

國立中央大學

大氣物理研究所

碩士論文

利用中央大學雙偏極化雷達資料反求雨滴粒徑
分佈及降雨率方法的研究

研究生： 紀博庭

指導教授： 陳台琦 博士

中華民國九十四年七月



國立中央大學圖書館 碩博士論文電子檔授權書

(93年5月最新修正版)

本授權書所授權之論文全文電子檔，為本人於國立中央大學，撰寫之碩/博士學位論文。(以下請擇一勾選)

- ()同意 (立即開放)
()同意 (一年後開放)，原因是： _____
()同意 (二年後開放)，原因是： _____
()不同意，原因是： _____

以非專屬、無償授權國立中央大學圖書館與國家圖書館，基於推動讀者間「資源共享、互惠合作」之理念，於回饋社會與學術研究之目的，得不限地域、時間與次數，以紙本、微縮、光碟及其它各種方法將上列論文收錄、重製、公開陳列、與發行，或再授權他人以各種方法重製與利用，並得將數位化之上列論文與論文電子檔以上載網路方式，提供讀者基於個人非營利性質之線上檢索、閱覽、下載或列印。

研究生簽名：紀博庭

論文名稱：利用中央大學雙偏極化雷達資料反求雨滴粒徑分佈及降雨率方法的研究

指導教授姓名：陳台琦 博士

系所：大氣物理 所 博士 碩士班

學號：92621002

日期：民國94年7月13日

備註：

1. 本授權書請填寫並親筆簽名後，裝訂於各紙本論文封面後之次頁（全文電子檔內之授權書簽名，可用電腦打字代替）。
2. 請加印一份單張之授權書，填寫並親筆簽名後，於辦理離校時交圖書館（以統一代轉寄給國家圖書館）。
3. 讀者基於個人非營利性質之線上檢索、閱覽、下載或列印上列論文，應依著作權法相關規定辦理。

Abstract

High time resolution C-Band polarimetric Doppler radar data from the measurements of NANMADOL typhoon rain were analyzed to study the algorithms for retrieving rain rate. Before using the radar data, corrections such as: unfolding of differential phase shift(Ψ_{dp}) 、 correction of energy attenuation 、 correction of system bias were done. When compared with the raingauges, it showed that a better rain rate estimate result with the corrected polarimetric radar parameters.

A constrained relation between the shape(μ) and slope(Λ) parameters will appear when the drop size distribution(DSD) is assumed to be a gamma distribution. In this study, the constrained relation and two of the three radar parameters: reflectivity(Z_H) 、 differential reflectivity(Z_{DR}) and specific differential phase shift (K_{dp}) were used to retrieve the DSD and rain rate. The result showed that , the use of K_{dp} is much better than Z_H in heavy rain, and the retrieved accumulative rain agree with the measurements of raingauges very well.

摘要

本文的目的在建立中央大學雙偏極化雷達資料(C-Band)的處理流程以及對降雨估計法的研究。在資料處理方面，本研究對總差異相位差(Ψ_{DP})做了去折疊以及平滑的動作，也修正了水平回波(Z_H)、差異反射率(Z_{DR})的能量衰減問題，並針對 Z_{DR} 系統偏移部分提出一新修正方法，利用小雨滴區域的 Z_{DR} 平均值應為零當約束關係來修正 Z_{DR} ，接著再使用 Z_H 、 Z_{DR} 、比差異相位差(K_{DP})三參數的相依關係式反求一理想之 Z_H ，和觀測的 Z_H 比較來修正 Z_H 系統偏移，使用本研究修正過的 Z_H 、 Z_{DR} 能大幅改善降雨率的估計。

在降雨估計法方面，除了使用以往的經驗公式求降雨率外，並嘗試了先反演雨滴粒徑分佈再推估降雨率的方法。在假設 Gamma 雨滴粒徑分佈的情形下， μ 、 Λ 兩參數會有一約束關係存在，本研究即利用此約束關係，搭配雙偏極化雷達的 Z_H 、 Z_{DR} 、 K_{DP} 三參數中的兩參數來估算雨滴粒徑分佈，進而推算降雨率，藉此來改善定量降水估計的精確度，各降水估計法的比較結果顯示，有使用 K_{DP} 此參數的降水估計法在強降水時表現最佳，而且使用 K_{DP} 組合的雨滴粒徑分佈反演法在反演降雨率的定量上表現最好。在雨滴粒徑分佈的反演方面，本文所使用的組合方法能掌握到雨滴粒徑的變化情形，但整體表現的比較，則有待日後作更多個案的分析。

致謝

兩年的黃金歲月，一眨眼，就在沈迷於研究雷達的樂趣中度過了。這篇論文能得以完成，首要感謝陳台琦老師帶領我進入氣象雷達這個神奇的領域，並且讓我對有興趣的題目自由發揮並適時給予指導，今天才能完成這個研究，也要謝謝廖宇慶老師平時的鼓勵與肯定，讓我越做越有成就感，還要謝謝林沛練老師、周仲島老師、邱台光主任、洪銘堅組長的寶貴意見，使本論文更加完善，當然，也要謝謝為雷達架設工程而辛勞奔波的每個人，因為有你們的協助，雙偏極化雷達資料才得以產生。

除此之外，要特別感謝偉裕學長共同參與此研究，讓論文的内容豐富了許多；還有老鶴學長這兩年在程式方面的協助；正紀學長和可愛的玉金長途跋涉取回雨量資料，慈先、忠瑋、小餅、雅茹、邦彥、啟文、柏翰、小達、韋迪和其他同學熱心回答我所遇到的疑問，還要特別感謝璋盛，讓我在學術以外的方面成長了不少；還有宜萍這兩年來對我的關心，也要謝謝雅婷、筱雯、崇華、佩娟、雅茜、毛毛和其他在中大所認識的朋友們，讓我的研究生活增添了不少歡樂色彩。

最後，要感謝父母親辛勤的栽培，今天我才能平順的走過這個學習階段。再次謝謝所有幫助過我的人，希望這份研究以後也能對其他人有所助益。

目錄

摘要.....	I
致謝.....	III
目錄.....	IV
圖表說明.....	VI
第一章：序論	
1.1：前言.....	1
1.2：文獻回顧.....	1
1.3：研究方向.....	4
第二章：資料來源	
2.1：觀測儀器.....	5
2.2：分析個案.....	6
第三章：雙偏極化雷達之參數	
3.1：回波(reflectivity factor).....	8
3.2：差異反射率 (differential reflectivity; Z_{DR}).....	11
3.3：差異相位差(differential phase shift)、比差異相位差(specific differential phase shift).....	11
3.4：相關係數(correlation coefficient; $\rho_{hv}(0)$).....	13
第四章：資料處理	
4.1：非氣象訊號的濾除.....	15
4.2： Ψ_{DP} 的處理以及 K_{DP} 之求取方法.....	16
4.3： Z_H 的衰減修正與 Z_{DR} 的差異衰減修正.....	23
4.4： Z_{DR} 的系統偏移修正.....	24
4.5： Z_H 的系統偏移修正.....	26
第五章：反演雨滴粒徑分佈及降水估計	
5.1： Z_H 、 Z_{DR} 、 K_{DP} 、 μ - Λ 關係式和雨滴粒徑分佈的關係.....	29
5.2： Z_H 、 Z_{DR} 、 μ - Λ 關係式反推雨滴粒徑分佈及求降雨率.....	30
5.3： K_{DP} 、 Z_{DR} 、 μ - Λ 關係式反推雨滴粒徑分佈及求降雨率.....	32
5.4：經驗公式求降雨率(R).....	33
5.5：使用理想參數比較降雨估計法.....	33
5.6：使用雷達觀測參數比較降雨估計法.....	35

第六章： 結論與未來展望	
6.1： 結論.....	41
6.2： 未來展望.....	42
參考文獻.....	43
表.....	45
附圖.....	46

圖表說明

表一：不同相關係數門檻值對應到的 Z_{DR} 平均值和樣本數。

表二：加上回波門檻值，不同相關係數門檻值對應到的 Z_{DR} 平均值和樣本數。

表三：不同 K_{DP} 門檻值對應到的 Z_H 系統偏移和樣本數。

表四： $R(Z,DR,\mu)$ 、 $R(KD,DR,\mu)$ 兩方法求出的 N_0 比較。

圖 2.1: (a)回波場在 2005/12/04 1 點 19 分(LST)的 PPI 圖，掃瞄仰角為 0.5° ，色標的值代表回波值，座標軸的中心點為中大雷達的位置，在雷達東方 50km 附近的三個黑色圓圈為雨量站位置。(b)~(d)：同(a)，但掃瞄時間依序為 12 月 4 日的 3 點 18 分、5 點 19 分、7 點 19 分(LST)。

圖 3.1: 雨滴降落時的示意圖，a、b 分別代表代表雨滴兩軸的一半長度。

圖 3.2: 不同相態水象粒子的軸比和 Z_{DR} 的相對關係圖。四條線分別代表雨滴、冰雹、軟雹、雪花在不同軸比和 Z_{DR} 的相對關係。(摘自 Bringi and Chandrasekar, 2001)。

圖 3.3: 雷達電磁波穿越降水區示意圖，A 點代表降水區裡離雷達較遠的觀測區，橘色區域為雷達發射的電磁波，紅線為雨滴散射的電磁波。

圖 4.1: (a)回波場在 2004/12/04 1 點 19 分(LST)的 PPI 圖，掃瞄仰角為 0.5° ，色標的值代表回波值。座標中心為雷達位置。(b):相關係數場在 2004/12/04 1 點 19 分(LST)的 PPI 圖，掃瞄仰角為 0.5° ，色標的值代表相關係數的值。

圖 4.2: 每個波束之 ϕ_0 的分佈統計圖。

圖 4.3: Z_{DR} 和 δ 的相對關係圖。摘自 Sarchilli and Gorgucci (1993)。

圖 4.4: 雷達觀測到的總差異相位差 Ψ_{DP}^m 隨距離的變化圖。

圖 4.5: δ 在不同溫度隨粒徑大小的變化圖。摘自 Zrnice et al.(2000)。

圖 4.6: 濾除 δ 以及對 Ψ_{DP}^m 去折疊的流程圖。

圖 4.7：(a)2004/12/04 3 點 26 分的回波場 PPI，仰角 0.5° 。(b)：2004/12/04 3 點 26 分的 Ψ_{DP}^m 場 PPI，仰角 0.5° 。

圖 4.8：(a) 2004/12/04 3 點 26 分在 99° 方位角單一波束之 Ψ_{DP}^m 隨距離的變化圖，PH 代表雷達觀測的總差異相位差，PU 代表經過去折疊處理的總差異相位差，PS 代表 PU 經過 17 點平滑後的情形，RH 為相關係數。仰角 0.5° 。(b)： 54° 方位角單 beam 的 Ψ_{DP}^m 隨距離的變化圖，代號意義同圖 4.8(a)。(c)： 2004/12/04 3 點 26 分經過去折疊後的 Ψ_{DP}^m 場 PPI。

圖 4.9： K_{DP} 求取的示意圖，X、Y、Z 代表相鄰的三個 gate，X 為靠近雷達的一端， r_g 為 gate 的間距，也就是雷達的距離解析度。

圖 4.10：(a) K_{DP} 和 A_H 的散佈關係。摘自 Bringi et al.(1990)。(b)： K_{DP} 和 A_{DP} 的散佈關係。摘自 Bringi et al.(1990)。

圖 4.11：(a)2004/12/04 3 點 26 分在 99° 方位角單一波束之四個資料場隨距離的變化圖，仰角 0.5° 。CZ 為回波場，DR 為 Z_{DR} 場，PS 為經過平滑以及去折疊的 Ψ_{DP}^m ，RH 為相關係數。橫軸為遠離雷達的距離。(b)：和圖 4.11a 相同，但有經過能量衰減修正。

圖 4.12：雷達在 2004/12/04 1 點 19 分的 0.5° 仰角 PPI，CZ 代表回波場，DR 代表 Z_{DR} 場，PH 代表 Ψ_{DP}^m ，RH 為相關係數。

圖 4.13：圖 4.12 中的 360° 方位角單一波束之四個資料場的變化圖。代號意義同圖 4.11(a)。

圖 4.14： Z_{DR} 系統偏移統計圖。

圖 4.15：約束關係推導的出的 \hat{K}_{DP} 和模擬的 K_{DP} 的比較圖。摘自 Scarchilli et al. (1996)。

圖 4.16：和圖 4.13 的代號意義相同，只是方位角改為 28° 。

圖 4.17：回波系統偏移統計圖。

圖 5.1：(a) μ 和 Z_{DR} 的相對關係圖。(b)： μ 和 $\frac{Z_H}{N_0}$ 的相對關係圖。(c)： μ 和 $\frac{K_{DP}}{N_0}$ 的相對關係圖。

圖 5.2 : (a)~(f): 降雨率的時變圖，圖中實線為雨滴譜儀的降雨率，'*'為各種降雨法所推估的降雨率，使用的降雨估計法標示在每張圖的右上角。

圖 5.3 : (a)~(d): 雨滴粒徑分佈比較圖，'*'為南港站雨譜儀實際觀測的雨滴粒徑分佈，實線為利用 $R(Z, DR, mu)$ 所推出的雨滴粒徑分佈。

圖 5.4: (a)~(f): 各降雨估計法在南港站反演的降雨率時變圖。

圖 5.5: (a)~(f): 各降雨估計法在四堵站反演的降雨率時變圖。

圖 5.6: (a)~(f): 各降雨估計法在石碇站反演的降雨率時變圖。

圖 5.7 : 三個雨量站的 ϕ_{DP} 隨時間的變化圖。

圖 5.8: 個案分析時間前三小時的累積雨量圖。

圖(5.9): (a)南港雨滴譜儀在 1:19 分觀測的四分鐘雨滴粒徑分佈圖。(b): $R(Z, DR, mu)$ 1:19 分在南港站上方 20 個資料點反演的雨滴粒徑分佈圖。(c) $R(KD, DR, mu)$ 1:19 分在南港站上方 21 個資料點反演的雨滴粒徑分佈圖。

圖(5.10): (a)南港雨滴譜儀在 1:56 分觀測的四分鐘雨滴粒徑分佈圖。(b) $R(Z, DR, mu)$ 1:56 分在南港站上方 20 個資料點反演的雨滴粒徑分佈圖。(c) $R(KD, DR, mu)$ 1:56 分在南港站上方 21 個資料點反演的雨滴粒徑分佈圖。

第一章 緒論

1.1 前言

因為雙偏極化雷達比都卜勒雷達的觀測參數更能精確的估計降水以及瞭解雲物理現象，世界先進國家在近年來已逐漸推動將研究用之雙偏極化都卜勒雷達應用於天氣觀測與預報的實際作業中。

使用氣象雷達做大面積的降水估計已有數十年之歷史，但在定量降水估計的準確度方面仍有待改進，此乃因一般氣象作業用之雷達只能用單一偏極化的電磁波來估計降水，準確度深受雨滴粒徑變化所影響，此為主要誤差來源。雙偏極化雷達的特點在於它能同時發射水平及垂直偏極化的電磁波來做觀測，因此能獲得雨滴在解析體積內的統計資訊，例如：大小和形狀，在降雨估計方面自然能有所改善。本研究利用中央大學之 C-Band 雙偏極化雷達資料嘗試反演雨滴粒徑分佈，希望能藉由提供較準確的資訊來改善降雨率的估計，並做降雨估計法的探討。在 Z_{DR} (differential reflectivity) 系統偏移(system bias) 修正方面也另行提出一修正方法，希望藉此改善觀測資料之品質。

1.2 文獻回顧

在雲物理方面，雙偏極化雷達具有辨識水象粒子(hydrometeor)型態(phase)的能力，如冰雹、過冷水或冰晶等分類。理論上，當觀測區充滿翻滾冰雹時的 Z_{DR} 是趨近於零的，Wakimoto and Bringi(1988) 分析 MIST (Microburst and Severe Thunderstorm) 計畫的觀測資料

(1986年7月20日)發現，在對流降水區裡的 Z_{DR} 垂直剖面都為正值，但有一狹窄區域內的 Z_{DR} 值相對較小並且趨近於零(Z_{DR} hole)，而該區域仍有強回波 Z_H 存在，並且與下冰雹的區域重疊，證明了使用 Z_H 搭配 Z_{DR} 來判斷冰雹存在的準確性。而在 CaPE (Convection and Precipitation - Electrification)實驗中(1991年8月9日)，由飛機穿越雷雨對流胞的採樣發現，飛機所採樣的水象粒子型態與利用雙偏極化雷達參數(Z_H 、 Z_{DR})推估的結果有很好的的一致性，而這些推估的降水粒子型態能輔助解釋雷雨發展的動力狀態以及雲水含量等雲物理資訊 (Bringi et al. 1997)，此實驗中也證明了搭配 LDR (Linear Depolarization Ratio) 此參數可容易的判斷何處為冰水混合區。在 MCTEX (Maritime Continent Thunderstorm Experiment) 中，Zeng(1998)亦利用雙偏極化雷達參數(Z_H 、 Z_{DR} 、 K_{DP} 、 LDR)互相搭配，對降水粒子做分類，用以解釋澳洲北部雷雨(當地居民稱這些雷雨為 Hectors)雙層內部氣流的成因，這都顯示了雙偏極化雷達在雲物理方面的強大功能和貢獻。

由於多觀測參數，雙偏極化雷達除了能改善降雨估計外，還有反求雨滴粒徑分佈的潛力。 Seliga and Bringi(1976)指出，在假設指數型態(exponential form)雨滴粒徑分佈之下，可以利用 Z_H 和 Z_{DR} 反求雨滴粒徑分佈，進而估算降雨率，Seliga and Bringi(1978)也指出，使用單位距離的 ϕ_{DP} (differential phase shift)變化搭配 Z_{DR} 也可以達相同目的。但使用 Gamma 雨滴粒徑分佈(Gamma DSD)的假設才能較好的描述自然界的雨滴粒徑分佈情形(Ulbrich, 1983)，然而 Gamma DSD 有三個控制參數待決定，並非容易從雷達觀測參數求得，因此後來的研究大都採用兩種方式來求降雨率(R)，一種是預先假設雨滴粒徑的變

化範圍，然後藉由模擬的方式去擬合(fit)出降雨率和雷達參數的關係，再由對應到的關係式求降雨率，另一種是直接透過現場觀測(in situ measurement)資料來找出降雨率和雷達參數的關係，然後利用擬合出的關係式求不同降水事件降雨率，如： $R(Z_H, Z_{DR})$ (Keenan et al.,2000), $R(Z_{DR}, K_{DP})$ (Keenan et al.,2000), $R(K_{DP})$ (Sachidananda and Zrnica, 1987)等，雖然這些公式估計降雨的準確度比單使用 $R(Z)$ 提升許多，但當降水系統的雨滴粒徑分佈和當時用來擬合降雨公式時的雨滴粒徑分佈有較大落差時，準確度就會跟著降低。 Zhang et al.(2001)、Brandes et al.(2003)指出，Gamma DSD 的形狀(shape)和斜率(slope)兩控制參數間有一約束關係存在，他們即用此約束關係(constrained- gamma)搭配 Z_H 、 Z_{DR} 反求 Gamma DSD 以及降雨率，反演結果和雨滴譜儀有良好的一致性，Bringi et al.(2002)使用 Z_H 、 Z_{DR} 、 K_{DP} 三參數，先反推雨滴軸比(axis ratio)關係，接著再反求 Gamma DSD 及降雨率，然而 Z_H 、 Z_{DR} 、 K_{DP} 三參數並非完全獨立不相關(Scarchilli et al. 1996)，而且 Bringi et al.(2002)的方法對 K_{DP} 的誤差很敏感，因此目前還是以使用 Zhang et al.(2001) 的方法來反演雨滴粒徑分佈和降雨率較佳(Brandes et al. 2004)。

張(2002)、林(2004)等人已利用部屬在北台灣的雨滴譜儀對近幾年的降雨事件做過統計分析，他們對降雨事件雨滴粒徑分佈的分析可作為偏極化雷達反演結果的參考依據。

在定量使用 Z_H 、 Z_{DR} 以前，必須先對觀測誤差做修正，包含了電磁波能量衰減及系統偏移兩部分。 Bringi et al.(1990)指出可利用 K_{DP}

和 Z_H 的衰減量以及 Z_{DR} 差異衰減量固定的線性關係來修正能量衰減問題，系統偏移則可利用 Z_{DR} 對降水粒子的基本特性作修正，如：Gorgucci et al.(1999), 鳳(2002), Vivelanandan et al.(2003)等，但這些方法需有垂直觀測的掃瞄策略或觀測到足夠的軟電才能使用。

1.3 研究方向

使用經驗公式或者先反演雨滴粒徑分佈都可計算出降雨率，但本研究希望能獲得降雨率以外的資訊，所以利用約束的 Gamma 關係來反演雨滴粒徑分佈以及降雨率，除了使用與 Zhang et al.(2001)相同的組合(Z_H 、 Z_{DR} 、Gamma 約束關係)之外，本研究另外做了不同參數的組合(K_{DP} 、 Z_{DR} 、Gamma 約束關係) 做測試，期望能改善大降雨時的反演結果。

在 Z_{DR} 系統偏移的修正方面，因為本研究使用的觀測資料並未做高仰角的掃瞄，使用過去的方法作修正會有困難，因此另行提出一低仰角掃瞄策略就可使用的修正法，期望在大部分的情形下都能做 Z_{DR} 的修正。

第二章 資料來源

本章介紹用來觀測天氣系統的儀器以及對分析個案作說明，本研究使用中央大學 C-Band 線性雙偏極化都卜勒雷達來做觀測並做雨滴粒徑分佈和降雨率的反演，並使用南港站的雨滴譜儀和石碇、四堵兩個自動雨量站的傾斗式雨量計所觀測到的降雨率作為降雨估計的驗證，分析個案為受南瑪都颱風影響而在台灣東北部所產生的降水。

2.1 觀測儀器

中央大學已於 2004 年 11 月底完成 C-Band 線性雙偏極化雷達的升級工作，為台灣首座且為目前唯一的一座雙偏極化雷達，雷達架設於中央大學科二館樓頂，標高 188m，波長 5.3125cm。此雷達目前可觀測的參數有 Z_H 、 Z_{DR} 、 Ψ_{DP} (total differential propagation phase shift)、 SW (spectral width)、 V_r (radial wind) 以及 $\rho_{hv}(0)$ (correlation coefficient)。在個案分析期間，雷達以 150km 為掃瞄範圍，距離解析度為 250m，因為當時還在做測試性的掃瞄階段，所以只使用低仰角掃瞄策略，掃瞄仰角分別為 0.5° 、 1° 、 2° 、 3° 、 4° 及 5° ，完成一次體積掃瞄(volume scan)約需三分五十秒。雨滴粒徑分佈和降雨率的反演皆採用中大雷達的資料。

因為個案分析期間強降水主要產生在雷達東北方，因此在雨滴譜儀的部分使用了南港站一維雨滴譜儀的資料。降雨率的驗證部分，除了南港站外，還挑選了石碇、四堵此兩個自動雨量站，利用傾斗式

雨量計做四分鐘的平均降雨率來做比較，挑選這兩個雨量站時有幾個考量：1. 兩個自動雨量站在觀測期間的累積雨量皆超過 100mm，可以比較降雨估計法在強降水時的反演結果。2. 雨量站的位置靠近雷達，四堵站距雷達 56.5km，石碇站距雷達 47.6km，雷達用 0.5° 仰角的掃瞄資料計算降雨率就能和兩個雨量站做比對，雷達的觀測區和雨量站的最高高度落差在 408m 以內，這可以減少雷達和雨量計的採樣落差。3. 各站不相鄰，即採集的雨滴樣本獨立。4. 避掉選取處在地形以及訊號雜亂不連續的區域中的測站。兩個自動雨量站是依照上述四個原則所挑選出來的，從圖(2.1a)可看到雷達和雨量站的相對位置，座標軸中心點的黑色圓圈代表中大雷達位置，右邊另外三個黑色圓圈由北而南分別代表南港、石碇和四堵這三個雨量站的位置。

有關一維雨滴譜儀資料由水利屬所提供，雨量計的資料由氣象局提供。

2.2 分析個案

根據中央氣象局公布的資料指出，南瑪都(NANMADOL) 中度颱風在 2004 年 12 月 4 日 7 點 40 分左右在屏東枋寮附近登陸，9 點 30 分左右從臺東太麻里附近進入臺灣東南部海面，為 1958 年到 2004 年中，唯一在 12 月侵襲台灣的冬颱，受到颱風環流與東北季風共伴效應的影響，北部及東半部有豪雨發生。本研究分析南瑪都颱風外圍雨帶在北台灣所產生的降水，分析時間為 2004 年 12 月 4 日 1 點 19 分到 11 點 56 分，共計十個半小時。圖(2.1a)為 12 月 4 日 1 點 19 分

的回波圖，圖(2.1b)、圖(2.1c)、圖(2.1d)分別為經過 2、4、6 小時以後的回波圖，從圖(2.1a)、圖(2.1b)可看出雨帶主要分佈在雷達的東北方，並且往東邊以及北邊移動，從圖(2.1c)、圖(2.1d)可看出在個案分析時間經過六小時後，已無明顯強回波存在，之後產生的都是弱降水。因為強降水雨帶通過南港、石碇和四堵這三個雨量站以後，接下來並無明顯雨帶再通過這些測站，所以這三個雨量站的強降水都發生在分析時間的前三個小時。

第三章 雙偏極化雷達之參數

因為雙偏極化雷達能同時發射水平和垂直偏極化方向的電磁波來做觀測，因此除了擁有原本都卜勒雷達能觀測的水平偏極化回波此參數外，還可得到水平和垂直兩不同偏極化方向回波的比值以及相位差的資訊，本章介紹降雨估計時會使用到的五個偏極化參數，包括回波、差異反射率、差異相位差、比差異相位差以及相關係數，關於徑向風等其他參數不多做解釋。

3.1 回波 (reflectivity factor ;Z)

根據雷達方程式(Battan 1973)，雷達接收到水象粒子所反射回來的平均電磁波功率，可表示成：

$$\bar{P}_r = \frac{C}{r^2} \times \frac{\lambda^4}{\pi^5} \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} \sigma(D_{eq}) N(D_{eq}) dD_{eq} ; C \equiv \frac{\pi^3 P_t G^2 \theta \phi \pi \epsilon_0}{16 \times 64 \lambda^2 \ln 2} \quad (3.1)$$

其中 P_t 為雷達發射電磁波的功率， λ 為電磁波波長， G 為天線增益， θ 、 ϕ 分別為水平、垂直波束寬角， D_{eq} 為水象粒子的等效粒徑 (equivolume diameter)， D_{\max} 為最大水象粒子的等效粒徑， D_{\min} 為最小水象粒子的等效粒徑， σ 為水象粒子的反散射截面 (backscattering cross section)， r 為水象粒子到雷達的距離，對同一雷達而言， C 為常數， $N(D)$ 為雨滴粒徑分佈函數。由(3.1)式可得：

$$\bar{P}_r = \frac{C|K|^2}{r^2} \times \frac{\lambda^4}{\pi^5 |K|^2} \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} \sigma(D_{eq}) N(D_{eq}) dD_{eq} \equiv \frac{C|K|^2}{r^2} Z \quad (3.2)$$

$$Z = \frac{\lambda^4}{\pi^5 |K|^2} \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} \sigma(D_{eq}) N(D_{eq}) dD_{eq} \quad (3.3)$$

其中 $|K|^2 = \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2$ 為水象粒子的介電因子(dielectric factor)，液態水的介電因子 $|K_w|^2$ 約為 0.928，冰粒子的介電因子 $|K_i|^2$ 約為 0.197， m 為水象粒子的複數折射率，和電磁波的波長以及水象粒子的溫度有關，當波長為 5.3125cm、水象粒子為溫度 20⁰C 的液態水時， $m^2 = 72.452 + j22.895$ ，算法可參照 Ray(1972)。(3.3)式中的 Z 為反射率因子(reflectivity factor)，即我們一般所稱的回波。

因為 \bar{P}_r 、 C 、 r 為雷達可得之觀測量，由(3.2)式可知，若要得到 Z 值，則必須先知道 $|K|^2$ ，然而水象粒子的相態(phase)及溫度是不易得知的，因此，傳統上會假設觀測物全為液態水，即 $|K|^2 = |K_w|^2$ ，此假設下所得之回波稱為相當反射率因子(equivalent reflectivity factor； Z_e)，雷達觀測資料裡紀錄的回波值即為 Z_e 。若已知觀測物全為冰粒子，則冰粒子實際造成的回波 Z_i 可由 Z_e 反推：

$$Z_i = \frac{|K_w|^2}{|K_i|^2} Z_e$$

在雷利散射近似下，若觀測目標皆為圓球體的水象粒子，則水象粒子的反散射截面可寫成：

$$\sigma_s = \frac{\pi^5}{\lambda^4} \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2 D^6 = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 D^6 \quad (3.4)$$

其中 D 代表水象粒子的直徑，因為是圓球體，所以此時 $D_{eq} = D$ 。將(3.4)式代回(3.3)式可得：

$$Z_s = \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} D^6 N(D) dD$$

然而雨滴在降落過程中是會扭曲變成橢圓狀的，只有直徑很小的雨滴會成圓球體，因此，水平、垂直偏極化電磁波的反散射截面會不同。根據 Seliga and Bringi (1976)，水平、垂直偏極化電磁波的反散射截面可分別表示如下：

$$\sigma_H = \frac{16\pi^7}{9\lambda^4} D_{eq} \left| \frac{m^2 - 1}{4\pi + (m^2 - 1)P'} \right|^2 \quad (3.5)$$

$$\sigma_V = \frac{16\pi^7}{9\lambda^4} D_{eq} \left| \frac{m^2 - 1}{4\pi + (m^2 - 1)P} \right|^2 \quad (3.6)$$

其中 P 、 P' 為幾何因子 (geometrical factors)，定義如(3.7)式所示，

$$P = 4\pi - 2P' = \left(\frac{4\pi}{e^2} \right) \left\{ 1 - \left[\frac{a}{b} \right] / e \right\} \sin^{-1}(e) \quad (3.7)$$

其中 $e^2 = 1 - \left(\frac{a}{b} \right)^2$ ， a 、 b 所代表的意義如圖(3.1)所示，當雨滴穩定降落時會呈橢圓狀， a 為雨滴的半短軸長度， b 為雨滴的半長軸長度。當雨滴為圓球體時，水平、垂直極化電磁波的反散射截面會相同，亦即此時 $P = P' = \frac{4\pi}{3}$ ， $D_{eq} = D$ ，則(3.5)、(3.6)式會等於(3.4)式。將(3.5)、(3.6)式帶入(3.3)式可得橢圓狀水象粒子所造成之水平、垂直偏極化之回波 Z_H 、 Z_V 為：

$$Z_H = \frac{16\pi^2}{9|K|^2} \int_0^{D_{\max}} D_{eq}^6 \left| \frac{m^2 - 1}{4\pi + (m^2 - 1)P'} \right|^2 N(D_{eq}) dD_{eq} \quad (3.8)$$

$$Z_V = \frac{16\pi^2}{9|K|^2} \int_0^{D_{\max}} D_{eq}^6 \left| \frac{m^2 - 1}{4\pi + (m^2 - 1)P} \right|^2 N(D_{eq}) dD_{eq} \quad (3.9)$$

在這裡要注意的是： Z_H 是指水平偏極化方向的 co-polar 回波，亦即電磁波發射和接收時的偏極化方向都在水平方向， Z_V 也是 co-polar 回波，電磁波發射和接收時的偏極化方向都在垂直方向。

3.2 差異反射率 (Differential reflectivity; Z_{DR})

根據 Seliga and Bringi (1976)， Z_{DR} 之定義如下：

$$Z_{DR} = 10 \log\left(\frac{Z_H}{Z_V}\right) \quad (3.10)$$

因為 Z_{DR} 為 Z_H 、 Z_V 之推導量，其值受水粒子的形狀及介電常數所控制。如圖(3.2)所示，各種水象粒子在同一軸比(axis ratio)時(形狀相同)，會因介電常數不同而對應到不同之 Z_{DR} ，但對同一種水象粒子(介電常數固定)而言， Z_{DR} 和軸比是呈一對一關係的。降落中的雨滴($D \geq 1mm$)的平衡態為扁球體，如圖(3.2)所示，其對應到的 Z_{DR} 值隨雨滴扁平程度的增加而增加，而雨滴的扁平程度和大小有關，因此可由 Z_{DR} 來判斷雨滴的大小，當觀測物為小而圓的雨滴時，雨滴兩軸比接近一，此時的 Z_{DR} 會趨近於零，降落中的冰雹或軟雹常因翻滾而造成觀測區域內 Z_H 、 Z_V 的平均值相近，而使 Z_{DR} 值趨近於零，因此， Z_{DR} 也可以輔助區別冰雹或軟雹的存在區域。

3.3 差異相位差 (Differential phase shift; Ψ_{Dp})、比差異相位差 (Specific differential phase shift; K_{Dp})：

如圖(3.3)所示，當雷達發射電磁波穿透水象粒子時，降水區中的粒子 A 所接受到的電磁波有兩個來源：其一為雷達本身所發射之電

磁波，另一來源為介於 A 粒子到雷達之間的水象粒子經由吸收雷達電磁波後再產生的前散射 (forward scatter) 電磁波。因此，電磁波在 A 粒子處疊加後的淨電場(net electric field)將和雷達所發射電磁波的電場有一相位偏移，此偏差量稱為相位差(propagation phase shift, Jameson and Mueller 1985)，因為水象粒子並非全為圓球體，前散射分量會因不同偏極化方向的入射電磁波而有所不同，所以造成之相位偏移也就不會相同。水平偏極化和垂直偏極化兩電磁波相位偏移的差異量便稱為差異相位差(Differential phase shift)，其值會隨著兩電磁波在降水區傳播距離的增加而增加或維持不變，所以在弱降雨區累積量少，在強降水區累積量較大。

因為雷達是藉由反射回到雷達的電磁波來偵測差異相位差，所以雷達偵測到的為總差異相位差 Ψ_{DP} ，造成差異相位差的來源有三，可表示如下：

$$\Psi_{DP} = \phi_0 + \phi_{DP} + \delta \quad (3.11)$$

其中 ϕ_0 為雷達系統本身的起始(offset)差異相位差，亦即兩偏極化電磁波在離開雷達時即擁有的差異相位差， ϕ_{DP} 為兩電磁波在雷達和觀測區之間往返時，由沿路上的水象粒子的前散射電磁波所累積的差異相位差，當電磁波從觀測區返回雷達時，它是包含觀測區水象粒子的反散射(backscatter)電磁波疊加在內的，此分量造成的差異相位差為 δ 。

K_{DP} 為 ϕ_{DP} 隨距離的變化率，即：

$$K_{DP} = \frac{1}{2} \frac{d\phi_{DP}}{dr} \quad \text{或} \quad \phi_{DP} = 2 \int_0^{r_0} K_{DP} dr \quad (3.12)$$

其中 r_0 為雷達到觀測區的距離。根據 Bringi and Chandrasekar (2001)，在雷利散射近似之下，可將 K_{DP} 表示如下：

$$K_{DP} = \frac{\pi k_0}{12} \operatorname{Re} \left\{ \int D^3 N(D) \left[\frac{\varepsilon_r - 1}{1 + \frac{1}{2}(1 - \lambda_z)(\varepsilon_r - 1)} - \frac{\varepsilon_r - 1}{1 + \lambda_z(\varepsilon_r - 1)} \right] dD \right\} \quad (3.13)$$

其中 K_0 為真空中的波數(wave number)， $K_0 = 2\pi/\lambda$ ， λ 為電磁波波長， ε_r 為水象粒子的介電常數(= m^2)， $N(D)$ 為雨滴粒徑分佈，

$$\lambda_z = \frac{1 + f^2}{f^2} \left(1 - \frac{1}{f} \tan^{-1} f \right); \quad f^2 = \frac{1}{r_a^2} - 1$$

其中 r_a 為水象粒子的兩軸比。

3.4 相關係數 (correlation coefficient ; $\rho_{hv}(0)$)

$\rho_{hv}(0)$ 是在連續時間裡雷達觀測到的 Z_H 和 Z_V 之間相關性的一個指標，定義如下：

$$\rho_{hv}(0) = \frac{\langle S_{vv} S_{hh}^* \rangle}{\sqrt{\langle |S_{hh}|^2 \rangle \langle |S_{vv}|^2 \rangle}}$$

其中 S_{hh} 代表水平偏極化電磁波入射水象粒子而造成水平偏極化反射的反散射矩陣元素(element of the backscatter matrix)， S_{vv} 代表垂直偏極化電磁波入射水象粒子而造成垂直偏極化反射的反散射矩陣元素，" $\langle \rangle$ " 代表期望值。同一解析體積裡的 Z_H 和 Z_V 是經由雷達連續發射數個脈衝而獲得，在電磁波持續打在同一觀測目標的時間裡(dwelling time)，若該解析體積裡的水象粒子的統計特性不變(形狀、大小、方位...)，各脈衝所測到的 Z_H 和 Z_V 的相對關係相近，則相關係數就大，純雨區的相關係數通常可以高達 0.98 以上，若在觀測該解析體積時，

水象粒子有翻滾、破碎或者有其他不同性質的水象粒子(冰水混合)存在該解析體積內等現象，皆會造成散射行為的不一致性，則各脈衝所測到的 Z_H 和 Z_V 的相對關係差異性就大，該觀測區的相關係數就會降低。

因為地形的散射行為是較雜亂的，所以可以藉由相關係數的大小來判斷該處是否有地形($\rho_{hw}(0) \ll 1.0$)。在有冰雹、雨水等不同相態的水象粒子共存時，相關係數也會降低，因此相關係數也可拿來做水象粒子分類的應用。

第四章 資料處理

在定量使用各偏極化參數之前必須先做觀測誤差修正以及品質管控的動作，這包括了非氣象訊號的濾除、 Ψ_{DP} 的處理、電磁波能量的衰減還有 Z_H 和 Z_{DR} 的系統偏移(system bias)修正等問題都必須先解決。

4.1 非氣象訊號的濾除

因為天氣系統和地形皆會造成回波，因此必須先將非水象粒子造成的訊號濾除掉，在近地面的掃瞄範圍內，地形雜訊可能來自建築物、山脈、或海浪，這些地形造成的散射行為非常雜亂，因此可利用相關係數當成區分標準，將相關係數低於 0.9 的區域當作非降水物濾除掉，亦即不採用該區域的觀測資料。圖(4.1a)、圖(4.1b)分別為回波場、相關係數場在 2005/12/04 1 點 19 分(LST)的掃瞄圖，此為沒經過任何處理的原始資料，從相關係數的 PPI 可看到在靠近雷達 25km 範圍內的相關係數值明顯降低，而此區域內甚至有數個地方有高達 70dBZ 的強回波區，這些強回波區域並不會隨時間移動或有回波強度的變化，所以為地形，南邊也有許多相關係數明顯降低的區域，這些都是陸地上的地形，在遠離雷達西北方約 20km、相關係數較低的區域則為海浪存在區域，當天氣系統的位置和這些區域重疊時，僅由回波場是不易判別這些東西的，除非是在沒天氣系統時才能由回波來判斷地形。圖(4.1a)經過濾除掉相關係數低於 0.9 的區域後即變成圖(2.1a)，所以可看出利用相關係數即可輕易的移除受地形嚴重干擾的

觀測區。除了修正系統偏移時使用了相關係數需大於0.95的門檻值外，其他降雨估計應用時的資料都是以0.9為門檻值。

4.2 Ψ_{DP} 的處理以及 K_{DP} 之求取方法

Ψ_{DP} 首先需解決折疊(folding)問題，中大雷達觀測的 Ψ_{DP} 累積超過 180° 後即會有折疊發生，雷達記錄的 Ψ_{DP} 會跳至 0° 再繼續累積，除了折疊外，若要定量的使用 ϕ_{DP} ，還必須找出 ϕ_0 的大小以及從 Ψ_{DP} 中濾除掉 δ 。

為瞭解 ϕ_0 的變化範圍，本研究利用天氣系統回波較弱的時段、 2° 掃瞄仰角、範圍在 15~20km 的每個波束(beam)的 ϕ_{DP} 取平均，視為該波束的 ϕ_0 ，分析時間為 4 日上午 9 點~11 點。選 2° 仰角的波束是為了避免地形的干擾，選降雨率小的時段及近距離是為了讓 ϕ_{DP} 累積量很小而且此時的 δ 可忽略，可將此段的平均 ϕ_{DP} 視為 ϕ_0 。如圖(4.2)所示， ϕ_0 的分佈約在 39° 到 49° 之間，平均值為 43.7° 。在實際應用中，因為常用 0.5° 仰角的掃瞄來算降雨率，靠近雷達處由於沒降雨或建築物的干擾會使 ϕ_0 不易求得，在此情形下則使用 43.7° 當作該波束的 ϕ_0 。

因為 δ 和雨滴的大小有關，因此和 Z_{DR} 有關連，圖(4.3)為 δ 和 Z_{DR} 的相對關係圖，它們之間的關係可以用一多項式來擬合(Sarchilliet et al., 1993)：

$$\delta = 0.41 - 0.97Z_{DR} + 0.37Z_{DR}^2 + 0.11Z_{DR}^3 \quad (4.1)$$

若有精確的 Z_{DR} ，可利用(4.1)式反推出 δ ，但這目標不易達成，因為 Z_{DR}

有差異衰減(differential attenuation)和系統偏移兩誤差需修正，而衰減修正又需使用到 ϕ_{DP} ， ϕ_{DP} 則是需要藉由從 Ψ_{DP} 濾除掉 δ 以及扣除 ϕ_0 來獲得，所以不易直接使用(4.1)式來濾除 δ 。除了上述方法外，還可利用對 Ψ_{DP} 在距離上做多點平滑的方式來濾除 δ ，例如：當電磁波進入強降水區之前或者路徑上僅遇到粒徑較小的雨滴，此時 δ 較小，原始觀測的 Ψ_{DP} 在距離上變化是很平順的，可以使用九點平滑來濾除 δ ，若遇到大雨滴或強降水時，會局部出現較大的 δ ，原始觀測的 Ψ_{DP} 則可能有許多擾動，就必許使用 17 點或 25 點平滑來濾除 δ 。劉(2002)使用 17 點平滑的方式來濾除 δ 獲得不錯之效果，因此本研究也利用 17 點平滑的方式來濾除 δ 。雖然使用平滑的方式無法真的將 δ 完全從 Ψ_{DP} 中移除，但整體平均後的效果能減少局部的 δ 變動，對 K_{DP} 的求取極為重要。

圖(4.4)為雷達記錄單一波束的總差異相位差 Ψ_{DP}^m (上標'm'代表雷達記錄的總差異相位差)穿越強降水區並發生折疊的假設情形，假設我們使用 g 個 gate 做平滑的動作，C 為第一個發生折疊的 gate，B 為 C 點的前一個 gate(靠近雷達的一側)，D 為 B 點前(g-1)/2 個 gate，A 為 B 點前 g-1 個 gate，本研究用來去折疊的方法是找出在折疊發生的情形下，經過 g 點平滑後的 D gate 和發生折疊且尚未經過平滑處理的 C gate 兩者間的 Ψ_{DP} 最小可能落差為何，用此來定出判斷是否有折疊發生的門檻值。根據(3.11)式，圖(4.4)中每一個 gate 真實的總差異相位差 Ψ_{DP} 皆可寫成 $\Psi_i = \phi_0 + \phi_i + \delta_i$ ，其中 i 代表 gate i，所以 B、C 兩個 gate 真實的總差異相位差可寫成

$$\Psi_B = \phi_0 + \phi_B + \delta_B$$

$$\Psi_C = \phi_0 + \phi_C + \delta_C$$

若以 Ψ_i^m 代表雷達記錄第 i 個 gate 的總差異相位差，因為發生折疊的關係，雷達記錄的總差異相位差為

$$\Psi_B^m = \Psi_B$$

$$\Psi_C^m = \Psi_C - 180^\circ$$

在 A 到 B 之間的 gate，因為沒發生折疊，所以雷達記錄的總差異相位差和真實情形是相同的。若令 $\Delta\phi_{k,l} \equiv \phi_k - \phi_l$ ，則

$$\Psi_C = \phi_0 + \phi_C + \delta_C + (\phi_B - \phi_B) = \phi_0 + \phi_B + \Delta\phi_{C,B} + \delta_C$$

$$\Psi_C^m = \phi_0 + \phi_B + \Delta\phi_{C,B} + \delta_C - 180^\circ$$

D gate 的平滑值為 A gate 到 B gate 之間的 Ψ_i^m 平均值，所以 D gate 平滑後的總差異相位差 Ψ_D^S 根據(3.11)式可寫成

$$\Psi_D^S = \frac{1}{g} \sum_{i=A}^B \Psi_i^m = \phi_0 + \phi_B - \frac{1}{g} (\Delta\phi_{B,B-1} + \Delta\phi_{B,B-2} + \dots + \Delta\phi_{B,A}) + \frac{1}{g} (\delta_B + \delta_{B-1} + \dots + \delta_A)$$

則

$$\Psi_D^S - \Psi_C^m = \left[180^\circ + \frac{1}{g} (\delta_B + \delta_{B-1} + \dots + \delta_A) \right] - \left[\frac{1}{g} (\Delta\phi_{B,B-1} + \Delta\phi_{B,B-2} + \dots + \Delta\phi_{B,A}) + \Delta\phi_{C,B} + \delta_C \right] \dots\dots(4.2)$$

在(4.2)式中，若等號右邊的第一個中括號為可能值的最小值且第二個中括號為可能值的最大值， $\Psi_D^S - \Psi_C^m$ 可獲一極小值，為尋找此極小值，

令 A 到 B 之間的 δ 都為可能值的最小值 δ_{\min} 、 δ_C 為可能值的最大值 δ_{\max} 、相鄰兩 gate 之 ϕ_{DP} 的差值都為可能值的最大值 $\Delta\phi_{\max}$ ，則(4.2)式

可改寫如下：

$$(\Psi_D^S - \Psi_C^m)_{\min} = \left[180^\circ + \delta_{\min} \right] - \left\{ \frac{1}{g} [1 + 2 + \dots + (g-1)] \Delta\phi_{\max} + \Delta\phi_{\max} + \delta_{\max} \right\}$$

$$\begin{aligned}
&= \left[180^\circ + \delta_{\min} \right] - \left[\frac{1}{g} \frac{(1+g-1)(g-1)}{2} \Delta\phi_{\max} + \Delta\phi_{\max} + \delta_{\max} \right] \\
&= 180^\circ + \delta_{\min} - \delta_{\max} - \frac{g+1}{2} \Delta\phi_{\max}
\end{aligned}$$

所以

$$\Psi_D^S - \Psi_C^m \geq 180^\circ + \delta_{\min} - \delta_{\max} - \frac{g+1}{2} \Delta\phi_{\max} \quad (4.3)$$

Zrnica et al.(2000)使用數值模擬來模擬單調兩介質對 C-Band 偏極化雷達各參數的影響，如圖(4.5)所示，若假設水溫為 $20^\circ C$ ，在各種不同粒徑大小的雨滴所造成的 δ 變化範圍約在 -10° 到 30° 之間，所以

$$-10^\circ \leq \delta \leq 30^\circ$$

根據 Sachidananda and Zrnica(1987)，降雨率 R 和 K_{DP} 有以下關係：

$$R = 5.1(K_{DP}\lambda)^{0.866} \text{ mm/hr} \quad (4.4)$$

其中 λ 為波長，中大雷達波長為 5.3125cm ，若假設發生折疊的 gate 附近皆為 $R = 150\text{mmhr}^{-1}$ 的強降水，帶入(4.4)式可求得 $K_{DP} = 9.34^\circ \text{km}^{-1}$ ，又雷達的距離解析度為 250m ，帶回(3.12)式可求得相鄰兩個 gate 之間的 ϕ_{DP} 增加量 $\Delta\phi_{DP} = 4.67^\circ$ ，亦即在此極端降雨發生的情形之下，在折疊點附近，電磁波每前進一個 gate， ϕ_{DP} 至多增加 4.67° ，即：

$$\Delta\phi_{\max} = 4.67^\circ$$

將 $\delta_{\min} = -10^\circ$ 、 $\delta_{\max} = 30^\circ$ 、 $\Delta\phi_{\max} = 4.67^\circ$ 以及我們平滑用的 gate 數 $g = 17$ 代入(4.3)式可得

$$\Psi_D^S - \Psi_C^m \geq 97.97^\circ$$

，亦即在各種極端條件都成立的情形下， Ψ_D^S 至少還會大於 Ψ_C^m 有 97.97° 之多。因為在沒折疊發生的情形下， Ψ_i^m 大致會有隨距離而增加的趨勢，也就是如果 C gate 沒發生折疊， Ψ_C^m 應該是大於 Ψ_D^S 的， Ψ_C^m 就算

可能因為 δ 的變化導致比 Ψ_D^S 小，但還不至於小超過 97.97° ，若 $\Psi_D^S - \Psi_C^m \geq 97.97^\circ$ 則代表 C gate 必發生了折疊，所以在去折疊的過程中，可以用此條件來判斷 Ψ_i^m 是否發生折疊以及找到第一個發生折疊的 gate。也就是說，在對 Ψ_i^m 做 17 點平滑濾除 δ 時，將該 gate 平滑後的值 Ψ_i^S 拿來和該 gate 後方第 9 個 gate 的總差異相位差 Ψ_{i+9}^m 做比較，若 Ψ_{i+9}^m 比 Ψ_i^S 小超過 97.97° ，則可知道 Ψ_{i+9}^m 的值已經發生了折疊。

在發現該波束第一個折疊的 gate 後，必須將該 gate 之後有折疊的 gate 全加上 180° ，因此必須判斷之後還有哪些折疊的 gate。同樣地，如圖(4.4)所示，假設 C 為第一個發生折疊的 gate 且 $\delta_C = \delta_{\max} = 30^\circ$ ，則 $\phi_0 + \phi_C$ 至少必須大於 150° 才會發生折疊，因為同一個波束的 ϕ_0 為定值，又 ϕ_{DP} 有隨距離累積的特性 ($\Delta\phi_{DP} \geq 0^\circ$)，所以 C 點以後的 gate 有以下特性：

$$\phi_0 + \phi_i \geq 150^\circ$$

其中 i 代表 C 點以後的 gate i，若 $\delta_i = \delta_{\min} = -10^\circ$ ，則 $\Psi_i = \phi_0 + \phi_i + \delta_i \geq 140^\circ$ ，也就是說，若 C gate 會發生折疊，則其後面其他 gate 的真實總差異相位差至少都會大於 140° ，如果這些在 C gate 後面的 gate 的真實總差異相位差沒超過 180° ， Ψ_i^m 應該也是介於 140° 到 180° 之間，若 Ψ_i^m 有小於 140° 的情形發生，則一定是 Ψ_i 超過了 180° ，使 Ψ_i^m 發生了折疊，我們可用此條件來找出 C gate 以後的折疊點。因為在實際資料處理中，單一波束上常會遇到部分缺少資料的情形，使用 140° 此條件對 C gate 後的折疊點來去折疊的好處是可避免資料不連續的缺點，在去折疊時不必用到前端 gate 的資訊。而將發生折疊的 gate 加上 180° 之後，即使在上述極端的降雨發生之下，依照上述的推演法，它也不會比它前

方五個 gate 的平均值大超過 54.01° ，可加上此條件來避免誤判折疊點。

總的來說，只要在對 Ψ_i^m 做 17 點平滑時，同時檢查 Ψ_{i+9}^m 是否小於 Ψ_i^S 超過 97.97° 就可知道該波束是否有折疊發生，並且 Ψ_{i+9}^m 為第一個發生折疊的 gate，將此 gate 以後小於 140° 的 Ψ_i^m 全加上 180° ，利用被處理 gate 的前方五個 gate 的平均值來檢查有無誤判折疊的情形，再繼續進行平滑動作，如此便可同時完成濾除 δ 和對 Ψ_i^m 去折疊兩個目的。當真實 Ψ_{DP} 超過 320° 時，折疊後的 Ψ_{DP}^m 會超過 140° ，遇到此情形時，就不適合再以 140° 此單一門檻值來判斷折疊，還是得回到利用前方平滑的 gate 資訊來去折疊的方法，但本研究分析個案的 Ψ_{DP} 都在此範圍內。圖(4.6)為本研究用來濾除 δ 和對 Ψ_{DP}^m 去折疊的流程圖。

圖(4.7b)為一 Ψ_{DP}^m 發生折疊的例子，搭配圖(4.7a)可看到 Ψ_{DP}^m 從雷達開始到通過強回波區後有逐漸累加的趨勢，且 Ψ_{DP}^m 在方位角 45° 和 90° 附近都有明顯折疊，圖(4.8a)為沿 99° 方位角單一波束的 Ψ_i^m 隨距離的變化圖，搭配圖(4.7a)來看，可看出 Ψ_i^m 是隨電磁波進入強降水區後開始慢慢增加， Ψ_i^m 在距雷達 $68.5km$ 處發生第一次折疊，由於前面幾個 gate 的 Ψ_i^m 都已接近 180° ，這表示折疊點的 $\phi_0 + \phi_{DP}$ 已接近 180° ，再加上該處的 δ 後超過 180° 才發生折疊，在 $68.5km$ 後有幾個 gate 沒發生折疊，此乃因該處的 δ 較小，加上該處的 $\phi_0 + \phi_{DP}$ 以後沒超過 180° ，到了 $70km$ 以後，亦是相同的情形，但因為 $\phi_0 + \phi_{DP}$ 有隨距離累積的特性，當 $\phi_0 + \phi_{DP}$ 超過 180° 後，只要 $\delta \geq 0$ 的 gate 就會發生折疊，所以 $92km$ 以後的 gate 全發生折疊。PU 為 Ψ_i^m 去折疊後的情形，先利用上述的方法找到第一個發生折疊的 gate，將該 gate 後凡是 Ψ_i^m 小於 140° 的 gate 全加

上 180° ，然後檢查有無誤判折疊的情形，即可完成去折疊動作，PS 為對 PU 做 17 點平滑濾除 δ 後的情形，可看到 PS 比 PU 平順許多。圖 (4.8b) 為 103° 方位角的單一波束示意圖，此為去折疊失敗的例子，主要原因是此波束靠近地形邊緣，資料連續性很差，無法用前方幾個 gate 的平滑值來做判斷，所以才沒捉到第一個折疊的 gate，但這並不會影響到實際的應用，因為在做 17 平滑時，若平滑時可用的 gate 數小於 15 個 gate 即不採用 PU 該處的資料，意即我們不採用連續性不佳的資料，可由平滑後的 PS 場看到，使用 PS 場做應用時並不會用到去折疊失敗處的資料，因此此問題不會造成很大影響。圖 (4.8c) 為圖 (4.7b) 去折疊後的情形，可看出大部分折疊問題都已被解決。

本研究在 K_{DP} 的求取方面，是對同一波束上的 ϕ_{DP} 在距離上做前後兩點差分來獲得，如圖 (4.9) 所示，X、Y、Z 為相鄰三個 gate， r_g 為雷達的距離解析度，Y 點的 K_{DP} 是由 X、Z 兩點的 ϕ_{DP} 來決定，因為經過平滑後， δ 已被濾除，因此 X、Z 兩點經過濾除掉 δ 的總差異相位差為：

$$\Psi_X^S = \phi_0 + \phi_X$$

$$\Psi_Z^S = \phi_0 + \phi_Z$$

則 Y 點的 K_{DP} 可由 (4.6) 式獲得：

$$\frac{1}{2} \frac{\Psi_Z^S - \Psi_X^S}{2r_g} = \frac{1}{2} \frac{\phi_Z - \phi_X}{2r_g} \approx \frac{1}{2} \left. \frac{d\phi}{dr} \right|_Y = K_{DP} \quad (4.6)$$

4.3 Z_H 的衰減修正與 Z_{DR} 的差異衰減修正

因為水象粒子會損耗電磁波的能量，這會導致觀測到的 Z_H 有低估的情形，若要定量使用 Z_H 和 Z_{DR} ，必須先將 Z_H 和 Z_{DR} 兩者因能量衰減而低估的部分修正回來。

假設 Z_H 的衰減(attenuation)量為 A_H ， Z_{DR} 的差異衰減(differential attenuation)量為 A_{DP} (此處 A_H 、 A_{DP} 指的是單向(one way)的衰減量，電磁波往返雷達和觀測目標時的總衰減量為單向的兩倍)，Bringi et al.(1990)利用散射模擬發現，如圖(4.10a)、圖(4.10b)所示， A_H 和 K_{DP} 之間有良好的線性關係， A_{DP} 和 K_{DP} 之間也有良好的線性關係，因此可用 K_{DP} 來修正能量衰減問題，衰減量可以表示成：

$$A_H = \alpha K_{DP}$$

$$A_{DP} = \beta K_{DP}$$

對 C-band 雷達而言， $\alpha = 0.054$ ， $\beta = 0.0157$ 。若用 ϕ_{DP} 隨距離累積的差異量 $\Delta\phi_{DP}$ 來表示的話，可改寫成：

$$\alpha_H = \alpha \Delta\phi_{DP}$$

$$\alpha_{DP} = \beta \Delta\phi_{DP} \quad (4.7)$$

其中 $\alpha_H = 2A_H$ ， $\alpha_{DP} = 2A_{DP}$ ，這裡的 $\Delta\phi_{DP}$ 是用觀測區的 ϕ_{DP} 扣掉該波束的 ϕ_0 而得， $\Delta\phi_{DP}$ 找到後代入(4.7)式即可求得 α_H 、 α_{DP} ，將觀測區偵測到的 Z_H 和 Z_{DR} 分別加上 α_H 、 α_{DP} 即可完成衰減和差異衰減的修正。

圖(4.11a)為單一波束的四個資料場進入降水區的舉例，此為圖(4.7a)中的 99° 方位角的波束。由回波和差異相位差的增加情形可看

出，約在50km處電磁波開始進入強降水區， Z_H 也有明顯增加的情形，但原本是正值的 Z_{DR} 在65km後即開始出現負值的情形，這表示電磁波已明顯受到能量衰減影響，圖(4.11b)為修正衰減後的情形，可看出在50km後，修正衰減後的 Z_H 較原始觀測值有所提升，而 Z_{DR} 也由原本的負值修正為較合理的正值。

4.4 Z_{DR} 的系統偏移修正

雙偏極化雷達的 Z_{DR} 具有系統性偏差，部分雷達在偏振轉換(polarization switch)時不同的插入損失(insection loss)所造成的變動為系統偏差的主要原因，但中大雷達是同步發射水平和垂直偏極化兩電磁波，並沒有此問題，主要偏差原因應為接收時的訊號傳輸過程所造成，日後會再探討，但不管造成偏差的原因為何，此偏差量可藉由降水粒子的基本特性來修正。當層狀降水通過雷達正上方時，此時在雷達上空充滿了小而圓的雨滴，即使雨滴稍成扁狀，但從地面往上看依然成圓形，若此時將雷達掃瞄仰角調至 90° ，觀測到的 Z_{DR} 應為零，若雨滴有傾斜， Z_{DR} 不會為零，但因為雷達朝著定點旋轉，轉了 360° 以後，接受到的總 Z_H 會和總 Z_V 相同，亦即在雨滴有傾斜的情況下，對觀測的 Z_{DR} 做 360° 平均後也應為零，若不為零即為系統偏移，此為能最精確找出 Z_{DR} 系統偏移的方法 (Gorgucci et al.1999)。但並非每個降水事件都會在雷達上空發生層狀降水，所以此方法的使用時機非常有限，於是鳳(2002)提出另一方法來克服此問題，主要是利用翻滾軟電區域的平均 Z_{DR} 應為零的特性來做修正，若在軟電區的平均 Z_{DR} 不為零，該非零的值即為系統偏移，此方法大幅提升了修正 Z_{DR} 系統偏移

的時間解析度，但要用此方法必須要有足夠的軟電樣本才行，而且取樣的高度門檻值為 7~8km。

本研究的分析個案期間最高雷達掃瞄仰角只到 5° ，無法滿足 Gorgucci et al.(1999)和鳳(2002)方法上的要求，因此另行提出一修正 Z_{DR} 系統偏移的方法，和 Gorgucci et al.(1999)的概念相同，本研究也是利用小而圓的雨滴的 Z_{DR} 應為零來做修正，但使用的是 0.5° 掃瞄仰角的資料，即一般的掃瞄策略都可使用此方法。因為當電磁波通過小雨滴時，對應到的 ϕ_{DP} 場並不會有明顯的增加，所以可利用此特性判斷何處充滿了小雨滴，利用 ϕ_{DP} 找出以小雨滴為主的降水區域後，該區域的平均 Z_{DR} 應為零，若不為零，則為系統偏移或差異衰減所致。Smyth and Illingworth(1998)曾利用小雨滴區域的平均 Z_{DR} 應為零當約束關係來修正 Z_{DR} 的差異衰減問題，其選用的參考區域為電磁波穿越強對流區後的區域，在沒系統偏移的情形下，強對流區後方的小雨滴區域的平均 Z_{DR} 應為零，若有偏負的情形則為差異衰減所致，可以利用此特性來輔助修正 Z_{DR} 的差異衰減。但在電磁波進入強降水區前，是不需考慮能量衰減問題的，因此，若此時小雨滴區域的平均 Z_{DR} 不為零，則為系統偏移所致，此為本研究用來修正 Z_{DR} 系統偏移的基本概念。

在樣本的選取上，為了避免其他不確定因素的影響，本研究直接利用人工的方式挑選，選用了 1 點 19 分在 0.5° 仰角的掃瞄資料來作分析，如圖(4.12)所示，在雷達正北方的兩雨帶間有一弱回波區，而且此區域地形雜訊少，可挑選此區的 Z_{DR} 為樣本，圖(4.13)為 360° 方位角

的單一波束圖，可看到此波束的 PS 穿越150km 的降雨區後仍無明顯增加，代表此區域充滿了小而圓的雨滴，但沿路上的 Z_{DR} 卻都明顯偏正而不等於零，此情形即為 Z_{DR} 的系統偏移所造成，因為此區域皆為弱降水，所以不需考慮能量衰減問題，直接取 50km ~ 100km 相關係數較高的 Z_{DR} 原始觀測資料做平均，平均後的 Z_{DR} 值即為系統偏移量， Z_{DR} 的樣本來自附近共 9 個波束的資料，這 9 個波束在 50km ~ 100km 累積的 PS 至多只有 1.72° ，圖(4.14)為採樣區域的 Z_{DR} 統計圖，此時只取相關係數大於 0.95 的區域進來當樣本，可以看到 Z_{DR} 的值偏正且集中在 0.38dB 附近，若無系統偏移，是應該集中在 $Z_{DR} = 0dB$ 附近的，本研究也測試了使用不同相關係數的門檻值是否會影響平均結果，表一即為各門檻值的平均結果和平均用的樣本數，不同相關係數當門檻值並無明顯影響平均結果， Z_{DR} 平均值為 0.38dB。但平均的樣本裡可能包含了一些許的大雨滴存在，因此只採用 $Z_H \leq 20dBZ$ 的樣本，結果如表二所示， Z_{DR} 平均值為 0.36dB，本研究即用此值當作個案分析時期的 Z_{DR} 系統偏移量，需將全部觀測的 Z_{DR} 都扣除 0.36dB 後再做應用。

4.5 Z_H 的系統偏移修正

因為天線增益(antenna gain)、放大器增益(gain of amplifier)和導波管損耗等因素，會使 Z_H 的估計有系統偏移，因此也必須將此偏差量修正回來，當 Z_{DR} 的系統偏移修正了以後， Z_H 的系統偏移修正就方便許多，一般是使用 Z_H 、 Z_{DR} 、 K_{DP} 三參數之間的相依關係式來解決。Scarchilli et al. (1996)利用 Pruppacher and Pitter(1971)提出的雨滴軸比關係、Ulbrich(1983)建議的 Gamma DSD 的變化範圍擬合出 Z_H 、 Z_{DR} 、

K_{DP} 三參數有以下相依關係：

$$K_{DP} = CZ_H^a 10^{-bZ_{DR}} \quad (4.8)$$

$$\text{或} \quad Z_H = \left(\frac{1}{C} \frac{K_{DP}}{10^{-bZ_{DR}}} \right)^{\frac{1}{a}} \quad (4.9)$$

其中對 C-band(5.5cm) 雷達而言， $C = 1.46 \times 10^{-4}$ ， $a = 0.98$ ， $b = 0.2$ ，此處 Z_H 的單位為 $mm^6 m^{-3}$ ， Z_{DR} 為 dB ， K_{DP} 為 $degree/km$ 。圖(4.15)為利用(4.8)式算出的 K_{DP} (用 \hat{K}_{DP} 表示) 和直接用散射模擬算出的 K_{DP} 做比較的結果，資料的斜率為 1.0，相關係數為 0.9989，由此可看出(4.8)式能良好的描述 Z_H 、 Z_{DR} 、 K_{DP} 三參數之間的相依關係。Gorgucci et al.(1999)指出，在無觀測誤差的情形下，由雷達的 Z_H 、 Z_{DR} 代進(4.8)式求出的 K_{DP} 和由雷達的 ϕ_{DP} 所推導出的 K_{DP} 應該相近，兩個方法算出的 K_{DP} 所畫的散佈圖(參考圖 4.15)的斜率應為 1，若觀測誤差僅來自 Z_H 的系統偏移，不等於 1 的斜率 s 和 Z_H 的系統偏移量(Z_{bias})有以下關係：

$$Z_{bias} = 10.4 \times \log(s) \quad (dBZ) \quad (4.10)$$

所以可利用(4.8)式先找出 s ，再利用(4.10)式算 Z_{bias} 。因為 Z_H 、 Z_{DR} 、 K_{DP} 三參數其中的任兩參數都可推導出第三個參數來，所以本研究直接使用 Z_{DR} 、 K_{DP} 推導一理想的 Z_H ，再和雷達的 Z_H 做比較來找出 Z_{bias} 。先將(4.9)式換回 dBZ_H 的單位($dBZ_H = 10 \log Z_H$)，並以 '*' 代表由 Z_{DR} 、 K_{DP} 推得的 Z_H ，(4.9)式可改寫如下：

$$10 \log(Z_H^*) = \frac{10}{a} \left[bZ_{DR} + \log \frac{K_{DP}}{C} \right] \quad (dBZ) \quad (4.11)$$

在雷達觀測的 Z_H 經過衰減修正後， Z_H 可寫成兩個分量的組合：

$$Z_H^m = 10\log(Z_H^*) + Z_{bias} \quad (dBZ) \quad (4.12)$$

其中'm'上標代表雷達修正衰減後的 Z_H 觀測值(以 dBZ 為單位)，由(4.11)式和(4.12)式可得：

$$Z_{bias} = Z_H^m - \frac{10}{a} \left[bZ_{DR} + \log \frac{K_{DP}}{C} \right] \quad (dBZ) \quad (4.13)$$

因此，只要將雷達觀測到的 Z_H 做衰減修正， Z_{DR} 做差異衰減和系統偏移修正，再搭配該觀測區的 K_{DP} 代入(4.13)式，即可求得 Z_{bias} 。

在樣本的選取上，應選取強降水區域才能得到較好的 K_{DP} 值，樣本使用和修正 Z_{DR} 系統偏移時的同一個 PPI 掃瞄資料，但取樣的方位角不同，圖(4.16)為 28° 方位角單一波束圖， Z_H 已做過衰減修正， Z_{DR} 也已做過差異衰減和系統偏移修正，在 $55km \sim 70km$ 處 PS 明顯增加，此處可求得較準確之 K_{DP} ，為主要採樣區，因為強降水主要分佈在雷達東北方， Z_{bias} 修正所使用的資料皆來自此處，因為降水不夠強會影響 K_{DP} 的品質，所以只取 K_{DP} 大於 $1^0 km^{-1}$ 和相關係數大於 0.95 的區域做計算，圖(4.17)為 Z_{bias} 的統計圖，可看出 Z_{bias} 大多集中在 $-2dBZ \sim -3dBZ$ 之間，表三為不同 K_{DP} 門檻值的比較， Z_{bias} 的平均結果差異不大，基於樣本數多寡和 K_{DP} 不要太大的考量，以 $-2.6dBZ$ 當作個案分析時期的 Z_H 系統偏移量，需將全部觀測的 Z_H 都加上 $2.6dBZ$ 後再做應用。

第五章 反演雨滴粒徑分佈及降水估計

本章介紹本研究用來反演降雨率的方法，包括先反演雨滴粒徑分佈再反推降雨率和直接使用經驗公式反求降雨率幾種方法，並對不同降雨估計法做比較。在雨滴粒徑反演方面，除了使用與 Zhang et al.(2001)相同的方法外，本研究並另行使用 K_{DP} 、 Z_{DR} 、 $\mu-\Lambda$ 關係式互相搭配做嘗試，期許能改善大降雨的結果。

5.1 Z_H 、 Z_{DR} 、 K_{DP} 、 $\mu-\Lambda$ 關係式和雨滴粒徑分佈的關係

Zhang et al.(2001)利用二維雨滴譜儀的觀測資料反演 Gamma DSD，發現 μ 和 Λ 之間有良好的關係，於是採用 S-Band 雷達的 Z_H 、 Z_{DR} 和歸納出的 $\mu-\Lambda$ 關係反演雨滴粒徑分佈進而求降雨率，Brandes et al.(2003)提出一新的 $\mu-\Lambda$ 關係式：

$$\Lambda = 1.935 + 0.735\mu + 0.0365\mu^2 \quad (5.1)$$

並用和 Zhang et al.(2001)相同的方法反演雨滴粒徑分佈及求降雨率，希望能改善大降雨的估計，使用 Zhang et al.(2001)的方法可得到 Gamma DSD 的三個控制參數： N_0 、 μ 、 Λ 。在 Gamma DSD 的假設之下，(3.8)、(3.10)、(3.13)式可近似如下：

$$Z_H = N_0 \frac{16\pi^2}{9|K|^2} \sum_{D_{\min}}^{D_{\max}} D_{eq}^6 \left| \frac{m^2 - 1}{4\pi + (m^2 - 1)P'} \right|^2 D_{eq}^\mu e^{-\Lambda D_{eq}} \Delta D_{eq} \quad (mm^6 m^{-3}) \quad (5.2)$$

$$Z_{DR} = 10 \log \frac{\sum_{D_{\min}}^{D_{\max}} D_{eq}^6 \left| \frac{m^2 - 1}{4\pi + (m^2 - 1)P'} \right|^2 D_{eq}^\mu e^{-\Lambda D_{eq}} \Delta D_{eq}}{\sum_{D_{\min}}^{D_{\max}} D_{eq}^6 \left| \frac{m^2 - 1}{4\pi + (m^2 - 1)P} \right|^2 D_{eq}^\mu e^{-\Lambda D_{eq}} \Delta D_{eq}} \quad (dB) \quad (5.3)$$

$$K_{DP} = N_0 \frac{\pi k_0}{12} \operatorname{Re} \left\{ \sum_{D_{\min}}^{D_{\max}} D^3 \left[\frac{\varepsilon_r - 1}{1 + \frac{1}{2}(1 - \lambda_z)(\varepsilon_r - 1)} - \frac{\varepsilon_r - 1}{1 + \lambda_z(\varepsilon_r - 1)} \right] D_{eq}^\mu e^{-\Lambda D_{eq}} \Delta D_{eq} \right\} * 10^{-6}$$

(deg ree / km) (5.4)

其中令 $\Delta D_{eq} = 0.01 \text{ mm}$, $D_{\min} = 0.3 \text{ mm}$, $D_{\max} = 5.4 \text{ mm}$, 計算(5.4)式中的 k_0 時波長要以公尺為單位, (5.2)式~(5.4)式中的雨滴粒徑都以 mm 為單位, 雨滴軸比(r)關係式本文是採用 Brandes(2002)提出的:

$$r = 0.9951 + 0.02510D_{eq} - 0.03644D_{eq}^2 + 0.005030D_{eq}^3 - 0.0002492D_{eq}^4 \quad (5.5)$$

其中 D_{eq} 代表等效雨滴直徑, 以 mm 為單位。因為(5.1)~(5.4)式皆為 N_0 、 μ 、 Λ 相關的函數, 因此(5.1)~(5.4)式中任意三式的組合皆可求出 N_0 、 μ 、 Λ 進而算降雨率及做其他應用。但由(4.8)式可知道, Z_H 、 Z_{DR} 和 K_{DP} 三參數中的任意兩參數都可求出第三個參數, 三參數並非完全獨立, 所以本研究不使用 Z_H 、 Z_{DR} 和 K_{DP} 的組合來做反演計算, 以下將用兩種參數組合反求粒徑分佈, 第一種為使用與 Zhang et al.(2001)相同的組合, 第二種組合則是利用 K_{DP} 、 Z_{DR} 、 μ - Λ 關係式來做計算。

5.2 Z_H 、 Z_{DR} 、 μ - Λ 關係式反推雨滴粒徑分佈及求降雨率

此方法和 Zhang et al.(2001)的作法相同, Zhang et al.(2001)在使用 Z_H 、 Z_{DR} 時, 先將電磁波的散射振幅做近似以後再做運算, 而本研究只是沒經過此近似過程。由(5.3)式可知 Z_{DR} 為 μ 和 Λ 的函數, 將(5.1)式代入(5.3)式可將 Z_{DR} 化簡成僅為 μ 的函數, 因此, 若有一雷達觀測之 Z_{DR} , 即可求出該觀測區之 μ , 將求出的 μ 值代回(5.1)式可求得 Λ , μ 和 Λ 求得後再代入(5.2)式, 因為 Z_H 為雷達可得觀測量, 所以可由(5.2)

式求出 N_0 ，於是可求得雨滴粒徑分佈。降雨率 R 可以下式計算：

$$R = \frac{\pi}{6} \int_0^{\infty} D^3 N(D_{eq}) V(D_{eq}) dD_{eq} \quad (5.6)$$

$$V(D_{eq}) = 3.778 D_{eq}^{0.67} \quad (\text{in } ms^{-1} \text{ for } D_{eq} \text{ in mm})$$

其中 $V(D_{eq})$ 為雨滴終端落速(Doviak and Zrnic, 1993)，將(5.6)式以 Gamma DSD 展開可改寫成：

$$R = 7.121 \times 10^{-3} N_0 \Lambda^{-3.67+\mu+1} \Gamma(3.67 + \mu + 1) mmhr^{-1} \quad (5.7)$$

將剛才求得的 N_0 、 μ 、 Λ 代入(5.7)式即可求得降雨率，以下用此法求得的降雨率或講到此方法時皆以 $R(Z, DR, \mu)$ 表示。

為了計算上的效率，可先利用(5.1)式、(5.3)式找出 Z_{DR} 和 μ 的關係，圖(5.1a)即為 μ 和 Z_{DR} 的相對關係圖，然後再利用該 Z_{DR} 對應到的 μ 、 Λ 代回(5.2)式，可求得 $\frac{Z_H}{N_0}$ 的值，圖(5.1b)為 μ 和 $\frac{Z_H}{N_0}$ 的相對關係圖，因此，只要一有觀測的 Z_H 和 Z_{DR} ，可馬上用查表的方式找到對應的 N_0 、 μ 、 Λ ，而不用再經過(5.2)式和(5.3)式的累加計算過程，用此方式可達到及時推估雨滴粒徑分佈和降雨率的目的。 Brandes et al.(2003)指出，因為測量誤差的不確定性，只取用 $0.3dB \leq Z_{DR} \leq 3.3dB$ 的範圍作計算較合適，而本研究實際代入給定的 μ 、 Λ 去反推 Z_{DR} 所得到的最大值為 $3.25dB$ ，所以本研究在計算時只使用 $0.3dB \leq Z_{DR} \leq 3.25dB$ 的部分做計算。

5.3 K_{DP} 、 Z_{DR} 、 $\mu-\Lambda$ 關係式反推雨滴粒徑分佈及求降雨率

因為 K_{DP} 此參數的使用並不需要經過能量衰減或系統偏移等修正，而且在過去以 K_{DP} 估計大降雨都有不錯之結果，所以本研究也嘗試使用包含 K_{DP} 此參數的組合做計算，和單使用 K_{DP} 估計降雨率的差別在於我們還能得到雨滴粒徑分佈的資訊。利用 K_{DP} 、 Z_{DR} 、 $\mu-\Lambda$ 關係式求降雨率，此搭配法的求解和 Zhang et al.(2001)的流程相似，同樣是先利用(5.1)、(5.3)式解出 μ 和 Λ ，之後將解出的 μ 和 Λ 代回(5.4)式，因為 K_{DP} 為雷達可推得之參數，因此可由(5.4)式求出 N_0 ，最後將 N_0 、 μ 、 Λ 代入(5.7)式即可求得降雨率，此法求出的 μ 、 Λ 會跟 Zhang et al.(2001)的相同，只有 N_0 會不一樣，以下用此法求得的降雨率用 $R(KD, DR, \mu)$ 表示。

同樣地，為了計算上的效率，可事先做好建表的工作，首先，也是利用(5.1)式、(5.3)式找出 Z_{DR} 和 μ 的關係(結果和圖(5.1a)是相同的)，再利用該 Z_{DR} 對應到的 μ 、 Λ 代回(5.4)式，可求得 $\frac{K_{DP}}{N_0}$ 的值，圖(5.1c)為 μ 和 $\frac{K_{DP}}{N_0}$ 的相對關係圖，因此，只要一有觀測的 K_{DP} 和 Z_{DR} ，即可馬上用查表的方式找到對應的 N_0 、 μ 、 Λ ，而不用再經過(5.3)式和(5.4)式的累加計算過程，因為此方法只有最後在求 N_0 的時候和 Zhang et al.(2001)的方式不同，所以本研究在計算時同樣只使用 $0.3dB \leq Z_{DR} \leq 3.25dB$ 的部分做計算。

5.4 經驗公式求降雨率(R)

直接使用經驗公式求降雨率的好處是快而直接，但缺點是無法獲得雨滴粒徑分佈的資訊，而且可能因不同的降水型態而使準確度不同，本研究選了四種經驗公式來做降雨估計法的比較，包括了：

$$Z = 300R^{1.4} \quad (5.8)$$

$$\text{Sachidananda and Zrnica(1987)} \quad R = 5.1(K_{DP}\lambda)^{0.866} \quad \text{mm/hr} \quad (5.9)$$

$$\text{Keenan et al.(2000)} \quad R = 3 \times 10^{-3} Z_{DR}^{-1.22} Z_H^{0.95} \quad \text{mm/hr} \quad (5.10)$$

$$\text{Keenan et al.(2000)} \quad R = 24 \times Z_{DR}^{-0.2} K_{DP}^{0.9} \quad \text{mm/hr} \quad (5.11)$$

(5.8)式和(5.10)式中的回波使用 $\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$ 為單位，(5.9)式中的 λ (波長)帶 5.3125cm，(5.9)式和(5.11)式中的 K_{DP} 用 degree/km 為單位，(5.10)式和(5.11)式中的 Z_{DR} 以 dB 為單位。以下使用(5.8)式估算的降雨率以 $R(Z)$ 表示，用(5.9)式估算的降雨率以 $R(KD)$ 表示，用(5.10)式估算的降雨率以 $R(Z, DR)$ 表示，用(5.11)式估算的降雨率以 $R(DR, KD)$ 表示。

5.5 使用理想參數比較降雨估計法

因為南港站有一維雨滴譜儀，可由觀測到的雨滴粒徑大小和個數來反推出對應到的 Z_H 、 Z_{DR} 和 K_{DP} ，因為此時的 Z_H 、 Z_{DR} 和 K_{DP} 是由雨滴譜儀反推出來的，所以可當作沒有觀測誤差的偏極化參數來使用， Z_H 、 Z_{DR} 和 K_{DP} 是假設水溫為 20°C 、(5.5)式的軸比關係帶入(3.8)式、(3.9)式、(3.10)式和(3.13)式所反推出來的(雨滴譜儀資料反推 Z_H 、 Z_{DR} 和 K_{DP} 的計算由本實驗室的張偉裕所提供)。在實際使用雷達資料前，可先用南港站的雨滴譜儀推出的 Z_H 、 Z_{DR} 和 K_{DP} 帶進各個求降雨

率的方法中來做降雨估計法的比較，以下不使用任何降雨估計法而直接由雨滴譜儀求得的降雨率以 $R(JWD)$ 表示。

首先，先比較降雨率的部分，圖(5.2a)~圖(5.2f)分別為 $R(Z, DR, mu)$ 、 $R(KD, DR, mu)$ 、 $R(Z)$ 、 $R(KD)$ 、 $R(Z, DR)$ 、 $R(DR, KD)$ 六個降雨估計法求出的降雨率和 $R(JWD)$ 的比較，可以看到除了 $R(Z, DR)$ 明顯高估雨量外，其他方法的表現大致上都相近，從這邊也可以注意到，在降雨率不大時， $R(Z)$ 也可以有不錯的降雨估計，而 $R(Z, DR, mu)$ 、 $R(KD, DR, mu)$ 兩方法求出的降雨率幾乎一模一樣，最大落差只有 2.5mm/hr 。因為 $R(Z, DR, mu)$ 、 $R(KD, DR, mu)$ 兩方法能提供雨滴粒徑分佈的資訊，所以挑選了四個時段出來比較雨滴粒徑的反演結果，圖(5.3a)~圖(5.3d)分別代表 1 點 23 分、1 點 31 分、1 點 50 分、2 點 19 分南港站的雨滴粒徑分佈情形，'*' 代表雨滴譜儀的觀測結果，實線為 $R(Z, DR, mu)$ 所推出的雨滴粒徑分佈， $R(Z, DR, mu)$ 所推出的雨滴粒徑分佈在雨滴粒徑大於 1.5mm 的部分能掌握到雨滴個數的變化趨勢，但有偏低估的情形，而在雨滴粒徑小於 1.5mm 的部分則明顯高估，這並未代表著 $R(Z, DR, mu)$ 的結果不好，因為由 JWD 的原始觀測結果可以看出雨滴粒徑分佈已經不符合 Gamma DSD 的假設，這是 $R(Z, DR, mu)$ 和 $R(JWD)$ 在小雨滴個數上會有如此大落差的主要原因，因為目前只有使用一台雨滴譜儀做比較，何者較正確還無法確定。 $R(KD, DR, mu)$ 和 $R(Z, DR, mu)$ 所反演出的雨滴粒徑分佈參數只有 N_0 會不相同，表四為兩者 N_0 的比較，可看出並無明顯差異，也就是說，在沒有觀測誤差的情形下， $R(KD, DR, mu)$ 和 $R(Z, DR, mu)$ 對雨滴粒徑的反演結果應是相同的。

5.6 使用雷達觀測參數比較降雨估計法

經過使用理想參數比較降雨估計法後，現在開始使用雷達的實際觀測資料來推算降雨率，因為 K_{DP} 是 ϕ_{DP} 在距離上的變化率，只有在強降水區 ϕ_{DP} 才会有明顯增加，推估出來的 K_{DP} 精確度才會較高，因此在 K_{DP} 的應用方面，只有 $Z_H \geq 30dBZ$ 區域的 K_{DP} 才會被使用。為了避免雷達和雨量站採樣上的落差太大，所以使用降雨估計法算出降雨率後，採用三個波束的平均降雨率來和雨量站做比較，而為了避免風場不確定性的影響，本研究取了方形面積的 gate 做平均，例如：在南港站上空，三個雷達波束在切線方向的總寬度為 $1.5km$ ，則徑向方向也取 $1.5km$ 的 gate 來做平均，因為距離解析度為 $250m$ ，所以雷達是取 3×7 個 gate 的降雨率做平均後再和地面比較。

圖(5.4a)~圖(5.4f)為採用雷達在南港上空的掃瞄資料、利用六種降雨估計法算出的降雨率時變圖， R 代表南港站真實的降雨率，'O' 字母開頭的代代表使用沒經過任何處理的雷達資料來算降雨率，'A' 字母開頭的代代表使用經過衰減修正處理的雷達資料來算降雨率，'B' 字母開頭的代代表使用經過衰減修正、系統偏移修正的雷達資料來算降雨率，從圖(5.4c)可以看到，經過 Z_H 衰減修正以後的降雨率會比沒修正的高，若 Z_H 再經過系統偏移修正則會更接近南港站的降雨率，但和圖(5.2c)做比較可以知道，即使 Z_H 經過了衰減和系統偏移修正，估算的降雨率仍比 Z_H 無觀測誤差時來的低，這表示修正後的 Z_H 仍有低估的情形，從圖(5.4a)和圖(5.2a)的比較也可看出 $R(Z, DR, mu)$ 也是有類似的結果，雖然經過衰減和系統偏移修正後的降雨率會和無觀測誤差時

的降雨率較接近，但是也有低估的情形， $R(Z, DR)$ 在整個分析時間裡的大體表現亦是如此，因為 Z_{DR} 系統偏移的修正量不大，能量衰減需要的修正量也比較小，所以主要誤差應是來自 Z_H 低估所致，而 Z_H 的低估可能來自於波束遮蔽(partial beam)的影響，雖然鄰近南港站的幾個資料點沒遇到地形，但從圖(2.1a)可看到，在電磁波從雷達前往雨量站時，在靠近雷達的地方已經遇到許多地形，這時可能就已經被擋掉了大部分的能量，因為此時的系統偏移修正是把 Z_H 從較小的值修正成較大的值，而通過雨介質的衰減部分也是把 Z_H 從較小的值修正成較大的值，剩下的低估部分應該就是來自於波束遮蔽的影響。從圖(5.4b)、圖(5.2b)、圖(5.4d)、圖(5.2d)、圖(5.4f)、圖(5.2f)可看出， $R(KD, DR, mu)$ 、 $R(KD)$ 、 $R(DR, KD)$ 這三個沒使用到 Z_H 的降雨法在和無觀測誤差時的降雨率比較時就沒有低估的情形， $R(KD, DR, mu)$ 在 Z_{DR} 經過衰減和系統偏移修正有高估的情形， $R(DR, KD)$ 則因為計算公式裡 Z_{DR} 的權重本來就較小，所以 Z_{DR} 的修正與否影響不大， $R(KD)$ 是六個降雨估計法裡面估算結果和無觀測誤差時的降雨率最接近的，但也可以看出，三個有使用 K_{DP} 的降雨法，在第五小時後和無觀測誤差時的降雨率的一致性就較低，這是因為 K_{DP} 在小降雨時精確度較低所致。因為南港站在分析時間裡的最大降雨率只有 $51mm/hr$ ，無法就此說哪個降雨估計法較好，但這六個降雨估計法都已掌握到南港站的降雨變化趨勢，在定量上也都有不錯的表現。

接下來比較六個降雨法在四堵站的反演情形，四堵站的最大降雨率為 $150mm/hr$ ，很適合拿來測試降雨估計法在大降雨時的表現。圖(5.5a)~圖(5.5f)為採用雷達在四堵上空的掃瞄資料、利用六種降雨估計

法算出的降雨率時變圖， R 代表四堵站真實的降雨率，其他代號意義同圖(5.4a~f)，從圖(5.5a)、圖(5.5c)、圖(5.5e)可看出， $R(Z, DR, mu)$ 、 $R(Z)$ 、 $R(Z, DR)$ 三個有使用到 Z_H 的方法皆明顯低估降雨率，從圖(5.5b)可看到，經過 Z_{DR} 修正後能改善降雨率的估計情形，從圖(5.5b)、圖(5.5d)、圖(5.5f)中可看出， $R(KD, DR, mu)$ 、 $R(KD)$ 、 $R(DR, KD)$ 三個有使用到 K_{DP} 的降雨估計法雖然都掌握到了降雨率的變化趨勢，但 $R(KD)$ 在定量上有低估的情形，而搭配使用 Z_{DR} 的 $R(DR, KD)$ 雖然低估的量沒 $R(KD)$ 來的多，但還是無法掌握到 $100mm/hr$ 以上的降雨率， $R(KD, DR, mu)$ 則是表現最好的一個，不但沒有明顯低估，而且定量上也很接近四堵站的降雨率。

接下來比較六個降雨估計法在石碇站的反演情形，石碇站的最大降雨率為 $90mm/hr$ ，可拿來測試降雨法在中度降雨時的表現。圖(5.6a)~圖(5.6f)為採用雷達在石碇上空的掃瞄資料、利用六種降雨估計法算出的降雨率時變圖， R 代表石碇站真實的降雨率，其他代號意義同圖(5.4a~f)，從圖(5.6a)、圖(5.6c)、圖(5.6e)可看出， $R(Z, DR, mu)$ 、 $R(Z)$ 、 $R(Z, DR)$ 三個有使用到 Z_H 的方法這時低估情形沒那麼嚴重了， $R(Z, DR, mu)$ 和 $R(KD)$ 有相似的結果且沒有 $R(KD)$ 低估的嚴重，而 $R(Z)$ 大致比 $R(KD)$ 低估 $10mm/hr$ 左右， $R(Z, DR)$ 則是比 $R(KD)$ 還接近真實情形。從圖(5.6b)也可看到，經過 Z_{DR} 修正後能改善降雨率的估計情形，從圖(5.6b)、圖(5.6d)、圖(5.6f)中可看出， $R(KD)$ 、 $R(DR, KD)$ 都有明顯低估的情形，但降雨率變化趨勢還是掌握到了，而三個使用 K_{DP} 的估計法中仍以 $R(KD, DR, mu)$ 在定量上能掌握的最好。

綜合以上比較可發現，在定量降水估計上以 $R(KD, DR, \mu)$ 表現最佳，又因為 $R(KD, DR, \mu)$ 此方法能提供雨滴粒徑分佈的資訊，這表示我們不需要使用到雨滴譜儀就可利用此方法來估計強降水系統在整個三維空間的雨滴粒徑變化情形，當然也可估計降雨率，相信這些資訊對降水分析能有很大的幫助。而有使用到 Z_H 的降雨估計法，可能因為 Z_H 誤差過大而使降雨率誤差大，但由南港站雨滴譜儀推導出的 Z_H 等參數代進降雨估計法仍可有很好的降雨估計結果，這表示如果有良好修正之 Z_H ，或許這些降雨法在各雨量站也能有很好的表現，尤其是 $R(Z, DR, \mu)$ ，從圖(5.2a)和圖(5.2b)可看出，在沒有觀測誤差時， $R(KD, DR, \mu)$ 和 $R(Z, DR, \mu)$ 兩方法求出的結果可說是相同的，因為在 K_{DP} 的使用方面，我們只選用 $Z_H \geq 30dBZ$ 的區域的 K_{DP} 來做計算，在很多弱降水的時段是沒有做計算的，所以在 $Z_H \leq 30dBZ$ 時使用 $R(Z, DR, \mu)$ 來做計算是個非常好的選擇，這樣可確保不管在天氣系統的強弱降水區我們都可以從雷達來獲得雨滴粒徑分佈和降雨率的資訊。

關於 Z_H 低估的部分，除了波束遮蔽導致低估這個可能性外，也有可能是因為衰減修正量修正的不夠所致，圖(5.7)為三個雨量站在個案分析時間裡，雨量站上方的 ϕ_{DP} 隨時間的變化情形，從圖中可以看到，在前三小時裡，南港和石碇的 ϕ_{DP} 是相近的，而四堵站的 ϕ_{DP} 明顯比兩站大很多，這意味著電磁波束從雷達出發到四堵站時，遭受到的能量衰減量比南港和石碇大許多，若衰減量修正的不夠，則 Z_H 低估的情形會比南港和石碇更嚴重，這也有可能是四堵站有使用 Z_H 估計法的降雨率會低估那麼多的原因，而石碇站的低估情形就沒那麼嚴重，甚

至和使用 K_{DP} 降雨法的結果相近。

圖(5.8)為 $R(KD, DR, mu)$ 所反演的累積雨量圖，累積時間為個案分析時間的前三小時，主要強降水都產生在此期間，圖上的數字為各測站在同一時間內的累積雨量，從圖中可以看到， $R(KD, DR, mu)$ 不僅能捕捉到整個大面積累積雨量的變化趨勢，在強降水區的雨量上也和雨量站非常的接近，這也顯示了 $R(KD, DR, mu)$ 在做大面積估計降水的適用性。在雷達東方 65km 處有一測站的累積雨量只有 3mm，也可很簡單的由 $R(KD, DR, mu)$ 的反演結果來判斷此測站的觀測有問題。在地形邊緣的地方， $R(KD, DR, mu)$ 有明顯高估的情形，這表示單用相關係數此參數並無法將受地形污染的資料完全濾除，以後可能需搭配其他方法來解決此問題。

圖(5.9a~c)、圖(5.10a~c)為 $R(Z, DR, mu)$ 、 $R(KD, DR, mu)$ 所反演的雨滴粒徑分佈和南港站一維雨滴譜儀的比較情形，雨滴譜儀的降雨率分別為 51.0mmhr^{-1} 和 17.3mmhr^{-1} 。從圖(5.9a~c)可看出， $R(Z, DR, mu)$ 、 $R(KD, DR, mu)$ 兩方法在小雨滴個數的反演比南港站要高估許多，可能是雨滴譜儀有問題，也可能是南港當地的雨滴特性所致，從圖(5.9b)可看出，除了少數幾點外， $R(Z, DR, mu)$ 在南港站上方各資料點的反演結果都很相近，有很好的的一致性， $R(KD, DR, mu)$ 也是有一樣的情形，因為 $R(Z, DR, mu)$ 、 $R(KD, DR, mu)$ 兩方法反演結果只有 N_0 會不相同，而 N_0 在兩方法中分別由 Z_H 和 K_{DP} 決定，因為 Z_H 低估，所以從圖(5.9b)、圖(5.9c)可看出 $R(Z, DR, mu)$ 在雨滴個數上的反演明顯比 $R(KD, DR, mu)$ 低許多。從圖(5.10a~c)可看出， $R(Z, DR, mu)$ 、 $R(KD, DR, mu)$ 在小雨滴

個數的反演同樣比南港站要高估許多，和圖(5.9b)、圖(5.9c)比較可看出，當降雨率變小時， $R(Z, DR, \mu)$ 、 $R(KD, DR, \mu)$ 都能反映出最大雨滴粒徑開始縮小的情形，但也可以看到， $R(Z, DR, \mu)$ 、 $R(KD, DR, \mu)$ 在小雨時的反演結果就比大雨時離散很多，這表示小雨時的 μ 分佈較離散，此反演結果和林(2004)利用雨滴譜儀分析的降水特性有良好的一致性。關於雨滴粒徑分佈反演的部分，目前只作初步分析，日後有強降水通過其他雨量站時，再和其他雨滴譜儀做比較，才有辦法對兩方法在反演結果的表現作更多的解釋。

第六章 結論與未來展望

6.1 結論

中央大學的雙偏極化雷達為台灣首座此型雷達，本文的主要目的之一在建立對於此雷達的完整資料處理流程，從一開始的資料讀取，然後經過總差異相位差(Ψ_{DP})的處理、電磁波能量的衰減還有水平回波(Z_H)和差異反射率(Z_{DR})的系統偏移修正等程序，最後使這些雷達資料可以進入到雨滴粒徑分佈以及降雨率反演的實際應用。從本文對南瑪都颱風降水的分析結果可看出，在中大偏極化雷達資料的應用上已有不錯之表現。

從和地面測站的比較可看出，使用經過能量衰減和系統偏移修正的雷達資料能明顯改善降雨率反演結果，這代表修正原始觀測資料是有必要性的。而在降雨估計法的比較方面可看出，有使用到 Z_H 此參數的方法，在強降水時有明顯低估情形，這可能來自於衰減修正法不夠良好所致，但因為地形導致的波束遮蔽也會使 Z_H 低估，因此在實際應用上，使用比差異相位差(K_{DP})估計降水比使用 Z_H 的問題少，而各降水估計法確實也都反應這一致的情形。

除了降雨率外，本文使用的方法還可獲得雨滴粒徑分佈的資訊，並且使用 K_{DP} 取代 Zhang et al.(2001)方法中的 Z_H ，希望能藉以改善強降水的反演情形，而由四堵、石碇站的比較結果可看出，本研究所採用的參數組合在強降水時，是各降水估計法裡表現最好的，這也代表本文的方法在求取降水系統的雨滴粒徑分佈情形是非常有潛能的。

6.2 未來展望

本研究針對 Z_{DR} 系統偏移提出的修正法仍須和垂直觀測法做大量比對才能證明它的正確性，而 Z_H 的低估問題未來會再嘗試不同的能量衰減修正法來處理，藉此來改善 Z_H 的低估問題。雖然使用 K_{DP} 、 Z_{DR} 、 $\mu-\Lambda$ 約束關係式的搭配組合($R(KD, DR, \mu)$)在強降水的反演方面很好，但雨滴粒徑分佈的反演結果如何目前還無法下定論，未來將使用更多的雨滴譜儀資料來和其做比對驗證。在 $R(KD, DR, \mu)$ 的演算過程中我們都使用(5.1)式這個 $\mu-\Lambda$ 約束關係式，未來會利用不同降雨率或降水型態來做分類，分別擬合 $\mu-\Lambda$ 約束關係式帶進 $R(KD, DR, \mu)$ 的計算中做測試，期望能使降雨率的反演結果更加良好。

參考文獻：

- 張偉裕, 2002: 利用雨滴譜儀分析雨滴粒徑分佈(納莉颱風個案), 國立中央大學碩士論文, 95 頁。
- 劉慈先, 2002: SCSMEX 期間利用 C-Pol 偏極化雷達氣象參數觀測降水系統之分析, 國立中央大學碩士論文, 67 頁。
- 鳳 雷, 2002: 熱帶降水系統之雙偏振雷達觀測研究。 台灣大學大氣科學博士論文, 161 頁。
- 林位總, 2004: 利用二維雨滴譜儀研究雨滴譜特性, 國立中央大學碩士論文, 89 頁。
- Battan, L.J., 1973: *Radar Observations of the Atmosphere*. University of Chicago Press, 324 pp.
- Brandes, E. A., G. Zhang, and J. Vivekanandan, 2003: An evaluation of a drop distributionbased rainfall estimator. *J. Appl. Meteor.*, **42**, 652–660.
- Brandes, E. A., G. Zhang, and J. Vivekanandan, 2004: Comparison of Polarimetric Radar Drop Size Distribution Retrieval Algorithms. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **21**, 584–598.
- Bringi , V. N., V.Chandrasekar, N. Balakrishnan, and D.S. Zrníc, 1990: An Examination of propagation effects in rainfall on radar measurements at microwave frequencies. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **7**, 829-840.
- Bringi , V. N., K.Knupp, A. Detwiler, L. Liu, I. J. Caylor, and R. A. Black, 1997: Evolution of a Florida Thunderstorm during the Convection and Precipitation / Electrification Experiment: The Case of 9 August 1991. *Mon. Wea Rev.*, **125**, 2131-2160.
- Bringi, V. N., and V. Chandrasekar 2001: *Polarimetric Doppler Weather Radar: Principles and Applications*, Cambridge Univ. Press, 636 pp.
- Bringi , V. N., G. Huang, and V. Chandrasekar, 2002: A Methodology for Estimating the Parameters of a Gamma Raindrop Size Distribution Model from Polarimetric Radar Data: Application to a Squall-Line Event from the TRMM/Brazil Campaign. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **19**, 633-645.
- Doviak, R. J., and D. S. Zrníc 1993: *Doppler Radar and Weather Observations*, 2nd ed. San Diego, CA: Academic, 562 pp.
- Gorgucci, E., G. Scarchilli, and V. Chandrasekar, 1999: A procedure to calibrate multiparameter weather radar using properties of the rain medium, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **37**, 269–276.
- Jameson, A. R., and E. A. Mueller, 1985: Estimation of propagation-Differential Phase Shift from Sequential Orthogonal Linear polarization Radar Measurements. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **2**, 133-137.

- Keenan T. D., D. S. Zrníc, L. D. Carey and P. May, 2000: Sensitivity Analysis of Polarimetric Variables at a 5-cm Wavelength in Rain. *Amer. Meteor. Soci.* **39**,1514-1526.
- Pruppacher, H.R., and R.L. Pitter, 1971: A semi-empirical determination of the shape of cloud and raindrops. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 86-94.
- Ray, P. S., 1972: Broad-band complex refractive indices of ice and water. *Appl. Opt.*, **11**, 1836-1844.
- Scarchilli G., E. Gorgucci, V. Chandrasekar, and T. A. Seliga, 1993: Rainfall Estimation using polarimetric Techniques at C-Band Frequencies. *J. Appl. Meteorol.*, vol. **32**, 1150-1160.
- Scarchilli G., E. Gorgucci, V. Chandrasekar, Member,IEEE, and A.Dobaie, 1996:Self-Consistency of Polarization Diversity Measurement of Rainfall. *IEEE Trans.*, vol. **34**, 22-26.
- Sachidananda, M., and D. S. Zrníc, 1987: Rain rate estimates from differential polarization measurements. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **4**, 588-598.
- Seliga T. A. , and V. N. Bringi, 1976: Potential use of radar differential reflectivity measurements at orthogonal polarizations for measuring precipitation. *J. Appl. Meteorol.*, vol. **15**, pp. 69–76.
- Seliga T. A. , and V. N. Bringi, 1978: Differential reflectivity and differential phase shift: Applications in radar meteorology. *Radio Sci.* **13**, 271-275.
- Smyth T.J., and A.J. Illingworth, 1998: Correction for attenuation of radar reflectivity using polarization data. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **124**, 2393-2415.
- Ulbrich, C.W., 1983: National variations in the analytical form of the raindrop size distribution. *J. Climate Appl. Meteor.*, **22**, 1764-1775.
- Vivekanandan, J., G. Zhang, S. M. Ellis, D. Rajopadhyaya, and S. K. Avery, 2003: Radar reflectivity calibration using differential propagation phase measurement, *Radio Sci*, **38(3)**, 8049, doi:10.1029/2002RS002676.
- Wakimomoto, R.M., and V.N. Bringi, 1988: Dual-polarization observations of microbursts associated with intense convection: the 20 July storm during MIST project. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 1521-1539.
- Zeng Z., 1998: Polarimetric Radar Studies of Convective Storm Development, *Master Thesis*, Department of Atmo. Sci. University of Washington, 146pp.
- Zhang, G., J. Vivekanandan, and E. A. Brandes, 2001: A method for estimating rainrate and drop size distribution from polarimetric radar measurements. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **39**, 830-841.
- Zrníc D.S., T.D. Keenan, L.D. Carey, and P. May, 2000: Sensitivity analysis of polarimetric variables at a 5-cm wavelength in rain. *J. Appl. Meteorol.*, vol. **39**, 1514-1526.

表一：不同相關係數門檻值對應到的 Z_{DR} 平均值和樣本數

沒設回波 門檻值		
相關係數	Z_{DR} 平均值	樣本數
0.9	0.378	1809
0.93	0.377	1807
0.95	0.378	1801
0.97	0.373	1686

表二：加上回波門檻值，不同相關係數門檻值對應到的 Z_{DR} 平均值和樣本數

回波需小 於 20dBZ		
相關係數	Z_{DR} 平均值	樣本數
0.9	0.359	626
0.93	0.357	624
0.95	0.358	620
0.97	0.347	551

表三：不同 K_{DP} 門檻值對應到的 Z_H 系統偏移和樣本數

$\rho=0.95$, Z_{DR} 系統偏移=0.358

K_{DP} 門檻	Z_H 系統偏移	樣本數
0.5	-2.352	1303
0.75	-2.554	620
1	-2.614	592
1.25	-2.482	355
1.5	-2.285	222

表四：R(Z,DR,mu)、R(KD,DR,mu)兩方法求出的 N_0 比較。

R(Z,DR,mu) 的 $N_0 (m^{-3}mm^{-1-\mu})$	R(KD,DR,mu) 的 $N_0 (m^{-3}mm^{-1-\mu})$
95648	91875
190504	184488
259186	251248
391643	379922

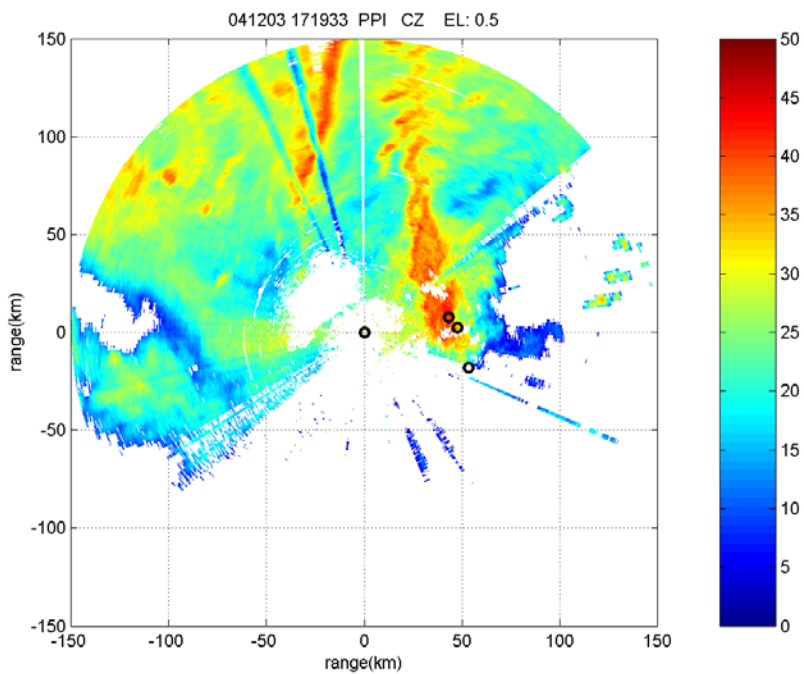


圖 2.1a

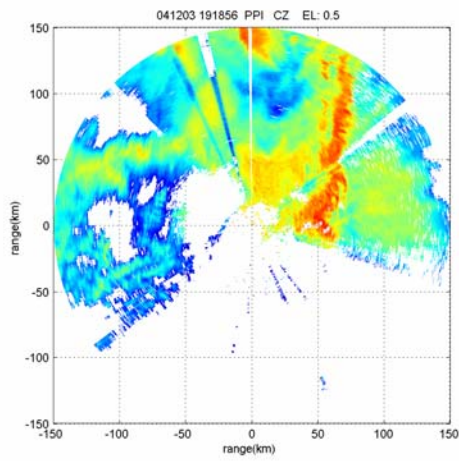


圖 2.1b

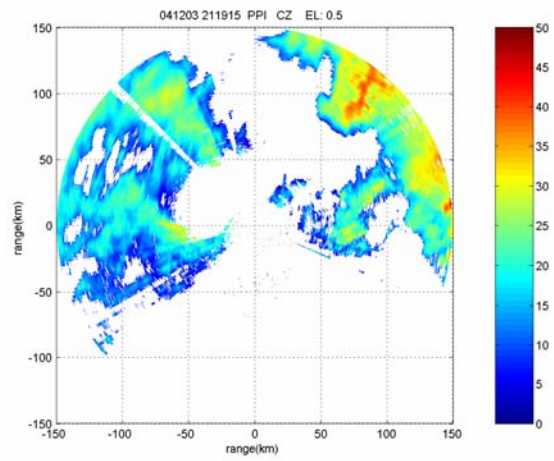


圖 2.1c

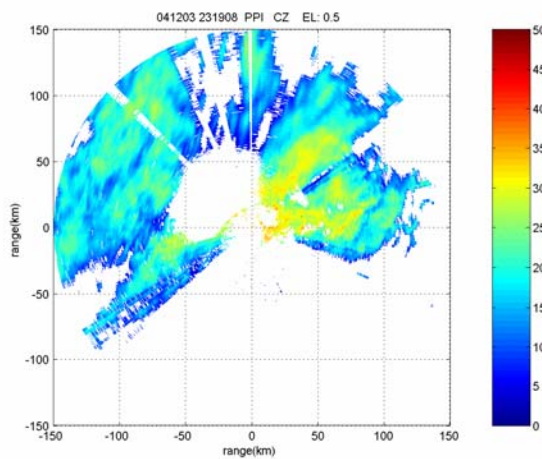


圖 2.1d

圖 2.1a：回波場在 2005/12/04 1 點 19 分(LST)的 PPI 圖，掃瞄仰角為 0.5° ，色標的值代表回波值，座標軸的中心點為中大雷達的位置，在雷達東方 50km 附近的三個黑色圓圈為雨量站位置。

圖 2.1b~圖 2.1d：同圖 2.1a，但掃瞄時間依序為 12 月 4 日的 3 點 18 分、5 點 19 分、7 點 19 分(LST)。

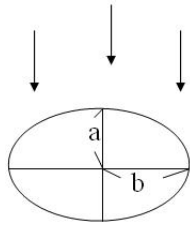


圖 3.1：雨滴降落時的示意圖，a、b 分別代表代表雨滴兩軸的一半長度。

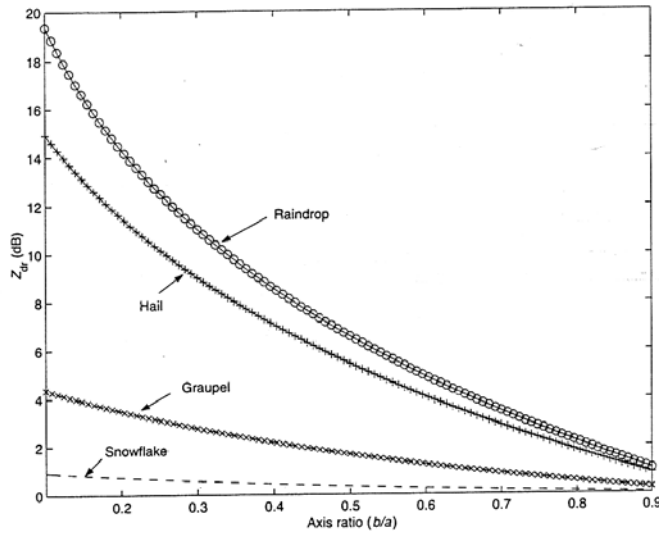


圖 3.2：不同相態水象粒子的軸比和 Z_{DR} 的相對關係圖，橫軸代表水象粒子軸比（短軸長度除長軸長度），縱軸代表 Z_{DR} 。四條線分別代表雨滴 (Raindrop)、冰雹(Hail)、軟雹(Graupel)、雪花(Snowflake)在不同軸比和 Z_{DR} 的相對關係。(摘自 Bringi and Chandrasekar,2001)

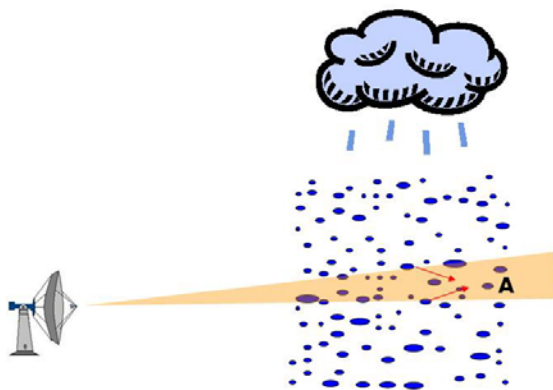


圖 3.3：雷達電磁波穿越降水區示意圖，A 點代表降水區裡離雷達較遠的觀測區，橘色區域為雷達發射的電磁波，紅線為雨滴散射的電磁波。

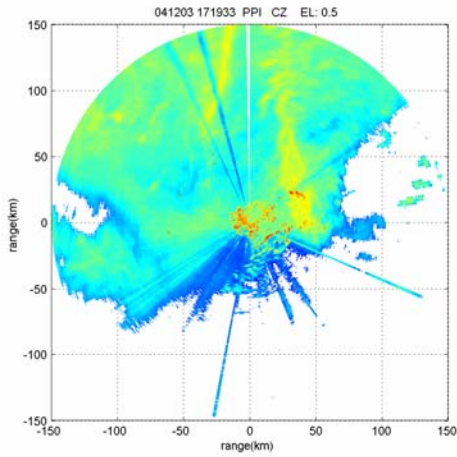


圖 4.1a

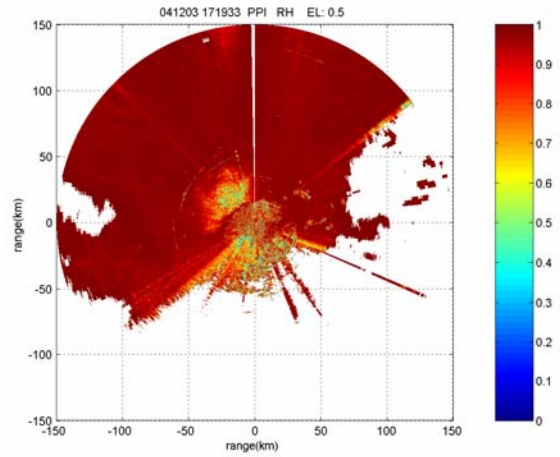


圖 4.1b

圖 4.1a：回波場在 2004/12/04 1 點 19 分(LST)的 PPI 圖，掃瞄仰角為 0.5° ，色標的值代表回波值。座標中心為雷達位置。

圖 4.1b：相關係數場在 2004/12/04 1 點 19 分(LST)的 PPI 圖，掃瞄仰角為 0.5° ，色標的值代表相關係數的值。

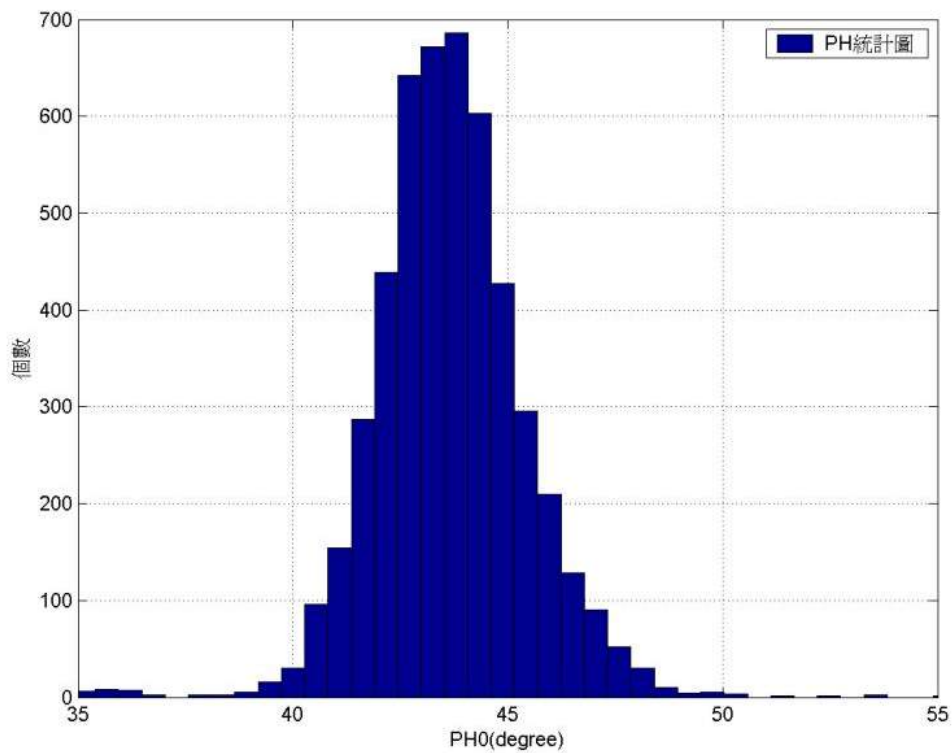


圖 4.2：每個波束的 ϕ_0 的分佈統計圖，橫軸代表 ϕ_0 (degree)，縱軸代表個數。

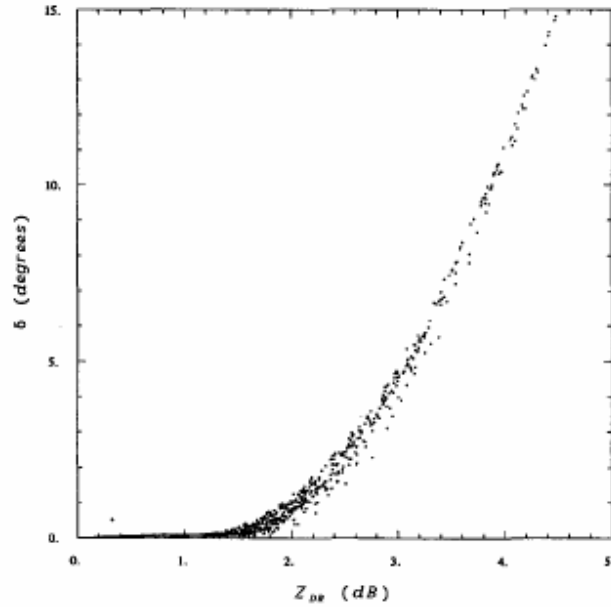


圖 4.3： Z_{DR} 和 δ 的相對關係圖。摘自 Sarchilli and Gorgucci (1993)。

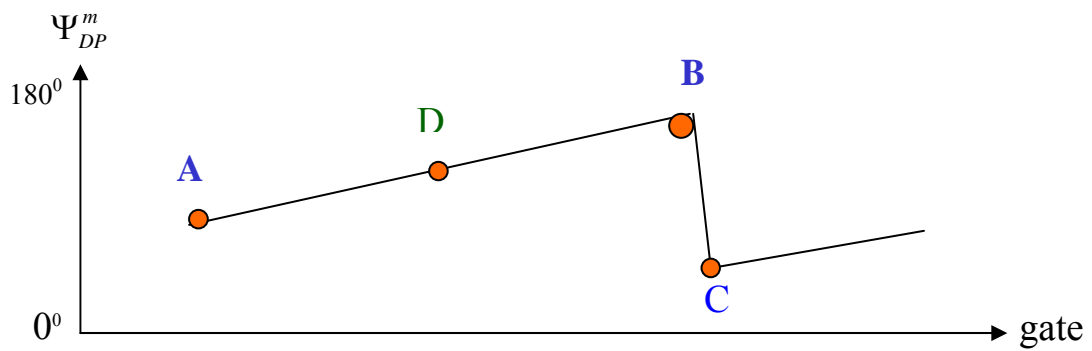


圖 4.4：雷達觀測到的總差異相位差 Ψ_{DP}^m 隨距離的變化圖。橫軸代表遠離雷達的 gate 數，縱軸代表 Ψ_{DP}^m (degree) 的值。

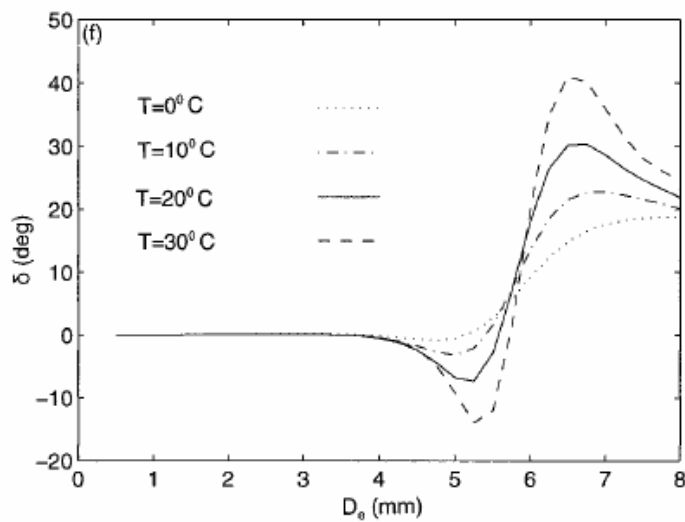


圖 4.5： δ 在不同溫度隨粒徑大小的變化圖。摘自 Zrnice et al.(2000)。

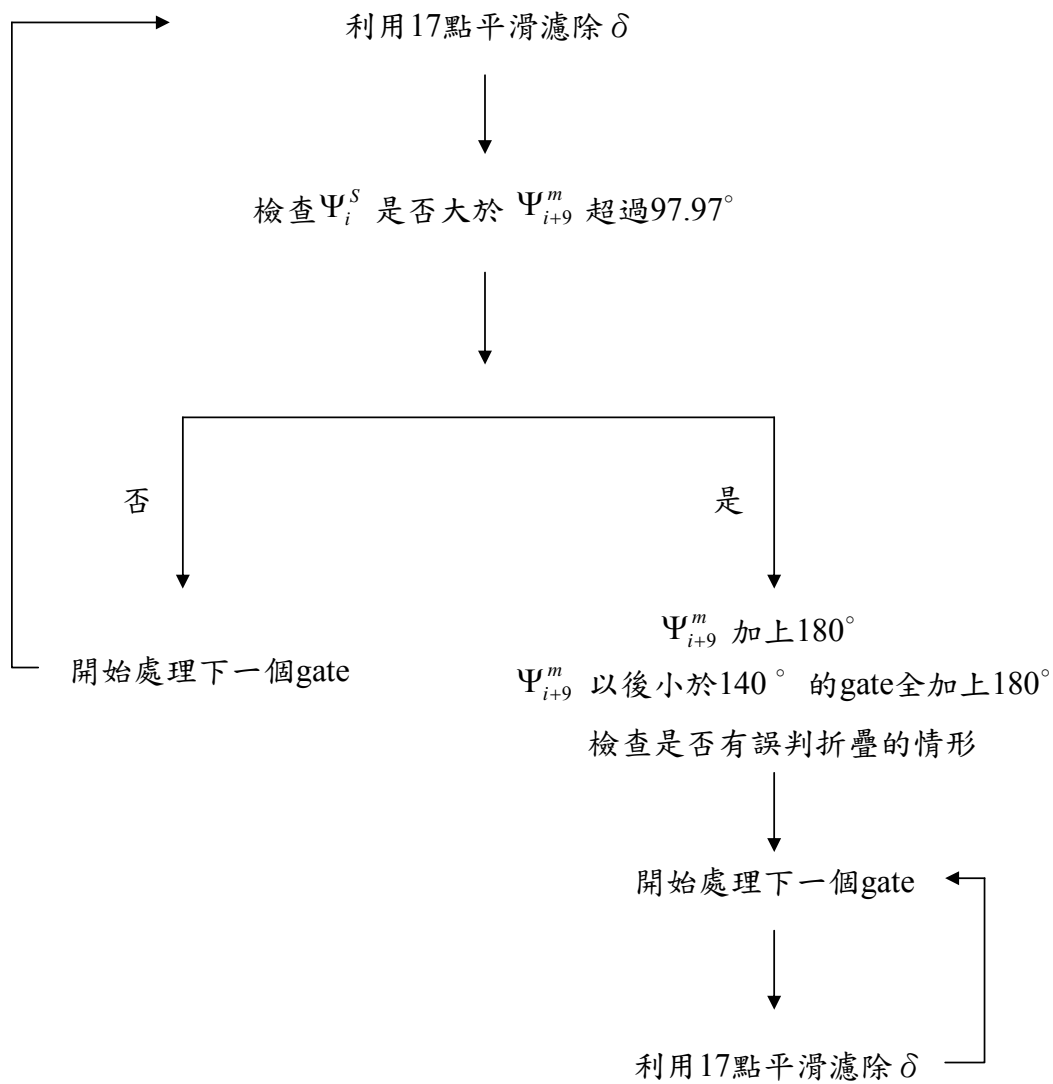


圖 4.6: 濾除 δ 以及對 Ψ_{DP}^m 去折疊的流程圖

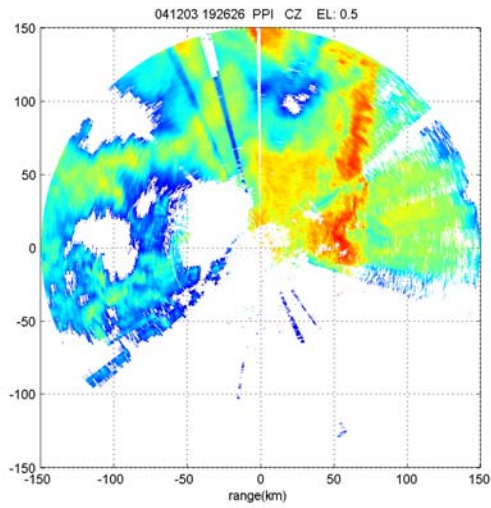


圖 4.7a

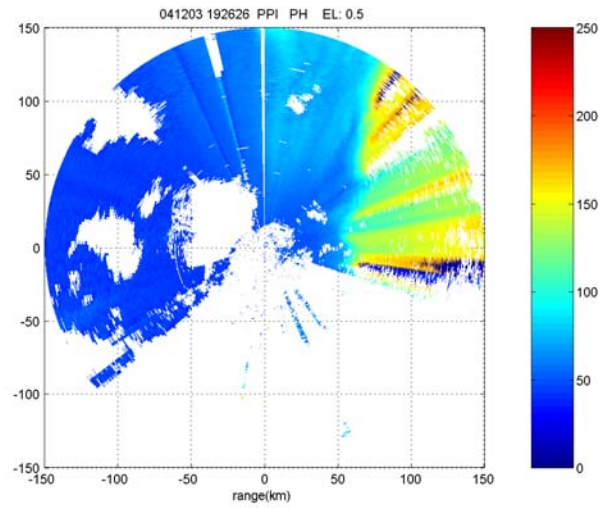


圖 4.7b

圖 4.7a：2004/12/04 3 點 26 分的回波場 PPI，仰角 0.5° 。

圖 4.7b：2004/12/04 3 點 26 分的 Ψ_{DP}^m 場 PPI，仰角 0.5° 。

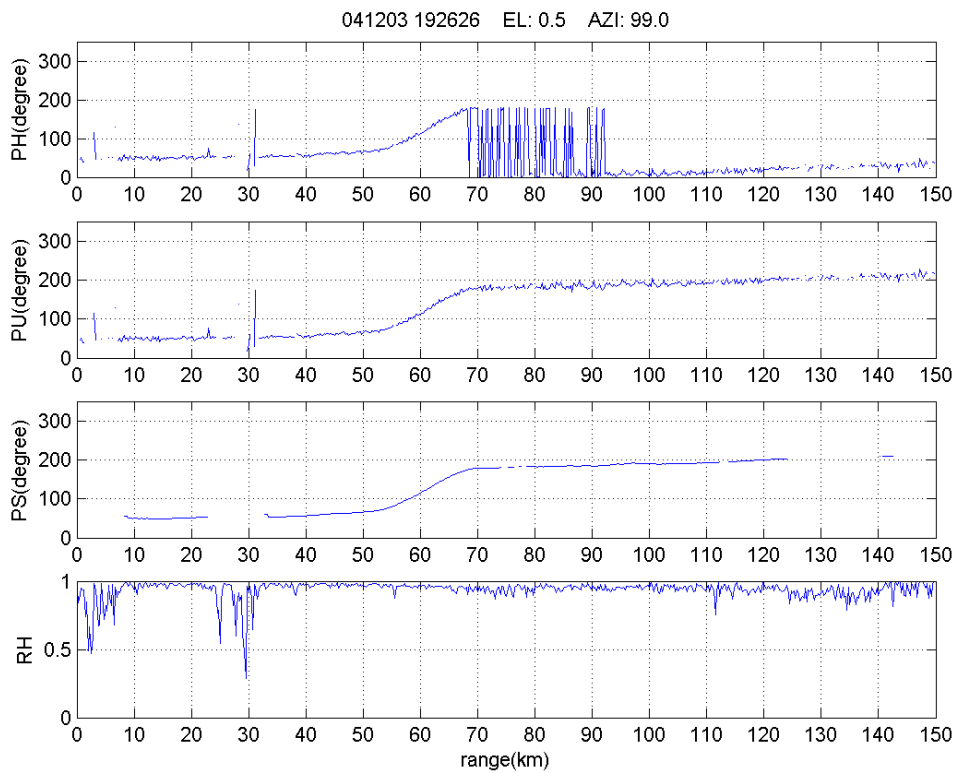


圖 4.8a：2004/12/04 3 點 26 分在 99° 方位角單 beam 的 Ψ_{DP}^m 隨距離的變化圖，橫軸代表電磁波遠離雷達的距離，PH 代表雷達觀測的總差異相位差，PU 代表經過去折疊處理的總差異相位差，PS 代表 PU 經過 17 點平滑後的情形，RH 為相關係數。仰角 0.5° 。

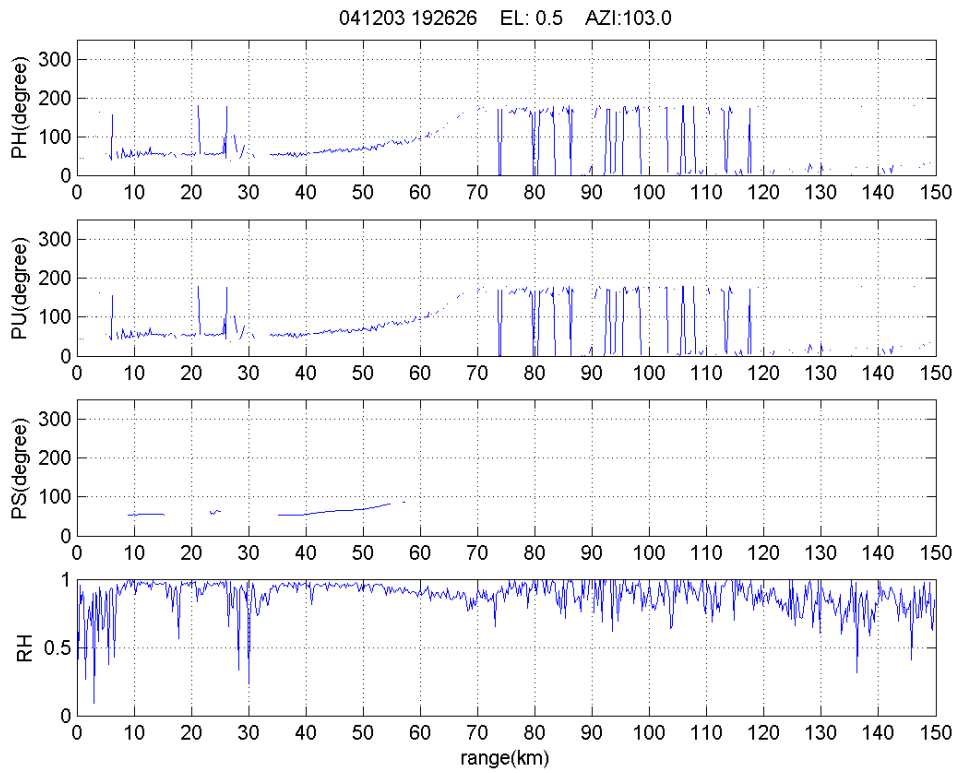


圖 4.8b： 103^0 方位角單波束的 Ψ_{DP}^m 隨距離的變化圖，代號意義同圖 4.7a。

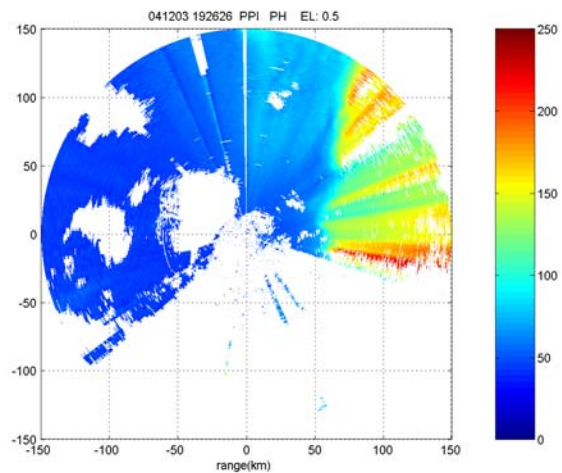


圖 4.8c： 2004/12/04 3 點 26 分經過去折疊後的 Ψ_{DP}^m 場 PPI。

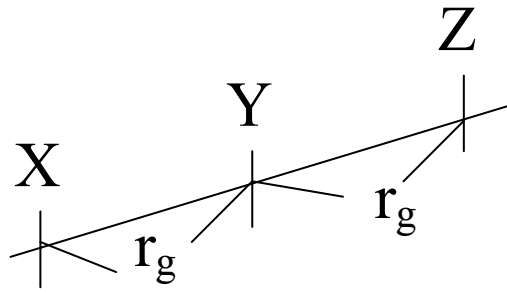


圖 4.9： K_{DP} 求取的示意圖，X、Y、Z 代表相鄰的三個 gate，X 為靠近雷達的一端， r_g 為 gate 的間距，也就是雷達的距離解析度。

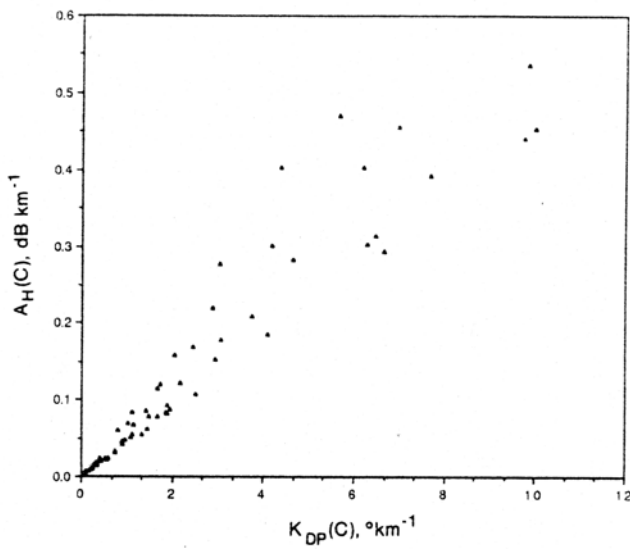


圖 4.10a

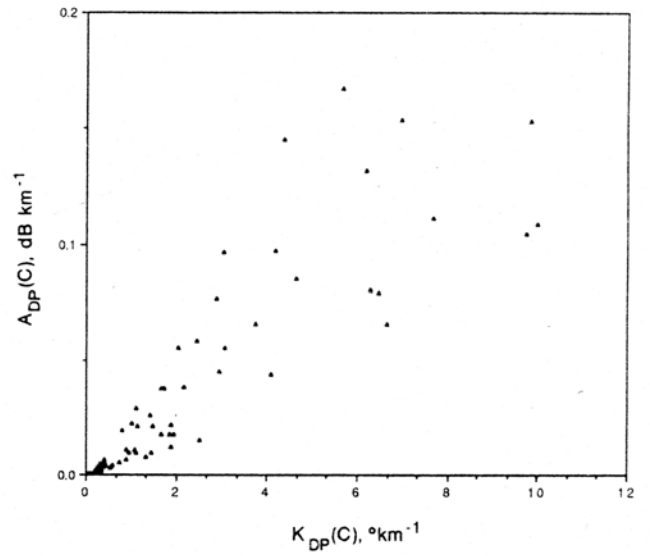


圖 4.10b

圖 4.10a： K_{DP} 和 A_H 的散佈關係。摘自 Bringi et al.(1990)。

圖 4.10b： K_{DP} 和 A_{DP} 的散佈關係。摘自 Bringi et al.(1990)。

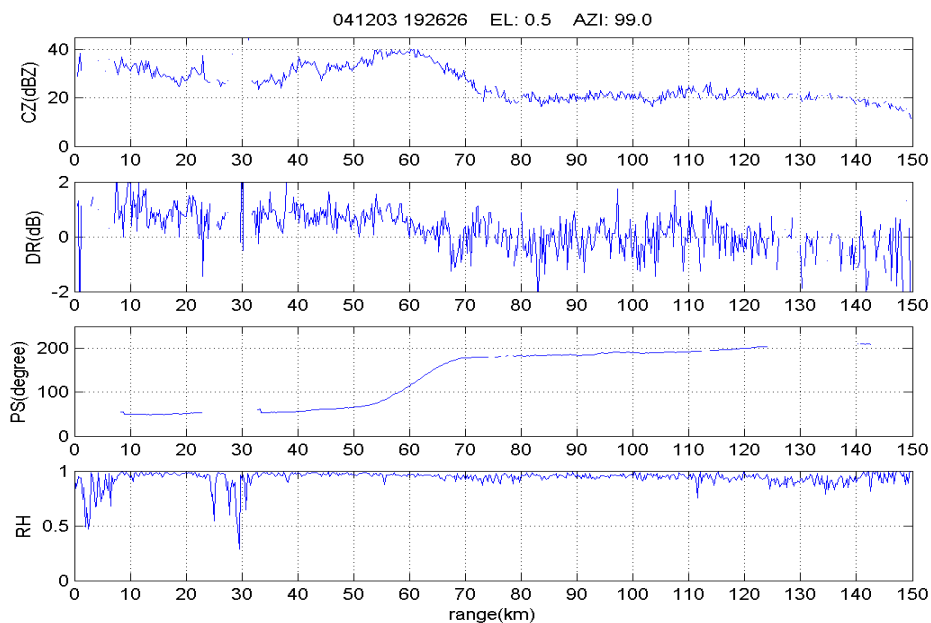


圖 4.11a

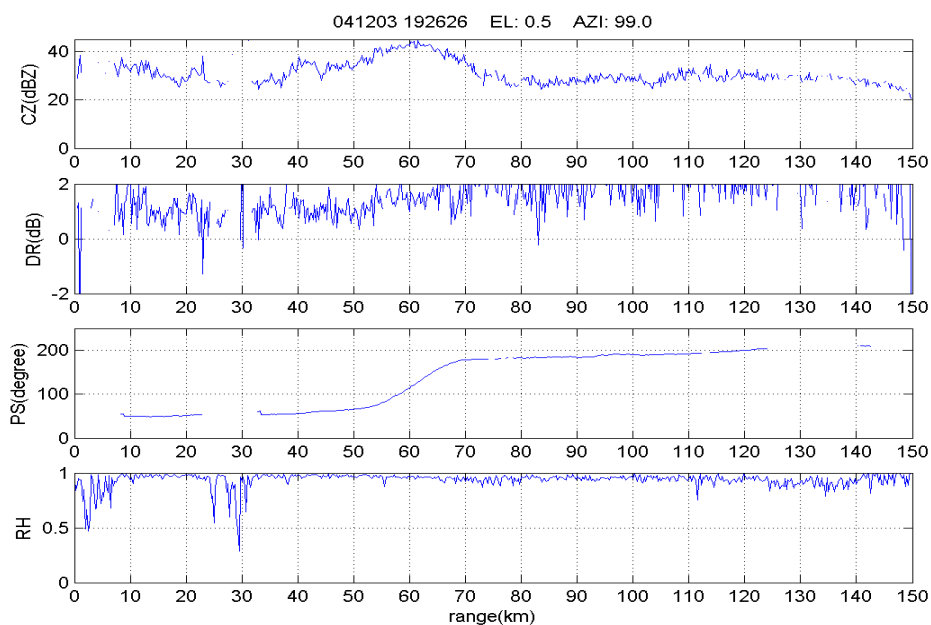


圖 4.11b

圖 4.11a：2004/12/04 3 點 26 分在 99^0 方位角單 beam 的四個資料場隨距離的變化圖，仰角 0.5^0 。CZ 為回波場，DR 為 Z_{DR} 場，PS 為經過平滑以及去折疊的 Ψ_{DP}^m ，RH 為相關係數。橫軸為遠離雷達的距離。

圖 4.11b：和圖 4.11a 相同，但有經過能量衰減修正。

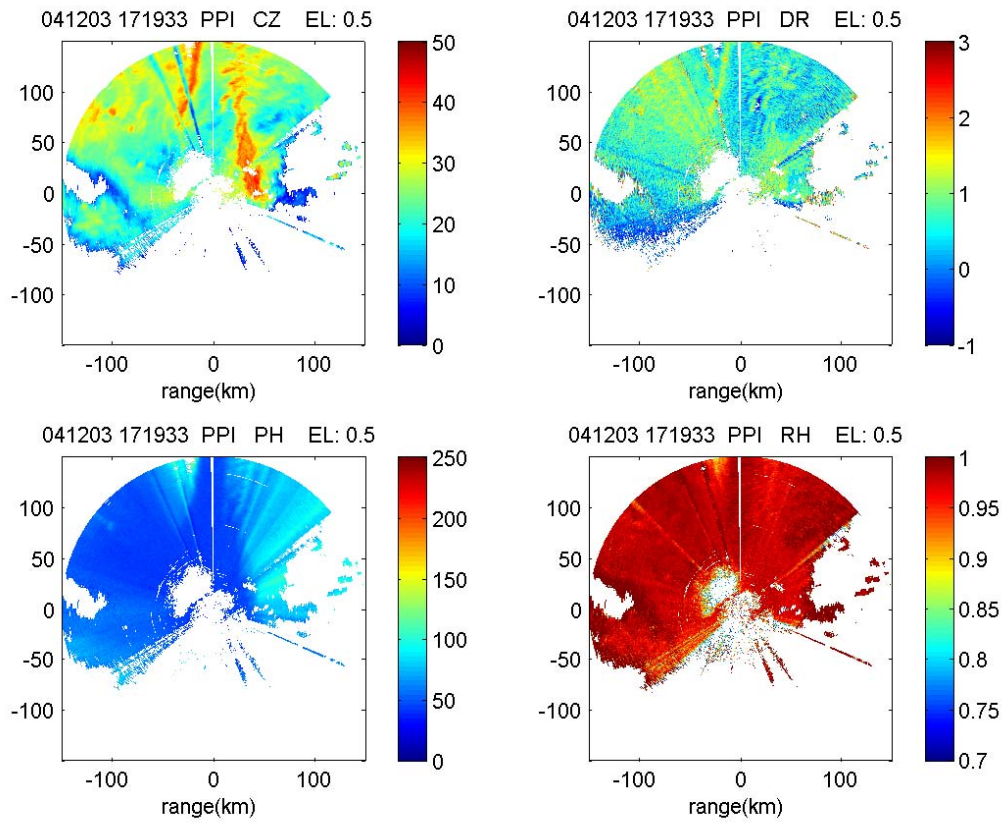


圖 4.12：雷達在 2004/12/04 1 點 19 分的 0.5° 仰角 PPI，CZ 代表回波場，DR 代表 Z_{DR} 場，PH 代表 Ψ_{DP}^m ，RH 為相關係數。

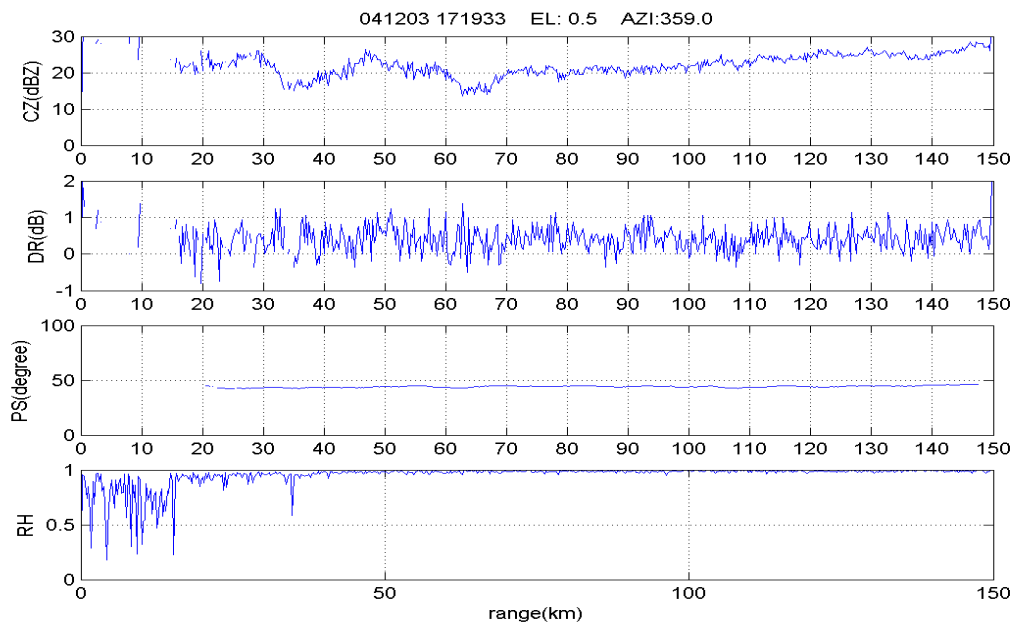


圖 4.13：圖 4.12 中的 360° 方位角單波束的四個資料場的變化圖。代號意義同圖 4.11a。

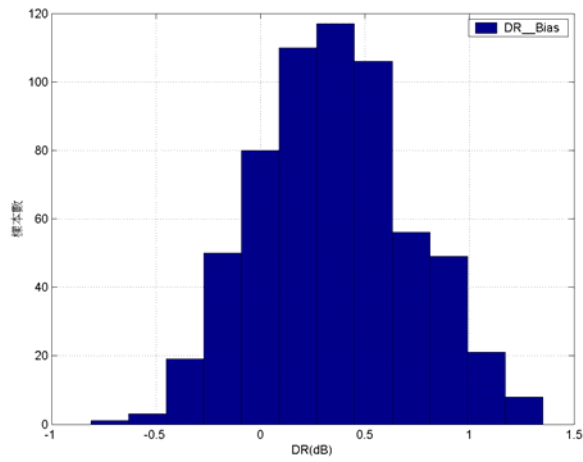


圖 4.14： Z_{DR} 的統計圖，橫軸代表 Z_{DR} 的值，縱軸代表個數。

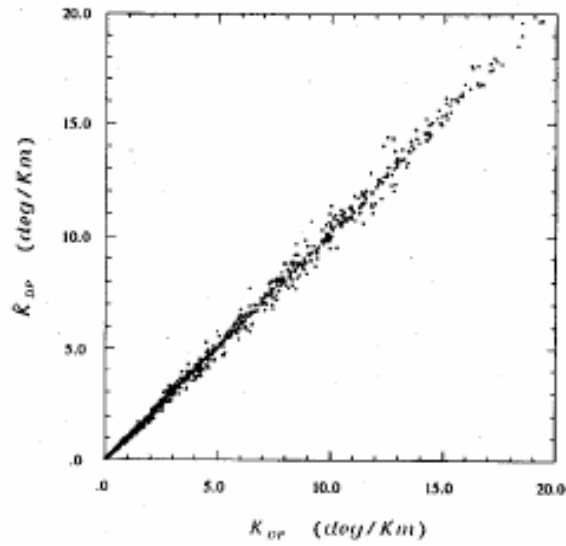


圖 4.15： 約束關係推導的出的 \hat{K}_{DP} 和模擬的 K_{DP} 的比較圖。

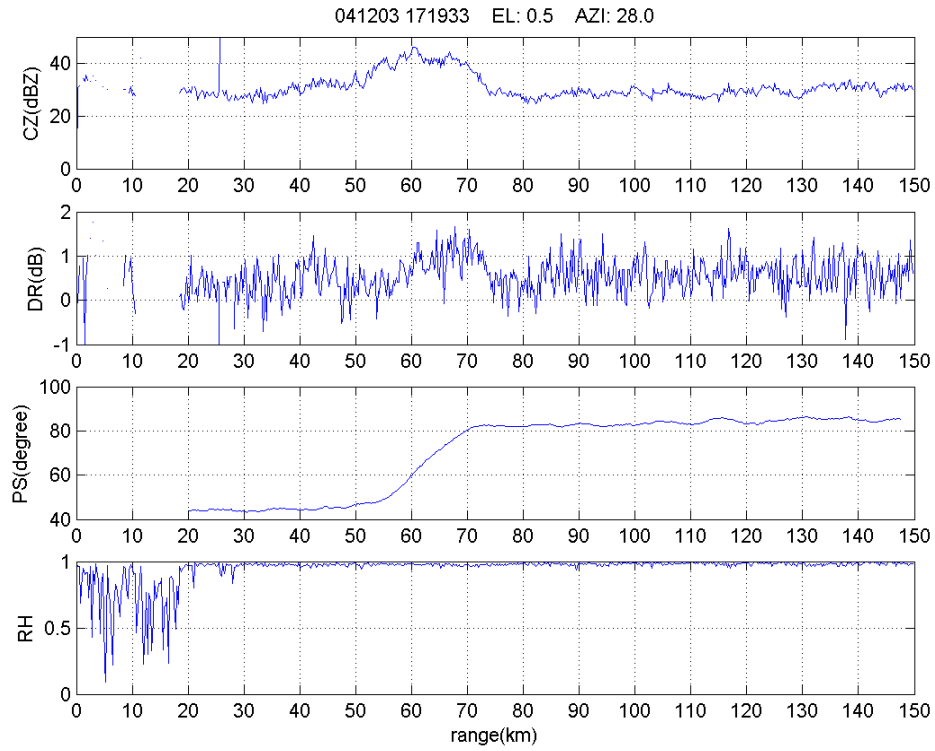


圖 4.16：和圖 4.13 的代號意義相同，只是方位角改為 28^0 。

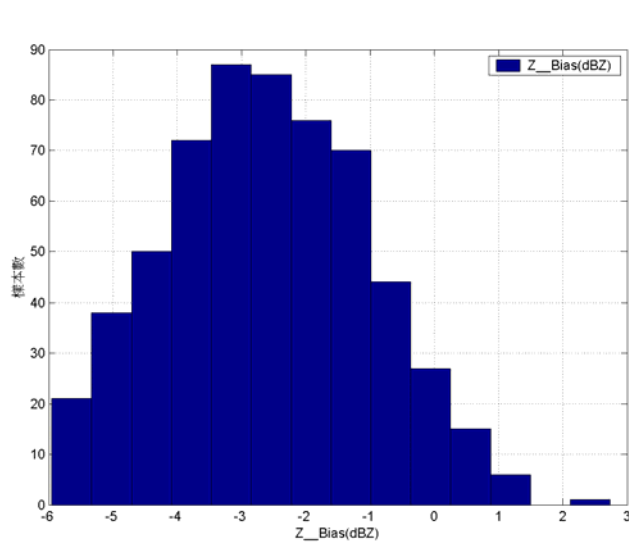


圖 4.17：回波系統偏移統計圖，橫軸為系統偏移量，縱軸為個數。

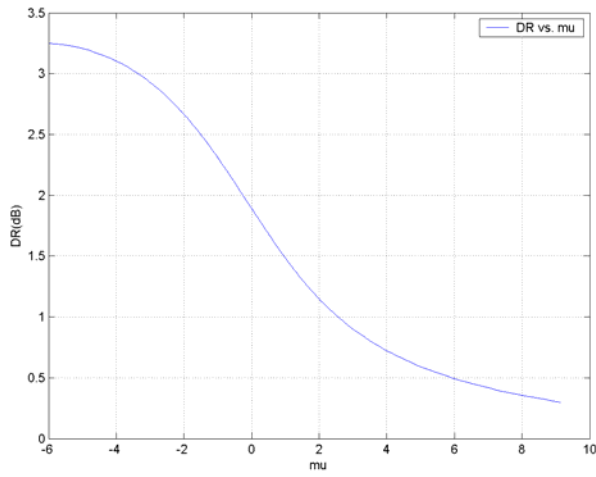


圖 5.1a

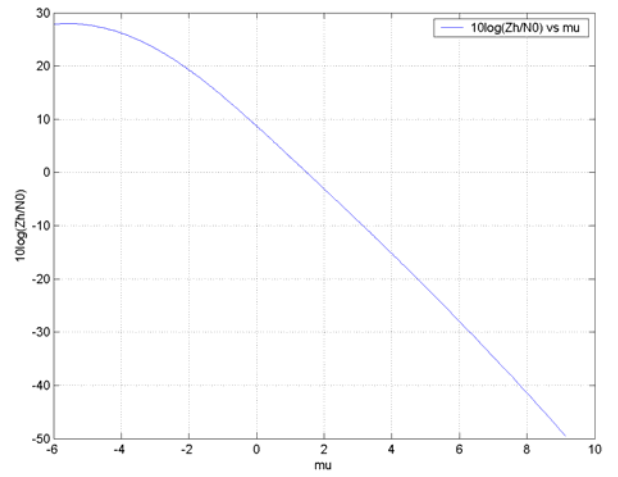


圖 5.1b

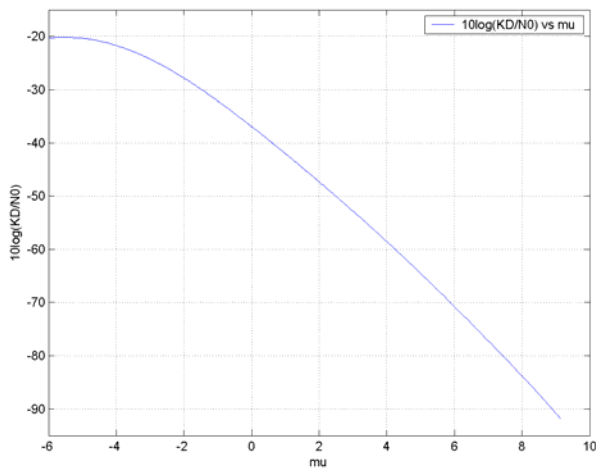


圖 5.1c

圖 5.1a： μ 和 Z_{DR} 的相對關係圖。

圖 5.1b： μ 和 $\frac{Z_H}{N_0}$ 的相對關係圖。

圖 5.1c： μ 和 $\frac{K_{DP}}{N_0}$ 的相對關係圖。

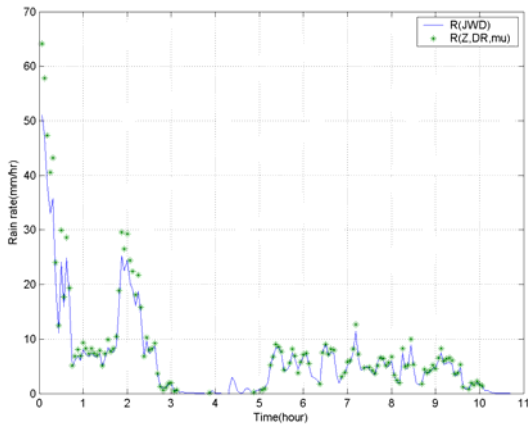


圖 5.2a

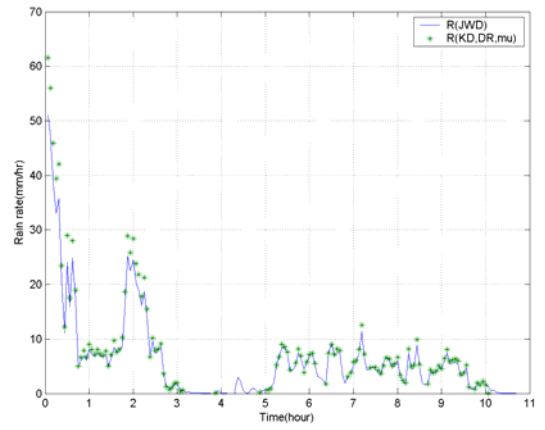


圖 5.2b

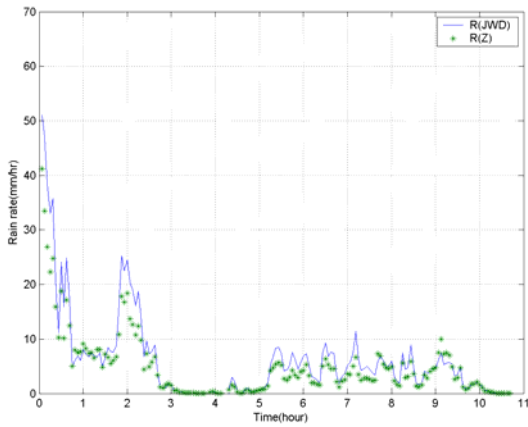


圖 5.2c

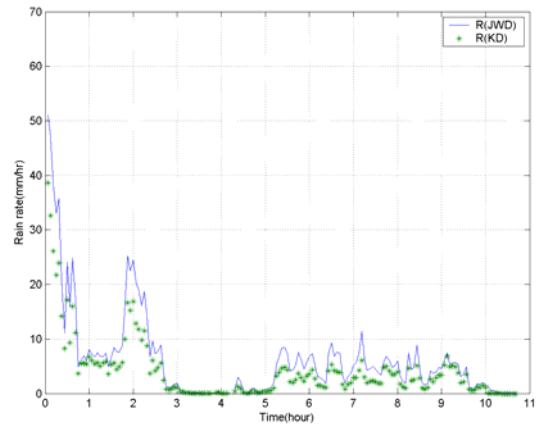


圖 5.2d

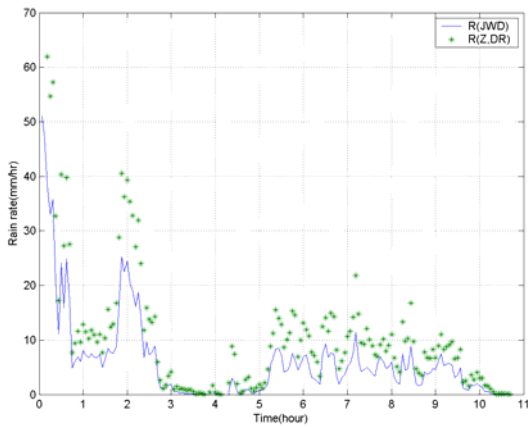


圖 5.2e

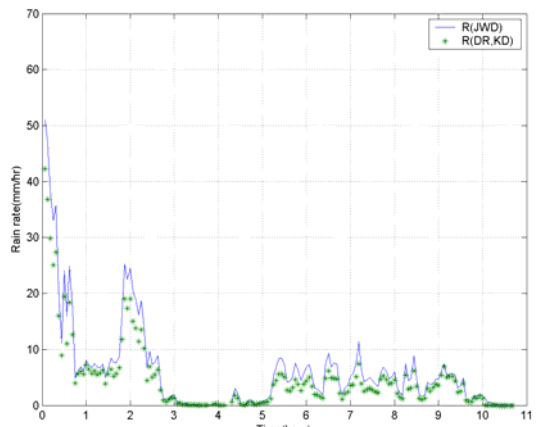


圖 5.2f

圖 5.2 系列：橫軸代表分析個案經過的時間，縱軸代表降雨率，圖中實現為雨滴譜儀的降雨率，'*'為各種降雨法所推估的降雨率，使用的降雨估計法依序為(a) $R(Z,DR,\mu)$ 、(b) $R(KD,DR,\mu)$ 、(c) $R(Z)$ 、(d) $R(KD)$ 、(e) $R(Z,DR)$ 、(f) $R(DR,KD)$ 。

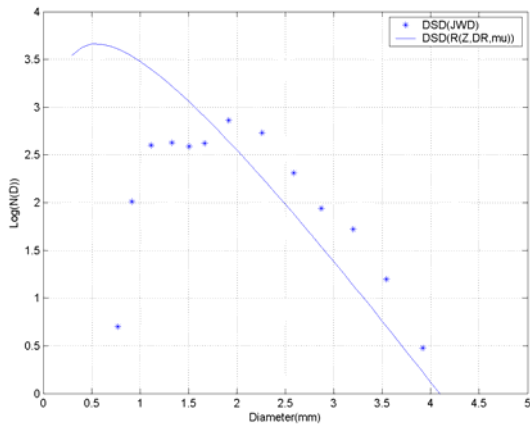


圖 5.3a

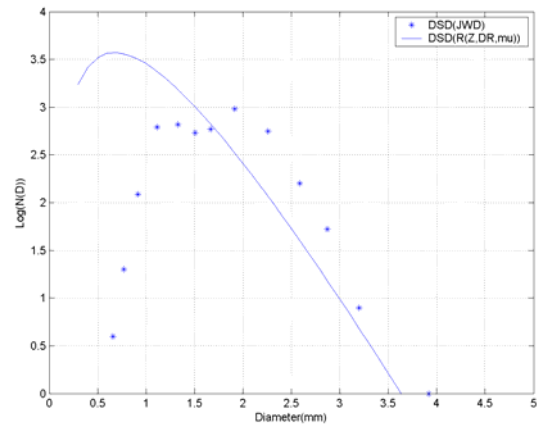


圖 5.3b

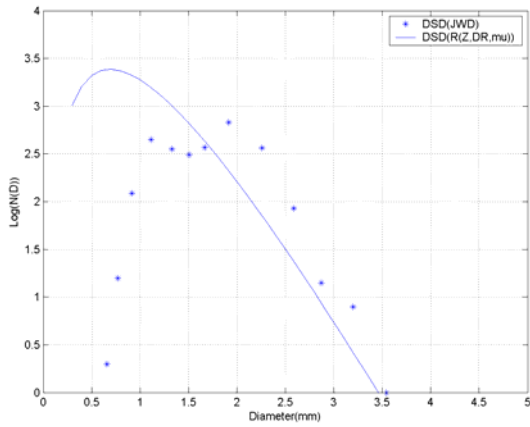


圖 5.3c

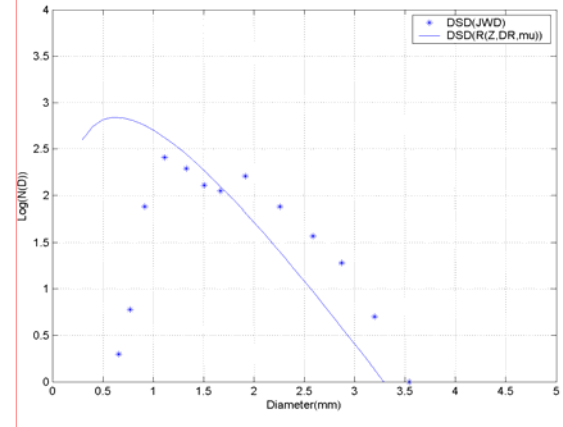


圖 5.3d

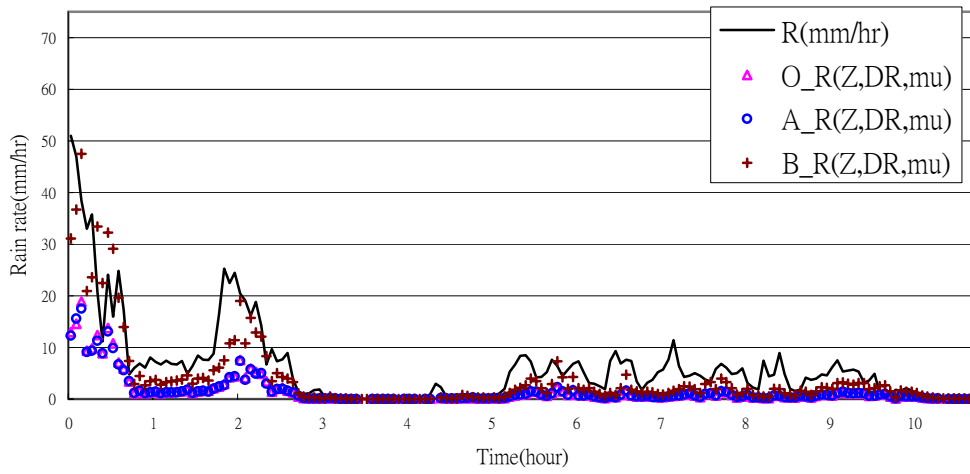
圖 5.3 系列：橫軸代表雨滴直徑，縱軸代表取對數後的雨滴個數，'*'為南港站雨譜儀實際觀測的雨滴粒徑分佈，實線為利用 $R(Z, DR, mu)$ 所推出的雨滴粒徑分佈。

圖 5.3a: $R(JWD) = 51.0mm/hr$, $R(Z, DR, mu) = 64.0mm/hr$

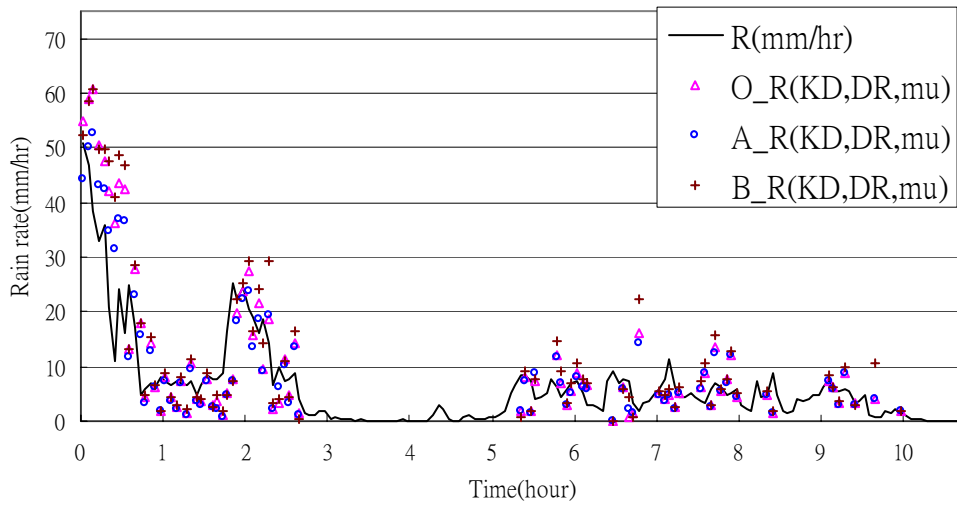
圖 5.3b: $R(JWD) = 38.4mm/hr$, $R(Z, DR, mu) = 47.4mm/hr$

圖 5.3c: $R(JWD) = 24.1mm/hr$, $R(Z, DR, mu) = 30.0mm/hr$

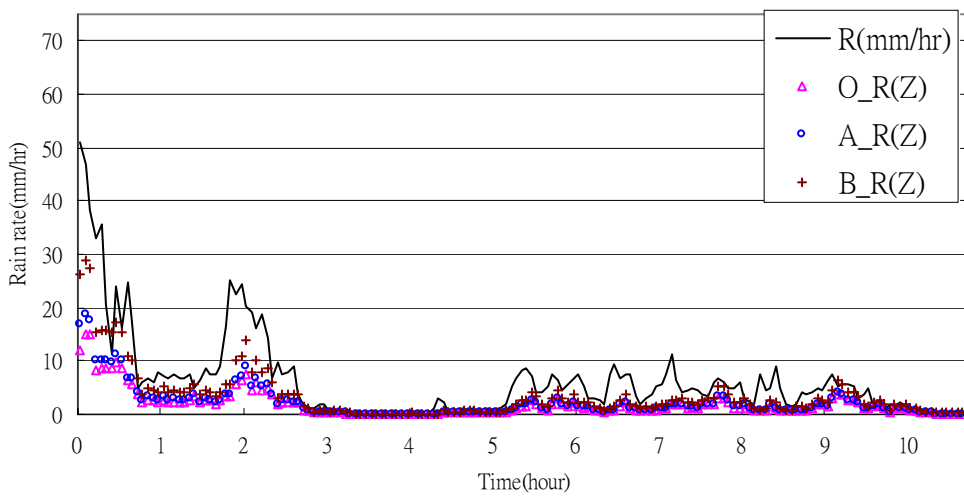
圖 5.3d: $R(JWD) = 8.1mm/hr$, $R(Z, DR, mu) = 9.3mm/hr$



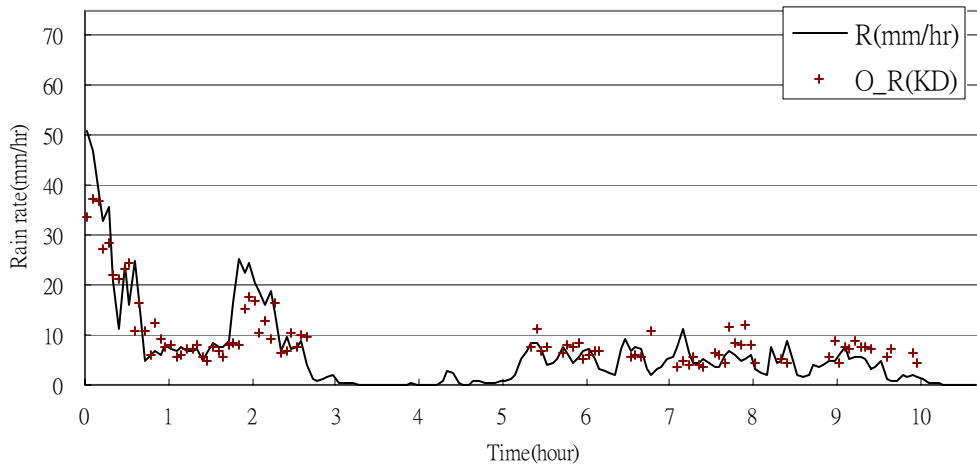
圖(5.4a)



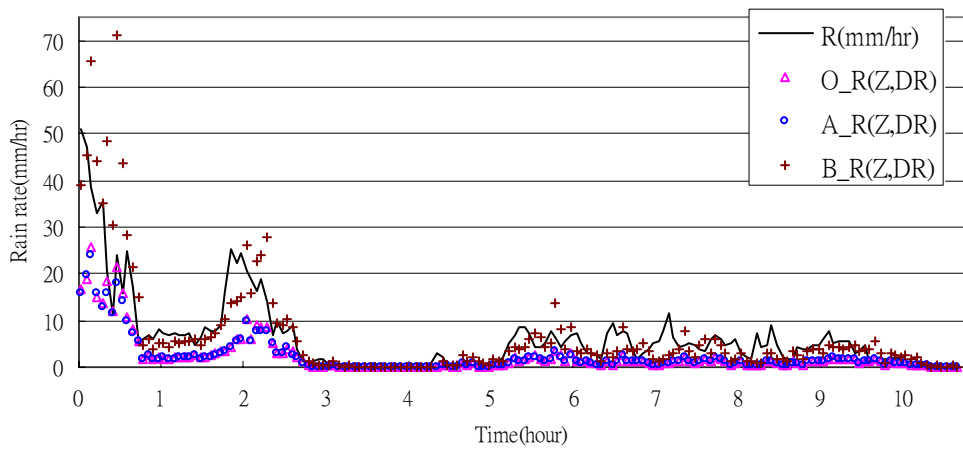
圖(5.4b)



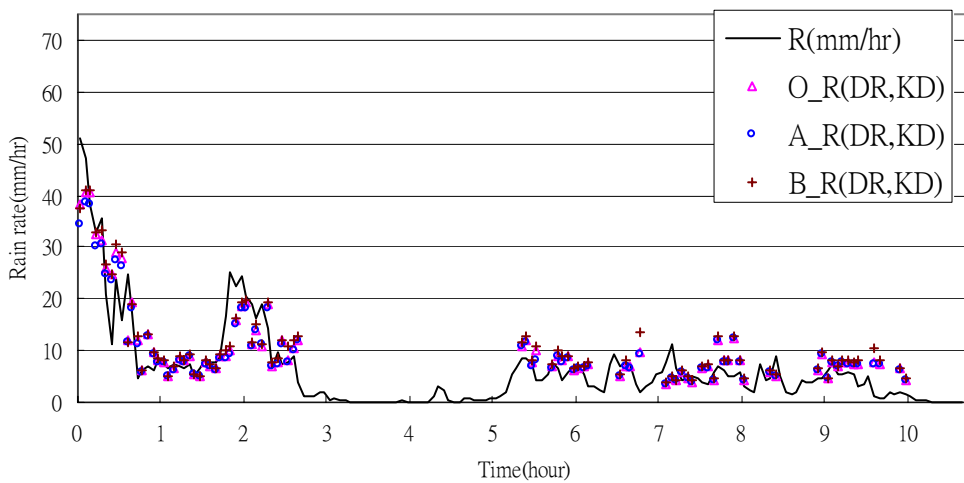
圖(5.4c)



圖(5.4d)

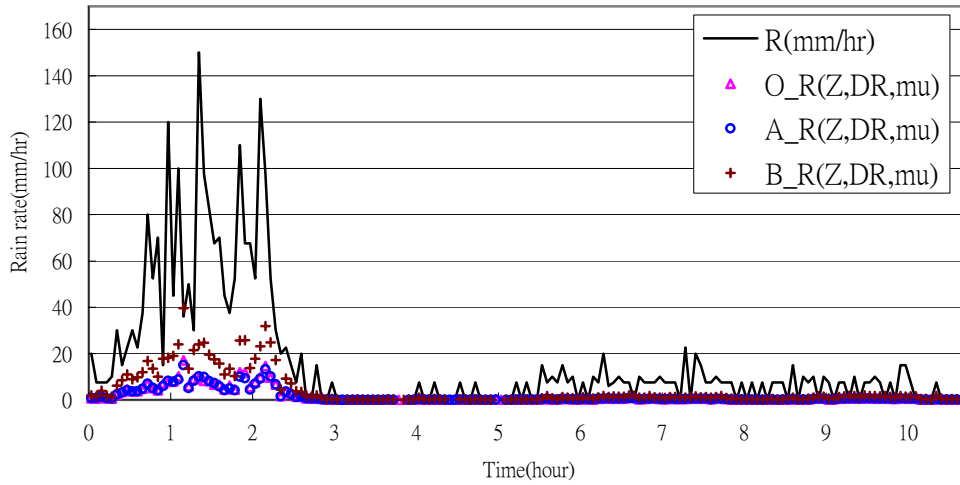


圖(5.4e)

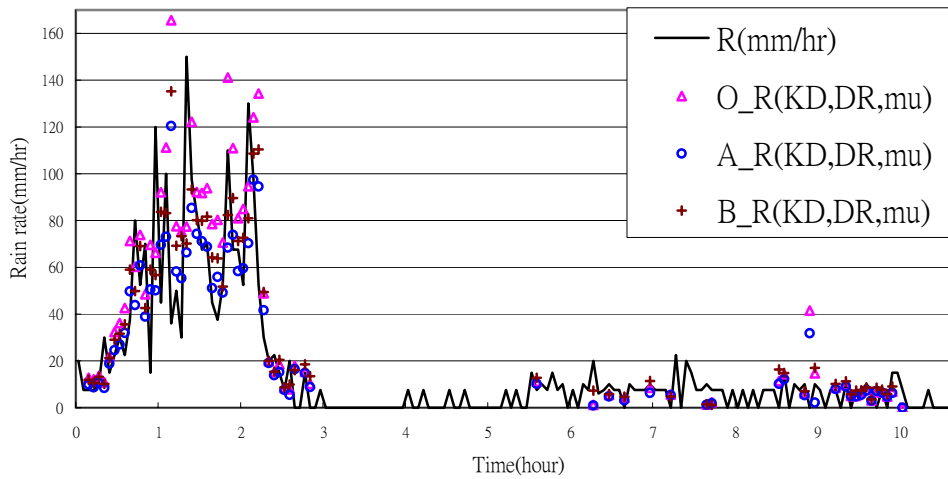


圖(5.4f)

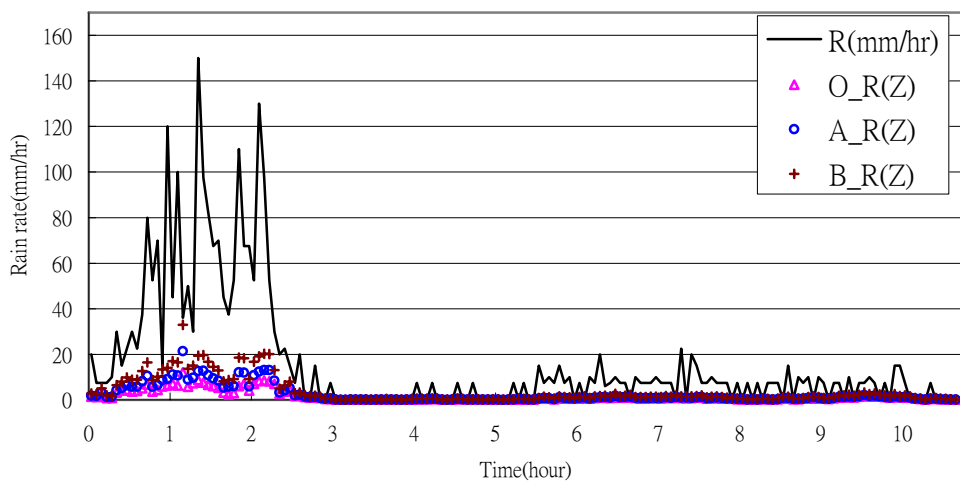
圖(5.4a~f): 各降雨估計法在南港站反演的降雨率時變圖，橫軸表經過時間，縱軸表降雨率。



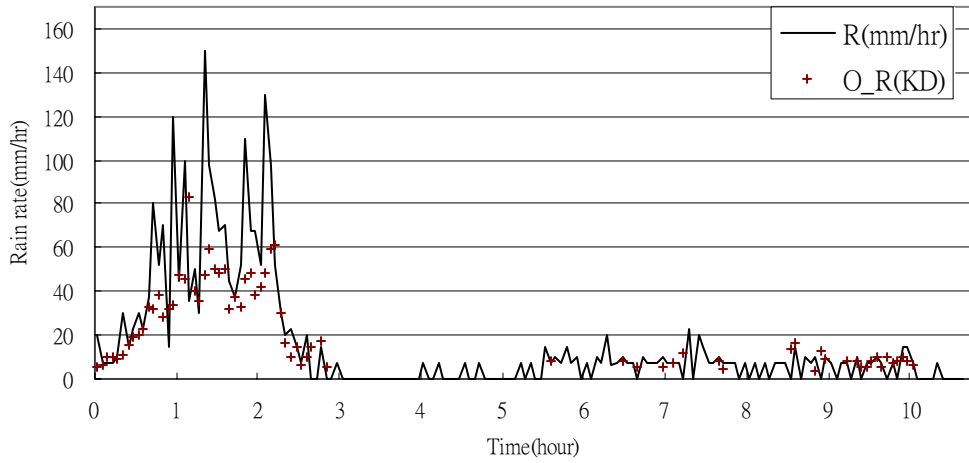
圖(5.5a)



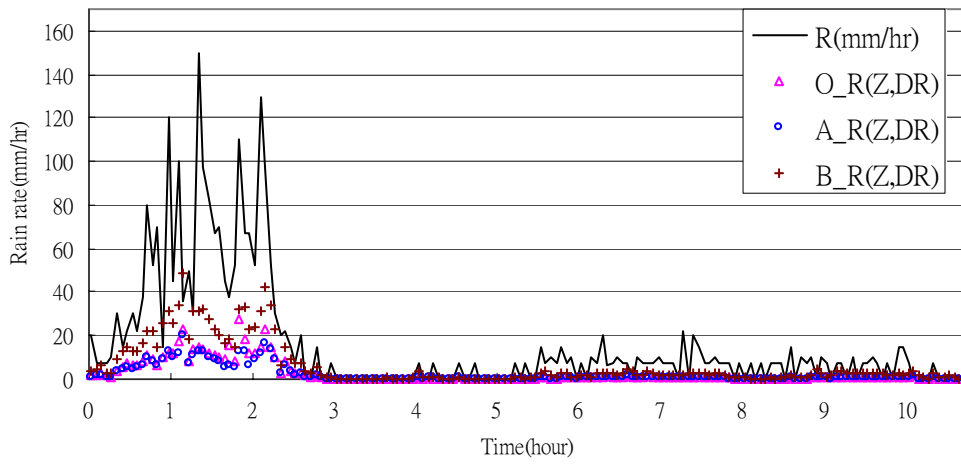
圖(5.5b)



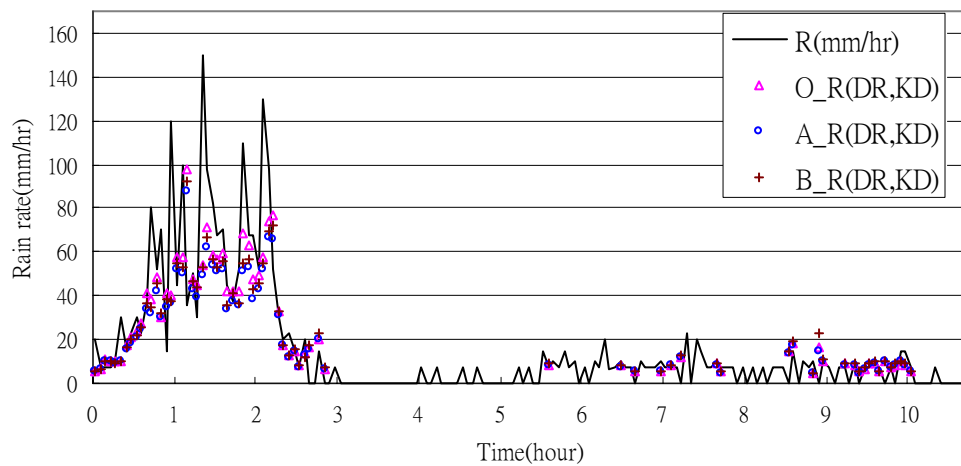
圖(5.5c)



圖(5.5d)

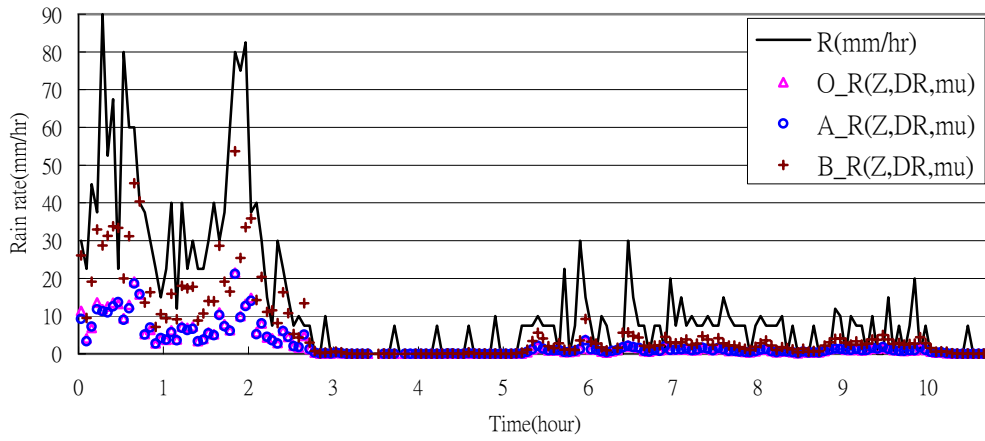


圖(5.5e)

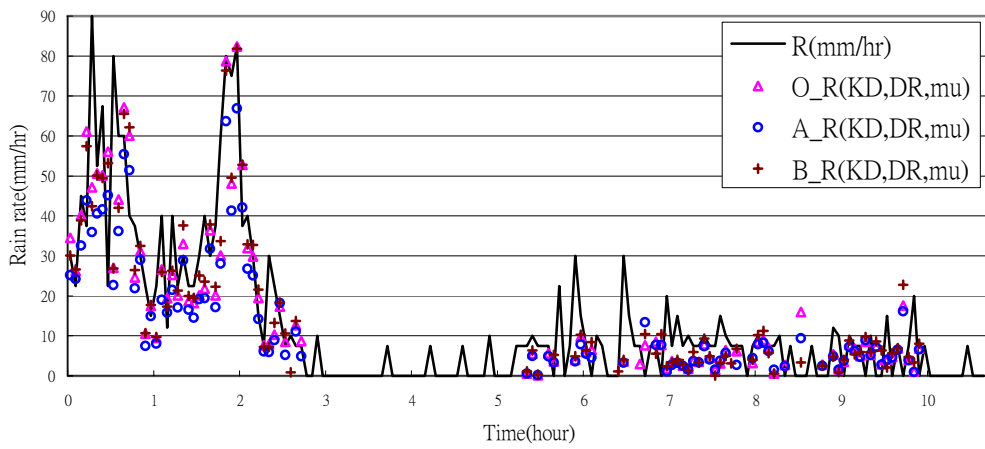


圖(5.5f)

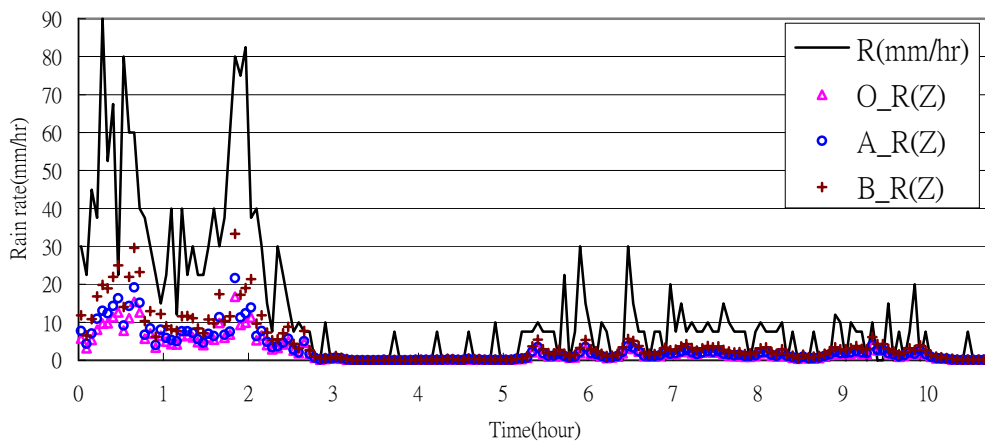
圖(5.5a~f): 各降雨估計法在四堵站反演的降雨率時變圖，橫軸表經過時間，縱軸表降雨率。



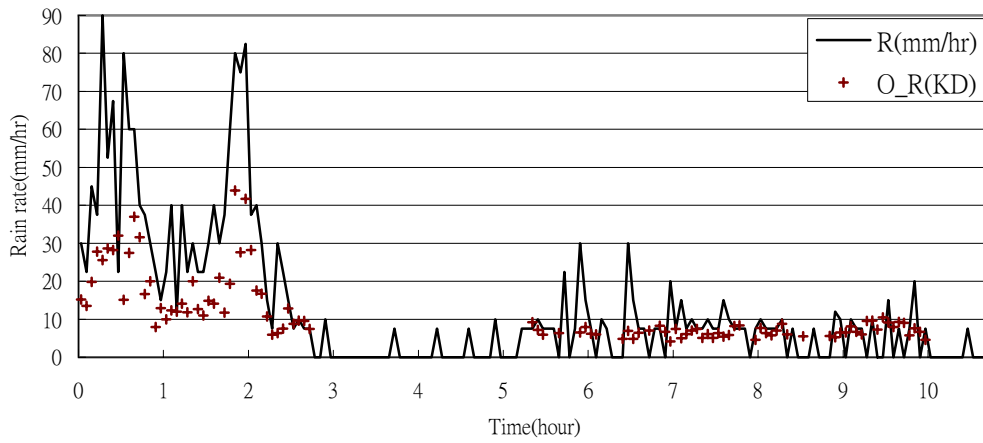
圖(5.6a)



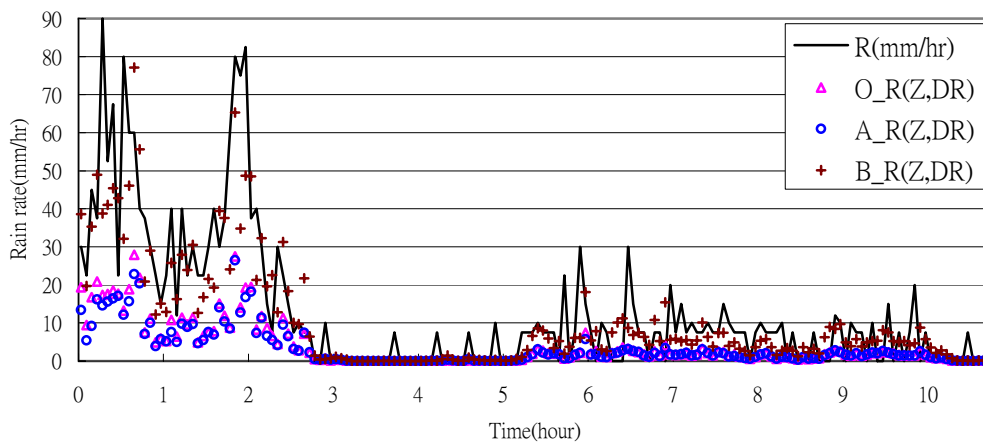
圖(5.6b)



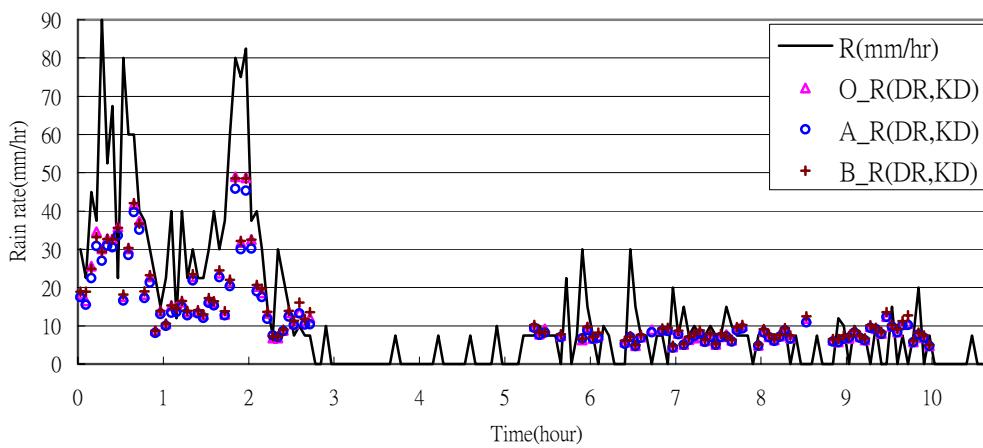
圖(5.6c)



圖(5.6d)

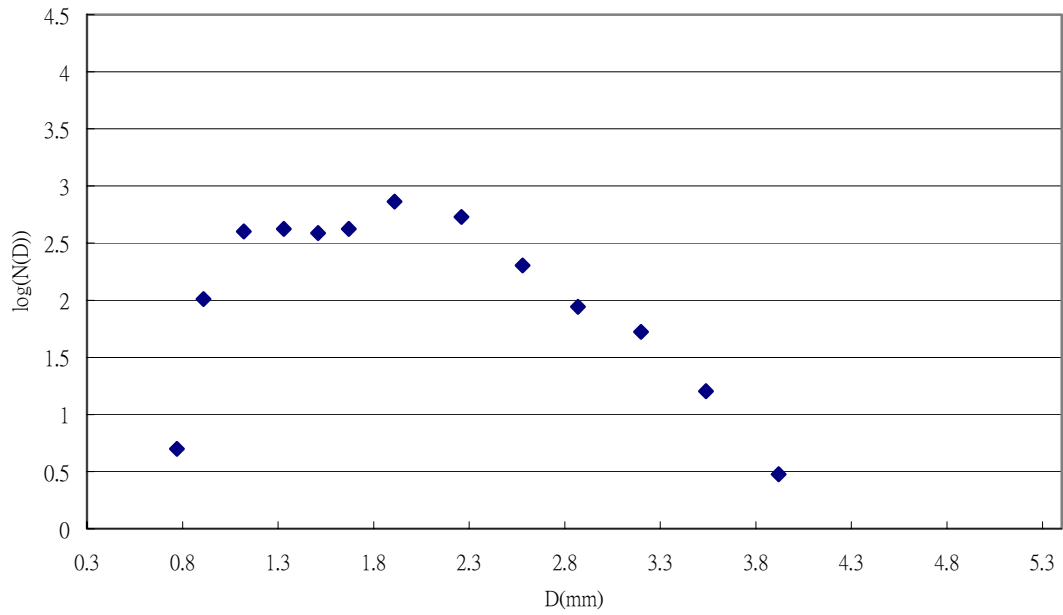


圖(5.6e)

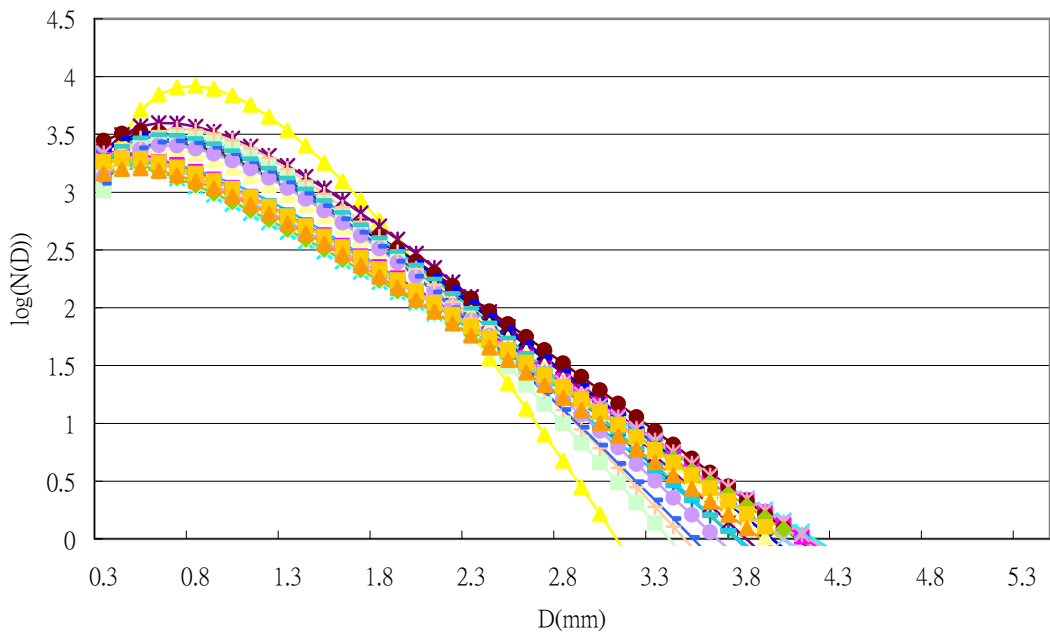


圖(5.6f)

圖(5.6a~f): 各降雨估計法在石碇站反演的降雨率時變圖，橫軸表經過時間，縱軸表降雨率。



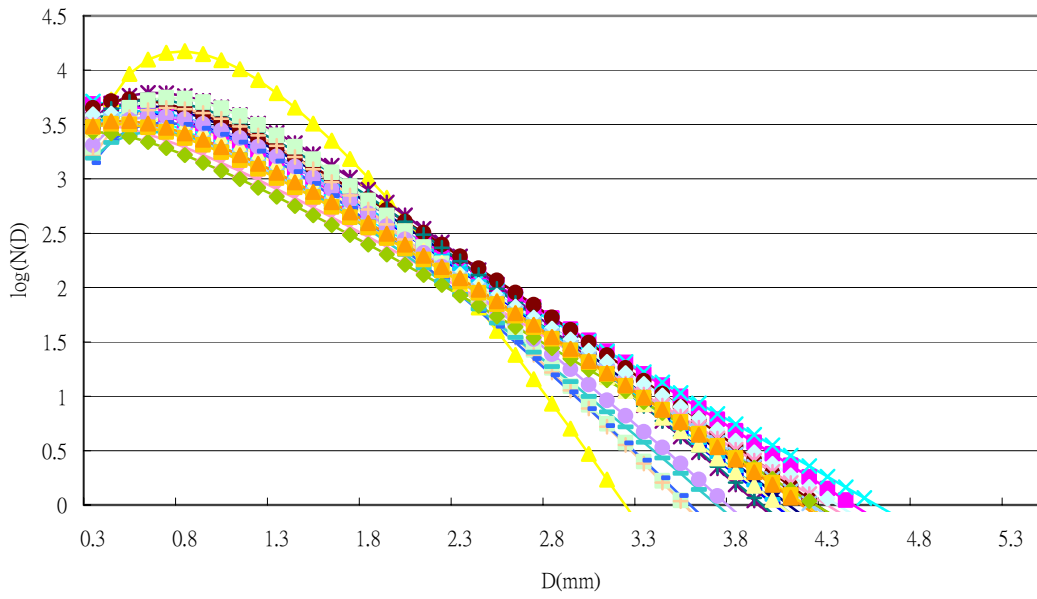
圖(5.9a)



圖(5.9b)

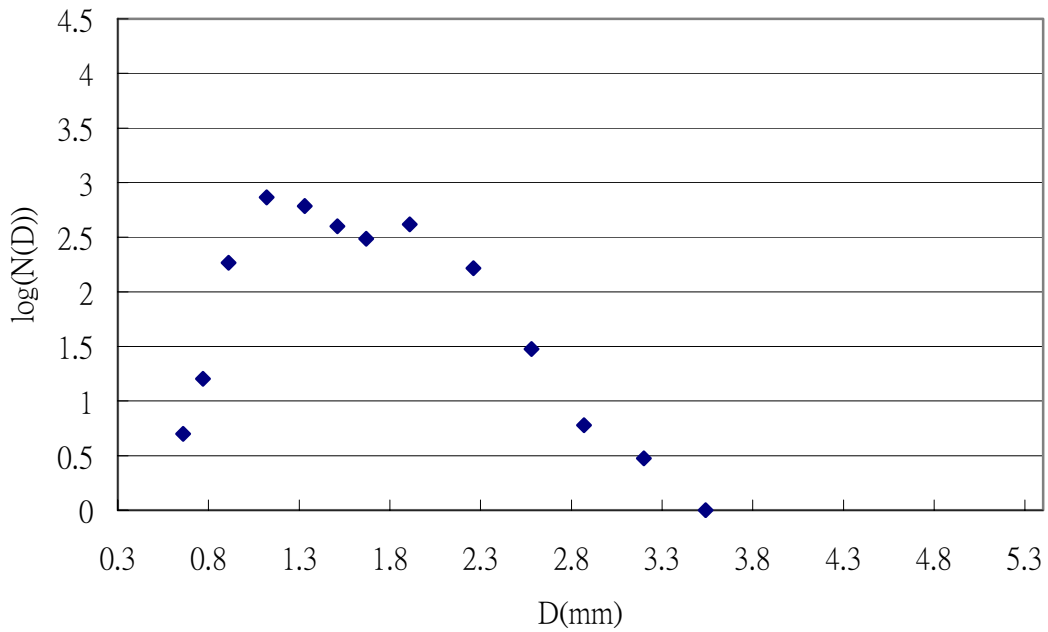
圖(5.9a): 南港雨滴譜儀在 1:19 分觀測的四分鐘雨滴粒徑分佈圖。降雨率=51.0mm/hr.

圖(5.9b): $R(Z, DR, mu)$ 1:19 分在南港站上方 20 個資料點反演的雨滴粒徑分佈圖。平均降雨率=29.4mm/hr.



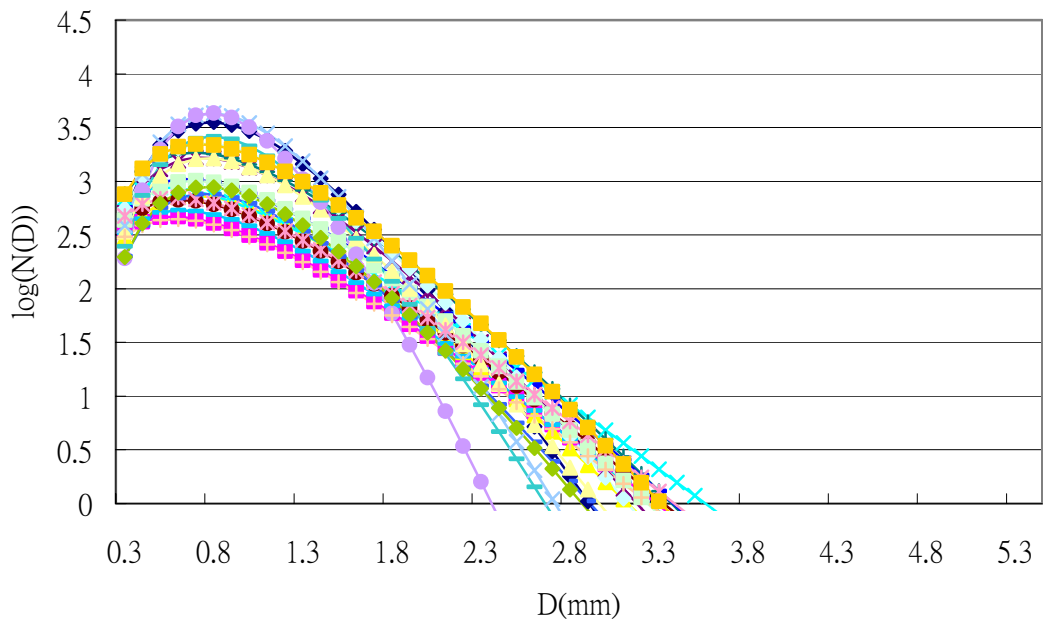
圖(5.9c)

圖(5.9c): $R(KD, DR, \mu)$ 1:19 分在南港站上方 21 個資料點反演的雨滴粒徑分佈圖。平均降雨率=52.2mm/hr.

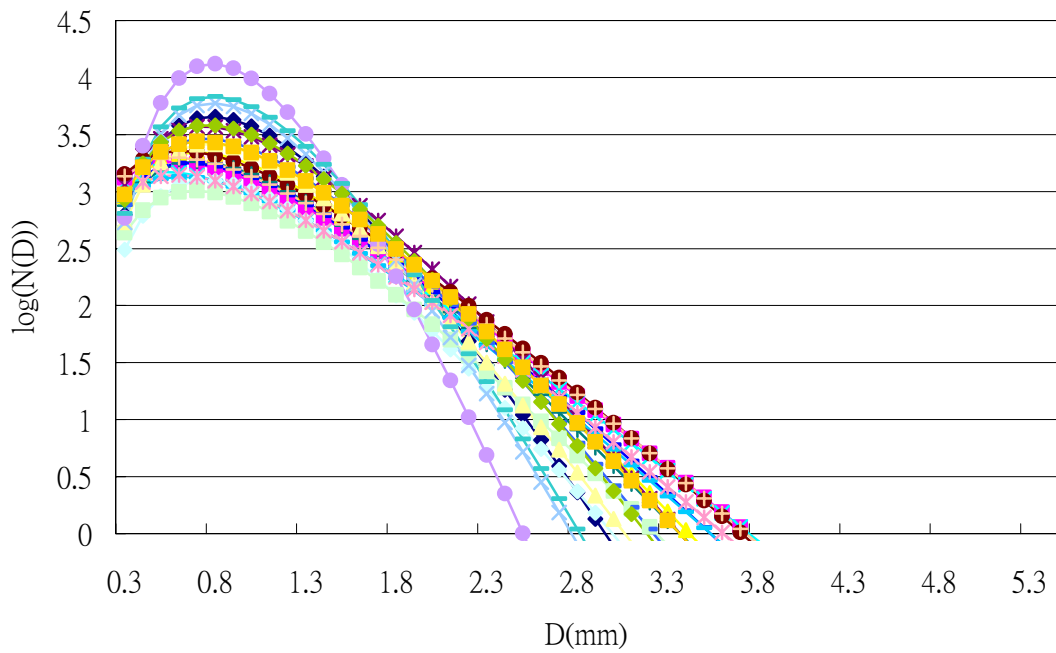


圖(5.10a)

圖(5.10a): 南港雨滴譜儀在 1:56 分觀測的四分鐘雨滴粒徑分佈圖。降雨率= 17.3 mm/hr.



圖(5.10b)



圖(5.10c)

圖(5.10b): $R(Z, DR, \mu)$ 1:56 分在南港站上方 20 個資料點反演的雨滴粒徑分佈圖。平均降雨率=14.0mm/hr.

圖(5.10c): $R(KD, DR, \mu)$ 1:56 在南港站上方 21 個資料點反演的雨滴粒徑分佈圖。平均降雨率= 28.5mm/hr.