

利用 UHF 雷達與雨滴譜儀分析降水粒子特性之研究

林沛練 錢映真 林欣弘

國立中央大學 大氣物理研究所

一、前言

降水和民生息息相關，降水的良好估計，將有利於提供經濟、交通、農業發展及防災、防洪資訊，進一步也可提供水利工程與水資源管理規劃之用，此外，對日常生活的便利性更是不可言喻。台灣所處的副熱帶，除了受中、低緯度大氣的交互作用影響，地形和海陸分布亦影響台灣和鄰近地區的天氣，所以台灣及鄰近地區的天氣顯得複雜多變，在降水估計的準確上也就有其複雜性及困難度。對於過度開發或人口稠密的地區，短時間的豪大雨或長期的連續降水，若不能做好預報，常造成嚴重的災害，人民的生命、財產都會受到損失，所以建立這個地區降水特性的氣候學是非常迫切而必要的。

過去研究指出：對流系統的垂直結構對熱帶降雨估計扮演了重要角色。我們若能針對對流系統垂直結構進行觀測，並加以分析、探討降水雲在垂直方向上熱和水汽分配的雲物理問題，將可逐步發展、建立出有著不同區域、不同季節差異的全球降水氣候學。這樣的降水特性資訊同時有助於增進對雲物理的瞭解，以及改善降水估計模式。目前 UHF 雷達是研究降水雲垂直結構在時間、跟空間解析上都相當好的觀測儀器，本篇研究希望藉由南海季風實驗計畫(South China Sea Monsoon Experiment, 簡稱 SCSMEX)觀測期間(1998 年五月、六月)中設置於東沙島(20.42°N, 116.43°E)的 915MHz UHF 雷達觀測資料分析，輔以地面雨滴譜儀觀測，建立南海季風肇始前後東沙島對流降水系統發展特性、降水粒子垂直速度特性、雨滴粒徑分布特性的研究資訊。

此外，由於 UHF 雷達的回波機制主要包含了相對於大氣折射指數擾動的布列格(Bragg)散射和相對於凝水物(Hydrometeor)數量、大小的雷氏(Rayleigh)散射。希望藉由 UHF 雷達的波譜動差資料分析，分離 UHF 雷達觀測中的降水回波、空氣回波，減輕空氣回波對降水回波的資料污損影響，以加強 UHF 雷

達觀測資料在降水研究上的應用能力。例如在利用 UHF 雷達資料反演雨滴粒徑分布的研究上，過去研究指出空氣的影響會造成很大的誤差，以致於我們無法求得更接近真實情況的雨滴粒徑分布。所以如何分離空氣對降水回波的影響，是拓展 UHF 雷達觀測資料應用的重要方向。

二、資料來源與資料處理

本篇研究的資料來源是南海季風實驗計畫(South China Sea Monsoon Experiment, 簡稱 SCSMEX)觀測期間(1998 年 5 月 1 日~ 6 月 30 日)，設置於於東沙島(20.42°N, 116.43°E)的 915MHz UHF 雷達觀測資料(空間解析度為 255 公尺, 時間解析度為五分鐘)。另外，也引用了同樣位於東沙島的 C-POL 雷達觀測資料來與 UHF 雷達觀測資料比對。地面雨滴譜的資料除了使用 SCSMEX 期間架設於 C-Pol 雷達站旁的雨滴譜儀觀測資料之外，也加入安置於台灣中壢中央大學觀測園區的 2D-雨滴譜儀於 2000 年 11 月初到 2001 年 5 月初所觀測到的不同季節個案作為比較。

UHF 雷達的回波機制主要包含了與大氣折射指數擾動相關的布列格(Bragg)散射和與凝水物(Hydrometeor)數量、大小相關的雷氏(Rayleigh)散射。布列格(Bragg)散射是由大氣折射指數不規則擾動，也就是介質環境的變動所造成的散射，水氣混合比、氣壓、溫度都是影響大氣折射指數的氣候因子。大氣折射指數不同高度層的擾動變化($\Delta n(r+1) - \Delta n(r)$)相對於高度層間距(l)的 $2/3$ 次方可以定義出大氣結構參數 C_n^2 ，其關係式為：

$$\langle [\Delta n(r+1) - \Delta n(r)]^2 \rangle = C_n^2 l^{2/3},$$

並且可用大氣結構參數來表示布列格散射的回波強度：

$$\eta_a = 0.38 C_n^2 \lambda^{-1/3}$$

， η_a 為反射率， λ 為雷達發射電磁波的波長。

雷氏(Rayleigh)散射主要由凝水物(例如：雨、

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

雪)的產生，和凝水物的大小、形式、數量、組成相關。反射因子Z的定義可以下式來表示：

，其中D為降水粒子之直徑(mm)，N(D)為D粒徑降水凝結物的數密度(單位 $m^{-3}mm^{-1}$)。

反射因子Z可用來表示雷氏散射的回波強度：

$$\eta_d = 0.93 \pi^2 Z \lambda^4$$

式中 η_d 為反射率， λ 為雷達發射電磁波的波長。

由上可知，雷氏散射、布列格散射的回波強度和雷達發射波束的波長相關。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乾淨空氣回波相當，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。Rajopadhyaya et al.(1993)的研究指出：50MHz 的 VHF 雷達可測到降雨率大於 5mm/hr 時的降水粒子回波，但無法解析出直徑小於 1mm 的水滴；而 920MHz 的 UHF 雷達對降水回波敏感，可解析出直徑小於 1mm 的水滴。UHF 雷達對降水敏感的特性以及回波強度和雨滴粒徑大小的關係都彰顯出它對降水研究的發展潛力。晴空時，UHF 雷達可得各個觀測高度層的水平、垂直風向，故又稱晴空剖風雷達(剖風儀，Wind Profiler)，降水時則因雷氏散射的回波強度常常要比布列格散射的回波來得強，主導了所觀測雷達體積(Radar Volume)中的回波，所以此時垂直向看的主要是降水粒子的垂直速度。

UHF 雷達所得的回波訊號經過處理可畫成都卜勒功率波譜，縱軸是回波功率密度，橫軸是都卜勒徑向速度。由都卜勒功率波譜的概念，我們可以更進一步處理原始資料成三種波譜動差資料(Spectral Moment data)，三種動差資料包括零階動差(th 0th moment、Zero moment)：回波功率 S (Signal power)，是回波功率密度，以都卜勒速度為權重的積分；一階動差(the 1th moment、First moment)：徑向風速 V_r (Radial velocity)，是平均的徑向風速。二階動差(the 2th moment、Second moment)速度變異 σ^2 (Velocity variance)，是徑向風速的速度變異，開方後得到的標準差定義為波譜寬(spectral width)，這是和大氣擾動相關的參數。

本研究主要分成三個部分，一是針對辨識降水，區別雨、冰晶、融冰、空氣回波的探討；二是關於對

流降水雲系統垂直結構隨時間變化特性的討論；三是分析雨滴粒徑分布特性以及雨滴譜儀和UHF雷達整合觀測研究的初探。

在辨識降水的部分，主要利用資料點在回波功率S(dB)-垂直速度V(m/s)相關圖上的分群現象區別雨、冰晶、融冰、空氣，並加入V數量分布圖，加以明確定義速度門檻值，估計門檻值造成的誤差。再利用波譜寬對S-V關係圖的濾點動作，探討利用波譜寬和不同降水形態之間的關係。而關於對流降水雲系統垂直結構隨時間變化特性的討論，則是由不同時間-回波功率密度之速度-高度剖面來歸納分析。雨滴粒徑分布的部分除了針對東沙島雨滴譜儀觀測所得的雨滴粒徑分布資料分析，另外也對安置於台灣中壢國立中央大學校園內的2D-雨滴譜儀在不同季節觀測的個案進行分析。

三、 利用波譜動差資料辨識降水

Ralph et al.(1996)以統計的觀念，利用設置於Slater, Iowa 的 404MHz-UHF 雷達觀測冬季風暴個案所得的波譜動差資料，畫出回波功率 S(dB)-平均垂直速度 V(m/s)相關圖，對回波來源分類：包括來自雨、冰晶、融冰、空氣、雜訊的回波。該研究發現不同回波來源皆有其 S-V 相關圖上的分布特性，並進一步使用平均垂直速度的數量分布圖定義出區別雷氏散射和布列格散射的速度門檻值，評估定義速度門檻值造成的誤差。

本篇研究首先根據南海季風實驗計畫觀測期間(1998 年五月、六月)兩段長時間的連續降水期(每日UHF 雷達皆有觀測到降水的下降運動)：分別是 5 月 15 日到 5 月 20 日，以及 5 月 30 日到 6 月 8 日這兩段，各選取兩天：5 月 15 日、5 月 20 日、6 月 7 日、6 月 8 日的 UHF 雷達全部高度層的動差資料：平均垂直速度、回波功率、波譜寬(標準差)，進行分析，藉由 Ralph et al.(1996)的方法辨識降水分類，以驗證此方法的可行性，發現 UHF 雷達波譜動差資料中的回波功率 S(dB)和垂直速度 V(m/s)的相關圖確實可以幫助我們辨識降水，S-V 關係圖上其他回波來源的相對位置分布特徵皆和過去研究所得的特徵相同，但是垂直速度和回波功率“值”的分布範圍則不同(如圖 1)：(一)空氣：垂直速度小(約 0~1m/s)，回波功率的分布寬；(二)冰晶：垂直速度約 0~-2m/s(向下速度為負)和回波功

率有強相關；(三)融冰：垂直速度比冰晶大(-2~-4m/s)，回波功率值較大(大於 45dB)；(四)雨：垂直速度變化大(-2~-8m/s)，回波功率強(30~60dB)，垂直速度和回波功率的相關性相對於冰晶，要來得較小。不同於 Ralph et al.(1996)所得雨的速度大於融冰速度的結果，東沙島選取個案的降雨垂直速度有小於融冰的，且速度變動範圍大，可達 8m/s。

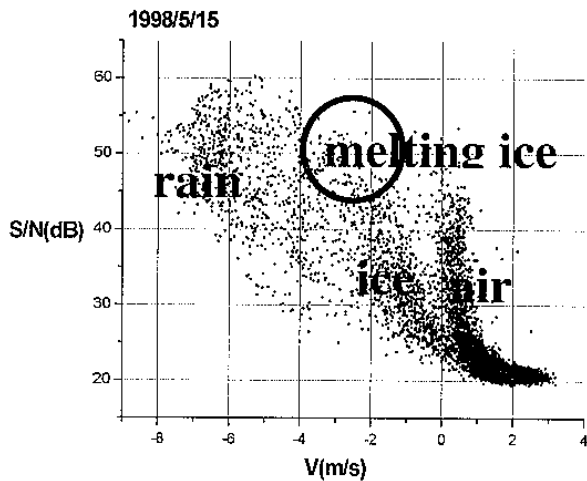


圖1：5月15日的回波功率S/N(dB)(訊號雜訊比)和垂直速度V(m/s)相關圖。

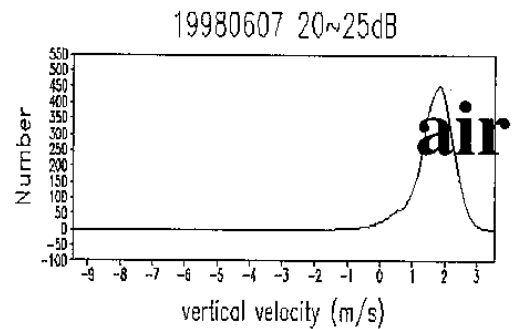
除了以一天的資料進行統計上的分析比較，另外從這四天中挑選不同降水型態(對流降水、層狀降水)的個案進行分析比較。判定降水型態的方式，以 William et al.(1995)提出的方法為標準：3.5km~5km(熱帶融解層大約高度)，若出現下降速度大於1m/s，或融解層高度以上出現下降速度大於0.5m/s的回波，則視為有降水。若3.5km~5km高度間，有亮帶(bright band)出現，則視為層狀降水，若無以上情況則為對流降水。由S-V圖分析的結果發現，不同降水型態垂直速度值分布範圍會有所不同：層狀降水的個案，可見明顯的融冰分布(45~55dB，-2~-5m/s)，雨滴速度分布(-5~-8m/s)比對流降水(-2~-8m/s)要來得窄；而對流降水的冰晶速度分布範圍較大(0~-3.5m/s)。

此外，我們發現波譜寬特性和降水形式也有關：發現對流降水中雨跟冰晶的資料點都隨著波譜寬量限制的增加而減少，在波譜寬大於3m/s的限制條件下，雨和冰晶的資料點雖然都有，但數量已經很少；而層狀降水中沒有波譜寬大於2m/s的雨滴資料點，冰晶的資料點則有少數出現在波譜寬大於3m/s的S-V相關圖中。我們可以藉由雨滴資料點的波譜寬特性幫助判斷降水形式，雨滴資料點皆小於波譜寬2m/s的個案為層狀降水，而對流降水個案則擁有少數波譜寬大於

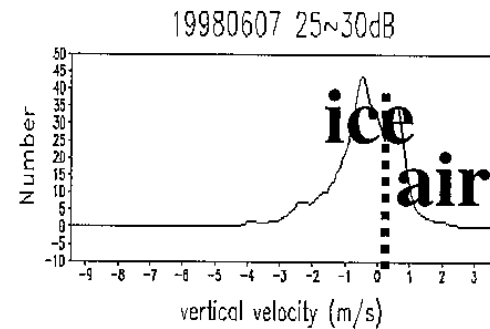
3m/s的雨滴資料點。跟Ralph et al.(1996)所得的結果相比，雨滴資料點的波譜寬特性很相符；而他對雪部分的結論則跟本研究的冰晶特性有很大的不同，雖然同是針對融解層之上(Ralph et al., 1996：高於2.5km；本研究：高於5.5km)的資料點來探討，波譜寬特性卻有很大的差異。這告訴我們不同天氣形態、不同季節、不同地區冰晶的波譜寬特性可能會有很大的差異。

在定義門檻值方面，利用不同S區間速度的數量分布圖(如圖2)可彌補S-V相關圖的不足，更清楚定義門檻值，並估計出使用速度門檻區別降水、空氣造成的誤差。冰晶和空氣資料點分布疊合的情形最明顯，特別是在25~30dB這個回波強度區間時，選出的最佳門檻為0.2m/s(6月7日)、0.1m/s(5月20日)；雨滴波形遠離速度0值處，跟空氣回波有很好的分離。

(a)



(b)



(c)

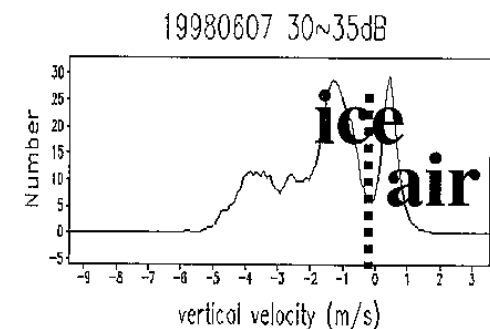


圖2：1998年6月7日個案，不同範圍回波功率區間下的垂直速度數量分布圖：(a)20~25dB；(b)25~30dB；(c) 30~35dB回波功率範圍的垂直速度數量分布圖。

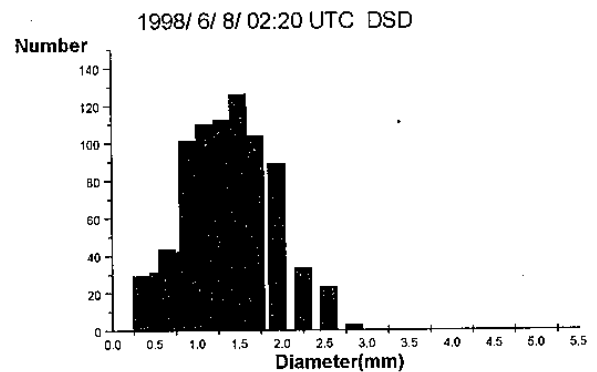
四、降水發展特性

UHF雷達在時間、空間上具有良好的解析度，我們可以藉此更清楚瞭解對流雲系統在時間及垂直空間上的結構與變化。由時間解析5分鐘，高度解析255公尺的UHF雷達觀測資料得到的回波功率波譜畫成隨高度變化(縱軸)、隨速度分布(橫軸)之回波功率密度之速度-高度剖面，每五分鐘一張這樣的圖，可以清楚看到對流雲系統隨著高度、時間的變化。根據過去研究指出，若是觀測到的多屬對流降水，表示雲雨系統正處於產生、發展階段；若是觀測到的多屬層狀降水，表示雲雨系統處於消散階段，東沙島觀測到的兩段連續降水期間(1998年5月15日~5月20日；1998年5月30日~6月8日)的降水型態主要是對流跟混合(混合對流的層狀)降水，1998年南海季風肇始前後在東沙島觀測到的對流雲系統可能大多處於對流發展到轉層狀降水的過程之間。以William et al.(1995)的判別降水形式標準，針對各個觀測時間回波功率密度之速度-高度剖面為判定對象，將有降水回波的回波功率密度之速度-高度剖面分類為層狀降水、對流降水，進行統計上的比較，發現第一波降水期間(1998年5月15日~5月20日)的對流降水佔有降水時間的58.4%，層狀降水則佔41.6%，第二波降水期間(1998年5月30日~6月8日)的對流降水佔有降水時間的73.9%，層狀降水則佔26.1%。顯然第二波降水期間，東沙島觀測到的雲雨系統多是對流降水，亦即所觀測到的雲雨系統多處於發展階段，而第一波降水期間的層狀降水所佔比例高於第二波降水期間的層狀降水比例，也較接近對流降水所佔比例，故推測第一波降水期間東沙島觀測到的雲雨系統應多處於對流轉層狀降水的轉變期。

本研究亦進行回波功率密度之速度-高度剖面隨時間變化的分析比較，以瞭解對流雲系統不同結構的時序變化情形。6月8日02:04UTC、02:58UTC的雷達回波圖顯示此時正有一西南-東北走向的雲雨帶由西往東移動，經過東沙島，一直到04:48UTC該雲雨帶都還在東沙島上方。02:04UTC時，此雲雨帶前緣剛進入東沙島上方不久，從圖3(a)的01:51UTC，可以看到融解層高度(4~5公里)處有降水雲存在，地面3公里高度下有淺對流降水，而且發展到融解層的高度，同時近地面有強回波(3(a):01:56UTC)；接著出現有強烈上升氣流存在的深對流結構(圖3(a):02:

10UTC)，融解層高度之上，冰晶雲發展的高度較上個時間更高。降雨垂直速度隨著高度減少而增速的現象在02:10(3(a))~02:26UTC(圖3(b))可見，02:40UTC(圖3(b))時，原本降雨垂直速度隨著高度減少而增速的趨勢轉為減速，此時出現融解層，對流降水轉為層狀降水。

對於對流降水型態轉換為層狀降水型態時，雨滴速度也轉為減速趨勢的情形，推論此時降落到地面前的雨滴粒徑變小，一般來說，粒徑較小雨滴的垂直下降速度通常會比較小。比較地面雨滴譜儀觀測所得的雨滴粒徑分布：圖4(a)1998/6/8/02:20UTC；(b)1998/6/8/02:40UTC，配合UHF雷達的回波功率密度之速度-高度剖面(圖4.3(b):02:20UTC；02:40UTC)，可以印證我們的推測，在02:20UTC(圖4(a))的對流降水時雨滴粒徑分布的眾數是：1.5mm(1.4~1.6mm區間)，轉層狀降水時(02:40UTC，圖4(b))，雨滴粒徑分布的眾數是0.9mm(0.8~1.0mm區間)，雨滴

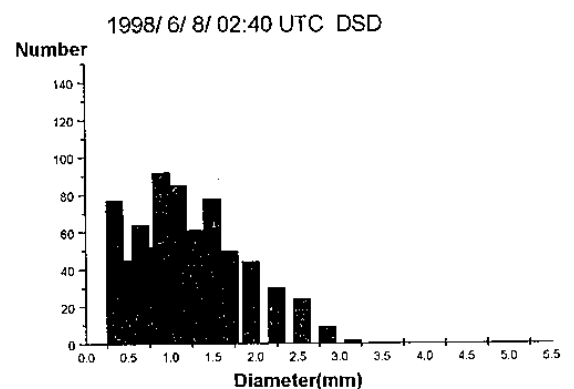


分布偏向小雨滴數目較多。

圖4 (a)1998/6/8/02:20UTC；(b)1998/6/8/02:40UTC時，地面雨滴譜儀觀測所得之雨滴粒徑分布。

五、雨滴粒徑分布

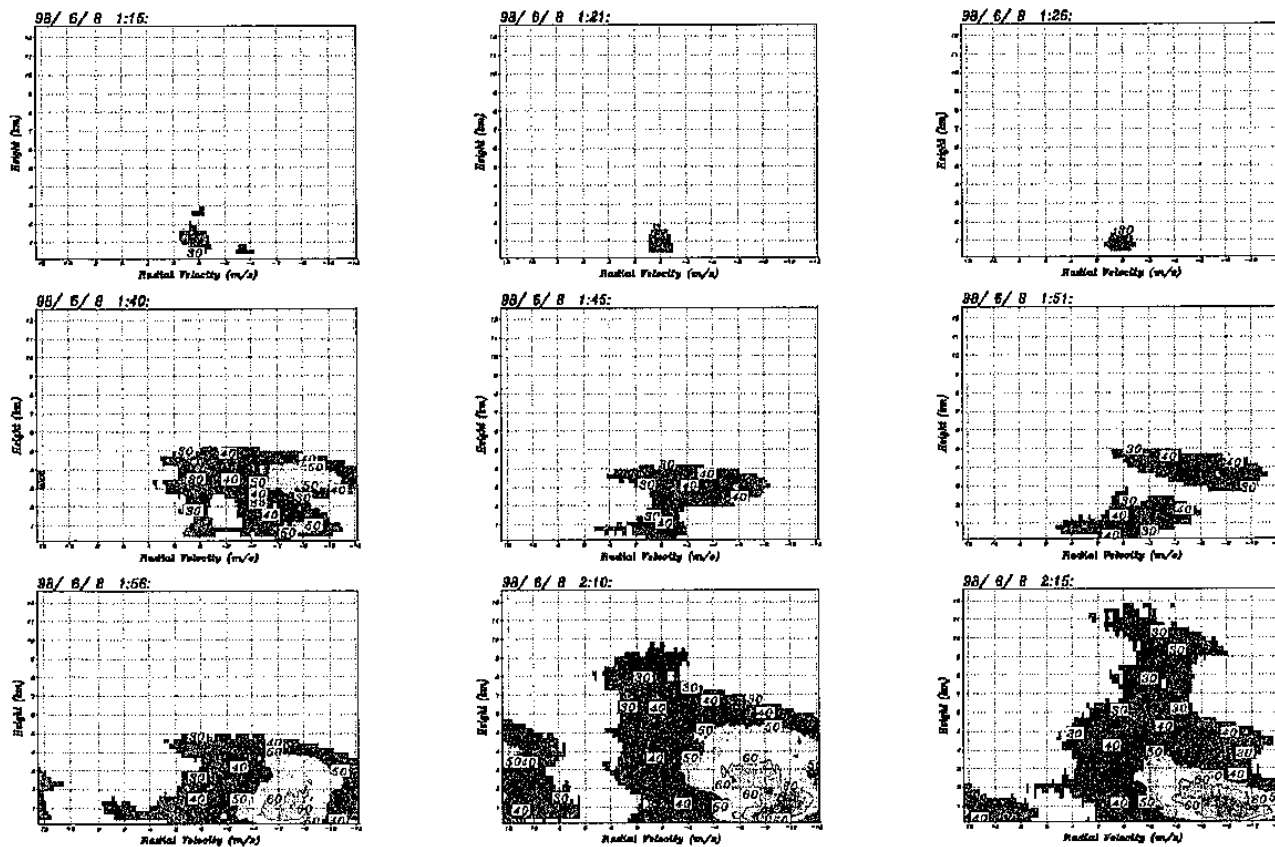
南海季風實驗期間安置於東沙C-Pol雷達站的地面雨滴譜儀對雨滴粒徑分布的觀測是從0.35~



5.25mm分成20個區間，配合雷達觀測資料所挑選的個案時間，我們從6月7日的雨滴譜儀觀測資料挑出單

一時間和一小時、一天累積觀測資料的雨滴粒徑分布

(a)



(b)

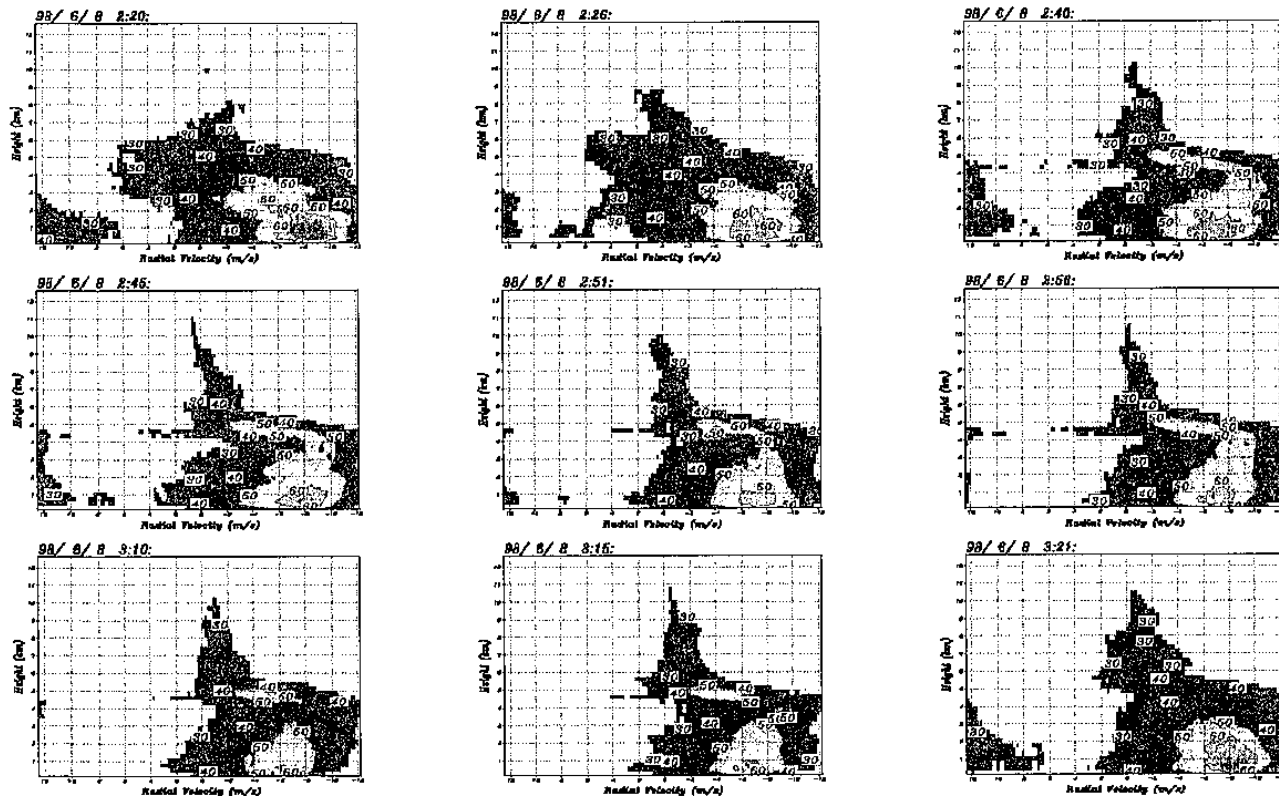


圖 3 1998年6月8日(a)01:15~02:15UTC ; (b)02:20~03:21UTC 之回波功率密度的速度-高度剖面。(速度分布:12~12m/s ; 高度:0~13km)

來比較，我們可以看見不同時間下雨雨滴粒徑分布的變化可以很大，從一整天累積的雨滴粒徑分布特性來看，雨滴數量的分布從眾數0.8mm~1.0mm處向左（雨滴粒徑較小的）右（雨滴粒徑較大的）遞減，但是在雨滴譜儀觀測的最小粒徑區間（0.3~0.4mm）有僅次眾數數量的突起分布。

圖5(a)、(b)分別為東沙島觀測五月、六月累積的雨滴粒徑分布圖，五、六月的雨滴粒徑分布趨勢以0.8~1.00mm區間為中心，較之粒徑為大的雨滴數量遞減，較之粒徑為小的雨滴數量也遞減，但都在最小雨滴粒徑區間(0.3~0.4mm)處數量增加。六月(圖5(b))雨滴粒徑分布的眾數為0.9mm(0.8~1.0mm區間)，五月(圖5(a))為0.35mm(0.3~0.4mm區間)，五月最小雨滴區間數量超過0.8~1.00區間數量的原因應是來自於沒有強對流系統的日子，有許多小雨滴累積。

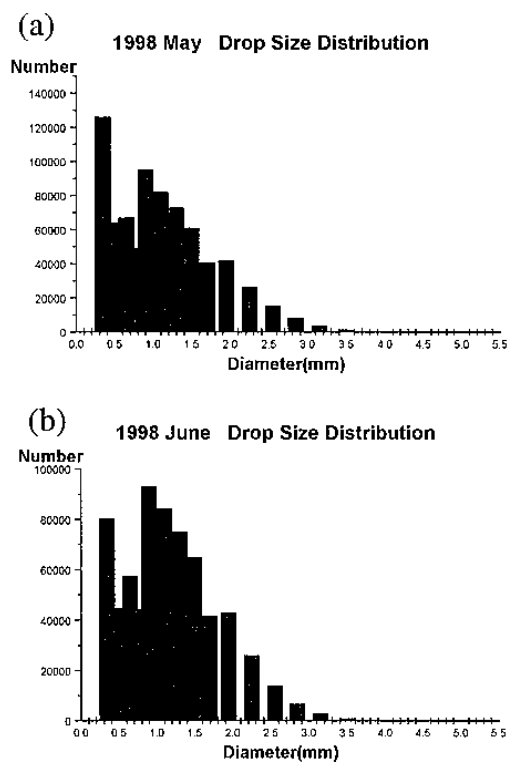


圖5：1998年(a)5月；(b)6月累積的雨滴粒徑分布圖。

綜合以上：一天之內的比較，一天與一天之間的比較，一個月與一個月之間的比較(圖3)，可知南海季風肇始前後東沙島降水雨滴粒徑分布趨勢為：以0.8~1.00mm區間為中心，較之粒徑為大的雨滴數量遞減，較之粒徑為小的雨滴數量也遞減，但都在最小雨滴粒徑區間(0.3~0.4mm)處數量增加。這樣的分布應是由兩種雨滴粒徑分布趨勢所組合，這兩種趨勢分布分別是：以較小雨滴為眾數，隨著雨滴粒徑增加，

數量遞減的分布和以較大雨滴為眾數，隨著雨滴粒徑增加、減少，數量遞減的分布。這樣的分布可能和不同降水型態的降雨特色有關。所以挑出6月7日當天，三種降水型態轉變情況的時間前後雨滴粒徑變化分布來作比較(圖6)，首先從(a)到(b)是：深對流開始發展(圖6(a))到發展最旺盛(近地面有強回波)並隨之消散(圖6(b))。這個過程，除了出現許多大雨滴，雨滴數量也大量增加。從(c)到(d)是：淺對流(圖6(c))發展成深對流(近地面有強回波)(圖6(d))，同上一種情況，由小雨滴為主的粒徑分布，轉為有大量的大雨滴。第三種情況，從(e)到(f)是：從深對流(近地面有強回波)降水(圖6(e))到層狀降水(圖4(f))，從有大量的大雨滴到大雨滴數量明顯減少，小雨滴數量大於大雨滴的數量。從以上三種情況的觀察，推論大雨滴的分布來自近地面有強回波的深對流降水型態，回波強度和雨滴粒徑、數量有關，呼應了出現大量大雨滴的情況。而在沒有強降水的天氣型態裡，雨滴粒徑分布趨勢大多是以小雨滴為眾數的。

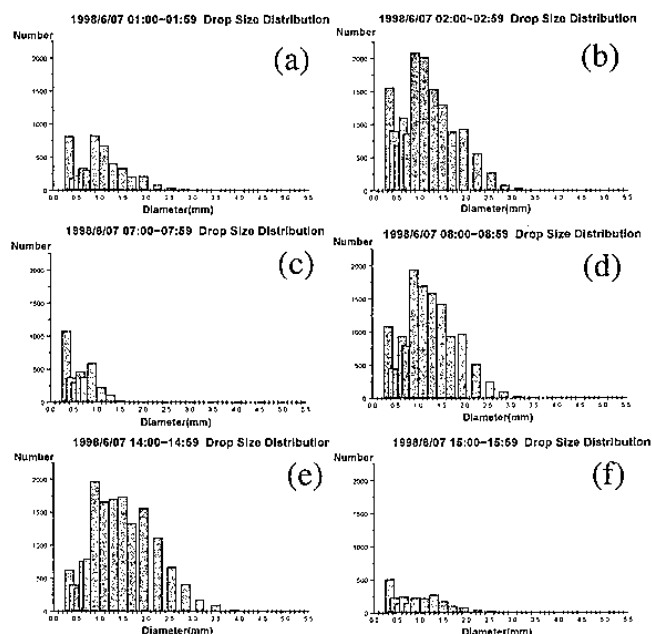


圖6：1998年6月7日當日，三種降水型態轉變情況的時間前後雨滴粒徑變化分布：(a)~(b)：(a)深對流開始發展到(b)發展最旺盛，隨之消散；(c)~(d)：(c)淺對流發展成(d)深對流；(e)~(f)：(e)深對流降水到(f)層狀降水。

圖6是針對降水型態轉變的前後一小時內的雨滴粒徑分布變化進行比較，沒有完全分離層狀、對流降水型態。為了瞭解純粹對流降水時間和層狀降水時間的雨滴粒徑分布是否有明顯的差異，選取兩個對流降水個案、兩個層狀降水個案時間的雨滴粒徑分布畫

出(圖7)(a)1998/5/15/06:56~08:15UTC;(b)1998/6/7/01:39~02:56UTC為對流降水時間的雨滴粒徑分布;(c)1998/5/20/00:10~02:45UTC;(d)1998/6/8/02:40~03:15UTC為層狀降水時間的雨滴粒徑分布。可見對流降水時間內,雨滴粒徑分布的眾數為較大的雨滴(圖7(a)為1.0mm,圖7(b)為0.9mm);層狀降水時間內,雨滴粒徑分布的眾數為較小的雨滴(圖7(c)為0.35mm,圖7(d)為0.35mm)。由此可知,對流降水對於以大雨滴為主的分布貢獻較多,而層狀降水時雖然也可見較大雨滴的分布,但是小雨滴的分布更明顯。

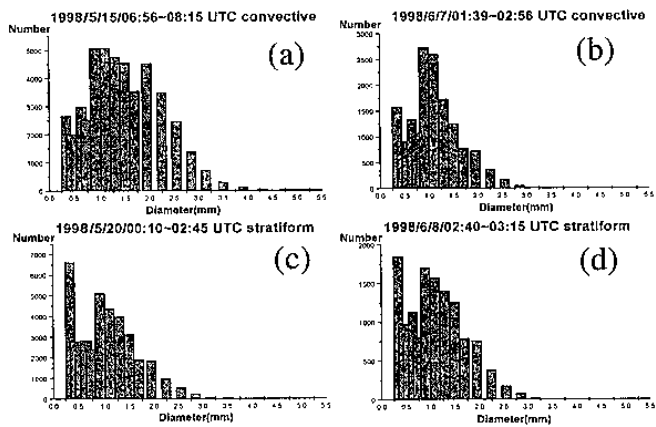
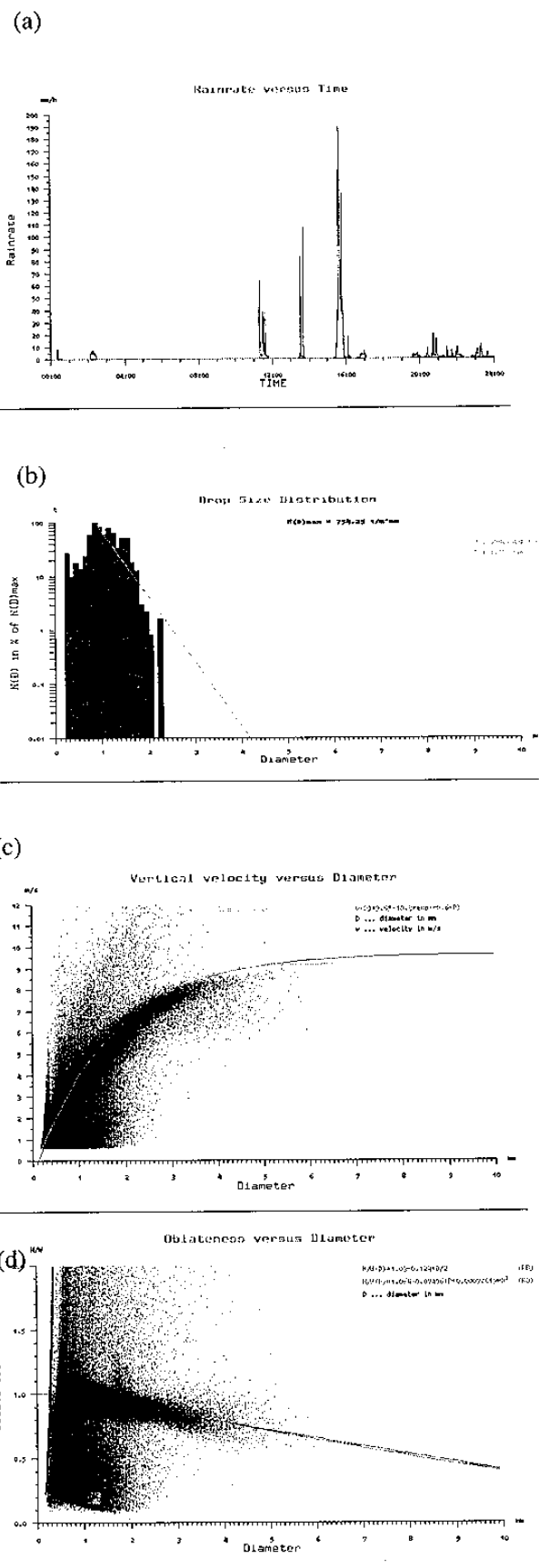


圖7:對流降水時間:(a)1998/5/15/06:56~08:15 UTC;(b)1998/6/7/01:39~02:56 UTC的雨滴粒徑分布;層狀降水時間:(c)1998/5/20/00:10~02:45 UTC;(d)1998/6/8/02:40~03:15 UTC的雨滴粒徑分布。

另外,再和台灣中壢的2D-雨滴譜儀在冬季、春季、夏季觀測到的降水個案比較,發現不同季節、不同降水型態、不同地點的雨滴粒徑分布特性有所差異。2D-雨滴譜儀(2D-VIDEO-Distrometer)於2000年底在中大氣象觀測站安裝,它利用光學原理觀測,可以量測到每顆通過觀測面積(10cmx10cm)內之雨滴的垂直速度、水平速度(當作水平風速)、粒徑大小(含高跟寬)。由2D-雨滴譜儀的觀測資料不但可畫出雨滴粒徑分布,還可以計算降雨率,並且畫出垂直速度跟雨滴粒徑、扁圓率跟雨滴粒徑的相關圖(扁圓率為雨滴垂直長度除以雨滴水平寬度所得的值,若等於1表示雨滴形狀為圓)(如圖8)。

從台灣中壢2001年4月20日(最大降雨率達95mm/hr)和2001年5月9日個案(最大降雨率達195mm/hr)和M-P關係斜線的比較發現,M-P關係無法掌握到大雨滴部分的分布,東沙島的觀測也顯示了和M-P關係



有

圖8:2001年5月9日(UTC)(a)降雨率時序圖;(b)雨滴粒徑分布;(c)雨滴垂直下降速度和雨滴粒徑的相關圖;(d)雨滴扁圓率和雨滴粒徑的相關圖。(台灣

中大測站，2D-雨滴譜儀。)

所不符的趨勢(可能疊合了以0.3~0.4mm為起點的M-P趨勢和以0.8~1.0mm為起點的M-P趨勢)。所以使用M-P關係估計雨滴粒徑分布可能會在強降水時產生很大的誤差。而小雨滴的扁圓率、垂直下降速度特性也出現了一些過去經驗式所無法掌握到的散點，粒徑小的雨滴垂直速度並非都很小，垂直下降速度值的分布範圍很廣，也有速度很大的小雨滴存在。所以如何彌補過去經驗式的不足和找出偏離過去經驗式概念的散點真正出現的原因，是將來可以繼續努力的方向。

降雨率(R)和UHF雷達觀測到的回波強度(Z)都跟雨滴粒徑分布有關，可透過UHF雷達對雨滴粒徑分布的反演求得不同高度層、不同降水型態的Z-R關係。Z-R關係會隨不同高度和不同降水型態而變，所以UHF雷達高時間、空間解析的觀測資料若能正確反演出雨滴粒徑分布，提供高時空的Z-R關係，將有助於氣象雷達對降雨率做更好的估計，也可更清楚不同高度雨滴粒徑分布的變化，以更瞭解對流雲系統垂直方向上的雲物理過程。未來期望能確實分離空氣對UHF雷達觀測資料的影響，使用UHF雷達觀測資料反演出更接近真實情況的雨滴粒徑分布。本研究先嘗試利用Atlas和Sekhon的關係式： $V(D)=9.65-10.3*\exp(-0.6*D)$ (D是雨滴粒徑，單位mm，V(D)是雨滴垂直速度，單位m/s)，對東沙島UHF雷達6月7日第一層高度(0.13公里)處的垂直速度觀測資料做簡單的反演，反演出最大的雨滴粒徑是5mm，符合當天有觀測到雨滴的最大雨滴粒徑區間4.5~5.0mm，而雨滴譜儀可以觀測到的雨滴最小區間是0.3~0.4mm，UHF雷達資料根據Atlas和Sekhon的關係式反演出許多小於0.3mm的雨滴，小於0.3mm的雨滴是否存在則未可知。

以上的簡單反演無從看出雨滴數量的分布，因為UHF雷達的觀測資料筆數是以時間劃分的，而不是如雨滴譜儀是數量上的累積跟計算。假設雨滴越大，速度越大這樣的趨勢能符合大多數的情況，可以改用垂直速度數量分布圖做簡單的比較，出現數量較多的垂直速度就代表這個相當於這個速度的雨滴出現的時間較長，可能累積數量也較多。由圖9可見，不同高度層的垂直速度數量分布圖(從-0.25m/s畫到-7.75m/s，0.5m/s為一個區間，-4m/s相當於Atlas和Sekhon關係式中的1mm雨滴，-6.5m/s相當於Atlas和Sekhon關係式中的2mm雨滴)可以提供我們雨滴隨高度降低合併、碎裂的訊息，6月7日當天UHF雷達觀測最低層和第二層的垂直速度數量分布(圖9(a)：0.13公里高度；(b)：0.38

公里高度)和雨滴譜儀觀測的雨滴粒徑分布有很接近

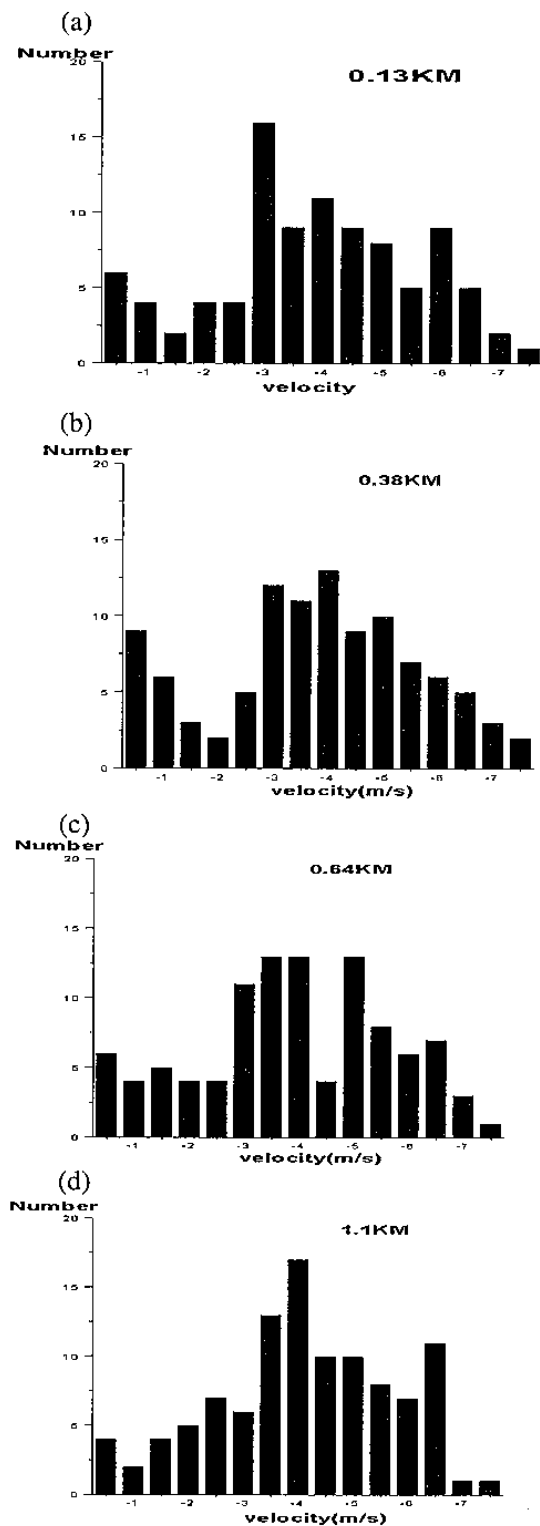


圖 9：1998 年 6 月 7 日當日(a)最低層(0.13 公里高度處)；(b)第二層(0.38 公里高度處)；(c)第三層(0.64 公里高度處)，(d)第五層(1.1 公里高度處)的速度數量分布圖。

的分布，特別是第二層的垂直速度分布圖，眾數出現的位置和地面雨滴粒徑分布相符。而第一層、第二層

也向下速度值小(-0.5m/s相當於0.2mm)的部分也都有增量的現象。到了UHF雷達觀測的第三層(圖9(c) :0.64公里高度處),分布趨勢就和地面雨滴粒徑分布不合了。這個分析方式也可用來推測冰晶隨高度變化的物理過程。過去研究爲了修正垂直空氣運動對UHF雷達資料的影響,必須配合VHF雷達資料反演,受限於VHF雷達可信資料高度的限制,只能從1.6公里以上開始反演,但由圖9可見1.6公里以下還是。雨滴粒徑分布明顯的變化,如果UHF雷達能對^外 回波和降水回波做更好的分離,那單一使用UHF^內 雨滴粒徑將可以得到更接近地面高度的^外 這些都是未來要努力的方向。

六、結論

UHF 雷達波譜動差資料中的回波功率 S(dB)和垂直速度 V(m/s)的相關圖(S-V 相關圖)確實可以幫助我們辨識降水,看出不同回波來源的分群現象:空氣沒有 S-V 相關,冰晶的 S-V 有強相關,雨滴次之。而在不同降水型態的情況下,垂直速度值的分布範圍會有所不同,波譜寬特性亦不同,同時這些值的特性也會隨不同地區、不同季節而有所差異。利用不同 S 區間速度的數量分布圖可彌補 S-V 相關圖的不足,更清楚定義門檻值,並估計出使用速度門檻區別降水、空氣造成的誤差。期盼將來波譜動差資料的分析方式能更廣泛地在不同個案中使用,以逐步發展、建立起有著不同區域、不同季節差異的全球降水氣候學。並且也期望能確實分離空氣對 UHF 雷達觀測資料的影響,使用 UHF 雷達觀測資料反演出更接近真實情況的雨滴粒徑分布,以推算出高時空解析的 Z-R 關係,改善降水估計,2D-雨滴譜儀將可作爲 UHF 雷達反演雨滴粒

徑的驗證工具,與 UHF 雷達整合觀測,同時其對地面降水特性方面所提供的雨滴粒徑分布、垂直速度、扁圓率分布等資訊,甚有助於我們瞭解過去一些相關經驗式的適用性,亦是一值得深入研究的方向。

致謝

中大貴重儀器中心提供整合探空系統剖風儀的觀測資料,特此致謝。

參考文獻

- Rajopadhyaya, D. K., P. T. May, R. C., and R. A. Vincent, 1993:A general approach to the retrieval of rain dropsize distributions from wind profiler Doppler spectra:Modeling results. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 10, 710-717.
- Ralph, F. M., P. J. NEIMAN, and D. Ruffieux, 1996:Precipitation Identification from Radar Wind Profiler Spectral Moment Data:Vertical Velocity Histograms,Velocity Variance,and Signal Power-Vertical Velocity Correlations. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 13, 545-559.
- 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 Technol.*, 12, 996-1012.