

# 單都卜勒雷達資料分析飗線系統 之氣流結構

周 鴻 祺                      李 金 萬                      楊 健 生

民航局氣象中心中正氣象台

## 摘 要

利用中正都卜勒雷達研究1992年4月9日和22日通過台灣西北部之兩個飗線系統，在成熟期，系統是由前緣對流線和拖曳層狀降水區所組成，觀測氣流型態與過去分析個案相似，單都卜勒雷達具有即時顯示飗線系統降水和氣流結構之能力。

4月9日飗線個案顯示中尺度下沖流頂部與傾斜後方內流頂部一致，後方內流內之昇華和蒸發冷卻作用造成中尺度下沖流環流，且此支氣流的強度和傾斜度隨風暴位置而變動，在對流胞和層狀區融解層具有最大強度。

在後方內流之上為一支由前向後氣流，伴隨中尺度上升運動，在對流胞區具有最大強度，且向層狀區後方減弱，在中尺度上沖流之下為深厚中尺度下沖流，垂直速度強度向系統後方減弱。

## 一、前 言

1987年5-6月期間，台灣地區中尺度實驗計畫(TAMEX)針對中尺度對流系統進行研究，其中飗線系統經由地面觀測資料分析與數值模擬研究，對飗線系統之三維運動結構已有相當了解。當飗線系統通過台灣時，經常是造成台灣西部惡烈天氣之主因，但對於一個成熟的典型飗線系統而言，整個水平尺度約數百公里和生命史約10因次小時，而飗線系統內產生之主要次結構(如對流胞線、陣風鋒面、中尺度高壓和低壓等)，它們的水平尺度更小，伴隨這些次結構之次環流亦必須加以分析；由於飗線系統的此種時間和空間尺度，對於目前作業上之觀測網，因解析度不足，使氣象預報員對這些中尺度現象很難加以追蹤、解析與預報。

中正都卜勒氣象雷達自1987年5月架設以來，已成為國內氣象觀測和服務的一個主要新觀測工具，尤其對移入台灣西北部之中尺度對流系統或鋒面，可適時的觀測這些系統之降水和運動結構，因此可對伴隨之風(如風切)、降雨量及其它風暴現象做適時的分析和預報。

單都卜勒雷達資料具有即時顯示中尺度對流系統之中尺度氣流型態和降水特徵的功能(Houze et al., 1989)，本文中將研究之中尺度對流系統為具有拖曳層狀降水區之飗線，稱為飗線系統。此種飗線系統之典

型降水和運動結構特徵已被清楚了解(Rutledge et al., 1988; Smull and Houze, 1985; for midlatitude line; Zipser, 1977; Gamache and Houze, 1982; Chong et al., 1987; for tropical line; Chen and Chou, 1988; Wang et al., 1990; 周等, 1992; for subtropical line)。

具有拖曳層狀降水區之飗線其風場垂直剖面(垂直於對流線之方向上)，在低層，環境低層噴流提供所需的強烈風切，氣流結構顯示，近邊界層攜帶高相當位溫空氣之強烈由前向後(front-to-rear)氣流，在地面陣風鋒面輻合帶被強迫舉升，增強對流上沖流，向上舉升之空氣最後逐漸傾斜進入中高層之拖曳層狀區，此支氣流包括中尺度上升運動及提供對流線向後至層狀降水區的液態水傳輸，有利於層狀降水區的發展(Smull and Houze, 1985)。在傾斜向上之由前向後氣流之下為一層由後向前的系統相對內流，稱為後方內流噴流(rear inflow jet) (Smull and Houze, 1987b)，後方內流從系統後方進入層狀雨區，且下降穿過融解層，最後逼近前緣對流線之後側，此支強烈相對後方內流亦可能是拖曳層狀區內中層氣旋的一支，但後方內流強度和其形成後對飗線的回饋作用，將因個案的不同而有明顯的變動(Weisman, 1992)，傾斜向上之前至後氣流與傾斜下降之後方內流間具有一個強烈風切、輻合及垂直和水平渦度之交界面。

新生對流胞傾向於在劇烈對流兩區的前緣形成，層狀降水區之降水來源可能是對流線之舊對流胞減弱向後連續合併的結果，以及因中尺度上沖流之新凝結所產生，拖曳層狀降水區具有雷達回波之“明亮帶”(高回波值)特徵，正好位於融解層下方。本文將選擇1992年4月9日和22日兩個颱風系統，利用單都卜勒雷達資料分析上述颱風系統之降水與運動結構特徵。

## 二. 資料收集與分析方法

中正都卜勒氣象雷達系統波長為5.3 cm，波束寬為 $0.86^\circ$ ，在都卜勒狀態下，最大掃描半徑為120 Km，水平解析度為1 Km，使用雙脈波回復類(Pluse Repetition Frequency)技術，其可測最大徑向風速為 $\pm 48$  m/s，採用之掃描策略為每30分鐘或20分鐘完成20個仰角(天線仰角由 $19.5^\circ$ 至 $0.5^\circ$ )之傳統和都卜勒空域掃描；利用都卜勒狀態下收集之回波強度和徑向速度資料，分析1992年4月9日和22日兩個通過中正雷達站之颱風系統，並應用Srivastava et al (1986)之EVAD (Extended Velocity-Azimuth Display)技術，分析都卜勒狀態下收集之三維圓錐掃描資料，求取水平風場、輻散場、垂直空氣速度及質點終端下降速度。Srivastava et al (1986)之方法是Browning and Wexler's (1968) VAD技術的延伸，VAD是利用數個仰角掃描，以決定同時伴隨水平風和輻散度之質點下降速度，Browning and Wexler's 在估計輻散度時，必須假定質點下降速度或是仰角小至質點下降速度可以忽略不計。

EVAD方法可以應用於質點下降速度與水平輻散度之水平和時間變化很小的區域，而層狀降水區正符合上述條件，由一系列仰角所獲得之都卜勒資料，在一個固定半徑(本文中為40 Km)之圓錐內，在一系列高度上，圓錐邊界正交地面風分量(U,V)可以決定，在每一高度圍繞圓錐周邊之風分量可估計圓錐中心之水平風向量及圓錐邊界範圍內之平均輻散度，從輻散度的垂直剖面，利用非彈性連續方程的積分計算垂直空氣速度，為了使垂直空氣速度滿足地面和回波頂之零邊界條件，利用O'Brien (1970)之線性變化修正法，將垂直空氣速度做垂直線性調整。

## 三. 1992年 4月 9日 颱風個案

### (a) PPI 圖

中正都卜勒雷達4月9日0805 LST之仰角 $1.5^\circ$  PPI 回波和徑向速度顯示圖(圖1a,b)，颱風系統之降

水回波結構明顯的具有三個主要特徵：前緣對流線、拖曳層狀降水區及一個將對流線與層狀區隔開之“過渡帶”(transition zone)，對流線呈南北走向且由強烈對流胞組成(最大回波強度45 dBZ)。

徑向速度圖(圖1b)顯示一些重要的中尺度氣流特徵，首先可見零值線位於雷達西北方，環境風場在低層為西南風，負徑向速度區內可發現兩個速度極值中心，分別為J1和J2，正好緊鄰在前緣對流線之後側，其中J1為環境西南氣流，速度 $\geq 24$  m/s，J2範圍較小且強度稍弱，緊鄰對流線後緣具有最大值，表示對流線後方強烈西風氣流即為所謂之後方內流，相對地面而言，速度 $\geq 24$  m/s，因為颱風系統以平均約18 m/s之速度向東快速移動，因此拖曳層狀降水區內之後方內流具有超過6 m/s之系統相對速度。

颱風系統快速東移進入台灣西北部陸地，0935 LST時，前緣對流線已移至雷達站東邊35Km處(圖2a)，降水回波之三個主要結構清晰可辨，雷達站位於拖曳層狀降水區前緣，降水回波之另一個重要特徵為層狀降水區兩段後緣出現一個顯著的凹槽，可能是後方內流進入層狀區時冷乾空氣之侵蝕作用所造成。徑向速度顯示(圖2b)，主要為兩支氣流所控制，其中一支J1(負)和J1'(正)與圖1b之J1位置一致，為環境西南氣流，另一支為隨颱風東移之後方內流，速度中心J2(負)和J2'(正)，J2'速度值較J2來得大，顯然後方內流向系統後方減弱，與Chong(1988)所研究之熱帶颱風相似。近雷達中心斜距20 Km範圍內，零值線略轉為東南東-西北西，表示近地層風向轉為南南西風，至1035 LST零值線更轉為東北-西南，風向逆轉為東南風，此種位於層狀降水區下方之邊界層氣流，乃近地層強烈冷氣團產生之系統相對外流空氣之一支。

### (b) 垂直剖面分析

利用單都卜勒雷達之降水回波和相對系統氣流垂直剖面分析，可了解颱風系統的降水與中尺度氣流結構及其變化，垂直剖面是沿垂直對流線之方向上( $270^\circ$ - $090^\circ$ )，將水平風減去颱風系統移速( $U-U_c$ ,  $U_c=18$  m/s)獲得系統相對氣流。都卜勒雷達於0805 LST之回波和相對水平氣流垂直剖面分析如圖3，沿 $270^\circ$ 方向之回波剖面(圖3a)，顯示颱風從西方逼近雷達站，前緣對流線距雷達約60 Km，對流胞略微向後傾斜；颱風具有兩個層狀回波區，分別為前方砧雲與拖曳層狀降水區。

水平相對速度型態(圖3b)，顯示颱風系統內部具有三支不同之氣流，在對流線後緣低層有一負徑向速

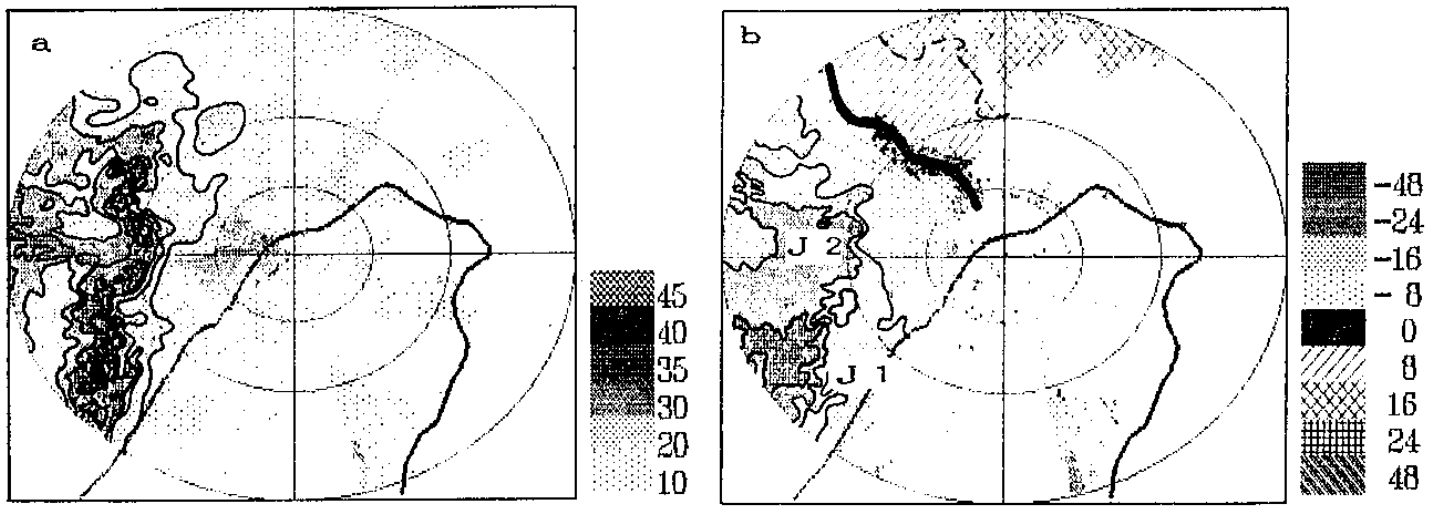


圖 1 : 1992年4月9日 0805 LST仰角 $1.5^\circ$ 之PPI(a)回波強度, 回波等值線值分別為 20, 30, 35, 40 與  $\geq 45$  dBZ。 (b) 徑向速度, 負值表示風吹向雷達(實線), 正值表示風吹離雷達(虛線); 速度等值線分別為  $\geq -24, -16, -8, 0, 8, 16, 24$  m/s。

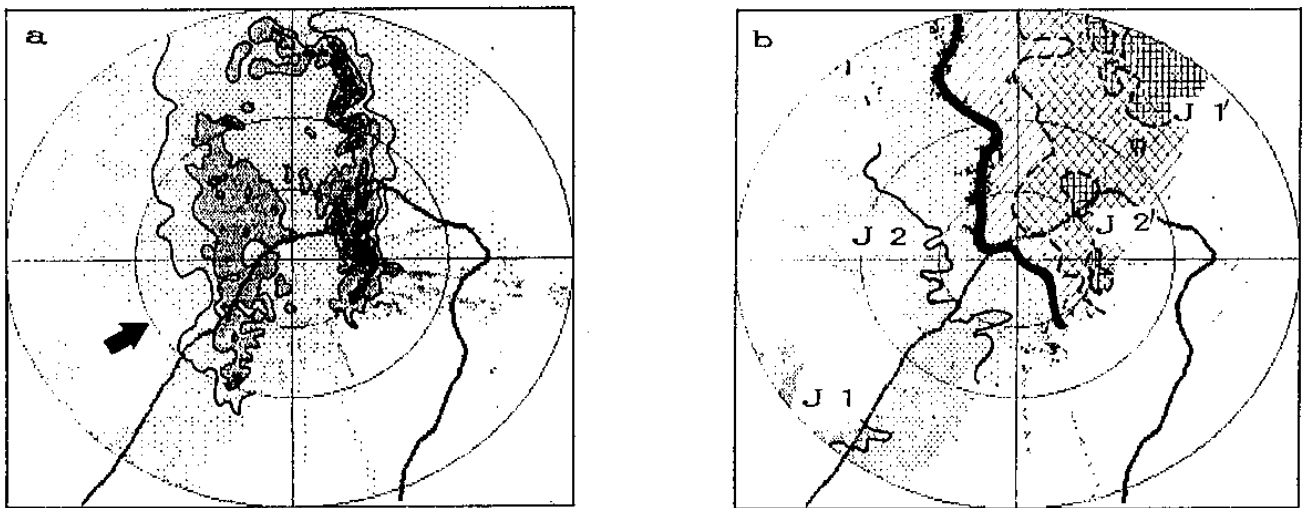


圖 2 : 同圖 1, 但時間為 0935 LST, 箭頭表示“凹型”回波區。

度區, 伴隨由後向前之氣流, 可能是對流下沖流產生冷氣團輻散外流的一支, 另一負徑向速度區位於高層, 正好在前方砧雲內發展, 此支由後向前氣流是來自對流胞頂之強烈高層輻散外流。在對流線前方, 一支由前向後氣流遍及中低對流層, 近地面層具有最大水平內流, 此支氣流至對流胞前緣與由後向前氣流相遇, 受強迫舉升向上, 速度值顯示在對流胞區和其後側達最大強度, 正好位於後至前氣流之上, 在對流胞區加強後, 加速向系統後方傾斜向上發展。圖 4 為 0935 LST 沿  $090^\circ$  和  $270^\circ$  之回波和徑向速度垂直剖面分析, 降水回波顯示一個強烈對流胞在對流線內向上向後傾斜發展, 拖曳層狀降水區更為顯著, 但層狀回波後緣低層回波明顯向內凹陷, 在層狀區內  $3.5$  Km 高度可

見一層強回波區, 稱為“明亮帶”, 位於融解層之下。相對速度剖面此時出現四支不同氣流, 首先在對流線後方中低層有一支由後向前氣流, 稱為後方內流噴流, 後方內流從系統後緣  $3$  Km 至  $7$  Km 高度間進入層狀降水區, 至對流線後緣後方內流下降至  $1-3$  Km 高度, 並未降至地面, 在對流線後緣具有最大強度 ( $10$  m/s -  $15$  m/s), 另一局部最大強度位於“明亮帶”正下方, 速度值約  $10-15$  m/s, 然後此支氣流逐漸向後減弱。在後方內流之上層狀雲區內為一層傾斜向上之由前向後氣流, 氣流內超過  $15$  m/s 之局部最大強度位置與對流胞一致, 當氣流進入對流胞時, 指示由前向後氣流的向後加速, 可能是對流上沖流使水平動量垂直傳輸及水平氣壓梯度兩者合併的結果; 界於兩支反向氣流間

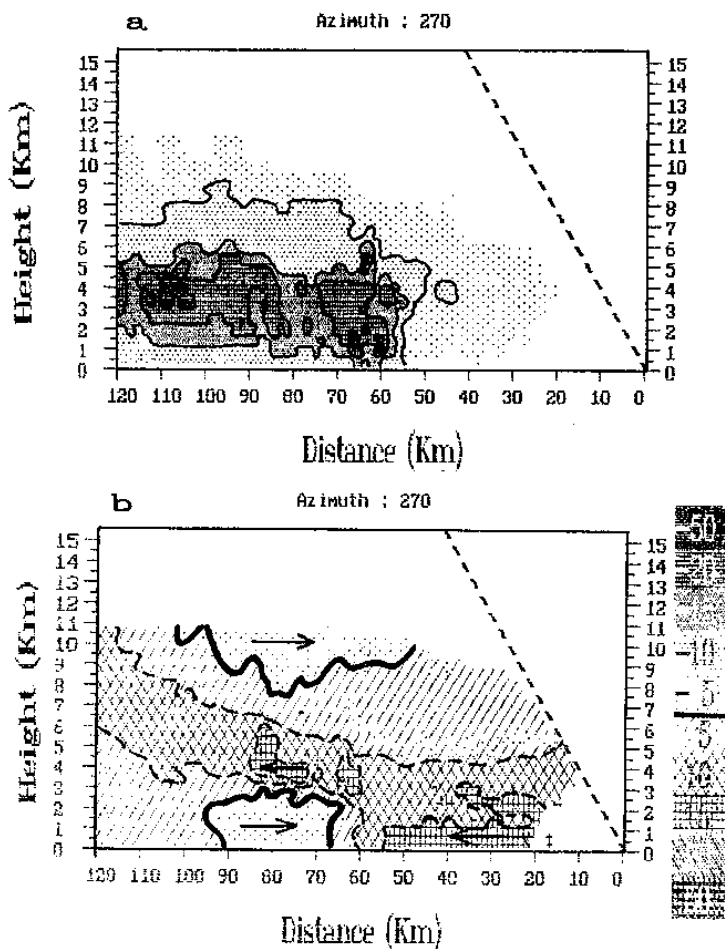


圖3: 4月9日0805 LST, 沿垂直對流線之方向上(090° - 270°), (a) 回波強度, (b) 徑向速度垂直剖面圖, 回波等值線同圖1, 速度等值線分別為  $\geq -20, -15, -10, -5, 0, 5, 10, 15, 20$  m/s。

之零速度線, 由系統前之 2.5 Km 高度逐漸向後緩慢上升, 此分隔層為強烈風切與輻合層。

在後方內流下方為另一支由前向後氣流, 強度較前 1 小時明顯增強, 其發展厚度從對流區附近之 1 Km 高度逐漸向層狀區後緣增加, 且強度增強, 可能與層狀兩區後緣之尾流低壓(wake low)的發展有關(Johnson and Halilton, 1988)。

#### (c) EVAD 分析結果

應用 EVAD 方法分析 1005 LST 和 1035 LST 兩個時間之雷達三維圓錐掃描資料, 求得水平風、輻散度與垂直空氣速度之垂直剖面, 圖 5a 為垂直對流線走向之相對系統水平風分量垂直剖面, 具有與圖 4 一致之三支基本氣流, 後方內流層位於 2-4 Km 高度, 厚度約 2 Km, 最大強度約 7 m/s, 較 0935 LST 時減小; 在後方內流之上下方均為由前向後氣流, 中高層由前向後氣流之最大強度發生於 6.5 Km 高度, 兩支氣流之交界層位於

4 Km 高度。

輻散度和垂直空氣速度剖面如圖 5b, 輻散度在 3.2 Km 以下及 6.5 Km 以上均為強烈輻散, 在兩輻散層之間則為強烈輻合層, 在 5 Km 高度有最大輻合, 位於 0 °C 層 (~3.8 Km) 之上。垂直空氣速度剖面顯示 5 Km 高度之下為中尺度下降運動, 此層之上為中尺度上升運動, 下沉作用從 0 °C 層上方約 1.2 Km 高度開始向下至地面層, 在 3.8 Km 高度, 即融解層附近, 具有最強烈下沉作用 (~18 cm/s)。

1035 LST 之相對水平風速與圖 5a 相似(圖 6a), 但中層後方內流厚度和強度顯著減小, 且後方內流下方之由前向後氣流厚度則增加; 輻散度剖面較為零亂(圖 6b), 輻散度明顯較 1005 LST 減小, 反應於強度減弱之垂直速度場, 垂直速度剖面與 1005 LST 相似, 5 Km 高度以下為中尺度下降運動, 此層之上為上升運動。

#### 四. 1992年 4月 22日 飢線個案

##### (a) PPI 圖

1992年 4月 21日一條東北東-西南西線狀走向之強烈飢線系統在雷達西北方約 180° 處形成, 發展初期幾乎停滯不動, 隨後與其後方另一線狀對流合併組織成一條長度超過 450 Km、寬度約 40 Km 之前緣對流線, 以平均 10 m/s 速度緩慢向南南東移動, 在成熟期, 其後拖曳寬廣之層狀降水。

飢線系統於 21日 2300 移入都卜勒掃描範圍內, 22日 0005 LST 仰角 1.5° PPI 回波與徑向速度圖如圖 7 所示, 飢線由前緣對流線及拖曳層狀降水區所組成, 對流線內具有強度  $\geq 45$  dBZ 之強烈對流胞, PPI 徑向速度圖顯示(圖 7b), 沿 140° - 320° 之零速度等值線位於雷達東南方, 經雷達站至西北方約 20 Km 處, 零值線突轉向東北方, 延伸至離雷達約 70 Km 處再度逆轉向北; 配合兩個速度中心 J1(負)和 J1'(正), 雷達站及以南盛行強烈西南風, 另一負速度中心 J2 位於雷達西北方, 顯示突轉向東北方之零值線為低層西南風與西北風之交界面, 稱為陣風鋒面, 具有強烈風切和輻合之特徵, 配合回波圖此鋒面是伴隨在強烈對流線的前緣, J2 速度中心為飢線系統內氣流之一支, 即所謂後方內流噴流, 相對地面而言, 後方內流速度  $\geq 16$  m/s, 因飢線以 10 m/s 向南南東移動, 因此後方內流具有  $\geq 6$  之系統相對速度, 飢線系統約於 0110 LST 通過雷達站。

至 0125 LST 時, 前緣對流線正好位於雷達站上空

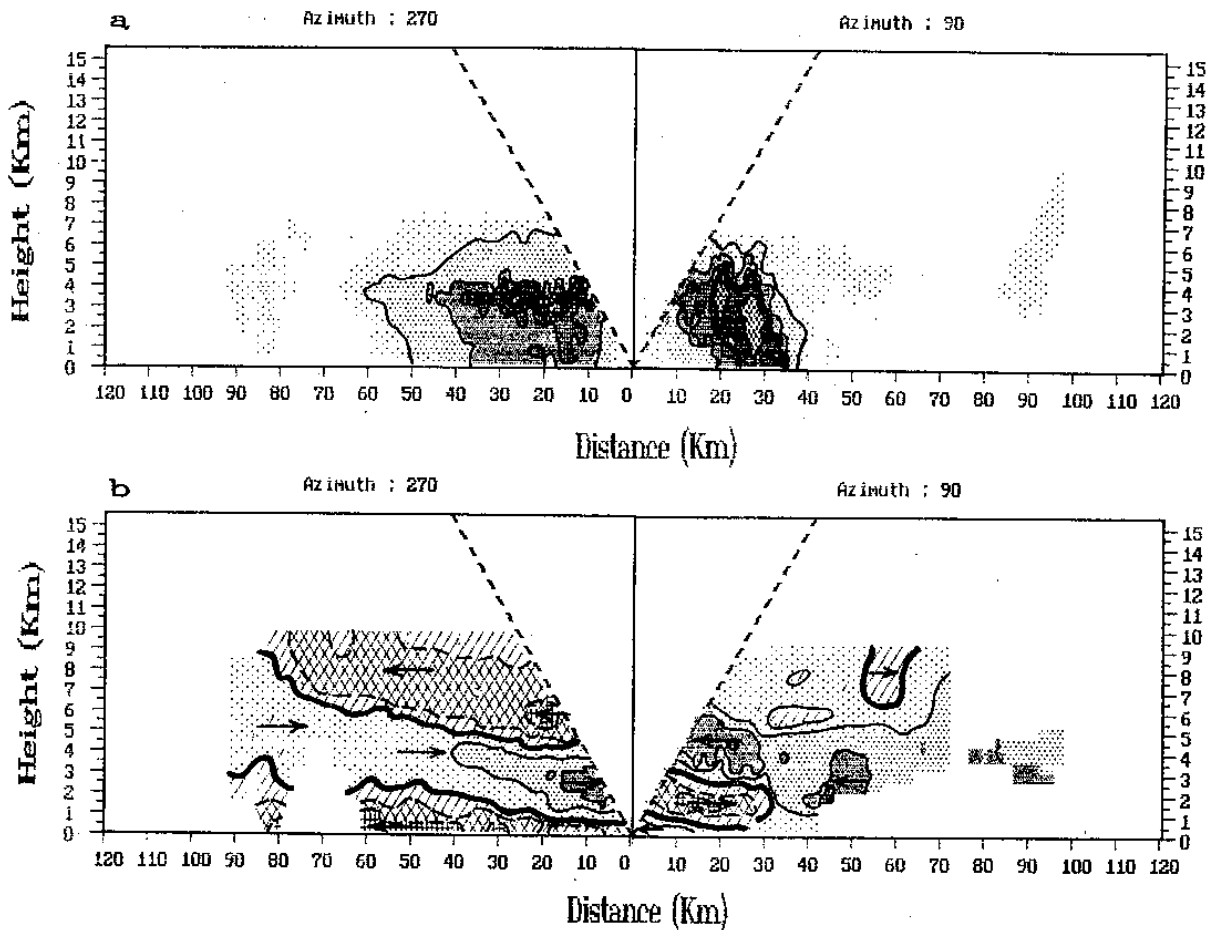


圖4:同圖3, 但時間為0935 LST。

(圖8), 降水形態與圖7相似, 但整個系統回波強度減弱, 乃雷達波束受雨滴衰減造成雷達中心外圍回波值之明顯減小。徑向速度顯示(圖8b), 沿 $045^{\circ}-225^{\circ}$ 方位之零值線通過雷達站, 延伸至西南方45 Km處零值線呈V型轉折, 造成雷達西南象限原負徑向速度區內出現V型正速度區, 圖中具有四個速度中心J1、J1'和J2、J2', 分別代表西南風和西北風兩支不同氣流, V型正速度區南緣形成一個顯著風切線, 在V型零值線西南方則有一明顯速度切變線, 配合對流線位置顯示鋒面已移至雷達南方約30處。J2和J2'所代表之後方內流, 顯示一個重要特徵, 即雷達下風區(J2')之後方內流中心於較小斜距內出現, 因此後方內流從系統後緣向東南方向下傾斜, 最後進入鬃線陣風鋒面的後方。

圖9為0405 LST在3.5 Km高度之CAPPI徑向速度圖, 徑向速度中心(J1, J1')顯示近雷達站風向為 $250^{\circ}$ , 但此範圍以外, 系統後方(層狀降水區後緣)負速度中心(J2)與圖7b比較, J2從 $320^{\circ}$ 方位逆轉至 $290^{\circ}$ 方位上, 正速度中心J2'則位於 $060^{\circ}$ 方位, 且速度減小, 而非均勻風場之 $110^{\circ}$ 方位, 顯示在層狀區後緣之後方內流逐漸南移, 當氣流進入層狀區後, 產生明顯

之氣旋式風切, 在對流線後緣氣流轉為平行鬃線走向, 此種現象與Gamache and Houze (1982)研究之鬃線個案, 在650mb層鬃線系統左後方具有一個強烈氣旋風切帶, 系統相對氣流型態由觀測氣流之氣旋式風切轉變成一個氣旋式渦旋, 且集中於層狀雨區內, 後方內流為中層渦旋之兩支。

#### (b) 垂直剖面分析

0005 LST之降水回波和相對水平風速之垂直剖面如圖10所示, 前緣對流線寬度約45 Km, 由四個不同發展程度之對流胞所組成, 最前方為一個初生成之對流胞, 呈垂直發展, 其後緊鄰一個強烈發展對流胞, 最強之回波並未到達地面, 略向後傾斜; 在此強烈對流胞之後則分別為兩個強度減弱之成熟胞和衰減衰胞, 兩對流胞發展深厚且明顯向後傾斜, 高層並有微弱之前方砧雲, 對流線後側為弱回波強度之過度帶, 更後則為拖曳層狀降水區。水平相對速度顯示(圖10b), 在低層有一顯著界面存在, 在界面下方氣流從系統後方進入層狀區內, 且厚度逐漸減小, 持續伸展至對流線前緣, 對流線區具有最大強度; 在後方內流層之上為一支強烈且深厚之由前向後氣流, 從對流胞區向

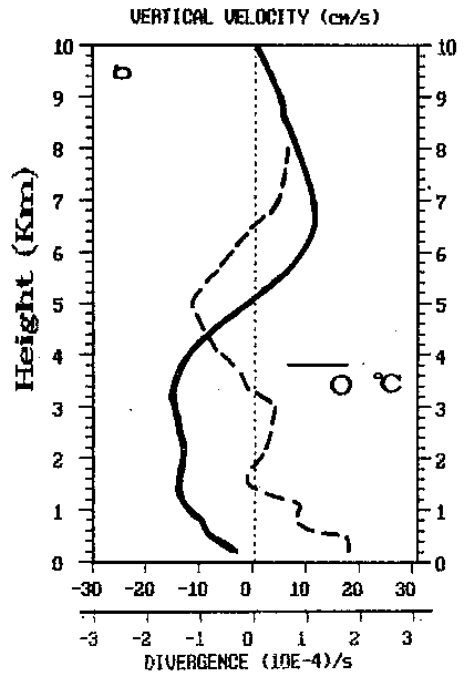
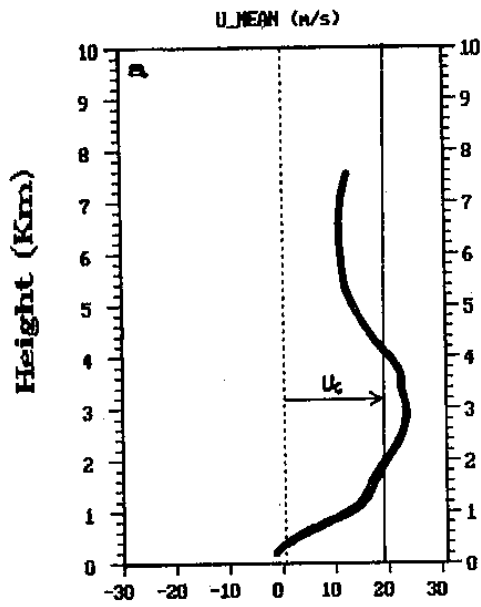


圖 5 : 利用 EVAD 分析 4 月 9 日 1005 LST 之圓錐空域資料，求得 (a) 沿飢線移動方向之相對風速，(b) 輻散度(虛線)和垂直空氣速度(實線)。

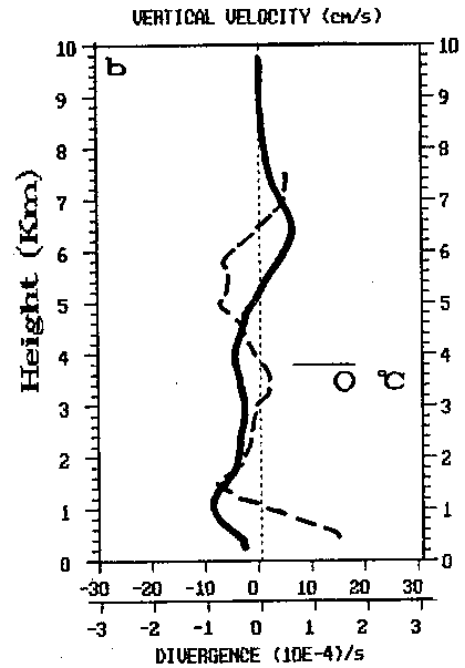
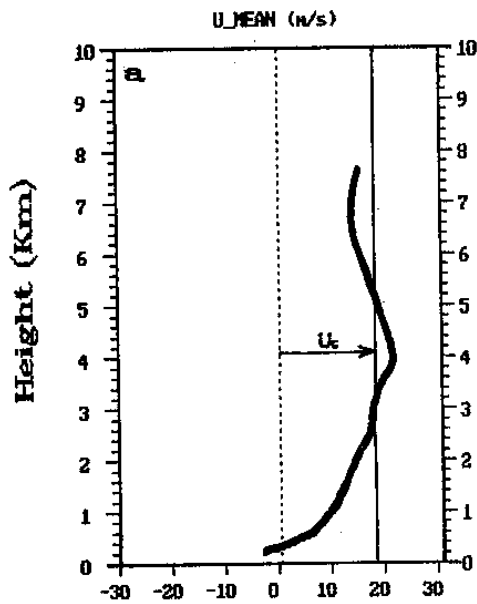


圖 6 : 同圖 5，但時間為 1035 LST。

後傾斜向上伸展，另一支由前向後氣流在高層前方砧雲內發展正好位於對流胞頂，顯然是高層輻散外流所引起。

0125 LST 降水回波剖面(圖 11)與圖 10 相似，但層狀區更為寬廣，水平相對氣流呈現四支不同形式之氣流結構，在層狀區近地面有一層淺薄之由前向後氣流發展，其餘三支氣流與圖 10 所示之氣流組織一致，但後方內流和前方內流間之交界面，在對流線後方變得較平坦，後方內流在對流線後緣下降至地面且在對流

線區有最大強度。

前緣對流線於 0225 LST 時移入山脈區，新生對流胞明顯減弱，其後成熟對流胞強度能超過 40 dBZ，且集中在 2.5 Km 高度之下，成熟胞後方拖曳寬約 110 Km 之大範圍層狀降水區，在層狀區前緣可見一個減弱對流胞向後移入層狀區所殘餘回波，顯然層狀降水區的產生有部份原因是衰減舊胞向後併入的結果；在層狀區內 4 Km 高度，強度  $\geq 35$  dBZ 之強回波正發展中，至 0335 LST 此中層強回波所形成之明亮帶已清晰可見

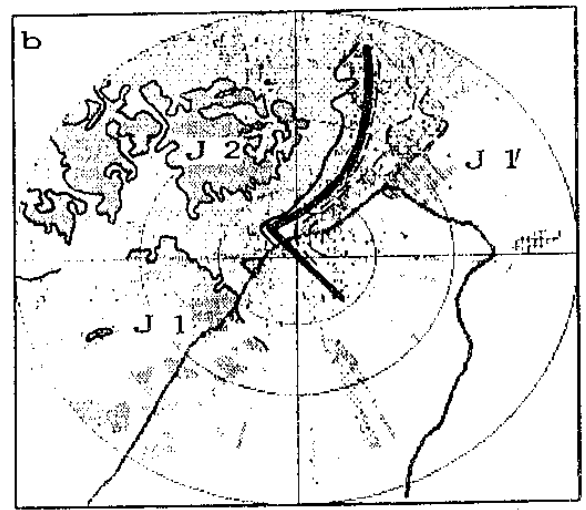
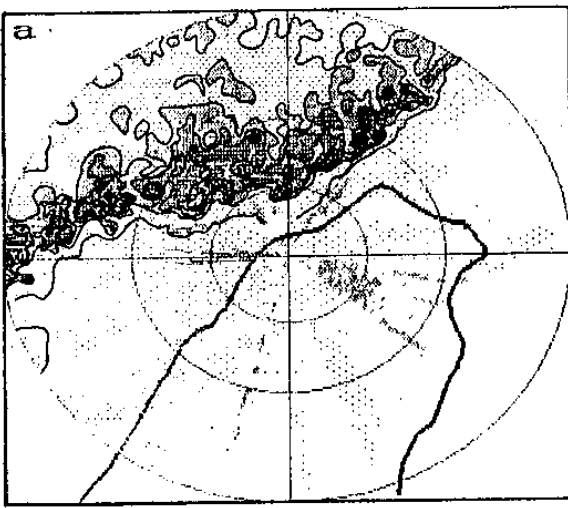


圖 7: 1992年 4月22日 0005 LST 仰角 $1.5^\circ$  之 PPI (a) 回波強度, (b) 徑向速度, 等值線同圖 1。

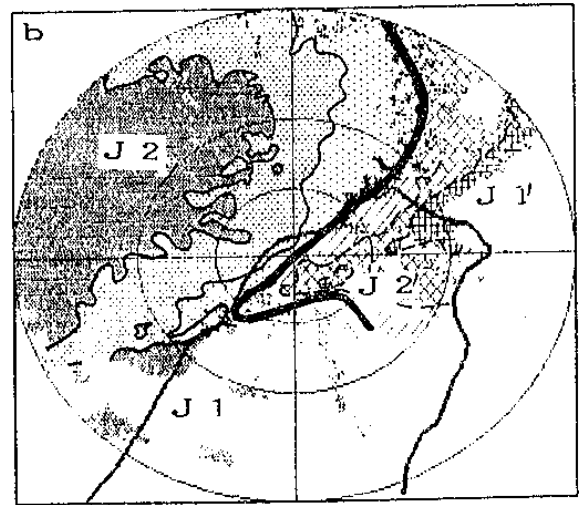
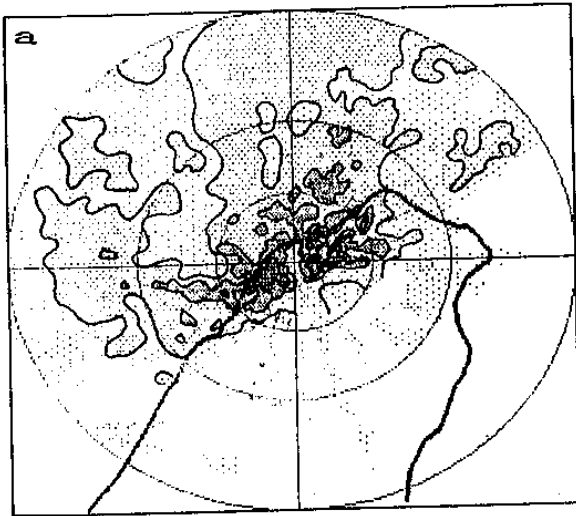


圖 8: 同圖 7, 但時間為 0125 LST。

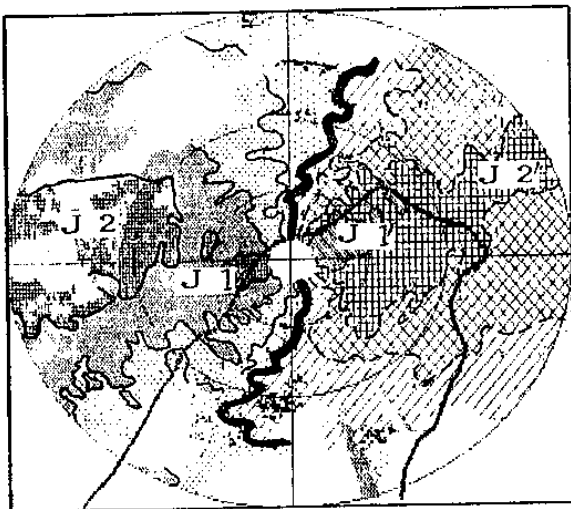


圖 9: 4月22日 0405 LST, 高度 3.5 Km 之 CAPPI 徑向速度圖, 等值線同圖 1。

。水平相對氣流此時在強烈對流胞下方之地面層, 原後方內流內出現由前向後氣流, 正好位於山脈邊緣; 山坡下滑作用可能加強對流下沖流產生之冷氣團向外流的強度, 至 0335 LST 時, 地面層之後方內流已經被這支加強氣流完全侵佔, 後方內流與前方內流之交界面相當平坦且高度幾乎與山脈高度相當, 造成對流線前緣之耦合減弱, 促使新生對流胞強度減弱。

#### (c) EVAD 分析結果

0335 LST 沿垂直對流線方向之相對水平風分量垂直剖面 (圖 13a), 顯示三種不同氣流, 在 1.5 Km 與 3.8 Km 之間有一層顯著後方內流, 最大強度為 12 m/s, 此層之上和之下則為由前向後氣流; 輻散剖面 (圖 13b) 在 2.0 Km 至 9 Km 高度為輻合層, 但 4 - 5.5 Km 為弱輻合, 在 8 Km 高度為最強輻合層, 輻合層之上和之下, 分別為高層和低層輻散, 垂直空氣速度反應此種輻散結構, 在 7.2 Km 高度以下為深厚下降運動, 其上則為強烈上升運動。0405 LST 之水平相對風分量 (圖 14a

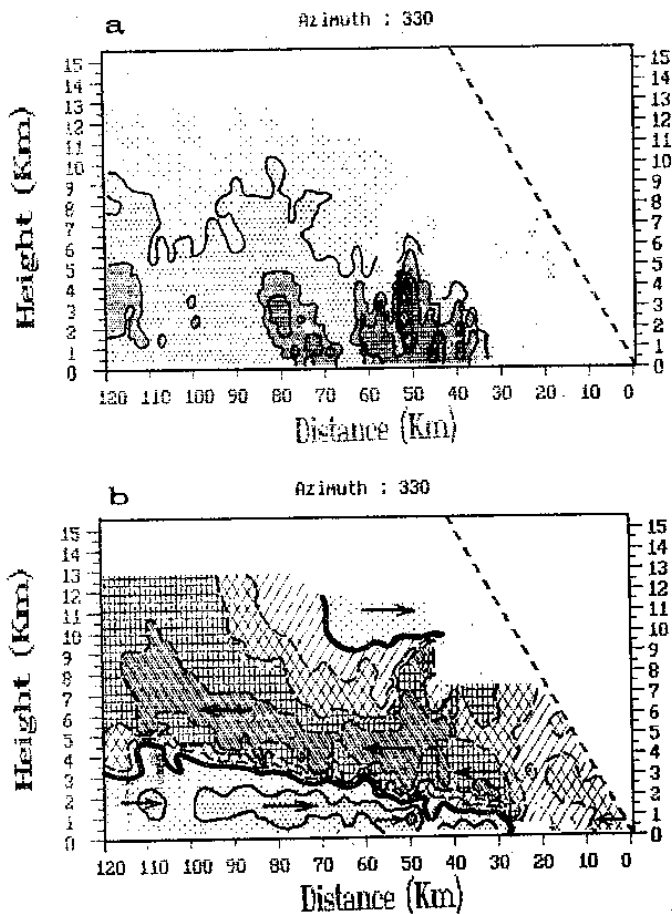


圖 10: 4月22日 0005 LST, 沿垂直對流線之方向上 ( $150^\circ - 330^\circ$ ), (a) 回波強度, (b) 徑向速度垂直剖面圖, 等值線同圖 3。

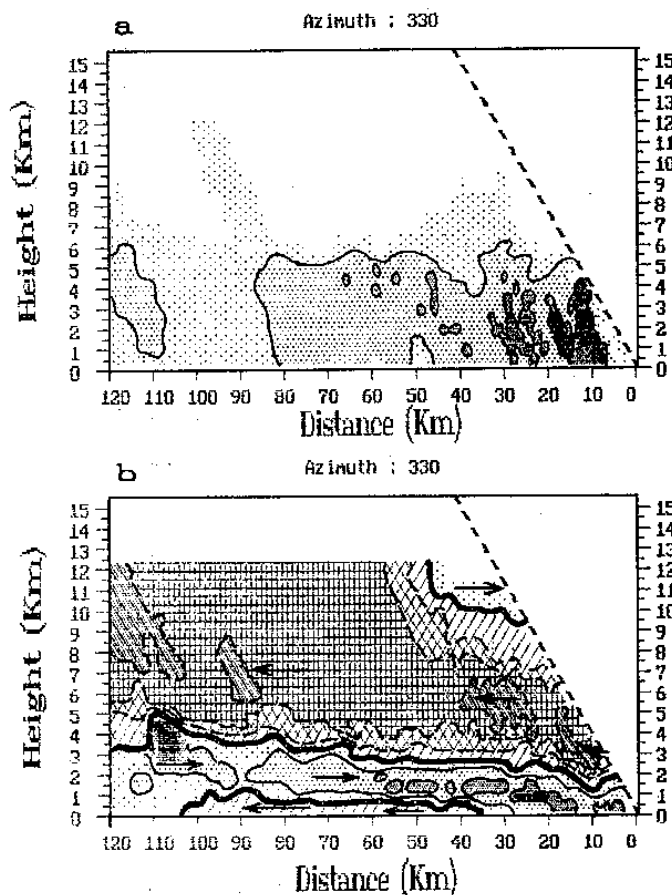


圖 11: 同圖 10, 但時間為 0125 LST。

與圖 13a 相似, 但後方內流厚度減小, 強度減弱為  $9 \text{ m/s}$ ; 輻散值較圖 12b 為小 (圖 14b), 垂直速度剖面顯示零垂直速度層降至  $5.2 \text{ Km}$  高度, 下降運動和上升運動較 0335 LST 明顯減弱。

## 五. 結 論

1992年4月9日和22日兩個颱風系統發展階段, 降水回波由強烈新生和成熟對流胞組成前緣對流線, 隨系統的加強, 層狀降水區在對流線後方發展, 拖曳層狀區內並出現回波“明亮帶”, 正好位於融解層下方, 在對流線與層狀區之間有一弱回波值之“過渡帶”。4月22日颱風系統之拖曳層狀區產生原因中, 部分是向系統後方移動之減弱舊對流胞合併的結果

4月9日颱風個案之水平氣流結構與過去研究分析之中緯度、熱帶和副熱帶颱風氣流結構相似。透過暹羅都卜勒雷達觀測資料的分析, 結果顯示颱風系統之詳細氣流結構, 後方內流在颱風加強期並不存在, 僅在強烈對流胞下方, 低層存有對流下沖流產生之冷氣潭外流空氣 (由後向前氣流), 但隨後後方內流從系統後方進入層狀區內, 且持續向下傾斜至對流胞區下方之地面層, 後方內流最大強度發生於對流胞區及層狀區內之融解層。Weisman (1992) 研究顯示強烈且深厚之低層風切條件有利於後方內流的產生, 當強烈冷氣潭發展時, 對流上沖流在冷氣潭之上開始向後傾斜, 沿伸展系統後緣的水平浮力梯度造成一個從後方汲取中層空氣進入系統內之後方內流。受後方內流將中層冷乾空氣攜入層狀區內產生之侵蝕作用, 使層狀區後緣低層回波出現一個凹槽。在後方內流層之上, 則是一支深厚強烈由前向後氣流, 在對流線區達最大強度, 且向後加速傾斜向上進入層狀降水區, 此支氣流伴隨中尺度上升運動, 可能是拖曳層狀降水區產生之主要原因。後方內流與由前向後氣流間之傾斜交界面, 具有強烈風切和輻合特徵, 此傾斜交界面隨系統之減弱而變得平坦。另一支由前向後氣流位於後方內流層之下具有強度和厚度向系統後方增加之特徵。

4月22日颱風個案與4月9日個案在成熟期具有相似之氣流結構, 但遍及都卜勒雷達觀測期間均存有後方內流層, 初期從地面發展至由前向後氣流底部, 隨後在層狀區邊界層內出現由前向後氣流, 此支氣流並逐漸增強。在系統成熟期, 後方內流從系統後方進入層狀區且向下傾斜, 在對流線後緣即降至地面, 且向前伸展至陣風鋒面後側, 在對流線區具有最大強度。



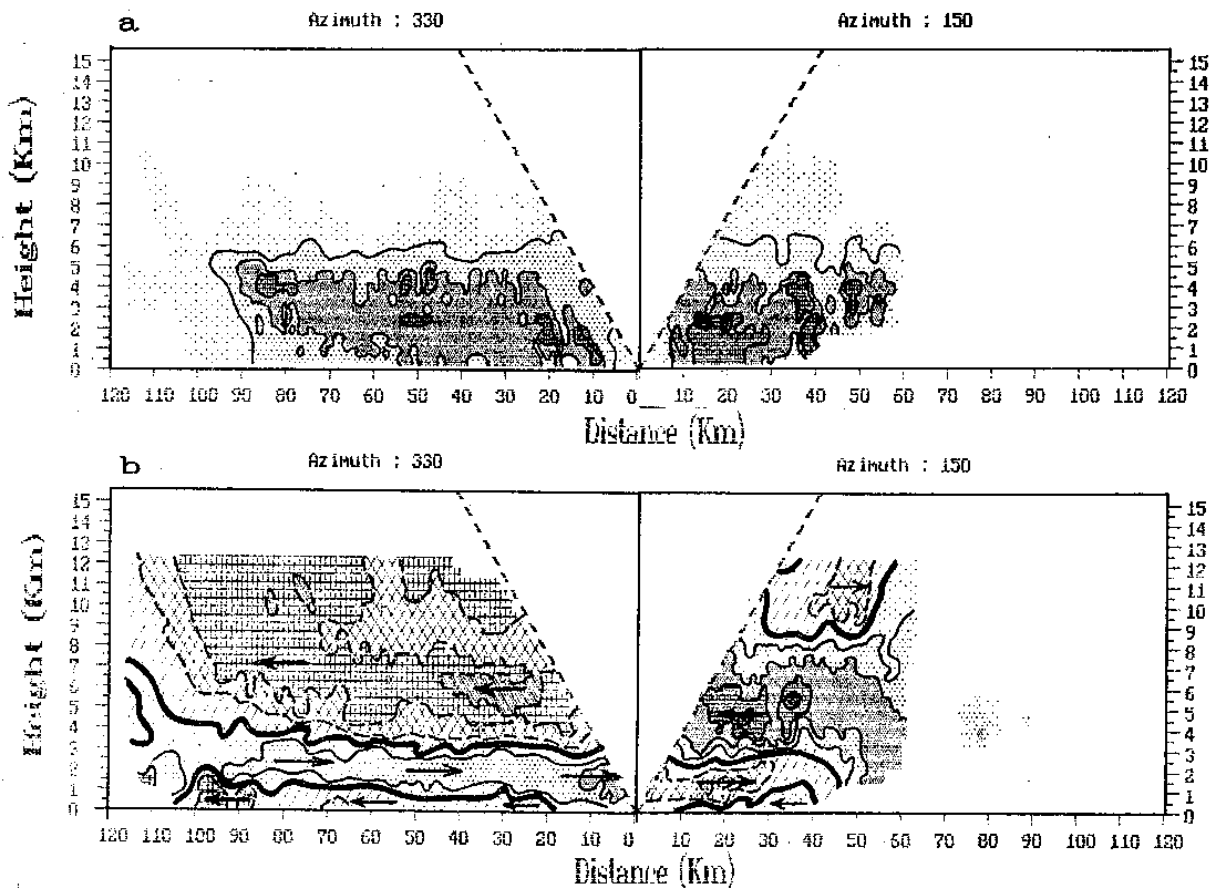


圖12:同圖10, 但時間為0225 LST。

層狀區之輻散和垂直空氣速度垂直剖面一致反應上述氣流結構。4月9日圖線個案顯示, 最強輻合位於後方內流與前方內流間之傾斜交界面附近, 此中層輻合之上和之下則為輻散層; 零垂直速度層約位於交界面, 位置約在0 °C融解層之上1 Km高度, 顯示中尺度下降運動頂部與後方內流層頂大約一致, 明示昇華或蒸發冷卻作用對中尺度下沉作用的產生相當重要, 4月22日個案零速度層則位於交界面之上。在中尺度下降運動上方為中尺度上升運動, 隨後方內流和前方內流強度向層狀區後緣的減弱, 垂直速度和輻散度亦隨之減弱。

#### 參考文獻

- 周鴻祺、陳泰然、楊進賢, 1992: TANEX IOP2圖線個案之特徵研究。天氣分析與預報研討會論文彙編, 中央氣象局。
- Browning, K.A., and R. Wexler, 1968: The determination of kinematic properties of a wind field using Doppler radar. *J. Appl. Meteor.*, 7, 105-113.
- Chen, G.T. J., and H.C. Chou, 1989: Squall lines observed during TANEX. *Proceeding, workshop*

TANEX Preliminary Scientific Results. Taipei, June 22-30, 35-42.

- Chong, M.P., Anayenc, G. Scialom and J. Testud, 1987: A tropical squall line observed during COPT '81 experiment in West Africa. Part I: Kinematic structure inferred from dual-Doppler radar data. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 670-694.
- Gawache, J.F., and R.A. Houze, Jr., 1982: Mesoscale air motions associated with a tropical squall line. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 118-135.
- Houze, R.A., S.A. Rutledge, M.I. Biggerstaff, B.F. Smull, 1989: Interpretation of Doppler weather radar displays of Midlatitude mesoscale convective systems. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 70, 608-619.
- Johnson, R.H., and P.J. Hamilton, 1988: The relationship of surface pressure feature to precipitation and airflow structure of an intense midlatitude squall line. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 1444-1472.
- O'Brien, J.J., 1970: Alternative solutions to

the classical vertical velocity problem. *J. Appl. Meteor.*, 9, 197-203.

Rutledge, S.A., R.A. Houze, M.I. Biggerstaff, and T. Matejka, 1988: The Oklahoma-Kansas meso-scale convective system of 10-11 June 1985: Precipitation structure and single-Doppler radar analysis. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 1409-1430.

Small, B.F., and R.A. Houze, Jr., 1985: A mid-latitude squall line with a trailing region of stratiform rain: radar and satellite observation. *Mon. Wea. Rev.*, 113, 117-133.

-----, and -----, 1987b: Rear inflow in squall lines with trailing stratiform precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 2869-2889.

Srivastava, R.C., T.J. Matejka, T.J. Lorello, 1986

: Doppler radar study of the trailing anvil region associated with a squall line. *J. Atmos. Sci.*, 43, 356-377.

Wang, T.C.C., Y.J. Lin, R.W. Pasken and H. Shen, 1990: Characteristic of a subtropical squall line determined from TAMEX dual-Doppler data. Part I: Kinematic structure. *J. Atmos. Sci.*, 47, 2357-2381.

Weisman, M.L., 1992: The role of convectively generated rear-inflow jets in the evolution of long-lived mesoconvective systems. *J. Atmos. Soc.*, 49, 1826-1847.

Zipser, E.J., 1977: Mesoscale and convective-scale downdrafts as distinct components of squall line structure. *Mon. Wea. Rev.*, 105, 1568-1589.

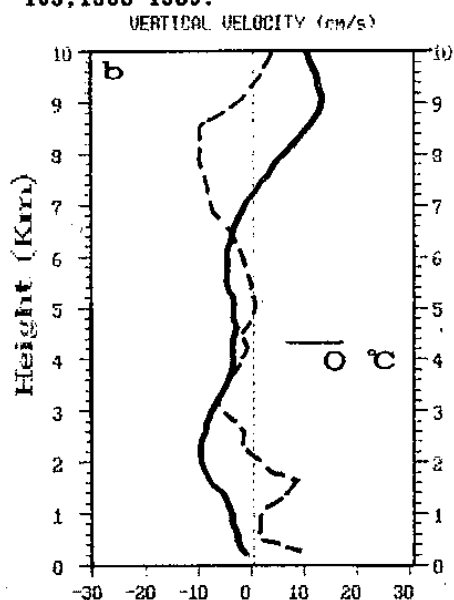
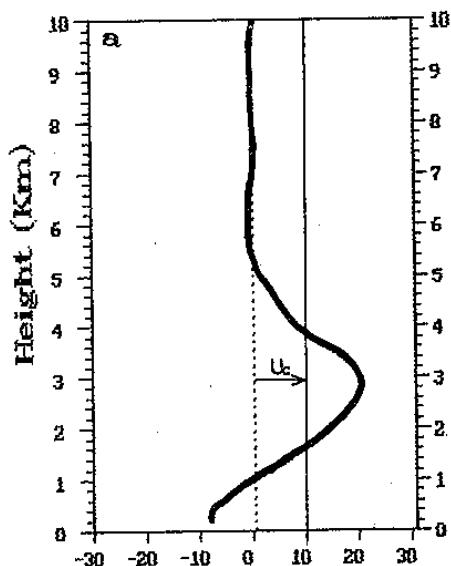


圖13: 利用EVAD分析 4月22日 0335 LST之圖錄空域資料, 求得 (a) 沿飢線移動方向之相對風速, (b) 輻散度(虛線)和垂直空氣速度(實線)。

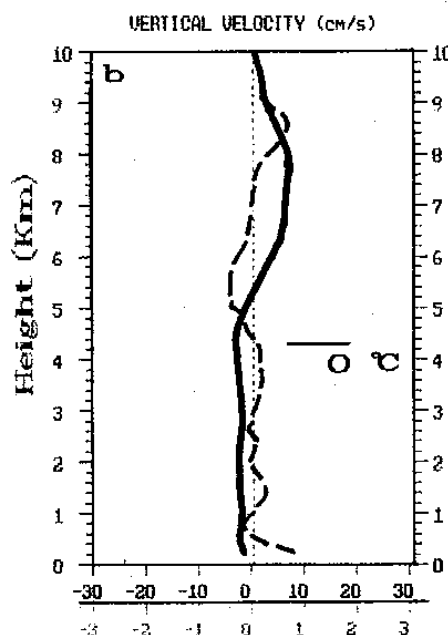
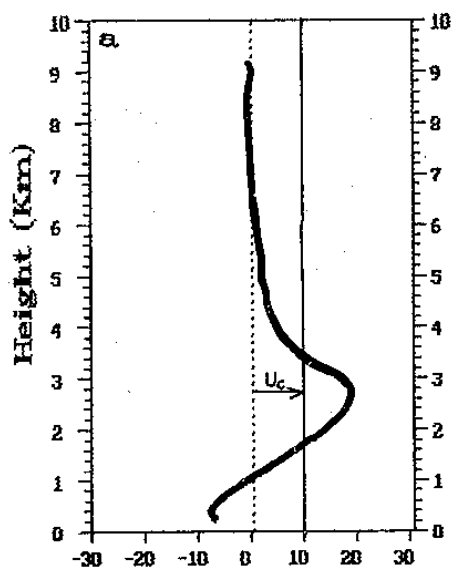


圖14: 同圖13, 但時間為0405 LST。