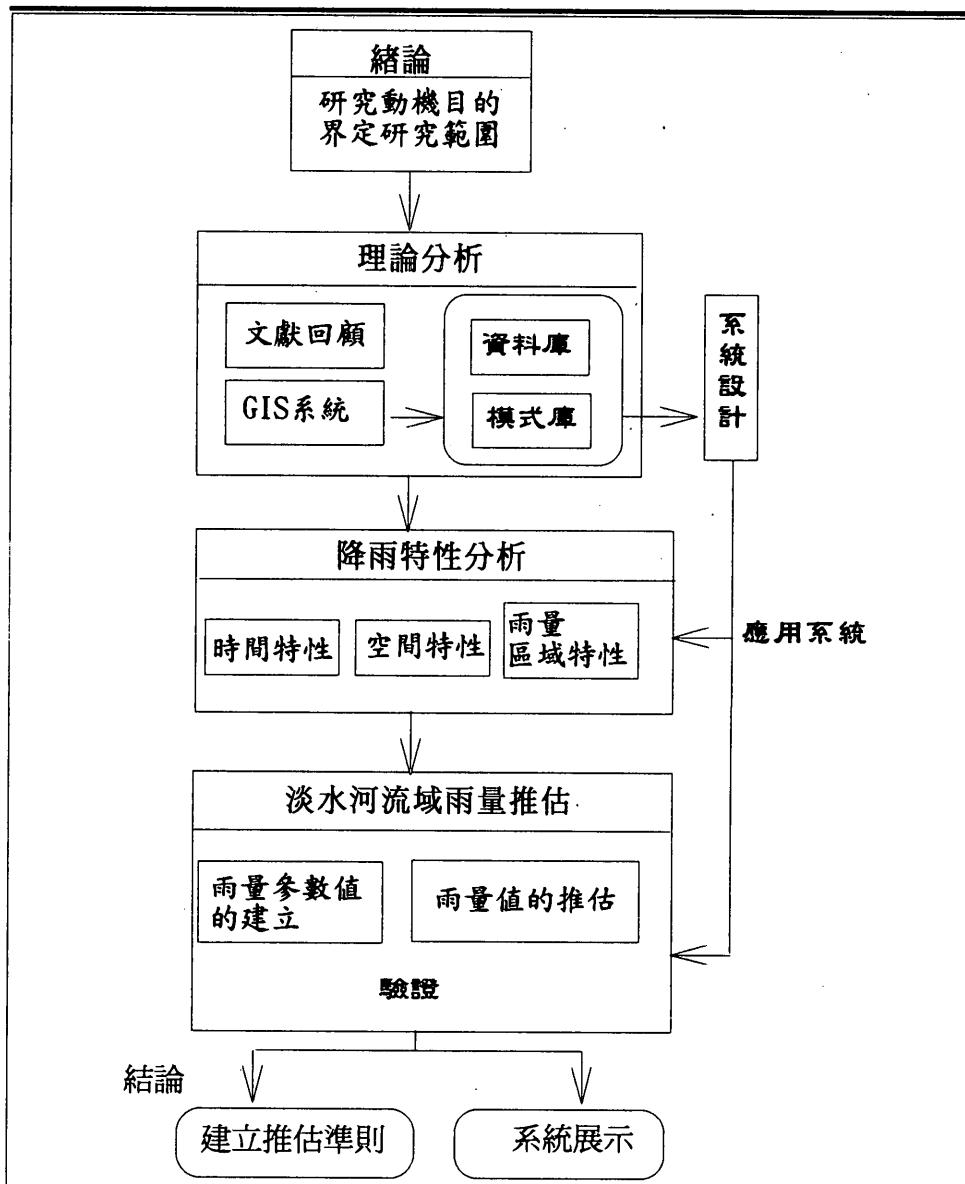


圖 3、淡水河流域驗證測站位置圖

(4) 資料分析及推估：以GIS系統及EXCEL、SPSS統計軟體分析資料，並以GIS所提供之各種推估模式來推估雨量。

(5) 推估值的驗證及推估法之比較：將中央氣象局等單位測站當作基本站網（Base Network）（圖2），點雨量的驗證以丘逸民（1994）在台北盆地建立55個自動雨量站（圖3），由1992年3月1日起至1992年12月31日進行密集的時雨量觀測站網當作測試站網（Test Network）。降雨總量的驗證，以近年來影響台灣北部的颱風所造成之降雨總量來驗證，選定亞伯（1990）、寶莉（1992）颱風於翡翠水庫的累積進流量。

3. 研究流程



二、理論分析與文獻回顧

(一)地理學的空間分析

本研究既採空間分析為主要觀點，故先簡述地理學的空間分析。地理學的空間概念研究始於「經驗論的絕對空間」，只談現象分佈的定性記錄及分類方法。到二十世紀初期，區位理論、引力模式等理論的提出為相對空間的「實證論(positivism)」奠定基礎。1930-1940年間開始有統計方法及時間數列的發展，而加速空間分析的腳步，1960年又有電腦數化的利用，加快處理速度，使定量方法及空間分析的研究又更進一層（Cliff and Ord，1981）。

統計方法與地理學一直有很深的淵源（B.J.L. Berry and D.F. Marble，1968），梁薪善先生亦認為地理學是屬於"觀察的科學"，其研究對象每每是一區、一國或全世界，勢不能把極多的資料蒐集齊全，而至於實驗室中加以試驗，於是只能選取樣本，做為代表性，應用或然率（Probability），由樣本的分析以推求"母體"（Population）。所以地理學宜用統計方法，以部份的樣本去推求原象的真面目（梁薪善，1985，p.13），故本文乃以空間統計為研究方法。

空間分析一般而言，係以實證論的科學觀作為研究的方法論，企圖透過理論、法則、模式的建立和應用，以及數學、統計學等方法的分析，以達成解釋空間結構（spatial structure）或空間形態（spatial pattern）和預測地表上各種現象的空間組織（spatial organization）或空間安排（spatial arrangement）為研究目的（施添福，1980）。本研究即是企圖透過這樣的觀點，研究雨量及雨量站在地表上的空間形態及空間安排等作用。

(二)空間推估法

空間推估為從事空間分析的首要工作。所謂空間推估（interpolation）是指：選擇較適當的空間統計模式，以一地區中已知觀察點的值來估計所需未知點的值（Burrough，1986）。空間組織或形態的呈現是否具代表性，就在於推估的正確與否。

空間推估問題在國外地理學上一直是個很重要的課題，如地理學者Oliver et al.（1989）認為克利金法（Kriging）能夠提供地理學者在空間分析時一個簡單有條理的方法論。Chorley and Hagget（1965）使用趨勢面（Trend）來表示空間形態，許多學者均做過一些推估法的回顧，如：Lam（1983），Burrough（1986）等。

1. 空間推估法的分類

目前推估方法並無統一的分類（Creutin and Obled，1982；陳世楷，1993），可依數學性質（離散性或連續性）、現象的歷程（定率性或序率性）、局部

(local) 或全域 (global) 的指標等加以分類 (圖4)，其中：

(1)以數學性質分類：

①離散法：

鄰近法 (The Nearest neighbor Method – 徐昇多邊形法 Thiessen polygon) 。

②連續法：

A.最小乘方法 – 趨勢面法 (Trend或多項式推估法 Polynomial interpolation)：

利用最小乘方法套配回歸方程式，可代表整個區域之大結構特徵，較易忽略局部之變異性，無法反應單一估測點之不確定性。

B.距離相關法：

距離反比法 (Inverse-distance weighting , IDW) 與地文統計法 (Geostatistics 或克利金法 kriging)，Fotheringham and Rogerson (1993) 認為在空間分析理論中並無具體選擇的指標，但較近距離間值的相互關係比遠距離間值的相互關係為大，故遵守與距離間的反比關係，不失為一好方法。

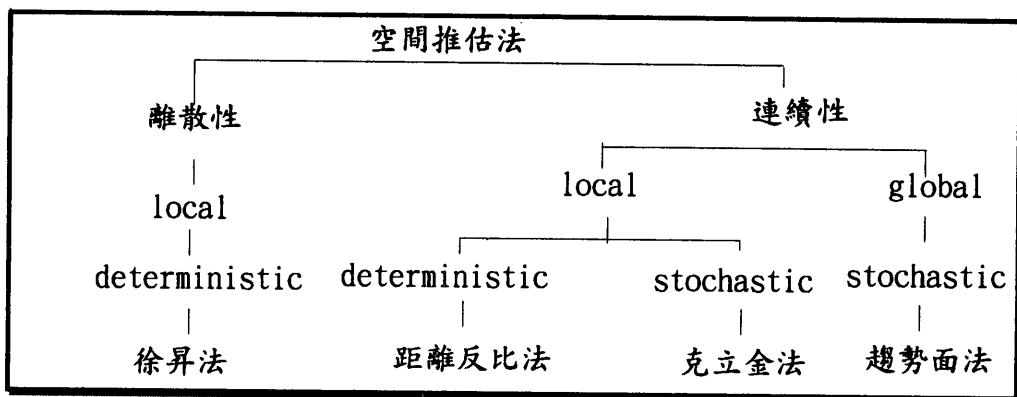


圖4. 空間推估法的分類

(2)以現象的歷程分類：

根據現象的歷程，大致可分為：A、定率式 (Deterministic)，B、序率式 (Stochastic)。前者不考慮過程中變數發生的機會，其過程完全遵守確定性定律 (Law of certainty)，如：徐昇法、距離反比法；後者則考慮過程中變數發生的機會，依照不確定定律 (Law of uncertainty) (王如意、易任，1987，pp.3-5)，如：克利金法、趨勢面法。

(3)以局部 (local) 或全域 (global) 的指標分類：

如以 local 或 global 的指標來劃分，則 local 法中推估之新值只與鄰近點較有關。它可看出小範圍的變化，如：徐昇法、距離反比法、克利金法。推估後的等值線會經過原來的樣本點者，為 exact interpolator，其變異數為零。global 法

中未知點的值是以所有的樣本值來推求，可看出大範圍的趨勢，如：趨勢面法。

2. 理論分析

本節先將各種空間推估法做一探討，以瞭解各種推估法的適用範圍及特性。

(1) 徐昇多邊形 (Thiessen polygon)

徐昇多邊形法（或者稱為 Voronoi polygons or Dirichlet cells），Thiessen A.H. (1911) 提出，此法之理論是基於多邊形內任一點與多邊形內之中心測站的距離較至其他任何測站的距離為近，故形內各點之雨量由形內之中心測站的雨量代表之，以此劃分影響區，形成同質的景觀單位（landscape unit）。

其方法首先以直線連接區域內相鄰觀測站，形成多個三角形。原則有三：一為測站最近者先連，二為銳角三角形下，各邊盡可能相等，三為連線不得交叉。在三角形各邊做中垂線，可繪成以各點為中心的多邊形（Thiessen A.H., 1911），即為徐昇多邊形（圖5）。

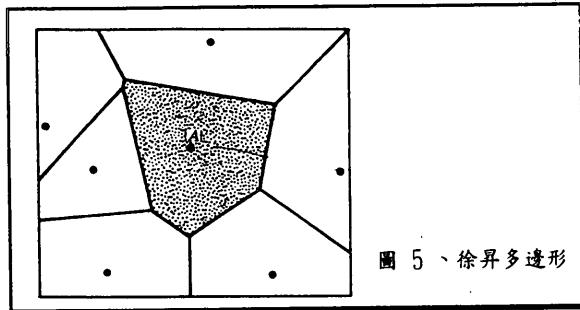


圖 5、徐昇多邊形

地表上任一點(X_0, Y_0)可表示為 X_0 ，其推估值為： $\hat{Z}(X_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(X_i)$ ， $Z(X_i)$ 為觀測點(X_i, Y_i)之測量值， λ_i 則為觀測點(X_i, Y_i)之權重係數。

$$d_{0i} = \sqrt{(X_0 - X_i)^2 + (Y_0 - Y_i)^2}, \quad d_{0j} = \min(d_{01}, \dots, d_{0n})$$

徐昇法點的權重係數 $\lambda_i = \begin{cases} 0, & \text{for } i \neq j \\ 1, & \text{for } i = j \end{cases}$ ，也就是說估計點的降雨值是由最近估計點的觀測站降雨來代表。而此多邊形之面積權數為 $S_i/S \quad i = 1, 2, \dots, n$ ， S 為集水區面積， S_i 為 i 觀測站所圍之多邊形面積。

徐昇多邊形法是推估方法中最簡單的一種，在水文氣象界沿用甚廣，是計算面積平均雨量的經典之作（Diskin, 1970），目前國內大多利用此法推求流域之平均雨量。但此法並不能提供水文歷程（Hydrologic Process）連續性

(Continuous Representation) 的表示 (Tabios and Salas , 1985)。

(2) 距離反比法

現象在空間上的變遷大部份不應該是突然的，而是漸變的，距離反比法的未知點就是以鄰近點距離遠近來決定權重，越近權重越大。

點 X_0 之推估值： $\hat{Z}(X_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(X_i)$ ， $Z(X_i)$ 為觀測點 (X_i, Y_i) 之測量值，

λ_i 則為觀測點 (X_i, Y_i) 之權重係數。 $\lambda_i = \frac{f(d_{oi})}{\sum_{j=1}^n f(d_{oj})}$ ， $f(d_{oi}) = \frac{1}{d_{oi}^b}$ ，式中

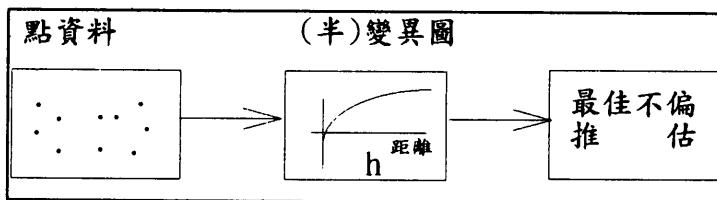
b 表某適當常數， $d_{oi} = \sqrt{(X_0 - X_i)^2 + (Y_0 - Y_i)^2}$ 。當 $b=1$ ，為倒數距離法 (Reciprocal Distance)；當 $b=2$ ，為反平方距離法 (Inverse Square Distance)， b 越大時表近距離權重越大。

(3) 克利金推估法

以上各法均缺乏一套客觀的方法來決定權重的選擇，故 G. Matheron 於 1971 年提出地文統計 (Geostatistics)-克利金法 (Davis, 1986)。它可繪製等值線，但又不同於傳統之等值線演算法。具有最佳估計、線性、不偏的特點 (best linear unbiased estimate, BLUE)。最重要的是它能提供誤差的訊息，而其資訊來自於半變異圖 (semivariogram)，權重則根據樣本點在地表上的排列 (geographic arrangement) 來決定 (Davis, 1986)。

克利金法以半變異圖模式為測站之觀測值間隨距離變化之函數，在推估未知點前，必須先建立變異圖模式，作為權重的依據。克利金法主要步驟為：首先根據既有測站之觀測資料分析雨量在空間中變異情形，即半變異圖隨距離變化之函數，其次由半變異圖模式及不偏估計、最小估計變異數條件下，決定測站之權重係數值；最後由權重係數與觀測資料之線性組合，求取空間中任意點或面積之推估值。

步驟：



其中半變異圖模式之形式為：

$$r(h) = \frac{1}{2n} \sum_{i=1}^n \{ Z(X_i) - Z(X_i + h) \}^2$$

h : 空間中任意配對之相對距離； n : 空間中相同相對距離 h 之配對數

$\{ Z(X_i) - Z(X_i + h) \}^2$ 為第 i 對距離 h 之配對的測值平方差

一般常見的克利金系統，主要有應用於定常性之簡單克利金 (Simple krig-

ing) 及應用於非定常性之通用克利金 (Universal kriging) 兩種：

1. 簡單克利金：

主要的基本原則可定義如下：

A. 線性估計 (Linearity) :

點 X_0 之推估值： $\hat{Z}(X_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(X_i)$ ， $Z(X_i)$ 為測量值， λ_i 則為觀測點之權重係數。 $\hat{Z}(X_0)$ 為 n 個 $Z(X_i)$ 觀測點之線性組合，其中 $\sum_{i=1}^n \lambda_i = 1$

B. 不偏估計 (Unbiasedness) :

真值與估計值的差期望值為零。 $E[Z(X_0) - \hat{Z}(X_0)] = 0$ ， $\because \sum_{i=1}^n \lambda_i = 1$

C. 最佳估計：即最小估計變異數

使 $\text{Var} [\hat{Z}(X_0) - Z(X_0)] = E \{ [\hat{Z}(X_0) - Z(X_0)]^2 \}$ 最小

2. 通用克利金：

通用克利金法為簡單克利金法的擴張，其測站 i 觀測值假設為： $Z(X_i) = \sum_{j=1}^k a_j f_j(x_i)$ ， K 表觀測值由 K 項函數的線性組合； a_j 表第 j 項未知係數； $f_j(X_i)$ 表第 j 項未知函數於第 i 測站之值。

克利金法首先用於南非之採礦工程，後應用在地下水文學之參數推估，如 Delhomme (1978)；Ahmed and Demarsily (1987) 推估法國北部 Senonian and upper Turonian chalk 含水層之導水係數；而應用於井網設計有 Virdee and Kottekodha (1984) 於英國 Kennet 谷地 Chalk 含水層中設計井網的配置。更有水文學者及地理學者將其理論深入並運用在降雨相關問題與雨量站網設計的研究上，如 Tabios and Salas (1985)；Label et al. (1987)；Bastin et al. (1984)；Creutin and Obled (1982)；Chua and Bras (1982)；其中 Kassim and Kottekodha (1991) 在英國伯明罕 13 個測站中，分別以 2 分、5 分、10 分、15 分四種延時，分析 12 場暴雨，並以 Simple kriging (線性) 及 Disjunctive kriging (非線性) 兩種方法來研究，但並沒有顯著不同，僅顯示 Disjunctive kriging 的估計變異數較一致；而 Oliver et al. (1989) 將其應用於英國及威爾斯年降雨量圖的繪製。

(4) 趨勢面分析 (Trend Surface Analysis)

描述漸變、大範圍變化最簡單的方式是藉由多項式回歸分析，以最小平方法來套配已知資料點的趨勢面 (Trend)。以三度空間為例，空間群點的分布呈線性趨勢變化可用一次式 (linear expression) 來表示其分布趨勢，如點 (x, y) 之推估值 $Z = a_0 + a_1 x + a_2 y$ 。

若趨勢成波浪起伏曲面，此時可用多項式的趨勢面法來表，二次式 (quadratic expression) 可表示為：

$$Z = a_0 + a_1x + a_2y + a_3x^2 + a_4y^2 + a_5xy,$$

其係數 a_n 的個數為 $(p+1)(p+2)/2$ ， p 為趨勢面的次數，其餘以此類推（圖 6）。而平方差總和則為 $\sum_{i=1}^n (Z_i^* - Z_i)^2$ ， Z_i^* 、 Z_i 各為測站之推估值和觀測值。

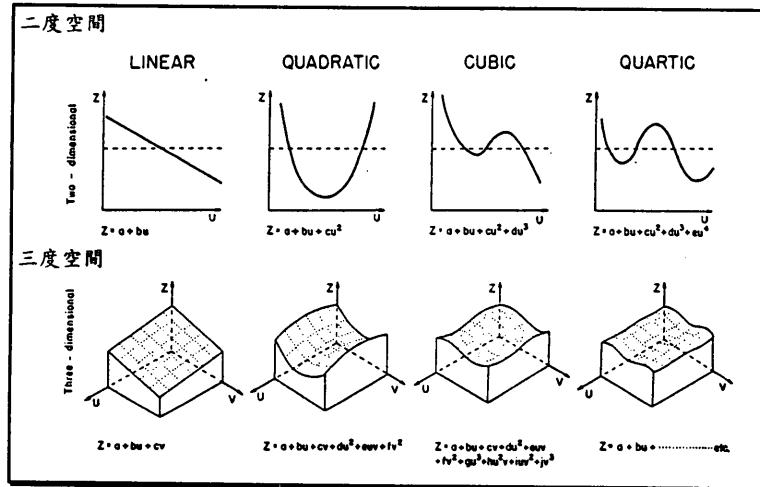


圖 6、趨勢面法項次示意圖

資料來源：Chorley R.J. & Haggett P.(1965), p52.

如果 "已解釋變量" 越高表示此面越貼切，推估的結果也越佳，可用決定係數 (R²)、F 檢定 (變異數分析) 求出最佳曲面，其曲面即代表全區的大結構及綜合趨勢 (Generalization)，在地理研究上，各現象的空間變化，不單只可以求得其趨勢面，而且可以將各地的 "殘差" 繪成分佈圖。凡殘差大的地方 (不論正負)，則可找出另外的影響因素。

Chidley and Keys (1970) 就運用趨勢面法來推求平均面積雨量。Robinson and Bryson (1957) 也以趨勢面法來探討 Nebraska 州的人口分布與年平均雨量的相關趨勢圖，並分成兩組方向來分析相關。

綜合以上這些方法的特點在於不必盡知各現象 (如雨量) 物理過程之細節，而根據統計原理即可推得。Committee on Precipitation, AGU Hydrology Section(1984) 也指出：「降雨分析在氣象學上是將之視為氣象現象，包括雨型及其大氣過程的相互作用。然而這些大氣過程常未能完全瞭解，因為描述這些過程所需的觀測資料常不充足，或大氣過程本身的內在波動性，故需以統計來處理。……」（丘逸民，1994）

簡單而言徐昇法、距離反比法、克立金法三者之間，具有相同之基本式，即點 X_0 之推估值為 $\hat{Z}(X_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(X_i)$ 。其間的差別，則是在於決定權重係數方法上的差異 (Tabios and Salas, 1985)，如圖 7 中，未知點的鄰近已知點 i、j、k、m，其旁邊的數字為分別對 X_0 的權重係數，徐昇法中與 X_0 距離最近的點為

i，權重係數為1，其餘三點的權重則為0，而距離反比法中，可看出距 X_0 越近者權重越大，克利金法之權重則根據樣本點在地表上的排列，故係數可能出現負數。

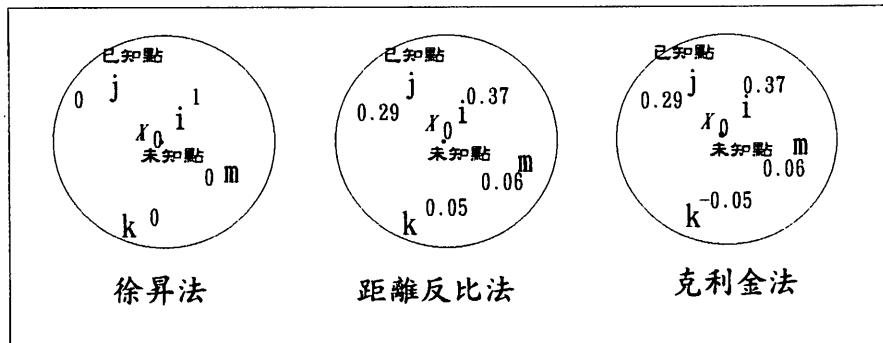


圖7. 權重示意圖 根據Creutin, J.D. & Obled, c. 1982, p.430修改

值得注意的是，由於降雨推估過程中包含太多的不確定性，因此並沒有任何一種現有的推估法可以顧及所有降雨在氣候及空間上的統計特性，僅能選擇誤差最小者。各推估法特色比較如表2。

表2. 各推估法特點比較

推估法	特性	適用於	格式	缺點
徐昇法	定性資料的推估。	適於地形較平坦之區。	多邊形	1. 作面積權數之推求，需隨站網測站之增減而變動。 2. 無法繪等雨量線。
距離反比法	屬移動平均法，所推估之值不會超過原來值的範圍。	可快速繪等值線。	網格	1. 當兩個或兩個以上觀測站距離非常近時，會產生錯誤的訊息。 2. 如表面並非均質或有群落時不宜用權重法。
克利金法	1. 距離越近相關性越大，變異數越小。 2. 具有最佳估計	1. 對於雨量站網的設置有良好的效果 2. 需詳細推估變異數時	網格	計算變異圖模式過程複雜
趨勢面	說明全區的分佈規律及態勢。	推估全體之趨勢	網格	忽略區域之變異性

(三)空間推估法在水文學上的研究

1. 水文學上的研究

水文上的降雨分析，可分成兩方面（Berdtsso & Niemczyowicz, 1988；丘逸民，1994）：一、點雨量的時間序列分析，以建立各種降雨特性的再現週期（return period）（鄧天德，1982；易任，1977）。二、多點同時序的降雨資料空間分析，推估點觀測之資料，然後再由等雨量線法等，求面積雨量之估算，以為水平衡及水循環的基礎等（楊萬全，1982）。

在過去降雨逕流歷程的研究中，因為由點雨量深度到等雨量線的轉換過程屬於推估或站網分布稀疏，且推估工具不易獲得，故對於降雨空間的研究遠不如降雨時間多。因此，能夠合理闡述空間分布的推估方法是別具意義的，故本文是以後者為主要觀點來探討。

2. 相關文獻回顧—各種推估法的比較

以下先就空間推估在水文學上的研究探討相關文獻，瞭解國內外有關的研究狀況，以為本研究的參考。

Creutin and Obled(1982)分析各種方法的特性，以法國Massif Central東南部測站的暴雨事件為例，將降雨測站分為73個基本站網及26個測試站，以檢驗其適用性及有效性。結果在中低密度的測站，克利金法與趨勢面法優於徐昇法，但克利金法略有低估。

Dingman et al (1988) 估計美國New Hampshire and Vermont地區的平均年雨量，比較簡單克利金法及去除地形趨勢的克利金法的優劣。去除地形趨勢的克利金法步驟為，將地形依高度分區分別計算與高度之回歸式（簡單線性回歸），並檢定出各分區間的斜率並無顯著不同，故以不分區之斜率 $0.0666\text{cm}/(\text{yr.m})$ 為高度遞增率，再以7個未加入估計的測站來驗證，但由於未分區，簡單克利金法與去除地形趨勢兩種方法似無明顯差別，此結果也顯示考慮區域性的重要。

鄭士仁（1993）也以一般克利金法及去除平均趨勢法，來分析基隆河歷年來月雨量與颱風時雨量，結果顯示以一般克利金法效果較好，表示基隆河流域雨量隨高度的遞增無規則性可循。

Lebel T. et al (1987) 以法國Cevennes地區Gardon d'Anduz集水區34個測站為例，用三種方法（徐昇法、趨勢面法、克立金法），分別以不同延時、不同面積及不同測站密度的情形，來推估雨量，以尺度氣候半變異圖（climatological variogram）及尺度估計變異數為方法。結果發現測站密度較低時，克立金法有較好的結果，而小區域時多項式不如徐昇法。

Tabios and Salas(1985)採美國北中部29個測站年雨量資料，用克利金法、徐昇法、趨勢面法、距離反比法來推估年雨量，並從29個測站中各方向上共選定五個測站的推估值來驗證，發現克利金法最好，趨勢面法最差。估計平均值時，距離反比法和徐昇法有類似的效果，但距離反比法的誤差較小。但本文中高度的選取標準均在30公尺以下。

Hevesi A.J.(1992)估計美國內華達及加州年平均降水量時，比較克利金法(kriging)、復克利金法(Co-kriging)及距離反比法、趨勢面法，認為Co-kriging結果較佳。

以上為國內、外研究的情形，以歐美學者的研究最為熱絡，國內則鮮少有此相關研究，但是淡水河流域的低密度測站區的最佳推估法為何，地形與雨量推估的關係又為何，不同的雨型該採取何種推估法等等，都是極為重要的研究課題，故本文嘗試以此主題來探討。

3.研究限制

由於降雨推估過程中包含太多的不確定性，因此並沒有任何一種現有的GIS推估法可以加入所有影響降雨的因子，如：迎風背風、坡度坡向、舉昇高度等，而僅能選擇誤差最小者為最佳的推估法。GIS中克利金法之半變異圖為等向性，然降雨分布亦可能為非等向性，又克利金法假設未知點之估計值為其它已知觀測資料之線性組合，都是推估的限制之處。

三、雨量推估環境整合系統的建立

在本雨量推估環境資料庫系統設計上，GIS扮演圖形介面、水文環境資料庫管理及空間推估模式庫的功能。在介紹如何建立本環境資料庫系統前，我們先對地理資訊系統作簡單說明。

(一)地理資訊系統

1.地理資訊系統的定義

地理資訊系統為一套電腦化資料庫管理系統，被用以獲取(Capture)、儲存(Storage)、擷取(Retrieval)、分析(Analysis)、管理(Managing)和展示(Display)空間資料(Burrough 1986)。

2.地理資訊系統的功能

(1)數化及資料轉換之功能

數化乃是將已存在的地理圖形及其屬性資料，轉換成電腦所能接受的格

式。最常用的資料模式為向量式（Vector Model）及網格模式（Raster Model）（圖8.），兩者皆可透過資料轉換來互相交流。

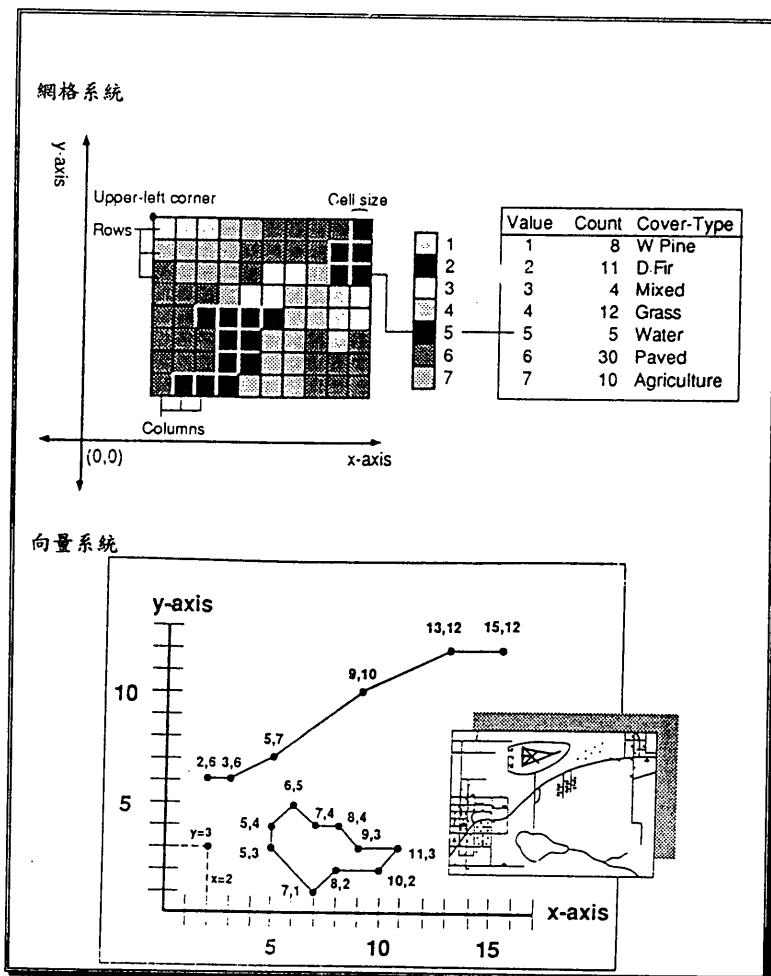


圖 8、資料模式示意圖 資料來源：ESRI, *ARC/INFO Data Model, Concepts, Key Terms*, 1991, p.2-9

網格系統對於連續空間（Continuous）有著比向量式系統更好的分析能力。以往水文的分析中，多採用向量式（Vector）資料且為集塊模式（Lump）來進行研究，其採用的資料多為平均化的資料形式，無法描述出精確的結果。鑑於此，網格式GIS（GRID）可將精確度提高至網格空間大小，網格越細精確度越高。

(2) 資料輸入及管理的功能

地理資料庫系統是一套地理資料的組織體系，能在電腦記憶體內，以某種組織型態有秩序地儲存地理資料，以便於查詢或分析。地理資料庫的結構大致分為階層式模式（Hierarchical Data Model）、網路式資料模式（Network Data

model) 和關連式資料模式 (Relational Data Model)。

關連式資料庫系統最基本的觀念便是「表格」，表格的觀念非常容易了解，每個表格內的每一列 (row)，可視為一記錄 (record)，而每一行視為一個欄位 (field)。其基本的關聯操作有：橫向截取 (Selection)、縱向截取 (Projection) 及結合 (join)。

(3) 分析及統計的功能

地理資料分析功能是地理資訊系統的核心，能有效地處理及分析出有用的地理資訊。其功能大致可分成四類：(表3.)

表3 地理資料的分析功能

類別	分析功能	類別	分析功能
1、空間資料處理	1.1 向量及網格資料轉換 1.2 座標轉換 1.3 座標資料過濾 1.4 近鄰分析 1.5 面積/周邊計算	3、數值地形分析	3.1 等值線繪製 3.2 坡度/坡向計算 3.3 集水區分析 3.4 體積計算 3.5 刻面圖製作 3.6 三度空間立體圖製作
2、空間資料分析	2.1 多邊形重疊 2.2 多邊形取消 2.3 點在多邊形內 2.4 環框/廊道之建立 2.5 視窗	4、網路分析	4.1 最佳路線選擇 4.2 流量模擬 4.3 時間/距離分析

(4) 資料展示的功能

(二) 系統的建立

1. 設備需求

(1) 硬體：Sun sparc10 工作站

(2) 軟體：作業系統 Unix

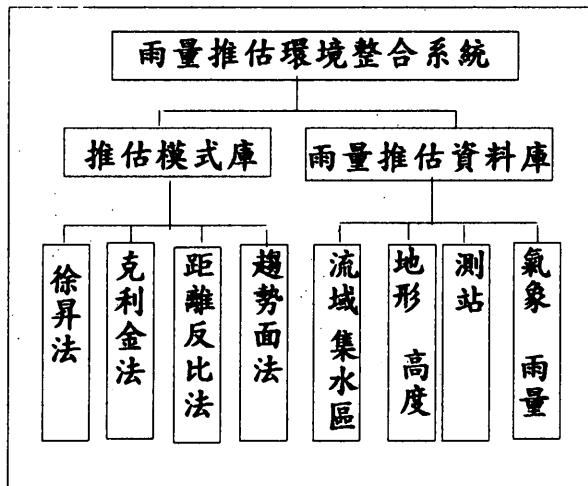
作業環境 X-Windows

GIS軟體 ARC/INFO 6.1D 及 GRID6.1 (網格式 GIS)

程式語言 AML

2. 水文環境資料庫的建立

本文所述的空間資料 (Spatial data)，為淡水河流域測站的點資料、河流的線資料、流域範圍的面資料等圖形的數化向量檔，屬性資料 (Descriptive) 為各測站的高度、位置及各種延時降雨資料、流域的範圍資料等。



雨量推估環境整合系統架構圖

3. 資料的管理

本研究所使用的地理資料結構為關聯式資料庫，資料庫中每一列，代表一個測站的記錄（record），而每一行則表示每個測站點的某種屬性資料，如：編號、高度、位置及降雨量等，兩個以上表格，可藉由相同欄位（field）的項目（Key item）來互相結合（join），如此便可隨時加入各種變數，及時更改擷取資料，如圖9.所示。

4.GIS之分析：

在本系統中GIS提供淡水河全流域及支流域等面積之計算、測站點在多邊形（流域）內的分析、等雨量線的繪製、淡水河流域立體圖的繪製、測站點距離分析及統計的功能。

分析模式庫是GIS的精髓，沒有這些模式庫，地理資訊系統的功能與一般電腦製圖工具或資料庫管理系統沒有二樣。ARC/INFO GRID 模組中與空間推估有關的模式庫計有徐昇法、距離反比法、克利金法、趨勢面法等，本系統並將推估淡水河流域雨量中模式庫所需之參數指令整合於功能表中，並考慮後續發展彈性。

5. 資料的轉換：

GIS領域中最重要的主題之一為其能將不同來源的資料，如：不同的座標系統、不同的投影、不同的圖層邊界、數化資料等加以整合。

本流域數化的向量資料，推估時必須轉成網格資料，因為與空間推估有關的模式：徐昇法、距離反比法、克利金法、趨勢面法等均位於ARC/INFO GRID 網

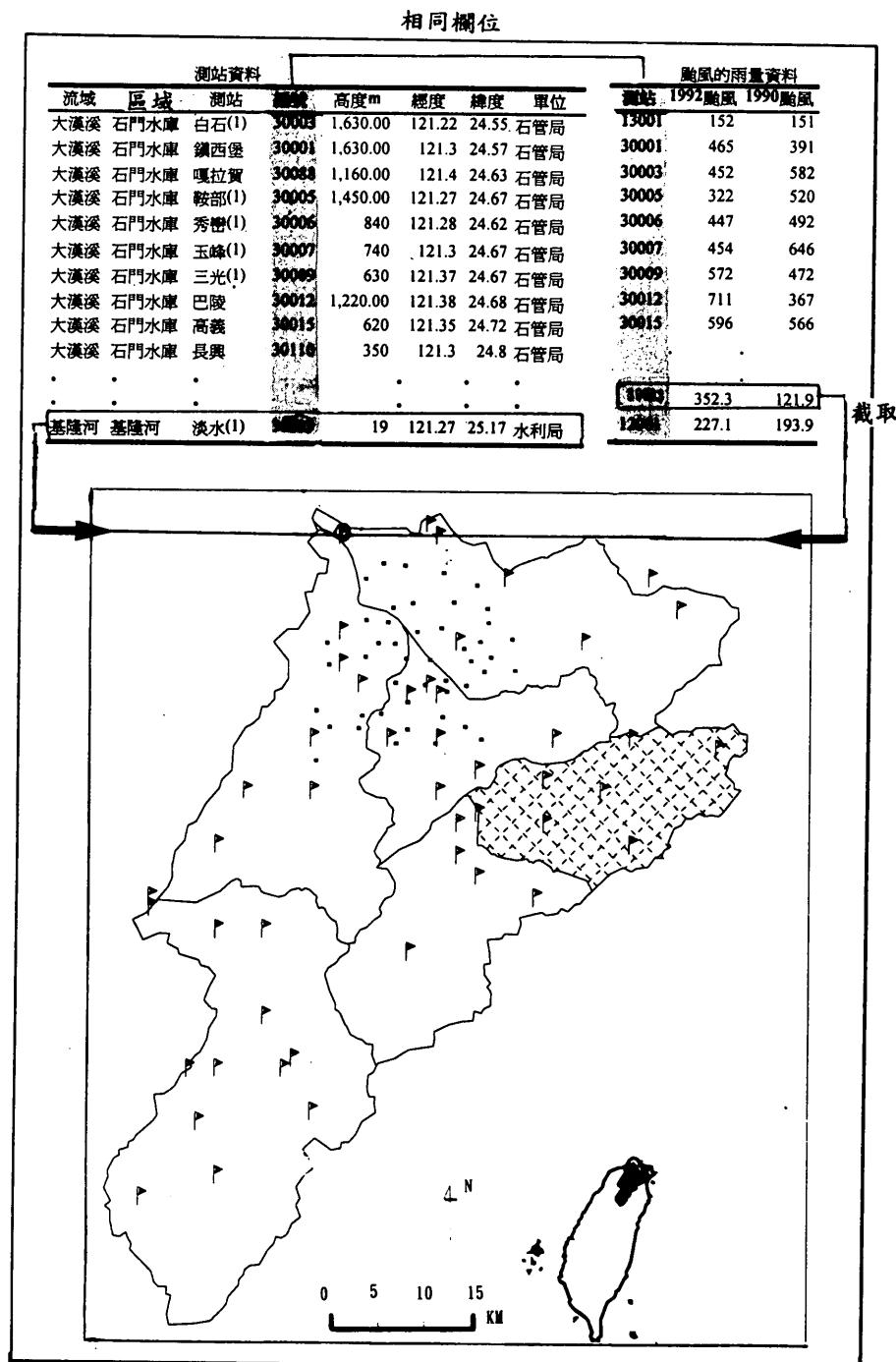


圖 9、本系統關連式結構示意圖

格模組中，故必須進行資料的轉換。另外，座標的轉換是以東經121度為原點，將測站經緯度資料轉換為TM(X,Y)座標，以公尺為單位。

6.使用者介面的建立：

本系統利用GIS提供之AML(Arc Macro Language)程式語言寫成雨量推估環境資料庫整合系統，可將複雜的推估法及資料間的關聯予以整合成單一系統，除展示結果外，更可提供日後相關使用者一個方便、迅速、及時更新的工具系統。

(二)系統的使用

本系統分為兩個功能子系統：第一部份為「展示」系統（圖10.），第二部份為「應用」系統（圖11.）。系統的實際執行狀況，以滑鼠選項為主。如欲查詢流域環境及推估結果，則按「展示鍵」，如欲繪製半變異圖及推估雨量，則按「應用鍵」。

使用「應用鍵」時，選擇「半變異圖」的繪製功能時，另外附加了兩點間距離查詢功能（圖12.），可隨時查詢半變異圖中，任何距離內所包括的測站數。如果選擇「應用鍵」的推估功能時，首先先選定推估範圍，再選定關連檔，鍵盤輸入參數值及所欲儲存的檔名，即可進行推估。使用僅者需具備簡單的GIS基礎，不需詳知複雜的統計過程，使用方便，如圖13.。

四、淡水河流域降雨變化的時空特性

(一)雨量的尺度問題及雨型特性

1.尺度的定義

分析降雨空間特性前，應先瞭解不同降雨類型及其大氣過程的時空尺度。不同學者及組織在分類上各有不同，而其中Orlanski(1975)的空間尺度分類系統較普遍為大氣科學界所接受（陳泰然，1982；劉復誠，1984；丘逸民，1994），可分為：大尺度（macro $\alpha > 10000\text{km}$ ；macro $\beta 2000-10000\text{km}$ ）、中尺度（meso $\alpha 200-2000\text{km}$ ；meso $\beta 20-200\text{km}$ ；meso $r 2-20\text{km}$ ）、小尺度（micro $\alpha 200\text{m}-2\text{km}$ ；micro $\beta 20-200\text{m}$ ；micro $r < 20\text{m}$ ）。

2.雨型特性

不同的時間（季節及月份）有不同的降雨形態，我們必須先瞭解雨型才能確實說明各種降雨現象背後所隱含的機制，由淡水河降水之分布及暴雨情況，參酌氣象變化之實際情形，可知主要的雨型可概括分為：1.東北季風雨2.滯留鋒雨3.氣團（熱）雷雨4.颱風雨5.熱帶低壓槽雨（吳宗堯、陳正改，1978；周根泉，1964，王鴻賓，1966）。

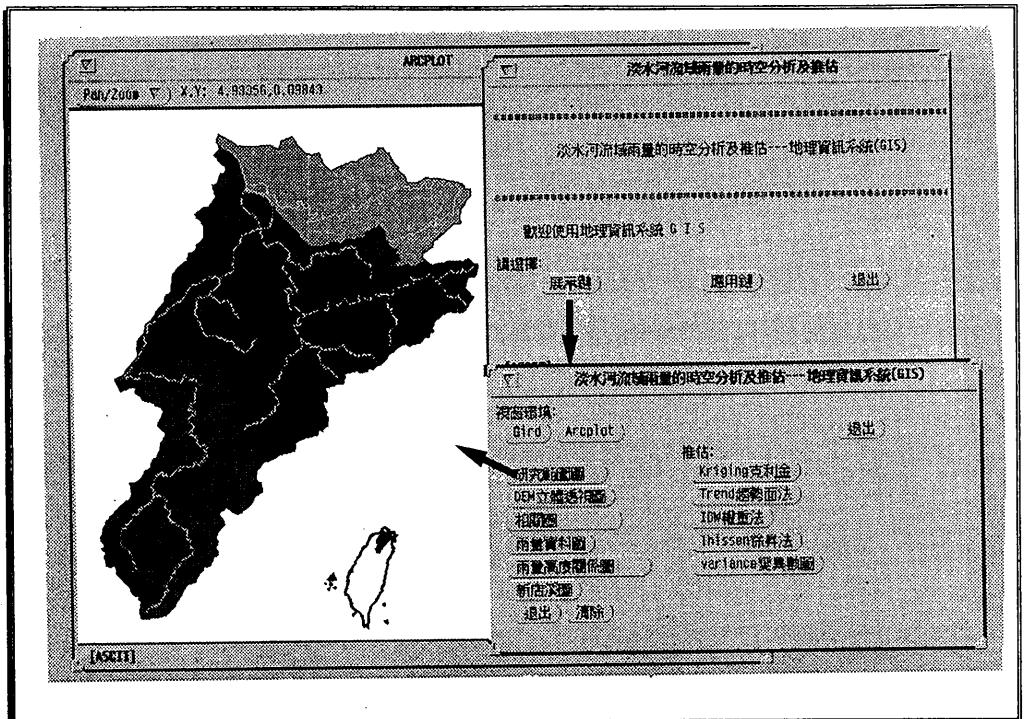


圖 10、雨量推估展示系統

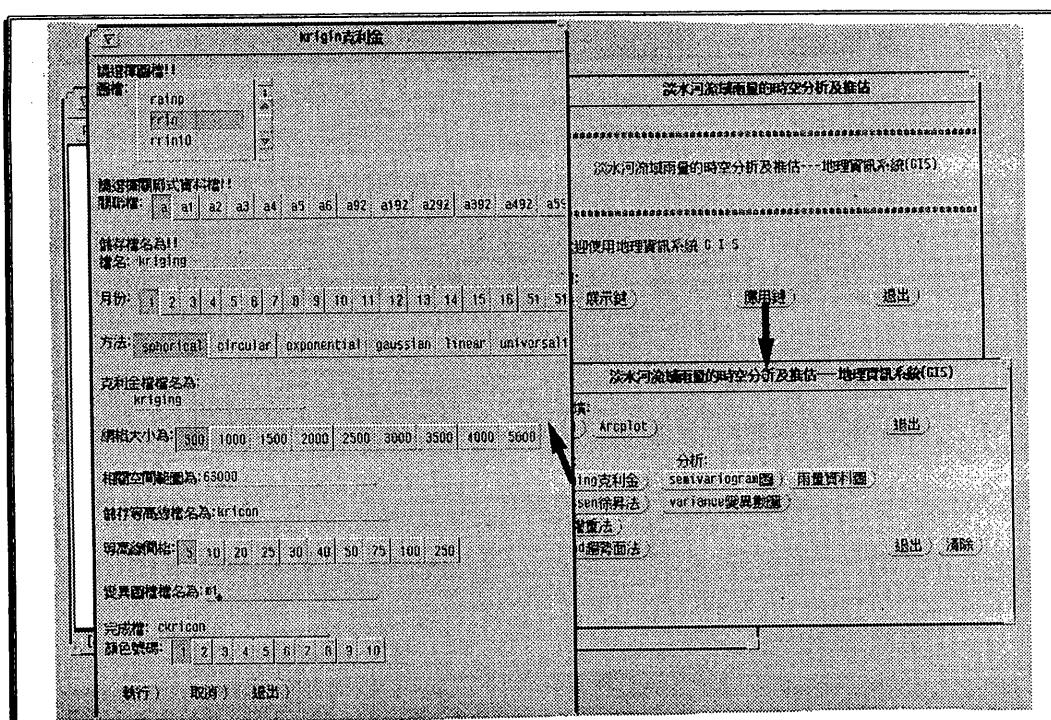


圖 11、推估應用系統

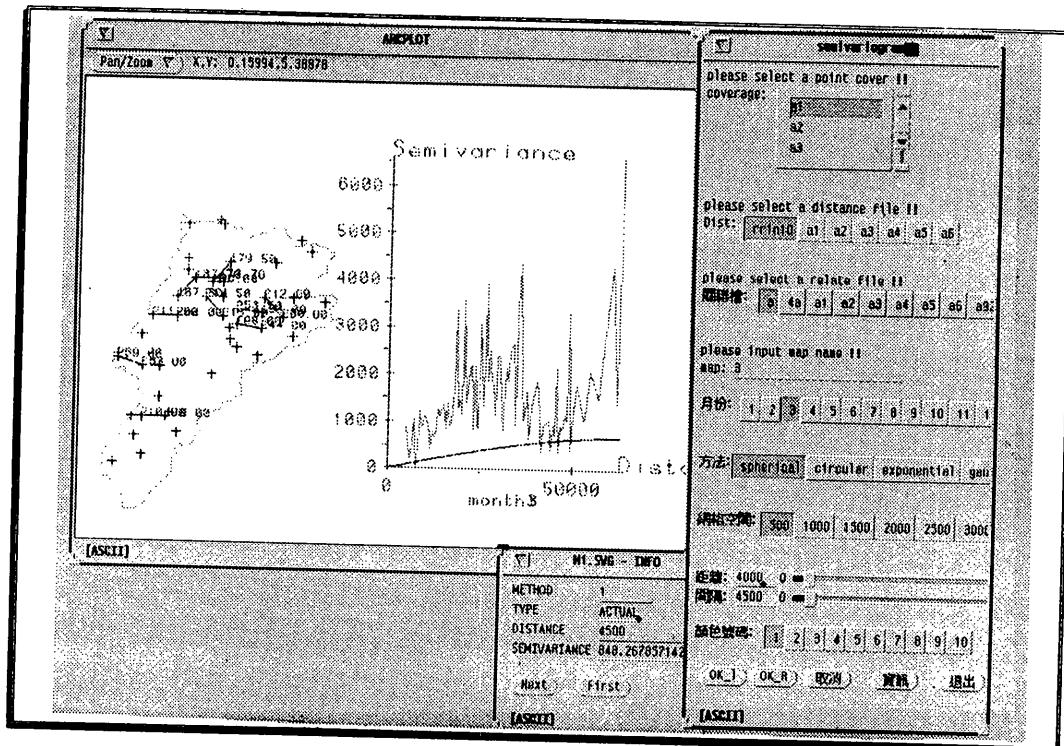


圖 12、推估應用系統——半變異圖及距離查詢功能

使用步驟：進入ARC/INFO

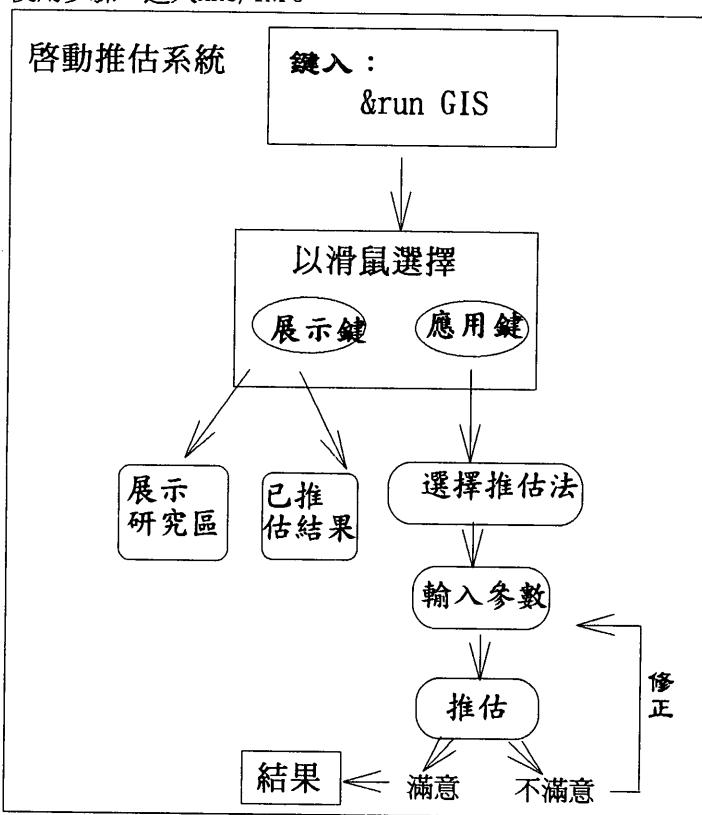


圖13、使用步驟

(1) 東北季風雨

屬大尺度的macro β 。十月到一、二月間為東北季風之旺盛期，東北季風行至台灣北部，遇山脈乃被迫上升，於是在山脈迎風面降雨，而形成台灣東北部一帶之雨（周根泉，1964）。

(2) 滯留鋒雨（台灣低壓雨、梅雨）：

屬中尺度的mecro α （200-2000km）至mecro β （20-200km）。台灣低壓，多發生於每年3-4月，這時大陸高氣壓轉弱（吳宗堯、陳正改，1978），太平洋高壓西伸之際，在華南到琉球一帶，會形成近似滯留之鋒帶，即所謂「華南雲雨帶」，徘徊於台灣附近及巴士海峽一帶。

(3) 氣團雷雨

雷雨與梅雨比較又更具隨機性、局部性、短期性。屬中、小尺度的meso β （20-200km）至meso γ （2-20km）。六、七月台灣北部的雷雨多發生在台北盆地南側，如都市排水不良，此種降雨常導致某地區一雨成災。

(4) 颱風雨

颱風雨學名為熱帶氣旋雨，發生於低緯區，其由形成至消失，多達數天，降雨強度的單位時間如以分、時計，雷雨、鋒面雨與颱風雨相當，但如以累計總量計，以颱風雨者為最強。

九、十月間，大陸氣壓升高，颱風多由巴士海峽直趨華南南部或海南島一帶，較少直接侵襲台灣，反因颱風外圍環流的牽引作用，而加劇東北季風，帶來豪雨。

(5) 热帶低壓槽雨：

熱帶低壓槽雨是介面降雨的一種，與滯留鋒型降雨的雨量分布似有相似的現象（丘逸民，1994）。本研究將各月份與大氣環流尺度的關係示意如圖14。

各種雨型的大氣幅度頗為複雜，從macro- β 至meso- γ 都有，（吳宗堯、陳正改，1978），各有其引發降雨的機制。以下先就雨型的地域分佈作一探討。

3. 雨型的地域分佈

在降雨的分析中，最為地理學者所關心者，為各種雨型的影響範圍之研究。根據本研究所繪之1978年-1992年各地月平均雨量圖顯示，主要出現三個雨量高峰，第一高峰是颱風雨所構成，另為東北季風雨及梅雨所引起。基隆河流域中，竹子湖、鞍部一帶明顯以颱風雨型降雨為主，而以東北季風雨型降雨為主者，只有東北部基隆、瑞芳一帶（圖15a.），基隆河上游五堵、火燒寮一帶、以及新店溪流域則又以颱風雨為主型（圖15b.），大漢溪上游亦以颱風雨為主型（圖15c.）

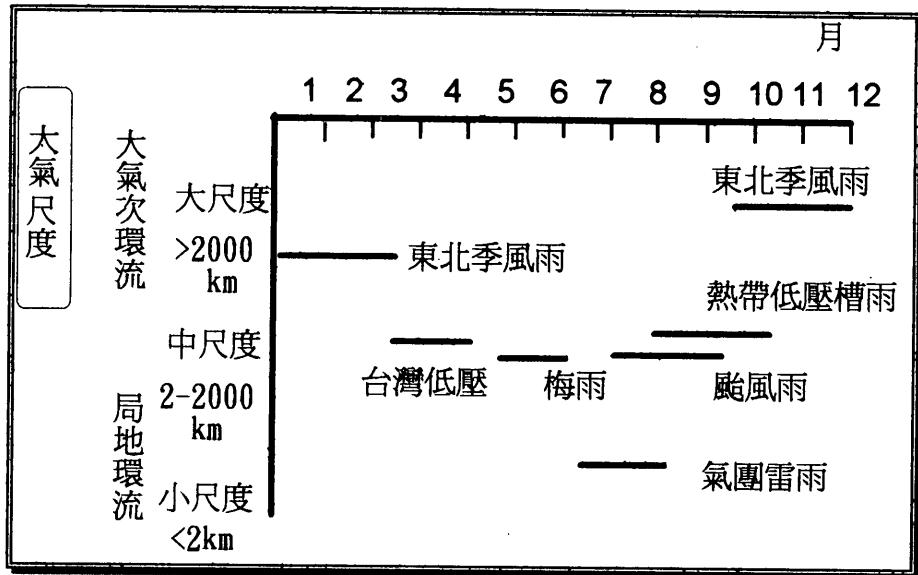


圖14、淡水河流域雨型與季節的關係

，但雨量不及新店溪流域，到了大漢溪中下游至台北盆地各地（圖15d.,15e）則颱風雨、梅雨、東北季風雨三者並重。

東北季風雨係由本身環流雨及地形雨相加而成，故東北季風雨雖為大尺度環流現象，但受限於局部地形的影響，也就是大屯山對東北季風的阻擋作用，使各地的累積雨量有頗大的空間差異，大雨區只限於東北部基隆、瑞芳一帶。下節將就各種雨量的空間變異情形再作更詳細的探討。

(二)雨量的時空分析

探討月雨量或年雨量，可供長期性水平衡（Water Balance Studies）及水資源管理（Water Resources Management）的研究，探討日雨量或暴雨量，則可供防洪的預警。淡水河流域各地降雨的情形，可分析如下：

1.各月雨量機率分配

淡水河年平均降水量次於蘭陽溪及高屏溪，居台灣各大流域年降雨量的第三位。淡水河流域的近期（1978-1992）年平均雨量為3019.18mm，1988-1992年平均雨量為3047.97mm，1992年雨量為3146.17mm（比前期略增，因為1972-1986年平均約2911mm）。根據Rao（1980）研究歐美都市的降雨資料，發現隨著都市化，降水頻率及降水量均有所增加，與此現象是否有關尚待進一步研究。

由圖16.、圖17.、圖18.中可發現，各月的偏態係數、峰態係數及相對變率均

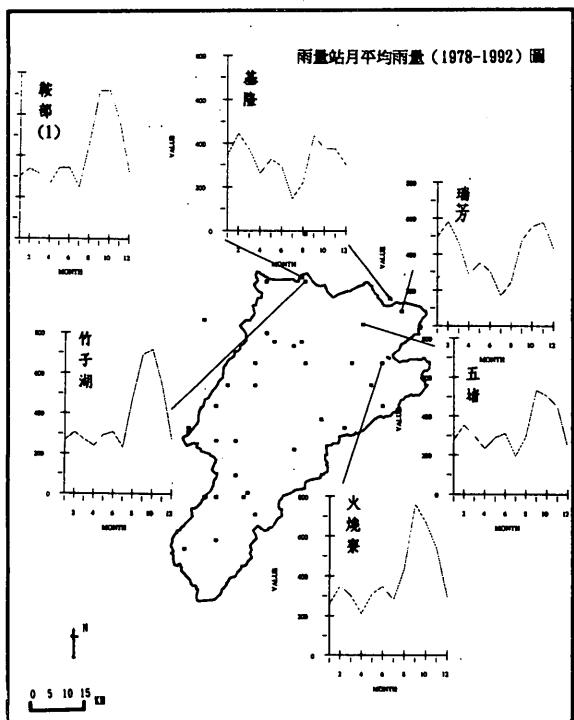


圖15a、基隆河流域雨量站月平均雨量圖

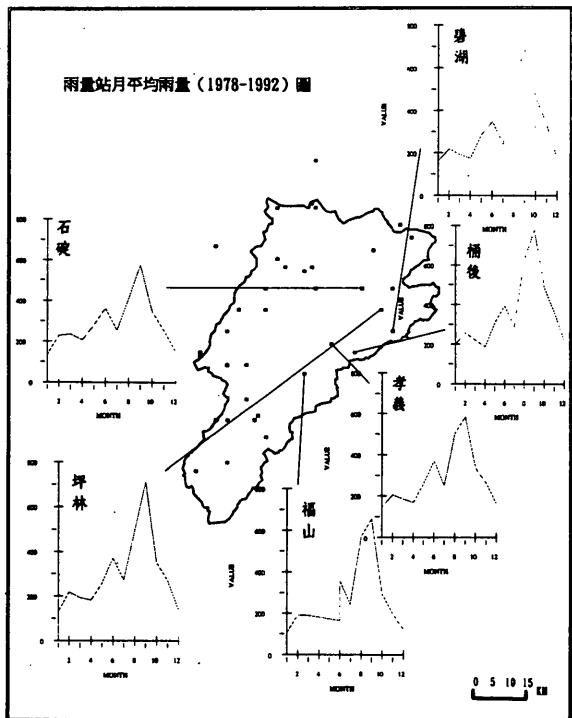


圖15b、新店溪流域雨量站月平均雨量圖

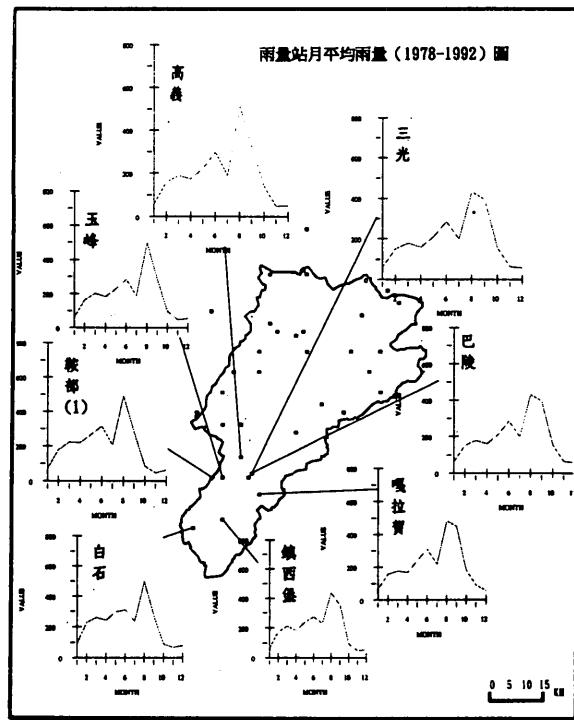


圖15c、大漢溪上游雨量站月平均雨量圖

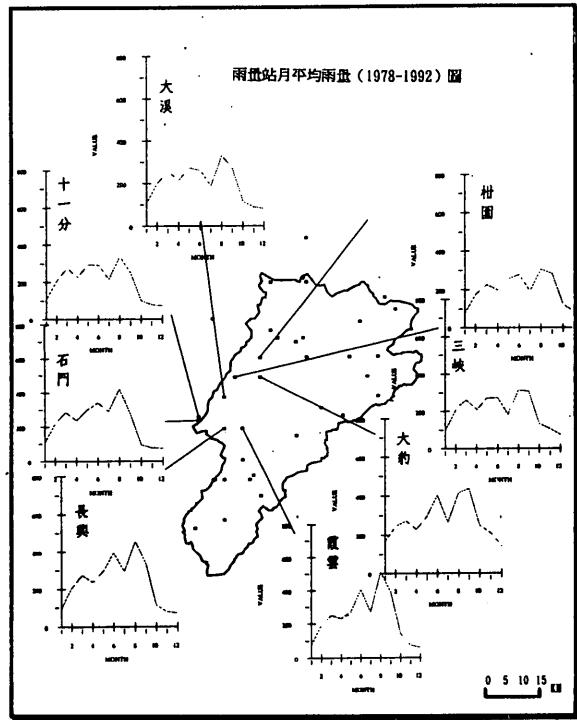


圖15d、大漢溪中游雨量站月平均雨量圖

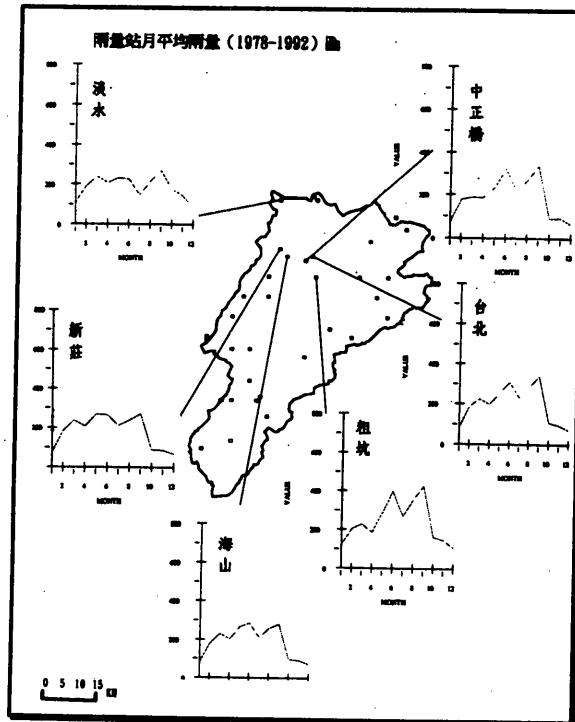


圖 15e、大漢溪下游及台北盆地雨量站月平均雨量圖

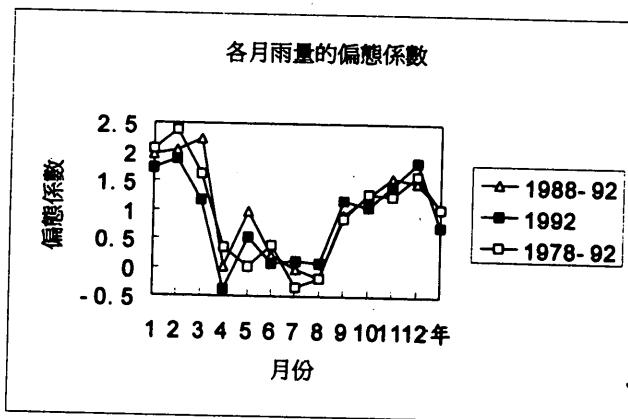


圖 16、各月雨量的偏態係數

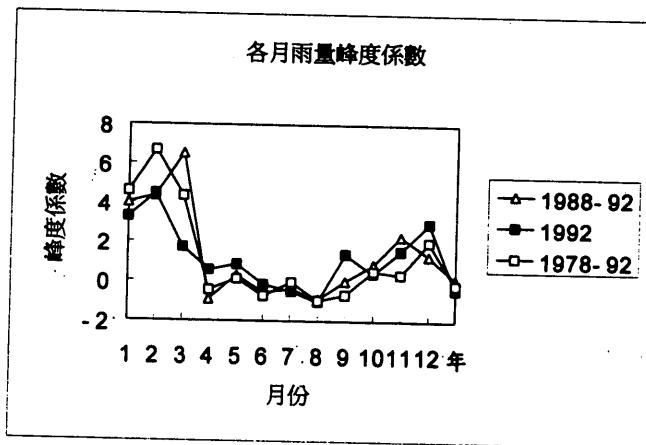


圖 17、各月雨量的峰度係數

有三種期距的統計資料：1978-1992年15年雨量平均值、1988-1992年5年雨量平均值及1992年各月雨量之值。因為進行雨量分析時，以多年的統計資料較能得出一地區的氣候狀況，但是可獲得的測站數較少，如選擇的測站較密，則統計資料年份可能不長，同時又欲考慮是否有多餘測站可供驗證時，勢必無法兼顧。故本研究在分析雨量特性時，大部份以長期距的統計資料來分析，而本研究推估雨量時，因推估首重驗證，只有1992年的雨量值有資料可供驗證，所以僅作一年之推估。因為各圖中1992年的統計資料趨勢與其它長期資料的趨勢大致一致，差異性不大，推估一年的雨量資料具有代表性，可彌補長期驗證資料不足的缺久，故僅作1992年一年的雨量推估。

本研究結果顯示（圖16.），9月至3月雨量的偏態係數顯著呈正偏（Positive skewness， $s > 0$ ，表少於平均數的多），可見有極端的高雨量區，如基隆、瑞芳一帶，而4月至8月多屬滯留之鋒面雨，雨量機率分配較平均，接近對稱分配。雨量的分配除了檢視是否偏態外，還要測驗其峰度係數，統計結果發現峰度曲線趨於扁平（ $K < 3$ ），顯示各地每月雨量分配不為常態（ $K = 3$ ）（圖17.）

同一時序一地區各點的雨量是否平均、穩定，可由相對變率而知之，如果各點雨量的相對變率小，則該時段各地的雨量較平均，不致某點太多，某一點太少，反之則雨量分布極不平均，其計算公式如下：

$$\text{相對變率 (R.V.)} = \frac{\text{平均距準數}}{\text{算數平均數}} * 100\%.$$

各月雨量的相對變化中可藉由相對變率（Relative Variability）而得知。從本統計圖18.中顯示，從1978-1992年15年平均中，各地相對變率在10、11、12月均達50%以上，這幾個月均屬於東北季風雨期，顯示東北季風雨期各地的變異性較大。而5、6月間的梅雨期各地相對變率約20%左右，顯示梅雨期的變異性較小，與曾鴻陽、曲克恭（1989）針對台灣北部大雨隨空間分布情形的研究有同樣的結果。颱風期的變率為20-40%左右，變異性不如東北季風大。

整體年雨量相對變率則在25%以下，顯示淡水河流域年降雨總量是分佈較平均的。

2. 降雨個案的空間相對變異

降雨個案則選擇1992年的兩種延時來進行研究，包括一日（24小時）及事件總量（Storm Total），一日延時個案包括氣團雷雨9個、梅雨鋒雨1個、熱帶低壓槽雷雨2個，事件總量（Storm Total）包括颱風暴雨1個及颱風外圍環流與東北季風雙重影響暴雨1個。

降雨個案的空間相對變率情形分別說明如下（圖19.）：

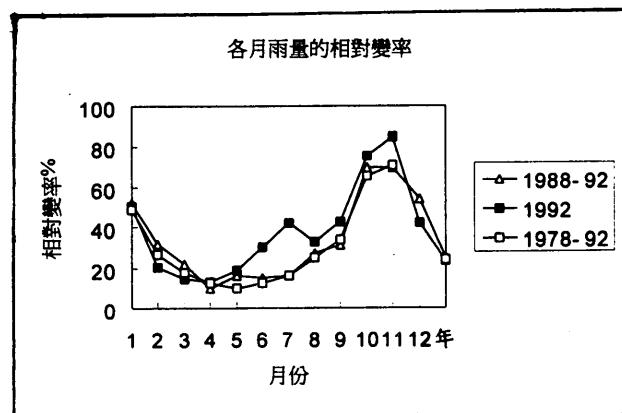


圖 18、各月雨量的相對變率

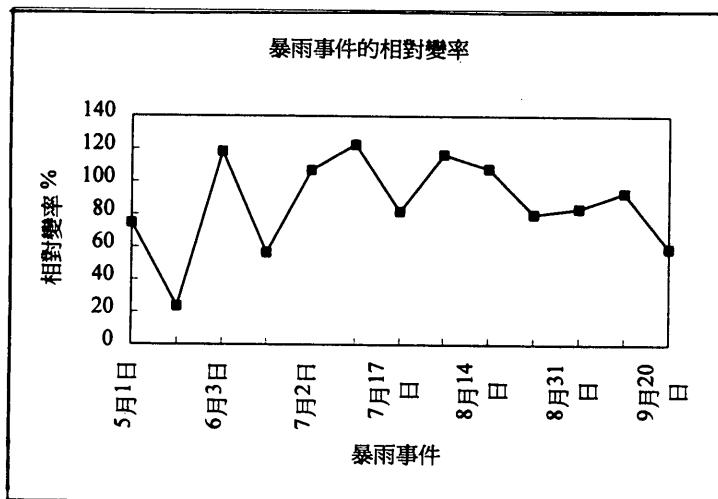


圖 19、暴雨事件的相對變率

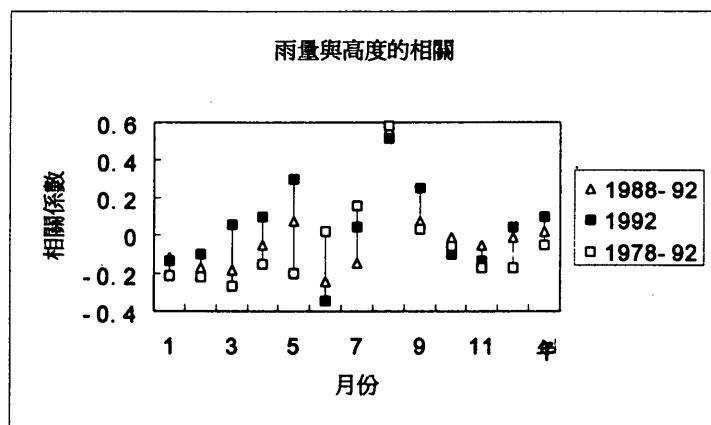


圖 20、全流域雨量與高度的相關

(1) 一日延時

- 1.1992年5月1日：氣團雷雨——空間相對變率為75.14%。
 - 2.1992年5月15日：梅雨鋒雷雨——空間相對變率為23.89%。
 - 3.1992年6月3日：氣團雷雨——空間梯度大、相對變率為118.09%。
 - 4.1992年6月13日：氣團雷雨——相對變率為56.70%。
 - 5.1992年7月2日：氣團雷雨——降雨空間集中性顯著，相對變率達106.69%。
 - 6.1992年7月8日：熱帶低氣壓槽雷雨——降雨空間集中性顯著，相對變率為122.317%。
 - 7.1992年7月17日：氣團雷雨——空間相對變率為81.57%。
 - 8.1992年7月19日：氣團雷雨——降雨空間集中性很大，空間相對變率達116.78%。
 - 9.1992年8月14日：氣團雷雨——降雨很具局部性，降雨空間集中性很大，空間相對變率達到108.12%。
 - 10.1992年8月20日：熱帶低壓槽雷雨——降雨空間集中性較緩和，相對變率為79.62%。
 - 11.1992年8月31日：氣團雷雨——降雨空間集中性大，相對變率為83.67%。
 - 12.1992年9月7日：氣團雷雨——降雨空間集中性亦大，相對變率為92.67%。
- 由以上分析可知，除梅雨外，雷雨的空間變異性相當大。

(2) 事件總量 (Storm Total)

- 1.1992年8月26日至8月31日：寶莉颱風——空間集中性較緩和，為31.8%。
- 2.1992年9月20、21日：颱風外圍環流與東北季風雙重影響降雨——空間相對變率為58.71%。

空間變異大小與尺度大小較無關，與雨型本身是否受局部地形影響及誘發條件較有關係。綜合以上研究可知，本流域降雨的空間差異以東北季風及氣團雷雨變異性最大，颱風雨較少，梅雨最小。

3. 雨量的垂直分布--雨量與高度的關係

周泉根（1964）、陳國彥（1987）指出，不同之颱風路徑在台灣北部所形成之環流風向，配合盆地地形，使降雨有很大的空間差異。地形對降雨的影響，主要有(1) 地形對氣流的迫舉及合流作用（Browning and Hill, 1981）(2) 氣流方向與山脈間走向的關係等。

本流域各雨量站之颱風降雨特性因各站海拔高度不一，測站四周局部地形相異而有所不同，一般而言台北盆地測站及淡水獲雨量較少，而本流域地勢最高位於西南方及南方分水嶺相距較近之各雨量站如：鞍部、玉峰、嘎拉賀、福山、桶

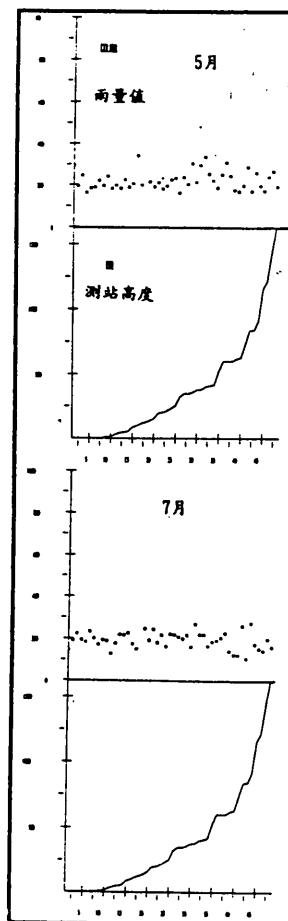


圖 21、測站高度與各月雨量關係圖

橫座標：測站高度排序值，縱座標（上）：雨量值；（中）：高度值

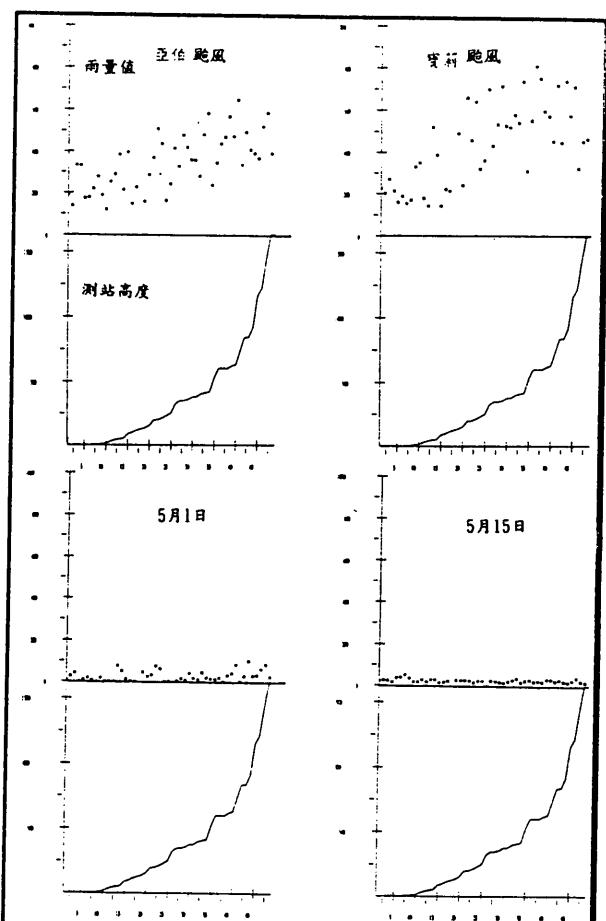
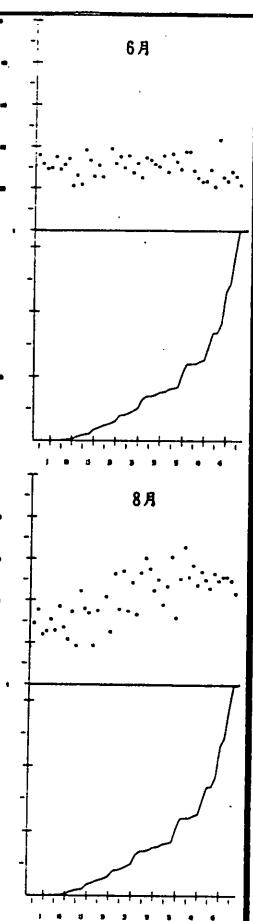


圖 22、測站高度與兩個颱風雨量的關係圖

橫座標：測站高度排序值，縱座標（上）：雨量

（下）：高度值

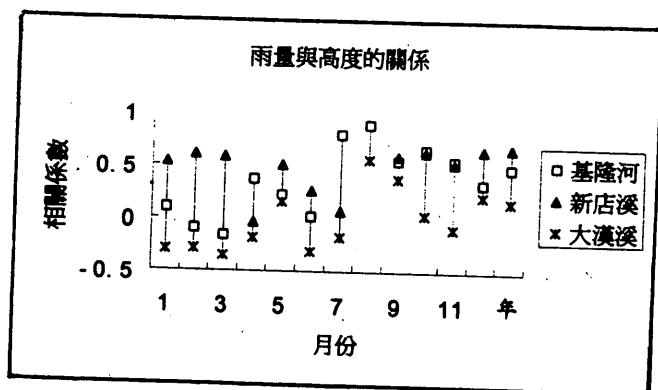


圖 23、各支流域高度與雨量的相關

後，各站颱風降雨量偏高，但雨量與高度的關係是否有一定的關係式，是以下我們所欲探討的。

(1)以全流域而言

降雨既與高度有關，故分析淡水河雨量與高度的相關情形。一般 $|r| \geq 0.7$ 可視為高相關， $0.7 \geq |r| \geq 0.3$ 為中度相關， $0.3 > |r|$ 為低度相關。

結果顯示（圖20.），以全流域而言，流域內降雨與海拔高度間的關係，不論統計期距的長短，各月降雨與海拔高度僅在八月有0.58左右中度相關，其餘各月相關甚小。而散佈圖（圖21.）顯示，各月中高度與雨量幾無相關，僅八月有略隨高度增加而降水增加之趨勢，但也僅限於1000公尺以下。而個案事件中，1990年的亞伯颱風及1992年的寶莉颱風，隨高度增加的趨勢較為明顯，雷雨個案中（如：5月1日及5月15日的降雨事件）雨量與高度的相關則更低（圖22.）。

(2)以支流域而言

我們以1978~1992年各月平均雨量分析各支流域的高度，結果如圖23.所示：

因為風向、高度關係、位置都會影響雨量。新店溪之降雨量隨高度而增加之情形較為明顯，但也僅有0.5左右，大漢溪南端則距颱風中心較遠，抬升氣流之垂直運動較小，且西北風之風速作用以巴陵附近面迎石門流域之西北低谷，受風速作用最大，再往上則河谷曲折，風速之作用減少，氣流之垂直運動亦減小，故大漢溪南端之地面高度雖更高雨量卻未更多。地形影響各流域雨量空間差異極大。

文獻中也指出山區雨量多於平地者，以台灣南部較北部明顯（劉廣英，1990），故欲於淡水河流域尋出高度與降水的關係式較為困難。各種降雨月份或雨型中，降水隨高度而增加之趨勢較明顯者僅為颱風，且於新店溪者。

所以，雨量分佈並非單純僅隨高度呈垂直變化，而是與雨量站之地理位置及地形特性有密切關係，而無法尋出某一特定規則。所以，進行雨量的推估時，並不將高度此項參數加入，僅作為參考修正的依據。

另外，由表4.中可見500-1000公尺以下地區面積與測站數相當，但高度1000公尺以上者，測站顯然不足，如林務局在巴陵、榮華、草漯原本有測站，但後又廢除。因為山區較平地雨量多變化，故山區雨量站之密度應該比平地密（王如意、易任，1987）。

以上本節對雨量時空特性的探討，將作為歸納推估法優劣及建立準則時的依據。

表4. 淡水河流域標高面積與測站數

標高(m)	面積(KM ²)	所佔面積 百分比(%)	測站數	所佔測站數 百分比(%)
全流域	2726	100	49	100
< 500	1500	55.02	34	69.39
500-1000	545	20	10	20.41
1000-1500	313	11.48	3	6.12
1500-2000	218	8.00	2	4.08
2000-2500	106	3.89	0	0
2500-3000	27	0.99	0	0
3000-3500	16	0.59	0	0
>3500	1	0.03	0	0

(三)雨量測站空間相關分析---降雨分區

王如意、易任（1987）認為較大區域之水文研究，應先考慮其區域是否具空間均一性，可以分區法分離氣候等因素對於雨量空間分布之影響，提高子區域之均質性，有助於推估的精確性。

降雨分區，最基本是利用等雨量線圖，按一定的雨量範圍來劃分雨區。但是兩地間有相似雨量，卻可能在降雨上有很不同的時空變異，或是在地形上差異很大。若將它們劃分成同區，如此合併成的雨區常不能反應降雨的時空過程（丘逸民，1994）。近年來由於電腦大量使用，引入多變量統計技術，如群落分析、因子分析來做雨量特性分析，歸類具有相同屬性的降雨分區（易任，1990）。不過此法容易造成雨區的不連續性，而不利於雨量推估。

根據以上原因，所以從事雨量推估時，主要的考慮有幾項：第一、降雨分區與各支流區域應大致相同，如此才有氣候、水文地形上的一致性；第二：每一個區內應該要有足夠的雨量站，有連續性的雨區，才能進行推估。

綜合以上考慮，乃決定相關連線法（Correlation links）為本研究分區法。此法為先設定一顯著相關的相關係數，如達此指標係數值者兩站相連。相互連線很密集者，歸為同雨區（Sumner，1983）。本文以整區所有測站1988-1992年60個月雨量來計算空間自相關(spatial autocorrelation)。而臨界相關係數的選定，則採鈴木裕一的觀點，即觀測點與臨接觀測點的降水量的空間相關係數若沒有低於0.9的話，為空間上月雨量高相關的類似區，影響降雨的機制較為類似（鈴木裕一，1981），以上述原則來劃分雨區。

分區結果如圖24.所示大致如下：（1）石門水庫上游集水區（2）新店溪流域（3）大漢溪中下游至台北盆地（4）基隆河流域。以上均與地理區大致吻合，顯示此法的適用性。

- (1) 石門水庫上游集水區：此區地勢北傾，自2500公尺以上之高山逐漸下降至低於500公尺丘陵，以山地為主體。
- (2) 新店溪流域：除少數高地外，平均約為500公尺的丘陵地，同質性最高的地區。
- (3) 大漢溪中下游至台北盆地：自石門以下從三峽，以迄淡水河口，此區似可再分成兩區，但限於測站數太少，故合併成一區。
- (4) 基隆河流域：此區是否該劃分為一區，實需再加以研究，因為此區不但與大漢溪、新店溪有明顯差別，且本身的差異性也很大。由相關連線圖中可看出，各測站彼此的空間相關係數均小於0.9，無法連成同質雨區。此區的地形也頗複雜，有平原、丘陵、山地，而測站數只有瑞芳、五堵、五指山、松山、鞍部、竹子湖等站，故此的空間特性值得日後多設測站，再深入探討。

以上此降雨分區的結果，將作為分區推估雨量時的雨區依據。

五、雨量推估及驗證

(一) 變異圖分析 - - 雨量站網的評估依據

1. 空間變異分析

雨量的空間分布研究中，表示空間相關隨距離的遞減，可分成兩種表示法，共變異數法（探討相關範圍）與半變異圖法（可探討變異範圍），而兩者之間具有相反的關係。探討前者的文獻很多，如 Huff and Spipp (1969) 描述美國 Illinois 州月降水量及季節降水量的空間相關機制及其隨距離的遞減，鈴木裕一 (1981) 研究日本關東平原中北部降雨相關性的衰減係數，丘逸民 (1994) 研究台北盆地時空降雨特性時，均是以相關與距離間的回歸散佈圖來表示空間相關範圍，但如果利用克利金法之半變異圖，除了表示空間相關隨距離的遞減外，尚可由變異數等值線圖得出空間上各地的變異數，迅速確知何處雨量站網稀疏，為可增設測站之處，故本文嘗試以半變異圖法來探討。

變異數、共變異數及距離之關係可從圖25. 說明。圖中 $C(h)$ 表共變異數， h 表兩點之距離，當兩點之距離愈大時，共變異數越小， $r(h)$ 表半變異數。如圖中顯示，在距離為 a 內，有變異數明顯遞增，共變異數明顯呈遞減之情形，故稱 a 為影響範圍 (range)。理論上，若觀測點相距越遠，則由於變數之間越不相關，或者互不相影響，則相應於此距離之半變異數就會越大，但是此半變異數並不會大致無限，當觀測點間之距離大到某一程度，半變異數就呈現緩慢增加，或不再增加，此時這個最大的半變異數值稱為臨界變異值 (sill)。

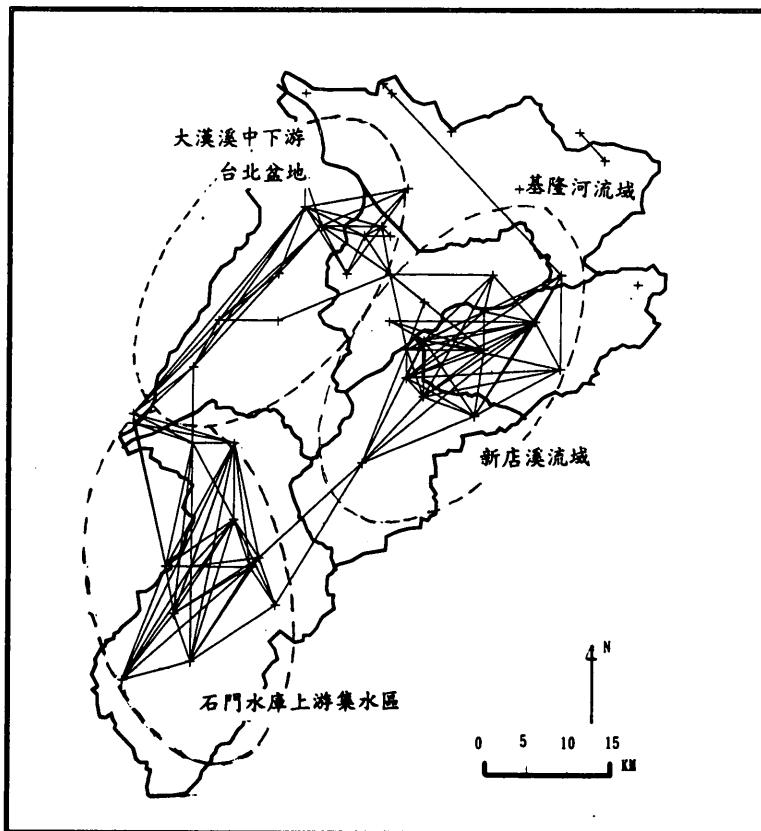


圖 24、相關連線法分區圖

註：橢圓形為降雨分區

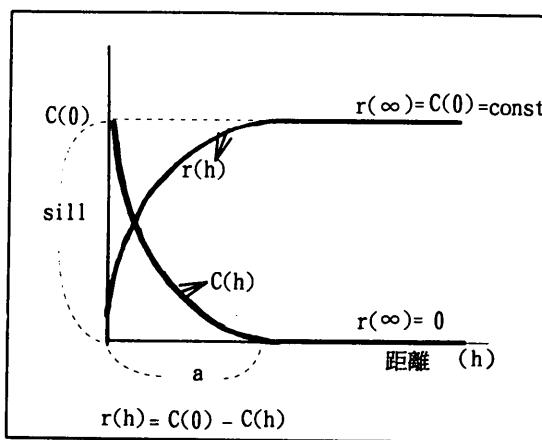


圖 25、變異數、共變異數及距離之關係圖

空間變異分析係利用空間變異圖，描述變數樣本在特定位置間空間相關程度之量化表示式，當超過影響範圍（a）時，表資料點不再有空間距離的相關，可提供尋求半徑大小的依據。

變異圖的計算步驟為：

- 1) 將兩觀測點間之距離區分等級（class）。
- 2) 計算各等級間距（lag）範圍內之配對（pair）數N， $N=n(n-1)/2$ ，n為觀測點。
- 3) 計算各等級間距範圍內平均距離（並以此為橫座標）。
- 4) 計算各等級間距範圍內不同兩點間之平均平方差異值 $[Z(x+h)-Z(x)]^2/2$ ，

以此為縱座標，即可得一實驗（半）變異圖（遵循相對距離較小者，具有較高之空間相關性之假設）。取得實驗半變異圖之後，再應用理論變異圖模式來套配，以求得最佳之代表性模式，在GIS的模組中，常用之理論變異圖模式，主要有以下數種（Davis，1986）：（圖26.）

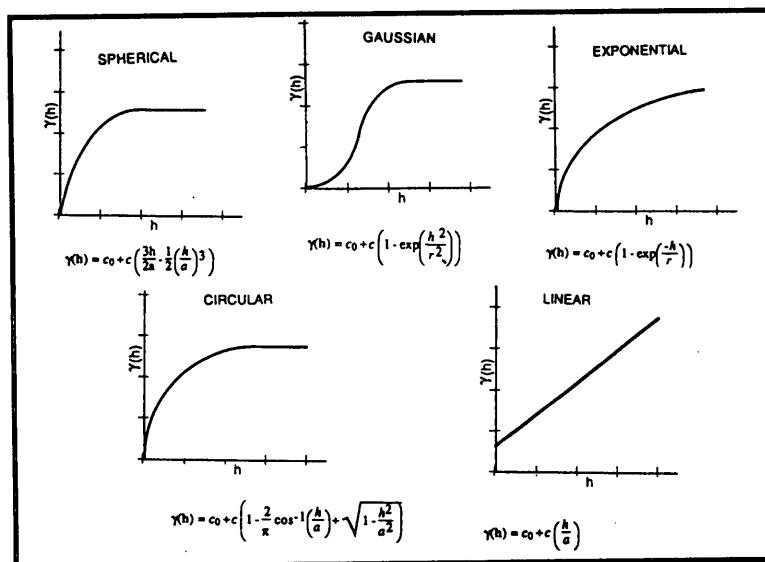


圖 26、常用的變異圖模式

1. 球體模式（Spherical Model）
2. 指數模式（Exponential Model）
3. Circular 模式
4. 高斯模式（Gaussian Model）
5. 線性模式（Linear）
6. 通用克利金模式（Universal）：無法繪製變異圖。

一般水文應用上多採用球體模式（鄭士仁，1993；許敏楓，1993），故本研究亦採用此法。

以月為單位，可得月平均半變異圖，作為每月空間影響範圍的依據。以六月為例，就得出淡水河流域雨量間影響範圍（a）為60公里左右，與曲克恭（1989）研究台灣地區中尺度實驗（TAMEX）豪雨的研究中，台灣北部雨量中心與中心距離約60公里的結果相類似。另外，針對個案事件可立刻繪製成半變異圖，迅速地推估及時雨量深度。

今後在應用上，只要利用半變異圖就可計算出某現象（如：雨量）在特定時間上的空間相關範圍，以作進一步分析研究的基礎。但如果套配的模式變異圖形不佳（以個案事件中7月2日及8月31日為例），表示此空間結構未能符合半變異圖模式的基本假設，如圖27.，可改用通用克利金模式推估，結果就會有所改善。

2.雨量站網的評估

進行雨量推估時，克利金法有一特點，就是可根據其所推估之推估變異數，得出雨量站網在空間配置的情形，作為雨量站網的設計依據。

雨量站網的設置，以設置數站能迅速地推估集水區面積雨量值為宜，以供流量估計或洪水預報之需。但究竟應該如何配置站網密度，方能適合於實際需求，實為一件不易之事。我國對雨量站網之初步計畫始於民國48年，由經濟部水資會

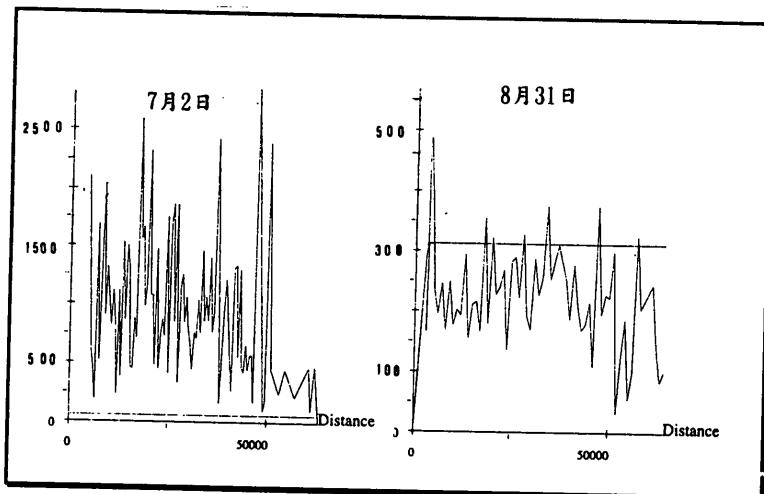


圖 27、實驗變異圖

首先擬定。民國54-55年水資會計畫時，認為一地區適當之雨量站網密度必須考慮人口、氣候、地形、區域發展情況、預算等因素（王如意，易任，1987）。

由此可知雨量站網密度考慮的因素頗為複雜，但如利用克利金法所推估之克利金推估變異數，就可迅速得出雨量站網在空間配置的情形，作為雨量站網的設計依據。故本文擬應用變異數等值線圖，來作為雨量站網之設計工作。

觀測站網空間變異的大小，可由變異數空間分布圖（圖28.）看出。各月等值線變異數值較大的地方主要均在幾處：第一、大漢溪與新店溪分水嶺間，第二、基隆河沿岸（台北盆地北緣及東南的盆邊、基隆河中上游）。這些地方均為變異數最大的地方，故增設測站時可以考量多設測站於這些地方。

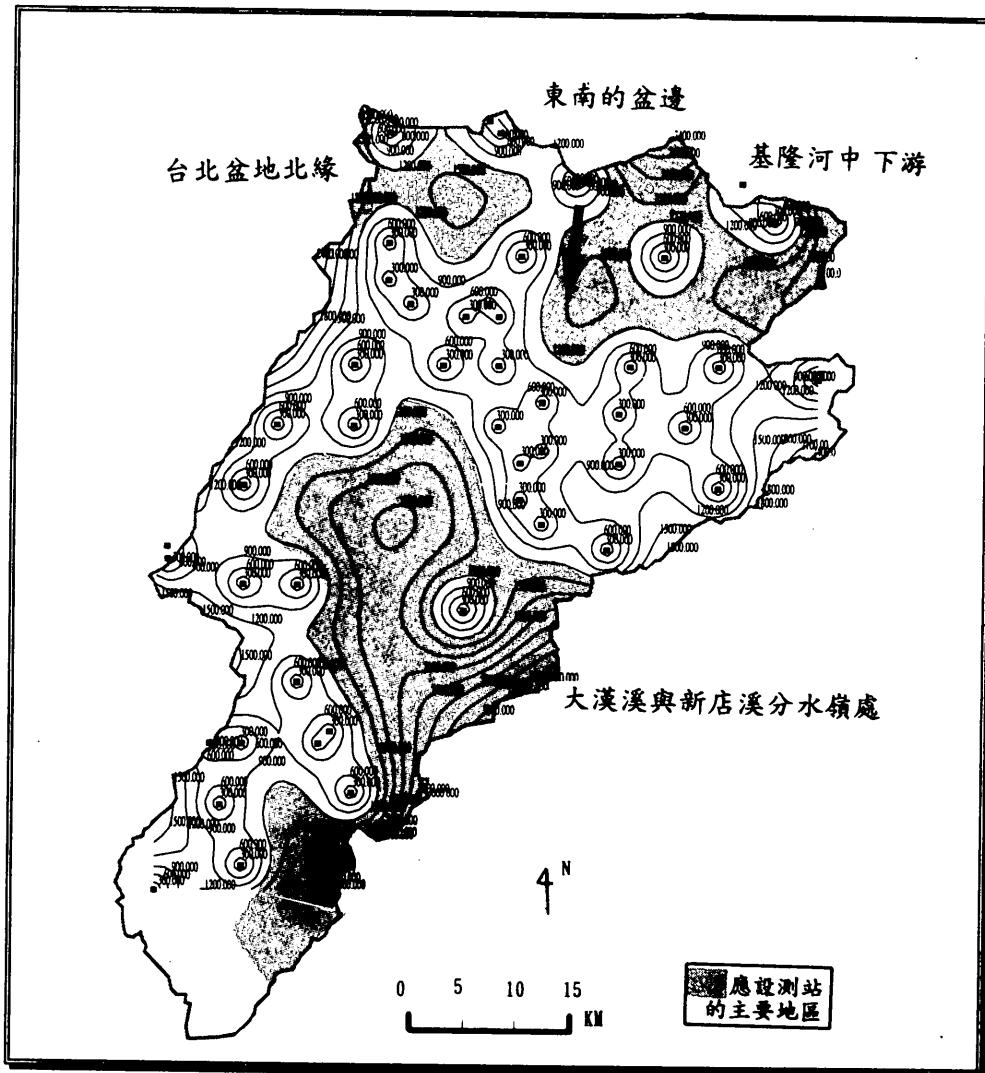


圖 28 、變異數等值線分佈圖

值得注意的是，以克利金法規劃雨量站網時，並不以氣象觀點為依據，而由現有雨量測站於空間上之相關程度予以分析，以求得雨量站網在空間上的均勻分配為原則，這些地點究竟是否該設測站，應再配合實際情況深入討論。

首先，大漢溪與新店溪分水嶺處為集水區的源頭、雨量變化很大之處，在該地設站才能瞭解河源高處的降雨情況。鈴木裕一（1981）也認為，以水資源角度而言，把握山間地區降水，才能探討水收支問題，故該地應設測站。

台北盆地東南邊，人口多，加上本區內有信義南港副都心，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移至此，發生逕流積水的災害損失及影響也較大。而以往合理式推求洪峰排水量時，係假設暴雨平均降落於地面，故新工處（1969）在規畫設計台北地區的排水系統時，是以氣象局台北測站來代表平均面積。也就是說此區是以台北測站來規劃排水系統，但暴雨的集中性很強，故此區也應該多設測站。

由以上分析，克利金法在規劃雨量站網時，雖不以氣象觀點為依據，而由現有雨量測站於空間上之距離相關程度予以分析，但這些地區不論以氣候或區域發展情況而言，確實是應該多設測站的地點。故以克利金法規劃雨量站網不但方便迅速，符合實際情形，且雨量測站以距離空間相關程度予以測定，設站的地點也不因時間的不同而改變，說明了應用克利金法在雨量站網設計上有頗佳的效果。

（二）雨量值的推估

1. 推估參數的設定

推估雨量時，必須先設定各種參數值，各種方法的參數設定分別如下：

- (1) 徐昇法：所有同範圍內的雨量值均與測站中心相同，形成雨量的同質區，故無須輸入參數。
- (2) 克利金法：是所有方法中最複雜的一種，最難的步驟在於最佳變異圖模式的決定，求月、年降雨量及各種個案事件的實驗變異圖時，需經過不斷修正、嘗試錯誤的結果才得出最佳參數（影響範圍、變異值），如此才能求出最正確之推估值。

由表5.中可看出，不分區中，以月份為單位時，影響範圍值大致可分成兩組：一組為4月至9月，另一組為10月至3月，也就是說今後研究淡水河流域月雨量時，以夏半季及冬半季來劃分即可。

由表6.可以看出分區之後，各月的影響範圍（a）值變化不大，均在十幾公里，表示分區結果頗佳。需特別注意的是，分區推估時（以大漢溪中下游至台北盆地為例），觀測點數會變少，網格空間不可太小（例如：500m以

下）。網格太小時會因為距離內配對數不夠，導致套配的變異圖模式沒有距離遠近結構的變化，無法推估。

- (3) 距離反比法：以鄰近點距離遠近決定權重，距離的次方倒數為權重，本研究採用網格空間為500公尺的精確度，因為距離反比法的特性不會因網格空間大小的問題而導致無法推估。次方越大表近距離的權重越大，分別以1、2、3次方帶入，結果以1次的誤差較小、效果較佳，顯示影響範圍有區域性，與分區的效果類似。
- (4) 趨勢面法：網格空間亦為500公尺，重覆試算之後，取對全體散佈點的RMS error最小者，為最佳次數，其中，不分區時，以七次方多項式求得此最佳曲面；分區時由於點數較少，以三次為最佳次數。

表5 各月參數值的設定（克利金法）

1992年	參數值 影響範圍 (a) 單位 : m	臨界值 (sill) 單位 : mm	網格大小 單位 : m
3	63000	696.26	500
4	29000	987.526	500
5	22500	1665.239	2500
6	63000	11226.711	500
7	26668.617	2246.236	500
8	28000	19869.58	2000
9	31000	36253.671	1000
10	63000	53184.503	500
11	63000	33792.682	500
12	70500	7493.404	1500

表6 參數值的設定（分區）（克利金法）

1992年	參數值 影響範圍 (a) 單位 : m	臨界值 (sill) 單位 : mm	網格大小 單位 : m
3	16500	596.644	1500
4	12000	2065.22	1000
5	12000	2785.616	1000
6	16500	770.187	1500
7	12000	1326.969	1000
8	13500	15784.158	1500
9	12000	6129.674	1500
10	16500	4223.284	1500
11	12000	1889.586	1000
12	12000	227.38	1000
1992年颱風	16500	10830.43	1500

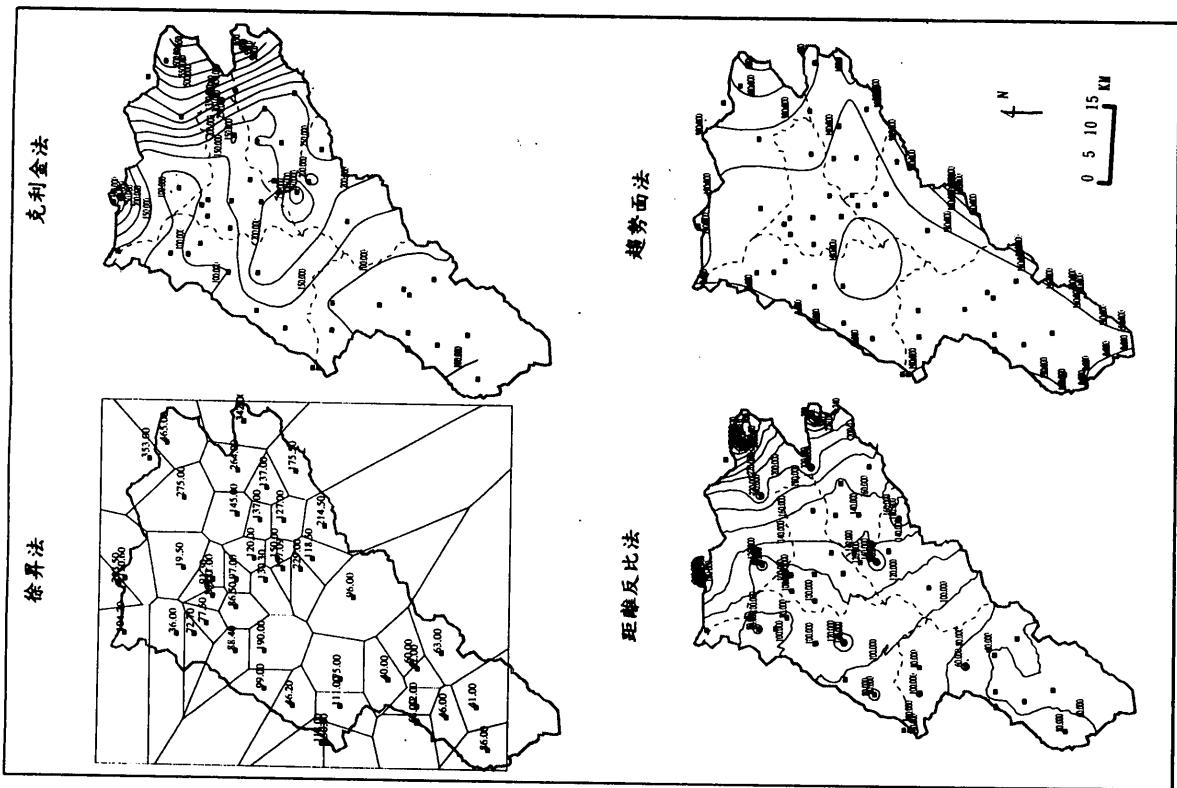


圖 30、一月雨量推估結果展示圖（全流域）(a)

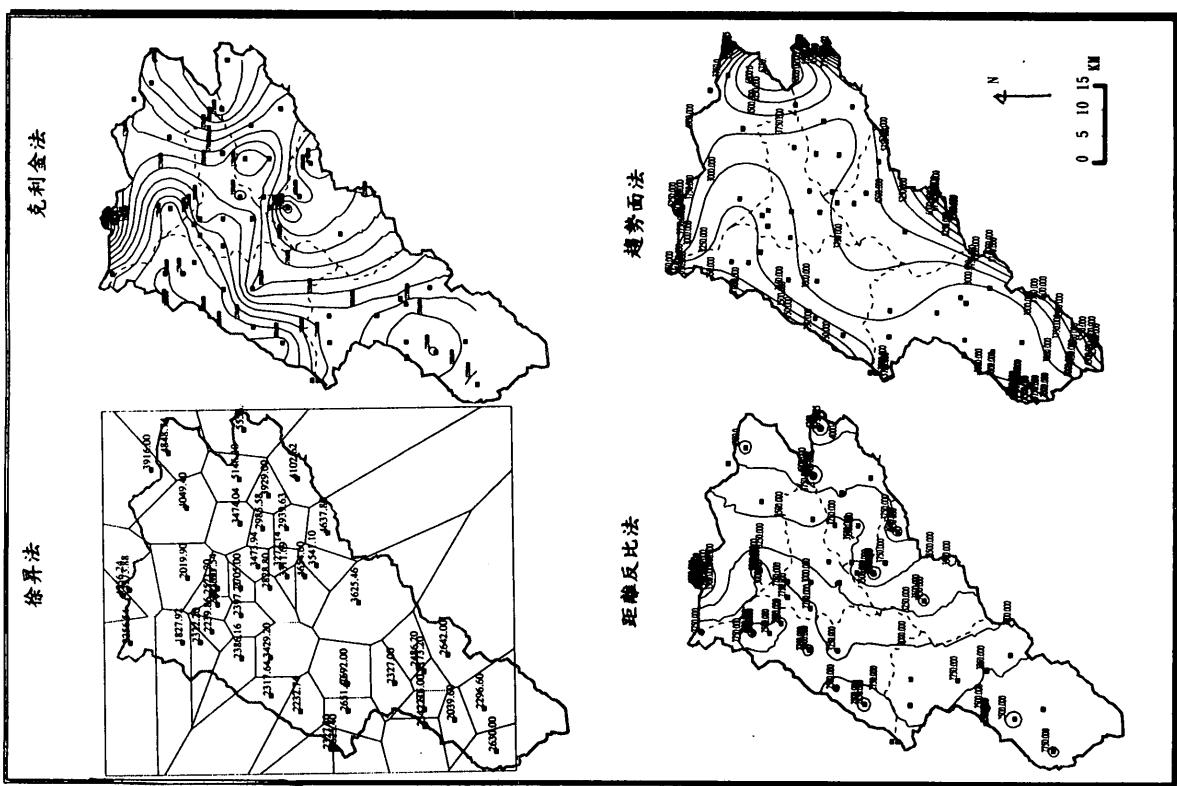


圖 29、年雨量推估結果展示圖（全流域）

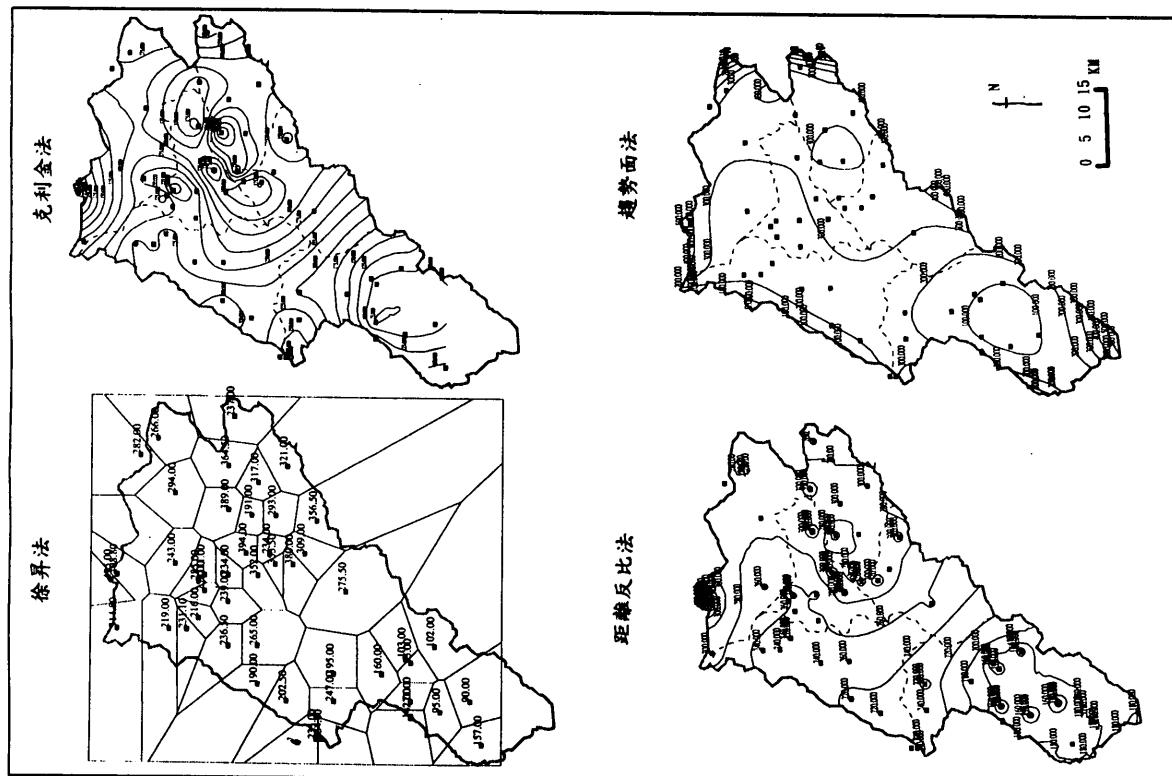


圖 30、六月雨量推估結果展示圖（全流域）(d)

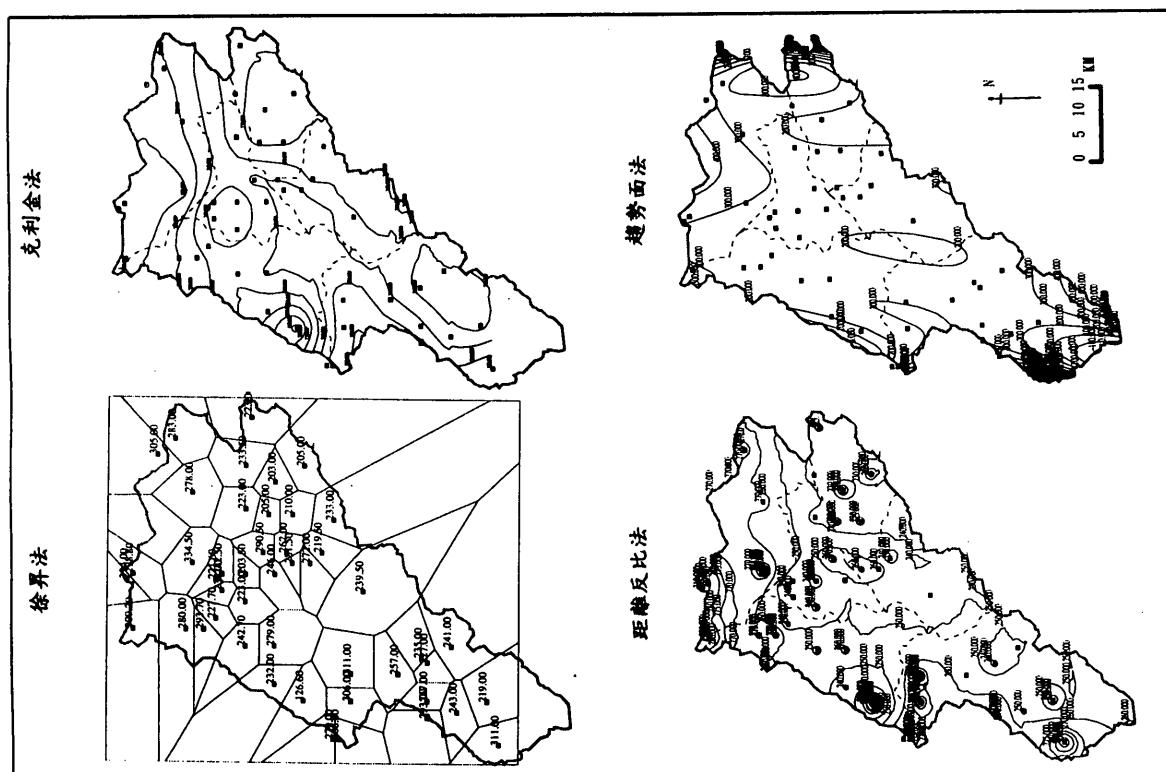


圖 30、四月雨量推估結果展示圖（全流域）(f)

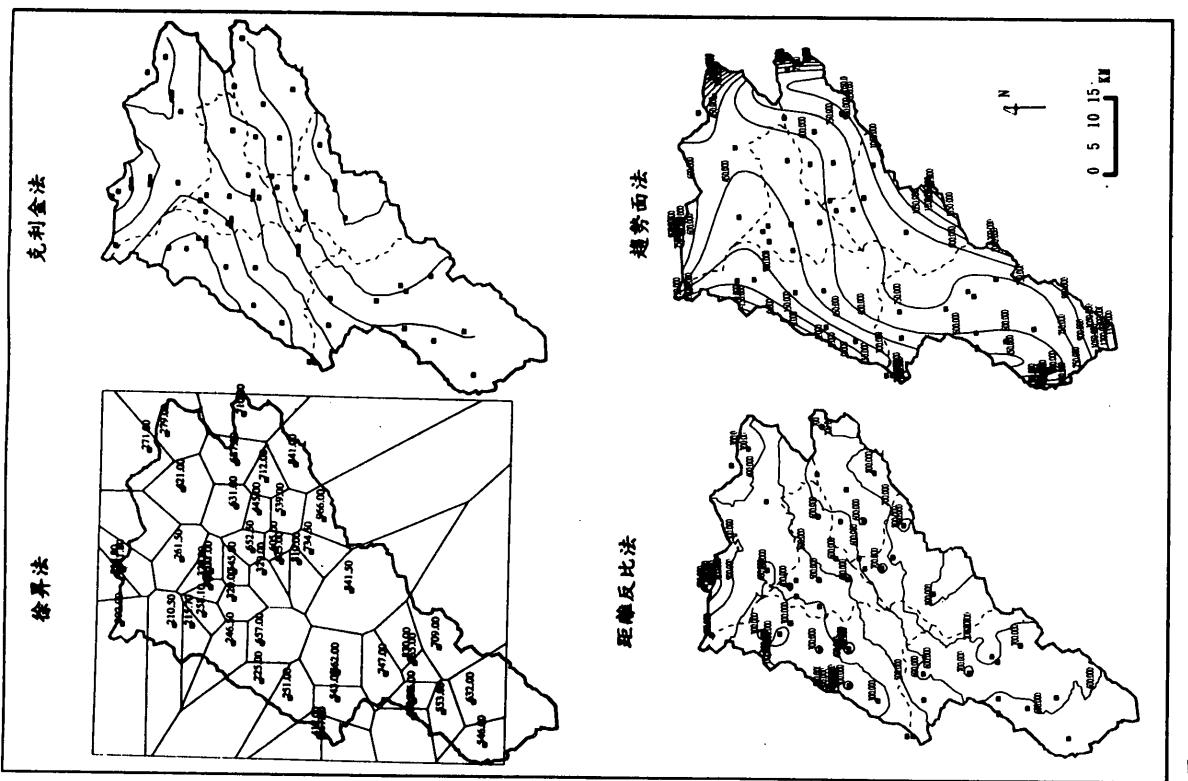
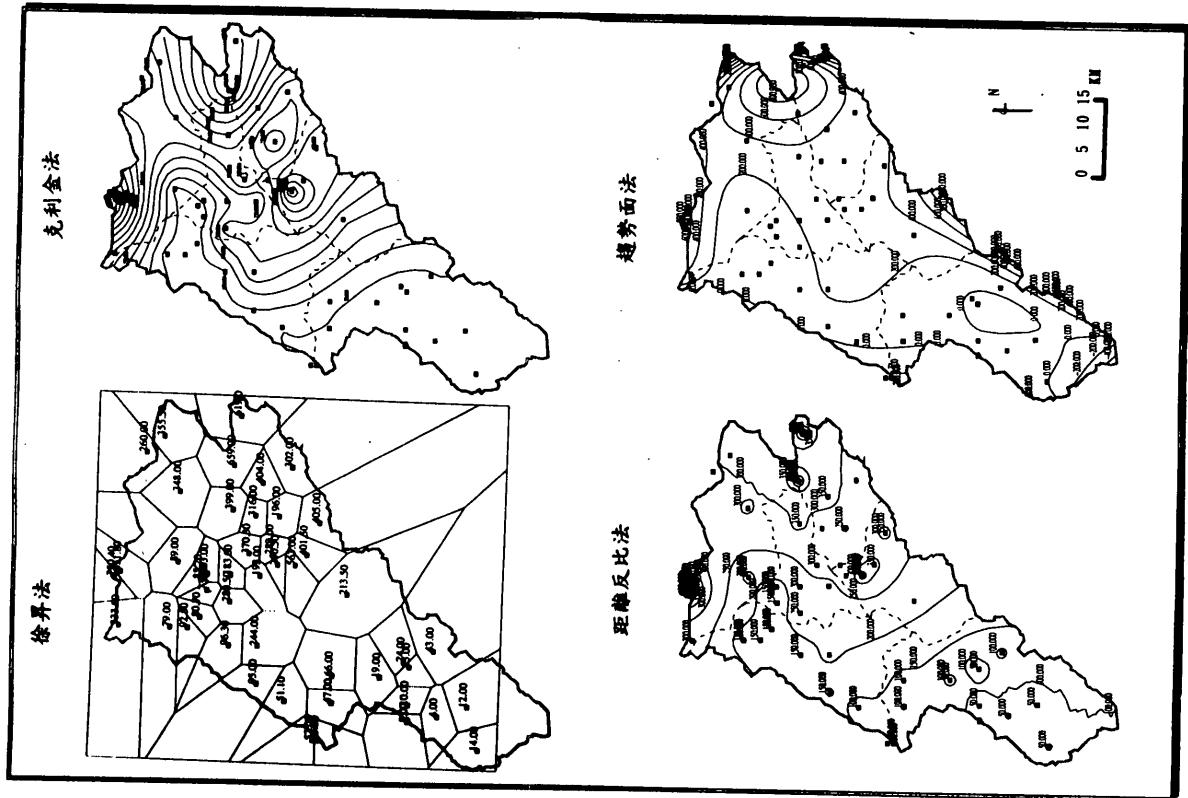


圖 30、十月雨量推估結果展示圖（全流域）(j)

圖 30、八月雨量推估結果展示圖（全流域）(i)

2. 等雨量線的分佈型態

(1) 月等雨量線分佈：

根據本研究所推估之各種等雨量線綜合來看，可發現淡水河流域之年雨量有3個暴雨中心（圖29.），一在基隆至火燒寮間，另一在大桶山，及陽明山附近。故由年雨量等值線圖可知，年雨量中心仍在北部的基隆河一帶，顯示此區的水資源較豐富，但基隆河水源污染嚴重，實屬可惜。而冬半年各月（10月-3月）間（圖30a.），暴雨中心之位置與全年的平均位置相吻合，但自4月份起（圖30d.），北邊的大雨等值線往西延伸，5、6月（圖30f.）的大雨中心逐漸移至新店溪流域、台北盆地，由趨勢看出，5、6月間，大雨不限於山區，因為鋒面屬滯留性，大屯山系的阻擋作用並不明顯。8、9月屬颱風期（圖30h.），大雨中心均以南勢溪為中心成同心圓狀分佈。到了10月份（圖30j.）暴雨中心又恢復成與年雨量類似的分佈。

(2) 降雨個案等雨量線分佈：

1. 1992年5月1日：氣團雷雨（圖31a.）

由分布圖可知降雨集中於南勢溪及大漢溪上游，可見主要為地形抬升之降雨，在南勢溪雨量以大桶山（高度960m）測站為中心，成同心圓狀向外圍遞減，而在大漢溪上游以白石一站雨量最多，其地勢也最高（1630m）。雨區的雨量空間梯度大，為局部、集中性降雨。

2. 1992年5月15日：梅雨鋒雷雨（圖31b.）

梅雨鋒降雨空間梯度很小，集中性不若氣團性雷雨高，雨區很廣較為均勻，雨量中心不在山區，而主要在大漢溪下游三峽、柑園一帶。

3. 1992年6月3日：氣團雷雨（圖31c.）

大雨區局限在台北盆地南部一帶。累積雨量50mm等雨量線包絡南勢角、中正橋兩站而成狹長的雨帶（以克利金法、距離反比法為例），由此向外側遞減。大漢溪以北及新店溪以東甚少降雨，松山以北及大漢溪上游已完全無雨量記錄。應為盆地聚熱效應，使盆地不穩定度增加，海風進入，在山前降雨，空間梯度大。

4. 1992年6月13日：氣團雷雨（圖31d.）

雨區分布範圍廣，此雷雨系統強烈對流發生在兩處，一為台北盆地，一為新店溪上游南勢溪，大漢溪上游山區雨量反而較少，雨量在10-15mm之間。

5. 1992年7月2日：氣團雷雨（圖31e.）

大漢溪下游以西地區雨量記錄較少，大屯山系雨量也很少，大雨區主要為基隆河以南整個新店溪流域及石門、霞雲一帶。

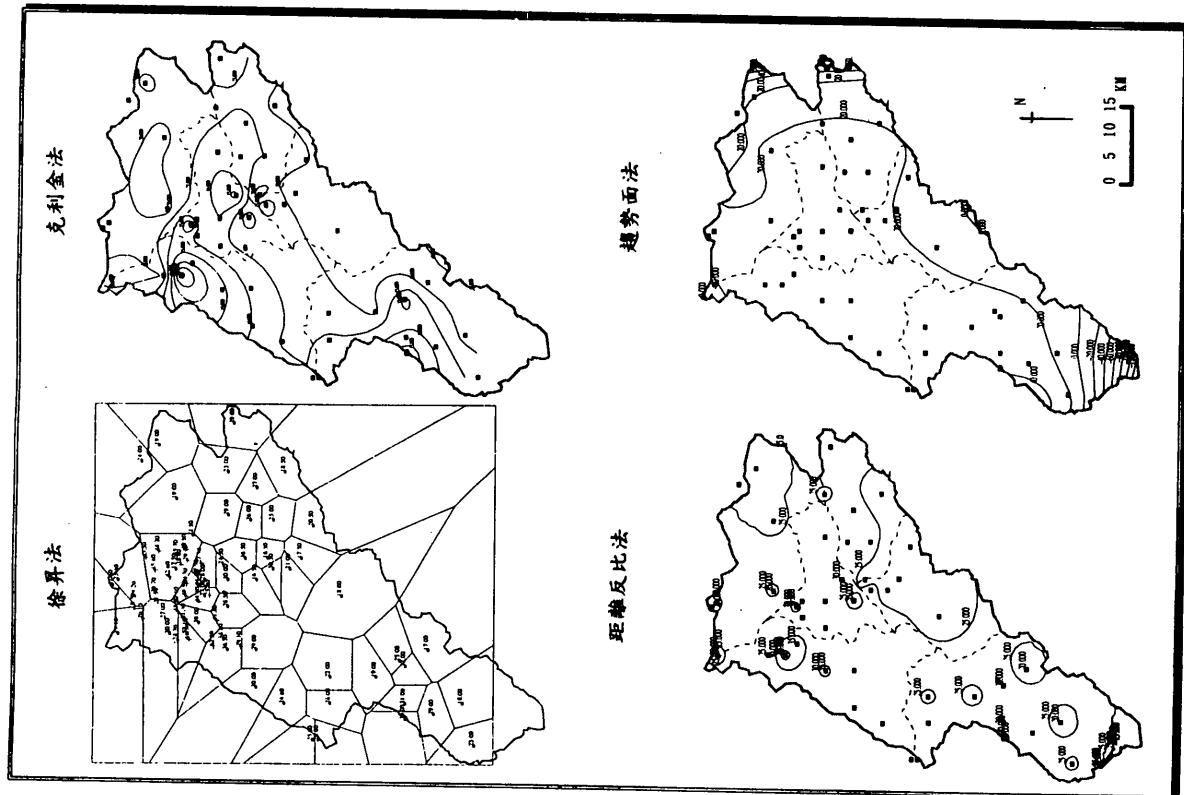


圖 31、5月15日雨量推估結果展示圖（全流域）(a)

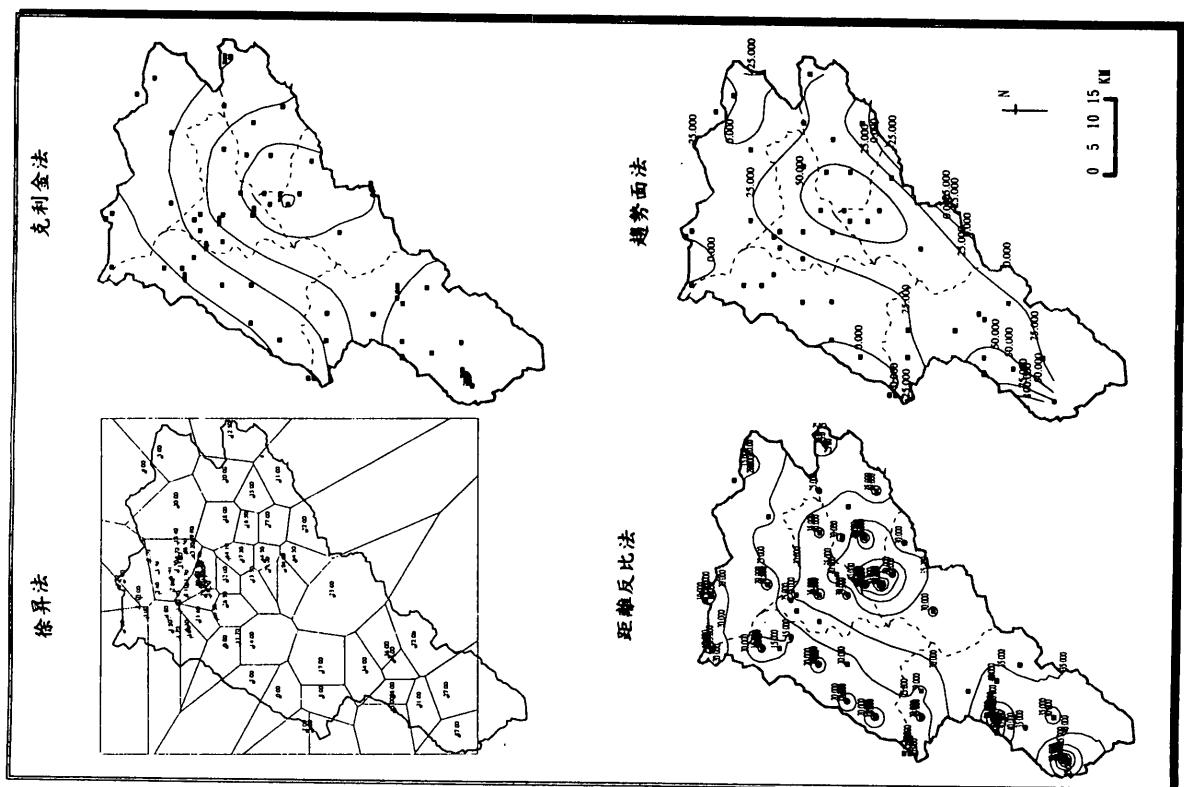


圖 31、5月15日雨量推估結果展示圖（全流域）(b)

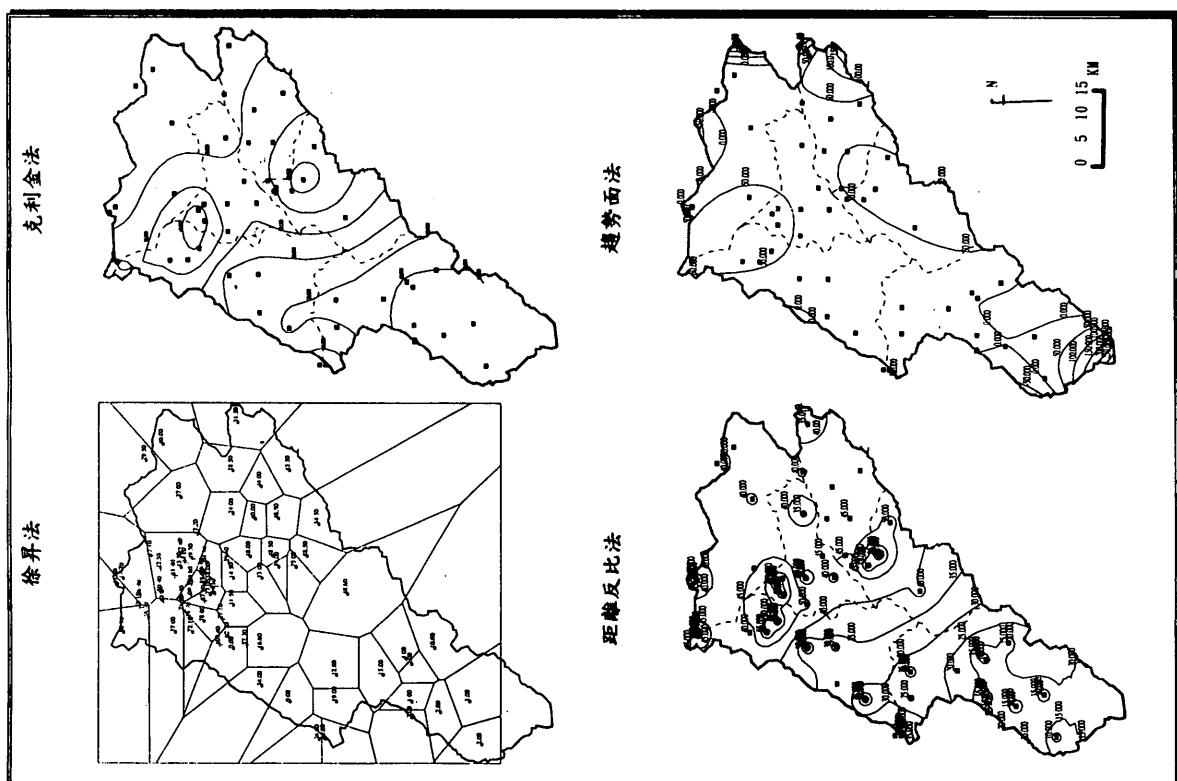


图 31、6月13日雨量推估結果展示圖（全流域）(d)

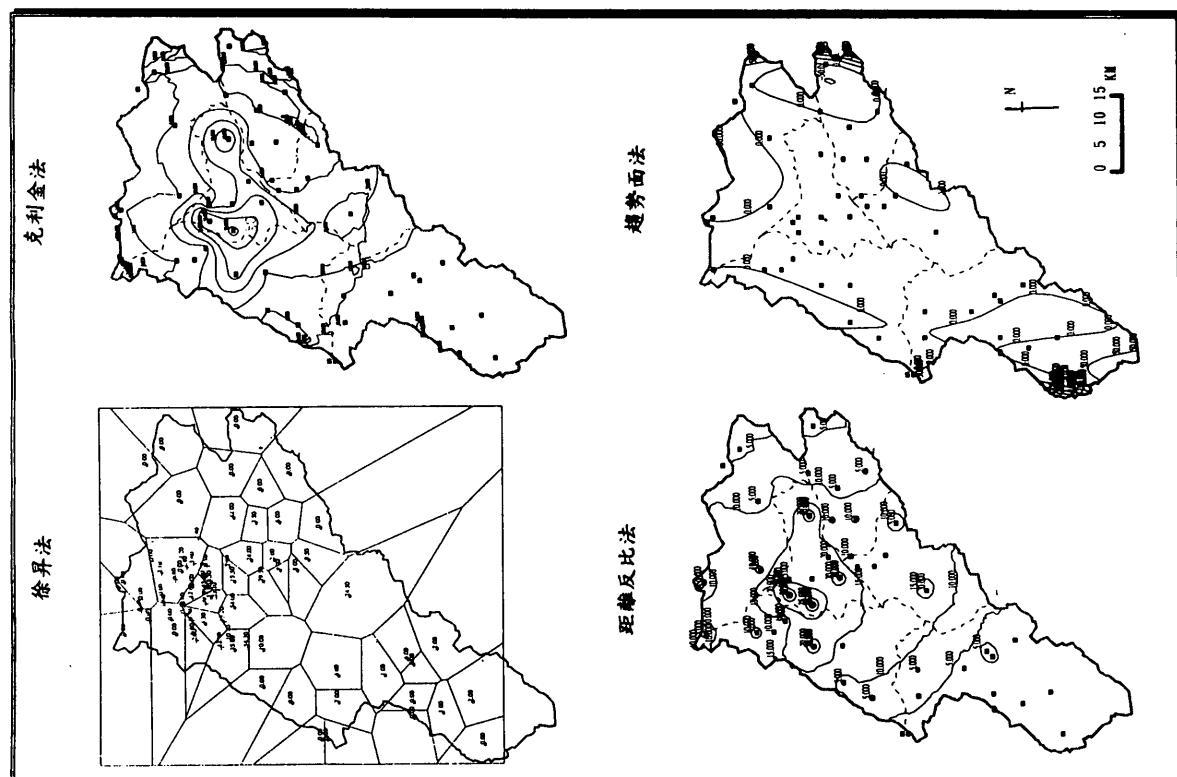


图 31、6月3日雨量推估結果展示圖（全流域）(c)

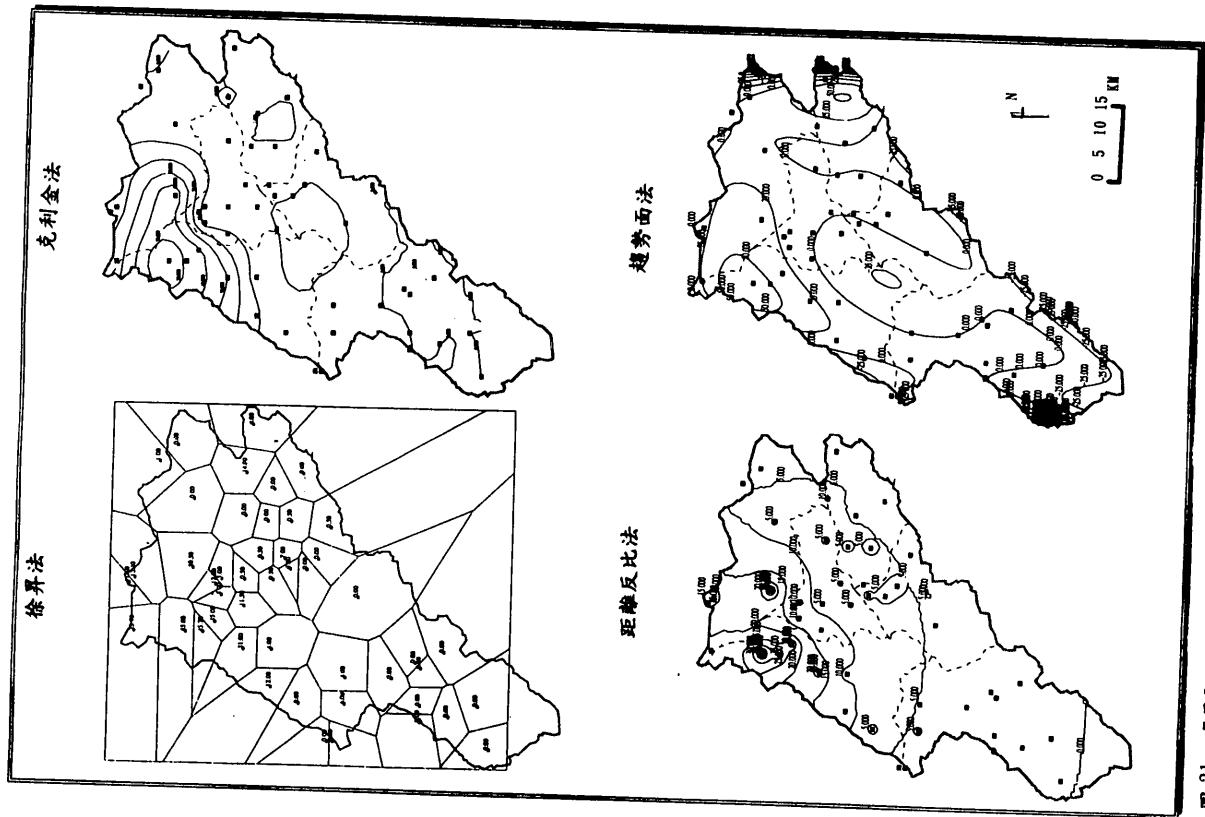


圖 31、7月8日雨量推估結果展示圖（全流域）(f)

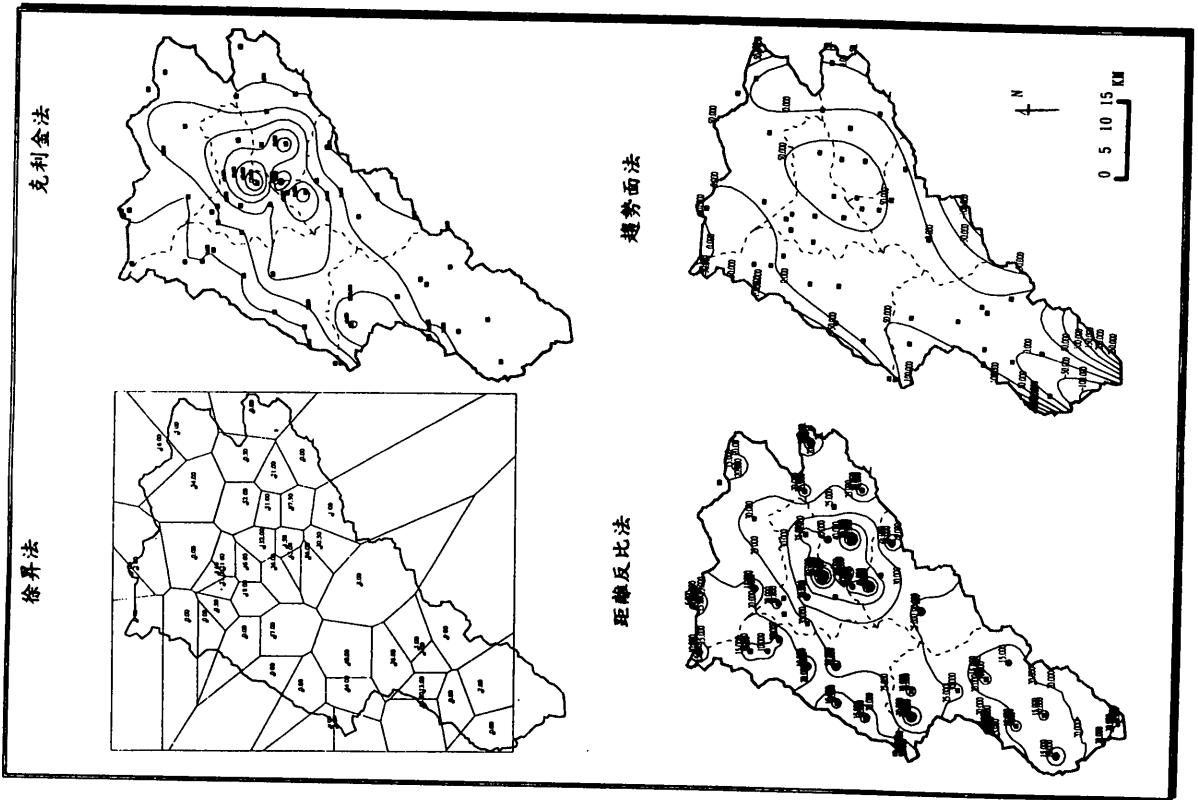


圖 31、7月2日雨量推估結果展示圖（全流域）(e)

圖 31、7月19日雨量推估結果展示圖（全流域）(h)

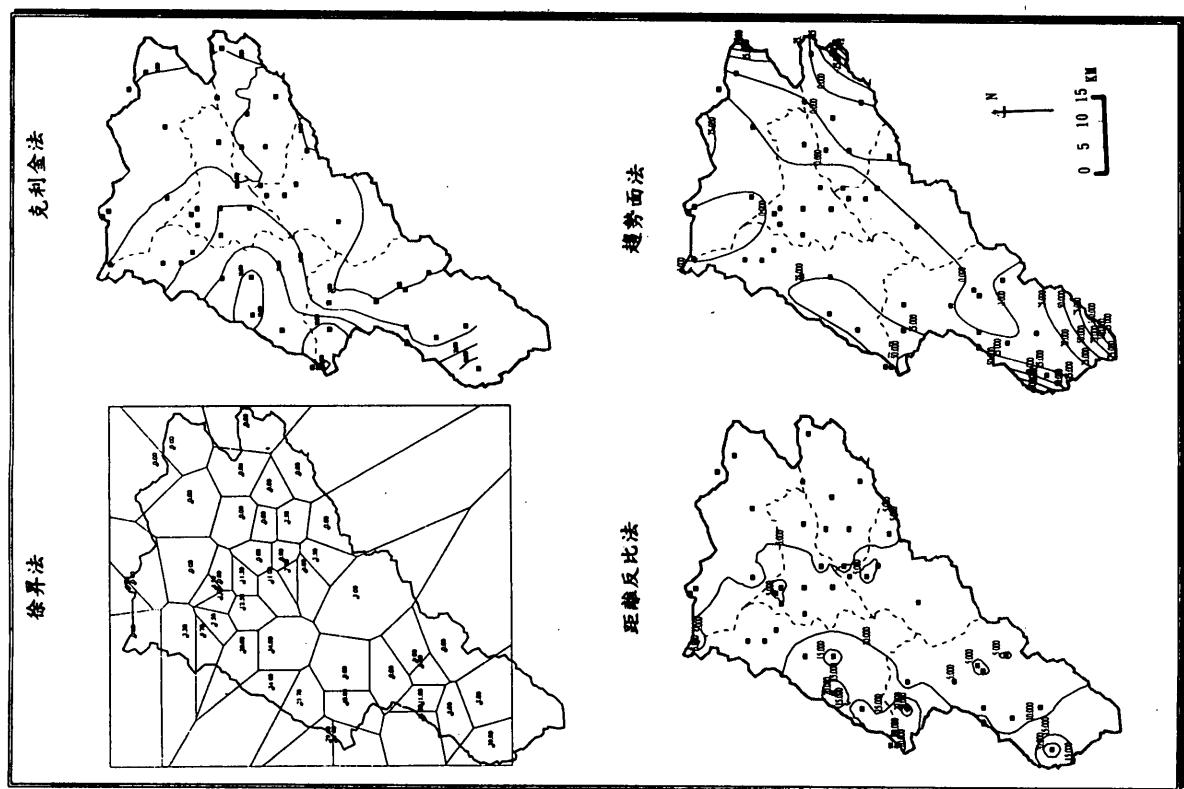
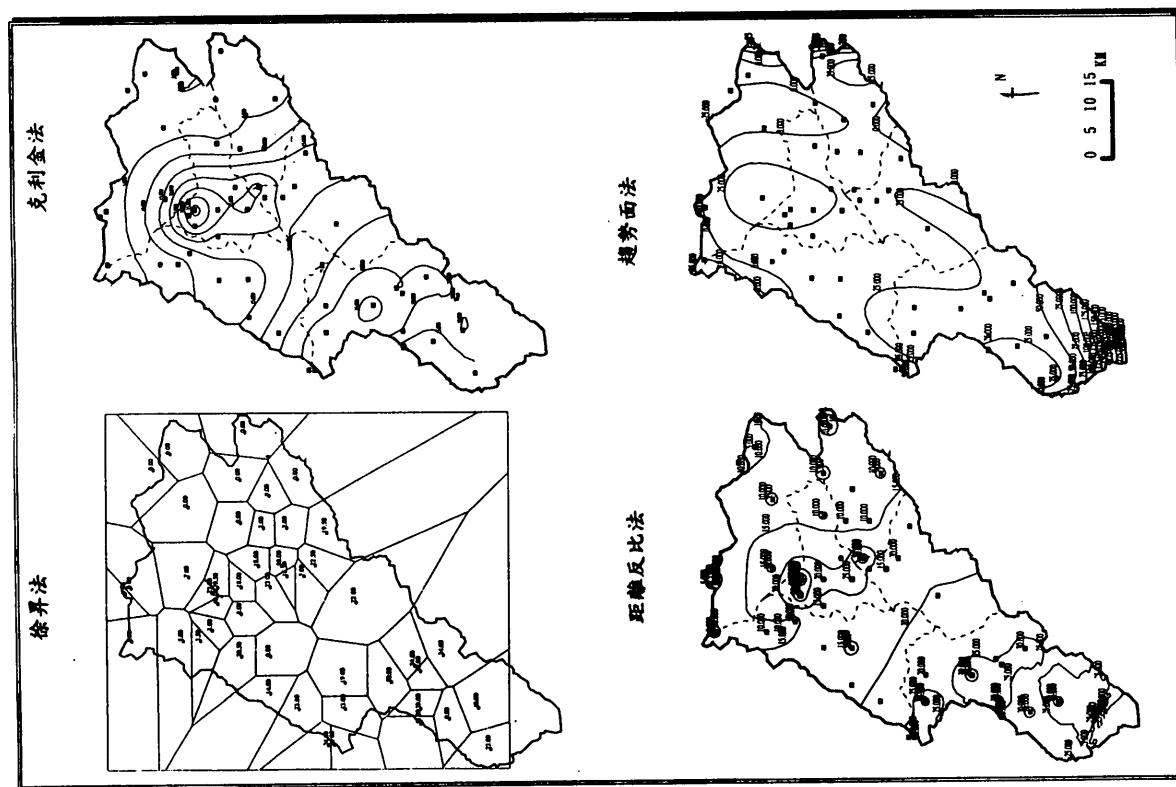


圖 31、7月17日雨量推估結果展示圖（全流域）(g)



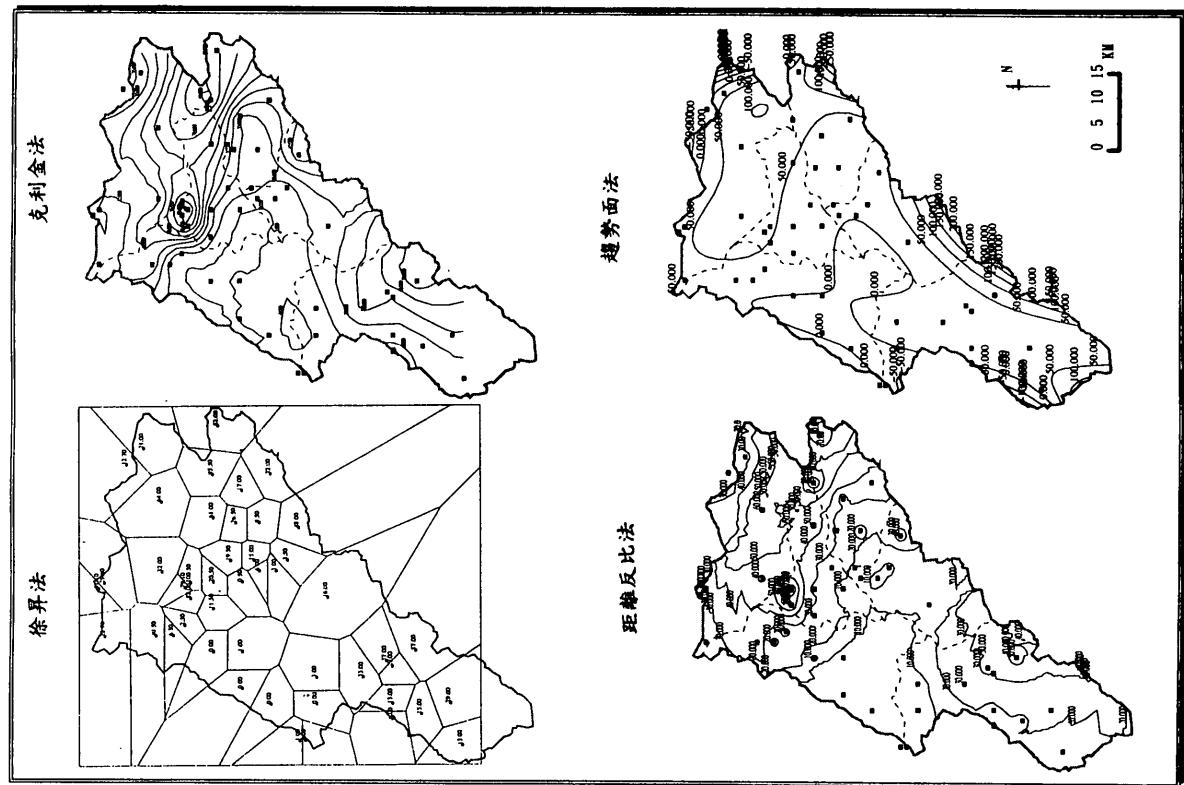


圖 31、8月20日雨量推估結果展示圖（全流域）(j)

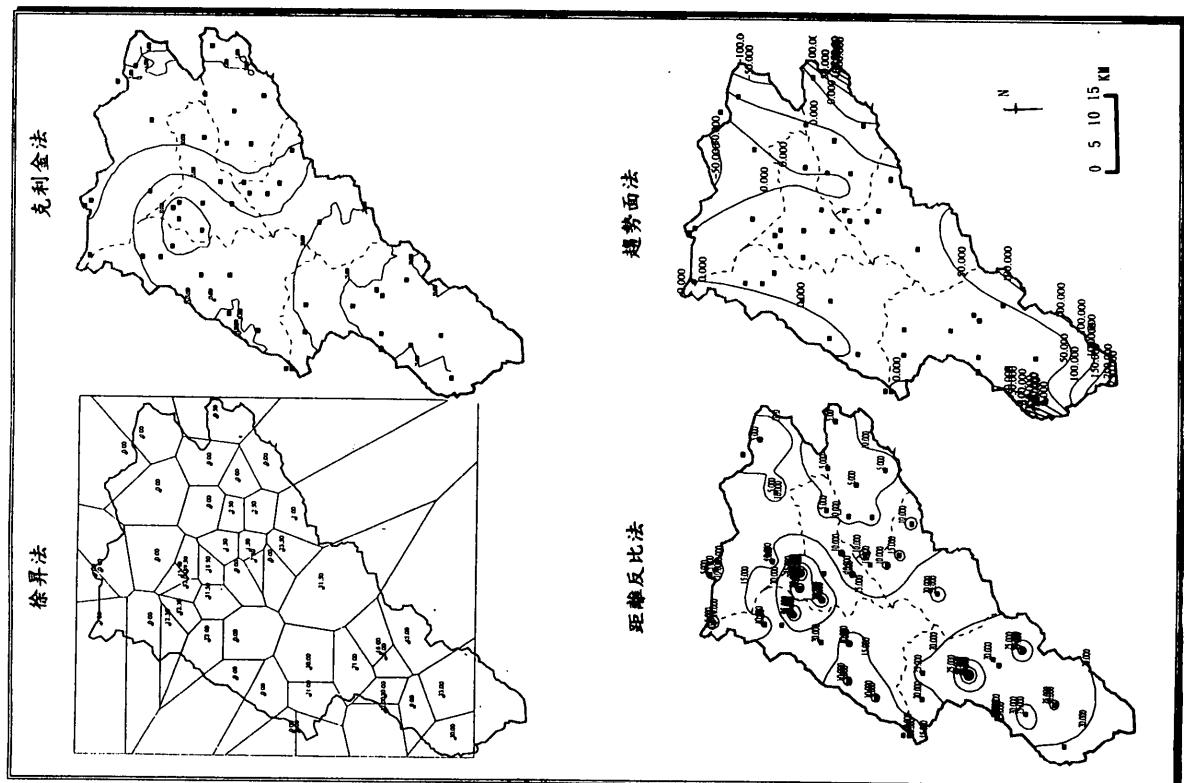


圖 31、8月14日雨量推估結果展示圖（全流域）(i)

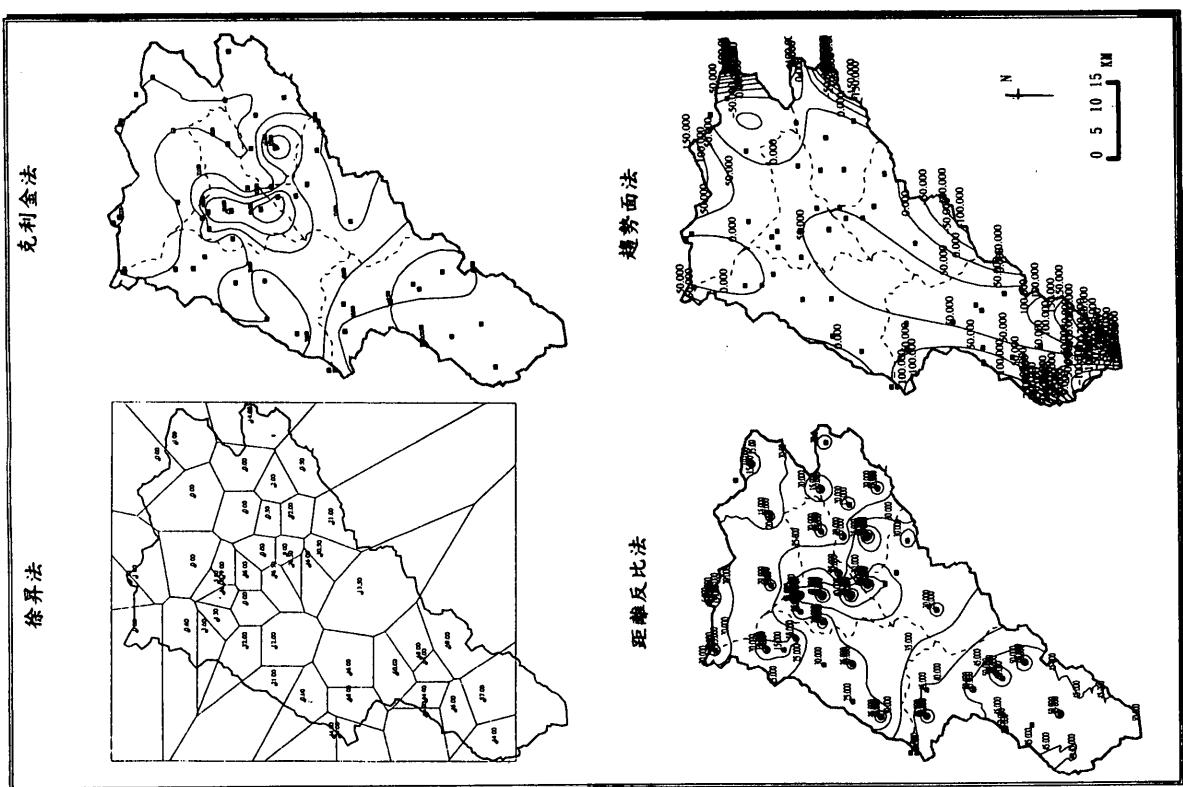


圖 31、9月7日雨量推估結果展示圖（全流域）（1）

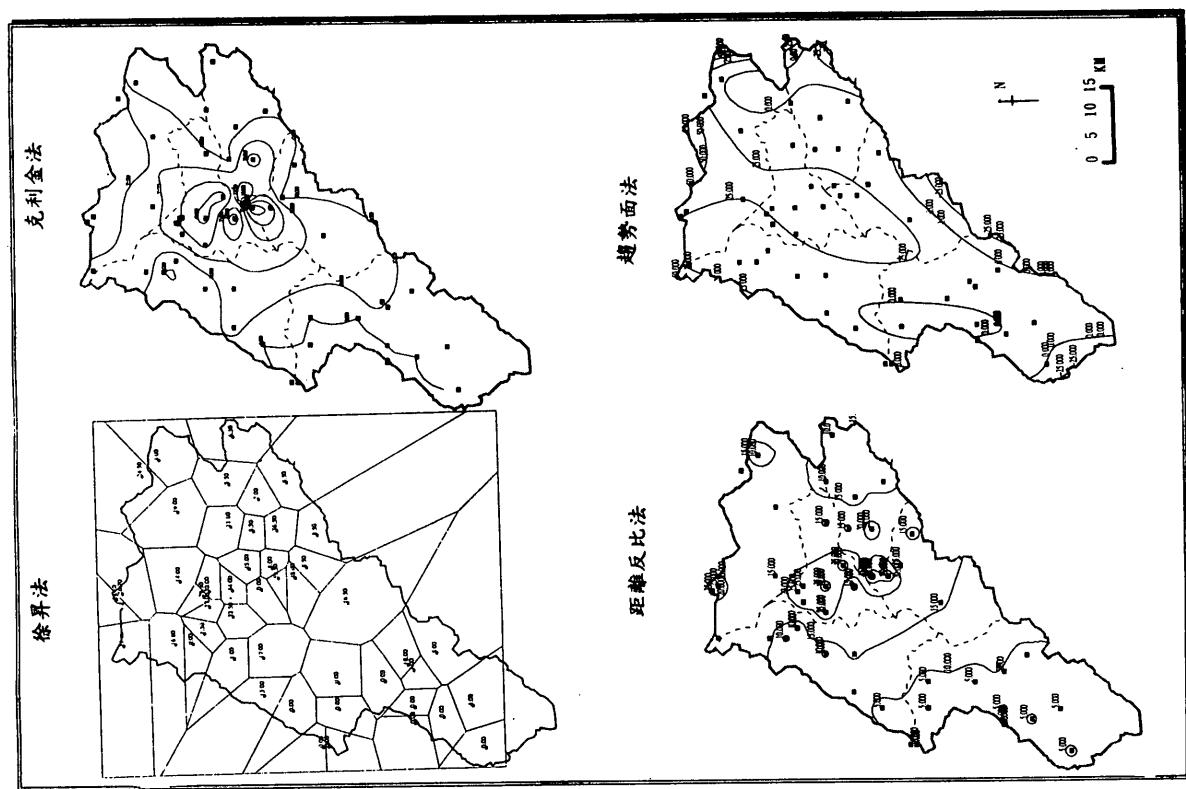


圖 31、8月31日雨量推估結果展示圖（全流域）（2）

6.1992年7月8日：熱帶低氣壓槽雷雨（圖31f.）

等雨量線呈東北－西南走向，為熱帶低壓槽的界面性雷雨，雨量以五股為中心向外遞減，雨區主要在流域西北部大漢溪、基隆河下游，其他地區幾無雨量。

7.1992年7月17日：氣團雷雨（圖31g.）

雨區涵蓋較廣面積，該日台灣北部風向主要為偏西南風（丘逸民，1994），故東北部山區一帶雨量較少，但無顯著的大雨中心。

8.1992年7月19日：氣團雷雨（圖31h.）

降雨很具局部性，降雨空間集中性很大，雨區集中於流域西半部，流域東半部則幾無雨量記錄，以石門、三峽附近雨量最多。

9.1992年8月14日：氣團雷雨（圖31i.）

降雨很具局部性，降雨空間集中性很大，大漢溪上游及下游的台北盆地降雨較多。

10.1992年8月20日：熱帶低壓槽雷雨（圖31j.）

此時台灣北部大範圍風向為東北風，故最大累積雨量在火燒寮，往西延伸至台北、公館一帶，而大漢溪中游石門一帶幾無雨量，雖然核心降雨頗局部性，但降雨空間集中性較緩和。

11.1992年8月31日：氣團雷雨（圖31k.）

雨區主要集中於台北盆地及新店溪流域一部份，而大漢溪上游幾無雨量，降雨具局部性，降雨空間集中性大。

12.1992年9月7日：氣團雷雨（圖31l.）

各地均有雨，新店溪流域及台北盆地最多，而大屯山附近無雨，降雨空間集中性亦大。由以上分析可知，雷雨的空間發生頻率多分佈於台北盆地以南延伸至大漢溪中下游一帶及新店溪流域較多，流域的北部及西北，尤其是竹子湖一帶，雷雨極少。

台北盆地的雷雨特多的原因，基本上有兩方面，第一、在盆地內，夏季午間受日射而增暖，較盆地外強烈，故午後對流雨必較周圍為頻，雨量自亦較多。第二、台北盆地離海甚近，午後受熱後氣流上升，勢必攝引海風吹入，填補其缺，故而夏季盆地內格外容易產生雷雨。而盆地周圍被山嶺包圍，外界如有風吹入，迎風面被迫抬升，因絕熱冷卻而飽和，隨後以雲雨之方式釋出水份，在迎風坡降落（戚啓勳，1986）。而新店溪流域則因沿坡強迫抬升而降雨。

13.1992年8月26日至8月31日：寶莉颱風（圖31m.）

輕度颱風寶莉為1992年中央氣象局發佈的第三個颱風。由等雨量線圖可看出，由於地形抬升，在各山區均累積了大於500mm的雨量，暴雨中心在南勢溪之

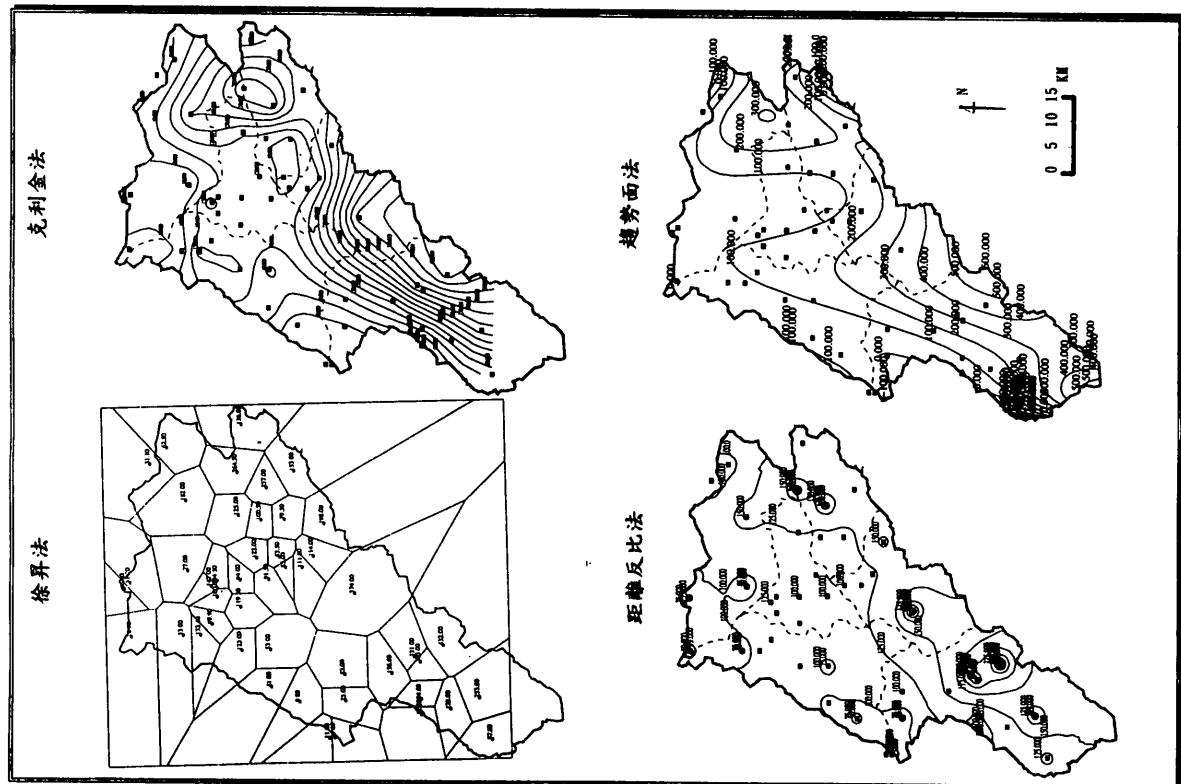


圖 31、9月 20 日雨量推估結果展示圖（全流域）(n)

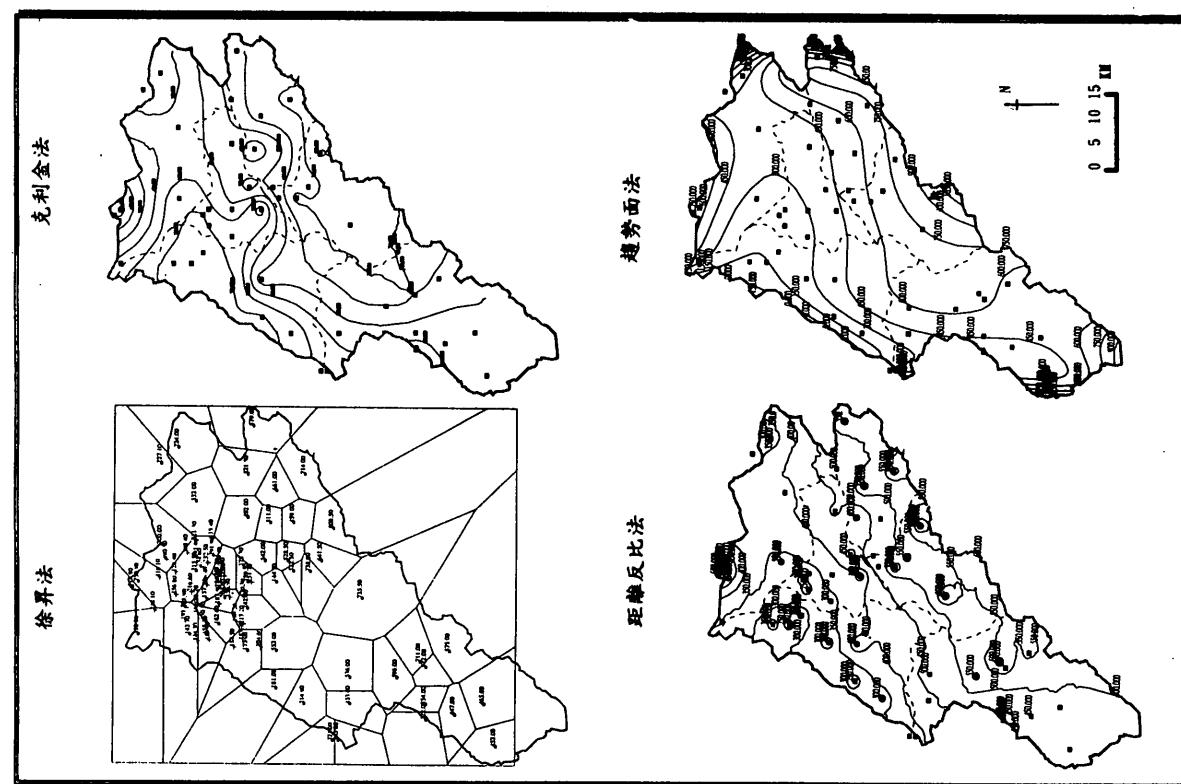
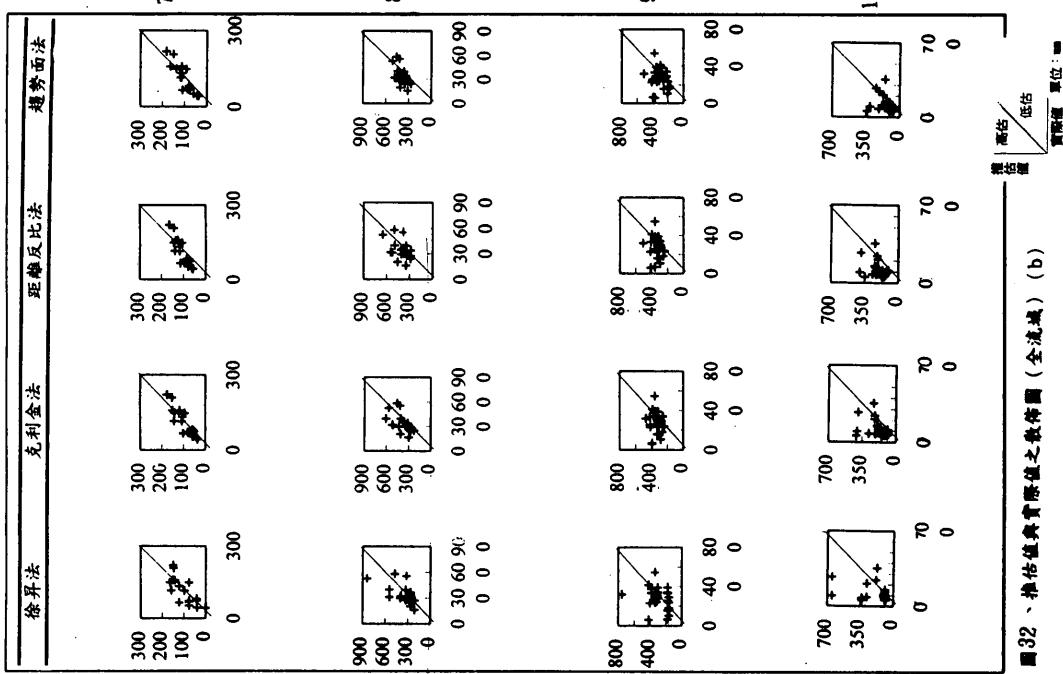
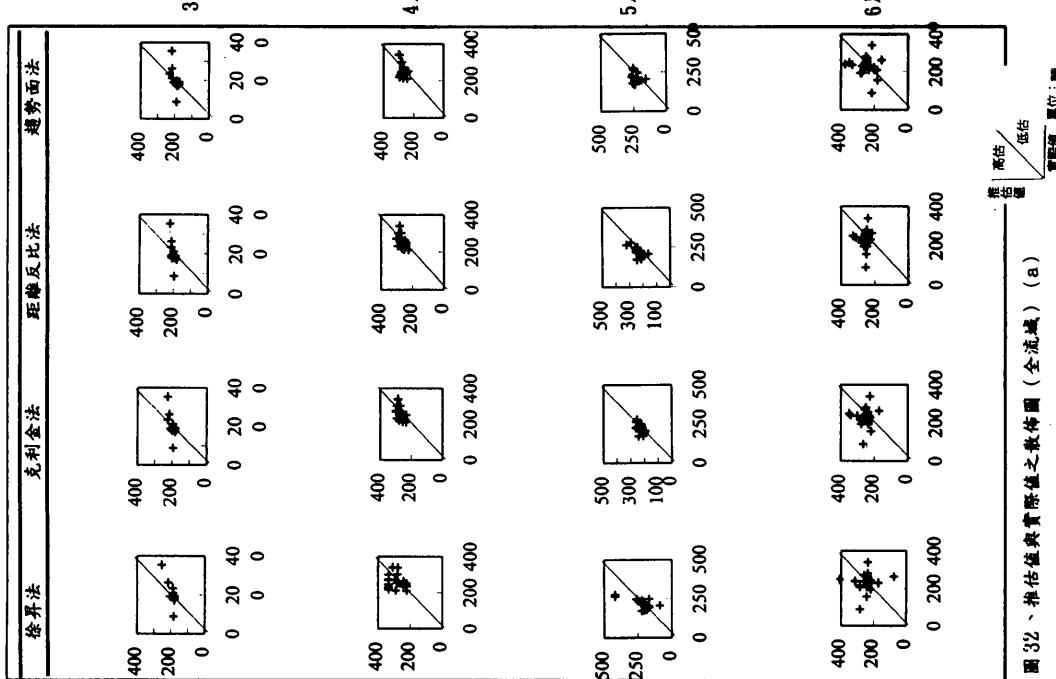
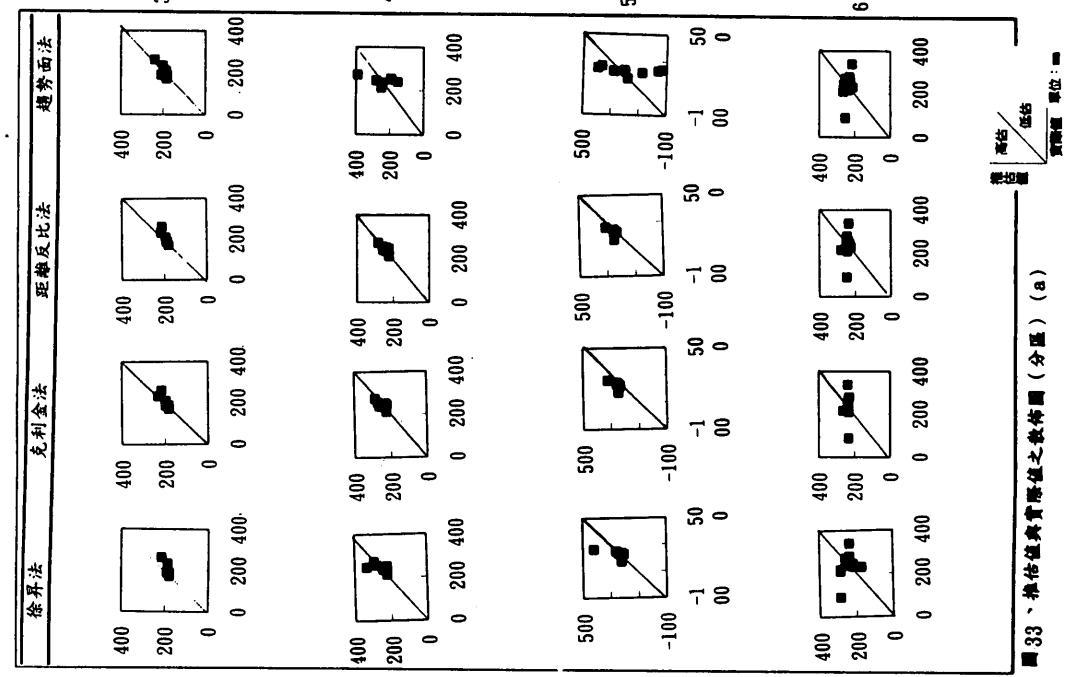
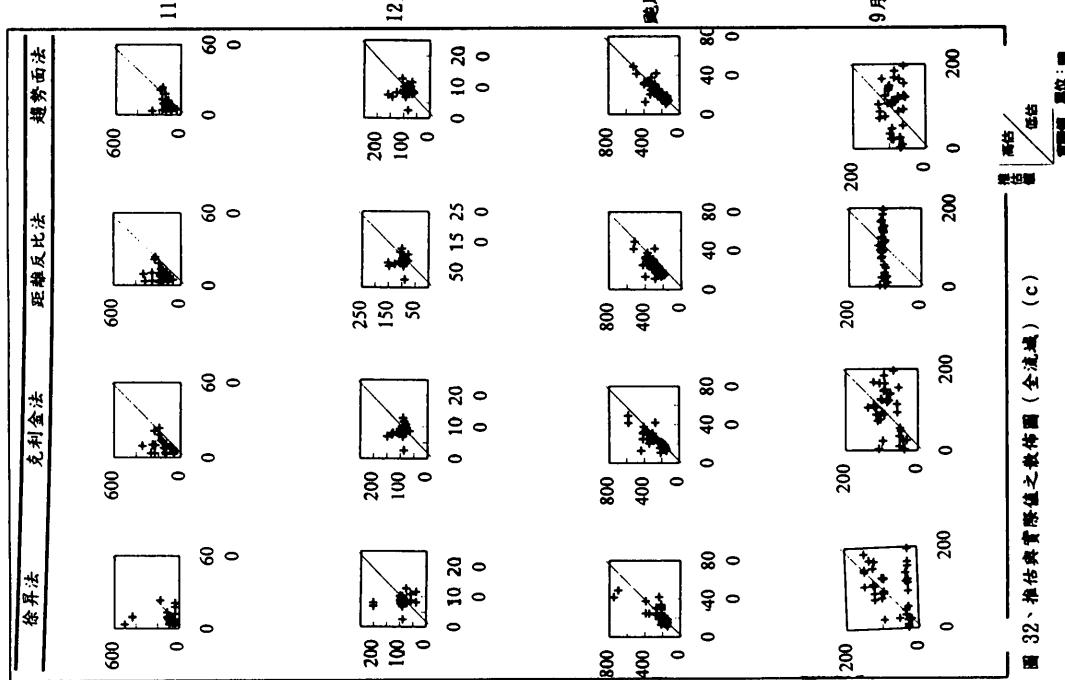


圖 31、寶莉颱風雨量推估結果展示圖（全流域）(m)





桶後、大桶山一帶，整個新店溪均累積了相當多的雨量，陽明山一帶雨量亦多，但範圍較小。空間集中性較緩和。

14.1992年9月20、21日：颱風外圍環流與東北季風雙重影響降雨（圖31n.）

（泰德）颱風外圍環流與東北季風雙重影響降雨，大屯山區西側因背東北氣流，雨量記錄較少，大雨區分佈於新店溪，而大漢溪大雨區僅限於迎東北氣流之山區，驗證東北氣流的導引作用。

由以上分析可知，新店溪颱風期總雨量最多，是因為本流域的西北方，高度在200公尺以下的桃園台地，為淡水河流域分水嶺的最低部份，故由彭佳嶼與基隆間海域通過之西進颱風，使本流域之西北缺口納入豐富水汽，形成西北風，經過集水區東南高山地形之抬舉作用，形成暴雨（郭文鑠等，1979）。故新店溪流域雨量對整個淡水河洪水預報而言，為主要的關鍵。

而基隆河流域分水嶺因東北及西邊均鄰接海岸，颱風氣流得能順利進入，而大屯山附近山峰連接高約1000餘公尺突起於平原，故無論任何風向之颱風均有一暴雨中心在大屯山附近。

（三）雨量值的驗證

本研究以三組資料來驗證所推估的雨量，可分成：月雨量、個案事件雨量、颱風降雨總量的驗證，前兩者驗證點推估，後者驗證降雨總量。

月雨量及個案事件雨量中，將中央氣象局等單位測站當作基本站網（Base Network），而以丘逸民（1994）在台北盆地建立55個自動雨量站，由1992年3月1日起至1992年12月31日進行密集的時雨量觀測站網當作測試站網（Test Network），累加成月雨量及降雨個案事件的總雨量，驗證區在大漢溪中下游至台北盆地。

颱風雨量的驗證是以新店溪的翡翠水庫集水區作為驗證的對象。此水庫的壩址位於北勢溪下游，距台北市約30公里，於民國75年3月完成，集水區面積303平方公里。

選定近年來影響台灣北部的亞伯颱風（1990）、寶莉（1992）颱風2個個案之翡翠水庫累計進流量來驗證颱風降雨總量。

1.月雨量的驗證：

（1）不分區推估的結果：考慮流域的整體性，故先以不分區來推估。

1.推估與實際值之散佈圖——可看出個別差異

推估值與真值之關係可繪成推估與實際值之散佈圖，圖中有一對角線，當推估值與真值之關係位置（點）越接近此對角線時，表推估的結果越好。

而位於對角線下方者為低估，位於對角線上方者為高估。

徐昇法由於以測站中心點為範圍內的雨量值，在各測站點上會隨著中

心點造成極端值，故如欲從事某地的水利工程規畫或排水設計時，便不適用此法。例如，5月時（圖32a.），吳興及大安兩站就高估許多，6月時，新民及長春兩站高估，溪山站低估甚多，8月格致站高估，9月溪山及中正站的高估（圖32b.），10月、12月新民及格致站高估，11月新民及和平、大安站高估（圖32c.），其他推估法亦有誤差，但從散佈圖中可看出不致有如此大的極端值產生。

整體而言，7月、8月及颱風的推估，各種方法都比較接近對角線。

由以上結果可看出差異性大的地點大都位於台北盆地北緣及盆地東南。

2. 推估值與驗證值的平均誤差——可看出整體誤差

將各推估值與驗證值相減後取絕對差值的平均，即為推估值與驗證值的平均誤差。本研究將平均誤差最小者，視為較好的推估法。

從表7. 數值上可出，克利金法平均誤差較小的月份數與趨勢面法一樣多，但趨勢面法容易造成極端值，不分區時，因驗證測站多位於台北盆地故無法凸顯其邊緣誤差，在分區推估時就可顯現出來，為避免偏差使用時須注意此現象。

表7 各種推估法的平均誤差 單位:mm

月份	徐昇法	克立金法	距離反比法	趨勢面法
3	26.83	28.21	30.76	28.51
4	49.21	28.00	26.49	29.34
5	38.64	20.02	21.36	31.25
6	56.37	48.76	45.39	46.20
7	29.49	21.32	24.05	19.13
8	93.52	81.82	99.90	79.83
9	87.22	83.81	84.24	87.86
10	93.33	78.01	94.01	54.45
11	78.34	64.58	90.29	62.46
12	28.14	21.52	21.97	23.94
颱風	58.29	54.72	74.58	46.05

(2) 分區推估的結果：（分區可凸顯雨量區域性，使推估更正確）

以相關連線法所劃分的雨區為基礎，來推估雨量值，分區後各種方法的誤差值均有顯著降低（以大漢溪中下游至台北盆地為例）。

1. 推估與實際值之散佈圖：

因為區域較小，趨勢面法的缺點就突顯出來，常常造成極端值甚至負

值，如，5、8月二重及正義站的負值（圖33a.,33b.），9、11月重慶站的負值（圖33b.,33c.），這些站均是位於此推估區的邊緣區。克利金法及權重法誤差較小。徐昇法同樣地，隨著中心點造成極端值，6月長春站的高估，8月中正站高估、9月溪山站的高估、10月重慶及清水站的高估、12月頂埔站的低估及永平站的高估。整體而言，仍以颱風事件的推估結果最佳。

2.推估值與驗證值的平均誤差（表8.）：

分區後以克利金法及權重法誤差較小。

**表8 各種推估法的平均誤差值
(分區)**

單位:mm

月份	徐昇法	克立金法	距離反比法	趨勢面法
3	20.33	13.90	14.97	18.57
4	24.31	17.83	10.57	51.59
5	28.98	25.73	24.38	112.37
6	53.57	37.36	39.62	44.09
7	17.14	17.35	18.02	18.94
8	77.45	66.91	76.07	98.31
9	72.06	62.51	55.97	127.53
10	56.49	37.42	35.96	26.26
11	66.75	59.41	57.69	165.31
12	15.89	13.63	14.43	23.62
颱風	35.32	39.86	37.11	78.65

2.個案事件的雨量驗證：

14次的個案中（圖34a.,34b.,34c.），有7次以克利金法較佳（表9.），次數最多。其中大致以雨量較具空間集中性者以克利金法較佳，尤其是氣團雷雨的個案中，克利金法推估結果明顯較佳。徐昇法及趨勢面法同樣地有許多極端值。以散佈圖而言，克利金法的分佈形態較近對角線（如：6月13日、8月20日、9月7日等）。

鋒面雨其降雨形態，在空間分布上較為均勻，無法看出雨量在空間之變化情形，較不適合克利金法，適合距離反比法，而雷雨受鋒面影響較小，較能代表雨量在空間的變化情形，適合克利金法。

將以上統計歸納成表10.，發現推估結果較佳總次數仍以克利金法最多，距離反比法其次。

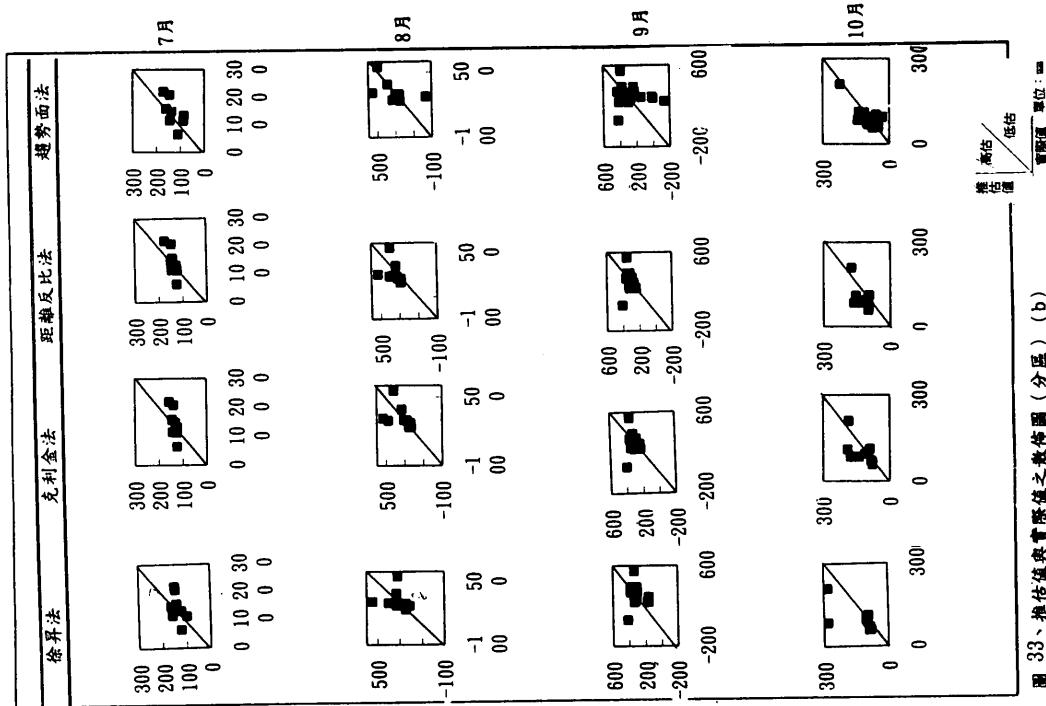


圖 33、推估值與實際值之散佈圖（分區）(b)

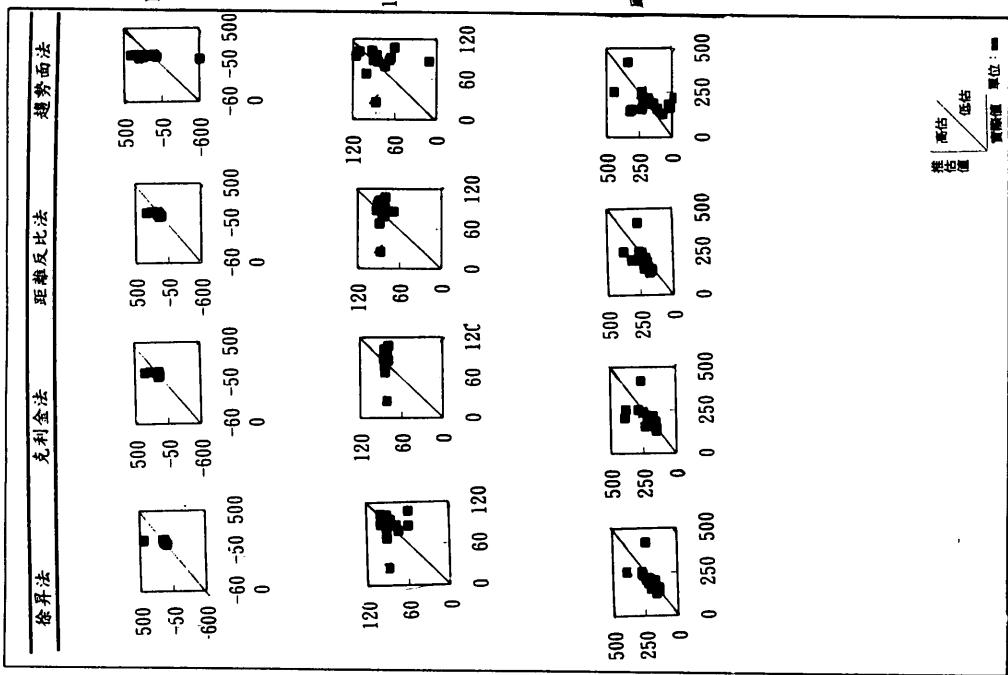


圖 33、推估值與實際值之散佈圖（分區）(c)

表9 各種推估法的平均誤差（個案事件） 單位:mm

暴雨事件	徐昇法	克利金法	距離反比法	趨勢面法
5月1日	11.12	11.96	16.87	9.22
5月15日	11.17	10.13	9.77	10.28
6月3日	10.25	8.69	12.07	11.94
6月13日	23.73	15.91	18.18	22.13
7月2日	19.54	15.34	25.67	17.35
7月8日	22.80	15.15	13.46	14.79
7月17日	15.97	11.92	12.74	14.01
7月19日	5.19	5.44	8.35	7.34
8月14日	10.41	16.65	16.96	21.20
8月20日	18.38	11.90	15.98	14.68
8月31日	11.43	10.20	9.85	8.31
9月7日	16.73	11.78	18.74	17.33
9月20日	42.22	40.90	43.25	49.05

表10 各月份及降雨事件中較佳推估的次數統計表

		徐昇法	克立金法	距離反比法	趨勢面法
大尺度	東北季風雨	10 -3月	—	—	—
中尺度	颱風雨	7 - 9 月	—	—	—
	降雨個案	8月26日	—	—	—
	降雨個案	9月20日	—	—	—
	熱帶低壓雨	7月8日	—	—	—
	降雨個案	8月20日	—	—	—
	滯留鋒雨	4 - 6 月	—	—	—
	降雨個案	5月15日	—	—	—
	氣團雷雨				
	降雨個案	5月1日			—
	降雨個案	6月3日	—		
	降雨個案	6月13日	—		
	降雨個案	7月2日	—		
	降雨個案	7月17日	—		
	降雨個案	7月19日	—		
	降雨個案	8月14日	—		
	降雨個案	8月31日			—
	降雨個案	9月7日	—		
小尺度					
	合計	4	11	6	3 次

3. 颱風雨量的驗證：

颱風雨量以近年來影響台灣北部的颱風，選定翡翠水庫亞伯颱風（1990）、寶莉颱風（1992）個案之水庫累計進流量（Inflow，將集水區之降水量匯合成流，在流入水庫頂點開始，估計其入流量）來驗證。其中亞伯颱風於1990年8月29－30日暴風圈掃過台灣北部地區，造成北部豪雨成災，翡翠水庫第一次洩洪。

首先，以GIS網格系統（GRID）推估各網格空間之雨量（圖35.），每格代表其雨量值，累加網點雨量，得出總面積降雨深度，再與網格面積相乘，即得整區之降雨總量（表11.,12.），如再以全面積除之，即得平均面積雨量。

表11 亞伯颱風事件之推估總雨量

1990年	累積雨量(m^3)
徐昇法	113464191.1
距離反比法	108215531.3
克利金法	115699555.0
趨勢面法	119193195.3
水庫累積入流量(m^3)	90733824

表12 寶莉颱風事件之推估總雨量

1992年	累積雨量(m^3)
徐昇法	174072143.3
距離反比法	162249609.5
克利金法	172339031.3
趨勢面法	176222875.0
水庫累積入流量(m^3)	137747988

驗証時，以水庫總進水量除以降雨總量，即得洪水逕流係數（表13.），逕流係數與土地利用的情形有關。

翡翠水庫的土地利用多屬已開發之農耕地，一般以茶樹、果樹為主。但近年來，由於水庫周邊及集水區，林地砍伐轉作、茶園翻耕、屋舍改建、公路拓寬、林地遭剷濫建道路、河川地填築用地、攔沙壩工程施工等現象，將水土破壞，土地利用改變，故逕流係數應該略有增加（翡翠水庫操作年報，1992）。

驗證結果克利金法、距離反比法、趨勢面法推估的逕流係數均增加，徐昇法的逕流係數雖無增加，但各種方法間差異不大。顯示降雨總量的推估可能由於面積平均的效果，變化小造成各種方法差異不大。日後，作降雨總量的驗證時，應將颱風個案次數增加來研究，以便歸納出更明確的結論。

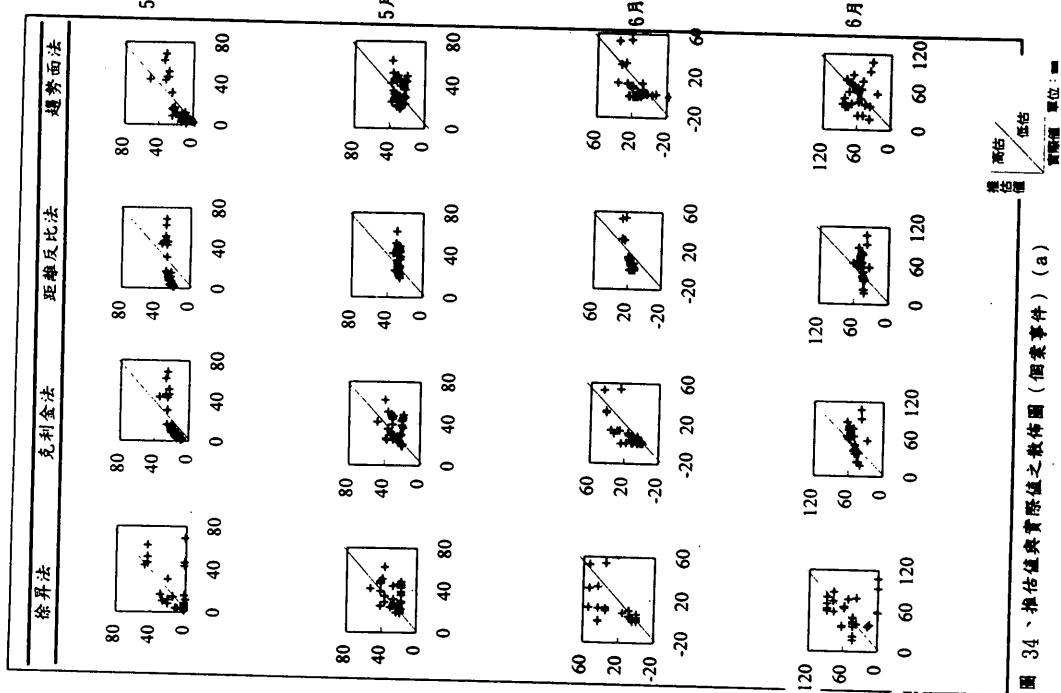


圖 34、推估與實際值之散佈圖（個案事件）(a)

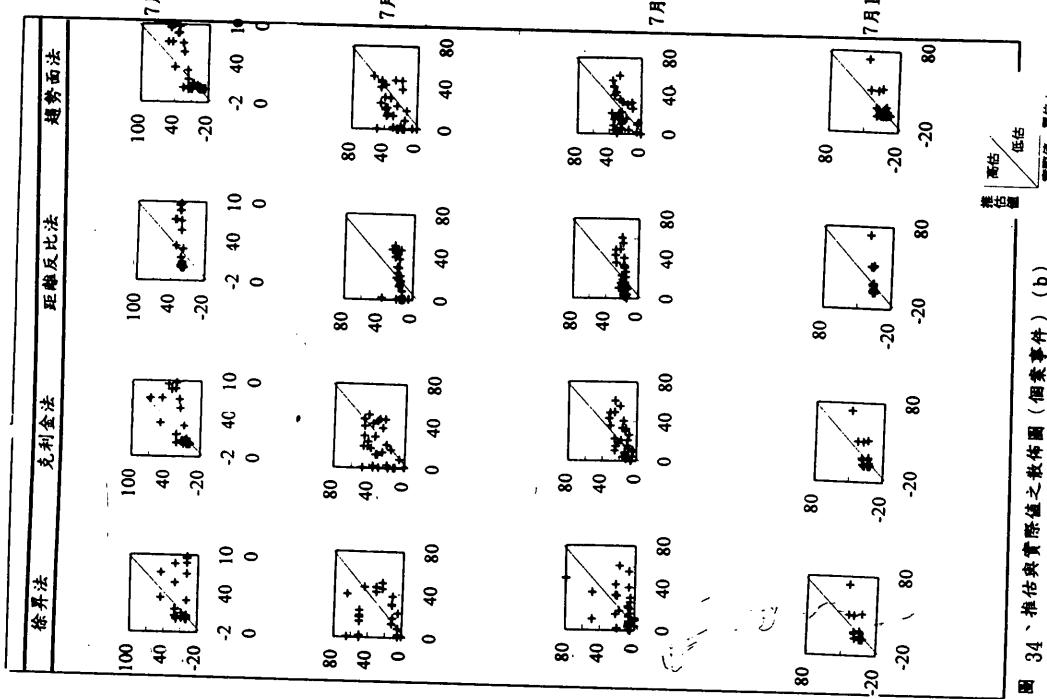


圖 34、推估與實際值之散佈圖（個案事件）(b)

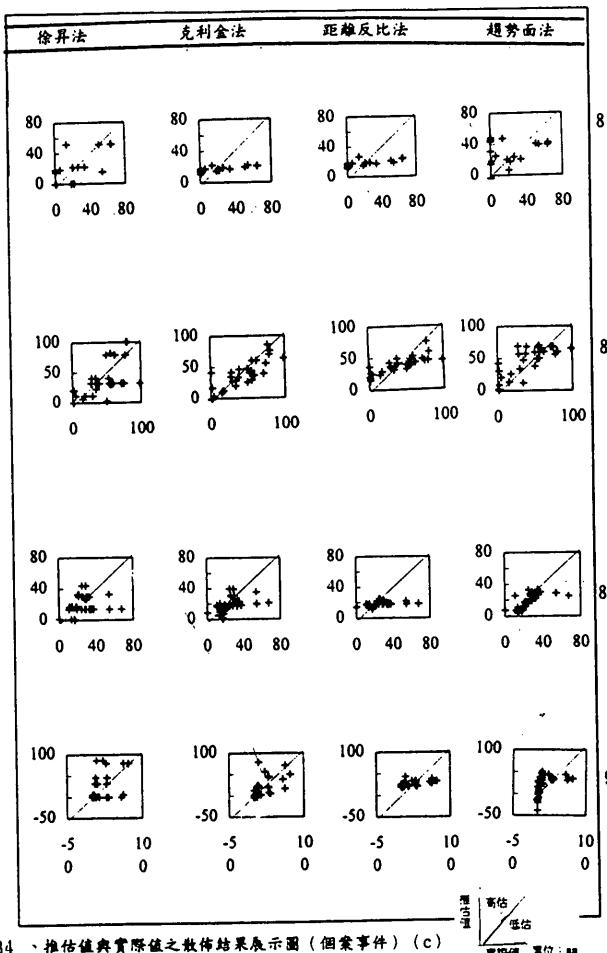


圖 34、推估值與實際值之散佈結果展示圖（個案事件）(c)

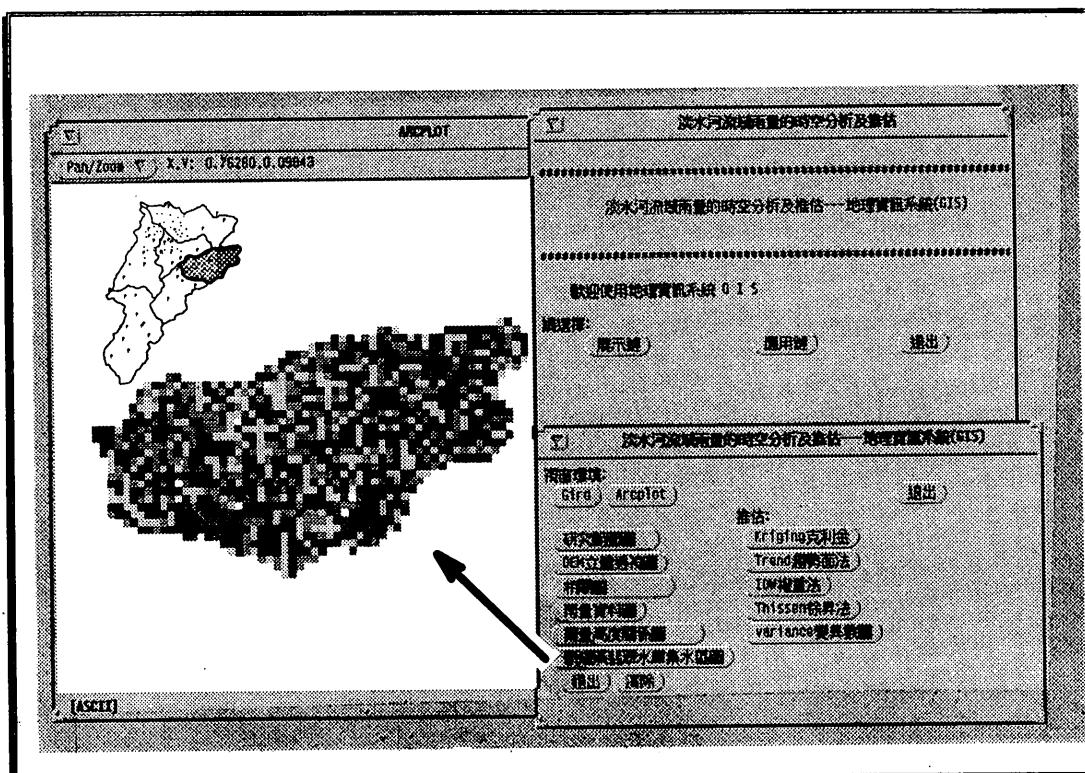


圖 35、網格雨量示意圖（翡翠水庫集水區）

表13 洪水逕流係數值

	1990	1992
徐昇法	0.80	0.79
距離反比法	0.84	0.85
克利金法	0.78	0.80
趨勢面法	0.76	0.78

六、討論及結論

壠

(一) 各推估法在淡水河流域的適用性 - 推估準則的建立

由於欲獲得更多的測站數並不容易，故樣本數僅有49個，各種方法間的差異似乎不大。不過，推估準則大致可歸納成下列幾點：

1. 以使用目的而言：

(1). 徐昇法：

如僅需求淡水河流域平均雨量無需檢查各點雨量狀況，迅速計算流域水資源時，使用徐昇法不失為一種簡便法。

(2). 趨勢面法（多項式法）：

較不穩定，故趨勢面的主要功能並不在於推估各點的值，而在於說明淡水河流域雨量的分佈規律及態勢。但如推估區較大，推估點不位於邊緣區時，也可用此法。

(3). 距離反比法：

距離反比法具有移動平均的效果，但距離反比法未能獲知各地的誤差情形。如欲推估洪水本法較不適用，因本法僅適於地形較平坦的地方。

此法計算過程簡單，如欲簡便計算時可用此法。在推估淡水河流域的雨量時，次數宜低，以顯示區域性。

(4). 克利金法：

較能整合多項資訊，提供可靠的推估值。且如淡水河流域平均雨量及各地雨量變化同屬重要，或地形起伏甚大及雨量站分布疏密懸殊之地，或水文工程上需推估流域內任意點的雨量時，可用克利金法。且可根據變異數大小，作為評估雨量站網設置的依據。

2. 以雨型而言：

推估月雨量時，由於長延時降雨，其影響面積較廣，時間與空間之變化量，往往不如短延時降雨可觀。此外，長時間累積之總降雨深度可能包括多種雨型，於統計上有平均作用，時空之變異程度相對降低，空間變化結構不明顯，導致各

方法差異不大。無法看出季節的適用性，各種方法差異不大，但使用克利金法、距離反比法，較不會有極端值出現。今後可分冬半季及夏半季來探討即可。

以雨型而言，氣團雷雨因為空間變異性大，變化結構較明顯，以克利金法較佳。而界面性的鋒面雨使用距離反比法，誤差較小。颱風雨似乎以克利金法推估結果較好，但個案數太少，有待更多的個案來驗證。

3.以區域適用性而言：

推估淡水河全流域，不分區時，以克利金法較佳。如使用趨勢面法時，必須將邊緣區誤差值大者，斟酌捨棄。分區推估結果優於不分區，顯示淡水河流域降雨有區域性。對照各月份及降雨事件中較佳推估的次數統計表（表10.）及等雨量線圖中降雨個案的位置，發現如果雨量集中於新店溪及台北盆地時，多以克利金法推估結果較佳。另外，測站不足區，特別是台北盆地北緣的盆邊，驗證丘逸民（1994）所設測站的雨量值來看，也以克利金法為佳，也可說明低度測站時以克利金法較好。如果，降雨多為鋒面雨，且集中於淡水河流域西半部大漢溪下游地區時，因為此區地形較為平坦，雨量分布較為均勻，以距離反比法較好。

(二)結論

本文以淡水河流域的雨量為對象，GIS為推估分析的介面及工具，探討流域內雨量的空間特性，進行雨量推估，並加以驗證。首先，以GIS為介面，設計雨量推估環境資料庫系統；其次，分析流域內的地文環境及蒐集各單位之基本站網及測試站網資料，比較各種推估法的適用性，整理統計各種雨量資料；最後，分析淡水河流域的時空特性及進行雨量推估驗證，結論如下：

1.GIS雨量推估整合系統

本系統設計了GIS雨量推估整合系統，可將複雜的推估法及資料間的關聯予以整合成單一系統，除展示結果外，更可提供日後相關使用者一個方便、迅速更新的工具系統。對及時的降雨深度，不需依賴複雜的氣象變化，能簡單迅速地加以推估。

2.淡水河流域降雨變化的時空特性

(1).淡水河流域雨型的大氣幅度頗為複雜，從macro- β 至mecro- γ 都有。空間變異與尺度大小較無關僅與雨型本身是否受局部地形影響較有關係。本流域降雨的空間差異，以東北季風及氣團雷雨變異性最大。

(2).雨型的地域分佈：

淡水河流域冬半年(11月-3月)間，雨量中心之位置與全年的平均位置相吻合。雷雨發生頻率多分佈於台北盆地以南延伸至大漢溪中下游一帶及新店溪流

域較多，淡水河流域的北部及西北，尤其是竹子湖一帶，雷雨極少。

往後若能取得更多年的驗證資料，建立變異模式參數資料庫（例如：一月的影響範圍是介於多少公里之間，各種雨型影響範圍是介於多少公里之間），以使推估法應用更為廣泛便捷。

以上的準則，是驗證點雨量的結果，歸納如表14.。但面雨量的驗證，是以翡翠水庫的進流量來驗證，各種方法差別不大。日後，作降雨總量的驗證時，應將個案次數增加來研究，以便歸納出更明確的結論。

綜合以上討論，克利金法均有優於其他各法的現象，說明克利金法選定權重係數之方法，確實較佳。

不過仍有部份結果未盡理想者，如GIS克利金法之半變異圖為等向性，然降雨分布亦可能為非等向性，又克利金法假設未知點之估計值為其它已知觀測資料之線性組合，都是可加以改善之處，故建議今後可考慮以推估值為可用測站之非線性組合之克利金（Disjunctive Kriging method）來探

表14 淡水河流域推估準則表

	最佳法:	明顯 不明顯
以使用目的而言：		
欲迅速推估但欲繪等雨量線	—	
流域內洪水推估	—	
設計流域站網時	—	
欲得知流域內各地的變異數	—	
得知流域的分佈趨勢		—
流域任一點的推估	—	
流域內的面推估 (快速計算水資源) 無須繪等雨量線	—	
以雨型而言： (點推估)		
各月雨量	---	---
氣團雷雨 (具空間集中性者)	—	
鋒面雨 (具空間均勻性者)		—
颱風	---	
東北季風	---	
以地區而言： (點推估)		
地形平體坦者 (大漢溪下游_台北盆地西半部)	—	
地形起伏大(新店溪流域)	—	
雨量站稀疏之地 (台北盆地北緣)	—	
台北盆地東南盆地邊	—	

附記

本文為作者之國立台灣師範大學地理研究所碩士論文（84年6月）摘錄而成。曾於第四屆ESRI暨ERDAS User Conference研討會中發表。全文得以完成，承蒙周學政老師及系所師長的指導，特此感謝。

參考文獻

一、中文部分

- 王鴻賓（1966）：台灣之颱風與淡水河流域之暴雨，台灣銀行季刊，15卷1期，pp.246~285。
- 王如意、易任（1987）：應用水文學（上、下），台北：茂昌。
- 邱逸民（1994）：台北盆地降雨時空特性的研究，台灣師範大學地理研究所博論。
- 邱逸民（1994）：降雨時空特性及相關課題的初步探討，中國地理學會，22期，pp.77~93。
- 易任（1977）：區域性參數與極值水量推估之初步研究，台灣水利，25卷1期，pp.43~59。
- 易任（1990）：主成分分析與群集分析應用於淡水河流域空間降雨之研究，第五屆水利工程師研討會論文集，pp.122~135。
- 周根泉（1964）：台灣地區暴雨特性之研究，氣象學報，10卷2期，pp.52~63。
- 吳宗堯、陳正改（1978）：台灣北部地區豪雨特性之分析，氣象預報與分析，77期，pp.15~30。
- 吳宗堯、謝信良（1990）：現有颱風預報研究成果作業化之研究（三），行政院國家科學委員會防災科技研究報告79~37號。
- 施添福（1980）：論地理學的結構，思與言，17卷5期，pp.420~440。
- 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，pp.1~29。
- 陳世楷（1993）：區域化變數理論應用於斗六含水層流通係數變異性之研究，台灣大學農業工程研究所碩士論文。
- 梁薪善（1985）：地理學計量分析，中國文化大學出版部。
- 許敏楓（1993）：雨量空間變異及站網設計之研究，台灣大學農業工程研究所碩士論文。
- 郭文鑠、蔣志才、朱署光、胡亞棟（1979）：淡水河流域颱風降水量之分析，氣象學

報，25卷4期，pp.9~20。

戚啓勳（1986）：探討台北盆地對季風之修正效應，氣象學報，32卷3期，pp.89~97。

曲克恭、曾鴻陽（1989）：台灣北部豪雨時空分布特性，大氣科學，17卷5期，pp.237~255。

楊萬全（1993）：水文學，台灣師範大學地理系所，pp.70~93。

劉廣英（1990）：台灣地形與雨量分布關係之研究，天氣分析與預報研討會論彙編，中央氣象局主編，pp.365~377。

鄭士仁（1993）：降雨深度最佳估計方法之研究及其應用於雨量站網之規畫設計，台灣大學農業工程研究所碩士論文。

鄧天德（1982）：從地理觀點分析台灣降雨機率，華岡地學，2期，pp.5~50。

翡翠水庫操作手冊（1992）：台北翡翠水庫管理局。

二、外文部分

鈴木裕一（1981）：月降水量的空間相關與水文圖的精確度，地理學評論，54卷12期，pp.691~697。

Ahmed, S., Demarsily, G.(1987): "Comparision of geostatistical methods for estimating transmissivity using data on transmissivity and specific capacity", Water Resources Research, vol.23, no.9, pp.1717~1737.

Berry, B.J.L, Duane, F.M. (1968): Spatial Analysis, Prentice-Hall: Inc:Englewood Cliffs: New Jersey.

Burrough, P.A.(1986): Principles of Geographical Information System for Land Resources Assessment, Clarendon, Oxford.

Bastin, G., Lorent, B., Duque,C., Gevers,M.(1984): "Optimal Estimation of the Average Areal Rainfall and Optimal Selection of Rain Gauge Location", Water Resources Research, vol.20, no.4, pp.463~470.

Berdsson & Niemczyowicz(1988): "Spatial and temporal scales in rainfall analysis:some aspects and future perspectives", Journal of Hydrology, no.100, pp.293~313.

Chorley, R.J., Haggett, P.(1965): "Trend ~ surface Mapping in Geographical Research", Transactions Institute of British Geographers, no.37, pp.47~67.

Cliff, A.D., Ord, J.K. (1981): Spatial process: models and applications, Pion: London..

Chidley, T.R.E., Key, K.M.(1970): "A rapid Method of Computing Areal Rainfall", Journal of Hydrology, no.12, pp.15~24.

Chua, S.H., Bras, R.L.(1982): "Optimal estimators of mean areal precipitation in regions of orographic influence", Journal of Hydrology, no.57, pp.23~48.

- Creutin, J.D., Obled(1982): " Objective Analysis and Mapping Techniques for Rainfall Field: An Objective Comparison", Water Resources Research, vol.18, no.2, pp.413~431.
- Davis, J.C.(1986): Statistics and Data Analysis in Geology, Wiley, New York.
- Diskin, M.H.(1970): "On the computer evaluation of Thiessen weights", Journal of Hydrology, no.11, pp.69~78.
- Delhomme, J.P.(1978): "Kriging in the Hydrosciences", Advances in Water Resources, vol.1, no.5, pp.251~266.
- Dingman, S.L., D.M. Seely~Reynolds, R.C. Reynolds III (1988): "Application of Kriging to estimating mean annual precipitation in a region of orographic influence", Water Resour. Bull., no.24, pp.329~339.
- Fotheringham, A.S., Rogerson, P.A.(1993): "GIS and spatial analytical problems", International Journal of Geographical Information Systems, vol.7, no.1, pp.3~19.
- Huff, F.A., Spipp, W.L.(1969): "Spatial correlations of storm,monthly and seasonal precipitation", Journal of Applied Meteorology., no.8, pp.542~550.
- Hevesi, A.J.(1992): "Percipitation Estimation in Mountainous Terrain Using Multivariate Geostastics Part I :Structural Analys", Journal of Applied Meteorology, vol.21, no.7, pp.661~676.
- Kassim, A.H.M., Kottekoda, N.T.(1991): "Rainfall Network Design through Comparative Kriging Methods", Hydrological Sciences Journal, vol.36, no.3, pp.223~240.
- Lam, N.S.(1983): "Spatil Interpolation Methods:A Review", The American Cartographer, vol.10, no.2, pp.129~149.
- Lebel, T., Bastin, G., Obled, C., Creutin, J.D.(1987): "On the Accuracy of Areal Rainfall Estimation", Water Resources Research, vol.23, no.11, pp.2123~2134.
- Oliver, M.A., Webster, R., Gerrard, J.(1989): "Geostatics in physical geography. Part I :theory," Transactions of the Institute of British Geographers, vol.14, no.1, pp.259~269.
- Robinson, A.H., Bryson, R.A.(1957): "A Method for Describing Quantitatively the Correspondence of Geographical Distributions ", Annal of the Assocation of Americal Ggographers, no.47, pp.379~391.
- Sumner, G.N.(1983): "Seasonal Changes in the distribution of Rainall over the Great Dividing Range:General Trends", Aust. Met. Mag., no.31, pp.121~130.
- Tabios, G.Q. III ., Salas, J.D.(1985): "A comparative analysis of techaiques for spatial interpolation of precipitation". Water Resources Bulletin, vol.21, no.3, pp.365~380.
- Thiessen, A.H.(1911): "Precipitation averages for large areas", Monthly Weather Review,

no.39, pp.1082~1084.

Unwin, D.J.(1981): Introductory Spatial Analysis, London UK: Methuen.

Virdee, T.S., Kottekoda, N.T.(1984): "A Brief Review of Kriging and Its Application to Optimal Interpolation and Observation Well Selection", Hyrdrological Sciences Journal, vol.29, no.4, pp.367~387.