

# 華南地區梅雨鋒面之特性分析

伍婉華

中央氣象局  
預報中心

林松錦

國立中央大學  
大氣物理研究所

(中華民國七十九年六月十八日收稿；七十九年九月二十七日定稿)

## 摘 要

本文利用ECGE Level III之網格點資料選取1979年華南地區梅雨季中兩個雨量較大的個案作為分析對象，進行梅雨鋒面之特性及周圍環流的分析探討。

結果顯示華南地區梅雨季節時，梅雨鋒面的特性為低層有明顯的相當位溫梯度，含有豐富的水汽，鋒面之位置與低層之風切位置吻合，為氣旋式渦度區及上升運動區。鋒面之高層伴有西風噴流，此噴流移至日本附近梅雨槽南方時風速達最大，沿鋒面則伴有類似低層噴流的強風帶。500 hPa之風場顯示在西藏高原的北方有北支噴流、而南方並沒有明顯的噴流存在。由南北向之垂直剖面分析顯示，鋒面以南為對流不穩定區，且對流作用將低層大氣帶往高層，造成的大氣之垂直混合現象。鋒面及其以南為上升運動區，鋒面以北為下降運動區，形成熱力直接環流。用相當位溫梯度來估計的鋒生趨勢，可對梅雨鋒之生成及發展作較正確的估算。由分析顯示，在梅雨鋒而形成後變形項為維持鋒面發展及滯留最主要的影響項。

關鍵詞：梅雨鋒面

## 一、前 言

每年五、六月梅雨季節，從日本向西南延伸經太平洋到華南地區常有一道近似滯留狀態的梅雨鋒面。從衛星雲圖上看是一道近似滯留的雲帶，常給當地帶來連續性的降水、間或夾有豪雨、雷雨，易造成嚴重的災害。此種降雨現象在日本附近也很明顯，不過時間較華南地區大約晚半個月至一個月。Akiyama (1973) 指出在梅雨季時，一大片雲區從西藏高原向東北延伸經太平洋到日本，雲區內含有綜觀尺度及次綜觀尺度的低壓擾動，亦有不少學者認為梅雨鋒降水中之豪雨、雷雨與這些低壓擾動有很大的關係。Saito (1966) 及 Akiyama (1973) 一致認為

梅雨鋒沿季風氣團或熱帶海洋性氣團的北緣生成，有大的水汽梯度。Ninomiya (1984) 利用1975年6月中發生在日本附近的一個梅雨鋒和極鋒作比較，發現極鋒與梅雨鋒是完全不一樣的，極鋒面位於北緯50度~北緯60度間，而其為冷、暖空氣交界的低壓擾動帶，有大的溫度梯度；而日本梅雨鋒面始於印度季風開始，為窄的降水帶、沒有明顯的溫度梯度、有大的相當位溫梯度、且為對流不穩定或濕中性穩定。Matsumoto等(1970, 1971)認為日本附近之梅雨鋒伴有低層風場之強風帶，且在中、上對流層伴有因積雲對流作用造成的暖、濕帶。另外，由水汽收支得知鋒面的水汽是由太平洋高壓伴隨之西南氣流攜進來的。Ninomiya等(1981)指出因相交界之氣團

乘性的不同，使東經130度以東（即日本附近）之梅雨鋒有不小的溫度梯度，而在東經130度以西（華南地區）之梅雨鋒的溫度梯度很小。Kato (1985, 1987, 1989) 發現五月末時，華北地區由於地表可感熱之向上傳輸，使低層大氣迅速增溫，不但使大陸上的冷高壓往北退了、亦使華南地區之梅雨鋒面的特性改變了。Kato (1985) 比較發生此現象之前、後期華南地區梅雨鋒之差異，發現前期(5月1日~5月20日)之鋒面是對流穩定的、有較大的水平溫度梯度、且降水是由層狀雲之大尺度凝結作用造成的；而後期(6月10日~6月29日)之鋒面是對流不穩定的、沒有水平溫度梯度、降水乃是由對流活動產生的；但文中並未清楚地對華南地區梅雨鋒之特性及其附近的環流情形作探討。另外，Ninomiya 與Muraki (1986) 利用1979年的資料對東亞地區梅雨鋒的大尺度環流作了一番探討，對於不同發展期之梅雨鋒的周圍環流作了一番詳細的描述。

由以上的研究顯示梅雨鋒實在是由春季到夏季季節變化間氣團互動、環流轉型下所產生的天氣現象。對於日本附近之梅雨鋒面所伴有的特性、現象有不少的了解，但對於華南地區梅雨季時的鋒面特性、環流情形並未有完整的描述。國內對華南地區的梅雨鋒面亦有一些研究，如Chen 與Chang (1980) 對華南及日本地區梅雨期季風槽的結構與渦度收支分析，Chen 與Tsay (1978) 對臺灣附近一梅雨鋒面的個案分析。本文則將利用FGGE完整的客觀分析資料針對華南地區的梅雨鋒面作分析探討，期對華南地區梅雨鋒面之特性、現象，及其附近之環流情形有一較定量的了解。

## 二、資料處理及分析方法

本文選取1979年兩個雨量較大的梅雨個案做為個案分析的對象。分析時間分別為5月26日0000 UTC至5月28日1200 UTC及6月9日0000 UTC至6月12日1200 UTC，每12小時分析一次，共有14個分析時間；分析區域是從東經90度至東經150度、北緯15度至北緯55度。所採用之資料是FGGE (First GARP Global Experiment, GARP: Global Atmospheric Research Program) Level-III的網格點資料，有100 hPa, 150 hPa, 200 hPa, 250 hPa, 300 hPa, 400 hPa, 500 hPa, 700 hPa, 850

hPa, 及1000 hPa共十層之高度、溫度、風速(水平分量 $u$ ,  $v$ 及垂直分量 $\omega$ )及相對濕度資料。這兩個個案的梅雨鋒面在發展過程中，生成及滯留較為明顯且有較大的降雨量。在以下探討中分別將兩個個案稱為個案一及個案二。FGGE Level-III所提供之網格點資料是位於 $1.875^\circ \times 1.875^\circ$  (經度/緯度)網格點上，首先利用十六點Bessel內插方法(Lin 與Chiou, 1985)將資料內插到 $1^\circ \times 1^\circ$  (經度/緯度)網格點上。將資料內插至新網格點上以後，所有的分析、計算均在新網格點上進行。

## 三、綜觀天氣分析

### (a) 個案一

5月26日0000 UTC在日本上空有一低壓擾動帶(圖未示)，此為日本學者所稱之梅雨槽(Ninomiya 與Muraki, 1986; Kato, 1987, 1989)。於西藏高原之東南方亦有一低壓擾動。雖然在分析時間內，梅雨槽有漸向東北移的趨勢，但大致來說此梅雨槽及高原東南方之低壓擾動在5月26日0000 UTC到5月28日1200 UTC間均存在且位置變動不大(參見圖1)。5月26日0000 UTC時太平洋高壓涵蓋了東經135度以東之副熱帶洋面，5月26日1200 UTC時日本東方在約東經148度、北緯33度附近的海面上產生了一個小低壓中心，並形成一道由低壓向西南延伸至約東經140度、北緯21度附近海面的冷鋒(圖未示)。此時太平洋副熱帶高壓開始東退、且中心漸北移，而梅雨槽西南方之高壓帶漸發展。5月27日0000 UTC時，日本東方的小低壓中心移到東經150度以東，鋒面從低壓向西南延伸，經太平洋、台灣北部至華南地區，且呈滯留狀態，是為“梅雨鋒”(圖1，本時間接近梅雨鋒面形成之時間，圖中梅雨鋒面之位置係參酌日本氣象廳發佈之天氣圖)。梅雨鋒面形成後從5月27日1200 UTC到5月28日1200 UTC間太平洋高壓仍繼續東退，梅雨鋒面呈滯留狀態，而於梅雨鋒以北、梅雨槽西南一直有一不算很強的高壓帶。

### (b) 個案二

6月9日0000 UTC在日本東方約東經145度、北緯38度的海面有一低壓中心，鋒面由此向西南延

伸至台灣東方約東經123度、北緯22度的海面上(圖未示)。鋒面以北在日本上空有低壓擾動，此為梅雨槽。此個案中梅雨槽的位置較個案一南移了些，而梅雨槽內之低壓擾動不斷地生成範圍較小之鋒面。另外於西藏高原的東南方有低壓擾動，同個案一樣，在此個案中梅雨槽及低壓擾動的位置變動不大且一直存在(圖2)。6月9日1200 UTC到6月10

日0000 UTC，前述鋒面在原位置呈滯留狀態；而6月9日1200 UTC時，在江蘇、東北地方各有一個低壓擾動生成，並連成鋒面帶。6月10日0000 UTC時，鋒面之西段往南移動、中段向東移動、東段仍留在東北地方。6月10日1200 UTC時，南移之鋒面併入前述滯留鋒面之西段而成一由日本東方海面向西南延伸，經台灣北部海面，到中國大陸南部之梅

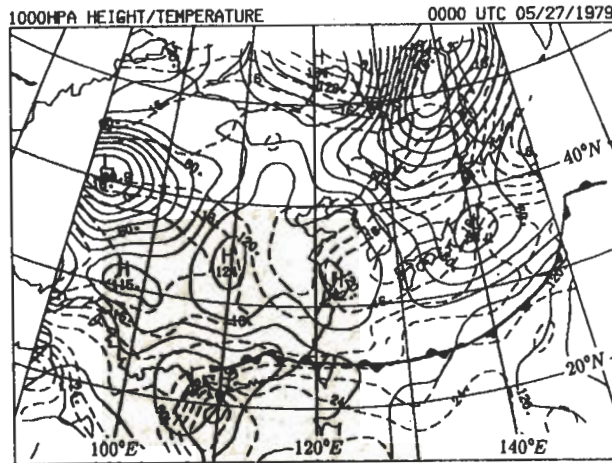


圖1 1979年5月27日0000 UTC的1000 hPa天氣圖。實線等高線之間距為15m，虛線等溫線之間距為 $2^{\circ}\text{C}$ 。

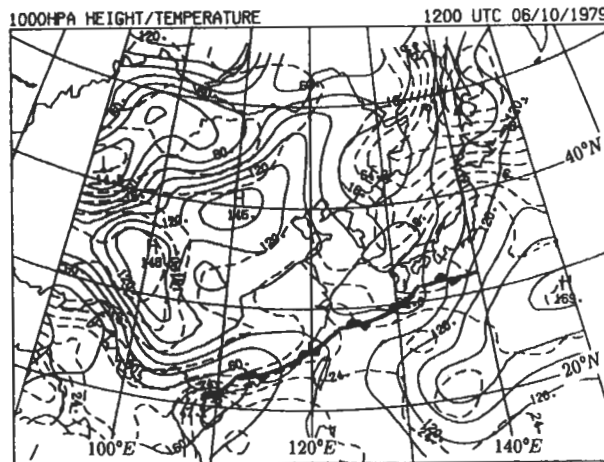


圖2 1979年6月10日1200 UTC的1000 hPa天氣圖。實線等高線之間距為15m，虛線等溫線之間距為 $2^{\circ}\text{C}$ 。

雨鋒面(圖2,本時間接近梅雨鋒面形成之時間,圖中梅雨鋒面之位置係參酌日本氣象廳發佈之天氣圖)。不斷東移之鋒面亦於6月11日1200 UTC時併入梅雨鋒之東段。從此時到6月12日1200 UTC,梅雨鋒從日本東方海面向西南延伸到台灣海峽呈滯留狀態。另外仍留在東北地方的鋒面隨著低壓擾動之消失而於6月10日1200 UTC時消失。正如Ninomiya與Muraki(1986)之研究所提“太平洋高壓於6月初期向西延伸得範圍最廣”。在6月9日0000 UTC到6月10日1200 UTC間,太平洋高壓中心位於北緯30

度以北,雖較個案一之中心位置北移,但其向西南延伸至梅雨鋒面以南海面之範圍一直很廣,亦較個案一為廣,而自6月11日0000 UTC後開始東退。此外於6月9日0000 UTC至6月10日1200 UTC間,梅雨鋒北方之低壓擾動帶的西北部一直有強度不弱的高壓帶存在,這可能是促使低壓伴隨之鋒面南移的因素之一。

#### 四、水平風場分析

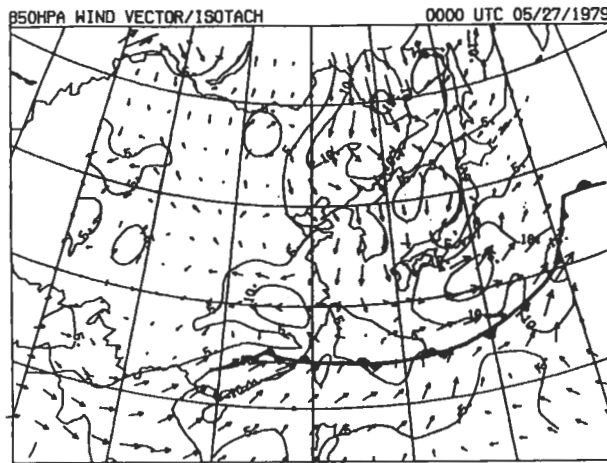


圖3 1979年5月27日0000 UTC 850 hPa之水平風場,等值線間距為 $5\text{ms}^{-1}$ 。圖中所示之鋒面為1000 hPa梅雨鋒面位置。

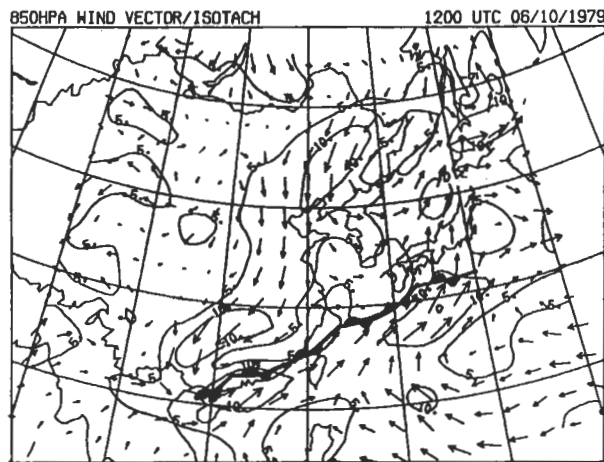


圖4 1979年6月10日1200 UTC 850 hPa之水平風場,等值線間距為 $5\text{ms}^{-1}$ 。圖中所示之鋒面為1000 hPa梅雨鋒面位置。

## (1) 850 hPa 之風場

## (a) 個案一

5月26日0000 UTC 850 hPa 風場(圖未示)之主要風系有位於梅雨槽之氣旋式風場、由西藏高原東南方過來的西南氣流及太平洋高壓反氣旋式風場。5月26日1200 UTC 除以上三風系仍維持外,位於梅雨槽西南方之高壓帶漸漸發展,其反氣旋式風場亦漸趨明顯。因此在梅雨槽及其西南方之高壓帶間漸有很強的北風氣流,此北風氣流在華南地區則轉成

高壓邊緣之反氣旋東北氣流。5月27日0000 UTC 的風場分析(圖3)顯示高壓帶伴隨的東北氣流與西藏高原東南方之西南氣流在東經130度以西形成了明顯的風切,風切位置與梅雨鋒在東經130度以西的位置吻合;而在東經130度以東可看到,由梅雨槽帶來之西北氣流與太平洋高壓伴隨的西南及南來氣流形成之合流,其位置亦與梅雨鋒在東經130度以東之位置吻合。隨著鋒面的滯留,此風場形勢維持到5月28日1200 UTC 並未有太大的改變。

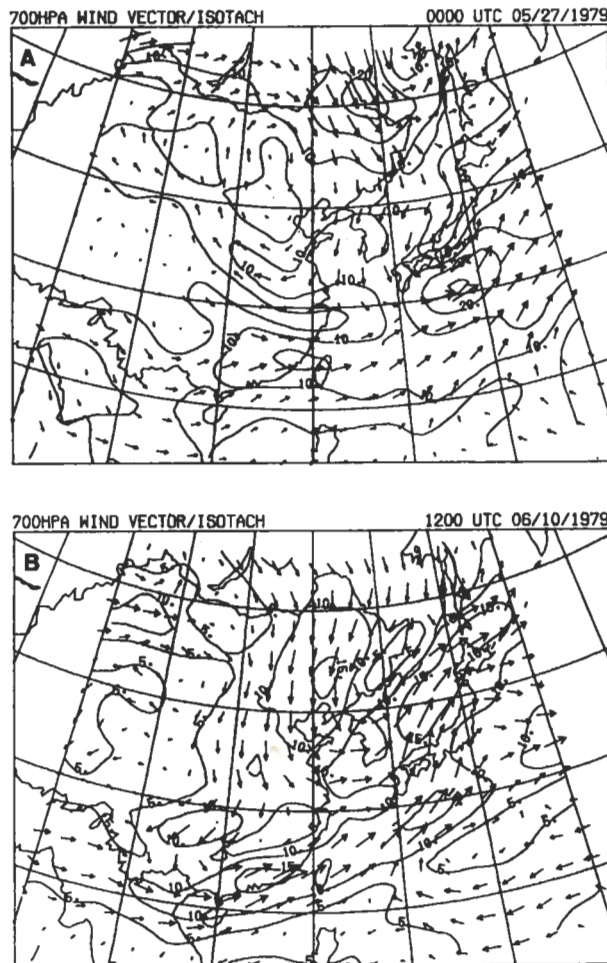


圖5 700 hPa 之水平風場,等值線間距為 $5\text{ms}^{-1}$ 。a) 1979年5月27日0000 UTC、  
b) 1979年6月10日1200 UTC。

## (b) 個案二

6月9日0000 UTC到6月9日1200 UTC間(圖未示)之主要風系除了太平洋高壓吹向鋒面的南風或西南氣流、及西藏高原東南方的西南氣流外,另外就是位於梅雨槽西側由華北吹向鋒面的西北氣流。由於太平洋高壓向西延伸達到最廣,其外圍的西南氣流亦較個案一為強。6月10日0000 UTC到6月11日0000 UTC間,梅雨槽西北方之高壓帶漸漸向南伸展,高壓帶所伴隨的反氣旋式風場及梅雨槽的氣旋式風場在兩者間形成強

北風氣流(圖4)。類似前一個案高壓外緣之東北氣流與西藏高原東南方之西南氣流及太平洋高壓帶來的南風、西南氣流於東經130度以西形成了明顯的風切,於東經130度以東形成了合流。6月11日1200 UTC到6月12日1200 UTC(圖未示)雖然高壓帶減弱了,且太平洋高壓亦漸東退,但在東經130度以西之風切及東經130度以東之合流仍然存在。同樣地,在此分析時間內,東經130度以西之風切位置及東經130度以東之合流的位置與梅雨鋒面位置相當吻合。

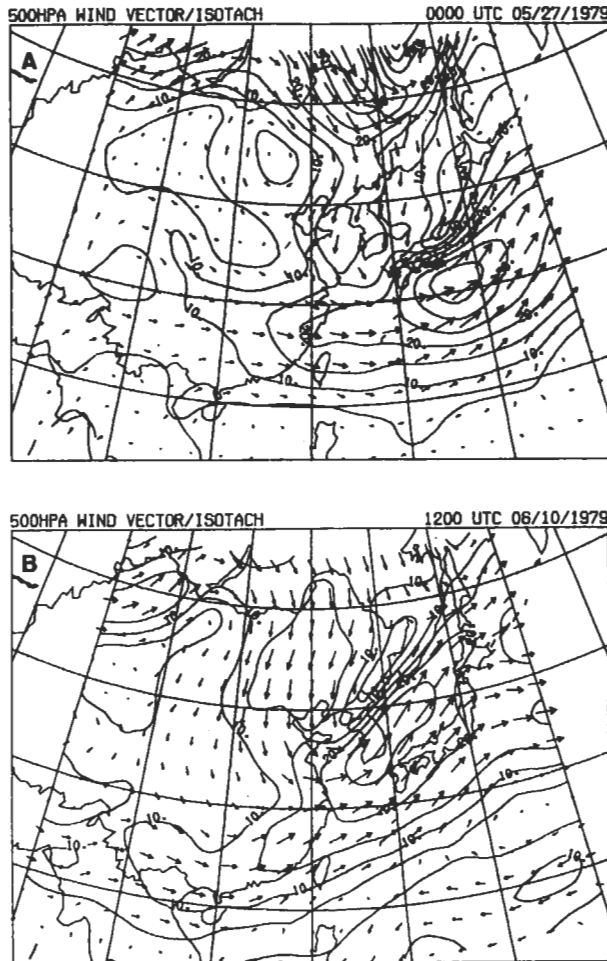


圖6 500 hPa之水平風場,等值線間距為 $5\text{ms}^{-1}$ 。a) 1979年5月27日0000 UTC、  
b) 1979年6月10日1200 UTC。

## (2) 700 hPa 風場

700 hPa 之主要風系與850 hPa 風場類似，而另外值得注意的是兩個個案均顯示在沿鋒面的方向上都有一風速大於 $15\text{ms}^{-1}$ 的類似低層噴流(low-level-jet like)的強風速帶(圖5)。

## (3) 500 hPa 風場

西藏高原是亞洲地區很重要的地形，由於其海拔高、範圍很廣，所以對於大氣環流有很大的影響。500 hPa 的西風氣流流經西藏高原時，因地形阻擋的作用常被分隔成南、北兩支噴流。此種情形在冬季時尤其明顯

，至夏季時因西藏高原變為熱低壓，其加熱作用使北支西風噴流增強、但南支西風噴流減弱、甚至消失。而此南支噴流的變化現象正是春季到夏季間環流型式轉變的特徵之一。圖6為5月27日0000 UTC及6月10日1200 UTC的500 hPa 風場。在兩個個案的分析時間內可看到北支噴流繞過高原仍然可見，而在高原南方並未見有明顯的噴流存在。高原南方的西風氣流到東經120度以東再與北支噴流合流成一支強噴流。

## (4) 300 hPa 風場

在兩個案分析時間內，除了位於梅雨槽

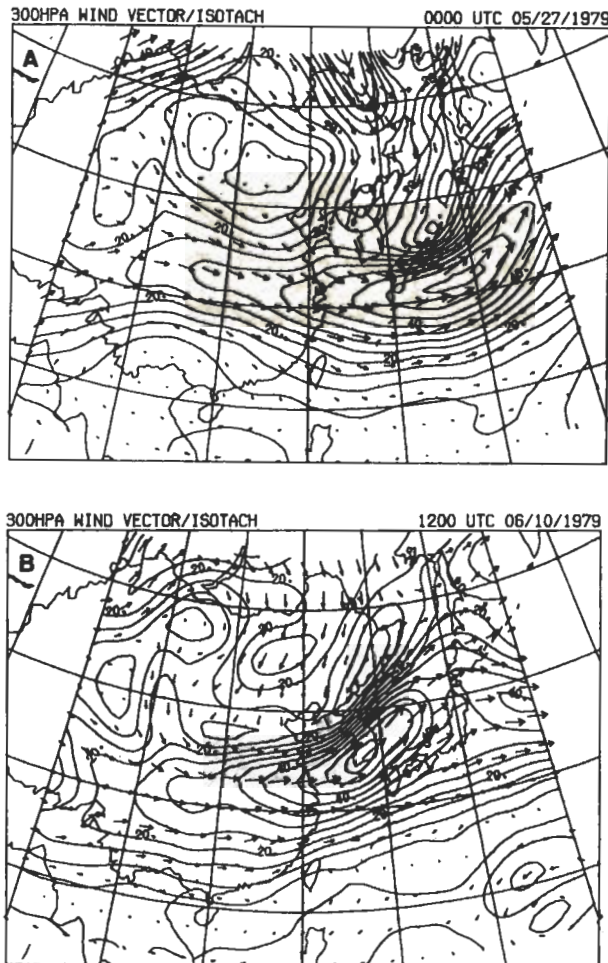


圖7 300 hPa 之水平風場，等值線間距為 $5\text{ms}^{-1}$ 。a) 1979年5月27日0000 UTC、b) 1979年6月10日1200 UTC。

的氣旋式風場仍明顯可見外，最值得注意的是高層西風噴流的發展。在個案一的分析時間中，5月26日0000 UTC時(圖未示)噴流位於約東經98度、北緯32度~東經150度、北緯35度，呈西-東走向，而後漸向東移且噴流軸中心風速一直不斷地增強。隨著梅雨鋒面的形成，到5月27日0000 UTC時(圖7)噴流軸中心移至日本附近梅雨槽的南方，由於反氣旋式風場的加強，中心風速達到 $60\text{m s}^{-1}$ 以上。此後噴流仍繼續東移，但強度減弱了。在兩個案中，噴流軸約維持在北緯30度左右，呈西-東走向，與700 hPa之風場比較，

發現高層西風噴流較低層之強風帶早形成，且位置較低層之強風帶偏北。

由此節之風場分析顯示梅雨鋒面之高層伴有西風噴流，此噴流東移至日本附近梅雨槽的南方時，軸中心之風速達最大，而低層沿鋒面伴有類似低層噴流的強風帶，位置較高層噴流偏南，且較其晚形成。華南梅雨鋒的位置與低層之風切線位置相吻合。500 hPa之風場顯示西藏高原以北有北支噴流，以南之南支噴流消失了，此為夏季環流的型式之一。

## 五、梅雨鋒的熱力、動力特性

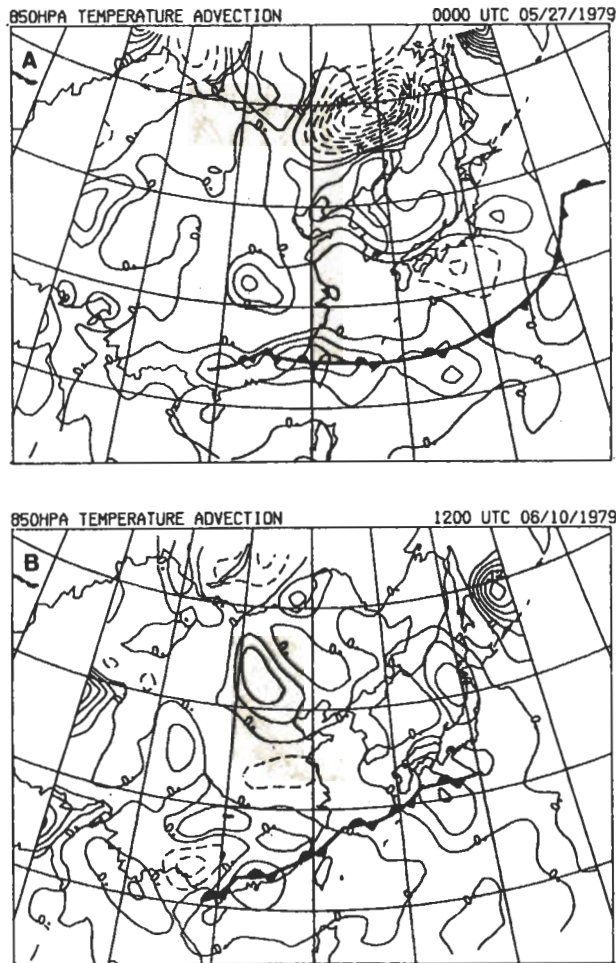


圖8 850 hPa之水平溫度平流分析。實線為暖平流(正值)，等值線間距為 $3 \times 10^{-5} \text{C s}^{-1}$ ；虛線為冷平流(負值)，等值線間距為 $6 \times 10^{-5} \text{C s}^{-1}$ 。a) 1979年5月27日0000 UTC、b) 1979年6月10日1200 UTC。圖中所示之鋒面為1000 hPa梅雨鋒面位置。



• (1) 鋒面之水汽來源

由前面低層風場之分析可知，華南地區梅雨鋒的位置與低層風切位置吻合，其北方有強的東北氣流，其南方有西南氣流，但何以鋒面沒有明顯的溫度梯度、卻有明顯的相當位溫梯度？Ninomiya (1984) 指出主要原因為五月底當春夏轉換之際，華北地區因地表的可感熱向上傳輸，使地表及大氣之溫度迅速地增加，不但使大陸上的冷高壓向北退了，也使鋒面北方的北來氣流將較乾燥的空氣變得稍暖，而鋒面以南的南來氣流將暖、濕

空氣帶向鋒面，所以鋒面並沒有明顯的溫度梯度，但有明顯的水汽梯度。另外，從850 hPa 溫度平流(圖8)來看，鋒面附近並沒有明顯冷、暖平流對勢的現象，是而不易造成鋒面明顯的溫度梯度。再從850 hPa 水汽平流(圖9)來看，鋒面以北有明顯的乾平流現象、而鋒面以南有明顯的濕平流現象，易在鋒面產生大的水汽梯度，進而造成鋒面有明顯的相當位溫梯度現象(圖略)。

既然鋒面因水汽的影響而有明顯的相當位溫梯度，且又易產生大的降水，現在利用

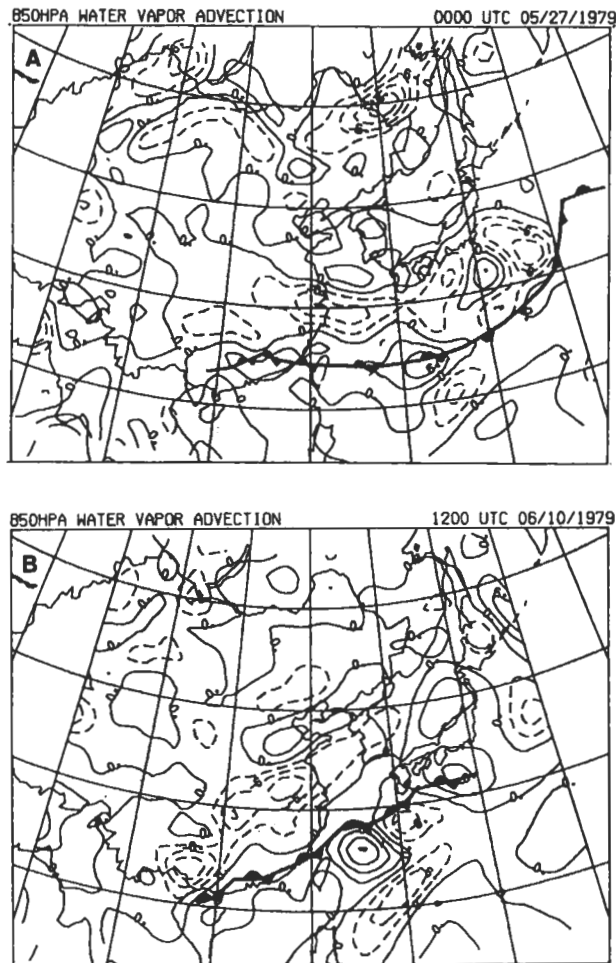


圖9 850 hPa之水平水汽平流分析。實線為濕平流(正值)，虛線為乾平流(負值)，等值線間距均為 $3 \times 10^{-8} \text{s}^{-1}$ 。a) 1979年5月27日0000 UTC、b) 1979年6月10日1200 UTC。圖中所示之鋒面為1000 hPa梅雨鋒面位置。

850 hPa 的比濕分佈情形來看看鋒面的水汽來源。圖10 為5月27日0000 UTC 及6月10日1200 UTC 850 hPa 的比濕分佈圖。圖中可見比濕大於 $12g/Kg$  的熱帶海洋性氣團(Saito, 1966) 由熱帶地區向北伸展至華南地區，梅雨鋒面位於熱帶海洋性氣團的北緣。而鋒面南方之低層風場吹的是南風或西南風，故將熱帶海洋性氣團水汽豐富的空氣帶至鋒面。另外梅雨槽及其與西南方高壓帶間的強北風氣流阻擋了濕空氣的再向北進，而使水汽集中於鋒面附近，在個案一分析時間內，鋒面的比濕都在 $10g/Kg$  以上。個案二的分析時間

內熱帶海洋性氣團更向北伸展，且由於太平洋高壓向西延伸達最廣，南風分量較個案一強些。因此在個案二分析時間內，鋒面之比濕都在 $12g/Kg$  以上，較個案一為大。

## (2) 鋒面之對流穩定度

鋒面以南之低層有由熱帶海洋性氣團來的濕平流，其所帶來豐富的水汽除了利於降水系統之形成外，也會影響大氣穩定度。利用700 hPa 及850 hPa 的相當位溫差來看看低層大氣之對流穩定情形，若其為負值則表示低層大氣位於不穩定狀態，若為正值則表示

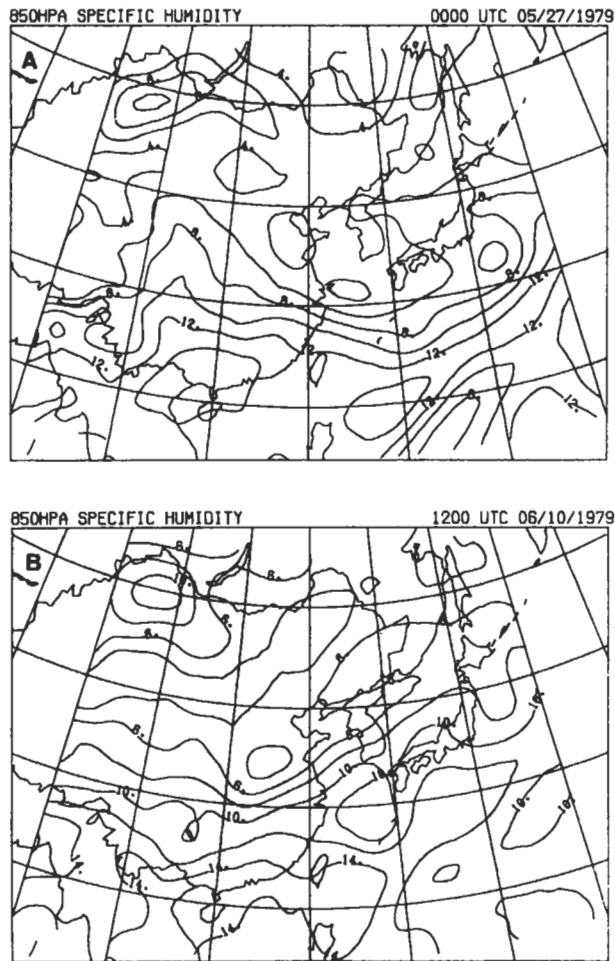


圖10 850 hPa 之比濕分析，等值線間距為 $2g/Kg$ 。a) 1979年5月27日0000 UTC、  
b) 1979年6月10日1200 UTC。

低層大氣位於穩定狀態。兩個個案中在鋒面形成之前，華南地區及日本南方海面都屬微弱對流不穩定區(圖未示)。梅雨鋒面形成後，在華南地區梅雨鋒面位於濕中性穩定帶或對流穩定帶，而其北方為對流穩定帶，南方為對流不穩定帶(圖11)。南方的對流不穩定度在鋒面形成後亦有增強的趨勢。圖11之分析亦顯示在東經130度以東的梅雨鋒東段，鋒面位處微弱的對流不穩定，鋒面的北方也沒有明顯的對流穩定帶。

### (3) 鋒面之渦度及垂直速度

由低層風場之分析發現在華南地區梅雨鋒的位置與低層之風切位置吻合，而風切效應易造成大的渦度值。因此來看看低層850 hPa的渦度場是否亦與此現象相配合。在兩個個案的分析時間內，在梅雨鋒面形成之前，除了梅雨槽顯示的強正渦度區為較明顯的系統外，其他地區的渦度分佈稍為零亂(圖未示)。待5月27日0000 UTC及6月10日1200 UTC梅雨鋒面形成後(圖12)，鋒面之西段由

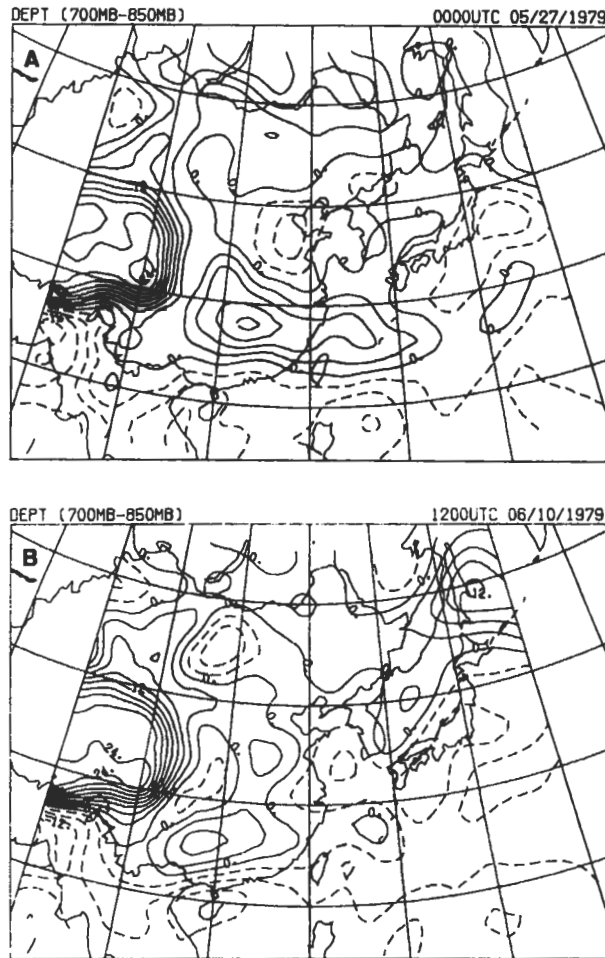


圖11 700 hPa 與850 hPa 間之相當位溫差，等值線間距為 $3^{\circ}\text{C}$ 。

- a) 1979年5月27日0000 UTC、
- b) 1979年6月10日1200 UTC。

於東北-西南風切有明顯的正渦度(和圖1及2相較,最大渦度值與梅雨鋒面之位置相當符合),而東段雖亦為正渦度區但其值較西段為小。

梅雨鋒面之低層既為正渦度區,氣旋式渦度應易形成輻合進而產生上升運動,圖13為梅雨鋒面形成時間之850 hPa垂直速度。從垂直速度之分析可看到鋒面之低層都為上升運動區。但在梅雨鋒的東段,由於有梅雨槽的作用,其垂直上升速度較西段為強。

由此節的分析顯示,華南地區梅雨鋒由於乾濕空氣的交匯具有大的相當位溫梯度。鋒面含有豐富的水汽,位置與低層風切之位置吻合且為氣旋式渦度區、上升運動區。鋒面為濕中性穩定帶或對流穩定帶,鋒面以南為對流不穩定帶。另外,鋒面之水汽源於熱帶海洋性氣團。

## 六、梅雨鋒面垂直環流之南北向剖面

在兩個案之分析時間內梅雨鋒面的西段中心約

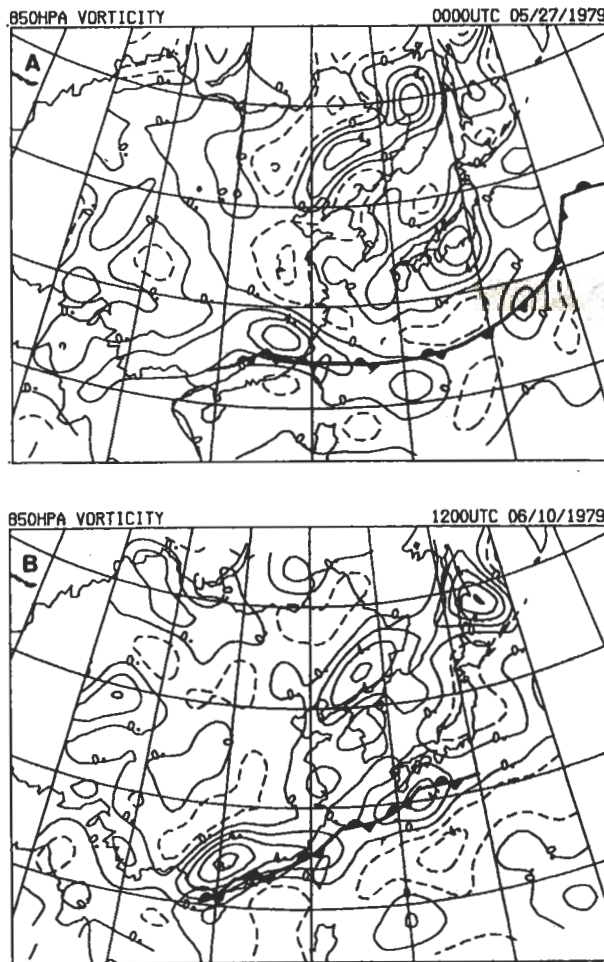


圖12 850 hPa之渦度分析,等值線間距為 $2 \times 10^{-5} s^{-1}$ 。a) 1979年5月27日0000 UTC、  
b) 1979年6月10日1200 UTC。  
圖中所示之鋒面為1000 hPa梅雨鋒面位置。

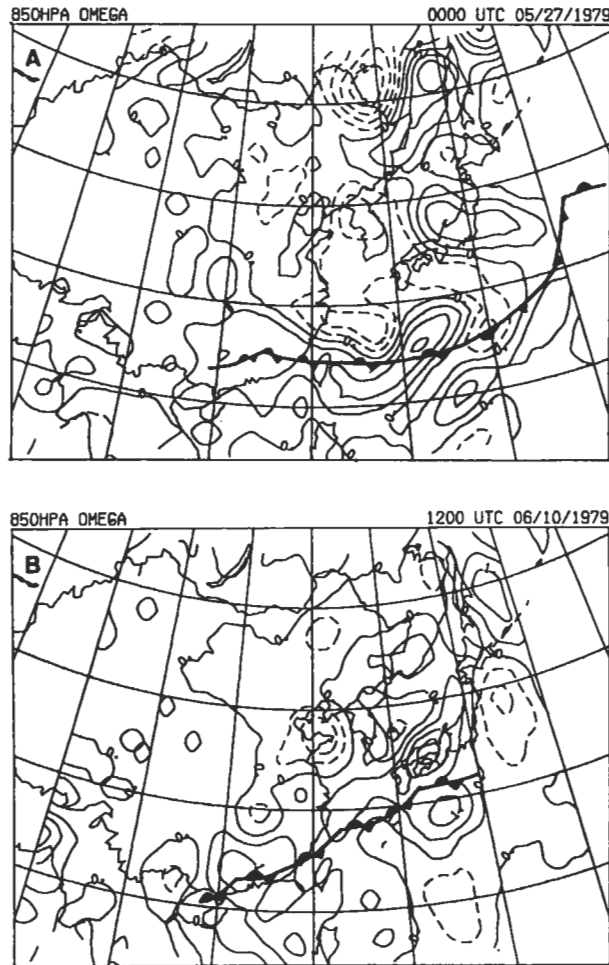


圖13 850 hPa 之垂直速度，實線為上升速度，虛線為下降速度，等值線間距為  $0.5 \times 10^{-3} hPas^{-1}$ 。  
 a) 1979年5月27日0000 UTC、b) 1979年6月10日1200 UTC。圖中所示之鋒面為1000 hPa  
 梅雨鋒面位置。

位於東經120度左右。在此以東經120度的南-北向垂直剖面之相當位溫及垂直速度場來看華南地區鋒面之垂直環流。

(a) 個案一

5月26日0000 UTC (圖未示)，北緯15度~北緯23度間的低層大氣之相當位溫值隨高度增加而減少，顯示低層大氣位於對流不穩定狀態，此不穩定現象在此分析時間內均存在。而5月27日0000 UTC

(圖14) 鋒面開始形成後，鋒面之相當位溫值隨高度增加而增加，顯示鋒面位於對流穩定帶，與前面之探討符合。由相當位溫的垂直剖面來看，若以相當位溫的梯度來定義梅雨鋒面，鋒面有向北傾斜的現象。另外可看到自鋒面形成後，由於對流的作用鋒面南方相當位溫為  $310^{\circ}K$  及  $314^{\circ}K$  之等值線有垂直向上擴展之情形。圖15的垂直運動剖面顯示在梅雨鋒面及其以南均為上升運動區，而鋒面以北為下降運動區，此種暖空氣上升、冷空氣下降，形成了熱

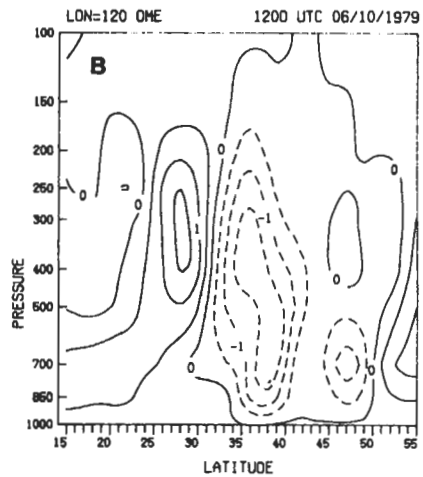
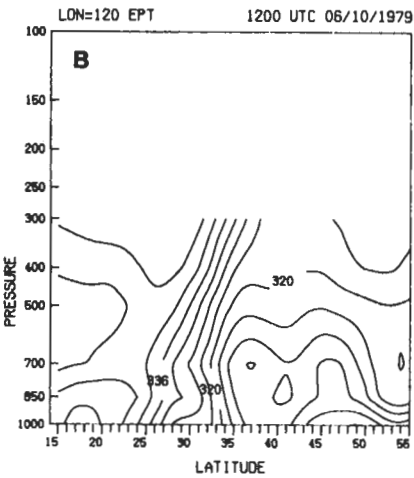
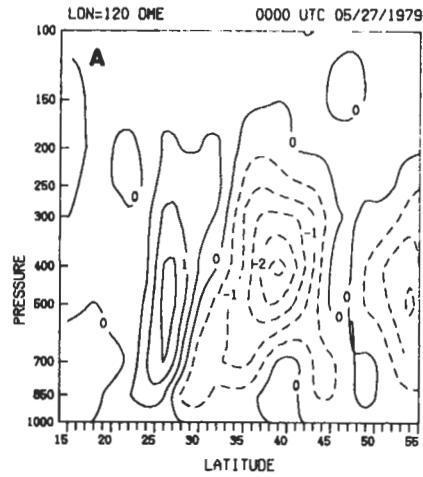
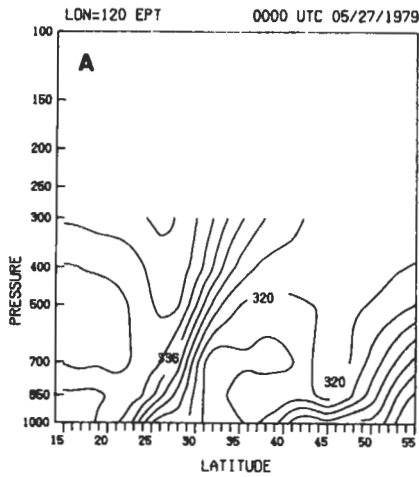


圖14 沿東經120度相當位溫之南北向垂直剖面，等值線間距為 $4^{\circ}K$ 。a) 1979年5月27日0000 UTC、b) 1979年6月10日1200 UTC。

圖15 沿東經120度垂直速度之南北向垂直剖面，實線為上升速度，虛線為下降速度，等值線間距為 $0.5 \times 10^{-3} hPa s^{-1}$ 。a) 1979年5月27日0000 UTC、b) 1979年6月10日1200 UTC。

力直接環流。此現象在5月27日0000 UTC及1200 UTC時很明顯，到了5月28日0000 UTC後雖然上升或下降速度減弱了，但鋒面仍是上升運動區。

#### (b) 個案二

6月9日0000 UTC到6月10日1200 UTC間(圖未示)，北緯15度~北緯23度間的低層大氣之相當位溫值隨高度增加而減少，顯示低層大氣位於對流不穩定狀態。而6月10日1200 UTC梅雨鋒面形成後

(圖14)鋒面之相當位溫值隨高度增加而有些微增加，顯示鋒面接近於濕中性穩定狀態，其以南地區北緯15度~北緯23度間之低層大氣之相當位溫隨高度增加而減少，顯示低層大氣仍位於對流不穩定狀態。另外發現在此個案分析時間內鋒面以南之低層大氣的相當位溫隨高度之變化較個案一為大，且垂直混合的現象到達較約400 hPa以上，較個案一分析時間為高，顯示其對流作用個案一時間強。從6月10日1200 UTC(圖15)的垂直運動剖面可看到鋒面

及其南方為上升運動區，鋒面以北為下降運動區，亦屬熱力直接環流的型式。

### 七、鋒生趨勢

鋒生趨勢是一種利用氣象場梯度隨時間之變化來計算環境是否能提供鋒面形成或發展的估量法，當鋒生趨勢為正值時，表示有利於鋒面的形成或發展，若鋒生趨勢為負值時，則不利於鋒面之形成與維持。對傳統的極鋒，鋒生趨勢是以位溫來估算。然梅雨鋒面必須要加入對水汽的考慮，所以本文的鋒生趨勢是利用相當位溫來作探討，可以下式表示：

$$FG = \frac{d|\nabla_h \theta_c|}{dt} = FG1 + FG2 + FG3 + FG4 \quad (1)$$

其中

$$FG1 = \frac{1}{|\nabla_h \theta_c|} \left[ (\nabla_h \theta_c \cdot \nabla) \frac{d\theta_c}{dt} \right]$$

$$FG2 = -\frac{1}{2} \frac{1}{|\nabla_h \theta_c|} (\nabla_h \theta_c)^2 \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)$$

$$FG3 = -\frac{1}{2} \frac{1}{|\nabla_h \theta_c|} \left[ \left( \frac{\partial \theta_c}{\partial x} \right)^2 - \left( \frac{\partial \theta_c}{\partial y} \right)^2 \right] \left( \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \right) - \frac{1}{|\nabla_h \theta_c|} \left( \frac{\partial \theta_c}{\partial x} \right) \left( \frac{\partial \theta_c}{\partial y} \right) \left( \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right)$$

$$FG4 = -\frac{1}{|\nabla_h \theta_c|} \frac{\partial \theta_c}{\partial p} \left( \frac{\partial \theta_c}{\partial x} \frac{\partial \omega}{\partial x} + \frac{\partial \theta_c}{\partial y} \frac{\partial \omega}{\partial y} \right)。$$

FG1 為非絕熱項，FG2 為輻散項，FG3 為變形項，而FG4 為傾斜項。本文因所採用分析時間的間隔為12小時，較難對非絕熱效應作有效的估計，僅以  $FG = FG2 + FG3 + FG4$  來作探討。

5月26日0000 UTC時(圖未示)，僅在梅雨槽附近有稍完整的正值區，並未有明顯鋒面生成的趨勢。5月26日1200 UTC(圖16)由梅雨槽附近之正值區向西南延伸漸有鋒生發展的跡像。5月27日0000 UTC在華南地區已有明顯的正鋒生帶生成，此為梅雨鋒面之初形成。此後此正值帶漸增強並向東北方向擴大，至5月28日1200 UTC後才開始減弱，與梅雨鋒面的滯留發展相當配合。個案二之鋒生發展(圖17)和個案一很類似，唯其鋒面滯留的時間較長。

另外，分別對FG2、FG3、FG4作探討，發現梅雨鋒面在華南地區形成後變形項FG3為鋒生的最主要項(比較圖16與18)，顯示在梅雨鋒面的發展及滯留過程中，變形作用是最主要的影響因子。

### 八、結 論

梅雨鋒是春、夏季交替時產生的天氣現象，在華南地區尤其明顯，本文分析1979年華南地區之兩個梅雨鋒個案，顯示華南地區梅雨鋒的特性如下：

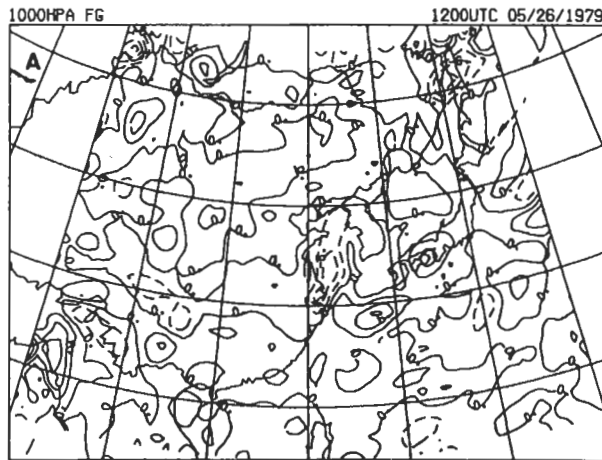


圖16 (圖說見下頁)

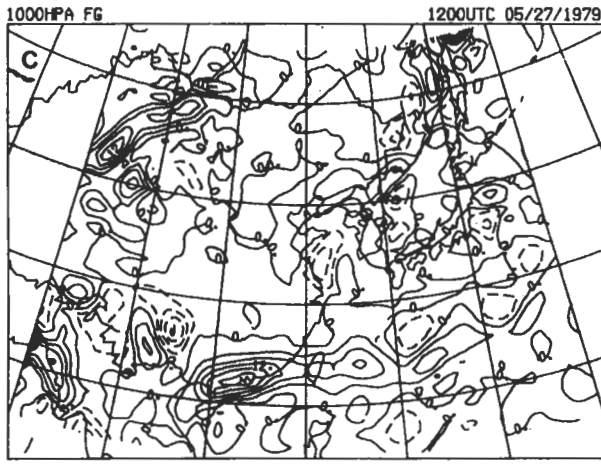
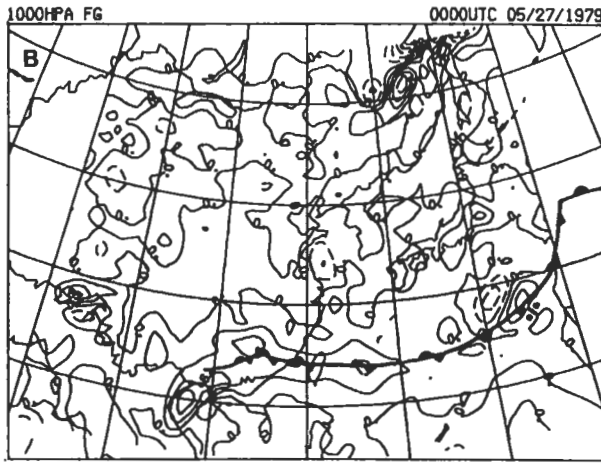


圖16 1000 hPa 鋒生趨勢，等值線間距為 $3^{\circ}C/100km/day$ 。a) 1979年5月26日1200 UTC、  
 b) 1979年5月27日0000 UTC、c) 1979年5月27日1200 UTC。  
 圖b中所示之鋒面為1000 hPa 梅雨鋒面位置。

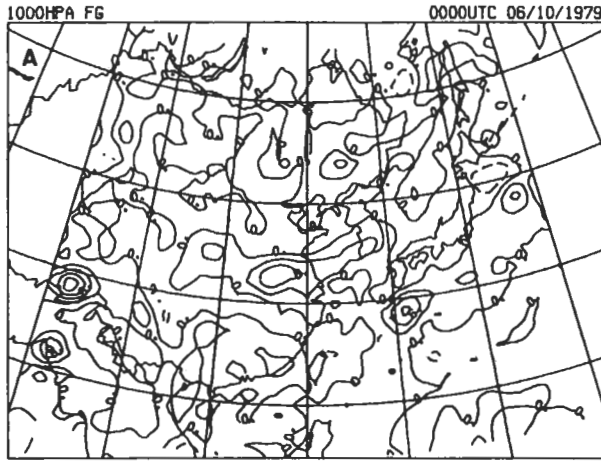


圖17 (圖說見下頁)



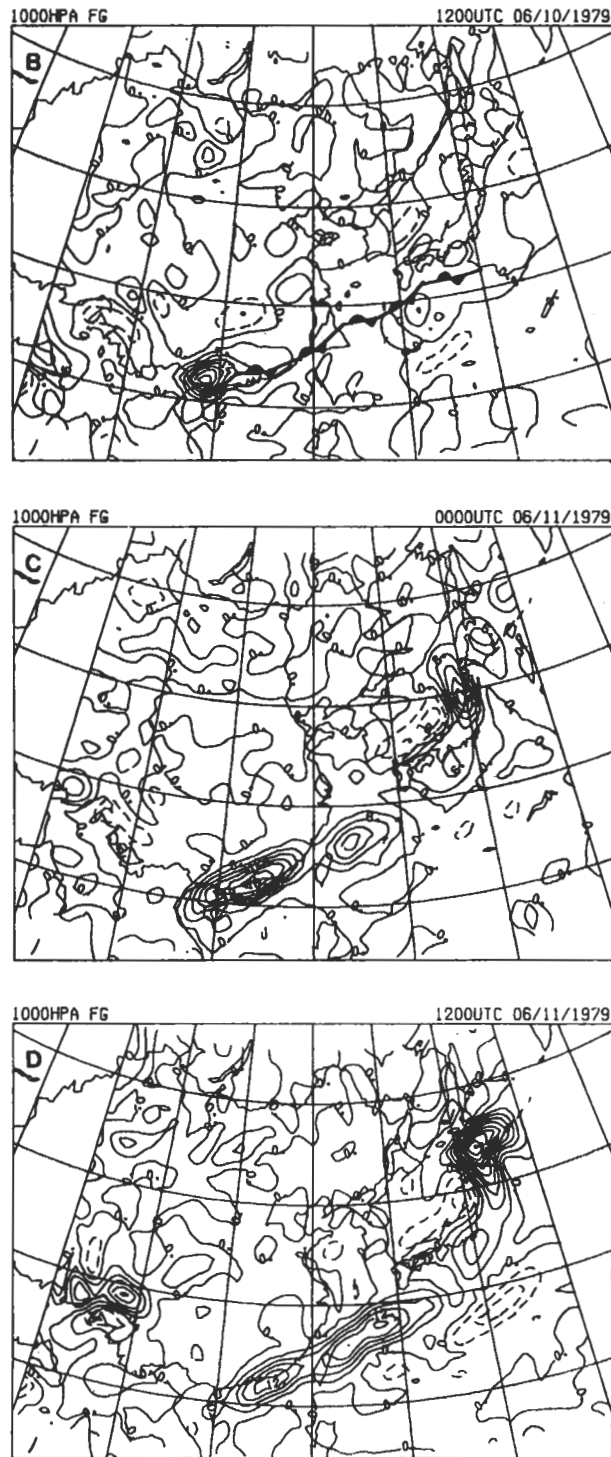


圖17 1000 hPa 鋒生趨勢，等值線間距為 $3^{\circ}C/100km/day$ 。a) 1979年6月10日0000 UTC、b) 1979年6月10日1200 UTC、c) 1979年6月11日0000 UTC、d) 1979年6月11日1200 UTC。圖b中所示之鋒面為1000 hPa 梅雨鋒面位置。

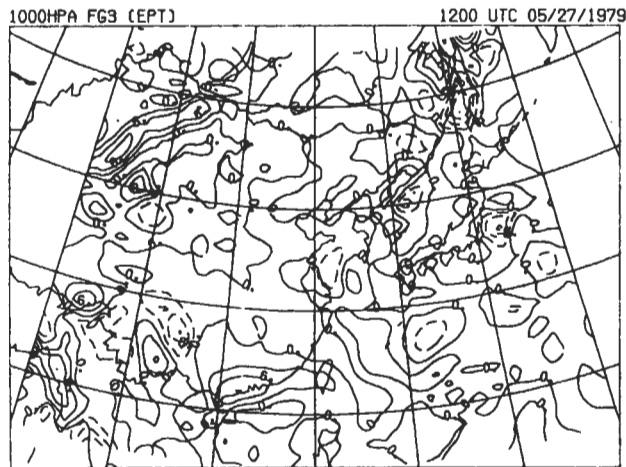


圖18 1979年5月27日1200 UTC 1000 hPa 鋒生趨勢FG3項，等值線間距為 $3^{\circ}\text{C}/100\text{km}/\text{day}$ 。

- (1) 就大尺度環流而言，在華南地區梅雨季節時，梅雨槽從白令海峽向西南延伸至華中，槽的西南方有高壓帶，西藏高原東南方為低壓擾動區。此時太平洋高壓向西南延伸至熱帶海洋性氣團，而梅雨鋒面則沿太平洋高壓之西北緣形成。另外，在華中、華南地區有很多低壓擾動存在，此是因為在梅雨時期華南及華中地區之短波槽很活躍，因而促使低壓的生成。
- (2) 水平風場之分析顯示梅雨鋒在300 hPa 伴有高層西風噴流，其至日本附近有明顯之增強趨勢。在700 hPa 沿鋒面伴有類似低層噴流之強風帶，而此強風帶是在高層西風噴流形成後才出現，且位於高層噴流之南方。500 hPa 風場顯示西藏高原北方之北支噴流仍相當強盛，但南方並無明顯的噴流，而華南地區盛行西風氣流。另外，低層風場顯示在東經130度以東(日本附近)之鋒面位置與來自北方之西北氣流及太平洋高壓帶來之西南氣流之合流位置相符，而東經130度以西(華南地區)之鋒面則位於北方乾暖的北來氣流或東北氣流與南方暖濕氣流間之風切位置。
- (3) 華南地區梅雨鋒的特性具有大的相當位溫梯

度、鋒面含有豐富的水汽，其比濕在 $10\text{g}/\text{Kg}$ 以上。位置與低層之風切位置吻合，且為氣旋式渦度、上升運動區。鋒面以南為對流不穩定帶，因對流作用將低層大氣帶往較高層，造成大氣的垂直混合現象。另外，鋒面之水汽源於熱帶海洋性氣團。

- (4) 鋒面及其以南為上升運動區，鋒面以北為下降運動區，此種暖空氣上升、冷空氣下降形成熱力直接環流。
- (5) 鋒面以南之對流不穩定乃因低層有暖、濕平流傳至鋒面而造成的，而鋒面以南的上升運動會將不穩定度釋放，以達成平衡狀態。
- (6) 用相當位溫梯度來估計的鋒生趨勢，可對梅雨鋒之生成及發展作較正確的估算。由分析顯示，在梅雨鋒面形成後變形項為維持鋒面發展及滯留最主要的影響項。

另外，由於個案一及個案二之梅雨鋒的發展時期、所處的環境或其它因素的不同，造成兩個案鋒面之性質有些不同，其不同點如下：

- (1) 就大尺度環流而言，個案一之梅雨槽由白令海向西南延伸至東經120度、北緯30度附近

，而後隨分析時間之增加漸向東北退。而個案二之梅雨槽由白令海向西南延伸至華中地區，較個案一為南。個案一之太平洋高壓中心約位於北緯20度~北緯30度；個案二之太平洋高壓中心位於北緯30度以北，較前期的位置偏北，但其向西南延伸至鋒面南方之範圍較前期為大。

- (2) 個案一之700 hPa類似低層噴流強風帶大約位於北緯24度左右，呈西-東走向，軸中心風速維持在 $15\text{ms}^{-1}$ 以上。個案二之強風帶大約位於北緯24度左右，呈西南-東北走向，軸中心風速自6月11日0000 UTC後維持在 $20\text{ms}^{-1}$ 以上，強度較個案一為強。個案一之300 hPa高層西風噴流約位於北緯30度左右，呈西-東走向，位置較低層之強風帶偏北，軸中心風速於到達日本後達 $60\text{ms}^{-1}$ 以上。個案二之噴流大約位於北緯35度左右，呈西南-東北走向，位置較低層之強風帶偏北，亦較前期之低層強風帶偏北，軸中心風速亦於到達日本後維持在 $60\text{ms}^{-1}$ 以上。由於太平洋高壓的向西延伸，個案二之850 hPa鋒面南方朝向鋒面的南風分量較個案一為強。而500 hPa西藏高原北方之北支噴流較個案一為弱。
- (3) 個案一鋒面之比濕在 $10\text{g}/\text{Kg}$ 以上，過度最強達 $6 \times 10^{-5}\text{s}^{-1}$ ，鋒面為對流穩定的，鋒面以南為對流不穩定區，且因對流作用造成的垂直混合現象，約達400 hPa~500 hPa之間。個案二鋒面之比濕在 $12\text{g}/\text{Kg}$ 以上，過度最強達 $8 \times 10^{-5}\text{s}^{-1}$ ，鋒面為濕中性穩定的，鋒面以南為對流不穩定區，且垂直混合現象達400 hPa以上，較前期為高，顯示對流作用較前期強。

## 誌 謝

本研究承國科會經費支援(NSC80-0202-M008-10)，審查者費心的審閱與提供修訂建議，獲益甚多，謹此誌謝。

## 參考文獻

- Akiyama, T., 1973: The large-scale aspects of the characteristics features of the Baiu front. *Papers Meteor. Geophys.*, 24, 175-188.
- Chen, G. T. J., and C. P. Chang, 1980: The structure and vorticity budget of an early summer monsoon trough (Mei-Yu) over southeastern China and Japan. *Mon. Wea. Rev.*, 108, 912-953.
- Chen, G. T. J., and C. Y. Tsay, 1978: A synoptic case study of Mei-Yu near Taiwan. *Papers Meteor. Res.*, 1, 25-36.
- Kato, K., 1985: On the abrupt change in the structure of the Baiu front over China Continent in late May of 1979. *J. Meteor. Soc. Japan.*, 63, 20-36.
- Kato, K., 1987: Air mass transformation over the semi-arid region around North China and abrupt change in the structure of the Baiu front in early summer. *J. Meteor. Soc. Japan.*, 65, 737-750.
- Kato, K., 1989: Seasonal transition of the lower-level circulation systems around the Baiu front in China in 1979 and its relation to the northern summer Monsoon. *J. Meteor. Soc. Japan.*, 67, 249-265.
- Lin, S. C., and T. K. Chiou, 1985: Objective scale separation technique and its application on the mesoscale convective system diagnosis. *Papers Meteor. Res.*, 8, 69-94.
- Matsumoto, S., S. Yoshizumi and M. Takenuchi, 1970: On the structure of the "Baiu front" and the associated intermediate-scale disturbances in the lower atmosphere. *Ibid.*, 48, 479-491.
- Matsumoto, S., K. Ninomiya and S. Yoshizumi, 1971: Characteristics features of Baiu front associated with heavy rain. *J. Meteor. Soc. Japan.*, 49, 267-281.

- Ninomiya, K., M. Ikawa and T. Akiyama, 1981: Long-lived medium-scale cumulonimbus cluster in Asian subtropical humid region. *J. Meteor. Soc. Japan.*, 59, 564-577.
- Ninomiya, K., M. Ikawa and T. Akiyama, 1984: Characteristics of Baiu front as a predominant subtropical front in the summer northern hemisphere. *J. Meteor. Soc. Japan.*, 62, 880-894.
- Ninomiya, K., M. Ikawa and T. Akiyama, and H. Muraki, 1986: Large-scale circulation over East Asia during Baiu period of 1979. *J. Meteor. Soc. Japan.*, 64, 409-429.
- Saito, N., 1966: A preliminary study of the summer Monsoon of Southern and Eastern Asia. *J. Meteor. Soc. Japan.*, 44, 44-59.

## On the Characteristics of Mei-Yu Front in the Southern China Area

Wan-Hua Wu

Song-Chin Lin

Weather Forecasting Center    Institute of Atmospheric Physics  
Central Weather Bureau        National Central University

(manuscript received 18 June 1990; in final form 27 September 1990)

### Abstract

By utilizing FGGE level-III grid-point data, two Mei-Yu fronts with heavy rainfall are selected to study the characteristics of Mei-Yu front in the southern China area.

Results show that, during Mei-Yu season of the southern China area, Mei-Yu front has significant equivalent potential temperature gradient. The front coincides with the low-level wind shear, has cyclonic vorticity and upward vertical motion. In association with the Mei-Yu front, there exists in the upper level a westerly jet stream to the north of front and in the lower level strong wind similar to low-level jet along the front. The 500 hPa wind analysis also depicts that the northern branch of middle-level jet to the north of Tibet Plateau still exists. The north-south vertical cross section analyses show that the lower troposphere is convectively unstable to the south of front with upward vertical motion in the areas along and to the south of front, and downward vertical motion to the north of front. Frontogenesis analyses computed with equivalent potential temperature demonstrate that deformation is the most significant effect in producing positive frontogenesis after the formation of Mei Yu front.

**Key words:** Mei-Yu front.