

國立中央大學

大氣物理研究所

碩士論文

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

研究生：劉慈先

指導教授：陳台琦 博士

中華民國 九十一年 六月



國立中央大學圖書館 碩博士論文授權書

(91年5月最新修正版)

本授權書所授權之論文全文與電子檔，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、光碟、網路或其它各種方法收錄、重製、與發行，或再授權他人以各種方法重製與利用。以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： 劉 慈 先

論文名稱： 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

指導教授姓名： 陳 台 琦 博士

系所： 大氣物理研究所 所 博士 碩士班

學號： 88621019

日期：民國 91 年 07 月 15 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。

摘要

本研究主要是探討在南海實驗計畫 SCSMEX 期間利用 C-Pol 偏極化雷達所觀測到明顯不同的兩個降水系統。分析 C-Pol 偏極化雷達觀測資料在通過系統時，由於參數本身的特性所產生的變化，藉由這些變化來討論這些參數對於描述降水系統現象的能力。

將這些偏極化雷達參數再經過像是平滑相位差 ϕ_{DP} 與利用垂直觀測資料 (vertical pointing data) 平移差異反射率 Z_{DR} 的過程，以及由平滑過的 ϕ_{DP} 計算出差異相位差 K_{DP} ，了解相位與回波及其他偏極化雷達參數之間的異同，並探討偏極化雷達之參數對降水粒子的統計特性與物理意義。

從雷達參數與降水參數 (主要是降雨率 R) 之間的關係，我們也可以了解這些雷達參數所配置出來的降雨率會有所差異。為了能夠對照地面雨量站之實際觀測，我們再利用 5 月 15 日這一天有較長時間的降水系統通過位在 C-Pol 雷達西南方約 45 公里處的海面上之聲波雨量站資料來作分析。對照結果發現由 K_{DP} 所計算出來的降水與地面觀測較為接近。

最後本篇研究也嘗試著利用較適當的降水關係式將 5 月 18 日 0340 UTC 的地面降水粒子做分類，利用不同的降雨率分成大雨、中雨以及小雨三種降水粒子。用統計的方式找出這三種降雨率落在偏極化雷達參數的範圍為何，藉以調整 Vivekanandan et. al. (1999) 所定義在 S-Band 偏極化雷達方面對這些降水粒子所界定的範圍，並且討論分類的結果。

目錄

摘要.....	i
誌謝.....	ii
目錄.....	iii
圖表說明.....	v
第一章 前言	1
1.1 文獻回顧.....	1
1.1.1 偏極化雷達觀測.....	1
1.1.2 ATLAS 聲波雨量站.....	4
1.2 研究動機及目的.....	4
第二章 資料來源	6
2.1 SCSMEX南海季風實驗簡介.....	6
2.2 降水個案之簡介.....	7
第三章 偏極化雷達之參數	10
3.1 回波場CZ與UZ (reflectivity)	10
3.2 差異反射率 Z_{DR} (differential reflectivity)	10
3.3 相位差PH (phase shift) 差異相位差 K_{DP} (differential phase shift)	11
3.4 相關係數RH (correlation coefficient)	11
第四章 偏極化雷達之資料處理及統計特性	13
4.1 偏極化雷達參數之資料處理.....	13
4.1.1 由相位差單一累積量PH計算差異相位差 K_{DP}	13
4.1.2 利用垂直觀測資料vertical pointing data處理 Z_{DR} 資料.....	14
4.2 由 K_{DP} -Z與 Z_{DR} -Z 分析降水粒子之統計特性.....	15

第五章 利用偏極化雷達參數求取降雨率	17
5.1 偏極化雷達參數與降水參數之關係	17
5.2 利用雷達參數計算出的降雨率對照雨量計估計降水系統的結果	19
第六章 利用PID (Particle Identification) 程式分析降水粒子	23
6.1 PID (Particle Identification) 程式	23
6.2 由粒子分類 PID (Particle Identification) 分析系統的結果	25
第七章 個案分析	28
7.1 5月18日	28
7.2 6月8日	29
第八章 個案分析	30
8.1 結論	30
8.2 展望	31
參考文獻	32

圖表說明

表 2-1 澳洲 C-Pol 雷達之規格介紹

表 4-1 三個個案之 ZDR 平均偏移量

表 6-1 根據 05180350UTC 降水統計修正後的 Z-ZDR 與 KDP 之範圍

圖 2-1 SCSMEX 期間雷達與聲波雨量站分布的位置

圖 2-2 ISS 觀測每分鐘累計降水時序圖 (黑色的柱狀圖)

圖 2-3 a. 5 月 18 日 0000Z 之地面天氣圖, 南海地區有一道鋒面; b. 5 月 18 日之降水系統 A 由西南西往東北東移動, 左圖代表稍早時間 0400UTC, 右圖代表稍晚時間 0510UTC, 中心為雷達所在位置; c. 5 月 18 日 ISS 觀測降水系統通過之時序圖最上方為雨量, 中間為地面氣壓, 下圖為風向

圖 2-4 a 6 月 8 日 ISS 觀測降水系統通過之時序圖最上方為雨量, 中間為地面氣壓, 下圖為風向; b 降水系統由西往東移動, 左圖代表系統稍早時間 06080210 UTC, 右圖代表稍晚時間位置 06080250 UTC, 中心為雷達位置

圖 2-5 a. 5 月 15 日 ISS 觀測降水系統之時序圖, 最上方為雨量, 中間為地面氣壓, 下圖為風向; b. 5 月 15 日聲波雨量站 AGR 之雨量時序圖; c. 系統由西向東移動, 左圖代表系統稍早時間 05150900 UTC, 右圖代表稍晚時間 05150920 UTC, 圖中央為雷達

圖 3-1 偏極化雷達掃描示意圖

圖 3-2 相位差穿過水滴產生改變之示意圖

圖 3-1 當雨滴粒徑越大時, 形狀會越成扁平形 (by Doviak et. al., 1992)

圖 4-1 05180340UTC 之相位差場 PH 呈現小幅度震盪的變化, 並與

其他參數場 (CZ、ZD 與 RH) 比較

圖 4-2 處理折疊的 PH 場之流程

圖 4-3 Zeng, 1999 利用 MCTEX 期間 1995 年 12 月 3 日系統 a. 旺盛期 ; b. 衰減期之 KDP-Z 關係圖

圖 4-4 SCSMEX 期間 5 月 18 日之系統 a. 旺盛時 0340UTC 與 ; b. 衰減時 0500UTC 底層 0.5° 仰角之 KDP-Z 關係圖

圖 4-5 SCSMEX 期間 6 月 8 日之系統 a. 旺盛時 0210UTC 與 ; b. 衰減時 0440UTC 底層 0.5° 仰角之 KDP-Z 關係圖

圖 4-6 05180340UTC 最底層仰角之 $K_{DP} > 1$ 個數柱狀圖

圖 4-7 Zeng, 1999 利用 CaPE 期間 1991 年 8 月 9 日系統 a. 旺盛期與 ; b. 衰減期之 ZDR-Z 關係圖

圖 4-8 SCSMEX 期間 5 月 18 日之系統 a. 旺盛時 0340UTC 與 ; b. 衰減時 0500UTC 底層 0.5° 仰角之 ZDR-Z 關係圖

圖 4-9 SCSMEX 期間 6 月 8 日之系統 a. 旺盛時 0210UTC 與 ; b. 衰減時 0440UTC 底層 0.5° 仰角之 ZDR-Z 關係圖

圖 4-10 05180340UTC 最底層仰角之 K_{DP} 個數柱狀圖

圖 5-1 倒推地面觀測站所觀測到之降水來源位置示意圖

圖 5-2 利用六種降水關係式對照地面降水觀測的結果，雷達資料為 10 分鐘一筆，地面觀測資料 1 分鐘至 5 分鐘一筆

圖 5-2 (續) 扣除掉第 5.7 式之後使得另外五種方式所求得的降雨率可以較為明顯的看出。

圖 5-3 05150900UTC 雨量圖 a. Zeng, 1999 ; b. Jameson, 2000 c. Keenan et. al., 1995 ; d. Aydin, 1997 ; e. Keenan et. al., 2000 ; f. Keenan et. al., 2000 之 $R-(Z_{DR}, K_{DP})$ 公式

圖 5-4 05150900UTC 方位角= 206° 剖面雨量圖 a. Zeng, 1999 ; b. Jameson, 2000 ; c. Keenan et. al., 1995 ; d. Aydin, 1997 ; e.

Keenan et. al.,2000 ; f. Keenan et. al., 2000 之 $R-(Z_{DR},K_{DP})$ 公式

圖 5-5 利用六種關係式反演出來 05180340UTC 的雨量剖面

圖 6-1 比較多種參數之間決定降水粒子的能力,加總起來便能決定降水粒子的形態為何 (by Vivekanandan et. al.)

圖 6-2 Vivekanandan et. al. 利用 fuzzy logic 方法決定出六種降水粒子形態之區域

圖 6-3 決定區域後將觀測參數代入得到為 0 或 1 的 membership value , 決定降水形態的機率。

圖 6-4 a. 根據 S-Pol 偏極化雷達之 ZDR-Z 兩種參數所畫出其中五種降水範圍 ; b. 根據 S-Pol 偏極化雷達之 KDP-Z 兩種參數所畫出其中五種降水範圍

圖 6-5 a. 05180340UTC 小雨 KDP 的個數統計 (左圖) 與 KDP-Z 打點圖(右圖); b. 05180340UTC 中雨 KDP 的個數統計(左圖) 與 KDP-Z 打點圖 (右圖); c. 05180340UTC 大雨 KDP 的個數統計 (左圖) 與 KDP-Z 打點圖 (右圖)

圖 6-6 a. 05180340UTC 小雨 ZDR 的個數統計 (左圖) 與 ZDR-Z 打點圖(右圖); b. 05180340UTC 中雨 ZDR 的個數統計(左圖) 與 ZDR-Z 打點圖 (右圖); c. 05180340UTC 大雨 ZDR 的個數統計 (左圖) 與 ZDR-Z 打點圖 (右圖)

圖 6-7 a 05180340UTC 之 ZDR-Z 打點在 S-Band 分類範圍上 ; b. 同一時間 KDP-Z 打點在 S-Band 分類範圍上

圖 6-8 05180340UTC 利用大雨、中雨及小雨三種粒子對於回波 Z 的個數統計圖

圖 6-9 a. 調整過後 ZDR-Z 的粒子分類範圍 ; b. 調整過後 KDP-Z 的粒子分類範圍

圖 6-10 05180340UTC a. ZDR-Z 關係與 ; b. KDP-Z 之關係

圖 6-11 06080210UTC a. ZDR-Z 關係與 ; b. KDP-Z 之關係

圖 6-12 05180340UTC 五種降水粒子的範圍之 a. 調整範圍前 ; b. 調整範圍後 (未調整權重) ; c. 調整範圍後 , 加重 ZDR 參數 ; d. 調整範圍後 , 加重 KDP 參數之粒子種類分布

第一章 前言

為提升國際氣象雷達之研究，許多國家於 1990 年左右開始致力於發展偏極化雷達 (polarization radar) 觀測。由於過去都卜勒雷達觀測僅能利用測量回波場以及風場來研究雨雲內部的現象，而偏極化雷達則藉由發射兩個方向的偏極化電磁波及不同的訊號處理方式得到較多種的參數，用以探測雨雲中關於降水粒子大小、形狀、相位、空間上的翻滾等特性，藉以解釋更多像是冰晶、雪花、小雨滴、大雨滴與雲等在降水系統中分布的資訊。

本篇即在探討 SCSMEX 期間利用 C-Pol 線性偏極化雷達所觀測到的參數並將這些參數經過處理或演算之後來分析這期間降水系統的結構與演化。

1.1 文獻回顧

1.1.1 偏極化雷達觀測

早期對偏極化雷達的研究著重在利用所觀測的回波 (reflectivity ; Z) 與差異反射率 (differential reflectivity ; Z_{DR}) 共同探測冰雹的存在與估計降水的功能，例如 Sliga et al. (1986) 藉由直接觀測的 Z 與 Z_{DR} 提供較為正確的雨滴粒徑 $N(D)$ 。而 Bringi et al. (1984) 提到在 1983 年利用偏極化雷達之 Z 與 Z_{DR} 兩種參數互相參照的結果觀測到 6 月 4 日位在 Colorado 州的一場冰雹事件，強調利用 Z_{DR} 參數辨別降水與冰雹有很大的貢獻。

Seliga et. al. (1986) 利用雨滴譜儀在伊利諾州 (Illinois) 進行觀測，將所觀測到的 $N(D)$ 計算出偏極化雷達之 Z 與 Z_{DR} 參數，並用這兩種參數求出與降雨率 R 之間的關係式，比較其他由理論假設所推

導出來的 $R-(Z_{HH}, Z_{DR})$ 關係式。由於沒有偏極化雷達的觀測可以作為對照，使得方法受到了限制，但是至少說明了降水參數與雷達參數之間的關係有時是可以由 $N(D)$ 參數連結的。之後 Aydin et. al. (1987) 於 Colorado 州利用同樣的關係式比較真正有 CHILL 偏極化雷達觀測的降水現象，結果也是不錯的。

Aydin et. al. (1994) 同樣利用 CHILL 以及 CP2 之兩種 S-Band 波段偏極化雷達的參數來觀測冰雹及其他降水粒子與降水參數之間的關係，說明 Z_{DR} 與差異相位差 (Differential Phase shift; K_{DP}) 對辨別大雨滴與冰雹的降水形態的確有很大的貢獻。而利用此兩種參數所反求出的降雨率比較傳統 $Z-R$ 關係時更發現：由 K_{DP} 計算出來的降雨率由於與雷達回波反射係數強度校正產生的誤差無關，用在計算雨量上有較好的結果，尤其是有大雨滴降水之情形下。強調 K_{DP} 在觀測強降水方面有不錯的能力。而研究中提到採用對照地面降水關係時也提到必須考慮時空的位移現象 (time shift and space shift)。

Jameson et. al., 1999, Keenan et. al., 2000 開始研究 C-Pol 偏極化雷達之參數，特別是 Z_{DR} 與 K_{DP} 對降水參數之間的關係式，比較並改善過去僅利用 $Z-R$ 關係式求降雨率。

Keenan et al. (1998a) 討論 TRMM 計畫中降水估計方法，利用 1994 年 Maritime Continent Thunderstorm Experiment (MCTEX) 期間在同樣位於熱帶地區的 Darwin 的 Tiwi Island 島上 C-Pol 偏極化雷達配合地面觀測站已經進行了多次的密集觀測，近年來更嘗試著利用 K_{DP} 來修正回波的衰減現象，由於波長較 NCAR 的 S-Band 偏極化雷達之波長 (10 cm) 來得短，而回波反射率的衰減現象比 S-Band 來的更加明顯，甚至還必須考慮米式散射的效應。

偏極化雷達若有不錯觀測資料，可以進行粒子分類的工作。許多

學者運用不同的方法來進行這方面的研究，像 Zeng (1998) 針對利用三個個案進行偏極化雷達觀測的研究，這三個個案分別是 MIST、CaPE 與 MCTEX。前兩個是用美國的 S-Band 波段 Doppler 偏極化雷達(CP-2)，而 MCTEX 是利用 C-Band 波段偏極化雷達(C-Pol)，Zeng 說明利用 Z_{DR} -Z 與 L_{DR} -Z 之統計關係定出門檻值來分辨出前兩個個案的幾種降水形態，其中將 Z_{DR} -Z 與 K_{DP} -Z 資料所描繪出的回歸曲線並將其調整之後將雨的部份完全劃分出來，稱為『雨的邊界』(rain boundary)，降水形態的分類結果包括在 0°C 高度以下有雨、軟雹或冰雹等，以上的高度則有乾冰、過冷水等；對於最後 MCTEX 個案同樣也是分析 K_{DP} 與 Z 及其他參數的特性，定出雨的邊界與其他門檻值並做分類。

而 Vivekanandan et. al. (1999) 發表利用模糊邏輯法(fuzzy logic)的方法分辨降水粒子形態，利用 S-Band 偏極化雷達觀測或計算所得的各種參數對決定降水參數粒子形態的能力來做辨別。之後再針對 CASES-97 的個案進行粒子分類的工作。不過作者也提到這種決定各種降水形態的範圍還必須再加以調整。而對於不同波段的偏極化雷達，尤其像是 Z_{DR} 與 Z 等參數容易受到雷達波長的影響，皆需要再做個別的調整。

由於 Z 與 Z_{DR} 本身會因為雷達本身強度衰減的效應隨距離會產生誤差，May et. al., (1999) 利用相位差 (phase shift ; δ_{DP}) 去修正 Z 和 Z_{DR} ，特別在大雨滴的部份還要經過『大雨滴修正』(Big Drop correction)，而定義大雨滴的分界也是利用門檻值的方法，像是界定 $Z_{DR} > 3$ dB、相關係數 $\rho_{hv} < 0.97$ 、backscattering phase shift $|\delta| > 3^\circ$ 等的條件下為大雨滴，將這範圍內所觀測之 δ_{DP} 參數修正 Z 或 Z_{DR} 在穿過系統之後遭受到衰減的降水現象，結果獲得不錯的改善。

由此可以看出 K_{DP} 不單單對降水參數有很好的結果，對修正易受雷達影響的參數也具有明顯的效果。此外，張（2000）也利用 CSU 之方法修正在 SCSMEX 期間所觀測之 Z_{DR} 參數，也有顯著的效果。

1.1.2 ATLAS 聲波雨量站

Nystuen et. al. (2000) 提到由於系統在海面上通常會進行許多水氣、動量與熱的交換，但是海上無法放置一般的地面觀測站，沒有地面觀測的資料情況下喪失許多珍貴的資訊，所以在 TRMM 計畫中設計了一個能夠放置在海上利用聲波來推測降雨率的聲波雨量站並開始測試校正。

在 SCSMEX 期間也利用此聲波雨量站進行四月到五月之間的觀測，放置在東沙島的西南方 45 km 處 (Keenan et. al., 1998b) 其地面的觀測資料可以用來作為對照地面降水估計的依據。

1.2 研究動機及目的

由於偏極化雷達能夠觀測多種參數的優越性可以較從前察覺到較多關於降水系統內雲物理以及雲動力的現象，其研究在世界各地越來越受到重視。截至目前為止，世界各地已有許多不同種類的偏極化雷達在觀測天氣系統：像美國在 Colorado 州、NCAR 等有 10cm 的線性偏極化雷達；NASA 則有 3cm 與 8cm 的線性偏極化雷達，其他各州也將近有 10 座偏極化雷達，另外加拿大有 3cm 與 10cm 橢圓形偏極化雷達 (Elliptical)；德國有 5 公分線性偏極化雷達；大不列顛群島與荷蘭也有 10 公分的線性偏極化雷達，日本的線性偏極化雷達種類也很多，包括 3cm、2cm 與 8cm，其他像是法國、澳洲與俄國也都有發展偏極化雷達。

而在台灣處於天氣現象如此豐富的地區，更應該對這樣的雷達所觀測到的訊息加以了解，以期應用在分析台灣降水系統方面。進而改善模式及預報的能力。

SCSMEX 期間利用 C-Pol 偏極化雷達所觀測之降水系統，而藉由這些雷達參數可以分析所觀測到的降水現象。但是由於 C-Pol 雷達參數中關於差異反射率 Z_{DR} 與相位差 ϕ_{DP} 資料需要經過校驗才能得到較有意義的資料，校驗的步驟除了濾除品質較不好的資料外，還要經過像是平滑等等之步驟，即使如此， Z 與 Z_{DR} 仍然存在著遇到系統會發生衰減，導致系統後方的降水容易低估的問題。我們知道利用相位差 ϕ_{DP} 可以校正這樣衰減的現象，所以對於 ϕ_{DP} 我們更必須要有完善的處理過程。

本篇研究藉由所觀測到的相位差在經由去除折疊 (unfolding) 以及平滑的過程中了解到：雖然相位差對描述降水系統有其優勢所在，但是在處理此參數方面也有一定的困難度存在。本篇研究以了解資料特性為第一個目標詳細檢驗原始資料 ϕ_{DP} ，從盡量採用最基礎的方式去修正相位差及測試雷達觀測資料來達到處理資料及了解個案的現象。

寄望藉由如此的討論不僅能夠深入了解此偏極化雷達之參數對這些降水系統現象描述的能力，並且藉由處理雷達資料的過程了解偏極化雷達參數的意義以及這些雷達參數與降水參數之間的關係，進而建立一套處理偏極化雷達資料的系統。

除此之外，我們也嘗試利用 Bringi 與 Vivekanandan et. al. 的『降水粒子分類』程式，來測試就 C-Pol 偏極化雷達之粒子分類在 SCSMEX 實驗期間的一些現象。

第二章 資料來源

2.1 SCSMEX 南海季風實驗簡介

東亞的夏季季風是在北半球最顯著的季風環流系統之一，其中南海地區是為季風肇始地之一。每年的 5、6 月便是南海季風盛行的期間。根據之前的許多學者對季風的探討研究，都冀望能對南海地區之天氣系統多加了解。也由於許多與中尺度有關的對流系統亦會在此處生成，使得在這地區其實不論是大尺度對季風生成或者是中小尺度對降水系統現象皆有興趣。

不過由於南海資料的蒐集一向不容易，為了能夠對此處的天氣現象做更進一步的分析，在 1998 年 5、6 月間於南海地區進行兩個月的密集性觀測，稱為南海季風實驗 SCSMEX (South China Sea Monsoon Experiment)，由於這個實驗是橫跨多種尺度的世界型計畫，也是首次在南海地區進行具有規模的研究觀測，具有很重要的意義。所使用的觀測器材包括中央大學的 ISS (Integrated Sounding System) 探空整合系統、美國的 ATLAS (Autonomous Temperature Line Acquisition System) 浮標、NOAA 的 TOGA Doppler 雷達、澳洲氣象局 BMRC 的 C-Pol 偏極化雷達以及其他單位所提供的儀器。(圖 2-1)

其中 C-Pol 偏極化雷達為澳洲氣象局(BMRC)所研發之約 4.2 cm (C-Band)波長之雷達，資料以 Lassen 的格式儲存，表 2-1 為此 C-Pol 偏極化雷達系統規格之概略說明。

ATLAS 所裝載的聲波雨量站 (ARGs) 所觀測時間間隔解析度大約為 1 min 左右，只是在實際處理此資料時，由於時間的間隔並不一定剛好是一分鐘，故必須利用資料中所讀取到的時間資料來換算以便放入等間隔的時間單位內。此資料所觀測降雨率之單位是 mm/hr。

在 ISS 探空整合系統方面，其中的地面強化站也能夠觀測到地面降水、氣壓、溫度與相對溼度等，間隔時間是每一分鐘一筆。觀測結果顯示，在此期間對流系統經常於鋒面之前緣生成。

2.2 降水個案之簡介

根據 ISS 整合探空系統在 SCSMEX 期間所觀測到兩個主要的降水現象發生的時間，其中 5 月 18 日與 6 月 8 日的降水甚為明顯(圖 2-2)，我們取這兩天的降水系統資料來做分析，並追究系統到達東沙島之前以及之後在時間上所顯示的雷達回波資料。

就整個系統生成的詳細情形可以由雷達回波資料知道：5 月 18 日的個案降水是較為層狀並且 C-Pol 雷達的觀測資料品質不錯；而 6 月 8 日的個案之降水系統發展較為旺盛，但是在此降水事件期間的雷達觀測資料較不齊全，6 月 8 日從 0210UTC 開始才有資料。

之後由於要進行對降水關係的探討工作，必須對照地面雨量站，本篇研究所採用的地面雨量站資料有包括 ATLAS 浮標上裝載之聲波雨量站 (ARG)，不過此聲波雨量站的資料僅到五月底，而當中又以 5 月 15 日觀測到的降水資料較多，故又再取出這一天的個案來作為對照分析。不過這一天的降水系統較為複雜，不如 5 月 18 日或者 6 月 8 日有較明顯的差異，可以做為資料處理測試之實例。

五月十八日

由地面天氣 (圖 2-3a) 判斷降水發生可能是由於在南海附近稍北之處有一道鋒面，主要探討的系統是由 0350 - 0500 UTC 時間內發生的降水情形。

這一段時間主要由於高層西風較強，層狀降水發生在系統前方，使系統不容易持久。系統在經過 ISS 整合探空系統之前有更明顯的對

流結構，也就是大約在 0340 UTC 時間，直到經過 ISS 測站的時候系統逐漸減弱，但是一離開東沙島之後系統又有增強的趨勢。由追蹤回波 (圖 2-3b) 場中所顯示的一個對流胞 A，以及地面觀測的風向看出系統是由西南西往東北東移動。大約在 0440 - 0530 UTC 之間通過 ISS 測站，而 0510 UTC 降水達到極大值，為每分鐘 1.3mm (圖 2-3c)。由圖中也可看出在此中尺度對流系統的前緣吹的是南風，系統經過東沙島時轉為西風，風場有輻合的現象。

六月八日

由 ISS 地面觀測資料 (圖 2-4a) 可以看出這此系統大約在 0150 UTC 通過東沙島，這時氣壓明顯降低，並且風向由東南風轉為西南風，但降水也增加達到最大每分鐘 1.5 mm。而在 0200 UCT 時風速突然轉弱，判斷有可能是因為降水造成下衝氣流抵消掉部份環境平均風。而在高層部份，跟前一個個案不同的是；由於高層的西風並沒有很強，故系統前進時層狀降水落在系統後方，前方也因為底層的輻合能夠維持較長時間的對流性降水。系統 cell B 隨時間的移動(圖 2-4b) 可以看出是由西往東。

五月十五日

這一天的中小尺度對流系統個案比較多，像是 ISS 測站附近就歷經多次對流系統的經過 (圖 2-5a)，而選擇這一天的個案是因為有較明顯的降水系統大約在 0900 UTC 時通過距離 C-Pol 偏極化雷達的西南方約 45.1 公里的聲波雨量站 (圖 2-5b)，而此測站所觀測到的瞬間降雨率在這一天甚至可以達到 120mm/hr 以上。但是南方靠近聲波雨量站的降水系統就很零散，對流系統時消時長，若要觀察系統隨時間的移動要看較北方一大片層狀系統 (cell C) 才可以看出這個系統是往西移動 (圖 2-5c)。

本篇研究針對這段時間內的雷達時序資料比較地面所觀測到的降雨量，並討論由雷達參數反演降雨率的關係式。

第三章 偏極化雷達之參數

3.1 回波場 CZ 與 UZ (reflectivity)

回波場參數為 Doppler 雷達使用水平發射與水平接收之反射率指數值 (reflectivity factor ; Z_{HH}), UZ 為直接觀測的回波場 , CZ 則是將直接觀測的回波值濾除掉較弱且頻譜寬較大的部份而得到的即時修正之回波場。其量值與粒徑的六次方成正比 , 單位為 (mm^6/m^3)。通常使用分貝 , ($\text{dBZ} = 10\log_{10} Z$) :

$$Z = \int_0^{\infty} N(D)D^6 dD \quad (3.1);$$

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

差異反射率 Z_{DR} 為偏極化雷達利用 co-polar 方式掃描得到的參數 Z_{HH} 與 Z_{VV} 的比值 , 單位為(dB) :

$$ZDR = 10\log \frac{Z_{HH}}{Z_{VV}} \quad (3.2);$$

右邊的分式中 , 參數下標的第一個字代表掃射出去的方式 , H 代表水平 , V 代表垂直 ; 下標的第二個字代表接收回波的方式(圖 3-1)。若 Z_{DR} 的值越大 , 表示 Z_{HH} 值較 Z_{VV} 的值大 , 也就是雷達所觀測到水平的回波會比垂直回波值來的大 , 根據 Pruppacher and Beard et al. (1970) (Doviak et. al., 1992) 說明當雨滴粒徑越大的時候 , 水滴的形狀會變成較為扁平 (如圖 3-2) , 如此 Z_{DR} 所具有的雲物理意義表示當 Z_{DR} 的值越大 (>1.0) 代表所觀測到的粒子是水平較大 , 垂直較小的粒子 , 代表是大雨滴。

3.3 相位差 PH (phase shift)、差異相位差 K_{DP} (differential phase shift)

相位差 PH (ϕ_{DP}) 是雷達電磁波在穿過水相粒子之體積時，同時會產生水平相位跟垂直相位 (如圖 3-3)，定義為水平增益 (horizontal increment) k_h ，與垂直增益 (vertical increment) k_v ，其水平或者垂直的增益會隨著距離而增加，而在與雷達一定距離上的水平增益與垂直增益之差值稱為 ϕ_{DP} ：

$$\Phi_{DP} = 2 \int_0^{r_0} [k_h(r) - k_v(r)] dr \quad (3.3);$$

取兩個不同距離上的相位差之差值除以之間的距離，稱為差異相位差 K_{DP} ，

$$K_{DP} = \frac{\phi_{DP}(r_2) - \phi_{DP}(r_1)}{2(r_2 - r_1)} \quad (3.4);$$

由於相位差本身是一個相對的量，而 K_{DP} 與雷達本身的波長衰減並無關係，若水平增益較垂直增益大很多，也可以表示是遇到大水滴。

此參數由於 C-Pol 偏極化雷達並未計算納入雷達觀測資料的檔案中，所以這裡我們必須自行求取。本篇研究所使用的方法是將所觀測的相位差 ϕ_{DP} 經過濾除掉較差的資料之後，利用 17 點平滑，再將相鄰兩點所平滑過的 ϕ_{DP} 值相減除此兩點資料之間的距離 (300 公尺) 即為所得的差異相位差值 K_{DP} 。

3.4 相關係數 RH (correlation coefficient)

相關係數 RH，為水平與垂直強度功率的比例：

$$\rho_{hv}(0) = \frac{\langle S_{vv} S_{hh}^* \rangle}{\left[\langle |S_{hh}|^2 \rangle^{1/2} \langle |S_{vv}|^2 \rangle^{1/2} \right]} \quad (3.5);$$

對水滴粒子而言，相關係數 RH 值就會比較高；但是若為空氣或者不規則的粒子，相關係數 RH 就會很低。藉此可以判別是否為水滴的形態。

3.5 其他參數

C-Pol 偏極化雷達所觀測的參數尚有風場 VR、頻譜寬 SW (spectral width) 等參數，風場即為 Doppler 雷達所觀測之徑向風，頻譜寬是作為過濾回波作即時修正用，本篇便不多做說明。

第四章 偏極化雷達之資料處理及統計特性

4.1 偏極化雷達參數之資料處理

4.1.1 由相位差單一累積量 PH 計算差異相位差 K_{DP}

PH 場會隨著距離產生小幅的震盪，並且其值會隨著距離累積。從圖 4-1 中可以看到 PH 值在距離雷達約 30km 的地方開始有明顯的增加，同時在這一段範圍之內；距離雷達 30km 到 45km 之間的回波 CZ 值也是很強的。由此我們可以了解到：當遇到系統的時候，也就是有強回波的地方，PH 值增加的幅度就變得比較多，直到回波強度減弱時，相位差 PH 就不再增加。這也顯示 PH 值在隨著距離會有累積的情形。而穿過系統之後回波變得比剛從雷達發射的強度要更弱是因為衰減的關係。

另外在過程中 PH 場還有許多小幅度的震盪，故在求取 K_{DP} 值之前，必須要先將震盪濾除。根據定義 (3.4 式)，用來平均的點數雖然會幫助顯示主要的系統變化，但是若選擇過多的點數來作平均或者資料品質的過濾，反而容易濾除掉現象；選擇太少的點數保留某些小幅度的值會又影響到求取 K_{DP} 的品質。本篇研究曾經試著利用 9 點、11 點以及 17 點平滑，認為 17 點平滑之效果較好，對於所研究的主要降水系統可以呈現的較為完整。

除了必須由 17 點平均來濾除 PH 場所造成的小幅度震盪，其中 PH 值在正負 90 度時還會有折疊 (folding) 的現象 (Zahria, et. al., 1993)，所以在求取 K_{DP} 之前必須先進行除去折疊 (unfolding) 的工作，以 5 月 15 日，方位角 85° 為例，其流程如圖 4-2。而折疊的敘述分為下列步驟：

a. 找出主要折疊處：首先找出主要發生折疊的地方，決定的方式在於利用前後資料值之間的關係，亦即利用 RH 與 PH 場來做為過濾的條件，在同一方位角由近到遠的資料，若 PH 與前一點的 PH 值相

差超過 120.度，而此點比前一點的值來的小，並且兩點不為未定義值（-9999.）。有可能即是折疊的位置。

b. 至此點至最末點之資料全部加上 180.：對於從此點開始將之後的資料進行去除折疊，同時對整體的資料也進行平均的工作。

c. 找出次要折疊處：重新再檢查一遍是否有遺漏的或者夾在震盪之間的折疊資料。

利用程式找出折疊的位置並不容易，若找到到錯誤的折疊處結果會造成 17 點的平均值過大或者過小，尤其在遇到一些剛好小幅度震盪發生在折疊與沒有折疊之間的資料更需要注意，另外處於雜訊之間的資料也要小心處理。

4.1.2 利用垂直觀測資料 vertical pointing data 處理 Z_{DR} 資料

由於 Z_{DR} 值是由 Z_{HH} 與 Z_{VV} 所求得，本身容易受到雷達本身波段或者衰減的影響，像是 Feng et al. (1999) 指出 C-Pol 雷達在觀測 Z_{DR} 上大約會有 $\pm 0.3\sim 0.5$ dB 的誤差，所以雷達會在觀測一段時間之後將仰角調整成 90° 觀測 Z_{DR} 是否為零，所觀測的資料稱為垂直觀測資料 (vertical pointing data)。

這是由於垂直觀測時，不管水滴粒子的形狀為何，由下往上看，水平與垂直的回波應顯示為相等大小，而根據 Z_{DR} 之定義其值應為零，若不為零，則表示為雷達本身在觀測時會產生的偏差量，則在此期間所觀測到的 Z_{DR} 場資料必須再經過平移扣除掉偏差量才是真正觀測到的差異反射率場 Z_{DR} 。

將一天之中垂直觀測資料相加除以資料總數，即一天中的垂直觀測值 (表 4-1)，再將這一天所觀測到的 Z_{DR} 值扣除此偏移量。經過垂直觀測資料的修正，再用 Z_{DR} 來估計雨量才能夠合理的比較地面雨量

站結果。

再讀取資料部份，由於這些垂直觀測的資料是隱含在 .PPI 的檔案之中，檔案大小較一般掃描整個體積 (volume) 的檔案來的小，藉由讀取此檔案中關於仰角的資料，若為 90 度便可以判定此檔案是否為垂直觀測資料，Feng et al. (1999) 還有提出其實可以不用將仰角舉升至 90 度，利用探測翻滾中的冰雹也可以作為校正 Z_{DR} 的數據。不過我們這裡仍然使用 C-Pol 偏極化雷達所內含的校正資料。由於 ZDR 受到 Z_{hh} , Z_{vv} 衰減的影響，在處理上應該先做衰減校正之後再扣除系統偏差量，結果會更正確。

4.2 由 K_{DP} -Z 與 Z_{DR} -Z 分析降水粒子之統計特性

我們藉由處理過的 C-Pol 雷達資料來分析 SCSMEX 對流系統可以發現一些現象：

首先是 K_{DP} -Z 之間的關係，由 Zeng (1998) 提到 MCTEX 期間 C-Pol 偏極化雷達在對流系統發生時 (圖 4-3a) 與系統衰減時 (圖 4-3b)，其 K_{DP} 與 Z 之間有明顯的不同。根據之前的描述，這是因為 K_{DP} 對降水粒子扁平的程度十分敏感，所以在回波較大之處可以看到 K_{DP} 才開始有明顯的變化。而降水系統發展旺盛的時候，大雨滴的粒子，也就是 K_{DP} 較大的區域資料也變得比較多。在 5 月 18 日 (圖 4-4ab) 與 6 月 8 日 (圖 4-5ab) 中於系統旺盛時與衰減時對底層雷達掃描的結果發現在降水系統的前後也看出有此關係。

我們也藉由 K_{DP} 的資料之柱狀圖 (圖 4-6) 看出資料大部分都集中在約 -0.5 ~ 0.5 deg/km 之間，而系統旺盛時期 K_{DP} 大於 1 deg/km 的數值個數較多。這說明了在降水旺盛期間，大雨滴的數目的確會變多，並且隨著降水系統的減弱，大雨滴區域的資料數量就會越少，而隨著系統衰減或者系統尚未發展時，大雨滴的數目都是很少的。

Z_{DR} - Z 之間的關係說明 Z_{DR} 同樣也會隨著回波 Z 變大而增加, Zeng (1998) 對於 CaPE 期間利用 CP2 偏極化雷達所做出的在系統旺盛時與系統衰減時的 Z_{DR} - Z 關係圖 4-7ab。我們發現 SCSMEX 期間在 5 月 18 日 (圖 4-8ab) 與 6 月 8 日 (圖 4-9ab) 降水系統中也有此的關係, 但比起 K_{DP} - Z 之變化來的較不明顯。同樣在資料的柱狀圖中我們也可以看出雖然 ZDR 有不少小於 0 dB 的資料, 但大部分仍然是大於 0 dB 的 (圖 4-10)。至於 $ZDR < 0$ dB 的資料可能是由於 C-Band 波長較短, 容易遭受能量衰減的影響。

若能夠利用 Z_{DR} - Z 與 K_{DP} - Z 以及其他偏極化參數之間的關係隨系統而變化的統計特性, 便可以由各個參數所表現降水粒子形態的訊息得到更多關於降水系統的資訊。

第五章 利用偏極化雷達參數求取降雨率

5.1 偏極化雷達參數與降水參數之關係

通常雨滴譜所觀測到雨滴粒徑的分布，比較常提到的有兩種，一為 Marshall-Palmer 的分布情形：

$$N(D) = N_0 \exp(-\Lambda D) \quad (5.1);$$

$N_0 = 8 \times 10^3 \text{ m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$ ，為決定分布情形的斜率，可由降雨率求得， $\Lambda = 4.1R^{-0.21} \text{ mm}^{-1}$ 。另一種是 Gamma distribution：

$$N(D) = N_0 D^\mu \exp(-\Lambda D) ; \quad (5.2);$$

其中 μ 為修正小雨滴之 gamma function 係數。

回波參數 Z 與降水個數 N 和粒徑大小 D 有關。而降雨率 R 也與這兩個參數有關：

$$Z = \int_0^{\infty} N(D) D^6 dD \quad (5.3);$$

$$R = \left(\frac{\pi}{6} \right) \int_0^{\infty} D^3 N(D) w_t dD \quad (5.4);$$

其中 w_t 是終端速度，與粒徑大小有關，可視為粒徑大小的函數。而 $N(D)$ 可由假設雨滴大小分布的情形得到。所以其實只要知道 N_0 以及 μ ，便可以知道降雨率以及回波 (Doviak et. al., 1992)。

不過由於地面觀測通常是觀測降雨率 R ，很難同時決定 N_0 與 μ ，所以藉由假設雨滴分布的情形代入降雨率求出個數的分布情形，進而推導出 R - Z 關係式。像是 Aydin et al. (1994); Keenan et al. (1999) 等，而本篇採用的是 Keenan et al. (1997)：

$$R = 0.007189 Z_H^{0.819} \quad (5.5);$$

其中 R 的單位為 mm/hr ， Z_H 單位為 $\text{mm}^6 \text{ m}^{-3}$ 。另外還有 Aydin et. al. (1995) 提出的關係式：

$$R = 0.017 Z_H^{0.714} \quad (5.6);$$

不過偏極化雷達所提供的參數還包括差異反射率 Z_{DR} 以及由相位差所計算出來的差異相位差 K_{DP} 。其中 Z_{DR} 由於是 Z_{HH} 與 Z_{VV} 兩種回波的比值，相除之後會消掉 N_0 ，留下與斜率有關的式子。在求降雨率時，通常與回波 Z 搭配，成為 R - (Z_{DR}, Z_{HH}) 關係。

由於 Z_{DR} 可以得到斜率，再代入 5.3 式可以得到正確的 N_0 ，進而得到較準確的降雨率 R 。不過由於觀測的 Z_{DR} 值也受到衰減的影響，實際上由此資料的 Z_{DR} 所求取的降雨率誤差值可能會較大。在這裡我們採用 Keenan et al. (2000) 修正 Aydin et al. (1992) 和 Scarchilli et al. (1993) 後之關係式：

$$R = 3 \times 10^{-3} Z_{DR}^{-1.22} Z_H^{0.95} \quad (5.7);$$

另外 Keenan et al. (2000) 同時還提出 R - (K_{DP}, Z_{DR}) 之關係式，並認為此關係式會比上式結果更好：

$$R = 24 \times Z_{DR}^{-0.2} K_{DP}^{0.9} \quad (5.8);$$

另外對於 K_{DP} 雖然其不受到雷達本身的影響，不過需要許多假設才能建立此參數與降雨率之間的關係，我們這裡採用 Zeng (1998) 利用雷氏散射 Green's axis ratio 與 Marshall Palmer 之 DSD 假設所提出與波長有關的 R - K_{DP} 關係： $R = 5.1(K_{DP}\lambda)^{0.866}$ ，再代入 Zeng (1998) 中 C-Pol 的波長 $\lambda = 5.3$ cm，不過前面提到 Keenan (1998b) 是定義 C-Pol 為 4.3 cm。其所得到的關係式為：

$$R(K_{DP}) = 21.6 K_{DP}^{0.866} \quad (5.9);$$

以及 Jamson et al. (1999) 利用 C-Pol 雷達資料來檢驗計算雨量所使用之 R - K_{DP} 關係式：

$$R(K_{DP}) = 23.52 K_{DP}^{0.856} \quad (5.10);$$

比較這些利用偏極化雷達參數所求得之降雨率，我們可以找出較為信賴的關係式，不過由於地面觀測的數量無法做統計分析，目前僅能採用 5 月 15 日 0900 - 1050UTC 時間的 ARG 聲波雨量站資料進行

對照工作。為求客觀性，所有關係式皆會在本篇研究中一起討論，以彌補地面觀測不足之缺憾。不過由於 K_{DP} 本身具有不受雷達衰減之效應，若反演之降雨率不錯，還可以利用界定降雨率之門檻值進行粒子分類之分析。只是在本篇研究中因為高層缺乏飛機資料可作為比對，這裡僅採用最低仰角，約 0.5 度左右的雷達仰角之掃描資料進行雨滴的分類，故可以分成大雨、中雨以及小雨。而所分類的標準在小雨是降雨率小於 10mm/hr，中雨則在 10 mm/hr 到 40 mm/hr 之間，大雨的降雨率在 40mm/hr 以上 (Vivekanandan et. al., 1999)。

5.2 利用雷達參數計算出的降雨率對照雨量計估計降水系統的結果

Zeng (1998) 利用降雨率與各參數之間的關係，或者經由 DSD 的假設來定出門檻值界稱為『雨的邊界』(rain boundary)，如前圖 4-3 與圖 4-5 中黑線所表示的即便是，雨的邊界所表示的意義是在此邊界之內之點皆為雨。

而美國之 S-Band 偏極化雷達利用模糊邏輯法 (fuzzy logic) 的方法，對於各種不同的降雨率又將雨分成大雨、中雨以及小雨甚至其他種的降水粒子種類，利用各參數對於這些降水粒子給予不同的範圍，以便於在觀測到這些參數的數值時，即時判斷出所觀測到的降水粒子為何。

不過上述的方法首先都必須要有不錯的降水關係式，所以找出好的降雨率與偏極化各參數之間的關係是很重要的。由於 SCSMEX 期間地面觀測站分布沒有很廣泛而且可用的資料有限，若要利用大量地面觀測來修正降水關係並分析統計在實際上會比較困難，不過還是有些資料可以拿來做較簡單的分析。所以本篇研究中找出 5.1 節中學者對於 C-Pol 偏極化雷達認為較適當的降水關係式 (5.5 5.10 式) 與

ARG 地面聲波雨量站作比對。

由於雷達掃描在地面觀測站的上方，會有時間上以及空間上的延遲 (time lag and space lag)，而處理這些空間及時間上的延遲要考慮包括系統的移速、終端速度以及雷達掃描在測站上方高度等，又因為系統隨時間大致向西方移動，落到雨量站的雨滴是來自正西方。我們假設系統移速約為 6m/s 向西，終端速度約為 5.5m/s，雷達掃描的最低高度距離測站上方 0.514 公里，算出雨滴落下需要 93.4 秒的時間，空間上也必須往後推 560.4 公尺，不過是往正東推，如圖 5-1 所示，假設 A 點為雷達所在位置，B 點為地面觀測站位置，由 B 點往東倒推 560.4 公尺，大約在雷達的方位角 206.6°左右，距離雷達所在的位置為 45.42 km 的位置，而此點的雨量資料便是我們要拿來對照的資料。藉由考慮這些條件，之後才能比較由 K_{DP} 與由回波場所計算出其他個案的降雨率方面。

我們取此點在 5 月 15 日 0830 UTC 到 1000 UTC 的雨量記錄帶入降水關係式 (5.5 5.10 式) 之後，結果發現除了 5.7 式在數值上有比較大的誤差之外，其餘所對應的樣式並不會差太多 (圖 5-2) 尤其是 Zeng (1999) 與 Jameson (1999) 由 K_{DP} 計算出來的降雨率與地面觀測值較為接近 (5.9 與 5.10 式)。

至於 5.7 式不太符合有可能是由於 Z_{DR} 與 Z 皆容易受到雷達能量衰減的影響，而且在回波 Z 值越大的地方，若 Z_{DR} 沒有那麼大，由式子很容易看出整個雨量值會因為被放大的很嚴重。

除了修正 Z 與 Z_{DR} 受到衰減的效應，根據 Seliga et al. (1986) 所求得的 $R-(Z_{HH}, Z_{DR})$ 之降水關係式中，有設定 Z_{DR} 必須在 0.2 2.6 dB 範圍內，故本篇對於 5.4 式也已經加上了這個門檻值 不過 Keenan et al. (2000) 等人在提及此關係式時並沒有提及 Z_{DR} 所適用之範圍。

而比較由其他雷達參數所求出之降雨率與所觀測到的降雨率之

時序圖也有一些出入，可能是因為：1. 所掃描到的降水最後並沒有落在地面測站所觀測到的範圍內；2. 由於假設的終端速度與移速為常數，而系統本身可能並沒有等速度移動；3. 可能回波受到能量的衰減導致由回波所計算出的雨量極大值會比 K_{DP} 所計算出的雨量值來的低。

再利用上述六個的公式來計算 5 月 15 日最低層的降雨率，從平面上來看其實這些關係式所計算出來有降雨的地區都差不多（圖 5-3abcdef），不過可以看到由 K_{DP} 所計算出來的雨帶（圖 5-3ab）都比由回波 Z 與 Z_{DR} 所計算出來的雨帶要寬（圖 5-3cdef），並且由回波或差異反射率所求之降雨率極大值多發生在靠近雷達處，而由 K_{DP} 所求之降水極大值則有的在距離雷達較遠處的對流胞中。

我們同時切位在雷達西南方 25 48 公里，方位角 206° 的剖面來看，六個公式所計算出來的降水形式都是約在距雷達的 31 公里處有一小對流胞，而後方約 42 公里處是一較大之對流胞。由 K_{DP} 所計算出來之雨帶在對流胞的後緣顯得較寬（圖 5-4ab），而由回波以及 Z_{DR} 所計算之雨帶後緣較窄（圖 5-4cdef），尤其由 Z_{DR} 所求出之雨帶後緣衰減的很明顯（圖 5-4ef）。

將同樣的六個公式計算 5 月 18 日 0340UTC 時，取雷達西南方 60 公里範圍內、方位角 234° 的垂直剖面來看，可以發現由 K_{DP} 所計算出來的降水極大值是在距離雷達約 41 公里處（圖 5-5ab），而由 Z 所計算出來的降水則在距離雷達約 39 公里處（圖 5-5cd），離雷達較近，這可能就是由於回波與 Z_{DR} 遭受到能量的衰減，顯示在距離雷達較近處的緣故。另外由 5-7 與 5-8 式所推導出來的最大降水雖然比一般降水所估計的相差甚大，但是最大降水的位置卻與由 K_{DP} 所決定的最大降水位置差不多，同時回波與差異反射率所計算出來的降水系統後緣部份與 5 月 15 日 0900UTC 同樣有衰減的情形（圖 5-5ef）。

第六章 利用 PID (particle identification) 程式 分析降水粒子

6.1 PID (particle identification) 程式

Vivekanandan et. al. (1999)提到利用『模糊邏輯法』(fuzzy logic)的觀念來分辨降水粒子，這是因為偏極化雷達具有觀測多種參數的能力，利用各種參數對降水粒子形態的敏感性，例如回波對系統的大小強弱很敏感， Z_{DR} 對粒子的扁平度很敏感， K_{DP} 也對粒子的扁平度敏感，而且不受到雷達本身的影響(如前述)，RH 可以看出觀測降水粒子的可信度等等。

加上每個參數之間互相也有關係存在，例如 K_{DP} 與 Z 、 Z_{DR} 與 Z 等等(見 4.1 節)，藉由這些觀測到的參數值，比較其他觀測或計算得到的雷達參數值再決定是何種形態的降水粒子機率有多大，像圖 6-1 中左邊的圖，若要判斷我們所得到的雷達參數資料是否為冰雹的特性抑或是雨的特性，我們可以將這些參數逐一對這兩種粒子的特性做分析，像是冰雹和雨滴對於回波 Z 而言，隨著回波值越大成為冰雹的機率就越大，稱為 P_{Hail}^Z ；但是成為雨的可能性就會變小 P_{Rain}^Z ，比如我們得到的回波 Z 值為 55 dBz，則我們會得到成為兩種降水粒子的機率值，並且 $P_{Hail}^Z > P_{Rain}^Z$ 。再比較 ZDR 及 LDR 等其他雷達參數對這兩種降水粒子的特性，當然我們也會根據各種參數之間的可性度給予彼此不同的權重(w^Z)，每種參數比較之後所決定的機率加總起來：

$$Q_i = \sum_{j=1}^3 w^j P_i^j \quad (6.1);$$

得分最高者的降水粒子即便是認為在此觀測的真實降水粒子。(例如由各個參數所決定出來的結果為大雨滴的總機率最大，則雷達所觀測到的降水形態即為大雨滴)。

甚至可以用兩種參數一起來看；將觀測或者計算出來的值放入各

參數之間的關係平面圖上所劃分出降水粒子種類的區域內(圖 6-2), 給予不同的權重, 便可以判別出各降水粒子的種類。舉其中一種粒子 (大雨滴) 做說明: 例如所觀測到的 $Z (=55 \text{ dBZ})$ 與 Z_{DR} 值很大 (介於 $1.5 \sim 3.1 \text{ dB}$), 則代表成為大雨滴的機率最大, 其中所謂的機率不是 0 就是 1, 稱為 membership value (P_i^{ZDR}) (如圖 6-3), 再比較 K_{DP} 或其他參數是否也是指出成為大雨滴的機率最大。將所有的大雨滴的機率總加起來, 當然也加總成為其他的降水粒子形態的機率, 也是總數最大的降水粒子形態即便是所觀測到的。

由此方法可以決定出大雨滴在降水系統中的分布情形為何。不過首先必須先針對所觀測的降水粒子有明確的認知及界定, 接著才能調整各參數之間所劃分的範圍, 反覆測試之後才能應用在即時的觀測資料上面, 如此便可以判別降水形態, 對雲物理的特徵做更進一步的分析。

我們這裡所利用分類的程式原理是來自美國 S-Pol 雷達利用各種偏極化參數的權重所判別出來的 17 種降水粒子:

1. 雲 (Cloud)
2. 毛雨 (Drizzle)
3. 小雨 (Light Rain)
4. 中雨 (Moderate Rain)
5. 大雨 (Heavy Rain)
6. 冰雹 (Hail)
7. 冰雹與雨混合 (Rain_Hail Mixture)
8. 軟雹與小冰雹 (Graupel_Small Hail)
9. 軟雹與雨混合 (Graupel_Rain)
10. 乾雪 (Dry_Snow)
11. 溼雪 (Wet Snow)

- 12.冰晶 (Ice Crystals)
- 13.不規則冰晶 (Irreg_Ice_Crystals)
- 14.過冷水雨滴 (Supercooled_Liquid_Droplets)
- 15.飛翔的鳥 (Flying Birds)
- 16.飛翔的蟲 (Flying Insects)
- 17.地面障礙物 (Ground_Clutter)

不過 SCSMEX 期間由於南海地區沒有飛機觀測的資料，我們僅針對地面所觀測到的資料來做調整，而地面較易發生的有毛雨、小雨、中雨與大雨等（如圖 6-4ab）。將這些雨滴分類必須要有不錯的雨量與偏極化參數之關係式，所以我們直接所引用的關係是皆為適合 C-Pol 雷達的雨量關係式，不再去做統計上的比較這些關係式的準確性。

6.2 由粒子分類 PID (particle identification) 分析系統的結果

之前提到 Vivekanandan et. al. (1999) 利用降雨率的不同來分辨各種雨區的範圍，我們這裡也以剛剛講到 Zeng(1999) 的 R-KDP 降水關係式為較好的雨量關係式為主，利用 5.2 節所提之三種降雨率的範圍大致上將雨分成大雨、中雨以及小雨，而其他的降水粒子像是冰晶、雪花等由於這裡沒有高空的觀測資料可以做為比對，所以對那些粒子暫不進行討論，僅分析底層會發生的上述三種降水粒子類型。

在 5 月 18 日的個案中，將 0340UTC 按照這三種降雨率分類並統計所佔 K_{DP} (圖 6-5abc) 與 Z_{DR} (圖 6-6abc) 的個數為多少，像是 K_{DP} 所統計出來的範圍，不過這裡在 Z_{DR} -Z 的部份僅嘗試調整下邊界，也就是 Zeng (1999) 所提到的『雨的邊界』(見 5.3 節)，這是因為 Z_{DR} 的下邊界所遺漏掉的資料比較多 (圖 6-7ab)，而 K_{DP} -Z 的部份我們上

下都要調整，不過由於這個公式是由 K_{DP} 求出的，若用 K_{DP} 求出來的降雨率來分界本身會導致 K_{DP} 最小值為 0，但是就圖 6-7b 我們知道 K_{DP} 小於零可能還有很多資料，所以又用對 C-Pol 雷達本身結果也還不錯的 Keenan et. al.(1999)之 R-Z 公式找 K_{DP} 在各種降雨率的範圍，發現在小雨的時候會有許多資料落在從 -0.3 0.4 deg/km 之間(未顯示)，中雨在-0.1 2.1 deg/km，大雨在 0.3 5.1 deg/km 之間。

其他則用原來 K_{DP} 所計算出來之降雨率界定參數對大小雨滴的範圍。在 Z_{DR} 所統計出來的部份中，小雨為 -0.7 0.9 dB，中雨為 -0.7 1.3 dB，大雨則是在 -0.1 1.7 dB 之間。

除調整 K_{DP} 與 Z_{DR} 之外，我們也必須知道 Z 對於這三種粒子所界定的範圍為何，由圖 6-8abc 我們可以看到小雨的部份回波值分布在 10 40 dBZ，中雨分布在 25 48 dBZ 之間，而大雨部份則是分布在 38 54 dBZ 之間(表 5-1)。

畫成圖形其範圍如圖 6-9ab 所示。加上雲(cloud)與毛雨(drizzle)降水粒子的原因是小雨的底限也包含這兩種粒子，並且這兩種降水粒子即使在雷達最底層掃描也可能有觀測的機會(遠處可能有雲)，至於上限的部份以及回波部份先不去做更動，因為需要更多雷達與地面及高空的觀測資料才能來作調整。將 5 月 18 日 0340UTC(圖 6-10ab)與 6 月 8 日 0210UTC (圖 6-11ab) 的點打上去之後我們發現在大雨部份的 K_{DP} -Z 的回波 Z 部份需要再往左調整與 Z_{DR} -Z 中的 Z_{DR} 需要再往下調整。不過大部分的資料都已有落在雨區。

藉由這個調整畫出粒子分類的情形，我們給予一些較為信賴的參數各自的權重：先平均分配 Z_{DR} 與 K_{DP} 的權重，可以看到分類前 5 月 18 日 0340UTC 有很多白色的部份(圖 6-12a)也就是雨和軟雹混合的情形，但是調整過分類的範圍之後白色部份明顯減少(圖 6-12b)，雨和冰雹混合的區域變大了，這有可能是因為冰雹與軟雹之間的範圍

並沒有做過調整，不過我們也可以看到中雨與大雨在白色部份後緣處的區域範圍也變大了，可見調整的效果顯著。

接著我們改變幾個參數的權重，先將 K_{DP} 調降為 20， Z_{DR} 加到 50， Z 也降到 20，RH 的權重不變，冰雹的區域變少一些（圖 6-12c），但是大雨的區域卻沒有比將 K_{DP} 與 Z_{DR} 權重互換之後來的較為顯著的增加（圖 6-12d）。可見 K_{DP} 對大雨的區域較為敏感。

至於白色的部份不管在經過範圍修正或者權重修正都不會被濾除乾淨是因為當 K_{DP} 與 Z_{DR} 的範圍被調寬了之後，將原本是冰雹與軟雹的範圍包括進來（未顯示），但是若要調整這兩種降水粒子的範圍前面已經提過就此個案而言並不容易，故暫不做調整。

第七章 個案分析

我們將經過處理的偏極化雷達參數將 5 月 18 日與 6 月 8 日的降水系統做分析，討論對流的演化及內部發生的雲物理現象。

7.1 5 月 18 日

這一天我們追蹤從 0340UTC 到 0500UTC 共 80 分鐘的 A 對流胞的發展。在 0340UTC 時由回波場的平面圖 (圖 7-1) 可以看到一個很明顯的強回波區域發生在距離雷達約 40 公里處，方位角 243 度的位置，最大降水回波約在 40 dBZ 以上，而藉由 K_{DP} 場的平面圖(圖 7-2) 中我們可以看出與回波場不同的是：回波場所顯示的降水系統比 K_{DP} 場顯示的較為狹窄，也就是在 A 對流胞的後緣部份回波場值下降的較 K_{DP} 明顯，這可能是由於回波在經過最大降水的區域能量遭到衰減的影響。同樣 Z_{DR} 的平面圖 (圖 7-3) 在系統後緣的位置同樣也有衰減的情形。

接著從對流胞的剖面結構來看，我們取通過對流胞之回波與 K_{DP} 值最大的剖面，也就是 234°的方位角。發現在 0340UTC 的回波的最大值位置是在系統的前方約 39 km 處(圖 7-4)，而 K_{DP} 的最大值發生在約 40.5 公里 (圖 7-5)， Z_{DR} 也大約是在 39 公里處 (圖 7-6)，而後方的 K_{DP} 值較大可能就表示在上升運動的後方有較大的雨滴出現。風場 VR 的部份則可以看出約在 37 到 41 公里的地方有上升運動 (圖 7-7)，而前方的等風速線較密集，後方較寬，顯示氣流上升之後有向前後外流的現象，環境場的徑向風速是約 8 m/s，系統的移速約在 6 m/s 左右(計算 0340UTC 之最大 K_{DP} 與 0350 UTC 之最大 K_{DP} 值發生的距離)，故在對流系統的前方會有層狀降水的情形發生。

隨著系統逐漸往東北方的東沙島前進，由於上升運動逐漸減弱， K_{DP} 也由原來 0340 UTC 的最大值 3.2 deg/km 減弱到降水系統開始登

陸東沙島上 0400 UTC 的 2.2 deg/km，系統後方也可能因為沒有降水的系統，所以有意義的資料也變少了。

7.2 6月8日

觀察 6 月 8 日 D 對流胞 (圖 7-8)，此對流胞向東北東移動，由於此一對流胞呈南北走向，為了將每個時間所切的剖面接通過此一對流胞，我們對每個時間取不同的剖面來觀察。一開始在 0210 UTC 時所切的剖面為 357 度，我們可以看到在回波 Z (圖 7-9) 與 Z_{DR} 值 (圖 7-10) 的最大位置是出現在距離雷達北方約 15 km 20 km 處，而且在 Z_{DR} 之後緣有衰減的現象，但是真正發生大雨滴的地方，也就是 K_{DP} 的最大值卻是出現在距離雷達 32 km 處，不過中心的位置上移，可能與 PH 場在底層梯度甚小有關 (圖 7-11)。

隨著系統往東北東移動，前方層狀的部份也漸漸的變多了，而所切通過系統的剖面也可以發現 K_{DP} 值也漸漸變小，表示大雨滴的部份開始減少，不過大部分的情形可以看到回波場的極大值都出現在 K_{DP} 極大值的前方，系統結構也一直很明顯，不過 Z_{DR} 在系統的後方總是有衰減的情形發生，較回波場 Z 嚴重。

我們這裡可以得到一些小結，就是回波場 Z 與差異反射率 Z_{DR} 之極大值位置都差不多，而當差異相位差 K_{DP} 與回波或者 Z_{DR} 極大值所出現的位置不符合時，有可能是以下兩種情形：1. 為大雨滴出現的個數較少，無法使回波偵測到；反而後方小雨滴的部份由於數量很多，回波場在此反應出強降水的形式。2. Z 與 Z_{DR} 遭受到雷達能量衰減造成，不過如果為後者， Z_{DR} 在大雨滴的區域仍然會有較大的反應，因為 Z_{DR} 與 K_{DP} 同樣對於扁平的降水粒子較敏感。

第八章 結論與展望

8.1 結論

在資料處理方面，要妥善利用偏極化雷達進行降水形態分析的工作必須先確實了解並處理好所觀測的參數。本篇文章藉由除去折疊修正相位差 PH 場 利用 17 點平均求取差異相位差 K_{DP} 以及利用 vertical pointing data 修正 Z_{DR} 等，冀望夠進而建立起一套處理偏極化雷達觀測資料的流程。

從本篇研究中我們不但探討了處理資料的流程並利用地面的聲波雨量站 (ARG) 來討論各種參數估計降雨率的結果也發現， K_{DP} 對降水形態的判別的確有不錯的結果，而且由 K_{DP} 所計算出來的降水平面圖 (rain map) 還可以看出：雨帶比較其他參數像是 Z 或 Z_{DR} 所求出來的降雨為寬廣，而且其中最大降水的地方也不會像由 Z 所求出之降雨率大都落在系統較前方。

我們也利用 $R-K_{DP}$ 的降水關係式將雨滴粒子利用不同的降雨率分成三部份：大雨、中雨以及小雨，所呈現出來的效果雖然無法將冰雹完全過濾掉，不過已經比原來直接用 S-Band 之分類範圍法出現較為合理的降水粒子，並且之後再加重 K_{DP} 的權重時發現大雨區域會變大，也可以看出 K_{DP} 對大雨滴的粒子十分敏感。

利用處理過的資料我們可以發現系統在發展前後之 K_{DP} 與 Z_{DR} 據有明顯不同的分布情形，從中我們可以知道即使回波強度很大，但是系統衰減之後 Z_{DR} 與 K_{DP} 的值會明顯的下降。

目前世界各國正在研究偏極化雷達的學者也都正在積極的建立起偏極化雷達即時觀測並判別降水的形態，所以建立在良好的資料品質上再對每種雷達的特性去做更深入的討論與了解，才能要求結果的準確性。

8.2 展望

台灣天氣多變化，尤其是中小尺度的天氣現象經常發生，甚至對環境及人類的生活造成許多的災害，若能夠藉由此種偏極化雷達所觀測的參數特性並透過本篇研究所建立的處理資料的方式去做更進一步的分析，能夠改善雷達定量降水估計及台灣降水系統之雲物理特性。

參考文獻

- 張定祺, 2000: 南海季風實驗中尺度對流系統之 C 波段偏極化雷達個案觀測研究, 國立台灣大學, 66 頁
- Aydin, K., H. Direskeneli and T. A. Seliga, 1987: Dual-Polarization Radar Estimation of Rainfall Parameters Compared with Ground-Based Disdrometer Measurements: October 29, 1982 Central Illinois Experiment. *IEEE Tran. on Geo. and Rem. Sensing*, **GE-25**, 834-844.
- Aydin, K. V., N. Bringi and L. Liu, 1995: Rain-Rate Estimation in the Presence of Hail Using S-Band Specific Differential Phase and Other Radar Parameters., *J. of Appl. Mete.*, **34**, 404-410.
- Carey, L. D., S. A. Rutledge and D. A. Ahijevych, 2000: Correcting Propagation Effects in C-Band Polarimetric Radar Observations of Tropical Convection Using Differential Propagation Phase., *J. of Appl. Mete.*, **39**, 1405-1433.
- Doviak, R. J. and D. S. Zrnic', 1993: Doppler Radar and Weather Observations. Academic Press, pp 562
- Feng L., Ben J. D. Jou and T. D. Keenan, 1999: The ZDR bias estimated by C-Pol radar during SCSMEX., *Third Workshop on Radar Meteorology*, 10-16.
- Jameson, A. R. 1999: A Comparison Between Polarimetric Radar and Wind Profiler Observation of Precipitation Near Cloud Base in Tropical Showers. *29th Radar Meteorology*. 430-433
- May, P. T., A. R. Jameson, T. D. Keenan, P. E. Johnston and W. Ecklund, 1999: Combined Wind Profiler/Polarimetric Radar Studies of the Vertical Motion and Microphysical Characteristics of Sea Breeze. *29th Radar Meteorology*. 347-350.
- May, P. T. and T. D. Keenan, 1999: Polarimetric Radar Measurements of Tropical Rain at a 5-cm Wavelength. *J. of Appl. Mete.*, **38**,

750-765.

- Keenan, T., K. Glasson and F. Cummings, 1998a: The BMRC/NCAR C-Band Polarimetric (C-Pol) Radar System., *J. of Atmo. and Ocean. Tech.*, **15**, 871-886.
- Keenan, T., D. Short, B. Ferrier, W. Lau and G. Holland, 1998b: Radar and Some Associated Mesoscale Observations South China Sea Monsoon Experiment (SCSMEX). SCSMEX Radar Operation Plan, pp 13.
- Keenan T. D., D. S. Zrnice, 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
- Nystuen, J. A. 2000: Surface Measurements of Precipitation from an Ocean Mooring: The Underwater Acoustic Log from the South China Sea., *J. of Appl. Meteor.*, **39**, 2182-2197.
- Sachidananda, M. and D. S. Zrnice, 1986: Differential propagation phase shift and rainfall rate estimation., *Radi. Scien.*, **21**, 235-247.
- Seliga, T. A., K. Aydin and H. Direskeneli, 1986: Disdrometer Measurements during an Intense Rainfall Event in Central Illinois: Implications for Reflectivity Radar Observations., *J. of Clim. and Appl. Meteor.*, 835-846.
- Vivekanandan, J., D. S. Zrnice, S. M. Ellis, R. Oye, A. V. Ryzhkov and J. Straka, 1999: Cloud Microphysics Retrieval Using S-Band Dual-Polarization Radar Measurements., *Bull. of the Ame. Meteor. Socie.*, **80**, 381-388.
- Zeng, Z., 1998: Polarimetric Radar Studies of Convective Storm Development., Dep. of Atmo. Scie. *University of Washington*, pp.146.
- Zahria A. and D. S. Zrnice, 1993: The 10-cm Wavelength Polarimetric Weather Radar at NOAA's National Severe Storms Laboratory. *Jour. of Atmo. and Ocea. tech.*, **10**, 649-661

表 2-1 澳洲 C-Pol 雷達之規格介紹

Antenna	
Size	4.2 cm center-fed paraboloid
Beamwidth	1.0°
Gain	45 dB
Max sidelobe	< 25 dB
Max cross polar	< -30 dB
ICPR	< -35 dB
Transmitter	
Pulse magnetron	250 kW peak
Pulse width	1.0-2.0 μ s
Pulse rates	200-1200 Hz
Frequency	5625 MHz
Receiver	
Balanced coaxial receiver	
Single channel (co- or cross- polar)	
Minimum detectable signal < -115 dBm	
Minmum detectable reflectivity* at 10km -29 dBZ	
Bandwidth 0.5/1.0 MHz	
Channel isolation > 30 dB	
Polarizations	
Linear, horizatal and vertical	
Pulse-to-pulse control	
Ferrite switch on transmit	
Variables: Z_{HH} , V_r , σ_v , Z_{DR} , Φ_{DP} , $\rho_{HV}(0)$, LDR*	
(*此參數在本實驗中並沒有用到)	

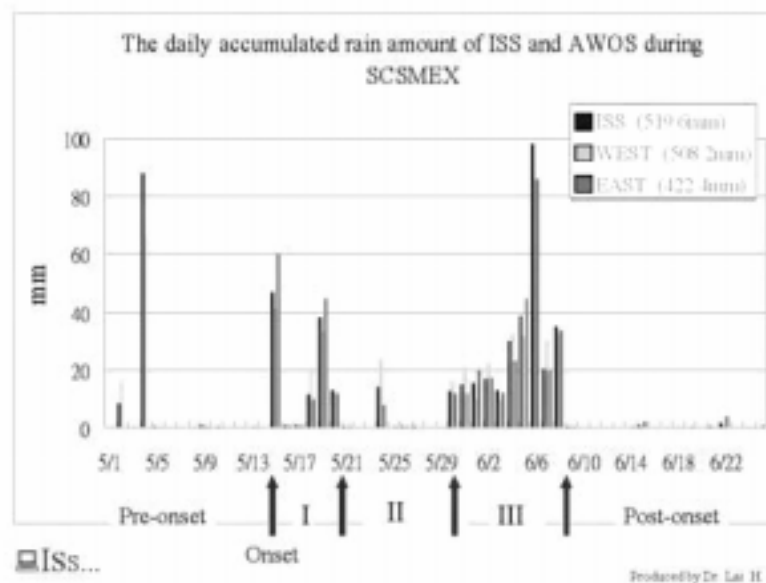
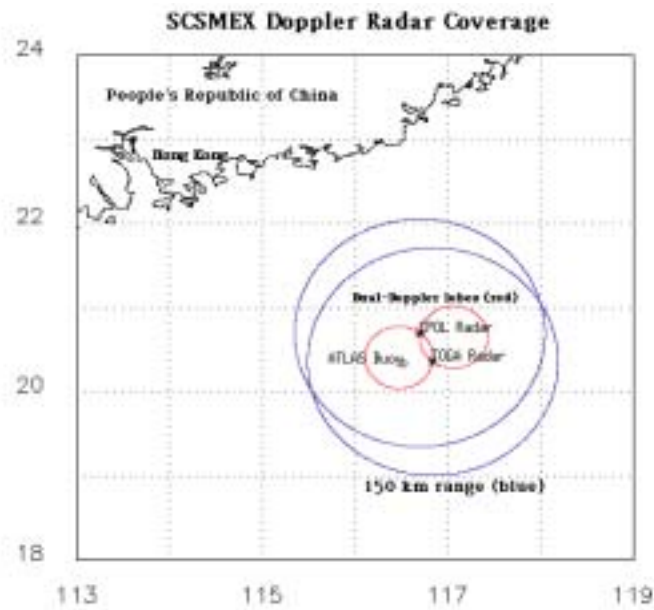
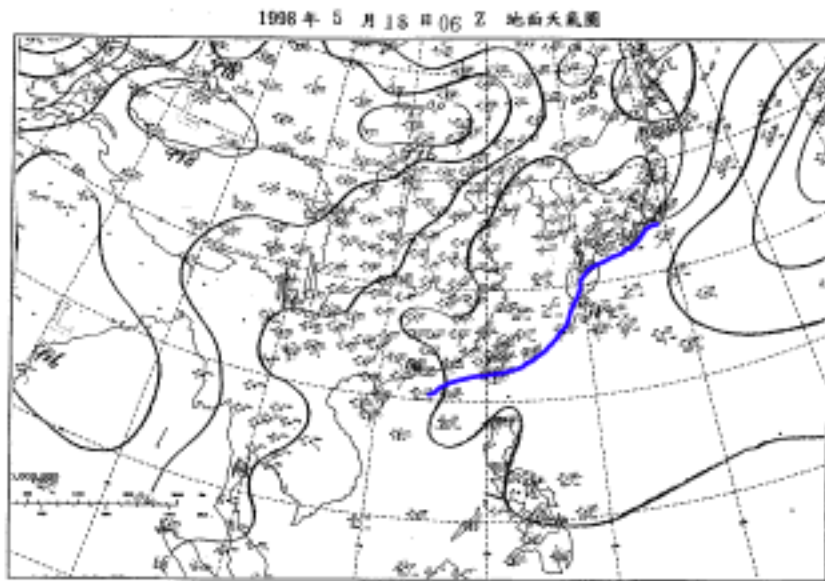


圖 2-1 SCSMEX 期間雷達與聲波雨量站分布的位置

圖 2-2 ISS 觀測每分鐘累計降水時序圖 (黑色的柱狀圖)

b.



b.

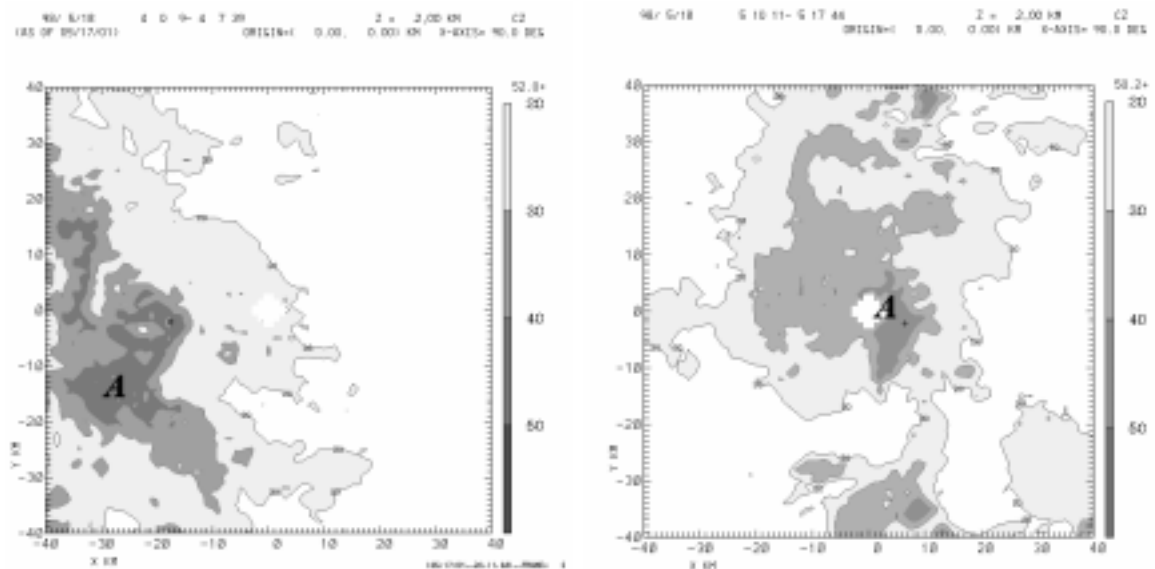
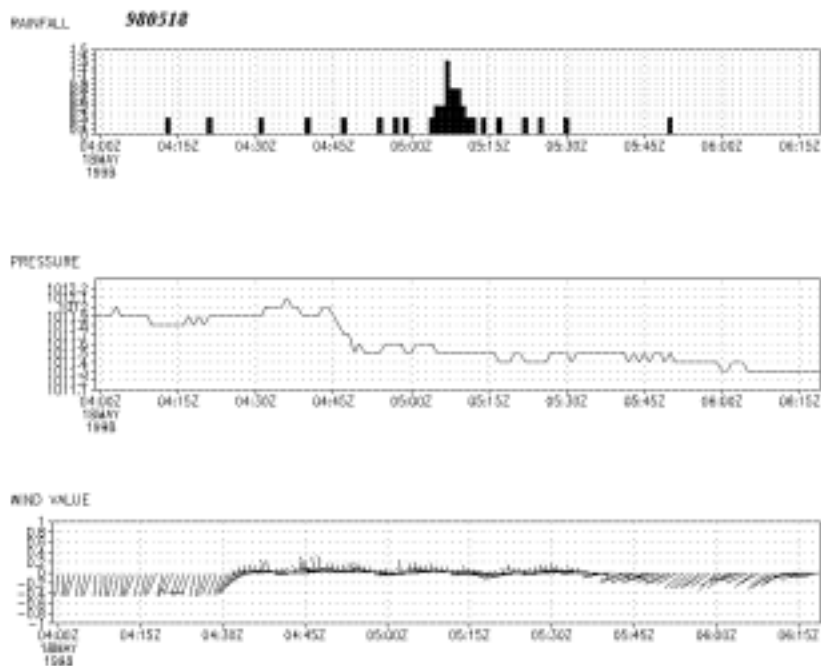


圖 2-3 a. 5 月 18 日 0000Z 之地面天氣圖，南海地區有一道鋒面

b. 5 月 18 日之降水系統 A 由西南西往東北東移動，左圖代表稍早時間 0400UTC，右圖代表稍晚時間 0510UTC，中心為雷達所在位置

C.



a.

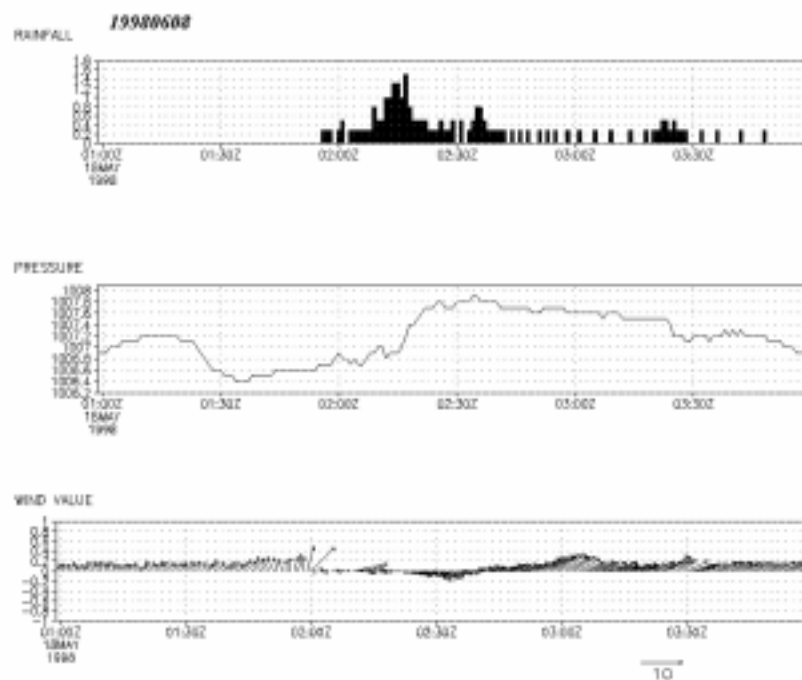
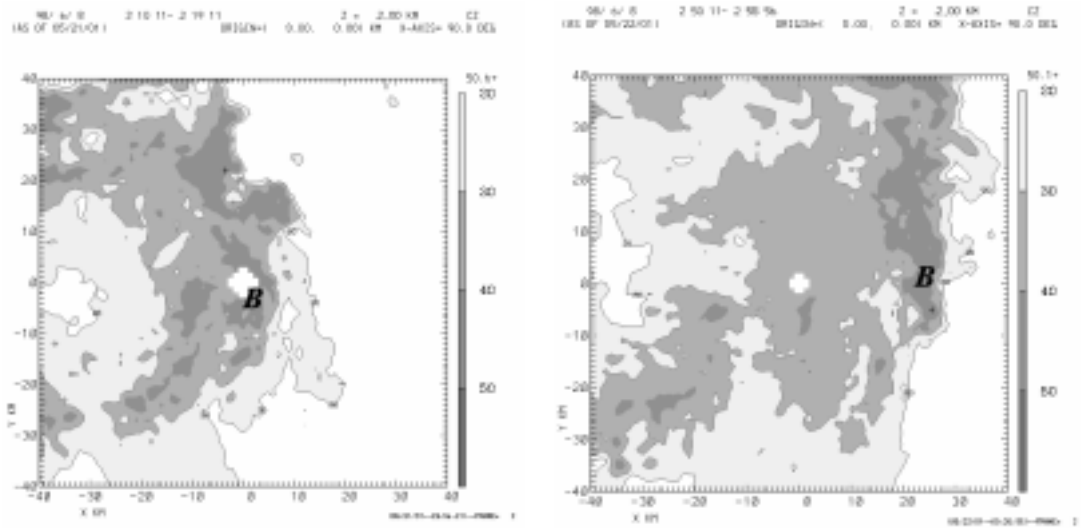


圖 2-3 c. 5 月 18 日 ISS 觀測降水系統通過之時序圖最上方為雨量，中間為地面氣壓，下圖為風向

圖 2-4 a. 6 月 8 日 ISS 觀測降水系統通過之時序圖最上方為雨量，中間為地面氣壓，下圖為風向

b.



a.

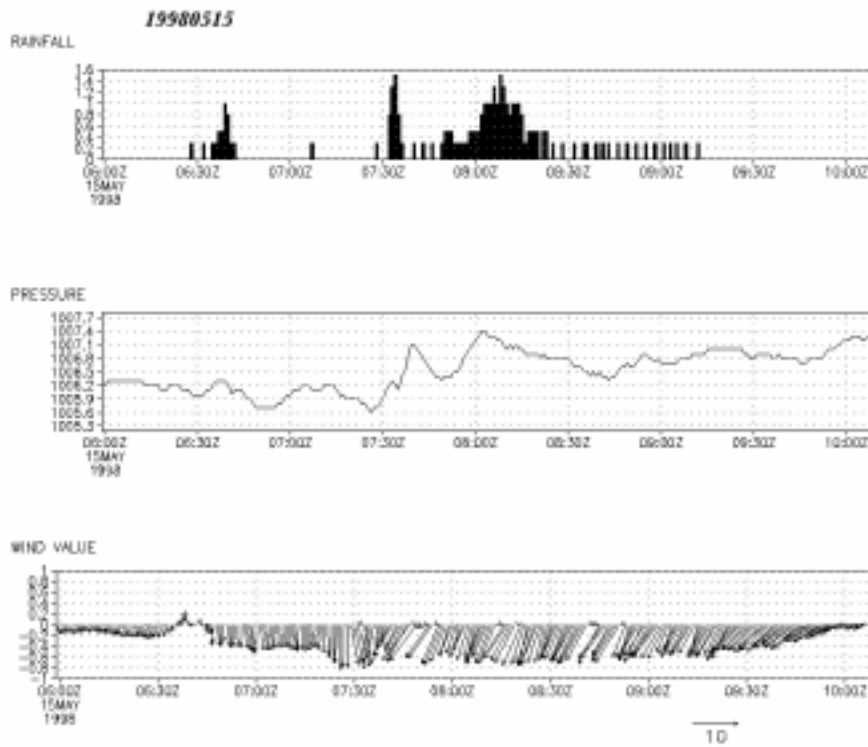
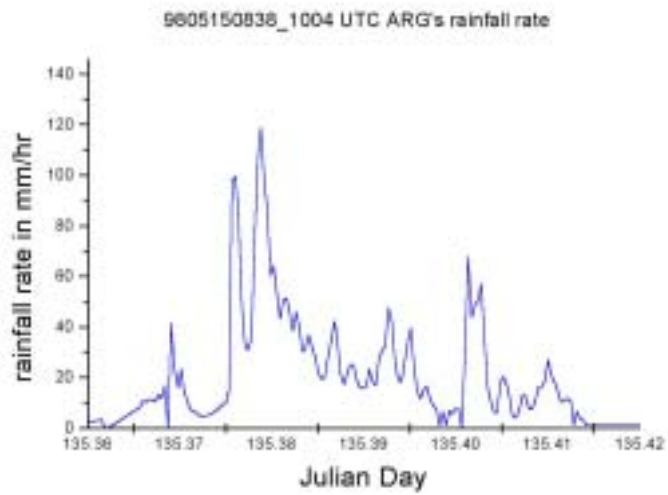


圖 2-4 b. 降水系統由西往東移動，左圖代表系統稍早時間 06080210 UTC，右圖代表稍晚時間位置 06080250 UTC，中心為雷達位置

圖 2-5 a. 5 月 15 日 ISS 觀測降水系統之時序圖，最上方為雨量，中間為地面氣壓，下圖為風向

b.



c.

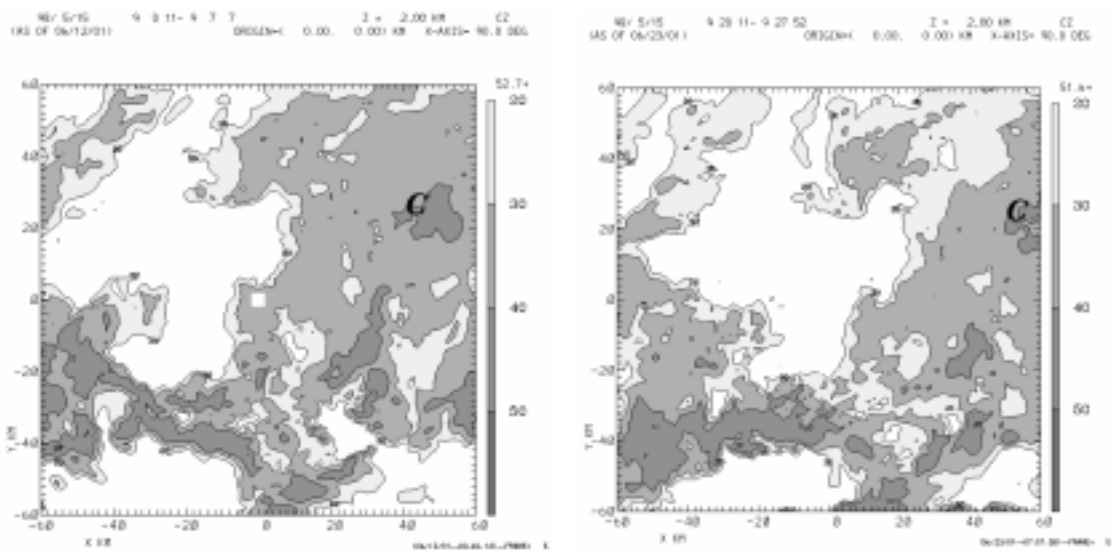


圖 2-5 b. 5 月 15 日聲波雨量站 AGR 之雨量時序圖

c. 系統由西向東移動，左圖代表系統稍早時間 05150900 UTC，右圖代表稍晚時間 05150920 UTC，圖中央為雷達

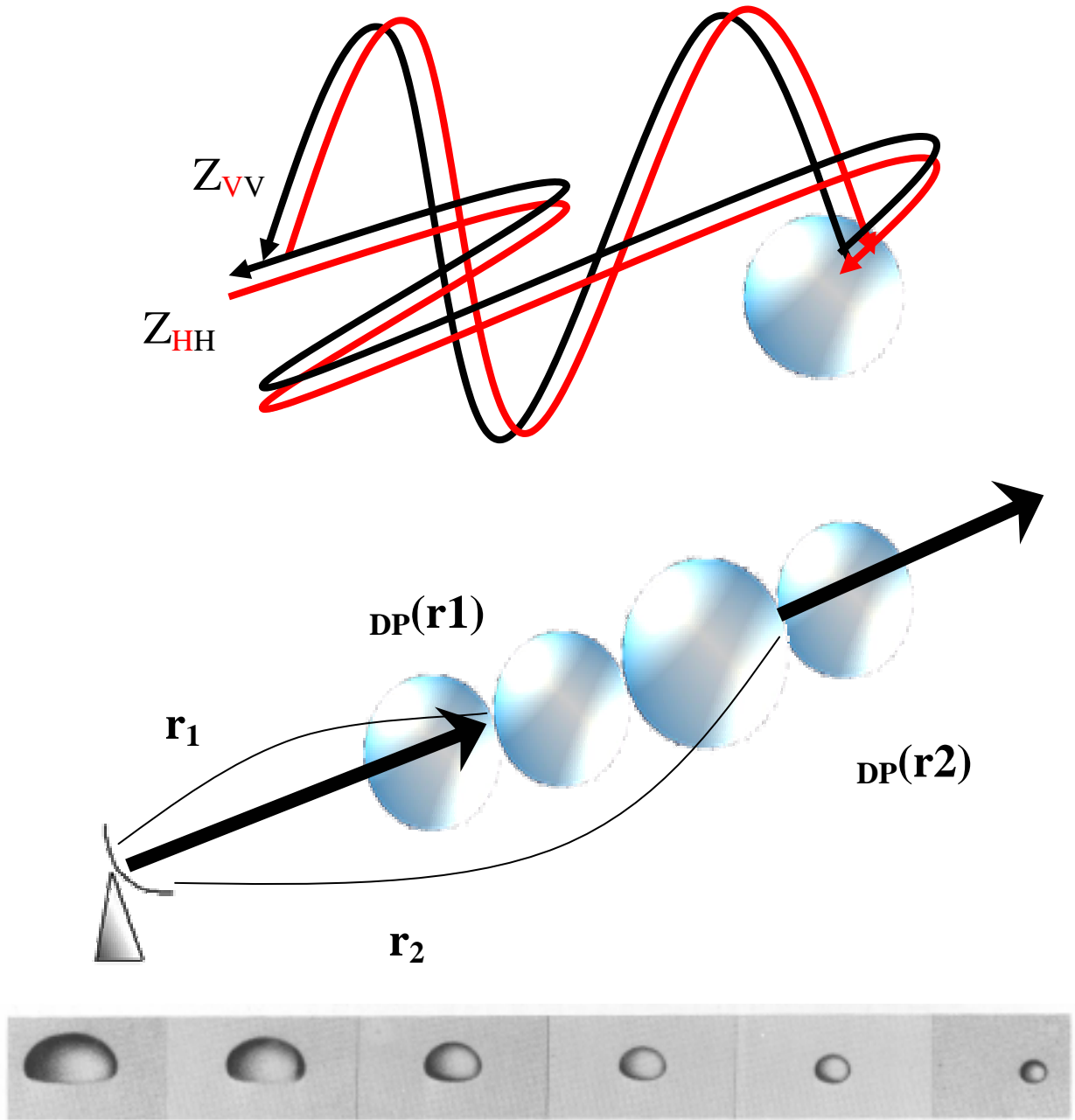


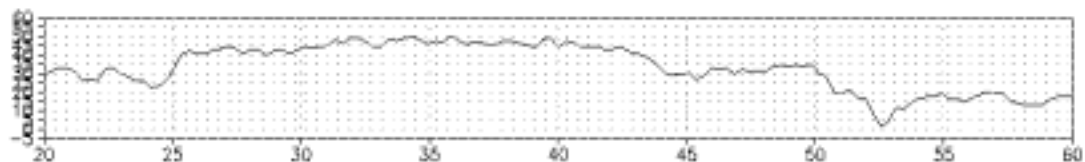
圖 3-1 偏極化雷達掃描示意圖

圖 3-2 相位差穿過水滴產生改變之示意圖

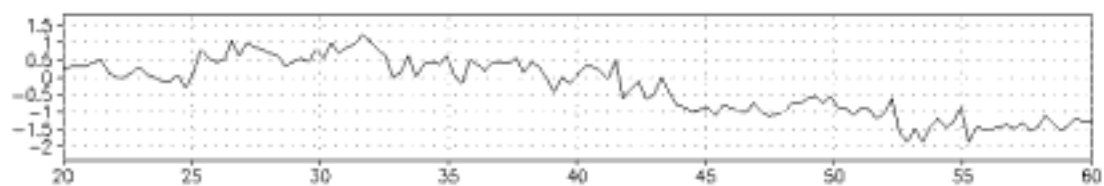
圖 3-3 當雨滴粒徑越大時，形狀會越成扁平形 (by Doviak et. al., 1992)

zduf980518_0350.PPI-PLOT FROM Z= 1AND X= 20.0~ 60.0

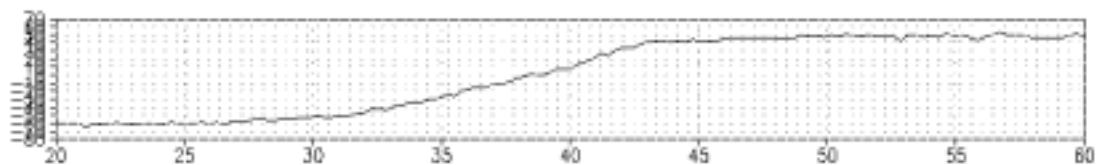
243-DEGREE cz



243-DEGREE zd



243-DEGREE ph



243-DEGREE rh

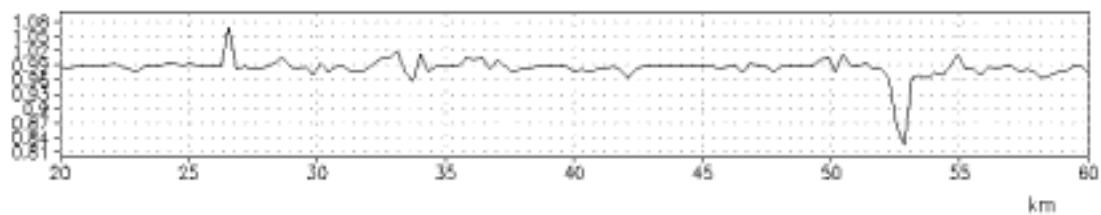
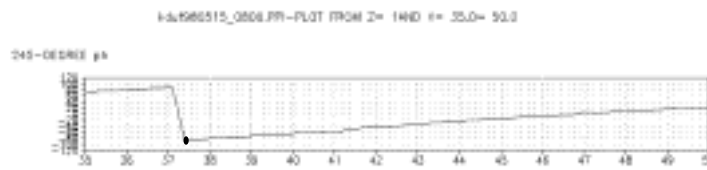


圖 4-1 05180340UTC 之相位差場 PH 呈現小幅度震盪的變化,並與其他參數場 (CZ、ZD 與 RH) 比較

找出主要折疊處：

1. 相關係數大於 0.9
2. 前後三點必須互為異號，且為有意義的值

例如：

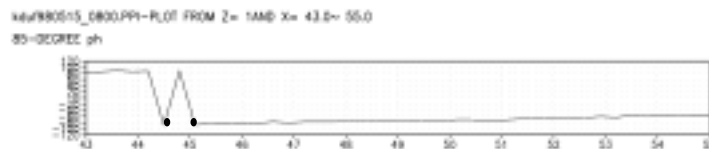


自此點至最末點全部相加 180.

找出次要折疊處：

1. 與前面的點相乘為異號
2. 此點的值會比前面的值小，並且不為未定義的值

例如：



將此點加上 180.

圖 4-2 處理折疊的 PH 場之流程

表 4-1 三個個案之 ZDR 平均偏移量

Vertical Pointing Data			
日期	5 月 18 日	6 月 8 日	5 月 15 日
時間	0408UTC	0300UTC	0322UTC
			0854UTC
ZDR 平均值	0.597 dB	0.2854 dB	0.135 dB

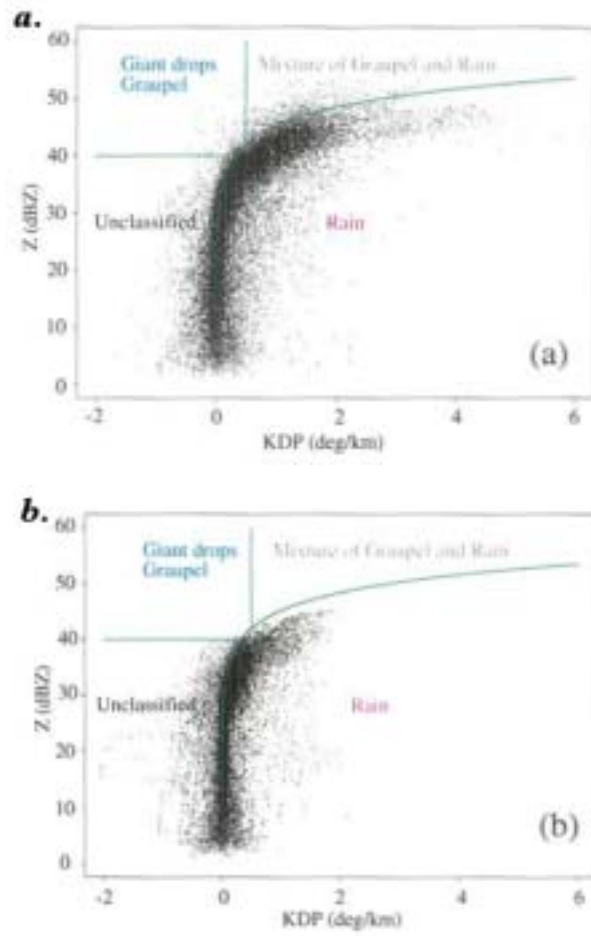


圖 4-3 Zeng, 1999 利用 MCTEX 期間 1995 年 12 月 3 日系統 a. 旺盛期；b. 衰減期之 K_{DP} -Z 關係圖

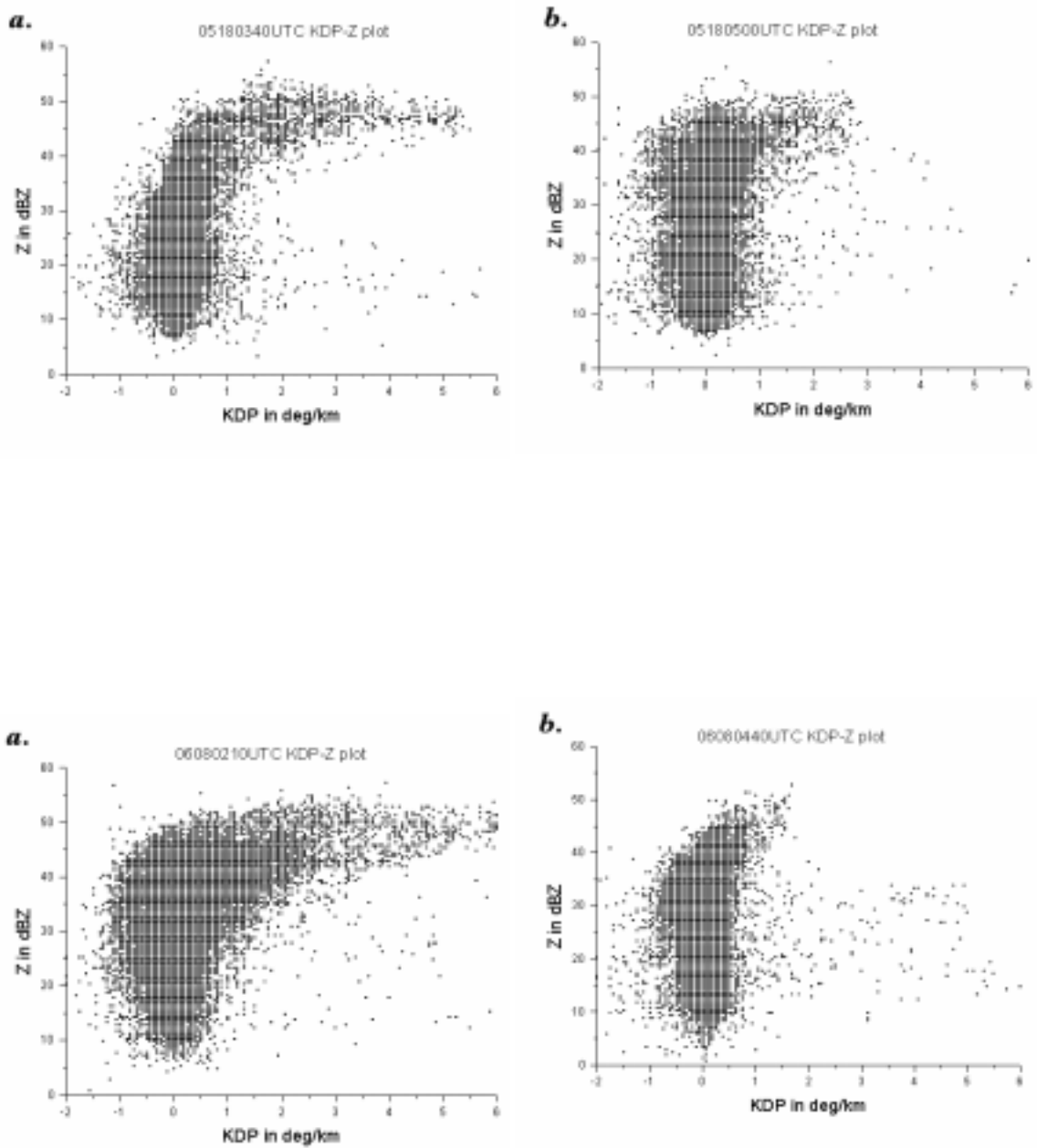


圖 4-4 SCSMEX 期間 5 月 18 日之系統 a.旺盛時 0340UTC 與 ; b.衰減時 0500UTC 底層 0.5°仰角之 K_{DP} -Z 關係圖

圖 4-5 SCSMEX 期間 6 月 8 日之系統 a.旺盛時 0210UTC 與 ; b.衰減時 0440UTC 底層 0.5°仰角之 K_{DP} -Z 關係圖

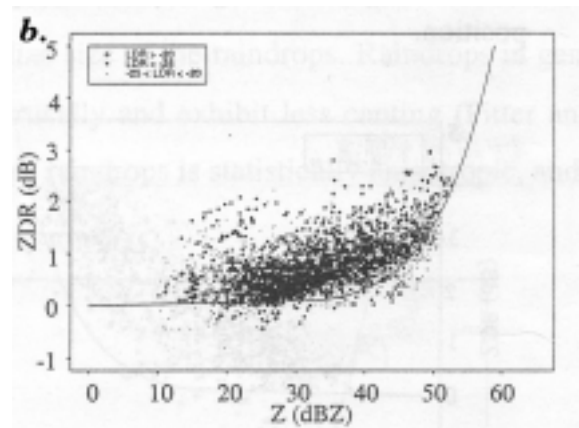
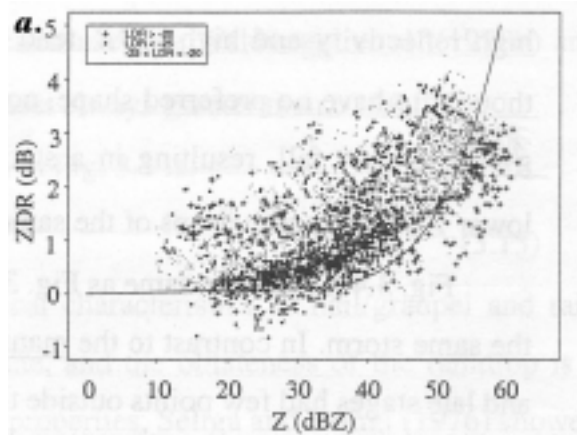
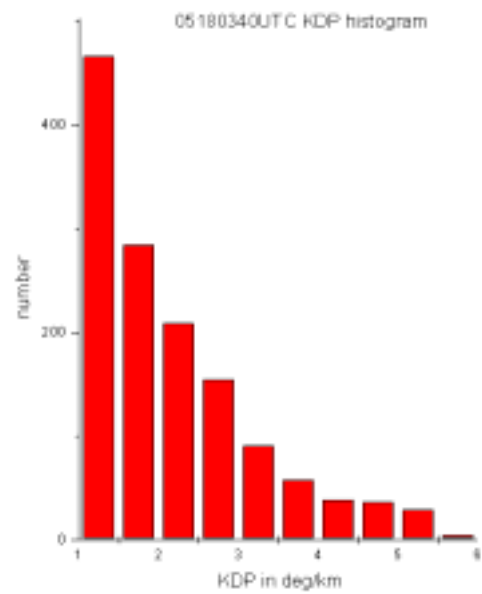
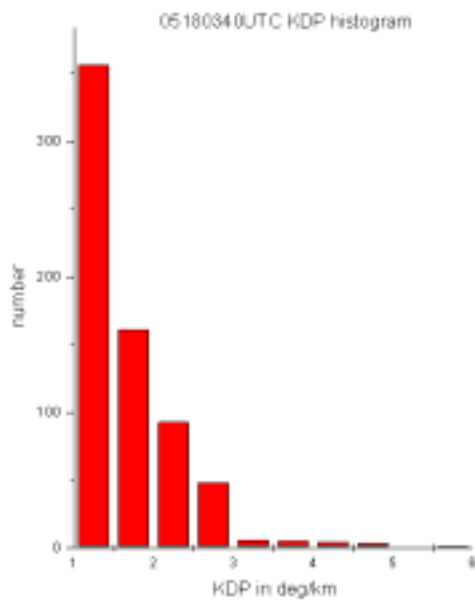


圖 4-6 05180340 與 0400 UTC 最底層仰角之 $K_{DP} > 1$ 個數柱狀圖

圖 4-7 Zeng, 1999 利用 CaPE 期間 1991 年 8 月 9 日系統 a. 旺盛期與; b. 衰減期之 Z_{DR} -Z 關係圖

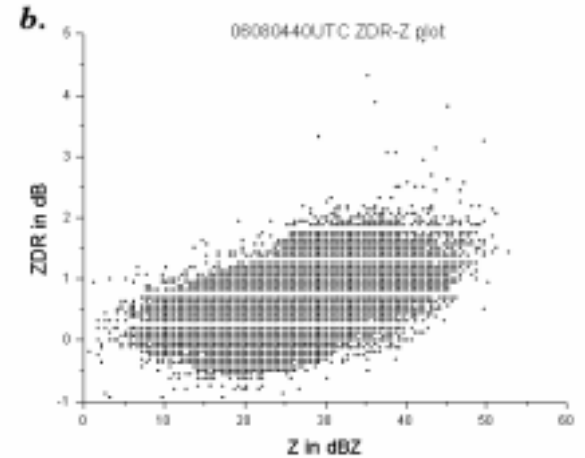
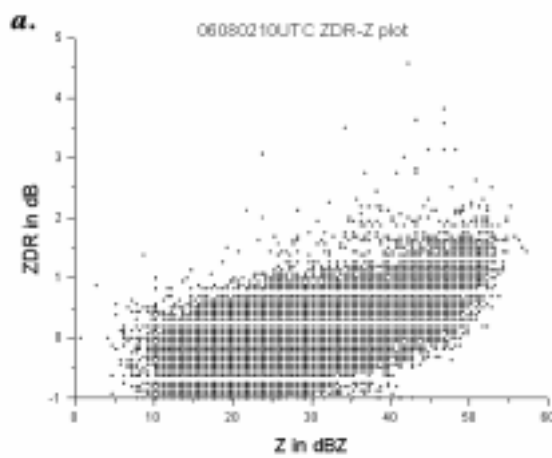
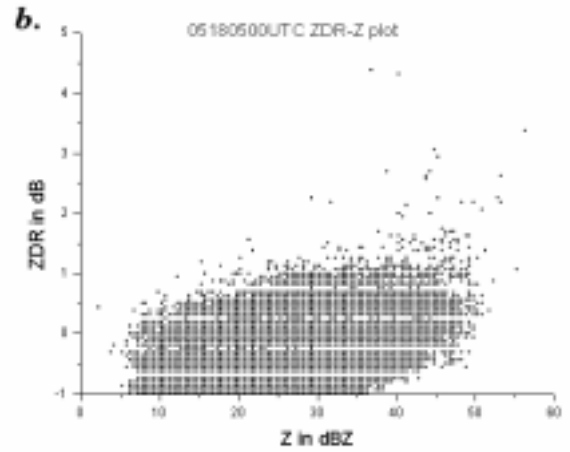
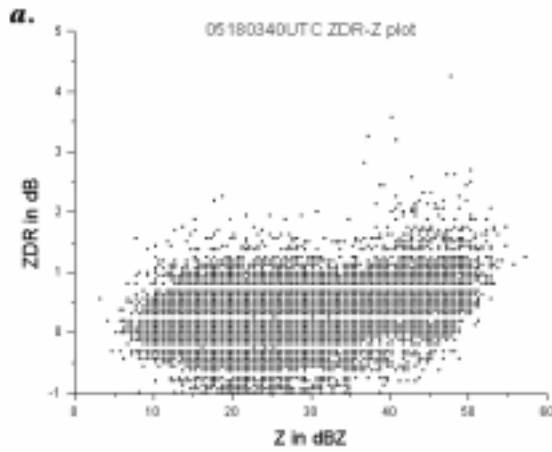


圖 4-8 SCSMEX 期間 5 月 18 日之系統 a.旺盛時 0340UTC 與 ; b.衰減時 0500UTC 底層 0.5° 仰角之 Z_{DR} -Z 關係圖

圖 4-9 SCSMEX 期間 6 月 8 日之系統 a.旺盛時 0210UTC 與 ; b.衰減時 0440UTC 底層 0.5° 仰角之 Z_{DR} -Z 關係圖

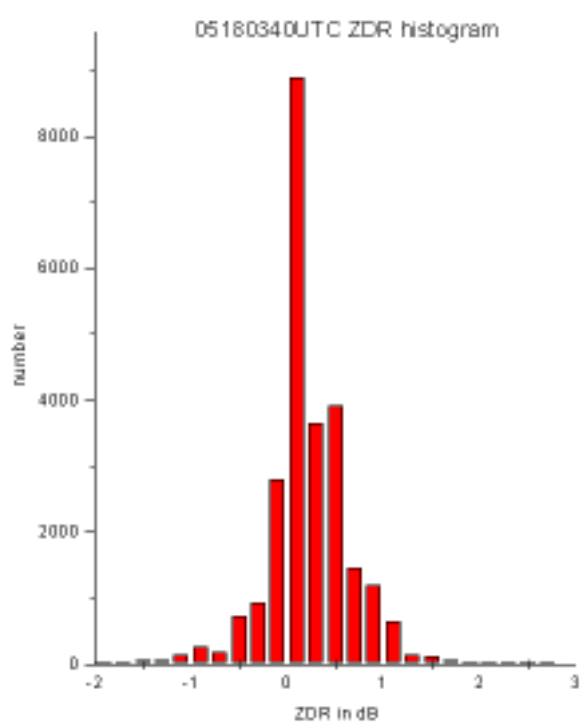


圖 4-10 05180340UTC 最底層仰角之 K_{DP} 個數柱狀圖

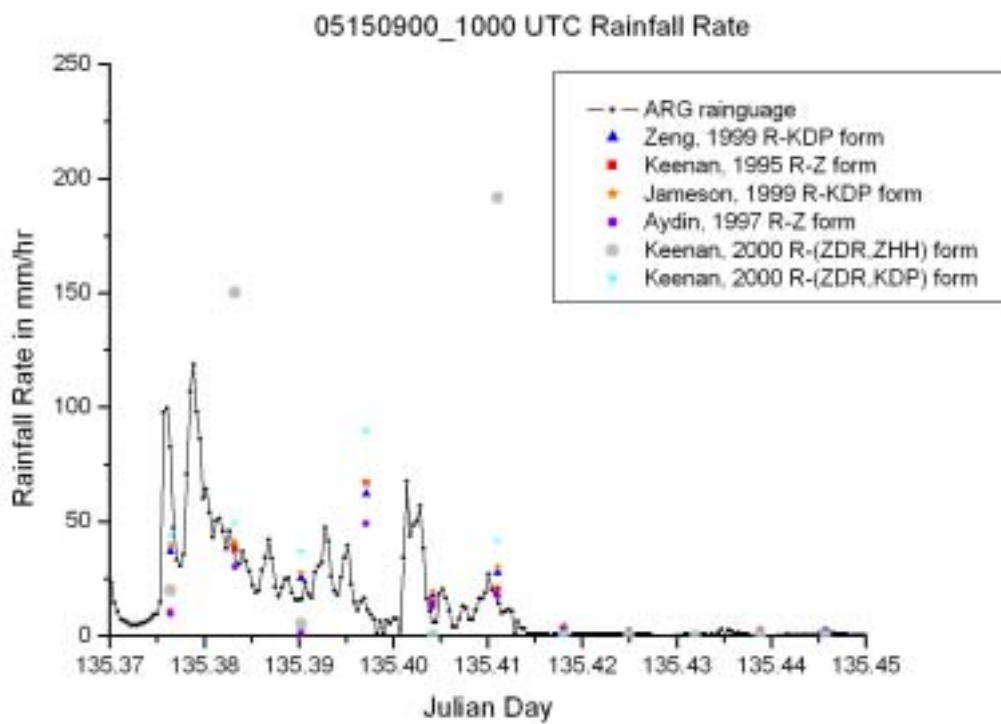
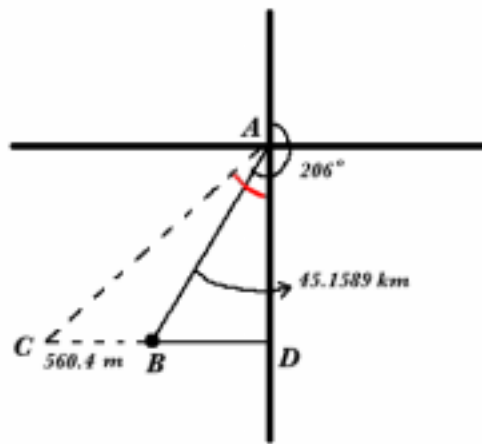


圖 5-1 倒推地面觀測站所觀測到之降水來源位置示意圖

圖 5-2 利用六種降水關係式對照地面降水觀測的結果，雷達資料為 10 分鐘一筆，地面觀測資料 1 分鐘至 5 分鐘一筆

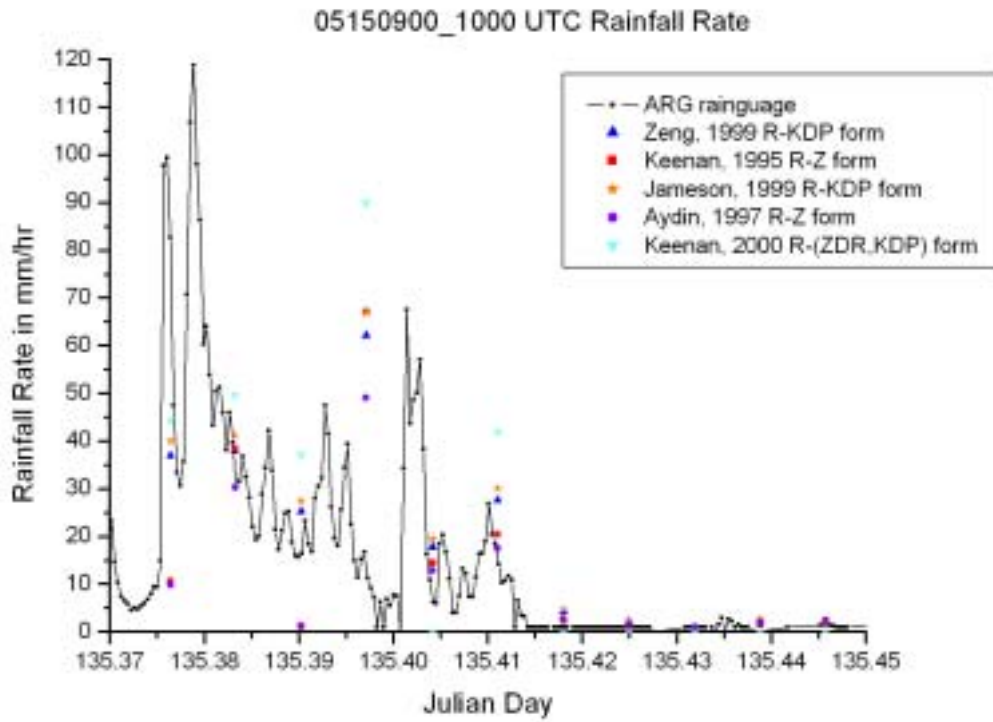


圖 5-2 (續) 扣除掉第 5.7 式之後使得另外五種方式所求得的降雨率可以較為明顯的看出。

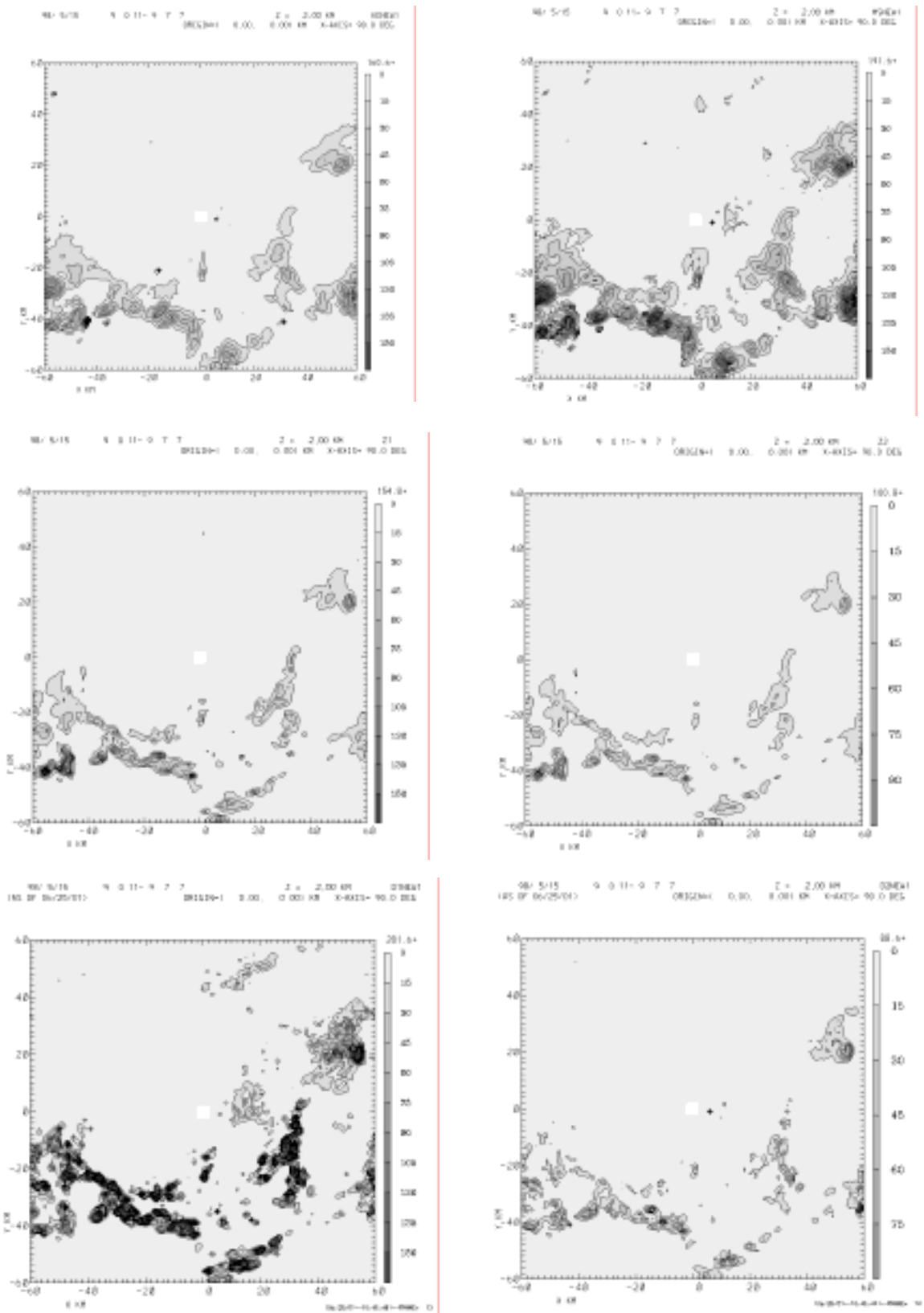


圖 5-3 05150900UTC 雨量圖 a. Zeng, 1999 ; b. Jameson, 2000 c. Keenan et. al., 1995 ; d. Aydin, 1997 ; e. Keenan et. al.,2000 ; f. Keenan et. al., 2000 之 $R-(Z_{DR},K_{DP})$ 公式

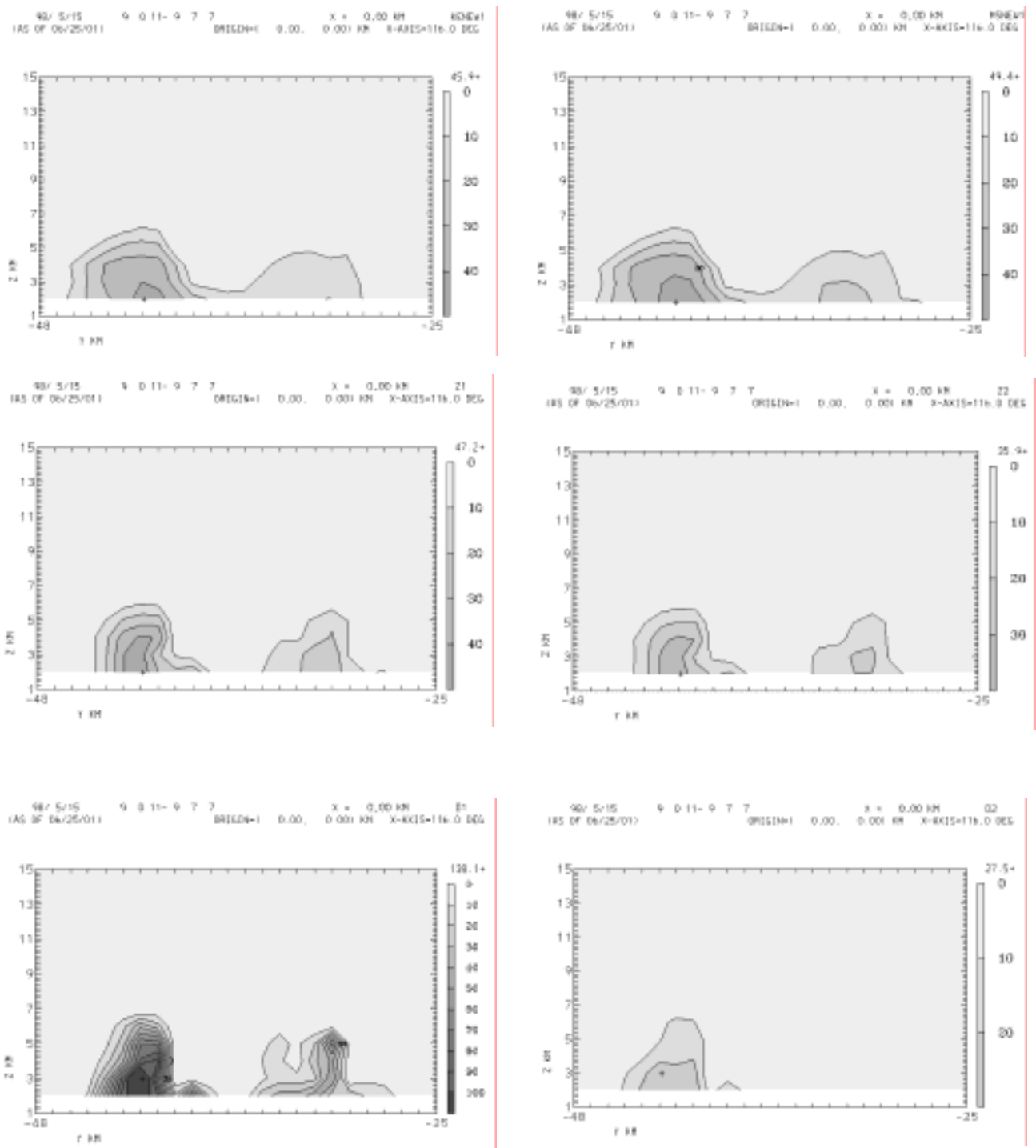
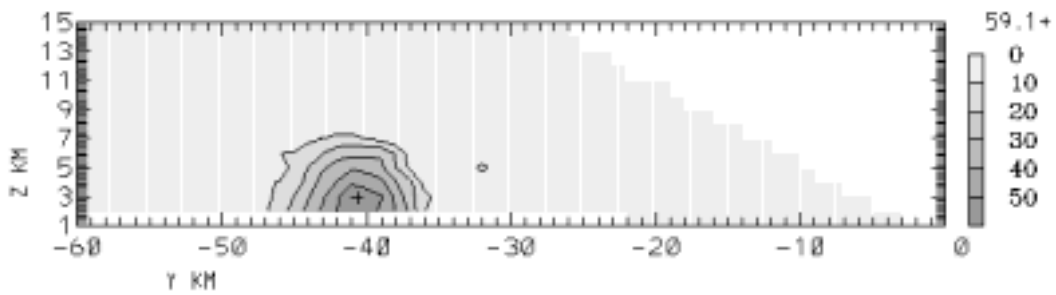
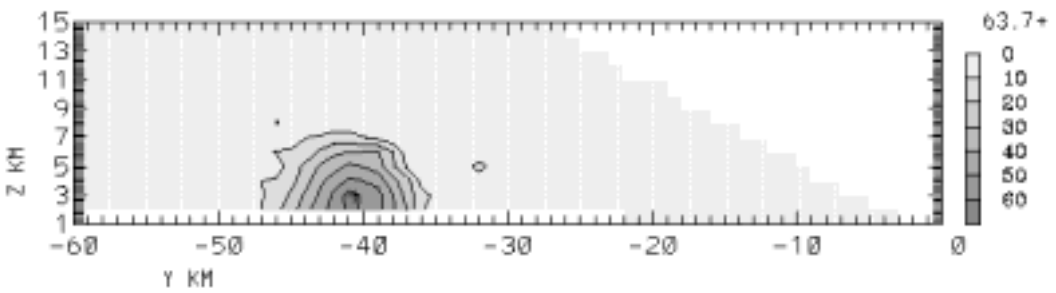


圖 5-4 05150900UTC 方位角=206° 剖面雨量圖 a. Zeng, 1999 ; b. Jameson, 2000 ; c. Keenan et. al., 1995 ; d. Aydin, 1997 ; e. Keenan et. al., 2000 ; f. Keenan et. al., 2000 之 $R-(Z_{DR}, K_{DP})$ 公式

a. 98/ 5/18 3 40 9- 3 48 49 X = 0.00 KM KENEW1
 (AS OF 06/20/01) ORIGIN=(0.00, 0.00) KM X-AXIS=144.0 DEG



b. 98/ 5/18 3 40 9- 3 48 49 X = 0.00 KM MSNEW1
 (AS OF 06/20/01) ORIGIN=(0.00, 0.00) KM X-AXIS=144.0 DEG



c. 98/ 5/18 3 40 9- 3 48 49 X = 0.00 KM Z1
 (AS OF 06/19/01) ORIGIN=(0.00, 0.00) KM X-AXIS=144.0 DEG

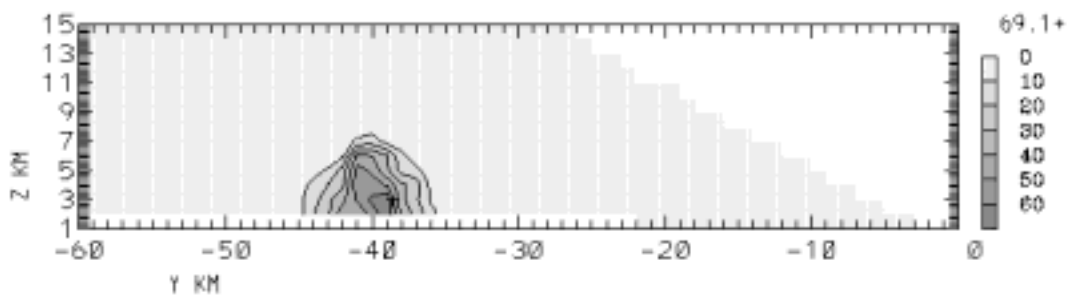
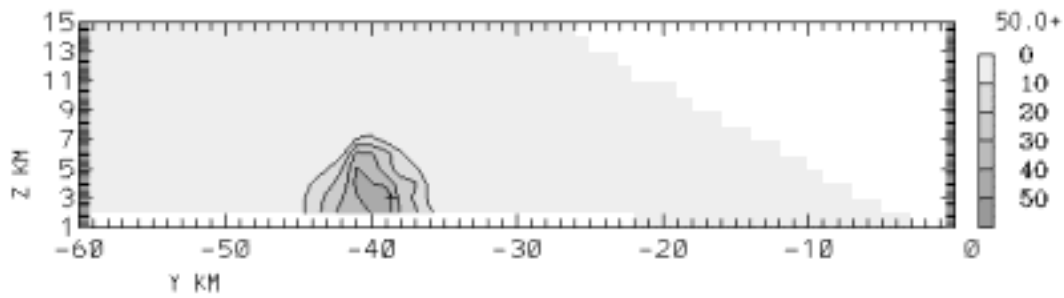
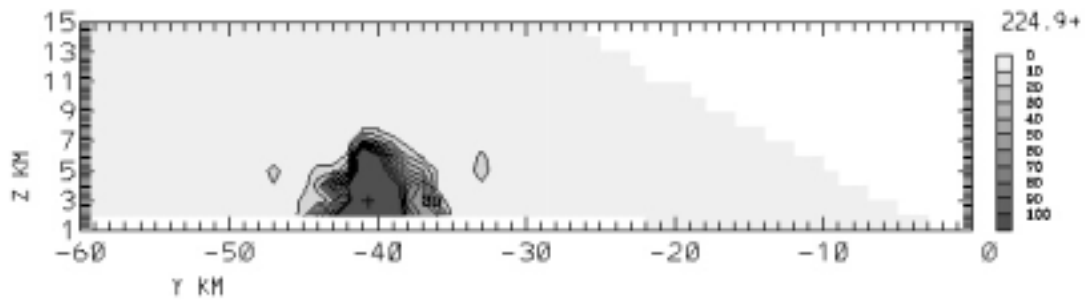


圖 5-5 利用六種關係式反演出來 05180340UTC 的雨量剖面

d. 98/ 5/18 3 40 9- 3 48 49 X = 0.00 KM 22
 (AS OF 06/19/01) ORIGIN=(0.00, 0.00) KM X-AXIS=144.0 DEG



e. 98/ 5/18 3 40 9- 3 48 49 X = 0.00 KM 01
 (AS OF 07/06/01) ORIGIN=(0.00, 0.00) KM X-AXIS=144.0 DEG



f. 98/ 5/18 3 40 9- 3 48 49 X = 0.00 KM 02
 (AS OF 07/06/01) ORIGIN=(0.00, 0.00) KM X-AXIS=144.0 DEG

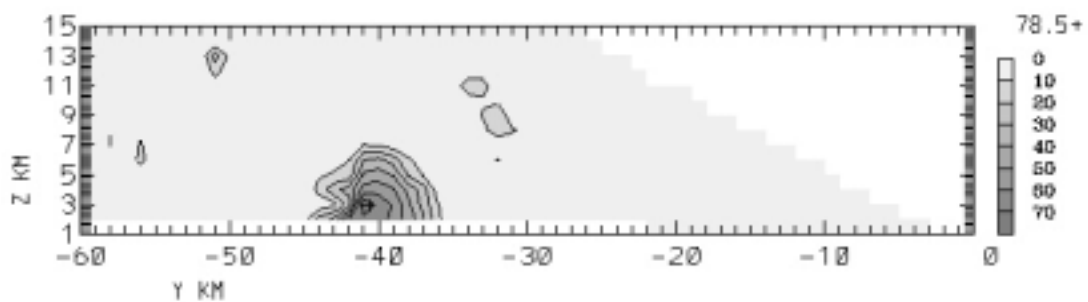


圖 5-5 (續) 利用六種關係式反演出來 05180340UTC 的雨量剖面

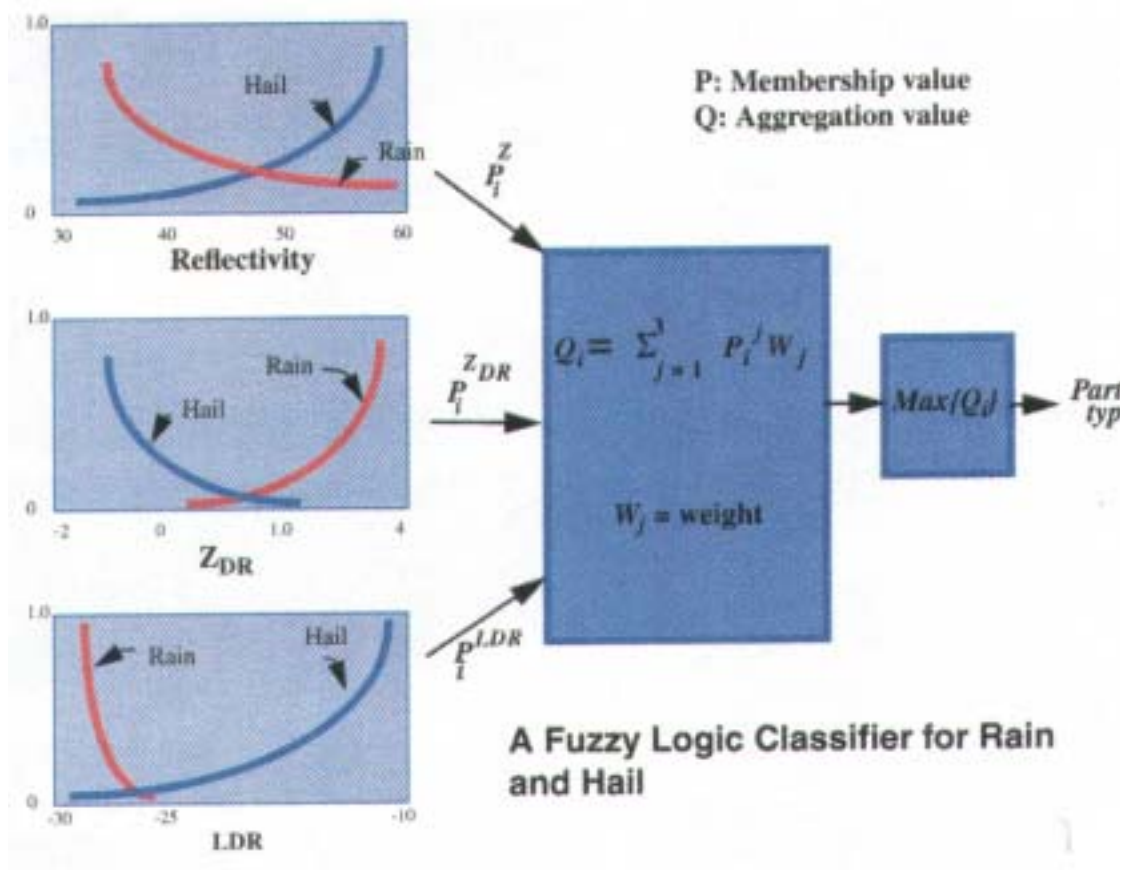


圖 6-1 比較多種參數之間決定降水粒子的能力,加總起來便能決定降水粒子的形態為何 (by Vivekanandan et. al.)

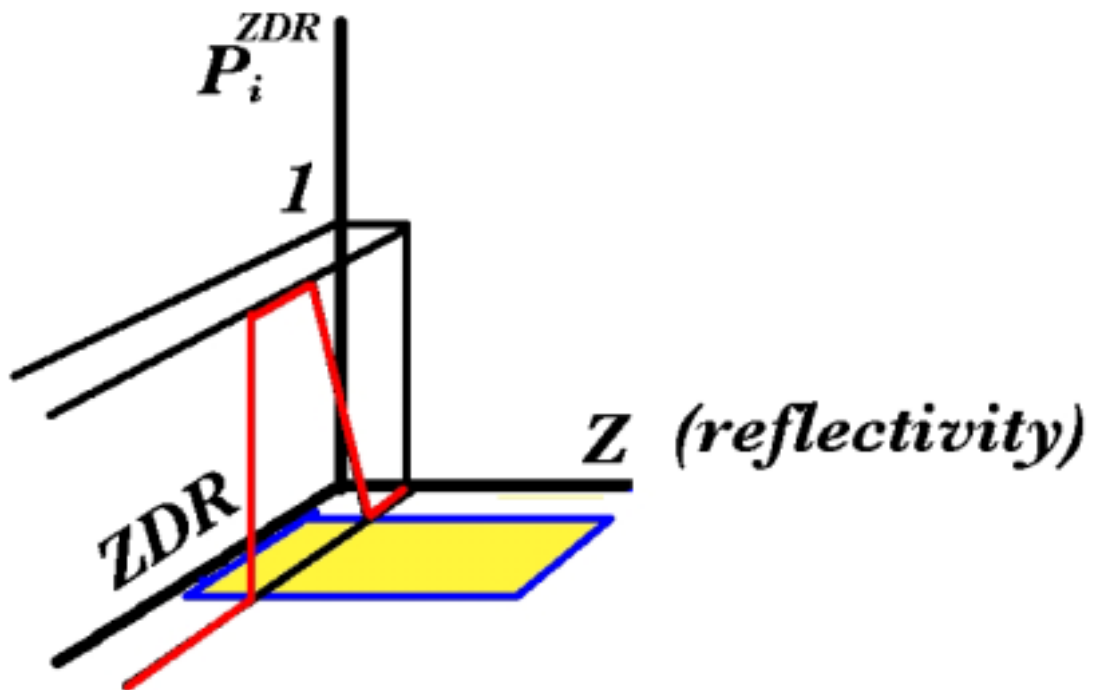
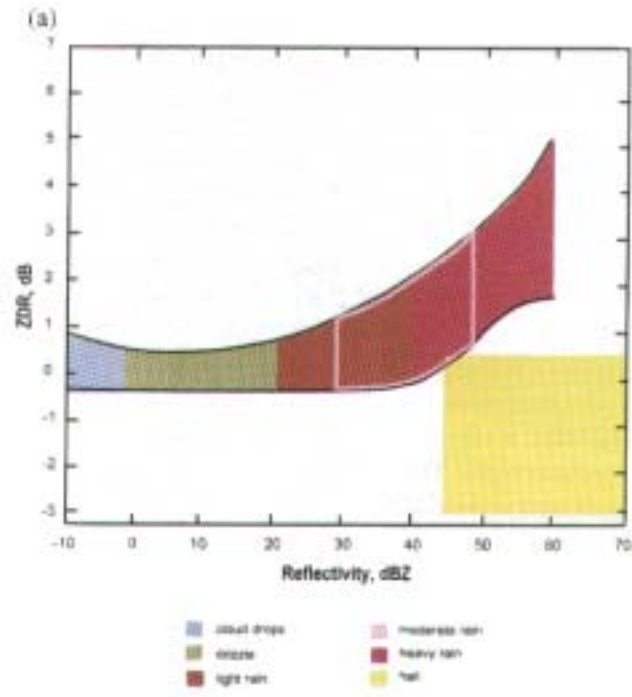


圖 6-2 Vivekanandan et. al. 利用 fuzzy logic 方法決定出六種降水粒子形態之區域

圖 6-3 決定區域後將觀測參數帶入得到為 0 或 1 的 membership value，決定降水形態的機率

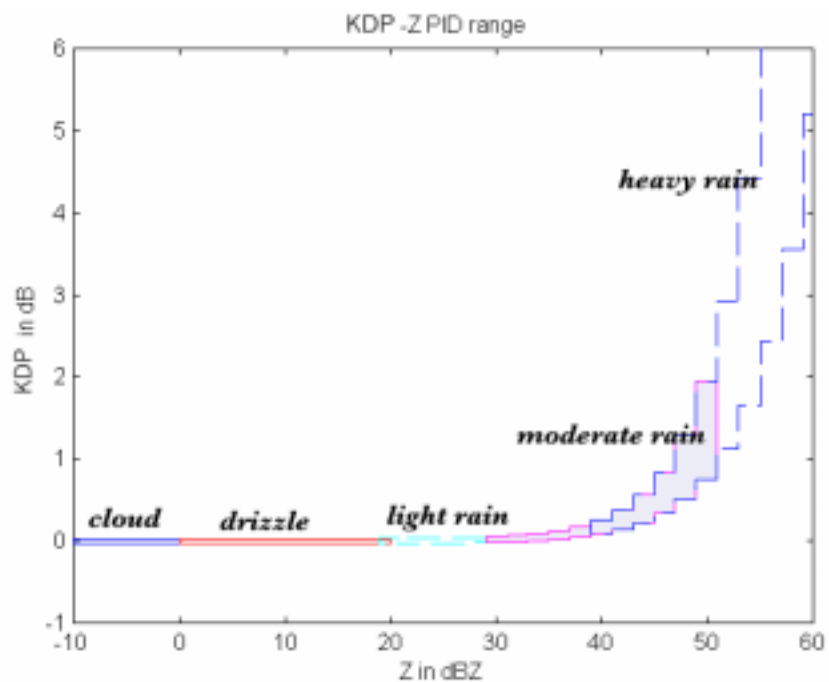
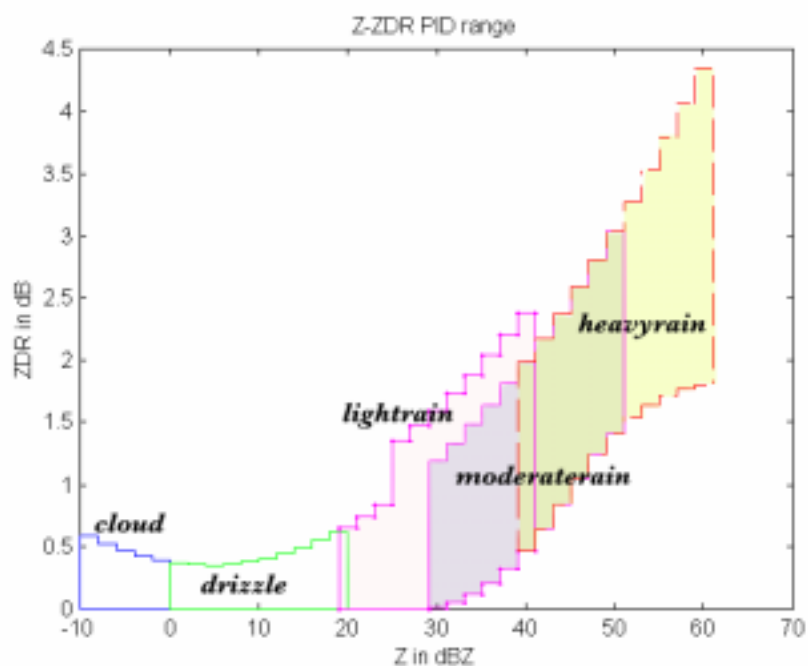


圖 6-4 a 根據 S-Pol 偏極化雷達之 Z_{DR} -Z 兩種參數所畫出其中五種降水範圍
 b 根據 S-Pol 偏極化雷達之 K_{DP} -Z 兩種參數所畫出其中五種降水範圍

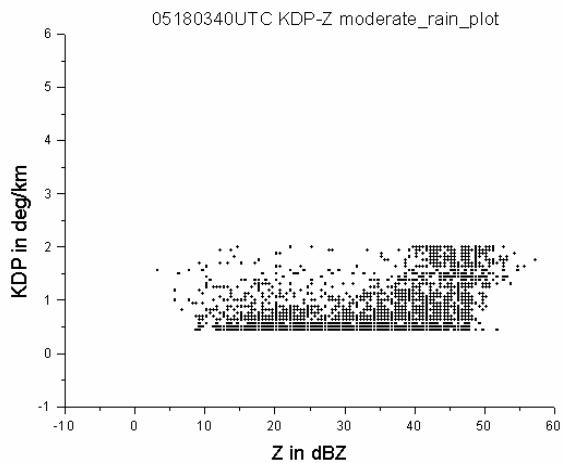
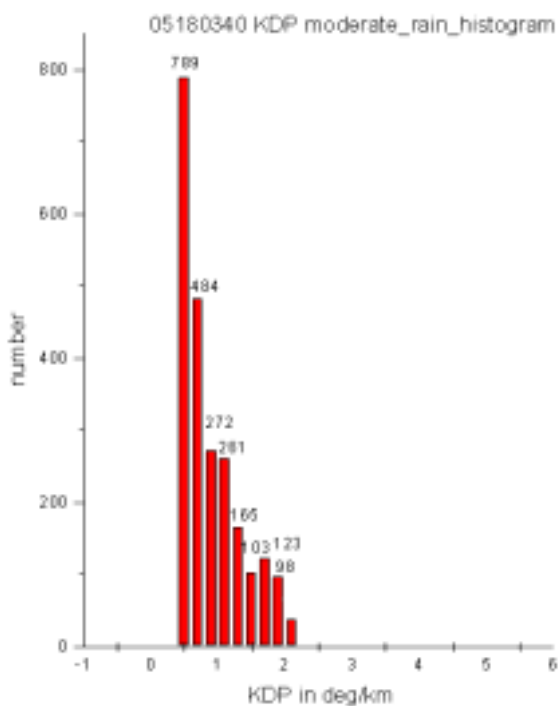
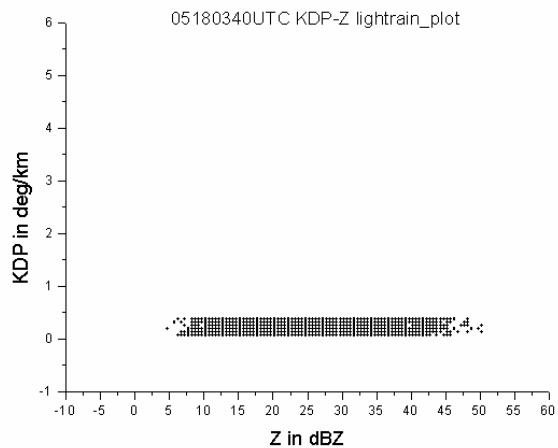
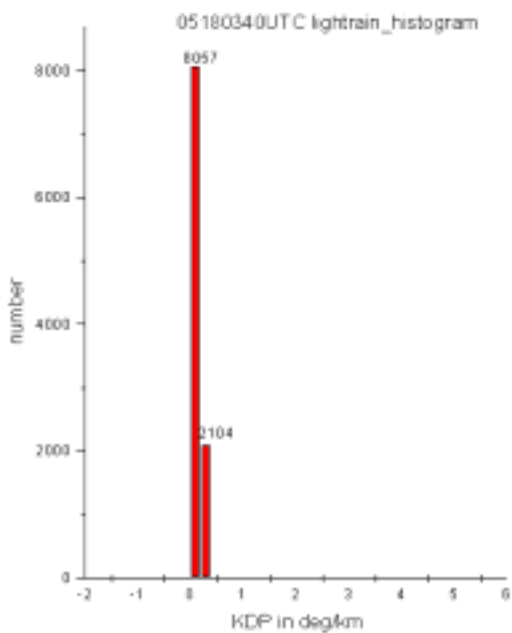


圖 6-5 a 05180340UTC 小雨 K_{DP} 的個數統計 (左圖) 與 K_{DP} -Z 打點圖 (右圖)
 b 05180340UTC 中雨 K_{DP} 的個數統計 (左圖) 與 K_{DP} -Z 打點圖 (右圖)

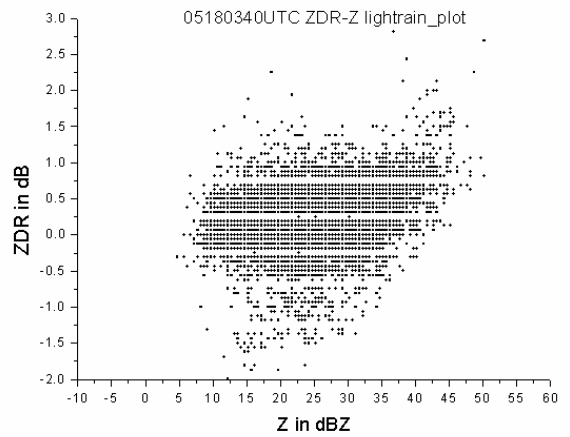
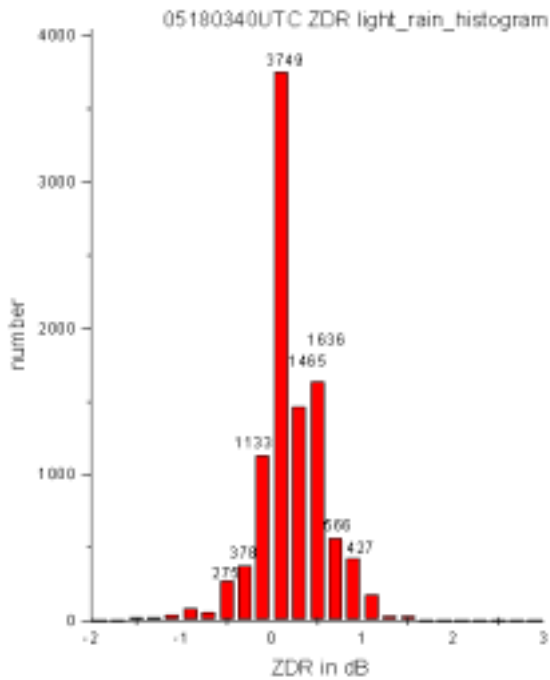
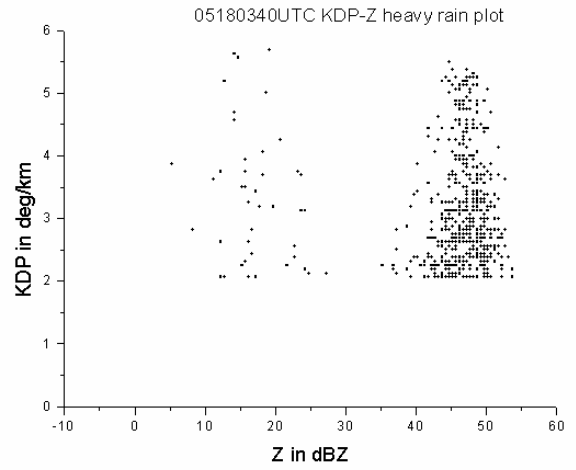
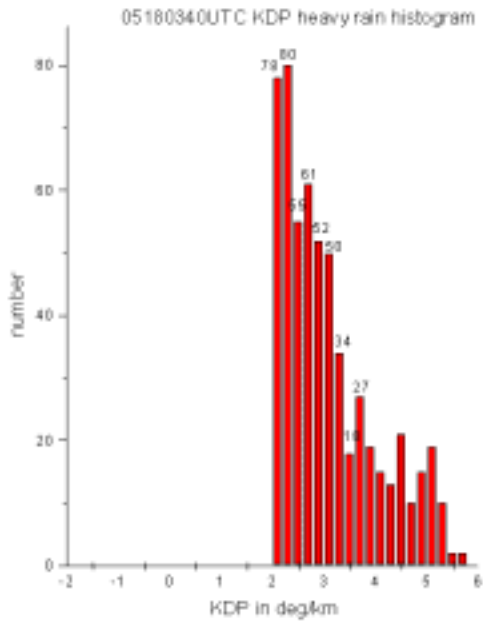


圖 6-5 c 05180340UTC 大雨 K_{DP} 的個數統計 (左圖) 與 K_{DP} -Z 打點圖 (右圖)

圖 6-6 a 05180340UTC 小雨 Z_{DR} 的個數統計 (左圖) 與 Z_{DR} -Z 打點圖 (右圖)

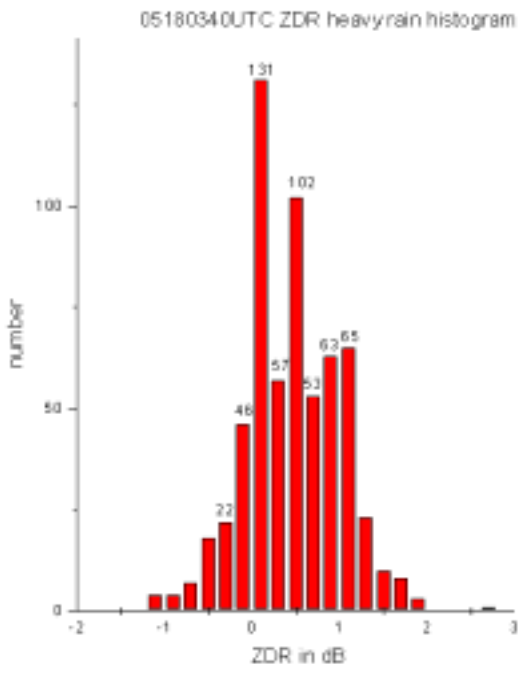
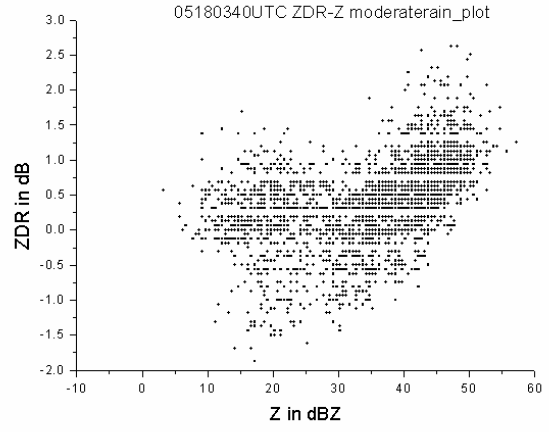
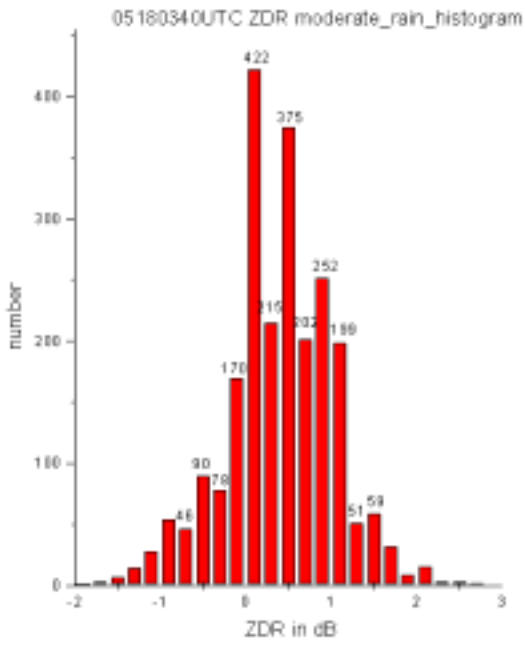


圖 6-6 b 05180340UTC 中雨 Z_{DR} 的個數統計 (左圖) 與 Z_{DR} - Z 打點圖 (右圖)
 c 05180340UTC 大雨 Z_{DR} 的個數統計 (左圖) 與 Z_{DR} - Z 打點圖 (右圖)

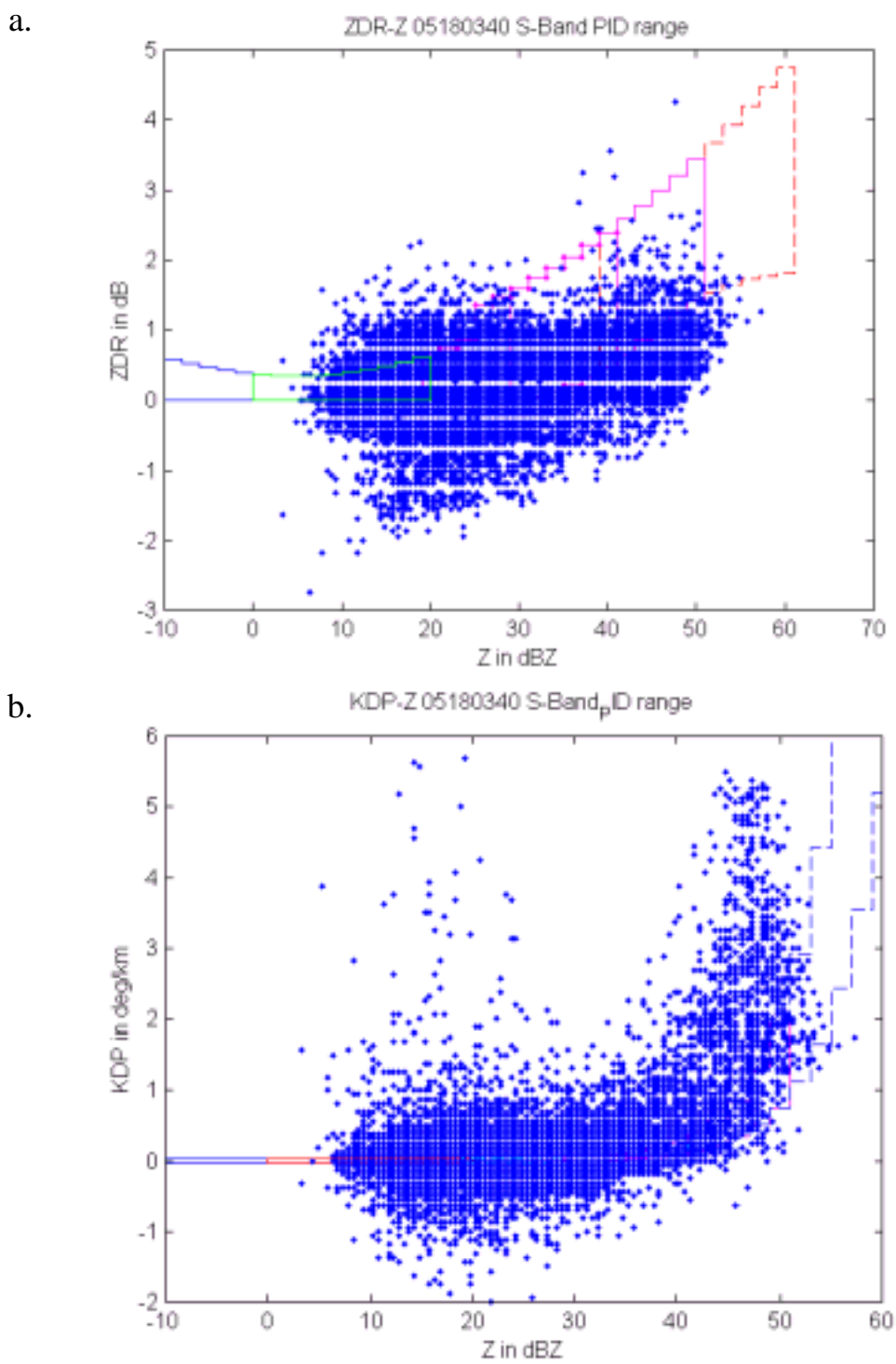


圖 6-7 a. 05180340UTC 之 Z_{DR} -Z 打點在 S-Band 分類範圍上; b. 同一時間 K_{DP} -Z 打點在 S-Band 分類範圍上

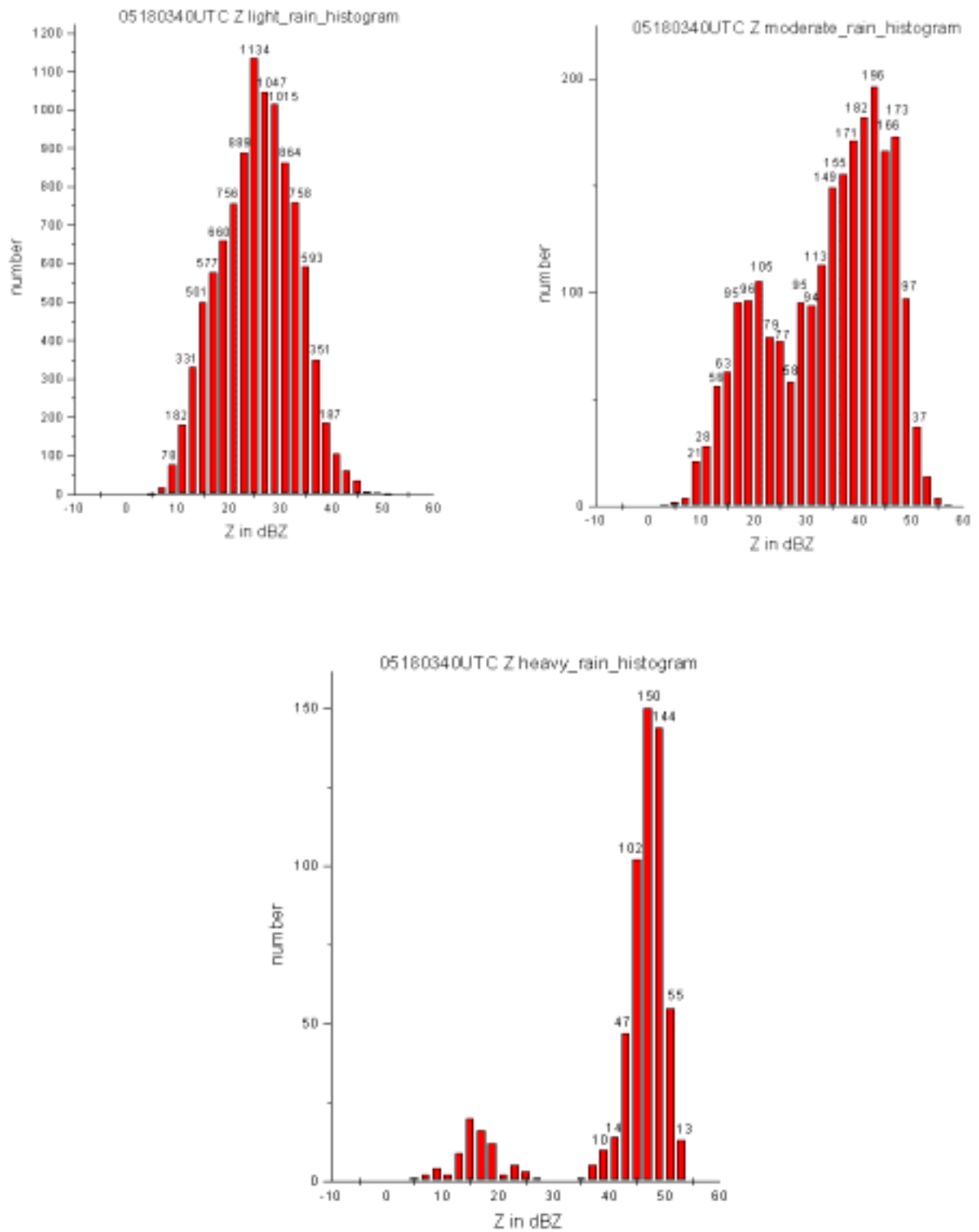


圖 6-8 05180340UTC 利用大雨、中雨及小雨三種粒子對於回波 Z 的個數統計圖

表 6-1 根據 05180350UTC 降水統計修正後的 Z、Z_{DR} 與 K_{DP} 之範圍

	小雨	中雨	大雨
	R < 10 mm/hr	10 < R < 40 mm/hr	R > 40 mm/hr
原本 ZDR (dB)	0 - 2.3856	0.0132 - 3.4366	0.476 - 4.7476
修正之 ZDR (dB)	-0.7 - 0.9	-0.7 - 1.3	-0.1 - 1.7
原本 KDP (deg/km)	-0.0273 - 0.2639	-0.0119 - 1.9311	0.0897 - 15.4825
修正之 KDP (deg/km)	-0.3 - 0.4	-0.1 - 2.1	0.3 - 6.0
原本之 Z (dBZ)	19 - 41	29 - 51	39 - 61
修正之 Z (dBZ)	10 - 40	25 - 48	38 - 54

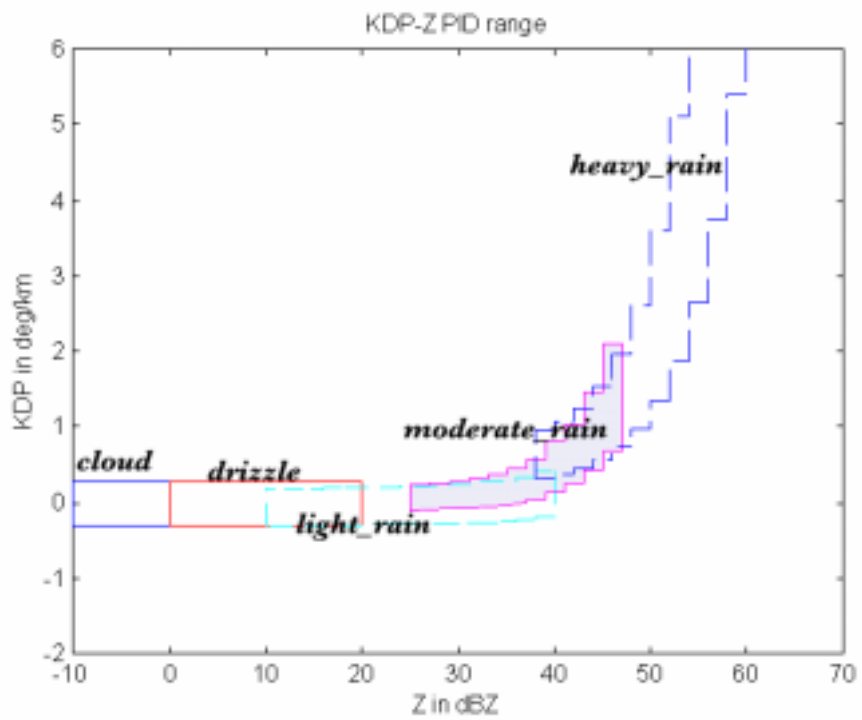
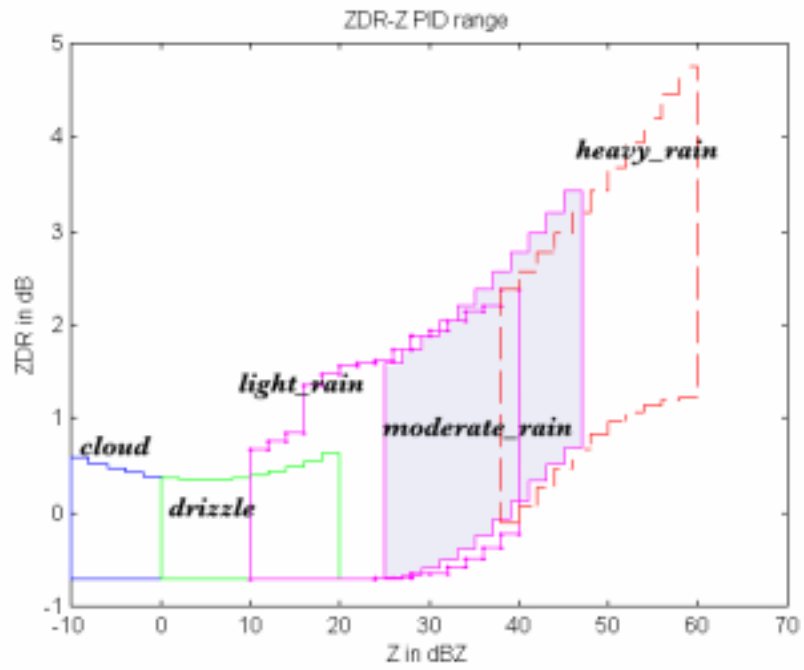


圖 6-9 a. 調整過後 Z_{DR} -Z 的粒子分類範圍 ; b. 調整過後 K_{DP} -Z 的粒子分類範圍

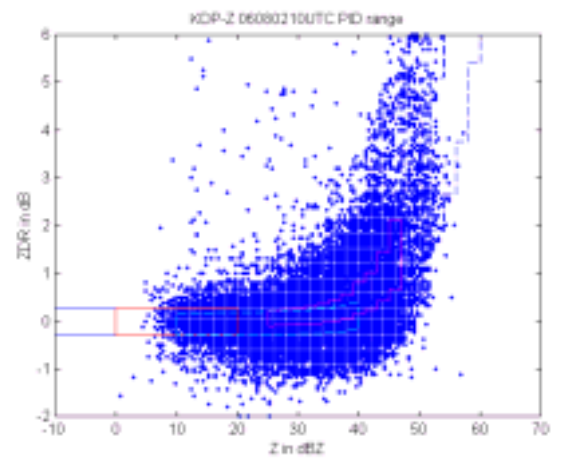
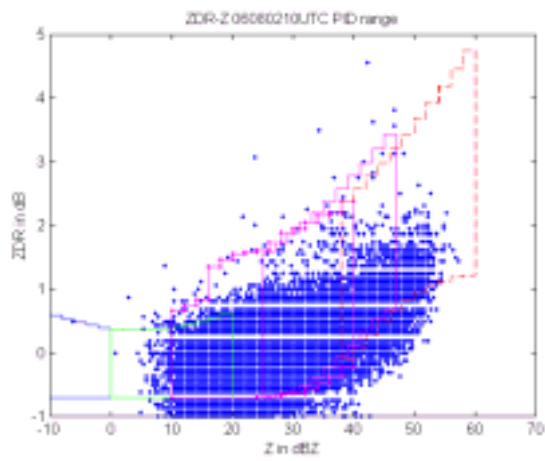
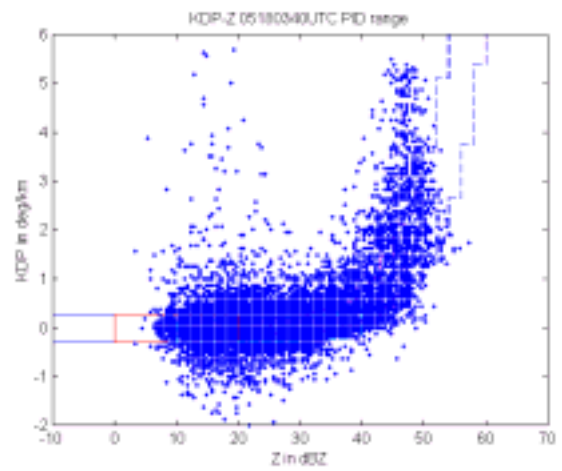
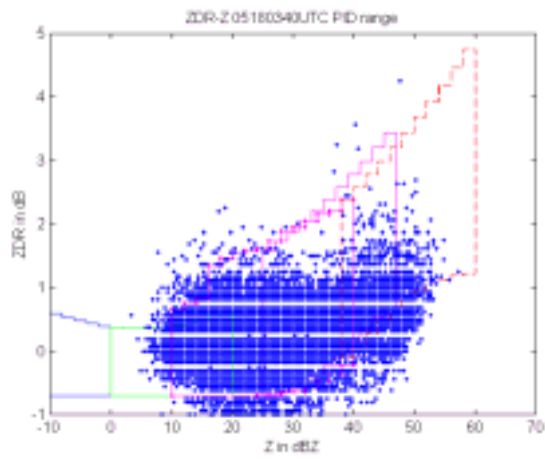


圖 6-10 05180340UTC a. Z_{DR} - Z 關係與 ; b. K_{DP} - Z 之關係

圖 6-11 06080210UTC a. Z_{DR} - Z 關係與 ; b. K_{DP} - Z 之關係

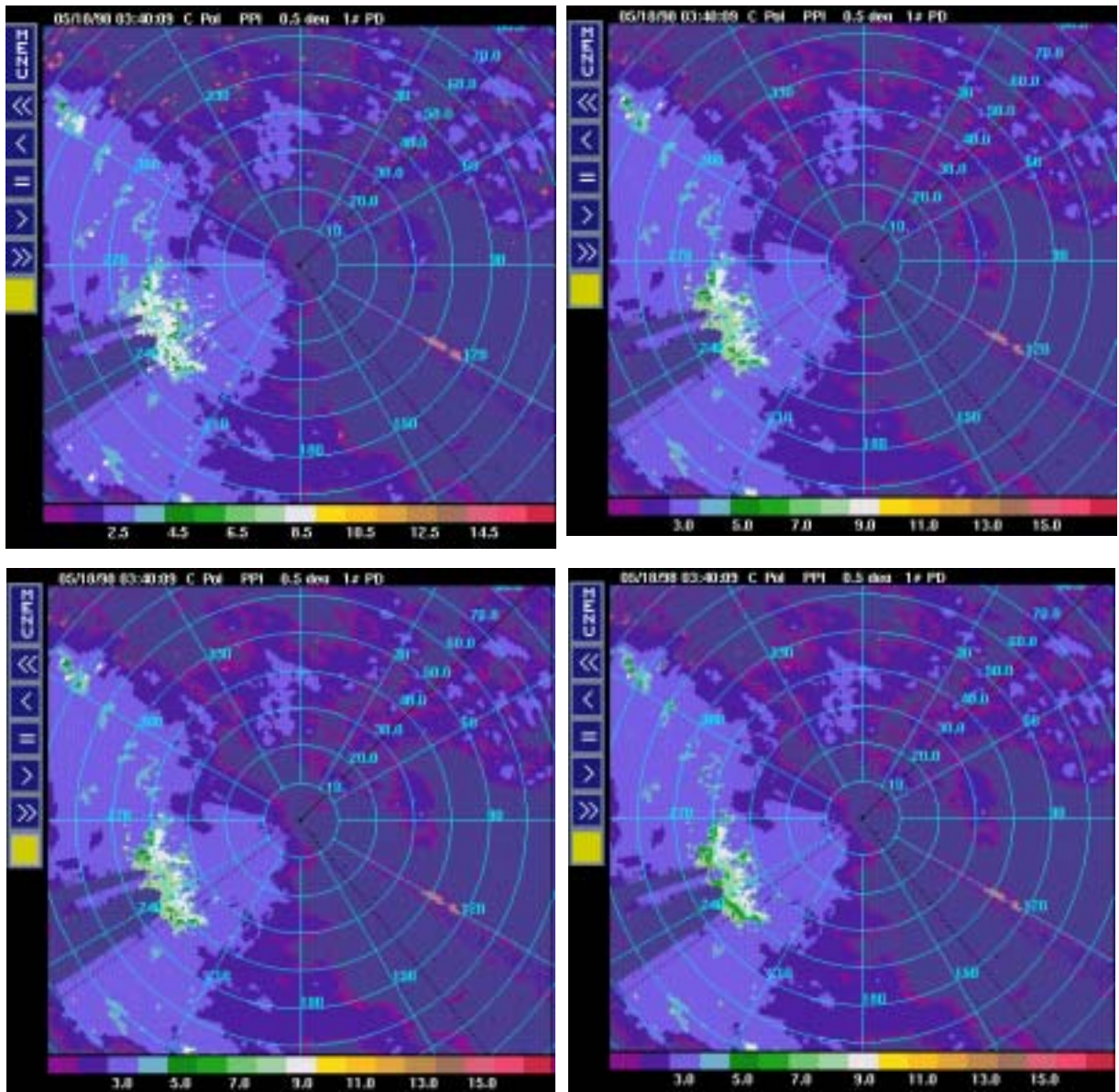


圖 6-12 05180340UTC 五種降水粒子的範圍之 a. 調整範圍前； b. 調整範圍後（未調權重）； c.調整範圍後，加重 ZDR 參數； d. 調整範圍後，加重 KDP 參數之粒子種類分布