

台灣北部地區不同季節及不同降水型態的雨滴粒徑分布特性

簡巧菱¹ 林沛練²
大氣物理研究所¹ 大氣物理研究所²
中央大學

摘要

研究雲的微物理特性需要雨滴粒徑分布的資訊，但雨滴粒徑分布會隨不同降水型態及地理位置而有所不同，故分析不同地點及不同降水型態下之雨滴粒徑分布特性是重要的課題。本研究使用中央大學光學式雨滴譜儀及台灣北部地區(中央、石門、霞雲、翡翠、南港) 撞擊式雨滴譜儀之觀測資料進行分析探討。中央站資料時間為2002年2月至2006年4月，北部各站資料時間為2004年6月至2006年4月。

統計雨滴譜儀長期觀測資料之結果顯示：從雨滴粒徑分布圖可以看到，隨降雨率增加，大雨滴個數變多，雨滴粒徑分布向大雨滴延伸。撞擊式雨滴譜儀相較於光學式雨滴譜儀，在降雨率較大時會低估大雨滴及小雨滴個數。雖然兩種儀器計算得之Gamma分布參數隨降雨率的變化不同，但對降雨積分參數影響不大。雨滴粒徑分布在空間的變化如下：翡翠水庫的降雨率較小且較偏小雨滴，南港站在小雨滴的部分有明顯較少之情形，石門及霞雲站之降雨率較大且大雨滴較多。

若將降水事件區分為五個不同季節，發現冬季多小雨滴，且降雨率較小；春季的雨滴平均來說較冬季大，與梅雨季相似；梅雨季的雨滴粒徑僅次於颱風，其中值體積直徑的分布較寬廣；颱風季的雨滴粒徑平均來說最大；而秋季則與冬季類似，但因秋季處於季節轉換期，包含颱風及冷鋒，因此雨滴粒徑較冬季稍大。

以降水型態來看：冷鋒型態偏小雨滴，降雨率較小。梅雨鋒面之雨滴粒徑分布較廣，雨滴顆粒較大。颱風降水偏中大雨滴，雨滴粒徑分布較窄；且當降雨率大於60 (mm/hr) 時大雨滴的濃度減少。午後雷陣雨之降雨率較大且雨滴粒徑最大。不同地區的中值體積直徑(Median Volume Diameter: D_0)對 N_w (標準化的 N_0) 的分布很穩定，但利用 D_0 對 N_w 的機率分布則可以看出：不同降水型態、同降雨率下 D_0 對 N_w 的分布雖在同一區塊，但集中的部分不同；另外將此結果與Bringi et al. (2003)之結果相比，發現降雨率小於10 (mm/hr) 之降水型態偏向層狀性降水，降雨率大於10 (mm/hr) 之降水型態則介於大陸性對流及海洋性對流之間。

關鍵字：雨滴譜儀、雨滴粒徑分布

一、前言

Marshall and Palmer (1948) 首先提出雨滴粒徑分布為指數分布型態，但與觀測資料比較下，指數型態之雨滴粒徑分布對於大、小雨滴皆有描述不佳的情況，無法反應雨滴粒徑分布的多變性。且Waldvogel (1974) 發現不同降水型態會導致雨滴粒徑分布的改變 (N_0 jump)，顯示指數分布型態中 N_0 為常數會產生一定的誤差。因此 Ulbrich and Atlas (1984) 提出修正後的雨滴粒徑分布： $N(D)=N_0 D^b \exp(-AD)$ ，將雙參數的指數分布改為三參數的Gamma型態分布。利用此方法重建後之雨滴粒徑分布與實際觀測相當一致，因此廣為後人所應用。

Tokay and Short (1996) 使用TOGA COARE實驗中撞擊式雨滴譜儀的觀測資料，分析結果顯示對流性

降水以小雨滴為主，且降雨率大於20 (mm/hr) 時Gamma參數皆偏小；而層狀性降水則以大雨滴為主，當降雨率小於1 (mm/hr) 時，Gamma參數皆偏大，且當降水型態改變時， N_0 有明顯的改變，並提出可區分層狀及對流性降水的關係式。另外他們也發現當雷達回波大於40dBZ時多為對流性降水。Huggel et.al. (1996) 分析瑞士北部撞擊式雨滴譜儀的觀測資料，發現雷達回波垂直剖面有明顯亮帶的降水對應到較大的雨滴，較小的 N_0 及 Λ ；而亮帶不明顯的降水則對應到較小的雨滴，較大的 N_0 及 Λ 。Cifelli et al. (2000) 研究季風氣候顯著的澳洲達爾文地區，將降水型態分成對流、混合與層狀降水，發現隨著降水型態從層狀轉為對流時，各參數在垂直方向的變化有明顯的增加，尤以對流降水最為明顯；另外他也發現給定雷達回波，對流降水所得到的降雨率較層狀降水

為大。Maki et al. (2001) 研究澳洲達爾文之颶線個案，也發現到雨滴粒徑分布在層狀性及對流性之間有明顯的不同，且在 Z-R 關係式($Z=AR^b$)係數 b 固定的情況下，層狀性降水的A值比對流性降水的 A 值大。Testud et al. (2001) 研究TOGA COARE 實驗的資料，得到與 Tokay and Short (1996) 類似的結果，即層狀降水有較小的 N_0 ($2.2 \times 10^6 \text{ m}^{-4}$)，對流降水有較大的 N_0 ($2.2 \times 10^7 \text{ m}^{-4}$)。

Tokay et al. (2001) 研究指出，撞擊式雨滴譜儀及光學式雨滴譜儀觀測到的累積雨量和傾斗式雨量筒相比皆有低估的情形，尤以撞擊式雨滴譜儀低估的情況較嚴重。另外，當降雨率大於20mm/hr時，由於儀器本身的限制，撞擊式雨滴譜儀會明顯低估小雨滴及大雨滴的量(相較於光學式雨滴譜儀來說)，而光學式雨滴譜儀可觀測到較多中等大小的雨滴，因此光學式雨滴譜儀的Gamma參數值幾乎都高於撞擊式雨滴譜儀。另外，其研究也指出撞擊式雨滴譜儀應放在無雜訊的理想環境中，否則背景雜訊(ex:風及噪音)會影響小雨滴之觀測結果。

Testud et al. (2001) 發現使用標準化的雨滴粒徑分布，此時Z-R關係式中的b不再是 μ 的函數，而 N_0 也不再與 μ 有關；另外 N_0 、中值體積直徑 D_0 、 μ 為獨立的參數，可以描述雨滴的貢獻度。Brangi et al. (2003) 使用標準化的雨滴粒徑分布及與 N_0 具同樣意義的參數 N_w 來比較不同地區撞擊式雨滴譜儀及光學式雨滴譜儀的相關實驗資料，發現層狀降水的 $\log_{10}(N_w)$ 與 D_0 分布近似線性，且斜率為負值；此結果與層狀降水的微物理過程一致，也就是較大的雪片融化造成較大的 D_0 及較小的 N_w ，以及較小的凇冰粒子 (rimed ice particles) 融化造成較小的 D_0 及較大的 N_w 。在對流降水的部分，他的研究指出，當 $D_0=1.5 \sim 1.75 \text{ mm}$ 且 $\log_{10}(N_w)=4 \sim 4.5$ 時，降水型態趨向海洋性對流降水； $D_0=2 \sim 2.75 \text{ mm}$ 且 $\log_{10}(N_w)=3 \sim 3.5$ 時，降水型態則趨向大陸性對流降水；而 N_w 的變化是由於在Z-R關係式($Z=AR^{1.5}$)中海洋性降水之A值通常較大($A \propto N_w^{-0.5}$)。

張 (2002) 使用中央大學光學式雨滴譜儀資料，研究納莉颱風影響期間之雨滴粒徑分布特性，發現 Gamma 參數及A值隨降雨率增加而變小，b 值則變大；且五分山雷達回波值較小，相較於雨滴譜儀計算之回波而言，相差3.3 dBZ。林 (2004) 也是使用中央大學光學式雨滴譜儀資料，研究 2001 至 2002 年區分颱風及梅雨季之雨滴粒徑分布特性，研究結果顯示這兩季之雨滴粒徑分布整體上均很相似。而許 (2005) 則利用撞擊式 (中央、石門、霞雲、南港)及光學式雨滴譜儀 (南港、安坑) 資料，研究 2004 年 6 月至 12 月的雨滴粒徑分布特性；發現降雨率大於20mm/hr時，相較於光學式雨滴譜儀來說，撞擊式雨滴譜儀對大、小雨滴皆有低估情形，但對降雨量觀測

無太大影響；在各觀測站的比較上則發現，安坑與南港站的小雨滴偏少，而艾莉颱風期間石門與霞雲站則有較多的降雨量；另外，颱風期間降雨率愈大，雷達回波與地面雨滴譜儀計算的回波差值愈大；若修正雷達回波差值後再利用雨滴譜儀觀測之不同回波區間的 Z-R 關係式來估計降水，會提高雷達估計降水的準確性。蔣 (2005)利用文化大學撞擊式雨滴譜儀資料比較 2002 年至 2005 年不同降雨型態下之雨滴粒徑分布，發現 A 值隨降雨率增加而變大，b 值則漸趨一致；雷陣雨及西南氣流屬對流性降水，梅雨、東北季風屬層狀性降水，颱風則同時具有兩者之特性。

本篇文章主要研究方向分成三部分：第一部分是長期觀測資料的統計，比較中央大學撞擊式與光學式雨滴譜儀觀測的特性差異，以了解此兩種儀器是否能夠適用於不同季節或降水型態。此部分使用的是中央站撞擊式及光學式雨滴譜儀 2002 至 2006 年4月之資料；先找出長期的平均雨滴粒徑分布特性，接著再將資料區分成五個季節(冬季、春季、梅雨季、颱風季、秋季)，並進一步細分成四種不同的降水型態(鋒面、梅雨、颱風、午後雷陣雨)，俾便了解不同季節、降水型態下之雨滴粒徑分布特性。

第二部份則統計台灣北部地區五個測站(中央、石門、霞雲、翡翠、南港) 撞擊式雨滴譜儀 2004 年下半年至 2006 年4月之觀測資料，探討不同的空間分布之下，其降水雨滴譜特性是否有所區別。

二、資料來源

本文使用撞擊式雨滴譜儀(JWD)及光學式雨滴譜儀(2DVD)之觀測資料。JWD 放置在中央大學、石門水庫、霞雲、翡翠水庫及南港中研院，2DVD 則放置在中央大學。本文在儀器比較上(JWD與2DVD)使用中央站2002年2月至2006年4月份兩個儀器共同有觀測的時間，而在北部地區各站的空間比較上，則使用中央、石門、霞雲、翡翠、南港2004年6月到2006年4月的觀測資料。

三、北區雨滴粒徑分布之季節特性

3.1 不區分季節之雨滴粒分布特性

不區分季節可以看出整體降雨平均特性，結果顯示當降雨率漸增，雨滴粒徑分布變廣，但當降雨率大於60(mm/hr)時，撞擊式雨滴譜儀因儀器本身的限制而低估大雨滴及小雨滴。另外雖然兩個儀器所計算出之參數值隨降雨率變化的趨勢不同，但是對於降雨積

分參數R(降雨率)、ZdB(雷達回波強度)、LWC(液態水含量)等影響不大。

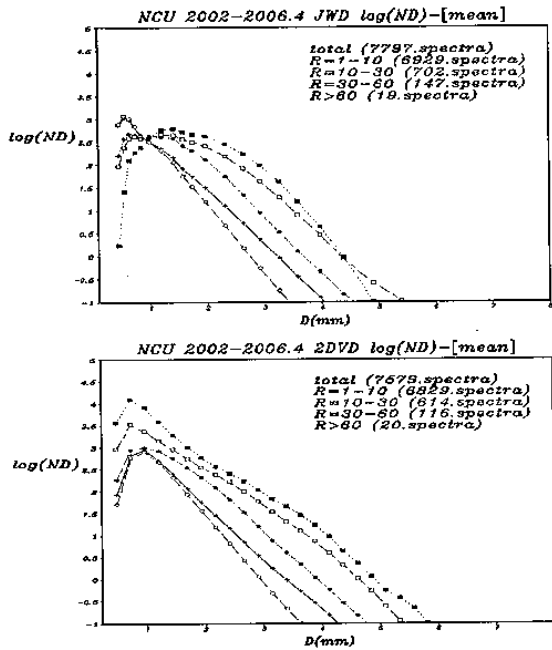


圖 1 中央站 2002 年 2 月至 2006 年 4 月區分降雨率之雨滴粒徑分布，上圖為撞擊式雨滴譜儀，下圖為光學式雨滴譜儀。

北部地區各站的雨滴粒徑分布差異不大，但翡翠水庫有較多小雨滴，而南港站在小雨滴的部分有低估之情形，與其儀器周圍有出風口及噪音之影響有關，石門及霞雲站分布有較一致的特性，即大雨滴較多，降雨率也較大，與其地理位置相近有關係。而 D_0 對 $\log_{10}(N_w)$ 的分布很穩定(見圖2)，能代表台灣區的降水特性，但兩者的關係是否會隨著季節的不同而有所改變呢？因此下一步要探討的就是區分季節後此關係是否會改變。

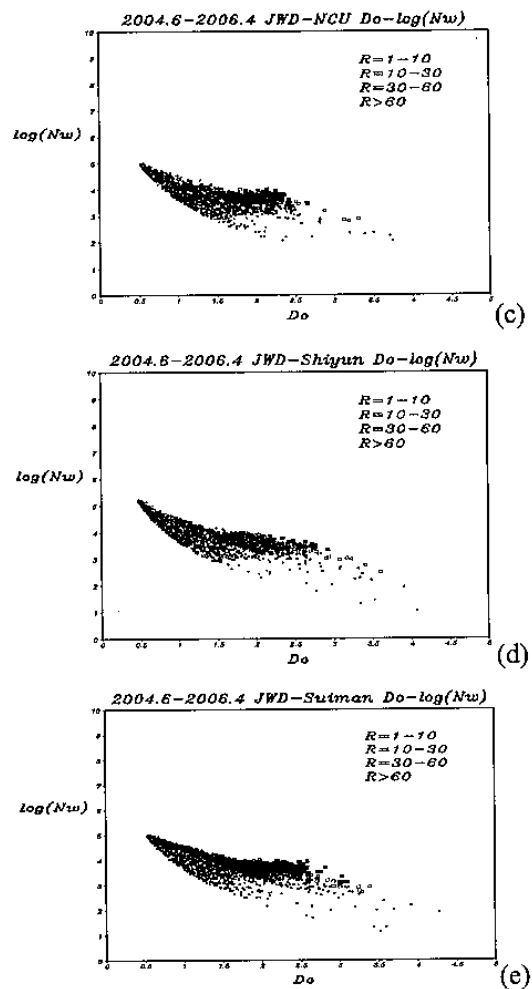
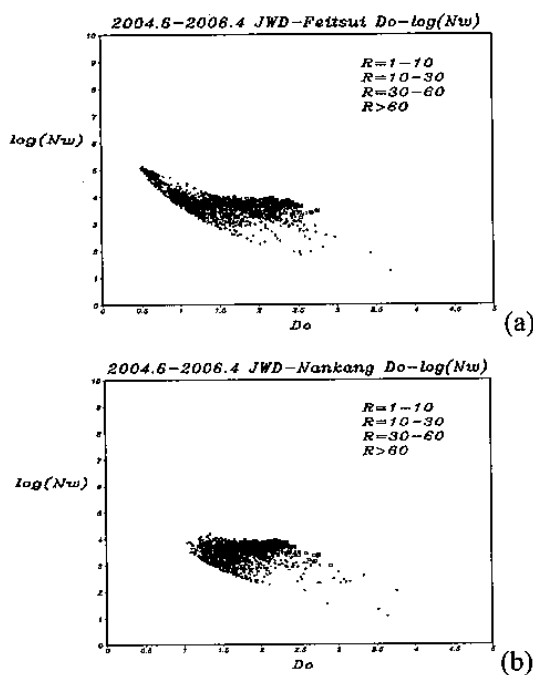


圖 2 北部各站 2004 年 6 月至 2006 年 4 月不同降雨率之 D_0 - $\log_{10}(N_w)$ 散布圖，(a)翡翠站 (b)南港站 (c)中央站 (d)霞雲站 (e)石門站。

3.2 區分季節之雨滴粒分布特性

在Chen and Chen (2003) 的文中提到：台灣的降水特性受到季風影響甚大。冬季受東北季風影響，雲層含水量不高且水氣分布穩定成層，導致降雨量少，且集中在北部及東北部沿海地區。春季為過渡期，此時台灣上空850 hPa的西南氣流逐漸增強並帶來南方海面上的暖濕空氣，加上源於西藏高原背風側的冷鋒向東南移動並影響台灣，造成雷雨發生的機會變多，因此雨量比冬季多，且各地降水分布較平均；此時降水型態漸由穩定的降水轉為對流型態的降水。梅雨季節主要降水來源是梅雨鋒面通過所造成的大範圍降水以及迎風坡的地形降水；此季節受西南季風影響，且位於西藏高原背風側的背風槽常有副綜觀尺度的擾動生成，造成中央山脈西側迎風面及台灣南部有大量降水。夏季則受到颱風影響，常有豪雨發生；再加上西南季風夾帶之熱帶對流系統影響，當系統移進台灣，常導致局地的強降水發生。秋季雖不是主要的雨季，但受颱風及鋒面通過之影響，雨量也不少；一旦



東北季風肇始，在迎風面的北部及東北部降水非常明顯，但背風面降雨量卻很少；此時的降水型態也由對流轉為層狀降水型態。

季節的區分採用Chen and Chen (2003)文中所使用的方法：冬季12月至2月，春季3月至5月中，梅雨季5月中至6月，颱風季7月至8月，秋季9月至11月。圖3為區分季節中值體積直徑 D_0 次數分布圖，從圖中可看出颱風季之 D_0 較大，冬季較小，春季及梅雨季相似，秋季則較分散。

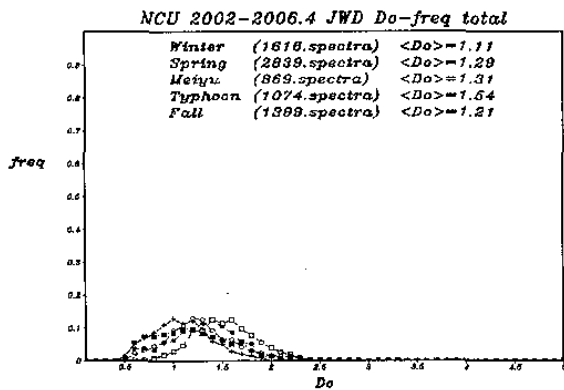
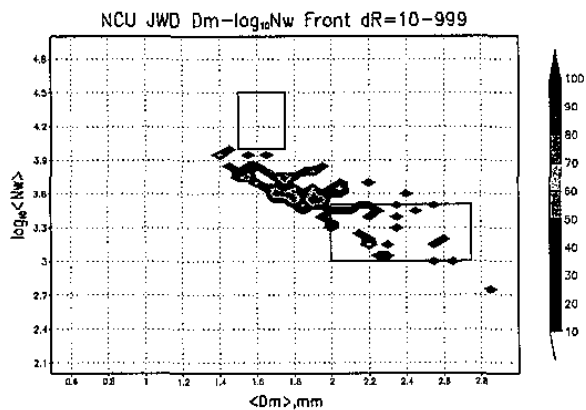


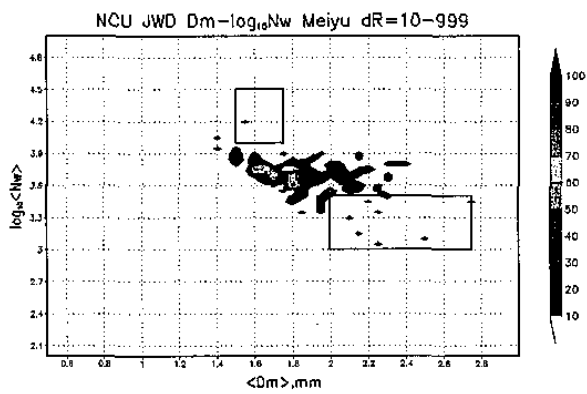
圖 3 中央站撞擊式雨滴譜儀 2002 年 2 月至 2006 年 4 月不同季節之 D_0 次數分布圖。黑紅綠紫藍色分別代表冬季、春季、梅雨季、颱風季、秋季。

3.3 區分降水型態之雨滴粒分布特性

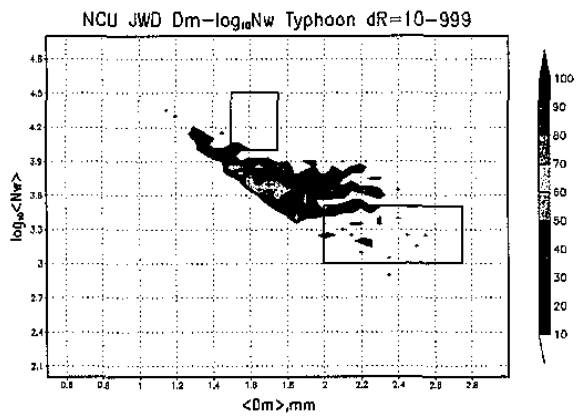
Bringi et al. (2003) 提出當 $D_m=1.5 \sim 1.75$ mm 且 $\log_{10}(N_w)=4 \sim 4.5$ 時，降水型態趨向海洋性對流降水， $D_m=2 \sim 2.75$ mm 且 $\log_{10}(N_w)=3 \sim 3.5$ 時，降水型態則趨向大陸性對流降水。其中參數值 D_m 與 D_0 有類似的意義，Ulbrich (1983) 文中提到 D_m 之優點是比 D_0 容易記算(精確的 D_0 需經由內插才可得到)。



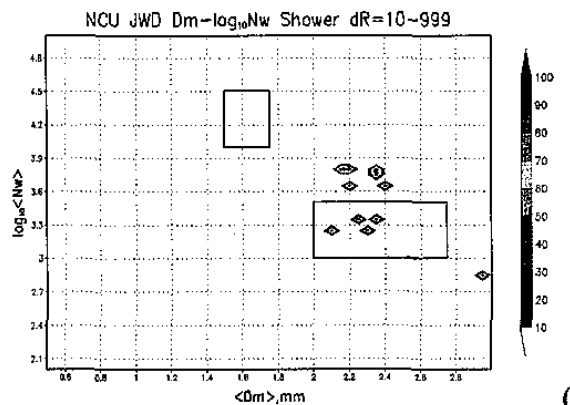
(a)



(b)

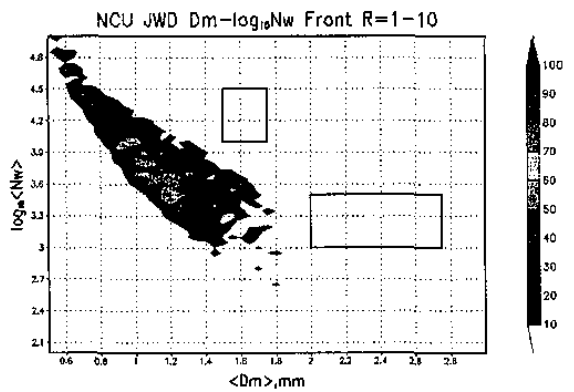


(c)



(d)

圖 4 分降水型態中央站JWD降雨率大於10(mm/hr)之 D_m - $\log_{10}(N_w)$ 散布圖。(a)為鋒面，(b)為梅雨，(c)為颱風，(e)為午後雷陣雨；橫軸代表 D_m ，縱軸代表次數 $\log_{10}(N_w)$ ，不同色代表出現機率。



(a)

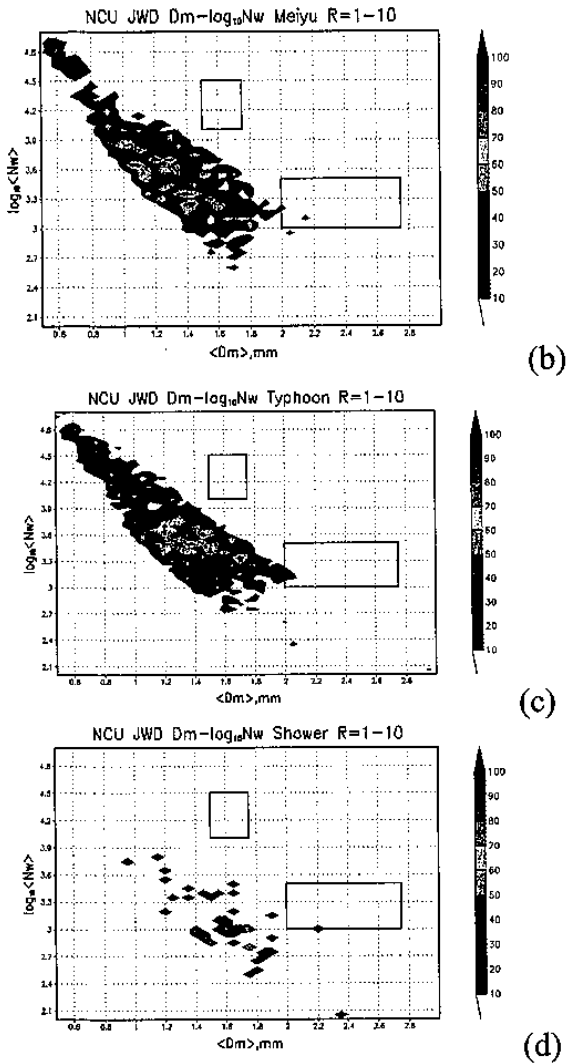
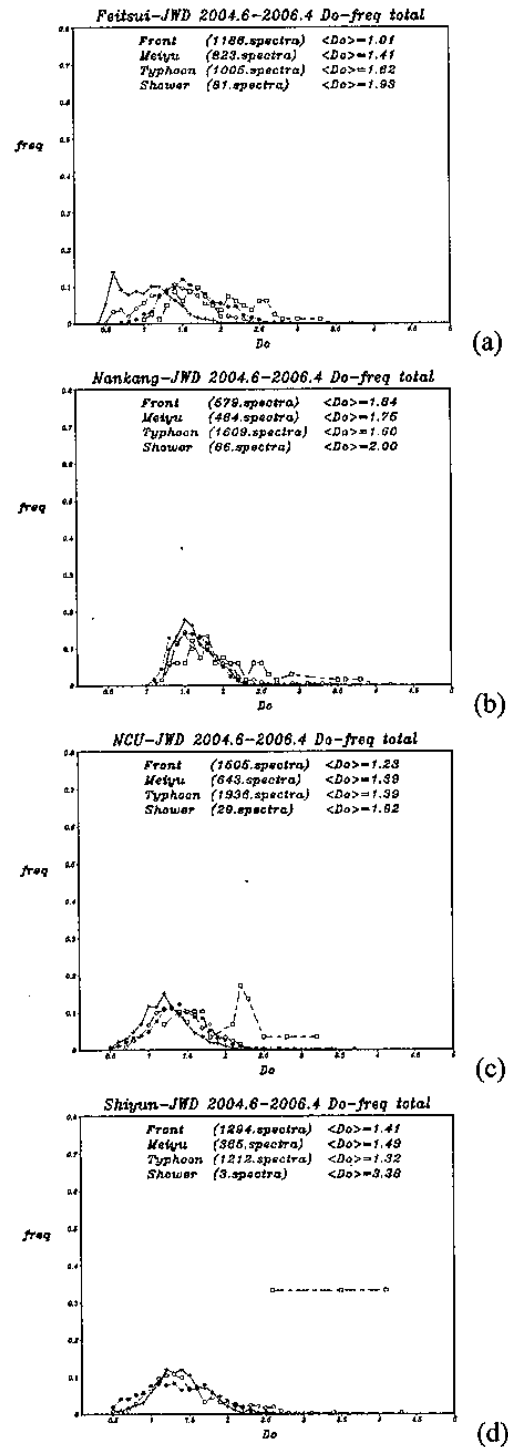


圖 5 分降水型態中央站JWD降雨率小於10(mm/hr)之 D_m - $\log_{10}(N_w)$ 散布圖。(a)為鋒面，(b)為梅雨，(c)為颱風，(d)為午後雷陣雨；橫軸代表 D_m ，縱軸代表次數 $\log_{10}(N_w)$ ，不同色代表出現的機率。

若拿台灣地區中央站不同降水型態同樣的圖(圖4及圖5，以出現機率來表示)與其做比較，可發現雨滴濃度與中值體積直徑之關係非常穩定，且與降雨率的關係很大。當降雨率小於10(mm/hr)時每種降水型態都類似層狀性降水之分布，即 D_m 與 $\log_{10}(N_w)$ 分布呈線性反比的關係。此關係反映不同層狀降水的微物理過程中。亮帶較明顯的層狀降水是由較稀疏的乾雪片融化形成較大的雨滴；亮帶較不明顯的層狀降水則由較密的淞冰粒子融化後形成個數較多的小雨滴。而從較大的乾雪片轉變為較小的軟雪或淞冰粒子的過程也就是前人所提到的 N_0 -jump (Waldvogel 1974)。另外當降雨率大於10(mm/hr)之後降水型態則介於大陸性對流及海洋性對流之間。海洋性對流含水量豐富，藉由水滴的碰撞結合過程即可以成雲致雨；而大陸性對流含水量可能較少，且其對流雲通常較深厚，需考慮冰相物理過程，因此其落下之雨滴，相較於海洋性對流降水型態來說，為濃度較小的大雨滴。而台灣多山且地形複雜，雖為海島但仍與國外的海洋性對流

有差異。不同降水型態下不區分降雨率與區分降雨率1~10畫出來之機率圖差異不大，鋒面主要的粒徑大小以1~1.2 mm 為主，梅雨以1~1.6 mm 為主，颱風以1.2~1.7 mm為主，午後雷陣雨最大，雨滴粒徑以1.4~2 mm為主，由此可知，以降雨率為10來劃分 D_m - $\log_{10}(N_w)$ 散布圖並無法區分降水型態。

圖6是固定測站，不同降水型態的 D_0 次數分布圖。各站 D_0 分布為：午後雷陣雨>梅雨~颱風>鋒面。即午後雷陣雨主宰的雨滴粒徑較大，主宰鋒面的雨滴粒徑較小，梅雨跟颱風較相似，偏中雨滴。



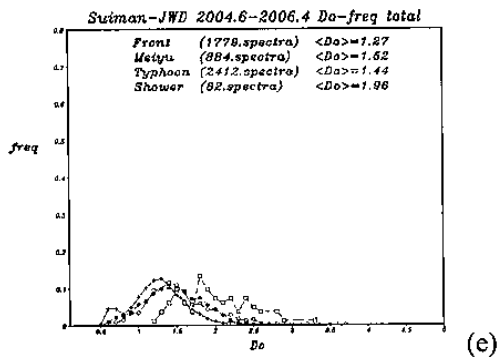


圖 6 分降水型態北部地區不分降雨率各站之 D_0 次數分布圖。橫軸代表 D_0 ，縱軸代表次數 (frequency)。黑色是冷鋒，紅色是梅雨鋒面，綠色是颱風，紫色是午後雷陣雨。(a)翡翠站 (b)南港站 (c)中央站 (d)霞雲站 (e)石門站。

四、結論

由不區分季節來看撞擊式及光學式雨滴譜儀之異同，可發現隨降雨率增加，大雨滴變多，雨滴粒徑分布向右延伸。且撞擊式雨滴譜儀在降雨率較大時，大雨滴及小雨滴相較於光學式雨滴譜儀來說較少；雖然兩種儀器計算得到之參數隨降雨率的變化不同，但對降雨積分參數影響不大。

在不同站別的比較上來看，各站的雨滴粒徑分布差異不大。但翡翠水庫在降雨率較小時小雨滴較多，而南港站在小雨滴的部分有明顯低估之情形，石門及霞雲站分布相似，大雨滴較多，有較一致的特性，與其地理位置相近有關係。中值體積直徑 D_0 對雨滴濃度 $\log_{10}(N_w)$ 的分布很穩定，空間分布對其影響不大，主要與降雨率有關係。

若將降水事件區分為五個不同季節，發現冬季偏小雨滴，且降雨率較小；春季的雨滴平均來說較冬季大，與梅雨季相似；梅雨季的雨滴粒徑僅次於颱風，且其中值體積直徑的分布較寬廣；颱風季的雨滴粒徑平均來說最大；而秋季則與冬季類似，但因秋季處於季節轉換期，包含颱風及冷鋒，因此雨滴粒徑較冬季稍大。

以降水型態來看：冷鋒型態偏小雨滴，降雨率較小。梅雨鋒面之雨滴粒徑分布較廣，雨滴顆粒較大。颱風降水偏中大雨滴，雨滴粒徑分布較窄；且當降雨率大於 60 (mm/hr) 時大雨滴的濃度減少。午後雷陣雨之降雨率較大且雨滴粒徑最大。不同地區的中值體積直徑(Median Volume Diameter: D_0)對 N_w (標準化的 N_0) 的分布很穩定，但利用 D_0 對 N_w 的機率分布則可以看出：不同降水型態、同降雨率下 D_0 對 N_w 的分布雖在同一區塊，但集中的部分不同；另外將此圖與 Bringi et al. (2003)之結果相比，發現當降雨率小於10 (mm/hr) 之降水型態偏向層狀性降水，降雨率大於10

(mm/hr) 之降水型態則介於大陸性對流及海洋性對流之間。

五、參考文獻

- 張偉裕，2002：“利用雨滴譜儀分析雨滴粒徑分布—納莉颱風個案”，*國立中央大學碩士論文*。
- 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*。
- 許玉金，2005：“台灣北部地區雨滴粒徑分布特性與降雨估計之探討”，*國立中央大學碩士論文*。
- 蔣孟良，2005：“利用雨滴譜儀分析不同降雨系統之雨滴粒徑分佈”，*文化大學碩士論文*。
- Bringi, V. N., V. Chandrasekar, J. Hubbert, E. Gorgucci, W. L. Randeu, and M. Schoenhuber, 2003: Raindrop size distribution in different climatic regimes from disdrometer and dual-polarized radar analysis. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 354-365.
- Chen, C.-S., and Y.-L. Chen, 2003: The rainfall characteristics of Taiwan. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 1323-1341.
- Cifelli, R., C. R. Williams, D. K. Rajopadhyaya, S. K. Avery, K. S. Gage, and P. T. May, 2000: Drop-size distribution characteristics in tropical mesoscale convective systems. *J. Appl. Meteor.*, **39**, 760-777.
- Huggel, A., W. Schmid, and A. Waldvogel, 1996: Raindrop size distributions and the radar bright band. *J. Appl. Meteor.*, **35**, 1688-1701.
- 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.
- Marshall, J. S., and W. McK. Palmer, 1948: The distribution of raindrops with size. *J. Meteor.*, **5**, 165-166.
- Testud, J., S. Oury, R. A. Black, P. Amayenc, and X. Dou, 2001: The concept of “normalized” distribution 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.
- _____, A. Kruger, and W. F. Krajewski, 2001: Comparison of drop size distribution measurements by impact and optical disdrometers. *J. Appl. Meteor.*, **40**, 2083-2097.
- Ulbrich, C. W., 1983: Natural variations in the analytical form of the raindrop size distribution. *J. Climate Appl. Meteor.*, **22**, 1764-1775.
- _____, and D. Atlas, 1984: Assessment of the contribution of differential polarization to improved rainfall measurements. *Radio Sci.*, **19**, 49-57.
- Waldvogel, A., 1974: The N_0 jump of raindrop spectra. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1067-1078.