

# 微波降雨雷達觀測之評估分析

蔡嘉倫<sup>\*1</sup> 游政谷<sup>2</sup>

<sup>1</sup> 中國文化大學地學研究所

<sup>2</sup> 中國文化大學大氣科學系

(中華民國一〇一年四月二日收稿；中華民國一〇一年八月十四日定稿)

## 摘 要

微波降雨雷達(Micro Rain Radar, MRR)自 2005 年 6 月起架設於中國文化大學陽明山校區，由於 MRR 首度在位於副熱帶的臺灣觀測，其資料的品質與可信度對於往後在臺灣使用 MRR 觀測是相當重要的評估依據。本文選取泰利、龍王颱風(2005)與 2006 年 2 月 25、28 日的層狀降雨系統個案，分別比對在對流與層狀性降雨的環境之下，MRR 與中央氣象局五分山雷達、民航局桃園機場雷達、中國文化大學撞擊式雨滴譜儀(J-W Distrometer, JWD)之觀測資料，藉此瞭解 MRR 的觀測資料與不同儀器之間的差異程度與特性。結果顯示 MRR 垂直方向之雷達回波隨時間的變化與五分山跟桃園機場雷達觀測相當一致，然而當五分山或桃園機場雷達回波大於 45 dBZ 時，MRR 的雷達回波出現了低層資料缺少及高層回波低估之情形。層狀降雨環境下，MRR 與其他兩個雷達的回波強度差異較小( $\sim\pm 3$  dBZ)，分析 MRR 與 JWD 所觀測之雨滴粒徑分佈與降雨率資料，其小雨滴( $< 1.5$  mm)的數量相當接近且降雨率無顯著差異。在颱風降雨環境中，MRR 與其他兩個雷達的回波強度低估約 6~18 dBZ，MRR 小雨滴的數量則遠多於 JWD 之觀測，大雨滴的數量則是少於 JWD，降雨率在雷達回波越強時，MRR 高估情形越顯著。因此，在層狀降雨環境中，MRR、五分山與桃園機場雷達之雷達回波資料差異小，MRR 與 JWD 雨滴粒徑分佈與降雨率資料有相當程度的一致性。在颱風劇烈對流環境中，MRR 之雷達回波、降雨率與雨滴粒徑分佈中受電磁波衰減及儀器限制等因素影響存在著顯著的差異。

關鍵字：微波降雨雷達，雨滴粒徑分佈，都卜勒雷達

---

\*通訊作者：蔡嘉倫，11114 台北市士林區華岡路 55 號 大氣科學系

E-mail: g9506715@ms2.pccu.edu.tw TEL: 02-2861-0511#25901

## 一、前言

微波降雨雷達(Micro Rain Radar, MRR)為垂直指向(Vertically Pointing)之氣象都卜勒雷達,可觀測垂直方向之雷達回波、水滴落速、降雨率、液態水含量與雨滴粒徑分佈(Drop Size Distribution, DSD)。MRR 使用調頻連續波段(Frequency Modulated-Continuous Wave, FM-CW)去觀測大氣中水相粒子在垂直方向上都卜勒頻率變化,此技術的優點在於可以獲得高空間與高時間解析度的資料(Peters et al. 2005),因此可提供一組自近地面至高空的資料以彌補一般氣象雷達在近地面資料缺乏的問題。另外,由於天線碟盤小,易於安裝架設及操作,且機動性高,所以此雷達便於應用於地形崎嶇複雜的臺灣,可隨時視觀測需求而調整位置及策略,雖然觀測資料僅局限於單點,但對於分析降雨系統通過時其垂直結構隨時間的細微變化與檢視其微物理過程相當有幫助。

Diederich et al. (2004)在荷蘭利用 MRR 與二維光學式雨滴譜儀(2D-video Disdrometer, 2D-VD)在微弱降雨系統中進行資料比對,發現 MRR 的雷達回波值有時會高估。Löffler-Mang et al. (1999)利用 MRR 進行觀測,結果發現所觀測到的降水受本身的電子干擾、物理過程及雷達常數的影響,其觀測值普遍高於地面的雨量計與雨滴譜儀的觀測值,然而經過訂正之後,與地面觀測之雨量其相關係數可高達 0.94。Peters et al. (2002)利用 MRR 距離地面 500 公尺高的降雨資料與傾斗式雨量計做比對,發現其相關係數達 0.87。Peters et al. (2005)在層狀降雨系統利用 MRR 觀測,並跟撞擊式雨滴譜儀(J-W Disdrometer, JWD)與光學式雨滴譜儀(Optical Disdrometer, OD)之降雨率

與 DSD 做比較,發現降雨率與 DSD 的變化相當一致。氣象都卜勒雷達量測到的雷達回波可藉由 Z-R 關係式求得降雨率,進一步可以推估出降雨量,在定量降水預報上非常有幫助。但是在不同的天氣系統及地區有其特有及適用的 Z-R 關係式,降雨率的不同主要與雨滴粒徑分佈相關,而雷達回波是藉由觀測體積內不同大小雨滴的截面積後向散射能量所求得,因此雷達回波與降雨率之間並非為一種線性關係,有著高度的不確定及模糊的空間(Diederich et al. 2004)。地面雷達的電磁波常受地形阻礙,且其高度最低的資料與地面雨量站還會有些距離,因此一般氣象雷達在低邊界觀測非常缺乏(White et al. 2003)。使用雷達估計降雨量時,若純粹使用地面所觀測之雨量去訂正,則容易受到系統的移動及強風的影響而使雨量估計有所誤差。

由於臺灣地形及環境上的限制,體積掃描式的地面雷達之電磁波易受地形或建築物阻擋而使資料可信度降低,因此將雷達建置於較高的山上以避免電磁波被阻擋(如五分山雷達)為解決方式之一。若無法建置於較高的地形上,則會放棄較低層仰角的觀測(如花蓮與墾丁雷達),因此臺灣的雷達主要是針對於海面上天氣系統的觀測,而對於陸地上的觀測則是相對薄弱地,尤其是自地面到地面雷達最低仰角的這段距離中,可說是沒有資料的觀測。然而降雨系統常常與地形之間密不可分,資料的缺乏往往對於地形上的降雨過程及雨量無法充分的瞭解與掌握。為彌補此段觀測資料的不足,MRR 可提供垂直方向上的雷達降雨回波、雨滴落速及降雨量的資料。MRR 雷達由於建置及維護的費用相對於地面雷達低,且容易移動及安裝,可隨時視降雨系統的位置進行佈署,即使降雨位置的改變也可隨時移動,機動性

相當高。地面雷達基本上可觀測雷達回波及徑向速度場，但 MRR 更可提供雨滴的粒徑分佈資訊，藉此選用一組適合的 Z-R 關係式，再藉由地面雷達較大範圍的觀測來估計陸地上的降雨量。

中國文化大學大氣科學系在 2005 年 6 月開始利用 MRR 在陽明山區域進行觀測，為此型雷達首度在副熱帶地區運作，並在 2006 年 11 月、2007 年 6 月分別在翡翠水庫文大華林校區、陽明山校本部與台北市城區部增置了 3 部同型 MRR(2010 年 6 月將台北市之 MRR 移置蘭嶼觀測至今)。由於過去研究較常將 MRR 應用於層狀降雨系統中

觀測，然而臺灣時常有劇烈天氣系統之對流性降雨，為了解觀測資料的準確性與可信度以及評估在觀測對流降水系統的適用性，本文將使用建置在陽明山校本部之 MRR 觀測資料跟中央氣象局五分山雷達、民航局桃園機場雷達（相關位置如圖 1）與文化大學之撞擊式雨滴譜儀(JWD)進行資料的比對與評估。本文針對兩個颱風泰利(2005)與龍王(2005)及 2006 年 2 月 25、28 日的層狀降雨系統通過 MRR 時所量測之降水參數資料（包括降水回波、DSD 及降雨率）進行分析評估。

由於本研究所使用的 MRR 為第一次在臺灣

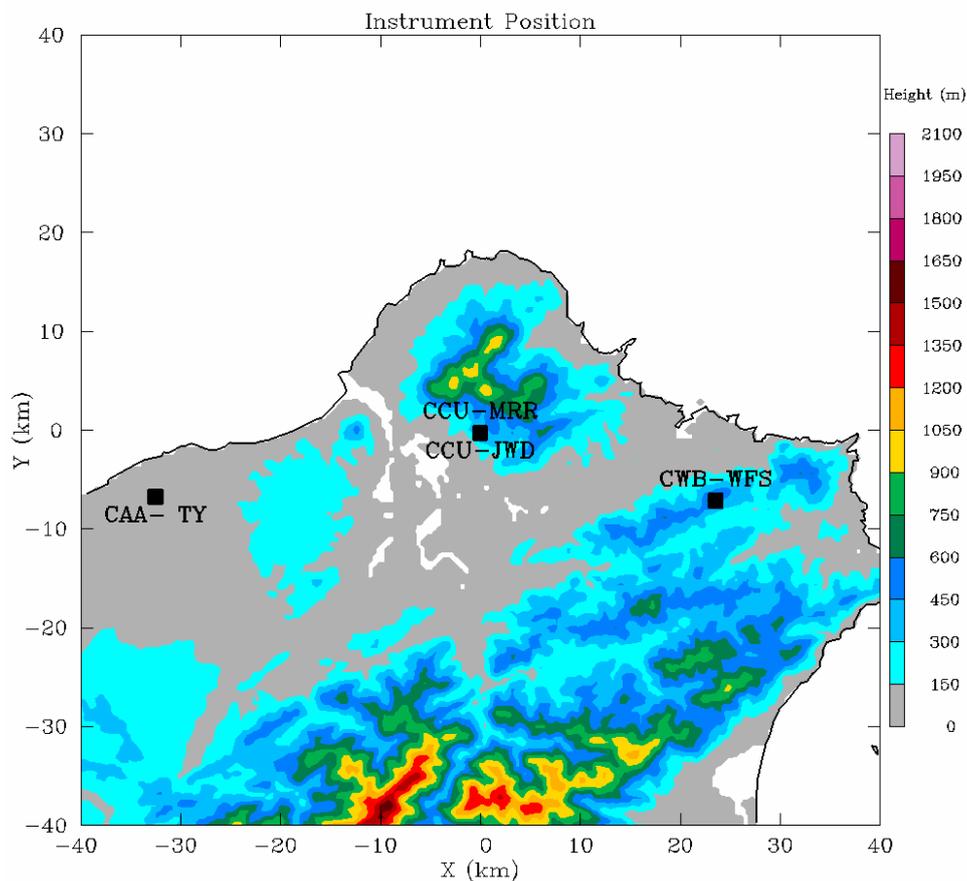


圖 1 儀器與雷達相關位置圖，色階為地形海拔高度，單位為公尺，間距及數值如圖右所示。CCU-MRR 為微波降雨雷達設置位置，CCU-JWD 為撞擊式雨滴譜儀設置位置，CWB-WFS 為中央氣象局五分山雷達站，CAA-TY 為民航局桃園機場雷達站。橫軸與縱軸皆代表水平距離，單位為公里。

觀測，其最大優勢在於 MRR 可觀測垂直方向上的雨滴粒徑分佈，進而藉此計算其他降雨參數。在 MRR 架設於文化大學時，同地同時有 JWD 的觀測，而近年則因校區硫氣影響 JWD 而無觀測資料。由於在此期間同時皆有雨滴粒徑分佈資料，現階段本研究欲先針對雨滴粒徑分佈資料之特性有所掌握後，並以此為對照，再陸續加入個案及其他 MRR 進行區域性的資料分析及科學探討。

## 二、資料處理與說明

### (一) 微波降雨雷達觀測原理

中國文化大學微降雨雷達 (CCU-MRR，之後本文用 MRR 代表) 位於台北市陽明山區 (圖 1)，其海拔高度為 423 公尺。本文使用的觀測資料有雷達回波、雨滴粒徑分佈與降雨率，時間解析度為 1 分鐘，垂直空間解析度為 200 公尺。圖 2 為 MRR 的觀測架構圖，使用者在操作及控制介

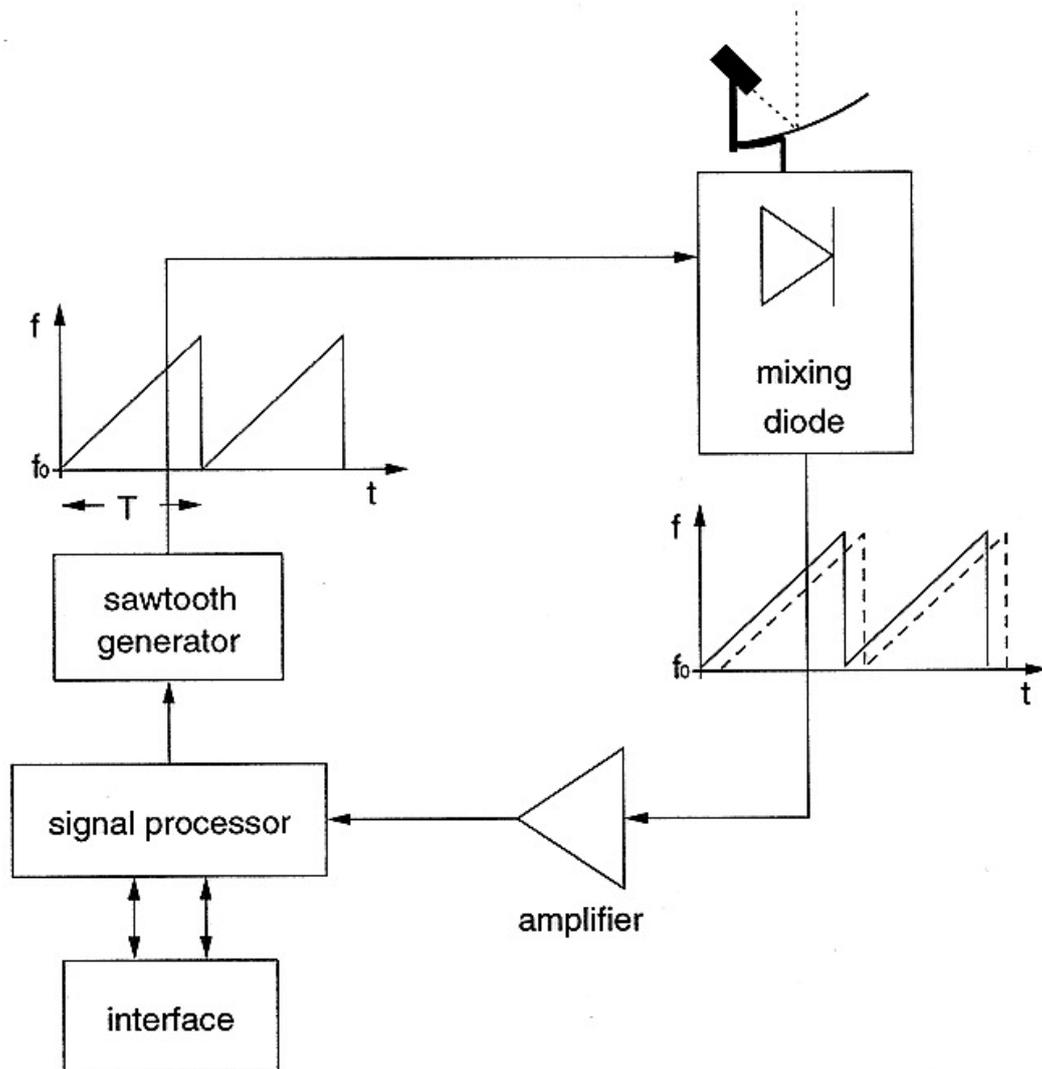


圖 2 微波降雨雷達之觀測架構方塊圖 (此圖摘錄自 Löffler-Mang et al. 1999)。

面(interface)設定觀測的時間及空間解析度後，電磁波訊號在訊號處理器裡(signal processor)發射，電磁波訊號經過鋸齒狀的訊號產生器(sawtooth generator)到達槍形的調波器裡(mixing diode)振盪後發射，傳輸的電磁波強度約為50mW，藉由天線反射至大氣中觀測目標物，天線大小約為直徑60cm，波束寬為2度，雷達電磁波長為1.25cm，其相對應的頻率為24.1GHz。當電磁波遭碰到目標物後，天線接收後向散射訊號，在透過訊號放大器(amplifier)後傳回訊號處理器，藉由訊號處理器比較其頻率相位的差異，進一步計算後可知目標物速度。其接收之波譜強度利用快速的富立業轉換(FFT)計算後可以得到目標物的速度譜，此一速度譜可以得知雷達觀測體積中目標物(雨滴)的終端速度。利用Gunn and Kintzer (1949)之研究得知其終端速度的變化與其粒徑大小有關係，藉此可以知道觀測範圍內之DSD 因為不同的雨滴粒徑其相對的終端速度也不同(Atlas et al. 1973)，進一步由雨滴大小與雨滴落速之間的關係(Foote and Toit 1969)求得雨滴粒徑分佈，MRR 主要可以雨滴粒徑分佈並藉此反演降水參數，MRR 雨滴粒徑分佈之計算為：

$$N(D_{mn}) = \frac{\eta(D_{mn})}{\sigma(D_{mn})}$$

$\eta(D_{mn})$  為 $mn$ 粒徑的後向散射能量總強度， $\sigma(D_{mn})$  為 $mn$ 粒徑截面積所後向散射之能量強度，相除可得到 $mn$ 粒徑的雨滴數量，單位為 $\text{mm}^{-1} \text{m}^{-3}$ 。垂直方向因空氣密度不同，其雨滴大小觀測範圍約0.246~5.03 mm。雨滴落速的計算為：

$$W = \frac{\lambda}{2} \int_0^{\infty} \eta(f) f df \bigg/ \int_0^{\infty} \eta(f) df$$

$\lambda$  為波長， $\eta(f)$  為都卜勒頻率能量。利用雨滴粒

徑分佈可以進一步求得雷達回波因子(單位為 $Z$ ):

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

與降雨率：

$$RR = \frac{\pi}{6} \int_0^{\infty} N(D) D^3 V(D) dD$$

式中 $V(D)$ 為雨滴的速度，降雨率的單位為 $\text{mm hr}^{-1}$ 。與液態水含量：

$$LWC = \rho_w \frac{\pi}{6} \int_0^{\infty} N(D) D^3 dD$$

式中 $\rho_w$ 為水的密度，液態水含量的單位為 $\text{g m}^{-3}$ 。MRR 的觀測原理也可參考 Löffler-Mang et al. (1999)、Peters et al. (2005)、蔡與游(2006)。

## (二) 五分山雷達

中央氣象局五分山都卜勒雷達資料(CWB-WFS，之後本文用WFS代表)，位置標於圖1，波長10公分(S-Band)，雷達天線高度為海拔766公尺，平均約每6分鐘作一次體積掃描，並記錄雷達回波(徑向解析度為1公里)、徑向風場等觀測資料。MRR 位於五分山雷達站方位角 $286.4^\circ$ ，距離約為24.51公里。本文所使用之資料之處理方法為先取得 $286^\circ$ 與 $287^\circ$ 剖面之雷達回波，並將其內插至與MRR 垂直解析度(200公尺)相同的網格點上，在這兩個角度上再取水平最接近MRR 位置之24與25公里兩點之雷達回波，分別將這兩個角度及兩個距離共4點資料，利用雙線性內插求得通過MRR 上方隨時間變化之雷達回波。

### (三) 桃園機場雷達

民航局桃園機場都卜勒雷達資料 (CAATY, 之後本文用 CAA 代表), 其位置標於圖 1, 波長 5 公分(C-Band), 雷達天線高度為海拔 9 公尺, 平均每 5~30 分鐘作一次體積掃描, 並記錄雷達回波 (徑向解析度為 250 公尺)、徑向風場等觀測資料。MRR 位於桃園機場雷達站方位角 78.71°, 距離約為 33.51 公里。本文所使用之資料之處理方法為先取得 78°與 79°剖面之雷達回波, 並將其內插至與 MRR 垂直解析度 (200 公尺) 相同的網格點上, 分別將這兩個角度及兩個距離共 4 點資料, 利用雙線性內插求得通過 MRR 上方隨時間變化之雷達回波。

### (四) 撞擊式雨滴譜儀

撞擊式雨滴譜儀(J-W Distrometer, Joss and Waldvogel 1967)過去 40 年廣泛的用來量測雨滴的粒徑及數量, 中國文化大學為 RD-80 型撞擊式雨滴譜儀 (CCU-JWD, 之後本文用 JWD 代表), 其位置標於圖 1。JWD 與 MRR 位於同一觀測坪中, 兩儀器相距約 3 公尺, 時間解析度為 1 分鐘, 可觀測 127 種大小直徑的雨滴, 觀測資料輸出將其分類成 20 種大小, 觀測範圍約 0.313~5.145 mm, 可自動計算及記錄其降雨率、降雨量與液態水含量等降水參數。本文使用其雨滴粒徑分佈 (DSD)與降雨率資料與 MRR 做比對分析。撞擊式雨滴譜儀之 DSD 定義為:

$$N(D_i) = \frac{n_i}{F \times t \times v(D_i) \times \Delta D_i}$$

降雨率之定義為:

$$RR = \frac{\pi}{6} \times \frac{3.6}{10^3} \times \frac{1}{F \times t} \times \sum_{i=1}^{20} (n_i \times D_i^3)$$

$D_i$  為第  $i$  分類的平均粒徑大小,  $F$  雨滴譜儀感應面積 ( $F = 0.005 \text{ m}^2$ ),  $t$  為觀測時距 (60 秒),  $v(D_i)$  為  $D_i$  大小雨滴的落速 (Gunn and Kinzer 1949),  $\Delta D_i$  為  $D_i$  大小雨滴的差距,  $n_i$  為時間  $t$  內第  $i$  分類所觀測到之雨滴個數。

### (五) 分析個案

泰利颱風為 2005 年的第 13 號颱風, 8 月 26 號在東經 145°, 北緯 12.5°生成, 隨後以西北轉西北西的方向並朝臺灣前進。中央氣象局在 8 月 30 日 2030 UTC 發佈強烈颱風泰利的海上陸上警報, 此時中心氣壓為 920 mb, 近中心最大風速為  $53 \text{ m s}^{-1}$ , 本文使用資料的時間為 8 月 31 日 1000~2300 UTC。

龍王颱風為 2005 年的第 19 號颱風, 9 月 26 號在關島北方生成, 隨後以西北轉西的方向並以每小時 22~25 公里的速度朝臺灣前進。中央氣象局在 9 月 30 日 2130 UTC 發佈強烈颱風龍王的海上陸上警報, 此時中心氣壓為 925 mb, 近中心最大風速為  $51 \text{ m s}^{-1}$ 。10 月 1 日 2115 UTC 在花蓮縣登陸, 此時中心氣壓、強度與近中心最大風速並無明顯改變。登陸後由於受到地形破壞在 10 月 2 日 0030 UTC 減弱為中度颱風, 並在 10 月 3 日 0030 UTC 解除海上陸上颱風警報, 本文使用資料的時間為 10 月 1 日 1500~2300 UTC。受東北季風影響之層狀降雨個案, 本文使用資料的時間為 2 月 25 日 1900~2400 UTC、2 月 28 日 0200~1200 UTC。

### 三、比對分析

#### (一) 層狀降雨類型

##### 1. 雷達回波

圖 3a 為 MRR 在 2006 年 2 月 25 日 1900~2400 UTC (共 5 個小時) 與 WFS、CAA 的雷達回波隨時間之變化，這三個雷達開始降雨的時間大致約為 1900~2400 UTC。雷達回波有以下特徵：其亮帶約位於距地面 3.2 公里高 (2130~2330 UTC)，MRR 在亮帶出現的時間中其近地面有觀測到 25~30 dBZ 的回波，但 WFS 與 CAA 則皆小於 25 dBZ。三個雷達同時在 2100 UTC 有觀測到較強的雷達回波 (> 30 dBZ)，在這波降水中，MRR 的雷達回波隨高度由 35 減弱為 25 dBZ，而 WFS 與 CAA 雷達則是隨高度由 25 增強至 35 dBZ。

圖 3b 為 MRR 在 2006 年 2 月 28 日 0200~1200 UTC (共 10 個小時) 與 WFS、CAA 雷達回波隨時間之變化；在 0200~0400 UTC 同時觀測到降水回波，MRR 在此期間有觀測到兩處大於 35 dBZ 之回波，其中 WFS 回波則略弱於 MRR，CAA 回波則更弱 (~30 dBZ)。約在 3.2 公里高度以上三個雷達皆有觀測到亮帶，進一步利用雷達回波強度梯度較大的高度來定義為融解層高度，MRR 的融解層約在 4 公里高，而 WFS 與 CAA 則不易定義其融解層之高度，只能以亮帶的位置約略得知其高度可能在 4.8 公里附近。亮帶的回波強度由強到弱依序為 WFS、CAA、MRR，顯示 MRR 回波有被衰減。這三個雷達在 0400~0900 UTC 同時有觀測到相對較弱回波，在這段期間 WFS 雷達回波在 2.4~3.2 公里的高度有資料缺少的情形。此外與 MRR 及 CAA 相比較可發現，WFS 在 1000 UTC 自底層到 6.4 公里高也有資料

缺漏的情況，三個雷達的回波約同時在 1200 UTC 減弱。

為更清楚的知道 MRR、WFS 與 CAA 雷達之間的回波強度的差異，將上述時間之 MRR 與 WFS、CAA 雷達回波資料相減，分析其差異的比例，以得知 MRR 的雷達回波高估與低估值，其結果如圖 4。雷達回波相減之作法為先將觀測到的雷達回波 (單位為 dBZ) 換算回雷達回波因子 (單位為 Z)，進行運算後再將其換算至雷達回波 (單位為 dBZ)。由圖可知在 0~6400 m 中 MRR 與 WFS、CAA 雷達回波差值在 -3~3 dBZ 之間的比例最高 (~20%)，進一步將觀測資料分成低 (0~1800 m)、中 (2000~3800 m) 及高層 (4000~6400 m) 三類，分別來瞭解不同高度雷達回波之間的差異，低層資料在 0~3 dBZ 之間的比例達 30% 以上，中層回波強度則略低估於低層，其比例最大值約在 -3~0 dBZ 之間，高層資料其比例最大值約是在 -9~-3 dBZ 之間。

##### 2. 雨滴粒徑分佈

圖 5a 為 MRR 前兩層 (200 與 400 m) 與 JWD 在 2006 年 2 月 25 日其雨滴粒徑分佈隨時間之變化。除 MRR 在 2300 UTC 觀測到雨滴數量有明顯多於 JWD 外，其餘時間的雨滴大小隨時間經過變化趨勢都很接近，但在雨滴的數量則有所差異，MRR-200m 在 0.5 mm 粒徑中的資料有缺漏，MRR-400m 的觀測資料較完整，且其雨滴數量與 JWD 之觀測是比較接近的。圖 5b 為 2006 年 2 月 28 日雨滴粒徑分佈隨時間之變化，可以發現與 25 日個案類似，其雨滴大小隨時間經過變化趨勢皆相同，JWD 約在 0200、0700 與 0900 UTC 小於 1 mm 的雨滴數量比較多，同一時間 MRR-200m 與 400m 雨滴數量也有相對的最大值且大都多於 JWD，MRR-200m 資料在 1 mm 以下仍有缺漏的

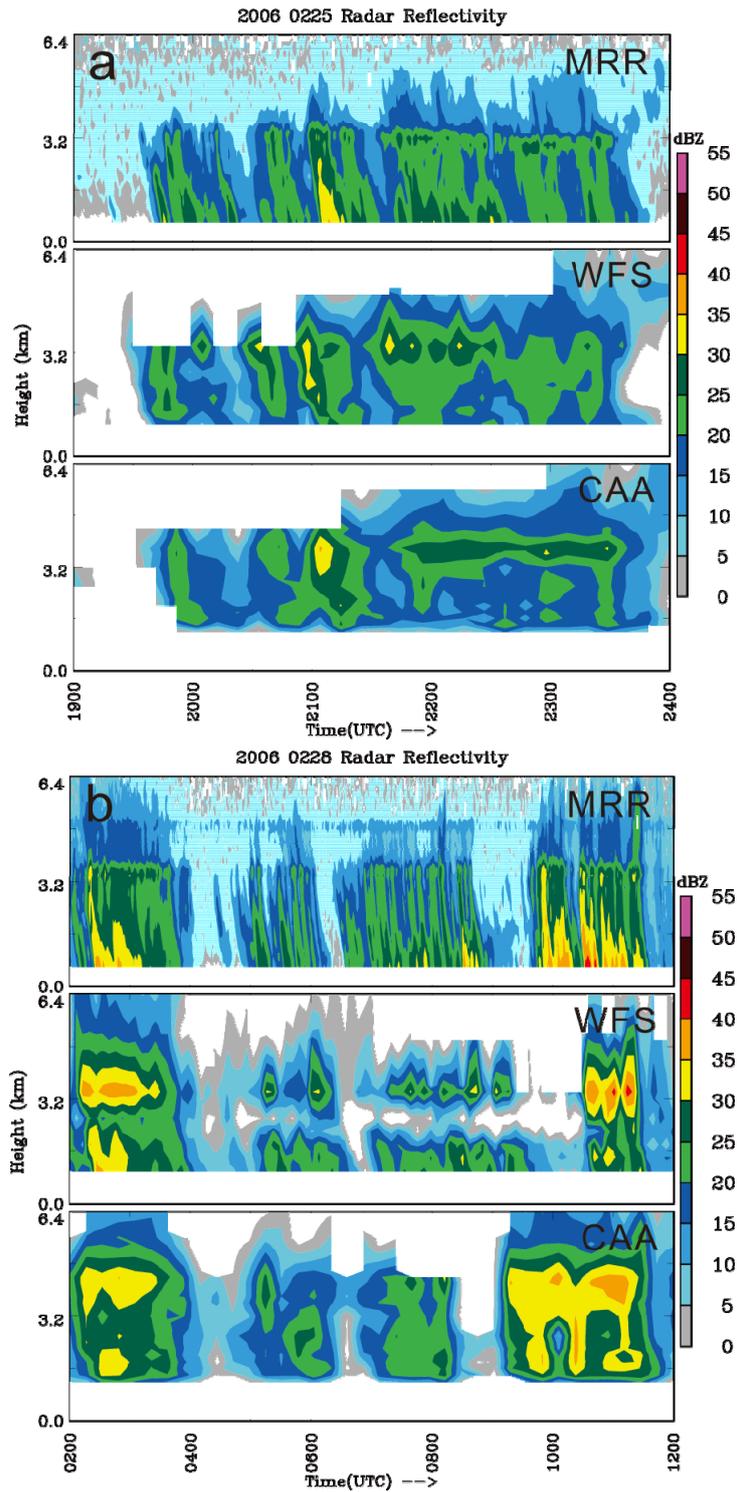


圖 3 層狀降雨系統類型之雷達回波隨時間的變化圖，MRR（上面部分）、WFS（中間部分）、CAA（下面部分）。色階為雷達回波強度，單位為 dBZ，間距及數值如圖右所示。橫軸代表時間，縱軸代表高度，單位為公里。圖(a)時間為 2006 年 2 月 25 日 1900~2400 UTC，圖(b)時間為 2006 年 2 月 28 日 0200~1200 UTC。

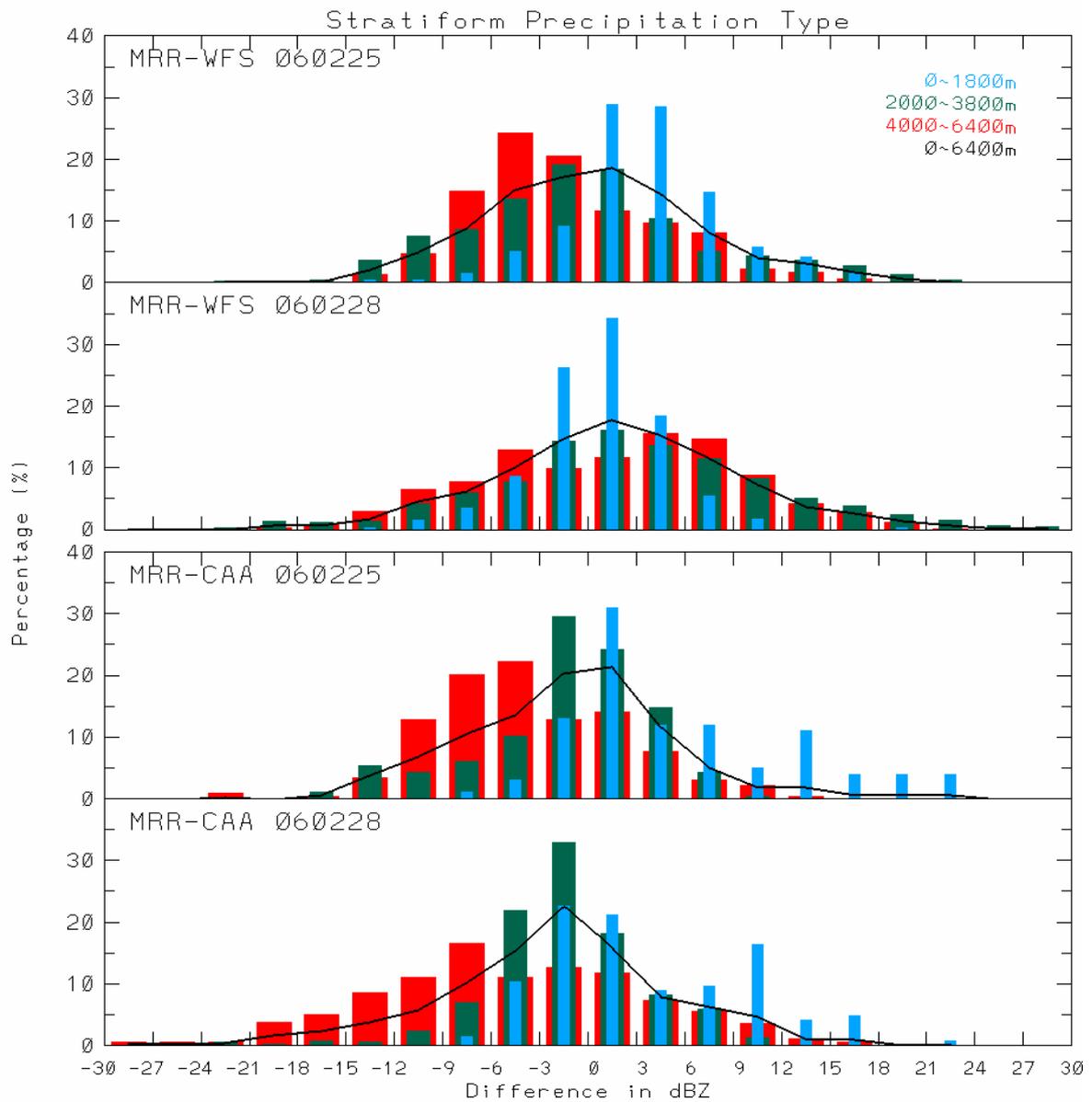


圖4 層狀降雨系統類型，其 MRR 與 WFS、MRR 與 CAA 雷達之雷達回波差異比例圖，時間分別為 2006 年 2 月 25 日與 2006 年 2 月 28 日，上面部份為 MRR 與 WFS 之差異，下面部份為為 MRR 與 CAA 之差異。橫軸代表不同雷達間之回波差異值(dBZ)，縱軸代表其比例(%)，藍色直條為高度 0~1800 公尺之雷達回波差異比例；綠色直條為高度 2000~3800 公尺之雷達回波差異比例；紅色直條為高度 4000~6400 公尺之雷達回波差異比例，黑色曲線代表高度 0~6400 公尺之雷達回波差異比例。

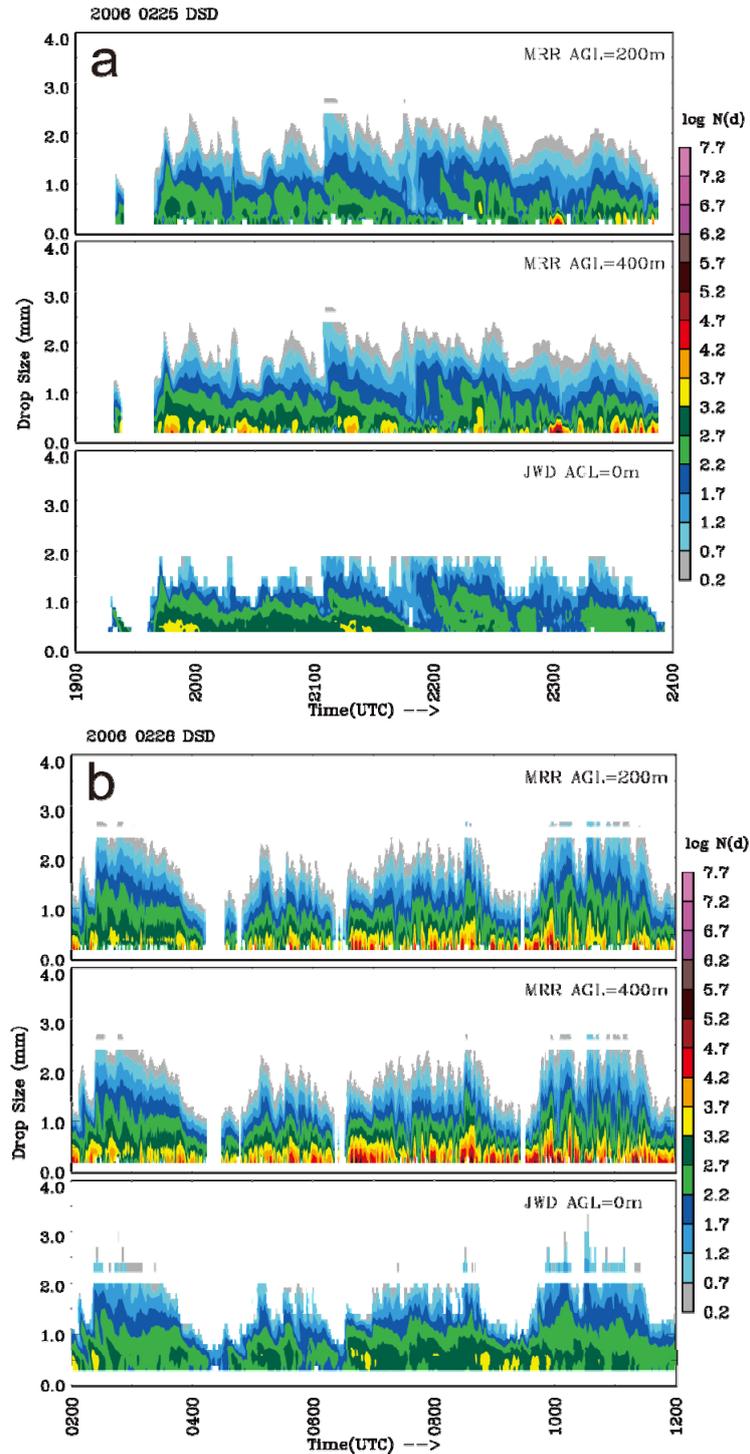


圖 5 層狀降雨系統類型其雨滴粒徑分佈隨時間之變化圖，上、中部份分別為 MRR 微波降雨雷達 200 m 與 400 m AGL (Above Ground Level)、下為 JWD 撞擊式雨滴譜儀 0 m (AGL)。色階部份為雨滴個數，單位為  $\text{mm}^{-1} \text{m}^{-3}$ ，間距及數值如圖右所示。橫軸代表時間，縱軸代表粒徑大小，單位為公釐。圖(a)時間為 2006 年 2 月 25 日 1900~2400 UTC，圖(b)時間為 2006 年 2 月 28 日 0200~1200 UTC。

情形。為了要更進一步知道當中差異，可將層狀降水系統期間雨滴粒徑分佈資料平均（圖 6），由圖 6 知 2 月 25 日 MRR-400m 在 1.5 mm 以下的雨滴其數量幾乎與 JWD 一樣，但 MRR-2000m 則在雨滴數量上略少於 JWD。2 月 28 日 MRR 在小於 0.5 mm 的雨滴數量多於 JWD，1.0 mm 最接近，1.5 mm 以上則少於 JWD，另外 JWD 在大於 1.5

mm 以上的雨滴數量都比 MRR 多。

### 3. 降雨率

圖 7a 為 2 月 25 日層狀降水系統降雨率的變化，約在 1930、2030 與 2130 UTC 觀測到降雨率的最大值，MRR 與 JWD 所觀測到之降雨率隨時間變化趨勢一致，但在 1930 UTC 可發現 MRR 的最大值稍微落後於 JWD。圖 7b 為 MRR 與 JWD

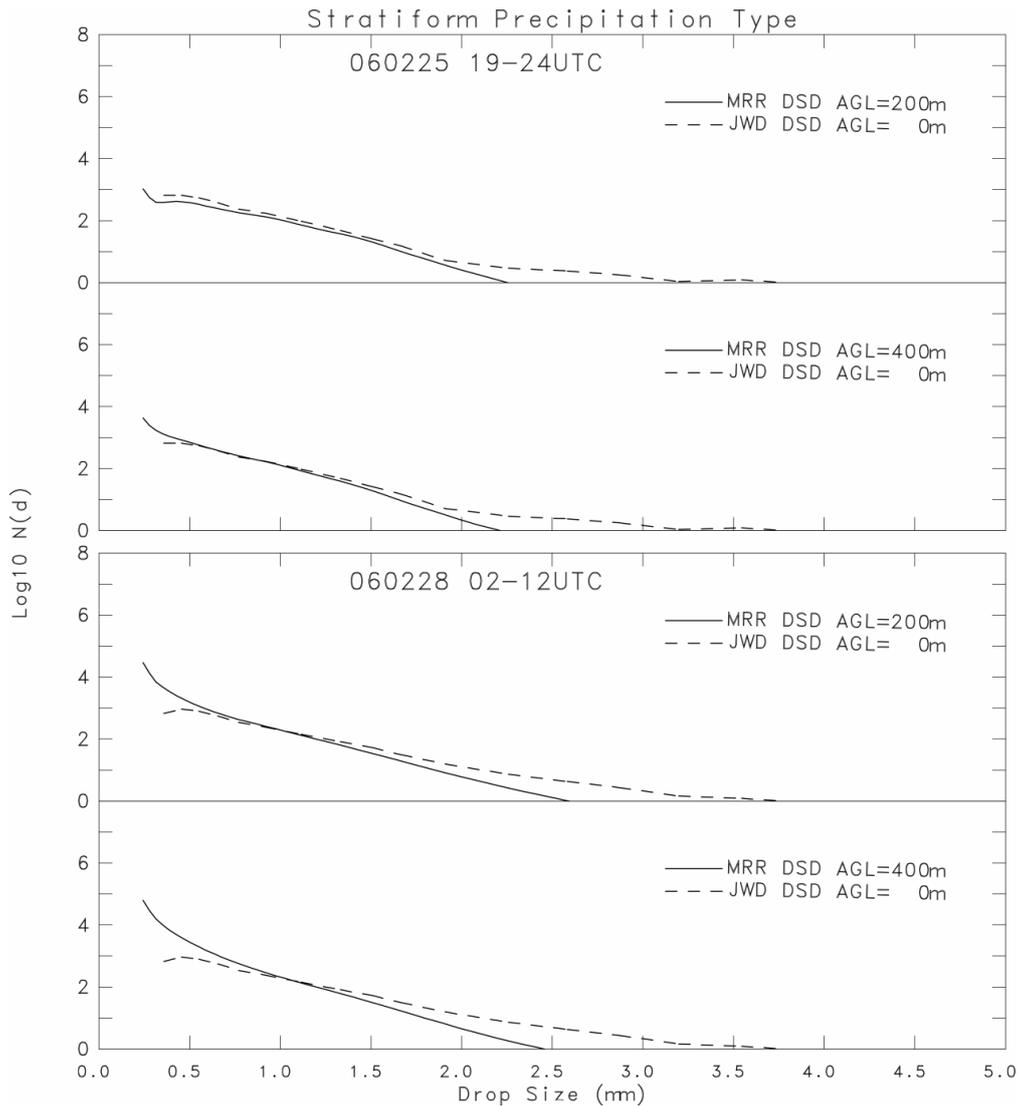


圖 6 層狀降雨系統類型之平均雨滴粒徑分佈圖，上面部分為 2006 年 2 月 25 日 1900~2400 UTC，下面部分為 2006 年 2 月 28 日 0200~1200 UTC，上與下的實線分別代表 MRR 在 200 m 與 400 m (AGL) 之資料，虛線則皆為 JWD 在 0 m (AGL) 之資料。橫軸代表粒徑大小，單位為公釐，縱軸代表雨滴個數，單位為  $\text{mm}^{-1} \text{m}^{-3}$ 。

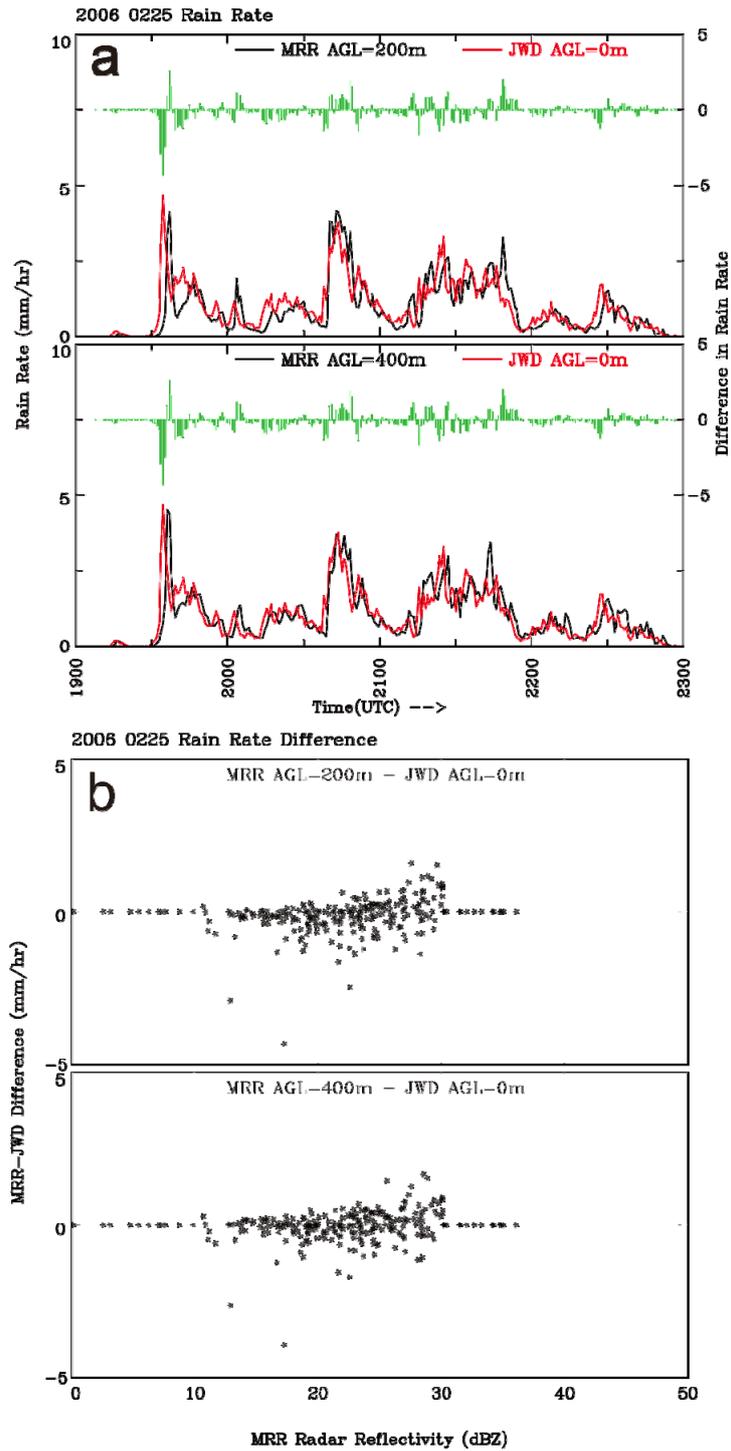


圖 7 圖(a)為 2006 年 2 月 25 日 1900~2400 UTC 降雨率隨時間之變化圖,黑色實線為 MRR 之降雨率 [上為 200 m, 下為 400 m (AGL)];紅色實線為 JWD 在 0 m (AGL)之降雨率,綠色長條圖則為 MRR 與 JWD 降雨率之差值,其數值列於圖右。橫軸代表時間,軸代表降雨率,單位為  $\text{mm hr}^{-1}$ 。圖(b)為同一時間降雨率差值與 MRR 雷達回波強度之關係圖。橫軸代表 MRR 雷達回波強度,單位為 dBZ,縱軸代表降雨率差值,單位為  $\text{mm hr}^{-1}$ 。

之間的差異，MRR 在 10~30 dBZ 之間無顯著的差異存在，但當 MRR 大於 30 dBZ 時，則有明顯的高估情形。2 月 28 日 MRR 與 JWD 之間降雨率的變化特徵也相當一致（圖 8a），約在 0200~0400、0900 與 1000 UTC 觀測到降雨率的最大值，由圖 8b 發現，在雷達回波大於 35 dBZ 以上 MRR 的降雨率高估( $15 \text{ mm hr}^{-1}$ )，小於 35 dBZ 其差異小，僅有些許低估( $<10 \text{ mm hr}^{-1}$ )。

## (二) 颱風降雨類型

### 1. 雷達回波

圖 9a 為 MRR 在 2005 年 8 月 31 日 1000~2300 UTC（泰利颱風）共 13 個小時，與 WFS、CAA 雷達回波隨時間之變化。在 1000~1900 UTC 同時有觀測到一波較強的回波，尤其在 1130、1500、1730 UTC 時 WFS 與 CAA 觀測到約 45 dBZ 的雷達回波，MRR 在 1.6 公里以下回波強度的變化與 WFS、CAA 的變化相當一致，但在 1.6 公里以上的回波明顯較弱。回波強度隨高度增加有明顯衰減，在回波大於 45 dBZ 的三個時間最多可衰減至 10 dBZ，然而 WFS、CAA 的資料約在 6 公里處仍可觀測到大於 30 dBZ 的回波，MRR 低層資料在強回波發生時發生缺漏。2000~2200 UTC 有同時觀測到另一波降水，這波降水雷達回波較弱且發展高度僅達 3 公里左右，因此 MRR 並沒有明顯的缺漏資料及衰減，與 WFS、CAA 所觀測到的雷達回波隨時間的變化特徵比較接近。

圖 9b 為 MRR 在 2005 年 10 月 1 日龍王颱風 1500~2300 UTC（共 4 個小時）與 WFS、CAA 雷達回波隨時間之變化。WFS 與 CAA 在 1700 UTC 前後、2000、2100 與 22 00 UTC 觀測到 5 波回波大於 30 dBZ 的降水，MRR 在相同時間其低層也有觀測到強度相當的回波，1.6 公里以上的

回波開始減弱。進一步將雷達回波變化區分為兩段時間，分別為 1500~1800 與 1900~2300 UTC，比較 MRR 在前後段降水之差異，發現在前段 WFS、CAA 的雷達回波強度較後段弱，後段強降水回波( $>40 \text{ dBZ}$ )自地面可發展至 5 公里，後段 MRR 在 1.6 公里以上的回波低估比前段強，近地面資料缺漏則僅在後段發生。

圖 10 為颱風降雨類型之雷達回波差異，泰利與龍王兩個颱風中有著不同的差異，泰利颱風在 0~6400 m 中 MRR 與 WFS、CAA 雷達回波差值在  $-18 \sim -6 \text{ dBZ}$  之間，龍王颱風的差值則在  $-9 \sim -3 \text{ dBZ}$  之間，在低(0~1800 m)、中(2000~3800 m)及高(4000~6400 m)這三層高度中可發現當高度越高 MRR 低估值越大，泰利颱風低層資料平均在  $-9 \sim -3 \text{ dBZ}$ 、中層在  $-15 \sim -9 \text{ dBZ}$ 、高層在  $-24 \sim -15 \text{ dBZ}$  之間；龍王颱風低層資料平均在  $-3 \sim 0 \text{ dBZ}$ 、中層在  $-9 \sim -6 \text{ dBZ}$ 、高層在  $-18 \sim -9 \text{ dBZ}$  之間。

### 2. 雨滴粒徑分佈

圖 11a 為 MRR (200 m、400 m)與 JWD 在 2005 年 8 月 31 日泰利颱風的雨滴粒徑分佈隨時間之變化。雨滴大小隨時間經過變化趨勢皆相同，但在雨滴數量上有相當大的差異，MRR-200m 小於 1.5 mm 的雨滴數量相當多( $>10^6 \text{ m}^{-3}$ )，MRR-400m 則略低( $>10^5 \text{ m}^{-3}$ )，JWD 約  $10^2 \text{ m}^{-3}$  遠低於 MRR 觀測。當 MRR-200m 雨滴較大、數量較多時 MRR-400m 資料會有缺漏(1430 UTC)。JWD 的小雨滴( $<1.5 \text{ mm}$ )也有缺漏且數量明顯的很少。2005 年 10 月 1 日龍王颱風雨滴粒徑分佈隨時間之變化（圖 11b）與泰利颱風相同其雨滴大小隨時間經過變化趨勢有相同特徵，如 MRR 與 JWD 同時在 2000 UTC 觀測到雨滴大小及數量突降。1950 UTC 同時有觀測到雨滴數量的最大值及粒徑皆達

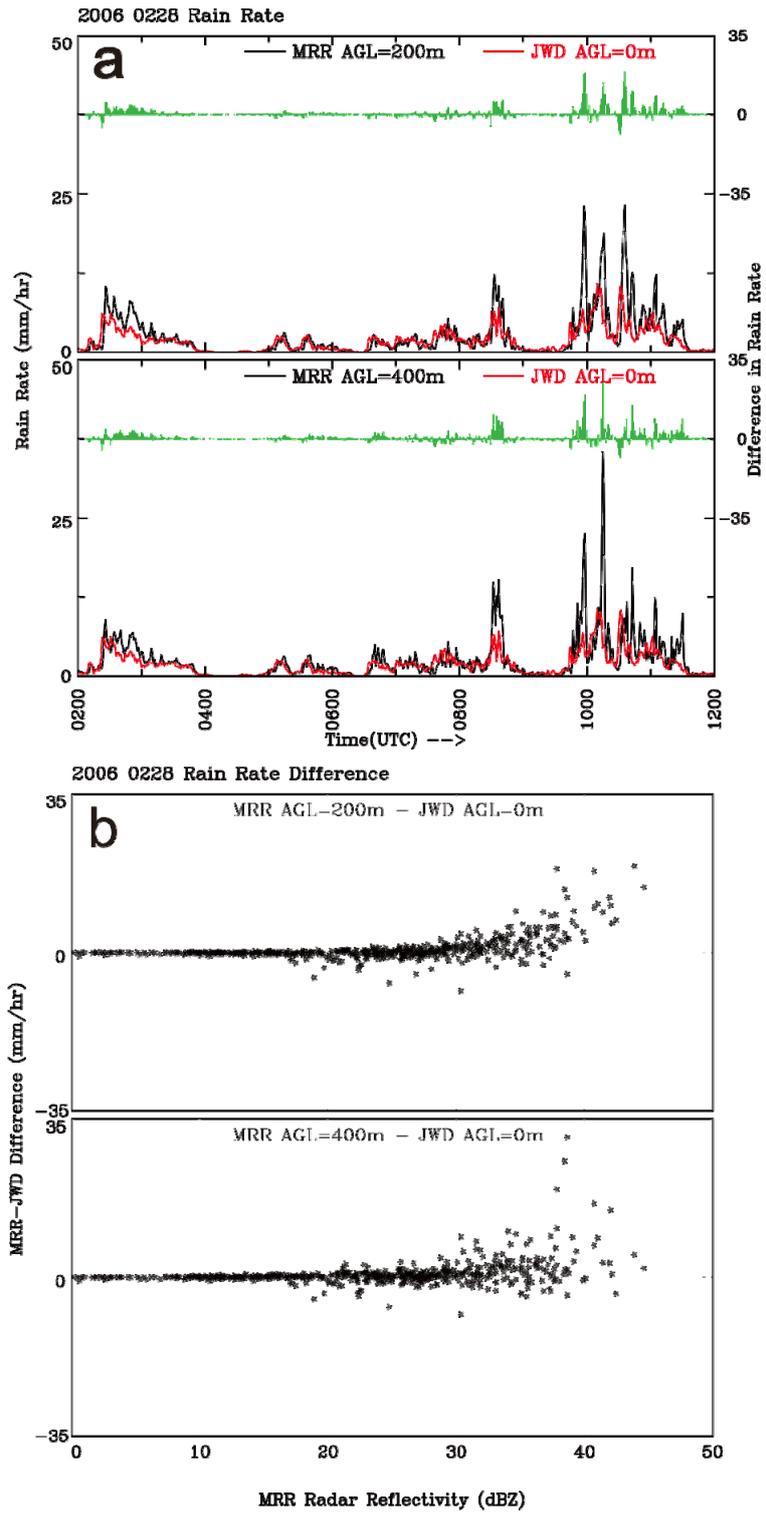


圖 8 同圖 7，但時間為 2006 年 2 月 28 日 0200~1200 UTC。

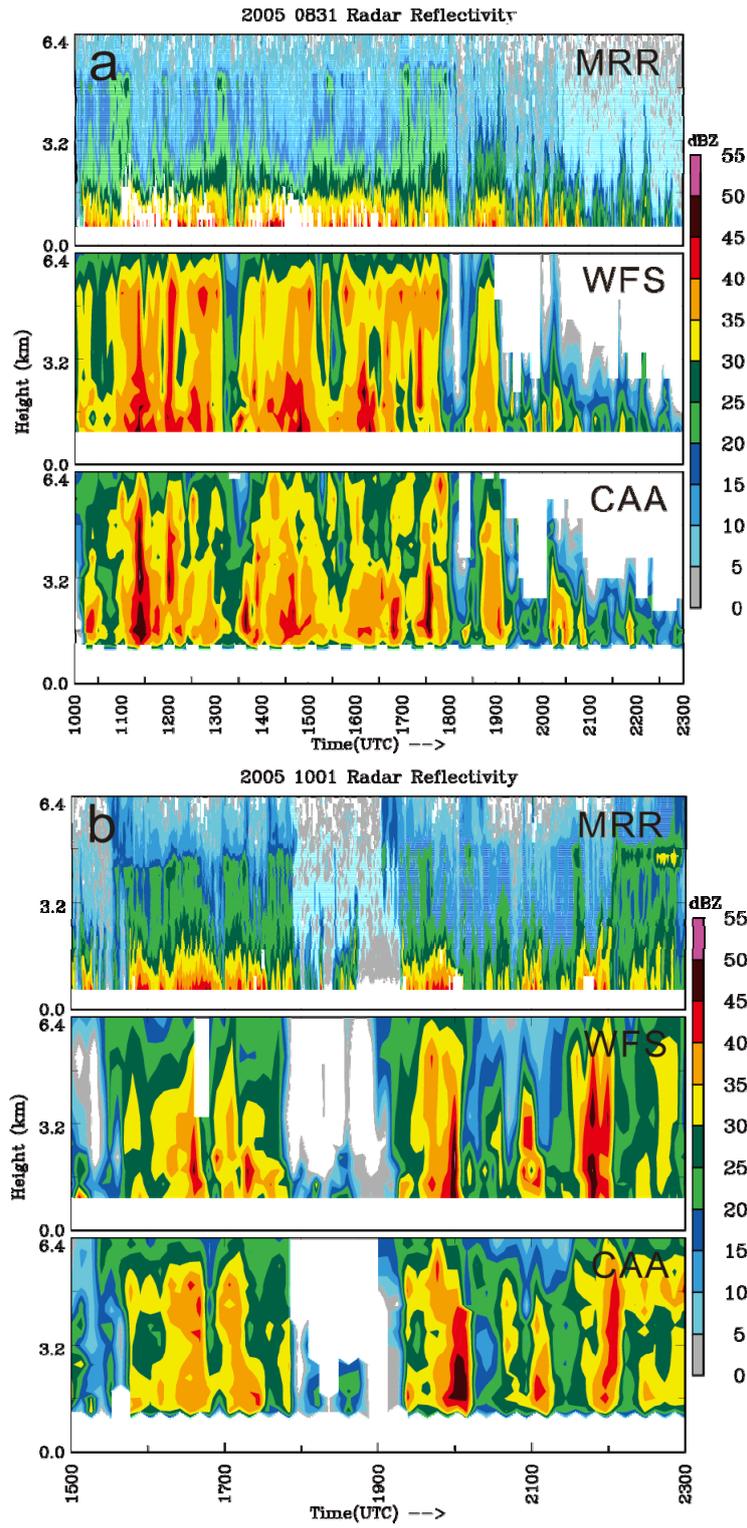


圖9 同圖3，但為颱風降雨系統類型之雷達回波隨時間的變化圖，圖(a)時間為2005年8月31日1000~2300 UTC，圖(b)時間為2005年10月1日1500~2300 UTC。

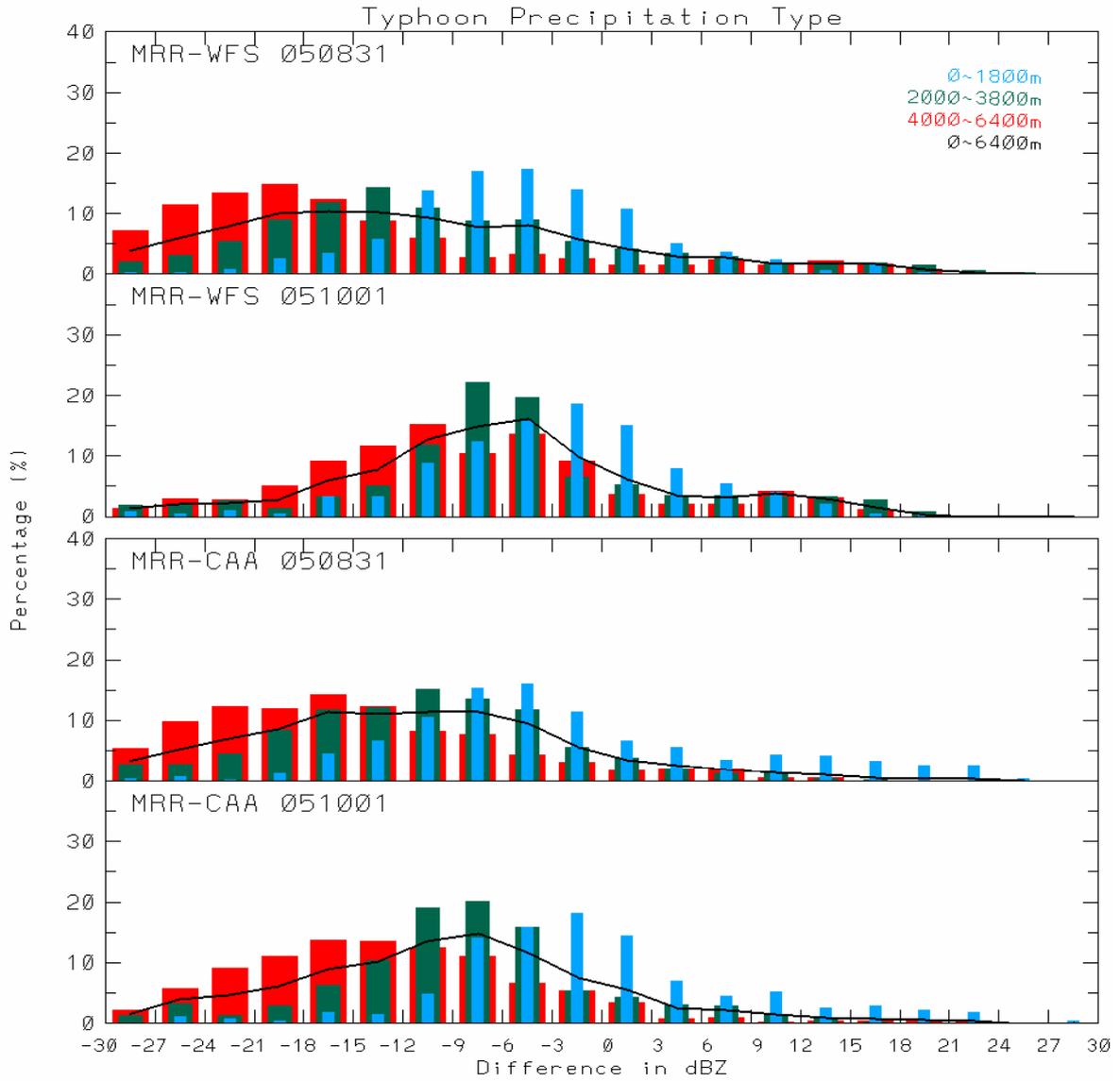


圖 10 同圖 4，但為颱風降雨系統類型，時間分別為 2005 年 8 月 31 日與 2005 年 10 月 1 日。

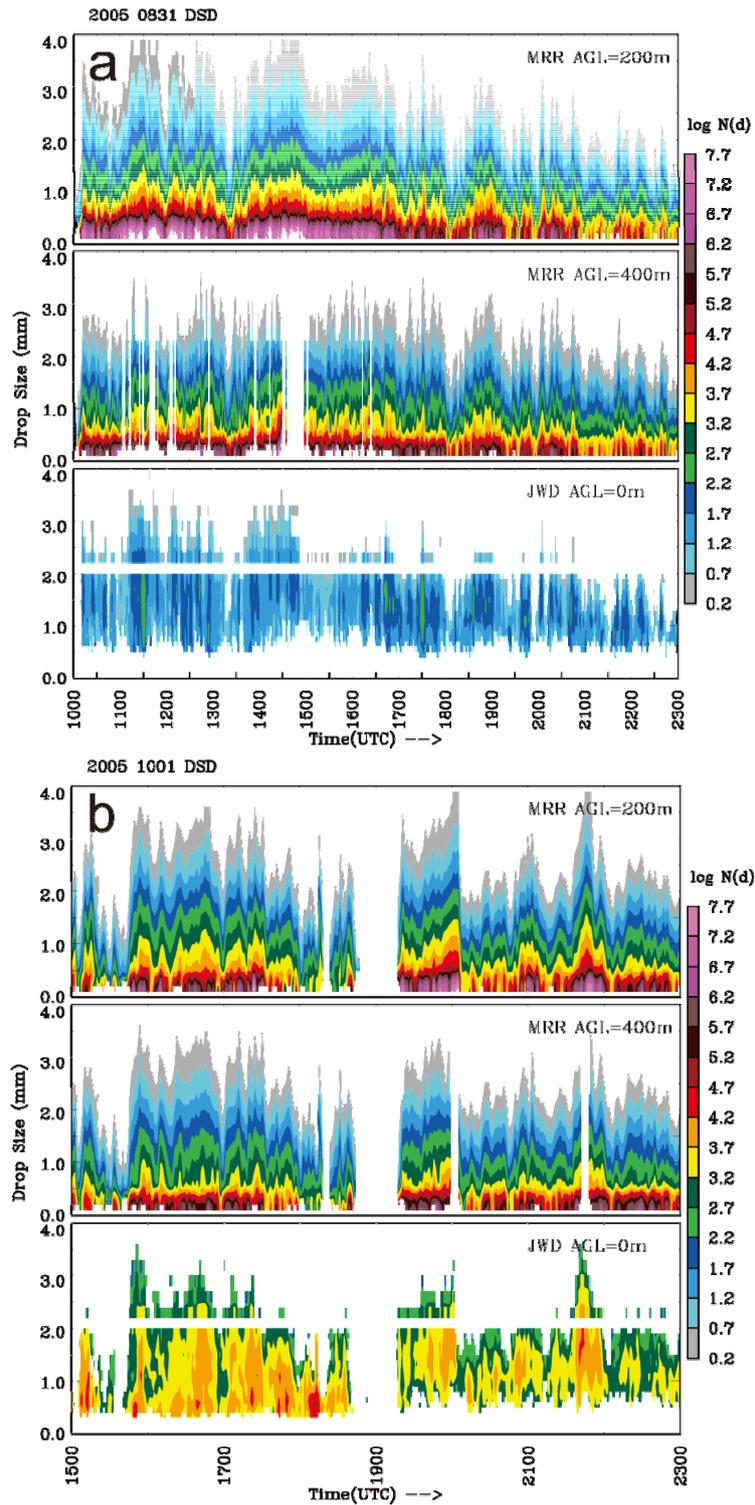


圖 11 同圖 5，但為颱風降雨系統類型的雨滴粒徑分佈隨時間之變化圖，圖(a)時間為 2005 年 8 月 31 日 1000~2300 UTC，圖(b)時間為 2005 年 10 月 1 日 1500~2300 UTC。

到約 4 mm，MRR 小於 1.5 mm 的雨滴數量( $10^5 \sim 10^6 \text{ m}^{-3}$ )皆多於 JWD ( $10^3 \text{ m}^{-3}$ )，但大於 1.5 mm 則是 JWD 的雨滴數量較多( $10^3 \sim 10^4 \text{ m}^{-3}$ )。由平均的雨滴粒徑分佈(圖 12)可發現，在颱風降水系統中，MRR-200m 在小於 1.5 mm 的雨滴數量遠多於 JWD，但 MRR-400m 則較接近於 JWD，JWD 在 1.5 mm 以上的雨滴數量多於 MRR。

### 3. 降雨率

圖 13a 為泰利颱風期間 MRR 與 JWD 降雨率隨時間的變化，MRR-200m 與 JWD 的差異相當大，幾乎皆為 MRR 高估，相差值甚至接近  $1000 \text{ mm hr}^{-1}$ ，MRR-400m 的降雨率與 JWD 較接近，除受第一層較強降雨影響會低估於 JWD 外，其餘皆高估於 JWD。在大於 40 dBZ 的強回波中，

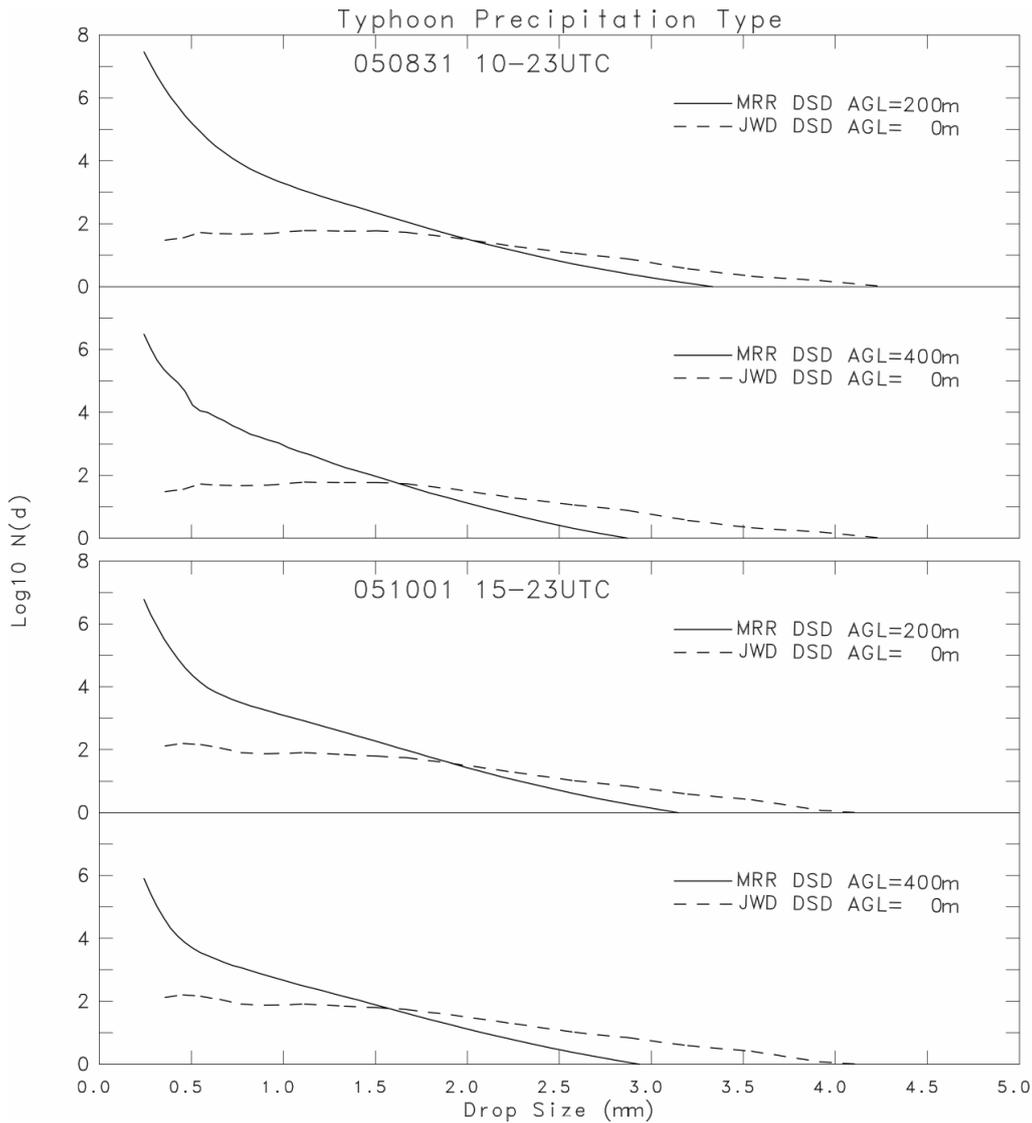


圖 12 同圖 6，但為颱風系統降雨類型之平均雨滴粒徑分佈圖，上為 2005 年 8 月 31 日 1000~2300 UTC，下為 2005 年 10 月 1 日 1500~2300 UTC。

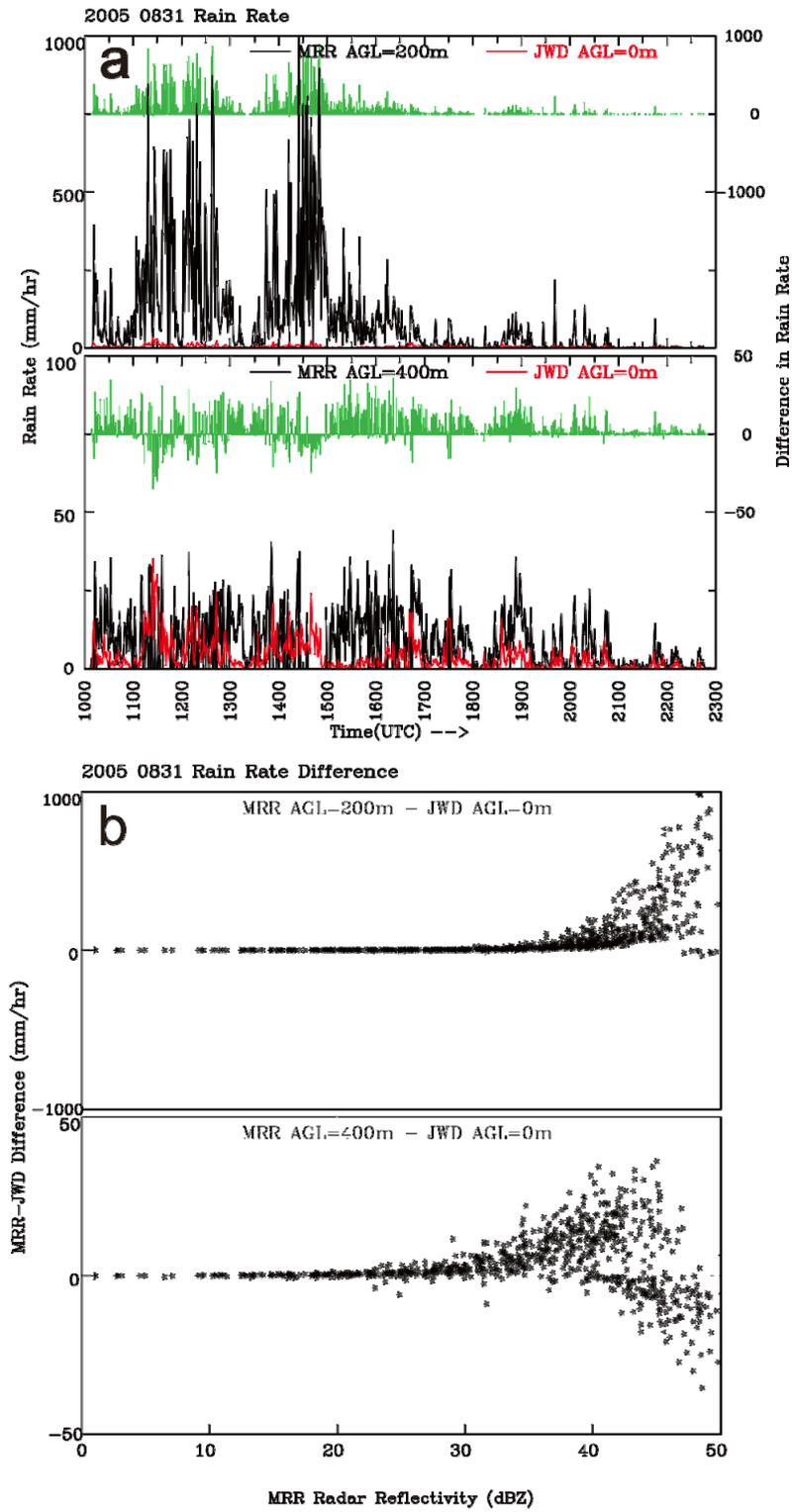


圖 13 同圖 7，但時間為 2005 年 8 月 31 日 1000~2300 UTC。

MRR-200m 隨者回波增強高估越多，MRR-400m 也有則是從 30 dBZ 開始有相同情形，但當回波大於 40 dBZ 時出現了低估的情形（圖 13b）。

圖 14a 為龍王颱風期間 MRR 與 JWD 降雨率隨時間的變化，可比較清楚的發現其一致性的變化趨勢，如 1500、2000 與 2200 UTC 時。MRR-200m 與泰利颱風相同其降雨率高估於 JWD ( $\sim 500 \text{ mm hr}^{-1}$ )，MRR-400m 在降雨率強度及變化趨勢上較 MRR-200m 一致。在大於 40 dBZ 的強回波中，MRR-200m 隨者回波增強高估越多，MRR-400m 則是從 10 dBZ 開始出現零星的低估，但當回波大於 40 dBZ 時低估的情形增加，高估則是在大於 30 dBZ 以後比較顯著（圖 14b）。

#### 四、討論

MRR 與 WFS、CAA 雷達的比對結果顯示，其觀測到的降雨時間一致，但由於時間與空間解析度的不同，MRR 可以觀測到較細微且更接近地面的變化，對於垂直的結構變化能更清楚的掌握。WFS 與 CAA 雷達受限於仰角數及觀測時距，雷達結構變化易被簡化且缺乏近地面資料（圖 3）。層狀降水系統中 MRR、WFS 與 CAA 雷達皆可觀測到亮帶，但 MRR 可更清楚明確觀測到融解層的高度位置。Diederich et al. (2004) 指出 MRR 雷達回波隨高度增加每 1 公里約有 2 dBZ 的衰減，MRR 電磁波波長較短 (1.25 cm)，遇到強降雨及大雨滴時易衰減，因此在颱風環境當中 MRR 雷達回波受衰減影響，自 1.6 公里以上的回波強度明顯低於 WFS、CAA 雷達。此外 MRR 所能觀測的兩滴落速範圍為  $0.762 \sim 9.525 \text{ m s}^{-1}$ ，兩滴大小受空氣密度隨高度變化不同約在 0.246 ~ 5.03 mm，所以在降雨過強時 MRR 低層的資料會有缺少的情形發生。由資料差異程度來看（圖 5 與圖

10），層狀降水系統中三個雷達的差異平均在  $-3 \sim 3 \text{ dBZ}$  之間 (0 ~ 6400 m)，在高層 (4000 ~ 6400 m) 可發現 MRR 雷達回波強度相較於其他雷達約低估  $-9 \sim -3 \text{ dBZ}$ 。颱風環境當中，強度較強的泰利颱風平均差異最大值在  $-18 \sim -6 \text{ dBZ}$  之間，高層則為  $-24 \sim -15 \text{ dBZ}$ ；龍王颱風平均差異最大值在  $-9 \sim -3 \text{ dBZ}$  之間，高層則為  $-18 \sim -9 \text{ dBZ}$ ，顯示在颱風中雷達回波隨高度衰減的值比層狀降水大，當降雨越強衰減的情形更為顯著。

兩滴粒徑分佈比對中 MRR 與 JWD 在兩滴大小變化相當一致，不論在颱風或層狀降雨系統中 MRR 所觀測到大於 1.5 mm 的兩滴數量皆少於 JWD，但 MRR 所觀測到的小雨滴 ( $< 1.5 \text{ mm}$ ) 數量比 JWD 多，特別在颱風環境當中 MRR 小雨滴數量會遠多於 JWD。Tokay et al. (2008) 利用 JWD 在 7 個熱帶氣旋中做觀測，結果顯示中、小粒徑 ( $< 3 \text{ mm}$ ) 的兩滴數量比大粒徑 ( $> 3 \text{ mm}$ ) 多，兩滴數量約在  $10^3 \sim 10^4 \text{ m}^{-3}$ ，且很少觀測到多於 4 mm 的兩滴，但是在較強的颶風強降雨期間，JWD 的中、小粒徑的兩滴數量相對的比大粒徑少，這樣的情形可能是因為當兩滴撞擊至兩滴譜儀的感應面後，感應系統需要停滯一段時間來回復及調整至準備觀測的模式，方可繼續感應 (dead time; Sheppard and Joe 1994)。當降雨越強兩滴越大，回復時間越長，系統將無法準確的測量及感應出小雨滴撞擊的動量。

張等 (2003) 利用光學式兩滴譜儀 (2D-vidio disdrometer) 觀測納莉颱風的兩滴粒徑分佈，小於 1.75 mm 的兩滴數量約在  $10^3 \sim 10^5 \text{ m}^{-3}$ 。Willis (1984) 與 Willis and Tattelman (1989) 分析飛機上的光學觀測筒 (airborne optical probe) 所得到的兩滴粒徑分佈資料，颶風 Anita (1977) 有著數量相當多的小雨滴，但是大雨滴卻很少。由過去文獻可知，

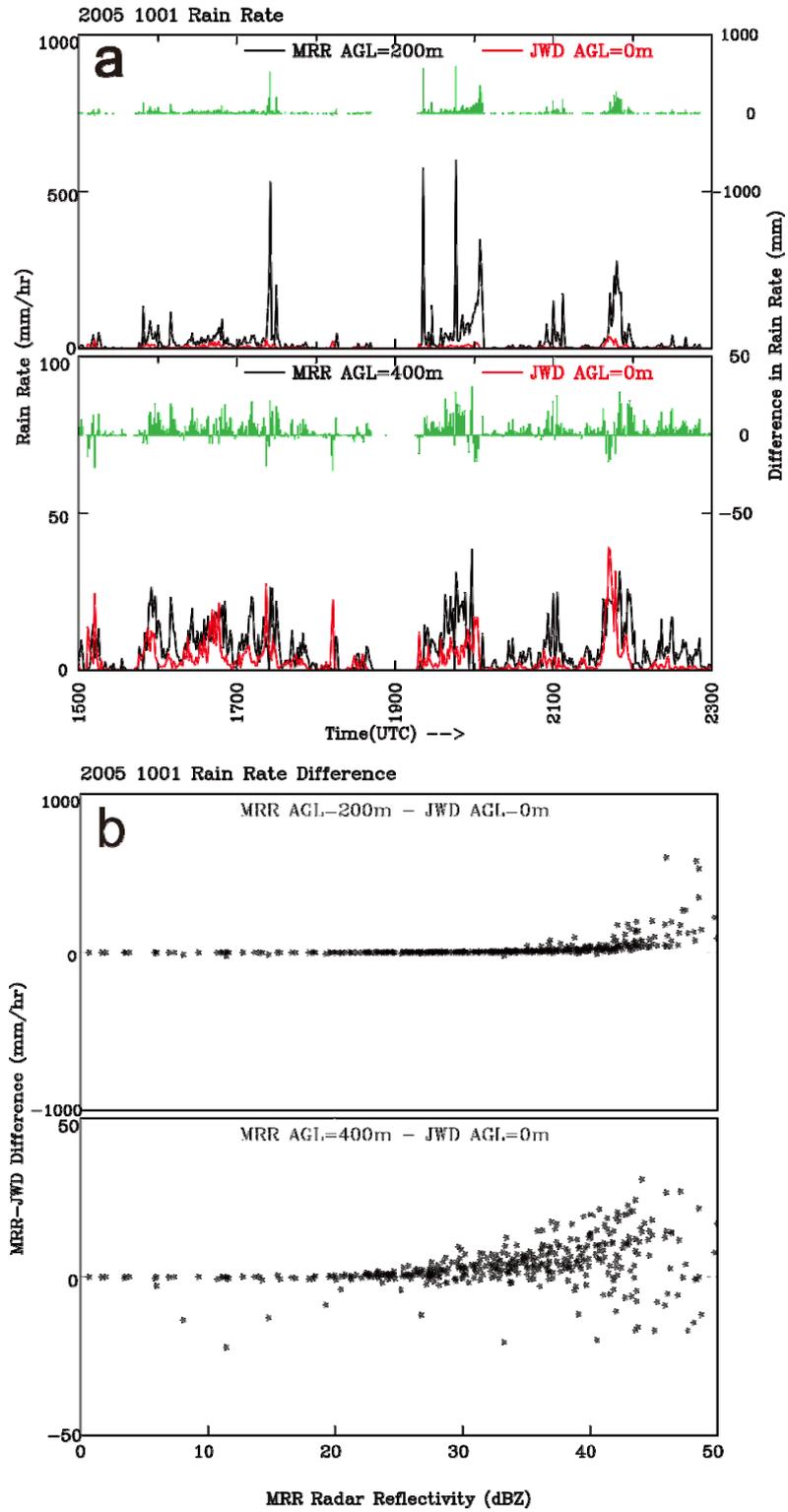


圖 14 同圖 7，但時間為 2005 年 10 月 1 日 1500~2300 UTC。

颱風環境中由光學式測量的雨滴粒徑分佈其較小雨滴數量較大，因此較強的颱風可能使撞擊式雨滴譜儀在小雨滴的數量觀測上有所誤差。在泰利與龍王颱風中 MRR-200m (小於 1.5 mm) 的雨滴數量約  $10^6 \text{ m}^{-3}$ 、400m 約  $10^5 \text{ m}^{-3}$ ，JWD 約  $10^2 \text{ m}^{-3}$ ，可發現撞擊式雨滴譜儀出現了小雨滴數量偏少的情形，但是 MRR-200m 的雨滴數量又比過去觀測多出許多，MRR-400m 的雨滴數量是比較接近於過去觀測的。因此在颱風中 MRR 與 JWD 的差異原因，推測是因為 1.感應停滯時間(dead time)所造成。2.較小的雨滴也可能會被強烈的水平風吹離其感應面，導致小雨滴數量偏少。3.颱風中有較劇烈的上升、下降速度影響到雨滴撞擊感應面之動量，這些都可能導致撞擊式雨滴譜儀對小雨滴感應不良。MRR 是利用雨滴落速來推得其粒徑分佈，因此在強烈的上衝、下沖流的環境中，雨滴落下的速度受影響而導致誤差，而第一層資料可能受到訊號干擾，會將小粒徑雨滴的數量過於高估。因此可以發現撞擊式雨滴譜儀(JWD)與光學式或降雨雷達(2D-VD、MRR 與 Airborne Optical Probe)所觀測到的 DSD 資料有明顯的差異存在。

MRR 與 JWD 的降雨率的數值主要與雨滴的大小、數量有關。在層狀降雨中兩個儀器所觀測到的降雨率變化相當接近，但隨回波的增強會有些許低估或高估。在颱風中 MRR 小雨滴的數量遠多於 JWD，因此降雨率也遠大於 JWD，其差異在回波大於 40 dBZ 時更為明顯，第一層資料(200 m)最大差異可接近於  $1000 \text{ mm hr}^{-1}$ ；第二層(400 m)所觀測之降雨率反而比較接近 JWD 的降雨率，此外，由於第一層降雨率太強，導致第二層資料有嚴重衰減情形發生。整體來說，MRR 第一層的降雨率在會嚴重的高估於 JWD，第二層的

降雨率還是有高估於 JWD 但差異不大(除被衰減時間外)。MRR 嚴重高估原因在於 DSD 中的小雨滴數量遠多於 JWD，至第二層資料與 JWD 值較接近且有較合理的高估。由於 MRR 在降雨較為劇烈的環境中，其訊號接收器於天線碟盤較為接近，當大雨滴落下碰觸到天線碟盤時可能會碎裂成小水滴並向各方向飛濺。當過多的小雨滴接近訊號接收器時，MRR 可能會受到影響因而將最低層的小粒徑雨滴數量高估，但其實此訊號並非來自與真實的降雨。因此，第一層資料可能受到強降雨的影響會有訊號上的干擾，導致小雨滴數量之錯估，而有較不合理的降雨率。

由此分析可歸納出 MRR 第一層的資料品質較為不佳，可能會受訊號干擾而高估及發生資料缺漏的情形，第二層的資料的粒徑分佈與降雨率則較接近於 JWD，說明了第二層資料有其準確性及可信度。此外兩種儀器之間記錄時間的一致也相當重要，高時間解析度的儀器也可能因記錄時間不準確而容易有誤差(MRR 皆使用網路校時，以確保觀測時間之一致性)。

MRR 在層狀降雨系統中觀測值皆與作業雷達、雨滴譜儀接近，顯示在此環境中 MRR 所觀測到的降水參數是可信的。但在如颱風較劇烈的天氣系統中，MRR 易受各種因素影響其準確度，因此對資料特性需瞭解後須謹慎使用，其具體的方式為：1.若發現底層回波觀測資料數值過大或缺漏，需注意高層的資料是否已受衰減進而將其訂正之。2.儀器對於雨滴大小及其速度有其觀測範圍存在，若有觀測範圍之外的雨滴數量資料出現，需將其去除並訂正。3.在劇烈的天氣系統中，不論大小雨滴皆會受到氣流的影響而改變速度，要注意資料是否有被明顯高低估的情形。4.低層資料受天線碟盤之干擾，而出現明顯的高估。當

資料有明顯高估時，需將其訂正或去除後方可進行分析。5. 因為資料為逐分記錄，需注意觀測時間的準確性，以避免與其他觀測儀器發生時間設定上的差異，需利用校時軟體時常訂正觀測時間。因此，需瞭解資料是否有上述過程之影響後，方可進行資料的分析及研究。

MRR 在 2006 年 2 月 25 日的層狀降兩個案中可觀測到回波約在 3.2 公里高之處(圖 3a)，持續可觀測到垂直方向上有明顯的回波梯度及亮度存在，代表冬季時的融解層(0°C 線)相對於夏季而言明顯較低，也代表此層狀降兩個案微冷雲的降雨過程。由圖 5a 可知層狀降雨中最大雨滴粒徑很少超過 3 mm，絕大部分雨滴集中在小於 1 mm，其數量約略為  $10^2 \sim 10^5 \text{ m}^{-3}$  之間，1~3 mm 大小的雨滴數量則大致少於  $10^2 \text{ m}^{-3}$ 。由此個案中平均的雨滴粒徑分佈圖(圖 6)更可明顯地觀察到此特性，在 MRR-200m 小於 2 mm 的雨滴數量約在  $10^2 \text{ m}^{-3}$  以上，且隨著雨滴粒徑越來越小，小於 0.5 mm 的雨滴數量平均增加可達  $10^3 \text{ m}^{-3}$ 。JWD 各種大小的雨滴數量皆約略多於 MRR-200m 但非常接近。在 MRR-400m 的觀測中，其雨滴數量在小於 0.5 mm 明顯多於 MRR-200m，但在大於 0.5 mm 的數量卻相差不大，顯示當較小的雨滴自空中掉落且越接近地面時，其數量會逐漸減少，然而較大的雨滴其數量則無顯著變化。

## 五、結論

本研究分析在對流與層狀性降雨的環境之下，MRR 與中央氣象局五分山雷達、民航局桃園機場雷達、中國文化大學撞擊式雨滴譜儀(J-W Distrometer, JWD)之觀測資料，藉此瞭解 MRR 的觀測資料與不同儀器之間的差異程度與特性。結果顯示 MRR 垂直方向之雷達回波隨時間的變化

趨勢與五分山跟桃園機場雷達觀測相當一致，然而當五分山或桃園機場雷達回波大於 45 dBZ 時，MRR 的雷達回波出現了低層資料缺乏及高層回波低估之情形。

層狀降雨環境下，MRR 與其他兩個雷達的回波強度差異較小( $\sim \pm 3 \text{ dBZ}$ )，分析 MRR 與 JWD 所觀測之雨滴粒徑分佈與降雨率資料，其小雨滴( $< 1.5 \text{ mm}$ )的數量相當接近且降雨率無顯著差異。在颱風降雨環境中，MRR 與其他兩個雷達的回波強度低估約 6~18 dBZ，MRR 小雨滴的數量則遠多於 JWD 之觀測，大雨滴的數量則是少於 JWD，降雨率在雷達回波越強時，MRR 高估情形越顯著。因此，在層狀降雨環境中，MRR、五分山與桃園機場雷達之雷達回波資料差異小，MRR 與 JWD 雨滴粒徑分佈與降雨率資料有相當程度的一致性，在颱風劇烈對流環境中，MRR 之雷達回波、降雨率與雨滴粒徑分佈中受電磁波衰減、徑向速度、雨滴粒徑觀測範圍及低層干擾等儀器本身之限制因素影響，而存在著顯著的差異。

為瞭解 MRR 雷達之間是否有存在其差異，可增加多部 MRR、光學式雨滴譜儀與撞擊式雨滴譜儀同時觀測，藉由更多儀相互校驗訂正，對於往後使用 MRR 觀測，可更清楚的釐清其可能誤差來源或其儀器限制。由於 MRR 僅可與 JWD 比對近地面的 DSD，其中高層的 DSD 無法獲得驗證，未來可利用雙偏極化雷達來比對中高層資料的差異程度。更可藉由與地面雨量筒降雨量的比對，以了解實際降雨量跟 MRR 降雨率觀測的差異。此外，搭配目前已設置完成的全臺氣象雷達觀測網，透過高解析度的觀測資料，並靈活的運用多部 MRR 的佈署，可即時的修訂複雜地形環境中雷達回波與降雨強度關係式，以提升在臺灣陸地上的降雨估計準確度。

## 誌謝

本研究由國科會 NSC-99-2111-M-034-002-MY3、NSC-100-2628-M-034-001-MY3、NSC-99-2119-M-008-019 與 NSC-100-2119-M-008-014 支助進行。作者們感謝審查委員及中央氣象局張保亮博士的細心閱讀，並提出寶貴的建議，使論文完稿在品質及內容上更為充實完整。另感謝文化大學大氣科學系劉清煌教授提供 JWD 資料，以及大氣研究資料庫楊明錚先生在雷達資料收集與說明上的協助。

## 參考文獻

- Atlas, R. C. S., and R. S. Sekhon, 1973 : Doppler radar characteristics of precipitation at vertical incidence. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **11**, 1-35.
- Diederich, M., S. Crewell, C. Simmer, and R. Uijlenhoet, 2004: Investigation of rainfall microstructure and variability using vertically pointing radar and disdrometer. *Proceedings of ERAD*, p.80-86.
- Foot, G. B., and P. S. Toit, 1969 : Terminal velocity of raindrops aloft. *J. Appl. Meteor.*, **8**, 249-253.
- Gunn, R., and G. D. Kinzer, 1949: The terminal velocity of fall for water droplets in stagnant air. *J. Meteor. Sci.*, **6**, 243-248.
- Joss, J., and A. Waldvogel, 1967 : Ein spectrograph fur niederschlagstropfen mit automatischer auswertung (A spectrograph for the automatic analysis of raindrops). *Pure Appl. Geophys.*, **68**, 240-246.
- Löffler-Mang, M., K. Michael, and S. Willi, 1999 : On the performance of low-cost K-band Doppler radar for quantitative rain measurements. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **16**, 379-387.
- Peters, G., B. Fischer, and T. Andersson, 2002: Rain observations with a vertically looking Micro Rain Radar (MRR). *Bor. Environ. Res.*, **7**, 353-362.
- Peters, G., B. Fischer, H. Munster, M. Clemens, and A. Wanger, 2005: Profiles of raindrop size distributions as retrieved by Microrain radars. *J. Appl. Meteor.*, **44**, 1930-1949.
- Sheppard, B. E., and P. I. Joe, 1994 : Compare of raindrop size distribution measurements by a Joss-Waldvogel distrometer, a PMS 2DG Spectrometer, and a POSS Doppler Radar. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **11**, 874-887.
- Tokay, A., P. G. Bashor, E. Habib, and T. Kasparis, 2008: Raindrop size distribution measurements in tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 1669-1685.
- Wanger, A., M. Clemens, and J. Seltmann, 2004 : Vertical profile of drop size. *ERAD.*, **2004**, 402-406.
- White, P. J. N., F. M. Ralph, D. E. Kingsmill, and P. O. G. Persson, 2003 : Coastal orographic rainfall processes observed by radar during the California Land-falling Jets Experiment. *J. Hydrometeor.*, **4**, 264-282.

- Willis, P. T., 1984: Functional fits to some observed drop size distributions and parameterization of rain. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 1648-1661.
- 張偉裕、陳台琦、林沛練，2003：納莉颱風時期二維雨滴譜儀之雨滴粒徑分佈及雷達降水估計。 *大氣科學*，**31**，261-284。
- Willis, P. T., and P. Tattelman, 1989: Drop size distributions associated with intense rainfall. *J. Appl. Meteor.*, **28**, 3-15.
- 蔡嘉倫與游政谷，2006：微波降雨雷達觀測之初步分析與應用。 *氣象預報與分析*，188，29-37。

# Intercomparison Analysis for Micro Rain Radar Observations

Chia-Lun Tsai<sup>1</sup> and Cheng-Ku Yu<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Graduate Institute of Earth Science, Chinese Culture University, Taipei, Taiwan

<sup>2</sup> Department of Atmospheric Sciences, Chinese Culture University, Taipei, Taiwan

(manuscript received 2 April 2012 ; in final form 14 August 2012)

## ABSTRACT

A vertical-pointing micro rain radar (MRR) was deployed at the campus of Chinese Culture University in June 2005. Because this is the first opportunity for MRR to observe precipitation systems in the subtropical region, to evaluate the reliability and quality of MRR observations collected in Taiwan is a critical task for future application. With independent measurements taken from MRR, ground-based Doppler radars, and JWD (J-W Disdrometer), this study performed intercomparison analyses of three observational parameters (radar reflectivity, drop size distribution and rain rate) for these three instruments for some chosen typhoon and stratiform rainfall events. Results indicate that MRR had temporal variations of radar reflectivity consistent with those of ground-based Doppler radar. However, MRR tended to underestimate the reflectivity intensity at higher levels when the radar reflectivity exceeded 45 dBZ. For stratiform rainfall events, all instruments had a minor difference in radar reflectivity ( $\sim\pm 3$  dBZ), drop size distribution and rain rate. For typhoon rainfall events, relatively weaker reflectivities were found for MRR, with approximate values of  $\sim 6$ - $18$  dBZ less than those observed by the ground-based radars. The number of smaller rain drops ( $< 1.5$  mm) as observed by MRR was much greater than that of JWD, while larger rain drops were fewer for MRR. The MRR-derived rain rates were obviously larger than those calculated from JWD when radar reflectivity became stronger. These observational differences between MRR, JWD and ground-based radars depend mainly on the degree of attenuation as well as the inherent limitation of the MRR instrument.

**Key Words:** Micro rain radar, Drop size distribution, Doppler radar