

C 頻偏極化雷達之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

Bringi et al. (1990)提出利用總傳播相位偏移差訂正雷達反射率因子的方法，這種方法改善了傳統以反射率為基礎之衰減訂正法在計算上不穩定的問題。Keenan et al. (2001a), Zrníc et al. (2000), Carey et al. (2000) 的研究均指出大雨滴的出現對 C 頻電磁波的傳播效應非常的敏感。為了克服上述問題，Carey et al. (2000)設計一程序來辨別降雨中是否含有巨大雨滴，若出現巨大雨滴則使用加強型修正程序。Bringi et al. (2001)針對 C 頻雷達發展了具有一致性及約束條件的反射率衰減訂正法，該法是根基於 Testud et al. (2000)的反射率衰減訂正法的改良方法。本文利用澳洲氣象局研究中心(BMRC)與美國大氣研究中心(NCAR)合作研發的線性雙偏極化 C 頻氣象雷達(C-Pol)，對 1998 年南海季風實驗(SCSMEX)的熱帶海洋對流系統進行雷達反射率衰減訂正試驗，並利用訂正完成的雷達資料本身來做自我驗證(internal validity)，結果顯示 Bringi et al. (2001)的反射率衰減訂正法是穩定且有效的。

關鍵詞：偏極化雷達、衰減訂正、總傳播相位偏移差

一、前言

C 頻或更高頻的氣象雷達在觀測降雨介質時電磁波常遭受顯著的衰減現象，因此若要定量解釋 C 頻或更高頻的雷達反射率因子 Z (radar reflectivity factor, 簡稱反射率)之前是必需經過衰減訂正處理的。Hitschfeld and Bordan (1954)已展示如何用非直接方式估計比衰減量 A (specific attenuation, dB/km)，其做法是先利用反射率與雨量的 $Z-R$ 經驗式推出雨量，再代入雨量與比衰減的 $R-A$ 關係式中求出比衰減量，比衰減量得到之後就可以訂正觀測的反射率。其方案中，反射率衰減的訂正是從最接近雷達的第一個解析容積 (range gate) 開始訂正，並循序的訂正後面的反射率。

Hitschfeld and Bordan (1954)對 3 cm 及

5.6 cm 波長的反射率衰減訂正實驗中發現，即使一個很小的雷達校驗常數的錯誤，也會造成衰減訂正很大的誤差，這個誤差甚至比直接忽略衰減訂正還嚴重，至使這種衰減訂正方法完全無用。Hildebrand (1978)認為使用反射率來訂正反射率衰減的方案，其第 n 個觀測解析容積的反射率衰減訂正量會累積前面 $(n-1)$ 個衰減訂正量，由於訂正量會一直累積前面訂正時的誤差，最後導至衰減訂正無效。Gorgucci et al. (1998)設計了一種使用反射率及差分反射率(differential reflectivity, Z_{DR})的反射率衰減訂正方法，但仍會遭遇相同的狀況。這種利用反射率本身的資訊來訂正反射率衰減的訂正方法在計算上屬於不穩定的。

隨著偏極化雷達的發展 Bringi et al.(1990)

提出另一種有別於以反射率為基礎的衰減訂正方法，新方法改善了傳統反射率衰減訂正方法中的計算不穩定問題。他在電磁波穿越降水介質的散射模擬中發現總傳播相位偏移差(total differential propagation phase shift, Φ_{DP})與比衰減(A_h ，下標 h 表示為水平極化狀態)及比衰減差(A_{DP} ，下標 DP 表示水平極化狀態與垂直極化狀態的比衰減之差值)之間均有很好的線性關係。利用這個特性就可以用觀測的 Φ_{DP} 來估計電磁波穿越兩介質時的比衰減 A_h 及比衰減差 A_{DP} 。Zrníc and Ryzhkov (1996)指出使用總傳播相位偏移差的方法與使用回波為基礎的衰減訂正方法相比有兩個主要的優點：

- 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。
- 衰減訂正量與雷達校驗常數的誤差無關。

上述這兩個特性明顯改善了傳統反射率衰減訂正法的計算不穩定缺點，使反射率衰減訂正結果較為人所接受。Carey et al. (2000)針對以相位偏移差為基礎的反射率衰減訂正程序，歸納了幾個影響衰減訂正精確度的因素：

- 實際降水之雨滴譜的變動；
- 實際降水之雨滴溫度與所假設水滴溫度的偏差；
- 實際降水之雨滴粒徑軸長比關係與所假設之粒徑軸長比關係式之差異；
- 非零值的後向散射相位偏移差疊加在 Φ_{DP} 觀測值的效應；
- 因 Φ_{DP} 觀測值的波動特性造成估計 K_{DP} 時的誤差。

近年的研究(Keenan et al. 2001a, Zrníc et al. 2000, Carey et al. 2000)均指出 C 頻電磁波的傳播效應對大雨滴的出現是非常敏感地。Carey et al. (2000)亦指出當巨大雨滴出現時，水平比衰減及比衰減差之修正常數可上升兩倍以上。因此設計一種辨別降雨中是否

含有巨大雨滴的程序，若未出現巨大雨滴則使用一般修正程序，若降水中出現巨大雨滴則使用加強型修正程序。Testud et al. (2000)的水平反射率衰減訂正方法則是利用總傳播相位偏移差作為總衰減量的約束條件，但在同一觀測波束中使用相同的修正常數。Bringi et al. (2001)之方法則是 Testud et al. (2000)法之改進，不同的降雨區域可以自行尋找適當的修正常數。本文則是利用 Bringi et al. (2001)之水平反射率衰減訂正法，對 C-Pol 雷達在南海季風實驗的觀測進行反射率衰減訂正實驗，並利用訂正完成的雷達資料本身來做自我驗證(internal validity)。

二、資料來源：

雷達資料是採用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)觀測資料，雷達系統特性如表一，詳細說明請參考 Keenan et al. (1998)。衰減訂正試驗主要是使用 C-Pol 雷達在 1998 年於南中國海所舉行的南海季風實驗(South China Sea Monsoon Experiment - SCSMEX)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。

C-Pol 雷達在做空域掃瞄(volume scan)時波束與波束的間距約 1.2 度(波束寬是 1.0 度)，脈波延時是 1 微秒，脈波來復頻是 1000 赫茲。這樣的設定即是對徑向距離 300 公尺與 1 度波束寬的空間(解析容積)進行取樣，每一個解析容積具有 64 對水平與垂直交錯發射的觀測資料。利用 Zahrai and Zrníc 發展的演算法，可以獲得的觀測資料種類計有：水平極化狀態雷達反射率(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($\rho_{hv}(0)$)。

原始資料是以 Lassen 資料格式儲存，為了便於各地的氣象人員研究，澳洲氣象局提

供一個轉換程式，可以把 Lassen 資料格式轉換成一般雷達氣象研究人員常使用的 UF 資料格式。澳洲氣象局的雷達系統硬體工程師在 SCSMEX 實驗後，對雷達硬體參數所做的校正資訊也包含在 UF 轉換轉換程式裡頭，因此使用澳洲氣象局提供的轉換程式所轉出的 UF 資料便會自動的處理雷達硬體階層的校正。

SCSMEX 實驗期間 C-Pol 雷達的掃描策略分別為 Volume Scan(VOL 掃描模式)、Surveillance Scan(SURV 掃描模式)、Vertical Sounding Scan(VS 掃描模式)與 Range Height Indicator(RHI 掃描模式)共有四種資料。實驗期間，一般情況下是以十分鐘間隔會作一次 VOL 掃描模式及 SURV 掃描模式，其中 SURV 掃描模式是在 VOL 掃描模式前兩分鐘執行。當遇到特殊天氣系統，有必要獲得詳細的垂直剖面資料時，才會執行 RHI 掃描模式。VS 掃描模式主要目的是希望獲得 Z_{DR} 系統偏差 (Z_{DR} system bias) 之參考值，其觀測標地物為雷達正上方的砧狀雲或微弱的層狀降水，在 SCSMEX 實驗第一階段總共有四組 VS 掃描模式觀測。

反射率衰減訂正實驗主要採用 VOL 掃描模式的資料，VOL 掃描模式是以不同仰角、1000Hz 的 PRF 及每秒 18 度的角速度進行掃描，其空間解析度為三百公尺，掃描半徑為一百四十四公里，觀測的產品與 RHI 掃描模式的產品相同。進行空域體積掃描時，掃描層的仰角高度視有無對流系統接近雷達站而定。在沒有對流系統接近時，是使用 RAIN FAR 模式掃描，以利觀測距離雷達三十公里外，高度在十五公里下的天氣回波。若有旺盛對流回波近入雷達站半徑三十公里內時，則採用 RAIN NEAR 模式掃描，此時會提高高仰角的掃描層數，以利觀測這些距離雷達比較近的天氣回波。

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_h 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 Keenan et al. (2001b)。

三、反射率的衰減訂正：

本文中的所測試的反射率衰減訂正程序是使用 Bringi et al. (2001) 針對 C 頻雷達所發展具有一致性及約束條件的反射率衰減訂正法 (Self-Consistent, Constraint-based algorithm for correction of Z_h ，以下簡稱 SCC- Z_h 法)，SCC- Z_h 法基本上是 Testud et al. (2000) 水平反射率衰減訂正法的改良方法。

Testud et al. (2000) 將根基於太空雷達上的 “Rain Profiling” 演算法，轉換成適合地面雷達使用的水平反射率衰減訂正方法，並稱之為 ZPHI 法。以太空雷達而言，海洋表面被當成已知且穩定的雷達截面參考值，經由比較有雨存在時的海面反散射訊號及無雨存在時的海面訊號，就可估計出穿越降水的衰減總量，這個衰減總量就是所謂的約束條件。對於地面上的偏極化雷達，ZPHI 法則採取在降雨胞兩側 (r_0 及 r_m) 的總相位偏移差 (Φ_{DP}) 的差值 $\Delta\Phi_{DP}(r_0; r_m)$ 作為約束條件。其中 $\Delta\Phi_{DP}(r_0; r_m)$ 的定義如下：

$$\Delta\Phi_{DP}(r_0; r_m) = \Phi_{DP}(r_m) - \Phi_{DP}(r_0) \quad (1)$$

其中 $\Phi_{DP}(r_0)$ 是靠近雷達一側， $\Phi_{DP}(r_m)$ 則是遠離雷達的另一側。

首先說明標準 ZPHI 法的主要特點。ZPHI 法和類似的 “Rain Profiling” 演算法的技術均是源自於 Hitschfeld and Bordan (1954) 的反射率衰減訂正法，其主要假設為水平比衰減 A_h (dB km^{-1}) 與水平反射率 Z_h ($\text{mm}^6 \text{mm}^{-3}$) 可以用冪次關係式來表示，

$$A_h(r) = a[Z_h(r)]^b \quad (2)$$

根據 gamma DSD 形式的散射模擬顯示，對一給定的頻率而言， b 近似一常數，而 a 則與溫度及 N_0^{1-b} 相關。使用 ZPHI 法做衰減訂正時並未使用到係數 a ，並且假設 b 為常數(註：在 C 頻段 $b \approx 0.8$)。有關比衰減 A_h 與比相位偏移差 K_{DP} ($\text{in } ^\circ \text{km}^{-1}$) 之間則是假設存在線性關係，其關係可以下式定義：

$$A_h(r) = \alpha K_{DP}(r) \quad (3)$$

其中 α 為已知的係數。但由散射模擬的研究 (Keenan et al. 2001a, Bringi et al. 2001) 知 α 是與雨滴溫度、雨滴軸長比關係及雨滴譜等有關之係數。觀測反射率 $Z_h'(r)$ 則可由下式表示

$$Z_h'(r) = Z_h(r) e^{-0.46 A_h(r)} \quad (4)$$

其中 $Z_h(r)$ 為真實 (intrinsic) 的雷達反射率因子 ($\text{mm}^6 \text{mm}^{-3}$)，若為不均勻路徑，可改寫為更一般化的形式

$$Z_h'(r) = Z_h(r) e^{-0.46 \int_0^r A_h(s) ds} \quad (5)$$

根據 ZPHI 法，可解得 $A_h(r)$ 如下：

$$A_h(r) = \frac{[Z_h'(r)]^b [10^{0.1(b\alpha)\Delta\Phi_{DP}(r_0; r_m)} - 1]}{I(r_0; r_m) + [10^{0.1(b\alpha)\Delta\Phi_{DP}(r_0; r_m)} - 1] I(r; r_m)} \quad (6)$$

其中

$$I(r; r_m) = \int_r^{r_m} [Z_h'(r)]^b dr \quad (7)$$

若已知觀測反射率 Z_h' ($\text{mm}^6 \text{mm}^{-3}$)、觀測之總相位偏移差的變化 $\Delta\Phi_{DP}(r_0; r_m)$ (單位為 $^\circ$) 及係數 α 與 b ，方程式(6)就可求得在 r_0 到 r_m 中間每一個距離 r (km) 上的比衰減 $A_h(r)$ (dB km^{-1})。經衰減訂正後的反射率則可用下式計算求得，

$$10 \log_{10}[Z_h(r)] = 10 \log_{10}[Z_h'(r)] + 2 \int_0^r A_h(s) ds \quad (8)$$

上式就是標準 ZPHI 衰減訂正法，其示意圖如圖 1(a)。雖然這個方法已使用了總相位偏移差在 r_0 到 r_m 的變化 ($\Delta\Phi_{DP}$) 當作約束條件，但是因為(6)式中仍存在一個與溫度及軸長比關係式有關的係數 α ，因此 Bringi et al. (2001) 針對這個問題，利用尋找最佳化 α_{opt} 的方式加以

改進。

SCC- Z_h 法中並未預先指定給係數 α 一個固定值，而是允許 α 在一個預先決定的區間 ($\alpha_{min}, \alpha_{max}$) 中變動。 α_{min} 及 α_{max} 可利用散射模式在不同溫度條件及不同軸長比關係式的假設下事先求得。對區間 ($\alpha_{min}, \alpha_{max}$) 中的所有 α 值，可以用(9)式計算出相應的總傳播相位偏移差 $\Phi_{DP}^c(r; \alpha)$ 隨距離 r 變化的距離剖線，其中 $\Phi_{DP}^c(r; \alpha)$ 又稱之為“建構的 (constructed) 總傳播相位偏移差”，

$$\Phi_{DP}^c(r; \alpha) = 2 \int_0^r \frac{A_h(s; \alpha)}{\alpha} ds ; \alpha_{min} \leq \alpha \leq \alpha_{max} \quad (9)$$

對區間 ($\alpha_{min}, \alpha_{max}$) 中的所有 α 值可由(6) 求出對應的 $A_h(s; \alpha)$ 值，再利用(9) 求出“建構的” $\Phi_{DP}^c(r; \alpha)$ 距離剖線，最後再搜尋 ($\alpha_{min}, \alpha_{max}$) 區間中所有的“建構的” $\Phi_{DP}^c(r; \alpha)$ 距離剖線與過濾後的 Φ_{DP}^{filt} 距離剖線間具有最小差異者。若尋得最小差異者，就定義其為最佳化 α 值，並以 α_{opt} 表示之。“建構的” Φ_{DP}^c 與過濾後的 Φ_{DP}^{filt} 的偏差定義如下，

$$Error = \sum_{j=1}^N \left| \Phi_{DP}^{filt}(r_j) - \Phi_{DP}^c(r_j; \alpha) \right| \quad (10)$$

其中 $r_1 \equiv r_0$ 及 $r_N \equiv r_m$ ， Φ_{DP}^{filt} 則由 Hubbert and Bringi(1995) 的過濾法求得。最佳化 α_{opt} 值尋得後就可以利(6)式求得 $A_h(r)$ 隨距離的變化，有了 $A_h(r)$ 就可以做衰減訂正。圖 1(b) 為觀測之 Φ_{DP} 及使用 Hubbert and Bringi(1995) 過濾法求得的 Φ_{DP}^{filt} 。圖 1(c) 為利用 ($\alpha_{min}, \alpha_{max}$) 建構出 Φ_{DP}^c 的上下限。圖 1(d) 為尋求最佳化 α_{opt} 值的過程的示意圖，圖中的 $\alpha_{opt} = 0.08$ 。圖 1(e) 為及利用最佳化 α_{opt} 值所“建構”出最佳 Φ_{DP}^c 過程的示意圖。圖 1(f) 則是利用(6)式求出 $A_h(r)$ 及利用最佳 Φ_{DP}^c 求取 $K_{DP}(r)$ 的結果。

標準 ZPHI 法中是使用 $\Delta\Phi_{DP}$ 當作約束條件及固定的 α 值 (Testud et al. 2000 對 C 頻雷達所使用的 α 值為 0.113)，而新的 SCC- Z_h 則利用反覆測試的方式來求取一個最佳化 α_{opt} 值，以獲取一個“最好的” $A_h(r)$ 剖線，並以它建構出與觀測 $\Phi_{DP}(r)$ 最一致的 $\Phi_{DP}^c(r)$ ，此即為

SCC- Z_h 對標準 ZPHI 最重要的擴充。因為 α 值是與溫度相關的(對 C 頻電磁波、溫度從 0°C 到 30°C, α 值可有兩倍的變化), 它也會隨軸長比及大粒子的存在與否而變動。在實際狀況下, 可能找不到最佳化 α_{opt} 值使得(10)式中的誤差最小。根據 Bringi et al. (2001) 的說法, 找不到最佳化 α_{opt} 值通常發生在 $\Delta\Phi_{DP}(r_0; r_m) \leq 30^\circ$ 的情況下, 此時就可選擇 (α_{min} , α_{max}) 的上限或下限。找到最佳化 α_{opt} 值的機率會隨著 $\Delta\Phi_{DP}(r_0; r_m) > 30^\circ$ 而增加。這個方法特別適合用在最需要精確衰減訂正的強降雨狀況。

C-Pol 雷達於 SCSMEX 期間對熱帶海洋性降水系統進行二個月的觀測。圖 2 為 1998 年 5 月 15 日 06:20 的反射率觀測資料。為測試 SCC- Z_h 衰減訂正法, 選取了方位角 303° (中度衰減個案) 及 309° (劇烈衰減個案) 二個波束, 與雷達距離 35-75 km 的測試結果分別如圖 3 及圖 4。

圖 3(a) 為總傳播相位偏移差 (Φ_{DP}) 觀測值 (黑線) 及經過 SCC- Z_h 衰減訂正法均滑處理後的情形 (綠線), 圖 3(b) 為反射率觀測值 (綠線) 及衰減訂正處理後的值 (藍線), 圖中可看到反射率的總修正量約達 7 dB。黑色線為比衰減量, 在 $Z_h = 50dBZ$ 的時候比衰減量約為 0.24 dB/km。

圖 4(a) 為總傳播相位偏移差 (Φ_{DP}) 觀測值 (黑線) 及經過反摺錯處理與 SCC- Z_h 衰減訂正法均滑處理後的情形 (綠線)。由於相位是屬週期性的, 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。SCSMEX 期間從 5 月 15 日至 25 日, 全部有 2826 個波束有摺錯現象, 其中絕大部份是發生在 5 月 15 日, 本文中所用的反摺錯程序的成功率大於 99%。圖 3(b) 為反射率觀測值 (綠線) 及衰減訂正處理後的值 (藍線), 圖中可看到反射率的總修正量約達 17 dB。黑色線為比

衰減量, 在 $Z_h = 57dBZ$ 的時候比衰減量約為 0.73 dB/km。

四、 Z_H 衰減訂正之校驗

衰減訂正程序的校驗一直是個很困難的問題, 因為比衰減 (specific 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雷達反射率因子, 再與衰減訂正後的反射率相比較是最理想的方法。利用觀測資料相互比較的另一方法就是利用地面粒徑譜儀的觀測資料計算真實的雷達反射率因子再與經衰減訂正處理後的雷達反射率因子比對, 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, 是利用訂正完成後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 相對於 K_{DP} 的散佈圖 (Smyth and Illingworth 1998, Ryzhkov and Zrnicek 1995, Carey et al. 2000), 借由 Z_H - K_{DP} 散佈圖來檢視訂正後的雷達資料是否更接近理論值。若修正後的結果向理論值靠近表示訂正結果是有效的, 若反而遠離理論值則表示訂正是無效的。以上述自我驗證範例而言, 因為 K_{DP} 的值並不會受衰減影響, 故可視為內部自我驗證的參考軸。

為了測試 SCC- Z_h 衰減訂正法在 SCSMEX 實驗中的表現, 故選取 5 月 15 日的對流降雨胞來分析, 所選取的範圍分別如圖 5。運用 SCC- Z_h 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 、 K_{DP} 及 A_h 等雷達資料, 上標 C 代表經衰減訂正後的資料。

為了評估衰減訂正後的結果, 除了繪製修正前與修正後的 Z_h - K_{DP} 散佈圖, 還必需加上可以驗證的理想值。本研究使用兩種理想值來驗證訂正結果:

第一種是使用 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 (2 分鐘之平均雨滴譜約

有 800 多筆)，這組雨滴譜大致上可以視為東沙島上 1998 年 5, 6 月的降雨特徵。將上述這組雨滴譜資料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_h 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 Keenan et al. (2001b)。

第二種是利用鳳(2002)對 Gamma 雨滴譜散射模擬所得的 Z_h 、 K_{DP} 、 A_h 等量場，散射模擬所輸入的 Gamma 雨滴譜之參數設定如下：

$$\begin{cases} N_0 = 100000 & (mm^{-1}m^{-3}) \\ -2.0 \leq \mu \leq +4.0 \\ 1.0 \leq \Lambda \leq 4.5 & (mm^{-1}) \\ 1.0 \leq Rain \leq 200 & (mmhr^{-1}) \end{cases}$$

其中 μ 以 0.5 為間距， Λ 以 0.25 為間距，符合上述條件之參數均輸入電磁波散射模式。上述 Gamma 雨滴譜比傳統 MP 雨滴譜更為寬廣，但比兩個月所收集的地面雨滴譜為窄。衰減訂正的結果可以與這兩組模擬資料相比對，以瞭解修正後是否偏離理論值。

衰減訂正結果可以用 $Z_H - K_{DP}$ 散佈圖檢驗。圖 6 為 SCSMEX 期間 1998 年 5 月 15 日 06:20 時扇形區域內的衰減訂正校驗分析圖，反射率訂正測試的區域範圍為方位角 300° - 330° ，徑向距離 30-88km 的扇形區域(約 4600 個觀測容積)，其中包括強回波區(代表較強衰減發生的區域)、強回波後方的中度衰減區(如圖 3 的單波束範例)、強回波後方的劇烈衰減區(如圖 4 的單波束範例)及對流前的弱回波區(代表輕微衰減區)。圖 6 中每一個雷達觀測容積之 $Z_h - K_{DP}$ 以黑圓點表示觀測值(衰減訂正前)，灰圓點表示衰減訂正後的值，黃色方形表示 SCSMEX 期間地面觀測雨滴譜電磁波散射模擬結果，Gamma 雨滴譜電磁波散射模擬結果與地面觀測雨滴譜電磁波散射模擬結果相似(因其散佈程度與黃色方形位重疊且更窄一些，故未繪於圖中)。圖中可看出未經衰減訂正的觀測值(黑圓點)與地面雨滴譜所反

演的理論值(黃色方形)有明顯的偏移，而經衰減訂正後(灰圓點)則向理論值靠攏。即觀測值(未經衰減訂正前)有明顯衰減現象，經衰減訂正後則趨向理論值。

圖 7 為比衰減與反射率($A_h - Z_h$)的散佈圖，黑圓點表示衰減訂正後的 $Z_h - A_h$ 值，分析區域同圖 6。圖中黃色方形為 SCSMEX 期間地面觀測雨滴譜電磁波散射模擬結果。圖中可見用來訂正衰減的比衰減(A_h)與理論值非常接近，僅在 $Z_h > 50dBZ$ 的時候有些微的低估，其它地方 $A_h - Z_h$ 的散佈與理想值非常接近。根據上述散佈圖的校驗結果表明 SCC- Z_h 衰減訂正法對 C-Pol 雷達是有效且的穩定。

五、結論

本文中的反射率衰減訂正實驗，是使用 Bringi et al. (2001) 針對 C 頻雷達發展了具有一致性及約束條件的反射率衰減訂正法(Self-Consistent, Constraint-based algorithm for correction of reflectivity)。反射率衰減訂正法(SCC- Z_h)是利用尋找最佳化 α_{opt} 值的方式，解決不同雨滴溫度或巨大雨滴出現時所需的加強修正程序，它是 Testud et al. (2000) ZPHI 法的改進版本。

經衰減訂正的 Z_h 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的 Gamma DSD 散射模擬資料及地面雨滴譜代入散射模式模擬的資料。利用 Joss-Waldvogel 雨滴譜儀在東沙島上收集兩個月的地面雨滴譜資料，大致上可以視為東沙島上 1998 年 5, 6 月的降雨特徵。不論弱衰減、中度衰減或是強衰減情形，經反射率衰減訂正後 $Z_h - K_{DP}$ 的散佈圖均是朝理想值靠近。在 $Z_h - A_h$ 的散佈圖中也證實衰減訂正所使用的 $Z_h - A_h$ 關係式與理想值非常一致，也是說訂正時所用的 A_h 值是非常合理的。由散佈圖分析中也看出，不論反射率值的大小在訂正後均是向理想值

靠近，並無發散的情形，這表示訂正法是穩定且有效的。這樣的校驗結果表示 Bringi et al.(2001)的 SCC- Z_h 法對 C-Pol 雷達是合適的衰減訂正演算法。

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。

附錄 A、偏振參數之定義

水平(h)及垂直(v)偏振狀態的雷達反射率因子 $Z_{h,v}$ (radar reflectivity factor at horizontal(h) and vertical(v) polarization states)定義如下，

$$Z_{h,v} = \frac{\lambda^5}{\pi^5 |k|^2} \int \sigma_{h,v} N(D) dD \quad (A1)$$

其中 $\sigma_{h,v}$ 為水平(h)及垂直(v)偏振狀態之反散射截面、 λ 為波長、 $N(D)$ 為單位容積中粒徑為 D 的粒子數。水平偏振狀態之比衰減(specific attenuation at horizontal polarization state)

$$A_h = 0.4343 \int Q_h(D) N(D) dD \quad (A2)$$

其中 Q_h 為水平偏振狀態之消光(散)截面。

水平偏振電磁波在和垂直偏振電磁波在雙向(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)，總傳播相位偏移差 Φ_{DP} 可以下式表示：

$$\Phi_{DP}(r) = 2 \int K_{DP}(x) dx + \delta(r) + \phi_{DP}(0) \quad (A3)$$

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)，其定義分別如下：

$$K_{DP} = \frac{180\lambda}{\pi} \int_0^m \text{Re}\{f_h(D_e) - f_v(D_e)\} N(D_e) dD_e \quad (A4)$$

其中 D_e 是球形雨滴的等效直徑， $N(D_e)$ 則是粒子數隨粒徑大小分佈之函數， Re 則是代表複數的實部， $f_h(D_e)$ 和 $f_v(D_e)$ 是水平和垂直偏振電磁波的前向散射振幅(forward scattering amplitudes)。比傳播相位偏移差 K_{DP} 為單位距離內的總傳播相位偏移差 Φ_{DP} (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

$$K_{DP} = \frac{1}{2} \frac{d\Phi_{DP}}{dr} \quad (A5)$$

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。
- Bringi V.N., V. Chandrasekar, N. Balakrishnan, and D.S. Zrnich, 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.

- Gorgucci, E., G. Scarchilli, and V. Chandrasekar, 1999: A procedure to calibrate multiparameter weather radar using properties of rain medium. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, **37**, 269-276.
- 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.
- 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. Zrnice, 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
- Ryzhkov A., and D.S. Zrnice, 1995: Precipitation and attenuation measurements at a 10-cm wavelength. *J. Appl. Meteor.*, **34**, 2121-2134.
- 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., 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

BMRC C-Pol 雷達系統規格	
Peak Output Power	250 kW
Operating Frequency	5605 MHz (5.45 cm)
Pulse widths	1.0 and 2.0 μ s
Antenna Gain	45 dB
Antenna size	4.2 m (center-fed paraboloid)
Radome loss	No Radome
Beamwidth	1.0 degrees
Max. range	600 km
Min. range	1 km
PRF	200-1200 Hz
Minimum detectable Signal	-118 dBm
Polarization	Linear Horizontal and Vertical
Variables	$Z_H, V_R, \sigma_v, Z_{DR}, \Phi_{DP}, \rho_{hv}(0)$
Data system	IRIS Lassen

表一 澳洲氣象局 C-Pol 雷達系統規格。

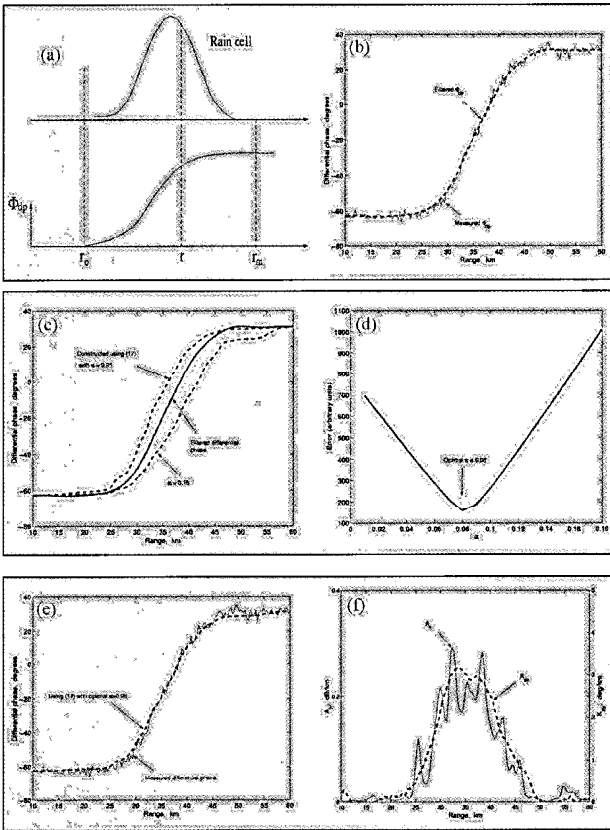


圖 1 SCC- Z_h 衰減訂正法示意圖。(取自 Bringi et al., 2001)

衰減訂正測試區域為方位角 300° - 330° ，徑向距離 30-88km 的扇形區域(如圖 5)。

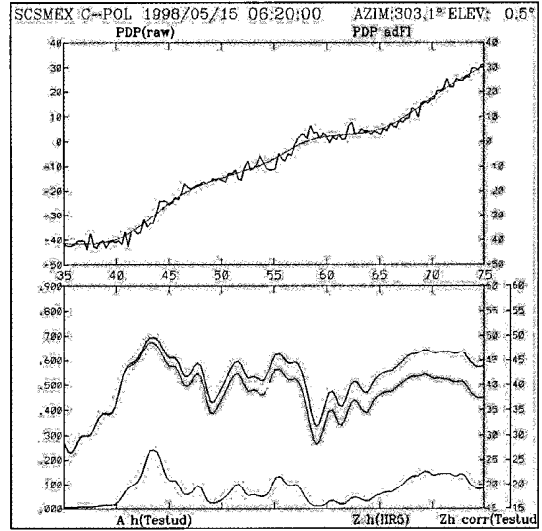


圖 3 波束方位角 303° ，距離 35-75 km 的反射率衰減訂正分析圖(見圖 2) (a)傳播相位偏移觀測值(黑線)及經處理後的情形(綠線)，(b)反射率觀測值(綠線)及衰減訂正處理後的值(藍線)及比衰減(黑線)。

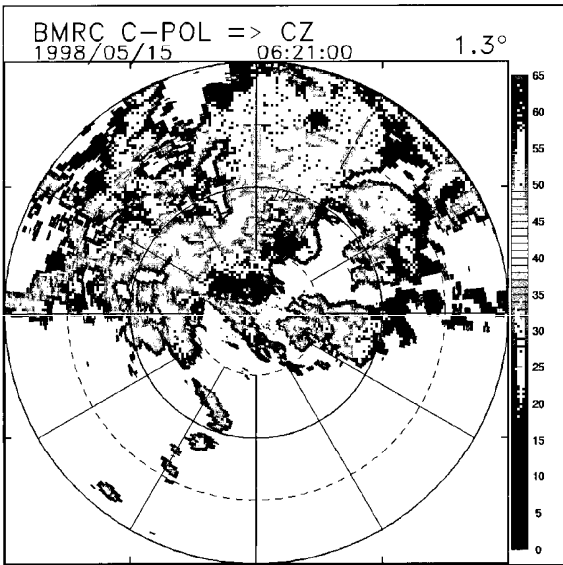


圖 2 C-POL 雷達於 SCSMEX 期間 1998 年 5 月 15 日 06:20 所觀測海洋對流的反射率場，波束方位角為 303° 及 309° 的反射率及反射率衰減訂正結果分別顯示在圖 3 及圖 4。反射率

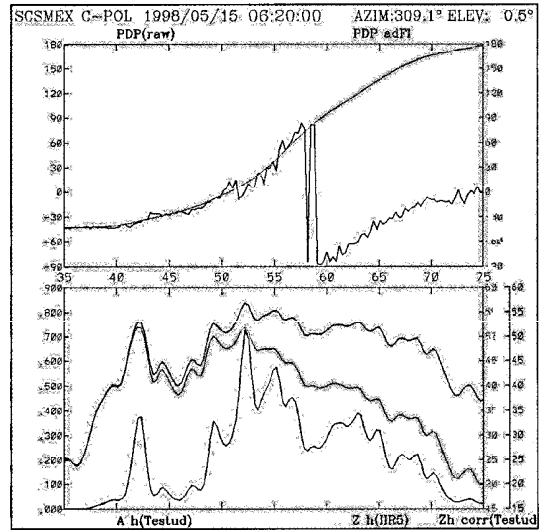


圖 4 波束方位角 309° ，距離 35-75 km 的反射率衰減訂正分析圖(見圖 2) (a)傳播相位偏移觀測值(黑線)及經處理後的情形，含折錯處理(綠線)，(b)反射率觀測值(綠線)及衰減訂正處理後的值(藍線)及比衰減(黑線)。

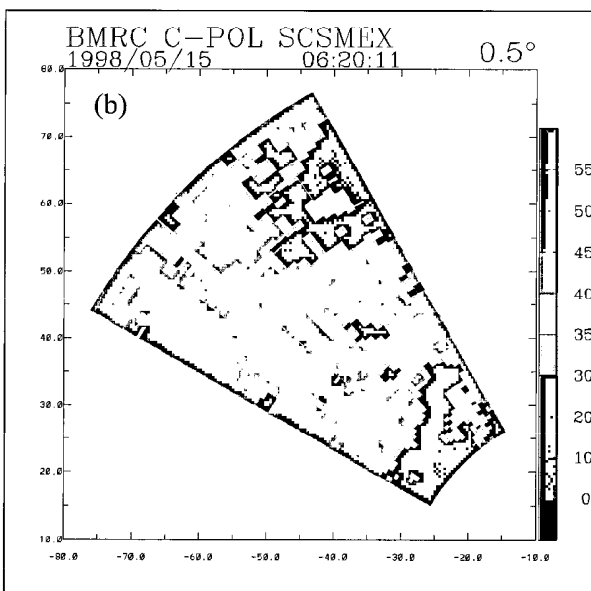
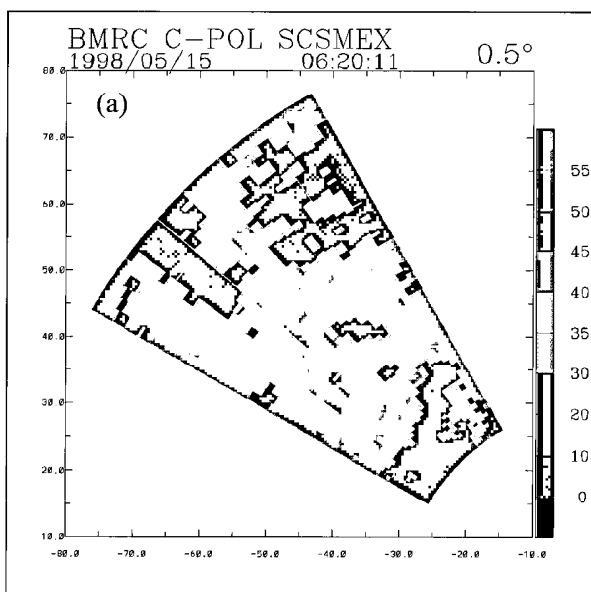


圖 5 C-POL 雷達於 SCSMEX 期間 1998 年 5 月 15 日 06:20 所觀測海洋對流的反射率場，方位角 300°-330°，距離 30-88km 的反射率訂正測試扇形區域(約 4600 個觀測容積)，圖(a)為觀測之反射率，圖(b)為衰減訂正後之反射率。

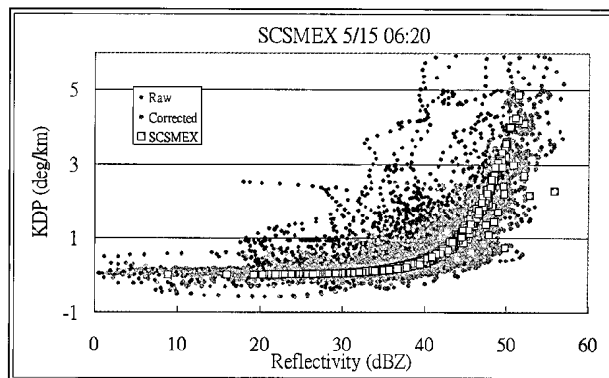


圖 6 SCSMEX 期間 1998 年 5 月 15 日衰減訂正結果 Z_h-K_{DP} 校驗分析圖，每一個雷達觀測容積之 Z_h-K_{DP} 以黑圓點表示觀測值(衰減訂正前)，灰圓點表示衰減訂正後的值，分析區域請參考圖 4。圖中黃色方形為 SCSMEX 期間地面觀測雨滴譜電磁波散射模擬結果

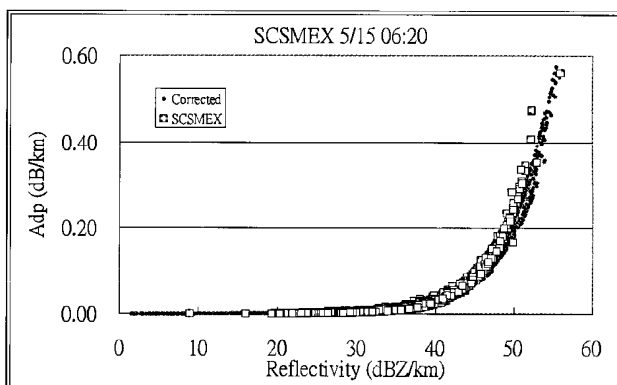


圖 7 SCSMEX 期間 1998 年 5 月 15 日衰減訂正結果 Z_h-A_h 校驗分析圖，黑圓點表示衰減訂正後的 Z_h-A_h 值，分析區域請參考圖 4。圖中黃色方形為 SCSMEX 期間地面觀測雨滴譜電磁波散射模擬結果。