

# 梅雨鋒面對流雨帶雙都卜勒雷達分析

周仲島 洪景山 鄧秀明

國立臺灣大學大氣科學研究所

(中華民國七十九年五月六日收稿；七十九年九月二十七日定稿)

## 摘 要

本文利用民航局中正機場和NCAR CP-4 雙都卜勒雷達合成三度空間風場，分析1987年6月25日一個緩慢移動之梅雨鋒面對流雨帶的降水回波與運動場結構，並探討鋒面與其所伴隨的線性對流系統間相互維持的關係。

雙都卜勒雷達合成風場結果顯示鋒面在最低2公里有強的氣旋式風切，風切線向鋒後冷空氣一方傾斜，同時鋒面上並發展有週期性的氣旋式擾動。三度空間風場結構顯示梅雨鋒面對流雨帶具有相當的二維性。低層鋒面扮演介面舉升的角色，配合中對流層存在的對流不穩定層可使經由近地面鋒面舉升之空氣塊在此獲得浮力而自由對流到15公里。垂直運動在5公里和8公里高度各有一個上升運動極大值，可突顯出機械舉升和自由對流在此所扮演的角色。

伴隨鋒面的對流雨帶騎跨在鋒的前緣，環境的低層風切和鋒後的冷空氣互相平衡，可提供低層動力上有力的輻合。而中對流層存在的不穩定層則是對流持續與發展所不可或缺的能量來源。另一方面，高層風切使得降水回波向鋒前傾斜，在熱力上和動力上都將產生不利雨帶發展的因子。因此，本個案中雨帶的演化可視為是環境之高低層風切，鋒面和對流三者交互作用的結果。

**關鍵詞：**TAMEX，梅雨鋒面，對流雨帶，雙都卜勒雷達分析

## 一、前 言

由於觀測技術的進步，使得人們有更多的機會可以了解鋒面在中小尺度所伴隨的現象。Garratt et al. (1989) 和 Seitter and Muench (1985) 認為地面鋒面似乎以密度流 (Density current) 的移動速度前進。Shapiro (1984)，Shapiro et al. (1985) 和 Young and Johnson (1984) 分別用高塔觀測地面冷鋒的特性，這些鋒面並沒有伴隨對流。其目的主要是為了要確定觀測到的純粹是冷鋒的特性，而不為鋒上產生的輓線所混淆。其結果發現冷鋒的移動速度以及熱力場和運動場的結構等均與密度流的行為相似；而鋒面

前緣的強迫舉升足以有效地釋放潛在不穩定度以形成對流。Carbone (1982) 與 Hobbs and Persson (1982) 則用都卜勒雷達觀測鋒面上伴隨劇烈降水的窄冷鋒雨帶 (narrow cold frontal rainband)。同樣的現象在英國也被用都卜勒雷達觀測過 (James and Browning, 1979)。他們均認為鋒面在中小尺度具有密度流的性質，亦即鋒的前緣以不易混合之介面的型式存在，雨帶是鋒後冷空氣與鋒前暖濕空氣交界面強迫舉升的結果，最大上升運動可達20 m/s。此外他們也認為鋒面帶強水平風切，可經由風切不穩定度的釋放在沿鋒方向產生中尺度擾動。這個觀念 Eliassen and Kleinschmidt (1957) 在都卜勒雷達尚未普遍應用於氣

象分析之前就已經提出。Carbone (1982) 的觀測顯示這些擾動的波長約13公里，在擾動發生轉折處且有強烈的旋轉氣流，並形成龍捲風。鋒上之窄冷鋒雨帶則是以數個“降水中心”組成，雨帶走向與綜觀尺度的鋒面常成一斜角。在個別降水中心之間有強烈的風切變，並且容易引發下爆氣流或龍捲風。Hobbs and Persson (1982) 認為這些雨帶內部的小尺度結構正是風切不穩定度釋放的結果。由過去的這些研究可知鋒面在中小尺度具有區域性，並且呈現類似密度流的行為。

由於在古典流體中有關密度流的結構與動力已有相當完整的認識<sup>1</sup>，因此地面鋒面是否具有密度流的行為，由觀測資料說明兩者在結構和動力上的一致性是有必要的。然而由於觀測技術的限制和現象屬性的差異，將使得觀測對事實的詮釋永遠存在不確定性——尤其是在中小尺度的觀測中。而且觀測僅能提供事實存在的必要條件；因此，從理論上說明地面鋒面具有密度流性質的合理性是刻不容緩的。

Hoskins—Bretherton 的鋒生模式指出：當沿鋒方向維持熱力風平衡時，大尺度的合流作用和跨鋒的次環流將透過非線性過程在近地層快速鋒生(Hoskins and Bretherton, 1972)。而隨著鋒生過程的發展，鋒面帶的風切不穩定度也將增加。經由近地層的擾動有可能釋放風切不穩定度而在鋒上生波。此時沿鋒方向的熱力風平衡將被破壞；地轉調整的方向因而轉向，使得累積在鋒面帶上的密度對比有可能以密度流的型式釋放出來。因此鋒面在中小尺度局部性地具有密度流的性質是有可能的。

然而一味地強調地面鋒面是否“真的”就是古典流體中所描述的密度流現象並不是最重要的。重要的是這種動力調整過程所產生的衝擊性足以在中性或微弱不穩定的大氣中產生激烈的對流。因此，中尺度的鋒面行為和對流之間的關係就顯得更密不可分。

與鋒面雨帶相呼應的另一類中尺度現象為鬮線。鬮線主要是由許多個別對流胞所組成的生命期長之線性對流系統。Smull and Houze (1985, 1987a, b) 和 Chong et al. (1987) 在他們所做的中緯度及熱帶鬮線觀測研究中均指出在對流性降水區之後的層狀降水區域中有“後側內流(rear inflow)”現象。Smull

and Houze (1985) 並發現乾冷的後側內流在層狀性降水區中伴隨中尺度渦旋，並且因為蒸發過程使得回波有“缺口”現象的產生。Smull and Houze (1987b) 更指出這個後側內流是可以由鬮線系統本身蘊釀出來而無需透過環境的供給。這支後側內流後來併入對流尺度的下沖流並且與前方的暖空氣產生強烈的輻合而激發新的對流胞。

Thorpe et al. (1982), Dudhia et al. (1987) 和 Rotunno, Klemm and Weisman (1988) (以下簡稱為 RKW) 認為環境的低層風切和外流冷空氣團(cold pool)之間的交互作用是造成鬮線之所以長生命的主要原因。基本上，環境的熱力場結構提供對流所需的能量來源，而對流行為將其所釋放的潛在不穩定度反應在外流冷空氣團的強度上。另一方面，外流冷空氣團和環境低層風切的配合則是對流行為持續與發展所不可或缺的動力要素。從觀測的角度來看，這個外流冷空氣團也就是造成鬮線後方強烈後側內流的主要原因。

從過去這些有關鬮線的研究來看，Carbone (1982) 的加利福尼亞冷鋒雨帶個案就顯得特別具有意義。鋒面前緣界面的舉升配合低層的風切當然是雨帶維持與發展的主要因子，鋒面特性(冷空氣)的維持一則來自大尺度冷空氣的平流，另一方面Carbone 則認為對流內部的雲物理過程亦扮演重要鋒生的角色。就RKW的觀點來看，在Carbone的個案中，雖然鋒後大尺度平流的冷空氣取代環境熱力場所扮演的角色，但並不違悖他們對鬮線系統所認同的動力邏輯。而就Carbone的觀點來看，鋒面和雨帶之間的交互作用則無異於RKW所描述下的鬮線行為。在這情形之下，去分辨冷鋒和外流邊界之間的差異或者是討論究為鬮線亦或鋒面雨帶，一誠如Lilly (1979)所指出的，這種鋒面或非鋒面的區別，已是次要的了。

每年初夏時節東亞地區進入梅雨期。梅雨期間在地面天氣圖上常可見有一條滯留鋒，稱為梅雨鋒。在850和700 hPa上有一條與滯留鋒相對應的風切線，在衛星雲圖上則表現為一條從華南、長江流域，一直延伸到日本的長鋒面雲帶。梅雨鋒面主要是深入我國華南地區的熱帶性氣團與極地冷氣團相遇所形成的一個風切線。由此過程形成的梅雨鋒不同

<sup>1</sup>有關密度流的結構與動力本質的探討，讀者們可參考T. Benjamin, 1968: Gravity current and related phenomena. 在J. Fluid Mechanics 期刊上發表之論文(J. F. M., 31, 209-243)。

於極鋒，而是具有熱帶性質的系統(Chen and Chang, 1982; Ninomiya, 1984)。其所處環境的特徵是高空沒有明顯的噴流，低層有強的西南氣流，因此環境的垂直風切較弱，同時與熱帶氣團相似地具有較大的對流不穩定度。梅雨鋒的特徵可歸納如下：

- 溫度梯度不大，但相當位溫有明顯的對比，顯示梅雨鋒的特徵主要是反映在溼度場上。
- 梅雨鋒的低壓擾動在850 hPa 還可見，500 hPa 則沒有訊息。潛熱釋放是鋒面維持的主要因子，此有別於斜壓能量驅動的極鋒系統。
- 梅雨鋒區的對流不穩定度較極鋒大，有利於積雲對流的發展。
- 梅雨鋒的雲系在衛星雲圖上表現為一個帶狀雲系，這和極鋒的逗點狀或渦旋狀雲系有頗大差異。
- 梅雨鋒雲帶不與地面鋒面的位置一致而與850 hPa 的過度極大值相配合(Kuo and Anthes, 1982)。因此把梅雨鋒定義為相對過度最大值的連線，在動力或預報上都將更具有意義(Matsumoto et al., 1971)。

既然梅雨鋒的動力特徵具有強風切，而其又存在於一個不穩定的溼大氣中，由衛星雲圖上更可見梅雨鋒雲系往往伴隨有旺盛的對流活動，因此進一步探討鋒面與對流行為之間的互動——不論是大尺度或中尺度，都將是一個不容忽視的課題。

本文用CAA (民用航空局中正機場雷達站)和CP-4 兩個都卜勒雷達合成三度空間風場，分析TAMEX (台灣地區中尺度實驗計劃) 期間IOP 13 的梅雨鋒個案和其所伴隨的線性對流系統。CAA 及CP-4 都卜勒雷達資料處理過程分別在第二節中描述，第三節則簡單描述鋒面所伴隨的次綜觀環境。第四節則以雙都卜勒雷達合成的風場配合回波分佈診斷分析此梅雨鋒面對流雨帶的中尺度結構，並且在第五節中探討環境，鋒面與對流之間的交互作用，最後為結論。

## 二、資料來源與處理

### (一) 資料來源

本文的資料來源為1987年TAMEX 6月24日至25日的第13次密集觀測。觀測期間有每3小時的探空和每小時衛星雲圖，半小時的地面資料(自記資料不在此限)，並有3個都卜勒雷達觀測降水系統的回波和風場結構。本個案使用民航局CAA和美國NCAR的CP-4 兩個都卜勒雷達合成三維風場，分析1987年6月25日0235 LST 伴隨梅雨鋒的鋒面雨帶個案。由於CAA為一個作業用的都卜勒雷達，因此有一些特性異於CP-4，例如CAA在地面回波和風場折錯(folding)的問題上已進行前置處理及CAA雷達資料由於電腦儲存的限制常有資料缺失的情形。有關CAA和CP-4 兩個都卜勒雷達的基本參數和掃描特性分別列於表一和表二。由於不同的雷達有不同的硬體設計和資料收集系統，使得雷達資料先天上存有許多差異，所以有關資料處理的程序和偵錯過程將因不同的雷達而必須採用不同的方法。下面就CAA和CP-4 資料處理方法分別討論之。

### (二) CAA 都卜勒雷達

Jou and Deng (1989) 曾對CAA 都卜勒雷達在TAMEX 觀測期間的資料特性和處理程序有過初步的探討。本文有關CAA 都卜勒雷達的資料處理過程基本上就是沿用他們的方法。其主要步驟如下：

- (1) 將磁帶上的壓縮資料轉換成非壓縮資料並讀取降水回波、徑向速度、波譜寬度等雷達資料。
- (2) 資料傳輸時會導致資料遺失的現象，這種情形必須經由資料補遺方式予以消除。
- (3) 在弱回波資料稀疏的地區常有不合理的徑向速度，這些不合理的徑向速度必須予以適當的篩選掉。由於這些不合理的風速資料不是很大就是很小，因此常和週圍的風場產生很大的風切。所以我們使用下列四個條件做為修正的標準：
  - a. 確認天氣系統中可能出現的最大速度極值。當徑向速度的絕對值大於此極值時則捨去。
  - b. 回波強度小於0 dBZ 以下的資料捨去。

表一 CAA 和NCAR CP-4 都卜勒雷達的特性。

Specifications	CP-4	CAA
<b>Transmitter:</b>		
Wavelength (cm)	5.49	5.31
Frequency (GHz)	5.46	4.65
Peak Power (Kw)	400.00	250.00
Pulse Duration (microsec)	1.00	0.50
Repetition Period (microsec)	800.00	833/1111
Repetition Frequency (Hz)	1250.00	900/1200
Average Power (W)	500.00	156.25
<b>Antenna:</b>		
Efficiency	0.28	0.32
Illumination Taper Factor	1.20	1.24
Antenna Diameter (m)	3.70	4.20
Beamwidth (deg)	1.02	0.90
Gain (db)	41.00	43.00
<b>Receiver:</b>		
Sum of System Losses (db)	4.50	4.50
Noise Power (dbm)	-114.00	-114.00
Number of Samples (pulses)	64.00	64.00
Sample Averaging Gain (bd)	5.34	5.42
Radar Constant for Reflectivity	0.26	0.15
<b>Expected System Performance at 25.0 Km:</b>		
Minimum Reflectivity Factor (dbz)	-15.98	-14.20
Pulse Length (m)	150.00	75.00
Linear Beam Width (m)	445.06	392.70
Maximum Velocity (m/s)	17.16	43.20
Maximum Range (km)	120.00	120.00
Uncertainty in Radial Velocity (m/s)	0.27	0.27

表二、CAA 和CP-4 都卜勒雷達的掃描特性。

	CP4	CAA
掃描方式	由下至上做扇形掃描， 水平方向由250°到60° (0°為正北)。	VAD 360° 掃描。
取樣結構	1.每1°一個仰角，由 0.28°到30.28°共計 31層。 2.平均每一個電磁波束 間隔為1.1°。 3.徑向方向資料的距離 單元為150公尺，最 大掃描半徑為116.2 公里，是故徑向方向 計有768個資料。	1.每1.5°一個仰角， 由0.5°到17°總共 12層。 2.420個方位角資料， 平均每一個電磁波束 間隔36°/42°。 3.徑向方向系統取樣間 距(range bin)為83.3 公尺，但為減少記憶 空間以12點平均，故 在徑向上1公里只有 一個資料。 4.最大掃描半徑為120 公里，所以徑向方向 有120個資料。
每一個掃 描體積所 需時間	約250秒	約460秒
折錯風速	± 17.15m/s	± 48m/s

- c. 徑向速度和同一仰角面上鄰近四點的風切大於10 m/s 以上認為是不合理的風場。
- d. 相鄰24 點的資料中若只有2 個或2 個以下有觀測資料時，也認為是不合理的資料。此外和相鄰24 點資料的平均值相差5 m/s 以上時也認為是不合理的資料。

- (4) 由於資料本身和資料的檢定過程使得可使用的資料在局部地區會有嚴重缺失的情形，如果資料缺失的範圍不是很廣或者其所處的回波不是太弱，我們將在圓錐面上之切線方向和徑向方向分別再做線性內差，將資料缺失處予以補齊。顯然這個過程將影響到雙都卜勒雷達合成風場可能解析之擾動的最小尺度。

(5) 以上的工作分別在等仰角面上完成，在做雙都卜勒雷達的合成分析之前必需將資料內差到直角座標的網格系統上。在此我們使用的是由Mohr and Vaughan (1979) 所提出的雙線性內差法。所謂雙線性內差即是將直角網格點上鄰近的八點雷達資料沿切線，徑線方向做線性內插後，再沿仰角方向內差到網格點上，如此可得CAA 都卜勒雷達在直角網格系統上回波及徑向風場的分佈。

### (三) CP-4 都卜勒雷達

CP-4 是一個研究用的都卜勒雷達，資料品質大抵說來比CAA 都卜勒雷達好。本文有關CP-4 都卜勒雷達的資料處理均在NCAR 所發展的CEDRIC (Custom Editing and Display of Reduced Information in Cartesian space) 軟體上進行。其資料處理過程和CAA 都卜勒雷達最大的差異在於CEDRIC 是將雷達資料先內差到直角網格系統上再進行各種處理。此外CP-4 都卜勒雷達的最大折錯風速(Nyquist velocity) 為17.15 m/s。因此必須對風場進行折錯修正。以下為CP-4 都卜勒雷達資料處理流程：

- (1) 資料在磁帶上是以國際標準格式(Universal format) 儲存，解碼下來之後，用雙線性內插法將資料內差到直角座標的網格系統。其原始資料計有回波強度，徑向風速，時間和資料品質(QUAL) 等四種變數。
- (2) CAA 都卜勒雷達為節省資料傳輸及錄取的時間，在事先已將12 個gate 的資料平均成一點資料，使得CAA 的解析度減為1 公里。為配合CAA 的解析度，因此在做CP-4 的內插之前已先將徑向方向的資料做3 點平均，使得CP-4 的解析度也降到大約500 公尺，合成之三維風場又再做三點濾波。因此，本個案已經將不同雷達之間解析度的差異減至最小。
- (3) 由於雷達資料並未作任何處理就內差到直角座標的網格系統上，因此CEDRIC 從徑向風場中推導出QUAL 場來鑑定網格點上資料品質的好壞。其定義為：

$$QUAL = 1 - Var(U)/V_n^{2/3}$$

其中 $V_n$  為最大折錯風速 $Var(U)$  為未折錯前速度場的空間變異數，也就是都卜勒波譜寬。QUAL 是一個沒有單位的變數，當它為零時表示電磁波所取樣的速度場為幾近無組織之亂流；當向1 接近時表示所取樣的風場在空間上的變異度下降，相對的品質也愈好。Miller et al. (1985) 認為當QUAL 大於0.6 即表示這個資料是可用的。

- (4) 都卜勒雷達所能清晰量測的最大風速稱為最大折錯風速( $V_n$ )，它是雷達發射電磁波波長( $\lambda$ ) 和脈波重覆發射頻率(pulse repetition frequency, PRF) 的函數，兩者關係為 $V_n = \pm(PRF)\lambda/1$ 。CP-4 的 $V_n$  為17.15 m/s。當真實的徑向風速大於 $V_n$  時則會以折錯風速(folding velocity) 出現在資料中，其關係式為

$$V_r = V_j + N \times V_n,$$

其中 $V_r$  為真正徑向速度， $V_j$  為都卜勒雷達觀測到的折錯風速， $N$  是風場折錯的次數，通常是2。在資料中折錯風速的修正並不太難，以CP-4 都卜勒雷達舉例來說，當真實風速為18 m/s 時，雷達觀測到的折錯風速則為-16.3 m/s，因此在折錯風速發生時會有很強的風切存在。一般處理折錯風場是在等仰角面上進行，而CEDRIC 則是先內插在直角網格系統上再進行風場的折錯。Miller et al. (1985) 對於未曾進行資料品質檢定與折錯的原始徑向風場資料如何內差到直角座標網格系統上的方法有詳細的說明。

- (5) 對於有資料缺失的地方，我們仍同CAA 一樣進行資料的修補工作。

經由以上的工作，我們可以得到兩個在直角座標上處理過的單都卜勒雷達資料，下一步就可以進行雙都卜勒雷達風場的合成。

### (四) 雙都卜勒雷達風場合成

本研究有關雙都卜勒雷達合成風場與計算均使用CEDRIC 軟體。Ray et al. (1978) 的論文是CEDRIC 有關都卜勒雷達風場合成的理論基礎。其後Ray et al.

(1979), Ray et al. (1980), Ray and Sangren (1983) 和 Kessinger et al. (1987) 等進一步做各種發揮與應用。為完整起見, 下面將簡單介紹雙都卜勒雷達合成的基本概念與本研究的處理程序, 供讀者參考。

在做雙都卜勒雷達合成之前必需先做時間內差。由於雷達執行一個掃描體積需要一段時間, 在這段時間中系統會移動, 因此雷達看到的將是一個變形的結構。是故我們必需找出一個參考時間與系統移動速度, 然後用時空轉換的方式做時間的修正。經過此過程可視此雷達觀測是在瞬間完成。系統移動速度可由每層高度的回波外緣移速分層修正, 或是只選擇某層的移速, 然後均勻修正。而參考時間則可選擇兩個雷達掃描體積執行期間最相近的那個時間。

圖1中  $(X_i, Y_i, Z_i)$  是雷達所在位置, 網格座標是  $(X, Y, Z)$ ,  $u, v, w$  代表質點在  $X, Y, Z$  方向的運動速度,  $V_i$  則是個別雷達在網格點上所看到的徑向風速。由幾何關係可知在網格點上  $u, v, w$  和  $V_i$  的關係可寫成

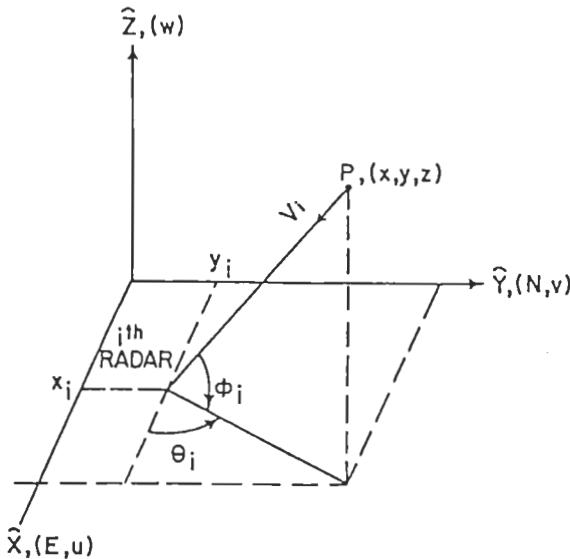


圖1 都卜勒雷達位置與觀測之徑向風速, 真實風場三者之幾何關係圖。 $(X_i, Y_i, Z_i)$  為第  $i$  個雷達的位置,  $(u, v, w)$  為直角座標上風場在  $X, Y, Z$  軸的分量,  $V_i$  為  $i$  雷達所觀測到在  $P$  點的徑向風速, 其中  $\theta_i$  為方位角,  $\phi_i$  為仰角。

$$\frac{u(x-x_i)}{R_i} + \frac{v(y-y_i)}{R_i} + \frac{W(z-z_i)}{R_i} = V_i \quad (1)$$

其中

$$R_i = [(x-x_i)^2 + (y-y_i)^2 + (z-z_i)^2]^{1/2},$$

$$W = w + V_i, \quad V_i \text{ 為兩滴終端速度。}$$

基本上如果有3個雷達, 則此系統有3個方程式, 3個變數  $(u, v, w)$ , 那麼應可得一組完整的解。如果超過3個雷達則此時方程組變成 over-determined system, 此時可使用最小平方法求得  $u, v, w$ , 使得

$$I = \sum_i \left[ \frac{\hat{u}(x-x_i)}{R_i} + \frac{\hat{v}(y-y_i)}{R_i} + \frac{\hat{W}(z-z_i)}{R_i} - V_i \right]^2 \quad (2)$$

為最小。根據最小平方法的理論當

$$\partial I / \partial \hat{u} = \partial I / \partial \hat{v} = \partial I / \partial \hat{w} = 0.$$

時其解  $u, v, w$  會滿足常態方程(normal equations):

$$\begin{bmatrix} \sum (x-x_i)^2 & \sum (x-x_i)(y-y_i) & \sum (x-x_i)(z-z_i) \\ \sum (x-x_i)(y-y_i) & \sum (y-y_i)^2 & \sum (y-y_i)(z-z_i) \\ \sum (x-x_i)(z-z_i) & \sum (y-y_i)(z-z_i) & \sum (z-z_i)^2 \end{bmatrix}$$

$$\begin{bmatrix} u \\ v \\ W \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \sum V_i(x-x_i)R_i \\ \sum V_i(y-y_i)R_i \\ \sum V_i(z-z_i)R_i \end{bmatrix}, \quad (3)$$

並且使得  $I$  為最小。在這情形之下, 若3個雷達當然  $I = 0$ 。而只有2個雷達時, 矩陣中的第一列和第二列是相依的; 這時將第二列中  $v$  的解代入第三列中, 將第三列中  $u$  的解代入第二列中, 再加上非彈性連續方程 (Anelastic continuity equation), 則可得

$$\begin{aligned} u &= \frac{R_1 V_1 (y-y_2) - R_2 V_2 (y-y_1)}{(x-x_1)(y-y_2) - (x-x_2)(y-y_1)} \\ &\quad - V_i \frac{[(z-z_1)(y-y_2) - (z-z_2)(y-y_1)]}{(x-x_1)(y-y_2) - (x-x_2)(y-y_1)} \\ &\quad - w \frac{[(z-z_1)(y-y_2) - (z-z_2)(y-y_1)]}{(x-x_1)(y-y_2) - (x-x_2)(y-y_1)} \\ &= C_1 - w C_2, \end{aligned} \quad (4)$$

$$\begin{aligned} v &= \frac{R_2 V_2 (x-x_1) - R_1 V_1 (x-x_2)}{(x-x_2)(y-y_1) - (x-x_1)(y-y_2)} \\ &\quad - V_i \frac{[(z-z_2)(x-x_1) - (z-z_1)(x-x_2)]}{(x-x_2)(y-y_1) - (x-x_1)(y-y_2)} \\ &\quad - w \frac{[(z-z_2)(x-x_1) - (z-z_1)(x-x_2)]}{(x-x_2)(y-y_1) - (x-x_1)(y-y_2)} \\ &= C_3 - w C_4. \end{aligned} \quad (5)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} - Kw = 0, \tag{6}$$

其中  $K = -\frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dz}$ 。3 個方程式，3 個變數，即可求得 3 維風場結構。將(4)及(5)代入(6)則可得

$$-C_2 \frac{\partial w}{\partial x} - C_4 \frac{\partial w}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = w \left( \frac{\partial C_2}{\partial x} + \frac{\partial C_4}{\partial y} + K \right) - \left( \frac{\partial C_1}{\partial x} + \frac{\partial C_3}{\partial y} \right) \tag{7}$$

(7) 式是一個線性微分方程，給定適當邊界條件即可解得  $w$ 。將  $w$  代回(4)及(5)中，如此可由雙都卜勒雷達之徑向速度場推衍出一組新的水平風場。

在求(7)的解時可設定上邊界向下積分或設定下邊界往上積分，上下邊界可設在雲頂或地面  $w = 0$ 。Ray et al. (1980) 對一個龍捲風風暴個案的雙都卜勒雷達觀測做了一些測試並證明，由於大氣密度往上減少，因此向上積分會使得誤差快速累積，而往下積分則對上邊界較不敏感，效果也較好。

經由以上方法計算出來的水平風分量較垂直風分量準確，這是因為在做垂直積分時累積的誤差比做水平積分時來得大，同時系統移動速度的不確定

性和非同時掃描所導致的誤差將會滲透到不適當的輻散場計算中，影響最大的當然也還是垂直運動的計算。此外，非同時掃描中系統之演化所造成的誤差則更是一個相當困難克服的問題。

由(5)及(6)式求出的水平風場計算輻散場，固定上下邊界後向下積分求得垂直運動。由於積分後的垂直運動未必符合邊界條件，因此再向上修正垂直運動以滿足邊界條件所需。經由幾何關係解出的風場並沒有物理上的一致性，因此進一步以連續方程做為動力限制，用變分法重新調整水平風場。有關利用變分分析重新調整風的方法，可參考 Ray et al. (1980)。

為了驗證不同積分方式對垂直運動的影響，作者們曾針對不同之邊界條件及積分方式進行測試。由計算結果顯示令最低層  $w = 0$  向上積分時累積的誤差在高層出現。相對地若令最高層  $w = 0$  向下積分和令上，下層垂直運動皆為零往下積分，所求得的垂直運動相當一致，可見向下積分法較穩定，且也較不受邊界條件的影響。本文則採用第3種計算方法。

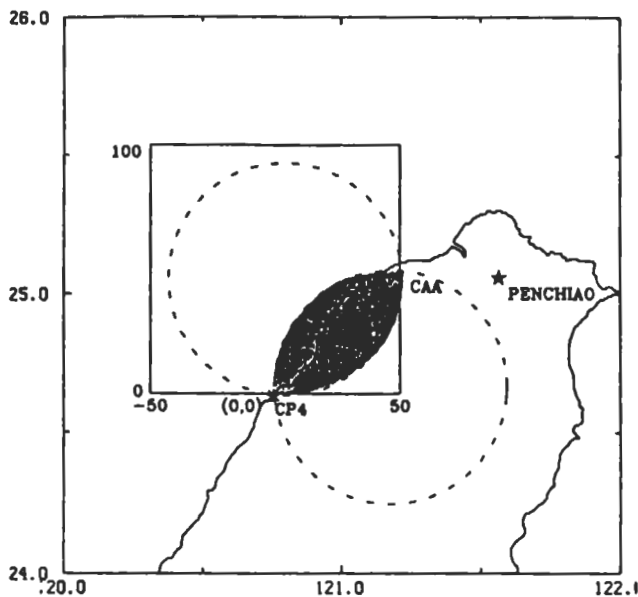


圖2 雙都卜勒雷達合成區域圖。虛線為理論上使用CAA和CP-4都卜勒雷達資料的有利合成區域，斜影區則是在基線(baseline)區域，不利合成。合成區域以CP-4為座標原點，CAA的座標則為(45.2, 48.2) km。



## (五) 參數的選擇

- (1) 時間內差：CP-4 掃描時間由2:34:00 到2:38:00，CAA 則由2:30:00 到2:37:48，我們取2:35:00 為參考時間，因為此時CAA 由上往下掃描大約在3 公里處和由下往上掃描的CP-4 相遇，此參考時間的選定有利於低層的準確度。
- (2) 本個案分析的區域如圖2 所示。水平解析度1 公里，垂直解析度0.5 公里，由0.5 公里到15 公里共計30 層。
- (3) 雨滴終端速度的估計，由回波經驗式給定。回波場則以CP-4 所觀測到的回波為準。其中

$$V_t = 3.66 \times 10^{(0.0052Z)} \times \exp(-0.04H)$$

其中  $Z$  為回波強度， $H$  是距離海平面的高度， $V_t$  為雨滴終端速度。

- (4) 垂直速度變分調整收斂的標準定為0.1 m/s，第一次執行除了14.5 公里沒有收斂外，其餘全收斂，第二次執行則全部收斂。二次調整計算出的垂直運動相差均在0.1 m/s 以下。

- (5) 垂直運動的計算採用向下積分法。上下邊界以回波為零的那一層為自然邊界，並令垂直運動為零，如果零回波面超出合成區域的上下邊界，則令該邊界上的垂直運動為零。由於本個案在對流中心，10 dBZ 回波等值線區可穿越15 公里高度，因此分別以14 公里和15 公里為上邊界，計算主要上升運動區垂直運動的相關。結果顯示平均垂直運動相差在0.2 m/s 以下，相關係數在0.98 以上，顯示上邊界的影響在此是很小的。

## 三、綜觀環境

圖3 為1987 年6 月24 日0800 到6 月25 日1700 LST 板橋探空之時間—高度剖面圖。配合地面資料可知鋒面在24 日2300 LST 附近通過板橋測站。鋒面帶有顯著的相當位溫梯度，但位溫梯度則不顯。鋒面的結構在垂直方向發展至850 hPa，鋒前有強盛的西南氣流，最大風速可達25 m/s。鋒前的大氣結構在850 hPa 以下有一對流不穩定帶，如果氣塊由地面舉升，則自由對流高度大約在830 hPa。另外值得注意

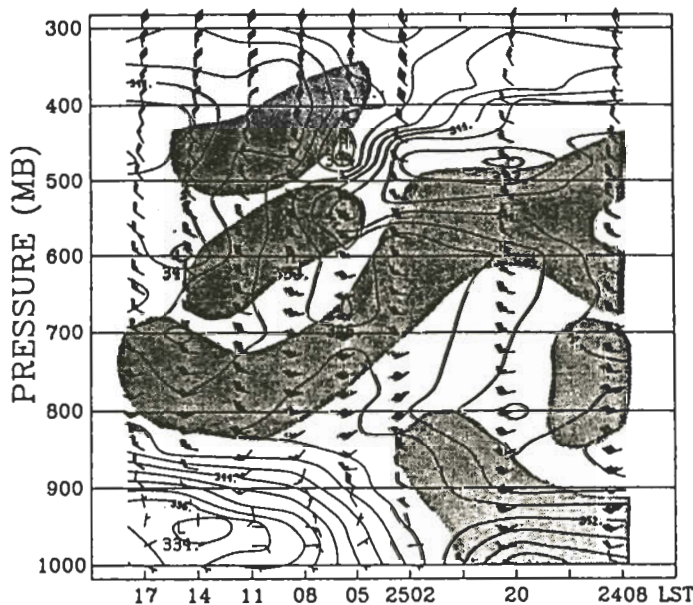


圖3 板橋測站探空高度時間剖面圖。實線為相當位溫，等值線間距為 $2^{\circ}$  K，全風標代表5 m/s，陰影區為對流不穩定區域。探空資料在6 月25 日0200 LST 之前分別為6 小時和12 小時間距，之後則每3 小時一個探空資料。

的是500-600 hPa 之間亦有一顯著的不穩定層存在，此中對流層不穩定層由鋒前持續至鋒後。圖4a, b 分別為24日2000 LST 之500 hPa 和200 hPa 高空天氣圖。如圖所示，華南地區及台灣上空200 hPa 的分流場有利於對流的發展，而500 hPa 槽後冷乾空氣的注入則可能是形成中對流層不穩定層的主要原因。

圖5 為日本地球同步衛星(GMS) 每3 小時紅外線衛星雲圖，由圖中可見6月24日2300 LST 左右在台灣西北外海有一線性對流系統形成，隨後往南移動並發展成一個顯著的中尺度對流系統。由高雄傳統雷達每小時的回波圖，顯示這個線狀對流系統的生

命期達12 個小時以上，屬於一個運動緩慢的長生命線狀對流系統。圖6 則為6月25日0200 LST 台灣及福建沿海地區的地面中尺度分析，此時鋒面受台灣和福建地區地形影響，地面鋒面在地形東邊的移速比西邊來的快，等相當位溫面產生嚴重扭曲。此個案之中尺度分析顯示鋒面在到達台灣西北海面後，呈現近似滯留，同時由地面資料顯示，此時台灣西北外海似有一中尺度低壓存在。依據陳與俞(1988)，在梅雨季的綜觀環境下，台灣西北海岸地區有利中尺度低壓生成，並與台灣地區的降水有密切關連。由於缺乏足夠解析度的資料，進一步的驗證此低

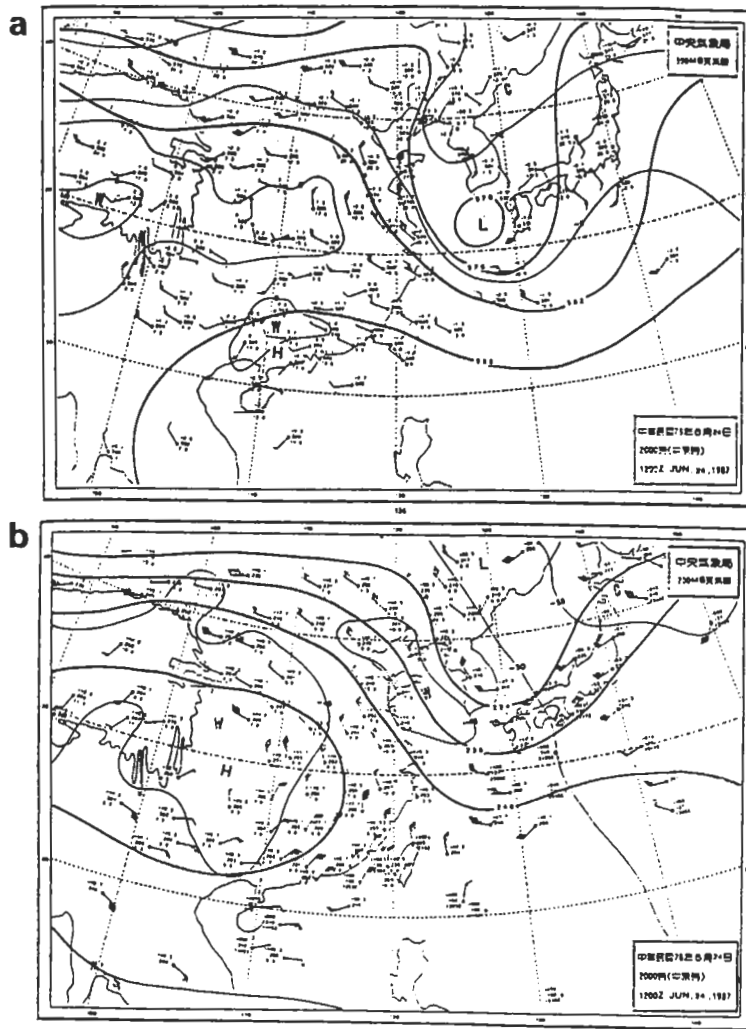


圖4 (a) : 6月24日2000 LST 500 hPa 高空圖，粗實線為等高線，細實線為等溫線。  
(b) : 6月24日2000 LST 200 hPa 高空圖，粗實線為等高線，細實線為等溫線。

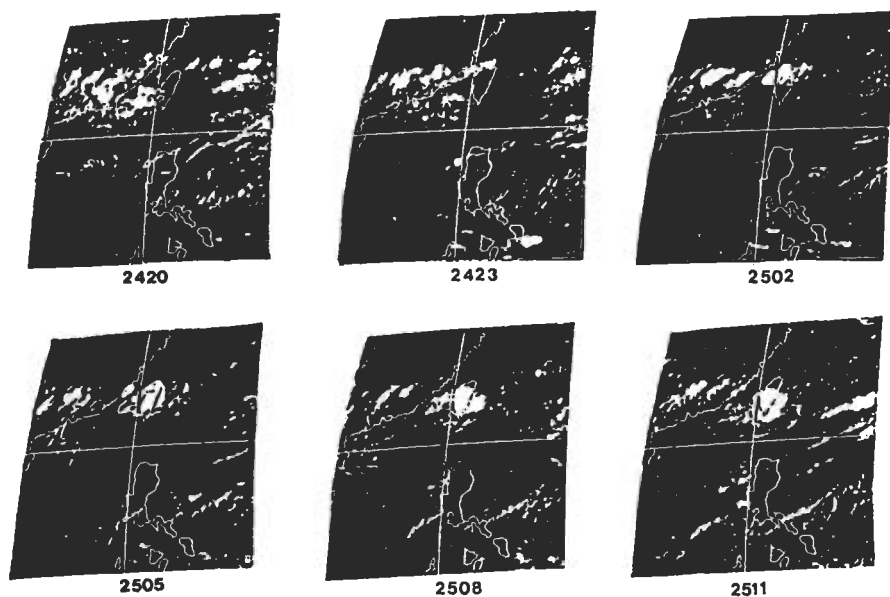


圖5 6月24日2000 LST至6月25日1100 LST之每3小時GMS紅外線衛星雲圖。

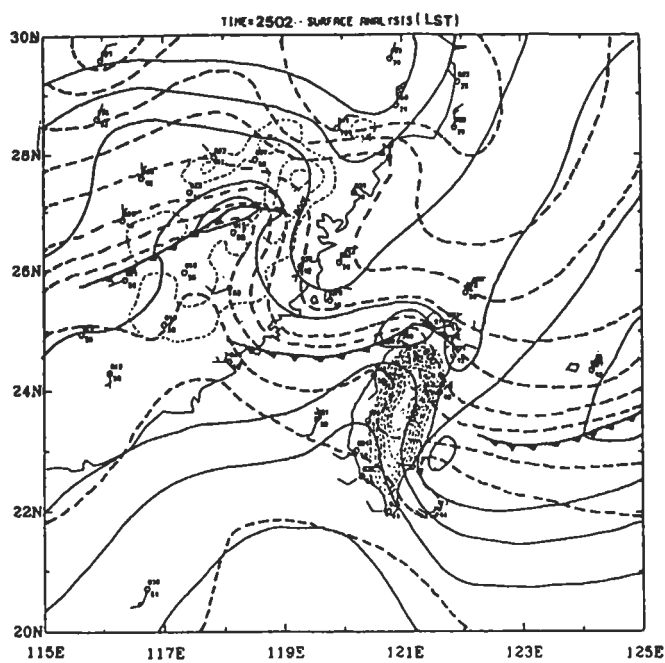


圖6 6月25日0200 LST的中尺度地面分析。實線為等壓線，等值線間距為1 hPa，粗虛線為相當位溫等值線，間隔為4° K，細虛線為每200公尺地形等高線。

壓的存在，仍有待海上觀測網的建立，始可達成。

圖7是6月25日0234 LST CP-4 都卜勒雷達在雙都卜勒合成區域中3公里高度的雷達回波圖。此時鋒面對流雨帶呈東北—西南走向，寬約30公里，以每秒約7.8公尺的速度往東南方向移動。此時雨帶前緣和新竹陸地之間正有一個新的對流胞生成，30 dBZ的發展高度約5公里。圖7顯示此線狀對流雨帶具有多胞的結構，雨帶內部的對流胞均由西向東移動。若是仔細分析其回波強度隨高度的變化，可發現其回波發展高度由西向東增加。圖7中C胞之40 dBZ的範圍到4公里高度左右，而B胞40 dBZ的範圍在4公里高度與A胞合而為一。A胞則是一個已充分發展的對流胞，40 dBZ的回波高度可高達10公里以上。此外低層雨帶前緣的回波梯度相當大，可能受到高層北風的影響，雨帶的回波結構則在高層向鋒前傾斜。

#### 四、雙都卜勒雷達合成結果

圖8是6月25日0235 LST 1公里高度的雙都卜勒雷達合成水平風場。實線分別為20, 30, 40 dBZ的回波強度等值線，L1, L2, L3則是進一步做剖面分析的橫切面。此圖顯示在對流回波的前緣有一顯著的風切線，風切線之前方為西南風，後方則為西風。此風切線是否即為中尺度分析中所描述的地面鋒面，頗值得進一步討論。在本個案中主要下降運動在風切線之前(見後述)，因此風切線不應是對流系統之外流邊界所造成。中正機場地面測站的資料顯示，大約在6月25日0340 LST時，測站有顯著的風變，隨後溫度下降達8度，至少持續4小時以上。板橋測站觀測鋒面通過的降溫率與冷鋒後空氣的溫度(約22°C)和中正機場地面測站得到的結果相當一致。這是鋒面過境的重要特徵。而風變的同時亦

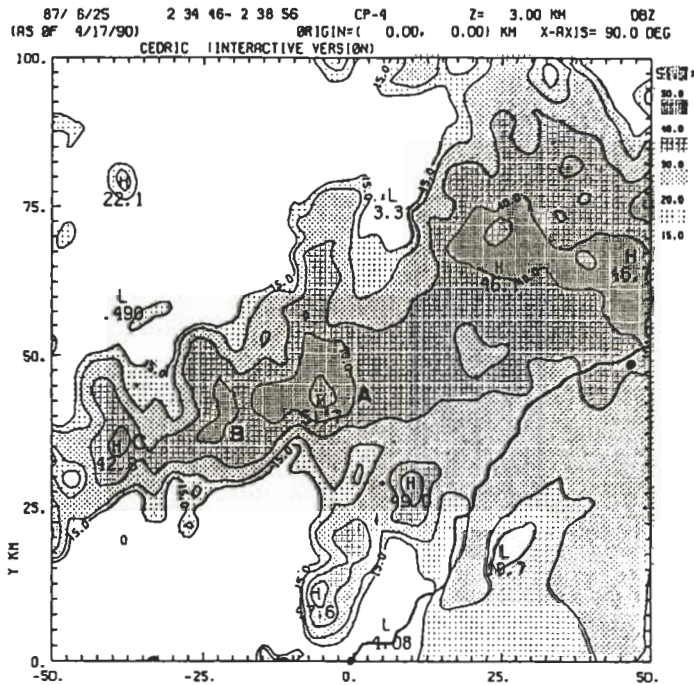


圖7 6月25日0235 LST CP-4 雷達在雙都卜勒雷達合成區域中所觀測的3公里高度雷達回波圖。CP-4 雷達位置在原點。粗實線為台灣地形，等值線間距分別為15、20、30、40、50 dBZ，CAA位置在(45.2 km, 48.2 km)處。

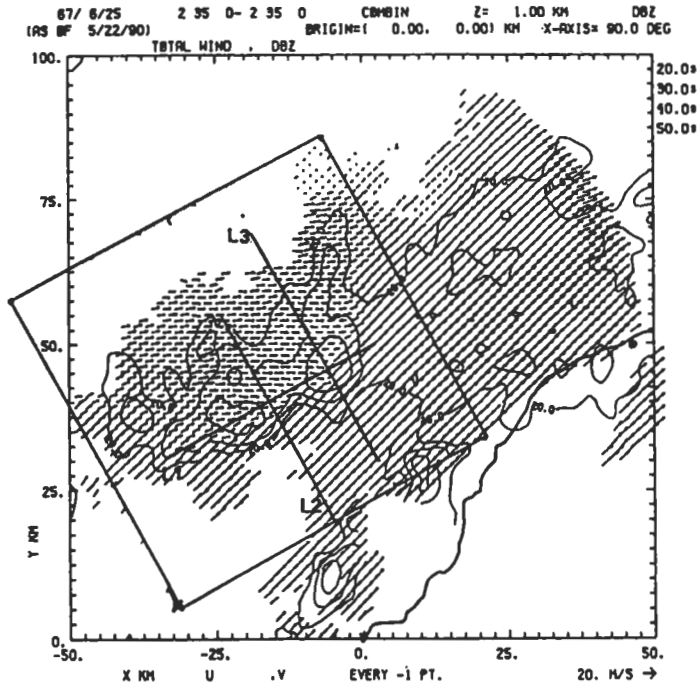


圖8 使用CAA 和CP-4 都卜勒雷達合成之1 公里高度相對於地面的水平風場，時間為6 月25 日0235 LST，細實線是20，30，40 dBZ 之回波等值線，小框為進一步分析的區域，L1，L2，L3 分別為本文中所取的垂直剖面位置，粗實線為台灣地形。

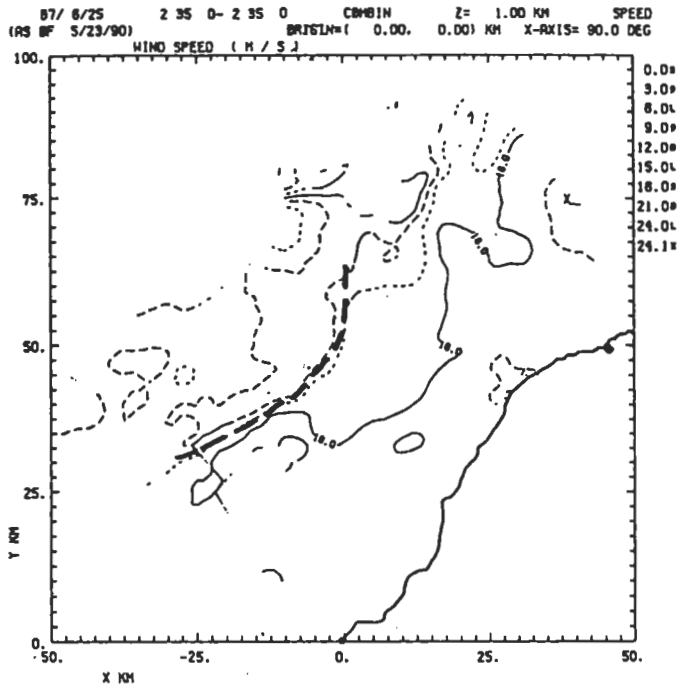


圖9 6 月25 日0235 LST 雙都卜勒雷達合成風場在1 公里高度的水平等風速線圖，等值線間距為3 m/s，粗虛線為鋒面所在。

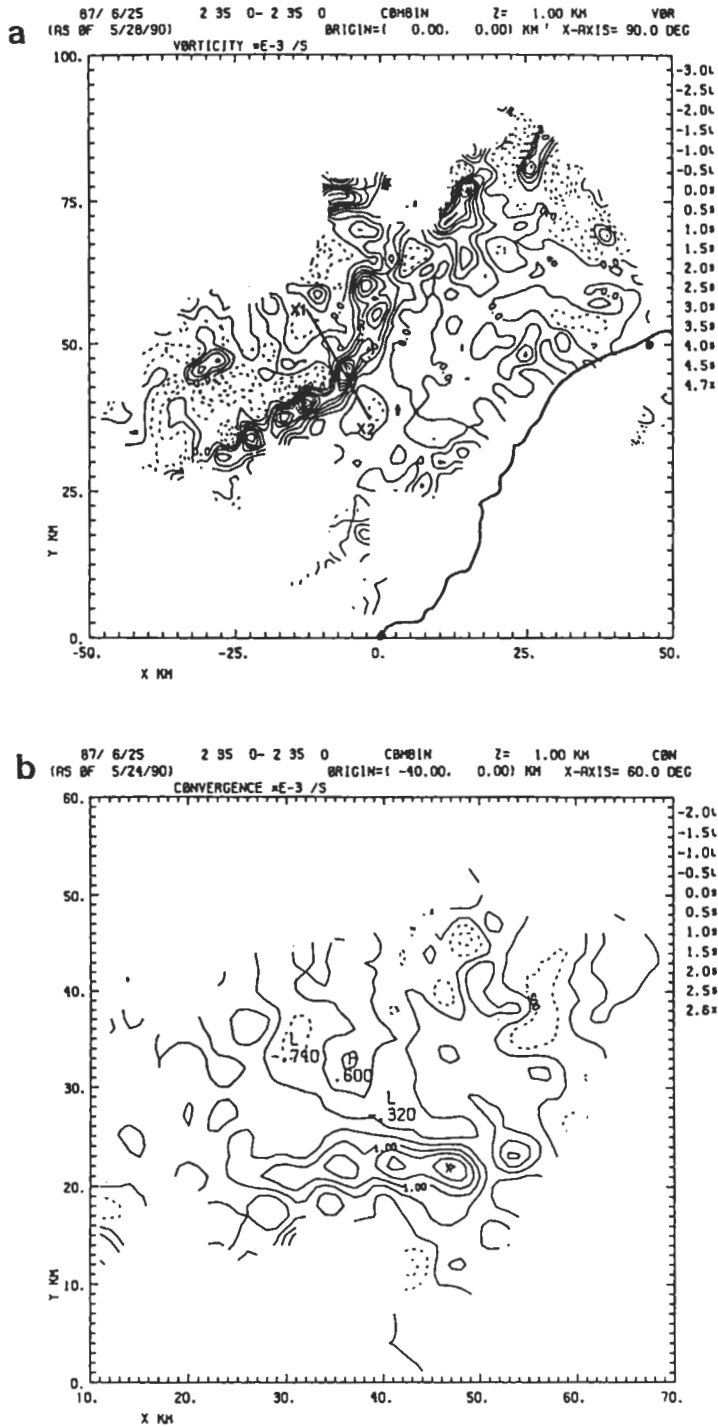


圖10 (a) 6月25日0235 LST 雙都卜勒雷達合成風場計算之 $Z = 1$  km 渦度垂直分量，單位為 $10^{-3} \text{ s}^{-1}$ ，等值線間距為 $0.5 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 。(b) 經過順時鐘方向旋轉 $30^\circ$ 後，在 $Z = 1$  km 之水平輻散場，單位及等值線間距與(a)同。注意(b)之範圍較(a)稍小。

有顯著的對流性降水，這和雷達分析風切線與對流回波的關係頗一致。因此雙都卜勒雷達合成風場的風切線可說就是地面中尺度分析中所描述的鋒面所在。為避免混淆，在下面的討論中我們即將相對於風切線前、後的運動場及回波分佈以鋒前鋒後來說明。

低層合成風場( $Z = 1$  公里高度等風速線，見圖9)結果顯示在鋒前約15公里處有顯著低層噴流，最大風速可達18 m/s以上，與板橋探空所觀測到的結果一致。在1公里高度的渦度場及輻散場(圖10a及b)顯示鋒上有氣旋式渦度的最大值並且有最大的低層輻合場。鋒面所伴隨的氣旋式渦度結構可發展到2公里高度左右，且隨高度向鋒後冷空氣傾斜。鋒上並發展有波長約10公里的氣旋式擾動，渦度最大值可達 $6 \times 10^{-3} s^{-1}$ 。由於CAA都卜勒雷達資料的品質不佳，雖然理論上此合成風場的水平解析度應是1公里，對10公里波長之擾動應在可解析之範圍內，然而該現象是否可被接受，猶待進一步的分析始

可確認，尤其應討論不同時間的資料是否亦顯示類似結果。不過由過去研究顯示這波狀擾動可能是鋒面上釋放風切不穩定度所導致。(Hobbs and Persson, 1982; Muller and Carbone, 1987)。

在圖8中雨帶北方大約30公里處有一微弱的氣旋式風場訊息。由於此處降水密度甚低，因此都卜勒雷達觀測的風場品質並不是很好。但既然同時都能被CAA和CP-4兩個雷達觀測到，而兩個雷達又已分別做過一定標準的資料檢定過程，因此這個現象自有其進一步詮釋的價值。

圖11是CAA都卜勒雷達6月25日0230 LST  $0.5^\circ$ 仰角的徑向風場，配合地面資料，和雙都卜勒雷達提供的訊息，再加上主觀判斷的氣流場分析。由圖中可以發現在主對流區的西側在近地面處有一水平尺度半徑大約50公里氣旋式渦旋存在。這個中尺度渦旋至少存在兩個半小時以上。類似的訊號在三公里以上即不再出現。此中尺度氣旋式渦旋與同一時間之台灣地區中尺度地面氣壓分析相比較，結果顯

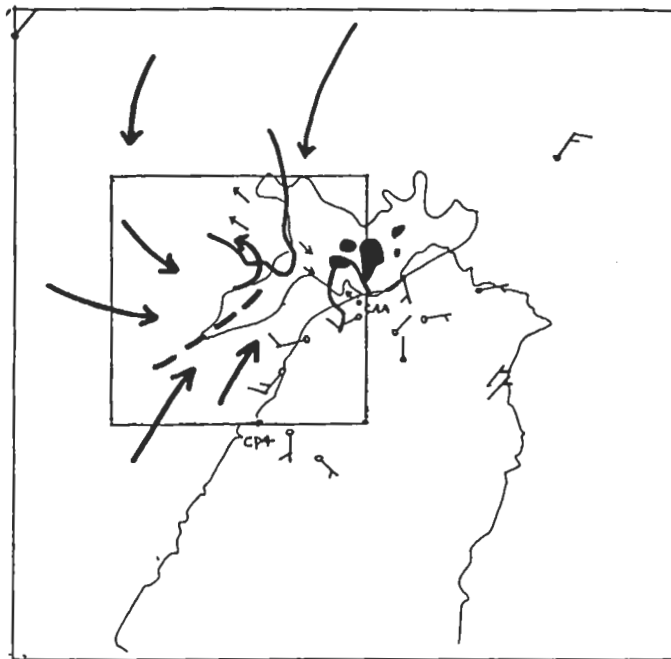


圖11 配合CAA都卜勒雷達在6月25日0230 LST所觀測 $0.5^\circ$ 仰角之徑向風場，主觀分析的中尺度地面氣流場分佈。細實線是30 dBZ等值線，大於40 dBZ區域以塗黑表示。小框為雙都卜勒雷達合成的區域。粗實線是徑向風速為零的等值線，地面測站的風標長桿代表5 m/s。



示在相同位置有一中尺度低壓存在。可惜海面資料缺乏實難以做進一步驗證。台灣地區多山，因氣流與地形交互作用及其他多種因素影響，很易於特定地區產生中尺度擾動(Hwang and Raman, 1990a 及 b)。陳與俞(1988)即經由Pre-TAMEX 階段兩個個案的分析結果中發現梅雨期台灣梅雨鋒面上或其前、後皆有發生中尺度低壓的可能，而這些中尺度低壓與豪雨的發生與持續有密切的關聯，因此在這一方向進一步的觀測分析與模擬，對台灣豪雨的預報是非常重要的。

為了便利討論對流雨帶的結構，我們將原來的座標系統以(-40 km, 0 km)為原點順時鐘旋轉 $30^\circ$ ，並且將運動場扣掉鋒面的移動速度，i.e., 7.8 m/s,  $103^\circ$ 。如此在下面的圖中X軸、Y軸分別代表平行和垂直鋒面的方向。圖12為相對鋒面不同高度的水平風場和雷達回波圖。由圖可見，低層主對流區前為西南西風，至5公里轉為西風，至9公里轉為北風，更高層則為東北風。高層的回波往鋒前傾斜並有明顯的輻散氣流。

在圖12中垂直運動的結構相當複雜，為易於辨認將主要垂直運動場分為 $U_1, U_2, U_3, D_1, D_2$ 等來分別說明。其中淺陰影為上升運動大於5 m/s 區域，深陰影則表示下降速度小於-2 m/s 區域。粗虛線是垂直運動為零的等值線，配合陰影可分辨出上升或下降區。上升運動 $U_1$ 位於雨帶東側主對流區，在5至9公里之間，其值大於7 m/s。最大值在6公里高度，達9 m/s。上升運動 $U_2$ 範圍較廣，位於鋒面雨帶兩個主要對流區A與B之間。其值大於7 m/s的範圍在6至11公里之間。最大值在8公里高度，達11 m/s。另外上升運動 $U_3$ 位於鋒前高對流層，在9.5公里處有最大值，可達9 m/s。下降運動 $D_1$ 位於低層(1公里)主要回波區前緣，在5公里和11公里高度各有一個最大值，分別為-4和-3m/s，此下降運動應是此對流雨帶之對流下沖流。下降運動 $D_2$ 位於鋒前，僅在中高對流層出現，小於-2m/s的範圍大約在7-13公里之間，在11公里高度有最大下降運動可達-4m/s。

綜合以上所述可知此個案之梅雨鋒面對流雨帶有強度達-4 m/s的對流尺度下沖流在主要回波區的前緣出現，主要上升運動區其強度可高達11m/s，且呈現多股的現象，顯示同一時間的雨帶中，不同對流系統的發展處於不同的階段。低層鋒面介面舉

升的強迫機制在此個案中清楚顯示近似二維結構，使得整體對流雨帶系統乃得以線性形狀存在。而大尺度所描述的梅雨鋒面特徵(指風切變)是可以一直類推到中小尺度，並且以介面的型式呈現。此介面具有顯著的氣旋式風切，在低層能有效地強迫輻合以產生對流，而在所分析的區域中其長度大約50公里，而寬度則甚窄。由都卜勒雷達合成的風場似乎隱含鋒面的行為近乎不連續。早期的研究認為鋒面是一次不連續面，Browning (1985)則把不連續面的觀念擴展到水汽與熱的傳送帶(Conveyor belt)以解釋鋒面區的中尺度雨帶，但近年來許多中小尺度的觀測研究，包括本研究在內，似乎又較支持原來鋒面被視為不連續面的概念了(Shapiro et al., 1985; Smith and Reeder, 1988)。

圖13是沿鋒方向(平行圖8中之L1垂直剖面)由南到北每隔4公里的回波與風場之垂直剖面。鋒前與鋒後的剖面結構相當類似，主要回波區與上升運動區皆在剖面東側，在西側回波較弱，在鋒面前緣西側有甚強之下降運動，鋒後則不顯。22公里之剖面，正好切在鋒上，在此剖面X方向40到50公里之間有微量的速度輻合出現，此現象在其他剖面上並未出現。這個沿鋒方向的速度輻合應是鋒上之擾動導致。由圖13可知單由沿鋒方向的氣流結構，即使在部分地區有少量的輻合並不足以產生如圖中所示的垂直運動。例如在22公里剖面於8公里高度可達10m/s的上升運動速度。如果積分沿鋒方向的輻合分量，其結果反得到下降運動。因此在這些剖面上所示上升運動區主要還是由跨鋒的氣流分量所產生。

圖14和圖15分別為圖8中L2和L3之跨鋒剖面，其中51公里(L3, 圖15)切在主對流區，而43公里(L2, 圖14)則切在兩個對流胞中間。粗實線是跨鋒氣流為零的等值線，可視為鋒面的介面所在。鋒後北來氣流的平均高度大約2公里左右。圖中顯示在鋒的前緣北來的冷空氣和南來的暖濕空氣在低對流層產生劇烈的輻合，提供對流所需的上升運動和水汽來源。不論是43公里或51公里之垂直運動剖面圖皆顯示，上升運動在中、高對流層各有一個極大值，而且最大值主軸往鋒前傾斜。此結果在圖12之垂直速度水平分佈中即已提及。鋒後冷空氣上方有微弱的下降運動其強度約0.5 m/s。由於此個案之環境風場存在深厚的垂直風切，高層強烈的北風分量



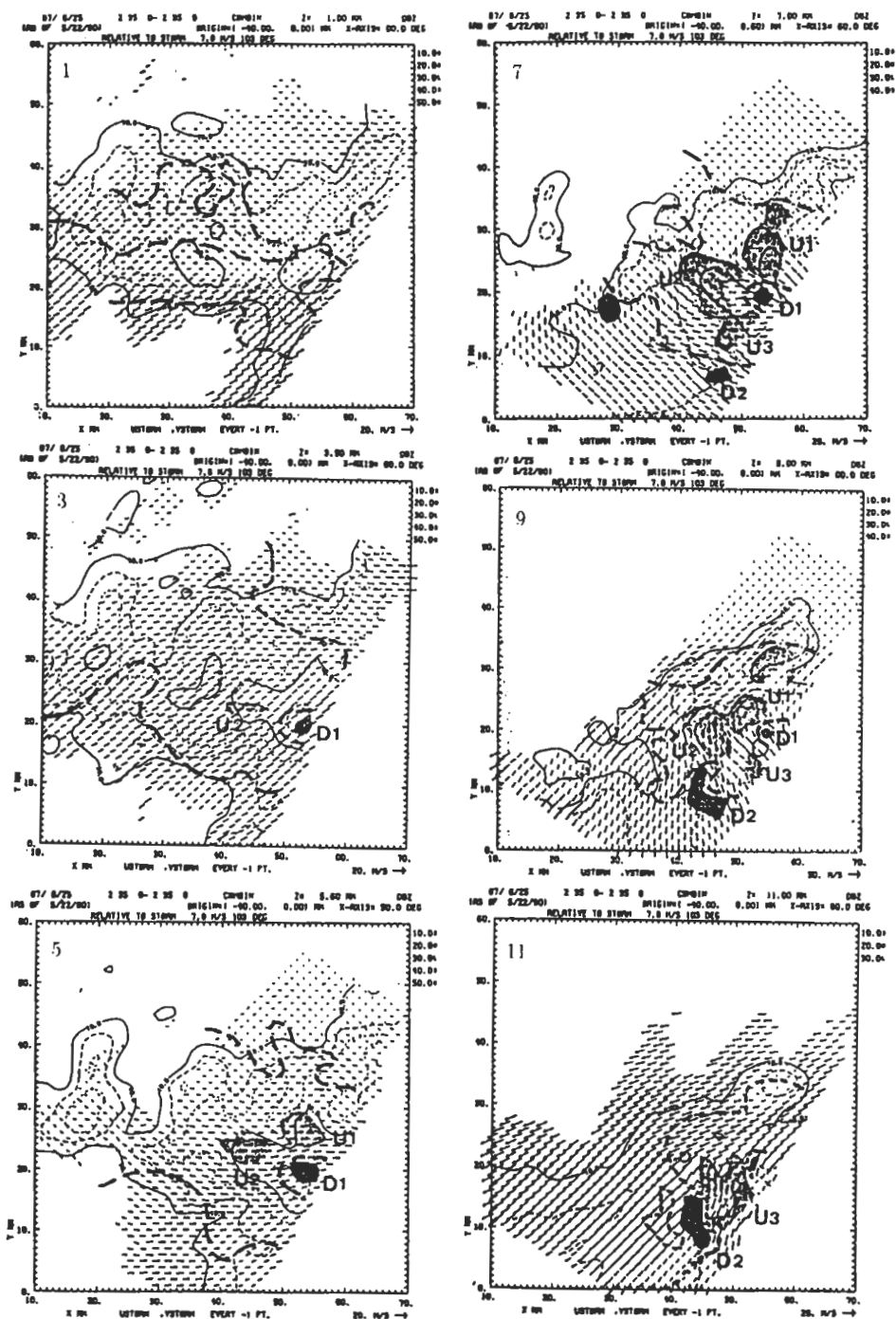


圖12 6月25日0235 LST 雙都卜勒雷達合成相對於系統移動之水平風場和回波，高度分別為 1, 3, 5, 7, 9, 11 公里。圖中之風場已作過旋轉，X 軸平行鋒面，Y 軸垂直鋒面，系統移動速度則為 7.8 m/s。淺陰影代表上升運動大於 5 m/s 區域，深陰影則為小於 -2 m/s 之下降運動區域。

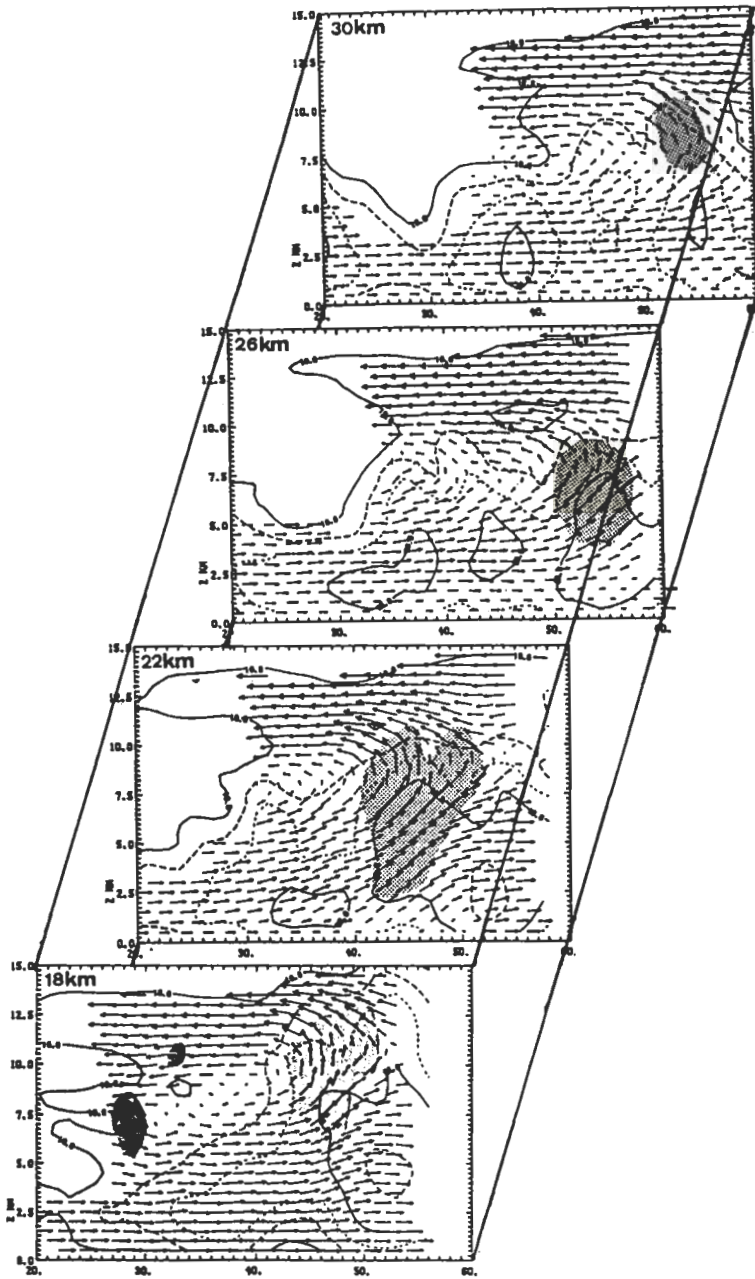


圖13 圖8中沿 $Y = 18, 22, 26, 30$ 公里的風場一回波垂直剖面。淺陰影為上升速度大於 $5\text{m/s}$ ，深陰影則是小於 $2\text{m/s}$ 的區域。

將使得氣流和回波均往鋒前傾斜。圖16為由東向西跨鋒方向每隔4公里之回波與風場的垂直剖面。由此跨鋒剖面可以看到愈往東對流雨帶雷達回波往鋒前傾斜得愈厲害。如此的回波配置，使得此對流系統將因降水的曳力和蒸發過程而減少鋒前暖空氣的浮力。圖中43公里處在鋒前高層有顯著的下降運動，在47公里處此下降運動則位於中對流層，而在51公里處此下降運動則出現在鋒面前緣的低對流層。這種氣流與回波的配置似乎說明了在此鋒面雨帶上之對流運動的生命演化情形，新生對流胞在雨帶的西邊生成向東移動而逐漸消散。由此結果可推測往

鋒前傾斜之回波乃不利對流繼續維持的重要因子。

### 五、討 論

Carbone (1982) 在其加利福尼亞州鋒面雨帶的多都卜勒雷達觀測研究中指出中緯度地區劇烈天氣之對流運動亦可在中性的氣下純粹由地面鋒面經由機械舉升所導致。此種經由鋒面介強迫舉升的上升運動其強度在低對流層可高達20 m/s，所激發出來的對流高度則僅及6公里左右。由Carbone (1982) 的個案可知，缺乏對流可用位能的支持，即使鋒面

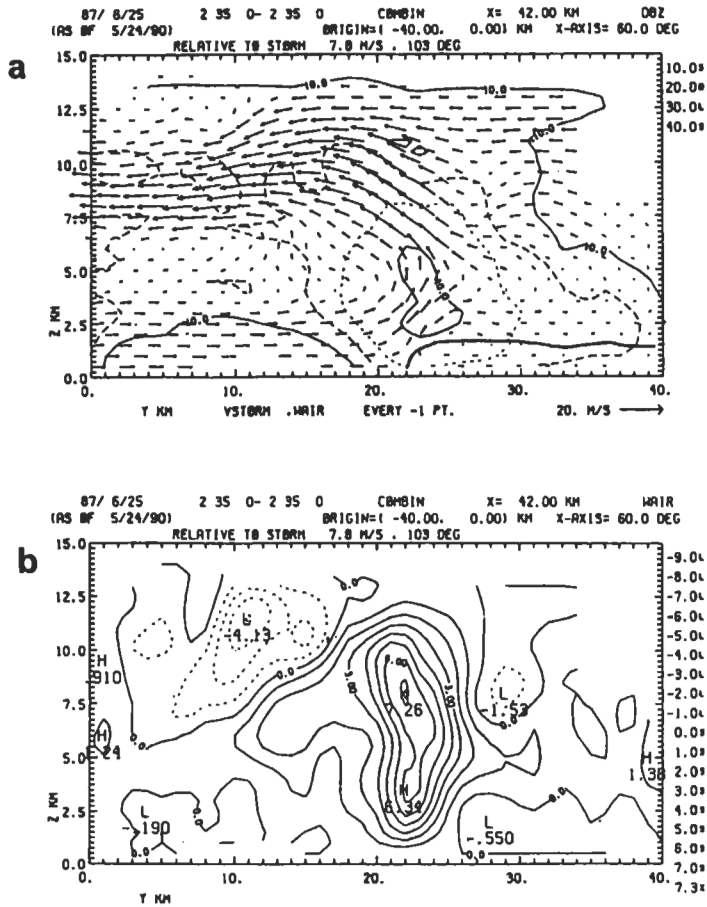


圖14 跨鋒方向 $\Delta x = 4$ 公里(a)風場—回波(b)垂直運動速度之垂直剖面，粗實線為鋒面所在位置。

強迫機制甚強，對流運動在垂直方向的發展仍有限。本研究分析的鋒面雨帶個案低層鋒面介面的強迫舉升作用其強度顯然較 Carbone 的個案來的弱。如圖 14b 中顯示，低層垂直運動最大值區正好落在地面鋒面前緣的位置其值僅 6 m/s 左右。然而由圖 14a 的回波分佈中可看到此個案之對流在垂直方向的發展可高達 15 公里範圍。而且在圖 14b 中亦顯示在高對流層(接近 8 公里處)亦有一個垂直運動極大值(>7 m/s) 存在。顯示除了鋒面介面舉升的機制外尚有其其他的因子扮演了有利對流持續發展的角色。由板橋測站的探空資料(圖 3) 可以發現在鋒前 500-600 hPa 之間(在 6 月 24 日 2000 LST 至 6 月 25 日 0200 LST) 持續有一對流不穩定層(Convective unstable layer) 存在

。這個不穩定層在馬公測站亦被觀測到。此對流不穩定層的存在，可能是 500 hPa 槽後冷乾空氣注入南下與深厚西南季風氣流配合的結果。此冷乾空氣的存在有效地增加中對流層的對流不穩定度。這個結果表示低層梅雨鋒面經由介面舉升提供激發組織性對流系統的中尺度強迫機制，配合中層環境提供有效的對流位能，使得組織性對流系統得以順利地獲得大氣釋放不穩定度的能量，造成劇烈的中尺度天氣現象。

近年來有關長生命期龍線系統不論是觀測、模擬或理論研究皆有長足的發展。Dudhia et al. (1987) 和 RKW 藉由動力模擬結果提出長生命期龍線系統得以維持的理論時，認為由短生命期對流胞組成的

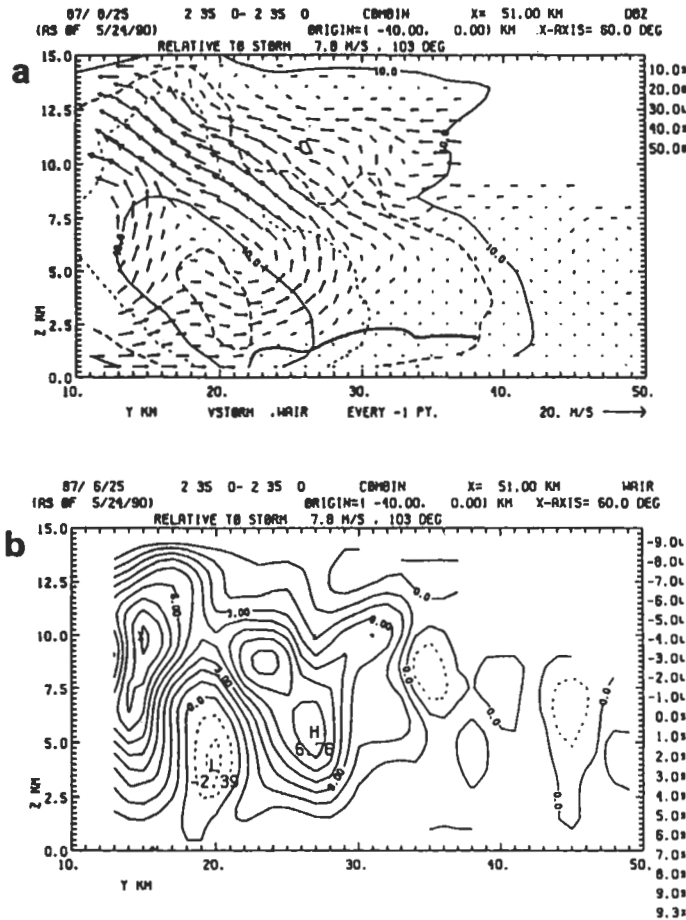


圖 15 同圖 14，但為 X = 51 公里垂直剖面。

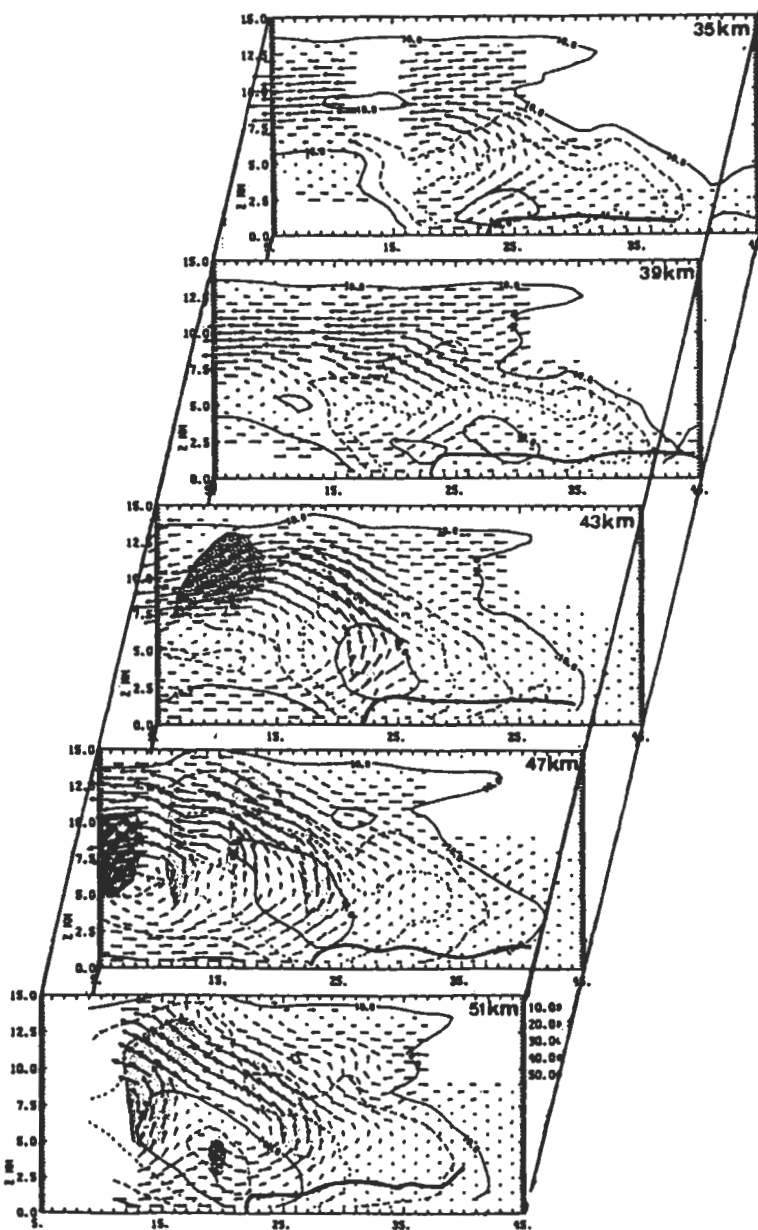


圖16 同圖13，但為沿X = 35, 39, 43, 47, 51公里的風場一回波垂直剖面。

長生命颯線系統的行為，決定於環境低層風切和外流冷空氣的強度。當低層風切太大時，低層風切所伴隨的水平渦度分量將使對流傾向上游，如此伴隨降水之蒸發過程將減少內流空氣的浮力而不利對流持續發展。反之若是低層風切太弱，冷空氣外流將使得對流向後方傾斜，而不利其垂直發展。唯有當低層環境風切和外流冷空氣的強度互相平衡時，對流將可有效地垂直發展。若由動力的觀點可將上述的低層風切與外流冷空氣視為維持颯線系統的兩個主要因子。當對流下沖流導致的外流冷空氣所產生的負渦度和低層風切伴隨的正渦度的強度達到平衡時，颯線系統的發展到達其“最佳狀態”(optimal state) (Rotunno et al., 1988)。在此種“最佳狀態”下，外流冷空氣和低層風切的密切配合可以有效地把低層暖濕空氣推擠到較高層大氣，使得對流系統可以發展較完全。

圖17是相對於圖14跨鋒方向 $x = 43$  km處水平渦度分量 $\frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z}$ 的垂直剖面分佈。如圖顯示，外流冷空氣前緣的負渦度和暖區低層風切的正渦度值大小幾乎相等，顯示本個案之鋒面對流雨帶的低層強迫作用正處於RKW所謂的“最佳狀態”。

另外一點值得一提的是在圖14的跨鋒環流垂直剖面分佈中高層強烈北風分量所扮演的角色。由於此強烈北風分量的存在使得對流系統往鋒前傾斜，且角度相當大。這個現象並非一個處於“最佳狀態”之下的線性對流系統所應有的現象。就熱力的觀

點當降水回波向鋒前傾斜時，因降水的曳力和蒸發過程將減少內流空氣的浮力，減小對流可用位能而不利對流的維持。另一方面，回波因高層的北風分量而向鋒前傾斜使此對流系統位於動力不平衡的狀態。由於低層風切和鋒面環流正處於“最佳狀態”，兩者互相平衡，此時因為向鋒前傾斜而多出來的力將因找不到平衡點而失控，失控的結果將會在垂直方向混合相當位溫梯度而減少對流可用位能，混合的過程則將因降水的曳力和蒸發冷卻等熱力作用進一步增加動力上的不平衡，加速對流系統的崩潰。由上討論可知不論是動力因素或熱力因素，高層強烈的北風分量所導致回波的向前傾斜結果，都不利於對流的繼續發展。

綜合以上所述，本個案中影響對流的因子有：

1. 地面冷鋒的強度，2. 低層風切，3. 中對流層對流不穩定層，4. 高層的北風分量。其中中對流層的對流不穩定層經由低層被鋒面介面抬升含有正的浮力之空氣塊的激發，使得對流順利發展到10公里高度以上。低層環境風切強度和冷鋒處於“最佳狀態”，有利對流的持續發展。而高層北風分量使得對流往鋒前傾斜，無論就動力或熱力因素的考慮，皆不利於對流的持續發展。此結論與CAA都卜勒雷達回波演化的觀測結果，頗相一致(周與鄧, 1991)。

從回波的觀點來看颯線最佳狀態的特徵是對流發展的很高而且強回波區集中在一個狹窄的區域(Rotunno et al., 1988)。在本個案中扮演冷空氣外流

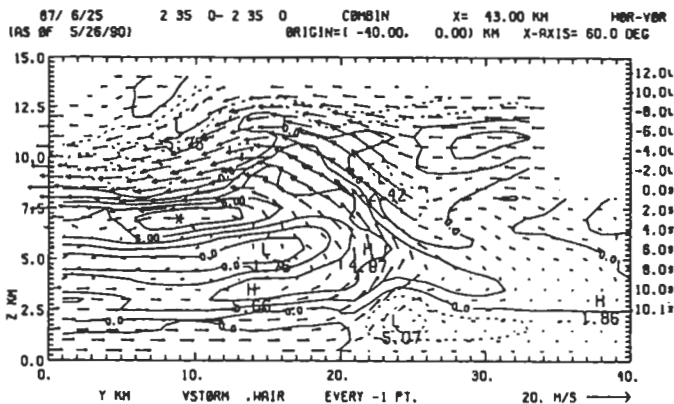


圖17 圖8中 $X = 43$ 公里之風場和 $X$ 方向渦度分量的垂直剖面。等值線間距為 $2 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 。



角色的鋒後冷空氣和低層風切都是大尺度環境的變數。由雷達回波往鋒前傾斜，這個觀測結果亦說明鋒後的冷空氣應是大尺度冷空氣平流過程所致，並沒有被對流降水所調適過。是故鋒面和低層風切在此個案中可能一開始就是最佳狀態的組合。但是由於高層北風的持續存在，對流行為將隨著雨帶的往高層發展而產生不利雨帶的因子，因此雨帶的生命史可說就是鋒面，高低層風切和對流三者折衝的結果。在雨帶的成熟期，回波結構類似 *RKW* 描述下最佳狀態的特徵，此時北風不利的因子尚未突顯。而本個案的雙都卜勒雷達分析則已是雨帶發展的消散末期。雖然鋒面和低層風切仍處於最佳狀態，但北風的不利因素隨時間的增加而累積，至此雨帶終因不利因素大於有利因素而進入消散期。

本個案所描述的鋒面雨帶行為和 *RKW* 所描述的鬮線行為其差別在於一個是由大尺度平流提供冷空氣的鋒面系統，而發生在暖區之鬮線的冷空氣則是對流本身所蘊釀出來的。但是兩者在動力上的觀點其本質並沒有差異，由於鬮線自有傳統天氣學上的特徵和定義，因此本文乃避免使用“鬮線”這個名詞來描述伴隨梅雨鋒面的雨帶系統。在本個案中，鋒面是否具有密度流的性質似乎已不是那麼重要，重要的是我們由雙都卜勒雷達氣流與回波場的仔細分析中已體會到梅雨鋒面在中小尺度所具有的衝擊性及其與環境，對流三者之間巧妙的運作，以激發、維持一個長生命期的對流雨帶。相信更多個案的分析結果，其知識的累積將有助於我們進一步了解梅雨鋒面在中尺度氣象領域的特性。

## 六、結 語

本文使用中正機場和 CP-4 都卜勒雷達觀測資料，針對 TAMEX 期間 IOP-13 (1987 年 6 月 21-25 日) 梅雨鋒面對流雨帶個案進行雙都卜勒風場與回波合成分析。

雙都卜勒雷達合成的三維風場顯示本個案中梅雨鋒的中尺度結構具有相當的二度空間性。鋒前低層噴流可達 18 m/s，鋒的前緣有氣旋式渦度的極大值並且向上向冷空氣一方傾斜，其發展高度可達 2 公里。鋒上並發展有尺度約 10 公里的氣旋式擾動，可能是鋒面上風切不穩定度釋放的結果。

鋒前低層暖空氣內流約 8 m/s，上升運動在 5 公里和 8 公里處各有一個極值，最大值向上向鋒前傾斜。5 公里處的上升運動最大值應是鋒面介面舉升所致。此外環境在 500-600 hPa 存在一個對流不穩定層，可使得空氣塊因低層鋒面介面強迫舉升後，在此獲得浮力而自由對流，這可能是造成 8 公里高度有另一個上升運動極值的原因。雨帶發生時台灣地區正處於 500 hPa 槽後，北方冷乾空氣的注入在中對流層累積潛在性不穩定度。雖然槽後的大氣環境並不有利於對流的發展，但是如果強的有中尺度激發機制，例如鋒面，低層噴流或地形等，將可因環境累積的不穩定度於適當時機予以釋放而導致劇烈天氣的發生。民國 73 年 6 月 3 日的臺雨個案即具有類似的綜觀環境(丘與劉, 1985)。因此本個案所顯示的可能是梅雨期間造成豪雨的重要概念模式之一。

本個案低層風切和冷鋒的強度在分析的時間互相平衡，似乎正處於 *RKW* 所描述的鬮線系統發展之“最佳狀態”。在此種狀況下對流將有效地垂直發展。然而高層的北風分量使得對流往鋒前傾斜，形成不利對流發展的因素。從雷達回波的觀點來看，雨帶生成初期，環境的風切和鋒面可能就已“最佳狀態”，然而高層北風分量的存在，使得對流發展過程反而成爲不利雨帶發展的因素，因此整個雨帶的生命史可視爲環境高低層風切，鋒面和對流三者折衝的結果。

鋒面對流雨帶中有關介面的機械舉升和中對流層的自由對流等機制的量化可透過雙都卜勒雷達合成之風場反求擾動溫度場和壓力場做進一步驗證。至於環境與雨帶的交互作用僅靠回波的演化來推測當然是不足夠的。對不同階段的雨帶進行更多雙都卜勒雷達回波與風場的診斷，將有利於問題的澄清。另外一個有趣的現象是，雨帶在 6 月 25 日 0300 LST 已幾無活動力，近乎消散。然而在 6 月 25 日 0430 LST 以後，雨帶內對流活動又再度活躍起來，並且給台灣中部帶來相當大的降水。初步的推測這可能是雨帶消散的同時也去掉不利雨帶持續發展的因素，而此時低層的有利對流發展之強迫作用仍然存在，因此雨帶乃有再一次發展的機會，唯此推測仍應再進一步求證。另外，雨帶在臺灣地形西側可以充分發展，而一旦進入陸地就快速消散。鋒面，地形和對流三者角色的定位，亦將是另一個值得深入研究的

主題。

## 誌 謝

本文作者感謝聖路易大學林永哲教授及中央大學王陳台琦教授在雙都卜勒雷達資料合成相關觀念與使用NCAR提供之CEDRIC軟體技術上的說明。同時也感謝民航局中正機場雷達站提供中正機場都卜勒雷達資料由壓縮型式轉換成非壓縮型的文件說明，使得TAMEX期間CAA都卜勒雷達資料得以順利解出。作者們並感謝林永哲教授在臺大三個月客座參與多次結果討論及提供寶貴建議。本研究是在國科會自然處專題研究計劃NSC79-0202-M002-32支助下完成。

## 參考文獻

- 丘台光與劉復誠，1985：民國73年6月3日台灣北部地區豪雨之個案研究。大氣科學，12，93-102。
- 周仲島與鄧秀明，1991：TAMEX IOP13鋒面對流雨帶單都卜勒雷達分析。投稿大氣科學。
- 陳泰然與俞家忠，1988：台灣梅雨季中尺度低壓與降水之研究(一)，行政院國家科學委員會防災研究報告77-30號，130頁。
- Browning, K. A., 1985: Conceptual models of precipitation systems. *Meteorological Magazine*, 114, 293-318.
- Carbone, R. E., 1982: A severe frontal rainband. Part I: Stormwide hydro-dynamic structure. *J. Atmos. Sci.*, 39, 258-279.
- Chen, G. T. J. and C. P. Chang, 1980: The structure and vorticity budget of an early summer monsoon trough (Mei-Yu) over south-eastern China and Japan. *Mon. Wea. Rev.*, 108, 942-953.
- Chong, M., P. Amayenc, G. Scialom and J. Testud, 1987: A tropical squall line observed during the COPT 81 experiment in West Africa. Part 1: Kinematic structure inferred from dual-Doppler radar data. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 670-694.
- Dudhia, J., M. W. Moncrieff and D. K. W. So, 1987: The two dimensional dynamics of West African squall lines. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 113, 121-146.
- Eliassen, K. A. and E. Kleinschmidt, 1957: *Dynamic Meteorology*.
- Garratt, J. R., P. A. C. Howells and E. Kowalczyk, 1989: The behavior of dry cold fronts traveling along a coastline. *Mon. Wea. Rev.*, 117, 1208-1220.
- Hobbs, P. V., and P. Ola G. Persson, 1982: The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in mid-latitude cyclones. Part 5: The substructure of narrow cold frontal rainbands. *J. Atmos. Sci.*, 39, 280-295.
- Hoskins, B. J. and F. P. Bretherton, 1972: Atmospheric frontogenesis models: Mathematical formulation and solution. *J. Atmos. Sci.*, 29, 11-37.
- Hwang, C. Y. and S. Raman, 1990: Numerical simulations of Taiwan island circulations: Boundary layer modification. Proc. Workshop on TAMEX Scientific Results, 194-198.
- James, P. K., and K. A. Browning, 1979: Mesoscale structure of line convection at surface cold fronts. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 105, 371-382.
- Jou, B. J.-D., and S.-M. Deng, 1989: A preliminary study of convective frontal rainband during TAMEX. Proc. TAMEX Workshop, 1989. Taipei, Taiwan, June 22-30, 82-89.
- Kessinger, C. J., P. R. Ray and C. E. Hane, 1987: The Oklahoma squall line of 19 May 1977. Part 1: A multiple doppler analysis of convective and stratiform structure. *J. Atmos. Sci.*, 44, 2840-2864.
- Kuo, Y. H., and R. A. Anthes, 1982: Numerical simulation of a Mei-Yu system over southeastern Asia.



- Papers Meteor. Res.*, 5, 15-36.
- Lilly, D. K., 1979: The dynamical structure and evolution of thunderstorms and squall lines. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 7, 117-171.
- Matsumoto, S., K. Ninomiya and S. Yoshizumi, 1971: Characteristic features of Baiu front associated with heavy rainfall. *J. Met. Soc. Japan*, 49, 267-281.
- Miller, L. J., C. G. Mohr and A. J. Weinheimer, 1986: The simple rectification to Cartesian space of folded radial velocities from Doppler sampling. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 3, 162-174.
- Mohr, C. G. and R. L. Vaughan, 1979: An economical procedure for Cartesian interpolation and display of reflectivity factor data in three dimensional space. *J. Appl. Meteor.*, 18, 661-670.
- Muller, C. K., and R. E. Carbone, 1987: Dynamic of a thunderstorm outflow. *J. Atmos. Sci.*, 44, 1879-1898.
- Ninomiya, K. 1984: Characteristics of Baiu front as a predominant subtropical front in the summer northern hemisphere. *J. Met. Soc. Japan*, 62, 880-893.
- Ray, P. R., W. C. Bumgarner and R. J. Serafin, 1980: Single and multiple-Doppler radar observation of tornadic storm. *Mon. Wea. Rev.*, 108, 1607-1625.
- Ray, P. R. and K. L. Sangren, 1983: Multiple-Doppler radar network design. *J. Climate Appl. Meteor.*, 22, 1444-1454.
- Ray, P. R., J. J. Stephens and K. W. Johnson. 1979: Multiple Doppler radar network design. *J. appl. Meteor.*, 18, 706-710.
- Ray, P. R., K. K. Wagner, K. W. Johnson, J. J. Stephens, W. C. Bumgarner and E. A. Mueller, 1978: Tripple-Doppler Doppler observations of a convective storm. *J. Appl. Meteor.*, 17, 1201-1211.
- Rotunno, R., J. B. Klemp and M. L. Weisman, 1988: A theory for strong long-lived squall lines. *J. Atmos. Sci.*, 45, 463-485.
- Seitter, K. L., and H. S. Muench, 1985: Observation of a cold front with rope clouds. *Mon. Wea. Rev.*, 113, 840-848.
- Shapiro, M. A., 1984: Meteorological tower measurement of a surface cold front. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 1634-1639.
- Shapiro, M. A., T. Hampel, D. Rotzoll and F. Mosher, 1985: The frontal hydraulic head: a microscale (1 Km) triggering mechanism for mesoconvective weather systems. *Mon. Wea. Rev.*, 113, 1166-1183.
- Smith, R. K., and M. J. Reeder, 1988: On the movement and low level structure of cold front. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 1927-1944.
- Smull, B. F. and R. A. Houze, Jr., 1985: A midlatitude squall line with a trailing region of stratiform rain: Radar and satellite observations. *Mon. Wea. Rev.*, 113, 117-133.
- Smull, B. F. and R. A. Houze, Jr., 1987a: Rear inflow in squall lines with trailing stratiform precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 2869-2889.
- Smull, B. F. and R. A. Houze, Jr., 1987b: Dual Doppler radar analysis of a midlatitude squall line with a trailing region of stratiform rain. *J. Atmos. Sci.*, 44, 2128-2148.
- Thorpe, A. J., M. J. Miller and M. W. Moncrieff, 1982: Two dimensional convection in nonconstant shear: a model of midlatitude squall lines. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 108, 739-762.
- Young, G. S., and R. H. Johnson. 1984: Meso- and microscale features of a Colorado cold front. *J. Climate. Appl. Meteor.*, 23, 1315-1325.

## Dual-Doppler Radar Analysis of a Convective (Mei-Yu) Frontal Rainband

Ben Jong-Dao Jou    Jing-Shang Hong    Shiung-Ming Deng  
Department of Atmospheric Sciences  
National Taiwan University

(manuscript received 6 May 1990; in final form 27 September 1990)

### Abstract

In the study, kinematic and precipitation structures of a convective rainband associated with a slow-moving Mei-Yu front which passed over northern Taiwan area on 24–25 June 1987 in TAMEX IOP13 were investigated by using Doppler radar data collected from CP-4 (NCAR) and CAA (Civil Aeronautic Administration). Dual-Doppler radar data analysis technique developed by NCAR (CEDRIC software) were used for the analysis. Detail procedures of the data decoding, editing, correction, and analysis for CAA and CP-4 Doppler radars were also given for reference.

The major findings of this research are:

- (1) Strong cyclonic wind shear was found at lowest 2 km on the surface front. The axis of maximum cyclonic vorticity tilted to the cold side of the surface front with increasing altitudes. The intensity of the vorticity can reach  $10^{-3} \text{ s}^{-1}$ .
- (2) Pronounced wave-type vorticity disturbances possibly generated by the shear instability were found along the surface frontal interface with wavelength approximately of 10 km.
- (3) Three-dimensional wind field structure with the convective rainband to the west end of the front revealed a significant two-dimensional characteristics. Southwesterly flow with moderate intensity collided with weak westerly flow at the frontal surface provided the lifting mechanism at the low level. The potentially unstable layer in the middle troposphere due to cold air interaction from the northwest provided excess energy for further development.
- (4) The reflectivity pattern at upper levels tilted forward. This forward tilt of precipitation is possibly due to the strong wind shear in the upper level. This forward tilt of precipitation, dynamically and thermodynamically, provided unfavorable conditions for rainband development.

The results suggested that the maintenance of the convective frontal rainband depends closely on the interaction among the upper and lower level wind shears, the lifting force of the surface front, and the mid-tropospheric instability.

**Key words:** TAMEX, Mei-Yu front, convective rainband, Dual-Doppler radar analysis.