

雙偏極化雷達觀測參數反求雨滴粒徑分佈 以及降水估計

紀博庭 陳台琦 呂崇華

中央大學大氣物理研究所

(中華民國九十六年四月十八日收稿；中華民國九十六年十二月三十一日定稿)

摘 要

雙偏極化雷達的觀測資料會受雨滴大小、形狀、傾斜角度等情形所影響，並能藉此特性來提供雨滴粒徑分佈(Drop Size Distribution, DSD)以及降雨率等資訊。在 Gamma DSD 假設下 ($N(D) = N_0 D^\mu e^{-\Lambda D}$)，DSD 的控制參數 μ 和 Λ 之間會有一約束關係存在，Zhang et al.(2001)利用此約束關係搭配 S-Band 雙偏極化雷達所觀測到之回波(reflectivity, Z_H)、差異反射率(differential reflectivity, Z_{DR})來反演 DSD 進而計算降雨率，藉此來提昇降水估計之準確性。本研究利用中央大學 C-Band 雙偏極化雷達資料對冬颶南瑪都(NANMADOL)做降水估計，除了使用 Zhang et al.(2001)之方法外，並另行嘗試加入比差異相位差(Specific differential phase shift ; K_{DP})此資訊來做反演，結果顯示反演過程中使用 K_{DP} 在強降水時的表現優於使用 Z_H 。相較於利用經驗公式求降雨率，使用此法的優點除了能改善降水估計外，還能獲得 Gamma DSD 的三個控制參數供雲物理探討及預報模式使用。

關鍵詞：雙偏極化雷達、雨滴粒徑分佈、Gamma 約束關係、降雨率

一、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雙偏極化雷達的研究，近年來世界先進國家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，此乃因都卜勒雷達只能用單一偏極化方向電磁波所得的回波來估計降水，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，因此能獲得許多雨滴在解析體積內的統計資訊，例如：大小、相態和個數，在降雨估計方面自然能有所改善。本研究利用 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。

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)。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。

二、資料來源與觀測儀器

中央大學於 2004 年 11 月底完成 C-Band 線性雙偏極化雷達的升級工作，此型雷達為台灣首座之雙偏極化雷達，架設於中央大學科二館樓頂，標高 188m，波長 5.3125cm。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 ρ_{hv} (correlation coefficient)。在個案分析期間，雷達以 150km 為掃描範圍，距離

解析度為 250m，使用低仰角掃描策略，掃描仰角分別 0.5°、1°、2°、3°、4° 及 5 度，完成一次體積掃描(volume scan)約需三分五十秒。研究中雨滴粒徑分佈和降雨率的反演皆採用中大雷達的資料。驗證部分則使用南港站的雨滴譜儀和石碇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法的驗證，累積雨量部分則和雷達東北方各測站做比較。分析個案為受 2004 年冬颶南瑪都(NANMADOL)影響在台灣東北部所產生的降水。

個案分析期間強降水主要產生在雷達東北方，起始時間回波圖如圖 1 所示，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，南港站距雷達 42.5km，在雷達座標 77 度方位角，圖中原點為雷達位置。降雨率的驗證部分，除了南港站外，也挑選了石碇自動雨量站，利用傾斗式雨量計做 4 分鐘的平均降雨率來做比較，挑選時有幾個考量：1.自動雨量站在觀測期間的累積雨量超過 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，石碇站距雷達 47.6km，在雷達座標 87 度方位角，雷

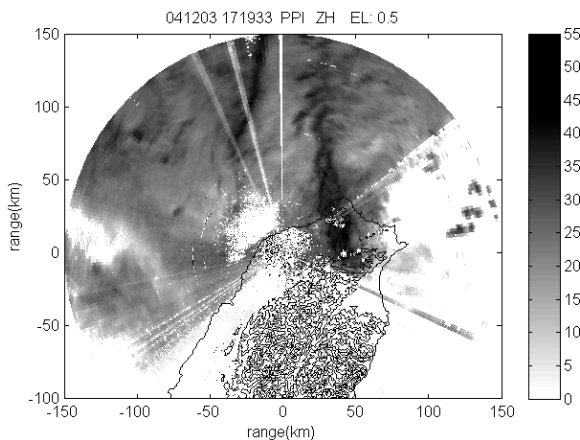


圖 1 2005/12/04 01:19(LST)的 PPI 圖，掃描仰角為 0.5，色標值代表回波值大小，雷達位於(0,0)。

達用 0.5° 仰角的掃描資料計算降雨率就能和雨量站做比對，雷達的觀測區和雨量站的最大高度落差在 408m 以內，這可以減少雷達和雨量計的採樣落差。3.兩站不相鄰，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，降低外在環境對降雨估計法比較之影響。

三、雙偏極化雷達參數及資料處理

(一) 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 \bar{P}_r 可表示成：

$$\begin{aligned}\bar{P}_r &= \frac{C|K|^2}{r^2} \times \frac{\lambda^4}{\pi^5 |K|^2} \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} \sigma(D_{eq}) N(D_{eq}) dD_{eq} \\ &\equiv \frac{C|K|^2}{r^2} Z \\ Z &= \frac{\lambda^4}{\pi^5 |K|^2} \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} \sigma(D_{eq}) N(D_{eq}) dD_{eq} \\ C &\equiv \frac{\pi^3 P_t G^2 \theta \phi \tau C_0}{16 \times 64 \lambda^2 \ln 2}\end{aligned}$$

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， τ 為脈衝延時(pulse duration)， C_0 為光速， 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。 $|K|^2 = \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2$ 為水象粒子的介電因子(dielectric factor)，液態水的介

電因子 $|K_m|^2$ 約為 0.928， m 為水象粒子的複數折射率，雷達波長為 5.3125cm、水象粒子為溫度 20 °C 的液態水時， $m^2 = 72.452 + j22.895$ ，算法可參照 Ray (1972)。

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)，在雷利散射近似下，水平、垂直偏極化之回波 Z_H 、 Z_V 為：

$$Z_H = \frac{16\pi^2}{9|K|^2} \int_0^{D_{max}} D_{eq}^6 \left| \frac{m^2 - 1}{4\pi + (m^2 - 1)P'} \right|^2 N(D_{eq}) dD_{eq} \quad (3.1)$$

$$Z_V = \frac{16\pi^2}{9|K|^2} \int_0^{D_{max}} D_{eq}^6 \left| \frac{m^2 - 1}{4\pi + (m^2 - 1)P} \right|^2 N(D_{eq}) dD_{eq} \quad (3.2)$$

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

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

$$e^2 = 1 - \left(\frac{a}{b} \right)^2$$

， a 為雨滴的半短軸長度， b 為雨滴的半長軸長度。

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。

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

根據 Seliga and Bringi (1976) 之定義：

$$Z_{DR} \equiv 10 \log \left(\frac{Z_H}{Z_V} \right) \quad (3.3)$$

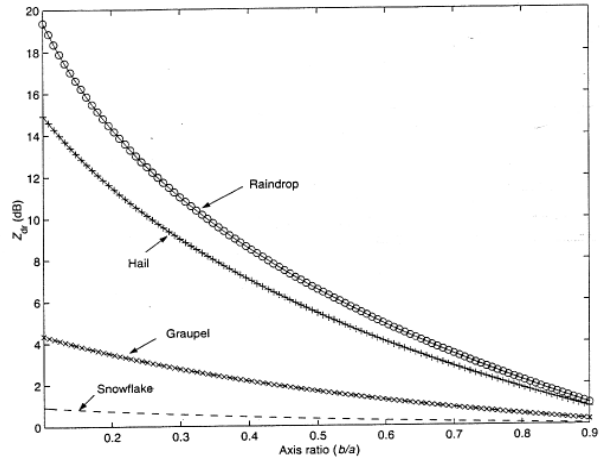


圖 2 橫軸代表水象粒子軸比 (短軸長度除長軸長度)，縱軸代表 Z_{DR} 。四條線分別代表雨滴 (Raindrop)、冰雹 (Hail)、軟雹 (Graupel)、雪花 (Snowflake) 在不同軸比和 Z_{DR} 的相對關係。摘自 Bringi and Chandrasekar, 2001。

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 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 (相態不同) 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，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。

(三) 差異相位差 (Differential phase shift; Ψ_{DP})、比差異相位差 (Specific differential phase shift; K_{DP})

當雷達發射電磁波穿透水象粒子時，降水粒

子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，另一來源為其他水象粒子吸收電磁波後再產生的前散射(forward scatter)電磁波。因此，電磁波在降水粒子處疊加後的淨電場(net electric field)將和雷達所發射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：

$$\Psi_{DP} = \phi_0 + \phi_{DP} + \delta$$

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 r 的變化率，即：

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

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：

$$K_{DP} = \frac{\pi k_0}{12} \text{Re} \left\{ \int D^3 N(D) \left[\frac{\epsilon_r - 1}{1 + \frac{1}{2}(1 - \lambda_z)(\epsilon_r - 1)} - \frac{\epsilon_r - 1}{1 + \lambda_z(\epsilon_r - 1)} \right] dD \right\} \quad (3.4)$$

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

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

r_a 為水象粒子的兩軸比。因為 K_{DR} 為相位之資訊，相較於回波和 Z_{DR} ， K_{DR} 具有不受能量衰減影響之優點。

(四) 相關係數(correlation coefficient; ρ_{hv})

ρ_{hv} 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：

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

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。 ρ_{hv} 之值受觀測目標的散射行為是否一致所影響，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($\rho_{hv} \ll 1.0$)。在有冰雹、雨水等不同形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，純雨區的相關係數通常可以高達 0.98 以上。

(五) 資料處理

1. 雜訊濾除以及 Z_{DR} 之求取

受地形或雜訊影響之資料，本研究使用 $\rho_{hv}=0.9$ 為門檻值，凡該觀測點之 ρ_{hv} 小於 0.9 則將該點之觀測資料濾除，亦即本文皆使用 ρ_{hv} 大於 0.9 的雷達資料作分析。

因為雷達可觀測的是 Ψ_{DP} ，求取 K_{DR} 時須將 δ 濾除，本文使用對 Ψ_{DP} 作 17 點平滑的方式來降低 δ 之影響，並利用對 Ψ_{DP} 作前後兩點差分的方式來求取 K_{DR} 。

2. Z_h 、 Z_{DR} 能量衰減修正

Z_h 、 Z_{DR} 皆為電磁波功率之推導量，因此在降水系統內之觀測量必須經過能量衰減修正後才可拿來使用。假設 Z_H 的衰減量(attenuation)為 A_H ， Z_{DR} 的差異衰減量(differential attenuation)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後的總衰減量為單向的兩倍)，Bringi et al. (1990)利用散射模擬發現， A_H 、 A_{DP} 和 K_{DP} 之間各有良好的線性關係，因此可用 K_{DR} 來修正能量衰減問題，衰減量可以表示成：

$$\begin{aligned} A_H &= \alpha K_{DP} \\ A_{DP} &= \beta K_{DP} \end{aligned}$$

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：

$$\begin{aligned} \alpha_H &= \alpha \Delta\phi_{DP} \\ \alpha_{DP} &= \beta \Delta\phi_{DP} \end{aligned} \quad (3.5)$$

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(3.5)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。

3. Z_{DR} 系統偏移(System bias)修正

由收發訊號時產生的 Z_{DR} 系統偏移，可藉由降水粒子的基本特性來修正。Gorgucci et al.(1999)利用層狀降水通過雷達正上方時垂直觀測的 Z_{DR} ，將其做 360°平均，因 Z_H 和 Z_V 各方位角的總和值應相同，所以非零的 Z_{DR} 平均值即為系統偏移量，此為能最精確找出 Z_{DR} 系統偏移的方法。但並非每個降水事件都會在雷達上空發生層狀降水，於是鳳(2002)提出另一方法來克服此問題，主要是利用翻滾軟雹區域的平均 Z_{DR} 應為零的特性來做修正，不為零的平均值即為系統偏移，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雹樣本才行，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，因此另行嘗試一修正 Z_{DR} 系統偏移的方法，主要利用小而圓的雨滴的 Z_{DR} 應為零來做修正，一般的掃瞄策略都可使用此方法。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。

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，所以可利用此特性在弱回波區（避免選到大雨滴）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。

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° 仰角的掃描資料來作分析。在雷達正北方的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3為 360° 方位角的單一波束圖，可看到此波束的 ϕ_{DP} (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 $50\text{km} \sim 100\text{km}$ 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 $50\text{km} \sim 100\text{km}$ 累積的 ϕ_{DP} 至多只有 1.72° ，圖4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 $Z_{DR} = 0\text{dB}$ 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些許的大雨滴存在，因此只採用

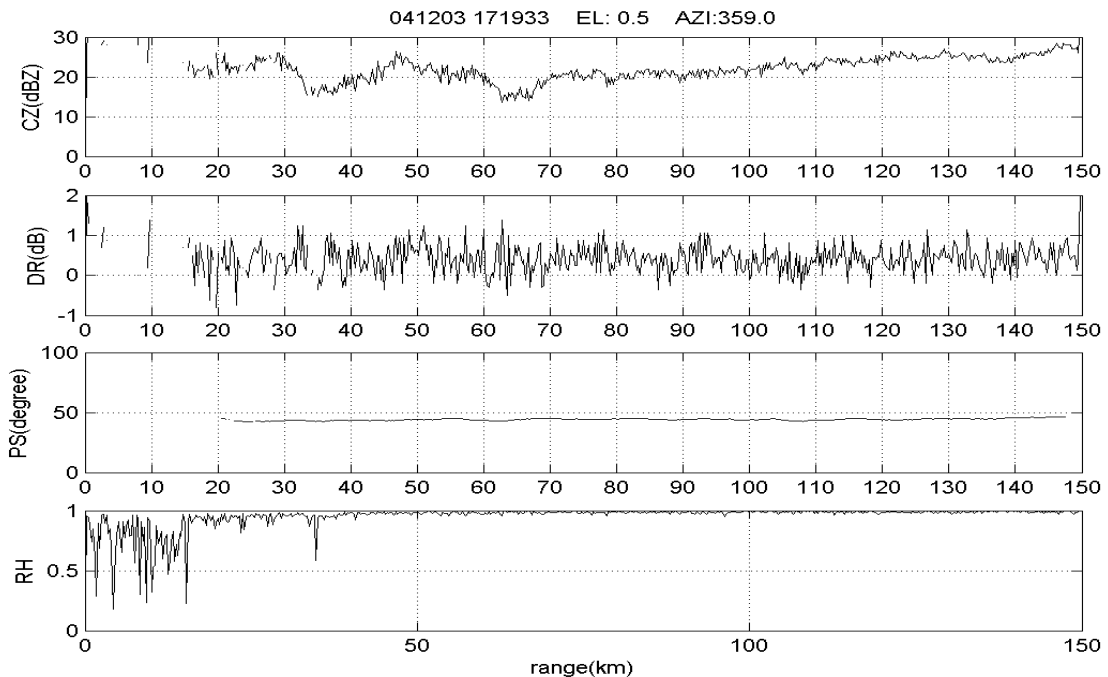


圖3 單一波束觀測值隨距離的變化。CZ 代表水平回波 Z_H ，DR 代表 Z_{DR} ，PS 代表平滑過的 ϕ_{DP} ，RH 代表相關係數 ρ_{hv} 。

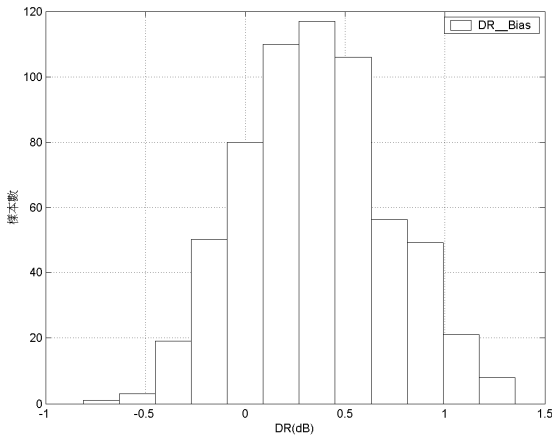


圖 4 Z_{DR} 的統計圖，橫軸代表 Z_{DR} 的值，縱軸代表個數。

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 |

$Z_H \leq 20dBZ$ 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. Z_H 系統偏移(System bias)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。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：

$$K_{DP} = CZ_H^a 10^{-bZ_{DR}} \quad (3.6)$$

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 5 為利用(3.6)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(3.6)

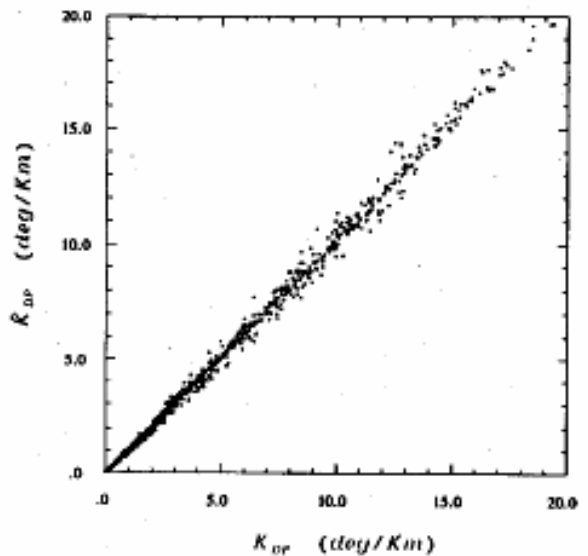


圖 5 約束關係推導的出的 \hat{K}_{DP} 和模擬的 K_{DP} 的比較圖。(摘自 Scarchilli et al. (1996))

式能良好的描述 Z_H 、 Z_{DR} 、 K_{DP} 三參數之間的相依關係。本研究使用修正過後的 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_H 系統偏移 (Z_{bias})。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：

$$Z_H^m = 10\log(Z_H^*) + Z_{bias} \quad (dBZ) \quad (3.7)$$

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)，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(3.6,3.7)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

同，圖 6 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 $55km \sim 70 km$ 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 $1^\circ km^{-1}$ 和相關係數大於 0.95 的區域做計算，圖 7 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。

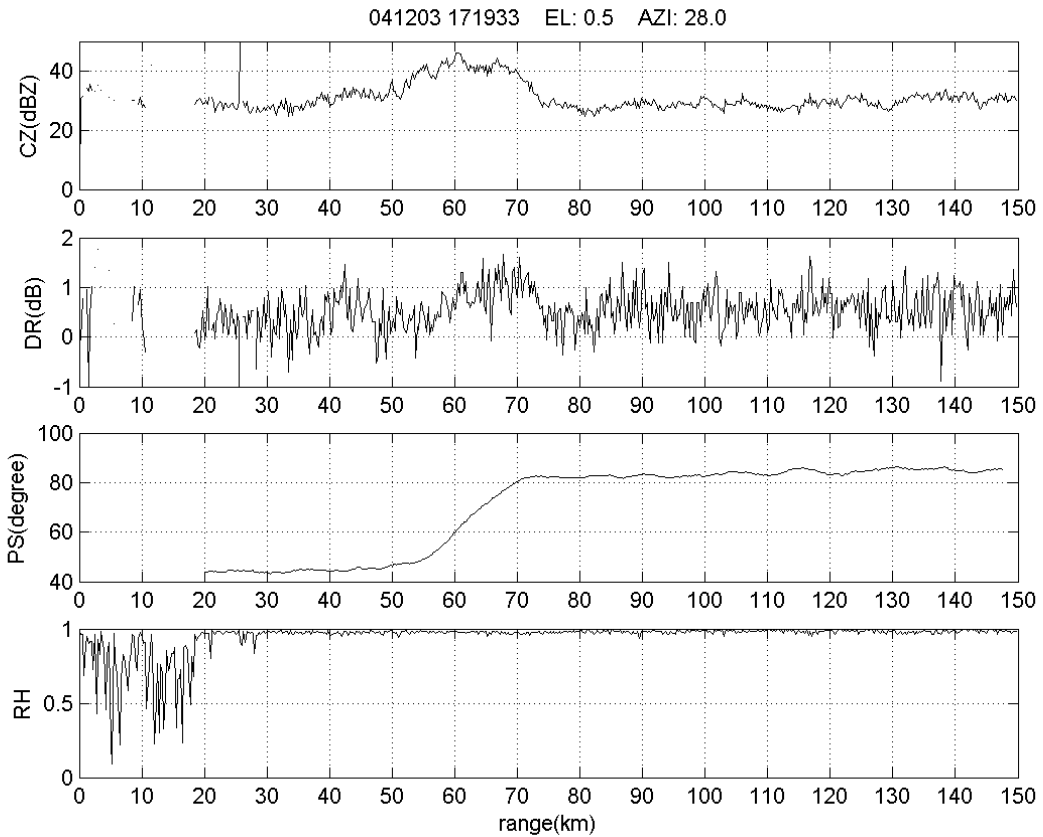


圖 6 和圖 5 的代號意義相同，只是方位角改為 28° 。

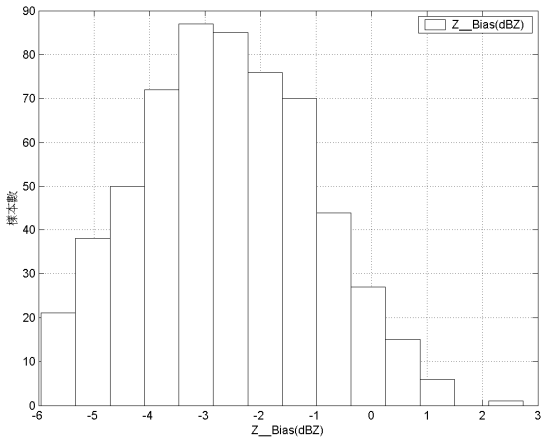


圖 7 Z_H 系統偏移統計圖，橫軸為系統偏移量，縱軸為樣本數。

表三 不同 K_{DP} 門檻值對應到的 Z_H 系統偏移和樣本數。 $\rho=0.95$, 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 |

四、反演雨滴粒徑分布及降水之方法

(一) 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)、Brandes et al. (2003)利用二維雨滴譜儀的觀測資料反演 Gamma DSD ($N(D) = N_0 D^\mu e^{-\Lambda D}$)，發現 μ 和 Λ 之間有良好的線性關係，如圖 8 所示，可將其關係表示如下：

$$\Lambda = 1.935 + 0.735\mu + 0.0365\mu^2 \quad (4.1)$$

並利用 S-Band 雷達的 Z_H 、 Z_{DR} 和歸納出的 $\mu - \Lambda$ 關係式反演雨滴粒徑分佈進而求降雨率。

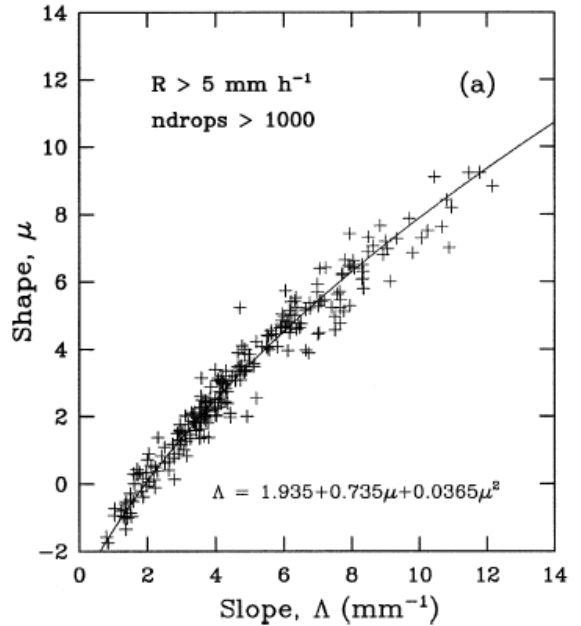


圖 8 雨滴譜儀反演之 Gamma DSD 中的 μ 、 Λ 參數的分布圖，摘自 Brandes et al.(2003)。

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，可將(3.1)~(3.4)式近似如下：

$$Z_H = N_0 \frac{16\pi^2}{9|K|^2} \sum_{D_{min}}^{D_{max}} D_{eq}^6 \left| \frac{m^2 - 1}{4\pi + (m^2 - 1)P'} \right|^2 D_{eq}^\mu e^{-\Lambda D_{eq}} \Delta D_{eq} \quad (4.2)$$

$$Z_{DR} = 10 \log \frac{\sum_{D_{min}}^{D_{max}} D_{eq}^6 \left| \frac{m^2 - 1}{4\pi + (m^2 - 1)P'} \right|^2 D_{eq}^\mu e^{-\Lambda D_{eq}} \Delta D_{eq}}{\sum_{D_{min}}^{D_{max}} D_{eq}^6 \left| \frac{m^2 - 1}{4\pi + (m^2 - 1)P} \right|^2 D_{eq}^\mu e^{-\Lambda D_{eq}} \Delta D_{eq}} \quad (dB) \quad (4.3)$$

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

(degree/km) (4.4)

Brandes(2003)提出雨滴的兩軸比和 D_{eq} 有以下關係：

$$r_a = 0.9951 + 0.02510 D_{eq} - 0.03644 D_{eq}^2 + 0.005030 D_{eq}^3 - 0.0002492 D_{eq}^4$$

其中 D_{eq} 代表等效雨滴直徑，以 mm 為單位。若假設雨滴溫度為 20°C，又已知雨滴大小和軸比的關係，則可將 Z_h 、 K_{DP} 化簡為 N_0 、 μ 、 Λ 所控制之函數， Z_{DR} 可化簡為 μ 、 Λ 所控制之函數。因此，只要利用 Z_{DR} 和 $\mu - \Lambda$ 關係式，再搭配 Z_h 或 K_{DP} ，即可反求出 DSD，因為 Z_H 、 Z_{DR} 、 K_{DP} 三參數相依(Scarchilli et al.,1996)，所以不同時使用三個偏極化參數作計算。

(二) 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，但本研究改採用數值積分的方法作計算。因為 Z_{DR} 為 μ 和 Λ 的函數，將(4.1)式代入(4.3)式可將 Z_{DR} 化簡為僅為 μ 的函數，因此，若有一雷達觀測之 Z_{DR} ，即可求出對應到之 μ 值，將求出的 μ 值帶回(4.1)式可求得 Λ ， μ 和 Λ 求得後再代入(4.2)式，因為 Z_H 為雷達可得觀測量，所以可由(4.2)式求出 N_0 ，雨滴粒徑分佈即求得。降雨率 R 可以下式計算：

$$R = \frac{\pi}{6} \int_0^\infty D^3 N(D_{eq}) V(D_{eq}) dD_{eq} \quad (4.5)$$

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

其中 $V(D_{eq})$ 為雨滴終端落速(Doviak and Zrnica, 1993)，將(4.5)式以 Gamma DSD 展開可改寫成：

$$R = 7.121 \times 10^{-3} N_0 \Lambda^{-3.67 + \mu + 1} \Gamma^{3.67 + \mu + 1} mmhr^{-1} \quad (4.6)$$

將剛才求得的 N_0 、 μ 、 Λ 代入(4.6)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，可利用(4.1)~(4.3)式先找出 Z_{DR} 和 μ 的關係(如圖 9.a 所示)以及 μ 和 $\frac{Z_H}{N_0}$ 的相對關係(如圖 9.b 所示)，因此，只要一有觀測的 Z_{DR} 和 Z_H ，即可馬上找到對應的 N_0 、 μ 、 Λ ，而不用再經過(4.2)式和(4.3)式的累加計算過程。

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。

因為 K_{DP} 此參數沒電磁波能量衰減的問題，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。方法和 Zhang et al. (2001)相似，但改利用 K_{DP} (4.4 式)取代 Z_H 來反求 N_0 ，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，可事先找出 μ 和 $\frac{K_{DP}}{N_0}$ 的相對關係(如圖 9.c 所示)，只要一有觀測的 Z_{DR} 和 K_{DP} ，即可找到對應的 N_0 、 μ 、 Λ 。

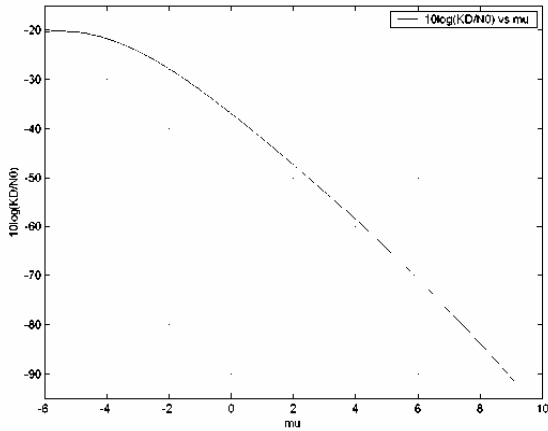


圖 9.a μ 和 Z_{DR} 的相對關係圖。

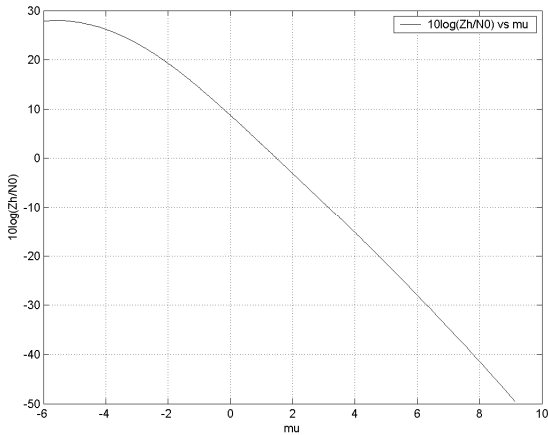


圖 9.b μ 和 $\frac{Z_H}{N_0}$ 的相對關係圖。

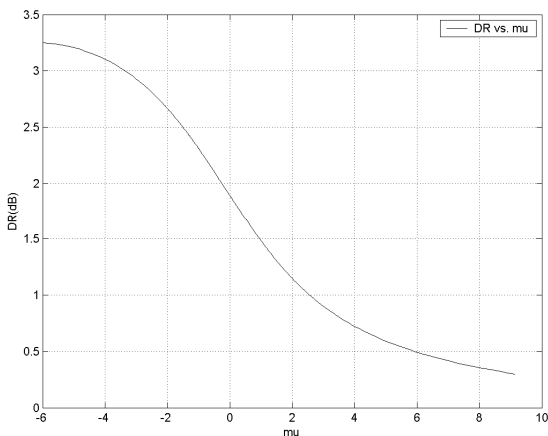


圖 9.c μ 和 $\frac{K_{DP}}{N_0}$ 的相對關係圖。

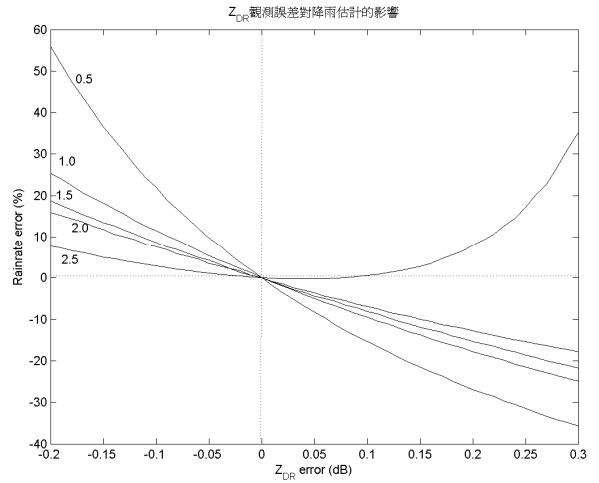


圖 10 Z_{DR} 觀測誤差的影響圖。線上的數字為真實的 Z_{DR} ，橫軸為觀測誤差，縱軸為導致的降雨率估計誤差。

圖 10 為 Z_{DR} 觀測誤差對此降雨估計法的影響，線上的值為真實的 Z_{DR} ，橫軸是觀測誤差，縱軸是導致的估計降雨率誤差。從圖中可看到，當觀測到的雨滴很大 ($Z_{DR} > 2\text{dB}$) 或較小 ($Z_{DR} < 1\text{dB}$) 時，觀測誤差對此法的影響會明顯加大。

(三) 經驗公式求降雨率

直接使用經驗公式求降雨率的好處是快而直接，但缺點是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的比較，包括了：

$$Z = 300R^{1.4} \tag{4.7}$$

$$R = 5.1(K_{DP}\lambda)^{0.866} \text{ mm/hr} \tag{4.8}$$

λ 為雷達波長

Sachidananda and Zrnica (1987)

$$R = 3 \times 10^{-3} Z_{DR}^{-1.22} Z_H^{0.95} \text{ mm/hr} \tag{4.9}$$

Keenan et al. (2000)

$$R = 24 \times Z_{DR}^{-0.2} K_{DP}^{0.9} \quad \text{mm/hr} \quad (4.10)$$

Keenan et al.(2000)

以下使用(4.7)式估算的降雨率以 $R(Z)$ 表示，用(4.8)式估算的降雨率以 $R(KD)$ 表示，用(4.9)式估算的降雨率以 $R(Z,DR)$ 表示，用(4.10)式估算的降雨率以 $R(DR,KD)$ 表示。

五、反演結果之比較

(一) 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} ，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，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} 代入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。

圖 11.a~f 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 。

(二) 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 $Z_H \geq 30\text{dBZ}$ 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觀測點做平均，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 的觀測點來做平均，因為距離解析度為 250m ，所以雷達是取 3×7 個觀測點的降雨率做平均後再和地面比較。

圖 12.a~f、圖 13.a~f 為使用雷達觀測參數估算降雨率與南港站雨滴譜儀、石碇站雨量計每四分鐘平均降雨率比較之結果。在南港站的部份，從圖 11.c,d 和圖 12.c,d 比較可看出，雷達的 $R(KD)$ 和雨滴譜儀模擬的 $R(KD)$ 在前三小時非常吻合，在第四小時以後雖然數量級相近，但卻無法像模擬結果一樣精確捕捉降雨率強弱之變化，此乃因此時已全轉為弱降水導致 K_{DP} 精確度降低的結果，雷達的 $R(Z)$ 在前三小時比雨滴譜儀模擬的 $R(Z)$ 低估許多，這表示雷達觀測到的回波比雨滴譜儀模擬的小，原因可能來自地形遮蔽效應，也可能是雨滴粒徑在落地前因凝結或碰撞而增大，從(4.2)式、(4.4)式可看出， K_{DP} 受粒徑變化影響明顯小於 Z_H ，這是在實際觀測中使用 K_{DP} 估計降水優於 Z_H 的地方，但在第 3 小時以後的地方可看出 K_{DP} 資訊變少，降雨率過小時仍需藉助 Z_H 的觀測資訊才能完成整個個案的降水分析。石碇站在前三小時的降雨率可達南港站的兩至三倍，所以在此站的反演可視為強降水時的比較結果。在前三小時的分析中，從圖 12.a~f、圖 13.a~f 可看出各降水估計法在實際應用時，降雨率較小的南港站除了 $R(KD,DR,mu)$ 高估降雨和 $R(Z)$ 低估降雨外，其餘四種方法在定量上都捕捉到地面降雨的變化，在強降水的石碇站除了 $R(KD,DR,mu)$

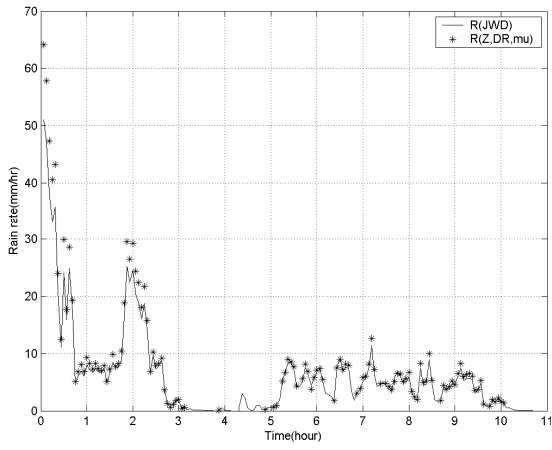


圖 11.a

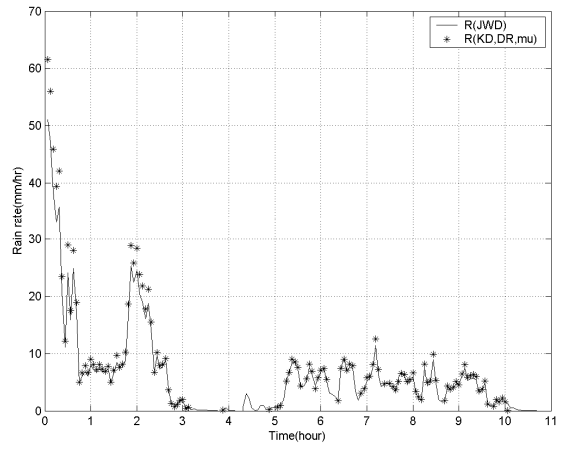


圖 11.b

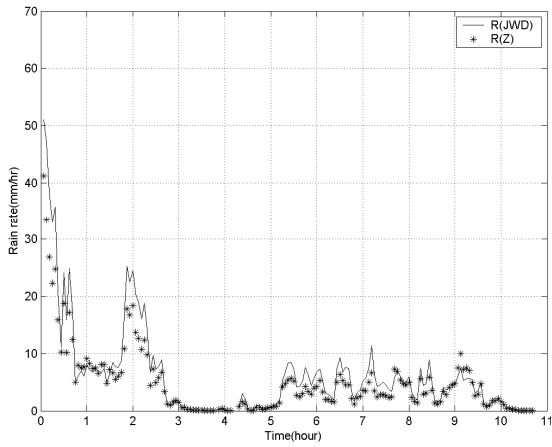


圖 11.c

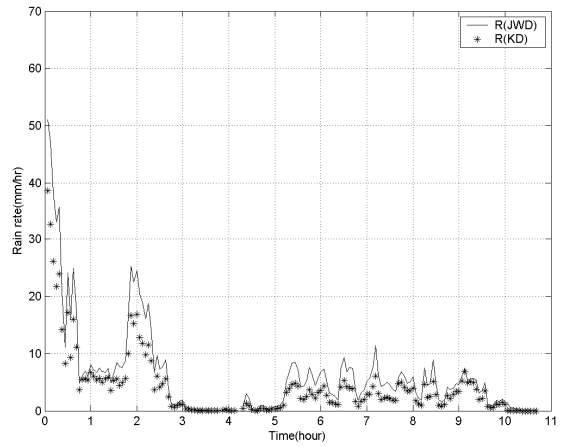


圖 11.d

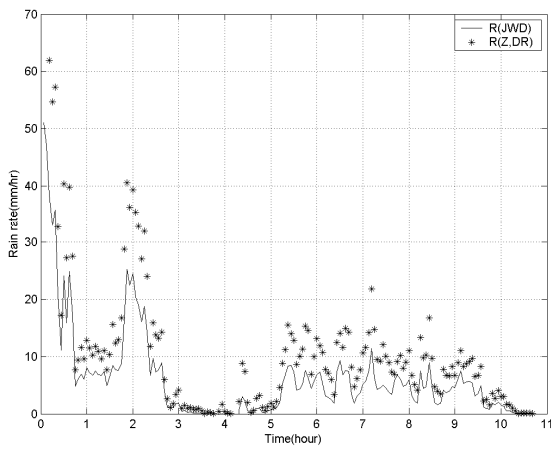


圖 11.e

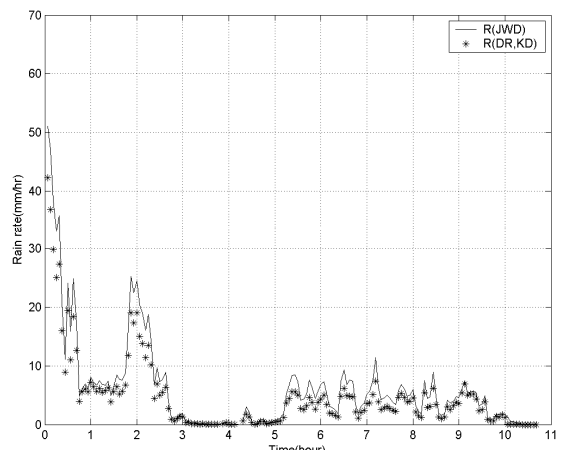


圖 11.f

圖 11.a~f 橫軸代表分析個案經過的時間，縱軸代表降雨率，圖中實線為雨滴譜儀的降雨率，
 *’為利用雨滴譜儀資料代進各種降雨法所推估的降雨率。

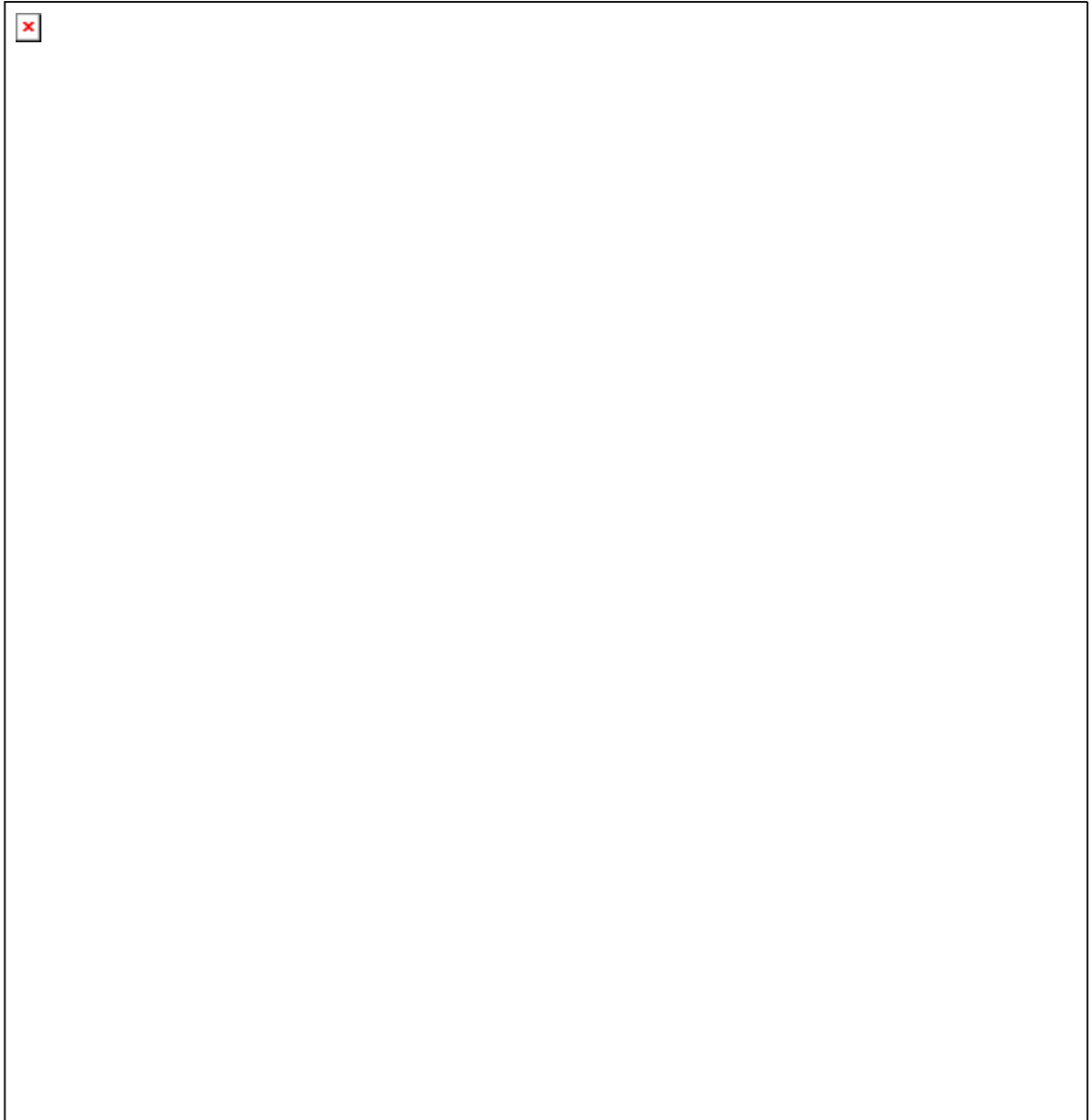


圖 12.a~f 估計法在南港站反演的降雨率時變圖，橫軸表經過時間，縱軸表降雨率。“-”代表雨滴譜儀之降雨率，“+”代表雷達反演之降雨率。



圖 13.a~f 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。
“-” 代表雨滴譜儀之降雨率，“+” 代表雷達反演之降雨率。

表四 2004 年 12 月 4 日 00:19~03:19 三個小時雷達估計累積雨量 and 雨量站比較

南港

| | JWD | R(Z) | R(Z,DR) | R(KD) | R(DR,KD) | R(Z,DR,mu) | R(KD,DR,mu) |
|----------|------|-------|---------|-------|----------|------------|-------------|
| 累積雨量(mm) | 35.1 | 17.4 | 44.7 | 32.7 | 38.0 | 25.0 | 43.7 |
| 百分誤差(%) | | -50.6 | 27.3 | -7.0 | 8.1 | -28.8 | 24.4 |

石碇

| | 雨量計 | R(Z) | R(Z,DR) | R(KD) | R(DR,KD) | R(Z,DR,mu) | R(KD,DR,mu) |
|----------|-------|-------|---------|-------|----------|------------|-------------|
| 累積雨量(mm) | 100.5 | 31.3 | 79.8 | 53.6 | 62.7 | 50.7 | 92.8 |
| 百分誤差(%) | | -68.9 | -20.6 | -46.7 | -37.6 | -49.6 | -7.6 |

、 $R(Z,DR)$ 外，其餘估計法皆明顯低估於雨量站。表四為雷達估計雨量和南港、石碇站前三小時累積雨量的比較結果，南港站部份以 $R(KD)$ 、 $R(DR,KD)$ 表現最佳，石碇站部份 $R(KD,DR,mu)$ 則明顯優於其他降雨估計法。

綜合以上比較可以看出 $R(KD,DR,mu)$ 在強降水的表現明顯優於其他估計法，因為個案分析期間雷達東北方有一強烈雨帶，因此比較 $R(KD,DR,mu)$ 不同地點的強降水估計是否準確，圖 14 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空間上的變化趨勢，在強水水區的雨量上也和雨量站非常的接近，這也顯示了 $R(KD,DR,mu)$ 在做大面積估計強降水的適用性。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。

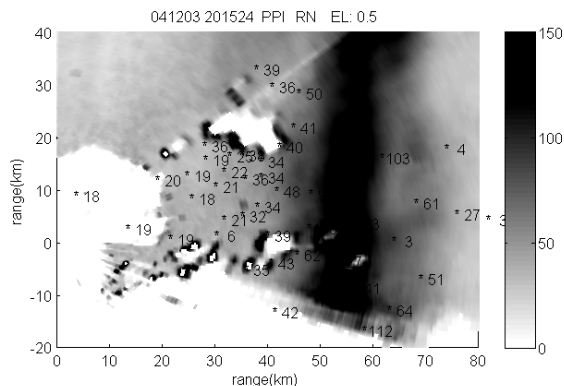


圖 14 案分析時間前三小時的累積雨量圖，色標為雷達反演雨量(mm)，圖上的數字為測站的累積雨量(mm)。座標(0,0)為雷達位置。

(三) 雨滴粒徑分佈

本文目的旨在改善強降水雨量估計，因此雨滴粒徑部份只做初步的定性分析。圖 15.a~15.b、圖 16.a~16.b 為 $R(Z,DR,mu)$ 、 $R(KD,DR,mu)$ 兩方法在不同降雨率的反演結果和南港雨滴譜儀觀測結果之比較，雷達資料採用靠近雨量站上空 21 個點各自計算，雨滴譜儀的降雨率分別為 51.0mmhr^{-1} 和 17.3mmhr^{-1} 。比較兩圖可看出兩個雨滴粒徑反演法雖然在小雨滴個數部份高估許多（南港站雨滴譜儀在小雨滴部分的觀測已不符合 Gamma

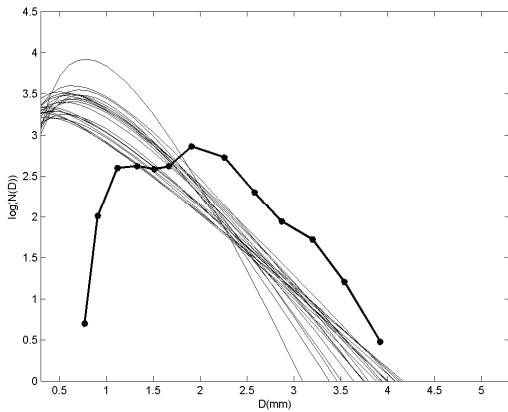


圖 15.a 線表南港雨滴譜儀在 1:19 分觀測的四分鐘雨滴粒徑分佈圖。降雨率=51.0mm/hr。細線為 $R(Z, DR, \mu)$ 1:19 分在南港站上方 20 個資料點反演的雨滴粒徑分佈圖。平均降雨率=29.4mm/hr。

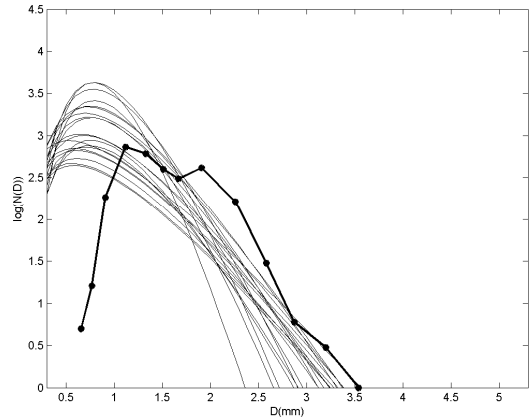


圖 16.a 粗線為南港雨滴譜儀在 1:56 分觀測的四分鐘雨滴粒徑分佈圖。降雨率= 17.3mm/hr。細線為 $R(Z, DR, \mu)$ 1:56 分在南港站上方 20 個資料點反演的雨滴粒徑分佈圖。平均降雨率=14.0mm/hr。

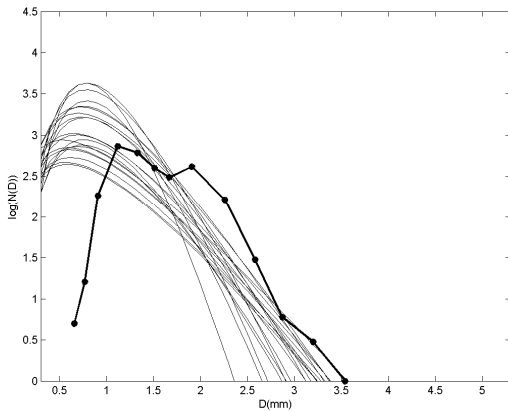


圖 15.b 線表南港雨滴譜儀在 1:19 分觀測的四分鐘雨滴粒徑分佈圖。降雨率=51.0mm/hr。細線為 $R(KD, DR, \mu)$ 1:19 分在南港站上方 21 個資料點反演的雨滴粒徑分佈圖。平均降雨率=52.2mm/hr。

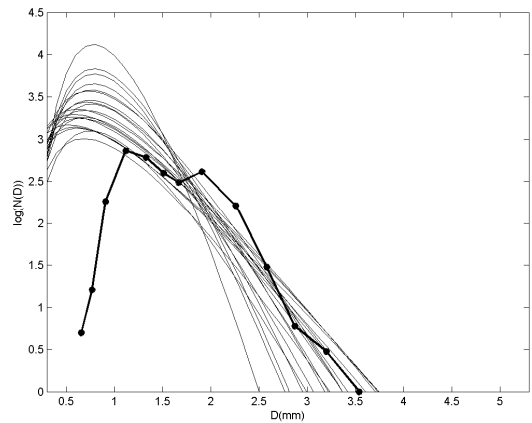


圖 16.b 粗線為南港雨滴譜儀在 1:56 分觀測的四分鐘雨滴粒徑分佈圖。降雨率= 17.3mm/hr。細線為 $R(KD, DR, \mu)$ 1:56 在南港站上方 21 個資料點反演的雨滴粒徑分佈圖。平均降雨率=28.5mm/hr。

DSD 變化)，但卻都能良好掌握到大雨滴粒徑個數隨降雨率變小而縮小的趨勢，和雨滴譜儀觀測的變化趨勢相當一致。在降雨率部分， $R(KD, DR, \mu)$ 在降雨率大時有較好之表現， $R(Z, DR, \mu)$ 則在弱降水時表現較好。

六、結論與未來展望

中央大學的 C-Band 雙偏極化氣象雷達為台灣首座此型雷達，南瑪都颱風期間降水為此雷達首次觀測之強降水個案，本研究除了驗證雙偏極化

雷達估計降水的功能外，亦提出 $R(KD, DR, \mu)$ 此方法來改善強降水的估計，降雨率或累積雨量估計皆獲得不錯之成果，並能同時提供雨滴粒徑分佈的資訊，在降雨偏小時則可搭配使用 $R(Z, DR, \mu)$ 以求得雨滴粒徑分佈的資訊。未來將使用更多的雨滴譜儀資料來做大量驗證。在雨滴粒徑的反演過程中我們都使用(4.1)式這個 $\mu - \Lambda$ 約束關係式做計算，未來會利用不同降雨率或降水型態來做分類，分別擬合 $\mu - \Lambda$ 約束關係式代入 $R(Z, DR, \mu)$ 、 $R(KD, DR, \mu)$ 的計算中做測試，期望能使降雨率的反演結果更加良好。

致 謝

感謝審查者寶貴的建議。本研究之經費支助來自於行政院國家科學委員會 NSC93-2625-Z-008-013 專題計畫。

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，161 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 distribution based 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. Zrnice, 1990: An Examination of propagation effects in rainfall on radar measurements at microwave frequencies. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 7, 829-840.

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. Zrnice 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. 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.

- 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.
- Sachidananda, M., and D. S. Zrnica, 1987: Rain rate estimates from differential polarization measurements. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 4, 588-598.
- Sarchilli 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.
- 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.
- Zhang, G., J. Vivekanandan, and E. A. Brandes, 2001: A method for estimating rain rate and drop size distribution from polarimetric radar measurements. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 39, 830-841.

Estimation of Drop Size Distribution and Rainfall from Dual Polarimetric Radar measurements

Bo-Ting Ji Tai-Chi Chen Wang Chung-Hua Lu

Institute of Atmospheric Physics, National Central University

(Manuscript received 18 April 2007; in final form 31 December 2007)

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.

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, using of K_{DP} is much better than Z_H in heavy rain, and the retrieved accumulative rain agree with the measurements of rain gauges very well. The method shows improvement over the existing method using to estimate rain rate in heavy rain and it can provide Gamma distribution for research of cloud physics.

Key words: Dual polarization radar、Drop size distribution (DSD)、Constrained-gamma、Rain rate

