

中央氣象局108年天氣分析與預報研討會

臺灣北部雨滴粒徑與雷達回波氣候統計分析與

定量降水估計研究

林沛練¹ 李孟澤¹ 張偉裕¹ Balaji Kumar Seela¹

國立中央大學大氣科學系¹

摘 要

台灣位於太平洋西側、歐亞大陸東側的熱帶與副熱帶季風地區，春夏季轉換時、梅雨鋒面、夏季的颱風和午後熱對流常常帶來豪大雨，再加上台灣地形陡峭，容易造成水災、土石流，因此準確預估降水對防災有極大的幫助。雷達回波與降雨率的關係廣泛被用來估計降水的方法之一，可以用在大範圍降水估計；缺點則是空間上的雨滴粒徑變化太大，相同的回波值對應的降雨率範圍很廣，兩者並非一對一的關係，因此了解雨滴粒徑分佈的特性將有助於改善降水估計。不同的地區、不同的降水型態，都有可能造成雨滴粒徑分佈不同，分析比較降水積分參數有助於了解不同的降水特性。

本研究使用的資料來源為中央大學Joss-Waldvogel disdrometer(JWD)觀測資料與中央氣象局(CWB)三維雷達回波合成資料(QPESUMS)，統計的區間為2005年1月至2014年12月間。由標準化的gamma分佈顯示，平均直徑Dm (Mass-weighted average diameter)於夏季有最高值，而平均logNw (normalized intercept parameter)最高值則出現在冬季；透過雷達回波在高度上的變化得知垂直發展影響 RSD (Raindrop size distribution)在不同季節的結果。此外，台灣北部降雨率多集中於 15 mm/hr以下(層狀性降水)，本篇研究使用雷達回波區分對流性與層狀性降雨，移除層狀性降水主導的因素。所有季節的層狀降雨皆有相近的RSD分佈結構，但對流降雨的RSD則是偏向海洋型對流；平均Dm在對流降雨系統有較高值，而平均logNw在層狀系統內有較高值，透過Contoured frequency by altitude diagrams (CFAD)發現垂直發展主導RSD的變異性。

關鍵字：雨滴譜，降雨估計(QPE)

一、前言

台灣位處於歐亞大陸與西北太平洋交界之副熱帶地區，四面環海，擁有豐沛的水氣，並且地勢陡峭，擁有複雜地形。每當不同天氣系統經過台灣時，如季風伴隨之鋒面、中尺度對流系統(Mesoscale Convective Systems, 簡稱MCS)、以及颱風等，與複雜的地形產生交互作用，因此台灣的自然災害，在氣象上以強風及降雨的影響最為明顯。除此之外，劇烈天氣伴隨之對流系統所產生之強風，亦有可能造成海、陸、空(如:復興航空2014年澎湖空難事件)之災難。

雨滴粒徑分佈(RSD)主要是了解降水的微物理特徵，然而定量降水估計QPE和模式中的微物理參數化的改進都必須了解RSD的分佈與變異特性(Wen et al., 2016; Zhang et al., 2006)。RSD的時空分佈與變異和氣候區、降雨型態、季節以及地形作用等密切相關(Ulbrich et al., 1983; Tokay and Short,

1996; Testud et al., 2001; Zhang et al., 2001; Bringi et al., 2003; Rosenfeld and Ulbrich, 2003)，過去RSD的分析主要集中於特定降水型態，並未針對區域性降水做氣候上、降雨類型、季節做統計的分析。本研究將由十年的雨滴譜資料，分析北台灣降水的統計特徵。

國內的雨滴粒徑分佈研究有張(2002)利用第一代2DVD探討納莉颱風個案，林(2004)分析了兩年的梅雨季及颱風季的雨滴粒徑分佈資料，簡(2006)討論台灣北部地區的不同季節及不同降水型態的雨滴粒徑分佈差異；蔣(2010)探討2009 SoWMEX期間台灣南部和北部的RSD特徵差異；陳(2013)探討鋒面強降兩個案；毛(2007) 探討台灣北部地區層狀與對流降水的雨滴粒徑分佈特性。

綜合過去多年國內使用雨滴譜之觀測分析主要著重在個案或短時間降水積分參數和降雨率之間的變化，但欠缺長期RSD的統計分析以及與雷達回波垂直分佈長期統計分析與比較，由於中央大學在台灣北部建立的雨滴譜儀觀測網已持續觀測收

集超過十年的RSD資料，進行地面雨滴粒徑與雷達回波垂直分佈之統計分析，希望能夠建構不同季節與不同降雨型態的RSD與雷達回波垂直分佈統計特性。

二、研究方法

雨滴粒徑分佈計算

撞擊式雨滴譜儀(JWD)經由儀器取得二十種雨滴粒徑的數量資料，代入下方公式，其中雨滴的平均落速及各區間的平均粒徑大小參考。

$$N(D_i) = \frac{n_i}{(F * T * V(D_i) * \Delta D_i)}$$

Gamma RSD 之計算雨滴粒徑分佈概念與計算方法最初是由Marshall and Palmer (1948) 所提出，但是經過許多觀測實驗比對，發現實測中的雨滴粒徑分佈變動很大。本研究採用Ulbrich (1983)提出的Gamma 型態分佈來做計算，假設雨滴粒徑分佈公式如下所示：

$$N(D) = N_0 D^\mu \exp(-\Lambda D) \quad (0 \leq D \leq D_{max})$$

其中 $N_0(m^{-3}mm^{-1-\mu})$ 、 μ (無因次)和 $\Lambda(mm^{-1})$ 分別為截距、形狀和斜率參數。

標準化 Gamma RSD 之計算

雖然透過 N_0 、 Λ 和 μ 三個參數可以描述Gamma 雨滴粒徑分佈的分佈情況，但是從 N_0 的單位 $m^{-3}mm^{-1-\mu}$ 來看， N_0 值的大小會受到 μ 值影響。為了能夠客觀地比較 N_0 的表現，Testud et al. (2001)提出 N_0 標準化的方法，也就是將Gamma型態的雨滴粒徑分佈公式改寫成：

$$N(D) = N_w \frac{\Gamma(4)}{(4)^4} \frac{(4+\mu)^{\mu+4}}{\Gamma(\mu+4)} \left(\frac{D}{D_m}\right)^\mu \exp\left[-(4+\mu)\frac{D}{D_m}\right]$$

$$N_w = \frac{(4)^4}{\pi \rho_w} \left(\frac{LWC}{D_m^4}\right)$$

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

層狀與對流降水型態分類方法

過去已有很多方法用於區分層狀降水與對流降水，Waldvogel(1974)發現當降水系統改變時， N_0 會有明顯的變化，這個變化稱為「 N_0 跳躍」。Gamache and Houze(1982)將回波38dBZ當做門檻值來區分不同的降水系統，Tokay and Short(1996)則發現 N_0 -R分佈可能會隨降水系統而改變，並使用40dBZ來區分不同降水型態。Tokay et al. (1999)則是設定10mm/hr以上的降雨率即為對流降水。Bringi et al.(2003) 則是利用一個標準差的降雨率

小於1.5mm/hr的降水視為層狀降水，反之則為對流降水。Chang et al. (2009)認為40mm/hr的降雨率門檻值就可以用來區分降水類型。

採用Steiner et al. (1995)建立的方法來區分降水類型。這個降水類型判別技術可以應用在地基式雷達回波的量測。這個計算是根據以下三個步驟：

- 強度:在高度3公里處的格點內，其回波值超過40dBZ，則不可能是層狀降水，因此判斷為對流降水中心。
- 峰值:如果這個格點在(a)步驟沒有被判定為對流降水，但是它的回波超過周圍背景(11公里)所有格點的回波強度之平均值，則視為對流降水中心。背景強度是根據非零值的回波做線性平均計算而得。
- 附近地區:根據上面兩個條件被判斷為對流中心的格點鄰近其他網格，以背景回波的平均值去做延展，這個範圍則稱為對流區域。

三、結果

在這一章節中，透過統計方法分析北台灣雨滴粒徑特徵。Chen and Chen (2003)將台灣降水分類成六季節(冬季、春季、梅雨季、夏季、秋季與颱風)。撞擊式雨滴譜儀(JWD)與氣象局雷達(QPESUMS)記錄下六個季節的降雨狀況，並由此分析北台灣降雨特徵。

從過去文獻可以看到很多研究在Gamma 參數上(Maki, 2001; Kozu, 2006; Ulbrich, 2007; Islam, 2012; Tenório, 2012; Chen, 2013; Marzuki, 2013; Jayalakshmi and reddy, 2014; Krishna et al., 2016)，但在台灣卻只有少部分的個案分析(Chang, 2002; Hsu, 2005; Chien, 2006; Wu, 2006; Mao, 2007; Chang, 2009; Chiang, 2010)。在此研究，因此我們統計在六個季節下十年Gamma參數上的特徵，並利用雷達資料分析垂直剖面的結構，其結果說明如下：

整體的雨滴粒徑分佈

從Gamma參數了解台灣北部降雨在2005-2014(十年)內降雨特徵：平均粒徑為1.16 mm， $\log N_w$ 為4.3 $mm^{-1}m^{-3}$ ，參數 μ 為5.6 和參數 λ 為9.82，透過這些參數可以重建RSD，並對過去降雨型態的了解。從統計資料中，明顯發現參數 μ 和參數 λ 的標準差較，再次顯示不同降雨型態所造成的RSD分佈有明顯差異，導致在雷達將與估計上有明顯差異。這樣的統計數據與過去Hong et al., (2014)在熱帶地區(馬來西亞)統計十年雨滴譜結果：平均粒徑為1.23mm， $\log N_w$ 為4.08 $mm^{-1}m^{-3}$ ，參數 μ 為5.54 和參數 λ 為7.33。兩者比較之下，雨滴譜的特性：台灣北部降雨粒徑平均較小，濃度平均較多。

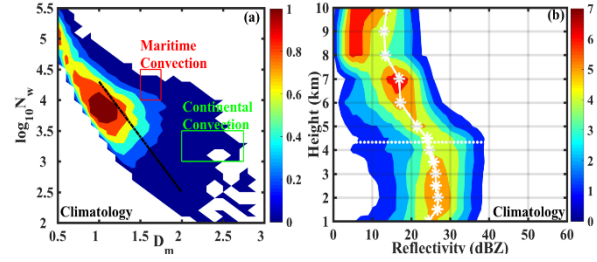
Bringi et al (2003)根據收集不同區域的雨滴譜儀觀測資料，透過粒徑(D_m)和濃度(N_w)的分佈，

將降雨特徵分成三類：層狀型降雨，海洋型對流，大陸型對流。上述的分類方法也被廣泛使用與比較，在此研究也透過此方式與過去的研究做比對。圖1.a 顯示十年雨滴譜記算的 D_m 和 N_w 的散佈圖，台灣北部地區降雨特徵為左上右下走向，與過去所分類層狀-對流降雨線走向一致，由此顯示北台灣降雨多數為層狀性降雨，與先前提到的資料相符合；對流降雨部分也比較趨近海洋性對流。配合氣象局雷達回波資料(QPESUMS)與探空資料分析垂直結構(圖1.b)，並於上式公式得知雷達回波是接近雨滴粒徑的六次方，雨滴粒徑隨高度遞減，故雷達回波也隨高度遞減。而溶解層附近達到最大回波，這是因為冰晶在溶化過程包覆著一層水，使雷達誤認為大雨滴的狀況，也就是過去所稱之的亮帶(Bright Band)，位置(約4.2km)可以由探空資料 0°C 線表示。分別對溶解層之下與之上作為討論：位於溶解層之下(1~4.2 km)的平均回波為27 dBZ，平均範圍可從10 dBZ~ 37 dBZ；為於溶解層之上，回波值迅速下降，可表示冰相粒子的粒徑遠小於水相粒子的粒徑，高層(9~10 km)的平均回波落在10 dBZ。透過垂直的分析可以了解過去十年平均的垂直結構的狀態與雨滴譜的特徵，並由此數據當作標準，討論不同季節的降雨特徵與垂直結構。

季節變異性的雨滴粒徑分佈

由Gamma參數指出台灣北部降雨在2005-2014(十年)內不同季節降雨特徵，這些參數中可以重新建置平均雨滴譜的特徵：冬季的平均濃度為 $4.55\text{mm}^{-1}\text{m}^{-3}$ 、平均粒徑為0.97 mm；春季的平均濃度為 $4.36\text{mm}^{-1}\text{m}^{-3}$ 、平均粒徑為1.18 mm；梅雨季的平均濃度為 $4.22\text{mm}^{-1}\text{m}^{-3}$ 、平均粒徑為1.31 mm；夏季的平均濃度為 $3.68\text{mm}^{-1}\text{m}^{-3}$ 、平均粒徑為1.5 mm；颱風季的平均濃度為 $4.02\text{mm}^{-1}\text{m}^{-3}$ 、平均粒徑為1.35 mm和秋季的平均濃度為 $4.43\text{mm}^{-1}\text{m}^{-3}$ 、平均粒徑為1.11 mm。由此可見，冬季有較多的小雨滴和較少的大雨滴；反之，夏季有較多的大雨滴和較少的小雨滴，秋季與春季的粒徑與濃度較相近(圖2.a)。

根據Thompson et al. (2015)提出概念模式，從粒徑與濃度變化的概念推敲出微物理的特徵。本研究將每個季節減掉十年平均的粒徑參數和液態水含量(圖2.b)，明顯看出每個季節降雨的特徵都非常不一樣，特別是夏季與冬季降水：夏季平均粒徑比氣候平均粒徑大0.35mm；反之，冬季粒徑比平均粒徑小0.2mm。另外留意到台灣北部地區暖季降雨在粒徑與液態水含量表現上都呈現正值，由此可以大概區分成類別不同降雨的型態，並透過計算CFAD(圖3)了解垂直發展結構。CFAD顯示2004~2015年(十年)在不同季節的雷達回波與探空



資料在垂直上的分析和過去氣候平均場做比較，從垂直結構我們可以將台灣降雨型態分成高垂直圖1.(a) $\log_{10}N_w(\text{mm}^{-1}\text{m}^{-3})$ 和 $D_m(\text{mm})$ 在十年(所有季節)的分佈。

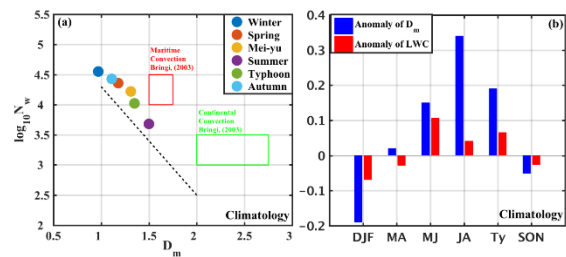


圖 2. (a)不同季節的 D_m 和 $\log N_w$ 散佈的平均值。(b)每個季節和所有季節之間的質量加權平均直徑(D_m ，藍色條)和液態水含量(LWC，紅色條)的偏差。

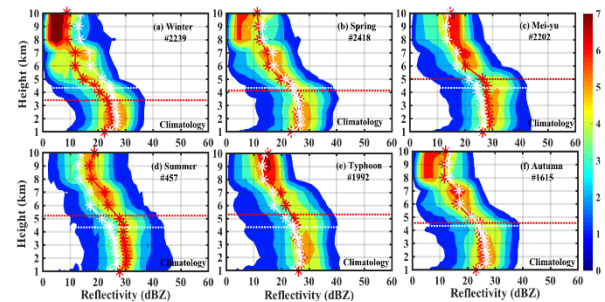


圖 3. 從CWB的QPESUMS獲得六個季節的雷達反射率的CFAD(a)冬季，(b)春季，(c)梅雨，(d)夏季，(e)颱風和(f)秋季。每個季節的一些數據點用括號表示。白色和紅色的星形虛線分別指六個季節和個別季節的平均反射率

結構(HVS): 梅雨季、夏季與颱風季和低垂直結構(LVS):冬季、春季與秋季。

在HVS情況下，夏季回波為1%的30 dBZ向上延伸可以到達10km而分佈可以從10-46 dBZ(圖3.d)，這表示夏季比起其他季節有較多的深對流，像是梅雨季回波1%的30 dBZ向上延伸可以到達7km(圖3.c)。雖然颱風季有較深的對流發展，但在很強的風切狀態下，也會使雨滴變形與破碎，使得底層量測到的雨滴粒徑較小。在LVS情況下，冬季回波為1%的30 dBZ向上延伸可以到達4.9km而分佈可以從9-35 dBZ(圖3.a)，這樣的結果顯示相較於其他LVS季節，有較淺的對流發生於冬季。值得一提的是秋季與春季為冬夏交替時期，雨滴粒徑

的分佈也較為相近。根據Chen and Chen (2003)提出台灣降雨的特徵：春季為季節交替，暖溼的空氣由西南季風漸增從南海所帶來，這經常遇到青藏高原背風面的冷鋒，這導致了從冬季的穩定降雨到春季的對流型降雨的轉變。秋天不是台灣最陰雨的季节；然而，在此期間颱風和正面系統帶來了相當大的降雨量。東北季候風開始後，迎風面(台灣北部和東北部)的降水量大幅增加，而背風側的降水量則大幅減少Chen and Chen (2003)。在此期間，降雨模式從對流變為層狀，然而，這兩個季節都是過渡時期區域，大氣條件從暖到冷(秋天)或從冷到暖(春天)改變，調節溶化層的高度。春季和秋季的回波分佈為30 dBZ的1%，最高為5.5km，而分佈可以從5-39 dBZ。HVS和LVS的結果均與台灣北部季節性RSD的變化相對應。綜上所述，縱向發展是RSD的主導因素。在後面的部分中，CFAD用於檢視每個季節的降雨類型。

降雨型態在不同季節變異性之雨滴粒徑分佈

RSD受雨水類型的強烈影響這一事實意味著在分類層狀和對流形式的降水時必須考慮。台灣北部的大部分降雨都是層狀的，本研究使用Steiner et. al. (1995)開發的回波分類技術，每個季節的降雨量可分為層狀或對流。

層狀性降雨

HVS季節的 D_m 和 μ 值超過LVS季節；但是， N_w 和 λ 的值較低。此外， D_m 是夏季最大的， N_w 是冬季最大的。由於定量Gamma參數，RSD可以被Gamma形式構建。在每個季節，水滴直徑顯示在0.3 mm和4.2 mm之間，而雨滴濃度為 $100 - 10000 \text{ mm}^{-1} \text{ m}^{-3}$ ，平均降雨量為3.46 mm/hr至7.05 mm/hr。此外，在夏季觀察到最寬的RSD，這意味著夏季大雨滴的比例大於小雨滴。圖4.a顯示了六季中與層狀降水相關的 N_w 和 D_m 的散點圖。從圖中可以看出，冬季和夏季產生了不同的微物理過程。然而，每個季節的 D_m - N_w 值與Bringi (2003)等人定義的層狀線平行。它的回波(圖4.b)為30 dBZ的1%可以高達5.5 km，並且在溶化層以下的範圍為8-35 dBZ。此外，溶解層附近的斜率為 $-3.58 \text{ dBZ km}^{-1}$ 。通常，層狀的垂直結構比十年平均要弱。

六季的層狀降水CFAD如圖5所示。層狀性垂直回波(紅線)的平均反射率分佈在每個HVS季節(圖5.c, d, e)比每個LVS季節更大(圖5.a, b, f)。此外，LVS季節在溶化水平附近的傾斜表明各種微物理特性受到垂直運動的影響，冬季，春季和秋季分別約為 4.65 ， -4.54 和 $-3.77 \text{ dBZ km}^{-1}$ 。對於梅雨，夏季和颱風，HVS季節也可以分別量化為 -3.74 ， -2.55 和 $-1.44 \text{ dBZ km}^{-1}$ 。根據Chen and Chen(2003)年研究，綜觀天氣環境條件使冬季降雨量較少。相比之下，來自西南季風的大量水氣和入射的太陽輻射在夏季產生強烈的垂直運動，這往往會加劇微觀物理過程，導致夏季出現更大的雨滴。

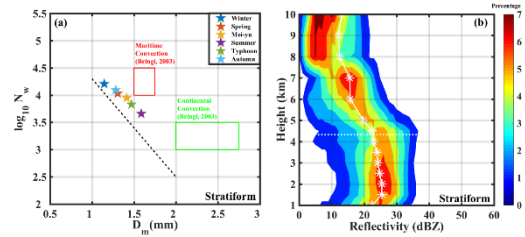


圖4. (a)不同季節的層狀降水中 D_m 和 $\log N_w$ 的平均值。(b)0°C(水平虛線)和平均垂直dBZ(*)的層狀平均CFAD。

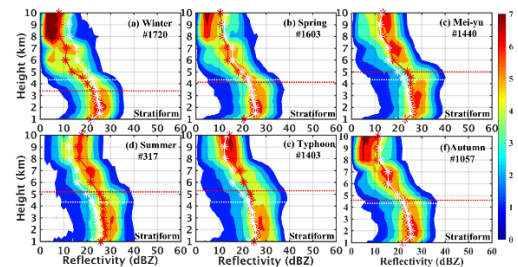


圖5. (a)冬季，(b)春季，(c)梅雨，(d)夏季，(e)颱風和(f)秋季的層狀降水CFAD的雷達反射率。每個季節的數據點數用括號表示。白色和紅色的星形虛線分別表示六季和個別季節的平均反射率。水平紅色虛線表示0°C的高度。從無線電探空儀獲得的溶化層高度用水平白色虛線表示六個季節。

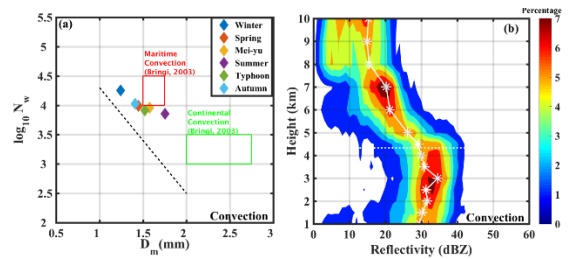


圖6. (a)對流降水的不同季節中 D_m 和 $\log N_w$ 的平均值。(b)0°C(水平虛線)和平均垂直dBZ(*)的對流總平均CFAD。

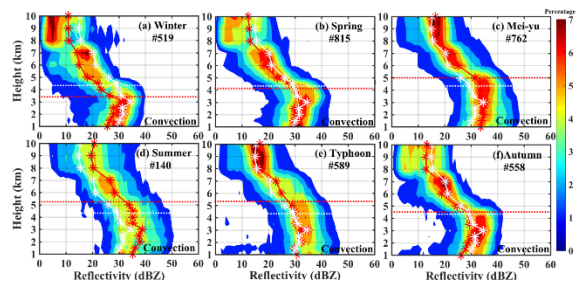


圖7. 對流降水的雷達反射率CFAD(a)冬季，(b)春季，(c)梅雨，(d)夏季，(e)颱風和(f)秋季。每個季節的數據點數用括號表示。白色和紅色的星形虛線分別是六季和個別季節的平均反射率。水平紅色虛線表示0°C的高度。從無線電探空儀獲得的溶解層高度用水平白色虛線表示六個季節。

對流性降雨

圖6a描述了具有類似海洋和類似大陸的慣例的 N_w 和 D_m 分佈(Bringi et al., 2003)。除冬季和夏季外，每個季節的 D_m 和 N_w 的大多數值都相似，這表明了不同的微物理過程。此外，台灣北部的對流類型非常接近海洋型的對流。根據前一節，垂直結構(CFAD，圖6b)使我們理解RSD。對流反射率為1 dBZ，30 dBZ到達6.1 km，溶解層周圍斜率為 -4.36 dBZ km^{-1} ，此外，低於溶解層回波範圍為3-40 dBZ(如圖6b)。因此，台灣北部的對流RSD大於層狀型和氣候平均。對流型(紅線)的平均反射率分佈在每個HVS季節(圖7c, d, e)比每個LVS季節(圖7a, b, f)更大，這與之前的結果一致。此外，LVS(HVS)在溶解層附近的傾斜表明各種微物理特性受到垂直運動的影響，冬季，春季和秋(梅雨)，夏天和颱風)分別約為 -4.12 ， -5.62 和 -5.26 (-4.01 ， -3.42 和 -2.68)dBZ km^{-1} 。

在HVS的夏季(圖7d)，30 dBZ的1%達到10 km以上，溶解層下的範圍分佈為21-49 dBZ。與其他季節相比，如梅雨1%，30 dBZ，最高8.2 km，底層回波在20-47 dBZ之間(圖7c)。因此，在颱風季節(圖7e)出現了溶解層周圍的最小斜率(-2.68 dBZ km^{-1})和最寬的分佈(3-46 dBZ)，與雨滴的複雜相互作用往往會降低 D_m 。一個熱帶是夏季典型的發展型態，而梅雨季與系統的關聯性較強，對流面積小，層狀面積廣，雨量大。比較冬季LVS中的CFAD(圖7a)，30 dBZ的1%延伸到僅5 km，低於溶化的蔓延範圍為15-37 dBZ，這是LVS中最弱的對流，但在每個季節都是如此。兩個過渡時間區域，春秋季節，具有相似的垂直結構，相同的1% 30 dBZ高度(6km)，但底層回波分佈分別為17-43 dBZ和3-40 dBZ。

四、 結論

台灣是一個亞熱帶島嶼，以山脈為主，從北到南長達4000多公尺，具有複雜地形的陸地和海洋分佈，因而提高預測天氣的困難度。這項工作試圖通過降雨中所表現出的季節性特徵來克服其中的一些困難，我們使用分佈在國立中央大學的JWD和雷達回波(QPESUMS)來觀察每個季節的降雨事件，還計算了積分降雨和Gamma參數，以確定RSD的因素和微物理過程，並列出平均Gamma參數來量化每個季節的RSD和降雨類型。JWD的結果顯示夏季出現大雨滴，小雨滴濃度較低；另一方面，冬季會發生更多的小雨滴。這現象可以從綜觀環境及細部的微物理過程討論，首先從綜觀環境條件來看，台灣北部夏季與冬季的周圍環境差異，使得RSD明顯不同；而春季和秋季有著相似的垂直結構，因此RSD差異不明顯。另外從

細部微物理過程來看，颱風季與梅雨季節雖有類似的綜觀條件，但在兩季節中會出現更強的風切與上升運動，引發更複雜的微物理過程，導致RSD明顯不同。

這個研究完整了解RSD的垂直發展不僅在季節而且在降雨類型中，在六個季節中，對流系統呈現出比層狀系統中觀察到的更大的雨滴和更低的雨滴濃度。由於白吉龍過程的影響，對流系統中更大的垂直運動傾向於將水氣帶到更高的高度，使得冰晶的生長比溶解層上方的水滴更快，與層狀系統相比，溶解層下方的強暖雨過程也是造成對流系統中較大雨滴形成的原因。本研究從台灣北部的雷達數據(QPESUMS)，對2005-2014年(十年)的亞熱帶RSD進行了初步調查。

五、 未來展望

本研究將透過所收集到的RSD資料進行分析，持續研究位處於台灣亞熱帶島嶼不同的降水型態，例如午後熱對流、地形降水與鋒面降雨的特徵分析。由於，使用來自都普勒雷達的反射率僅適用於推斷粒徑大小，我們必須將雨滴譜儀資料延伸至雙偏極化參數，結合雙偏極化雷達空中掃描，例如雷達回波(Zhh)，差異反射率(Zdr)，比差異相位差(Kdp)以及水平和垂直波的相關係數(Rhv)，以及配合模糊邏輯分析就可以幫助粒子識別(PID)。未來也將透過不同的降雨公式測試季節性、區域性和降雨特性的特徵，找到最符合台灣的降水公式，提升定量降水預報在防災上的貢獻。

六、 參考文獻

- 張偉裕，2002：利用雨滴譜儀分析雨滴粒徑分佈(納莉颱風個案)，國立中央大學 碩士論文，95 頁。
- 林位總，2004：利用二維雨滴譜儀研究雨滴譜特性，國立中央大學 碩士論文，89 頁。
- 毛又玉，2007：「台灣北部地區層狀與對流降水的雨滴粒徑分布特性」，國立中央大學 碩士論文。
- 蔣育真，2010：「2009 年台灣梅雨季雨滴粒徑分佈特性之比較研究」，國立中央大學 碩士論文。
- 陳盈臻，2013：「台灣北部鋒面強降水個案之雨滴粒徑觀測比較研究」，國立中央大學 碩士論文。
- Bringi, V. N., and V. Chandrasekar, J. Hubbert, E. Gorgucci, W. Randeu, and M. Schoenhuber, 2003: Raindrop size distribution in different climate regimes from disdrometer and dual-polarized radar analysis. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 354–365
- Chang, W.-W, T.-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 Tech.*, **26**, 1973-1993
- Chen, C.-S., and Y.-L. Chen, 2003: The rainfall characteristics of Taiwan. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 1323–1341
- Gamache, J. F., and R. A. Houze, Jr., Mesoscale air motions associated with a tropical squall line, *Mon. Weather Rev.*, **110**, 118-135, 1982.
- Islam, T., M. A. Rico-Ramirez, M. Thurai, and D. Han, 2012: Characteristics of raindrop spectra as normalized gamma distribution from a Joss-Waldvogel disdrometer. *Atmos. Res.*, **108**, 5773.
- Jayalakshmi, J., Reddy, K.K., 2014. Raindrop size distributions of south west and north east monsoon heavy precipitations observed over Kadapa (14o 4' N, 78o 82' E), a semiarid region of India. *Curr. Sci.* **107** (8), 1312–1320
- Kozu, T., K. K. Reddy, S.Mori, M. Thurai, J.T. Ong, D. N.Rao, and T. Shimomai, 2006: Seasonal and diurnal variations of raindrop size distribution Asian monsoon region, *J. Meteor. Soc. Japan*, **84A**, 195-209.
- Krishna, M., K. K. Reddy, B. K., Seela, R. Shirooka, P.-L. Lin., C.-J. Pan., 2016: Raindrop size distribution of easterly and westerly monsoon precipitation observed over Palau islands in the Western Pacific Ocean. *Atmospheric Research*, **174–175**, 41–51
- Maki, M., T. D. Keenan, Y. Sasaki, and K. Nakamura, 2001: Characteristics of the raindrop size distribution in tropical continental squall lines observed in Darwin, Australia. *J. Appl. Meteor.*, **40**, 1393-1412.
- Steiner, M., R. A. Houze Jr., and S. E. Yuter, 1995: Climatological characterization of threedimensional storm structure from operational radar and rain gauge data. *J. Appl. Meteor.*, **34**, 1978– 2007.
- Tenório, R.S., da Silva, Cristina, Moraes, M., Sauvageot, H., 2012. Raindrop size distribution and radar parameters in coastal tropical rain systems of northeastern Brazil. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* **51**, 1960–1970.
- Testud, J., S. Oury, P. Amayenc, and R. A. Black, 2001: The concept of “normalized” distributions to describe raindrop spectra: A tool for cloud physics and cloud remote sensing. *J. Appl. Meteor.*, **40**, 1118–1140.
- Tokay, A., and D. A. Short, 1996: Evidence from tropical raindrop spectra of the origin of rain from stratiform versus convective clouds. *J. Appl. Meteor.*, **35**, 355–371.
- , C. R. Williams, W. L. Ecklund, and K. S. Gage, 1999: Tropical rainfall associated with convective and stratiform clouds: Intercomparison of disdrometer and profiler measurements. *J. Appl. Meteor.*, **38**, 302–320.
- Ulbrich, C. W., 1983: Natural Variations in the Analytical Form of the Raindrop Size Distribution. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **22**, 1764-1775.
- , D. Atlas, 2007: Microphysics of raindrop size spectra: Tropical continental and maritime storms. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **46**, 1777–1791.
- Waldvogel, A., 1974: The No jump of raindrop spectra. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1067–1078
- Wen, L., G. Zhang, M. Xue, B. Zhou, S. Liu and X. Chen, 2016: Statistical Characteristics of raindrop size distributions observed in east China during the Asian summer monsoon season using 2_D video disdrometer and micro rain radar data. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **121**, 2265-2282.
- Zhang, G, J. Sun and E. A. Brandes, 2006: Improving parameterization of rain microphysics with disdrometer and radar observations. *J. Atmos. Sci.*, **63(4)**, 1273-1290.