

整合探空系統對大氣環境之觀測與應用

賴信志 林沛練

國立中央大學大氣物理研究所

摘要

本文利用中央大學整合探空系統 (Integrated Sounding System, ISS) 配備之強化型地面觀測系統與 915MHz 剖風雷達的高解析觀測資料, 針對春冬季鋒面、梅雨季鋒面、中尺度對流系統及颱風等四種不同天氣型態的降水, 討論其降水之運動與物理特性, 瞭解不同天氣系統降水型態與結構演變、不同生命期之中尺度對流系統伴隨之垂直運動結構以及地面氣象要素的特徵變化。

春末及早冬鋒面帶來的降水多屬層狀降水, 融解層上方為降落速度較為緩慢的冰晶, 亮帶所在高度回波微幅增強且下方有相當大的垂直速度梯度, 亮帶以下水滴的降落速度可達 -8 -9 m/s。梅雨季鋒面單一降水事件常為層狀降水、對流降水和低層暖降水共同存在的情況。強烈對流降水可高達 10km 以上, 遠超過春冬季鋒面的對流降水; 層狀降水的融解層較春冬季鋒面略高。對流降水回波與垂直速度間線性關係較差, 多為垂直速度大、降水回波亦強的情況; 低層暖降水的回波與垂直速度間的線性關係相當不錯。

整合探空系統的觀測顯示賀伯颱風的中心區域曾經過中壠地區, 颱風中心的東西兩側不論風速或回波皆存在相當的差距, 顯示地形之效應以使颱風結構出現不對稱之特性。賀伯颱風所帶來的降雨為與層狀降雨夾雜短時間對流降雨的混合性降雨, 層狀降雨的初期回波強度偏弱。亮帶高度有高低震盪變化的情況, 接近颱風中心時亮帶高度受颱風眼牆結構逐漸靠近影響而升高, 和其他天氣型態之層狀降水比較, 颱風層狀降水的融解層範圍較廣, 亮帶的回波訊號較不集中。整合探空系統觀測到於台灣西部接近颱風中心的弱回波區之結構, 並且發現弱回波中的晴空大氣為上升運動。

關鍵字：整合探空系統、降水、亮帶

一、前言

『整合探空系統』 (Integrated Sounding System, ISS) 為美國國家大氣研究中心 (NCAR) 與國家海洋大氣總署 (NOAA) 合作設計發展之整合型探空系統, 其配屬之UHF 915MHz晴空剖風雷達 (Wind Profiler)、無線電聲波探空系統 (Radio Acoustic Sounding System, RASS)、強化型地面觀測站及GPS定位式探空氣球展現之連續而高解析的觀測特性, 在TOGA COARE及台灣中壠地區運作期間已被認定為非常優良的新式大氣觀測工具, 並運用於各種天氣系統之觀測 (Parsons et al., 1994; 林等, 1994)。

晴空剖風雷達在晴空大氣下可藉其所量測的徑向風速合成水平風場, 並可藉由所觀測之完整都卜勒能譜 (Doppler power spectrum) 描繪小尺度亂流之結構。在雲雨系統下晴空剖風雷達都卜勒能譜包含雲雨粒子運動與空氣運動, 應用波譜分析技巧可解析降水粒子之下降速度, 進一步可估算降水粒子粒徑大小之分布, 亦可配合回波強度、波譜寬度及垂直速度解析層狀降水與對流降水之垂直結構。由於剖風雷達所觀測之降水雲雨系統垂直結構及氣候特性是衛星觀測降雨最佳的校驗資料, 而應用剖風雷達於對流特性的區分則有助於大氣非絕熱加熱率的反演, 因此若能配合雨滴譜校驗剖風雷達對降雨的觀測資料, 則可進一步用於校驗衛星遙測降水之估計流程並提供數值模式修正對流參數化的依據。晴空剖風

雷達不僅能提供優良解析度的風場觀測, 其對降水結構及雲雨發展等大氣物理過程的長期監測研究亦有相當的助益。

本文利用ISS於1996年及1997年間所觀測之27個降水個案, 將之區分為冬春季鋒面、梅雨季鋒面、中尺度對流系統以及颱風等四類經常造成台灣地區降水的天氣型態, 透過ISS配備之915MHz晴空剖風雷達以及強化型地面觀測站之高時空解析度觀測資料分析, 冀能藉此瞭解不同天氣型態降水事件的發展過程、雲雨降水粒子終端速度之演變以及大氣運動垂直結構等特徵。

二、個案選取與分類

本研究首先透過1996年與1997年ISS所屬的強化型地面觀測站於中壠地區所觀測到地面資料, 逐日統計單日累積降雨量, 挑選出所有降雨的事件; 其次檢視降雨事件發生時915MHz晴空剖風雷達的原始資料的儲存狀況及品質, 挑選出個案; 最後配合個案發生當時地面綜觀天氣圖及逐時GMS紅外線衛星雲圖將所挑出的個案分為春冬季鋒面、梅雨季鋒面、對流系統及颱風等四種不同的降水天氣型態, 為探究不同天氣形態降水彼此之間的差異, 本研究將梅雨季鋒面前緣常見的線狀大對流降水或對流胞降水歸類為對流系統, 而所謂的梅雨季鋒面降水僅限於由明顯鋒面雲系所造成的降水, 兩者的區分則藉由逐時GMS紅外線衛星雲圖, 當鋒面前緣的對

流雲系與鋒面雲系兩者有明顯的不連續時，此降雨個案即歸類為對流降水。上述篩選過程共挑出27個個案，並分為9個春冬季鋒面個案、6個梅雨鋒面個案、11個對流個案以及1個颱風個案。

為便於釐清各種天氣型態降水間的異同，本研究將降水分為層狀降水、對流降水以及低層降水等三種類型：層狀降水為高層的冰晶或過冷水緩慢下降至融解層後，形成如軟雹 (graupel) 等冰水共存之凝結物，其反射率會較其他的水凝物 (如水滴、冰晶等) 為大，使得雷達所觀測到的回波強度於融解層處會有突然增強的趨勢，水凝物下降通過融解層後，所有的水凝物皆成為水滴的型態，且因水滴間的碰撞結合而開始迅速下落，因此在融解層之下會形成水滴較少的區域，回波又減弱，融解層處回波突然增強的區域即稱為亮帶 (bright band)，Leary and Houze (1979) 以此作為層狀降水定義的依據之一；對流降水則是在大氣在旺盛的對流上升狀態下，水凝物於上升過程中快速碰撞凝結，由於上升的速度相當快，在其上升至融解層以上後，並沒有成為冰晶，且因碰撞過程聚集成具有相當終端速度 (terminal velocity) 的水滴，急速下落通過融解層，因此不會在融解層處形成亮帶；低層降水為較淺的對流降水，又稱暖雨 (warm rain)，即水凝物的碰撞凝結及下落過程皆在融解層以下完成，水滴並未上升至融解層以上便開始下落。本研究中降水類型的判別以亮帶做為主要依據，有亮帶出現者為層狀降水、反之則為對流降水，若對流降水回波延展之高度不及融解層則歸為低層降水。

三、不同天氣型態降水之觀測分析

(一) 春冬季鋒面

本研究選取 9 個春冬季鋒面降水主要為層狀降水，對流降水及低層降水出現的機會較少，在 9 個個案 14 天的資料中，層狀降水出現 11 天，對流降水與低層降水則僅出現 4 天及 2 天。春冬季鋒面中亮帶的高度約在 3.5km-4.5km 之間。為瞭解春冬季鋒面降水的平均特性，將 9 個個案總計 1252 個垂直剖面的譜矩資料以亮帶的存在與否區分為 1016 個層狀降水剖面以及 236 個對流降水剖面，以此判別層狀降水佔春冬季鋒面降水 81.1%，對流降水則僅佔 18.9%。以 5dB 以及 1m/s 作為區間分別統計訊號-雜訊比以及垂直速度在各不同高度所出現的比例，結果如圖 1，由圖 4.1a 中可發現層狀降水的垂直結構主要可分為三個區域：第一個區域為 6km 以上的高空，訊號-雜訊比約在 0-10dB 之間，垂直速度約 0.5-2.5m/s，此區域主要為層狀降水系統上方的大氣與冰晶，因此沒有水滴所造成的強回波以及明顯的向下垂直速度；第二個區域為 3-4.5km 之間，訊號-雜訊比約在 10-35dB 之間，垂直速度則由 5km 處約 3m/s

快速增加至 3km 處的 8-9 m/s，此區域為層狀降水的亮帶，亦即融解層所在的位置，由於每個鋒面中亮帶出現的高度及強度並不一致，因此無法由訊號-雜訊比的平均狀態判斷融解層的高度，而由垂直速度的平均狀態則可以明顯的發現明顯的加速區域，此處即前文中所提的軟雹完全融化成水開始快速下落的區域。圖 4.1b 為春冬季鋒面降水中對流降水的平均狀態，降水回波可延展至 7km 左右，回波強度隨高度的遞減而增加，1km 左右為回波最強的高度，1km 以下到地面回波有減弱的趨勢，此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，在同一個高度垂直速度亦有減緩的趨勢，即因水滴變小後下落的速度減緩所造成。

(二) 梅雨季鋒面

梅雨季鋒面伴隨降水的性質較春冬季鋒面複雜，層狀降水、對流降水及低層降水常伴隨出現，單純層狀降水發生的機會較小，且融解層的位置約在 4-5km 之間，較春冬季鋒面時為略高一些。6 個個案總計 1044 個垂直剖面的譜矩資料以亮帶的存在與否區分為 721 個層狀降水剖面以及 323 個對流降水剖面，以此判別層狀降水佔梅雨季鋒面降水 69%，對流降水佔 31%，對流降水所佔之比例明顯較春冬季鋒面為多。以 5dB 以及 1m/s 作為區間分別統計訊號-雜訊比以及垂直速度在各不同高度所出現的比例，可發現梅雨季鋒面層狀降水之垂直結構與春冬季鋒面的情況相當類似，回波強度由高度 10km 處向下增強，在 4-5km 之間有小幅躍升的情況，為融解層處亮帶結構所造成；在 1km 處為回波最強之高度，1km 以下回波強度有減弱的趨勢。5km 以上的垂直速度皆在 3m/s 以下，與春冬季鋒面的情況相同，5km 至 3km 之間垂直速度快速增加至 8m/s，3km 以下至近地面處垂直速度有減緩的趨勢，垂直速度分布的情況與春冬季鋒面層狀降水類似，惟速度大幅變化的區域較高。對流降水的回波可以達到 10km 以上，愈向低層回波愈強，近地面處與春冬季鋒面對流降水同樣有回波減弱的情況；垂直速度在 4km 以上皆維持在 0-3m/s，4km 以下才逐漸增至 5m/s，春冬季鋒面與梅雨季對流降水的垂直速度與層狀降水比較，在 5km 以下有明顯偏小的態勢，這是由於在對流降水的情況下大氣是處於上升運動的狀態，大氣的運動抵消水滴下降的終端速度，使得晴空剖面雷達所觀測的垂直速度較層狀降水時小。

1997 年 6 月 1 日 00z 時低壓中心位於渤海口，鋒面向東南延伸至華中地區；12z 受低壓中心向西北移動影響，鋒面的位置略往東南移且有分為南北二支的現象，鋒面雲帶自朝鮮半島東南方延伸至華南北部地區，在華中、華南一帶鋒面雲帶的前緣有明顯的斜狀對流雲系；2 日 00z 鋒面雲帶呈東北西南走向自日本延伸至台灣北部海面，結構相當

密實，中壢地區即受鋒面末端雲系影響自 2 日 03z 後開始降雨。

6 月 2 日 ISS 強化型地面觀測站所觀測之日雨量為 16 公釐，其中 03z 至 12z 之間為幾波微弱的對流降雨所帶來的微量降雨，累積雨量僅 1 公釐，12z 以後有一波較強的對流降水，之後轉為層狀降水，降雨持續至接近 21z，累積雨量達 15 公釐。圖 2 為 1997 年 6 月 1 日 12z 至 22z 之間 915MHz 晴空剖風雷達垂直向波束雷達原始資料所計算出的垂直速度、訊號-雜訊比、速度標準差垂直剖面的時序變化以及強化型地面觀測站所觀測之每分鐘降雨量，12:30z 至 13:30z 之間有一波對流降水，降雨量為 3.75 公釐，降水回波可達 7km，降雨開始之前整層大氣為上升運動的狀態，降雨開始之後在 8km 以上曾短暫出現超過 1m/s 的上升運動，此為旺盛的對流運動所引發之上衝流 (updraft)，但持續的時間非常短；13:30z 對流降水停歇，13:40z 起發生層狀降水，持續至 19:40z，這波降水累積雨量達 12 公釐，為 6 月 2 日當天最主要的降水，由訊號-雜訊比的時序變化發現亮帶大約位在 4.5km，回波增強的情況並不明顯，亮帶的高度較春季鋒面層狀降水略高，4 個發生層狀降水的梅雨季鋒面亮帶發生的位置皆較春季鋒面時來的高，並非僅有 6 月 2 日個案有此現象。降水回波可達 8km，其上大氣與春季鋒面層狀降水時同樣為上升運動，融解層以上為冰晶-1 -3m/s 的垂直速度，融解層以下至近地面處主要由水滴所造成的垂直速度約 4 -9m/s。

圖 3 為 1997 年 6 月 2 日發生層狀降水時 915MHz 晴空剖風雷達所得之融解層 (4.5km) 上方及下方訊號-雜訊比與相對的垂直速度散布圖，其結果與春季鋒面層狀降水十分類似，融解層以上的垂直速度最大都在 3m/s 以下，垂直速度與訊號-雜訊比間約略維持線性關係，即垂直速度增大、訊號-雜訊比亦隨之增強，少部份可超過 4m/s，但與訊號-雜訊比的線性關係較差；融解層以下的垂直速度約在 -3 -8m/s，訊號-雜訊比約在 5 -30dB，與冰晶同樣有類似線性關係的態勢。比較 1997 年 10 月 28 日以及 1997 年 6 月 2 日兩個個案，春冬季鋒面及梅雨季鋒面層狀降水融解層上方及下方訊號-雜訊比與相對的垂直速度散布，發現 10 月 28 日融解層下方有一群水凝物垂直速度約 -2 -4m/s、訊號-雜訊比約在 15 -30dB 之間，較不符合垂直速度與訊號-雜訊比間的線性關係，6 月 2 日融解層上方亦有一群水凝物垂直速度約 -3 -5m/s、訊號-雜訊比約在 15 -25dB 之間，較不符合垂直速度與訊號-雜訊比間的線性關係，推測這兩群水凝物即為兩個個案中融解層的結構，由於所選取的融解層高度不甚精確，因此在 10 月 28 日被歸於融解層下方、6 月 2 日被歸於融解層上方。

(三) 中尺度對流系統

本研究所選取 11 個層狀降水個案對流系統降水大都是單純對流降水或者對流降水後轉為層狀降水，且發生對流降水後轉為層狀降水的情況時累積雨量較大。11 個個案總計 669 個垂直剖面的雷達資料以亮帶的存在與否區分為 493 個層狀降水剖面以及 176 個對流降水剖面，由於對流事件中對流降水持續的時間較短因此所收集到的對流降水剖面並不多。以 5dB 以及 1m/s 作為區間分別統計訊號-雜訊比以及垂直速度在各不同高度所出現的比例，伴隨對流系統的層狀降水其結構大致與鋒面系統中的層狀降水相同，由於選取的個案大都發生在夏季，因此融解層的高度較春季鋒面略高、與梅雨季鋒面同為 4.5km，值得注意的是在融解層以下對流系統層狀降水的垂直速度較鋒面層狀降水的垂直速度略大 1m/s；對流降水的回波可延展至 10km 以上，且不論訊號-雜訊比或垂直速度的分布範圍皆較鋒面系統對流降水來得大，顯示在中小尺度對流系統中對流性降水的回波強度及訊號-雜訊比較為多變，這是因為在旺盛的對流作用下水滴的大小分布較不均勻，915MHz 晴空剖風雷達才觀測到各種不同大小的回波強度及垂直速度。

1997 年 5 月 19 日，鋒面雲帶自日本東方海面向西南延伸經過台灣北部海域至華南地區，鋒面前緣有一波波的對流雲系。00z 時線狀對流其中的一個對流胞位於福建沿海地區生成，之後快速東移，於 02z 至 03z 之間影響台灣西北部沿海，中壢地區於 19 日 02:38z 至 04z 之間降雨 17 公釐。

圖 4 為 1997 年 5 月 19 日 915MHz 晴空剖風雷達垂直向波束雷達原始資料所計算出的垂直速度、訊號-雜訊比、速度標準差垂直剖面的時序變化以及強化型地面觀測站所觀測之每分鐘降雨量，在 01z 地面雨量計尚未觀測到降水之前，晴空剖風雷達即於 7 -9km 之間觀測到弱回波區，垂直速度約 -2 -0m/s，該區域持續存在約 1 小時，且有向下發展的趨勢，最低曾達到離地面 5km 處；在沒有旺盛對流及重力波存在活動時，中性大氣垂直速度通常小於 ±1m/s，因此在晴空剖風雷達的應用中，融解層以上垂直速度超過 0.5m/s 可判定為冰晶的降落，融解層以下垂直速度超過 1m/s 可判定為雨滴的降落 (Williams et al., 1995)，由此斷定在 01z 與 02z 之間曾有大量冰晶存在於 5 -9km 的高度上，但蒸發效應使得冰晶或雪花的成長緩慢，甚至逐漸消散，因此在 5km 以下晴空剖風雷達並未觀測到冰晶或水滴存在的資訊。02:38z 地面觀測到降雨，主要集中在 02:38z 至 03:00z 之間，雨量達 11.75 公釐，雨勢相當驚人，地面雨量計曾觀測到每分鐘 1.25 公釐的降雨量，03z 之後降雨趨緩，至 05z 為止的雨量為 6.25 公釐；降雨發生的同時 915MHz 晴空剖風雷達觀測到突然出現的強回波，高度達 10km 以上，回波自高層向下遞增，最強可達 30dB，垂直速度自 7km 以下

為明顯的下降運動，最大可達 8m/s ， 7km 以上由微弱的下降運動轉為 $1\text{--}2\text{m/s}$ 的上升運動，由於在 $7\text{--}10\text{km}$ 之間有觀測到降水回波，此區域內應為下降運動，之所以最後的觀測結果為上升運動是因旺盛對流活動形成的上衝流抵消高層水滴的下降運動，若扣除水滴的運動，則上衝流的速度應降觀測結果略大，持續的時間亦較長。03z 降雨短暫停歇，回波及垂直速度皆減弱，之後轉為層狀降水，持續至 04:30z 降雨停止，此波層狀降水融解層的回波增強並不十分明顯，但仍可斷定亮帶的位置約在 4.5km 處。

由於 5 月 19 日對流降水個案中出現對流降水、層狀降水以及高層冰晶等數種不同的降水類型，因此藉由 64 點頻譜資料檢視不同降水類型的垂直結構。1997 年 5 月 19 日 01:31z–01:43z 以及 02:31z–03:28z 兩個時段 915MHz 晴空剖面風雷達高觀測模式垂直波束所觀測之 64 點頻譜資料，01:31z 的頻譜資料顯示冰晶微弱的下降運動出現在 $6\text{--}9\text{km}$ 處，在其上方（ $9\text{--}10\text{km}$ ）與下方（ $3\text{--}6\text{km}$ ）的頻譜分布相當散亂，這是因為單純的大氣不能像雨滴或冰晶一樣提供較一致的垂直速度，因而使得晴空剖面風雷達頻譜資料呈現散亂的分布；02:31z 時向下的垂直速度自 9km 以上向下延伸至 2km ，愈向下愈快的趨勢，但 2km 以下的垂直速度為非常微弱的垂直速度，此時晴空剖面風雷達上空的對流雲開始發展，但地面尚未觀測到降雨，對流系統中的水凝物已經開始下落，但仍未達地面；02:35z 自地面直至 10km 以上的高空皆呈現向下的垂直速度，降水已達地面；02:39z 時地面已觀測到降雨，由頻譜資料觀之在 5km 以下向下的垂直速度明顯增強，而在 8km 以上的高空則出現微弱的上升運動，此即前述上衝流開始發生的時期；對流降水持續至 03:05z，期間上衝流並不是在每一個時段的頻譜資料都存在；03:09z 高層的下降運動略為增強、低層的下降運動則減弱，整體大氣維持較為一致的下降運動；03:13z 在 $5\text{--}10\text{km}$ 的高層大氣為微弱的下降運動，在 $4\text{--}5\text{km}$ 之間下降運動突然大幅增強，此即融解層位置，此後的降水皆為層狀降水。

(四) 賀伯颱風

賀伯颱風於 1996 年 7 月 31 日 13–14z 在宜蘭附近登陸，台北地區瞬間陣風達 80 哩/時 為最強，中部以北均在最大陣風 60 哩/時 以上，登陸後減弱為中度；31 日 20z 由新竹附近出海，8 月 1 日移入中國大陸南部，登陸大陸後逐漸減弱為熱帶低壓（邱等，1997）。賀伯颱風夾帶強風及豪雨侵襲台灣地區，造成非常嚴重的生命財產損失。

1996 年 7 月 30 日及 31 日 ISS 強化型地面觀測站所觀測之地面氣象要素及中央氣象局自動雨量站 C1C52(121.19°E , 24.97°N)逐時雨量資料，30 日中壠地區

的氣壓已處於持續下降的態勢，24z 時氣壓為 976.5hPa ，03z 發生第一波降雨，雨量 11 公釐 ，30 日整天地面風維持強勁的東北風，連續的降雨自 19z 起持續至 31 日。31 日為中壠地區受賀伯颱風影響最強烈的時段，00z 至 06z 間降雨較小，06z 起至 20z 大雨持續不斷，最大時可達每小時 17 公釐 ，31 日累積降雨量達 164.5 公釐 ；地面風向為東北風，00z 時風速已達 10m/s ，隨後持續增強，最大風速為接近 15z 時的 25 m/s ，隨後風速大幅減弱至 20z 時的 4 m/s ，同時風向亦轉為東風與偏南風；地面氣壓持續下降，15z 時達到最低點 952hPa ，此時恰為地面風速最強的時刻，隨後又上升約 4hPa ，16z 至 18z 氣壓穩定不變，18z 起又開始下降，20z 時氣壓出現第二次的相對極值，與 15z 同為 952hPa ，20z 之後氣壓快速回升，由賀伯颱風之逐時雷達圖發現 18z 與 19z 間颱風中心位置與中壠相當接近，推測與颱風中心結構有關。

圖 5 為 1996 年 7 月 31 日 915MHz 晴空剖面風雷達垂直向波束雷達原始資料所計算出的垂直速度、訊號雜訊比、速度標準差垂直剖面的時序變化以及中央氣象局自動雨量站 C1C52(121.19°E , 24.97°N)逐時雨量資料。31 日 05z 之前的降雨皆為持續時間較短且雨量不大的對流降水或低層降水，降水回波可達 8km 。06z 起開始持續的層狀降水，融解層約在 5km 處，賀伯颱風層狀降水的最大特色為回波強度較前述層狀降水弱許多，約在 $15\text{--}30\text{dB}$ 之間，以回波強度觀之融解層回波增強的區域並不明顯，甚至有消失的情況，在 06:50z、07:30z 與 09:50z 左右亮帶消失，融解層以上出現較大的向下垂直速度且在 5km 以下出現較大的垂直速度標準差，為層狀降水轉為對流降水；融解層以下垂直速度約在 $-4\text{--}-7\text{m/s}$ 之間，近地面處速度有減弱的趨勢，回波強度在 1km 以下也有減弱的情況，06z 至 12z 之間每小時降雨量皆在 10 公釐 以上。16z 至 20z 之間仍維持層狀降水，與 12z 之前的層狀降水最大的差異為回波增強，約在 $25\text{--}35\text{dB}$ 之間，垂直速度亦略為增加至 $-5\text{--}-8\text{m/s}$ ，此時地面觀測之雨量明顯減少至每小時 $4\text{--}9\text{ 公釐}$ ，18:50z 有一波明顯的對流降水。20z 左右晴空剖面風雷達所觀測之降雨突然自高層向下急遽減弱，降雨突然停歇，對照 20z 至 22z 之間中正機場雷達回波，20:01z 時中壠東南方的雲層即出現破碎的情況，但晴空的區域並不大；20:31z 於中正機場雷達東北方之沿海地區出現較大的晴空區，隨後此晴空無雲的區域逐漸擴大，且快速向西北方移動，移進台灣海峽。20z 至 22z 晴空剖面風雷達觀測到弱回波區時，恰為颱風眼於台灣西部沿海重新出現的時刻，此時所觀測到的垂直速度為 $0\text{--}1\text{m/s}$ 的上升運動，因此推測此時中壠地區位於接近颱風中心的弱回波區；21z 左右於 $4\text{--}8\text{km}$ 高度有一強回波區，垂直速度達 4 m/s ，由於強回波與較大的垂直速度皆未到達地

面，此為高層的降水雲。22z 之後再度發生降雨，但降雨量及回波強度皆較先前的降雨為小，回波延展高度也較低。

依據 ISS 對賀伯颱風的觀測結果，颱風中心的東西兩側不論地面風速、降雨量以及降水回波強度皆存在相當的差距，顯示賀伯颱風登陸台灣地區之後，結構受到地形之破壞，使得颱風兩側的結構出現明顯不對稱之特性。

賀伯颱風通過中壢地區期間層狀降水訊號-雜訊比與垂直速度於高度上之統計圖，就訊號-雜訊比而言約 5km 處可發現融解層的亮帶結構，厚度僅約 0.5km，融解層以下回波有減弱的現象，而在垂直速度方面在 6-5km 之間下降運動明顯加強，且變化的範圍非常窄小，在前述鋒面層狀降水中並無此一現象；融解層以下回波隨高度微弱增強，增強之幅度亦較前述鋒面雨中尺度對流系統層狀降水之增幅為小，融解層以下的垂直速度幾乎以相同的速度下落到達地面處，顯示賀伯颱風層狀降水在融解層以下的雨滴在下落的過程中並沒有顯著的變化，而大約維持相同的型態到達地面處，此與前述其他類型的層狀降水明顯不同。

五、結論

本文利用中央大學整合探空系統配屬之強化型地面觀測站與 915MHz 晴空剖面雷達觀測資料，將 1996 至 1997 年間影響中壢地區的 27 個降水個案分成春冬季鋒面、梅雨季鋒面、中尺度對流系統及颱風等四種不同天氣型態的降水，分別討論不同天氣型態所引發降水之特性。結論如下：

春末及早冬鋒面降水多屬層狀降水，對流性降水發生的機率較小，在由亮帶所標示的融解層上方為降落速度較為緩慢的冰晶 (-0.5 -2.5m/s)，亮帶所在高度回波微弱增強且下方有相當大的垂直速度梯度，亮帶以下水滴的降落速度可達 8 -9m/s。

梅雨季鋒面降水的類型複雜，單一降水事件中常為層狀降水、對流降水或低層降水共同存在的狀況。強烈的對流降水可高達 10km 以上，遠超過春冬季鋒面的對流降水；層狀降水的融解層較春冬季鋒面略高。1997 年 6 月 10 日個案中對流降水訊號-雜訊比與相對的垂直速度間的線性關係較差，多為垂直速度大、降水回波亦弱的情況；低層降水訊號-雜訊比與相對的垂直速度間的線性關係相當不錯，垂直速度最大僅 6m/s。

中尺度對流系統降水常為對流性降水伴隨層狀降水或低層降水，較強烈的對流降水後多伴有層狀降水。1997 年 5 月 19 日個案為 ISS 所觀測之完整的風暴結構，初期為伴隨上衝的強烈對流降水，後期為層狀降水。

ISS 的觀測顯示賀伯颱風的中心區域曾經過中壢地區，受到地形的破壞颱風中心的東西兩側不論風速、降雨量以及回波有相當的差距，造成明顯的不對稱性。賀伯颱風所

帶來的降雨為與層狀降水夾雜少數對流降水的混合性降水，層狀降水的初期回波強度有偏弱的現象。31 日 05z 與 12z 間亮帶帶有高低震盪變化的情況，05z 與 20z 間亮帶高度受颱風中心結構逐漸靠近影響而升高。20z 與 22z 之間觀測到接近颱風中心的弱回波區，晴空大氣為上升運動。在賀伯颱風所帶來的層狀降水中，水滴在下降的過程中不論回波強度或垂直速度的變化幅度皆較其他天氣型態的層狀降水小。

參考文獻

- 邱炳樞、歐陽世琪，1997：民國八十五年西北太平洋地區颱風總述。氣象研習與分析，151 期，51-59。
- 林沛練、劉振榮、陳台琦，1994：台灣先進氣象觀測儀器與相關研究。大氣科學，22 期，479-522。
- Leary, C. A., and R. A. Houze, Jr., 1979: Melting and evaporation of hydrometeors in precipitation from the anvil clouds of deep tropical convection. *J. Atmos. Sci.*, **36**, 670-679.
- Parsons, B., W. Dabberdt, H. Cole, T. Hock, C. Martin, A. Barrett, E. Miller, M. Spowart, M. Howard, W. Ecklund, D. Carter, K. Gage, and J. Wilson, 1994: The Integrated Sounding System: Description and preliminary observations from TOGA COARE. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **75**, 553-567.
- 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.*

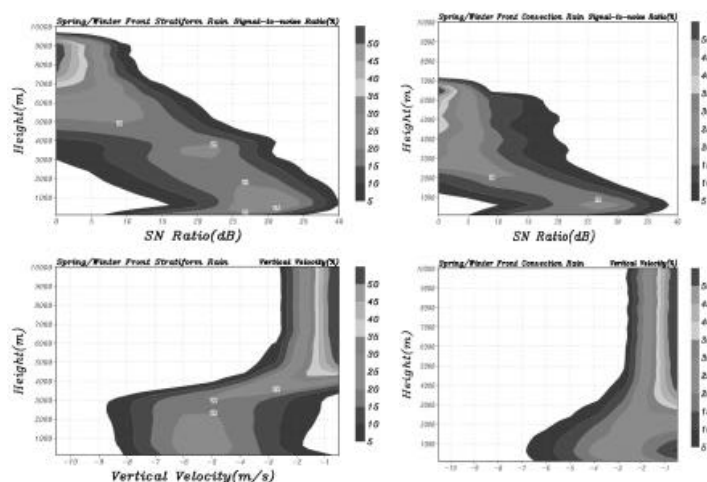


圖 1 九個春冬季鋒面個案的層狀降水與對流降水訊號-雜訊比與垂直速度於高度上之統計圖，陰影區為該範圍之訊號-雜訊比或垂直速度於同一高度出現的百分

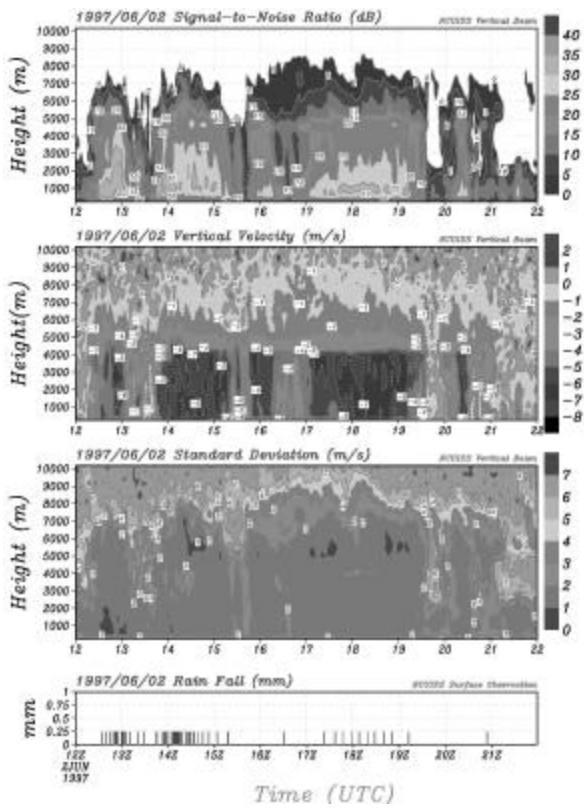


圖 2. 1997 年 6 月 2 日晴空剖面風雷達垂直向波束雷達原始資料計算的垂直速度、訊號-雜訊比、速度標準差垂直剖面及地面觀測站之每分鐘降雨

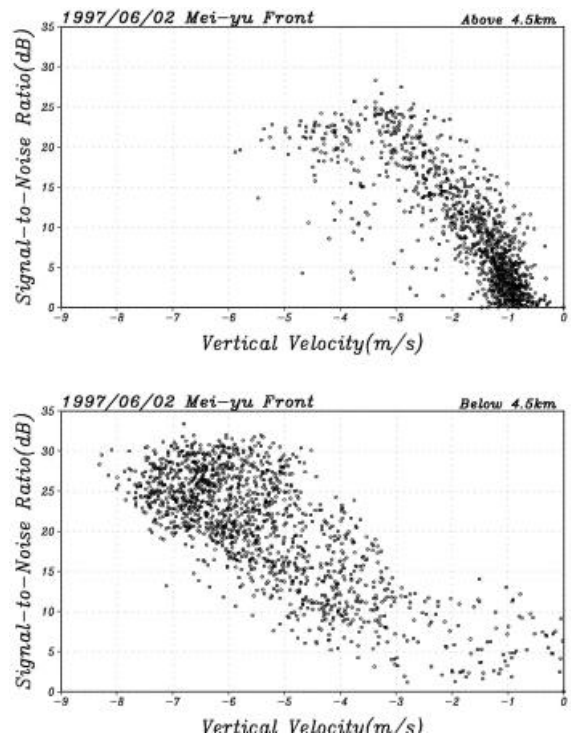


圖 3. 1997 年 6 月 2 日發生層狀降水時晴空剖面風雷達所得之融解層 (4.5 公里) 上方及下方訊號-雜訊比與相對垂直速度散布圖。

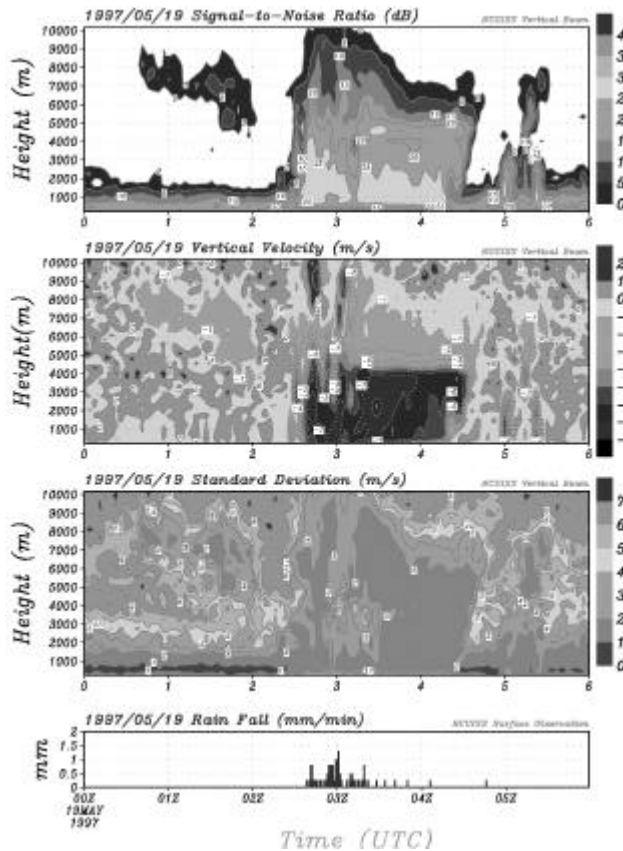


圖 4. 1997 年 5 月 19 日晴空剖面風雷達原始資料所計算垂直速度、訊號-雜訊比、速度標準差垂直剖面及地面觀測站觀測之降雨量。

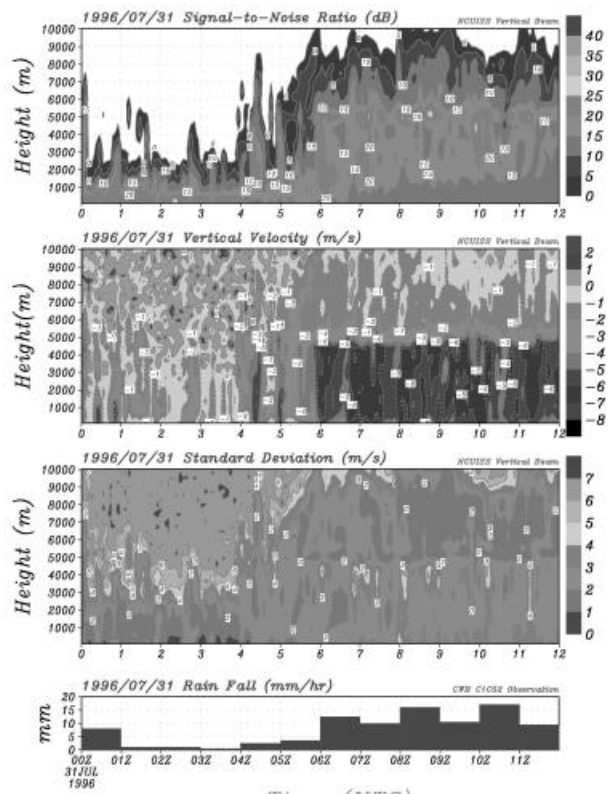


圖 5. 1996 年 7 月 31 日晴空剖面風雷達原始資料計算垂直速度、訊號-雜訊比、速度標準差垂直剖面及中央氣象局自動雨量站 C1C52(121.19°E, 24.97°N) 逐時雨量資料。