

1979年梅雨鋒面系統平均環流及熱帶 低層氣流演化研究

周 仲 島 宋 偉 國 陳 泰 然

國立台灣大學大氣科學研究所

摘 要

本研究使用 1979 年 FGGE 資料，對不同梅雨鋒面系統伴隨的台灣區降水特徵、低緯平均環流、平均對流情形及垂直平均次環流的結構進行分析研究，以比較各個案間的異同。同時並以每 6 小時一次的低層風場資料，探討台灣區低層西南氣流加強的可能源區與原因。

在鋒面系統平均環流結構方面，發現由衛星紅外線長波輻射資料求得鋒面對流雲系的平均位置與 200 毫巴輻散風場計算所得之速度位輻散軸相當一致，除意味鋒面對流在大氣環流之重要角色外，亦顯示速度位計算結果的可信度。低層旋轉分量平均氣流來源視太平洋高壓環流強弱而定，與鋒面對流強度呈顯著相關。平均垂直次環流結構顯示於鋒面南側有一顯著反向哈德里環流胞，於鋒面北側有一強度不一的哈德里環流胞。此鋒北熱力直接環流的強度與該區系統的瞬變性有密切相關。

在熱帶低層氣流演化部分，經初步分析 6 月 8 日 1800 UTC 至 6 月 10 日 1200 UTC 6 小時一次 850 毫巴風場資料，發現華南與台灣鄰近地區西南氣流的加強，其來源可以追溯至非洲東岸（ 40°E ）跨赤道流的加強以及伴隨之西風動量傳送。赤道區西風動量北傳至青藏高原南側後東傳之過程，則反應在印度半島西北、孟加拉灣北部與華南沿海之西風/西南風最大風速區之消長。

一、前言

陳與周(1987)研究台灣梅雨期東亞大尺度環流的年際變化及系統間變化時，發現低緯環流的結構顯然扮演了非常重要的角色，他們的結果指出西南氣流強度的差異與源地的不同，更是梅雨/對流顯著或不顯著的重要因子。針對這個問題，本文使用 1979 年 FGGE 資料，對不同梅雨鋒面系統低緯環流的結構，作進一步的分析。在 1979 年初夏 5、6 月間，有 4 個梅雨鋒面系統影響台灣地區，本

文即以此四個梅雨鋒面系統，採用全球天氣實驗計劃所收集的資料，進行個案特徵分析。探討各個案的台灣區降水特徵、低緯平均環流、平均對流情形及垂直平均次環流的結構等，以比較其間的異同。最後，並以每 6 小時一次的低層氣流演化情形，探討台灣區低層西南氣流加強的可能源區與原因。

二、資料處理

(一)資料種類

本文所使用的資料種類主要有四種：

- (1) ECMWF 經初始化後 Level-IIIb 的 FGGE 經緯度網格資料 (Bengtsson et al., 1982)。其變數含水平風場、高度場、溫度場與垂直速度場等。資料的水平網格間距為 $1.875^{\circ} \times 1.875^{\circ}$ (經度 \times 緯度)，其範圍包含整個北半球區域；垂直方向則包含 1000、850、700、500、400、300、250、200、150、100、70、50、30、20、10mb 共 15 層。時間間距每 6 小時一次，即 0000 UTC、0600 UTC、1200 UTC、1800 UTC。1979 年 5、6 月分屬 GWE (Global Weather Experiment) 夏季季風加強觀測期 (SOP-2)，因此有每 6 小時一次的資料 (Johnson, 1986)。
- (2) 日本氣象廳 (JMA) 所印製的 5、6 月地面 0000 UTC 及 850mb 1200 UTC 的天氣圖。
- (3) NOAA 衛星紅外線長波輻射觀測之輻射強度轉換成的雲頂溫度分布。網格間距為 $7.5^{\circ} \times 7.5^{\circ}$ (經度 \times 緯度)，空間範圍為熱帶由 $37.5^{\circ} S$ 到 $37.5^{\circ} N$ ；時間間距為 12 小時一次；即 0000 UTC 與 1200 UTC。本文中選用的分析範圍為 $0^{\circ} E \sim 180^{\circ} E$ ， $37.5^{\circ} S \sim 37.5^{\circ} N$ 。
- (4) 台灣區台北、新竹、台中、嘉義、台南、高雄六個雨量站在 1979 年 5、6 月的逐日降水資料。

(二)資料的處理

(1) 鋒面特徵部分

表一、對流強度指數的定義

雲頂溫度 (T_s)	對流強度指數	物理性質
T_s 在 $-30^{\circ}C$ 以上	$N_i = 0$	低雲系統或海陸表面溫度
$-30^{\circ}C \geq T_s > -40^{\circ}C$	$N_i = 1$	積雲對流發展
$-40^{\circ}C \geq T_s > -50^{\circ}C$	$N_i = 2$	同上
$-50^{\circ}C \geq T_s > -60^{\circ}C$	$N_i = 3$	同上
$-60^{\circ}C \geq T_s > -70^{\circ}C$	$N_i = 4$	積雲雲頂
T_s 在 $-70^{\circ}C$ 以下	$N_i = 5$	同上

註：對流強度指數與物理性質的區分係參考中央氣象局：中緯度地區雲系分布研判。

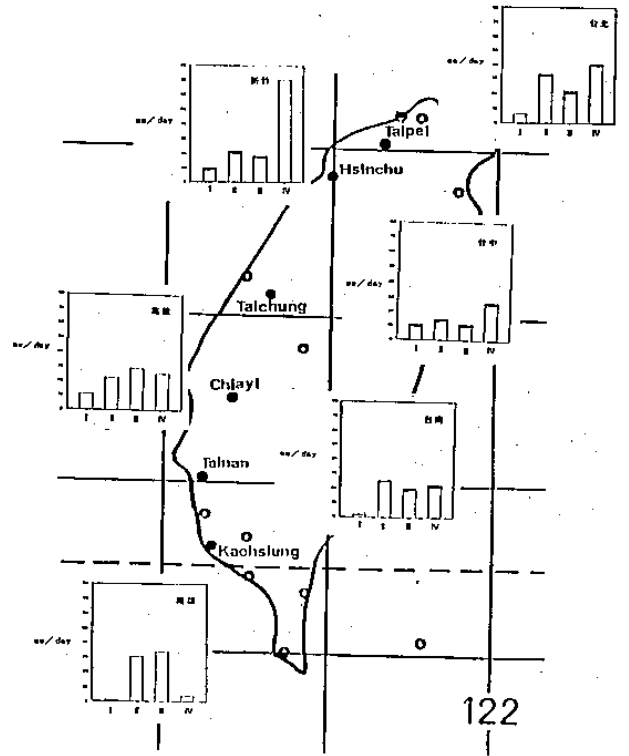


圖 1 台灣六個雨量站在 4 個案的平均日降水量。單位為 mm/day。

沿用陳和周 (1987) 的方法，選取 $130^{\circ}E$ 以西幾近滯留鋒面系統，分析各鋒面平均所在位置、平均走向、鋒面帶上擾動穩定程度及對流強度等。文中討論的四個梅雨鋒面系統所包含的綜觀時間分別為個案 I：5 月 14 日 0000 UTC 至 5 月 17 日 1200 UTC，個案 II：5 月 26 日 0000 UTC 至 5 月 30 日 1200 UTC，個案 III：6 月 5 日 0000 UTC 至 6 月 10 日 1200 UTC，及個案 IV：6 月 11 日 0000 UTC 至 6 月 16 日 1200 UTC。

(2) 對流強度指數的計算

將紅外線長波輻射強度資料轉換成雲頂溫度作為對流強弱依據的方法，早已被研究熱帶氣象的學者們大量採用。本文使用 NOAA 氣象衛星所觀測紅外線輻射資料處理後得到的對流雲頂溫度資料，分析各梅雨鋒面系統所伴隨的平均對流運動強度。文中定義對流指數 N_i ，此指數和溫度高低成一簡單反比關係，亦即雲頂溫度愈低，對流強度指數愈大。對流強度指數的定義及所屬物理性質區分見表一。

(3) 系統平均環流的計算

各系統的平均速度位 x ，水平流線函數 Ψ 和區域緯向平均垂直流線函數 $[\phi]$ 的計算，乃是由風場計算出輻散場、渦度場及區域緯向平均 $[v]$ 及 $[\omega]$ 後，再解苞桑 (poisson) 方程，利用緩和漸近法求出 x 、 Ψ 及 $[\phi]$ 。速度位的梯度表示輻散風場的大小，水平流線函數的梯度表示旋轉風場的大小，垂直流線函數的梯度則代表平均垂直次環流的強度。計算方法可參看 Chen and Jou (1986)。

三、結果分析與討論

表二 1979 年影響台灣的近似滯留梅雨鋒面系統，其生命史及鋒面位置、平均走向、擾動穩定度及對流強度指數。

	生命史 (UTC)	位置	平均走向	擾動穩定程度	對流強度 指數 N_i
個案 I	5月14日 0000~ 5月17日 1200	20° N~ 29° N	東北~ 西南	穩定	$N_i = 3.1$
個案 II	5月26日 0000~ 5月30日 1200	21° N~ 24° N	東~西	穩定	$N_i = 1.3$
個案 III	6月05日 0000~ 6月10日 1200	22° N~ 30° N	東北~ 西南	不穩定	$N_i = 3.0$
個案 IV	6月11日 0000~ 6月16日 1200	20° N~ 25° N	東北~ 西南	穩定	$N_i = 2.7$

註：1 鋒面性質是以東經 130 度以西系統為準。

2 擾動穩定度是以鋒面低壓擾動振幅為依據，大於 5 個緯度以上者為不穩定，小於 5 個緯度者為穩定。

3 對流強度指數是以 100°E~130°E，20°N~30°N 為區域時間平均。

降水的時間並不一致。譬如，南部與北部地區在 6 月 7 日降水較多，而 6 月 8 日的降水主要發生在中部及北部，顯示個案 III 的降水型式可能與中尺度環流有較密切的關係。至於其他個案的逐日降水分布則較為一致。

由表二鋒面性質分析可知，個案 I 鋒面移動較快而且鋒面帶上有穩定擾動存在，在台灣地區造成降水量不大；個案 III 鋒面移動也較快，但有不穩定擾動存在，造成的降水量雖多，却相當局部性；個案 II 與 IV 鋒面移速較慢且平均鋒面所在位置偏南，所造成的降水量多且全省分布相當一致。

(二) 對流強度指數

圖 2 為各個案平均對流強度指數的空間分布，其中指數數值愈大者，表示對流愈旺盛且持續時間較長。在每個個案中，明顯地有兩大對流雲系，即梅雨鋒面雲帶與 ITCZ 雲帶；此種分布在梅雨期平均分布裡亦極明顯 (陳, 1988 b)。中伴隨梅雨鋒

(一) 鋒面系統特徵與台灣降水分布

1979 年初夏，影響台灣的四個鋒面系統，其生命史、平均所在位置、平均走向，及擾動穩定程度等的分析結果見表二。圖 1 為台灣區六個雨量測站在各個個案中的平均日降水量，顯示個案 I 全省各測站的日平均降水量均很少，個案 II、III 與 IV，全省降水均多。若仔細分析逐日降水量時發現個案 III 各測站的平均降水量雖頗一致，但是各測站發生

面的對流雲系，平均位置約在 15°N~40°N 110°E~160°E，呈東北-西南傾斜的狹長雲帶。此雲帶在個案 I 中甚至南伸達離赤道 5° 左右地區，與陳 (1988 b) 之梅雨期平均對流雲分布結果一致。在此雲區西側之青康藏高原南側與中南半島西側，常存在一持續性長的旺盛對流區。另一對流雲系主要分布在橫跨南北半球赤道地區，這就是一般所稱的 ITCZ 雲系。沿著赤道區，在東半球有一波動狀的對流雲存在，主要發生在下面四個區域：(1) 10°E~30°E 的非洲中西部，(2) 60°E~70°E 的印度洋區，(3) 90°E~110°E 的馬來半島/蘇門答臘區，(4) 140°E~160°E 的西太平洋區。Krishnamurtiet al. (1973) 及 Newell (1979) 等在研究印度季風/夏季季風時期熱帶對流分布時亦有類似的結果，雖其對流位置與強度稍有差異。

若比較個案 I、II 和個案 III、IV 平均對流強度差異情形，可發現在 1979 年隨著季節的變化 (由

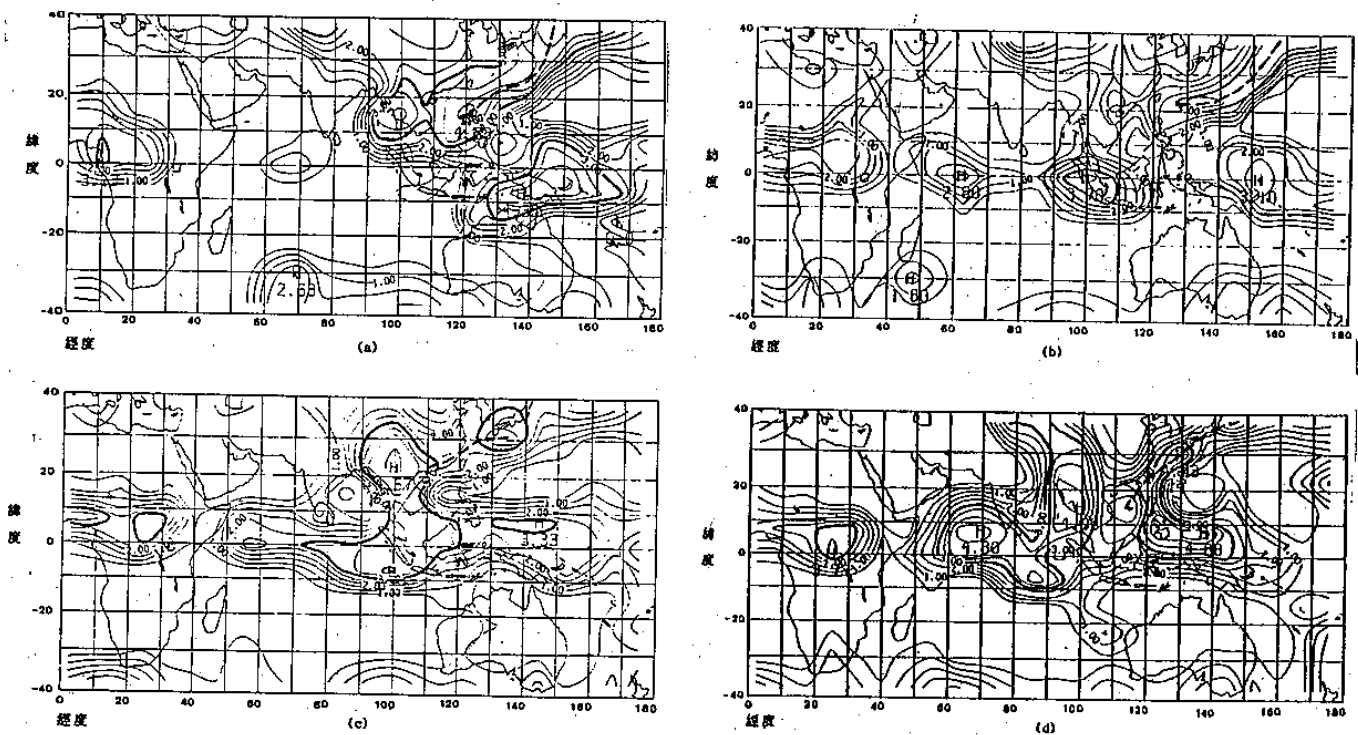


圖 2 平均對流強度指數的空間分布，等值線為 0.5° ，粗實線代表大於 3 的區域，粗虛線為梅雨鋒面雲帶主軸。(a)個案 I，(b)個案 II，(c)個案 III，(d)個案 IV。

5 月至 6 月)，印度季風區的對流強度明顯增強，而西太平洋副熱帶地區的對流活動明顯減弱，此與陳 (1988b) 梅雨期內對流活動隨時間變化結果一致，伴隨梅雨鋒面系統的平均對流強度亦有類似結果，在個案 I 中，對流指數大於 3 的區域其寬可達 20 個緯度，且強度有大於 4 者；但其他個案平均對流雲帶的寬度甚狹 (小於 10 緯度) 而且強度也較微弱。各個案對雲流帶的走向與鋒面平均走向頗相似，如表二中所述個案 I 鋒面平均位置相對於台灣較偏東南，因此其對流強度雖強，但台灣地區降水不多。

(三) 高低對流層環流結構

圖 3 為各個個案 200mb 速度位 χ 的分布。高對流層氣流輻散主軸位置和對流雲系的位置相當一致。例如圖 3a (個案 I) 中，在 30°N , $130^\circ\text{E} \sim 140^\circ\text{E}$ 有強輻散中心，輻散軸由此往西南延伸至 15°N , 120°E ，此輻散軸位置與圖 2a 所示梅雨鋒對流雲系位置相當一致。此點除意味梅雨鋒面對流活動之高層輻散氣流為大氣環流之重要分量外，亦說明本文中輻散風場所計算之速度位分布相當具有代表性。

圖 4 為各個案在 850mb 的水平流線函數 Ψ 分

布，梅雨鋒面雲帶約與平均最強西南氣流區一致，而在平均鋒面槽區東南側。圖 4a (個案 I) 顯示，台灣地區盛行西南風。此個案中太平洋高壓脊西伸雖達 130°E 附近，但其位置偏南 (10°N)，因此台灣的西南氣流顯非源自此高壓脊之環流。個案 II 中 (圖 4a)，台灣地區仍盛行西南風。此時太平洋高壓強度較弱，其影響範圍不超過 130°E 。個案 III 與個案 IV 中 (圖 4c 及 4d)，台灣地區亦盛行西南風，但此時由於太平洋高壓脊向西延伸至 110°E ，顯然此二個案中西南氣流為西太平洋高壓環流之一部分。若仔細觀察個案 III 及 IV 低層旋轉分量氣流分布，可以發現在印度洋地區的環流在短時間內有非常快速的加強。1979 年印度季風的 onset 大約在 6 月 19 日 (Sikka and Grossman, 1980)。但是若仔細分析 6 月初期低層環流可以發現在 6 月 9 日左右於非洲西岸的跨赤道流產生顯著加強的情形。若以動量的觀點，可視之為一 “momentum surge”。此一 momentum surge 發生的時間要較印度季風 onset 的時間早上 10 天左右。初步分析顯示此跨赤道的 momentum surge 似可透過某種波動型式的傳送，影響華南與台灣地區西南氣流的加強，此結果將在第四節中討論。

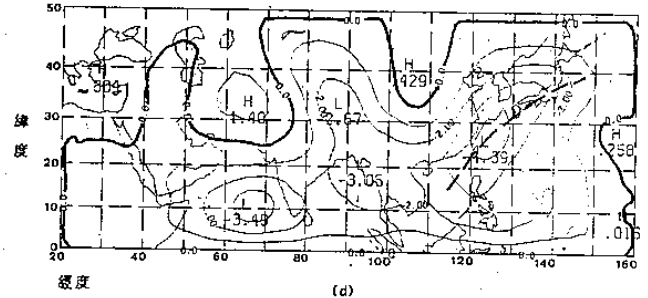
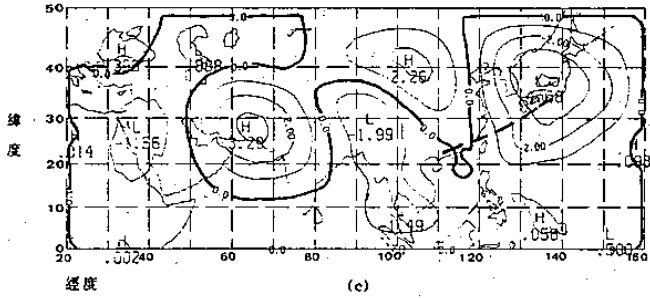
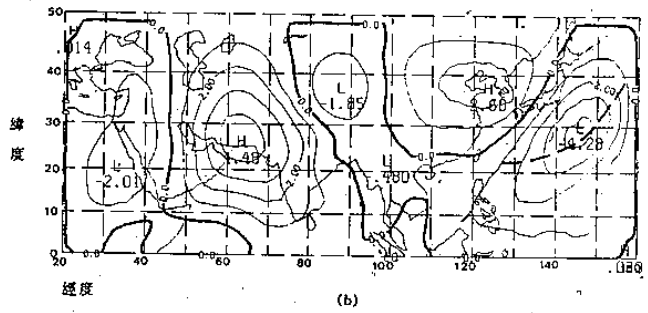
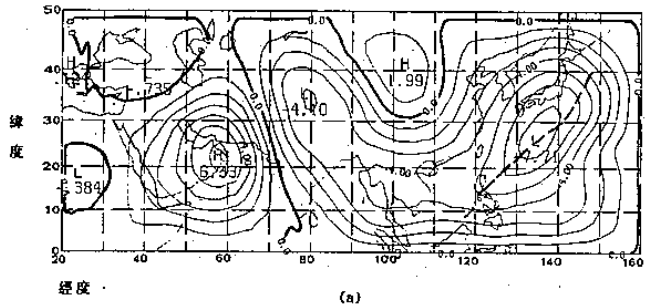


圖 3 200 mb 平均速度位 χ 的分布。單位為 $10^5 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ ，粗實線代表零值線，粗虛線為梅雨鋒面雲帶主軸，其中 H 表示輻合中心，L 表示輻散中心。(a) 個案 I，(b) 個案 II，(c) 個案 III，(d) 個案 IV。

(四) 緯向平均垂直次環流的結構

圖 5 為各個個案在 $100^\circ \text{E} \sim 140^\circ \text{E}$ 緯向平均垂直次環流 $[\psi]$ 分布情形。各個案在 25°N 均有顯著的上升運動區，此與梅雨鋒面雲帶在 $100^\circ \text{E} \sim 140^\circ \text{E}$ 的平均緯度一致 (圖 4)。圖中可以看出，梅雨鋒所伴隨的垂直次環流其結構為在低層梅雨鋒

南側有一寬約 20 緯度的較強反向哈德里環流胞，而在其北側有一寬幅不大於 10 個緯度的較弱哈德里環流胞。北側哈德里環流在個案 II 及 III 甚為微弱，而個案 I 及 IV 中則較強，個案 IV 深至整個對流層頂。此強度不一的鋒北哈德里環流胞實為與各個案移動綜觀尺度環流系統之綜合表現。在梅雨鋒面南

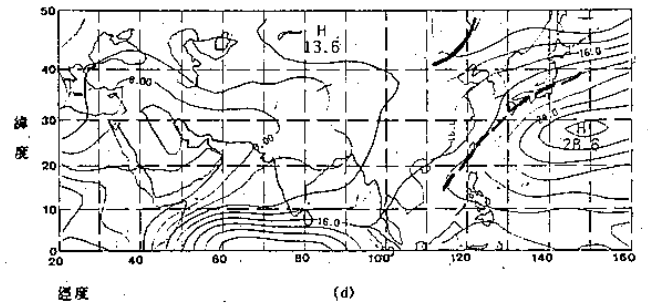
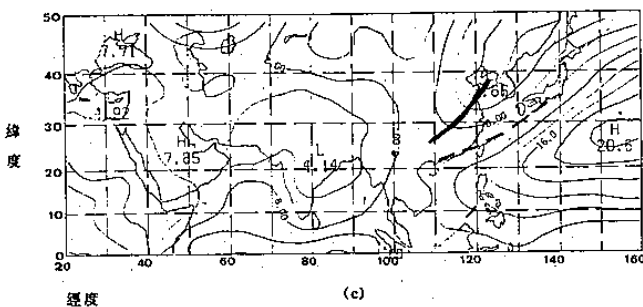
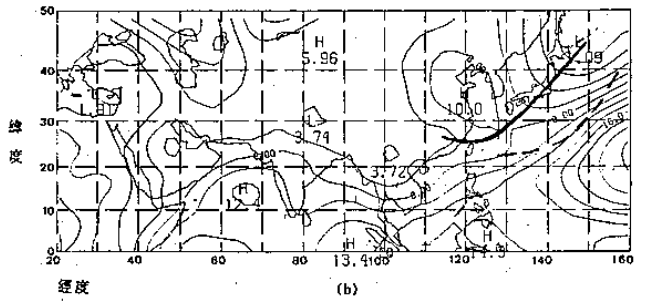
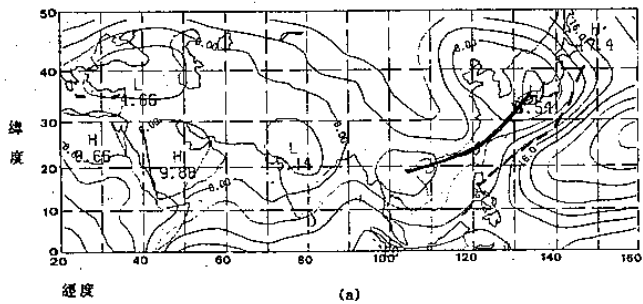


圖 4 850 mb 平均水平氣流函數 ψ 的分布。單位為 $10^5 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ ，等值線為 $2 \times 10^5 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ ，其中 H 表示反氣旋中心，L 表示氣旋中心，粗實線為平均鋒面槽線，粗虛線為梅雨鋒面雲帶主軸。(a) 個案 I，(b) 個案 II，(c) 個案 III，(d) 個案 IV。

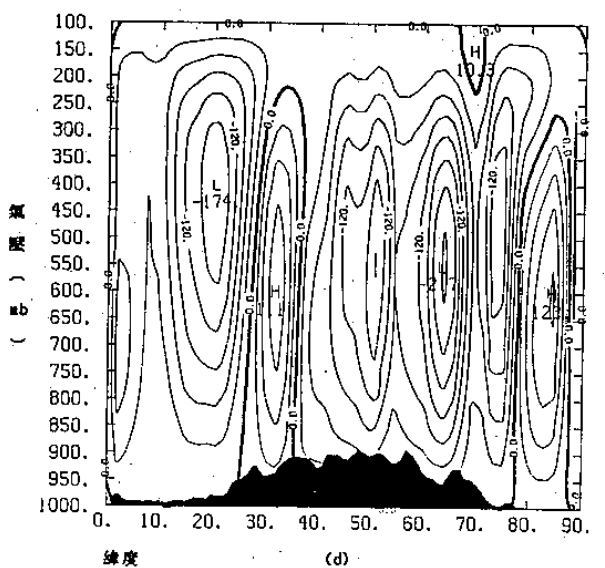
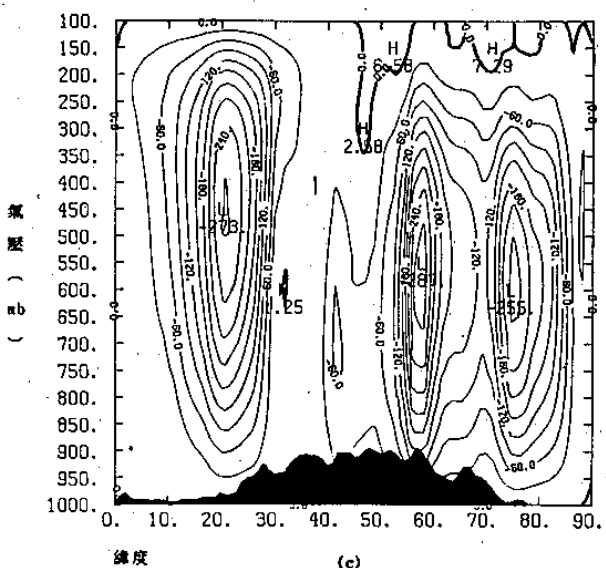
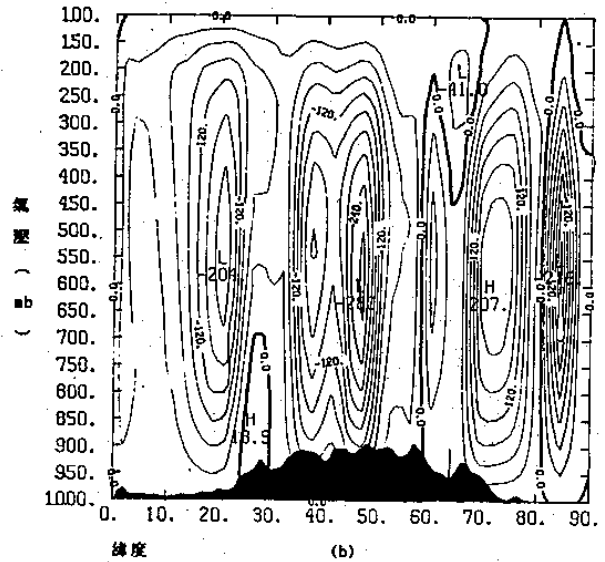
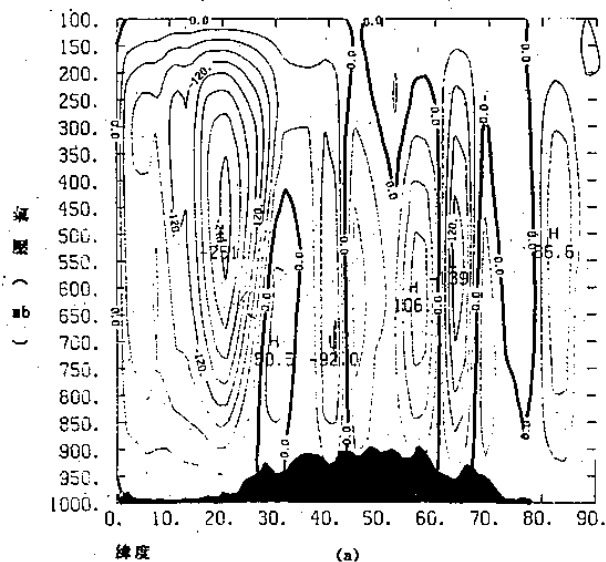


圖 5. 局部緯向平均 $100^{\circ} \sim 140^{\circ}E$ 垂直氣流函數 $[\phi]$ 的分布。單位為 $2.5 \times 10^6 \text{ ten s}^{-1}$ ，等值線為 $75 \times 10^6 \text{ ten s}^{-1}$ 。粗實線代表零值線，其中 H 表示順鐘向環流，L 表示反鐘向環流。(a) 個案 I，(b) 個案 II，(c) 個案 III，(d) 個案 IV。

側的哈德里環流胞強度在各個案間差異不大，此環流與赤道高對流層東風噴流的強度應有密切關係。

(五) 小結

本研究所選取影響台灣的 4 個鋒面個案，其中個案 I 梅雨鋒平均對流雖然比較旺盛，但相對台灣位置過於偏東南，因此全省降水量不多。II~IV 梅雨對流雲系的對流平均強度雖然比個案 I 為弱，但位置較接近台灣，全省降水量也較多。個案 I 鋒面平均位置在台灣北部，其伴隨的對流雲系在台灣東南，此與後期鋒面移動速度甚快，並未滿足準滯留性條件有關。分析逐日鋒面移動情形，發現在 5 月 14 日~15 日鋒面位置約在 $26^{\circ}N$ ，而 5 月 16 日~

17 日鋒面已在台灣東南海上。至於個案 III 梅雨對流雲帶較強對流區 ($N_i > 3$) 呈現不連續情形可能與該鋒面移動速度較快有關。

由熱帶對流雲帶分布來看，在 5 月份的個案 I 與 II，對流較旺盛區域呈波動形式分布。在 $90^{\circ}E$ 以東的主要對流地區，其中之一與梅雨鋒面平均位置相一致，而另一地區在新幾內亞地區及 / 蘇門答臘。在個案 III 中，沿赤道之波動狀對流雲系仍極顯著，但梅雨鋒面對流雲系較個案 I 為弱。6 月之個案 III 與 IV，在新幾內亞地區的雲帶往西北方向移動，在南中國海南部地區形成一旺盛對流區。另外在印度半島西南海上地區也形成一旺盛對流區，此對

流雲區與印度季風的 onset 可能有密切的關連。Murakami and Ding(1982)分析1979年初夏歐亞大陸溫度場與風場時，發現在青康藏高原以西阿富汗地區，由5月份到6月份季節轉換期間，300mb 產生劇量增溫，且中緯度高層西風帶呈顯著北移的現象，此時在青康藏高原的下游地區，如華東及日本等地區，發生劇烈降水現象（亦即梅雨）。由熱量收支的計算得知，在此情形下青康藏高原鄰近地區6日份的非絕熱項遠比5月份大上很多。顯示大尺度環流的改變和對流活躍程度有密切的關係。

由低層環流結構中，發現個案 I、II 的太平洋高壓（脊）主要位置在 130°E 以東，而個案 III、IV 太平洋高壓（脊）西伸至 110°E 。各個案平均低層環流雖皆屬西南氣流，但其屬性却可能大不相同。

在 $100^{\circ}\sim 140^{\circ}\text{E}$ 的緯向平均垂直次環流中，各個案在 25°N 以南皆伴有反向哈德里環流胞，彼此間強度差異不大。此哈德里環流胞在高層之向南分支氣流與熱帶東風噴流強度顯然有很密切的關係；在 25°N 以北之哈德里環流胞，在各個案的強度差異很大，依序為 $\text{IV} > \text{I} > \text{II} > \text{III}$ 。個案 IV 垂直範圍深至整個對流層頂，高層向北分支氣流對東亞西風噴流強度顯然亦有密切關連。由於在計算垂直次環流時，邊界條件設在赤道帶上，因此所計算的垂直次環流結構在近赤道區並非理想。未來若利用全球熱帶地區資料來進行分析將可改進。

四、西南氣流源區的個案研究

梅雨期間台灣地區經常發生豪雨現象，而豪雨的發生經常伴隨有強盛暖溼低層西南氣流。陳（1988a）曾對於梅雨期豪雨與低層噴流的關係進行評介，Chen and Yu(1988)亦對其間之可能因果關係進行合成分析。對於低層噴流（西南氣流）的源區、其強度之維持、加強以及消散等等，仍因資料不足而所知有限。在這一節中，我們嘗試以個案 III 每6小時一次850mb 風場資料對熱帶地區西南氣流之演變做一初步分析。由綜觀天氣或氣候之經驗得知台灣地區西南氣流的三個可能源區為：(1)孟加拉灣地區，若西南氣流由此區源起，因抵台灣前

之路徑長，故將伴隨豐沛水汽；(2)西太平洋高壓環流之西南氣流，尤其在高壓脊西伸達 110°E 者，此種情形下由於高壓之大範圍下沉氣流，因此空氣較為穩定且水汽含量較為有限；(3)南中國海跨赤道氣流，此氣流北伸至台灣可能形成西南氣流，此種氣流較偏南南西風，因海上路徑亦長，故水汽含量亦應屬豐沛。

當我們分析台灣1979年6月份逐日降水量時，發現6月11日開始，全省的降水量急速增加。台灣西部6個主要雨量測站的總降水量（即前述6個測站為例）由6月10日的12mm增至6月11日的190mm。由低層氣流分析發現在6月10日1200UTC（圖6h），台灣西南側附近平均風速強達 9ms^{-1} 以上，華南沿海最強區則達 12.2ms^{-1} ，顯示旺盛西南氣流和台灣地區顯著降水有密切的關係。此西南氣流的源區及其強度演變之機制，是個很值得研究的問題。分析當時的大尺度環流，東北低壓環流影響的範圍可南達 25°N 左右，太平洋高壓脊西伸至 115°E 左右，其伴隨之低層東風，最強區達 12ms^{-1} 以上。值得注意的是，此時在阿拉伯海至青康藏高原南側存在一西風強風帶，其強度達 10ms^{-1} ；在印度洋赤道 40°E 以東，有一持續性的強風帶，風速最強達 14ms^{-1} 。要了解台灣地區強盛西南氣流的源區與演變，更高時間解析度資料實為必要，因此我們以每6小時的觀測資料進行分析。

圖6a至6h為1979年6月8日1800UTC至6月10日1200UTC每6小時一次850mb 風場分布情形。6月9日0600UTC至6月10日0600UTC間台灣至華南沿海與南海北部地區，西南氣流顯著加強且最大風速區在9日1800UTC前亦顯著向下游移行，之後在華南沿海近似滯留。此段期間 115°E 、 15°N 附近地區之太平洋高壓脊環流，風速無顯著變化且強度均在 6ms^{-1} 以下，顯然此個案西南氣流的加強及其源區與太平洋高壓環流似無關連。南中國海跨赤道的南來氣流在6月8日1800UTC至6月9日0600UTC間雖有一強風軸（強大約 6ms^{-1} ）存在，但此南來強風帶僅維持至6月9日0600UTC，在6月9日1200UTC時即不復

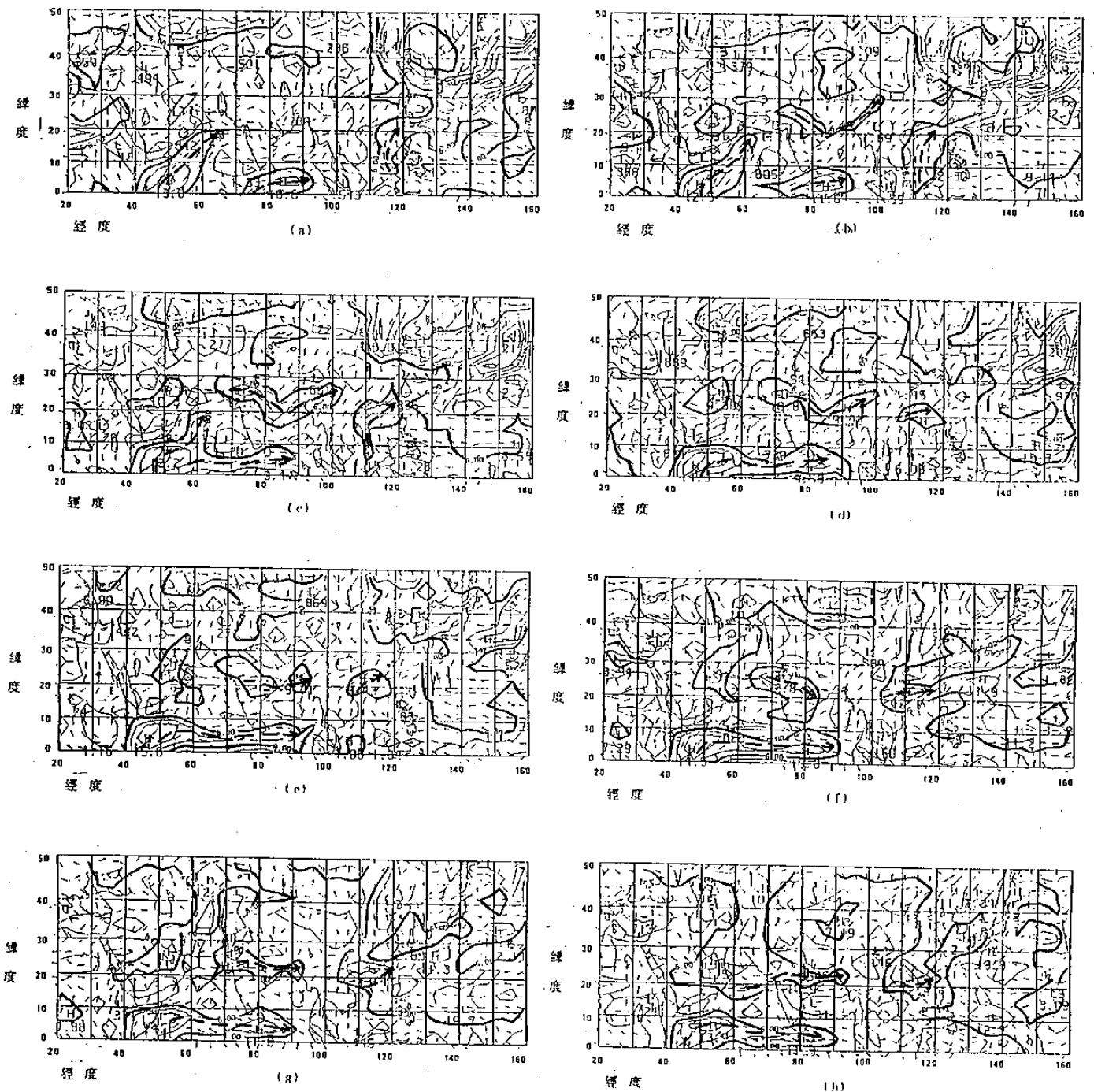


圖 6. 850mb 水平風場的分布。單位為 ms^{-1} ，等值線為 3ms^{-1} 。(a) 6 月 8 日 1800 UTC, (b) 6 月 9 日 0000 UTC, (c) 6 月 9 日 0600 UTC, (d) 6 月 9 日 1200 UTC, (e) 6 月 9 日 1800 UTC, (f) 6 月 10 日 0000 UTC, (g) 6 月 10 日 0600 UTC, (h) 6 月 10 日 1200 UTC。粗實線代表大於 6ms^{-1} 的區域。粗虛線箭頭代表強風區主軸走向。

存在，因此與 6 月 9 日 1200 UTC 以後逐漸加強的台灣及華南沿海之旺盛西南氣流顯然亦無關連。為尋求西南氣流加強之可能機制及源區，故詳細分析南海以西之熱帶區風場變化。印度洋區 $40^{\circ} \sim 50^{\circ} \text{E}$ 跨赤道流由 6 月 8 日 0600 UTC 小於 10ms^{-1} 的強度（圖未示）增強至 1800 UTC 的 13ms^{-1} （圖 6a），而且強風軸呈一舌狀往東北方向延伸至 20°

N 、 70°E 附近。到 6 月 9 日 0000 UTC（圖 6b）時，該舌狀風速最大區仍維持其原有強度，而此時印度半島北側却由原本甚為微弱風場加速成一繞青藏高原南側強風區，其強度達 6ms^{-1} 以上。6 月 9 日 0600 UTC 時（圖 6c），青藏高原南側最大風速區內強度繼續加強且範圍略為擴大，其最大風速高達 12ms^{-1} 以上，此時印度洋之西南跨赤道流仍維

持其強度，且舌狀風速最大區乃甚為明顯，1200 UTC (圖 6d)，印度洋之西南跨赤道舌狀風速最大區方不再北伸而轉成偏東方向氣流，在 10°N 印度洋地區形成一強西風軸。6月9日 1200 UTC，青藏高原南側的風速最大區強度略有減弱，此時在其下游華南、南海地區西南氣流有逐漸加速的情形 (由 0600 UTC 之 6ms^{-1} 加速至 1200 UTC 之 8ms^{-1})。在 6月9日 1800 UTC 時 (圖 6e)，青藏高原南麓由印度往東至華南之風速最大區，主要出現在印北、孟加拉灣北部，及南海北部地區。此時海南島附近強風帶之最大強度由前 6 小時之 8ms^{-1} 加強成大於 9ms^{-1} 的區域。再經過 12 小時後，於同一區域，西南氣流的強度已加強至 13ms^{-1} 以上 (圖 6g)。

由以上資料顯示，非洲東岸跨赤道南來氣流的加強，可能在 36-48 小時以後，影響到華南沿海與南海北部地區西南氣流的強度，可能因而導致區域性強烈降水。然後要在 48 小時之內將動量由印度洋赤道地區往東傳送行經 8000 公里距離至東經 120° 左右，其平均傳播速度要高達 45 公尺/秒以上，而此種傳播速度顯非平流過程可予解釋，然則若屬波動傳播性質，以何種波動傳送尚須要進一步分析方可確定。

為了更清楚描述整個 episode 的過程，我們可將這一個案分成幾個不同階段來討論：

第一階段：跨赤道流加強期

在 6月8日 0000 UTC ~ 1800 UTC 期間非洲東岸跨赤道流之強度由 9ms^{-1} 增強至 13ms^{-1} ，強風帶呈一東北/西南走向的舌帶，並向北延伸至北緯 20° 東經 65° 附近區域，此一階段可以視為西風動量被持續增強之南來氣流往北傳送期。此一西風動量北傳區域之動量傳送在青康藏高原南麓遇高原阻擋轉成西風動量東傳形式 (6月9日 0000 UTC，見圖 6b)，於高原南麓形成一西風動量集中區。在此同時雖台灣南部巴士海峽一帶生成一強度大於 9ms^{-1} 的西南氣流，但此旺盛西南氣流生成後即迅速東移，於 6月9日 0000 UTC 移至東經 130° 以東。此一西南氣流的源區為來自南中國海的跨赤道流，應與前述非洲東岸跨赤道流的加強無關。

第二階段：西風動量傳播期

6月9日 0000 UTC ~ 1200 UTC，在此期間青藏高原南麓西風動量持續加強，主要西風動量集中區以印度半島西北部 (70°E, 25°N) 及孟加拉灣北部地區 (90°E, 22°N) 為主。9日 0600 UTC 至 1200 UTC 之主要變化，在於印度西風動量北傳減弱而漸轉變成赤道區之東傳形式時，印度西北之最大風速區強度減弱，但青藏高原南側西風動東傳仍然持續，致使孟加拉灣北部地區之風速仍繼續增強。

第三階段：台灣地區與華雲沿海西南氣流加強期

6月9日 1800 UTC 至 10日 0000 UTC，孟加拉灣北側原最大風速區之西南風減弱，同時華南沿海西南風增強，該區西南風等於 6 小時後 (圖 6g) 達最強，為 13.4ms^{-1} 。

以上資料顯見本個案之台灣鄰近地區西南氣流的加強可追溯回至印度洋跨赤道流的加強，乃先透過西風動量北傳，隨後沿青藏高原南側東傳，而傳至華南沿海原已存在之西南氣流增強。

五、結語

本研究使用 1979 年 FGGE 資料，對不同梅雨鋒面系統伴隨的台灣區降水特徵、低緯平均環流、平均對流及垂直平均次環流的結構進行分析，以比較各個案間的異同。同時並以每 6 小時一次 850mb 風場資料，探討台灣區低層西南氣流加強的可能源區與原因。

在鋒面系統平均環流結構方面，發現由衛星紅外線長波輻射資料求得鋒面對流雲系的平均位置與 200 毫巴輻射風場計算所得之速度位輻散軸相當一致，除意味鋒面對流在大氣環流之重要角色外，亦顯示速度位計算結果的可信度。低層旋轉分量平均氣流來源視太平洋高壓環流強弱而定，與鋒面對流強度呈顯著相關。平均垂直次環流結構顯示於鋒面南側有一顯著反向哈德里環流胞，於鋒面北側有一強度不一的哈德里環流胞。此鋒北熱力直接環流的強度與鋒面伴隨系統的瞬變性有密切相關。

在熱帶低層氣流演化部份，經初步分析 6月8日 1800 UTC 至 6月10日 1200 UTC 6 小時一次

850 ms⁻¹ 風場資料，發現台灣與華南鄰近地區西南氣流的加強，其來源可以追溯至非洲東岸（40° E）跨印度洋赤道流西風動量的北傳。此北傳之西風動量經青藏高原阻擋，沿青藏高原南麓東傳至孟加拉灣地區而後傳至華南沿海使原已存在之西南氣流增強。此個案的結果，有許多問題值得深入探討。譬如：印度洋跨赤道流在6月9日1200 UTC之後即沒有繼續將西風動量往北傳至印度半島地區，但該區風速仍能維持一定強度，其機制為何？而與熱帶對流運動有何關係，頗值得進一步的分析。

誌謝

我們感謝中央氣象局科技中心李汴軍博士所提供的衛星觀測雲頂溫度資料磁帶。本研究在國科會專案計劃NSC-77-0202-M002-05 支援下完成。

參考文獻

- 陳泰然，1988a：台灣梅雨研究回顧。科學發展月刊，16，239-266。
- 陳泰然，1988b：台灣梅雨顯著年大範圍之衛星雲量演變。大氣科學，16，59-74。
- 陳泰然與周仲島，1987：梅雨季東亞大尺度環流之年際變化與系統間變化。台大大氣科學研究所報告。NTUATM-1987-06，171頁。
- 中央氣象局研究報告，1984：中緯度地區雲系分析研判。
- Bengtsson, L., M. Kanamitsu, p. Kallberg and S. Uppala, 1982: FGGE 4-Dimensional data assimilation at ECMWF. Bull. Amer. Meteor. Soc., 69, 29-43.
- Chen, G. T. J. and B. J. D. Jou, 1986: Interannual variations of large-scale circulation over East Asia during the Taiwan Mei-Yu season. Dept. of Atmos. Sci., Natl. Taiwan University Sci. Rep. NTUATM-1986-05, 213pp.
- Chen, G. T. J. and C. C. Yu, 1988: Study of low level jet and extremely heavy rainfall over northern Taiwan in the Mei-Yu season. Mon. Wea. Rev., (Be appeared in March issue).
- Johnson, D. R., 1986: Summary of the First National Workshop on the Global Weather Experiment. Bull. Amer. Meteor. Soc., 84, 1135-1143.
- Krishnamurti, T. N., Kanamitsu M., Koss J. W., Lee J. D., 1973: Tropical East-West circulation during the Northern winter. J. Atmos. Sci., 30, 780-787.
- Murakami, T. and Y. H. Ding, 1982: Wind and temperature changes over Eurasia during the Early Summer of 1979. J. Meteor. Soc. Japan, 60, 183-195.
- Newell, R. E., 1979: Climate and the ocean. Amer. Sci., 67, 405-416.
- Sikka, D. R. and R. Grossman, 1980: Summer MONEX Chronological Weather Summary. International MONEX Management Center, New Delhi, India.

Large-Scale Circulations Associated with the Mei-Yu Frontal System and Evolution of the Tropical Low-Level Flows in 1979

Ben Jong-Dao Jou Wei-Kao Song George Tai-Jen Chen

Department of Atmospheric Sciences
National Taiwan University

ABSTRACT

Taiwan-area rainfall, large-scale circulations, convective activity, and regional meridional circulation of four cases of Mei-Yu frontal systems in 1979 Mei-Yu season were analyzed. Rainfall data of Central Weather Bureau, satellite IR outgoing longwave radiation (CLR) of NOAA, and FGGE level-IIIb data of ECMWF were used. Six-hourly low-level tropical flows of one of four cases were also analyzed to document a possible remote source for the formation of a LLJ over the southern China coast. An intense convection belt as shown in the CLR data associated with the Mei-Yu front was found to be approximately coincided with the divergent outflow axis at the upper troposphere (200mb). The result suggests that the organized convective activities associated with Mei-Yu front is an important part of the general circulation.

It was also shown that intensity and location of the western Pacific subtropical high was closely related to the strength of convective activities of the Mei-Yu front. A pronounced reversed-Hadley cell to the south with a relatively weak Hadley cell to the north of the Mei-Yu front was observed in the area of 100-140° E. The relatively weak intensity of Hadley cell to the north of the Mei-Yu front was apparently due to the transient characteristics of the synoptic systems to the north of the front.

Six-hourly winds at 850 mb in the tropical and the subtropical area from 1800 UTC June 8 to 1200 UTC June 10 showed that the intensification of southwesterly over the southern China coast and Taiwan area can be traced backward to the intensification of the cross-equatorial southwesterlies over the eastern coast of Africa (40° E). It is proposed that the westerly momentum was perhaps transported from the Equator to the southern slope of the Tibetan Plateau and then eastward to the southern China coast area through wave motion rather than advection process.