

# 梅雨鋒之中尺度結構

鄧秀明 周仲島

國立台灣大學大氣科學研究所

## 摘要

使用 TAMEX IOP 13 (1987年6月24-25日) 地面密集觀測, 板橋每 3小時探空觀測和中正機場 (CAA) 都卜勒雷達資料, 分析通過台灣北部伴隨強烈對流之梅雨鋒的中尺度結構。利用空間-時間轉換原理求得結果顯示, 伴隨鋒面主要為一明顯的熱力直接垂直次環流。此環流上升運動橫跨鋒面, 水平尺度大約為60公里。其最大上升速度在 825hPa 附近, 可達 20 cm/sec 以上。在鋒上於上升運動區後, 有一尺度大約 60 公里的下沉運動區。其最大值在850 hPa 處, 可達30cm/sec以上。除此之外, 在鋒後 100公里處, 整個對流層存在一強烈上升運動區。此上升運動結構配合跨鋒之垂直次環流和衛星雲圖及雷達回波所觀測之雙雨帶結構相符。

鋒前低層 900hPa存在很強的西南氣流, 在鋒面附近被抬升至 800hPa。低層噴流伴隨之暖濕空氣提供環境潛在不穩定度的維持, 並使得鋒面附近具有較大的水平風切和垂直風切。

利用 CAA都卜勒雷達資料, 由EVAD方法所求得之鋒前平均運動場顯示: 低層噴流在鋒前暖區因摩擦效應產生顯著的邊界層輻合, 其最大值在近地面可達 $27 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。由連續方程計算得到的垂直運動場顯示, 鋒前有顯著上升運動, 最大值在1.7公里可達 20cm/sec。中對流層有微弱下沉運動, 似為 500hPa槽後北來乾冷空氣之大範圍下沉運動。此結果與鋒面垂直次環流計算結果相吻合, 除顯示不同觀測資料的一致性外, 並隱含此個案之梅雨鋒面及伴隨之雨帶具有顯著的二維結構。

## 一、前言

五月中旬至六月中旬, 台灣地區適值冬季東北季風轉弱, 漸為西南季風取代的季節。在此轉換期中, 天氣圖上常顯示有一近以滯留的鋒面伴隨一條連續雨帶, 由日本南方向西南延伸經台灣及其鄰近地區至華南。在此季節中, 伴隨之鋒面降水我們稱之為梅雨。

對於台灣梅雨鋒面的中尺度結構研究, 陳與紀 (1978) 以準拉格藍基座標, 針對 1972-1977年梅雨期內影響台灣之29個鋒面系統, 進行中尺度結構及伴隨降水之分析。結果顯示鋒面在北部時, 出現兩個對稱於鋒面之熱力直接環流系統, 鋒面抵達南部時則出現兩個大小不同之熱力間接環流系統。在次環流上升處對流運動受到加強作用, 而於下降處

對流運動受到壓制作用。由於他們受限於資料的解析度和採用合成的方法, 對於鋒面系統運動場和熱力場結構之個別差異, 則有進一步研究的必要。

對於梅雨鋒面中尺度結構研究的重要性, 不僅是因為梅雨鋒面系統本身基本動力相當複雜尚未被完全了解外, 它在扮演激發或組織中尺度對流系統如輿線和雨帶的角色關係, 仍有待進一步的釐清。本文的目的就是利用TAMEX IOP 13之密集觀測資料, 定量研究伴隨強烈對流梅雨鋒跨鋒環流和熱力場結構。在第二節中說明資料的處理和分析過程, 第三節則描述此個案梅雨鋒之中尺度結構, 最後則是結論和討論。

## 二、資料處理與分析

本文所使用的資料為TAMEX IOP 13 1987年6月24日至25日密集觀測資料，包括每3小時台灣及華南地區測站資料（24日0800LST - 25日0600 LST），每半小時台灣地區地面測站資料（25日0200LST ~ 2300LST），每3小時板橋探空資料（24日0800 ~ 2000LST和25日0200LST~1500LST），民航局中正機場（CAA）每10分鐘都卜勒雷達資料（24日2230LST ~ 25日0710LST，但缺25日0330LST~0410LST），氣象局每小時高雄雷達回波照片（25日0000LST~1500LST）及日本GMS衛星IR及VIS資料。

首先利用台灣及華南地區（ $20^{\circ}$  -  $30^{\circ}$  N和  $115^{\circ}$  -  $125^{\circ}$  E）每3小時地面測站之溫度、露點溫度、風向風速和氣壓，分析相當位溫、海平面壓力，及地面鋒面位置。再利利用每半小時台灣地區地面測站時間序列分析結果及中正機場都卜勒雷達每十分鐘最低仰角徑向速度場資料，用以修正地面鋒面的位置。鋒面的定位是採用台灣地區相當位溫梯度最大之處。圖1為6月24日1400LST分析結果，由圖1顯示最大相當位溫梯度和最大輻合的位置相符，此結果與 Ogura and Portis (1982) 及 Hobbs and Persson (1982) 的經驗一致。鋒面在台灣附近呈東北東—西南西走向，與東西方向夾角為 $20^{\circ}$ ，平

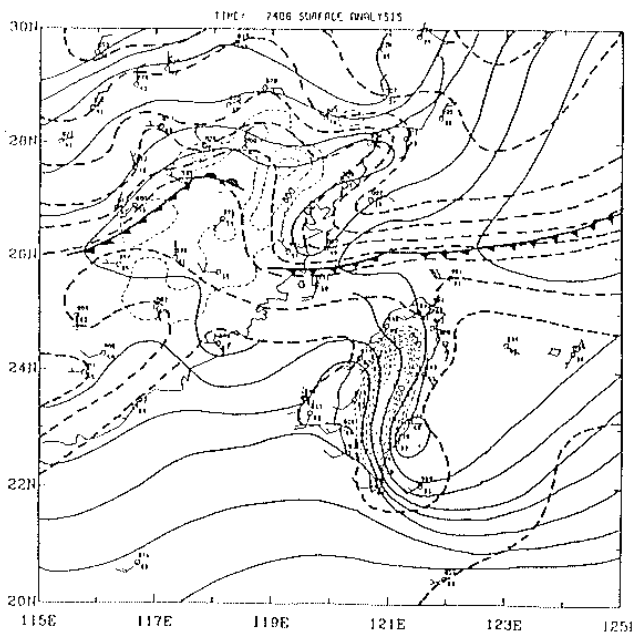


圖 1: 1987年6月24日1400LST 台灣鄰近地區地面天氣圖。實線為等壓線，間距為1mb；虛線為相當位溫線，間距為 $4^{\circ}$  K。

均移動速度在24日0800LST至24日2000 LST為 $8\text{m/s}$ 往南移動，但在24日2000LST至25日1200LST鋒面移速減為 $4\text{m/s}$ 。

對於板橋探空資料的處理，首先將明顯的錯誤資料（如25日0500LST之熱力場資料）去除，由標準層和特定層的溫度和露點溫度計算相當位溫；由溫度和相當位溫利用二次多項式內插公式對壓力坐標內插至每25hPa的垂直間距網格；由內插好的溫度和相當位溫求取溼度場和虛溫；再由虛溫和重力位高度利用靜力方程求取網格上的重力位高度；最後假設風場隨重力位高度作線性變化求得網格上的風場資料。由於正確的風場資料，在本研究中相當重要，因此有必要作如此複雜的處理。

對於CAA都卜勒雷達徑向速度和回波強度資料的處理，首先對資料缺失誤差和不正常徑向速度給予校正，再利用EVAD方法求得垂直剖面之水平風向、風速和水平輻散場（對於CAA資料的處理和EVAD的方法請參考周和鄧（1990）及鄧和周（1990））。最後將25日0150LST至0320LST共10個垂直剖面的水平風場、輻散場資料給予平均，代表25日0230LST大範圍鋒前25公里的水平風場探空資料和輻散場資料。

由板橋探空資料、CAA都卜勒雷達求得之垂直剖面水平風場配合每三小時地面鋒面位置、走向和移動速度，利用空間—時間資料的轉換原理（Taylor原理）將時間—高度剖面探空資料轉換為垂直鋒面（近似鋒面移動方向）之二度空間剖面結構。由鋒面移動速度的誤差（ $4 \pm 1\text{m/s}$ ）可知每三小時探空資料間距平均代表43公里水平距離，其最大誤差為 $\pm 10$ 公里。由鋒面的走向可將各探空之水平風分解成平行與垂直鋒面之分量。再由垂直鋒面的速度分量求取跨鋒方向之輻散值，然後再利用運動學法積分求得垂直速度（O'Brien, 1970）。

## 三、梅雨鋒中尺度結構

### 1、相當位溫與不穩定度

圖2為相當位溫和風場剖面圖。圖中之相當位溫分佈顯示在地面鋒附近有最大的水平相當位溫梯度，且此梯度隨高度迅速遞減。在鋒前低層有最大 $\theta_e$ 值，500 hPa附近有一極小值，此種相當位溫配置和鋒前低層暖溼西南氣流與中層槽後冷乾西

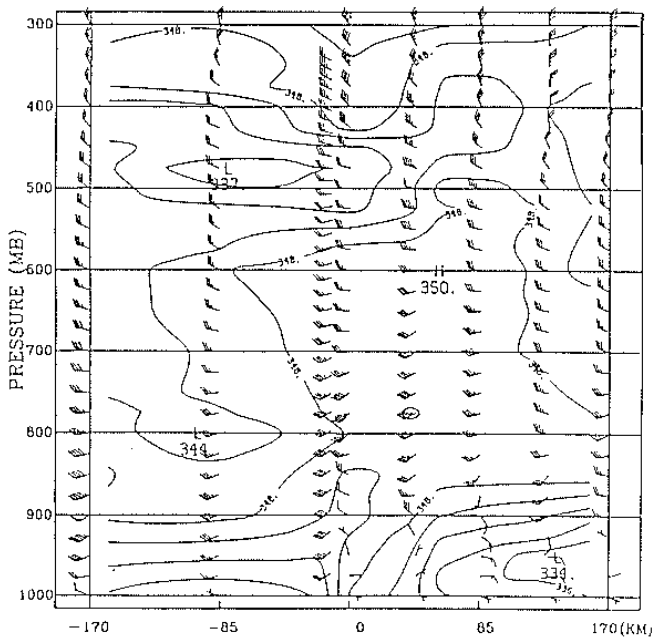


圖 2：垂直鋒面方向之相當位溫和風場剖面圖。相當位溫的間距為  $3^{\circ} \text{K}$ 。

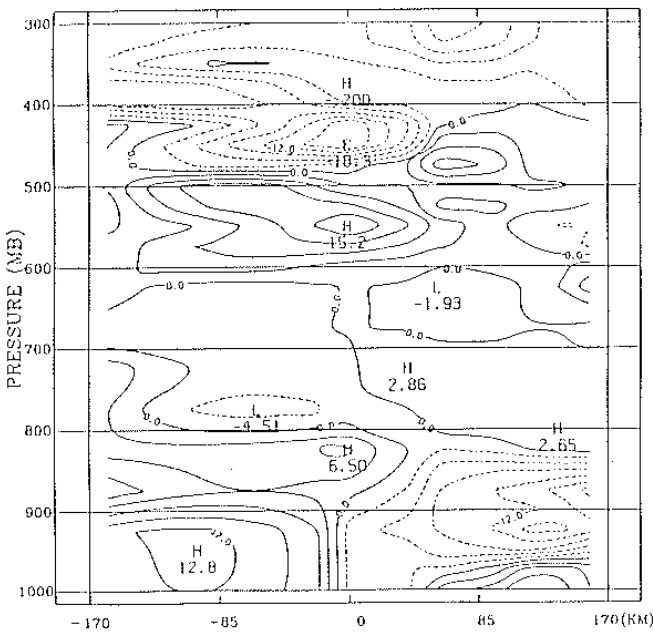


圖 3：垂直鋒面方向之穩定度 ( $\partial\theta_e/\partial p$ ) 剖面圖。正值表對流不穩定；負值則表對流穩定，其間距為  $3 \times 10^{-2} \text{K}/\text{mb}$ 。

北氣流之綜觀環境有關。

圖 3 為穩定度分析 ( $\partial\theta_e/\partial p$ )，顯示鋒前 800hPa 以下和 600 至 500 hPa 之間有顯著對流不穩定度存在。由相當位溫的分佈可知當鋒面接近時，低層暖溼空氣有被鋒面抬升的現象，此種過程有利於對流不穩定的釋放，透過垂直混合，使得鋒上中

對流層大氣變得較中性。在鋒後近地面有十分微弱的不穩定層存在。此種不穩定層的存在可能與 Keyser and Anthes (1982) 在鋒面模擬結果中提及，鋒後冷平流因非地轉水平風場之垂直風切造成的溫度差異有關。

## 2、平行與垂直鋒面氣流

平行鋒面氣流 (圖 4) 顯示鋒前 900hPa 有一低層噴流存在，最強可達  $25 \text{m/s}$ 。此低層噴流在鋒面附近被舉升至 800hPa 高度。鋒後邊界層為東北氣流，此種結構使得鋒面附近形成很強的水平和垂直風切。水平風切可提供另一種不穩定度如正壓不穩定，可產生較小尺度的擾動 (Orlanski and Ross, 1984; 洪與周, 1990)。在此高層並未發現噴流結構，此和溫帶地面冷鋒常伴隨鋒後高層噴流 (Browning and Pardoe, 1973; Ogura and Portis, 1982) 結果不同。

垂直鋒面速度分量 (圖 5) 顯示鋒前有顯著非地轉南來氣流。此南來氣流跨越鋒面並進入鋒後冷區。類似結構於 Ogura and Portis (1982) 在 SESAME-AVE III 所觀測的冷鋒研究中亦曾發現。在鋒後 900hPa 以下有較強的北來氣流存在。在本個案之中高對流層皆為北來氣流。

## 3、輻散與垂直運動

圖 6 是由垂直鋒面速度分量計算其輻合 / 散值，以連續方程式積分求得的垂直速度場。顯示鋒前

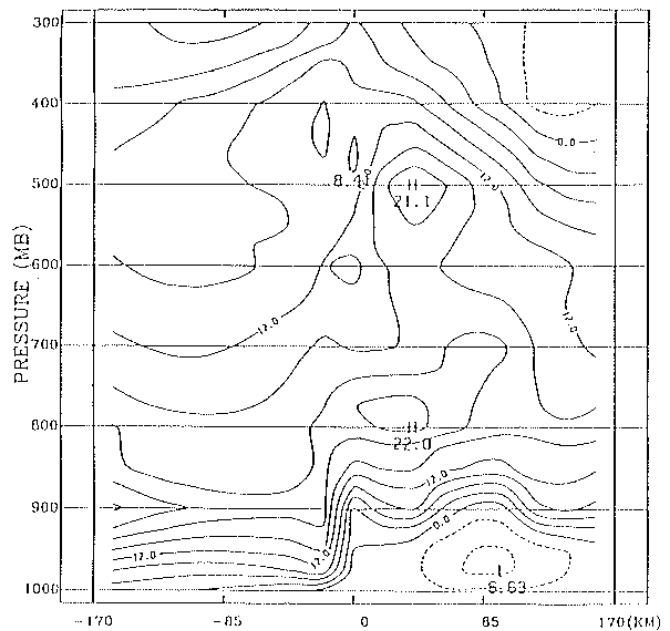


圖 4：平行鋒面速度分量在垂直鋒面方向的剖面圖。間距為  $3 \text{m}/\text{sec}$ 。

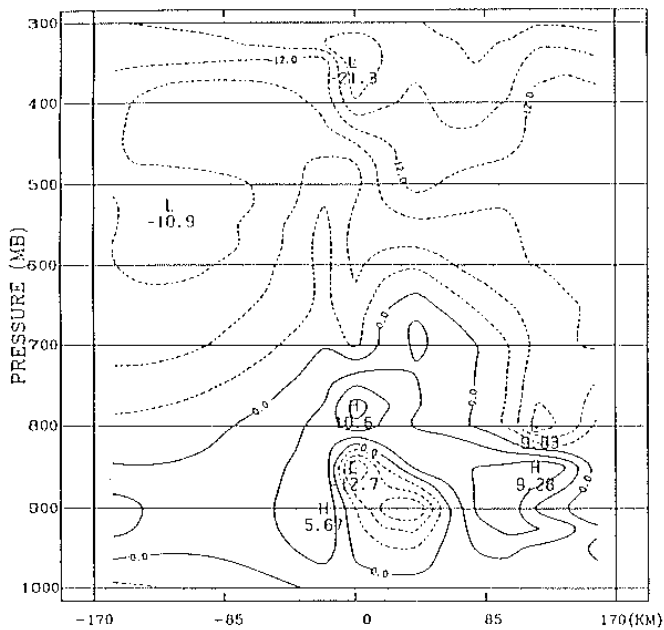


圖 5：垂直鋒面速度分量在垂直鋒面方向的剖面圖。間距為  $3\text{m/sec}$ 。

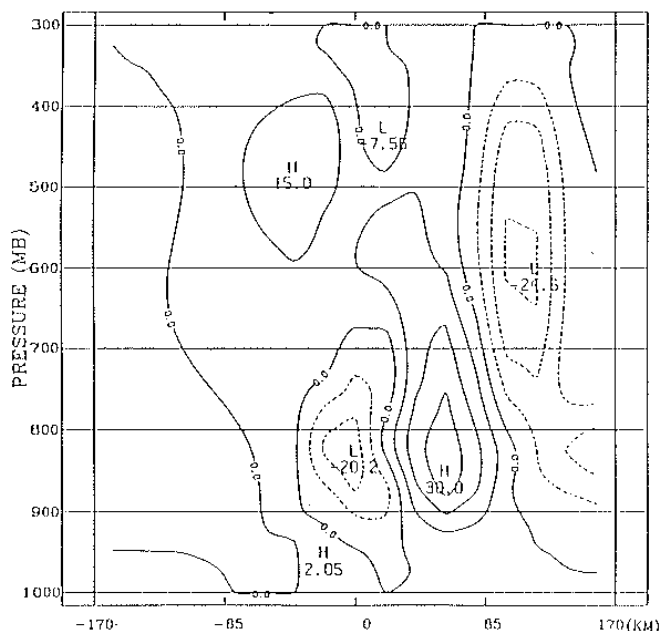


圖 6：垂直鋒面方向的垂直速度剖面圖。間距為  $8 \times 10^{-3} \text{mb/sec}$ 。

暖區，675hPa 以下有很強的上升運動，其最大值  $-20 \times 10^{-3} \text{mb/s}$  (約  $20\text{cm/sec}$ ) 位於 825hPa。在 525hPa 至 725hPa 則有微弱下降運動，525hPa 以上則為上升區。在鋒後 40 公里至 50 公里處，則有很強烈的下降運動，最大值  $30 \times 10^{-3} \text{mb/sec}$ ，位於 850hPa。此強烈下降運動之後，距鋒後 100 公里處有另一強烈上升運動區，從地面伸展到 300hPa 整個對流層

，最大值  $-25 \times 10^{-3} \text{mb/sec}$ ，位於 600hPa。鋒前 100 公里至鋒面區之中高對流層為微弱下沉運動，最大值為  $15 \times 10^{-3} \text{mb/sec}$ 。

為了解此種方法所求得之垂直運動的可信度，我們將此結果與 CAA 都卜勒雷達資料利用 EVAD 方法所求得的鋒前垂直速度場相比較。圖 7 中鋒前輻散場顯示，1.3 公里以下在近地面有很強的輻合，最大可達  $27 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ ，此輻合迅速隨高度遞減，顯示此輻合係為低層噴流在鋒面附近因摩擦產生的邊界層輻合 (Browning and Pardoe, 1973)。1.3 公里至 4.8 公里為輻散層，在 4 公里處達到最大約為  $23 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ ；在 4.8 公里至 7 公里則為輻合；7 公里以上則為輻散。鋒前垂直速度顯示 4 公里以下為上升運動，最大上升運動區位於 1.7 公里，強度為  $20\text{cm/sec}$  (往上積分結果)，在 4 公里至 6 公里為下降運動，6 公里以上則為上升運動。低層的上升運動顯然是鋒面直接次環流及低層噴流經由摩擦輻合加強後之結果。中層的下沉運動似乎和中層槽後北來冷乾空氣 (圖 1) 的大範圍下沉有關，而不是和類似鬩線層狀雲區之融解層下降運動 (Rutledge et al, 1988; Strivastava et al, 1986) 有

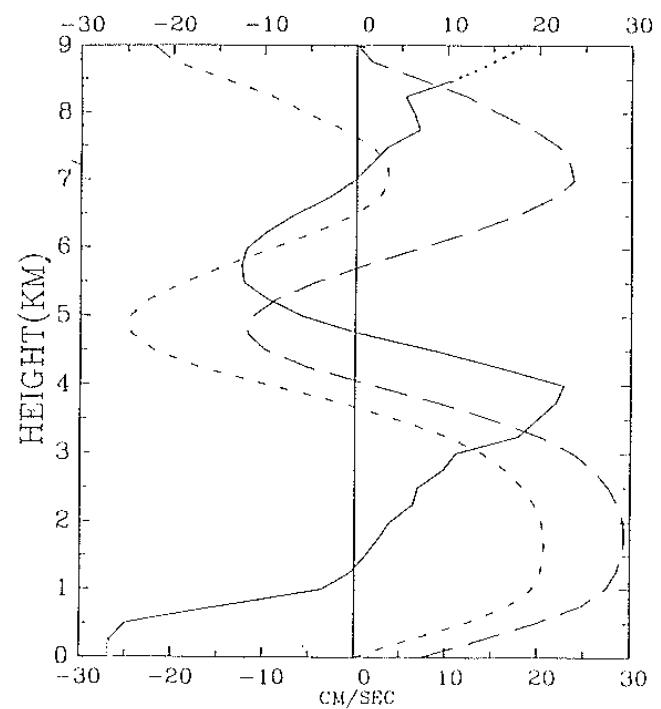


圖 7：EVAD 方法求得鋒前暖區之輻合輻散場 (實線，單位為  $10^5 \text{s}^{-1}$ ) 和往上積分 (短虛線，單位為  $\text{cm/sec}$ ) 和往下積分 (長虛線) 非彈性連續方程之垂直速度。

關。此結果顯示都卜勒雷達 EVAD 所得到的鋒前垂直速度場與利用探空資料推算之結果一致。此一致性顯示除了鋒面的運動場近似二維結構外，鋒前 CAA 都卜勒雷達垂直剖面水平風場的加入相當重要（增加鋒面區的解析度）。

#### 4、跨鋒次環流

由垂直鋒面之速度分量和垂直運動場構成之跨鋒環流（圖 8）顯示，地面鋒附近，鋒前及鋒上熱力直接環流上升運動的水平尺度大約為 40 公里，在鋒上於上升運動區後有一尺度大約 60 公里的下沉運動區。在鋒後 100 公里處整個對流層存在強烈上升運動區，此上升運動結構配合跨鋒之垂直次環流與 25 日 0400LST 和 0500LST 高雄雷達回波（圖 9）和 0700LST CAA 都卜勒雷達回波（圖 10）和 0500LST IR 衛星雲圖（圖 11）所觀測的雙雨帶結構一致。由雷達及衛星資料顯示此雙雨帶的結構相當二維性，無降水區的寬度約為 40 公里至 80 公里，和圖 6 鋒後下降運動尺度相當。

### 四、結論與討論

由上節的討論，我們對此個案的梅雨鋒中尺度結構作一總結：

(1) 鋒前低層有最大  $\theta_e$  值，500 hPa 附近有一極小值，而在地面鋒附近有最大相當位溫梯度，且

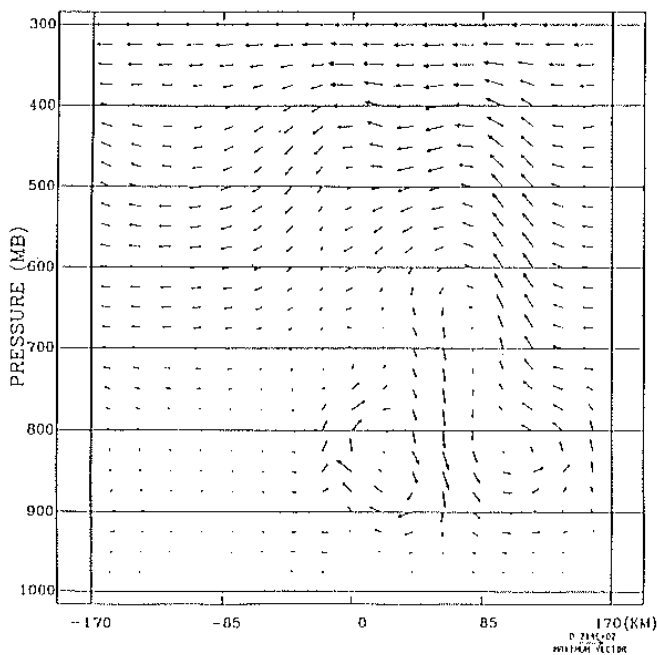


圖 8：垂直鋒面方向的氣流剖面圖。

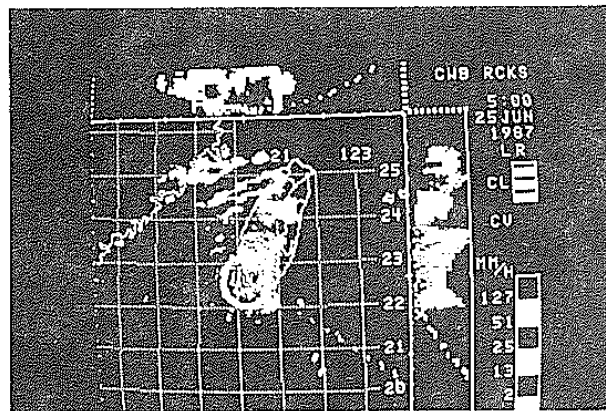
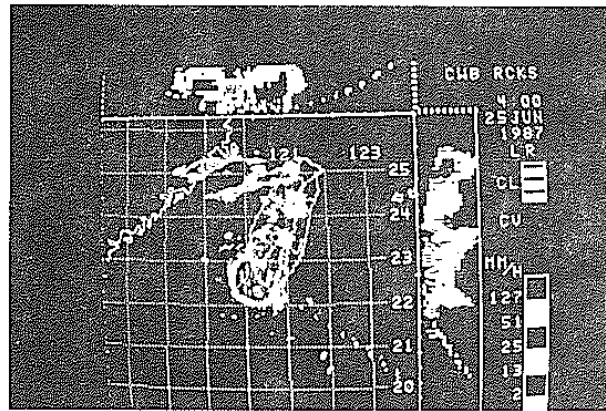


圖 9：1987 年 6 月 25 日 0400LST 和 0500LST 高雄雷達回波圖。

此梯度隨高度遞減。由穩定度分析顯示，鋒前 800 hPa 以下和 600 至 500 hPa 之間有顯著對流不穩定度存在，鋒上中對流層則為微弱不穩定或中性穩定，而在鋒後近地面則有十分微弱的不穩定層存在。此種熱力結構顯示，當鋒面接近時，低層暖濕空氣被鋒面抬升，釋放對流不穩定度，透過垂直混合，使得鋒上中對流層大氣變得較中性穩定。

(2) 鋒前低層 900hPa 有很強的西南噴流，此噴流在鋒面區被舉升至 800hPa。低層噴流伴隨之暖溼空氣提供環境潛在不穩定度的維持，並使得鋒面附近具有較大的水平風切和垂直風切。而鋒前有顯著非地轉南來氣流，此南來氣流跨越鋒面並進入鋒後冷區。

(3) 由垂直鋒面速度分量計算之輻合/散值，以連續方程式積分求得的垂直速度場顯示：鋒前 675hPa 以下有很強的上升運動，其最大值為  $-20 \times 10^{-3} \text{ mb/sec}$  位於 825hPa，在中對流層則有微弱下降運動；鋒後 40 公里至 50 公里處，則有很強烈的下降運動，最大值  $30 \times 10^{-3} \text{ mb/sec}$ ，位於 850hPa；此

強烈下降運動之後，距鋒後100公里處整個對流層為一強烈上升運動區，最大值 $-25 \times 10^{-3} \text{ mb/sec}$ ，位於600hPa。

(4) 利用 CAA都卜勒雷達資料，由EVAD方法所求得之鋒前平均運動場顯示：低層噴流在鋒前暖區因摩擦效應產生顯著的邊界層輻合，其最大值在近地面可達 $27 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 。由連續方程計算得到的垂直運動場顯示，鋒前有顯著上升運動，最大值在1.7公里可達20cm/sec。中對流層有微弱下沉運動，似為500hPa槽後北來乾冷空氣之大範圍下沉運動。此結果與鋒面垂直次環流計算結果相吻合，除顯示不同觀測資料的一致性外，並隱含此個案之梅雨鋒面及伴隨之雨帶具有顯著的二維結構。

(5) 跨鋒次環流顯示鋒前及鋒上熱力直接上升運動的水平尺度大約為40公里，在鋒上的上升運動區後有一尺度大約60公里的下沉運動區。在鋒後100公里處之上升運動結構配合跨鋒之垂直次環流和衛星雲圖及雷達回波所觀測之雙雨帶結構相符。

由雷達回波和衛星雲圖顯示跨鋒雨帶和鋒後雨帶兩者發展的高度相當，皆可達對流層頂。由本研究的結果顯示，跨鋒之垂直上升運動僅發展到700hPa附近，中對流層則屬於下降運動區，由CAA都

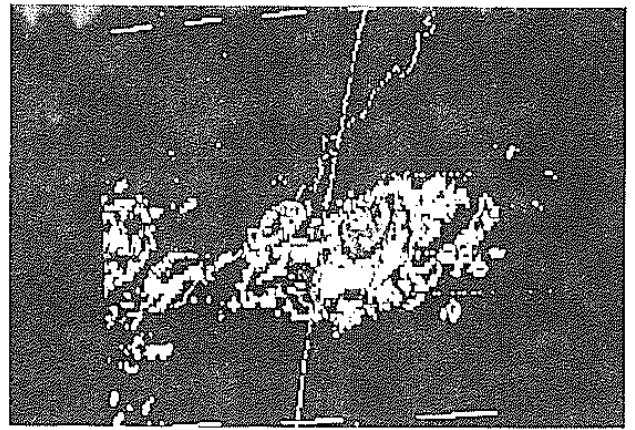


圖 11：1987年6月25日0500LST，紅外線衛星雲圖。

卜勒雷達利用EVAD方法求得之平均垂直運動場亦發現類似的結構。然而由相當位溫的分布顯示，跨鋒區及鋒後中對流層因對流之垂直混合呈中性大氣結構。由綜觀尺度天氣圖得知，在IOP 13發生期間，台灣地區係處於500hPa高度槽後，為綜觀尺度下降運動區，原本不利對流發展。但因北來冷空氣，使得中對流層存在另一對流不穩定層。此種熱力結構之環境大氣，在近地層空氣得以因伴隨鋒面之熱力直接環流的舉升，經由潛熱釋放及中對流層不穩定層所提供的額外能量，使得空氣塊得以克服大環境的下沉運動，發展到對流層頂。

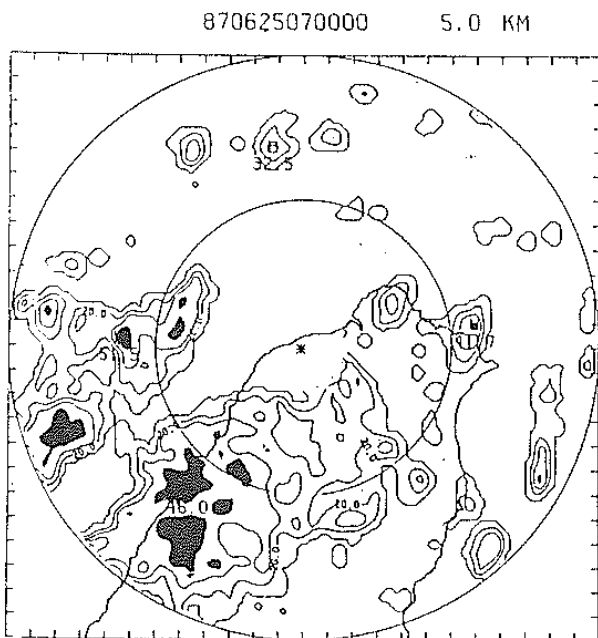


圖 10：1987年6月25日0700LST，5公里高之CAA都卜勒雷達回波圖。

## 誌謝

感謝TAMEX計劃辦公室在密集觀測資料取得上的協助，並感謝民航局中正機場都卜勒雷達資料和氣象局日本GMS衛星雲圖資料的提供。本計劃在國科會計劃NSC78-0202-M002-18和NSC79-0202-M002-32支持下完成。

## 參考文獻：

- 周仲島、鄧秀明，1990：EVAD方法的研究與其在降水系統的應用，氣象雷達與飛航安全研討會，交通部民航局。
- 洪景山、周仲島，1990：梅雨個案的都雙都卜勒雷達分析。天氣分析與預報研討會，中央氣象局。
- 陳泰然、紀水上，1978：台灣梅雨之中輻度結構。大氣科學，7，39-48。
- 鄧秀明、周仲島，1990：TAMEX IOP13鋒面對流雨

帶都卜勒雷達分析，投稿大氣科學。

- Browning, K. A., and C. W. Pardoe, 1973: Structure of low-level jet streams ahead of mid-latitude cold fronts. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 99, 619-638.
- Keyser, D., and R. A. Anthes, 1982 : The influence of planetary boundary layer physics on frontal structure in the Hoskins-Bretherton horizontal shear model. J. Atmos. Sci., 39, 1783-1802.
- Hobbs, P.V., and P.O.G. Persson, 1982: The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. Part V: The substructure of narrow cold-frontal rainbands. J. Atmos. Sci., 39, 280-295.
- O'Brien, J. J. , 1970 : Alternate solution to the classical vertical velocity problem. J. Appl. Meteor., 9, 197-203.
- Orlanski, I., and B.B. Ross, 1984: The evolution of an observed cold front. Part II: Mesoscale dynamics. J. Atmos. Sci., 41, 1669-1703.
- Ogura, Y., and Portis, 1982: Structure of the cold front observed in SESAME-AVE III and its comparison with the Hoskins-Bretherton frontogenesis model. J. Atmos. Sci., 39, 2773-2792.
- Rutledge, S.A., R.A. Houze, Jr., M.I. Biggerstaff and T. Matejka, 1988 : The Oklahoma-Kansas mesoscale convective system of 10-11 June 1985: Precipitation structure and single-Doppler radar analysis. Mon. Wea. Rev., 116, 1409-1430.
- Strivastava, R. C., T. J. Matejka and T. J. Lorello, 1986: Doppler radar study of the trailing anvil region associated with a squall line. J. Atmos. Sci., 43, 356-377.

# On the Mesoscale Structure of a Mei-Yu Front

Shiung-Ming Deng and Ben Jong-Dao Jou

Department of Atmospheric Sciences  
National Taiwan University

## ABSTRACT

Mesoscale structure of a Mei-Yu front which passed over northern Taiwan area on 24-25 June 1987 in IOP-13 of TAMEX are studied using a variety of observations including CAA Doppler radar.

Results show that there is a pronounced thermally-direct secondary circulation across the frontal surface. The upward motion branch has a size of 60 km wide and reaches intensity of 20 cm/sec at about 825 hPa. The downward motion branch has a similar size and reaches intensity of 30 cm/sec at 850 hPa. To the rear of this downward motion, there is a strong upward motion area. This vertical motion structure is consistent with the double-rainband feature observed by Kaohsiung and satellite cloud imageries.

Prefrontal strong southwesterly flow is lifted by the frontal interface from 900 hPa to 800 hPa. This low-level jet stream is important not only because it provides the necessary warm and moist air at low levels in maintaining the potential instability for convection but also it sustains the significant horizontal and vertical wind shears near the frontal zone.

The convergence and vertical motion fields, calculated from CAA Doppler data using modified EVAD method, show that there is a strong convergence near the surface with its maximum value of  $27 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ . Accordingly, a significant upward motion is obtained at low levels with its maximum value of 20 cm/sec at 1.7 km. This structure is consistent with that obtained from Penchiao soundings.