

# 梅雨鋒個案的雙都卜勒雷達分析

洪景山

周仲島

國立台灣大學大氣科學系

## 摘要

本文利用 CAA 和 CP4 兩個都卜勒雷達合成 (Synthesize) 三度空間風場，分析 1987 年 6 月 25 日一個緩慢移動的梅雨鋒個案與其所伴隨的線性對流系統。

合成結果顯示鋒面在最低 2 公里有強的氣旋式風切，風切線向冷空氣一方傾斜，同時鋒面上並發展有週期性的氣旋式擾動。三度空間風場結構具有相當的二維性，低層鋒面則扮演介面舉升的角色。5 公里以下有鋒前到鋒後的氣流，5 公里以上的氣流則因強烈的北風分量而向鋒前傾斜。

伴隨鋒面的對流雨帶騎跨在鋒的前緣，降水回波向鋒前傾斜，使得經由雨滴拖曳過程所產生的下沖流和鋒面介面的舉升作用互相抵消，因此幾乎沒有下降運動。同時降水蒸發的冷卻作用亦不利浮力舉升，是故對流的維持有賴鋒面介面的持續強迫舉升。此外中對流層存在的一個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 15km，這個過程則有別於過去 (例：Carbone, 1982; Hobbs and Perssen, 1982) 有關鋒面雨帶的研究。大尺度環境顯示 500hPa 槽後冷乾空氣的注入是造成中對流層不穩定帶的主因，而這個不穩定層的存在則可能是造成豪雨的主要原因之一。

最後，我們並對環境，鋒面，和雨帶三者之間的交互作用做進一步的詮釋。

## 一. 前言

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 700hPa 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南半球跨赤道流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於極鋒，而是具有熱帶性質的系統 (Kuo and Anthes, 1982; Ninomiya, 1984)。其所處環境的特徵是高空沒有噴流，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：

(一) 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。

(二) 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。

(三) 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。

(四) 梅雨鋒的雲系在衛星雲圖上表現為一個條狀，這和極鋒的逗點狀或漩渦狀雲系有頗大差異。

(五) 梅雨鋒雲帶不與地面鋒面的位置一致而

與850hPa的渦度極大值相配合 (Kuo and Anthes, 1982)。因此把梅雨鋒定義為相對渦度最大值的連線，在動力或預報上都更具有意義。(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。

近年來由於觀測技術的進步，使得人們對於鋒面在中小尺度的行為有更多的認知。Shapiro et al. (1985) 用高塔觀測一個快速移動冷鋒，這個鋒面並沒有伴隨對流，其目的主要是為了要確定觀測到的是純粹冷鋒的特性，而不被混淆為鋒上產生的鬮線。結果發現地面冷鋒具有密度流的行為，而鋒前的強垂直運動可有效地舉升，釋放對流不穩定度。Carbone (1982)，Hobbs and Perssen (1982) 用都卜勒雷達觀測伴隨鋒面的窄冷鋒雨帶 (Narrow Cold Frontal Rainband, Hobbs, 1978) 他們也認為鋒面具有密度流 (Density Current) 的性質，而雨帶則是鋒面介面 (Interface) 強迫舉升的結果。Carbone 則進一步詮釋鋒面與對流的互動，他認為對流內部的雲物理過程扮演鋒生的角色，以維持鋒面的特性。Rotunno et al. (1988) 認為鋒面特性的維持和環境場風切的配合則是對流行為持續與發展所不可或缺的要害。就這個觀點來看，對流的目的—一方面在消耗對流可用位能，另一方面則間接地維持對流本身所需的環境條件，因此對流行為在 meso- $\alpha$  環境配合下似乎呈現出具有內在動力 (internal dynamics) 的特性，這和CISK似有異曲同工之妙。

本文用CAA和CP4兩個都卜勒雷達合成三度空間風場分析TAMEX期間IOP13的梅雨鋒個案和其所伴隨線性對流系統。CP4及CAA都卜勒雷達資料處理過程及次綜觀環境場分析在第二、三節中說明；在第四節中利用不同剖面圖說明鋒面與對流系統的結構，最後並於第五節中提出一初步的鋒面與對流交互作用的示意圖，作為本文的結論。

## 二. 資料處理

### 1. 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 GMS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。

### 2. 都卜勒雷達資料處理

本個案使用民航局CAA和美國NCAR的CP4二個都卜勒雷達合成三維風場分析 6月25日 0235 LST 的梅雨鋒面個案。其中 CAA為作業用雷達，因此有一些特性異於 CP4 (鄧與周, 1990)。例如它沒有地面回波的問題，它無法做扇形掃描，因此執行一個掃描體積大約費時7分鐘，CP4 的扇形掃描則僅4分鐘即可。此外CAA沒有風場折錯 (folding) 的問題，但 CP4則必需做折錯風場的校驗。雷達之觀測資料依其自然掃描的原理分佈在球面座標上，座標轉換時用雙線性內差將資料內差到直角網格上，圖 1 為所選取的水平區域，垂直方向則從0.5到 15km，解析度為水平 1km，垂直方向0.5km。

經由幾何關係解出的雙都卜勒雷達合成風場並沒有物理上的一致性，因此進一步以連續方程做為限制，用變分法重新調整水平風場，然後使用調整過的風場計算輻散場，再用變分法做垂直積分，求出垂直運動速度。上下邊界以回波為零的那一層為自然邊界，令  $w=0$ ，如果回波在各層都大於零則令上下固定邊界垂直運動為零。

資料的內差、風場的合成，各場量的計算和圖形顯示等均使用美國NCAR 發展的CEDRIC軟體。

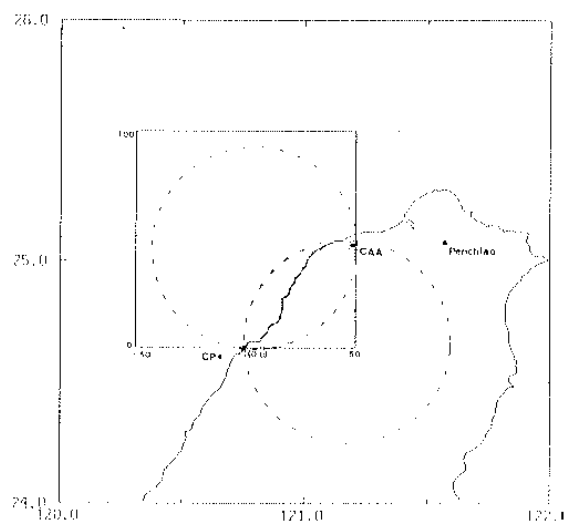


圖1. 雙都卜勒雷達合成區域圖。虛線為理論上使用 CAA 和 CP4 都卜勒雷達資料的有利合成區域，斜影區則是在基線 (baseline) 區域，不利合成。

### 三. 次綜觀分析

圖2 為1987年6月24日0800到6月25日1700 LST板橋探空時間序列圖。配合其地面資料可知鋒面在24日2300LST 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（未畫出）。鋒面結構僅持續到850hPa，鋒前有強盛的西南氣流，風速最大可達25m/s，伴隨鋒面系統的大氣結構在850

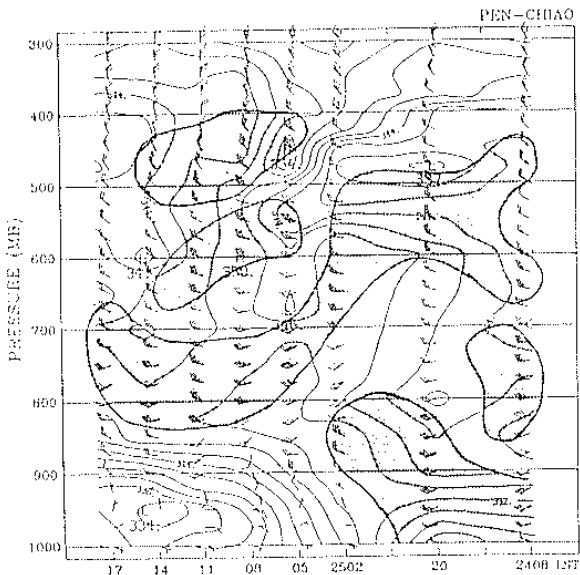


圖2. 板橋測站探空時序圖，實線為相當位溫。K，等值線間距為2° K，全風標代表 5m/s，陰影區為潛在不穩定區域。探空資料在2502 LST之前分別為6小時和12小時間距，之後則每3小時一個探空資料。

hPa以下有一潛在不穩定帶，值得注意的是500 — 600hPa 之間亦有一顯著的不穩定層。由圖 3可知，500hPa槽後冷乾空氣的注入是形成此不穩定層的主要原因。

由衛星資料顯示6月24日2300 LST有一線性對流系統在台灣西北外海形成，隨後移進台灣並發展成一個成熟的中尺度對流系統（MCS）。圖 4是CP4雷達在6月25日0235 LST觀測到的3公里雷達回波圖。由圖中可見有寬約20公里的線狀雨帶，雨帶呈東北—西南走向，以每秒 8公尺的速度往東南東方向移動。

#### 四. 運動場結構

##### 1. 水平剖面分析

圖 5 是 1公里高度的水平風場。實線為大於 30dBz的回波強度等值線，可看到在對流回波的前

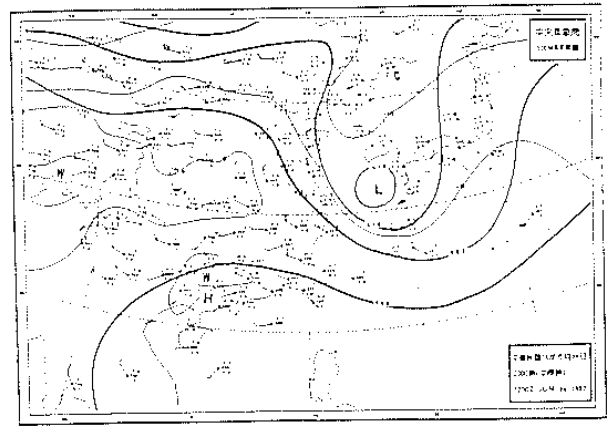


圖3. 6月24日 2000LST 500hPa 高空圖，實線為等高線。

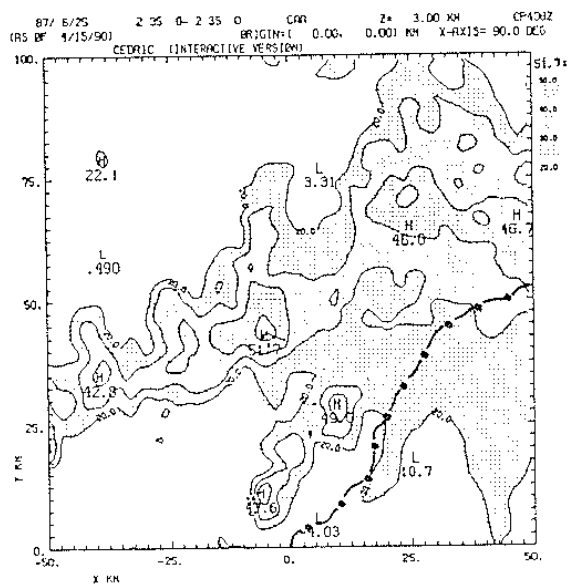


圖4. 6月25日 0023 LST CP4雷達所觀測的雷達回波圖。點虛線為台灣地形線。

緣有一顯著的風切線。圖6a的渦度場顯示風切線上有氣旋式渦度的最大值，向上向風切線的後方傾斜（見圖6b），線上並發展有波長約 5—8 公里的氣旋式擾動，最大可達  $6 \times 10^{-3} s^{-1}$ 。這些波狀擾動到 2 公里仍然相當顯著，此合成風場的水平解析度是 1 公里，因此該現象是可被接受的。推測這個擾動可能是風切線上釋放風切不穩定度所導致。（Hobbs and Perssen, 1982; Muller and Carbone, 1987）。

那麼觀測到的風切線是否為“鋒面”？在本個案中並沒有對流下沖流（見後述），因此風切線不應是外流邊界。中正機場地面測站的資料顯示（見圖

87/ 6/25 2 35 0- 2 35 0 COMBIN Z= 1.00 KM DBZ  
 (AS OF 4/17/90) ORIGIN=( 0.00, 0.00) KM X-AXIS= 90.0 DEG  
 RELATIVE TO SURFACE

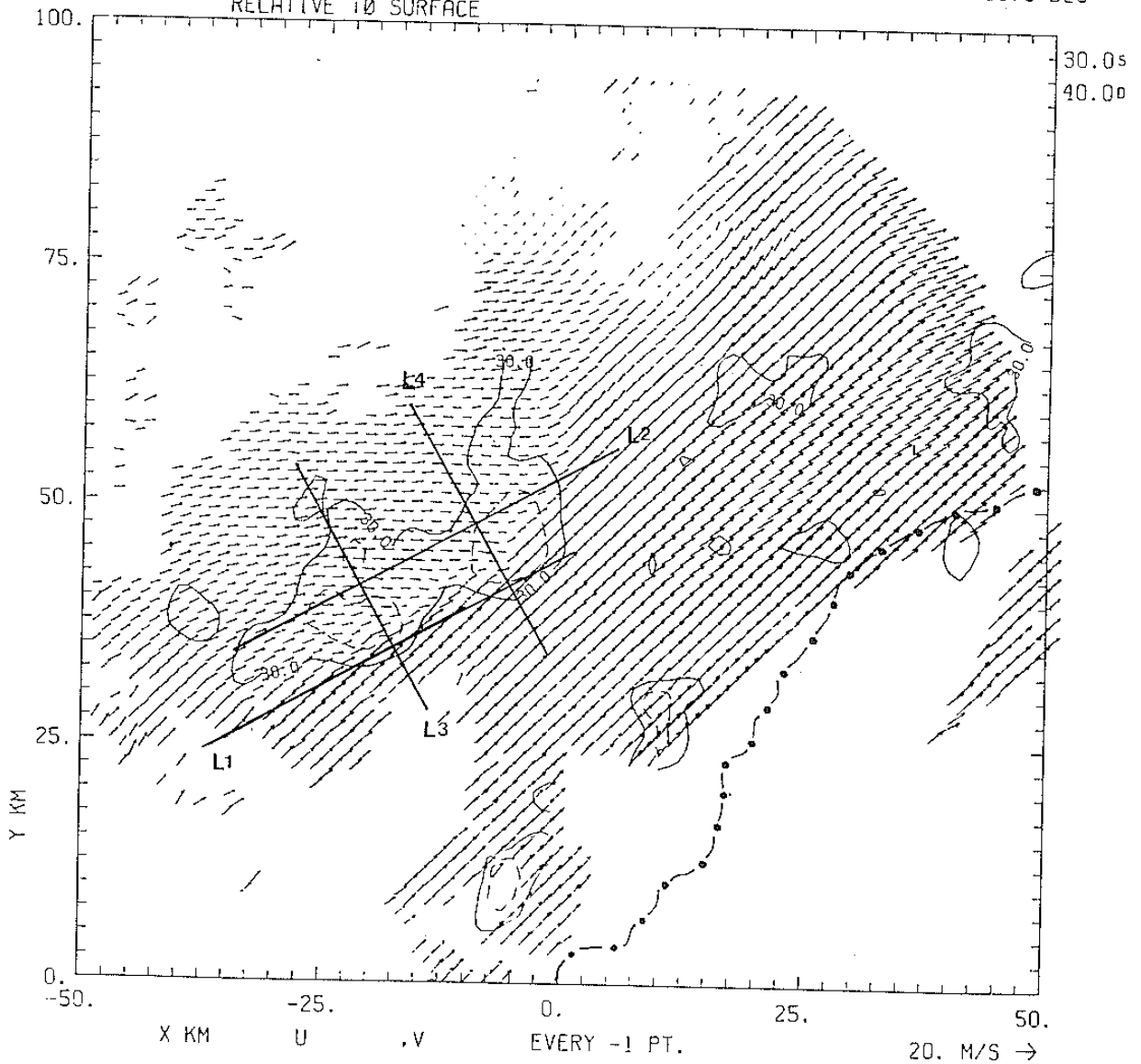


圖5.使用 CAA和 CP4都卜勒雷達合成之 1公里高度相對於地面的水平風場，時間為6月 25日 0235 LST。30dBZ以實線表示，40dBZ等值線則以虛線表示。L1，L2，L3及L4分別為本文中所取的垂直剖面位置。點虛線為台灣地形線。

7)，大約在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訊息相當一致。這是鋒面過境的重要特徵。而風變的同時亦有顯著的對流性降水，這和雷達分析風切線和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次綜觀分析中所描述的鋒面所在。

合成風場結果顯示在鋒前約5公里，高度1公里處有顯著低層噴流，最大可達18m/s，與板橋探空所觀測到的訊息一致。綜合以上所論，大尺度所描述的"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，此介面的特徵則是具有顯著的氣旋式風切。早期認為"鋒面"是一次不連續面，Browning (1985) 則把不連續面的觀念擴展到"傳送帶" (Conveyor belt

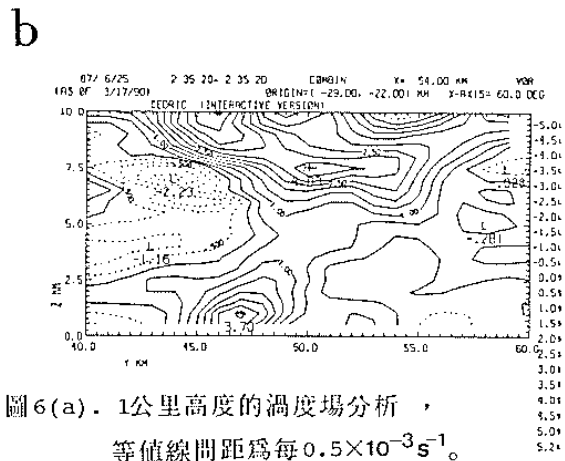
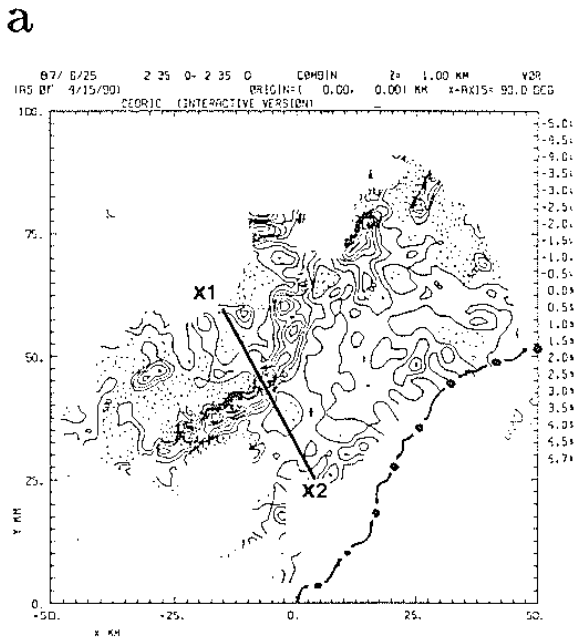


圖 6(a). 1公里高度的溫度場分析，  
等值線間距為每  $0.5 \times 10^{-3} s^{-1}$ 。  
點虛線為台灣地形線。  
(b). 溫度場沿 X1, X2 的切面。

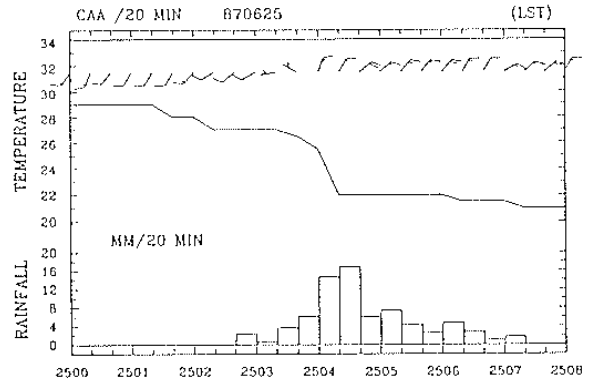


圖 7. 中正機場地面測站的風場、溫度、雨量時間序列圖。此資料係取自地面自動觀測儀器，再予以每 20 分鐘平均求得。

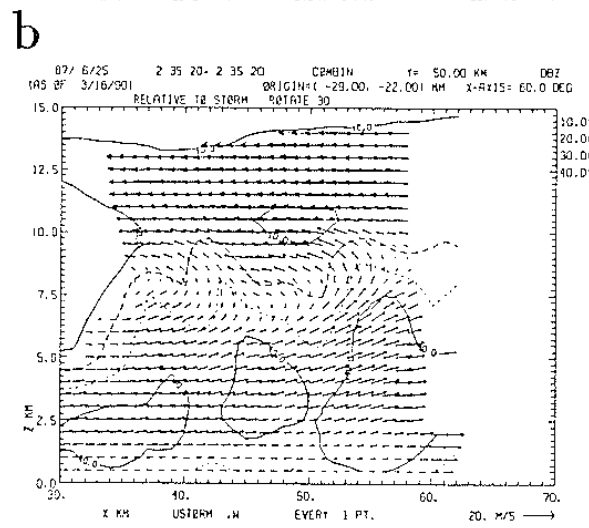
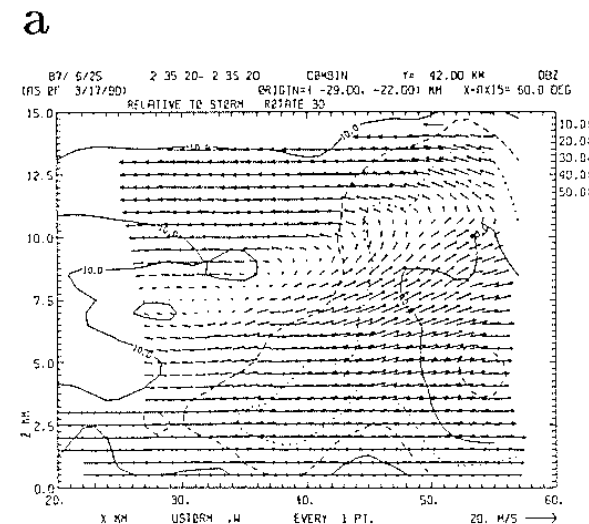


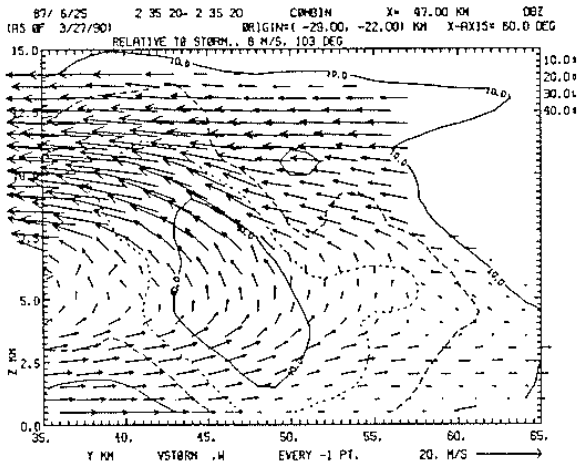
圖 8(a). 圖 5 中 L1 切面之風場一回波圖。  
圖 8(b). 同上，但為 L2 的切面。

) 以解釋鋒面區的中尺度雨帶，但近年來在中小尺度的觀測研究中，似乎又回到原來鋒面被視為不連續面的概念了 (Smith and Reeder, 1988)。

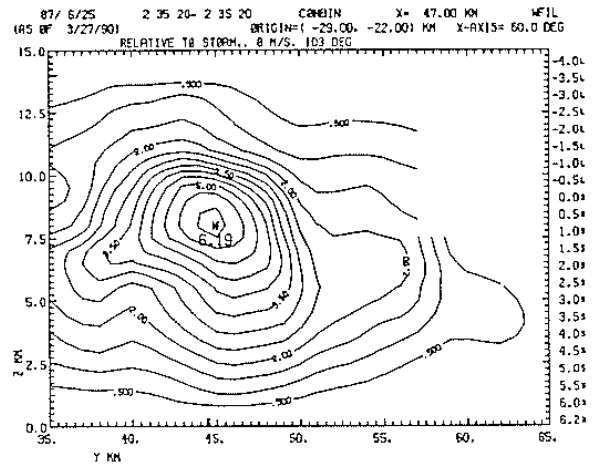
## 2. 垂直剖面分析

圖 8a 與圖 8b 分別為沿鋒方向鋒前和鋒後的剖面。除了在 8 公里附近由鋒前的西風轉為鋒後的東風分量外，在沿鋒方向並沒有結構上顯著的差異，顯示鋒面具有相當二維性質。圖 9 是跨鋒的切面，低層有明顯的介面舉升，這和 Carbone (1982) 的個案相當類似。5 公里以下有鋒前到鋒後的氣流，最大內流可達  $9 m/s$ ，5 公里以上則因強烈的北風分量 ( $\sim 23 m/s$ )，而向鋒前傾斜，最大上升速度在 8 公

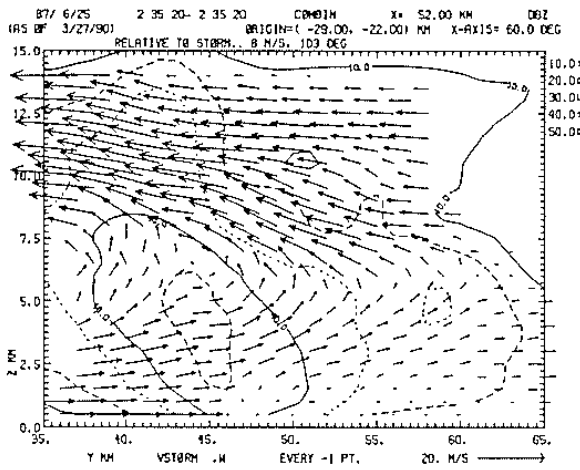
a



b



c



d

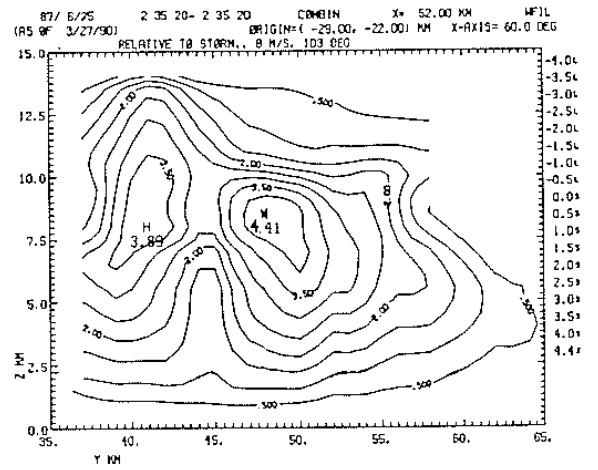


圖9(a).圖5中L3切面之風場一回波圖。

(b).同上，但為垂直速度圖，等值線間距為

0.5 M/S。

(c).圖5中L4切面之風場一回波圖。

(d).同上，但為垂直速度圖，等值線間距為

0.5 M/S。

里處達  $7\text{ m/s}$ 。由於降水回波向鋒前傾斜，使得雨滴的拖曳作用和蒸發冷卻過程被介面的強迫舉升抵消，因此沒有明顯下降運動。但圖9d仍可看到因降水導致上升運動區被減弱的現象。

既然對流不利自己發展，那為何對流能發展高達15公里？由探空資料顯示在500hPa附近有一不穩定層存在，因此推測空氣塊受介面舉升後，在此受到正的浮力可自由上升至15公里高。進一步分析輻散度，發現在6公里處輻合大量增加(見圖10)。造

成此現象最有可能的原因就是自由對流所導致水平方向大量輻合補償氣流，而這個高度和大環境場中對流層的潛在不穩定層大致符合。所以中對流層潛在不穩定度的釋放在本個案中是對流發展所不可或缺的因素。

## 五. 討論與結論

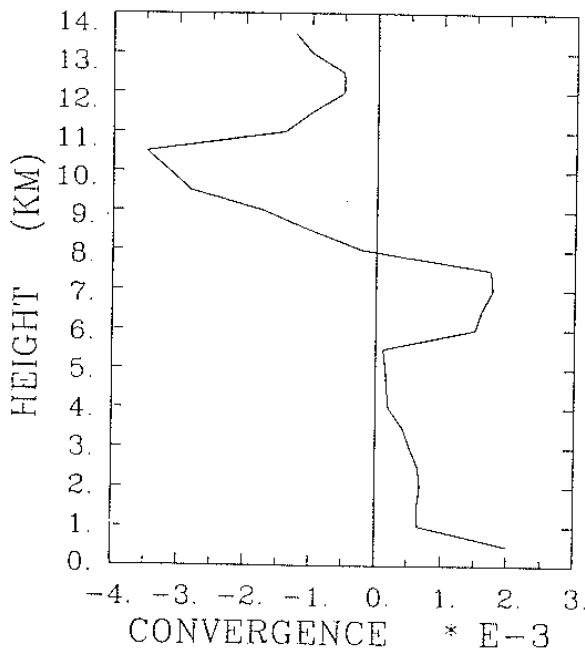


圖10.鋒面雨帶中尺度對流系統，主要上升運動區的平均輻散場，正值表示輻合，單位是  $10^{-3}\text{s}^{-1}$ 。

雙都卜勒雷達合成的三維風場顯示梅雨鋒的中尺度結構，具有二度空間性，鋒前低層噴流達  $18\text{ m/s}$ ，鋒的前緣有氣旋式渦度的極大值向上向冷空氣一方傾斜，這和綜觀尺度的梅雨鋒特性相當一致。鋒上並發展有尺度約 5-8公里的氣旋式擾動，可能是鋒面上的風切不穩定度釋放的結果。

跨鋒的垂直剖面顯示低層有明顯的介面舉升，低層暖空氣的內流約為  $9\text{ m/s}$ 。回波向鋒前傾斜不利對流發展，而產生下降運動的過程被介面的強迫舉升抵消，因此看不到下降運動。而中層的對流不穩定層可使得介面舉升的空氣塊在此獲得正的浮力而自由對流到15公里，最大上升運動則在 8公里達  $7\text{ m/s}$ 。

板橋測站所觀測到的中對流層不穩定帶在馬公測站也有觀測到，這是500hPa槽後冷乾空氣注入的結果。由準地轉理論可知，高空槽後伴隨下沉運動將不利天氣現象發生。然而冷乾空氣的注入將有效地增加環境的潛在不穩定度，此時只要低層有足夠的中尺度激發機制，將可強迫舉升釋放不穩定度而造成劇烈的天氣現象。而鋒面和低層噴流加上地形作用則是最有效的強迫機制。民國73年6月3日水災個案即是屬於這類（丘與劉，1985）。因此這可能是造成梅雨期劇烈降水的重要天氣型勢之一。

從雷達回波的演化中可發現此時的對流行為已是消散階段。有趣的是，在消散階段的對流行為主要是靠鋒面介面的強迫舉升來維持，然而此種行為勢將快速消耗鋒面的性質。因此我們猜測在較早某個階段，對流行為對鋒面可能有正回饋作用。圖11是 6月24日 2320 LST的CAA雷達回波跨鋒剖面圖，此時雨帶在成熟階段。我們可以看到回波是垂直並稍向後傾。由對流運動的特性推測這樣的結構將伴隨下降運動，而下降運動的外流邊界則有可能加強

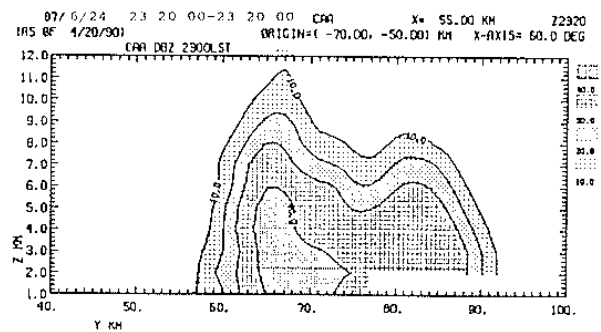


圖11.CAA都卜勒雷達6月24日2320 LST的回波剖面圖。箭頭代表系統移動方向。

鋒面的性質，這和 Carbone (1982) 的個案相當類似。Rotunno et al. (1988) 認為 Carbone 的個案處在他所定義的“最佳狀態”，相對應 2320LST的梅面鋒雨帶行為我們不敢過份猜測它是否也處在“最佳狀態”，但由本文分析的結果則相當符合 Rotunno et al. (1988) 所謂“次最佳狀態”的特徵。在“次最佳狀態”下，冷空氣強勢潛入暖空氣下方，對流發展較淺，上升速度微弱氣流則向鋒後傾斜。

由上面的討論，我們將本個案所發現的有關環境、鋒面與對流三者交互作用的關係做一總結，圖12為本個案的觀念模式我們將結果歸納如下：

(一)本個案選取分析時間(0235LST)低層鋒面舉升，處於 Rotunno et al. (1988)所描述的“次最佳狀態”，冷空氣外流將迅速耗竭鋒面的對比，而在此個案較早時期(24日2320 LST)的鋒面可能處於 Rotunno et al.所謂的“最佳狀態”，對流行為將維持並增強鋒面。

(二)500 hPa槽後北來的乾冷空氣系統，造成中對流層的潛在不穩定層，此潛在不穩定層對中尺度對流系統的維持與發展提供重要的能量來源。

(三)高層槽後強烈的北風分量雖然可增加大氣

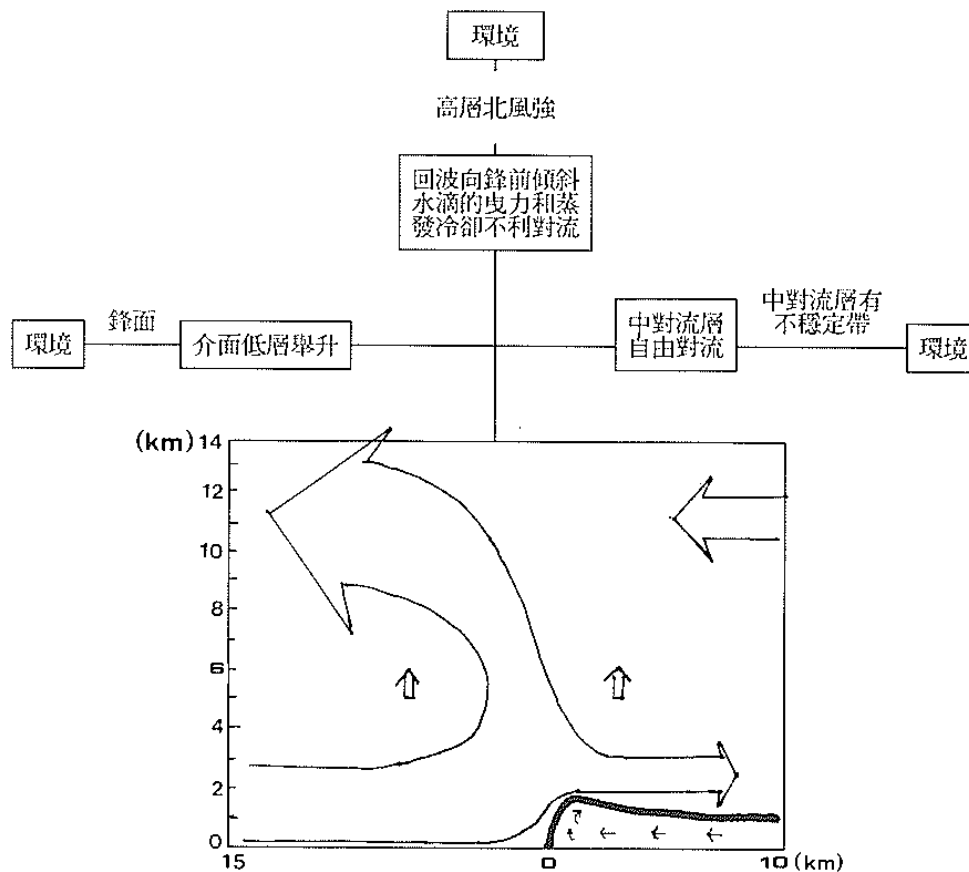


圖12.本個案的概念模式示意圖。

的不穩定度，但伴隨大範圍下沉運動而且使得鋒面雨帶回波向鋒前傾斜，不利對流發展。

(四)低層介面的舉升能力和中對流層的自由對流是否能有效地克服回波向前傾的不利因素，而使得對流行為能繼續維持，則有待更進一步用風場反求擾動壓力場和熱力場來驗證。

由以上的討論，我們可以了解中尺度對流系統的行爲取決於大範圍環境的配置，而中尺度對流系統則是要使環境趨於穩定。在此我們希望能描述出對流－鋒面－環境三者的關係與互動，透過這些了解期使能對梅雨期中尺度對流系統的行爲有更進一步的認識與掌握。

## 誌謝

感謝中央大學陳台琦教授在雙都卜勒雷達合成相關觀念的說明與技術上的協助。本文有關 CAA 都卜勒雷達資料由台灣大學鄧秀明提供，CP4 和雙都

卜勒雷達合成分析，使用 NCAR Jay Miller 提供的 SPRINT 和 CEDRIC 軟體，鄧仁星與葉青青在技術上提供頗多協助，在此一併誌謝。本計畫在國科會專題研究計畫 NSC78-0202-M002-18 和 NSC79-0202-M002-32 支助下完成。

## 參考文獻：

- 斯公望，1986：暴雨和強對流環流系統，氣象出版社。
- 丘台光及劉復誠，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期，93-102。
- 鄧秀明與周仲島，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., 1985 : Conceptual model of precipitation system. Meteor. Mag., 114, 293-319.
- Carbone, R. E., 1982: A severe frontal rain band. Part 1: stormwide hydrodynamic structure. J. Atmos. Sci., 39, 258-279.
- Hobbs, P. V., 1978: Organization and structure of clouds and precipitation on the mesoscale and microscale in cyclone storms. Rev. Geophys. Space Phys., 16, 741-755.
- , 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.
- Kuo, Y. H., and R. A. Anthes, 1982: Numerical simulation of a Mei-Yu system over southeastern Asia. Papers Meteor. Res., 5, 15-36.
- Matsumoto, S., K. Ninomiya and S. Yoshizumi, 1971: Characteristic features of Baiu front associated with heavy rainfall. J. Met. Soc. Japan, 49, 267-281.
- 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.
- Rotunno, R., J. B. Klemp and M. L. Weisman, 1988: A theory for strong, long lived squall line. J. Atmos. Sci., 45, 463-485.
- 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.

# Dual Doppler Radar Analysis of a Mei-Yu Front

Jing-Shang Hong and Ben Jong-Dao Jou

Department of Atmospheric Sciences  
National Taiwan University

## ABSTRACT

In the study, kinematic structure of a slow-moving Mei-Yu front which passed over northern Taiwan area on 24-25 June 1987 in IOP-13 of TAMEX were investigated using dual-Doppler data collected from the CP-4 and CAA radars. The major findings are :

(1) Strong cyclonic wind shear was found at lowest 2 km and the axis of secondary maximum vorticity tilted to the cold side of the front with increasing altitude.

(2) Pronounced wave-type cyclonic vorticity possibly generated by shear instability were found along the surface frontal interface.

(3) Three-dimensional wind pattern of the Mei-Yu front revealed a characteristics of two-dimensionality.

(4) No significant downward motions were found from the calculations. It seems to suggest that drag-produced downward motions due to precipitation loading were largely balanced out by the frontal lifting. Below 5 km, the flow is upshear-tilt and significant convergence was found over the frontal interface. There is strong northerly wind component above 5 km, and the flow is downshear-tilt.