

C-Pol 雷達之差分反射率衰減訂正研究

鳳雷¹ 周仲島²

國家災害防救科技中心¹

國立台灣大學大氣科學系²

摘要

Smyth and Illingworth (1998)的差分反射率衰減訂正法是利用衰減區後方輕雨所觀測低於零的差分反射率(Z_{DR})值當做總衰減差的約束條件，並以總傳播相位偏移差進行差分反射率之衰減訂正，此法允許衰減差訂正係數 β 值可以隨不同波束變動。Bringi et al. (2001a)的差分反射率衰減訂正法則是利用訂正後的反射率來估計衰減區後方的平均差分反射率(\bar{Z}_{DR})值，這個值與觀測的差分反射率之差值即為總衰減差。這種估計平均差分反射率的方式可解決衰減區後方無輕雨之狀況。此外並假設 A_{DP} 與 A_h 存在線性關係，如此可在訂正程序中允許 β 值隨觀測容積變化，而不再對同一波束中指定 β 值為常數值。

本文所使用的資料是 1998 年在南中國海所舉行的南海季風實驗(South China Sea Monsoon Experiment - SCSMEX) 屬於澳洲氣象局的 C-Pol 雷達觀測資料。粒徑譜資料則是 1998 年在 5、6 月在東沙島上利用 Joss-Waldvogel 雨滴譜儀收集兩個月的雨滴譜資料。這組雨滴譜代入電磁波散射模式後，可模擬出雨滴譜相應的 Z_h 、 K_{DP} 和 A_{DP} 等量場。散射模擬結果可用來驗證 Z_{DR} 的衰減差的訂正結果，校驗結果表明 Bringi et al.(2001)的差分反射率衰減訂正法對 C-Pol 雷達是有效且穩定的差分反射率衰減訂正演算法。

關鍵詞：偏極化雷達、差分反射率、衰減差訂正、總相位偏移差

一、前言

直徑大於 1mm 的雨滴在下落的過程中，會受到空氣阻力的影響而變成扁球狀 (Pruppacher and Beard 1970)。雨滴在向下落時，通常會以最大維度(盤面)為水平方向的姿態落下。當然也會因為空氣的擾流、雨滴的碎裂及空氣動力的不穩定，而使得雨滴盤面的方向有些微的晃動。雖然較大雨滴在降落的過程並非處於穩定狀態，但其平均狀態的水平極化反射率還是要比垂直極化反射率來得強，降雨區的差分反射率(Z_{DR})值通常在 0~5 dB 之間(Leitao and Watson 1984)。

雨滴的形狀(或軸長比關係)相對雨滴直

徑是一個單調函數，這是因為越大的雨滴其扁平變形的程度要比較小雨滴變形的程度大。Seliga and Bringi(1976)的論文中證明了，對一個給定粒徑譜的降雨介質，可以用經雷達反射率因子(Z)權重後的中數直徑函數表示 Z_{DR} 值。也就是說， Z_{DR} 可以是雨滴平均直徑的一個指標。

理論上， Z_{DR} 值可以用來測量非球狀水象粒子的指向(orientation)及粒子的平均軸長比(axis ratio)的一個觀測量。但是 Z_{DR} 卻會因為水平極化及垂直極化信號衰減的差異(differential attenuation, 簡稱衰減差)而產生偏估(bias)現象。由扁圓雨滴組成的介質，其對

水平極化電磁波的衰減能力比垂直極化電磁波的衰減能力來得大，這使得 Z_{DR} 值會有向負值方向的偏估。衰減差對於波長小於十公分的雷達，是一個很嚴重的問題。即使是十公分雷達，對具有大雨滴的降雨介質所造成的衰減差仍是不可乎略的問題 (Smyth and Illingworth, 1998)。

使用 C 頻(或 X 頻)的雷達系統與 S 頻雷達系統有幾點不同：第一，較高頻的雷達其天線系統可以小一點，同時還可保有相同的角解析度(在相同角解析度下天線直徑與波長成反比)。第二，大氣散射粒子的能量反射約與波長的四次方成反比，因此高頻系統可以使用小一點的發射功率。第三，對偏極化雷達而言， K_{DP} 對雨滴介質的敏感度大致與波長成反比。第四，C 頻電磁波對降雨介質具有顯著的衰減問題(使用 X 頻雷達觀測降雨時衰減問題更為嚴重)。因此，若要定量的使用較高頻雷達的雷達反射率因子及差分反射率資料是必需經過衰減及衰減差訂正的處理。

Holt(1988)的研究顯示，對 S 頻雷達若假設總衰減差(α_{DP})與總傳播相位偏移差(Φ_{DP} ，簡稱總相差)間存在一線性關係，則可以用總傳播相位偏移差來訂正微小的 Z_{DR} 衰減差。Bringi et al.(1990)利用電磁波散射模式輸入許多代表不同降水的 gamma 型式雨滴譜，發現比傳播相位偏移差(K_{DP} ，簡稱比相差)分別與比衰減(A_h)及比衰減差(A_{DP})間有很好的線性關係。利用這個特性就可以用觀測的 Φ_{DP} 來求出 K_{DP} ，進而可估計電磁波穿越雨介質時的 A_h 及 A_{DP} ，求得 A_h 及 A_{DP} 後就可以用來訂正雷達反射率因子(Z_h)及差分反射率(Z_{DR})資料。Zrnice and Ryzhkov (1996)指出使用總傳播相位偏移差的方法與上述以回波為基礎的衰減訂正方法相比有兩個主要的優點：第一，只要回波訊號高於雜訊值，傳播相位偏移差是不會受衰減的影響；第二，訂正量與雷達常數校驗誤差無關。這兩個特性可改善傳統法

(Hitschfeld and Bordan, 1954, Hildebrand, 1978)使用反射率本身來訂正反射率衰減時所遭遇的計算不穩定缺點，使回波衰減訂正程序達到真正的實用性。

Smyth and Illingworth (1998)為使差分反射率之衰減訂正程序在計算時更為穩定，因此為 $K_{DP} - A_{DP}$ 訂正法加上一個約束條件，即利用在衰減區之後端所觀測之輕雨(light rain)所出現之負 Z_{DR} 值來表示總衰減差(α_{DP})，並且允許衰減差訂正係數 β 值可以隨不同波束變動。這種具有總衰減差及總傳播相位偏移差約束條件的差分反射率衰減訂正法更適合作業上使用。其研究中也發現大部份具有嚴重衰減差的個案均是發生在具有大的扁圓雨滴的劇烈降雨事件中。Keenan et al. (2001a)、Zrnice et al. (2000)及 Carey et al. (2000)亦指出 C 頻雷達的傳播效應對大雨滴的出現是非常敏感地。Carey et al. (2000)指出當巨大雨滴出現時，水平衰減及衰減差修正常數可上升兩倍以上。因此設計一程序來辨別降雨中是否含有巨大雨滴，若無則使用一般修正程序，若有則使用加強型修正程序。

Bringi et al. (2001a)針對 C 頻雷達所發展具有一致性及約束條件的反射率及差分反射率衰減訂正法 (Self-Consistent, Constraint-based algorithm for correction of Z_H and Z_{DR} ，以下簡稱 SCC- Z_H 及 SCC- Z_{DR} 法)，SCC- Z_H 法基本上是 Testud et al. (2000)的水平反射率衰減訂正法的延伸方法。有關 SCC- Z_H 衰減訂正法之說明請參考 Bringi et al. (2001)及鳳與周(2007)。SCC- Z_{DR} 法基本上是 Smyth and Illingworth (1998)的差分反射率衰減訂正法之延伸方法，此法是利用訂正後的反射率來估計衰減區後方的平均差分反射率(\bar{Z}_{DR})值，這個值與觀測的差分反射率之差值即為總衰減差。這種估計平均差分反射率的方式可解決衰減區後方無輕雨之狀況。此外並假設 A_{DP} 與 A_h 存在線性關係，如此可在訂正程

序中允許 β 值隨不同觀測波束變化，而不再是 Smyth and Illingworth (1998) 方法在同一波束中指定 β 值為常數。本文則是利用 Bringi et al. (2001a) 的差分反射率衰減訂正法，對 C-Pol 雷達在南海季風實驗的熱帶海洋性對流系統之觀測進行衰減差訂正實驗。

二、資料來源：

雷達資料則為澳洲氣象局研究中心 (BMRC) 與美國大氣研究中心 (NCAR) 合作研發的 C 頻偏極化氣象雷達 (C-Pol)，雷達系統特性可參考 Keenan et al. (1998)。該雷達的觀測資料種類包含水平極化雷達反射率因子 (Z_H)、差分反射率 (Z_{DR})、都卜勒徑向速度 (V_r)、總傳播相位偏移差 (Φ_{DP})、頻譜寬 (SW) 及雙極化相關係數 ($\rho_{hv}(0)$)，雷達觀測的頻率為十分鐘。衰減訂正試驗主要是使用 1998 年在南中國海所舉行的南海季風實驗 (South China Sea Monsoon Experiment - SCSMEX) C-Pol 雷達的觀測資料，這是 C 頻偏極化氣象雷達對熱帶海洋性對流系統的首次觀測。

總傳播相位偏移差也是一種相位資訊，是屬週期性的，當相位偏移差大過二分之一週期 ($\pm\pi$) 時就產生了混淆 (就如同都卜勒速度的摺疊)，此時觀測資料是必需做反摺的處理。此外，反射率或差分反射率是屬於能量的資訊，可能會存有系統偏差 (system bias)。文中訂正之差分反射率在 SCSMEX 觀測期間曾具有高達 0.5dB 的系統偏差，在使用時應該加以考量，本文也對經過差分反射率系統偏差訂正後的資料加以測試。反射率的系統誤差在 SCSMEX 觀測期間並不嚴重，本文並未加以訂正。

粒徑譜資料則是 1998 年在 5、6 月在東沙島上利用 Joss-Waldvogel 雨滴譜儀收集兩個月的地面雨滴譜資料，經處理成 2 分鐘平均雨滴譜後共有 800 多筆。利用這組雨滴譜代入電磁波散射模式，可模擬出雨滴譜相應

的 Z_h 、 K_{DP} 和 A_{DP} 等量場，有關雨滴譜資料之處理及電磁波散射模擬之設定可參考鳳與周 (2007) 及 Keenan et al. (2001b)。

三、差分反射率的衰減訂正

根據 Seliga and Bringi (1976) 所提的方法，差分反射率 (Differential reflectivity, Z_{DR}) 定義如下，

$$Z_{DR} = 10 \log \frac{Z_h}{Z_v} = 10 \log \left(\frac{\int \sigma_h(D) N(D) dD}{\int \sigma_v(D) N(D) dD} \right) \quad (1)$$

其中

$$Z_{h,v} = \frac{\lambda^5}{\pi^5 |k|^2} \int \sigma_{h,v} N(D) dD \quad (2)$$

$Z_{h,v}$ 代表水平 (h) 及垂直 (v) 極化狀態的雷達反射率因子、 $\sigma_{h,v}$ 為水平 (h) 及垂直 (v) 極化狀態之反散射截面、 λ 為波長、 $N(D)$ 為單位容積中粒徑為 D 的粒子數。因此， Z_{DR} 是水平極化狀態雷達反射率因子對垂直極化狀態雷達反射率因子之比值。

水平極化電磁波在和垂直極化電磁波在雙向 (two way) 傳播時兩者的相位偏移差就稱為總傳播相位偏移差 (Total differential propagation phase shift, 簡稱總相差)，總傳播相位偏移差 Φ_{DP} 可以下式表示：

$$\Phi_{DP}(r) = 2 \int K_{DP}(x) dx + \delta(r) + \phi_{DP}(0) \quad (3)$$

其中 r 為與雷達的距離， $\delta(r)$ 為後向散射相位偏移差 (backscattering differential phase shift)， $\phi_{DP}(0)$ 為傳播相位偏移差的硬體偏移量 (offset)， K_{DP} 稱為比傳播相位偏移差 (Specific differential propagation phase shift, 簡稱比相差)，其定義分別如下：

$$K_{DP} = \frac{180\lambda}{\pi} \int_0^{\rho_m} \text{Re} \{f_h(D_e) - f_v(D_e)\} N(D_e) dD_e \quad (4)$$

其中 D_e 是球形雨滴的等效直徑， $N(D_e)$ 則是粒徑大小分佈函數， Re 則表示為複數的實部， $f_h(D_e)$ 和 $f_v(D_e)$ 是水平和垂直極化電磁波的前向散射振幅 (forward scattering amplitudes)。比相差 (K_{DP}) 為單位距離內的總相差 (即 Φ_{DP} 對

傳播距離 r 的微分)，一般以 $^{\circ}\text{km}^{-1}$ 為單位。因為偏極化雷達只能觀測到總相差 Φ_{DP} 的量，故比相差 K_{DP} 需由下式求出

$$K_{DP} = \frac{1}{2} \frac{d\Phi_{DP}}{dr} \quad (5)$$

Bringi et al.(1990)利用電磁波散射模式輸入許多代表不同降水的 gamma 型式雨滴譜，發現比相差(K_{DP})分別與比衰減(A_h)及比衰減差(A_{DP})間有很好的線性關係，並可以下式表示：

$$A_h = \alpha K_{DP} \quad (6)$$

$$A_{DP} = \beta K_{DP} \quad (7)$$

其中 α 及 β 為與雨滴溫度及雨滴譜有關的係數，比衰減差(A_{DP})則為

$$A_{DP} = A_h - A_v \quad (8)$$

比相差(K_{DP})可以用觀測的總相差(Φ_{DP})來估計，利用這個特性就可以求得電磁波穿越兩介質時的 A_h 及 A_{DP} 。求得 A_h 及 A_{DP} 後就可以用來訂正雷達反射率因子及差分反射率資料。

要訂正觀測的差分反射率(Z_{DR}')之前必需先估計比衰減差($A_{DP} = A_h - A_v$, dB km^{-1})，差分反射率衰減訂正方程式可寫成，

$$Z_{DR}(r) = Z_{DR}'(r) + 2 \int_0^r A_{DP}(s) ds \quad (9)$$

Bringi et al.(1990)當時使用固定 β 值的線性關係式 $A_{DP} = \beta K_{DP}$ 來修正 Z_{DR}' ，當時的方法並未考慮在訂正法中加上額外的約束條件，衰減差的總修正量由總相差(Φ_{DP})及固定的 β 值所決定。所謂的額外約束條件一般是指在差分反射率衰減訂正時的衰減差總量，這個值可以利用降雨胞遠端 r_m 處(衰減發生處之後方)輕雨的差分反射率觀測值求得。若觀測到輕雨的差分反射率(Z_{DR}')小於零，表示電磁波在穿越前方降雨區時造成了衰減差，而衰減差之總量就可以用差分反射率的期望值減去觀測值而獲得，即衰減差總量可以 $\Delta Z_{DR}(r_m)$ 表示。若降雨胞邊緣具有輕雨(小雨滴的形狀接近圓形)則該處的 Z_{DR} 值是可以假設趨近於零的。使用固定 β 值及未加上額外

約束條件是 Bringi et al.(1990)方法的缺點。

為了克服這個缺點，Smyth and Illingworth(1998)提出了一個具有額外約束條件的衰減差訂正法，其原理是因為在電磁波穿越強降雨胞時衰減差的累積結果常常會造成負值的 $Z_{DR}'(r_m)$ ，若將在 r_m 處的真實(intrinsic) $Z_{DR}(r_m)$ 設定為零，則沿路徑積分的衰減差 $\Delta Z_{DR}(r_m)$ 就可寫成，

$$\begin{aligned} \Delta Z_{DR}(r_m) &= Z_{DR}'(r_m) - Z_{DR}(r_m) \\ &\approx Z_{DR}'(r_m) \\ &= -\beta[\Phi_{DP}(r_m) - \Phi_{DP}(r_0)] \end{aligned} \quad (10)$$

利用上式可獲得 β 的估計值

$$\hat{\beta} = \frac{|Z_{DR}'(r_m)|}{|\Phi_{DP}(r_m) - \Phi_{DP}(r_0)|} \quad (11)$$

當 $\hat{\beta}$ 求出後，沿著傳播路徑上的每一個觀測容積的比衰減差就可以用下式估計

$$\hat{A}_{DP}(r) = \hat{\beta} K_{DP}(r) \quad (12a)$$

$$= \frac{|Z_{DP}'(r_m)|}{|\Phi_{DP}(r_m) - \Phi_{DP}(r_0)|} K_{DP}(r) \quad (12b)$$

Smyth and Illingworth(1998)所提出的方法並不需要預先指定 $\hat{\beta}$ 的值，且它是可以隨著不同波束變動的。這個方法在訂正 Z_{DR}' 時對額外的約束條件使用了以下假設，在強降雨胞離雷達較遠端一側，也就是代表著輕雨狀態的真實 Z_{DR} 值是等於零的。

在實際的觀測中，當回波邊界梯度很大時，上述約束條件很可能無法獲得，若約束條件無法建立時， $\hat{\beta}$ 的值需由下式估計，

$$\hat{\beta} = \frac{|Z_{DR}'(r_m) - Z_{DR}(r_m)|}{|\Phi_{DP}(r_m) - \Phi_{DP}(r_0)|} = \frac{\Delta Z_{DR}(r_m)}{|\Phi_{DP}(r_m) - \Phi_{DP}(r_0)|} \quad (13)$$

這時，真實差分反射率 $Z_{DR}(r_m)$ 的值就必需用另外一種物理上的約束條件來建立。要注意的是 $\Delta Z_{DR}(r_m) = Z_{DR}'(r_m) - Z_{DR}(r_m)$ 的值必需是負值(in decibel unit)，因為扁形的雨滴只會產生正的 A_{DP} (或 $A_h > A_v$)。

Bringi et al.(2001)為了解決上述問題提出了 SCC- Z_{DR} 法。這個方法是假設觀測的 Z_h' 已先經過 SCC- Z_H 法訂正，故在降雨胞遠側的

真實 $Z_h(r_m)$ 是可以獲得的。這個方法的關鍵就是假設 $Z_{DR}(r_m)$ 可以由 $Z_h(r_m)$ 估計出，至少可獲得平均狀態下的估計值 $\bar{Z}_h(r_m)$ 。平均狀態的 $\bar{Z}_h - \bar{Z}_{DR}$ 關係式可由觀測的雨滴譜或假定的 gamma 雨滴譜，經由散射模式之模擬而獲得。這裡使用 Bringi et al.(2001)對 SCSMEX 期間的雨滴譜模擬而得的關係式，

$$\bar{Z}_{DR}(r_m) = \begin{cases} 0 & ; \bar{Z}_h(r_m) \leq 20 \text{dBZ} \\ 0.048\bar{Z}_h(r_m) - 0.774 & ; 20 < \bar{Z}_h(r_m) \leq 45 \text{dBZ} \end{cases} \quad (14)$$

這個公式僅在 C 頻上是正確的， Z_{DR} 及 Z_h 上的橫槓則代表平均值之意。

因為訂正程序是一個波束一個波束的執行，所以可以用人工的方式來檢視並選取降雨胞之遠側 r_m ，該處的 $Z_h(r_m) < 20 \text{ dBZ}$ 及 $Z_{DR}(r_m) = 0$ 。然而在即時的應用上，每一波束的 r_m 就必須被自動的決定，因此修正程序中必須包含偵測降雨胞兩側 ”好” 資料區段的演算法。一般而言， Z_h 在 r_m 之後會很快速的下降至 $\bar{Z}_h(r_m) < 45 \text{ dBZ}$ ，因此 $\bar{Z}_{DR}(r_m)$ 就可以用(14)式估計。

根據散射模式之模擬結果，可以假設 A_{DP} 與 $A_h(r; \alpha_{opt})$ 具有線性關係，則 A_{DP} 隨距離變化的初次估計值可由下式求得

$$A_{DP}(r, \beta) = \frac{\beta}{\alpha_{opt}} A_h(r; \alpha_{opt}) \quad (15)$$

上式中的 $A_h(r; \alpha_{opt})$ 可由 Bringi et al.(2001) 的 SCC- Z_h 法求得， β 的初始值可利用 (13) 式求得，如此就可使用(15)式求得隨距離變動的 $A_{DP}(r; \beta)$ 初次估計值，將 $A_{DP}(r; \beta)$ 再代入(9)式就可求出 $Z_{DR}(r; \beta)$ 隨距離的變動。

將(15)式代入(9)式可得(16)式，也就是說直接使用 β 的初始值及 $A_h(r; \alpha_{opt})$ 就可計算出 $\hat{Z}_{DR}(r_m; \beta)$ 的第一個估計值，

$$\hat{Z}_{DR}(r_m; \beta) = Z'_{DR}(r_m) + \frac{2\beta}{\alpha_{opt}} \int_0^{r_m} A_h(s; \alpha_{opt}) ds \quad (16)$$

首次估計的 $\hat{Z}_{DR}(r_m; \beta)$ 將與(14)式求得的 $\bar{Z}_{DR}(r_m)$ 相比對，如果 $\hat{Z}_{DR}(r_m; \beta)$ 大於 $\bar{Z}_{DR}(r_m)$ ，表示累積的衰減差是高估的，因此在(3-17)式計算時就需使用更小一點的 β

值。如此一直重複(16)式，直到 $\hat{Z}_{DR}(r_m; \beta) - \bar{Z}_{DR}(r_m)$ 小於預先定義的容許值(本文使用 0.1 dB)訂正程序就結束，最後的 β 值就稱為最佳 β_{opt} 值。如果累積的衰減差低估了 ($\hat{Z}_{DR}(r_m; \beta) < \bar{Z}_{DR}(r_m)$)，就必需遞增 β 值，直到最佳的 β_{opt} 值就被求出。一旦最佳的 β_{opt} 值就被求出，每一個觀測點上的差分反射率最終修正值可由下式求得，

$$\hat{Z}_{DR}(r; \beta_{opt}) = Z'_{DR}(r) + 2 \frac{\beta_{opt}}{\alpha_{opt}} \int_0^r A_h(s; \alpha_{opt}) ds \quad (17)$$

圖 1 為 C-Pol 雷達於 SCSMEX 期間 1998 年 5 月 18 日 03:20 對海洋對流觀測的反射率場。圖 2 為同一觀測時間選取方位角 235.5° ，距離 35-75km 穿越強對流的單一波束資料，來測試 SCC- Z_{DR} 衰減差訂正法。圖 2(a) 傳播相位偏移差觀測值(黑線)及經處理後的情形(藍線)，(b)差分反射率觀測值(黑線)及經衰減差訂正處理後的值(藍線)，圖中可看到差分反射率的總修正量約達 1 dB 。圖 2(c)為對觀測的差分反射率先進行系統偏差的訂正，再進行 SCC- Z_{DR} 衰減差訂正，經衰減差訂正處理後的差分反射率(藍線)的總修正量約達 1.5 dB 。

四、 Z_{DR} 衰減訂正之校驗

衰減或衰減差訂正程序的校驗一直是個很困難的問題，因為比衰減 (specific attenuation) 及比衰減差 (specific differential attenuation) 是無法直接觀測的。利用原位量測之粒徑譜資料推導出真實的反射率(差分反射率)，再與衰減訂正後的反射率(差分反射率)相比較是最理想的方法。利用地面的粒徑譜儀的資料推導出地面之反射率(差分反射率)再與粒徑譜儀上空經衰減訂正後的雷達觀測反射率(差分反射率)比對則是另一種方式，這兩種方式通常無法達成。

另外一種校驗方式，也是大多數研究所採用的方法，是利用訂正完成的雷達資料本身來做自我驗證(internal validity)。例如，繪

製修正前與修正後的 Z_H (及 Z_{DR}) 相對於 K_{DP} 的散佈圖 (Smyth and Illingworth 1998, Ryzhkov and Zrnice 1995, Carey et al. 2000), 藉由 $Z_H - K_{DP}$ 或 $Z_{DR} - K_{DP}$ 散佈圖來檢視修正後是否更接近理論值。以這個自我驗證範例而言, 因為 K_{DP} 並不會受衰減影響, 故可視為內部自我驗證的參考軸。

為了測試 SCC- Z_{DR} 衰減差訂正法在 SCSMEX 實驗中的表現, 故選取 5 月 18 日 03:20 的對流降雨胞來分析, 所選取的扇形範圍為方位角 $216.2^\circ - 265.9^\circ$, 距離 40-72km 的區域, 如圖 3 分別為(a)反射率, (b)差分反射率及(c)訂正後的差分反射率。運用 SCC- Z_{DR} 衰減訂正法可以獲得降雨胞內每一個解析容積(300m)的 Z_H 、 Z_H^C 、 Z_{DR} 、 Z_{DR}^C 、 K_{DP} 、 A_H 及 A_{DP} 等雷達資料, 上標 C 代表經衰減訂正後的資料。為了評估差分反射率的衰減訂正結果, 除了繪製訂正前與訂正後的 $Z_{DR} - K_{DP}$ 散佈圖, 並加上鳳(2002)第三章中散射模擬所得的 Z_H 、 Z_{DR} 、 K_{DP} 、 A_H 及 A_{DP} 等量場(選擇 gamma DSD 中 $N_0 = 10^4$ 這一組來作比對, 因為其截距與 MP DSD 最接近)。衰減訂正的結果可以與這組模擬資料相比對, 以瞭解修正後是否偏離理論值。除了使用理想的 gamma DSD 的散射模擬資料來當作比對參考值, 另外加上在東沙島上兩個月(May, June 1998) 地面雨滴譜模擬結果當作比對參考值。地面雨滴譜是利用 Joss-Waldvogel 雨滴譜儀收集的, 雨滴譜資料共有 800 多筆的 2 分鐘平均雨滴譜, Keenan et al. (2001a)利用這組雨滴譜模擬出的 Z_H 、 Z_{DR} 和 K_{DP} 場, 大致上可以視為東沙島上 1998 年 5, 6 月的降雨特徵。

5 月 18 日 03:20 的測試結果分別示於圖 4-6。圖 4 為 Z_{DR} 相對於 K_{DP} 的散佈圖, 圖中可看出未經衰減訂正的黑圓點與理論值(圖 a 中的黃色三角形)或地面雨滴譜所反演(圖 b 中黃色方形)的值有明顯的偏移, 而經衰減訂正

後的 $Z_{DR} - K_{DP}$ 值均向理想值靠攏。訂正後的結果與地面雨滴譜所反演(黃色方形)的 $Z_{DR} - K_{DP}$ 值所佔據的散佈區域大致相符。圖中可看到在 $K_{DP} > 0 \text{ km}^{-1}$ 區, 雷達觀測的 Z_{DR} 值在經衰減差訂正後, 其下邊界與地面雨滴譜所反演的 Z_{DR} 值的結果非常接近。在 $K_{DP} < 0 \text{ km}^{-1}$ 區僅存在很小的負 K_{DP} 值(這是由於觀測的 Φ_{DP} 值具有很高的變異, 在求取 K_{DP} 值時會出現微小的負值), K_{DP} 出現微小負值的現象在兩組散射模擬中並未出現。

圖 5 為 Z_{DR} 相對於 Z_H 的散佈圖, 圖中可見未經衰減訂正的黑圓點與理論值(圖 a 中黃色三角形)或地面雨滴譜所反演(圖 b 中黃色方形)的值有明顯的偏移, 而經衰減訂正後的 $Z_{DR} - Z_H$ 值均向理想值靠攏。訂正後的結果與地面雨滴譜所反演(黃色方形)的 $Z_{DR} - Z_H$ 值所佔據的散佈區域大致相符, 修正完的雷達觀測資料與地面雨滴譜所反演資料相當的吻合表示這是一個有效衰減差的訂正法。

5 月 18 日 03:20 並未有垂直探測的資料, 但可以鳳(2002)的差分反射率系統偏差估計法估計, 按鳳(2002)冰相法所估計的差分反射率系統偏差估為 0.5 dB。這個值與 5 月 18 日 04:08 利用垂直探測法所估計的差分反射率系統偏差相同。為測試系統偏差之影響, 故分別測試減去系統偏差 0.3 dB 及 0.5 dB 的衰減差訂正情形, 訂正後的散佈圖分別顯示於圖 5(c)及 5(d)中。經過系統偏差訂正後的差分反射率其衰減差變的更為嚴重(黑圓點離理想值更遠), 但經過衰減訂正後仍會向理想值靠近, 這再一次的展示了衰減訂正的必要性。

為測試具有嚴重衰減差之訂正情形, 選則 5 月 15 日 06:20 的對流個案, 選取之範圍為方位角 $300^\circ - 330^\circ$, 徑向距離 30-88km 的扇形區域, 經衰減差訂正之結果如圖 6。這個訂正結果仍然具有很好的表現, 表示 SCC- Z_{DR} 衰減差訂正法對於 C-Pol 雷達是一個很穩定的衰減差訂正法。

圖7為 A_{DP} 相對於 Z_h 的散佈圖，圖中可見經衰減訂正後與理想雨滴譜(gamma DSD with $N_0=10^4$)及地面觀測雨滴譜的散模擬結果相比也有很好的一致性。圖(b)中在 Z_H 值 > 50 dBZ可發現 A_{DP} 有略微低估的現象，圖(a)中 A_{DP} 低估的現象更為明顯。回憶(15)式，我們假設了比衰減(A_h)與比衰減差(A_{DP})之間有線性關係存在，因此 A_{DP} 與 Z_h 散佈圖的檢驗是比 A_h 與 Z_h 散佈圖嚴厲的測試(因為多了一個假設)，但在圖7它們仍有很好的表現。

五、結論與建議

本文中的差分反射率衰減訂正實驗是使用Bringi et al. (2001a)針對C頻偏極化雷達所發展的Self-Consistent, Constraint-based algorithm for correction of Z_{DR} (SCC- Z_{DR} 法)，對澳洲氣象研究中心的C頻偏極化雷達在熱帶海洋之觀測資料所作的評估實驗。

Smyth and Illingworth (1998)的差分反射率衰減訂正法是利用衰減區後方輕雨所觀測的負 Z_{DR} 值當做總衰減差，並以總衰減差及總傳播相位偏移差做為差分反射率衰減訂正時之約束條件，此法允許衰減差訂正常數 β 值可以隨不同波束變動。Bringi et al. (2001a)的差分反射率衰減訂正法(SCC- Z_{DR})是Smyth and Illingworth (1998)差分反射率衰減訂正法的擴充。SCC- Z_{DR} 法先利用SCC- Z_H 法訂正觀測之雷達反射率因子，並利用訂正後的反射率來估計衰減區後方的平均差分反射率(\bar{Z}_{DR})值。觀測差分反射率(Z'_{DR})與平均差分反射率(\bar{Z}_{DR})之差(ΔZ_{DR})即為訂正時之約束條件。這種估計平均差分反射率的方式可解決衰減區後方無輕雨之狀況。SCC- Z_{DR} 法同時利用 A_{DP} 與 A_h 具間的線性關係，且允許 β 值隨不同觀測波束變化，而不再是Smyth and Illingworth (1998)方法中指定 β 值在同一波束中為常數。

本文測試之差分反射率衰減訂正法是使

用1998年在南中國海所舉行的南海季風實驗(South China Sea Monsoon Experiment - SCSMEX)中屬於澳洲氣象局的C-Pol雷達觀測資料，這是C頻偏極化氣象雷達對熱帶海洋性對流系統的首次觀測。粒徑譜資料則是1998年5、6月在東沙島上利用Joss-Waldvogel雨滴譜儀收集兩個月的雨滴譜資料。利用這組雨滴譜代入電磁波散射模式，可模擬出雨滴譜相應的 Z_h 、 K_{DP} 和 A_{DP} 等量場。

Z_{DR} 衰減差的訂正結果，則是採用自我驗證(internal validity)的方式來校驗衰減訂正結果，自我驗證的參考值分別採用理想gamma雨滴譜(其中固定 $N_0 = 10^4$)散射模擬結果及地面雨滴譜散射模擬結果(雨滴譜為用Joss-Waldvogel在東沙島上收集兩個月的雨滴譜資料)。根據 Z_{DR} - K_{DP} 及 Z_{DR} - Z_h 散佈圖比較結果發現經衰減訂正後的散佈圖與地面雨滴譜散射模擬結果非常接近，與理想gamma雨滴譜散射模擬結果比較其散佈程度較大。在加入差分反射率系統偏差訂正後再經過衰減差訂正的測試及。由 A_{DP} - Z_h 的散佈圖中可見，用來做衰減訂正的 A_{DP} 值與理想gamma雨滴譜及地面觀測雨滴譜的散模擬結果相比也有很好的一致性。與地面觀測雨滴譜的散模擬結果相比，在 $Z_H > 50$ dBZ時 A_{DP} 有略微低估的現象，與理想gamma雨滴譜相比則顯示強 Z_H 的 A_{DP} 有較高一點的低估現象。不論是中度衰減差個案、經差分反射率系統偏差修正及劇烈衰減差個案的校驗結果表明Bringi et al.(2001)的SCC- Z_{DR} 法對C-Pol雷達是穩定並且有效的衰減差訂正演算法。

致謝

首先感謝澳洲氣象局研究中心(BMRC)提供的C-Pol雷達和粒徑譜儀資料，並感謝該中心Keenan博士提供之雨滴譜分析程式及美國科羅拉多州立大學Bringi教授提供偏極化雷達資料處理及散射模擬程式的使用。本研

究在國科會研究計畫編號 NSC 95-2111-M-002-018-AP2 支助下完成。

參考文獻

- 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，台北，台灣。
- 鳳雷和周仲島，2007：C 頻偏極化雷達反射率衰減訂正法之研究。氣象預報與分析。
- 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., T. Keenan and V. Chandrasekar 2001: Correcting C-Band Radar Reflectivity and Differential Reflectivity Data For Rain Attenuation: A Self Consistent Method with Constraints., *Trans IEEE Geoscience and Remote Sensing*. Vol.39, No. 9, 1906-1915.
- Carey, L.D., S.A. Rutledge, D.A. Ahijevych, and T.D. Keenan, 2000: Correcting propagation effects in C-band polarimetric radar observations of tropical convection using differential propagation phase. *J. Appl. Meteor.*, **39**, 1405-1433.
- Hildebrand, P. H., 1978: Iterative correction for attenuation of 5 cm radar in rain. *J. Appl. Meteor.*, **17**, 508-514.
- Hitschfeld, W., and J. Bordan, 1954: Errors inherent in the radar measurement of rainfall at attenuating wavelengths. *J. Meteor.*, **11**, 58-67.
- Holt, A. R., 1988: Extraction of differential propagation phase from data from S-band circularly polarized radars. *Electron Lett.*, **24** 1241-1242.
- Hubbert J., and V.N. Bringi, 1995: An iterative filtering technique for the analysis of copolar differential phase and dual-frequency radar measurements. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **10**, 155-164.
- Keenan T.D., K. Glasson, and F. Cumming, 1998: The BMRC/NCAR C-band polarimetric (C-Pol) radar system. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **15**, 871-886.
- Keenan T.D., L.D. Carey, D.S. Zrníc, and P.T. May, 2001a: Sensitivity of 5-cm wavelength polarimetric radar variables to raindrop axis ratio and drop size distribution. *J. Appl. Meteor.*, **40**, 526-545.
- Keenan T.D., Zhao Nan, Feng Lei, V. Bringi, J. Nystuen and M. Whimpey, 2001b: A Comparison of Radar Rainfall Estimators During The South China Sea Monsoon Experiment (SCSMEX). *Proc. 30th Radar Meteor. Conf.*, Amer. Meteor. Soc., P16.6
- Leitao, M.J., and P.A. Watson, 1984: Application of dual linearly polarized radar data to prediction of microwave path attenuation at 10-30 GHz. *Radio Sci.*, **19**, 209-221.
- Pruppacher, H.R., and K.V. Beard, 1970: A wind tunnel investigation of the internal circulation and shape of water drops falling at terminal velocity in air. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **96**, 247-256.
- Ryzhkov A., and D.S. Zrníc, 1995: Precipitation and attenuation measurements at a 10-cm wavelength. *J. Appl. Meteor.*, **34**, 2121-2134.
- Seliga, T.A., and V.N. Bringi, 1976: Potential use of radar differential reflectivity measurements at orthogonal polarizations for measuring precipitation. *J. Appl. Meteor.*, **15**, 69-76.

- 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.
- Testud, J., E.L. Bouar, E. Obligis, and M. Ali-Mehenni, 2000: The rain profiling algorithm applied to polarimetric weather radar. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **17**, 332-356.
- Zrnice D.S., and A. Ryzhkov, 1996: Advantages of rain measurements using differential phase. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **13**, 454-464.
- Zrnice 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. Meteor.*, **39**, 1514-1526.

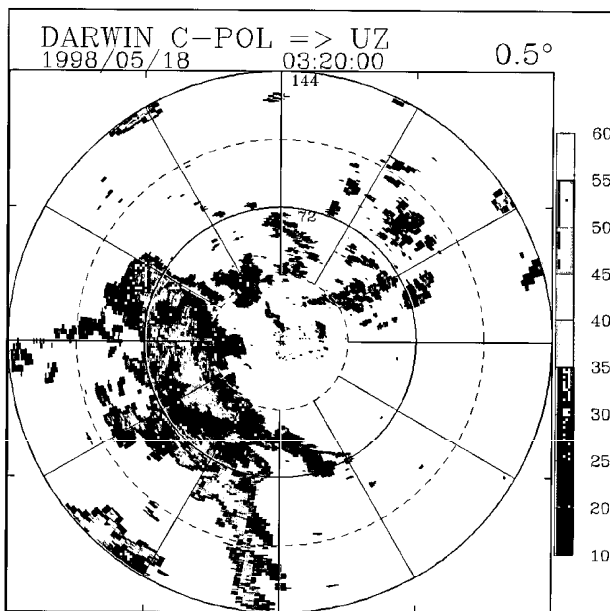


圖 1 C-POL 雷達於 SCSMEX 期間 1998 年 5 月 18 日 03:20 所觀測海洋對流的反射率場。單一波束方位角 235.5°，距離 35-75km 的總相位偏移差及差分反射率衰減訂正結果則顯示在圖 2。

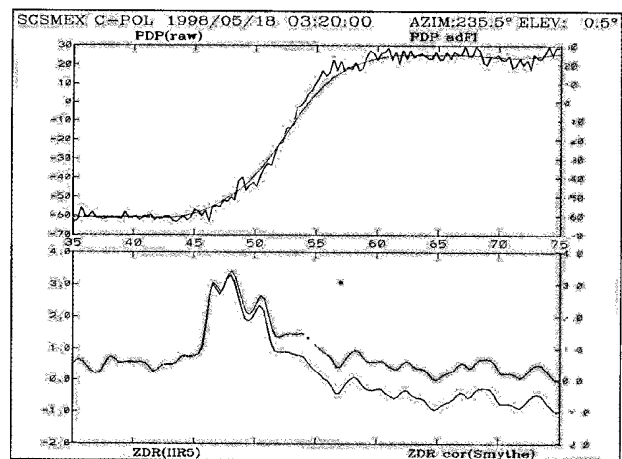
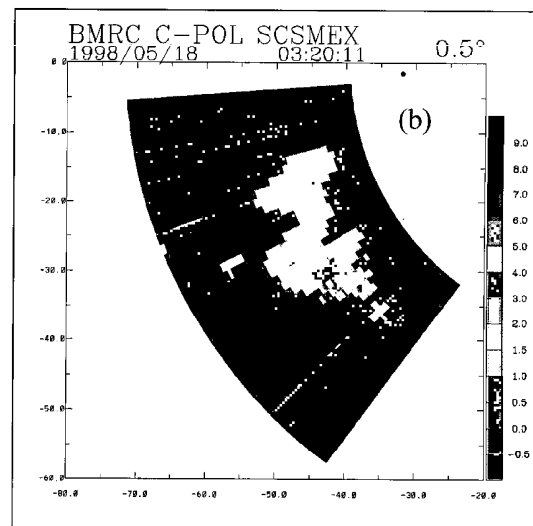
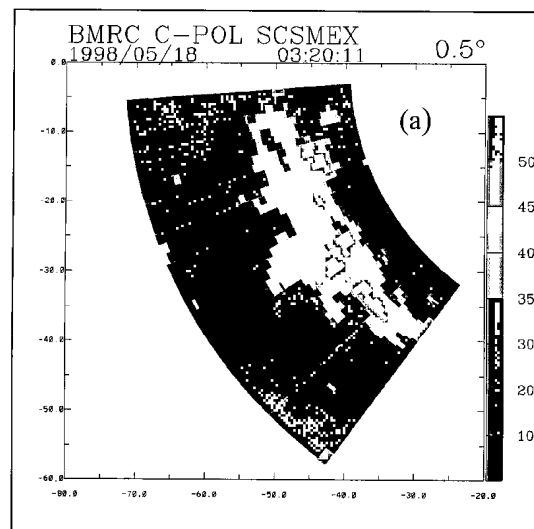


圖 2 C-POL 雷達於 1998 年 5 月 18 日 03:20 所觀測之單一波束訂正結果，穿越對流的剖線上(見圖 1) (a) 傳播相位偏移差觀測值(黑線)及經處理後的情形(藍線)，(b) 差分反射率觀測值(黑線)及經衰減差訂正處理後的值(藍線)。



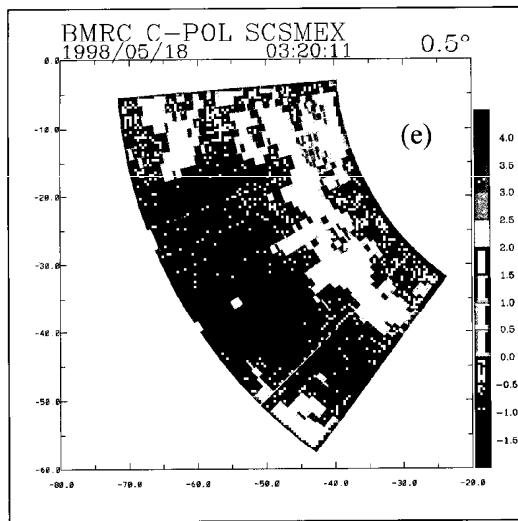
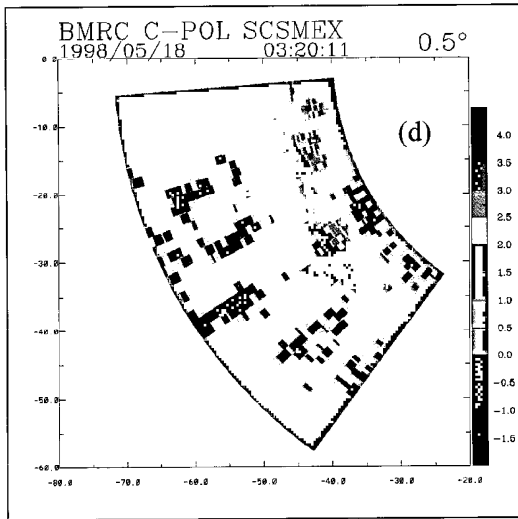
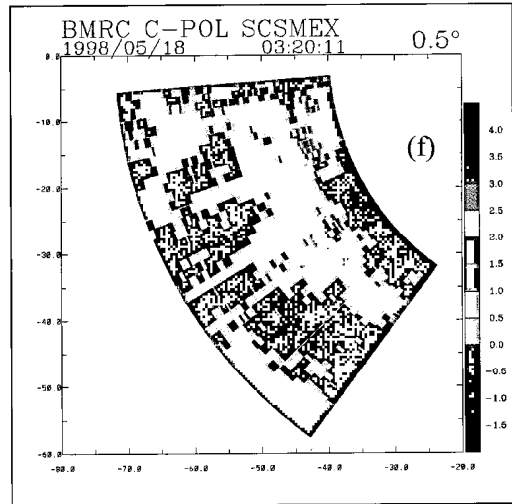
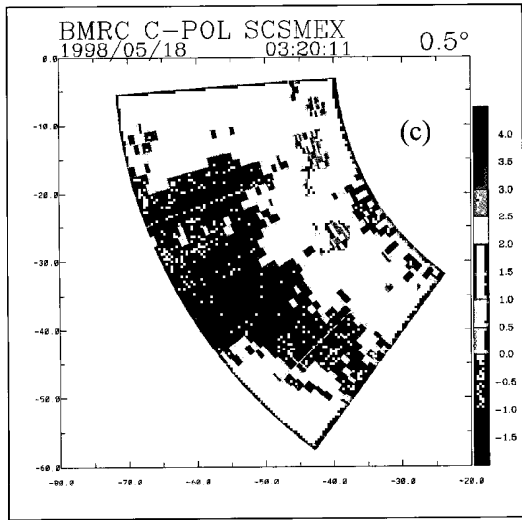


圖 3 C-POL 雷達於 1998 年 5 月 18 日 03:20 所觀測之扇形區訂正結果 PPI 圖，方位角 216.2°-265.9°，距離 40-72km 的扇形區，共 4279 個觀測容積，(a)觀測之雷達反射率因子 (Z_h)，(b)比相差(K_{DP})，(c)觀測之差分反射率 (Z_{DR})，(d) 經衰減差訂正後的差分反射率，(e) 經系統偏差(0.5 dB)訂正後的差分反射率及(f) 經系統偏差及衰減差訂正後的差分反射率。

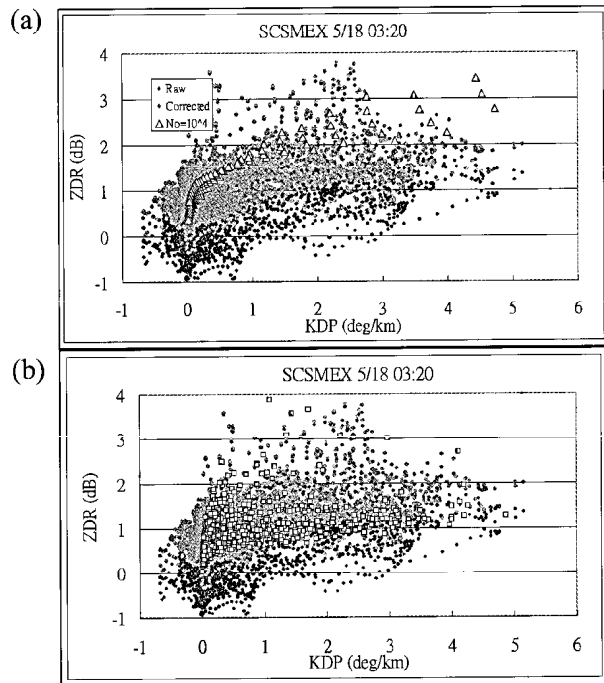


圖 4 C-POL 雷達於 1998 年 5 月 18 日 03:20 所觀測之扇形區訂正結果之 K_{DP} - Z_{DR} 散佈圖 (扇形區範圍如圖 3)。圖中黑圓點為觀測資料、灰圓點為衰減訂正後資料，(a)圖中黃色三角形為 γ DSD 散射模擬之結果，(b)

圖中黃色方形為地面 DSD 散射模擬之結果。

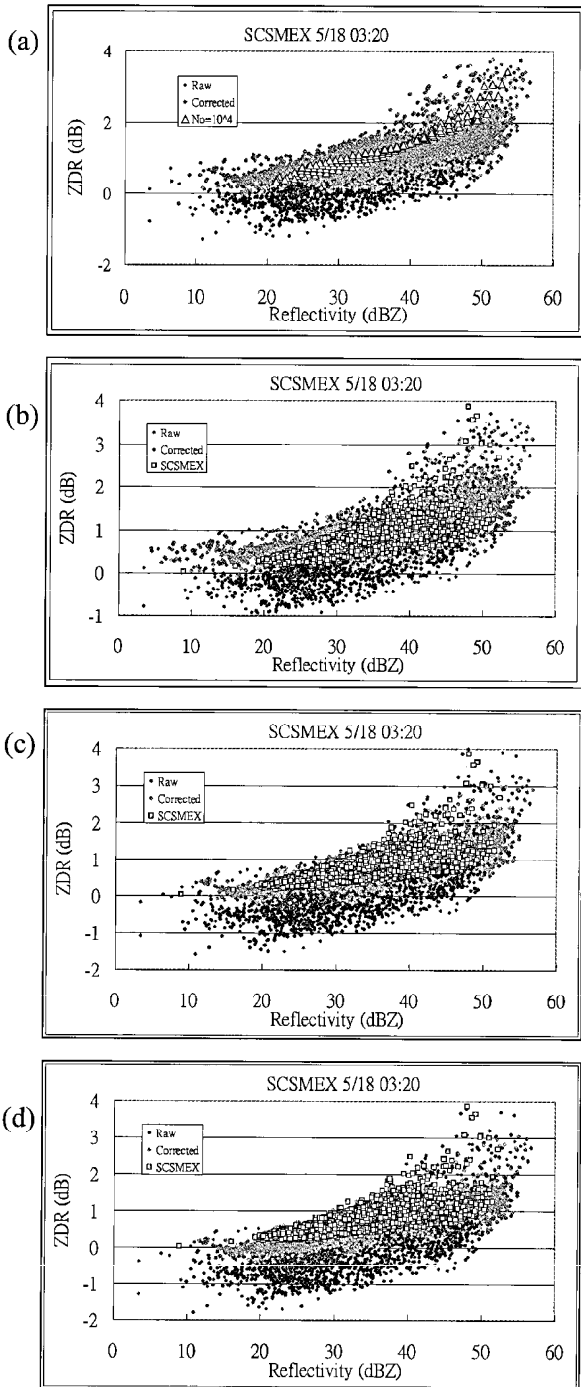


圖 5 C-POL 雷達於 1998 年 5 月 18 日 03:20 所觀測之扇形區訂正結果之 Z_h-Z_{DR} 散佈圖(扇形區範圍如圖 3)。圖中黑圓點為觀測資料、灰圓點為衰減訂正後資料，(a)圖中黃色三角形為 gamma DSD 散射模擬之結果，(b)圖中黃色方形為地面 DSD 散射模擬之結果，(c) 觀測資料(黑圓點)中的差分反射率已經系統偏

差(0.3 dB)訂正，餘同(b)圖，(d)觀測資料(黑圓點)中的差分反射率已經系統偏差(0.5dB)訂正，餘同(b)圖。

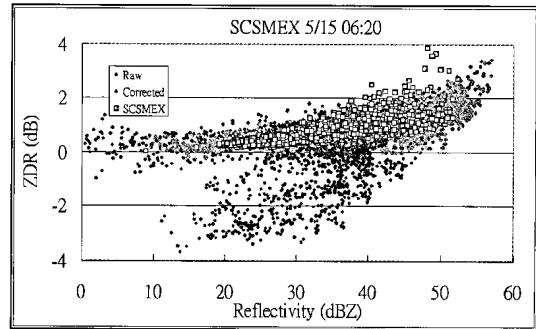


圖 6 C-POL 雷達於 1998 年 5 月 15 日 06:20 所觀測之劇烈衰減差個案，分析範圍為方位角 300° - 330° ，徑向距離 30-88km 的扇形區域，共 4599 個觀測容積。 Z_h-Z_{DR} 散佈圖中黑圓點為觀測資料，灰圓點為經衰減差訂正後的資料，黃色方形為地面 DSD 散射模擬之結果。

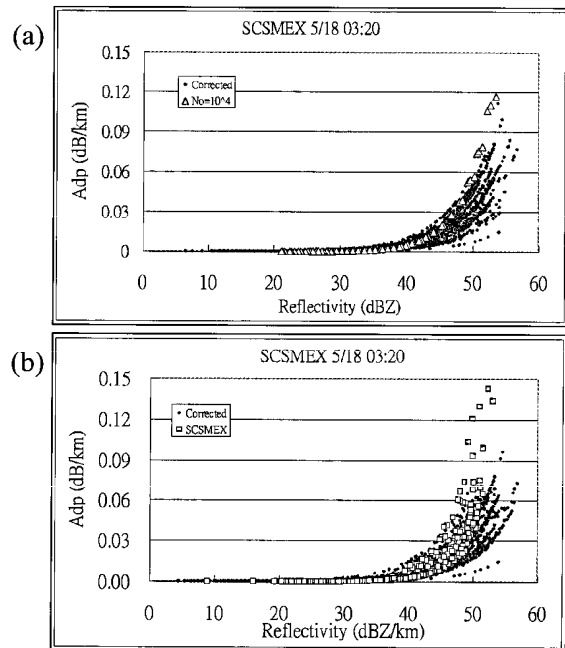


圖 7 C-POL 雷達於 1998 年 5 月 18 日 03:20 所觀測之扇形區訂正結果之 Z_h-A_{DP} 散佈圖(扇形區範圍如圖 3)。圖中黑圓點為衰減訂正法求得之資料，(a)圖中黃色三角形為 gamma DSD 散射模擬之結果，(b) 圖中黃色方形為地面 DSD 散射模擬之結果。

Correcting the Differential Reflectivity by Using the C-Pol radar

Feng Lei¹ Ben Jong-Dao Jou²

¹ National Science and Technology Center for Disaster Reduction

² Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

ABSTRACT

Smyth and Illingworth (1998) use the negative value of the differential reflectivity (Z_{DR}) which is measured from light precipitation behind the attenuated region as the total differential attenuation. This differential attenuation correcting method uses the total differential attenuation and total propagation phase shift as the constrains. This method allows the value of the differential attenuation correcting coefficient β can vary ray by ray. The differential attenuation correcting method of Bringi et al. (2001a) uses the corrected radar reflectivity factor to estimate the mean value of differential reflectivity (\bar{Z}_{DR}) behind the attenuating region. The difference between the estimated \bar{Z}_{DR} and observed differential reflectivity is the total differential attenuation. This method can solve the problem when the light rain cannot find behind the attenuating region. They also assume a linear relationship between the A_{DP} and \bar{A}_h in their differential attenuation method. This assumption allow the β value can vary gate by gate which is different to the method of Smyth and Illingworth (1998).

This paper uses the data observed by the C-Pol radar which belong the Bureau of Meteorology Research Centre (BMRC). The radar data was collected during the South China Sea Monsoon Experiment (SCSMEX) in 1998. The drop size distribution data was collected by the Joss-Waldvogel disdrometer at Dong-Sha Island on May and June 1998. Use this set of the drop size distribution data can obtain Z_h , K_{DP} , A_{DP} and other polarimetric variables by scattering simulation. The scattering simulation data can use to verify the corrected differential reflectivity data. The internal validity check indicates that the differential attenuation correcting method proposed by Bringi et al. (2001) is a stable and suitable method for C-Pol radar.

Key words: Polarimetric radar, differential reflectivity, differential attenuation correction, total differential propagation phase shift