

# 臺灣地區午後雷暴水物分類演算法發展與評估

陳威志 鍾吉俊 周仲島  
國立臺灣大學大氣科學系

## 摘要

本研究使用五分山C-pol RHI和Sector以及S-pol PPI掃描共站觀測資料，使用Park et al. (2009)以及Dolan et al. (2013)發展之模糊邏輯方法，針對2018年8月17日午後雷暴進行水物分類演算法發展與評估，並討論雙波長觀測優勢。結果顯示D13對於融解層附近濕雪的分辨較為敏銳，而P09則對雨雹混合物的辨識較為敏感。由C-pol RHI資料能觀察到接近對流層頂有大範圍霰的存在，表示雷暴低層水氣可以被帶到高層且產生明顯凇化現象。由高時空解析度資料可以推估凇化粒子掉落情形，且顯示和近地面降雨有直接關聯，可以做為短延時強降雨發生的重要參考指標。另外比對水物分類結果和閃電訊號，發現高空霰的出現較閃電躍升大約有20分鐘的時間領先。在研究過程也同時指出C-pol的衰減訂正是必要的。

關鍵字：C-pol、S-pol、掃描策略、水物分類演算法、短延時強降雨指標、衰減訂正

## 一、前言

對流系統當中的雲微物理過程對系統後續的演變發展至關重要，但目前國內對於雲內部的粒子種類及特徵仍較少研究探討，尤其是針對導致地面強降雨雲的結構特徵；況且目前雲解析模式（Cloud-Resolving Models, CRMs）模擬對流當中雲微物理過程的掌握度不佳，使用不同的參數化方案的結果差異很大（Varble et al. 2011），也較無法進一步確切掌握到深對流上衝流的位置、強度及其演變，若有更多實際的觀測與模式的結果相互比較，提供較多量化的條件約束模式的結果，將足以改善高解析模式的預報能力。大範圍實際量測劇烈對流內部之水物混合比、粒子分布狀況，以及上下衝流強度等並非易事，此時更顯得雙偏極化雷達觀測的重要性。藉由大範圍且連續時間的掃描，從上衝流對應到的水物的分布狀況，將可以提供模式結果比對參考。

國內近年來在各地建立C波段的防災降雨雷達，擴大臺灣地區更加完整且細緻的雙偏極化雷達涵蓋面，有利於針對影響臺灣的不同天氣系統，建立雙偏極化參數特徵資料庫，並進一步發展水物分類演算法。另一方面在整合不同波段雷達之前，必須了解各波段雷達的特性，藉由五分山雷達站C波段及S波段共站（co-site）觀測，目前已初步進行雙波段雷達觀測資料的分析比對（張等2017），並針對C波段雷達研擬在夏季午後對流發生時較佳的掃描策略（林等2017）。以往透過雙波段雷達同步觀測的研究並不多見，Picca and Ryzhkov（2012）、Bodine et al.（2014）及Griffin et al.（2020）等研究則是透過相近但非共站的S波段及C波段雙偏極化雷達觀測，對龍捲風及雹暴個案進行特徵分析及比對，但能分析的個案數

較少。目前僅以Ryzhkov and Zrníc（2005）透過雨滴譜儀觀測的散射模擬，針對S、C、X波段所表現的特性有較系統性的描述。本研究希望透過雙波段共站觀測分析在單一午後雷暴個案當中的表現差異，評估水物分類演算法應用在臺灣地區午後雷暴的發展。

## 二、資料與研究方法

### (一)個案概述

本研究選取個案2018年8月17日，是雙北都會區夏季暴雨觀測預報實驗（TAipei Summer Storm Experiment, TASSE）期間，位在臺北盆地內的午後雷暴個案。從綜觀環境來看，當天臺灣正處於棕櫚颱風的尾端，西南風帶來比較多的水汽；但隨著颱風進入長江之後，臺灣附近風場逐漸轉變，西南風略為減弱，近地面的海陸風環流開始加強。白天在太陽輻射有足夠加熱的情況下，臺北盆地內地面氣溫可達35度，尤其以大屯山東南側的溫度達到最高；淡水河及基隆河谷兩股潮濕的海風氣流也大約在中午時進入盆地，造成相當程度的輻合。

當天回波大約在接近14:00 LST先從大屯山山腳下、天母一帶開始發展，到14:30 LST左右逐漸向西南擴展到平地來並加強，此時開始有較為密集的閃電訊號。直到接近15:00 LST，從雷達上開始可以觀測到有界弱回波區（Bounded Weak Echo Region, BWER；Chisholm and Renick 1972；圖1(b)）的出現，此時對流更進一步的加強，系統的移動方向轉往向西北邊的淡水河口移動，在BWER週遭的石牌測站甚至在15:28 LST測得十分鐘最高瞬時雨量31.5 mm，顯示對流活動在此處非常的劇烈。不過，對流強度並沒有維持很久，緊接著在30分鐘內便減弱消散，轉為以層狀為主。

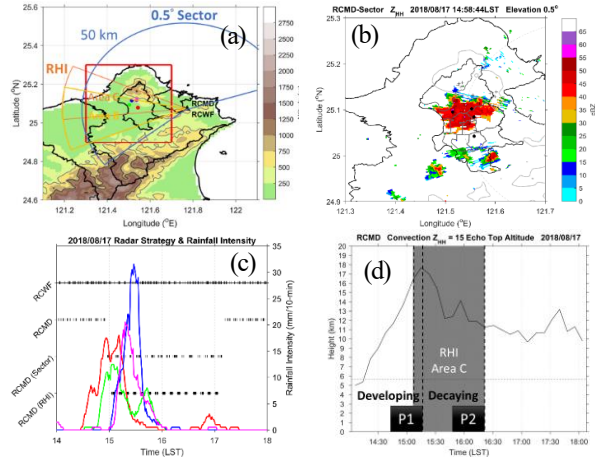


圖 1 分析範圍、雷達掃描策略範圍(a)、回波狀況(b)、對應策略切換、10 分鐘降雨率(c)及 RCMD 15 dBZ 回波頂高度(d)時序圖。圖中紅色框線為統計分析範圍、橙紅/橙黃色扇形區為 RHI 方位角掃描範圍(264° - 294°/250° - 280°)、藍色扇形區為仰角 0.5° PPI Sector 的方位角掃描範圍(231.5° - 69.0°), 紅、綠、藍及紫點/線分別代表大直、士林、石牌及天母測站的所在位置/雨量分布, 為本個案中主要降雨區。仰角 0.5° PPI 50 公里範圍內將用於 2 不同波段的比較。灰色區域為 RCMD RHI-Area C 的掃描時間, 以回波頂高度最高點前後區分為 P1、P2 時期。

## (二)分析方法

### 1. 衰減訂正法

C波段的雷達能量參數如 $Z_{HH}$ 及 $Z_{DR}$ , 在傳播經過一段強降水區域時會產生較S波段更為強烈的衰減現象。目前的雙偏極化雷達則可透過 $K_{DP}$ 來估計可能的衰減程度並進行衰減訂正 (Bringi et al. 1990, 後文簡稱B90; Zrníc and Ryzhkov 1996; Carey et al. 2000; Bringi et al. 2001)。由於 $K_{DP}$ 並非能量參數, 不受衰減效應、部分波束遮蔽 (Partial Beam Blockage, PBB) 及雷達校正的影響, 比回波更適合用來估計雨量。原理是利用回波衰減量與液態水含量成正比的關係, 從 $K_{DP}$ 反推實際上回波可能會受到的衰減量 (B90)。參照B90先定義比衰減 ( $\alpha_H$ ) 及差異比衰減 ( $\alpha_{DP}$ ), 是為 $Z_{HH}$ 及 $Z_{DR}$ 的單位距離衰減量:

$$\begin{cases} \alpha_H(r) = \gamma_H K_{DP}(r) & (1) \\ \alpha_{DP}(r) = \gamma_{DP} K_{DP}(r) & (2) \end{cases}$$

其中,  $\gamma_H$ 及 $\gamma_{DP}$ 為比例係數, 依B90在15°C下對C波段的實驗結果分別為0.054 (dBZ degree<sup>-1</sup>)及0.0157 (dB degree<sup>-1</sup>)。假設S波段受衰減影響較小, 在本研究當中先忽略不計; 而C波段則是假定上述比例係數在融解層下近乎定值。因此, 我們可以将 $\alpha_H$ 及 $\alpha_{DP}$ 隨距離積分, 算出水平總衰減量 ( $A_H$ ) 及差異總衰減量 ( $A_{DP}$ ):

$$\begin{cases} A_H(r) = 2 \int_{r_0}^r \alpha_H(s) ds = \gamma_H \phi_{DP}(r) & (3) \\ A_{DP}(r) = 2 \int_{r_0}^r \alpha_{DP}(s) ds = \gamma_{DP} \phi_{DP}(r) & (4) \end{cases}$$

從 $Z'_{HH}$ 及 $Z'_{DR}$ 的實際觀測值, 我們即可約略估計未衰減前的原始量 $\hat{Z}_{HH}$ 及 $\hat{Z}_{DR}$ :

$$\begin{cases} 10 \log_{10}[\hat{Z}_{HH}(r)] = 10 \log_{10}[Z'_{HH}(r)] + A_H(r) & (5) \\ 10 \log_{10}[\hat{Z}_{DR}(r)] = 10 \log_{10}[Z'_{DR}(r)] + A_{DP}(r) & (6) \end{cases}$$

## 2. 水物分類演算法

目前水物分類演算法 (Hydrometeor Classification Algorithm, HCA) 已被廣泛運用來探究對流當中的微物理特性 (e.g. Vivekanandan et al. 1999; Liu and Chandrasekar 2000; Straka et al. 2000; Keenan 2003; Dolan and Rutledge 2009; Dolan and Rutledge 2013), 原理主要是以模糊邏輯法 (fuzzy logic) 作為判別水物的依據, 每一種水物的雷達變數分布範圍, 是由模擬或觀測統計所獲得; 當中又以S波段的HCA在應用上最為常見。如果在不同波段的觀測下, 同一種水物可能會有不同的分布範圍, 尤其在C波段的觀測下, 強烈的共振效應會使得其分布更異於S波段, 因此在本研究當中, 為符合各自波段的特性, 雙波段採用不同的HCA。C波段使用Dolan and Rutledge (2013, 後文簡稱D13) 透過散射模擬實驗所得結果的HCA, 且為了方便比較不同的HCA方法, 並提高對大雨滴及大雨的辨識敏感度, 因此配合觀測參數的統計分布對D13進行修改, 修改BD的 $Z_H$ 、 $Z_{DR}$ 、 $\rho_{HV}$ 及溫度隸屬函數, 並主要根據回波大小再加上大雨 (HR) 類別, 後面稱之為mdf-D13 (modified D13; 陳2020); S波段則是使用Park et al. (2009, 後文簡稱P09) 的HCA, 來作為跟C波段比較的參考。

一開始定義水物物種在各雷達變數的機率分布範圍時, D13所採用的隸屬函數 (membership function) 為二維泛鐘形隸屬貝他函數 (generalized bell-shaped membership beta function), 特點是假設各個物種的雷達變數皆呈鐘形曲線的機率分布, 在計算上較為方便, 只需定義分布中點 $m$ 、分布半寬 $a$ 、邊緣斜率 $b$ 及分布範圍上下界, 公式如下:

$$\beta = \frac{1}{1 + \left[ \left( \frac{x - m}{a} \right)^2 \right]^b} \quad (7)$$

當中,  $x$ 為某雷達變數,  $\beta$ 為隸屬函數值。然而P09則是採用三維梯形隸屬函數 (trapezoidal membership function), 優點是讓函數更貼近某些雷達變數 (如 $\rho_{HV}$ ) 並非對稱的分布, 另外由於雷達變數定義的分布範圍會隨著另一變數而變, 加上有較多物種判斷的限制, 因此將抑制錯誤的物種被辨識出來; 但也因為這樣, 缺點是計算量較大、較耗費計算時間。除了在雷達變數分布範圍可能相異之外, 在

演算法中兩者也有些許差異，在D13方法當中，在進行粒子物種評分時，各水物分數公式為：

$$A_i = \left[ \frac{\sum_{j=1}^n W_j P_i(X_j)}{\sum_{j=1}^n W_j} \right] P_i(T) P_i(Z_H) \quad (8)$$

$i$ 為水物物種， $j$ 為變數有3種， $X_{1\sim3}$ 分別為 $Z_{DR}$ 、 $K_{DP}$ 及 $\rho_{HV}$ ， $W$ 為權重， $P$ 為該物種在隸屬函數的得分， $T$ 為溫度， $A$ 為該物種的總分。會受到衰減效應的 $Z_H$ 及 $Z_{DR}$ 也會先透過B90的衰減訂正法進行修正。溫度的來源可以為探空、數值模式的輸出，也可以是從偏極化參數的判斷，這邊所使用的是當日的00Z板橋探空。

從式(8)中能看出，該方法對於回波及溫度算分的比重較大，因此在物種的分布上會較接近於這2種變數定義的分布。若是以P09方法來看：

$$A_i = \frac{\sum_{j=1}^n W_{ij} Q_j P_i(X_j)}{\sum_{j=1}^n W_{ij} Q_j} \quad (9)$$

在這邊 $j$ 有6種， $X_{1\sim6}$ 分別為 $Z_H$ 、 $Z_{DR}$ 、 $K_{DP}$ 、 $\rho_{HV}$ 、 $SD(Z_H)$ 及 $SD(\varphi_{DP})$ ， $Q$ 為信心指數， $SD(Z_H)$ 及 $SD(\varphi_{DP})$ 分別為 $Z_H$ 及 $\varphi_{DP}$ 的標準差。 $Z_H$ 及 $Z_{DR}$ 在S波段也有輕微的衰減效應，校正方式則是參考P09的方式。

其中和D13比較不同的是，P09的回波不再作為判斷粒子的決定性因素；另外，溫度資訊並沒有放入物種總分的計算當中，而是僅從波束寬及融解層的

高度判斷，限制某些物種存在的高度範圍。然而融解層的判斷是直接採用00Z板橋探空，並參照P09從攝氏0°C層向下推500公尺作為融解層。

最後，再從這些物種的分數當中，找出最高者即為最有可能的物種分布。在兩者方法當中，mdf-D13的物種有11種，包含液相的小雨 (drizzle, DZ)、雨 (rain, RA)、大雨 (heavy rain, HR)、混相的濕雪 (wet snow, WS)、高密度霰 (high-density graupel, HGR)、低密度霰 (low-density graupel, LGR)、冰雹 (hail, HA)、大雨滴/融化中冰雹 (big drops/melting hail, BD)、以及冰相的乾雪 (dry snow, DS)、冰晶 (ice crystals, CR)、垂直排列冰晶 (vertically aligned ice, VI)，若非以上種類則為未分類物種 (unclassified, UC)。

P09的物種則是有10種，包含了液相的中小雨 (light and moderate rain, RA)、大雨 (heavy rain, HR)、混相的濕雪 (wet snow, WS)、霰 (graupel, GR)、雨雹混合物 (a mixture of rain and hail, RH)、大雨滴 (big drops, BD)、冰相的乾雪 (dry aggregated snow, DS)、各種方向排列冰晶 (crystals of various orientations, CR)，以及其他非氣象回波的地面雜波/異常傳播 (ground clutter/anomalous propagation, GC/AP)、生物散射體 (biological scatterers, BS)。

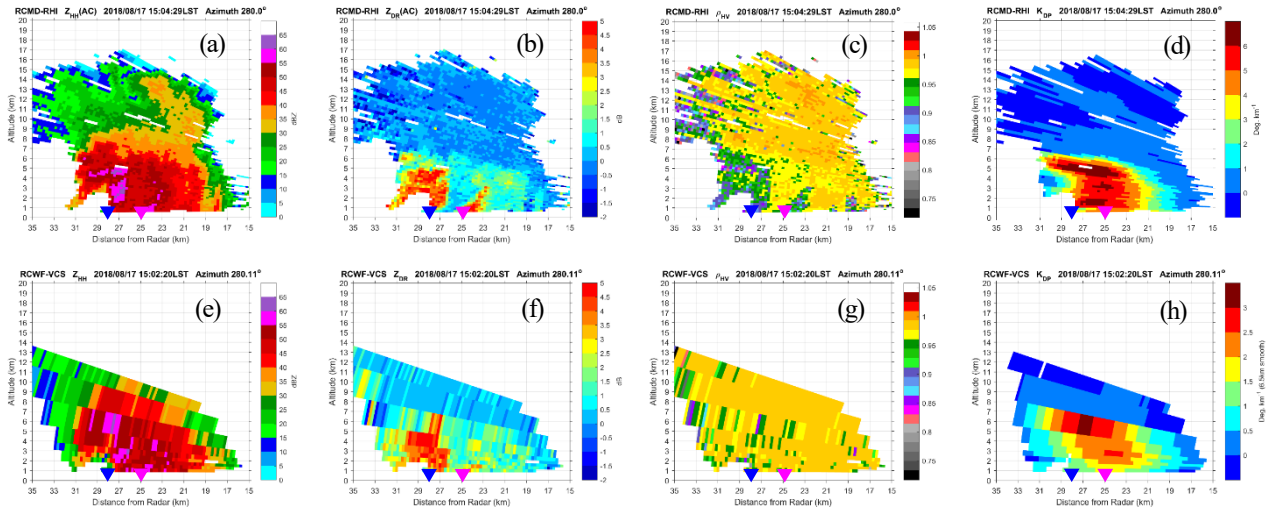


圖 2 RCMD (RHI) 及 RCWF (VCS) 雙偏極化參數觀測結果。(a)~(d)為 RCMD，(e)~(h)為 RCWF；(a)、(e)為 $Z_{HH}$ ，(b)、(f)為 $Z_{DR}$ ，(c)、(g)為 $\rho_{HV}$ ，(d)、(h)為 $K_{DP}$ 。RCMD的 $Z_{HH}$ 及 $Z_{DR}$ 為經 B90 衰減訂正後的值。

### 三、結果分析與討論

RCMD及RCWF分別透過mdf-D13及P09水物分類演算法的分析結果顯示，水物的分布在2方法當中，都可以很明顯區分為融解層上下，上層以冰晶 (CR)、乾雪 (DS) 及霰 (GR) 為主，下層以大雨 (HR)、中小雨 (RA) 及大雨滴 (BD) 為主，融解層附近是以mdf-D13對於濕雪 (WS) 的分辨上較為敏感，主要分布在對流邊緣 (圖3(a))，尤其是在後期層狀區域擴大時，融解層轉為以WS為主；P09

則是在本個案當中，前後期皆對WS極不敏感 (圖3(b))。不過，雨雹混合物 (RH) 在P09的辨識當中，有極高的敏感度，尤其是以融解層以下HR區域當中分布最多，到接近地面仍有許多RH的存在，可能有誤判的情況。然而BD主要分布是在BWER週遭，對照雙偏極化參數結果，顯示這2種方法皆能有效提供對於大雨滴的辨認 (圖2(b)、(f))。

從BD沿著傾斜的上衝流向上延伸，在融解層上方則有明顯的GR訊號，mdf-D13中GR透過溫度分

成高密度霰 (HGR) 及低密度霰 (LGR)，也能看到 LGR 出現在 14 至 15 公里的高空，對照探空溫度大約在 -50 度到 -60 度的環境，回波大約在 30 到 40 dBZ，而  $\rho_{HV}$  則是趨近於 1，其他參數則無明顯特徵。表示有強烈的上衝流從底層帶來豐富潮濕的水汽，可舉升至此高度左右，使得上層若是在 -40 度以上環境的區域可能仍有過冷水 (Supercooled Liquid Water, SLW) 撞凍 (accretion) 到冰晶表面的現象存在，產生凇化過程 (riming)；若是在 -40 度以下的環境，則可能因為「同質核化溫度」的極限，不經凇化過程即成為凍結雲滴，因此「霰」的定義可能需要後續再進行實驗調整。不過，在大範圍 GR 下方對應到的是 HR 的區域，表示的是在此範圍內有較強對流的出現。

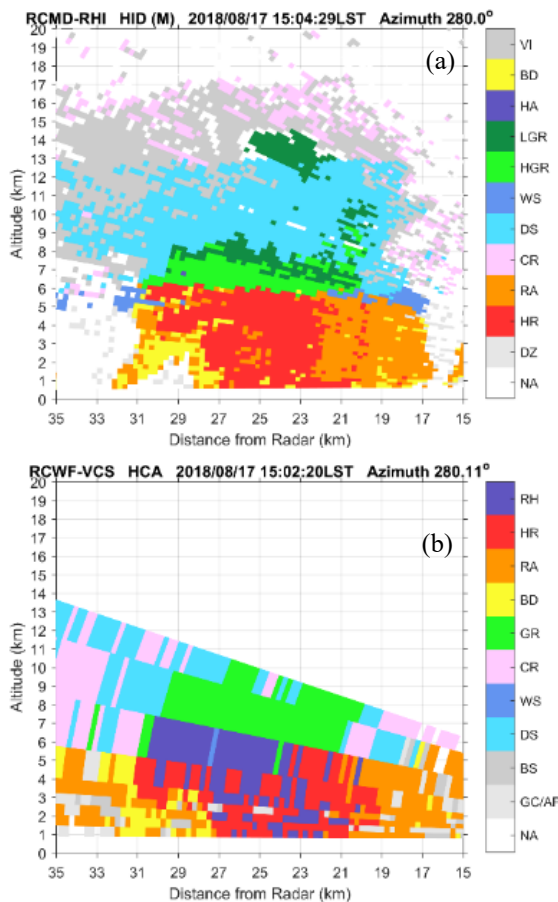


圖 3 RCMD 及 RCWF 的水物分類結果。(a) 為 RCMD 透過 mdf-D13 方法，(b) 為 RCWF 透過 P09 方法。

從 RCMD 的 PPI 及 PPI Sector 相同仰角以及同方位角範圍內的接合，透過 mdf-D13 水物分類出來的比例隨時間變化來看，由於低層的取樣數量遠高於高層，因此融解層以上 DS、CR 及 VI 的比例平均而言落在 10% 至 20% 左右，剩餘大約 80% 左右則是融解層附近的混相粒子以及融解層以下的液態水粒子 (圖 4(a))。RCWF PPI 同樣選取和 RCMD 相同仰角及方位角，經由 P09 水物分類的結果也是顯示融解

層以上占比約為 10% 到 20% 左右，融解層以下 80% 左右的暖雲比例當中，有 4 分之 1 左右為 BD，而且在選取的時段當中都維持在一定的比例 (圖 4(c))；然而在 mdf-D13 的結果中，BD 的占比不高，約在 10% 以內，卻可以反映出在雷暴發展前，上衝流隨時間變大、以至於形成更多 BD 的情況。推測透過 P09 的方法，對於 BD 的辨識會有產生一定比例的偏差，不若 mdf-D13 對 BD 有較高的敏感度。

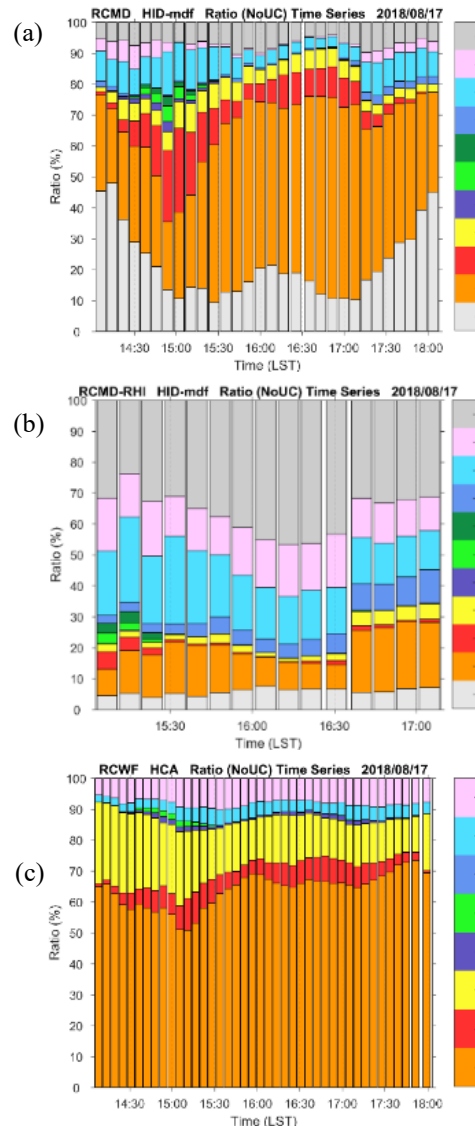


圖 4 mdf-D13 及 P09 水物分類比例時序圖比較。(a) 為 RCMD PPI 及 PPI Sector 接合、(b) 為 RCMD RHI、(c) 為 RCWF PPI 辨識結果。其中 (b) 涵蓋 2 不同掃描區域，分別為 Area C 及 Area B。

從兩者辨識法中，可以看出 GR 以及 HA 的占比大約在下午 3 點左右發展到最大，代表上衝流在此時達到最強，高空存在著許多過冷水，有很強烈的凇化過程，只不過在 mdf-D13 所占的比例較大，最大可來到 10%。另外，也可以看到兩者 HR 皆落在選取的時間範圍之間，但是以 mdf-D13 更能突顯在對

流上衝流增強之後，大雨區有逐漸擴大的情形，可達接近總體的30%。mdf-D13除了RA之外，更可以分辨出DZ，在對流最前期及後期為主要的物種，搭配融解層有明顯WS的分布，說明了降水在此時期是屬於層狀降水的過程，並且可以看到DZ大致隨著對流發展有兩個比例的低谷，正好突顯兩次對流爆發階段。

如果從RCMD的RHI掃描角度來看水物分類，由於掃描時間是從15:02:47 LST開始，到17:03:51 LST結束，僅包含對流發展的部分時間，然而隨著對流的移動、消長，當中15:02:47 LST至16:28:55 LST掃描區域為Area C、16:35:49 LST至17:03:51 LST掃描區域為Area B，因此在RHI當中前後期分布的物種有不連續的情況(圖4(b))。將RHI及PPI所得的結果比較，就可以看到由於RHI在融解層以上的高層取樣率比PPI高很多，因此能看到的冰相粒子也很多，大約在70%至80%，也貼近對流真實觀測的比例。在Area C前期到15:30前，有明顯霰及大雨的訊號，大約占10%；後期高空冰晶的比例增加，表示經由前期的對流，將水汽持續往高空帶，並且在高空製造大量的冰晶。當掃描Area B時，就可以看到這邊的對流和原來在Area C的對流組成成分有明顯不同，除了雨區大、豪雨少，存在的高空冰晶也比原來的少很多，推測此區沒有經歷過Area C的強烈上衝流過程，因此層狀降水過程較強，而有明顯的WS訊號，冰晶相較於前者則少很多。

另外，從高層水物的體積與閃電躍升之間的關係(圖5)，不論是在mdf-D13或者是P09，都能發現水物當中以混相的霰與閃電的關聯性最高，而且霰的出現相較於閃電有大约10至20分鐘的領先時間，Woodard et al. (2012)及Mattos et al. (2016)等研究也曾提及以雙偏極化參數推估閃電的發生與否，但實際上發生閃電的成因有很多種，若要以高空的混相粒子來作為閃電預警，則需要更進一步探討其中的機制。

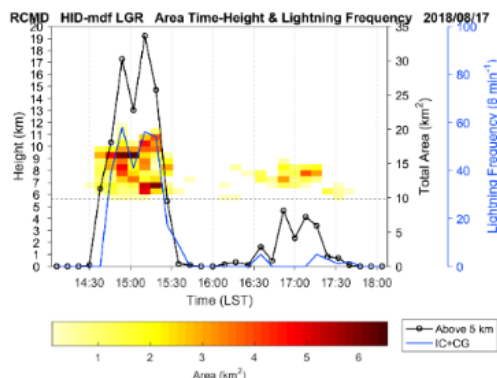


圖 5 mdf-D13 各高度混相水物 LGR 面積與閃電頻率時序圖。黑線為 5 公里以上的加總面積，藍線為閃電頻率，包含雲間閃電 (IC) 及雲對地閃電 (CG)。

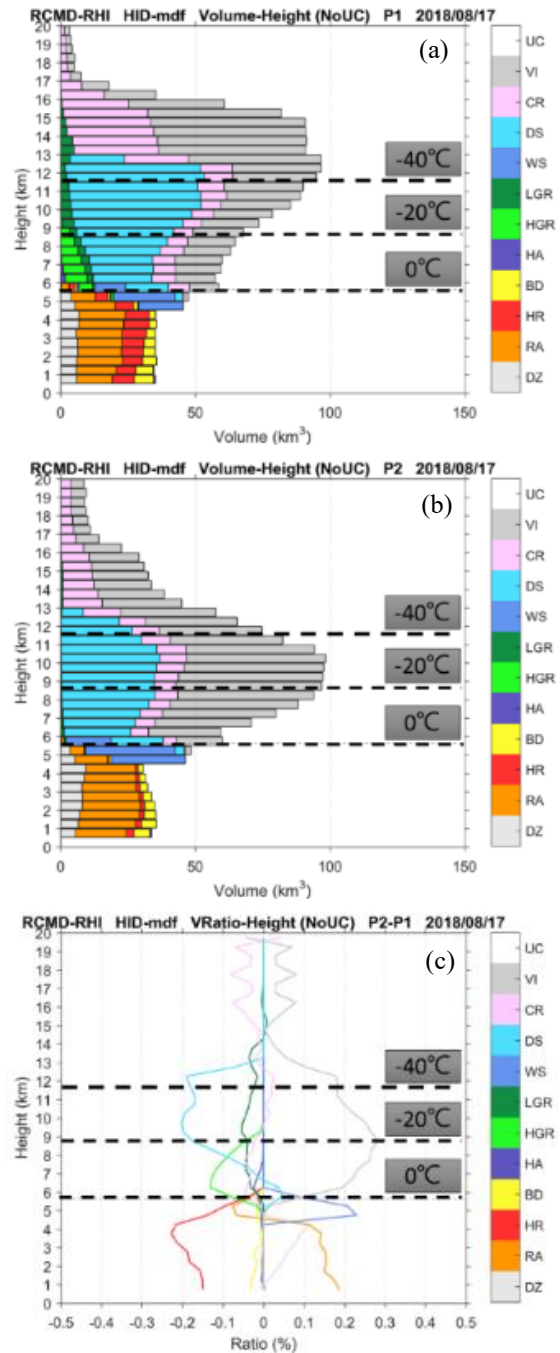


圖 6 RCMD RHI 隨高度在 P1(a)、P2(b)時期水物分類體積的變化。(c)為 P2 比例減去 P1 比例之結果。

為了看對流在不同發展階段的垂直結構特徵，參考Handler and Homeyer (2018)將MCS當中LLTS (Leading-Line Trailing-Stratiform) 的分期，根據15 dBZ回波的平均高度來定義，將RCMD PPI及RHI接合，從回波頂的高度來看雷暴的發展(圖1(d))。可以發現MCS的高度變化不大，而且持續的時間可以達到16、17個小時；然而雷暴發展的高度可以從5~6公里，在1個小時內發展到17~18公里高，然後又掉回11~12公里高左右，發展過程非常迅速。因此，這邊以最高回波頂分界，只定義發展期及衰退期；

另外，RHI只在部分期間有掃到造成主要降雨的完整對流，因此以這段期間分P1、P2來分析對流垂直結構。結果顯示在前期有明顯GR及HR的占比，可以到總體的20%左右，甚至有些微的HA訊號，表示前期上衝流非常強，許多過冷水被帶到接近10公里的高空，同時也有比較多的DS的分布，大約佔了60%；然而後期的WS、CR、VI以及融解層以下的RA、DZ比例變大，代表後期上衝流減弱，轉而層狀區變大；因此前後期正可以區分為對流及層狀活躍期（圖6(a)、(b)）。若將後期減去前期來看物種比例的增減，就能更明顯看到GR、DS以及CR、VI的分布趨勢，和Handler and Homeyer（2018）所統計的分布情況相似（圖6(c)）。若從對流體積來看，就能更清楚看到這些粒子大約從哪些高度而來。前期主要是上衝流帶來高空比較多的凇化粒子，冰晶也受到上衝流帶至14~15公里的高層；後期則沒有上衝流的支撐，大部分的冰晶往下掉到10公里左右，另外還有一小部分的冰晶往上進到更高層，造成高層體積些微變大（圖6(a)、(b)）。

#### 四、總結與未來展望

本研究透過2018年8月17日在臺北盆地發生局部分短延時劇烈的午後雷暴個案，利用C波段雙偏極化雷達的PPI Sector與RHI交替掃描，以較高的時空解析度觀測雷暴，透過該波段PPI Sector以及原先S波段雙偏極化雷達的PPI常態掃描近乎同步的共站觀測，了解同一雷暴在兩個不同波段的觀測下，其雙偏極化參數統計特徵的差異。觀測結果顯示有明顯類似中緯度超級胞經常觀測到的雙偏極化參數特徵，但不論是時間或空間的規模皆和美國中西部大平原典型的超級胞無可比擬。並利用C波段雷達進行密集RHI掃描在高空的觀測優勢，利用水物分類法反演雷暴的雲微物理特徵。結果指出mdf-D13及P09演算法有各自的特性，mdf-D13對於融解層附近濕雪（WS）的分辨上較為敏感，而P09則對雨雹混合物（RH）的辨識最為敏感。在對流初期BWER附近主要以大雨滴（BD）為主，與雙偏極化特徵分布相近，可說明大雨滴是受到上衝流的影響在高空成長而成。而上衝流在融解層之上是以霰（GR）為主，上衝流後方則是以大雨（HR）為主，代表在這範圍間有很強烈的對流，上衝流及下衝流是呈現錯開傾斜的狀態。而且結果也指出高層的混相微物理過程除了會影響閃電頻率之外，也將影響後續地面上的降水強度。由以上了解到地面短延時強降雨與高空雲微物理過程的相關，同時找出C波段雷達觀測水物敏感度的優勢所在，以期發展臺灣地區午後雷暴的水物分類演算法，幫助我們更加理解雷暴的內部結構，大幅強化雷暴降水的預警訊號。

#### 致謝

本研究由中央氣象局MOTC-CWB-108-M-05與MOTC-CWB-109-M-05計畫經費支助。

#### 參考文獻

- 林品芳、張保亮、周思運及秦新龍，2017：五分山C波段雷達觀測掃描策略之研擬與應用。106年天氣分析與預報研討會論文彙編，A1-24。
- 陳威志，2020：C波段雙偏極化雷達之雷暴觀測研究。國立臺灣大學大氣科學研究所碩士論文。
- 張保亮、林品芳、陳怡甄及秦新龍，2017：五分山S波段與C波段雷達觀測比對初步分析。106年天氣分析與預報研討會論文彙編，A1-25。
- Dolan, B., S. A. Rutledge, S. Lim, V. Chandrasekar, and M. Thurai, 2013: A robust C-band hydrometeor identification algorithm and application to a long-term polarimetric radar dataset. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **52**(9), 2162-2186.
- Handler, S. L., and C. R. Homeyer, 2018: Radar-observed bulk microphysics of midlatitude leading-line trailing-stratiform mesoscale convective systems. *J. Appl. Meteor. Climatol.*
- Park, H. S., A. V. Ryzhkov, D. S. Zrnić, and K.-E. Kim, 2009: The hydrometeor classification algorithm for the polarimetric WSR-88D: Description and application to an MCS. *Wea. Forecasting*, **24**(3), 730-748.
- Ryzhkov, A. V., and D. S. Zrnić, 2005: Radar polarimetry at S, C, and X bands comparative analysis and operational implications. Preprints, *32nd Conf. on Radar Meteorology*, Albuquerque, NM, Amer. Meteor. Soc., 9R.3.

# **Developing and Assessing Hydrometeor Classification Algorithms of Afternoon Thunderstorms in Taiwan**

**Charles Wei-Jih Chen, Ultimate Chi-June Jung, Ben Jong-Dao Jou**  
**Department of Atmosphere Sciences, National Taiwan University**

## **Abstract**

Referring to the fuzzy logic approaches in Park et al. (2009) and Dolan et al. (2013), the hydrometeor classification algorithms were developed and assessed using the co-site observations, of Wu Fen Shan C-pol RHI and Sector and S-pol PPI, of afternoon thunderstorms on Aug. 17, 2018. The results indicated D13 was sensitive to “wet snow” near the melting layer, while P09 was sensitive to “a mixture of rain and hail.” A wide range of “graupel” near tropopause was observed by C-pol RHI, representing the significantly upper-level riming owing to sufficient water vapor from the bottom of thunderstorm. We could also speculate the locally extreme precipitation on the ground mainly resulted from previously falling rimed particles. It could be the important reference indicator of short-term extreme precipitation. Furthermore, there was a strong positive correlation between signatures of graupel and lightning jumps, and the former one had approximately 20-minute lead time. The necessity of attenuation correction of C-pol was also pointed out in the study.

Keyword: C-pol, S-pol, scanning strategy, hydrometeor classification algorithm, indicator of short-term extreme precipitation, attenuation correction