

利用剖風儀與二維雨滴譜儀對西南氣流實驗 不同降水系統的觀測研究

汪志偉 林沛練

國立中央大學 大氣物理研究所

摘要

針對 2008 西南氣流實驗期間不同降水系統，去區分混合降水、層狀降水與對流降水，所做的垂直速度與回波統計分析，可以發現，層狀降水低層垂直落速，梅雨鋒系統略大於中尺度對流系統 1m/s ，而對流降水低層垂直落速則是中尺度對流系統略大 1m/s ；混合降水與層狀降水在高度 4~5 公里，垂直速度有明顯的速度梯度，回波有顯著躍升，此為融解層所造成的強回波；對流降水回波則隨高度的遞減而增加，並無亮帶的特徵出現。頻譜寬隨高度統計圖分析顯示，層狀降水在融解層上方的分布較為狹隘；混合降水則較為寬廣，顯示融解層上方可能有亂流的活動存在；對流降水的頻譜寬隨高度的曲線相較其他降水型態，則呈現底層窄而上層寬廣的形狀。

在混合及對流降水型態下，中尺度對流系統個案的平均雨滴粒徑分布比梅雨鋒個案大且多，而在層狀降水型態下，兩者則無太大差異，僅在大雨滴部分，梅雨鋒個案較多些。午後對流個案的平均雨滴粒徑分布最窄且雨滴濃度小，可能午後對流系統到達剖風儀與二維雨滴譜儀上空時，系統皆已開始消散，因此雨滴無法發展太大。

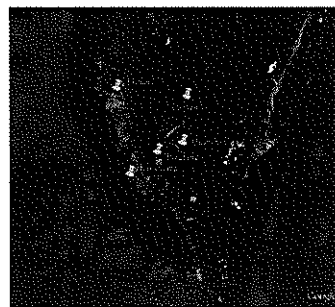
一、前言

台灣地處副熱帶，為亞洲地區最顯著之季風區，夏季為西南季風，冬季則為東北季風。梅雨是台灣春末夏初的主要天氣現象。它是由歐亞大陸中高緯度來的乾冷氣團和從亞洲南方熱帶海域來的暖濕氣團，在華南及台灣地區交互作用的結果。梅雨季鋒面以及伴隨西南風而來的中尺度對流系統常為台灣帶來大量降水。此外，夏季旺盛的午後對流，也是台灣夏季常見的系統之一，因此希望藉由此次實驗的資料，讓我們對不同降水型態的特性有進一步的認識。

二、資料來源與資料處理

本篇研究的資料來源為西南氣流觀測與豪雨預測實驗，簡稱西南氣流實驗，英文縮寫為 SoWMEX (Southwest Monsoon Experiment)，又稱 TiMREX (Terrain-influenced Monsoon Rainfall Experiment)，本研究主要是使用在 2008 年西南氣流實驗中地面觀測站、探空站、剖風儀及二維雨滴譜儀

進行觀測研究(見圖一)。剖風儀及二維雨滴譜儀設至於屏東縣高樹鄉的廣興國小(22.7394°N , $120.620556^{\circ}\text{E}$)，本研究所使用的剖風儀為 915MHz UHF 雷達，使用其高觀測模式下的觀測資料，(空間解析度為 255 公尺，時間解析度約 5 分鐘)；地面站資料則取自台南、高雄測站及廣興國小 10m 塔資料；探空站則選取六龜、屏東探空站。



圖一 儀器位置

由於 915MHz 晴空剖風雷達位於超高頻帶，其高頻電磁回波極易受到如水滴、冰晶等降水粒子

(hydrometer)的影響。由雷氏散射機制，藉由雨滴或雲滴所產生的反射率為：

$$\tau_{\text{hyd}} = 0.93 \cdot \pi^5 \cdot Z \cdot \lambda^{-4} \quad (1)$$

其中 λ 為電磁波波長， Z 為水滴的反射因子。反射因子方程(Batten, 1973)：

$$Z = \int N(D) D^6 dD \quad (2)$$

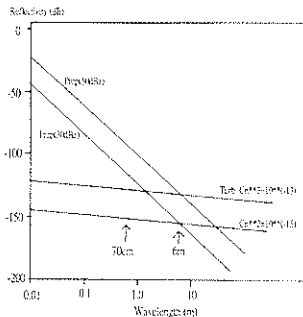
其中 D 為雨滴粒徑， $N(D)$ 為粒子數目，由上述兩式，降水反射率雨水滴直徑六次方成正比，與雷達波長四次方成反比；然而晴空反射率為

$$\tau_{\text{a}} = 0.38 \cdot C_n^2 \cdot \lambda^{-1/3} \quad (3)$$

其中 C_n^2 為折射指數擾動的結構參(Tatarski, 1961)。

$$C_n^2 \cong 5.45 (\Delta n)^2 L_0^{-2/3} \quad (4)$$

其中 C_n 為亂流結構函數常數(Turbulence Structure Function Constant)，與大氣折射指數擾動量有關， Δn 為大氣折射指數之擾動量， L_0 為亂流的外尺度(Out-Scale of Turbulence)。



圖二 亂流與降水功率譜隨波長之分佈圖

Larsen 與 Rottger (1987) 論文中發表亂流與降水功率譜隨波長之分佈圖，圖中說明波長 6 公尺左右之電磁波能同時觀測大氣亂流與降水粒子，而波長在 32.5 公分的 915MHz 的剖風儀，可知對降雨回波較為

敏感，Larsen 與 Rottger (1987) 論文中也指出，降雨時主要回波貢獻來至於降雨粒子的雷氏散射。以 50MHz(波長 6m)的 VHF 雷達，在大雨時降水粒子的回波強度才能達到和晴空大氣的回波相當，而 915MHz(波長 33cm)的 UHF 雷達只要微雨，降水粒子的回波就能達到和乾淨空氣回波相當。

剖風雷達原始資料為剖風儀觀測時，即時紀錄的雷達回波資訊(未經平均)，紀錄有 24 種基本資訊，包含時間、經緯度、高度、基本雷達參數及每個高度上的 64 點頻譜強度資料。資料處理程序為：首先擷取所需要的時間、方位、仰角、脈衝間隔週期(Inter Pulse Period, IPP)、同相積分次數(Number of Coherent Integration, Ncoh)、高度及相對應 64 點頻譜強度等資料。

晴空剖風雷達接收的訊號雜訊(noise)主要分為兩種：一種為由儀器或觀測點附近地形地物所造成隨時間持續存在的雜訊，此種雜訊會在 64 點頻譜資料的零頻處產生強度大幅增加的情況，解決的方式為以零頻左右兩點(第 32、34 點)的平均值取代原本零頻(第 33 點)的資料；另一種雜訊為宇宙噪音(cosmic noise)，又稱白噪音(white noise)。此種雜訊在 64 點頻譜資料中持續的出現且振幅大小皆差不多，要濾除此種雜訊，解決的方法為估算出雜訊級別(Noise Level, P_n)，再於 64 點頻譜中將雜訊級別扣除，本研究中以 64 點頻譜資料中最小 16 點(即 64 點頻譜中強度最弱的 1/4)之算術平均作為雜訊級。

估算雜訊級之後，進一步利用每一個觀測時間各高度的 64 點頻譜資料計算都卜勒能譜的前三個譜矩，計算方法如下：

$$\text{Zero Moment} \quad P_0 = \sum [P(f) - P_n] \quad (5)$$

$$\text{First Moment} \quad \bar{f} = \frac{\sum f \cdot [P(f) - P_n]}{\sum [P(f) - P_n]} \quad (6)$$

$$\text{Second Moment} \quad \sigma^2 = \frac{\sum (f - \bar{f})^2 \cdot [P(f) - P_n]}{\sum [P(f) - P_n]} \quad (7)$$

第零矩量為總訊號功率值(訊號強度, P_0)；第一矩量則為平均頻率，藉由此平均頻率即可推求出平均頻率

即可推求出平均都卜勒頻移之徑向速度(V_r):

$$V_r = \frac{\bar{f} \cdot \lambda}{2} \quad (8)$$

其中 λ 為雷達波長。至於第二矩量速度方差 (σ^2)，為徑向速度標準差 σ 的平方，表示該觀測高度中徑向速度散亂分布的情況。

另一個雷達的重要參數為訊號-雜訊比 (Signal-to-Noise Ratio, SNR):

$$SNR = 10 \cdot \log \left(\frac{\sum [P(f) - P_n]}{6 + P_n} \right) \quad (9)$$

此參數可表示回波強度外，亦可視為雷達觀測資料的品質指標。

Ulbrich and Atlas (1984) 提出修正後的雨滴粒徑分布，將雙參數的指數分布改為三參數的Gamma 型態分布，如公式(10)：

$$N(D) = N_0 D^{-\mu} e^{-\Lambda D} \quad (10)$$

其中 N_0 截距參數 ($\text{mm}^{-1-\mu} \text{m}^{-3}$)， μ (無單位) 代表雨滴粒徑分布之形狀(shape)， Λ (mm^{-1}) 代表雨滴粒徑分布之斜率(slope)，而中值體積直徑 D_0 (Median Volume Diameter)，此參數代表從最小的雨滴積分到中值雨滴時之液態水含量會等於總液態水含量之一半，其數學式可表示為 (11) 式：

$$\int_{D_{\min}}^{D_0} D^3 N(D) dD = \frac{1}{2} \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} N(D) dD \quad (11)$$

從物理意義上看，當降雨量或液態水含量相同時， D_0 較大代表此降水事件的雨滴較大。此外， D_m 為平均粒徑(mass-weighted average diameter)，如(12)式所示

$$D_m = \frac{M_A}{M_b} = \frac{\int_0^{\infty} N(D) D^4 dD}{\int_0^{\infty} N(D) D^3 dD} \quad (12)$$

Gamma分布的三個參數 N_0 、 μ 、 Λ ，此三參數可以很好而客觀的的描述雨滴粒徑分佈，其中 N_0 參數本身的特點卻很難定義，雖然可代表雨滴濃度，但其單位為 $\text{mm}^{-1-\mu} \text{m}^{-3}$ ，因此 N_0 會隨著 μ 的變化而改變，由於在實際觀測情況下，資料彼此間的 μ 值並不會相同，因此 N_0 在比較上就顯得不方便，所以將 N_0 標準化後再進行討論，標準化過程如下。

由Testud et al. (2001)所使用的方法，首先求出液態水含量LWC(13)式

$$LWC = \frac{\pi}{6} \rho_w \int_0^{\infty} N(D) D^3 dD \quad (13)$$

其中 ρ_w 為液態水含量 (1 g cm^{-3}) 以及 D_m (12) 式，然後將(10)式改寫成(14)式， $f(\mu)$ 為無因次的參數(15)式，推導後可得到標準化後的截距參數 N_w (16) 式

$$N(D) = N_w f(\mu) \left[\frac{D}{D_m} \right]^2 \exp \left[-\left(1 + \mu\right) \frac{D}{D_m} \right] \quad (14)$$

$$f(\mu) = \frac{6(1+\mu)^{4+\mu}}{4^4 \Gamma(4+\mu)} \quad (15)$$

$$N_w = \frac{4^4}{\pi \rho_w} \left[\frac{LWC}{D_m^4} \right] \quad (16)$$

三、 研究方法

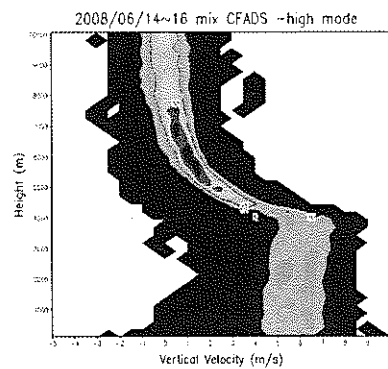
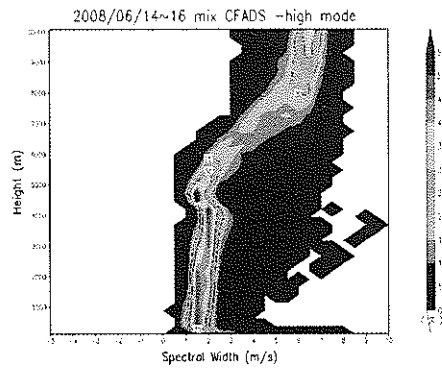
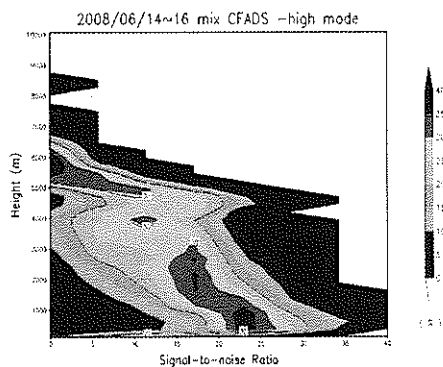
以 Williams et al. (1995) 提出的分類方法，使用剖風儀的都卜勒速度梯度(DVG, Doppler Velocity Gradient) 與最大頻譜寬(maximum spectral width) 來進行降水分類，使用此種方法可將降水區分為深、淺對流降水、層狀降水、以及混合降水，混合降水表示同時具有對流降水與層狀降水的特性。並取同一時間地面二維雨滴譜儀一分鐘一筆資料進行觀測研究。

四、 個案挑選

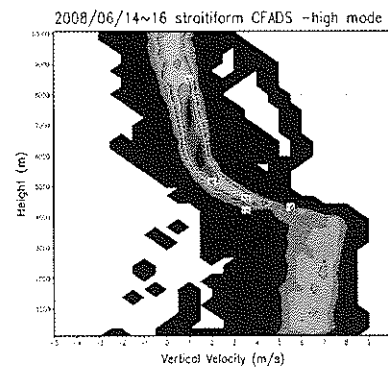
本研究挑選西南氣流實驗觀測資料中，6/1~4 梅雨鋒面；6/14~16 中尺度對流系統；6/18 午後對流；6/30 午後對流，來進行不同將降水型態的觀測分析。

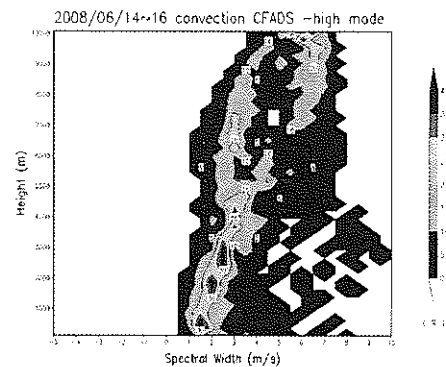
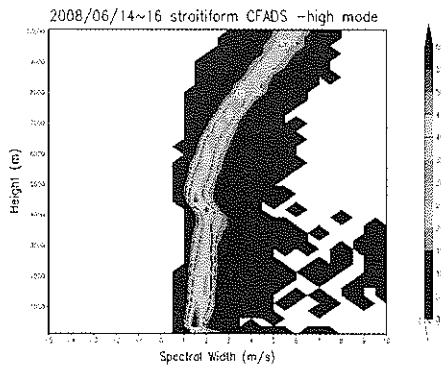
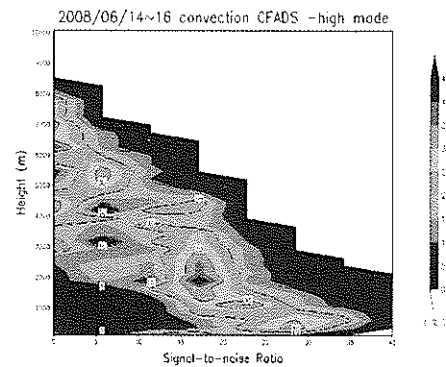
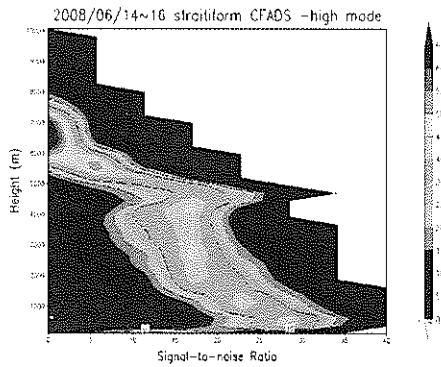
五、 垂直速度與回波統計分析

不同降水系統，進行降水型態分類後之垂直結構特徵，可以看到層狀降水與混合降水在高度 4~5 公里有快速增加的趨勢，對流降水則無此情況。而回波的統計圖，可清楚看到混合降水與層狀降水在高度 4~5 公里，回波有顯著躍升，此為融解層所造成的強回波；對流降水回波則隨高度的遞減而增加，並無亮帶的特徵出現，1 公里左右為回波最強高度，1 公里以下到地面回波有減弱的趨勢，推測可能因蒸發或水滴分裂破碎等現象影響而使得水滴的體積減小，在同一高度垂直速度亦有減緩趨勢，即因水滴變小後下落的速度減緩所造成。在頻譜寬隨高度統計圖，層狀降水在融解層上方的分布較為狹隘；混合降水則較為寬廣，顯示融解層上方可能有亂流的活動存在；對流降水的頻譜寬隨高度的曲線相較其他降水型態，則呈現較為筆直且整層寬廣的形狀，垂直結構大致與梅雨鋒的特徵差不多，但在層狀降水與對流降水的低層垂直落速有所差異，層狀降水低層垂直落速梅雨鋒系統略大於中尺度對流系統 1m/s，而對流降水低層垂直落速則是中尺度對流系統略大 1m/s。午後對流由於資料較少，所以分類後各降水型態亦少，故將資料合在一起進行統計，可以看出垂直結構類似於前兩個個案所分類出的對流降水。



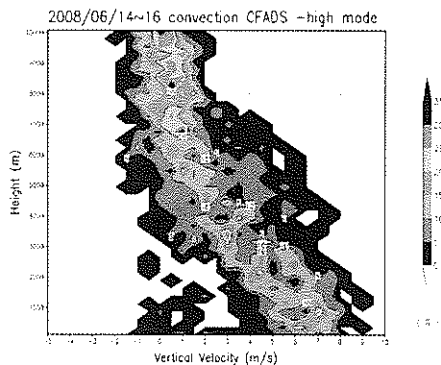
圖四、2008 年 6 月 14~16 日，混合降水垂直速度、回波及頻譜寬隨高度統計圖。





圖五、2008年6月14~16日，層狀降水垂直速度、回波及頻譜寬隨高度統計圖。

圖六、2008年6月14~16日，對流降水垂直速度、回波及頻譜寬隨高度統計圖。

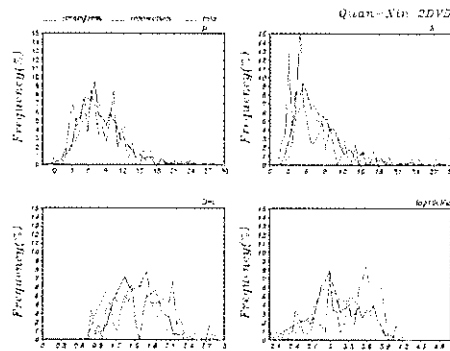


六、不同降雨系統的雨滴譜特徵

圖七及表一可看到，6月14~16日中尺度對流個案，其對流降水之 Λ 值明顯偏小且 D_{m0} 值相較其它降水型態大，顯示在此中尺度對流個案，對流降水的雨滴可發展較大，而 N_w 值則以對流降水型態的值較大，顯示在對流降水的型態下，雨滴數量較多，與毛(2007)有一致之處，此外，從表一不同降水型態之降水總量來看，把混合降水雨量以及對流降水雨量合在一起，可以發現對流型態的雨量與層狀型態的雨量比為61.5%：38.5%，此結果大致與(Houze 1977; Cheng and Houze 1979; Gamache and Houze 1982; Leary 1984; Churchill and Houze 1984b; Houze and Rappaport 1984; Wei and Houze 1987; Chong and Hauser 1989)使用傳統都卜勒雷達研究熱帶海洋與大陸對流，60%:40%，結果一致。表一雨滴平均粒徑分佈參數，可看到對流降水的雨滴粒徑分佈較為寬廣，雨

滴濃度明顯較大；混合降水與層狀降水之平均雨滴粒徑分布，則相對較窄，雨滴個數少，但混合降水型態在大雨滴部分，則明顯比層狀降水型態多且大。

接著比較梅雨鋒個案與中尺度對流個案，在不同降水型態下其平均雨滴粒徑分布(表一和二)，可以看到在混合及對流降水型態下，中尺度對流的雨滴比梅雨鋒的雨滴還大且多，而在層狀降水型態下，兩者則無太大差異，僅在大雨滴部分，層狀降水較多些。



圖七、2008年6月14~16日中尺度對流系統，不同降水型態之 μ 、 Λ 、 D_m 與 $\log_{10}(N_w)$ 頻率分佈圖，黑線為層狀降水，紅線為對流降水，綠線為混合降水。

	混合降水	層狀降水	對流降水
平均降雨率(mm/hr)	6.155513	7.303802	23.09117
降雨總量(mm)	144.8598	116.2522	41.17928
平均 μ	7.905528	7.547758	7.314846
平均 Λ (mm ⁻²)	9.007388	7.811582	7.280887
平均 D_m (mm)	1.438276	1.569676	1.813977
平均 N_w (mm ⁻³ ·m ⁻²)	1938.006	1885.700	3397.557
平均 N_d (mm ⁻³ ·m ⁻²)	6.2148390E+08	3.2248986E+08	1.7293583E+09
平均 D_0 (mm)	1.394145	1.519586	1.752742

表一、2008年6月14~16日中尺度對流系統，不同降水型態之各參數平均值。

	混合降水	層狀降水	對流降水
平均降雨率(mm/hr)	2.728300	6.900977	13.12971
降雨總量(mm)	75.57378	69.58486	20.56988
平均 μ	8.278440	6.740067	8.678136
平均 Λ (mm ⁻²)	9.483362	6.873972	9.216234

平均 D_w (mm)	1.385946	1.646352	1.520320
平均 N_w ($\text{mm}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}$)	1148.575	1642.234	2599.399
平均 N_z ($\text{mm}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}$)	8.2845203E+08	1.4699410E+08	1.4131647E+09
平均 D_z (mm)	1.344205	1.589405	1.473049

七、 展望

從剖風儀及二維雨滴譜儀的觀測中，確實可以讓我們得知在不同降水型態下系統的特性，包含了垂直速度、回波隨高度的變化以及 gamma 參數隨降雨率的變化，未來期望能利用剖風儀及雨滴譜儀反演完整的雨滴粒徑分佈，進而做為驗證或改善降水估計的工具。

of disdrometer and profiler measurements. *J. Appl. Meteor.*, **38**, 302-320.

八、 參考文獻

- Tetud J., S.Qury, 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.
- Zhang,G., J.Vivekanandan, E.Brandes, R.Meneghini, and T.Kozu, The shape-slope relation in observed gamma raindrop size distribution: Statistical error or useful information? *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **20** 1106-1119, 2003
- Williams, C. R.,W. L. Ecklund, and K.S. Gage, 1995: Classification of precipitating clouds in the Tropics using 915-MHz wind profilers. *J. Atmos. Oceanic Techol.*, inpress.
- Tokay, A., D. A. Short, C. R. Williams, W. L. Ecklund, K. S. Gage, 1999: Tropical rainfall associated with convective and stratiform clouds: Intercomparison