

利用 CAA 都卜勒雷達資料 分析四個侵台颱風伴隨雨帶之特徵

李清勝 蔡德攸*

國立台灣大學大氣科學研究所

(中華民國八十四年五月二十四日收稿；中華民國八十四年九月十六日定稿)

摘要

本文利用位於中正機場之民航局(CAA)都卜勒雷達的觀測資料，針對亞力士(1987)、莎拉(1989)、歐菲莉(1990)及楊希(1990)等四個颱風個案，分析颱風侵台時所伴隨雨帶之特徵，並初步探討地形對雨帶可能造成之影響。分析時，依雨帶出現的位置以及雷達資料所顯示的回波特徵，將侵台颱風伴隨的雨帶歸納為六類，分別為出現於颱風前方的颱風外圍雨帶、在地形斜坡上近似滯留的地形雨帶、颱風登陸前於眼牆對流前緣生成的主要雨帶、位於颱風後方伴隨於西南氣流的雨帶、自眼牆周圍分離出的雨帶以及海上對流組織而成的雨帶。外圍雨帶、地形雨帶和海上對流組織成的雨帶具有明顯的胞狀對流回波型態；主要雨帶的回波在水平及垂直方向發展較為一致，較屬於層狀回波型態(Barnes et al., 1983)。伴隨西南氣流之雨帶其上游為胞狀回波結構，但下游則轉為層狀回波型態。至於自眼牆分離出的雨帶，剛分離時較具層狀回波型態，但隨著雨帶向外運動，漸轉成胞狀回波型態。

分析結果顯示，地形雨帶乃因潮濕氣流受地形舉升而生成，其相對於颱風之位置及移動沒有明顯規律性；伴隨西南氣流的雨帶與西南氣流中的豐富水汽有關，故均出現於颱風後方。除上述兩種雨帶外，其他四種雨帶皆隨颱風旋轉或移動。外圍雨帶及其中對流胞之運動情形，和Anthes(1982)所示者相似。主要雨帶之生成和減弱，與其所處之地形關係密切，但在雨帶生成後，有較明顯往上游發展之情形。由海上零星對流組織成之雨帶，與其他雨帶多生成於眼牆對流附近的情形大不相同。雖然主要雨帶、自眼牆對流分離出之雨帶和海上對流組織成之雨帶等三類雨帶之生成過程明顯不同，但三者仍具有些相似之特性；因此，針對是否有共同之物理機制主導此三類雨帶之生成過程，值得未來進一步分析。

關鍵詞：颱風、颱風雨帶、地形效應、都卜勒雷達資料分析

*現任職於美商克雷電腦股份有限公司台灣分公司

一、前言

颱風為台灣地區最重要的災變天氣，平均而言，每年有3至4個颱風侵襲台灣。颱風所伴隨的強風、豪雨，以及其所導致的大海倒灌，經常使台灣遭受嚴重的生命、財產損失。颱風最明顯的結構特徵，除颱風眼及眼牆之外，就是螺旋狀雨帶(spiral rainband)。雨帶中常具有明顯的

對流特徵，伴隨有較強的風和較大的降水；而颱風在接近台灣時，因受地形影響，其伴隨之雨帶的結構特徵、形成和移動過程均可能有所改變，因此對於台灣地區而言，颱風伴隨雨帶之特徵和演變是一個重要的研究主題。

過去二十年來，國外雖有頗多學者藉由雷達、衛星以及飛機的觀測資料分析伴隨颱風(hurricane)之雨帶特徵，對雨帶的瞭解頗有幫助(如 Jorgensen, 1984a、b；Barnes et al., 1983；Willoughby et al., 1984)，但其所分析的螺旋狀雨帶，幾乎全是位在海上或登陸前的雨帶。而台灣地形頗為複雜，颱風在登陸前，其所伴隨之雨帶可能即已受地形影響而發生變化，所以雨帶的結構特徵和移動特性等，應與國外的研究結果有所差別。因此，本研究利用民航局中正機場(以下簡稱CAA)都卜勒雷達的觀測資料，針對亞力士(1987)、莎拉(1989)、歐菲莉(1990)及楊希(1990)等四個侵台颱風，分析颱風伴隨雨帶特徵，並初步探討地形對雨帶可能造成之影響。

何(1988)曾指出，亞力士颱風(1987)的雨帶受地形破壞而減弱時，由外向內變成一系列的胞狀結構；而范(1992)則分別針對楊希、亞伯和黛特(1990)等侵台颱風，分析其伴隨的雨帶特徵，結果顯示台灣北部山脈對於不同颱風個案有不同的效應。鄧(1992)亦曾研究楊希颱風伴隨的雨帶，結果顯示，位於陸地上的雨帶及其所包含的對流胞(線)狀組織，逐漸由胞狀結構轉變成類似層狀的回波結構；位於海上之線狀組織則隨時間變化較小，且強回波區之發展高度較高。汪(1990)及許(1991)亦曾分別研究莎拉(1989)及歐菲莉(1990)颱風的雷達資料，但均未針對這些颱風伴隨的雨帶進行綜合分析。此外，上述分析大都以CAA雷達都卜勒模式的資料為主，受限於都卜勒模式的觀測半徑，常無法觀測到完整的颱風雨帶，只能對陸地上的雨帶進行分析。所以本研究同時考慮非都卜勒模式的資料，期望對侵台颱風伴隨的雨帶有較完整的分析；再者，本研究借助三維視覺軟體AVS (Advanced Visualization System)，對於雨帶之定位和特徵，有較好的掌握。

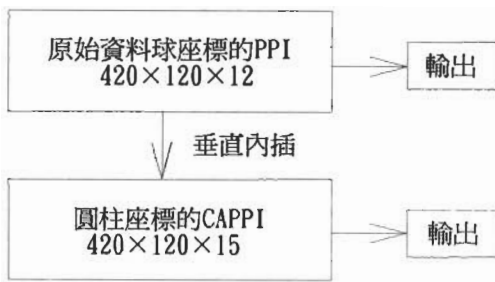
本文之第二節將簡要介紹雷達資料處理的過程，第三節說明所分析之颱風個案和雷達觀測，第四節則綜合分析、討論颱風伴隨雨帶的種類和回波結構、特徵，第五節則針對觀測資料較多之主要雨帶進一步分析其運動和發展，最後則為討論和總結。

二、雷達資料的處理

本研究處理CAA雷達資料的軟體由台灣大學大氣科學系颱風實驗室所發展，此軟體與NCAR之CEDRIC軟體頗有差異。由於CEDRIC主要為處理多都卜勒雷達資料而設計，且考慮繪圖上的便利，故將位於球座標系的原始觀測資料，內插到共同的直角座標之上。本研究不考慮雙都卜勒雷達資料分析問題，故盡量保持原始觀測資料；資料處理的流程如圖1所示(以12個仰角為例)。圖中之PPI代表Plan Position Indicator, CAPPI代表Constant Altitude Plan Position Indicator，而RHI代表Range Height Indicator。此過程省卻不必要的內插步驟，且原始資料點個數(每個仰角為 420×120 點)較CEDRIC內插後的點數(120×120)為多。

在處理CAA雷達資料時，首先以半人工方式處理雷達徑向風場的折錯(folding)問題。而原始資料中零星的資料洞(data hole)，對資料處理過程影響很大，故須先適度填入一些資料，目

(a) PPI和CAPPI的資料處理流程



(b) RHI的資料處理流程



圖1 雷達資料處理流程圖。

前僅沿徑向方向檢查，若資料洞的資料個數小於10，則由前後的資料線性內插求得。此外，台灣的複雜地形對雷達資料的影響很大；CAA都卜勒雷達原始作業軟體中即具有剔除地形所造成的恆定回波(permanent echoes)功能。如果電磁波束只有部分主波脈或副波脈被地形阻擋，則仍有部分的電磁波能觀測到山後的水滴，但回波值減弱。此種因地形造成的衰減，CAA作業軟體中無法處理。鳳(1992)嘗試發展以CAA都卜勒雷達資料估計颱風降水之技術，需精確的回波值，故將地形後的資料捨去不用；但此種捨棄資料之過程影響範圍很大，低層資料幾乎全部無法使用。然而這些資料雖受地形作用而衰減，但仍有強弱的變化，對本研究仍有參考價值（例如可以用來幫助雨帶的定位）；因此，未特別處理受地形影響而衰減的資料，然而在分析時，已特別注意低層和山後資料之代表性問題。

如圖1所示資料分析時，只在求取CAPPI才需做內差，此時採用平面上的雙線性內插，由周圍四點內插而來。此外，為配合颱風雨帶之分析，此軟體可以做通過任意兩點的直線或任意四點的拋物線（弧線）之垂直剖面圖；內插方式採用空間中的雙線性內插(Mohr and Vaughan, 1979)，由周圍八點內插而來。垂直剖面的水平解析度為一公里，垂直解析度為0.5公里。在計算高度時，考慮地球曲率及大氣折射作用，以有效地球半徑計算(Battan, 1973；鳳, 1992)。

本研究在分析雷達資料之最大特色是為減少不必要之內插而採用投影的方式繪圖，圖2及3分別顯示某個案之RHI(120×12仰角)及PPI(420×120)的原始資料及其經過投影後所呈現的圖像。在製作RHI圖的投影時，加入地球曲率及大氣折射的因素，即可簡化繪圖時座標轉換的問題。但在處理任意弧線之垂直剖面時，網格點在空間上的分布不再有簡單規則可尋，故無法以投影的方法繪製，須先內插到直角座標上再行繪圖。資料在繪圖之前，先經平滑以濾除較小尺度的擾動；目前採用區域平均法，經測試後由周圍3×3至7×7個資料點（依不同的繪圖而改變）乘上簡單的距離權重函數後平均而來。

最後需說明的是，本研究中有許多雷達降水回波資料是藉由AVS軟體協助分析；AVS為一個安裝在工作站的高階視覺影像處理套裝軟體，它能將三維資料在短時間內以立體圖形顯示，並可自由放大縮小以及旋轉。但因雷達的原始資料太過龐大，AVS軟體無法負荷，故在研究進行時考慮電腦的負荷能力下，將經內差而得的CAPPI資料(420×120×15)再內插到120×120×30的直角網格上，解析度分別為水平2公里、垂直0.5公里。

結果顯示，大部分情況下，以AVS軟體所顯示的立體圖形進行分析，較傳統的合成圖(CV)分析為便利。例如圖4a為1987年7月23日0502L時CAA雷達降水回波合成圖，圖中顯示在台灣

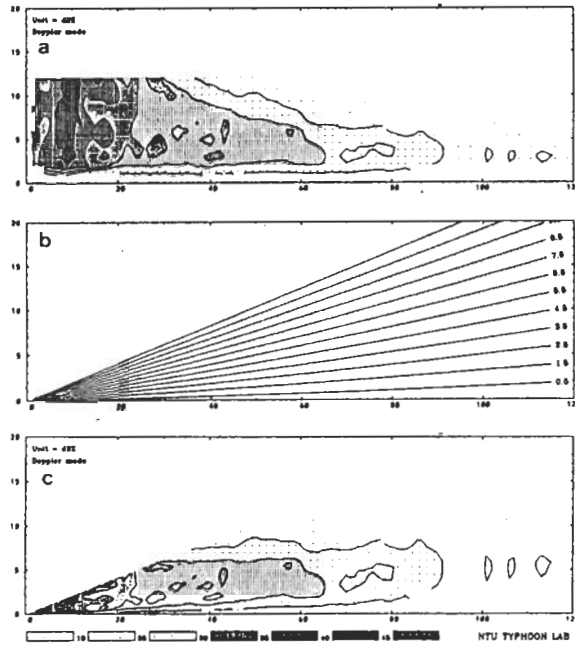


圖2 雷達資料處理軟體中繪圖的流程。(a)為RHI的原始資料(120×12)所繪出的圖形。(b)為RHI網格在空間上的分佈情形,圖中右方的數字表示雷達波束的仰角,單位為度數。(c)為經由投影的方法,將(a)的原始圖像投影到(b)的座標而產生的RHI圖像。

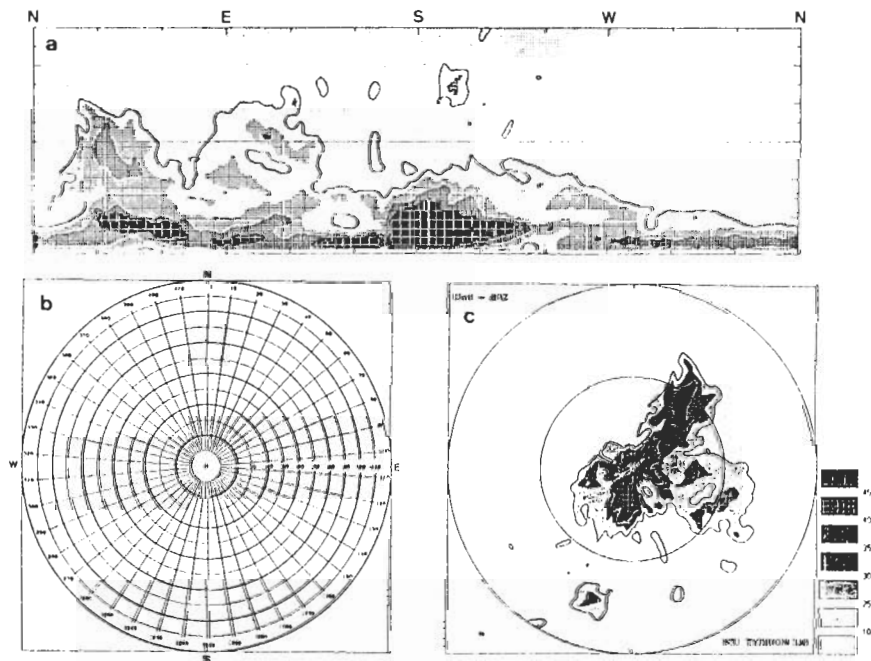


圖3 雷達資料處理軟體中繪圖的流程。(a)為PPI的原始資料(420×12)所繪出的圖形;圖上方的英文字母表示方位。(b)為PPI網格在空間上的分佈情形。(c)為經由投影的方法,將(a)的原始圖像投影到(b)的座標而產生的PPI圖像。

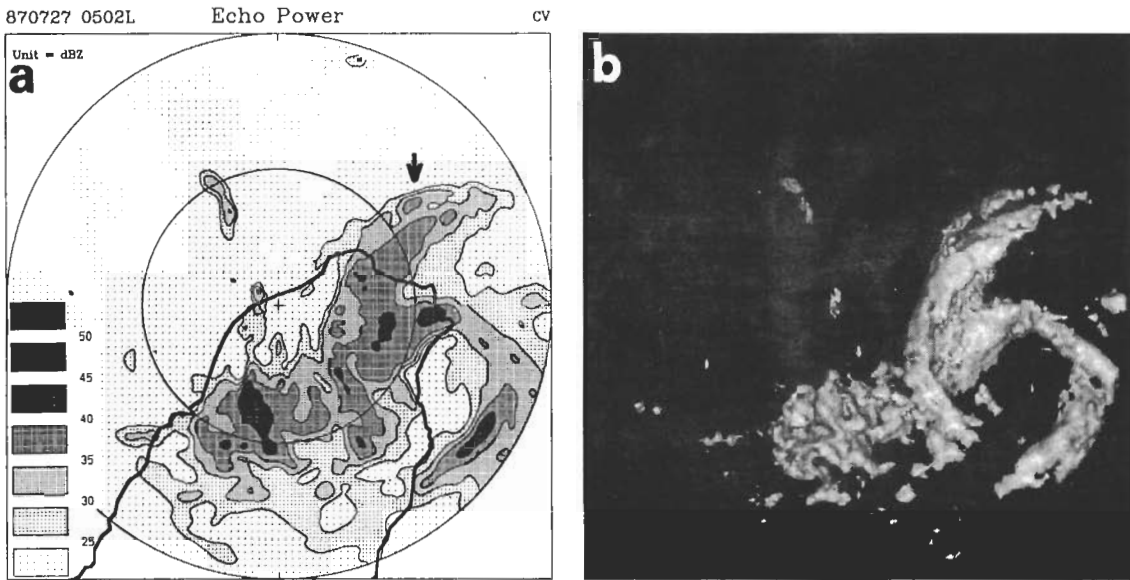


圖4 1987年7月27日0502L，CAA都卜勒雷達之回波合成圖(a),和以AVS軟體所顯示同一時間的30dBZ等值面(b)。

北部的雨帶（圖中箭頭處），其位於陸地上的部分，位置不是很明顯，甚至可能會誤判雨帶的走向；但若以AVS軟體顯示30dBZ三維等值面(如圖4b)之變化，則可以很清楚地判斷雨帶的走向。雖然AVS軟體對於雷達回波資料的分析有相當大的幫助，但僅能應用在都卜勒模式雷達資料之分析部分，非都卜勒模式的雷達資料，因掃描範圍很大，電磁波在遠距離的垂直解析度不高，以AVS軟體分析將不具有太大意義。

三、颱風個案及雷達觀測概述

本研究所分析的這四個颱風皆由東部移近台灣(圖5)，且自台灣北部出海，正行經CAA雷達的有效觀測範圍內。以下簡要說明颱風路徑和雷達觀測狀況：

(1) 亞力士颱風 (Alex, 1987)

蔡和王(1991)以地面資料所分析的颱風路徑圖顯示(圖未示)，亞力士颱風於1987年7月27日0530L後自宜蘭附近登陸台灣，且於0700L後於基隆一帶出海。CAA雷達資料時段為1987年7月27日0402L至27日1147L，但因雷達故障而缺0702L至0902L之資料，觀測時間間隔為15分鐘，資料包括都卜勒模式的降水回波及徑向風場。圖5a為本研究利用雷達回波所定的亞力士颱風路徑(以回波值小於25dBZ的弱回波區中心定義)，由於定位採用資料不同，此路徑與利用地面資料分析之路徑(蔡和王，1991)稍有不同。

(2) 莎拉颱風 (Sarah, 1989)

莎拉颱風侵台期間，CAA 雷達針對此颱風進行每 10 分鐘之密集觀測，時間自 1989 年 9 月 11 日 1630L 至 13 日 1500L (中間有小部份中斷)，但只有非都卜勒模式資料。由於地球曲率關係，雷達波束的最低仰角(0.5 度)在 240 公里處的高度已經是海拔 5.5 公里左右(已加入大氣折射作用)；且因地形遮蔽作用，中部山區以南(約 CAA 南方 120 公里以外)的資料明顯衰減，在分析時我們已注意此種情況可能之影響。

蔡和王(1991)利用逐時地面資料分析的莎拉颱風路徑如圖 5b 所示，圖中顯示 1989 年 9 月 11 日 1630L 時，莎拉颱風中心位於花蓮東南方約 150 公里的海面上，向西北轉西方向移動，2200L 在花蓮南方約 60 公里處登陸，此時於颱風中心後方出現另一中心(稱之分裂中心)。主中心越過中央山脈後，沿雪山山脈西麓向北前進，而分裂中心則沿台灣東部外海往北移動且發展成颱風之主環流中心(汪, 1990)。12 日 0800L 時，當分裂中心位於蘇澳東南方 20 公里時，雷達回波即逐漸顯示此中心具有眼牆對流結構。1100L 時，分裂中心與原中心在雪山山脈合併後(蔡和王, 1991)，沿基隆河谷往東北方移動，1700L 出海後朝北北西方向前進。

(3) 歐菲莉颱風 (Ofelia, 1990)

針對歐菲莉颱風，CAA 雷達自 1990 年 6 月 23 日 0800L 起開始進行非都卜勒模式觀測，觀測資料的時間解析度為 30 分鐘。1210L 起，增加都卜勒模式降水回波及徑向風場的觀測，而且 1500L 至 2200L，資料的時間解析度提高為 15 分鐘。歐菲莉颱風自東南方向接近台灣，並於花蓮附近登陸，CAA 雷達只在颱風即將登陸前才觀測到明顯的回波。此外，由於地形遮蔽作用之影響，山脈以東區域之回波強度大幅衰減(鳳, 1992)，分析時我們已特別注意此現象。

許(1991)和 Lee(1992)利用 CAA 都卜勒雷達資料及地面資料，分析歐菲莉颱風登陸後之環流變化，發現歐菲莉颱風在登陸後，高、低層環流有分離情形，高層環流中心，順登陸前的方向向西北移動，而低層環流中心受中央山脈阻擋，沿山脈東側往北移動。蔡和王(1991)利用地面資料分析結果顯示，歐菲莉颱風地面中心約於 1400L 自花蓮登陸後，沿山脈東側向北移動，同時逐漸失去颱風的特徵；而山脈西側則有副低壓發展，2100L 於西北外海重新形成颱風眼後，往北移動(圖 5c)。Lee(1992)之分析指出，颱風眼之重新形成，乃由高低層環流偶合後之下沈運動所導致，因此高層環流似乎扮演主導之角色。

(4) 楊希颱風 (Yancy, 1990)

CAA 雷達對楊希颱風的觀測資料，自 1990 年 8 月 19 日 0000L 開始，即有非都卜勒模式降水回波資料，資料的時間解析度為 30 分鐘，0135L 後，增加都卜勒模式降水回波及徑向風場資料。圖 5d 為李(1991)利用 CAA 雷達資料所定的楊希颱風登陸時段之路徑，鄧(1992)利用地面資料和 CAA 都卜勒雷達資料分析，亦印證此氣旋式迴轉路徑。19 日 0730L 時，颱風中心位於宜蘭東方約 100 公里的海面上，向西北西轉西方向移動，隨著颱風的移近台灣，颱風眼的弱回波區面積逐漸縮小且形狀變成不規則。颱風於 1100L 左右自基隆河口登陸後，中心沿河谷進入台北盆地，颱風眼逐漸因局部對流作用而不明顯；當颱風向南移動，並做一逆時鐘打轉時，颱風眼之弱

回波特徵於1900L後又重新出現(Lee,1992)。颱風中心於2300L左右，自桃園觀音的永安漁港附近出海，轉往西北移動。

綜合而言，本研究所使用的雷達資料其時間解析度，楊希颱風為30分鐘，亞力士及歐菲莉為15分鐘，莎拉則為10分鐘；雖然，利用此CAA雷達資料分析楊希颱風雨帶結構變化，稍有不足，但對其他三個個案(尤其是莎拉颱風)則可合理顯示雨帶回波之演變。此外，值得注意的是，莎拉颱風個案中，自11日1920L至12日0610L資料中斷前之62次觀測資料中，有6次整個颱風的降水回波強度明顯突然減弱又隨即增強的現象，以圖6之3張回波合成圖為例，由2230L至2240L，30和35dBZ等值線所圍的面積突然縮小，回波強度明顯減弱；至2250L時，回波強度突又增強。此回波強度減弱的現象持續約10到30分鐘，週期為40到160分鐘；發生此現象時，因回波強度減弱，合成圖上等值線所圍面積減小，所以雨帶的寬度也跟著改變。上述現象與Barnes et al. (1983)發現雨帶寬度及回波強度隨時間有週期性變化的結果一致，但他們的研究中並未指出此現象持續的時間及其出現的周期(其他三個個案未發現此種現象可能是此現象不存在，也可能是時間解析度不足所致)。

四、雨帶之綜合分析

Barnes et al. (1983)利用飛機都卜勒雷達的合成資料，分析Floyd颱風(1981)伴隨的雨帶，且定義回波強度大於25dBZ的區域為雨帶；結果顯示，雨帶的上游具有較明顯的對流性質(具較大的回波值水平梯度，約 $6 \sim 8 \text{dBZkm}^{-1}$)，而雨帶的下游逐漸失去對流性質，呈現層狀降水的回波結構。Willoughby et al. (1984)則認為大部分颱風皆具有一雨帶組合(Stationary Band Complex, SBC)，SBC具有三個回波特徵：1.主要雨帶(Principal band)－通常位於颱風前進方向的右邊，雨帶平行於流線，其回波較強且具有較活躍的對流，2.連結雨帶(Connecting band)－連結眼牆回波與主要雨帶，雨帶穿越流線，其回波值較弱且多屬層狀降水；3.次要雨帶(Secondary band)－位於眼牆及主要雨帶之間，雨帶平行於主要雨帶，回波強度亦較主要雨帶為弱，屬於微弱對流或層狀降水的回波形態。

本研究所使用之雷達回波資料未顯示明顯的SBC雨帶組合，可能因雷達的有效觀測半徑及地形影響，能完整觀測的範圍以台灣西北部為主；而這四個颱風均自台灣東方移入陸地，颱風的對流結構在接近台灣陸地時即已明顯改變，所以國外學者對於颱風伴隨雨帶的定義與分類，在本研究中並不完全適用。分析時發現，颱風伴隨雨帶的回波強度，常因不同性質的雨帶或地形影響而變化很大；因此，本文所定義的雨帶其回波強度不求其須達25dBZ以上，而以能明顯分析出雨帶回波特徵的較強回波區為主；不過，大部分的回波值仍在25dBZ以上；後文圖中代表雨帶之弧線，為在此原則下通過最強回波之平滑弧線。此外，本文採用Barnes et al. (1983)的分類方法，將雨帶分為對流性及層狀降水的回波型態；對流性的回波呈明顯的胞狀結構，同時具有較大的回波水平梯度；層狀降水的回波其回波水平梯度較小，且雨帶中對流發展的高度較為一致。但須特別注意，在此對於雨帶回波型態的定義，主要以回波的水平梯度做為分類依據，所以層狀降水型態的雨帶中可能仍具有強烈的對流或上升運動。

綜合分析CAA都卜勒雷達所觀測之4個颱風伴隨雨帶之特性，初步可將雨帶分成六類，以下依CAA雷達對一移近中之颱風，所能觀測之雨帶出現順序，分別說明各類之特徵：

(1) 颱風外圍雨帶

此颱風外圍雨帶乃指出現於颱風前方，不與眼牆對流相連的雨帶。當颱風接近台灣時，CAA雷達首先觀測到颱風前方的外圍雨帶，但因其空間尺度較大，常需借助非都卜勒模式資料才能涵蓋。本研究中，莎拉、歐菲莉及楊希等颱風都有觀測到此種外圍雨帶，但歐菲莉個案因地形遮蔽作用，低層無雷達回波資料。

以楊希颱風的個案為例(圖7)，三條颱風外圍雨帶(圖7中的雨帶A、B和C)，呈北北東-南南西走向，但因颱風中心尚不在CAA雷達的有效觀測範圍內，故無法精確分析雨帶與半徑圈之夾角。圖7h為0000L沿xy(雨帶B)弧線之垂直剖面，圖中顯示雨帶呈現明顯的胞狀結構且對流垂直發展的高度並不一致；最大回波出現在海平面上2~5公里。雨帶的寬度約30公里(以10dBZ等值線計算)，雨帶之間相距約90公里。雨帶隨颱風的移動，往西北西方向前進，但雨帶中的對流胞，卻是隨颱風外圍環流，往西南方向移動，所以雨帶相對於颱風中心，有切向方向(或氣旋式)的移動，但無法判斷相對的徑向運動。0330L後，颱風眼牆的對流結構邊緣進入CAA雷達觀測範圍(圖7f中之E)，顯示外圍雨帶C與眼牆對流E之間的相對距離沒有明顯變化，約為200公里，且大致與眼牆平行。圖7同時顯示，當外圍雨帶的下游接近台灣陸地時，因受地形影響而移速變慢，但雨帶的上游仍以原來的速度，向西北西方向前進，故雨帶逐漸由直線走向變為弧形。

圖8為莎拉颱風的一條外圍雨帶之回波合成圖及雨帶垂直剖面圖(時間為1989年9月12日1120L)，顯示莎拉颱風外圍雨帶的回波結構，也呈現非常明顯的胞狀對流特徵。雨帶中的對流系統，隨颱風外圍環流，往西南方向移動(氣旋式)，但由於雷達資料上無法分析颱風中心的位置，無法判斷外圍雨帶與颱風中心相對的徑向運動。上述莎拉及楊希颱風外圍雨帶的胞狀對流特徵，與Jorgenson(1984a)研究Allen颶風(1980)所顯示的結果類似。

(2) 地形雨帶

此類型雨帶位於近平地之斜坡上，且雨帶生成後，沒有明顯向上游發展情形。目前4個個案皆觀測到地形雨帶，颱風侵台期間幾乎持續存在，且台灣北部各山區均曾出現，其移動緩慢或近似滯留；當環境氣流改變或雨帶移出其形成位置(地形)後，隨即消失。

圖9為伴隨亞力士颱風(1987年7月27日0402L)出現的三條雨帶之垂直剖面圖，圖中顯示強降水回波有沿地形上延伸的趨勢，最強回波(達40dBZ以上)出現在山坡前(或氣流正要上坡)的低層，10dBZ等值線之高度皆在8~10km間。這三條雨帶的尾端(遠離颱風的一端)都位在雪山山脈西麓，並沒有延伸到海岸線之外。在考慮颱風伴隨之氣旋式環流後，可確定這三條雨帶之形成與氣流受地形強迫舉升關係密切，故稱之地形雨帶。

在楊希颱風個案中，台灣北部山區，亦有滯留性強回波持續存在(圖7)，其走向約與雪山山脈平行，配合台灣地形圖後(如圖5a所示)，可發現其最大回波集中在等高線500-1500公尺的

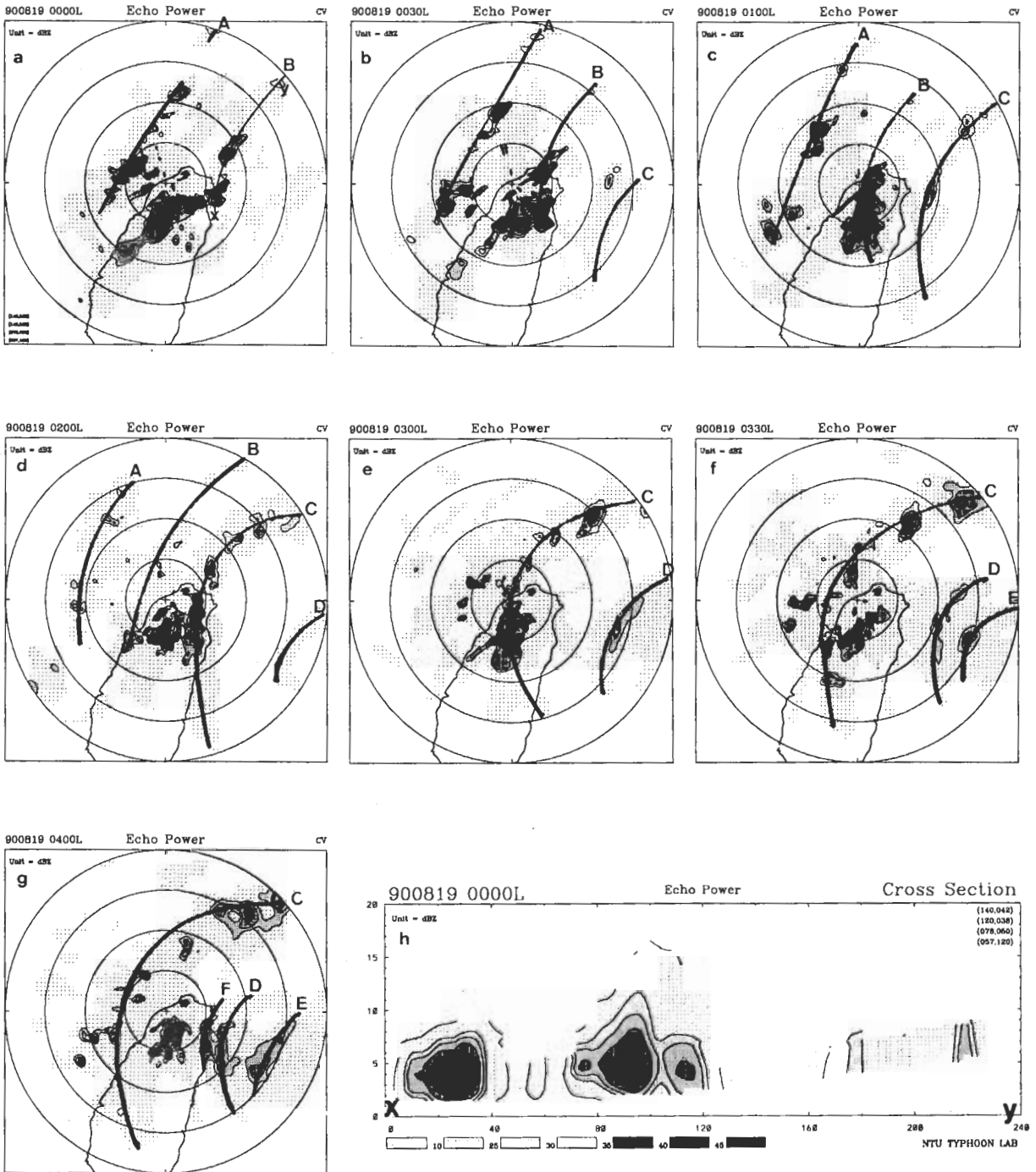


圖7 1990年8月19日CAA雷達的降水回波合成圖，時間為(a)0000L (b)0030L (c)0100L (d)0200L (e)0300L (f)0330L和(g)0400L。圖(h)為0000L沿xy弧線之垂直剖面圖。

山坡上，我們以0000L垂直於雨帶的垂直剖面圖為例(圖10)，可發現主要強回波出現在低層，距海平面1至4公里處，其垂直發展也不高，與其他颱風伴隨雨帶之特徵明顯不同，但與圖9相似，故亦應屬地形舉升造成之雨帶。

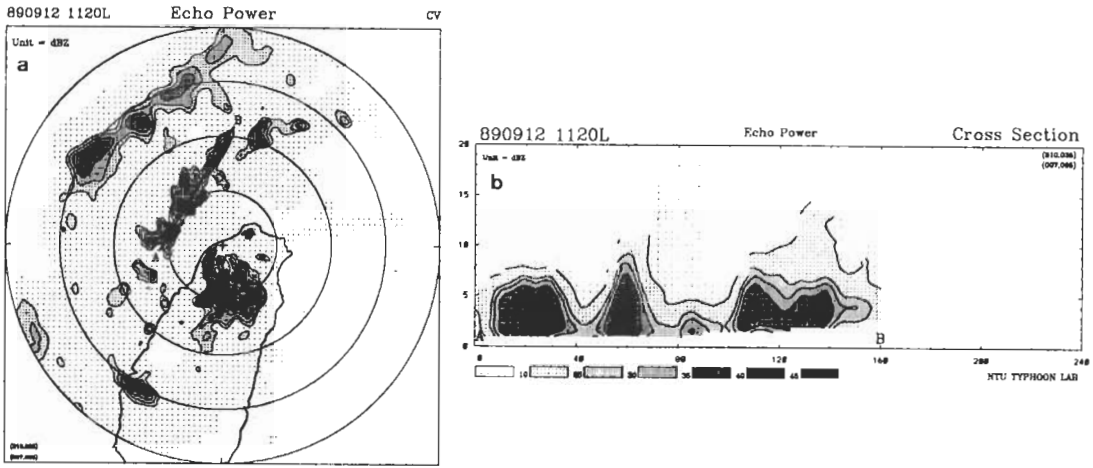


圖8 1989年9月12日1120L, CAA 雷達的降水回波合成圖(a)及雨帶的垂直剖面(b)。

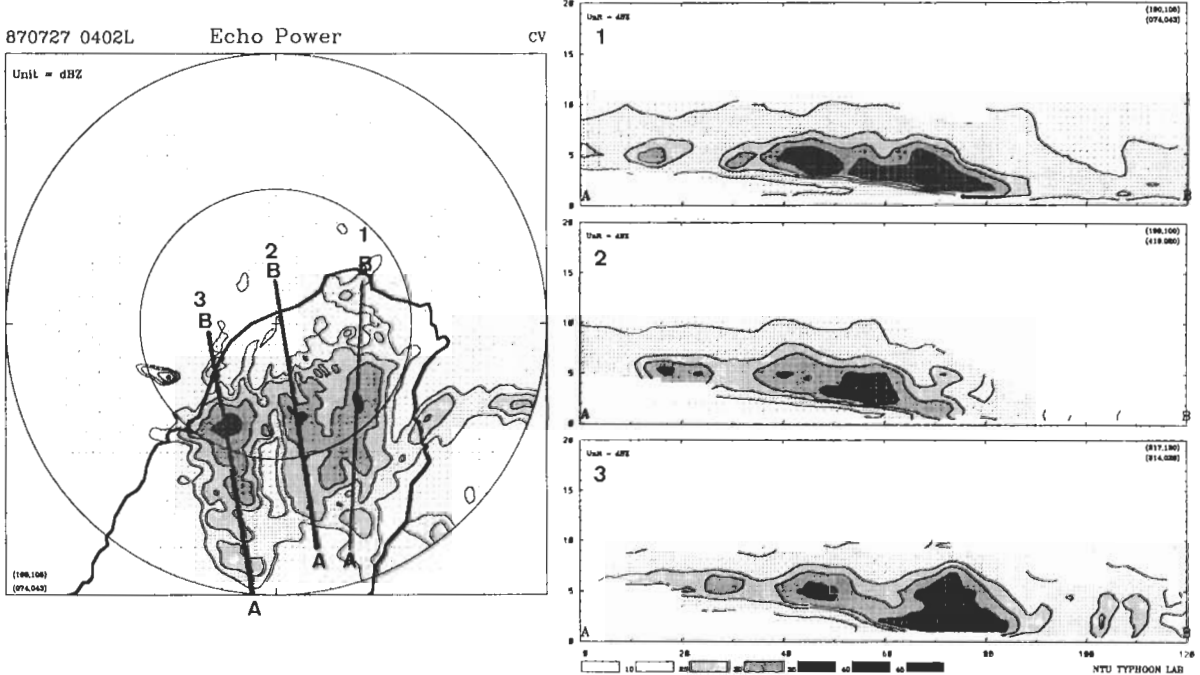


圖9 1987年7月27日0402L, CAA 雷達的降水回波合成圖及三個沿雨帶的垂直剖面。圖中粗實線AB為垂直剖面所切的位置。

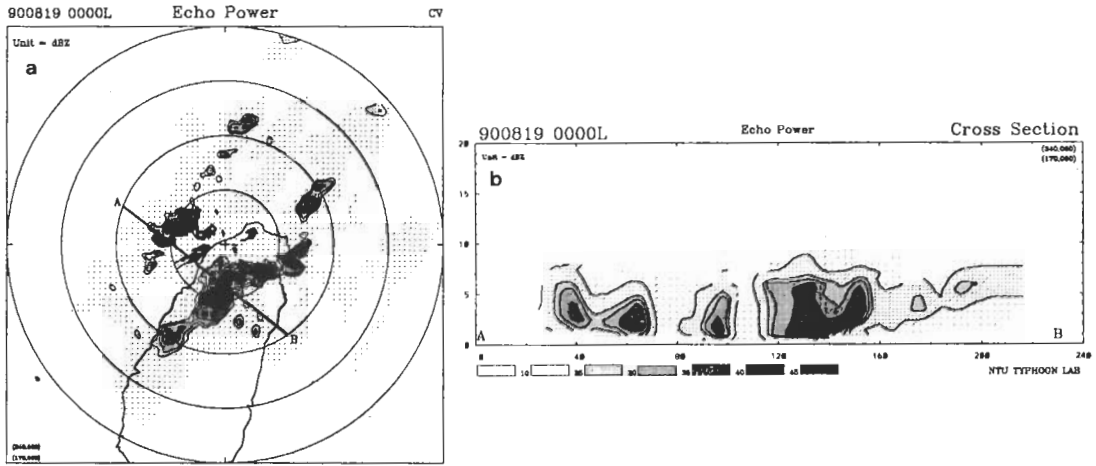


圖 10 1990年8月19日0000L, CAA雷達的降水回波合成圖(a)及雨帶的垂直剖面(b)。

(3) 颱風登陸期間的主要雨帶

此類雨帶是颱風登陸前，於眼牆對流的前緣生成，且明顯向上游發展，雨帶並有隨颱風而移動或旋轉的現象。本研究，受限於CAA地理位置，只有從台灣北部登陸的亞力士及楊希颱風觀測到此類雨帶，此兩個颱風之主要雨帶特徵將於下節中詳細分析。

(4) 伴隨於西南氣流的雨帶

此類雨帶於颱風中心出海前開始出現，雨帶多呈東北-西南或東-西走向；在歐菲莉及楊希颱風中，CAA雷達曾觀測到這類雨帶。雨帶與颱風眼牆回波於颱風後方相連，相對於颱風中心，沒有明顯的徑向運動，也不隨颱風環流做氣旋式旋轉，顯然此種雨帶的出現，與颱風後方所引進的暖濕西南氣流有關。

圖 11 顯示歐菲莉颱風個案中，此類雨帶之回波合成圖(1990年6月24日0000L~0300L)及0200L之垂直剖面圖，圖中顯示雨帶位於眼牆後方，且相對於颱風中心(以星號表示)並無明顯之徑向或切向運動。此外，雨帶在上游具相對較明顯的胞狀回波結構，下游則屬層狀回波特徵。圖 12 則為楊希颱風個案中，此類雨帶之回波合成圖和垂直剖面圖，圖中亦顯示由上游至下游(B至A)，回波由胞狀轉為層狀之特徵。Atlas et al. (1963)指出，當雨帶的上游有對流胞形成，則雨帶相對於颱風的位置為固定，歐菲莉和楊希颱風個案亦顯示相同之特性；然而，何以雨帶近似滯留，則有待進一步分析。

(5) 自眼牆的對流結構分離出的雨帶

此類雨帶乃自眼牆周圍的對流分離出來；在亞力士及楊希颱風中，皆觀測到此類型的雨帶。亞力士颱風個案中，有一條雨帶自眼牆對流的左後緣分離(圖 13d 中 AB 弧線所示之雨帶)，位於颱風眼牆的左後方；相對於颱風中心，雨帶無明顯之旋轉，且向外之徑向運動亦不甚顯著。圖 13 同時顯示，雨帶與眼牆分離後，其回波逐漸由層狀轉為胞狀，但圖 13e 所顯示之 1102L 雨帶

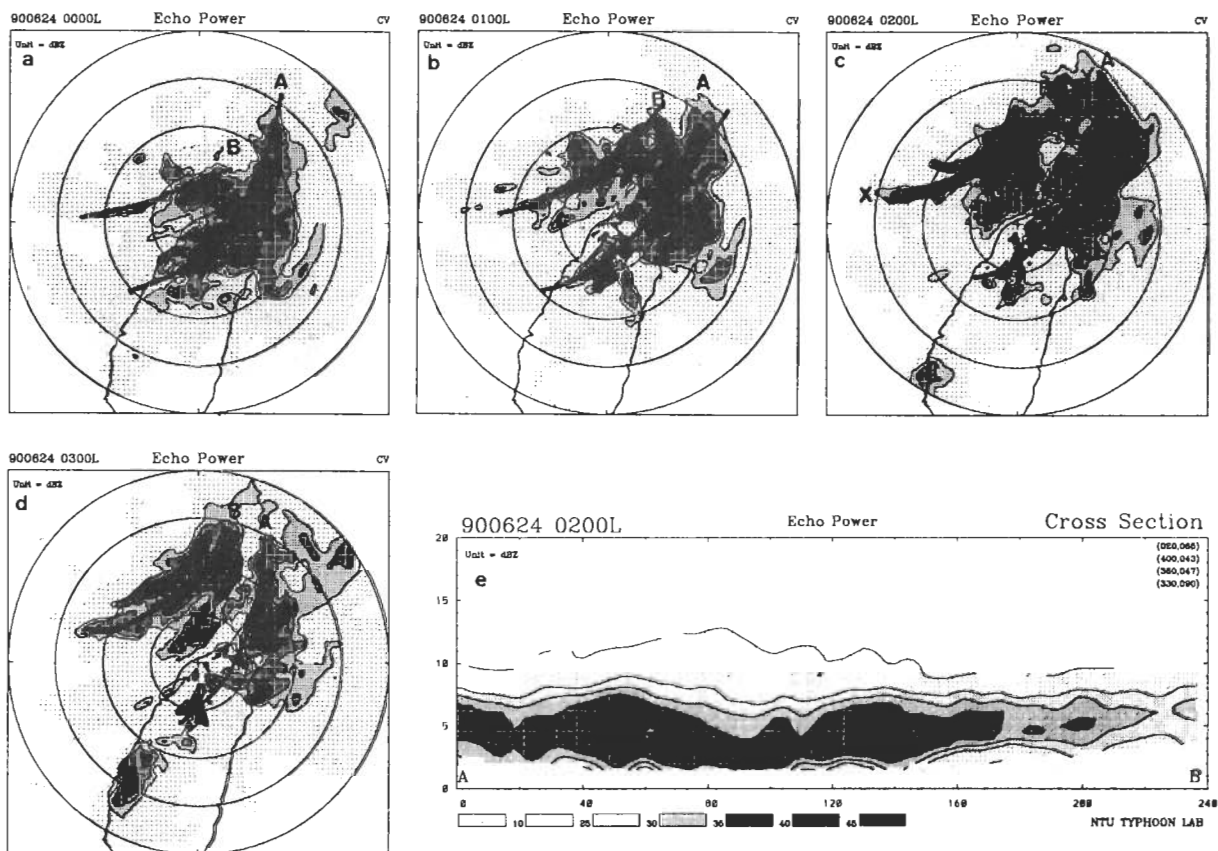


圖 11 1990年6月24日,CAA雷達的降水回波合成圖,時間為(a)0000L (b)0100L (c)0200L (d)0300L, (e)為0200L時沿xy弧線之剖面圖。

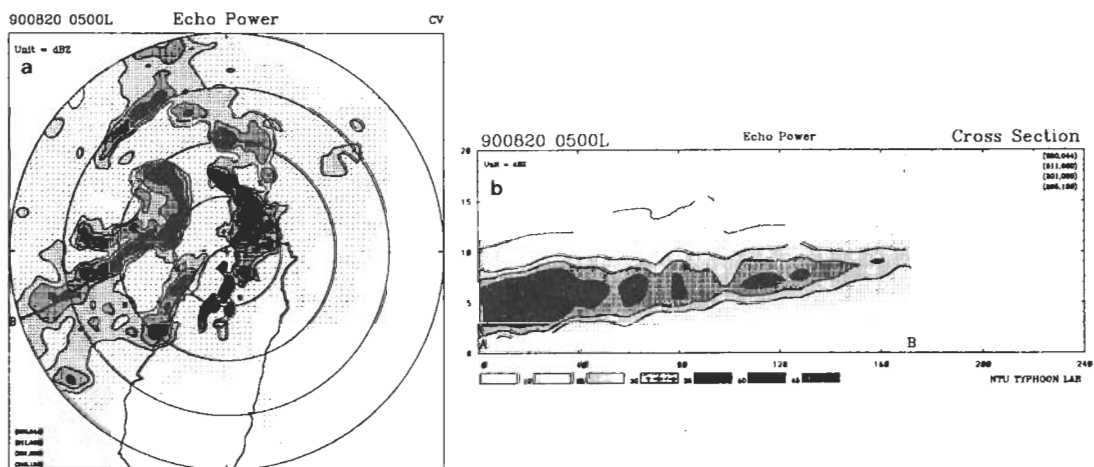


圖 12 1990年8月20日0500L, CAA雷達的降水回波合成圖(a)及雨帶的垂直剖面(b)。

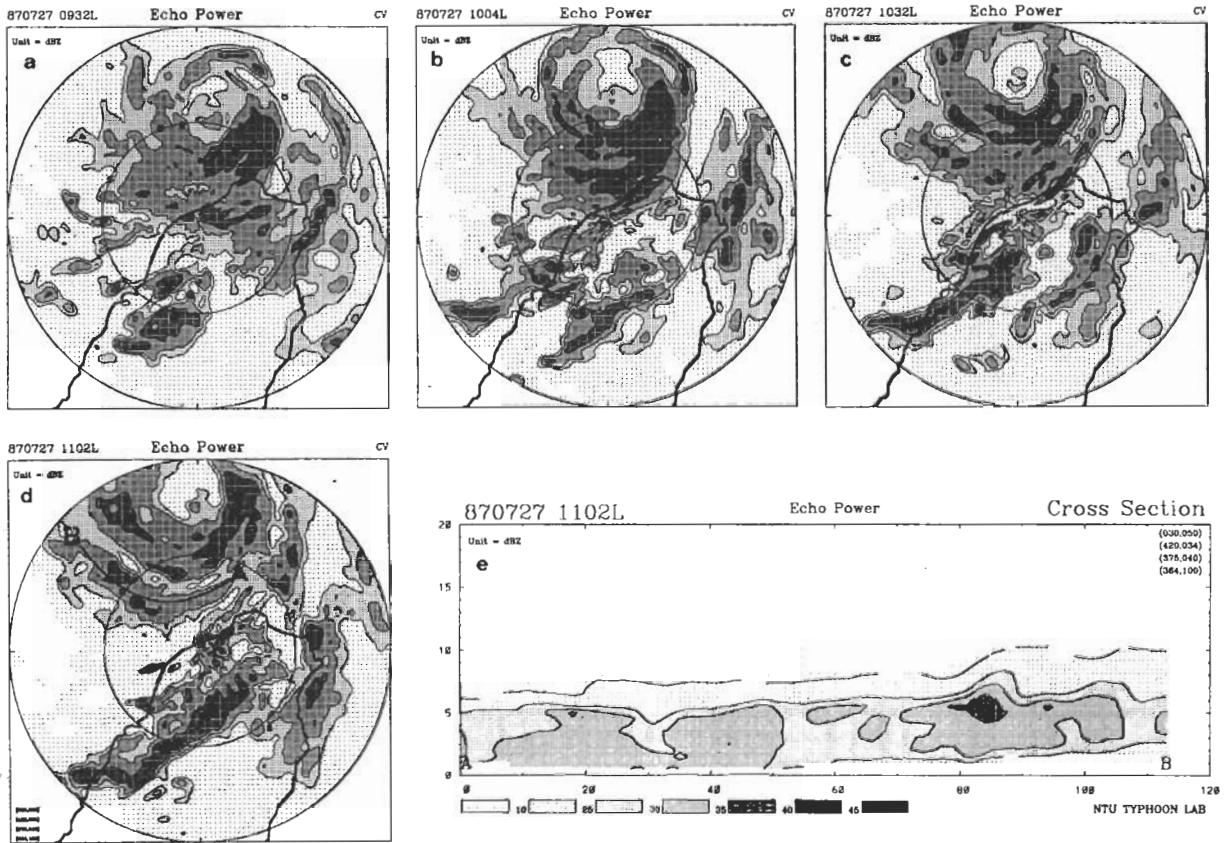


圖 13 1987年7月27日,CAA 雷達的降水回波合成圖,時間為(a)0932L (b)1004L (c)1032L 和(d)1102L。圖(e)為沿AB弧線之剖面。

垂直剖面圖則指出,雨帶之最強回波區仍頗具層狀降水的回波特徵,且雨帶中具有亮帶(bright band)的回波特徵,出現在海平面5公里左右。

楊希颱風個案中,前後共有六條雨帶自眼牆對流區的前緣分離出來,雨帶隨颱風環流做氣旋式旋轉,且相對於颱風中心,有明顯的向外移動,雨帶先後移出CAA雷達的有效觀測範圍,或逐漸減弱消失。圖14為分離出的第四條及第五條雨帶之垂直剖面,圖中顯示,在內側的第五條雨帶尚未完全與眼牆對流分離,回波具層狀結構特徵;尤其雨帶的上游具有明顯的亮帶回波特徵,但亮帶出現的高度較圖13e中者為高,約在海平面6公里處。外側第四條雨帶的垂直剖面顯示,雨帶向外移動時,回波結構逐漸顯現出胞狀的特徵(圖14b)。

(6) 海上對流組織而成的雨帶

此類雨帶乃由海面上的零星對流胞組織而成;本研究中,僅莎拉颱風的雷達資料中可清楚顯示有數條此類雨帶生成。圖15為1989年9月12日1000L~1300L之回波合成圖,此時莎拉颱風地面中心位於宜蘭、花蓮一帶,但結構不顯著。圖15顯示,在台灣北部的海面上,位於颱風外圍雨帶的內側,出現許多個別的對流胞(箭頭指處),這些對流胞逐漸增強並組織成一條新

的雨帶；至1300L，雨帶的長度達400公里以上(圖15g)，之後因資料中止而無法繼續分析。此階段中，台灣附近除這條雨帶外，沒有其他明顯的對流系統。1300L時的雨帶垂直剖面(圖15h)顯示，回波呈明顯的胞狀對流型態，類似Willoughby et al. (1984)所分類的主要雨帶，且雨帶與眼牆對流並未相連。圖16為不同時間此雨帶位置合成圖，結果顯示，雨帶前緣似有隨颱風環流做氣旋式旋轉情形，然而，雨帶後緣在切向上變化並不大。若仔細分析對流胞，則可見到對流胞有做氣旋式運動，而在後緣則有新的對流胞產生。此外，雨帶相對於運動中之颱風中心，並沒有明顯的相對運動。

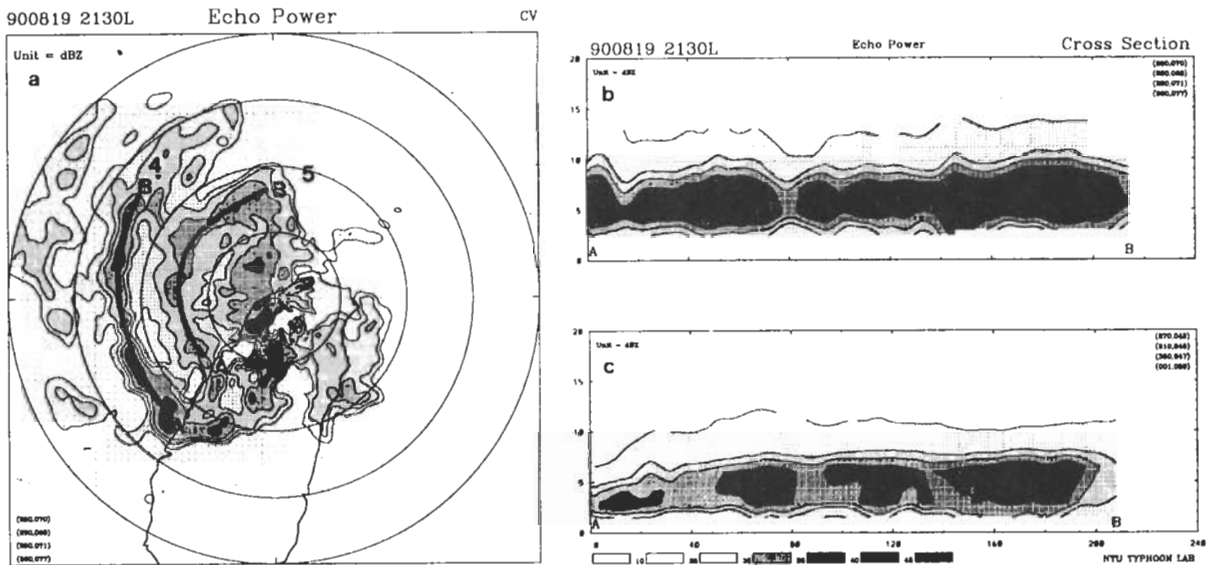


圖 14 1990年8月19日2130L, CAA雷達的降水回波合成圖(a)、第四條雨帶的垂直剖面(b)及第五條雨帶之垂直剖面(c)。

五、主要雨帶特徵之分析

本研究中，亞力士和楊希颱風個案的雷達資料可清楚顯現此類雨帶之特徵。圖17為亞力士颱風個案於0417L至0647L，CAA雷達所觀測之部份回波合成圖。0402L時(圖9)，颱風中心尚在蘇澳東方海面上，但部分眼牆回波位於雪山山脈東方約30公里之陸地上，且與山脈平行；0417L時，在眼牆與雪山山脈間出現一條雨帶，其位置距雪山約15公里，回波最大值達35dBZ以上，此雨帶隨後向上游發展、延伸，成為亞力士颱風登陸期間最主要的雨帶。

此雨帶在0417L至0647L之位置如圖18(左)所示，圖中之雨帶位置乃利用AVS軟體所展示之雷達回波圖決定，如雨帶位於海上，則以25dBZ回波等值面為準，當雨帶位於陸上時，因回波強度普遍增強，故改用30dBZ回波等值面。圖中雖顯示此雨帶之位置隨颱風運動而往西北方前進，但雨帶的下游(前端，靠颱風眼牆的一端)位置改變不大，都位於宜蘭和花蓮間之中央山脈北端。圖18(右)為此雨帶於不同時間相對於颱風中心之位置，結果顯示雨帶有隨颱風環流做氣旋式旋轉且往外移動的現象，但0547L以後，雨帶相對於颱風中心之徑向運動似乎明顯減弱，但仍稍有氣旋式方向的運動。

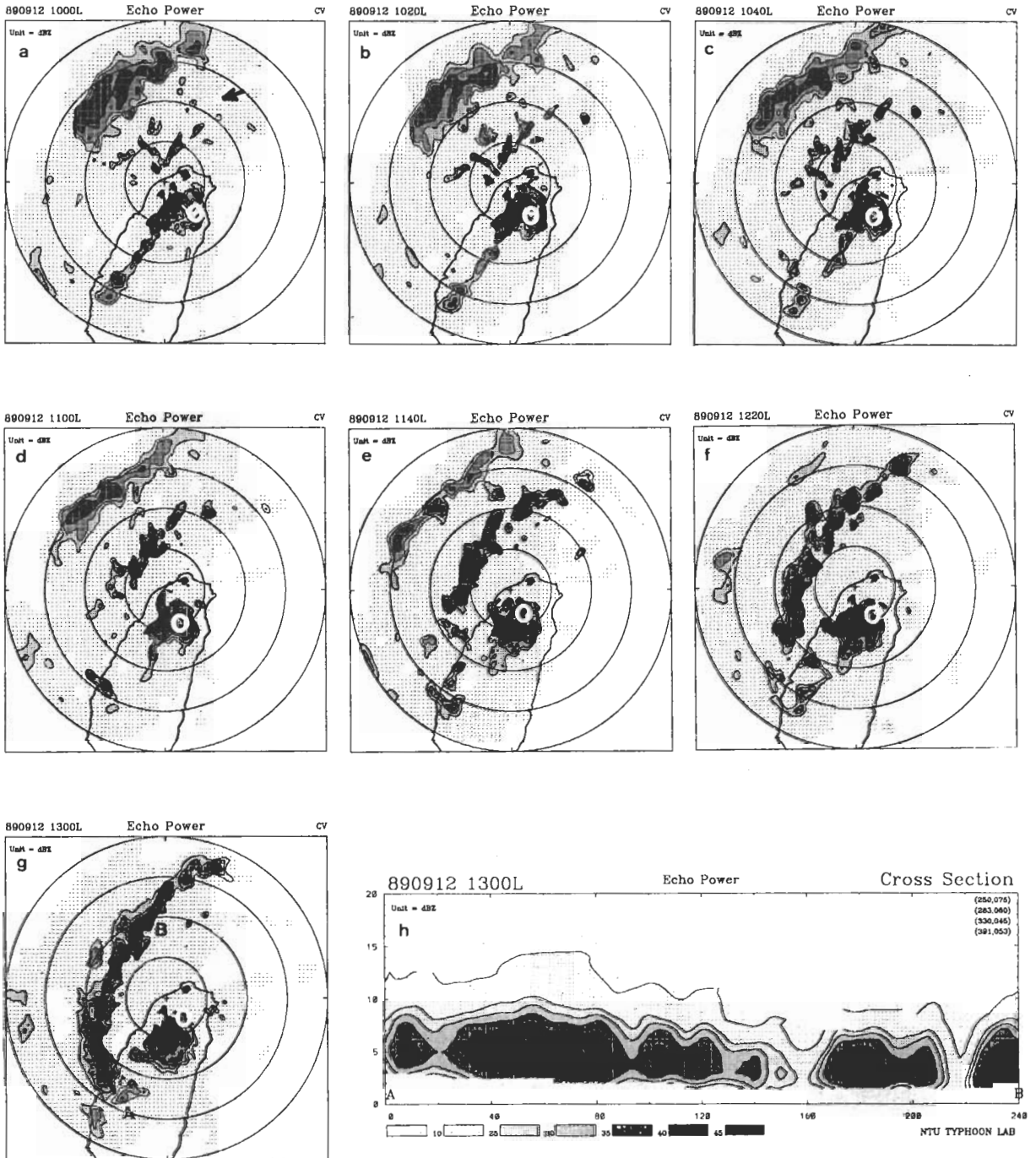


圖 15 1989 年 9 月 12 日,CAA 雷達的降水回波合成圖,時間為(a)1000L (b)1020L (c)1040L (d)1100L (e)1140L (f)1220L 和 (g)1300L。圖 (h) 為沿 AB 弧線之剖面圖。圖中 ● 表示莎拉中心位置。

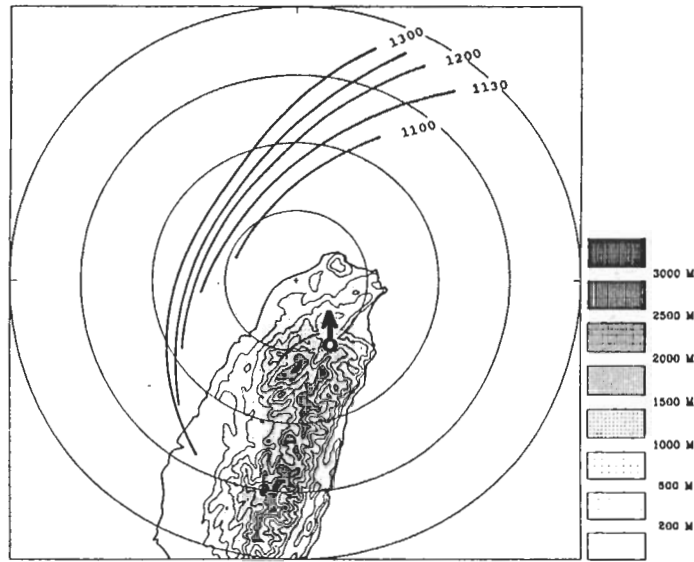


圖 16 1989年9月12日1100L至1300L,每半小時的雨帶位置合成圖。圖中箭頭線條表此時段中,沙拉中心路徑。

雨帶的回波垂直剖面圖(圖19為其中之部份)顯示,自0417L起,伴隨此雨帶前端的強回波都位於地形斜坡之上,最強回波之高度也出現在中低層;意即雨帶出現於地形的迎風面。圖19同時顯示,雨帶有明顯向上游(或海上)發展之情形。此外,雖然此主要雨帶的回波值很強,但雨帶中大部分的回波垂直發展相當一致,較屬於層狀降水的回波結構,與颱風外圍雨帶胞狀的對流特徵明顯不同,也與Atlas et al. (1963)、Barnes et al. (1983)、Willoughby (1984)及Jorgensen (1984a)的研究結果不同。他們的結果都顯示在(主要)雨帶的上游為明顯的胞狀對流結構,雨帶的下游逐漸轉為層狀降水的回波結構。

雨帶的垂直剖面圖同時顯示(如圖19d),25dBZ等值線的高度約在6至7公里,沒有太大的變化,但10dBZ出現的高度在雨帶前端(下游)較低,雨帶尾端(上游)較高;以圖d中此條雨帶為例,圖20為從西和西北兩個方向觀察此條雨帶10dBZ回波等值面的立體圖形;圖中顯示雨帶前端10dBZ的高度較低,尾端較高(圖中箭頭處表10dBZ等值線的上緣)。此種現象可能因當時颱風中心位於宜蘭外海,進入雨帶的空氣塊由北方而來,流入雨帶前端(下游)的空氣塊,其流經陸地的路徑較長,到達雨帶前已經釋放了部分的不穩定度;而進入尾端(上游)的空氣塊因流經陸地的路徑較短,或沒有經過陸地,水汽豐富,具有較大的不穩定度,故垂直發展較好。

楊希颱風個案之降水回波合成圖顯示(圖未示),500L時,雪山山脈上的地形雨帶持續存在,眼牆位於宜蘭外海約90公里處。由0500至0530L有一對流帶逐漸自眼牆北緣分離,此對流帶逐漸發展並與雪山山脈上的地形雨帶相連,而呈東北、西南走向;此時雨帶並無明顯往上游發展之趨勢。0730L後,部分眼牆對流移至蘭陽平原;隨著颱風中心的接近陸地,上述雨帶的上游走向逐漸偏北且開始向西移動,同時向上游方向發展、延伸,而成為颱風登陸期間主要的雨帶。此雨帶於0930L達到最強後逐漸減弱,之後因資料中斷而無法繼續分析。

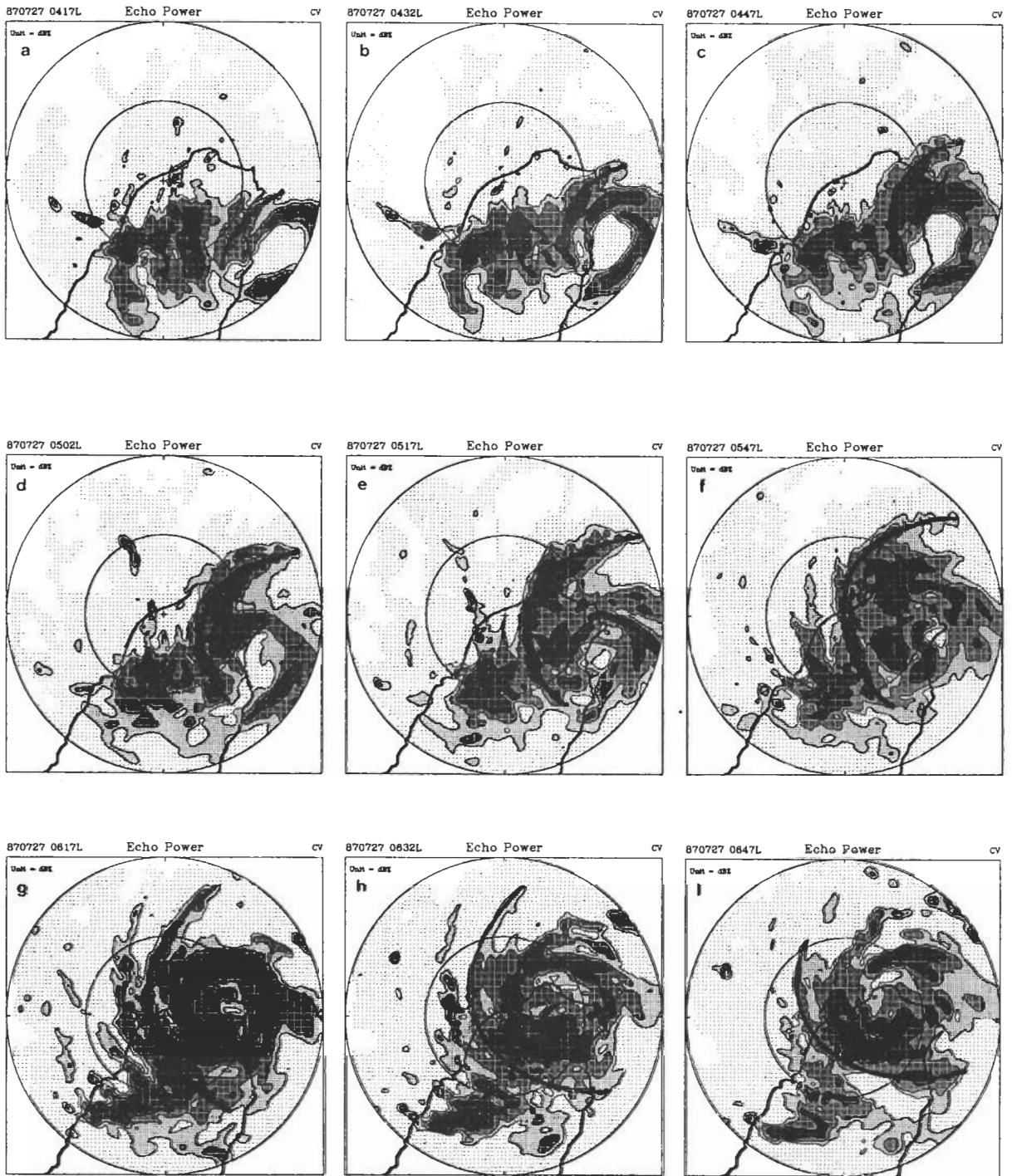


圖 17 1987年7月27日,CAA雷達的降水回波合成圖,時間為(a)0417L (b)0432L (c)0447L (d)0502L (e)0517L (f)0547L (g)0617L (h)0632L和(i)0647L。圖中黑實線表雨帶位置。

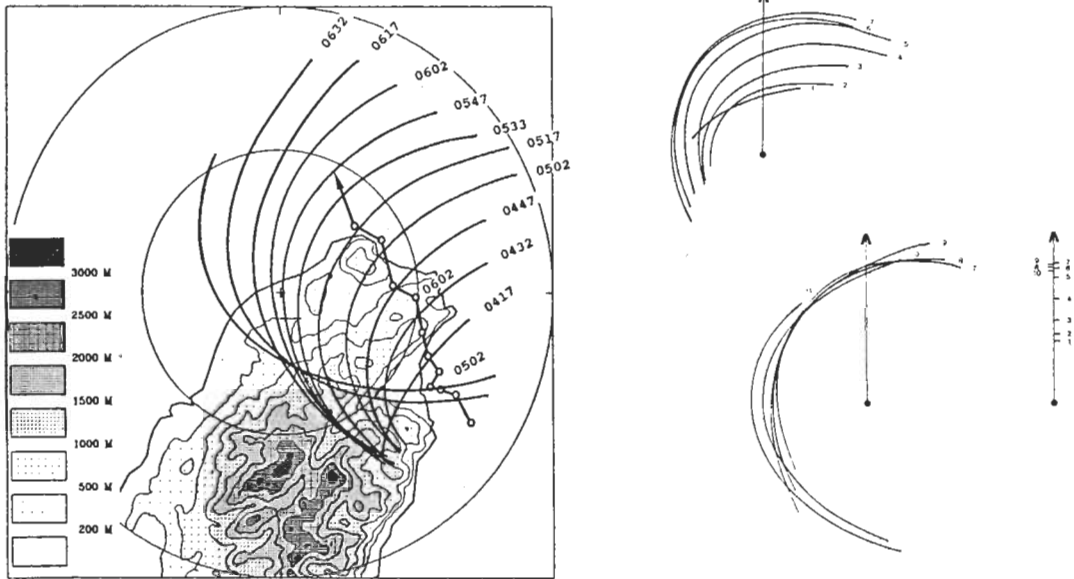


圖 18 亞力士颱風的雨帶位置合成圖,左圖為雨帶相對於地面的位置,時間如圖中所標示(LT),圓圈表颱風中心。右圖為雨帶相對於移動方向/颱風中心的位置。箭頭表示颱風之移向,數字表雨帶的時間順序。

圖 21 為 0800L 至 1030L, 此主要雨帶位置的合成圖及相對於颱風中心之位置, 圖中顯示, 雨帶隨颱風之西移而向西移動, 且逐漸遠離颱風, 但雨帶似乎並不隨颱風環流旋轉。回波合成圖同時顯示, 雨帶中強回波都出現在雪山山脈西側, 而雨帶的垂直剖面圖(圖 22) 則指出, 雨帶前端的強回波都位於地形斜坡之上, 最強回波之高度也出現在低層, 可見此條雨帶亦與地形關係密切。

回波合成圖和垂直剖面圖同時顯示, 當上述兩條主要雨帶減弱時, 雨帶前端所處的地形較平坦, 回波由前端開始減弱。顯然此雨帶的出現及減弱與地形有極大的關係, 但又與一般的地形雨帶不同。地形雨帶經常存在, 位於迎風面及地形之上, 所以雨帶出現的位置及其走向與颱風沒有一定的關係, 而與地形及盛行風向有關, 且地形雨帶移動緩慢或近似滯留, 生成後也沒有無明顯的發展; 然而颱風登陸期間的主要雨帶, 都是於眼牆接近陸地時, 生成於眼牆對流的前緣, 雨帶的位置保持在颱風前方, 而且明顯向上游發展, 並隨颱風移動。

最後, 我們希望能瞭解雨帶上, 相對於颱風中心之切向及徑向風場, 故嘗試分析垂直於雨帶的垂直剖面, 但因僅有一維的相對於雷達徑向風場, 且個案尚少, 只能找到四個較合適的垂直剖面。圖 23 及 24 分別為亞力士及楊希颱風垂直於主要雨帶的回波及雷達徑向風場垂直剖面; 在此, 通過雨帶之雷達徑向風場即代表雨帶區、相對於颱風中心切向風場(風向平行於雨帶, 圖中陰影部分表示風向為氣旋式或吹出紙面)。結果顯示, 亞力士颱風主要雨帶之垂直風切較不明顯; 而楊希颱風主要雨帶則有較大的垂直風切(與 Barnes et al., 1983 的結果相似)。然而, 受雷達掃描之限制, 颱風高層外流層均無資料。此外, Jorgensen (1984a) 指出, 雨帶伴隨有較大

的切向風速，但由於這兩條颱風主要雨帶均出現於眼牆對流前緣，距離眼牆不遠，而眼牆原本即伴隨有最大的切向風速，所以在雨帶的位置上，並未明顯具較大切向風速。至於雨帶上的相對於颱風中心之徑向風場(風向垂直於雨帶)，則無適合的垂直剖面以進行分析。

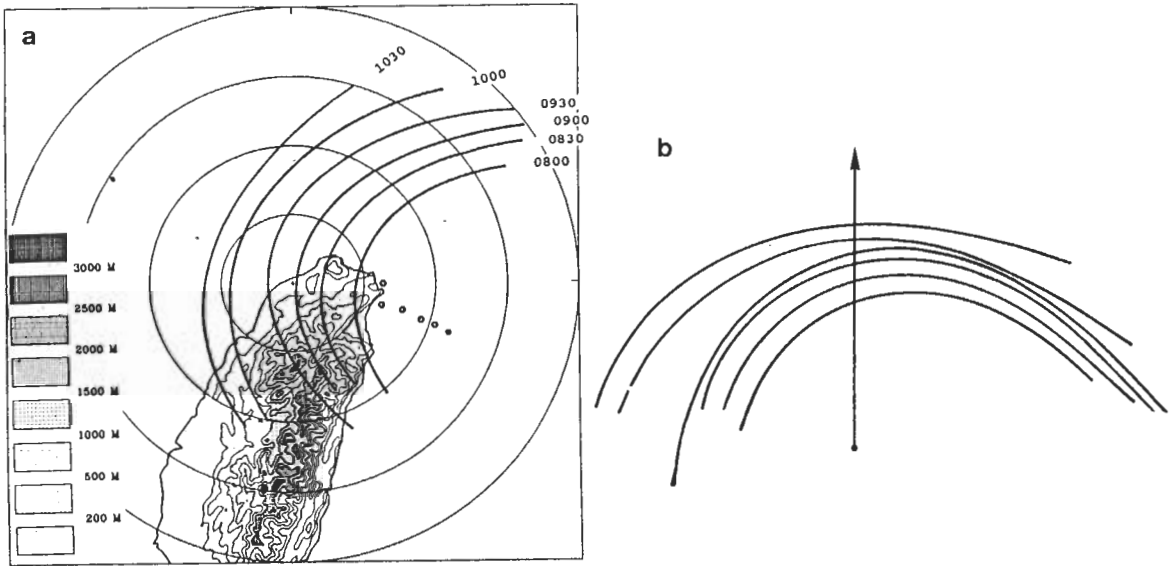


圖 21 1990年8月19日0800L至1030L,每半小時的雨帶位置合成圖(a),以及相對於颱風移動方向/中心的雨帶位置合成圖(b);圖中圓圈為颱風中心位置,右圖中箭頭為颱風移向。

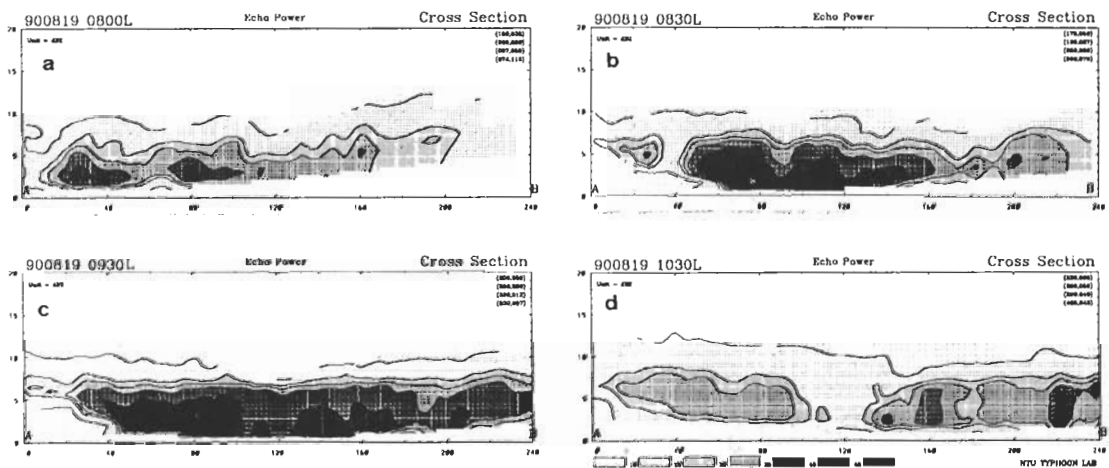


圖 22 1990年8月19日的雨帶垂直剖面,時間為(a)0800L (b)0830L (c)0930L和(d)1030L。

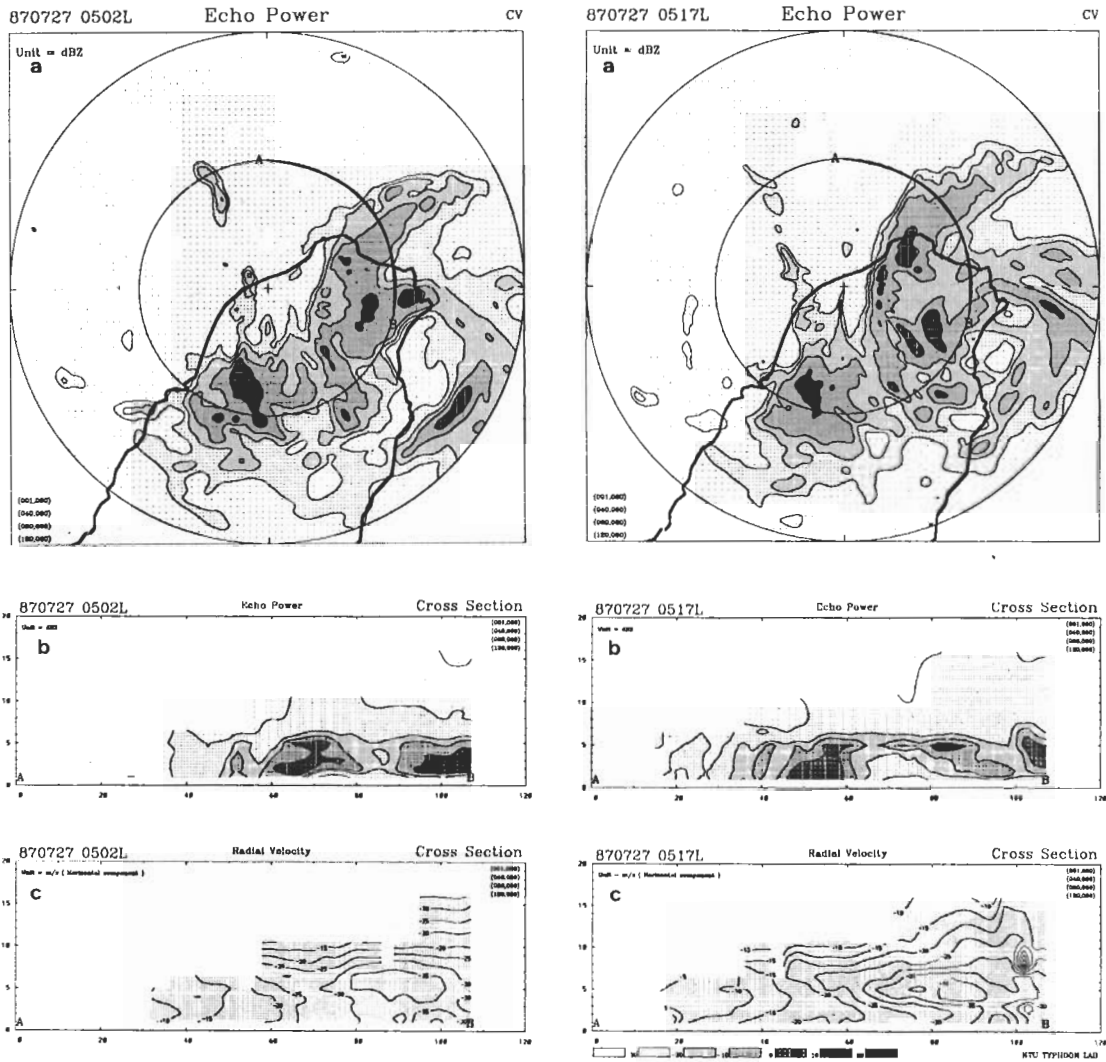


圖 23 1987年7月27日0502L(左)及0517L(右)的都卜勒模式回波合成圖(a)、雨帶的回波垂直剖面圖(b)及徑向風場垂直剖面圖(c)。垂直剖面的位置如合成圖中弧線AB(CAA 東北方60公里的半徑圓上)所示。徑向風場的垂直剖面圖中陰影部分表吹出紙面。

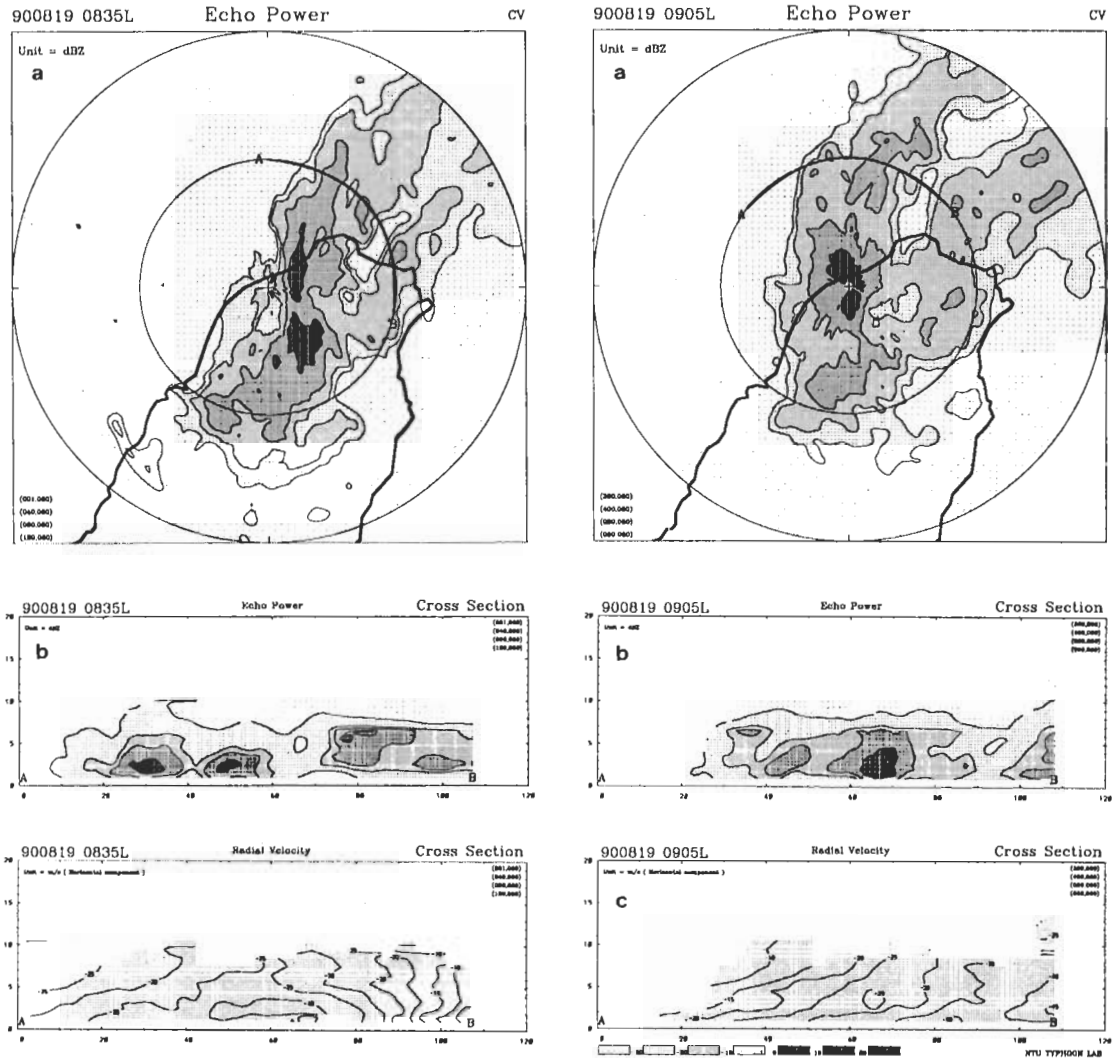


圖 24 1990年8月19日0835L(左)及0905L(右)的都卜勒模式回波合成圖(a)、雨帶的回波垂直剖面圖(b)及徑向風場垂直剖面圖(c)。垂直剖面的位置如合成圖中弧線AB(CAA 東北方60公里的半徑圓上)所示。徑向風場的垂直剖面圖中陰影部分表吹出紙面。

六、討論與總結

本研究使用CAA雷達觀測資料，針對亞力士(1987)、莎拉(1989)、歐菲莉(1990)以及楊希(1990)四個侵台颱風，分析颱風伴隨雨帶之特徵、並初步探討地形對雨帶可能造成的影響。使用的資料除採用都卜勒模式的降水回波及雷達徑向風場之外，亦加入非都卜勒模式降水回波的資料；同時亦使用三維視覺軟體AVS協助分析。結果顯示，颱風侵台時，其所伴隨雨帶之空間分佈頗廣，都卜勒模式的資料只能顯示台灣近海及陸地上的雨帶；而以往的研究(何，1988；范，1992和鄧，1992)，以都卜勒模式資料為主，只能針對自海上移入台灣之雨帶進行分析，且雨帶明顯受地形影響而發生改變。此外，因受限於CAA雷達的地理因素及颱風登陸位置，本文所分析之四個侵台颱風個案中，並未觀測到明顯的雨帶組合(SBC, Willoughby et al., 1984; Barnes et al., 1983)自外移入台灣地區。

分析時，我們依照雨帶出現的位置，以及CAA雷達資料所顯示的回波特徵，將侵台颱風所伴隨的雨帶分為六類，其重要特徵如下：

- (1) 颱風外圍雨帶：位於颱風前方數百公里，約與眼牆平行，雨帶呈明顯的胞狀對流之回波型態，具有較大的回波水平梯度(參考Barnes et al., 1983)。
- (2) 地形雨帶：位於地形斜坡之上，近似滯留，雨帶多為胞狀對流的回波型態，最強回波高度較低，約在1~4公里高處。
- (3) 颱風登陸期間的主要雨帶：颱風中心登陸前，生成於眼牆對流前方，且生成後明顯往上游發展；雨帶回波之水平梯度較小，且對流發展的高度較一致，較屬層狀回波型態；無明顯的胞狀特徵，但不表示其中的對流微弱。
- (4) 伴隨於西南氣流的雨帶：出現於颱風後方之西南氣流中；雨帶的上游為胞狀回波結構，下游逐漸轉變為層狀回波型態。
- (5) 眼牆周圍對流分離出的雨帶：颱風中心出海前後，自眼牆周圍的對流分離出來；剛分離時，雨帶屬於層狀回波型態；當雨帶向外移動時，雨帶逐漸轉變為胞狀回波型態。
- (6) 海上對流組織而成的雨帶：生成於台灣北部海面，由一連串零星的對流組織而成；雨帶呈明顯的胞狀對流回波型態。

分析結果顯示，颱風外圍雨帶相對於颱風中心有明顯的切向運動，至於徑向運動則較不顯著。此外，由於楊希颱風個案中，外圍雨帶是由非常明顯的對流胞所組成，故可進一步分析位於海上之外圍雨帶及其中對流胞的位移，結果如圖25所示，分析時颱風中心位置以估計求得，圖中顯示雨帶往西北西方向前進，時速約60公里；而雨帶中的對流胞卻是隨颱風外圍環流，往西南方向前進，時速約80公里，雨帶中對流胞的路徑與雨帶的夾角約65度，此與Anthes (1982)所顯示對流胞位移的示意圖一致。

就雨帶之生成特徵而言，地形雨帶及伴隨於西南氣流的雨帶與其他四類雨帶的性質明顯不同。地形雨帶因地形舉升暖濕氣流而生成，故雨帶的位置與其走向與颱風沒有一定之關係，但與地形及盛行風向關係密切(至於何以成帶狀則為需深入研究之問題)。若再由地形雨帶生成的方式分類，可將地形雨帶分為在地形上生成，以及雨帶自外移入但在地形上近似滯留或重新生成新的雨帶。由於地形雨帶受地形舉升影響，雨帶的移動較無規則可循(風向之改變影響較大

)。西南氣流中的雨帶則與颱風中心南方的暖濕空氣有關，故均出現於颱風後方，且不隨颱風旋轉，其特性似與一般所熟知的颱風雨帶稍有不同。

自眼牆對流分離出的雨帶，可能係因颱風於登陸時，地形或地面摩擦作用使眼牆周圍的對流明顯增強，眼牆的寬度也增加；當颱風眼牆的對流結構移出陸地時，對流逐漸由眼牆周圍分離，且分離的現象往下游延伸，於是形成分離雨帶。資料顯示，分離雨帶隨著雨帶之遠離眼牆，其回波逐漸由層狀結構轉變為胞狀回波型態。至於由海上零散對流組織而成的雨帶，只有在莎拉颱風的個案中出現，雨帶生成於颱風前方，但生成之位置與眼牆對流無關，雨帶先由下游開始組織，再逐漸往上游發展，其回波呈明顯的胞狀對流結構，雨帶明顯隨颱風環流做氣旋式旋轉，但卻沒有明顯的徑向運動。

颱風登陸期間主要雨帶，其性質與Willoughby et al. (1984)分類的主要雨帶不同；Willoughby認為颱風通常皆伴隨有所定義的主要雨帶。本研究的兩個主要雨帶均在颱風登陸前出現於眼牆對流前緣，且明顯向上游發展；此外，雷達回波合成圖及雨帶垂直剖面顯示，颱風主要雨帶的生成，地形及氣流垂直於山脈的分量亦扮演重要的角色；當地形或風向改變時，主要雨帶的強度即發生變化。主要雨帶之發展情形，可以楊希颱風回波垂直剖面示意圖(圖26)為例說明；圖中顯示，雨帶中的強回波出現於地形之前，由低層向上游延伸，再向上垂直發展。此外，回波強度的減弱，也是由雨帶前端開始，但未觀測到這個過程有由低層向後延伸的現象，可能是回波減弱的過程很快，雷達30分鐘的掃描間隔無法解析所致。

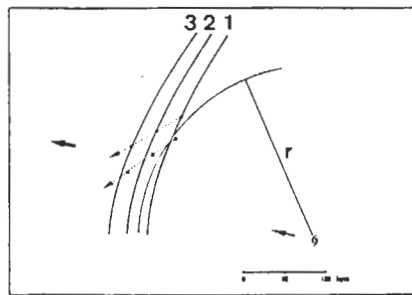


圖 25 楊希颱風中,外圍雨帶以及其中對流胞的移動示意圖。其中颱風中心的位置以估計求得。

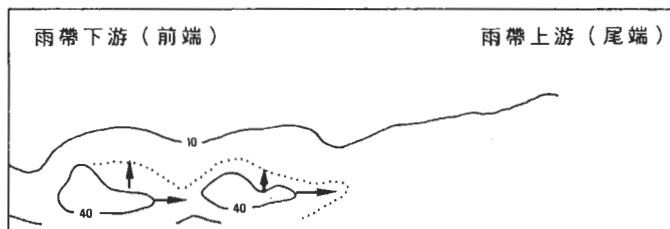


圖 26 楊希颱風中,主要雨帶回波發展示意圖。圖中箭頭表回波發展的方向；點線表下一個時間40dBZ等值線的位置。

颱風外圍雨帶、自眼牆對流分離出的雨帶以及對流組織而成的雨帶，其回波型態均呈明顯的胞狀對流結構，且均隨颱風環流旋轉，但這三種雨帶之形狀及走向，則顯著不同：颱風外圍雨帶位於颱風前方，距離甚遠，大致與眼牆對流平行；自眼牆對流分離出的雨帶則出現於眼牆對流結構的周圍，雨帶的曲率較大，類似螺線的形狀，環繞颱風的範圍超過兩個象限，且有明顯的向外移動，但似乎逐漸減弱而消失；由零散對流組織而成的雨帶，其曲率較小，略呈直線形，且雨帶與眼牆對流有明顯的交角。此外，雖然主要雨帶、自眼牆對流分離出之雨帶和海上對流組織成之雨帶等三類雨帶之生成過程明顯不同，但三者仍具有部份相似之特性；因此，有可能有共同之物理機制主導此三類雨帶之生成或發展過程，此問題值得未來進一步研究。

最後，雖然目前的分析已顯示頗多有關侵台颱風伴隨雨帶之重要現象，部份雨帶之特徵在過去的研究中並未特別提及；但因缺少熱力場和確切風場，無法研究雨帶之動力和熱力場結構以及形成和維持機制。此外，有關地形對雨帶之可能影響，亦需進一步分析。未來，唯有借助密集觀測實驗，收集詳細的熱力資料和二維風場，才可做進一步的分析；而且，亦有必要借助數值模擬結果之診斷分析，方可有更深入的瞭解。

誌 謝

感謝民航局及其所屬之飛航服務總台和氣象中心提供 CAA 雷達資料，此外，並感謝劉韶郁小姐協助文書處理以及謝梨惠小姐協助製圖。本研究乃在國家科學委員會支援下完成，計畫編號 NSC82-0202-M-002-076、NSC83-0202-M-002-054 及 NSC84-2111-M-002-018。

參考文獻

- 李金萬，1991：單都卜勒氣象雷達分析楊希颱風結構。天氣分析與預報研究會論文集編(80)。467-474。
- 何宏能，1988：亞力士颱風的降水回波結構。中央大學大氣物理研究所碩士論文，110頁。
- 汪建良，1990：莎拉颱風(1989)之分析。台灣大學大氣科學研究所碩士論文，97頁。
- 范育華，1992：侵台颱風內部結構之雷達分析與比較。中央大學大氣物理研究所碩士論文，133頁。
- 許信德，1991：歐菲莉颱風對流特徵演變之研究。台灣大學大氣科學研究所碩士論文，101頁。
- 蔡清彥和王時鼎，1991：台灣地形對颱風運動、結構及強度影響診斷研究-I：侵台重要颱風電腦資料檔建立及分裂過山颱風研究。國科會專題研究報告，65頁。
- 鳳雷，1992：雷達回波垂直結構與降水定量估計—楊希颱風。台灣大學大氣科學研究所碩士論文，73頁。
- 鄧資嘉，1992：楊希颱風回波特徵與雨帶演變之分析。台灣大學大氣科學研究所碩士論文，103頁。
- Anthes, R. A., 1982: Tropical Cyclones: Their Evolution, Structure, and Effect. Meteor. Monoger., 19(41), American Meteorological Society, Boston, 208pp.
- Atlas, D., K. R. Hardy, R. Wexler and R. T. Boucher, 1963: On the origin of hurricane spiral bands. *Geofis Int.*, 3, 123-132.

- Barnes, G. M., D. P. Jorgenson and F. D. Marks, Jr., 1983 : Mesoscale and convective scale structure of a hurricane rainband. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 2125-2137.
- Battan, L. J., 1973 : Radar observation of the atmosphere. Univ. of Chicago Press, Chicago and London, 324pp. Jorgensen, D. P., 1984a : Mesoscale and convective - scale characteristics of mature hurricanes. Part I : General observation by research aircraft. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 1268-1285.
- Jorgensen, D. P., 1984a : Mesoscale and convective - scale characteristics of mature hurricanes. Part I: General observation by research aircraft. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 1268 - 1285.
- Jorgensen, D. P., 1984b : Mesoscale and convective - scale characteristics of mature hurricanes. Part II : Inner core structure of hurricane Allen (1980). *J. Atmos. Sci.*, **41**, 1287-1311.
- Lee, C. -S., 1992: A Preliminary Analysis of Two Typhoons When Moving Across Taiwan. Proceedings of the 2nd International Conference on East Asia and Western Pacific Meteorology and Climate. 205-212. World Scientific, Singapore.
- Mohr, C. G. and R. L. Vaghan, 1979 : An economical procedure for cartesian interpolation and display of reflectivity factor data in three-dimensional space. *J. Appl. Meteor.*, **18**, 661-670.
- Senn, H. V., H. W. Hiser, 1959 : On the origin of hurricane spiral rain band. *J. Meteor.*, **16**, 419-426.
- Willoughby, H. E., F. D. Marks, Jr, and R. J. Feinberg, 1984 : Stationary and moving convective bands in hurricanes. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 3189-3211.

An Analysis of Rainbands Associated with Four Landfalling Typhoons Using CAA Doppler Radar Data

Cheng-Shang Lee De-lou Tsai

Department of Atmospheric Sciences
National Taiwan University

ABSTRACT

This study used CAA Doppler radar data to study the characteristics of rainbands associated with Typhoons Alex (1987), Sarah (1989), Ofelia and Yancy (1990) when they were around Taiwan. The possible influence of Taiwan topography on rainbands was also discussed briefly. In this analysis, typhoon rainbands around Taiwan were classified into six categories according to the location and the radar reflectivity pattern of rainbands. These rainbands were outer rainband (located in front of typhoon center), terrain-induced (semi-stationary) rainband, principal rainband (originated at the front edge of eyewall convection before landfall), rainband embedded in the southwesterly, rainband separated from eyewall convection and rainband organized from scattered convections over ocean. The outer rainband, the terrain-induced rainband and the rainband organized from scattered convections had cellular reflectivity (or convective) structure (horizontal gradient of reflectivity = 6-8 dB/km). The principal rainband had a stratiform reflectivity pattern (Barnes et al., 1983). The reflectivity pattern changed from cellular at the upstream side to stratiform at the downstream side for the rainband embedded in the southwesterly. For the rainband separated from eyewall convection, the reflectivity pattern changed from stratiform to cellular as the rainband moved outward.

Results also showed that the terrain-induced rainband developed due to the topographical lifting of the warm and moist flow, its location thus was not closely related to the center position and the moving direction of typhoon. Except the terrain-induced rainband and the southwesterly-embedded rainband, the other four rainbands moved or rotated with respect to the moving typhoon center. The motions of the outer rainband and the convective cells embedded in the rainband appeared to be similar to those depicted by Anthes (1982). The formation and decay of the principal rainband seemed to be influenced by the topography. However, the principal rainband revealed an upstream development trend after formation. The formation process of the rainband organized from scattered convections appeared to be different from other rainbands which formed near eyewall convection. Although the formation processes for principal rainband, the rainband separated from eyewall convection and the rainband organized from scattered convection were quite different, these three types of rainband still showed some similarities. Therefore, there seemed to be common physics which was responsible for the formation of these rainbands. Further study was thus highly desirable.

Key words : Typhoon, Typhoon Rainband, Terrain Effect, Doppler Radar Data Analysis.