

北台灣 S 與 C 波段雙偏極化雷達定量降雨估計之比較

陳如瑜¹ 張偉裕² 陳台琦¹

¹國立中央大學大氣科學系

²中國文化大學大氣科學系

(中華民國一〇六年四月二十五日收稿；中華民國一〇六年七月十日定稿)

摘 要

未來台灣將由 S 與 C 波段雙偏極化雷達組成降雨雷達網，而雙偏極化雷達參數（如 K_{DP} 、 Z_{DR} ）會因電磁波波長差異而有不同的特性，進而影響其應用於降雨估計的表現。為促進各波段雷達定量降雨估計產品的整合，本研究利用國立中央大學二維雨滴譜儀資料，依月份針對春雨、梅雨、午後對流、颱風以及冷鋒鋒面等降雨類型進行分類，並透過 T-Matrix 散射模擬雙偏極化雷達參數，求得不同波段雷達各降雨類型之降雨估計關係式： $R(Z)$ 、 $R(K_{DP})$ 、 $R(Z, Z_{DR})$ 及 $R(K_{DP}, Z_{DR})$ 。本研究評估資料處理程序與各類降雨估計方法，分析其對 S 與 C 波段雙偏極化雷達降雨估計的影響。研究個案選自 2014 至 2015 年由氣象局 S 波段與中央大學 C 波段雷達共同觀測之 7 組個案累計 15 小時，透過地面雨量站資料校驗雷達降雨估計的表現。分析結果顯示：(一)套用對應降雨類型公式可改善雷達降雨估計的表現；(二)利用 Φ_{DP} 修正能量衰減、自洽法(Self-consistency)修正 Z 偏差量與濕天線罩效應的衰減量，皆能明顯改善 S 與 C 波段雷達降雨估計的表現；(三)兩雷達降雨估計皆以 K_{DP} 參數之組合型公式(Hybrid)有最佳表現；(四)當雷達資料樣本數相近時，短波段雷達其 K_{DP} 參數於降雨估計略具優勢，有較低的相對均方根差與較高的相關係數。

關鍵字：定量降雨估計、雙偏極化雷達

一、前言

氣象雷達能提供高時空解析度的定量降雨估計(Quantitative Precipitation Estimation, QPE)資料,其結果被廣泛應用於降雨預報驗證、數值模式修正(Browning et al. 1982)、劇烈降雨監控以及洪水預報(Smith et al. 1996)等。為了有效監控台灣的極端降雨,除了中央氣象局的 S 波段七股、墾丁與花蓮單偏極化雷達,以及五分山雙偏極化雷達外,未來將新建置五座 C 波段雙偏極化雷達,可減少觀測死角並提供雙偏極化雷達參數,達到提升即時定量降雨估計、預報準確度的目標,進而藉由防災系統的資訊整合,使民眾及早防範以降低豪雨所引發的災害。

不同波段的雙偏極化雷達參數,在 QPE 的應用上各有其優缺點(Bringi and Chandrasekar 2001),如短波段雷達的相位參數對降水較為敏感,長波段雷達的能量參數則較不受衰減影響等。此外每座雷達的觀測條件也不盡相同,如:雷達本身的觀測解析度、距目標區遠近、雷達所在海拔高度與地形所致的觀測死角等。如能考慮雷達波段、觀測條件的差異,並找出不同波段雷達的最佳降雨估計公式,同時結合各雷達時間、空間上的觀測優勢,將可使降雨估計達最佳化表現(Lee 2006)。

將降雨率(Rainfall rate, R)與各雙偏極化參數以雨滴粒徑分佈(Drop Size Distribution, DSD)參數表示,進一步檢視彼此的關係與特性。首先 R 可表示為:

$$R = \frac{\pi}{6} \int_0^{\infty} D_{eq}^3 N(D_{eq}) V(D_{eq}) dD_{eq} \quad (1)$$

$$V(D_{eq}) = 3.778 D_{eq}^{0.67}$$

其中 D_{eq} 為雨滴等效粒徑(Equivolume diameter)、 $N(D_{eq})$ 為單位體積/單位粒徑的雨滴個數、 $V(D_{eq})$ 為雨滴終端落速。而根據 Seliga and Bringi (1976),在雷氏散射(Rayleigh scattering)近似下,水平與垂直偏極化回波強度(Reflectivity, Z_H 、 Z_V)可分別表示為:

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

$$Z_V = \frac{16\pi^2}{9|K|^2} \cdot \int_0^{D_{max}} D_{eq}^6 \left| \frac{m^2 - 1}{4\pi + (m^2 - 1)P} \right|^2 N(D_{eq}) dD_{eq} \quad (3)$$

在此 $|K|^2$ 為水象粒子的介電因子(Dielectric factor)、 D_{max} 為最大等效粒徑、 m 為複數折射率、而 P 與 P' 為幾何因子(Geometrical factors),定義如下:

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

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

a 與 b 分別為雨滴的半短軸、半長軸長度。

由(1)-(3)式顯示 Z 與 R 分別與雨滴直徑(D)的 6 及 3.67 次方成正比,因此僅利用 Z 進行降雨估計時,易受 DSD 變異性的影響,使在相同的 Z 觀測值下,因 DSD 的組成差異造成估計降雨有很大的不確定性(Battan 1973)。然而在具雙偏極化功能的雷達加入觀測後,有更多的觀測參數可加以應用,如差異反射率(Differential reflectivity, Z_{DR}):

$$Z_{DR} \equiv 10 \log \left(\frac{Z_H}{Z_V} \right) \quad (4)$$

利用其與雨滴粒徑大小成正比的特性(Bringi and Chandrasekar 2001)，進而提供 DSD 的資訊，與 Z 結合進行降雨估計，可降低其受 DSD 變異性的影響(Seliga et al. 1981)。另外透過差異相位差(Differential phase, Φ_{DP})對距離(r)微分，可得比差異相位差參數(Specific differential phase shift, K_{DP})：

$$K_{DP} \equiv \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta \phi_{DP}}{\Delta r} \right) \quad (5)$$

在雷氏散射近似之下，可表示為：

$$K_{DP} = \frac{\pi k_0}{12} Re \left\{ \int D^3 N(D) \left[\frac{\epsilon_r - 1}{1 + \frac{1}{2}(1 - \lambda_z)(\epsilon_r - 1)} - \frac{\epsilon_r - 1}{1 + \lambda_z(\epsilon_r - 1)} \right] dD \right\} \quad (6)$$

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

其中 k_0 為真空中的波數(Wave number)、 λ 為電磁波波長、 Re 代表實數部份、 ϵ_r 為水象粒子的介電常數、 r_a 為水象粒子的軸比。經一系列簡化後可得近似：

$$K_{DP} \approx \left(\frac{180}{\lambda} \right) 10^{-3} CW(0.062D_m) \quad (7)$$

C 為常數約 3.75、 W 為液態水含量、 D_m 為質量權重平均直徑。Ryzhkov and Zrnice (1996) 研究顯示， K_{DP} 參數與 D 的 4 次方成正比（如(7)式所示， W 與 D 的 3 次方成正比），更為接近 R 的次方項 3.67，因而對 DSD 變異性較不敏感，且不受部分波束遮蔽(Partial Beam Blockage, PBB)、衰減及雷達校正的影響，能更準確估計降雨的強度。雙偏極化雷達參數之說明可參見紀(2008)。

然而在實際應用下，雙偏極化參數仍存在不

同程度的觀測不確定性，如 S 波段雷達的 Φ_{DP} 於弱降水時的增量較小，在(5)式計算 K_{DP} 的過程中易受到 Φ_{DP} 觀測雜訊(Noise)的影響，使計算所得的 K_{DP} 誤差值隨降雨率減小而增加，而在資料處理時常用於降噪的移動平滑(Running smooth)，則有低估劇烈降水訊號的疑慮(Hubbert and Bringi 1995)。因此 S 波段雷達降雨估計的應用多為組合型公式(Hybrid)，如大雨區套用 $R(K_{DP})$ 公式，小雨時套用 $R(Z, Z_{DR})$ 、 $R(Z)$ 公式，以降低 K_{DP} 在小雨區低準確度的影響(Giangrande and Ryzhkov 2008; Cifelli et al. 2011)。

相對於 S 波段雷達在相同降雨強度的觀測下，短波段雷達（如 C 及 X 波段）具有較明顯的 Φ_{DP} 增量(Bringi and Chandrasekar 2001)，因此短波段雷達的 $R(K_{DP})$ 公式可運用的降雨估計範圍更廣（可延伸至中雨區）；於小雨區則使用 $R(Z)$ 而非 $R(Z, Z_{DR})$ 公式，以降低 Z_{DR} 經衰減修正後的不確定性影響(Figueras i Ventura et al. 2012)。此外 Ryzhkov and Zrnice (2005) 藉由大量雨滴譜儀資料及模擬，分析三波段雙偏極化雷達參數的特性。結果顯示 C 波段雷達易受共振效應(Resonance effect)的影響，可能導致異常高的 Z_{DR} 以及負的 K_{DP} 值而降低降雨估計的準確度；同時相關係數(Cross-correlation coefficient, ρ_{HV})於純雨區亦可能有相對偏低(< 0.98)的值出現。前述不同波段（S 與 C 波段）的雙偏極化雷達參數於 QPE 應用上的優缺點，詳見表 1。此外，X 波段的特性與 C 波段類似，缺點為相較於 C 波段有更劇烈的衰減效應，優點為 X 波段的共振效應較不明顯。

Figueras i Ventura and Tabary (2013) 曾比較三波段(S、C、X)雷達在不同地區、個案中的降雨估計表現，過程中使用傳統 $R(Z)$ 公式與 $R(K_{DP})/R(Z)$ 組合型公式，結果顯示長波段雷達的整體表現有

表 1 S 與 C 波段雙偏極化雷達參數於 QPE 應用上的優劣勢(Bringi and Chandrasekar 2001)。

	Z (回波)		ZDR (差異反射率)		KDP (比差異相位差)	
	優勢	劣勢	優勢	劣勢	優勢	劣勢
S	a. 低相對觀測雜訊 b. 較不受衰減效應影響 (含濕天線罩效應)	a. DSD 變異性 b. 系統偏差 c. 部分波束遮蔽	a. 提供 DSD 資訊 b. 較不受衰減效應影響 (含濕天線罩效應)	a. 系統偏差 b. 雜訊	a. 對 DSD 變異性較不敏感 b. 免受於部分波束遮蔽、衰減效應、雷達校驗的影響	a. 在弱降水區有較低準確度
C	a. 低相對觀測雜訊	a. DSD 變異性 b. 系統偏差 c. 部分波束遮蔽 d. 較嚴重的衰減效應 (含濕天線罩效應)	a. 提供 DSD 資訊	a. 系統偏差 b. 因共振效應 (Resonance effect)有較高的雜訊 c. 較嚴重的衰減效應 (含濕天線罩效應)	a. 對 DSD 變異性較不敏感 b. 免受於部分波束遮蔽、衰減效應、雷達校驗的影響 c. 在弱降水區有更高準確度	a. 背向散射效應 Back scattering effect (共振效應)

優於短波段的趨勢。其差異可歸咎於短波段雷達 Z 衰減修正的不確定性，且其易受濕天線罩效應 (Wet radome effect)影響，造成 Z 與降雨率的低估。此外，使用組合型公式時，在大雨區（主要由 $R(K_{DP})$ 公式主導）仍有偏大的雨量負偏差，可能原因為關係式係數的不恰當，又或因 Φ_{DP} 經過多的空間平滑，使範圍小而劇烈的對流降雨因被過度平滑而低估降水。

目前台灣中央氣象局雷達降雨估計系統為 QPESUMS (Quantitative Precipitation Estimation and Segregation Using Multiple Sensor, Gourley et al. 2002)，其利用 $R(Z)$ 公式及雙偏極化參數(Wang et al. 2014; Wang et al. 2016)估計降雨，並使用地面雨量站資料進行統計回歸，以修正雷達估計的降雨量，並提供於下游水文單位進行防災應變使用(唐等 2016)。台灣雙偏極化雷達參數定量降水估計的相關研究始於鳳(2002)、劉(2002)，而後紀(2005)、呂(2006)、Chang et al. (2009)等人利用中

央大學 C 波段雙偏極化雷達參數，經非氣象回波去除處理、系統偏差校驗(System bias correction)、回波衰減修正 (含 Z 及 Z_{DR})、 Φ_{DP} 折錯修正/平滑後，應用於 DSD 反演以及後續的定量降雨估計，結果顯示皆可提升 DSD 參數反演、降雨估計的準確度。爾後，周等(2015)使用 2008 年西南氣流實驗 (周 2013) S-Pol 與氣象局五分山雷達資料，採用 Ryzhkov et al. (2005)降雨估計方法及公式係數，首先進行台灣 S 波段雷達的降雨估計分析，其結果顯示 $R(K_{DP})$ 與組合型公式在山區有較佳的降雨估計表現，並指出在弱降水或小尺度對流系統時，長波段雷達其 K_{DP} 參數的計算相當不穩定，需使用更強的濾波以濾除高頻訊號。

過去台灣雷達定量降雨估計的相關研究中，其所使用的降雨公式係數大多以個案的資料計算，或者參考國外相關文獻數據，缺乏針對台灣各類降水系統的統計分析，亦無相關研究進行濕天線罩效應修正的討論。且雙偏極化雷達定量降

雨估計的研究均為單一雷達波段的分析，並未探討不同波段於同一地區降水估計的表現。隨建置中的 C 波段降雨雷達將陸續完成，台灣地區的雷達網將日趨密集，針對多種不同波段雷達降雨估計的比較與分析，將具相當高的作業應用價值。

本研究選取北台灣氣象局五分山 S 波段(RCWF)以及國立中央大學 C 波段(NCU)雙偏極化雷達同時觀測的降雨個案進行分析，研究目的主要分為三部分：

1. 依降雨類型分類，求取北部地區各類雙偏極化參數-降雨關係式之係數；
2. 利用自治法(Self-consistency)修正 Z 偏差量與濕天線罩效應之衰減量，並分析其對雙偏極化雷達參數定量降雨估計的影響；
3. 比較 S 與 C 波段雷達降雨估計之表現。

希望藉由分析台灣不同波段的雙偏極化雷達參數其定量降雨估計的優缺點，以助於未來提供最佳整合定量降雨估計產品。

二、資料與方法

(一) 雨滴譜儀資料與處理

參考 Chen and Chen (2003)對台灣地區降雨類型的劃分方法，本研究採用 2000 年 10 月至 2007 年 6 月 NCU 二維雨滴譜儀(2DVD)所收集的資料，依月份分類為春雨(Spring, 3-4 月)、梅雨(Meiyu, 5-6 月)、午後對流(Convection, 7-9 月)、冷鋒鋒面(NE front, 10-2 月)以及由人工挑選出的颱風(Typhoon, 以發出海陸警報時間為主)共五組，以代表台灣北部地區各降雨類型的 DSD 特性，而後計算相對應之雷達參數-降雨率關係式。將儀器所觀測的雨滴等體積粒徑(D)及終端落速(V_t)進行

下列品質控管與資料處理(Chang et al. 2009)：

1. 將 D 大於 8mm 的雨滴移除(最大的雨滴粒徑極限)。
2. 去除與 V_t 理論值(Brandes et al. 2002)差異過大的雨滴。理想 V_t 曲線表示如下：

$$V_t(D) = -0.1021 + 4.932D - 0.9551D^2 + 0.07934D^3 - 0.002362D^4 \quad (8)$$

3. 為確保每組資料個數足夠進行統計分析，將篩選過的資料配合雷達掃描週期，以 6 分鐘為時間窗區計算 DSD。並由每組的 D 與 V_t 資料求得以 Gamma DSD 形式表示的 $N(D)$ (單位體積/單位粒徑的雨滴個數： $\text{mm}^{-1}\text{m}^{-3}$)。

由每組 6 分鐘雨滴譜儀資料 $N(D)$ 所計算的降雨率，依降雨類型計算其降雨強度分佈如圖 1 所示，顏色表示該降雨強度區間內(5mm/h 為單位)的資料個數以對數表示。結果顯示在各分類中皆有出現高達 70mm/h 的降雨率，其中冷鋒鋒面(NE front)的小雨(< 5mm/h)佔了此分類大部分的比例，且降雨強度分佈較窄；而梅雨季(Meiyu)的降雨分佈最為廣泛，強雨區的資料數亦較多。

(二) 降雨關係式係數計算

由(2)-(4)與(6)式顯示在雷氏散射近似的假設下，可透過 DSD 參數求得雙偏極化參數。然而雷氏散射近似並無考慮共振效應的影響，因此本研究使用 T-Matrix 方法，其能有效模擬 C 波段雷達參數受共振效應影響的特性(Vivekanandan et al. 1991; Mishchenko et al. 1996)。給定雨滴溫度(20°C)、電磁波波長(S 波段：10.7cm、C 波段：5.3cm)以及雨滴粒徑軸比假設(Brandes (2002)用於非颱風降雨、Chang et al. (2009)用於颱風降雨的資料)等資訊下，T-Matrix 透過 DSD 資料模擬

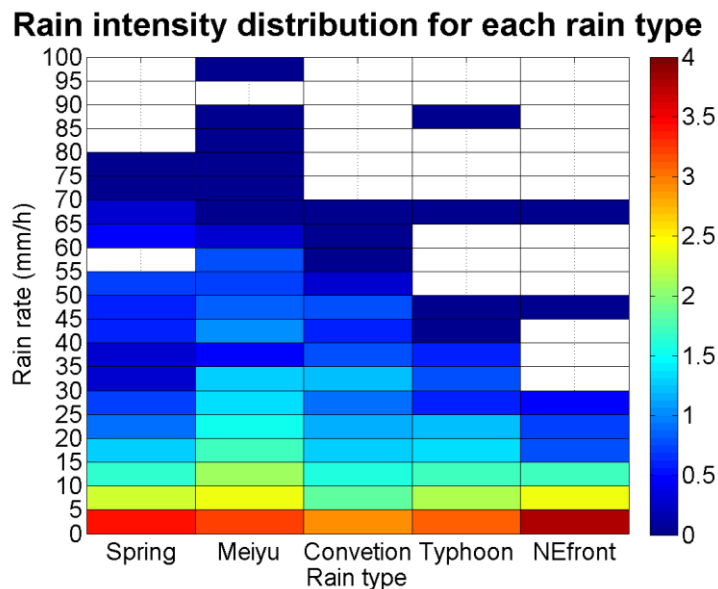


圖 1 由 6 分鐘雨滴譜儀資料 $N(D)$ 所計算的降雨率，依各降雨類型（包含春雨（Spring，3~4 月）、梅雨（Meiyu，5~6 月）、午後對流（Convection，7~9 月）、冷鋒鋒面（NE front，10-2 月）以及由人工挑選出的颱風（Typhoon，以發出海陸警報時間為主））計算其降雨強度分佈，顏色表示該降雨強度區間內（5mm/h 為單位）的資料個數以對數($\log_{10}N$)表示。

出非球形顆粒的雷達參數： Z 、 Z_{DR} 、 K_{DP} ，並與由 DSD 計算所得的 R 進行降雨關係式的擬合，求得 $R(Z)$ 、 $R(K_{DP})$ 、 $R(Z, Z_{DR})$ 及 $R(K_{DP}, Z_{DR})$ 四種降雨關係式，其 Z 單位為 mm^6m^{-3} 、 Z_{DR} 為 dB、 K_{DP} 為 $^\circ/\text{km}$ 、 R 為 mm/h，擬合關係式表示如下：

$$R = aZ^b \quad (9)$$

$$R = aK_{DP}^b \quad (10)$$

$$R = aZ^b Z_{DR}^c \quad (11)$$

$$R = aK_{DP}^b Z_{DR}^c \quad (12)$$

在進行降雨關係式擬合時，傳統上參數值以對數形式套用至最小平方差回歸法(Least Square Regression, LSR)進行線性回歸，可能會因小雨資料個數較多而有相對大的權重，使大雨區的回歸表現不理想，以致在實際應用上大雨的估計會有嚴重偏差。因此本研究嘗試使用 Levenberg-

Marquardt (LM)演算法(Levenberg 1994)，以迭代的方式計算出非線性最小化的數值解（係數）。

以 C 波段的模擬參數測試為例，檢視兩種回歸結果在降雨估計上的表現。圖 2 為每 5mm/h 降雨率為區間計算各公式估計降雨的平均偏差量 (Mean Bias, MB)。圖 2a、2b 分別表示 LSR 法與 LM 演算法。使用傳統方法時，單參數公式 $R(Z)$ 與 $R(K_{DP})$ 在大雨區皆有高達 40mm/h 的 MB；使用 LM 演算法時則明顯減緩兩公式的低估情形，又以 $R(K_{DP})$ 改善最為顯著。對於雙參數的回歸，LSR 法使 $R(Z, Z_{DR})$ 關係式在大雨區有約 20mm/h 的 MB 值，LM 演算法則稍微低估雨量； $R(K_{DP}, Z_{DR})$ 關係式在兩回歸方法中表現相似，與其它關係式相比，於大部分的降雨區間具有最小的 MB。大致上 LM 演算法各回歸公式其估計結果皆有相對較小的 MB 值，降雨公式在雨量小於 20mm/h 時

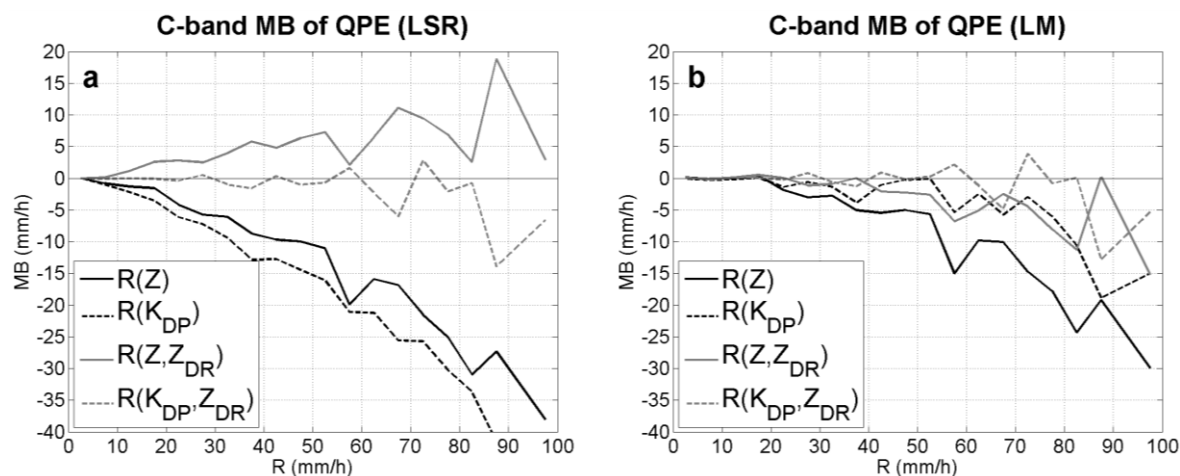


圖 2 C 波段雷達各降雨關係式套用至雷達模擬參數後，其降雨估計的 MB 值隨降雨強度的變化，圖 a 為 LSR 法、圖 b 為 LM 演算法。

的誤差值皆趨近於 0。

整體而言在未考慮觀測誤差，僅以 T-Matrix 模擬參數的測試結果顯示，使用雙參數公式有最佳的降雨估計表現（圖 2b）。 $R(K_{DP}, Z_{DR})$ 關係式估計降雨時有最小的誤差、其次為 $R(Z, Z_{DR})$ ，前者因 K_{DP} 參數較不受 DSD 變異性的影響外，這些公式也因 Z_{DR} 參數的加入提供更多的 DSD 資訊（如雨滴粒徑大小），進而優化了降雨估計的準確度，接著依序的表現為單參數公式的 $R(K_{DP})$ 以及 $R(Z)$ 。

依據台灣地區降雨類型的劃分，將雨滴譜儀資料依月份進行相同的分類，並透過 LM 演算法求得 S 與 C 波段雷達之春雨、梅雨、午後對流、颱風、冷鋒鋒面等各類降雨類型以及不分類的降雨關係式係數，如表 2 與表 3 所示。圖 3 顯示在給定雷達參數(Z 、 K_{DP})範圍後，套入不同降雨類型係數所求之降雨率，雙參數關係式以實線表示 Z_{DR} 固定為 0.5dB、虛線 Z_{DR} 固定 1 dB 時的降雨率曲線。由圖可見在相同的 Z 或 K_{DP} 下， $R(K_{DP})$ 與 $R(K_{DP}, Z_{DR})$ 關係式以颱風降雨類型有明顯最大降

雨率 R ，而 $R(Z, Z_{DR})$ 關係式則有最小的 R ， $R(Z)$ 公式於各降雨類型間的差異則相對較小。

(三) 雷達資料來源

本研究選取 2014 至 2015 年（RCWF 升級為雙偏極化雷達後至蘇迪勒颱風侵台前）同時為 RCWF 及 NCU 觀測的台灣北部降雨明顯之個案，配合 1. RCWF 與 NCU 資料的完整性及 2. 降雨是否集中於雨量站密集的平地等條件，挑選出七組降雨個案，概要如表 4。

RCWF 與 NCU 雷達掃描策略稍有不同：在 2014 年 6 月前的個案，NCU 的體積掃描週期（約 6 分 30 秒）與 RCWF（約 5 分 50 秒）相近，而後 NCU 掃描週期增長至 9 分半以上，即在同一觀測期間 NCU 的資料樣本數較少。此外，RCWF 的波束解析度為 NCU 的兩倍、擁有相同徑向距離解析度 250m。而於外在環境條件上，兩座雷達各有其優劣勢，RCWF 海拔高度約為 766m，位於臺北盆地的東北方，因位處相對高點，受地形的遮蔽較少，資料有更完整的連續性，NCU 高度則

表 2 S 波段雷達不同降雨類型之降雨關係式係數表。

Rain type		All data	Spring	MeiYu	Convection	Typhoon	NE front
Month		1-12	3-4	5-6	7-9	Selected case	10-2
R(Z)	a	0.0279	0.0197	0.0244	0.0435	0.0282	0.0408
	b	0.6619	0.6874	0.6779	0.6233	0.6624	0.6173
R(K _{DP})	a	47.5998	44.6864	48.0516	48.3448	64.3293	42.5163
	b	0.7605	0.7950	0.7915	0.7725	0.7278	0.7225
R(Z, Z _{DR})	a	0.0046	0.0019	0.0018	0.0011	0.0013	0.0033
	b	0.8492	0.9452	0.9578	1.0017	0.949	0.8888
	c	-0.6193	-0.9734	-1.0434	-1.1240	-0.7988	-0.7439
R(K _{DP} , Z _{DR})	a	64.8411	61.9421	63.3873	62.3633	73.0964	60.2012
	b	0.988	0.9782	0.9766	0.9727	0.9476	0.9486
	c	-0.6921	-0.6445	-0.6403	-0.6196	-0.6039	-0.5836

表 3 C 波段雷達不同降雨類型之降雨關係式係數表。

Rain type		All data	Spring	MeiYu	Convection	Typhoon	NE front
Month		1-12	3-4	5-6	7-9	Selected case	10-2
R(Z)	a	0.0376	0.026	0.0316	0.0710	0.036	0.0434
	b	0.634	0.6630	0.6558	0.5761	0.6394	0.6138
R(K _{DP})	a	26.2342	23.948	25.8619	26.4884	36.167	24.0925
	b	0.7485	0.7823	0.7784	0.7590	0.7158	0.7103
R(Z, Z _{DR})	a	0.0035	0.0014	0.0014	0.0013	0.001	0.0028
	b	0.8886	0.9922	0.9952	1.0018	0.9812	0.9199
	c	-0.6575	-0.9840	-1.0031	-1.0239	-0.7714	-0.7474
R(K _{DP} , Z _{DR})	a	31.2514	29.8459	30.4106	29.9747	36.8965	30.3301
	b	0.9648	0.9563	0.9593	0.9381	0.9212	0.9500
	c	-0.5988	-0.5334	-0.5418	-0.5132	-0.5146	-0.5717

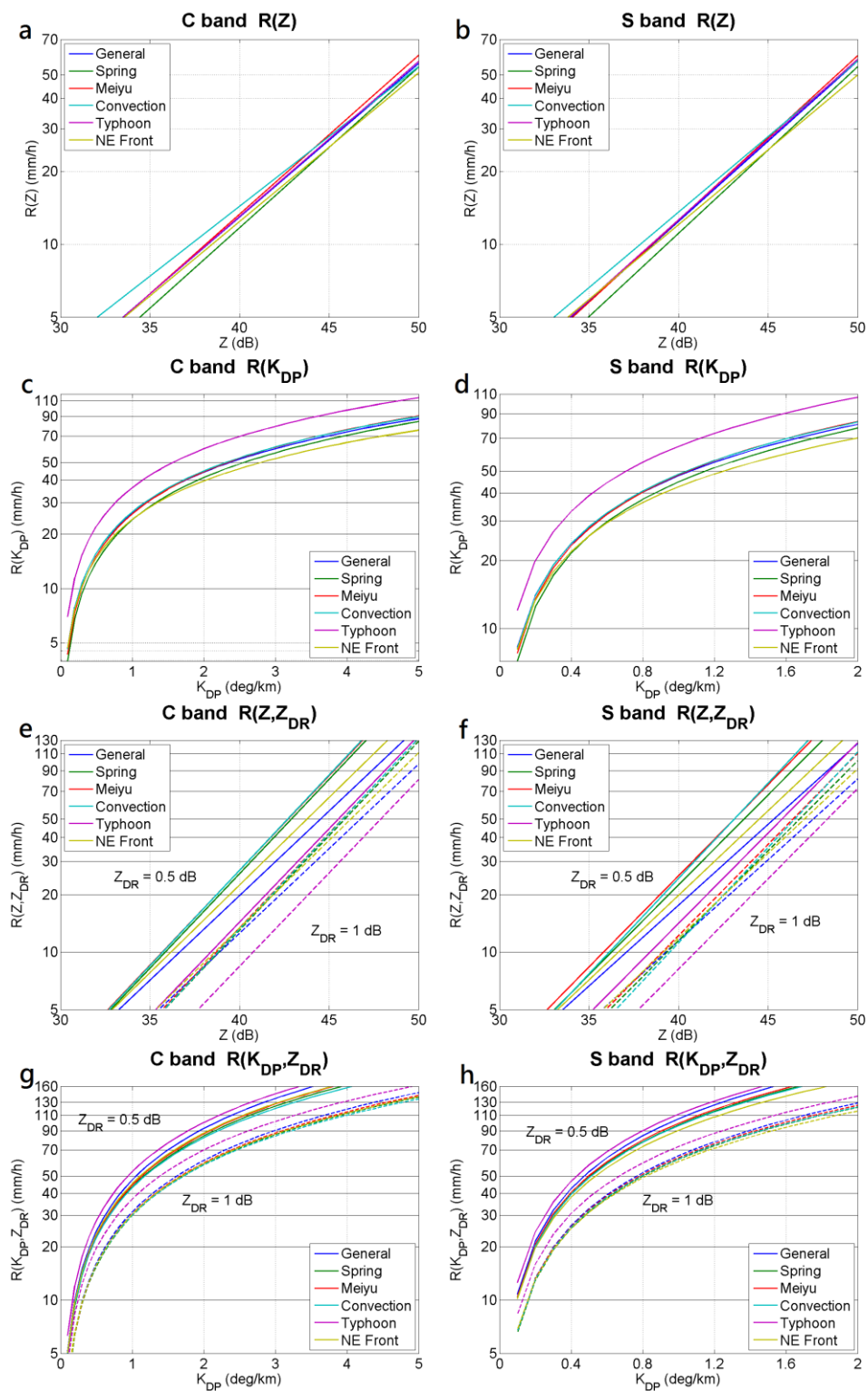


圖 3 顯示在給定雷達參數(Z 、 K_{DP})範圍後，套入不同降雨類型係數所求之降雨率，雙參數關係式以實線表示 Z_{DR} 固定為 0.5dB、虛線 Z_{DR} 固定 1 dB 時的降雨率曲線。

表 4 降雨個案列表。含個案日期、降雨時間、降雨類型（依月份）、地面站觀測之最大小時累積雨量、系統為移入或區域發展以及兩雷達的體積掃描週期。

Case	Date[yyymmdd (h)]	Type	Max hourly R	Local / moving	Volume scan T NCU	RCWF
①	140515 (1h)	Meiyu	57.5 mm/h	Moving	6m25s	5m50s
②	140605 (5h)	Meiyu	46 mm/h	Moving	6m35s	5m50s
③	140731 (1h)	Convection	48.5 mm/h	Local	9m40s	5m50s
④	140819 (3h)	Convection	71.5 mm/h	Local	9m40s	5m50s
⑤	150512 (2h)	Meiyu	41.5 mm/h	Moving	10m25s	5m50s
⑥	150614 (2h)	Meiyu	62 mm/h	Local	10m20s	5m50s
⑦	150723 (1h)	Convection	74 mm/h	Local	10m15s	5m50s

約 156m，位於臺北盆地的西南西，因地勢低，受雪山山脈的地形遮蔽作用較為明顯。

(四) 雷達資料品質控管

使用國立中央大學雷達氣象實驗室(NCU Radar Meteorology Lab)發展之 RaKit (Radar Kit) 軟體工具進行資料品質控管，流程如下：

1. 部分波束遮蔽(Partial Beam Blockage, PBB)問題進行處理。使用 4/3 地球半徑的假設求得波束中心點的高度，其值如低於地形高度(即 50% 能量被遮蔽)，則刪除此波束該點後的所有資料。
2. 依不同波段雷達參數的特性，選擇不同門檻的 Φ_{DP} 標準差去除過大擾動的 Φ_{DP} 場，並使用 ρ_{HV} 濾除非氣象資訊，所用門檻與數據如表 5。
3. 去除當 Z 小於 10dB 時的雙偏極化參數。弱 Z 區的雙偏極化參數有較多的雜訊，為避免其影響降雨估計的結果而捨之。
4. Φ_{DP} 去折疊、平滑與 K_{DP} 的計算。 Φ_{DP} 參數在去折疊與平滑後經中心差分法(Central Difference)估計 K_{DP} 值(紀 2005)。本研究選用沿波束較

少點數(9 點)平滑 Φ_{DP} 以保留其在大雨區的梯度，以確保小而強的對流胞不因過多的平滑而嚴重低估 K_{DP} 值。

5. Z 與 Z_{DR} 因降雨所致的能量衰減修正。使用單係數衰減修正法求得比衰減(Specific attenuation, A_H)及比衰減差(Specific attenuation difference, A_{HV}) (Bringi et al. 1990)。

$$A_H = \alpha \times \Delta\Phi_{DP} \quad (13)$$

$$A_{HV} = \beta \times \Delta\Phi_{DP} \quad (14)$$

透過 NCU 2DVD 資料散射模擬與 LM 演算法回歸，可得 C 波段雷達的 α 與 β 分別為 0.0724 及 0.0161；S 波段則為 0.0151 及 0.0025。 A_H 、 A_{HV} 單位皆為 dB， Φ_{DP} 為°(度)。

6. Z 偏差量修正。使用自治法(Self-consistency)估計 Z 之偏差量(包含內部硬體與外部天線罩偏差量)(Vivekanandan et al. 2003)，當有濕天線罩效應發生時，所求之值將包含 Z 偏差量以及濕天線罩效應所致的衰減量(Attenuation of Wet Radome Effect, WRE Att.)，於此研究統稱之 Z 差異量(Z_{diff})。首先將雷達觀測且經衰減修正的

表 5 雷達資料品質控管時所設定之參數門檻，包含計算 Φ_{DP} 標準差時所用資料點數、 Φ_{DP} 標準差以及 ρ_{HV} 門檻。

雷達波段	Φ_{DP}		ρ_{HV} 門檻
	資料數	Φ_{DP} 標準差門檻	
C	5	20	0.85 (NCU)
S	5	15	0.8 (RCWF)

回波 Z_{obs}^{Att} 計算出對應的 K'_{DP} ，再將 K'_{DP} 對距離（沿波束）積分得 Φ'_{DP} 增量 ($\Delta\Phi'_{DP}$)，與觀測的 Φ_{DP} 增量 ($\Delta\Phi_{DP}$) 比較求得 Z 差異量，單位為 dB。推導如下：

$$\Delta\Phi_{DP} = 2 \int K_{DP} dx = 2 \int a Z^b dx \quad (15)$$

$$\Delta\Phi'_{DP} = 2 \int K'_{DP} dx = 2 \int a Z_{obs}^{Att b} dx \quad (16)$$

$$Z_{diff}(dB) = 10 \times \frac{1}{b} \times \log_{10}(\Delta\Phi'_{DP}/\Delta\Phi_{DP}) \quad (17)$$

7. Z_{DR} 偏差量修正。以統計法計算之，為個案期間雷達所觀測的弱 Z 區（界於 10~20dB 間）其所對應的 Z_{DR} 平均值，與雨滴譜儀資料所得之差值，單位 dB。此處只針對 NCU 進行 Z_{DR} 偏差量的校正。

8. Z_{DR} 參數平滑。使用 9 點平滑減緩參數的隨機誤差（雜訊）對降雨估計的影響，即空間上中心點之值將由該點與其周圍 8 點（相鄰方位角與沿波束相鄰兩點所組成的網格點）的平均值取代。

(五) 定量降雨估計與評估方法

將品管後所得的雷達資料進行定量降雨估計的計算與評估。流程如下：

1. 定量降雨估計。使用單一公式 $R(Z)$ 與組合型公式 $R(Z, Z_{DR})/R(Z)$ 、 $R(K_{DP})/R(Z)$ 、 $R(K_{DP}, Z_{DR})/R(Z)$

共四種降雨估計方法，並採用對應降雨類型的公式係數。 K_{DP} 參數的組合型公式為利用 $R(Z)$ 公式彌補 K_{DP} 參數在小雨時的低準確度，當觀測資料同時均滿足 Z 大於 35dB、 K_{DP} 大於 0.5°/km 的條件時，使用 K_{DP} 參數公式。而在組合型公式 $R(Z, Z_{DR})/R(Z)$ 及 $R(K_{DP}, Z_{DR})/R(Z)$ 中，當 Z_{DR} 小於 0 時亦由 $R(Z)$ 代之。

2. 將上步所得的估計雨量由極座標內插至卡氏座標上，並取每一格點的最低有效資料作為最終降雨估計之結果，其解析度為 0.25km。以 2015 年 8 月 7 日 2028UTC 為例，圖 4 顯示兩雷達最低有效資料高度，與供後續校驗的 97 個地面雨量站分佈。在設定的觀測範圍（平地）內，RCWF 大多數的資料高度皆高於 NCU，而兩雷達最低有效資料高度皆在 2.5km 以下。

3. 小時累積雨量計算。將雷達所估計的瞬時雨量向後積分（時間權重相等）求取每一體積掃描時間的累積雨量，經加總後以小時累積雨量為最小單位。

4. 計算地面雨量站上空半徑 1km 內的估計雨量（小時累積）格點平均值，作為該雨量站所對應的雷達降雨估計值。

5. 將上述所得的雷達降雨估計值與地面觀測校驗。計算 MB、均方根差(Root Mean Square Error, RMSE)、相對均方根差(Relative Root Mean Square Error, RRMSE)、標準化平均偏差量

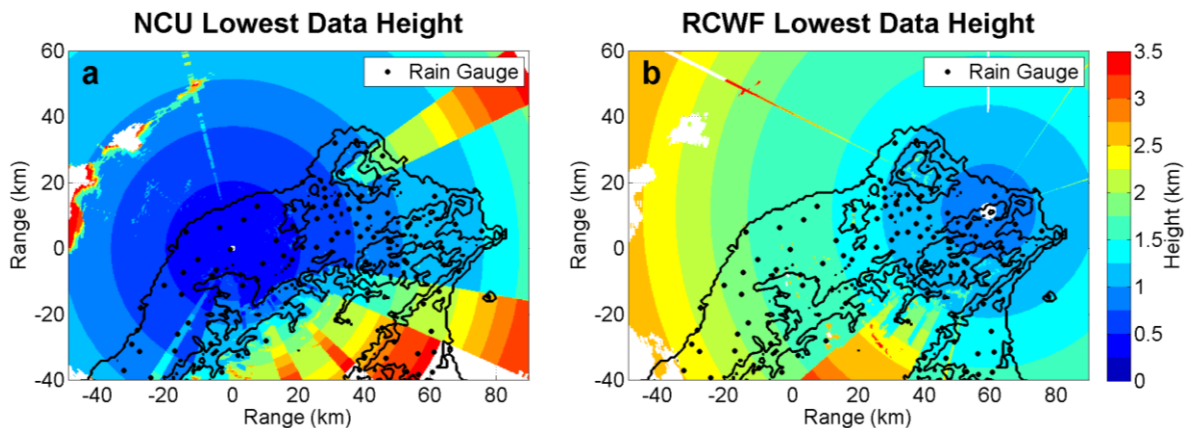


圖 4 圖 a、b 分別表示 NCU 與 RCWF 於 2015 年 8 月 7 日 2028UTC，觀測範圍內的最低有效資料高度與地面雨量站分佈圖。

(Normalized Mean Bias, NMB) 與相關係數 (Correlation Coefficient, CC) 作為評估參數。

三、雷達降雨估計結果與分析

雷達降雨估計的誤差表現與 QPE 的方法及雷達觀測誤差相關，前者如降雨關係式中使用不同的雷達參數組合 (Giangrande and Ryzhkov 2008)，或是受 DSD 變異性影響，以致降雨關係式係數的適當性不足 (Ulbrich et al. 2007)；後者如因降雨所致的能量衰減 (簡稱能量衰減)、Z 偏差量與濕天線罩效應等 (Figueras i Ventura and Tabary 2013)。

此章節將探討透過台灣長期 DSD 資料分析所求得的降雨關係式係數，對雷達降雨估計的改善程度，以及針對雷達資料進行能量衰減、Z 偏差量與濕天線罩效應修正的測試，以了解這些資料處理過程分別對 S 與 C 波段雷達其降雨估計的影響。

(一) 降雨類型分類對雙偏極化雷達參數降雨估計的影響

為了檢視依降雨類型求取關係式係數是否能

改善降雨估計，本研究將各類與統一公式係數套用至該降雨類型的 T-Matrix 模擬雙偏極化參數中，並計算各降雨公式其估計值的 RRMSE 與 MB。圖 5 為 C 波段雷達參數測試之結果，顯示使用該降雨類型之公式能改善降雨估計的表現。 $R(Z, Z_{DR})$ 關係式 (圖 5c) 套用對應公式係數 (灰) 後，RRMSE 分數有最明顯的改善；而 Z 參數與雨滴粒徑 D 的 6 次方成正比，相較於 R 為 D 的 3.67 次方，使 $R(Z)$ 關係式估計降雨時對 DSD 變異性相當敏感 (Ryzhkov and Zrnich 1996)，預期在使用對應降雨公式後，QPE 誤差應有顯著的改善，然而圖 5a 顯示兩者並無明顯差異。這是因 DSD 的分佈特性主要受雲物理過程主導，如深淺對流、層狀降雨等，在此依月份劃分降雨類型時，並無法將不同的雲物理過程分離出來，進而侷限 $R(Z)$ 關係式的改善空間。降雨類型部分又以颱風季有最顯著的改善 (除 $R(Z)$ 關係式)，在使用對應類型公式後可使 RRMSE 減至一半以上。而 MB 分數的表現僅在颱風降雨類別中有明顯改善，其餘差異則相對較小。

以上討論發現使用對應類型公式後，降雨估

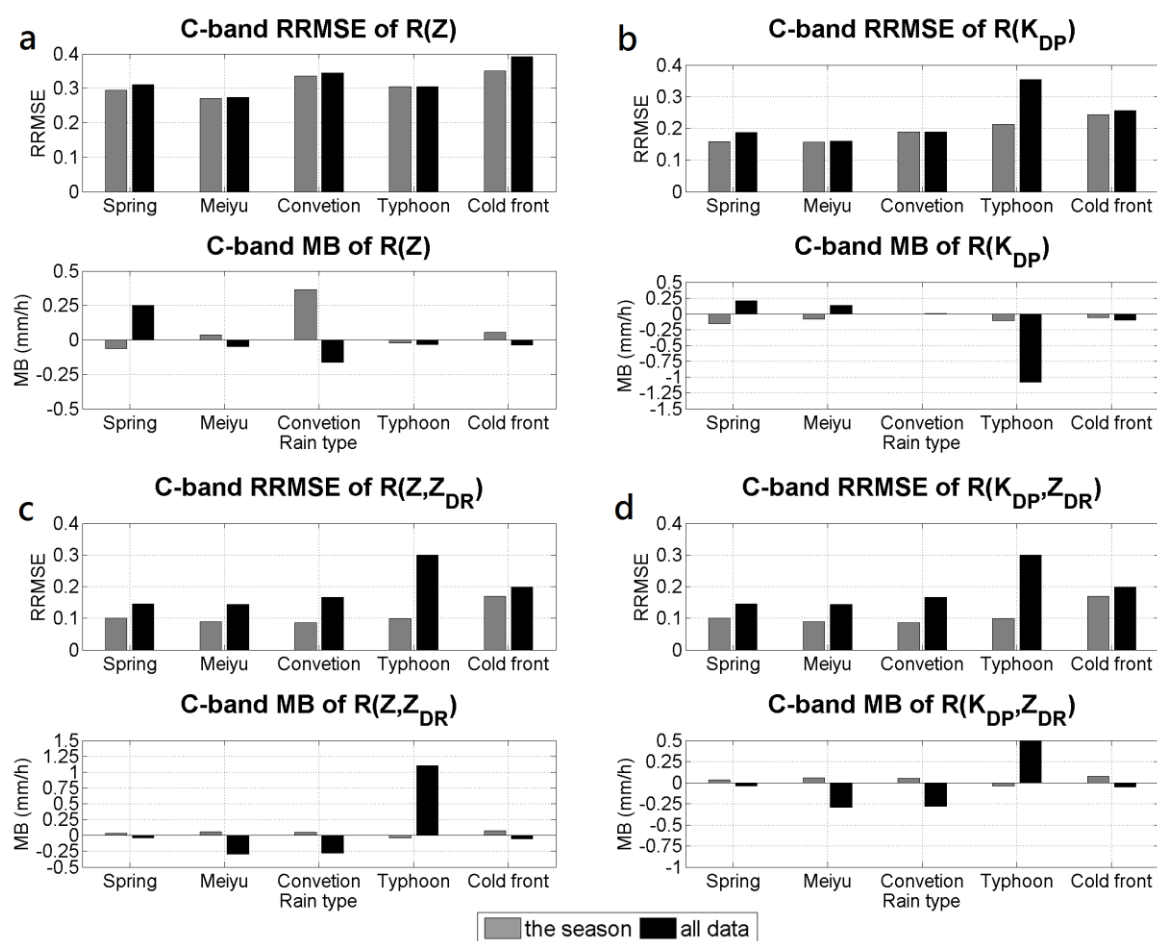


圖 5 各降雨類型的雷達模擬參數，分別套用至對應降雨類型（灰）與統一（黑）公式時的誤差比較。

計改善越為顯著者其係數間的差異也越大（表 2、3）。即 $R(Z, Z_{DR})$ 關係式的係數於統一公式中明顯不同於其它分類公式，其指數係數 b 、 c 絕對值較其它類別的公式係數值小，而常數項係數 a 則相對較大，又以與午後對流(Convection)類型的差異最大。此結果可能為 $R(Z, Z_{DR})$ 關係式的回歸對降雨類型的分類較為敏感，或回歸資料數（分類後的資料數）較少所致；而颱風降雨公式係數的明顯差異則可能受雨滴粒徑軸比假設的影響。

根據以上降雨公式係數的理想分析，發現套用對應之降雨公式係數有較佳的 QPE 表現。在此

試著將對應降雨類型公式（表 6 的 CRP 列）與統一公式（表 6 的 GNR 列）係數套用於觀測個案中，並與地面站資料校驗，結果顯示大部分的關係式皆以 CRP 有較低的誤差(RRMSE、NB)，僅 $R(Z, Z_{DR})/R(Z)$ 組合公式於 GNR 有明顯優異的表現，其中又以 NCU 的改善量最為顯著，另一方面雖以 GNR 有較多較高的 CC 值，但其分數與 CRP 的差異是可被忽略的（兩者分數相當）。由前述所提及， $R(Z, Z_{DR})$ 關係式對於降雨類型的分類結果較為敏感，使得套用於真實個案中，可能會因觀測誤差而限制其表現。與分類公式相比， $R(Z, Z_{DR})$ 的

表 6 NCU 與 RCWF 雷達 (C、S 列) 與 RCWF 降資料樣本數後 (S_{syn} 列) 七組個案整體降雨估計的小時 RRMSE、NMB 與 CC 分數。CRP 表示使用對應降雨類型公式之係數, GNR 則為使用統一公式係數的表現, 紅色粗體表示使用 CRP 時降雨估計結果優於 GNR 的表現。

	Score	Coeff.	RRMSE	NMB	CC
C	R(Z)	CRP	0.2959	-0.1646	0.9500
		GNR	0.3085	-0.1992	0.9543
	$R(Z, Z_{DR})/R(Z)$	CRP	0.5248	0.1323	0.8699
		GNR	0.2880	-0.0694	0.9325
	$R(K_{DP})/R(Z)$	CRP	0.2428	-0.0855	0.9619
		GNR	0.2454	-0.0986	0.9635
	$R(K_{DP}, Z_{DR})/R(Z)$	CRP	0.2480	0.0036	0.9481
		GNR	0.2595	0.0194	0.9440
S	R(Z)	CRP	0.2771	-0.1031	0.9458
		GNR	0.2859	-0.1290	0.9460
	$R(Z, Z_{DR})/R(Z)$	CRP	0.2835	0.0598	0.9409
		GNR	0.2615	-0.0893	0.9484
	$R(K_{DP})/R(Z)$	CRP	0.2410	-0.0121	0.9557
		GNR	0.2436	-0.0316	0.9564
	$R(K_{DP}, Z_{DR})/R(Z)$	CRP	0.2314	0.0505	0.9579
		GNR	0.2308	0.0485	0.9580
S_{syn}	R(Z)		0.2949	-0.1107	0.9358
	$R(Z, Z_{DR})/R(Z)$		0.3140	0.0528	0.9272
	$R(K_{DP})/R(Z)$		0.2540	-0.0196	0.9494
	$R(K_{DP}, Z_{DR})/R(Z)$		0.2460	0.0419	0.9513

統一公式係數 c 有相對較小的絕對值 (約 -0.65)，表示使用此係數估計降雨時，其對降雨的 DSD 特性較不敏感，可降低 Z_{DR} 參數的不確定性對於雨量估計的影響，進而減緩因低估 Z_{DR} 所造成的雨量高估問題。

(二) 濕天線罩效應與 Z 能量衰減修正對雷達降雨估計的影響

當降雨系統經過雷達正上方時，可能會因雨水在天線罩表面累積，使得電磁波發射後其能量

即刻衰減，稱之濕天線罩效應，這將影響雷達對降雨監測的準確度。然而透過(17)式求出 Z 的偏差量，並進行 Z 值的修正，得以減緩雷達受濕天線罩效應的影響。此外，(17)式中的 $\Delta\Phi'_{DP}/\Delta\Phi_{DP}$ 值是由最低仰角每一波束 100km 內的資料進行計算 (散佈圖之斜率)，以確保資料位在融解層之下。

以梅雨鋒面個案二為例，此鋒面系統由東向西通過台灣北部。圖 6a 為計算所得的 Z 差異量 (Z_{diff} ; $Z_{bias} + WRE_{Att}$) 與 NCU 地面雨量站觀測

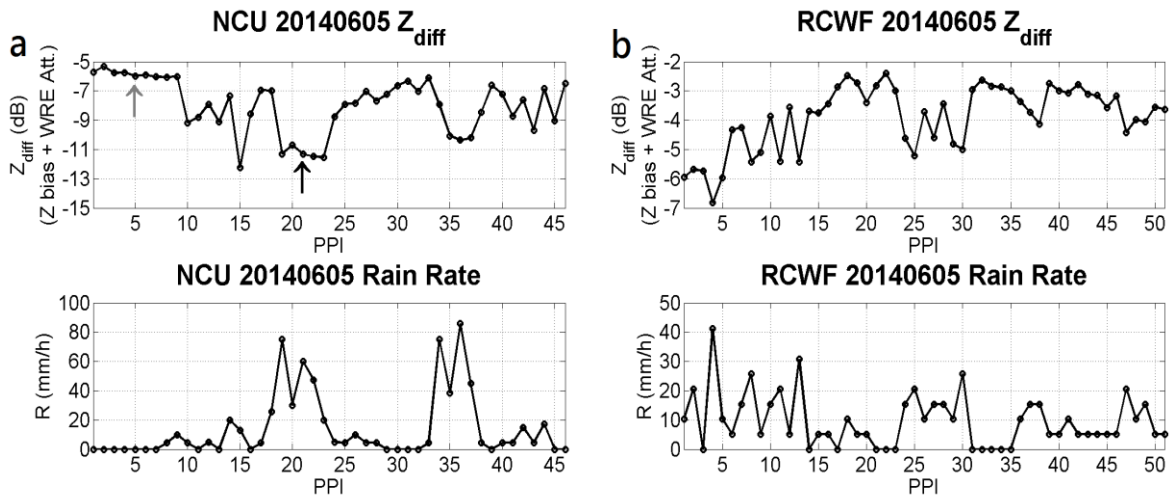


圖 6 個案二：NCU（圖 a）與 RCWF（圖 b）的 Z 差異量（ Z_{diff} ； Z 偏差量與濕天線罩效應之衰減量總和）與雷達站地面雨量觀測之時序圖。

之時序圖（地面雨量觀測可指出濕天線罩效應發生的可能）。結果顯示在第 9 筆資料前（未降雨）的 Z 差異量變化相當穩定，為雷達 Z 偏差量約 -6.15dB ，包含因雷達校驗不足（內部硬體偏差量），以及外部天線罩偏差量所致；然而在第 9 筆雷達資料後，降雨系統進入雷達上空，伴隨在雷達位置的降雨增加，受天線罩瞬間濕化程度不同的影響， Z 差異量有些許波動差異，這些多出的差值可視為濕天線罩效應的衰減量，此個案最大 Z 差異量可達 -12.25dB 。圖 7 比較兩筆不同時間的雷達資料，圖 7a 為地面雨量觀測無降雨時的回波圖（圖 6 灰箭頭；第 5 筆），此時圖 7b 觀測到最大 $\Delta\Phi_{DP}$ 約為 102° ，而由 Z_{obs}^{Att} 推得對應的 $\Delta\Phi'_{DP}$ 為 36° ，斜率計算 Z 差異量（在此視為 Z 的偏差量）為 -5.98dB ；圖 7c 為觀測瞬時降雨強度約 60mm/h 時的回波圖（圖 6a 黑箭頭；第 21 筆），圖 7d 雷達測得最大 $\Delta\Phi_{DP}$ 高達 131° ，而 $\Delta\Phi'_{DP}$ 卻僅有 17° ，計算此時 Z 差異量降至 -11.32dB ，綠線（第 5 筆資料之斜率）與黑線斜率之差異即表現出濕天線罩效應下的 Z 衰減量值。

與 C 波段雷達相比，S 波段雷達因其電磁波波長較長，能量訊號通過水相粒子後較不易被吸收與散失，能量衰減效應較小，且較不受濕天線罩效應影響。以相同個案為例，針對低仰角資料求得 Z 差異量與 RCWF 雨量站測得降雨之時序圖如圖 6b。在此 Z 差異量亦隨降雨強度而有明顯變化，個案最大 Z 差異量可近 -7dB ；取地面觀測連續兩筆以上無降雨的時段計算 Z 差異量的平均值，作為雷達 Z 偏差量僅約 -2.85dB （內部硬體偏差量），相對於 NCU 有較好的雷達校驗。

圖 8 為兩雷達於每一個案的 Z 偏差量、以及部分個案受濕天線罩效應所致的最大 Z 差異量值。由圖 8 所示 NCU 受濕天線罩效應影響，其所衰減的能量最高可達 6.1dB （個案二；最大 Z 差異量與 Z 偏差量之差值），而所求的雷達 Z 偏差量於個案間的差異維持在 0.8dB 以內，相當穩定。RCWF S 波段雷達同樣於個案二有最大濕天線罩效應之衰減量約 4dB ，此低估現象如發生於大雨區，將造成明顯的降雨低估。

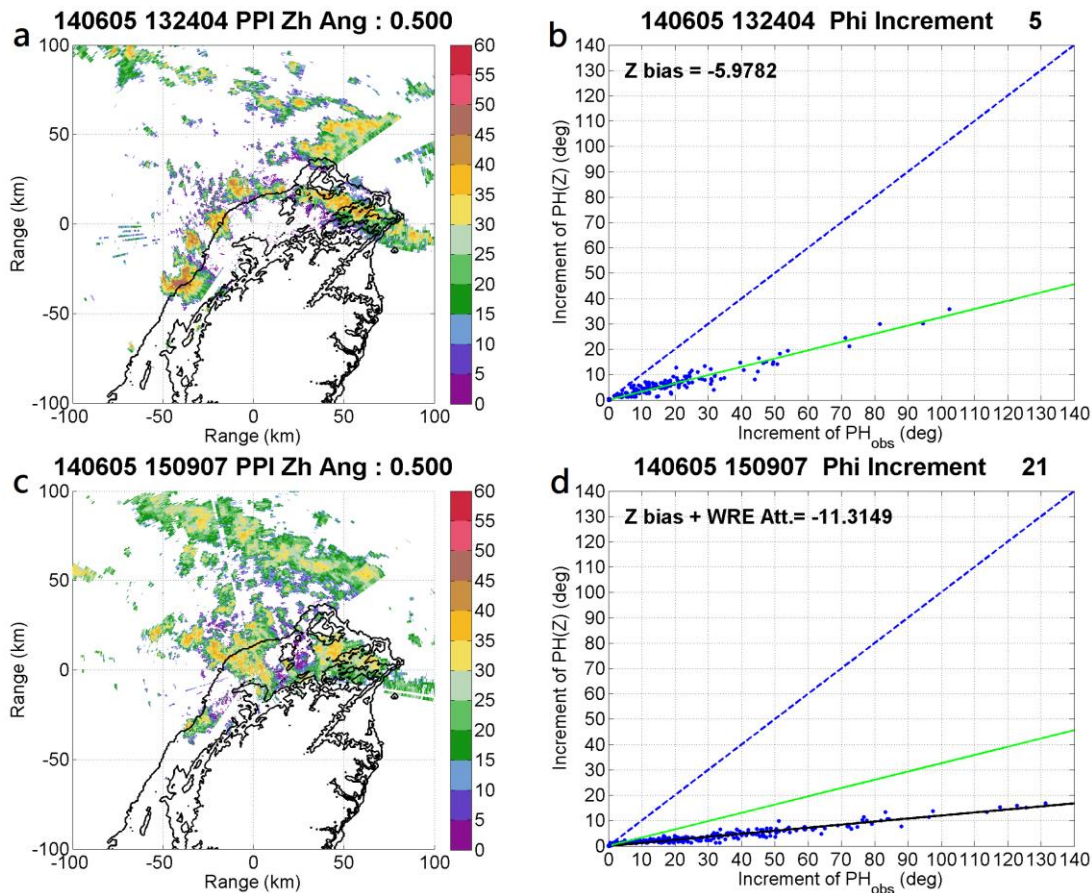


圖 7 個案二；圖 a、b 與圖 c、d 分別為第 5 筆 NCU 上空未降雨及第 21 筆雷達上空有強降雨時的回波圖與最低仰角資料所計算的 Z 差異量。

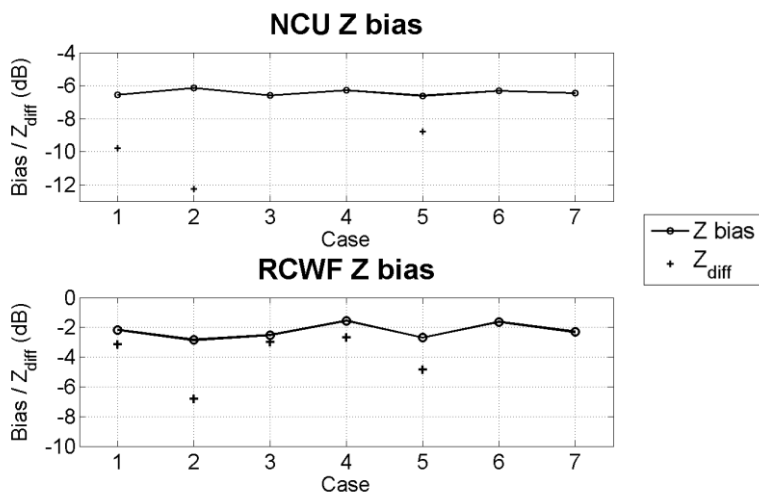


圖 8 兩雷達的 Z 偏差量於個案間的變化，以及受濕天線罩效應影響於該個案的最大 Z 差異量值(Z_{diff})，無+表示該個案未受濕天線罩效應影響。

對於雷達 Z 參數，將依序討論 1.雷達的原始資料(Raw data)；2.經能量衰減修正(Att. Cor.)；3.衰減與 Z 偏差量修正(Att. Cor. + Bias)；4.衰減、 Z 偏差量以及濕天線罩效應之衰減修正(Att. Cor. + Bias + WRE Cor.)，並針對不同階段分別以 $R(Z)$ 關係式與組合型公式 $R(KDP)/R(Z)$ 進行降雨估計的計算及比較。

圖 9 為每一個案的 Z 於各資料處理階段的降雨估計改善程度(RRMSE)。紅色編號個案表示該雷達受濕天線罩效應的影響，需考慮此效應所造成的衰減進行修正；以 NCU 個案一的 $R(Z)$ 公式為例，圖中深藍色表示 Z 進行完整 QC（能量衰減、 Z 偏差量、濕天線罩效應修正）後降雨估計的 RRMSE，其值約為 0.26；淺藍為僅修正能量衰減與 Z 偏差量後其降雨估計的 RRMSE，與前者執行完整 QC 流程的 RRMSE 之差值，即濕天線罩效應修正的改善程度，此個案公式約為 0.15（個案編號為黑色者表示無須經此效應之修正）；以此類推，黃色為 Z 偏差量修正後的改善程度約

0.36；最後棕色為原始資料與能量衰減修正後的分數之差，為能量衰減修正後的 RRMSE 改善量 0.12。首先討論圖 9a NCU 的表現，使用單一公式 $R(Z)$ 時，各個案皆顯示 Z 偏差量的修正對降雨估計有最大的改善（黃色），這是因此雷達有高達-6dB 以上的偏差量；再者為濕天線罩效應的修正（淺藍），顯示短波段雷達受此效應影響的程度不亞於（降雨引起的）能量衰減；而能量衰減修正的改善量雖相對較小，但仍不可忽視。組合型公式在設定的 Z 門檻下，能降低 Z 的不確定性對降雨估計之影響，其表現在各階段測試中皆優於單一公式的表現。在此以衰減修正的改善（棕色）最為明顯；再者為偏差量的修正（黃色）；而使用組合型公式時較不受濕天線罩效應的影響，其改善程度明顯小於其它修正。對於組合型公式，這一系列的 Z 資料處理除了修正影響相對較小的弱 Z 區資料，也減少因低估的 Z 使本應套用於 $R(KDP)$ 公式的資料，錯用於 $R(Z)$ 公式的機率，大雨區降雨估計的準確度能因 $R(KDP)$ 公式的使用而提升。

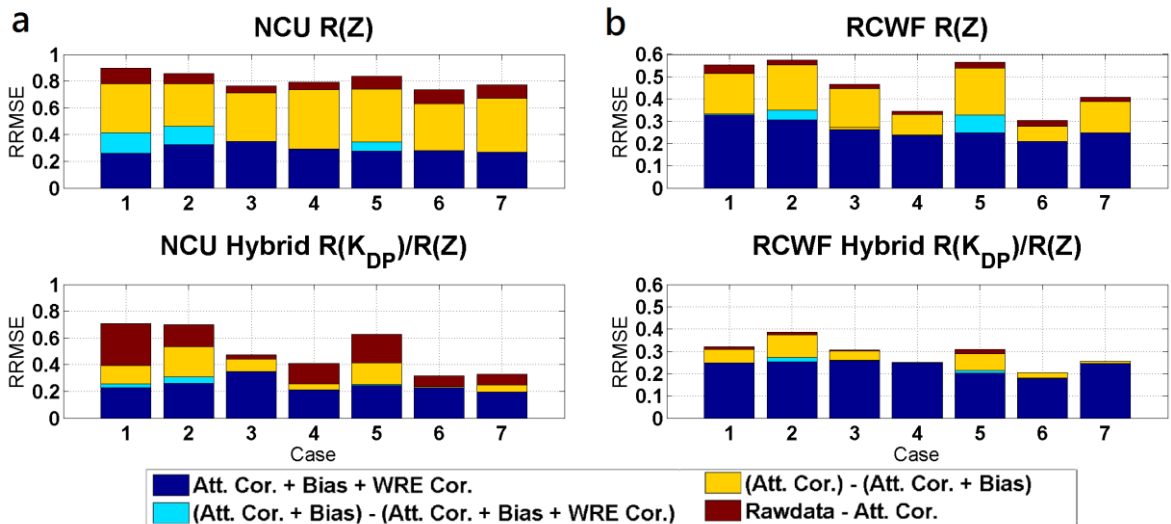


圖 9 圖 a 與 b 分別為 NCU、RCWF 每一個案在各資料處理階段使用 $R(Z)$ 與 $R(KDP)/R(Z)$ 組合公式估計降雨的 RRMSE 改善量，編號紅色者為受濕天線罩效應影響之個案。

這顯示了 C 波段雷達在使用組合型公式時，即使僅在弱 Z 區使用 $R(Z)$ 公式，Z 能量衰減、偏差量或濕天線罩效應之修正仍對降雨估計有不可忽視的影響。

使用 RCWF 原始資料時（圖 9b），在每一個案中的表現皆優於 NCU，表示長波段雷達的觀測誤差較小外，此雷達本身亦有較好的校驗。單一公式的表現同樣以 Z 偏差量的修正有明顯改善（黃色），平均能降低 0.15 以上的 RRMSE；在前五個案中，個案二與個案五顯示濕天線罩效應修正的改善程度（淺藍）是大於衰減修正的（棕色），而由圖 8 證實這兩組個案明顯受濕天線罩效應的影響，表示此效應對長波段雷達亦會造成嚴重的衰減，仍有對其進行 Z 修正的必要。組合型公式僅以 Z 偏差量修正的改善較為明顯（黃色），即長波段雷達的組合型公式較不受能量衰減與濕天線罩效應之影響。

四、雷達降雨估計比較與分析

透過前述資料品質控管，了解降低雷達參數的誤差對雙偏極化參數估計降雨的影響後，接著分析 S 與 C 波段雷達觀測資料在降雨估計上的表現。將四種降雨公式所求的小時降雨估計值與地面觀測進行比較，計算小時 RRMSE、NMB、CC 分數。圖 10 為整合七組個案（表 4）的 RCWF 與 NCU 降雨估計表現與散佈圖，詳細分數如表 6 的 CRP 列。

結果顯示 S 與 C 波段雷達皆以 K_{DP} 參數組合公式有較低的 RRMSE，NCU 以 $R(K_{DP})/R(Z)$ 組合公式有最佳表現，RRMSE 為 0.24（圖 10e）；RCWF 則以 $R(K_{DP}, Z_{DR})/R(Z)$ 有最低的 RRMSE (0.23)（圖 10h）。使用 $R(Z, Z_{DR})/R(Z)$ 組合公式時，

NCU 有明顯高估降雨的現象（圖 10c），可能受能量衰減修正的不足而低估 Z_{DR} ，進而低估雨滴大小所致；RCWF 的 $R(Z, Z_{DR})/R(Z)$ 公式表現則相對穩定（圖 10d）。NCU 的 $R(Z)$ 公式有 16% 的降雨低估（圖 10a）；而 RCWF 的 $R(Z)$ 公式則有較低的 RRMSE（圖 10b）。由 $R(Z)$ 公式與 $R(Z, Z_{DR})/R(Z)$ 組合型公式的估計結果顯示，長波段雷達的能量參數較不受能量衰減影響，在 QPE 的表現上比短波段雷達佳。此外亦可看出兩雷達的 $R(Z)$ 公式（以及 $R(K_{DP})/R(Z)$ 組合公式）在大雨時皆明顯低估雨量，與第二章模擬資料測試的結果一致（圖 2b）。

然而本研究因雷達資料數限制，使得總個案數（僅七組）以及每組個案的時間長度（一至五小時）皆稍顯不足，為確認每組個案分析結果間的一致性，分別檢視七組個案的 QPE 表現，結果顯示與兩雷達、四種降雨關係式的整體估計結果有相同結論，表示上段分析具相當的正確性。在個案有限的條件下，本研究結果應當視為後續相關研究的初步參考依據，而為求更嚴謹的各降雨類型 QPE 分析，未來需利用新建立之降雨雷達網收集更多資料，進行更完善的長期統計與討論。

前述分析顯示，S 波段(RCWF)與 C 波段(NCU)雷達的最佳 QPE 方法均與 K_{DP} 參數公式相關（RRMSE 分別為 0.23 與 0.24）。然而，考慮到兩座雷達的體積掃描週期差異（表 4：個案三至七），為了解單位時間內資料樣本數對雷達降雨估計的影響，將減少 RCWF 於 2014 年 7 月後個案的資料樣本數，以配合 NCU 雷達的觀測（結果於表 6 的 S_{syn} 列）。資料個數同步化後的分析結果顯示，RCWF 最佳 K_{DP} 參數組合型公式的 RRMSE 增加為 0.24，NCU 的 K_{DP} 參數組合型公式有略小的 RRMSE 及略高的 CC，可能原因為短波段雷達 K_{DP} 參數對降水較敏感的特性，又或因雷達位置

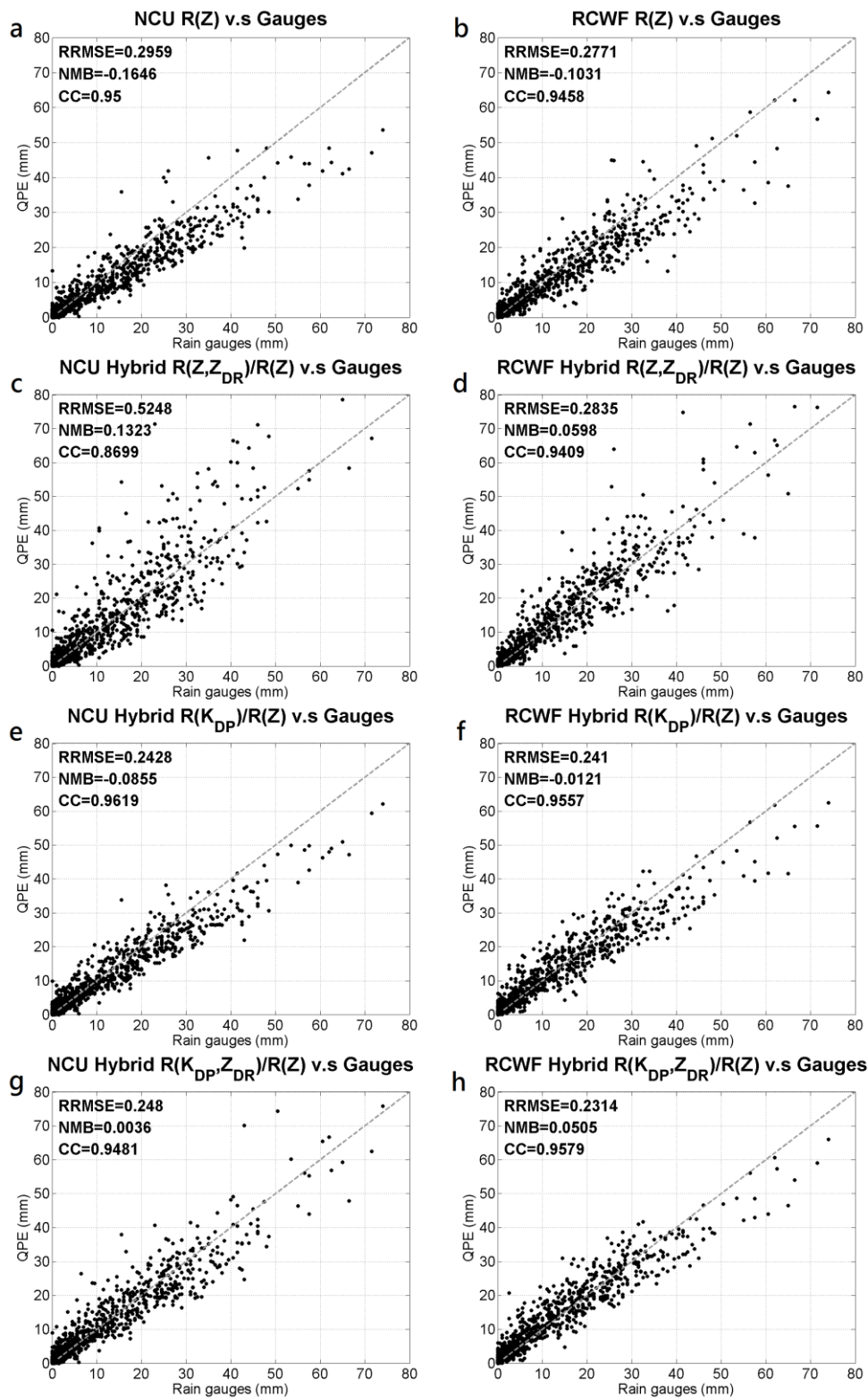


圖 10 兩雷達各降雨公式於七個案統整之 1 小時定量降雨估計表現與散佈圖。

高度的優勢，使 NCU 觀測資料較接近地表（圖 4），而有較低的採樣誤差。圖 11 比較兩雷達、降資料數的 RCWF ($RCWF_{syn}$) 降雨估計之整體表現（排除 $R(Z, Z_{DR})/R(Z)$ 組合公式），結果顯示 NCU $R(Z)$ 關係式的 RRMSE 與 $RCWF_{syn}$ 相近，且有明顯較高的 CC，但與 RCWF 原始資料相比時，即可看出 RCWF 因有較多資料樣本數而減低降雨估計之誤差；使用組合型公式時，NCU 的 $R(K_{DP})/R(Z)$ 組合公式其 RRMSE 與 $RCWF_{syn}$ 相比較低，甚至與 RCWF 表現相當，擁有最高的 CC； $R(K_{DP}, Z_{DR})/R(Z)$ 組合公式在 NCU 與 $RCWF_{syn}$ 的表現相似，RCWF 則有明顯較低的 RRMSE 與較高的 CC，在此推測可能受 NCU Z_{DR} 資料品質的影響，限制了短波段雷達 K_{DP} 參數的發揮。

五、結論與未來展望

（一）結論

收集位在 NCU 長達 6 年以上的 2DVD 雨滴譜儀資料，依月份分類求得不同降雨類型的四種降雨公式，套用於 2014 至 2015 年間由 NCU C 波段與 RCWF S 波段雷達共同觀測的個案中，而後將降雨估計結果與地面雨量站的觀測進行比較。經過一系列的資料處理與品管分析後，兩雷達的雨量估計皆有不錯的結果，其中又以組合型公式有相對穩定且較佳的表現。主要結論如下：

1. 本研究選用 LM 演算法求取北台灣地區各降雨類型的降雨關係式係數。其中以 $R(Z, Z_{DR})$ 公式的回歸結果對降雨類型的分類或資料數較為敏感，由 T-Matrix 所模擬之雷達參數進行降雨估

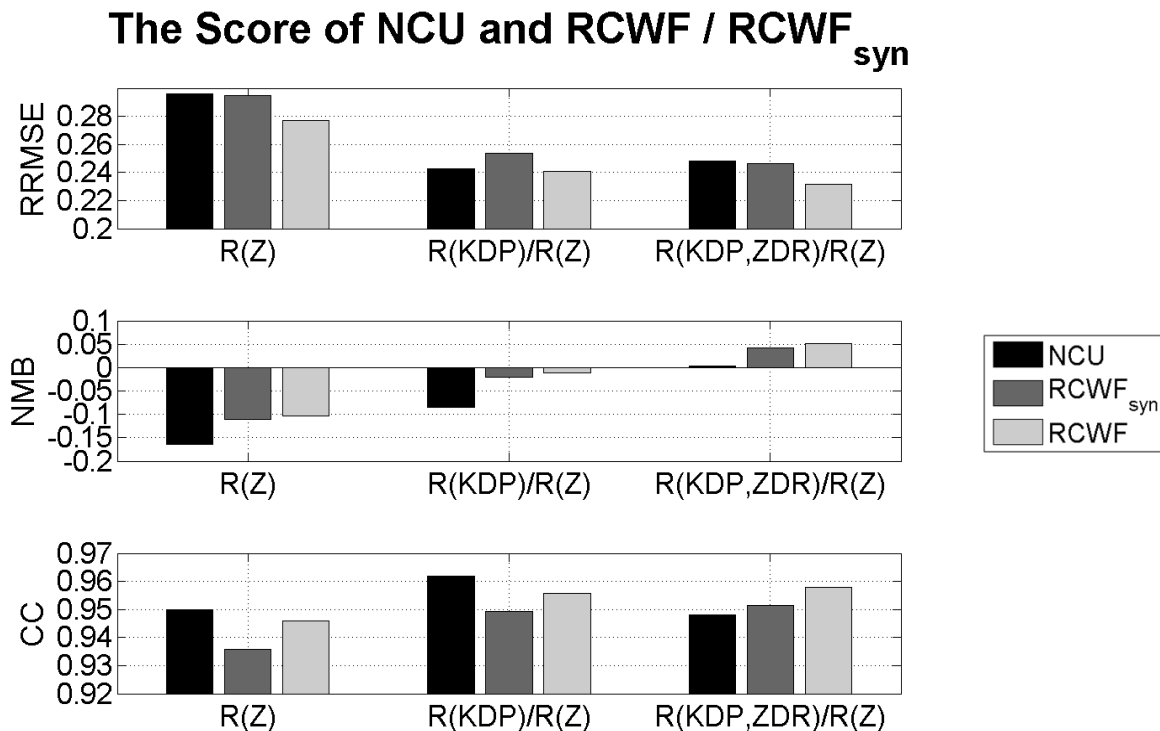


圖 11 NCU、RCWF 及其降資料樣本數後($RCWF_{syn}$)的降雨估計分數比較。

計的測試中，顯示可因理想公式係數的使用而有效降低降雨估計之誤差；但於真實觀測中， Z_{DR} 參數有較多的雜訊與不確定性，進而影響理想係數的表現，使用保守的統一公式反而能因其對 DSD 較不敏感，得以提升降雨估計的準確度。

2. 透過自治法(Self-consistency)不僅可求得 Z 偏差量(雷達上空無降雨時)，亦可修正受濕天線罩效應影響的衰減量。本研究測試結果顯示濕天線罩效應的修正對 S 與 C 波段雷達皆有顯著的影響。而 S 波段雷達的組合型公式可因 Z 的修正(包含能量衰減與 Z 差異量修正)使誤差明顯降低，以個案二 RCWF 為例， $R(K_{DP})/R(Z)$ 公式經 Z 修正後可降低 RRMSE 約 0.13。
3. 整體上兩雷達皆以 K_{DP} 參數組合型公式有最佳的降雨估計結果：NCU 為 $R(K_{DP})/R(Z)$ ；RCWF 為 $R(K_{DP}, Z_{DR})/R(Z)$ 公式。而 NCU 的 Z_{DR} 參數由於觀測資料修正(如能量衰減、濕天線罩效應修正)的不確定性較大，影響其於降雨估計上的表現。考慮 NCU 有較長的體積掃描週期，為使兩雷達能公平比較而將 RCWF 的資料樣本數減半，結果顯示 NCU K_{DP} 參數組合型公式的整體表現略優於 RCWF S 波段雷達。顯示本研究透過自治法，可降低濕天線罩效應對 C 波段雷達其能量參數的影響，再結合短波段雷達 K_{DP} 參數於小雨區相對較敏感的優勢，可提升 C 波段雷達於降雨估計應用的價值。

(二) 未來展望

影響雷達降雨估計表現的因子相對複雜，本研究由七組個案初步比較分析兩雷達各降雨公式的表現。未來可望利用新建立之降雨雷達收集更多資料，深入資料品管的細節與長期分析雷達參

數的誤差特性，以建立符合作業化的 QPE 流程。

1. 本研究的雷達 Z 偏差量與濕天線罩效應之衰減量，為利用與相位參數的比對所求得，然而此方法的不確定性包含 Z 與 K_{DP} 關係式的變異性以及 Φ_{DP} 的觀測誤差，未來對於計算結果應進行更嚴謹的校驗，例如比較兩相鄰雷達對同點觀測的數據等。此外自治法(Self-consistency)亦相當依賴 Φ_{DP} 的觀測，因此 Φ_{DP} 參數場對不同降雨類型所展現的特徵亦值得探討。
2. 在雷達掃描過程中，部分資料受降雨系統短時移入或移出影響，使濕天線罩效應造成的衰減量具仰角與方位角上的差異，在此狀況下如何挑選局部資料進行修正，仍有待研究。此外對於 Φ_{DP} 增量不夠明顯的資料(通常發生於弱降水)，由於其 $\Delta\Phi'_{DP}/\Delta\Phi_{DP}$ 比值的計算相當敏感，需經大量資料統計求得未降雨時的 Z 偏差量以進行取代。

六、致謝

感謝兩位審查委員寶貴的建議，使本文得以更加完整。感謝中央氣象局提供五分山雷達及雨量站資料。本研究由行政院科技部研究計畫 MOST 103-2625-M-008-007-MY2 經費資助。

參考文獻

- 呂崇華，2006：雙偏極化雷達資料分析梅雨鋒面雨滴粒徑分佈的物理特性。國立中央大學碩士論文，100 頁。
- 周仲島，2013：西南氣流實驗紀要。國立臺灣大學出版，450 頁。

- 周仲島、鍾吉俊、修榮光，2015：S 波段雙偏極化雷達在梅雨季豪大雨天氣系統定量降雨估計之應用。《大氣科學期刊》，**43(2)**，91-113。
- 紀博庭，2005：利用中央大學雙偏極化雷達資料反求雨滴粒徑分佈及降雨率方法的研究。國立中央大學碩士論文，70 頁。
- 紀博庭、陳台琦、呂崇華，2008：雙偏極化雷達觀測參數反求雨滴粒徑分佈以及降水估計。《大氣科學期刊》，**36(1)**，21-42。
- 唐玉霜、黃葳芃、張保亮、陳嘉榮，2016：劇烈天氣監測系統(QPESUMS)之防災應用。105 年天氣分析與預報研討會論文彙編，中央氣象局，臺北。
- 鳳雷，2002：熱帶降水系統之雙偏振雷達觀測研究。國立台灣大學大氣科學博士論文，161 頁。
- 劉慈先，2002：SCSMEX 期間利用 C-Pol 偏極化雷達氣象參數觀測降水系統之分析。國立中央大學碩士論文，74 頁。
- Battan, L. J., 1973: Radar observation of the atmosphere. *University of Chicago Press*, 324.
- Brandes, E. A., G. Zhang, and J. Vivekanandan, 2002: Experiments in rainfall estimation with polarimetric radar in a subtropical environment. *J. Appl. Meteor.*, **41**, 674-685.
- Bringi, V. N., V. Chandrasekar, N. Balakrishnan, and D. S. Znić, 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 University Press*, 636 pp.
- Browning, K. A., C. G. Collier, P. R. Larke, P. Menmuir, G. A. Monk, and R. G. Owens, 1982: On the forecasting of frontal rain using a weather radar network. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 534-552.
- Chang, W.-Y., T.-C. C. Wang, and P.-L. Lin, 2009: Characteristics of the raindrop size distribution and drop shape relation in typhoon systems in the western Pacific from the 2D video disdrometer and NCU C-band polarimetric radar. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **26**, 1973-1993.
- Chen, C. S., and Y. L. Chen, 2003: The rainfall characteristics of Taiwan. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 1323-1341.
- Cifelli, R., V. Chandrasekar, S. Lim, P. C. Kennedy, Y. Wang, and S. A. Rutledge, 2011: A new dual-polarization radar rainfall algorithm: Application in Colorado precipitation events. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **28**, 352-364.
- Figuera i Ventura, J., A.-A. Baumahmoud, B. Fradon, P. Dupuy, and P. Tabary, 2012: Long-term monitoring of French polarimetric radar data quality and evaluation of several polarimetric quantitative precipitation estimators in ideal conditions for operational implementation at C-band. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **138**, 2212-2228.
- Figuera i Ventura, J., and P. Tabary, 2013: The new French operational polarimetric radar rainfall

- rate product. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **52**, 1817-1835.
- Giangrande, S. E., and A. V. Ryzhkov, 2008: Estimation of rainfall based on the results of polarimetric echo classification. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **47**, 2445-2462.
- Gourley, J. J., R. A. Maddox, K. W. Howard, and D. W. Burgess, 2002: An exploratory multisensor technique for quantitative estimation of stratiform rainfall. *J. Hydrometeor.*, **3**, 166-180.
- Hubbert, J., and V. N. Bringi, 1995: An iterative filtering technique for the analysis of copular differential phase and dual-frequency radar measurements. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **12**, 643-648.
- Lee, G. W., 2006: Sources of errors in rainfall measurements by polarimetric radar: Variability of drop size distributions, observational noise, and variation of relationships between R and polarimetric parameters. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **23**, 1005-1028.
- Levenberg, K., 1944: A method for the solution of certain non-linear problems in least squares. *Quart. Appl. Math.*, **2**, 164-168.
- Mishchenko, M. I., L. D. Travis, and D. W. Mackowski, 1996: T-matrix computations of light scattering by nonspherical particles: A review. *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, **55**, 535-575.
- Ryzhkov, A. V., and D. S. Zrnić, 1996: Assessment of rainfall measurement that uses specific differential phase. *J. Appl. Meteor.*, **35**, 2080-2090.
- Ryzhkov, A. V., and D. S. Zrnić, 2005: Radar polarimetry at S, C, and X bands comparative analysis and operational implications. *32nd Conf. on Radar Meteorology*, Albuquerque, NM, Amer. Meteor. Soc., CD-ROM, 9R.3.
- Ryzhkov, A. V., S. E. Giangrande, and T. J. Schuur, 2005: Rainfall Estimation with a Polarimetric Prototype of WSR-88D. *J. Appl. Meteor.*, **44**, 502-515.
- 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.
- Seliga, T. A., V. N. Bringi, and H. H. Al-Khatib, 1981: A preliminary study of comparative measurements of rainfall rate using the differential reflectivity radar technique and a raingage network. *J. Appl. Meteor.*, **20**, 1362-1368.
- Smith, J. A., M. L. Baeck, M. Steiner, and A. J. Miller, 1996: Catastrophic rainfall from an upslope thunderstorm in the central Appalachians: The Rapidan storm of June 27, 1995. *Water Resour. Res.*, **32**, 3099-3113.
- Ulbrich, C. W., and D. Atlas, 2007: Microphysics of raindrop size spectra: Tropical continental and maritime storms. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **46**, 1777-1791.
- Vivekanandan, J., W. M. Adams, and V. N. Bringi, 1991: Rigorous approach to polarimetric radar

- modeling of hydrometeor orientation distributions. *J. Appl. Meteor.*, **30**, 1053-1063
- Vivekanandan, J., G. Zhang, S. M. Ellis, D. Rajopadhyaya, and S. K. Avery, 2003: Radar reflectivity calibration using differential propagation phase measurement. *Radio Sci.*, **38**, 8049.
- Wang, Y., P. Zhang, A. Ryzhkov, J. Zhang, and P. -L. Chang, 2014: Utilization of specific attenuation for tropical rainfall estimation in complex terrain. *J. Hydrometeor.*, **15**, 2250-2266, doi: 10.1175/JHM -D-14-0003.1.
- Wang, Y., J. Zhang, P. -L. Chang, C. Langston, B. Kaney, and L. Tang, 2016: Operational C-Band dual-Polarization radar QPE for the subtropical complex terrain of Taiwan. *Advances in Meteorology*, doi: 10.1155/2016/4294271.

Comparison of Quantitative Precipitation Estimation in Northern Taiwan Using S- and C-band Dual-Polarimetric Radars

Ju-Yu Chen¹ Wei-Yu Chang² Tai-Chi Chen Wang¹

¹Department of Atmospheric Sciences, National Central University, Taiwan

²Department of Atmospheric Sciences, Chinese Culture University, Taiwan

(manuscript received 25 April 2017 ; in final form 10 July 2017)

ABSTRACT

The operational radar network in Taiwan will be composed with S and C-band dual-polarimetric radars to monitor extreme precipitation. Various polarimetric parameters of different wavelength radars have distinct advantages and disadvantages in term of quantitative precipitation estimation (QPE). Four different QPE relationships, namely $R(Z)$, $R(K_{DP})$, $R(Z, Z_{DR})$ and $R(K_{DP}, Z_{DR})$, of each rain type are obtained from National Central University 2D-Video disdrometer data and applied to seven events observed by both RCWF S-band and NCU C-Pol radars from 2014 to 2015. The goal of this study is to investigate the performances of radar-based QPE from different wavelengths by comparing with 96 rain gauges. The results indicate that: (1) The QPEs are improved after applied into the corresponding rain-type coefficients with respect to general ones. (2) Both the attenuation correction by Φ_{DP} algorithm and the wet radome correction by self-consistency method greatly improve the QPEs from RCWF and NCU C-Pol radars. (3) The QPEs from K_{DP} -based relationships which combine with $R(Z)$ are more accurate than Z-based relationships. (4) When two radars have comparable sampling data, NCU C-Pol radar shows the advantage of K_{DP} parameter for QPE at shorter wavelength with lower relative root mean square error and higher correlation coefficient.

Key Words: Quantitative Precipitation Estimation (QPE), Dual-Polarimetric Radar.

doi: 10.3966/025400022017034501004

