

# 高層噴流於台灣地區 梅雨期間之變化研究

蔡清彥                      柯文雄      朱仲謀  
中央氣象局                  台灣大學大氣科學研究所

(中華民國八十年七月九日收稿；中華民國八十年十一月十七日定稿)

## 摘 要

冬季季風環流轉變為夏季季風環流期間之梅雨期是東亞地區主要降水來源之一，就台灣而言，梅雨期之降雨量平均為全年雨量之 1/4 以上，因此探討影響梅雨期間相關環流之演變為本研究之主要目標。此報告將著重於 200mb 高層噴流之演化過程的了解。利用 ECMWF/WMO analysis data sets 選取 1979 年至 1987 年期間梅雨顯著年 (1981, 1979) 及不顯著年 (1985, 1987) 透過 200mb 風場，流函數場，700mb 風場，500mb 垂直速度場，850mb 溼度場及 200-500mb 溫度場等四個 15 日平均分佈，200mb 流函數場及 200 — 500mb 溫度場的 15 日平均差及入梅出梅時前後共十天之熱力方程式的收支變化之估算等，了解高層噴流在台灣地區梅雨期間之演化過程，同時亦比較此四年所造成之梅雨顯著與不顯著年之高層噴流的位置及走向。

綜合了所分析之四年資料顯示出高層噴流隨季節性的演變及其熱力原因，我們可得知：

- (1) 入梅前，200mb 噴流在 110° E 以西地區有兩個主軸位置，約是在青康藏高原南北兩側，110° E 以東地區噴流範圍寬廣，此時期噴流大致呈東西走向。同時低層噴流也呈東西走向，200mb 反氣旋中心位在 20° N 以南地區。
- (2a) 當 200-500mb 溫度場顯示在塞北地區有增溫發生，日本附近地區有降溫發生時，200mb 噴流北移且呈 'V' 字形，即在 125° E 以東地區呈東北-西南向，125° E 以西地區呈西北 — 東南走向，噴流軸心通過 120° E、30° N 附近，此時即為華南、台灣地區之梅雨期，同時造成低層在東亞地區之 30° N 南、北處風場中各有較強之南、北風分量，使 120° E、30° N 附近形成較大溼度梯度值之不穩定大氣狀態，而有利豪雨發生。此時 200mb 反氣旋中心較前期偏向西北方。
- (2b) 若 200-500mb 溫度場顯示在塞北地區有增溫發生，但在日本附近區域沒有顯著降溫發生時，200mb 噴流中心將北移到 35° N 附近，雖亦是華南、台灣地區之梅雨期，但其走向呈東西向，且位置偏北，此時 700mb 上東亞附近地區之風場則無顯著南北風分量存在，將無法產生較大溼度梯度值，亦無較大之降水發生。
- (3) 在 35-40° N 間，200-500mb 全面增溫，造成 200mb 噴流完全北移到 30° N 以北，顯示華南、台灣地區梅雨期結束，此時 700mb 噴流亦北移，造成最大溼度梯度區及上升運動區在日本、華中附近地區建立，而 200mb 反氣旋中心則位在 100° E、30° N 以西處。

關鍵詞：高層噴流，低層噴流，梅雨顯著年，梅面不顯著年，熱力收支。

## 一、前言

台灣地區梅雨期間常因豪雨而導致嚴重災害，其間一重要現象在850mb-700mb間出現低層噴流(LLJ)，對LLJ的形成機制目前有許多不同的看法。Tsay and Kau (1989)分析1979年梅雨季三個豪雨個案，此三個個案之合成平均結果顯示700mb LLJ在台灣地區豪雨發生前24小時，形成於200mb高層噴流(ULJ)入區之南，當時在ULJ入區南方與LLJ北方區域均為上升氣流。而對流層之南北向溫度梯度在ULJ地區非常強，在LLJ地區則很微弱。蔡(1991)分析TAMEX期間ULJ與LLJ耦合情形指出在台灣地區梅雨期間有兩類整體環流可能發生。第一類整體環流包括高層噴流及位於ULJ入區南方，並平行ULJ之低層噴流和位於兩噴流間之上升運動及伴隨之兩胞環流。當此類整體環流東移，LLJ抵達台灣北端時將造成台灣地區之豪雨。第二類整體環流則有兩支高層噴流，南支ULJ與LLJ成X形相交，在交點北方則有上升運動並伴隨熱力間接環流。當此類整體環流東移至上升運動中心移過115°E後，南支ULJ將與北支ULJ合併而北跳，此類整體環流就將演變為第一類整體環流。若能在抵達台灣地區前演變成爲完整之第一類整體環流系統，則仍可帶給台灣地區豪雨，否則將成爲少雨的個案。雖然ULJ與LLJ之配置會因個案而有所不同，但ULJ，LLJ與對流發生區有著密切的關係是不容置疑的。

有關亞洲高層環流之研究已被許多學者所重視，其中利用1979年4月16日至7月4日之FGGE資料，He et al. (1987)指出在這段期間，0°-50°N，40°-130°E之間的高層大氣環流有二次短時間的急劇變化，其一爲南亞初夏季風的開始，另一爲印度夏季季風的開始。如把這段時期每5天當作一小時段，則南亞的季風發生於時段6(5月11-15日)，此時段恰爲台灣梅雨季之開始，而印度季風爲時段12(6月10-14日)此時段後之一星期內爲台灣之出梅(6月18日)，顯示台灣區入梅與出梅可能與這二次高層環流之瞬變有密切關係。

Kato (1989)將5至7月初之資料分成三個時期(即stage A: 5月，stage B:6月初與stage C:6月底

至7月初)畫出大尺度環流的示意圖，顯示stage A時華南之梅雨鋒具有斜壓鋒面區之特性，並與青康藏高原南側之西風噴流(~500mb)的南側相對應。stage B時高原南側之500mb西風噴流已不復見，而高原東北側之噴流亦明顯顯示下游噴流之往南侵。Ninomiya (1989)分析同時段之雲分佈，亦畫出大尺度環流與雲分佈之示意圖，其中定義Pre Baiu爲5月1至10日，Early-Baiu 5月21至31日及Peak-Baiu 6月11日至20日由Pre-Baiu之示意圖可見300mb之噴流分別繞著高原之南北側而交會於日本南部，其間深對流系統出現於高原東側及華南沿海，至Early-Baiu時二支的噴流分別相異於Pre Baiu的分佈，其中北支北移至60°N以北而另一支則通過高原上方，且深對流系統沿著Baiu trough之東南方伸展。進入Peak Baiu噴流300mb位置沒有多大改變，而深對流系統大致沿著太平洋副高壓的南緣發展。另一方面，許多報告指出，高層噴流並非經歷一平緩而連續之向北移動，相反的ULJ往往會在某一期間歷經快速而突然地向北跳動。激流北跳的結果，就造成華南、華中相繼進入梅雨期(Murakami and Ding, 1982; Lau and Li, 1984; Kato, 1985, 1987, 1989) He et al. (1987)利用1979年資料指出，這種情形的發生，主要是因爲青康藏高原隨季節演進而逐漸形成一熱源中心，進而影響大尺度垂直運動分佈，透過絕熱和非絕熱作用改變大範圍的溫度場及氣流所致。Kuma (1988)則利用數值模擬的結果，強調印尼附近加熱作用的重要性，若此區無充足的加熱存在，環流之演變將大異於實際大氣狀況。

由以上的報告中，我們可以獲得兩點結論：

(1) 梅雨鋒雖然是由中低層之相當位溫梯度密集區所辨認的，但與高層環流之密切關係及其垂直運動範圍之深厚，顯示其應爲一深厚之大氣系統。(2) 在華南、台灣地區豪雨的發生，往往配合著高層噴流在120°E、30°N附近處出現，所以高層噴流的季節性北移，應是造成此區入梅及出梅發生之主要原因。

對於台灣地區梅雨期雨量多寡之原因探究，Chiang (1988)是利用1941年到1989年40年期間資料，將梅雨期的各項氣候特性(入梅日、出梅日、梅雨期日數)與梅雨期雨量做統計分析，結果

顯示梅雨期雨量與梅雨期日數有正相關，相關係數為0.53; Chen and Jou (1986) 則分析低層風場之起源，發現濕梅年個案時，低層風場之風向多為西南風，其起源是印度洋區，而乾梅年個案時，低層風場風向則多為東南風，起源是屬太平洋區，陳(1987)指出乾溼梅雨月之決定因素為低對流層氣流之源地，當源自孟加拉灣且較強之西南氣流控制則為溼梅月，當源自西太平洋高壓脊環流之東南、南或西南氣流或東亞主槽後之大陸性西北氣流控制時則為少雨，而台灣地區低對流層平均氣流之源地及強度則由季風低壓，西太平洋高壓脊，東亞主槽及鄂霍次克海阻塞高壓等環流系統之位置配置及強度來決定。從本文著重之“高層噴流對低層噴流有密切關係”觀點來看，我們認為，高層噴流的位置及走向，以及其是否穩定，將是造成梅雨期間雨量多寡的重要因素。因而本文將就ECMWF/WMO analysis data sets 分別選取1979年至1987年期間梅雨顯著年及不顯著年各二年分析5、6月期間高層噴流之季節性變化及其原因，特別著重華南台灣地區入梅與出梅期間，青康藏高原以東至日本之間的環流變化，並以1981年(梅雨顯著年)與1985年(梅雨不顯著年)為主要探討分析之年份，同時比較梅雨顯著年與不顯著年高層噴流的位置及走向，尋求造成梅雨雨量差異之可能原因。本文第二節為資料的選取及採用的方法，第三節為1981，1979年(梅雨顯著年)之高層環流演變分析及討論，第四節為1985，1987年(梅雨不顯著年)之高層環流演變分析及討論，第五節為所分析之梅雨顯著與不顯著年間之差異比較，而第六節為結論。

## 二、資料的選取及採用的方法

### (一) 資料的選取

本研究取用的資料是配合副熱帶資料庫所存有從1979至1987年之ECMWF/WMO analysis data sets 的分析資料，包括三維速度場、重力位高度場、溫度場及溼度場等。選取的年份是依據表一(1941年到1987年，台灣北部(以台北、新竹兩測站之平均值為代表)的入梅、出梅日及梅雨期雨量資料)為參考。另外，我們亦取用NASA所計

算的OLR (Outgoing Long-wave Radiation) 資料，作為探討及分析造成非絕熱作用之原因來源。

### (二) 採用的方法

#### (1) 15日平均及平均差

由表一中的入梅日、出梅日之資料顯示，台灣梅雨期幾乎均集中在每年5月、6月的兩個月內，因此本文將利用200mb風場、流函數之5及6月的四次半月平均及半月平均差，以了解每年高層噴流演變之狀況。

關於流函數( $\psi$ )的計算如下：

首先由水平速度場求得相對渦度( $\xi$ )

$$\xi = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \quad (1)$$

而相對渦度為流函數之Laplacian值即

$$\xi = \nabla^2 \psi \quad (2)$$

利用弛緩法(relaxation)求解式(2)，其間邊界條件定為進入邊界的通量與流出邊界之通量相等，亦即邊界風場須滿足

$$\oint V_n ds = 0 \quad (3)$$

取流線方向(s)為沿邊界方向，逆時針轉向為正，法線方向(n)取垂直邊界且向外為正，V表示法線方向的風速。為修正邊界風場之誤差，於是調整邊界風場使其滿足(3)式，即利用下式

$$\frac{\partial \psi}{\partial s} = -(V_n - \bar{V}_n) \quad (4)$$

$$V_n - \bar{V}_n = \frac{\int V_n ds}{\int ds} \quad (5)$$

求得邊界上之流函數。

#### (2) 時間序列

在了解每半月高層噴流的變化概況之後，利用200mb東西向風場在不同經度上之時間序列來檢視高層噴流在梅雨期前後所發生之移動狀況。

#### (3) 熱力方程式

對於高層噴流隨季節所發生之變化我們亦透過熱力方程的計算，以了解在不同時期造成高層噴流變化之主要熱力原因。我們依照He et al. (1987)將熱力方程取200-500mb之垂直平均表示成下式：

$$\left[ \frac{\partial T}{\partial t} \right] = A + B + C \quad (6)$$

$$A: \left[ -\frac{u\partial T}{\partial x} - \frac{v\partial T}{\partial y} \right] \text{水平平流項} \quad --$$

$$B: \left[ -\left(\frac{p}{p_0}\right)^k \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} \right] \text{垂直平流項} \quad --$$

C: Q非絕熱項，以右式剩餘項表示

[ ]: 垂直平均

其中A項為水平溫度平流項，B項為絕熱垂直平流項，而C項為剩餘項其中包括非絕熱力作用，有關各項之物理意義請亦參考He et al. (1987)。

#### (4) OLR

OLR資料(2.5° × 2.5°)是顯示長波輻射能量的強弱，通常用以確認積雲的發展。當積雲發展較高時，由於雲頂溫度很低，衛星接收到的OLR值便很低；若雲層較低，雲頂溫度較高，則將顯示出較大之OLR值。因此，透過OLR值之分析，可察覺積雲的分布，而積雲內部之潛熱釋放是非絕熱作用之重要因素。

### 三、1981, 1979年梅雨期之環流演變分析

從表一的資料顯示，1981年梅雨期雨量是863 mm，比47年平均(459 mm)高出1.9個標準差屬於多雨年的年份，我們將選取此年為多兩年之代表，此節之分析與討論也以1981年為主。由於1979年之總雨量為669.9mm較平均值多了0.989個標準差，亦是一多兩年，因而我們亦同時分析了此年高層噴流的演化情形，不過只作簡短的分析結果之描述。

#### (一) 15日平均資料分析

圖1是1981年5、6月四次半月期間之平均氣象場資料：圖1a為200mb風場、1b為700mb風場、1c為200mb流函數場、1d為200-500mb溫度場、1e為500mb垂直速度場及1f為850mb溼度場。

#### (1) 5月1日至15日平均環流特性：

表一 1941年至1987年臺灣北部地區之入梅日、出梅日及梅雨期雨量資料(平均值=459、SD=213.4mm)

年代	入梅日	出梅日	梅雨期	雨量 (mm)	距平 ( /SD)
1941	24/5	20/6	27	641.7	0.858
42	11/5	28/6	48	559.3	0.472
43	28/5	26/6	29	335.2	-0.578
44	30/4	20/6	51	985.4	2.469
45	19/5	16/6	28	386.5	-0.338
46	13/5	11/6	29	362.3	-0.451
47	16/5	26/6	41	1053.4	2.787
48	26/5	25/6	30	306.2	-0.714
49	11/5	19/6	39	537.6	0.370
1950	17/5	25/6	39	526.4	0.318
51	14/5	19/6	36	517.9	0.278
52	20/5	27/6	38	325.3	-0.625
53	11/5	15/6	35	565.9	0.503
54	30/5	6/6	7	63.5	-1.851

接下頁

55	8/5	15/6	38	312.5	-0.685
56	9/5	18/6	40	337.3	-0.568
57	12/5	21/6	40	574.6	0.544
58	22/5	26/6	35	283.0	-0.823
59	27/5	26/6	30	392.0	-0.312
1960	15/5	19/6	35	591.9	0.625
61	29/5	12/6	14	37.6	-1.973
62	5/5	19/6	45	305.6	-0.717
63	31/5	17/6	17	202.7	-1.199
64	4/5	27/6	54	327.6	-0.614
65	10/5	30/6	51	376.1	-0.387
66	2/6	24/6	22	706.2	1.160
67	21/5	15/6	25	314.9	-0.673
68	18/5	28/6	41	722.5	1.237
69	16/5	24/6	39	458.6	0.000
1970	7/5	28/6	52	509.4	0.238
71	1/6	12/6	11	116.4	-1.604
72	9/5	19/6	41	514.7	0.263
73	9/5	17/6	39	428.1	-0.143
74	24/5	26/6	33	683.9	1.056
75	16/5	20/6	35	656.3	0.926
76	26/5	15/6	20	334.1	-0.583
77	15/5	22/6	38	653.0	0.911
78	18/5	11/6	24	284.2	-0.817
79 <sup>1</sup>	15/5	18/6	34	669.6	0.989
1980	20/4	12/5	22	270.3	-0.882
81 <sup>2</sup>	10/5	15/6	36	863.4	1.897
82	28/5	25/6	29	407.5	-0.239
83	9/5	20/6	43	460.5	0.009
84	14/5	12/6	30	571.0	0.527
85 <sup>3</sup>	28/5	20/6	24	195.0	-1.235
86	20/5	11/6	23	552.0	0.438
87 <sup>4</sup>	17/5	18/6	33	274.0	-0.865

<sup>1</sup>FGGE 年梅雨個案<sup>3</sup>乾梅年個案<sup>2</sup>濕梅年個案<sup>4</sup>TAMEX 年梅雨個案

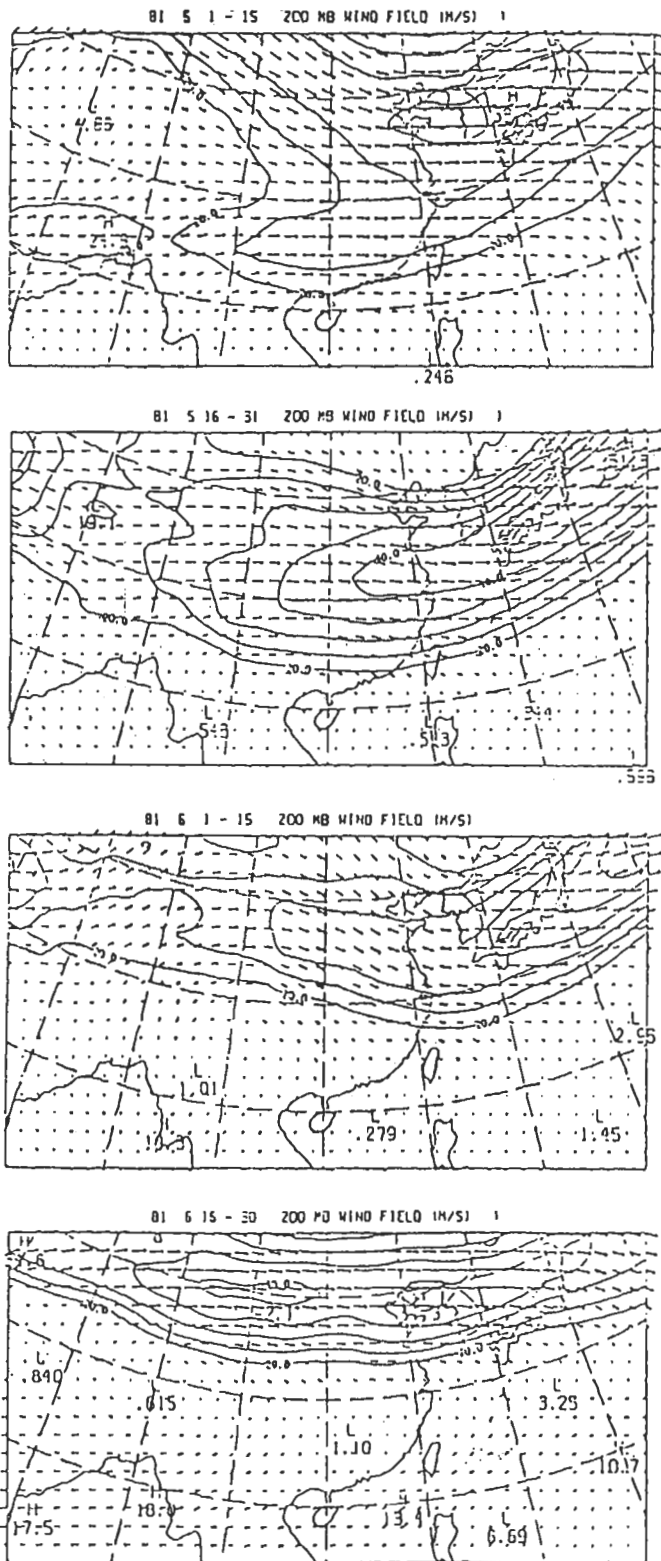


圖 1a 1981 年 5、6 月期間 15 天平均之 200mb 風場 (單位 ms<sup>-1</sup>, 間距 5ms<sup>-1</sup>)

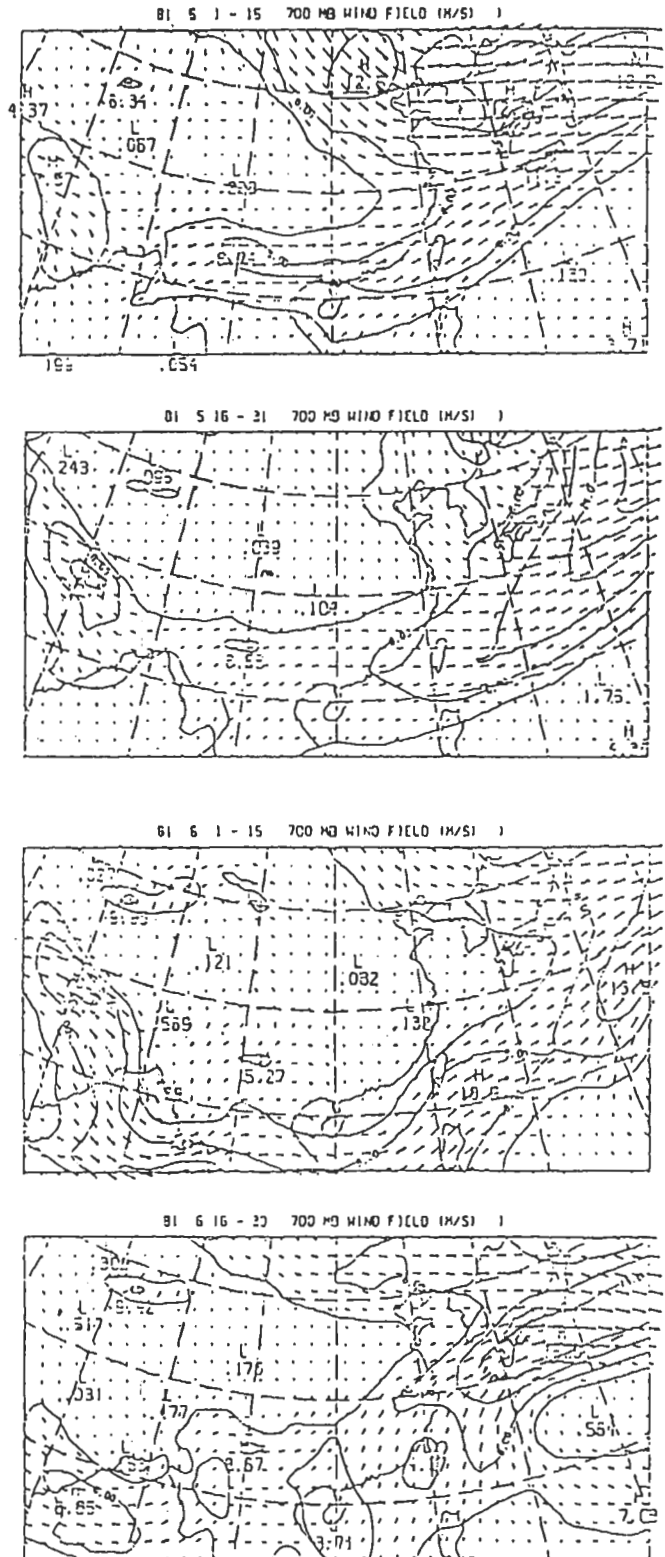


圖1b 1981年5、6月期間15天平均之700mb風場(單位ms<sup>-1</sup>, 間距4ms<sup>-1</sup>)

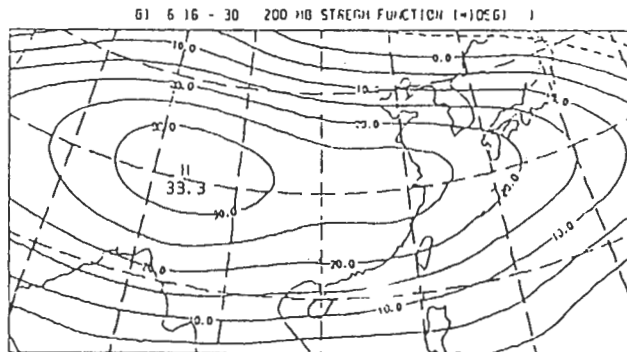
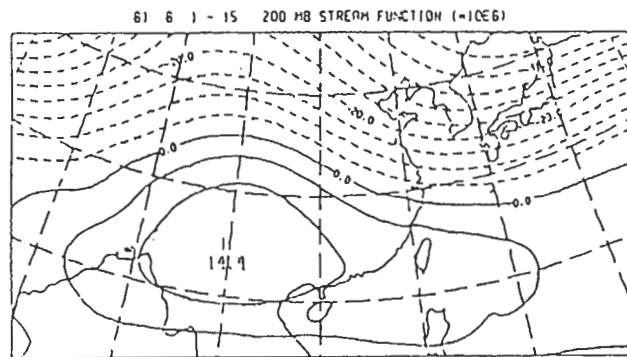
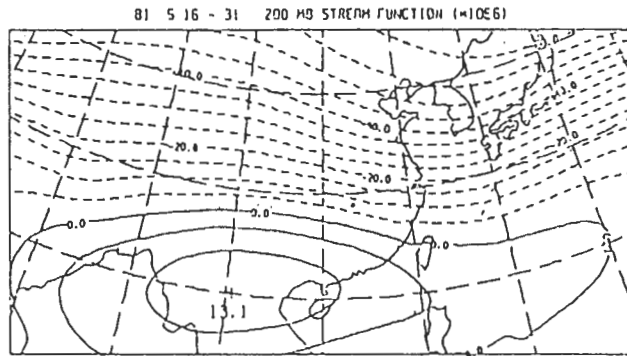
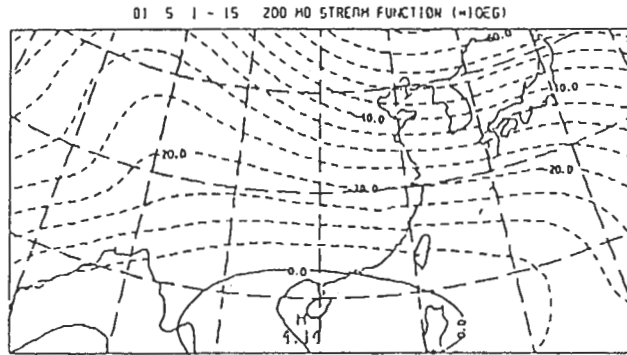


圖 1c 1981 年 5、6 月期間 15 天平均之 200mb 流函數場 ( $\times 10^6$ , 間距  $5 \times 10^6$ )



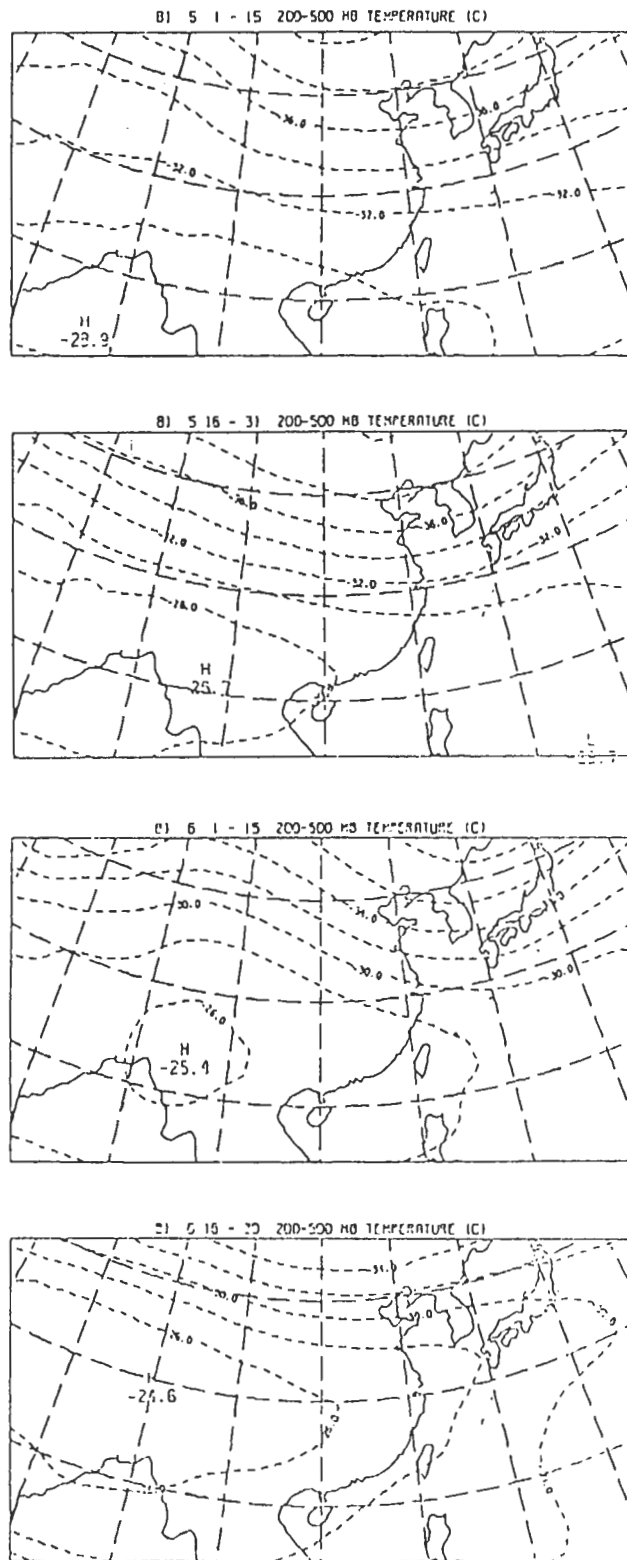


圖1d 1981年5、6月期間15天平均之200~500mb溫度場(單位°, 間距2°C)

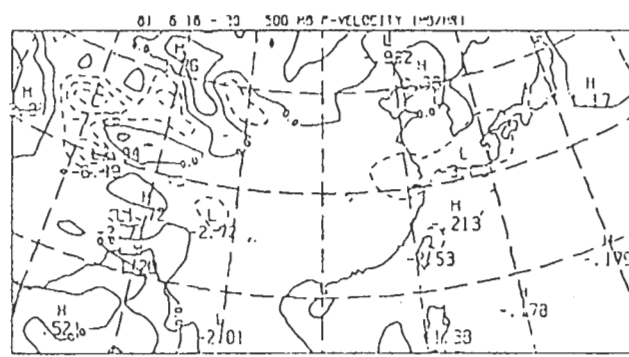
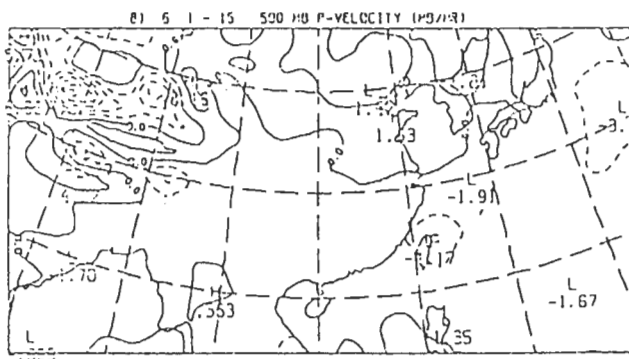
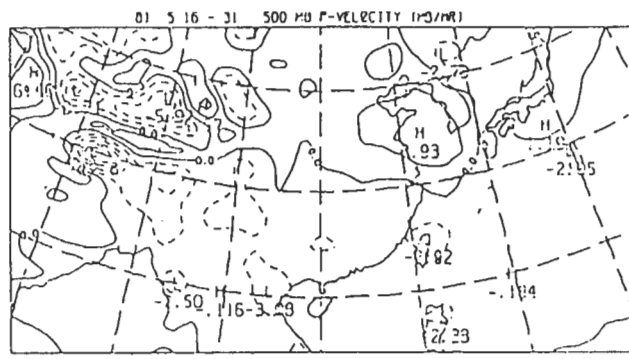
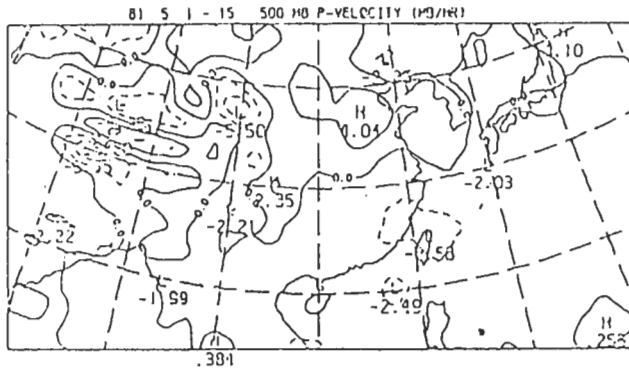


圖 1e 1981 年 5、6 月期間 15 天平均之 500mb 垂直速度場 (單位 mb/hr, 間距 2mb/hr)

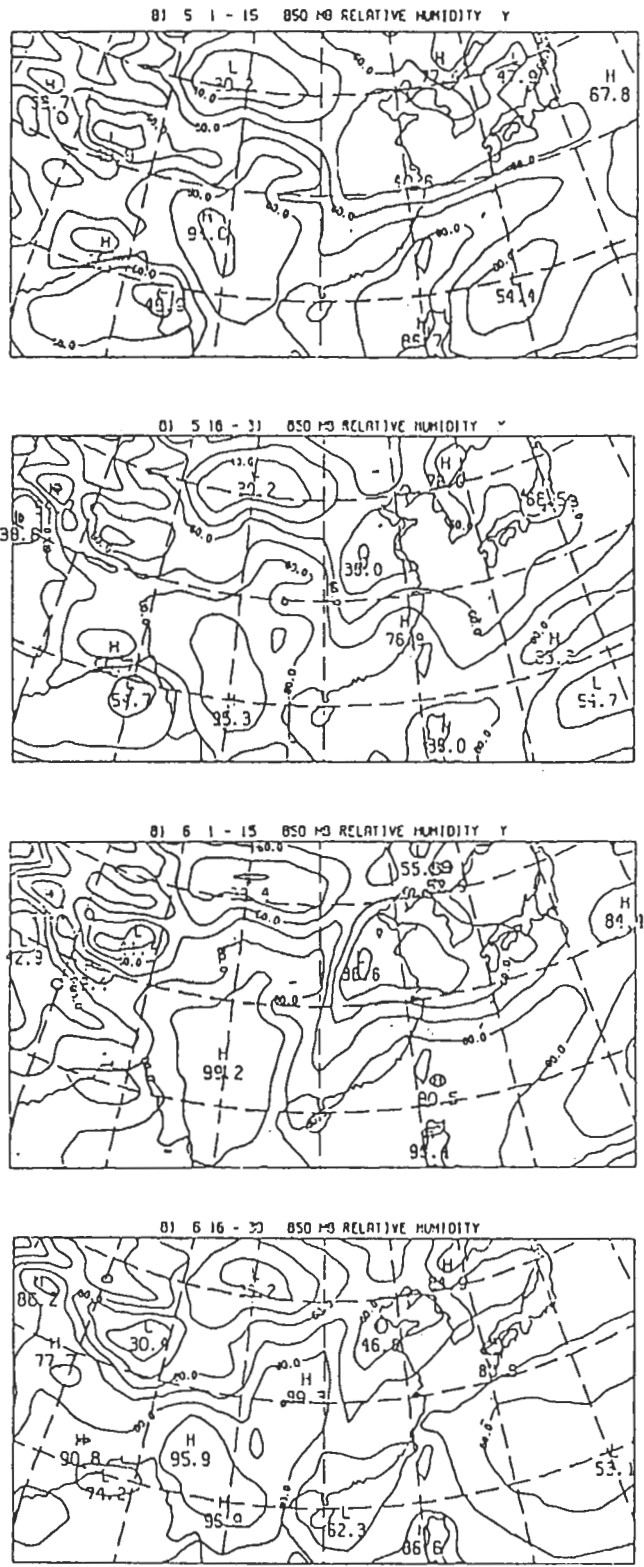


圖1f 1981年5、6月期間15天平均之850mb相對溼度場(單位%，間距10%)

200mb 有南北兩支噴流，以北支較強，南支自 80°E、22°N 處向東北東延伸，經台灣北方約 120°E、28°N 位置，到 130°E、35°N 附近與北支噴流會合形成軸心，以東之噴流呈東北-西南走向，根據 Tsay and Kau (1989) 的結論，此種高層噴流的位置及走向形態，乃台灣地區梅雨期的特徵。而由表一亦知，1981 年台灣北部地區在 5 月 10 日即已入梅。觀察其他資料亦可看出東亞地區已具梅雨期之大氣狀態：如在 200mb 南支噴流的南方於 700mb 上有一支噴流，且此高低層兩支噴流大致呈現平行排列，同時 700mb 風場中，在 110°E 以東，25°N 附近具有南風分量，35°N 以北地區具北風分量，於是在 30°N 附之東亞地區有很大風切存在及水氣輻合。從 850mb 溼度場及 500mb 垂直速度場之分布，亦顯示東亞地區存在著很大的溼度梯度及組織性上升運動。

#### (2) 5 月 16 日至 31 日平均環流特性：

在 120°E 以西，200mb 的兩支噴流逐漸合併，於 110°E、32°N 處即已會合，在 120°E 以東，噴流位置略向南移，風速持續向東增強，軸心位在日本東南方，較前期位置偏南，走向則仍為東北西南向。700mb 噴流風速增強，自 150°E、35°N 往西南延伸到台灣南方，與前期相比位置亦偏南。200mb 流函數場之反氣旋環流向西向北擴展，中心自 110°E、18°N 移至 100°E、22°N 附近。而 200-500mb 溫度場之暖心亦在較前期偏西北處建立，而朝鮮半島與日本附近地區有冷槽形成。

#### (3) 6 月 1 日至 15 日平均環流特性：

200mb 噴流之風速減弱，位置亦向北移。在 110°E 以西，20ms-1 等風速線已完全移至 30°N 以北，而在日本附近，噴流位置及走向則大致維持原樣。700mb 在 120°E、20°N 附近，南風分量增強，顯示太平洋高壓興起。此期 200mb 流函數場資料顯示在塞北地區有脊線出現，配合 200-500mb 溫度場來看，塞北地區有顯著增溫現象發生，此可解釋在 120°E 以西地區 200mb 噴流明顯北移現象。

#### (4) 6 月 16 日至 30 日平均環流特性：

200mb 噴流全面北移，20ms-1 等風速線位在沿 33°N 的緯度上，軸心線則沿 40°N 分布，此期噴流走向變成東西向。700mb 噴流位置也較前

期北移到日本島附近。在太平洋區域上存在廣大的反氣旋環流，顯示太平洋高壓環流系統約已建立。在 850mb 溼度場及 500mb 垂直速度場之資料都已顯示出溼度梯度密集及組織性上升運動等梅雨期特性均已移到華中、日本地區，顯見華南、台灣地區梅雨期的結束。200mb 在亞洲地區全為反氣旋環流籠罩；200-500mb 溫度場中，暖心位置向西向北移到 90°E、30°N 處，日本附近亦無冷槽存在，顯示 200mb 噴流位置之改變乃反應在 200-500mb 溫度場中所發生之變化。

#### (二) 15 日平均環流之變化分析

接著分析 200mb 流函數場及 200-500mb 溫度場的半月平均差資料，來觀察溫度場及流函數場之變化狀況。

圖 2a 是五、六月間，後半月減前半月之 200mb 流函數場差值，‘H’ 為正值時表示後期相對前期為反氣旋式環流，‘L’ 為負值時表示為相對氣旋式環流。圖 2b 是後半月減前半月之 200-500mb 溫度場之平均差值，‘H’ 表示增溫區，‘L’ 表示降溫區。從這些圖中可以發現：

1. 相對 5 月上半月而言，5 月下半月期間的相對反氣旋環流向東西向及北方擴大，但噴流位置並未改變。
2. 相對 5 月下半月而言，發生在青康藏高原東邊華北、塞北地區，在 200-500mb 之間的增溫效應是造成 6 月上半月在此區 200mb 上有相對反氣旋建立，並進而造成噴流北移到 30°N 以北處。
3. 相對 6 月上半月而言在日本及朝鮮半島之間有相對反氣旋環流形成，此及反應此區之增溫現象，並因而造成 200mb 噴流在 6 月下半月的全面北移，使華中、日本地區進入梅雨期，華南、台灣地區出梅。

從以上資料來看，200mb 噴流在 5 月 1 日至 15 日、5 月 16 日至 31 日及 6 月 1 日至 15 日三次半月的平均位置及形式，都是適合 Tsay and Kau (1989) 所推論之台灣地區梅雨發生高層噴流的形式，此顯示高層噴流位置對台灣梅雨期的影響很大也說明 1981 年台灣地區梅雨期自 5 月 10 日到

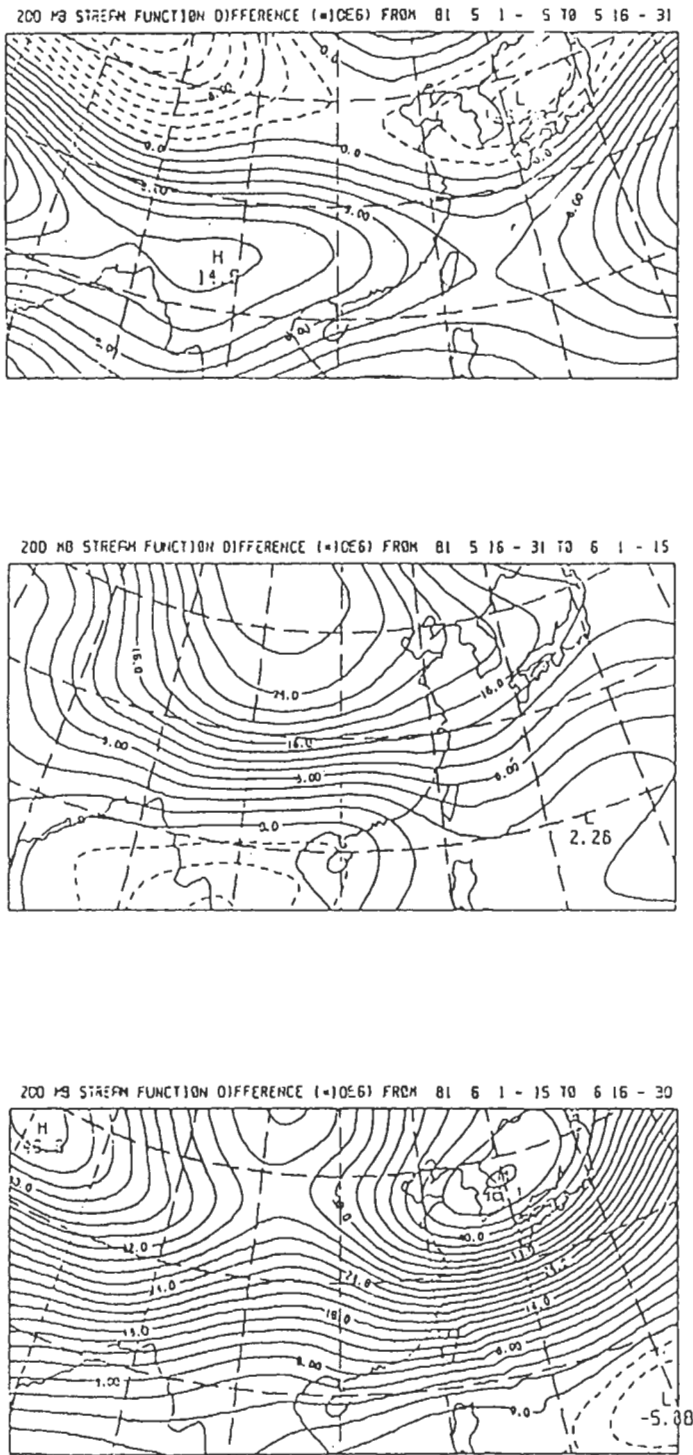


圖 2a 1981 年 5、6 月期間後半月減前半月之 200mb 流函數場 ( $\times 10^6$ , 間距  $2 \times 10^6$ )

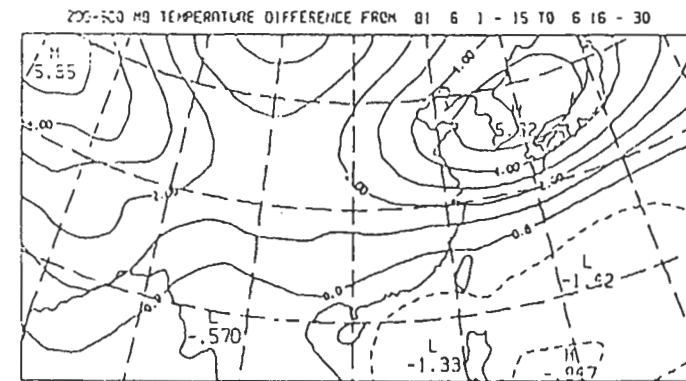
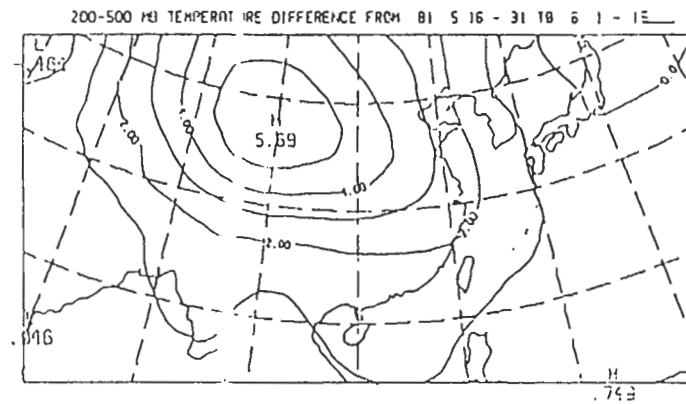
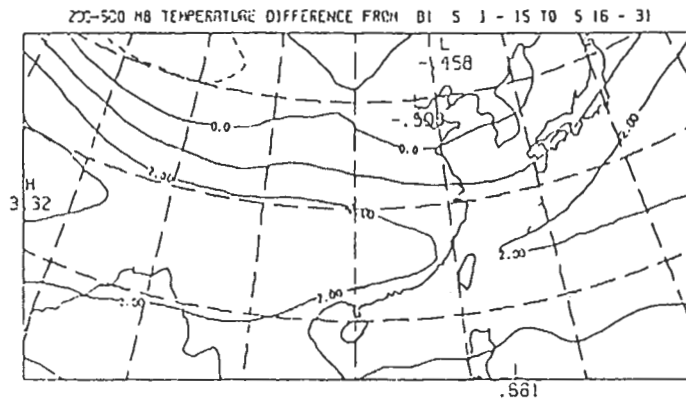


圖 2b 1981 年 5、6 月期間後半月減前半月之 200 ~ 500mb 溫度場 (單位 °C, 間距 1°C)

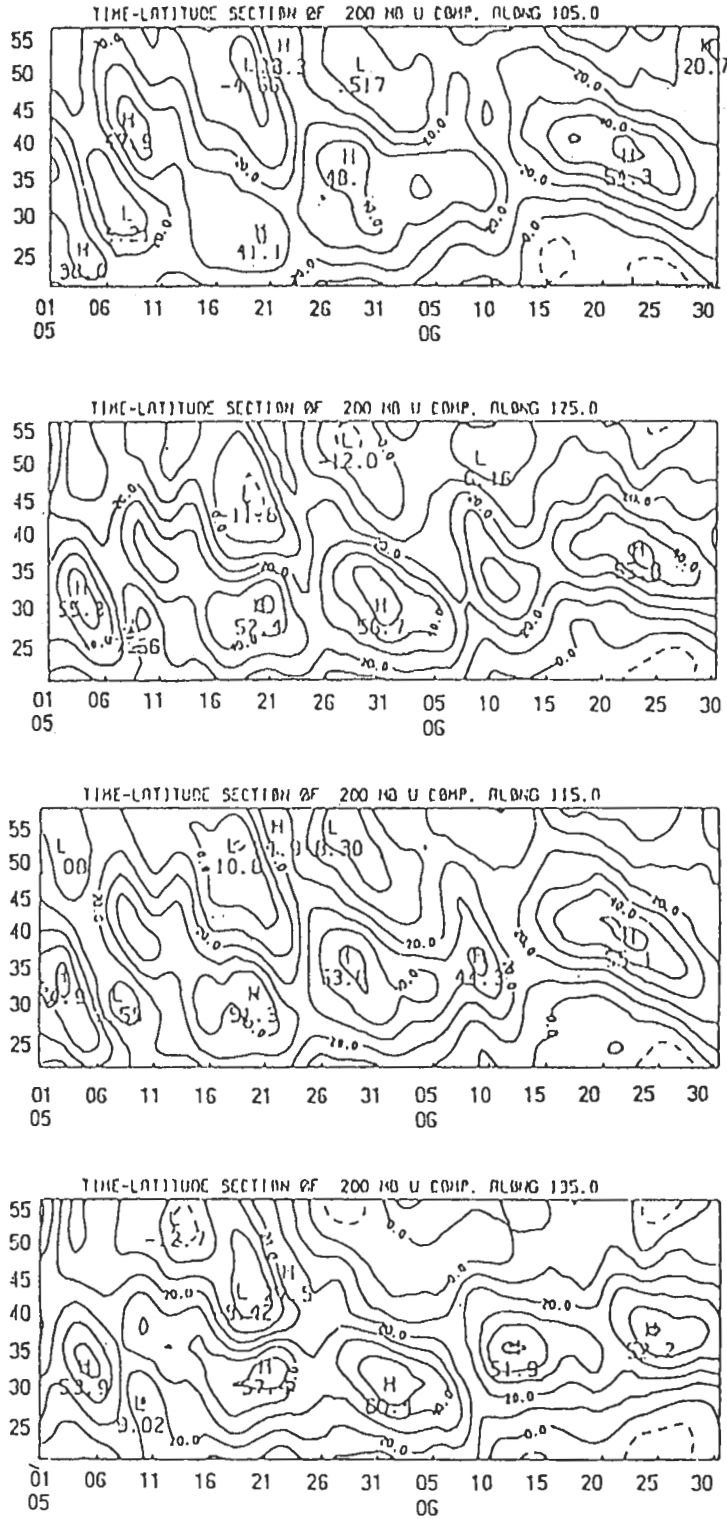


圖 3a 1981 年 5、6 月期間 200mb 東西向風場緯度—時間剖面 (單位  $ms^{-1}$ ，橫軸表日期、縱軸表緯度，間距  $10ms^{-1}$ )

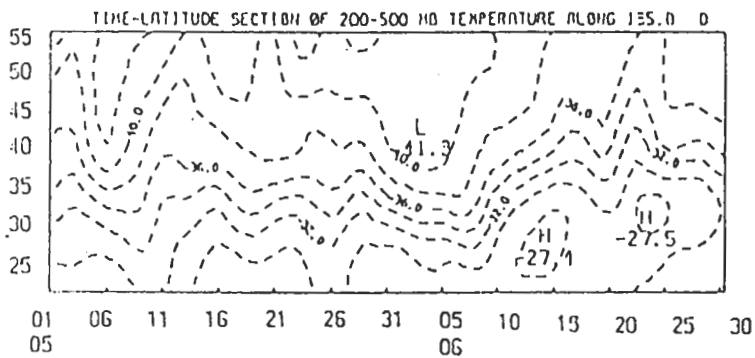
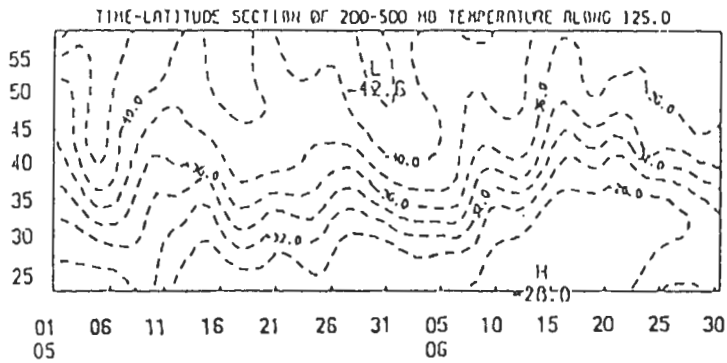
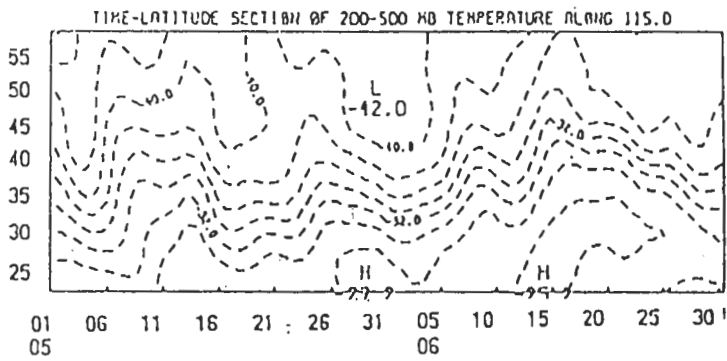
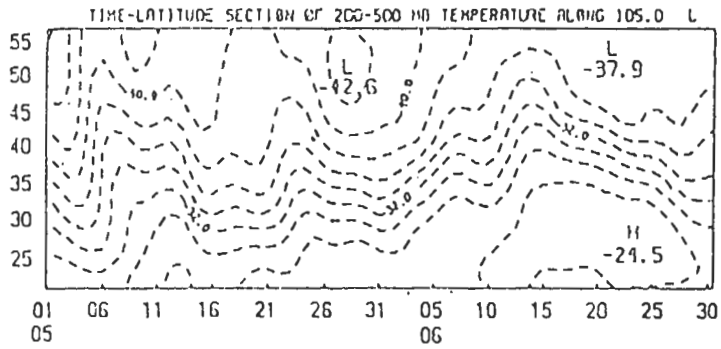


圖 3b 1981 年 5、6 月期間 200 ~ 500mb 溫度場緯度-時間剖面(單位°C, 橫軸表日期, 縱軸表緯度, 間距 1°C)



6月15日長達36天之現象。

### (三) 高層噴流北移及相關溫度場變化之分析

圖 3a 是 105°E、115°E、125°E、135°E 之 200mb 速度場之緯度-時間剖面分布、圖 3b 為 200-500mb 溫度場之緯度-時間剖面分布。

#### (1) 105°E：

200mb 噴流在 5 月 4 日時位於 28°N，之後此噴流分成南北兩支，但軸心北移，到 5 月 8 日時軸心位在 45°N，且風速增強為 48ms<sup>-1</sup>，接著兩支噴流逐漸接近，在 5 月 13 日合併為一，噴流中心則位在 30°N 處。在 5 月 21 日至 6 月 5 日期間，噴流緩慢北移至 35°N 位置。從 6 月 9 日開始，噴流再一次向北移動。到 6 月 22 日時已移到 42°N，且南北範圍縮小，30°N 以南地區則盛行東風。觀察 200~500mb 溫度場變化，在 5 月 4 日至 8 日噴流軸心北移期間，從 50°N 以北附近地區開始有增溫現象發生，且逐漸向南方擴展，在 5 月 8 日左右，整區溫度值達於最大。從 6 月初起，溫度值又開始升高，6 月 15 日左右有最大溫度值，局部最大值約在 30°N 附近。

#### (2) 115°E：

200mb 噴流位置變化的時間與 105°E 處相同，但噴流位置並不完全一致。在 5 月 4 日至 8 日噴流第一次北移期間，此位置之噴流中心自 27°N 北移到 40°N 附近，乃是在 105°E 噴流位置南邊，因此此時噴流為西北-東南走向。在 6 月 9 日至 22 日噴流第二次北移期間，噴流自 35°N 移至 42°N，與 105°E 處噴流中心位置相同，此時噴流走向轉變為東西向。同樣在 200~500mb 溫度場的變化形式亦和 105°E 處相似，但溫度值略低。

#### (3) 125°E：

200mb 噴流位置的改變在 5 月初並不明顯，在 5 月 4 日時噴流中心位於 35°N，5 月 10 日移到 40°N 附近，但很快又南回到 30°N。在 5 月 16 日至 6 月 5 日間，噴流中心平均位置約在 30-35°N 之間。但在 6 月 5 日以後，噴流迅速北移到 37°N 附近，且風速亦急速增強到 56ms<sup>-1</sup>。此位置上之 200-500mb 溫度變化亦顯現在 5 月初時並沒有很大增溫發生，直到 6 月 8 日以後，整個區域才有顯著增溫現象。

#### (4) 135°E：

與 125°E 處之噴流位置相比，此處噴流中心在 6 月 20 日以前一直位在較北位置，顯示噴流在 125°E 以東區域均呈東北-西南走向。200-500mb 在 6 月 8 日起開始有顯著增溫現象發生，到 6 月 20 日左右，溫度局部最大值約在 30°N 附近建立。

從以上之分析，一方面表現出 200mb 噴流位置與 200~500mb 溫度場之分布形式十分一致，顯示噴流主要是受溫度場變化所改變。另一方面，噴流走向在 5 月初第一次北移到 6 月 8 日第二次北移之間，一直呈現在 125°E 以東區域為東北-西南走向，在 125°E 以西區域則是西北-東南走向。此外，兩次噴流北移時間各在 5 月 4 日至 13 日及 6 月 11 日至 20 日期間，表示 200mb 噴流位在華南、台灣地區梅雨期之高層噴流適當位置的時間長達一個半月左右，這對此年梅雨期有較多雨量之現象將是重要因素。

### (四) 熱力方程式之計算結果

根據風場與溫度場之時間剖面資料，5 月 4 日至 13 日，6 月 11 日至 25 日的兩次十日期間，200mb 噴流及 200~500mb 溫度有很明顯之改變，因此針對此二時段計算其熱力方程式各項變化，並輔以 OLR 情形來分析造成溫度變化原因：

圖 4a 是 5 月 4 日至 13 日期間、4b 是 6 月 11 日至 20 日期間 200~500mb 熱力方程式各項十天平均值之分布；圖 5a、5b 則是 5 月 4 日至 13 日期間與 6 月 11 日至 20 日期間之 OLR 平均值分布。

#### (1) 5 月 4 日至 13 日：

局部溫度變率分布顯示增溫區是在以 110°E、35°N 為中心的華北、塞北地區，增溫率為 1°C/day，日本附近地區則是降溫區。由於增溫區集中在 125°E 以西區域，所以說明了此期在 125°E 以東地區無明顯噴流北移現象。進一步分析造成增溫的原因，可見在華北、塞北地區有很高之加熱作用，而非絕熱作用約為 1°C/day，垂直平流在 110°E，40°N 附近有一極大加熱區，水平平流作用在 110°E 以西為增溫效應，以東則是降溫效應，大約都只是 1°C/day 左右，同時此區之平均 OLR 值也都在 240w/m 以上。顯示此期發生在華北、塞北地區，200-500mb 間溫度場的增溫現象，是透過垂直平流下降運動之絕熱加熱作用。

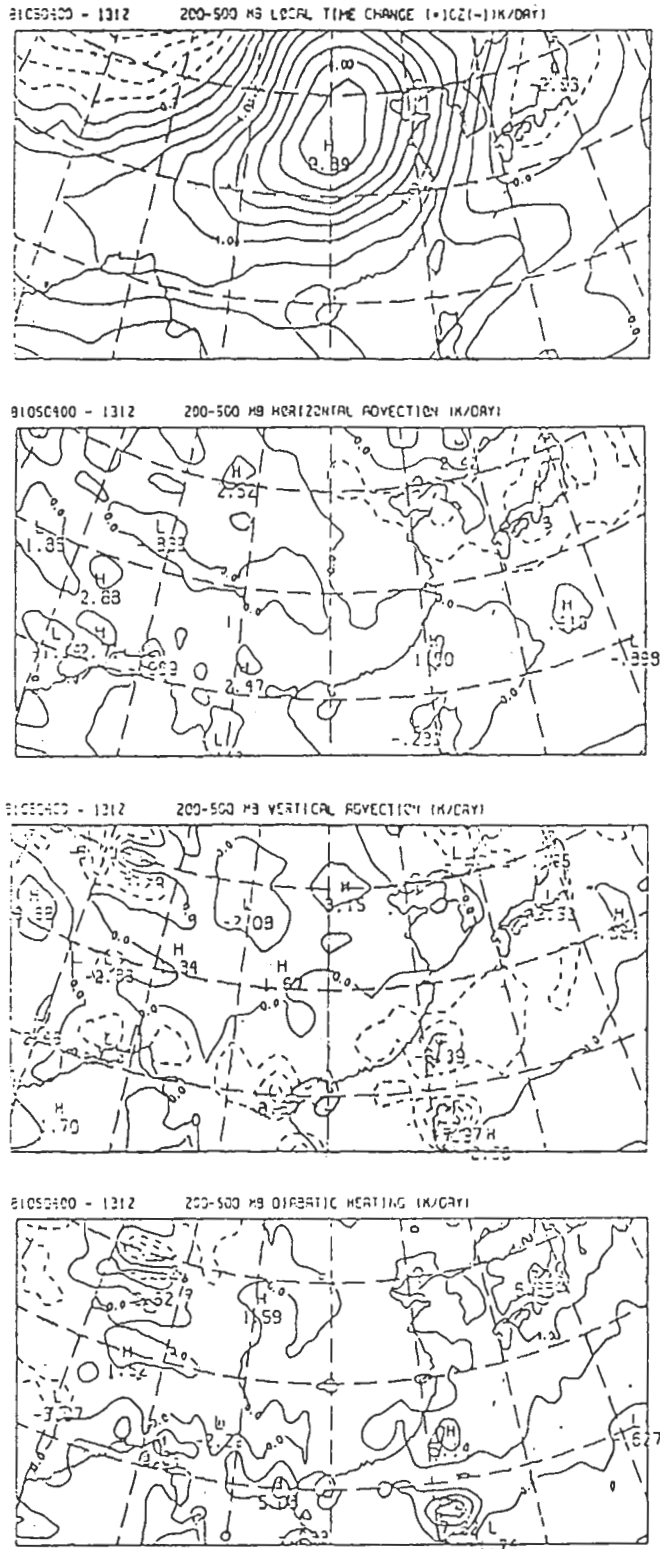


圖 4a 1981 年 5 月 4 日至 13 日平均 200 ~ 500mb 熱力方程式各項分布 (單位 0.1K/日及 K/日)

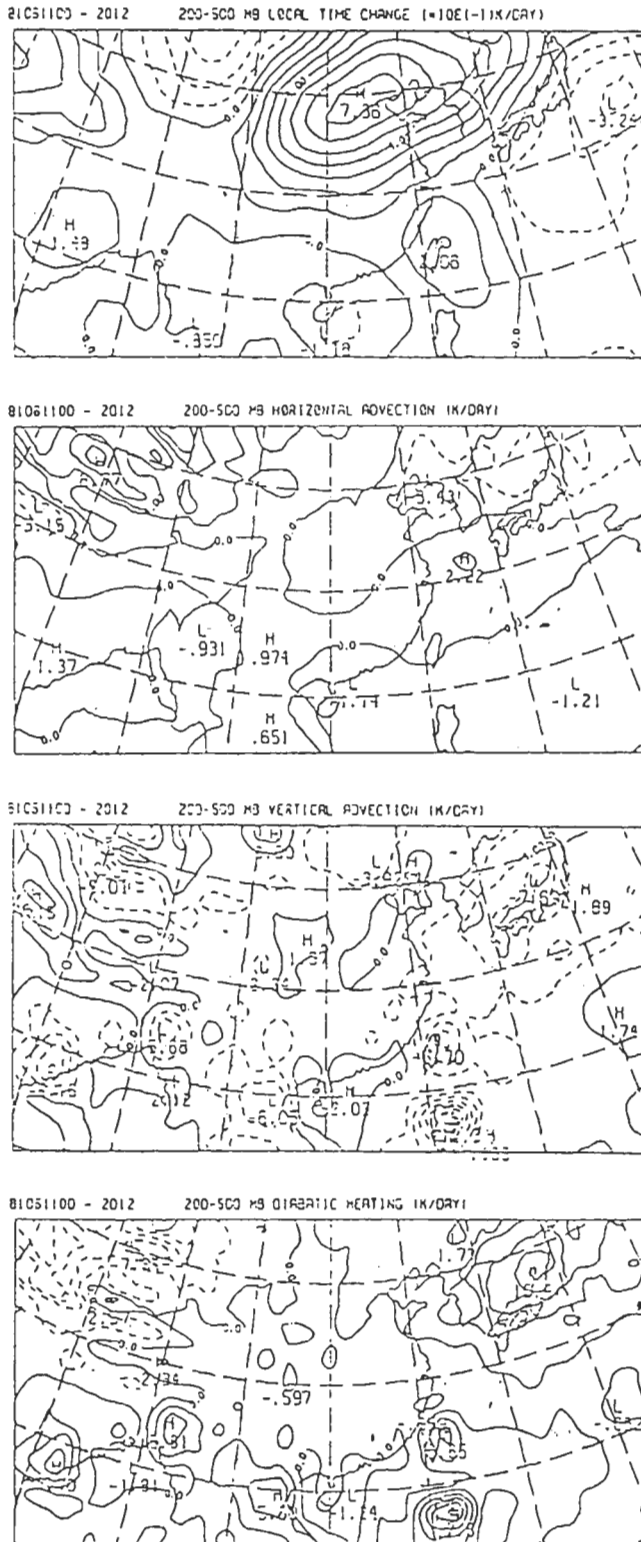


圖4b 1981年6月11日至20日平均200~500mb熱力方程式各項分布(單位0.1K/日及K/日)

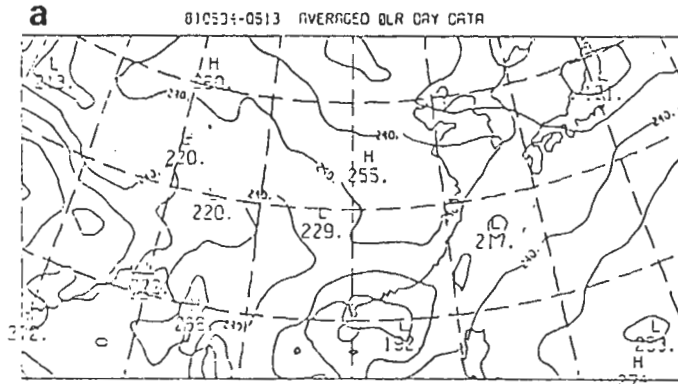


圖 5a 1981 年 5 月 4 日至 13 日平均 OLR 值分布

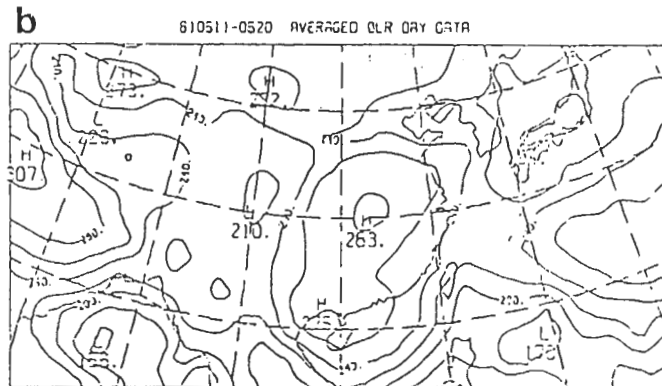


圖 5b 1981 年 6 月 11 日至 20 日平均 OLR 值分布 (單位  $wm^{-2}$ , 間距  $20wm^{-2}$ )

另外，在日本附近地區的降溫現象，主要是因此區存在很強的冷平流作用，使得伴隨上升運動之非絕熱加熱作用抵消熱冷卻作用後，無法再克服冷平流效應所造成。

(2) 6 月 11 日至 20 日：

此期增溫中心偏向東北，位在  $115^{\circ}E$ 、 $40^{\circ}N$  附近，增溫率為  $0.7^{\circ}/day$ 。從熱力方程其他各項及 OLR 值分布來看，造成此區增溫之最主要原因是非絕熱加熱項，在抵消絕熱冷卻及冷平流作用後，仍為淨加熱效應，配合此區之低 OLR 值分布，顯示非絕熱作用應是由積雲之潛熱釋放加熱效應而來。

從以上之熱力方程解析中，我們發現：第一次增溫現象是發生在華北、塞北地區，其原因是

透過下降，絕熱加熱作用而來。第二次增溫現象是發生在東北及朝鮮半島、日本之間地區，則是因潛熱釋放之非絕熱加熱作用而來。因此垂直速度場及水氣分布之季節性演變應是造成此年 5、6 月間不同時期，不同地區發生增溫現象的主要因素。

有關 1979 年梅雨期 (此年之入出梅分別為 5 月 15 日及 6 月 18 日)，我們亦作了如同 1981 年之分析，其結果如下：

1. 在東亞地區，200mb 噴流在 5、6 月間歷經兩次突然而急劇的北移現象，一次約在 5 月 16 日至 25 日之間，主要發生在  $110^{\circ}E$  附近地區，噴流中心北跳到  $35-40^{\circ}N$  附近

；另一次約在6月16日至25日期間，發生地區是在120°E附近，約是在華中到日本、朝鮮半島附近地區之間，噴流中心急速自40°N移到45°N。

2. 在此兩時期中200-500mb溫度亦顯示出類似的變化，在5月16日至25日之間，青康藏高原以東大陸地區顯著增溫，最大增溫區發生在110°E、37°N附近地區；而在6月16日至25日期間，增溫區主要發生在120°E，35°N附近有最大增溫率。
3. 透過熱力方程式之計算，發現第一次增溫原因是透過青康藏高原以東地區下降運動的非絕熱作用，乃屬於青康藏高原附近地區熱力環流之下降氣流；第二次增溫是在華中到日本之間地區，靠積雲內部上升運動過程中，潛熱釋放的非絕熱加熱作用。

#### (五) 討論：

利用ECMWF的資料分析1981年5及6月的高層噴流演化，透過200mb風場，流函數場，700mb風場，500mb垂直速度場，850mb溼度場及200~500mb溫度場等四個15日平均分佈，200mb流函數場及200~500mb溫度場的15日平均差及入梅、出梅期前後共十天之熱力方程式的收支變化之估算，關於1981年高層噴流的演變狀及其原因，整理如下：

1. 200mb噴流的15日平均形式在5月整月及6月上半月時，都是屬於Tsay and Kau(1989)所推論之適合台灣地區梅雨期的高層噴流形式，配合此年台灣地區在5月10日入梅，6月20日出梅之資料顯示，200mb噴流位置及走向，確實與台灣地區梅雨期的開始或結束有很大的關連。
2. 200mb噴流發生第一次北移的時間是在5月4日至8日期間，以105°E、115°E附近區域最為明顯，噴流中心從30°N附近北移到45°N上，在125°E、135°E附近之噴流位置則位於40°N上，之後噴流略往南移，在5月16日至6月5日之間，125°E以西區域，噴流自35-40°N之間向東南方延伸

到30-35°N附近，125°E以東則往東北方向伸展到35°N附近。在6月11日至20日期間發生第二次噴流北移現象，範圍涵蓋自105°E至135°E的全部區域，噴流中心北移到40°N，20ms<sup>-1</sup>等風速線也移到35°N以北。從200-500mb溫度場時間序列資料中顯示，當噴流北移且風速增強時，均為增溫發生之時，顯然溫度場之季節演變是高層噴流位置移動之主因。

3. 在5月4日至13日期間的增溫，其中心位在110°E、35°N附近的塞北、華北地區，加熱率達1°C/day，主要原因是由下降運動之絕熱加熱作用而來。6月11日至20日之間之增溫中心區域是在東北及朝鮮半島及日本之間，是因潛熱釋放之非絕熱加熱作用。因此早期在青康藏高原東側之下降運動及晚期南方暖溼空氣向北方提供，亦即青康藏高原之季節性熱源中心角色之演進，應是造成附近區域溫度場改變的主要因素。

從1981及1979年850mb溼度場中我們可發現120°E、30°N附近之南北溼度梯度值在5度緯度內達至20%左右的時段分別在1981年之五月全月及六月上半月，而1979年有五月下半月，再配合700mb風場得知此時東亞地區之30°N南北區域上各有較強的南風及北風分量。基於700mb噴流的演化是受高層噴流所導引的觀點，觀察200mb噴流顯示上面時段時，高層噴流有三個共同處：

(a) 噴流走向均是‘V’字形，即在125°E以東噴流為東北、西南走向，在125°E以西則為西北—東南走向。(b) 噴流軸心線通過120°E，30-35°N之間區域。(c) 噴流風速往日本附近地區增強，亦即台灣位在噴流入區的南方。

## 四、1985, 1987年梅雨期之環流演變分析

由表一的資料顯示，1985年梅雨期雨量為195mm較47年期間之平均值459mm低1.24標準差

，屬相當少雨的年份，另外TAMEX期間雨量為274mm則較平均值低0.87個標準差，顯示其亦為一少雨年份，本節將就此二年進行分析，但以1985年為主要探討與分析之年份。資料的選取與採用的方法皆與前節相同。

#### (一)15日平均資料分析

圖6是1985年5、6月期間之半月平均的氣象場資料：圖6a為200mb風場、6b為700mb風場、6c為200mb流函數場、6d為200-500mb溫度場、6e為500mb垂直速度場及6f為850mb濕度場。

##### (1) 5月1日至15日平均環流特性：

200mb風場中顯示有兩個噴流主軸位置，但位置都離台灣很遠，噴流的南方位置從 $90^{\circ}\text{E}$ 、 $25^{\circ}\text{N}$ 往東北方向伸展，至 $120^{\circ}\text{E}$ 處即已位於 $35^{\circ}\text{N}$ ，噴流在北方位置時風速較強。700mb噴流經過台灣北方約 $120^{\circ}\text{E}$ 、 $30^{\circ}\text{N}$ 處附近，而東亞地區之風場南北風分量小，因而濕度梯度並不大，500mb垂直速度場亦未顯示出有組織性對流，對台灣地區而言，此期並未進入梅雨期。

##### (2) 5月16日至31日平均環流特性：

200mb噴流的位置在 $30\text{--}40^{\circ}\text{N}$ 之間，其軸心位置較前期偏南，軸心線約沿 $35^{\circ}\text{N}$ 呈東西走向，在 $130^{\circ}\text{E}$ 以東略呈東北東-西南西走向，噴流中心則位在 $105^{\circ}\text{E}$ 、 $35^{\circ}\text{N}$ 附近以及日本東方地區，此時700mb噴流位置亦較前期偏南，自日本東方約 $150^{\circ}\text{E}$ 、 $40^{\circ}\text{N}$ 處往西南延伸，經台灣北部後向西伸展。雖然此期200mb噴流位置及走向有了改變，且700mb噴流南移而經過台灣地區，但在700mb噴流內之風場多為西風， $35^{\circ}\text{N}$ 以北地區北風分量小，因而在 $30^{\circ}\text{N}$ 附近之東亞地區，低層大氣仍無很大的濕度對比發生，不利強烈對流形成。相對前期，200mb流函數場中的反氣旋環流向西擴展，反氣旋中心自 $110^{\circ}\text{E}$ 移至 $97^{\circ}\text{E}$ ，200~500mb溫度場分布仍顯示出與200mb流函數場分布十分一致。

##### (3) 6月1日至15日平均環流特性：

200mb噴流風速較前期增加，且走向亦有變化，在 $130^{\circ}\text{E}$ 以西區域，其走向改變成西北-東南向， $130^{\circ}\text{E}$ 以東區域則仍維持東北-西南走向，而且噴流中心自 $100^{\circ}\text{E}$ 延伸到 $120^{\circ}\text{E}$ ，比較1979年5月16日至31日期間之200mb噴流形式，可發

現兩者相當類似，因此此期應屬台灣地區成熟梅雨期。觀察700mb噴流，顯示噴流經過台灣附近，且在 $120^{\circ}\text{E}$ 位置處， $20^{\circ}\text{N}$ 附近有較強南風分量， $35^{\circ}\text{N}$ 附近有很強北風分量，因此在850mb濕度場中，顯示在 $30^{\circ}\text{N}$ 之東亞地區有很大濕度對比，500mb垂直速度場亦顯示此區有組織性上升運動存在。200mb流函數場之反氣旋中心較前期往北移動，對照200~500mb溫度場分布來看，暖心位置亦略北移， $30^{\circ}\text{N}$ 以北的華北、塞北地區有增溫現象發生，應是造成 $130^{\circ}\text{E}$ 以西噴流向改變的原因。

##### (4) 6月16日至30日平均環流特性：

200mb噴流急速北移，20m/s等風速線完全在 $30^{\circ}\text{N}$ 以北，其軸心線亦北移至 $40^{\circ}\text{N}$ 上，且走向大致維持不變。700mb風場形式亦顯示很大改變，噴流北移到日本島東方，而在 $120^{\circ}\text{E}$ 以東、 $30^{\circ}\text{N}$ 以南區域完全盛行南風，意味太平洋高壓系統環流已建立。850mb的濕度梯度最大區及500mb最大上升運動區也移至日本島上，顯示華南、台灣地區的梅雨期已結束。200mb流函數場的反氣旋環流此期已擴及全亞洲大陸區域。

從以上15日平均資料所顯示的現象來看，1985年之200mb噴流直到6月上半月期間才表現出適合華南、台灣地區梅雨期的形式，又在6月下半月時噴流位置就已北移而遠離台灣北方。再從第一部份之表一可知，此年台灣梅雨期只有短短24天，顯見200mb噴流位置對台灣地區梅雨期的開始與結束有直接影響，而此年較短的梅雨期，將是造成梅雨期雨量較少的主因。

#### (二)15日平均環流之變化分析

接著我們分析200mb流函數場及200~500溫度場的半月平均差值資料，如圖7a、7b，可整理為以下三點：

1. 相對5月上半月而言，發生在200-500mb溫度場的變化，如在 $110^{\circ}\text{E}$ 以東之黃海、華北附近地區的降溫，以及在青康藏高原東邊，沿 $30^{\circ}\text{N}$ 附近區域的增溫，使得5月下半月時，在200mb上分別生成相對氣旋環流，於是造成5月下半月平均資料顯示的噴流位置集中現象。

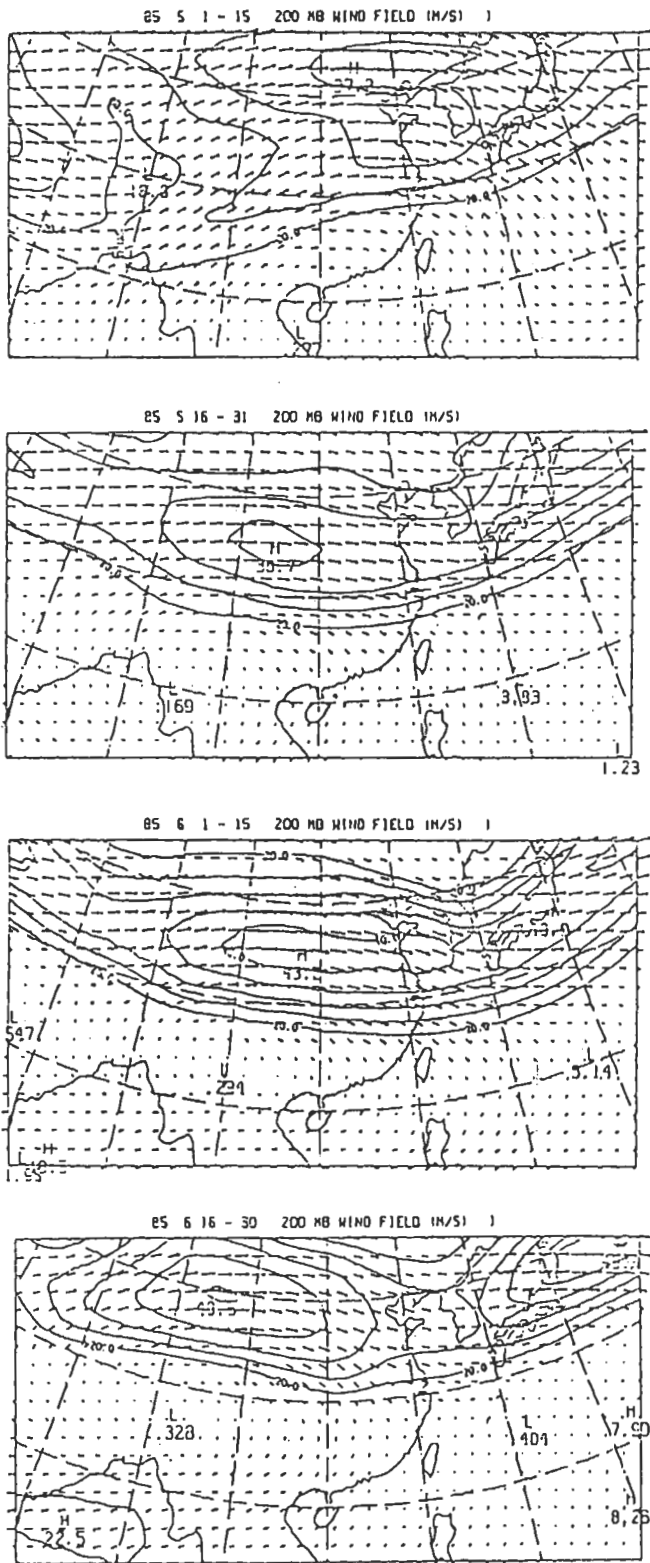


圖 6a 1985 年 5、6 月期間 15 天平均之 200mb 風場(單位  $ms^{-1}$ ，間距  $5ms^{-1}$ )

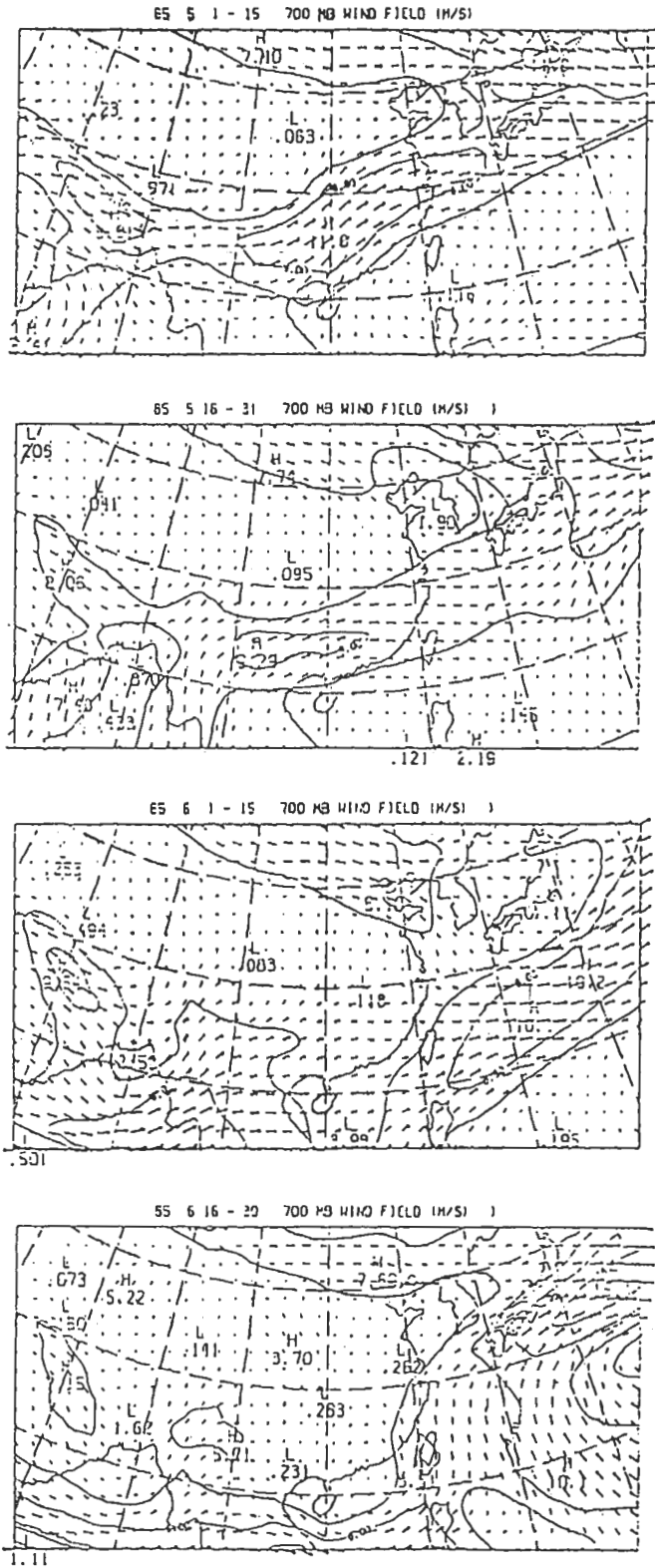


圖6b 1985年5、6月期間15天平均之700mb風場(單位 $ms^{-1}$ ，間距 $4ms^{-1}$ )



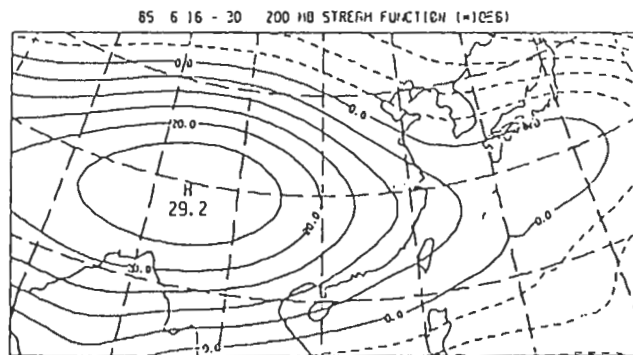
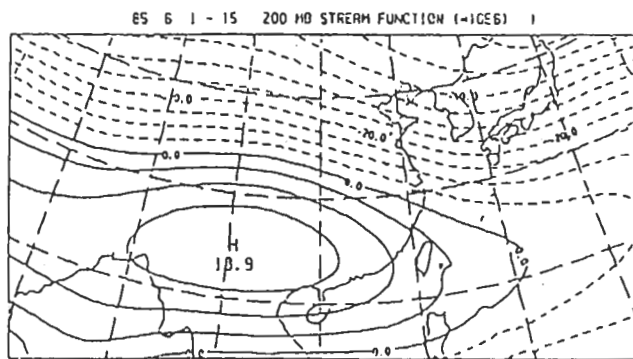
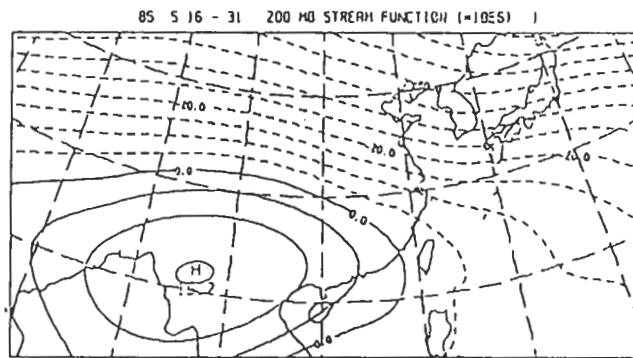
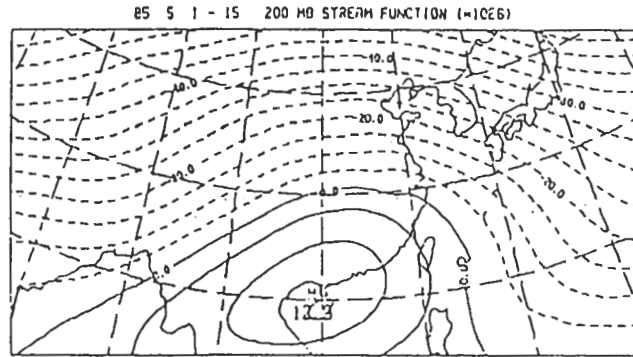


圖 6c 1985 年 5、6 月期間 15 天平均之 200mb 流函數場 ( $\times 10^6$ ，間距  $5 \times 10^6$ )

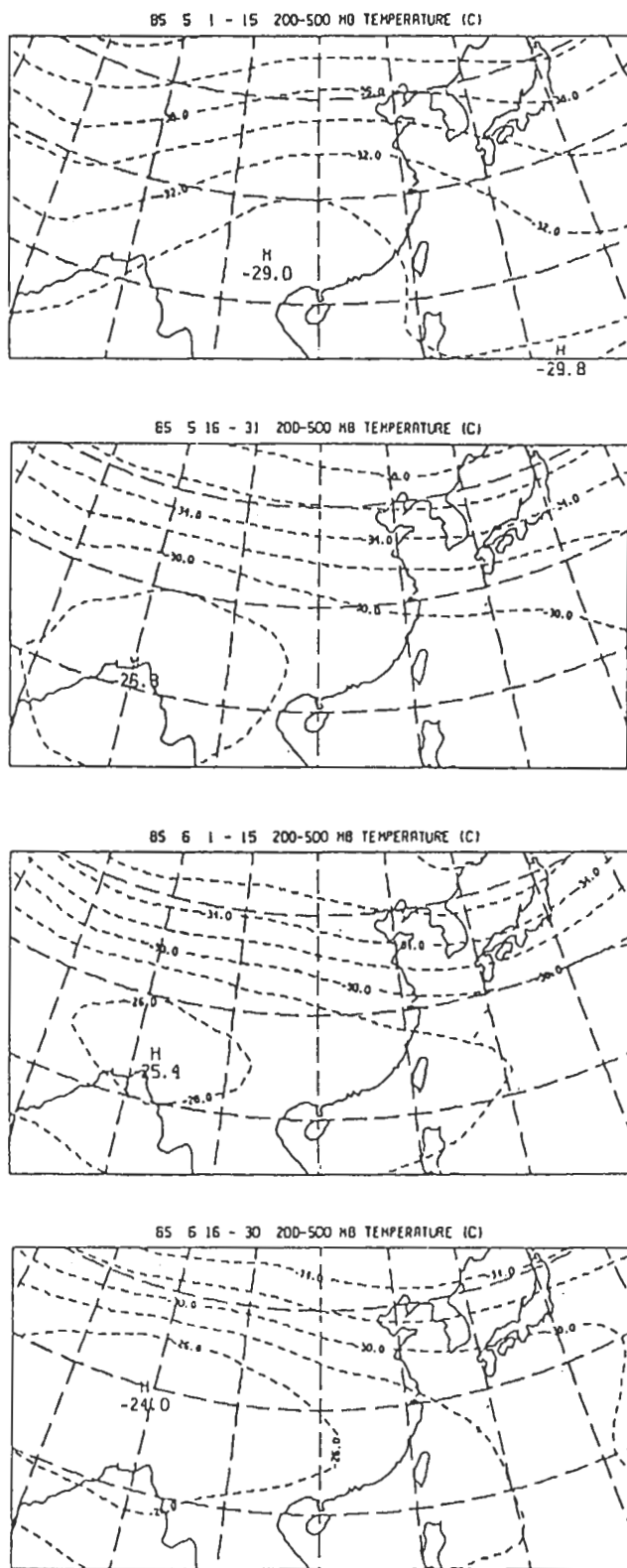


圖6d 1985年5、6月期間15天平均之200-500mb溫度場(單位°C, 間距2°C)

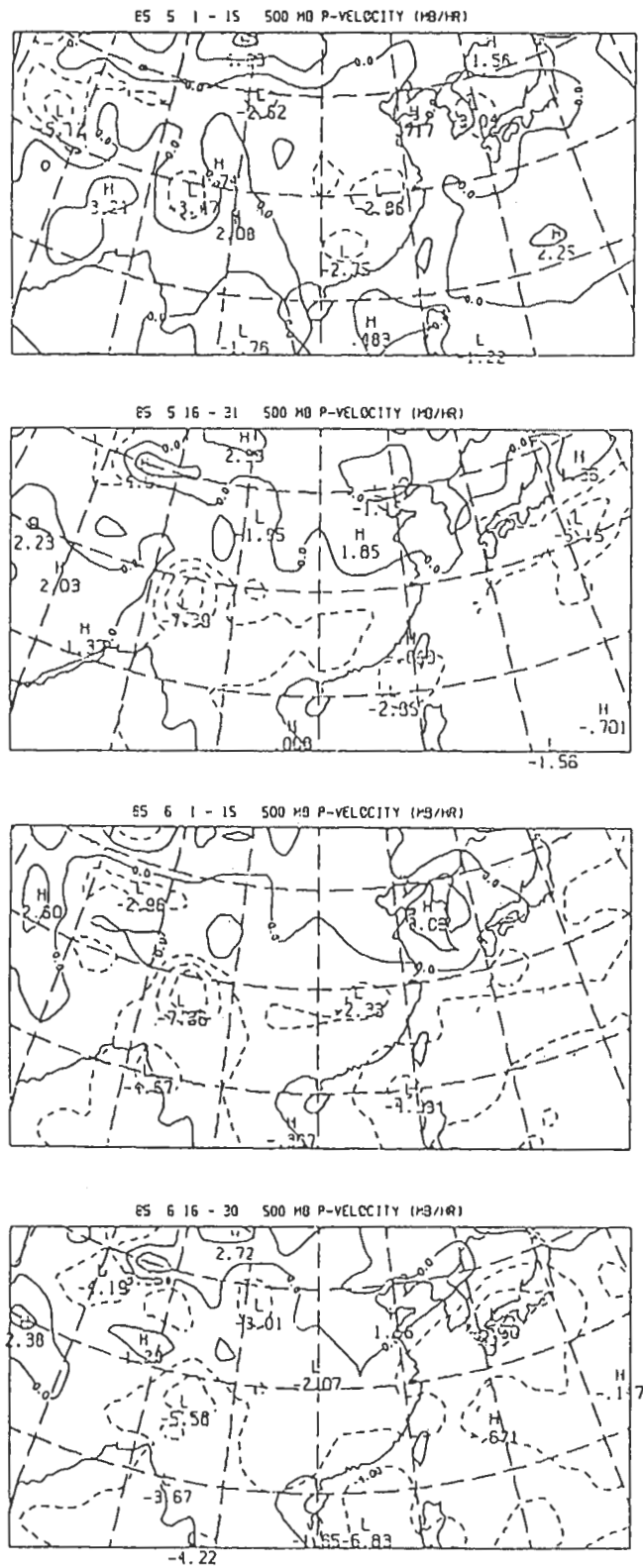


圖6e 1985年5、6月期間15天平均之500mb垂直速度場(單位mb/hr, 間距2mb/hr)

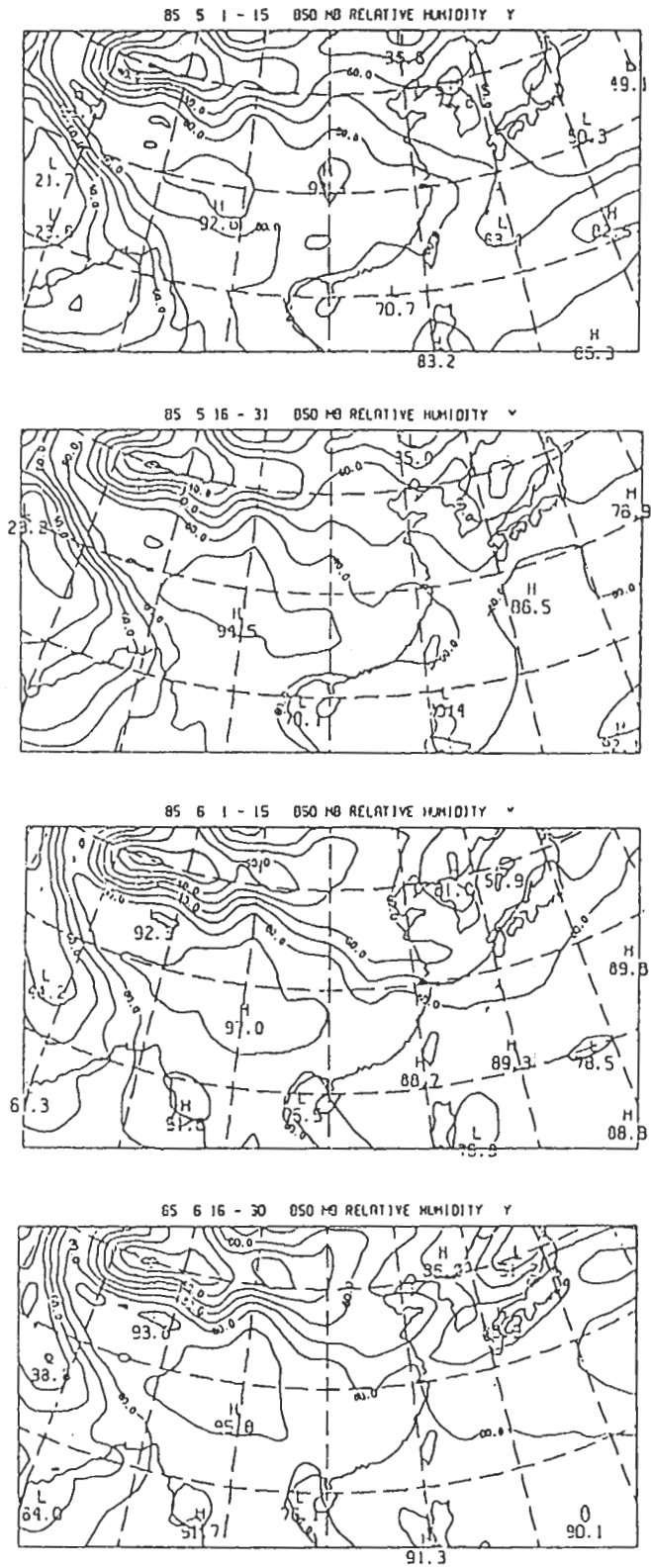


圖 6f 1985 年 5、6 月期間 15 天平均之 850mb 相對溼度場(單位%, 間距 10%)

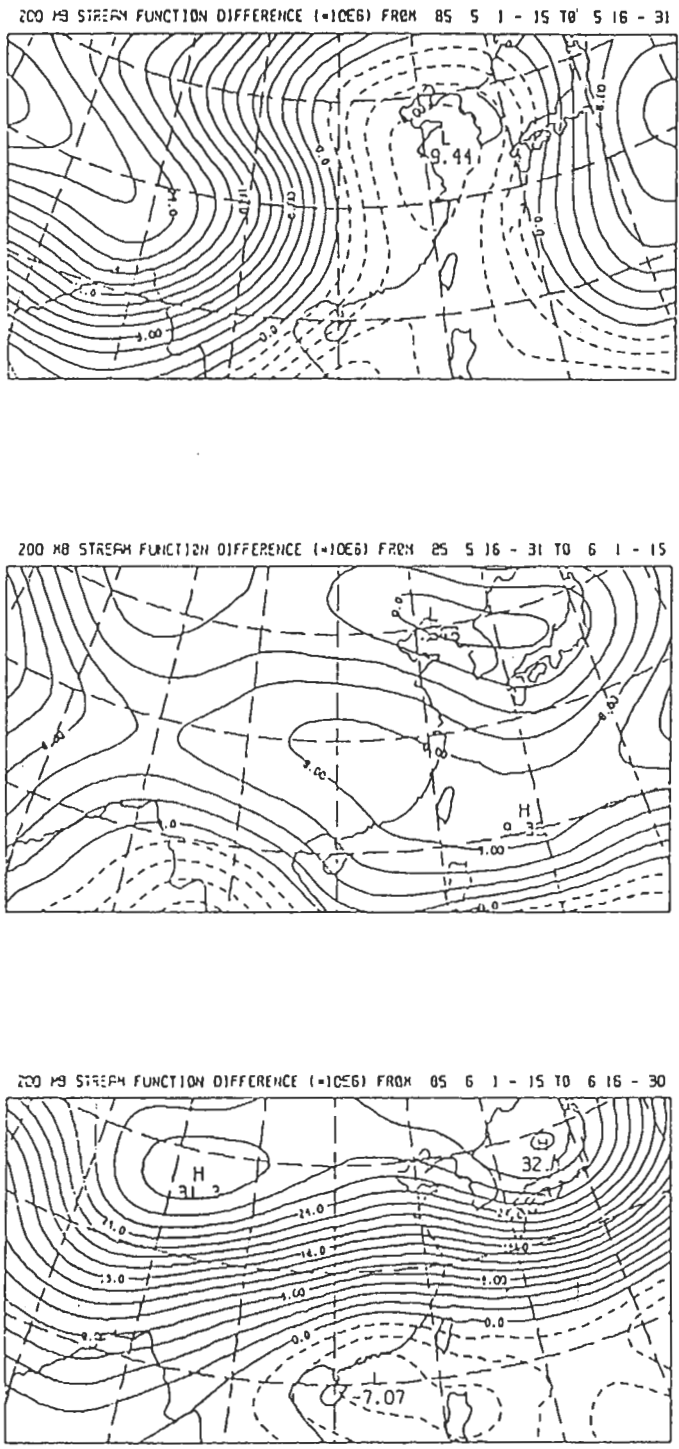


圖7a 1985年5、6月期間後半月減前半月之200mb流函數場( $\times 10^6$ ，間距 $2 \times 10^6$ )

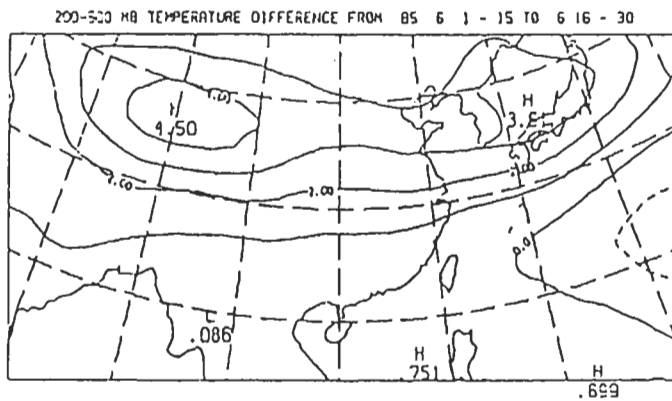
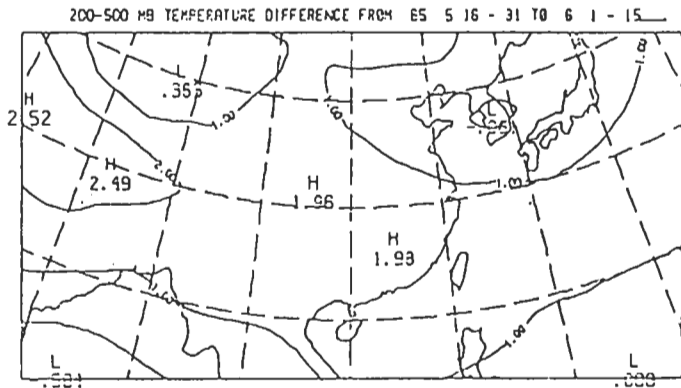
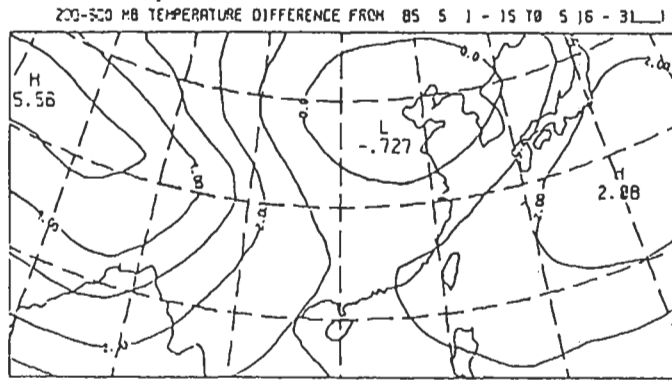


圖 7b 1985 年 5、6 月期間後半月減前半月之 200 ~ 500mb 溫度場 (單位°C, 間距 1°C)

2. 6月上半月200mb噴流走向改變及風速增強，主要是反應在東北、朝鮮半島、及日本海附近區域的降溫現象，而引起此區有相對氣旋環流生成所造成的。
3. 相對6月上半月而言，6月下半月時期，200~500mb溫度場在80-140°E、30-40°N之間區域全面增溫，造成此區200mb反氣旋環流生成，乃使6月下半月時200mb噴流完全北移到30°N以北地區。

### (三) 高層噴流北移及相關溫度場變化之分析

圖8a是沿105°E、115°E、125°E、135°E之200mb東西向風場緯度-時間剖面分布；圖8b是在這些位置上的200~500mb溫度場之緯度-時間剖面分布。

#### (1) 105°E：

在5月13日以前噴流位置很不穩定，大約以5天為一週期，南北跳動，風速則維持在40m/s左右。5月1日至4日，噴流位在45°N左右。5月6日到10日，噴流位置南移到32°N，之後又向北移動，到5月11日時移到43°N附近。從5月15日開始逐漸南回，在5月21日時噴流位在30°N。而5月22日至31日之間，噴流又一次發生北移現象，到5月31日時，噴流已移到35°N附近，且風速增強到52m/s，此後即穩定停留在此。從6月17日開始，噴流位置再往北移，一直到6月底時移到40°N處，對照200~500mb溫度場資料來看，亦顯示出一致的變化：當噴流位置較北時，均伴隨增溫現象發生，噴流位置南回時亦是溫度值降低之時。可見200~500mb溫度場隨季節演進之變化，一直是影響200mb噴流位置的主要原因。

#### (2) 115°E：

200mb速度場及200-500mb溫度場的時間變化與105°E位置處相當類似，但在5月26日至6月12日期間，噴流位置較偏南，溫度場的局部最大值亦偏南，約在25°N附近。

#### (3) 125°E：

在5月21日以前，噴流位置仍呈現南北跳動的不穩定狀態，但發生時間略晚。而在5月15日至31日期間的北跳現象並不明顯，但風速仍顯著增強至52m/s，此時噴流中心位在32°N附近，較

105°E處位置偏南，顯示在125°E以西區域，噴流走向接近為西北西-東南東向。在6月15日以後可見非常明顯的噴流北跳現象，6月23日時噴流中心即已移到38°N附近，風速亦隨之增強，由溫度場資料顯示之變化情況可發現在5月21日以前仍屬不穩定狀況，溫度升高與恢復交替發生，直到5月22日至31日增溫後才保持穩定。6月15日開始另一次顯著增溫發生，平均約上升4°左右。

#### (4) 135°E：

200mb噴流變化情況與125°E處相似，但噴流位置較北，顯示在125°E以東之噴流走向偏於東北東-西南西向，主要之噴流北移現象也是發生在6月15日至24日期間，從32°N到37°N附近，溫度場顯著增溫時期主要也是在6月下半月期間。

根據以上時間序列資料顯示，並參照第一部份之表一，可知5月22日至31日在105°E、115°E處發生之增溫現象應是造成此期高層噴流北跳到30°N附近的主要原因，並因而使華南、台灣地區進入梅雨期。在6月16日至25日期間，增溫現象全面發生在105-135°E之間地區，則使200mb噴流亦完全北移到35°N附近，造成華南、台灣地區結束梅雨期而進入夏季季風環流型態。因此以下我們乃以此兩期間平均之熱力方程計算來探討各期增溫現象之原因。

### (四) 熱力方程式之計算結果

圖9a是5月22日至31日期間平均、9b是6月16日至25日期間平均的熱力方程各項。圖10a、10b是此兩期間OLR值之分布。

#### (1) 5月22日至31日：

此期在200~500mb溫度場上發生之增溫現象，主要是發生在27-40°N之間的亞洲大陸，增溫中心沿30°N上的90°E及115°E附近區域，可達0.5°C/day左右。另外40°N以北地區有微弱降溫現象存在，這種溫度變化分布將會有利於噴流位置及走向的改變。造成27°N以北之東亞大陸地區的增溫原因，是因此區處在微弱暖平流之環境下，非絕熱效應扮演加熱作用，而絕熱效應扮演冷卻作用，兩者互相抵消後呈現淨加熱效應。此期平均OLR資料在青康藏高原東側地區

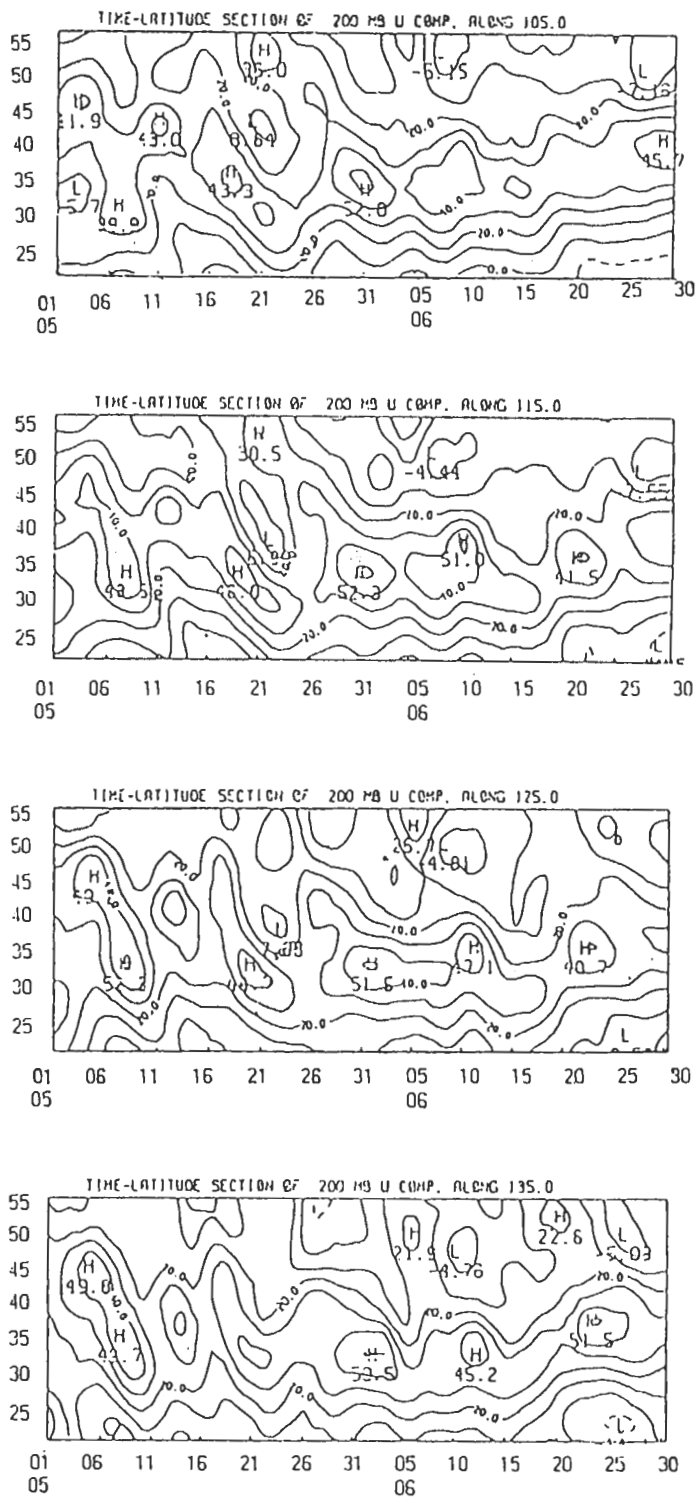


圖 8a 1985 年 5、6 月期間 200mb 東西向風場緯度-時間剖面 (單位  $ms^{-1}$ , 橫軸表日期、縱軸表緯度, 間距  $10ms^{-1}$ )



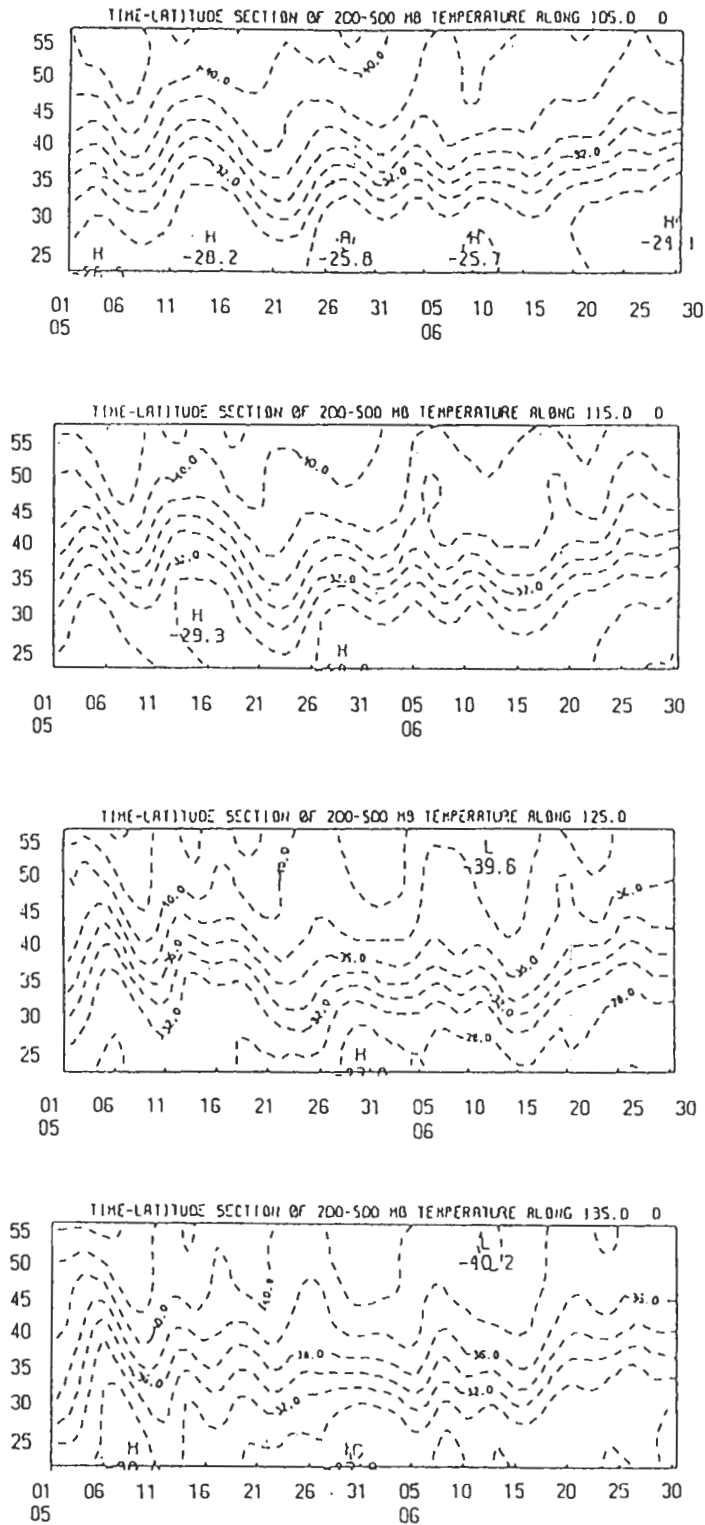


圖8b 1985年5、6月期間200~500mb溫度場緯度-時間剖面(單位°C, 橫軸表日期、縱軸表緯度, 間距1°C)

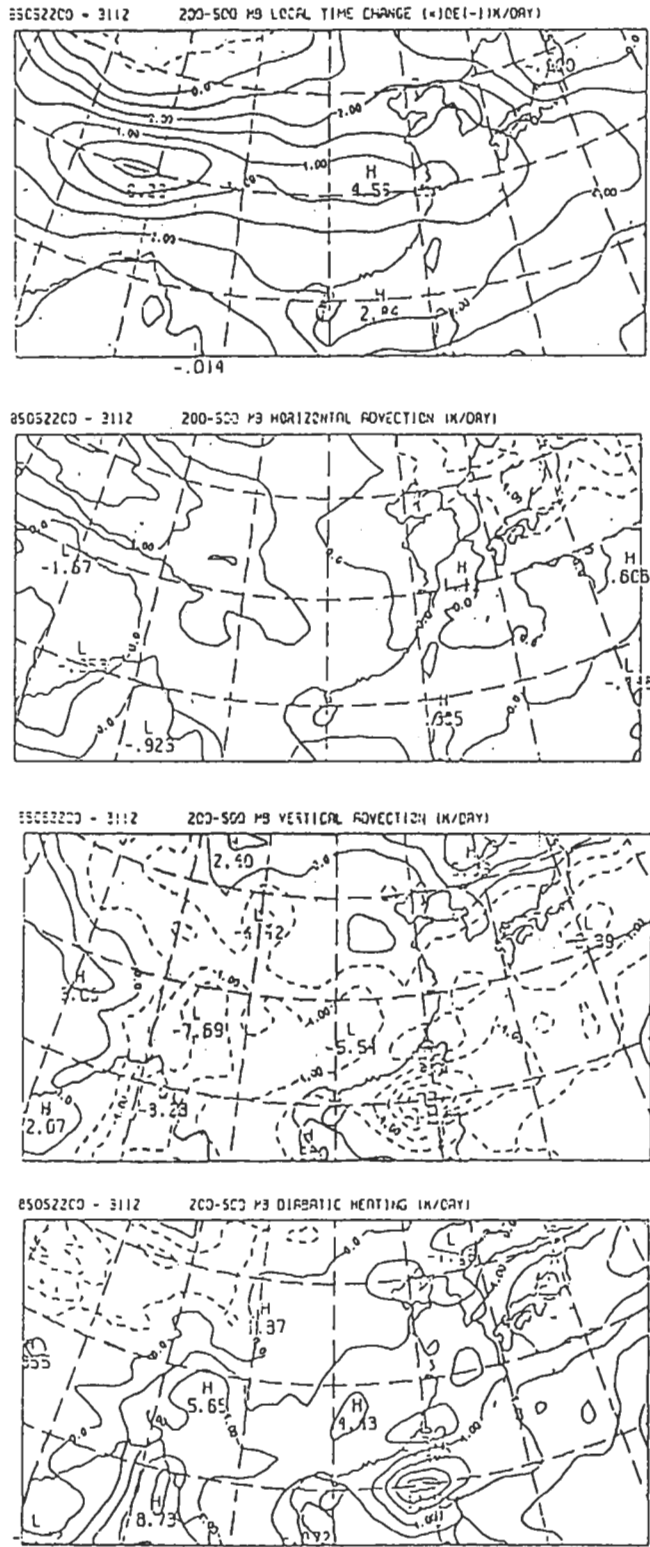


圖9a 1985年5月4日至13日平均200~500mb熱力方程式各項分布(單位0.1 K/日及K/日)

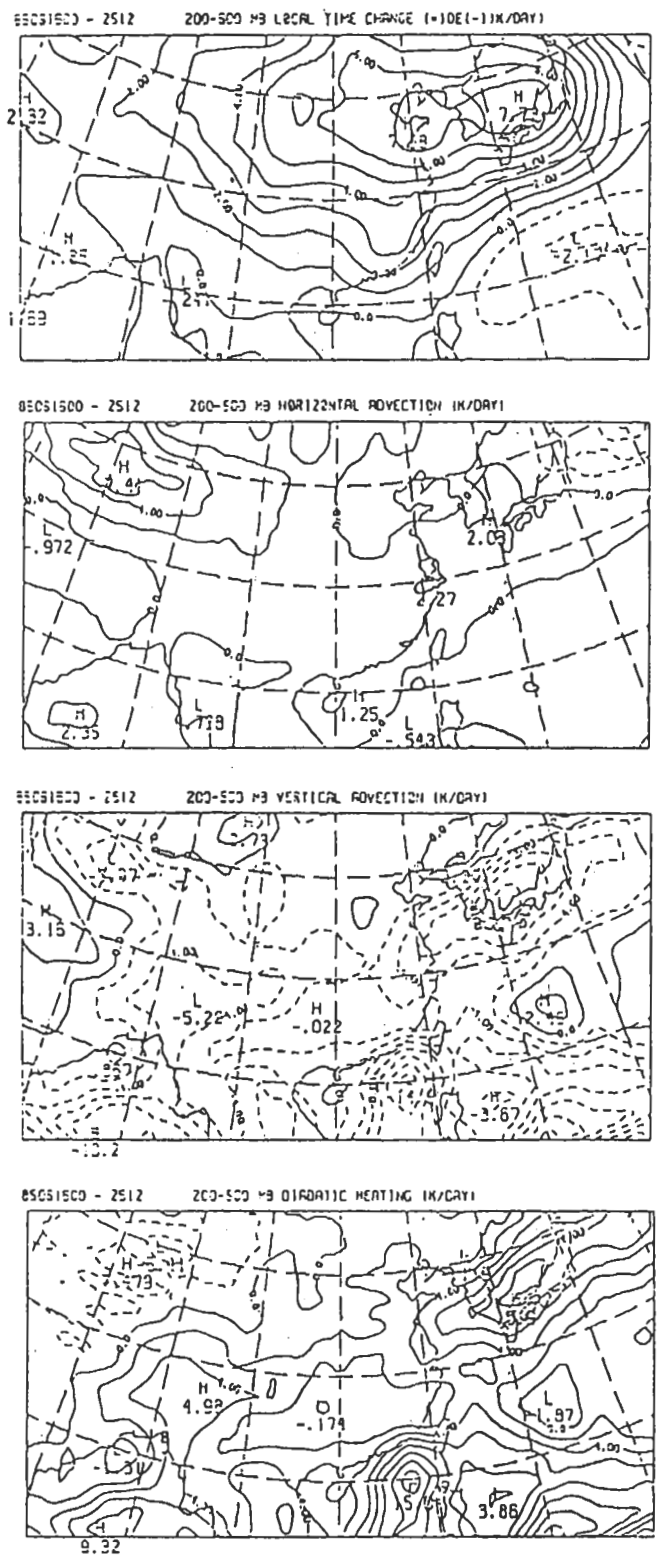


圖9b 1985年6月11日至20日平均200~500mb熱力方程式各項分布(單位0.1 K/日及 K/日)

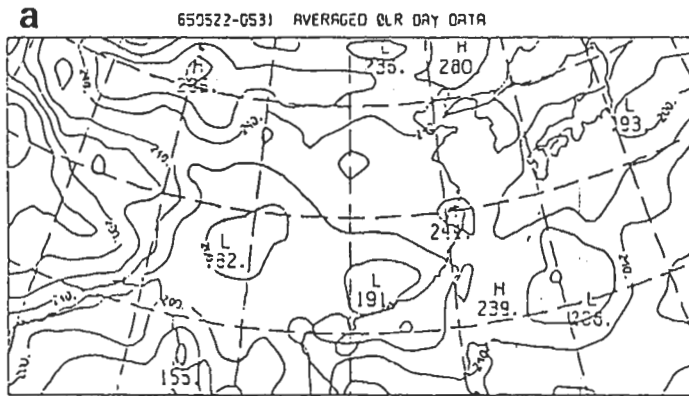


圖 10a 1985 年 5 月 4 日至 13 日平均 OLR 值分布

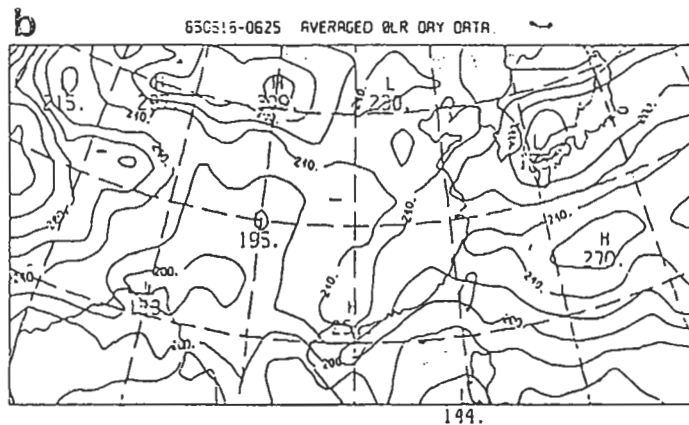


圖 10b 1985 年 6 月 11 日至 20 日平均 OLR 值分布 (單位  $wm^{-2}$ , 間距  $20wm^{-2}$ )

之 OLR 值大約都在  $220w/m$  以下，顯示此期增溫原因是由於大範圍上升運動中所累積之潛熱釋放加熱作用。

(2) 6 月 16 日至 25 日：

主要增溫區是在日本及朝鮮半島之間，增溫率達  $0.8^{\circ}C/day$ ，此期增溫將使 200mb 噴流北移到  $30^{\circ}N$  以北，華南、台灣地區之梅雨期也將結束。從熱力方程其他各項來看，造成日本附近地區增溫現象之原因，除了存在著微弱暖平流之外，主要是透過非絕熱加熱作用，又因此區伴隨

絕熱冷卻作用及相當低之 OLR，顯示積雲內部潛熱釋放乃非絕熱作用的主角。

由以上的資料顯示出，在此年的兩次噴流北跳時期所發生之增溫現象，主要原因都是藉著伴隨上升運動時所發生之潛熱釋放非絕熱作用而來。同時增溫地區附近環境都有暖平流存在，因而上升運動、水氣供應及南北向風場的相互配合應是造成此年 5、6 月間增溫現象之主因。

從上述資料分析之結果，我們把 1985 年高層噴流的演變狀況和造成原因整理如下：

1. 根據15日平均資料顯示，200mb噴流在6月上半月才具有適合台灣地區梅雨期的形式：噴流在125°E以東呈東北-西南走向，以西則為西北-東南走向。但是在6月下半月噴流已完全移到30°N以北，將使台灣地區結束梅雨期。此年高層噴流處於適當位置及走向的時間很短，將是造成1985年為梅雨不顯著年的主要原因。
2. 200mb東西向風場的噴流位置，在5月20日以前都呈現南北跳動的現象。直到5月22日至31日期間，125°E以西區域之噴流中心從30°N附近北移到35°N附近，之後才穩定地停住。第二次噴流北跳是發生在6月16日至25日期間，原位在35°N附近的噴流中心，而後往北移到40°N上。
3. 5月22日至31日期間，200~500mb溫度場之增溫中心是位在沿30°N附近，80-125°E之區域上，增溫原因是微弱暖平流及伴隨上升運動中的非絕熱作用。發生在6月16日至25日期間之增溫現象，其中心位置是在日本及朝鮮半島之間，增溫是透過上升運動中潛熱釋放的非絕熱加熱作用，其淨加熱率為0.8°C/day。

針對1987年TAMEX期間(此年之入出梅分別為5月17日及6月18日)，我們亦做了如同1985年之分析，其分析結果簡述如下：

1. 在6月15日之前，東亞地區200mb噴流一直維持東西走向，但位置很不穩定，軸線位置從5月16日在30°N附近，到5月24日北跳到42°N附近，5月28日時南回到32°N附近，到6月7日再北跳到45°N，然後再往南回，在6月10日之後才穩定地停在38°N附近。在6月15日之後，噴流走向有了改變：在125°E以西區域，噴流位置北移；在125-140°E之間，噴流位置略往南移。於是在125°E以西地區噴流為西北-東南走向，以東地區則形成東北-西南走向，且此時噴流已完全移到30°N以北地區。
2. 200~500mb溫度場資料顯示，從5月16日

開始，溫度場顯現出增溫-降溫-再增溫-再降溫之階梯式上升狀態，且每一次增溫達於最大時，均是200mb噴流北移，同時風速增強之時。到了6月15日以後，增溫區則只發生在125°E以西區域，可見200mb噴流的移動主要為對200-500mb溫度場變化之反應。

3. 5月17日至26日之間的增溫現象，發生區域為80°E以東之東亞地區，中心位在110°E、35°N位置，造成200mb噴流位置全面北移，此次增溫原因是由近地層可感熱上傳所致。在6月15日至24日期間之增溫現象，主要是發生在120°E以西、40°N附近之塞北地區，以及在日本東南方與25°N以北之間，在此兩增溫區間則有一降溫區域存在，這使得200mb流數場的等值線走向有較大曲率形成，便造成6月下半月200mb噴流走向及位置之轉變。此期溫度場變化原因從華北及塞北地區之垂直平流項高達2°C/day可推知下降絕熱加熱為主要，而日本東南方地區則是藉由積雲致潛熱釋放所致。

## 五、梅雨顯著與不顯著年間之差異比較

在華南、台灣地區梅雨期間當大氣中存在顯著之溼度對比，亦即具有較大之不穩定度時，將有利對流形成，造成豪雨發生。因此若不穩定大氣狀態存時間較長，將是使梅雨期間雨量增多的重要因素。我們從四年的15日平均850mb溼度場資料發現到，當120°E上，30°N附近區域之南北溼度梯度達20%/5°左右，在1979年有5月下半月期間，1986年則無一期間達到此值，1985年為6月上半月期間，1987年有5月全月及6月上半月期間，由此一大氣狀況存在期間的早晚及長短，一方面可以顯示華南、台灣地區入梅時間的早晚，如1985年台灣北部之入梅日遲至5月28日，而1981年台灣北部地區則在5月10日即已入梅，一方面又可看出梅雨期雨量多寡狀況，如1987

年台灣北部地區梅雨量只有274mm，主要應是此年大氣狀態並未具有很大不穩定度之故。配合700mb風場資料來看，當台灣附近有較大南北溼度梯度時，在東亞地區之 $30^{\circ}\text{N}$ 南北區域上各有較強的南風及北風分量，而在1987年裡，半月平均之700mb風場中則無此種分佈形式存在，顯然，低層西南噴流及來自塞北地區之北風的互相配合，是使南方暖溼空氣與北方冷乾空氣在東亞地區交會，產生很大之溼度梯度及水平風切，進而建立一具很大不穩定度之大氣狀態，造成華南、台灣地區梅雨期雨量多寡的直接原因，這與Chen & Jou (1986)，陳(1987)之看法一致。由於700mb噴流與高層噴流導引有密切關係，因而進一步分析200mb噴流形式，針對以上所提及在台灣附近地區具較大溼度梯度的五次半月期間裡，我們發現200mb噴流具有三個共同處：(1)噴流走向均是‘V’字形：即在 $125^{\circ}\text{E}$ 以東區域，噴流為東北-西南走向，在 $125^{\circ}\text{E}$ 以西區域，則為西北-東南走向。(2)噴流軸心線通過 $120^{\circ}\text{E}$ 、 $30\text{-}35^{\circ}\text{N}$ 之間區域。(3)噴流風速往日本附近地區增強，亦即台灣大約是位在噴流入區的南方，而比較1987年200mb風場資料，發現其最大差異就在於噴流幾乎均為東西走向。因此200mb噴流走向對華南、台灣地區梅雨期之雨量多寡是很重要的因素。高層噴流在 $125^{\circ}\text{E}$ 以西區域呈現西北-東南走向，能在低層之塞北地區形成北風分量，在 $125^{\circ}\text{E}$ 以東區域呈現東北-西南走向，及噴流中心位在日本或以東地區，將在台灣附近形成低層西南噴流，於是低層風場分布形式將在 $120^{\circ}\text{E}$ 、 $30^{\circ}\text{N}$ 附近區域產生較大溼度梯度和水平風切，建立不穩定的大氣狀態，而有利對流、豪雨的發生。

其次，關於高層噴流兩次主要北跳發生的時間距長短，我們認為也會是影響梅雨期雨量多寡的因素之一。因此我們將四年梅雨期雨量作日平均後取30天值作為比較，可得到：1979年—591mm；1987年—249mm；1985—244mm；1981—720mm。從以上資料顯示，1987年與1985年雨量十分接近，1981年雨量也只比1979年多約100mm，而非如原始資料所顯示的近200mm差值，這意味由於年際之間高層噴流之季節演進狀況的不同，將使得華南、台灣地區入梅和出梅發生時間有早晚的差異，這件事情本身就會對梅雨

期雨量多寡產生影響。

## 六、結 論

本研究使用1979 FGGE年、1981、1985及1987 TAMEX年、四年資料，分析5、6月間200mb噴流演變狀況及其原因，並比較其在多雨及少雨年間之差異，綜合為以下幾點：

1. 200mb噴流在每年5、6月間均表現出兩次主要的北移現象，發生的時間則與台灣北部地區入梅和出梅的時間接近。第一次噴流北跳主要發生在 $110^{\circ}\text{E}$ 附近地區，噴流中心從 $28^{\circ}\text{N}$ 附近迅速北移到 $36^{\circ}\text{N}$ 附近，大約是從青康藏高原的南緣移至北緣，這將使得低層700mb噴流在台灣附近區域形成，造成華南、台灣地區進入梅雨期。第二次噴流北跳現象則發生在 $120^{\circ}\text{E}$ 附近之東亞地區，噴流中心移到 $40^{\circ}\text{N}$ 位置，噴流條也完全位在 $30^{\circ}\text{N}$ 以北區域上，這使得700mb噴流亦往北移至華中、日本地區，伴隨低層噴流的水平風切線和水氣輻合帶也離開華南、台灣地區，此時即是華中及日本地區的梅雨期開始，而華南、台灣地區則已出梅。
2. 經由溫度場的分析，發現200mb噴流的移動均是反應200~500mb溫度場變化而來。當200~500mb間有顯著增溫現象發生時，將使200mb噴流移到暖心北邊，於是噴流顯示出北移現象。若暖心穩定地建立後，噴流也將穩定地停留在固定位置上，但若暖心並未穩定地形成，則噴流位置將表現出南北跳動的不穩定現象。因此熱力因素是造成高層噴流移動的主要原因。透過熱力方程式的計算，在 $110^{\circ}\text{E}$ 附近地區，200mb噴流中心從 $28^{\circ}\text{N}$ 北移到 $36^{\circ}\text{N}$ 附近的第一次噴流北移現象除了1985年個案因入梅時較晚是由北上之南方系統的非絕熱加熱作用造成外，主要都是因青康藏高原的季節性熱源中心角色，將在附近區域形成一熱力垂直環流，其在塞北及華北地區之下降氣流所產生的絕熱加熱作用而來。

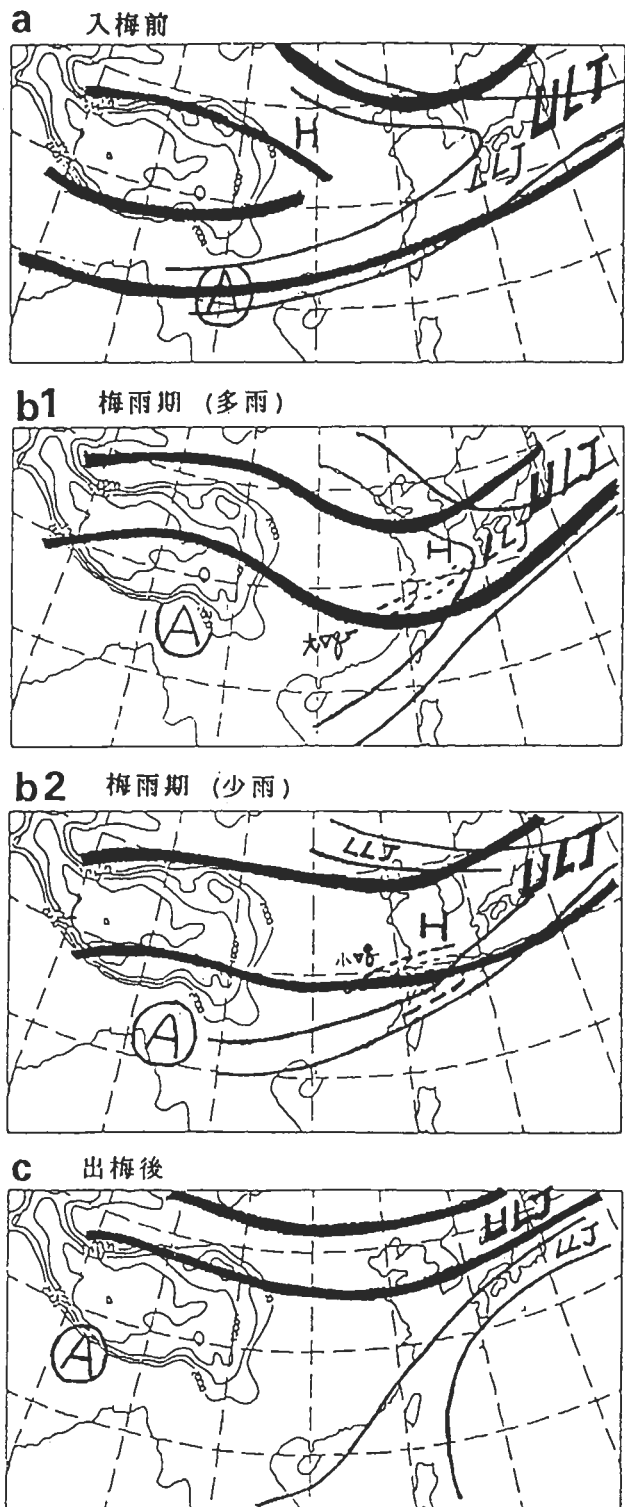


圖 11 華南、臺灣地區梅雨期前後之環流演變示意圖  
 入梅前 梅雨期(多雨) 梅雨期(少雨) 出梅後

200mb 噴流所發生的第二次北移現象則是因華中到朝鮮半島、日本之間地區，存在很強的非絕熱加熱作用，主要是來自積雲內部潛熱釋放的加熱效應，在抵消伴隨上升運動中的絕熱冷卻作用後，其淨加熱將導致噴流完全移到 $30^{\circ}\text{N}$ 以北區域。

3. 造成梅雨期雨量多寡，形成梅雨顯著與不顯著年間的差異，主要與噴流走向有關，其次是兩次噴流北跳的發生時間間距，亦即梅雨期的長短。在華南、台灣地區梅雨期間，200mb 噴流軸線大約通過 $120^{\circ}\text{E}$ 、 $30\text{--}35^{\circ}\text{N}$ 之間，若噴流在 $125^{\circ}\text{E}$ 以東呈東北-西南走向，則高層噴流在低層所引發之低層噴流，其風向將具較強之南風分量，可將南方含較豐富水氣之熱帶大氣往北傳，在 $125^{\circ}\text{E}$ 以西之噴流若呈西北-東南走向，也將伴隨在低層塞北地區有較強北風分量存在，將使北方冷乾空氣南下東亞地區，因此當200mb 噴流呈‘V’字形時，所導致的低層風場型式將會在 $30^{\circ}\text{N}$ 附近的東亞地區形成很大之溼度梯度，建立具很大不穩定度的大氣狀態，而有利對流、暴雨發生，較會成為梅雨顯著年個案，如1981年。另外，若高層噴流兩次北移發生時間相距較短，亦即造成華南、台灣地區梅雨期短，本身亦將對梅雨期雨量，多寡產生影響。

4. 從四年資料所顯示的高層噴流季節性演變及熱力原因，我們以圖11綜合表示：

(1) 入梅前，200mb 噴流在 $110^{\circ}\text{E}$ 以西地區有兩個主軸位置，約是在青康藏高原南北兩側， $110^{\circ}\text{E}$ 以東地區噴流範圍寬廣，此時期噴流大致呈東西走向。同時低層噴流也呈東西走向，200mb 反氣旋中心位在 $20^{\circ}\text{N}$ 以南地區。

- (2a) 當200~500mb 溫度場顯示在塞北地區有增溫發生，日本附近地區有降溫發生時，200mb 噴流北移且呈‘V’字形，即在 $125^{\circ}\text{E}$ 以東地區呈東北-西南向， $125^{\circ}\text{E}$ 以西地區呈西北-東南走向，

噴流軸心通過 $120^{\circ}\text{E}$ 、 $30^{\circ}\text{N}$ 附近，此時即為華南、台灣地區之梅雨期，同時造成低層在東亞地區之 $30^{\circ}\text{N}$ 南、北處風場中各有較強之南、北風分量，使 $120^{\circ}\text{E}$ 、 $30^{\circ}\text{N}$ 附近形成較大溼度梯度值之不穩定大氣狀態，而有利暴雨發生。此時200mb 反氣旋中心較前期偏向西北方。

- (2b) 若200~500mb 溫度場顯示在塞北地區有增溫發生，但在日本附近區域沒有顯著降溫發生時，200mb 噴流中心將北移到 $35^{\circ}\text{N}$ 附近，雖亦是華南、台灣地區之梅雨期，但其走向呈東西向，且位置偏北，此時700mb 上東亞附近地區之風場則無顯著南北風分量存在，將無法產生較大溼度梯度值，亦無較大之降水發生。

- (3) 在 $35\text{--}40^{\circ}\text{N}$ 間，200~500mb 全面增溫，造成200mb 噴流完全北移到 $30^{\circ}\text{N}$ 以北，顯示華南、台灣地區梅雨期結束，此時700mb 噴流亦北移，造成最大溼度梯度區及上升運動區在日本、華中附近地區建立，而200mb 反氣旋中心則位在 $100^{\circ}\text{E}$ 、 $30^{\circ}\text{N}$ 以西處。

## 致 謝

本文是在國科會研究計劃編號NSC80-0202-M002-12及補助下完成的。審查者對本文所提之具體意見對本文之改進非常重要在此一併致謝。

## 參考文獻

- 蔡濟彥，1991：TAMEX 期間高低層噴流的耦合情形。(投稿於大氣科學)
- 陳泰然，1987：台灣乾顯梅雨期之平均環流特徵，大氣科學，15, 1, 17-30。
- Akiyama, T., 1973: Frequent Occurrence of Heavy Rainfall along the North Side of the Low-Level



- Jet Stream in the Baiu Season. *Paper Met. Geophys.*, 24, 379-388.
- Chen, G. T. -J., and B.J. -D. Jou, 1986: ROC-US COOPERATIVE PROJECT ON STUDY OF EAST ASIA MONSOON (I): Interannual Variations of Large Scale circulations over East Asia during the Taiwan Mei-Yu season. *Dept. Atmos. Sci., Nat. Taiwan Univ., NTUATM-1986-01*, 213pp.
- Chen, G. T. -J. and C. -C. Yu, 1988: Study of Low Level Jet and extremely Heavy Rainfall over Northern Taiwan in Mei-Yu Season. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 884-891
- Chen, Q., 1982: The Instability of the Gravity-Inertia Waves and its Relation to Low-Level Jet and Heavy Rainfall. *J. Meteor. Soc. Japan*, 60, 1041-1057.
- Chiang S. -H., 1988: The climate of Taiwan's Mei-Yu (Plum-Rain). Science Report, 13, Dept. Geography, Nat. Taiwan Univ., 93-107.
- Ding, Y. -H. et al., 1980: On the Physical Conditions of Occurrence of Heavy Rainfall and Sever Convective Weather. Preprints, 8th Conf. on Weather Forecasting and Analysis, 371-377.
- He, H., J. W. McGinnis, Z. Song, and M. Yanai, 1987: Onset of the Asian Summer Monsoon in 1979 and the Effect of the Tibetan Plateau. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 1966-1994.
- Kato, K., 1985: On the abrupt Change in the Structure of the Baiu Front over the China Continent in Late May of 1979. *J. Meteor. Soc. Japan*, 63, 20-35.
- — — , 1987: Airmass Transformation over the Semiarid Region around North China and Abrupt Change in the Structure of the Baiu Front in Early Summer. *J. Meteor. Soc. Japan*, 65, 737-750.
- — — , 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, 249-264.
- Kuma, K., 1988: The Role of the Equatorial Heat Sources in the Western Pacific Ocean on the Onset of the Asian Summer Monsoons of 1986. *J. Meteor. Soc. Japan*, 66, 399-417.
- Lau, K. -M., and M. -T. Li, 1984: The Monsoon of East Asia and Its Global Associations — A Survey. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 65, 114-124
- Matsumoto, S., and K. Ninomiya, 1971: On the Meso-Scale and Medium-Scale Structure of Cold Front and Relevant Vertical Circulation. *J. Meteor. Soc. Japan*, 49, 648-688.
- Matsumoto, S., and S. Yoshizumi, 1971: Characteristic Features of Baiu Front Associated with Heavy Rainfall. *J. Meteor. Soc. Japan*, 49, 267-281.
- Murakami, T., and Y. -H. Ding, 1982: Wind and Temperature Changes over Eurasia during the Early Summer of 1979. *J. Meteor. Soc. Japan*, 60, 183-196.
- Ninomiya, K., 1989: Cloud distribution over East Asia during Baiu period of 1979. *J. Meteor. Soc. Japan*, 67, 639-658.
- Tsay, C.-Y., and W. -S. Kau, 1989: The Coupling of Upper-Level and Low-Level Jets during Taiwan Heavy Rainfall Period in Mei-Yu Season. *Papers Meteor. Res.*, 12, 17-32.

The Evolution of Upper Level Jet Streaks During  
The Mei-Yu Season Over Taiwan Area

TSAY, Ching-Yen\*    KAU, Wen-Shung    CHU, Chung-Mor

Department of Atmospheric Sciences

National Taiwan University

\* Central Weather Bureau

(manuscript received 9 July 1991; in final form 11 November 1991)

ABSTRACT

The transition period from the winter of northeast monsoon to the summer of southwest monsoon is the Mei-Yu season over East Asia. About 1/4 of the annual rainfall for Taiwan's area is falling during this period. Therefore, the study of the large scale circulation, which could affect the Mei-Yu rainfall is the main purpose of this research. We will emphasis on the study of the evolution of the 200mb upper level jet streak (ULJ). Through the analysis of 200mb wind field, streamfunction, 700mb wind field, 500mb vertical velocity, 850mb moisture field and the 15 days' average of 200-500mb temperature as well as 200mb streamfunction, and the thermodynamic energy budgets during the ten days' period of on set and break of Mei-Yu seasons, by using the ECMWF/WMO analysis data sets for the May and June period of the years of 1979, 1981 (Mei-Yu active years) and 1985, 1987 (Mei-Yu inactive years).

The general features of the ULJ distribution during the analyzed periods may be summarized as the following:

- (1) Before the on set, on the eastside of  $100^{\circ}$  E the ULJ is westerly and located over broader area, and the low level jet is also westerly, however, on the westside, the ULJ has two branches around the Tibetan Plateau. And the 200mb anticyclone center is located over south of  $20^{\circ}$  N.
- (2a) When 200-500mb temperature field has increased over northwestern China an decreased over Japan area, then we can find the 200mb jet becomes "V" shaped and has moved northward with its jet axis passed through  $120^{\circ}$  E,  $30^{\circ}$  N. At the same time it will induce strong northerly, and southerly winds at the northern and southern side of  $30^{\circ}$  N respectively, and it will also cause large moisture gradient and unstable condition around  $120^{\circ}$  E,  $30^{\circ}$  N. The 200mb anticyclone, has now moved northwestward compared to (1). This is the so called Mei-Yu season over southern China and Taiwan area.
- (2b) If 200-500mb temperature field has increased over northwestern China but the temperature over Japan has not changed significantly, then the 200mb jet will move to the north of  $35^{\circ}$  N. At this moment, we can not find strong northerly and southerly winds around East Asia at 700mb, so it could not creat bigger moisture gradient and therefore the rainfall is greatly reduced.
- (3) When 200-500 mb temperature field has increased all over  $35^{\circ}$  - $40^{\circ}$  N, it will cause the 200mb jet shift northward as well as the 700mb jet. and the most unstable area is now located over central China and Japan areas. The 200mb anticyclone center is also moved to the west of  $100^{\circ}$  E,  $30^{\circ}$  N. This period corresponds to the break of Taiwan's Mei-Yu season.

Key Words: Upper level jet, low level jet, Mei-Yu active year, Mei-Yu inactive year, thermodynamic energy budget.