

東亞夏季季風年際變化：高原熱源 與高低層環流變化之時序分析

潘琦¹ 王作臺²

¹ 中央氣象局氣象資訊中心
² 國立中央大學大氣物理研究所

摘要

東亞夏季季風的年際變化，影響了地區性雨量的分佈，伴隨的洪澇/乾旱，對農業及地區經濟造成巨大之問題，因此探討季風之年際變化，即成爲一個非常重要的研究課題。本研究使用1983、1985、1991及1992四個個案年3~7月資料，自3月1日起分別作五日平均，以短週期時間序列方式仔細分析亞洲夏季季風隨時間演變之情形，探討東亞季風發生前後，東亞地區大尺度環流變遷之過程，包括低層西南氣流及高層南亞高壓、東西風噴流的北跳情形，同時針對南海及青康藏高原熱源，分別作熱力方面之特性分析，並探討了熱源與高低層環流變化之關係。

由氣象場時序分析結果，高層對流層陸續於 $85^{\circ}E$ 以東及 $85^{\circ}E$ 以西出現經向溫度梯度逆轉($5^{\circ}N \sim 25^{\circ}N$)之現象，使得高層西風噴流、南亞高壓、及低層西南氣流分別在 $85^{\circ}E$ 東、西側隨之發生二階段地急遽變化——北跳/西移、組織發展。以200 hPa南亞高壓來判斷，則當江淮地區爲乾旱時，南亞高壓於第一階段暖化時才穩定出現，且很快就西移。另外，對噴流北跳而言，於第二階段暖化時，高層西風噴流於乾年時仍繼續北跳，江淮地區洪澇時卻未出現北跳情形，此乃乾溼年最大差異處。此外，暖化時間間隔的長短，可能導致環流明顯地年際變化特徵，造成江淮及台灣地區不同地季風/梅雨特性。

一. 前言

梅雨鋒面所造成之降水是梅雨期間主要的天氣現象之一。陳(1988)在其對於台灣梅雨研究的回顧中指出，梅雨期之特徵包含了各種不同時間及空間的尺度，但其所回顧的部分大都集中於中、小尺度方面，而對於梅雨期間大尺度環流之特性只有一小部份，而這也反映了本地在大尺度問題的探討比較缺乏。另外，陳(1987)研究指出了幾個影響梅雨發展的主要系統——西太平洋副熱帶高壓脊、季風低壓、東亞主槽及鄂霍次克海阻塞高壓等，這些環流系統位置之適當配置及發展強度爲台灣梅雨雨量之重要決定因素之一。

除了上述系統之外，近年來，也有多位學者提出其他作用力之重要性。He et al. (1987)研究1979年(FGGE年, First GARP Global Experiment)之觀測資料，來探討青康藏高原熱源對於亞洲季風所扮演的角色，其結果指出，在夏季青康藏高原轉爲一熱源，並隨著季節的演變逐漸加強，進而造成大尺度環流的急遽改變。Yanai et al. (1992)更進一步的探

討青康藏高原及附近地區之大尺度環流、熱源及水汽分佈之特性研究指出，春末夏初，由於高原上空的暖空氣急速地增溫，導致高原以南經向溫度梯度逆轉(南冷北暖)，並造成高層南亞高壓迅速北移及高原東、西側低層西南氣流先後出現。而青康藏熱源對東亞季風及印度季風熱力上之影響極爲不同，對東亞季風來說，高原東側非絕熱加熱的影響爲主要貢獻。

同時，東亞地區梅雨的活動期及其雨量，呈現非常明顯的年際變化。近年來，多位學者具體指出了乾溼梅年主要系統之異常特徵，王等(1992)探討台灣乾濕梅雨期東亞環流的整體特徵，對於阻塞高壓的形成及副高位置之年際變化，其看法也與Chen and Jou (1988)相同，此外，並指出台灣的濕梅年由於南亞高壓於梅雨期間呈現較強態勢，其向西北發展比乾梅年明顯，再配合副高的弱勢，使得源自孟加拉灣一帶之西南氣流，能充足地向東亞地區供應水汽。然而，乾梅年由於梅雨期間南亞高壓與西太平洋副熱帶高壓之合併現象，導致該年梅雨不顯著現象的發生。但王等(1992)僅以二個個案年探討，略嫌不足，對於影響這些作用力使其有年際變化之因

素，亦未做進一步的探討，且以台灣地區為觀點的結論，和梅雨在江淮甚或華北地區的年際變化特性的關係，並未觸及。

另一方面一些研究則發現高層噴流之變化和大尺度梅雨鋒面有關，在亞洲地區春夏季期間，高層噴流及太平洋副熱帶高壓脊線會在某個時間北跳(戚, 1991; Lau and Lau, 1986; Lau and Li, 1984; Murakami and Ding, 1982)。He et al. (1987)以1979年資料

研究，認為由於青康藏高原的加熱作用，透過絕熱及非絕熱之作用，改變了大範圍氣流和溫度場分佈，此為致使噴流突然北跳之主因。蔡等(1991)由綜觀天氣變化時序觀點研究高層噴流於台灣地區梅雨期間之變化情形，發現台灣地區梅雨的開始與結束和東亞二次高層噴流北跳有密切關係，即二次高層東風之建立，同時指出200 hPa噴流的北移乃是反應200~500 hPa溫度場的變化，此時青康藏高原熱源

表一：1951~1992年江淮及台灣地區梅雨期降雨量之比較。

年份	江 淮					年份	台 灣				
	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)		(1)	(2)	(3)	(4)	(5)
1951	溼	溼		溼	•溼	1975	溼	溼	乾	•溼	溼
1952	•乾	乾		乾	乾	1976	乾	乾	乾	乾	•乾
1953	•溼	溼		•溼	溼	1977	•乾	溼	•溼	乾	溼
1954	溼	乾		乾	乾	1978	乾	乾		乾	溼
1955	溼	乾		•乾	乾	1979	•溼	溼	•乾	•溼	溼
1956	溼	乾		•乾	•乾	1980	溼	乾	乾	乾	乾
1957	•溼	溼		溼	溼	1981	乾	溼	溼	溼	溼
1958	•乾	乾		乾	乾	1982	溼	乾	•溼	•乾	乾
1959	乾	乾		•乾	溼	1983	溼	•溼	溼	•乾	溼
1960	•溼	溼		•溼	溼	1984	•溼	溼	溼	•溼	溼
1961	乾	乾		乾	溼	1985	乾	乾	•溼	•乾	•乾
1962	溼	乾		乾	乾	1986	•溼	溼	•乾	溼	溼
1963	溼	乾		乾	乾	1987	溼	乾	•溼		•溼
1964	•乾	乾		•乾	乾	1988	乾		•乾		溼
1965	溼	乾		•溼	乾	1989	溼				乾
1966	乾	溼		•溼	•溼	1990					乾
1967	乾	乾		•溼	•溼	1991	溼				乾
1968	•乾	溼		溼	•溼	1992	乾				溼
1969	溼	正常		•乾	乾						
1970	•乾	溼		•乾	溼						
1971	•乾	乾		乾	乾	反相位	16	7	16	22	
1972	•乾	溼		溼	•乾	極反相位	11	3	5	16	
1973	乾	乾		•乾	乾	同相位	20	6	19	19	
1974	•乾	溼		溼	•溼	極同相位	9	2	4	3	

- (1)Huang and Sun (1994)江淮地區：雨量偏差量10%~-10%之年份以•標明。
- (2)Chiang (1988)台灣梅雨期台北、新竹測站平均：雨量距平0.05~-0.05之年份以•標明。
- (3)王與李(1994)5~6月衛星資料：雨量偏差50~-50 mm/month之年份以•標明，其中1977及1986年各有溼/乾或乾/溼，其分別是以4點和16點區域平均所得之結果。
- (4)劉(1988)台灣梅雨期台北、基隆(北部)、台中(中部)、台南、高雄(南部)、花蓮、台東(東部)測站平均：未分類為(極)顯梅和(極)空梅之年份以•標明。
- (5)台灣3~5月25個測站平均：雨量偏差量10%~-10%之年份以•標明。

為主要的作用力，但有關其熱力作用對高層環流所造成的影響，並沒有做更進一步地探討。王等(1992)透過梅雨期間塞北地區OLR值分布發現，塞北地區在乾梅年受非絕熱作用影響較為明顯，溼梅年則以絕熱作用影響為主。

對於上述大尺度環流年際變化之特性，其分析結果皆是以台灣地區之梅雨季雨量為指標。然而，若以江淮流域的雨量為主的分析，則結果將又不同。陶與徐(1994)以長江淮河流域的夏季降水探討東亞季風的年際變化，指出當江淮流域發生持久性洪澇時，沃克環流和熱帶西太平洋之哈德里環流偏弱，此時西風噴流偏南，熱帶東風噴流亦減弱，高空輻散中心位於赤道中太平洋，位置偏東南，而長江中、下游主要受熱帶西南氣流所影響。反之，則為江淮流域為持久性乾旱之狀況。另一方面，陶等(1988)又指出在江淮澇年時，低空盛行西南季風，ITCZ弱，200 hPa輻散中心位於中南半島上空，比正常位置偏西，自該中心向東的輻散流與自長江向南的輻散氣流匯合於南海上空，即為副高下沉區，同時有一明顯的經圈環流存在；而在旱年，則高層輻散中心偏東，位於西太平洋上空，而由此中心向北之輻散流，將會抑制長江中下游的上升氣流發生，因此降雨量減少，同時也抑制了經圈環流的形成。對於旱澇年高空輻散中心之位置，陶等(1988)和陶與徐(1994)因不同個案年而分析出來的結果不太一致，對於這一點，仍有待更多的研究以確認。

因此，本研究對於梅雨期之演化，以江淮及台灣地區之觀點，做一系列的分析，著重高低層環流之特性探討，隨著季節的改變，影響梅雨的主要系統——高層東、西風噴流、南亞高壓、低層西南氣流等之演變過程，即在東亞夏季季風開始之時，這些大尺度環流系統是否會隨之急遽變化的情形。同時將分析東亞高層噴流會發生二次北跳與高層熱力狀況之關係，並探討其對東亞季風/印度季風之影響。此外，吾人也會探討青康藏熱源及南海海溫對東亞/台灣季風梅雨之熱力作用，使吾人了解其年際變化與東亞/印度季風之關係，及其如何影響大尺度環流之分佈。

二. 資料與分析方法

吾人參考陸與高(1994)、Huang and Sun(1992)、王與李(1994)、劉(1988)及Chiang(1988)等人對江淮及台灣地區雨量之研究(見表一)，了解到此二地之雨量有反相位及同相位之關係，在反相位之年份中，比較明顯的是1980、1981、1991及1992年，其中1980及1991年是江淮溼梅，台灣則為乾梅，1981及1992年則江淮為乾梅，台灣為溼梅，由於王等(1992)已以台灣之角度分析了1980及1981年之環流特性，此地吾人選取1991及1992年作為二地反相位雨量之代表年。另外，1983及1985年則江淮與台灣二地之雨量似有正相位之關係，即1983年俱偏

溼，但1985年則偏乾(註：1985年5月是較乾，但6月份較溼，平均起來則為較乾之梅雨，而這特性和其副高之分佈有關，詳見潘(1995))。因此吾人分析了此四年之資料(即1983、1985、1991及1992年)。

本文所使用的資料是由國科會副熱帶資料庫所提供的(設於台大)，此全球網格點資料為每日二次(00Z與12Z)的分析場資料，經緯網格解析度為 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 。其中選取的氣象場包括水平風場(東西向與南北向分量)、重力位高度場和溫度場。處理方式是將每日白天及晚上的資料做算術平均，以濾掉日變化，所得之結果即為日平均(daily mean)資料。個案年分析時間皆為3月~7月。同時以風場之資料計算流函數及速度位勢，並做進一步之探討。

對於四個個案年，五日平均是自3月1日起至7月28日，每五日為一週期，計算該週期內每日日平均的簡單算術平均，所得者即為五日平均(候平均)，同時依續將每個五日平均週期編號，為1~30，如表二所示，以便於敘述。而時間序列分析的目的，是來了解在時間序列下，各變數空間變化或其梯度分佈之情形。

三. 結果與討論

3.1 東亞季風及印度季風之開始

圖1為1983、1985、1991及1992四個個案年3~7月200 hPa南亞高壓候平均中心位置。1983年及1991年南亞高壓有兩次明顯地移動和發展，1983年(圖1.1(a))候平均17(5月20日~5月24日)、18(5月25日~5月29日)，南亞高壓中心迅速地北移，候平均22、23及24，即6月14日~6月28日期間，南亞高壓則迅速地向西移動發展。1991年(圖1.1(c))南亞高壓中心明顯北移時間為候平均11(4月20日~4月24日)、12(4月25日~4月29日)，迅速西移發生於候平均17~19，即5月20日~6月3日，其中候平均18高壓中心並不明顯，之後候平均19時，高壓中心已倏然地出現在極西 $55^{\circ}E$ 之經度位置，但西移之後，高壓中心仍偏東邊發展。然而，1985年及1992年南亞高壓中心移動情形卻又與上述情形不盡相同，此二年南亞高壓於早期(3、4月期間)並未出現。1985年(圖1.1(b))高壓在4月份才形成，直到候平均14(5月5日~5月9日)，高壓中心才持續出現，候平均15(5月10日~5月14日)西側高壓突然增強，之後卻仍以東側高壓中心發展為主(候平均16、17)，在候平均18，則開始迅速向西移動。對於1992年(圖1.2(d))，南亞高壓更晚才形成，一直到候平均15(5月10日~5月14日)才出現，在候平均20(6月4日~6月8日)東、西兩個高壓中心同時存在，分別位於 $100^{\circ}E$ 、 $20^{\circ}N$ 及 $55^{\circ}E$ 、 $15^{\circ}N$ ，到了候平均21(6月9日~6月13日)則合併為一個高壓中心($55^{\circ}E$ 、 $20^{\circ}N$)，吾人視為東中心之西移及西中心之北跳，

表二：分析資料時間，每五日為一週期。

週期		日期
1	三月	1 — 5
2		6 — 10
3		11 — 15
4		16 — 20
5		21 — 25
6		26 — 30
7	四月	31 — 4
8		5 — 9
9		10 — 14
10		15 — 19
11		20 — 24
12		25 — 29
13	五月	30 — 4
14		5 — 9
15		10 — 14
16		15 — 19
17		20 — 24
18		25 — 29
19	六月	30 — 3
20		4 — 8
21		9 — 13
22		14 — 18
23		19 — 23
24		24 — 28
25	七月	29 — 3
26		4 — 8
27		9 — 13
28		14 — 18
29		19 — 23
30		24 — 28

而西移之後，高壓中心偏西發展，與1991年呈明顯的對比。

若以南亞高壓中心移動方式來比對江淮地區洪澇/乾旱情況，恰好成一對比的特性：當江淮地區為洪澇時（即1983及1991年），南亞高壓中心有二次明顯地移動發展——北跳、西移，其中南亞高壓北跳之後，在華南地區停留的時間較長（6月份），到了七月才向西北移動；而當江淮地區為乾旱時（即1985及1992年），高壓中心之特徵則為晚形成且不穩定，以

及一次西移，即南亞高壓約在4、5月才明顯出現，6月份隨即西移，在東亞地區停留的時間非常地短暫。

對於850 hPa低層之西南氣流又是如何發展？圖2分別為1983、1985、1991及1992四個個案年 $15^{\circ}N$ 剖面西南氣流之時間序列。這四年共同特徵為低層西南氣流分二階段發生，首先在 $85^{\circ}E$ 以東出現，強度約為 $7\sim 8\text{ m/s}$ ，其次是 $85^{\circ}E$ 以西。此外，在西側低層西南氣流發展之同時， $85^{\circ}E$ 東、西側氣流之強

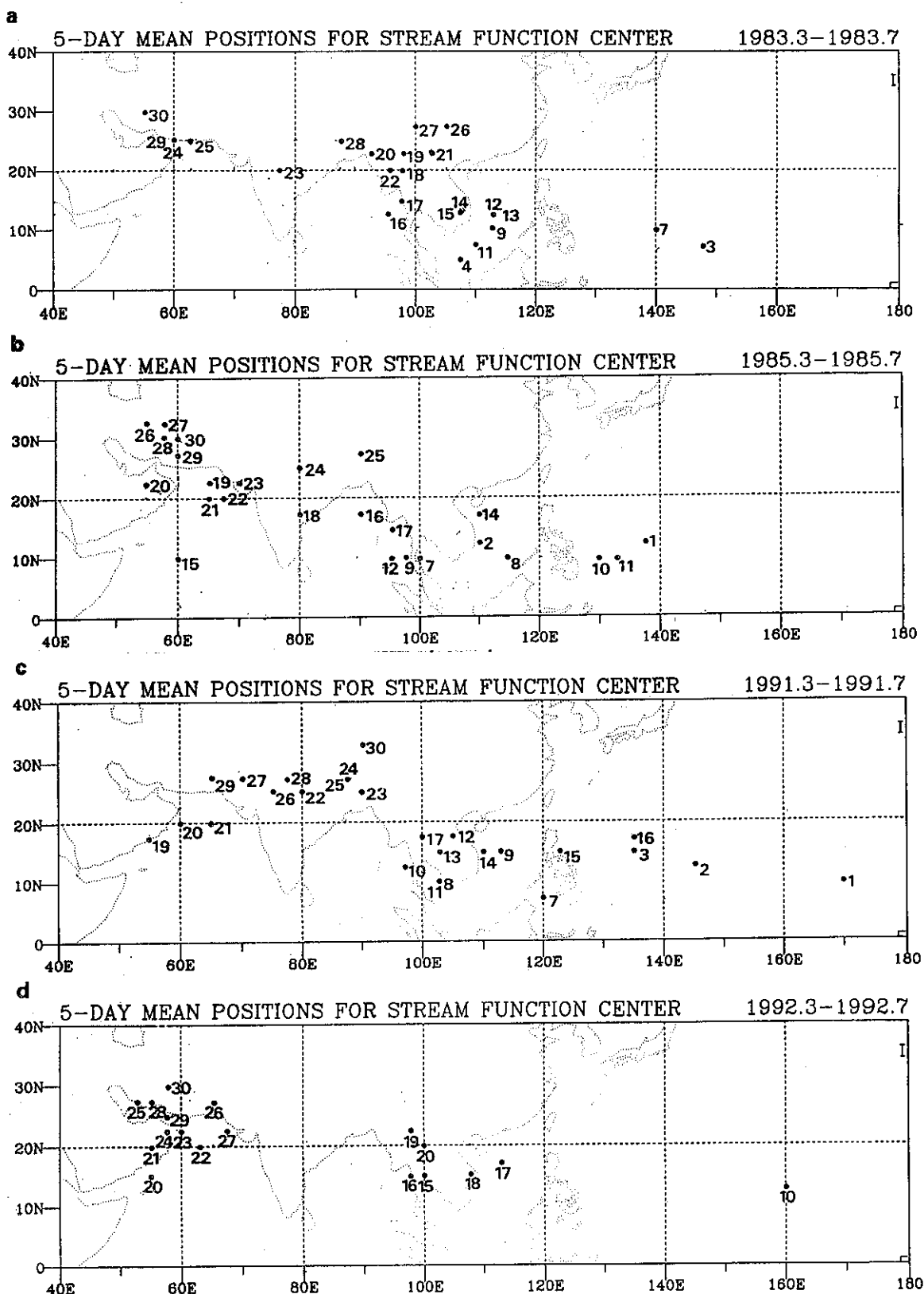


圖1、200 hPa 3~7月南亞高壓五日平均中心位置。(a)為1983年，(b)為1985年，(c)為1991年，(d)為1992年。

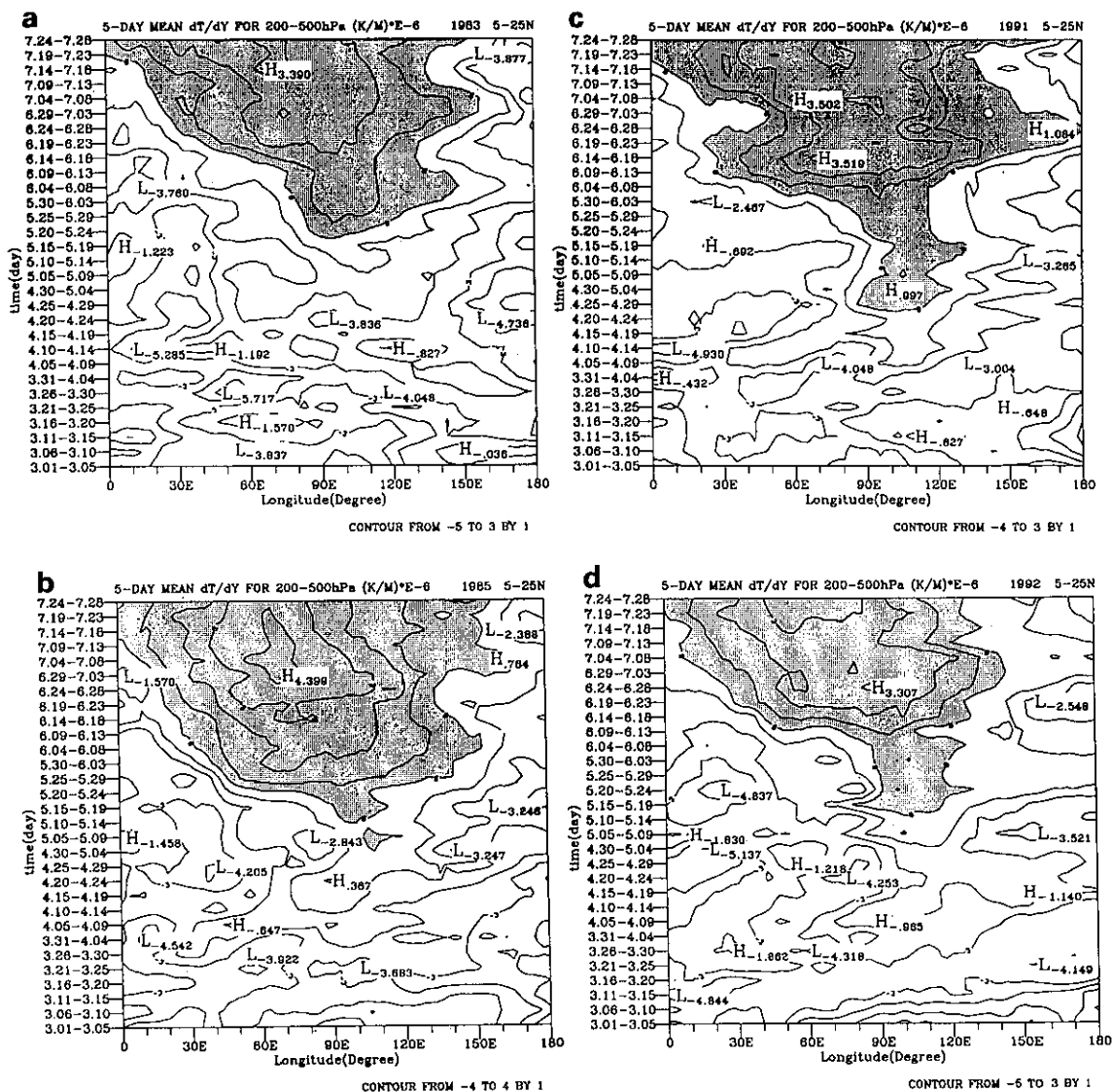


圖 3、200 ~ 500 hPa 5°N 及 25°N 五日平均經向溫度梯度時間序列分析，分析時間為 3 ~ 7 月， $dT/dy > 0$ 為陰影區，單位為 10^{-6} K/m。(a) 為 1983 年，(b) 為 1985 年，(c) 為 1991 年，(d) 為 1992 年。

早時，則時間間隔較短(如 1985 年)，此一現象對大尺度環流系統在東亞地區發展之影響，仍有待進一步之研究。

3.2 緯向風之時序分析

當上層對流層(200 ~ 500 hPa)發生暖化現象時，低層西南氣流及 200 hPa 南亞高壓隨之改變，對於高層之噴流亦應相對地產生變化。這部分將分析緯向風之時序變化，進而探討高層噴流之演化及其乾溼年的不同特徵。

圖 4 及圖 5 乃取 100°E 剖面，分析 1991 及 1992 年高度一緯度之緯向風向變化，研究結果發現上層對流層二階段暖化之時間乃對高層噴流之移動有相當的

意義。1991 年(圖 4)之情況則與 1983 年(未顯示)類似，在第一階段暖化(4 月 25 日 ~ 4 月 29 日)前，高層西南風支噴流滯留於 25°N ~ 30°N 之間。暖化發生時，噴流突然北跳至 33°N，赤道附近低層西風向上擴展，高層東風亦北進。之後，高層西風噴流則一直滯留於 30°N ~ 35°N 間。在第二階段暖化前夕，北支西風噴流加強(5 月 20 日 ~ 5 月 24 日)，接著南北二支西風噴流在 40°N 合併(5 月 25 日 ~ 5 月 29 日)。而在第二階段暖化發生時(5 月 30 日 ~ 6 月 4 日)，西風噴流並未北跳，一直停留在 40°N 附近。

1992 年(圖 5)高層西風噴流移動情形乃與 1985 年(未顯示)類似。暖化前，高層西風噴流一直在 20°N ~ 30°N 之間搖擺。當 5 月 15 日 ~ 5 月 19 日第一階段暖化發生於 85°E 以東時，高層西風噴流北跳至 35°N

表三：亞洲夏季季風期間大尺度環流系統二階段遽變時間比較

	1983年	1985年	1991年	1992年
85°E 以東：				
高層 5°N ~ 25°N 暖化	5/20 ~ 5/24	5/10 ~ 5/14	4/25 ~ 4/29	5/15 ~ 5/19
南亞高壓	5/25 ~ 5/29 (北跳)	5/05 ~ 5/09 (穩定出現)	4/25 ~ 4/29 (北跳)	5/10 ~ 5/14 (穩定出現)
低層西南氣流發生	5/25 ~ 5/29	5/15 ~ 5/19	4/30 ~ 5/04	5/15 ~ 5/19
85°E 以西：				
高層 5°N ~ 25°N 暖化	6/14 ~ 6/18	5/20 ~ 5/24	5/30 ~ 6/03	6/09 ~ 6/13
南亞高壓西移	6/19 ~ 6/23	5/25 ~ 5/29	5/30 ~ 6/03	6/09 ~ 6/13
低層西南氣流發生	6/14 ~ 6/18	5/25 ~ 5/29	6/04 ~ 6/08	6/14 ~ 6/18

位置，且高層東風向北擴張其範圍。在二階段暖化間隔中，高層西風噴流一直滯留於 30°N ~ 40°N。當第二階段暖化發生時(6月9日~6月13日)，高層西風噴流北跳至 45°N，低層西風大範圍地發展。之後，高層東風逐漸北進及加強，高層西風噴流滯留於 35°N ~ 45°N 之間。

由 100°E 剖面之緯度風時序分析可知，高層西風噴流除了隨上層對流層暖化而發展外，其北跳情形亦有明顯的年際變化(乾/溼年)。在第一階段暖化前，高層北支西風噴流時而出現，1985/1992 年北支西風噴流加強程度明顯，強度上甚至比南支西風噴流強。第一階段暖化發生時(85°E 以東)，不論江淮地區為乾、溼年，高層西風噴流皆會北跳。然而，第二階段暖化出現時(85°E 以西)，只有 1985/1992 年(江淮地區為乾旱)高層西風噴流會再度北跳，但對於 1983/1991 年(江淮地區為洪澇)於第二階段暖化時並未有北跳現象，其後之發展為緩慢地北移，此乃高層西風噴流非常特殊的年際變化特徵。除此之外，吾人亦分析 100°E 以東及以西數個經度剖面之緯向風，也發現類似的年際變化特徵。目前，吾人並不清楚，除了熱力作用外，到底是另有什麼作用力也影響著高層西風噴流北跳/滯留?這將是一個值得繼續探討的研究課題。

3.3 討論

由 3.1 節及 3.2 節的分析可知，除了高、低層系統會隨著高層對流層暖化發生而變化，同時高層南亞高壓和噴流亦有顯著地年際變化特徵。吾人以一示意圖(圖 6)說明乾溼年高層大尺度環流時序演變之特徵。當江淮地區為洪澇時(圖 6(a))，3~4 月期間南

亞高壓早已出現，南支西風噴流滯留於 25°N ~ 30°N 之間，北支西風噴流時而出現。200 ~ 500 hPa 層暖化現象首先出現在 85°E 以東，並伴隨低層西南氣流的發生(圖中並未標示)、高層南亞高壓的北移，以及高層西風噴流之北跳。第二階段暖化發生在 85°E 以西，同樣地低層西南氣流於該地區出現(圖中並未標示)，並在 85°E 東、西二側同時加強，高層南亞高壓則西移，高層西風噴流並未北跳，仍滯留在江淮地區，加強降水之發生。當江淮地區為乾旱時(圖 6(b))，南亞高壓一直未出現或不穩定的發展，比較晚形成。此外，高層北支西風噴流有明顯地加強現象。對於第一階段暖化之特徵一低層西南氣流及高層西風噴流之變化情形，皆與江淮地區洪澇時相同，南亞高壓則於此時才穩定/出現。然而，第二階段暖化時，同樣地南亞高壓西移及低層西南氣流加強，高層西風噴流仍繼續北跳，此乃乾溼年最大差異處。

對於南亞高壓，當江淮為洪澇時，南亞高壓北跳之後，在華南地區停留的時間較長(6 月份)，到了七月才向西北移動，高層西風噴流亦未隨第二階段暖化的發生而北跳，主要系統集中在東亞地區；當江淮地區出現乾旱時，南亞高壓約在 4、5 月才明顯出現，6 月份隨即西移，在東亞地區停留的時間非常地短暫，高層西風噴流則隨第二階段暖化的發生而北跳至 40°N 以北，主要系統沒有集中在東亞地區。

本研究的結果顯示了高原東側暖化的時間，和南亞高壓北進之時間非常接近，也說明了此暖化之可能貢獻。Gill (1980) 利用淺水波方程研究指出，若有一對稱於赤道區的熱源，高層熱源區西方之赤道兩側有反氣旋出現，若再加上一反對稱熱源，則可產生類似季風之環流。在模擬方面，Kuma (1988) 及柯與鄧 (1994) 指出在赤道區加入人為熱源後可模擬出南亞反氣旋的存在，柯與鄧 (1994) 更認為中南

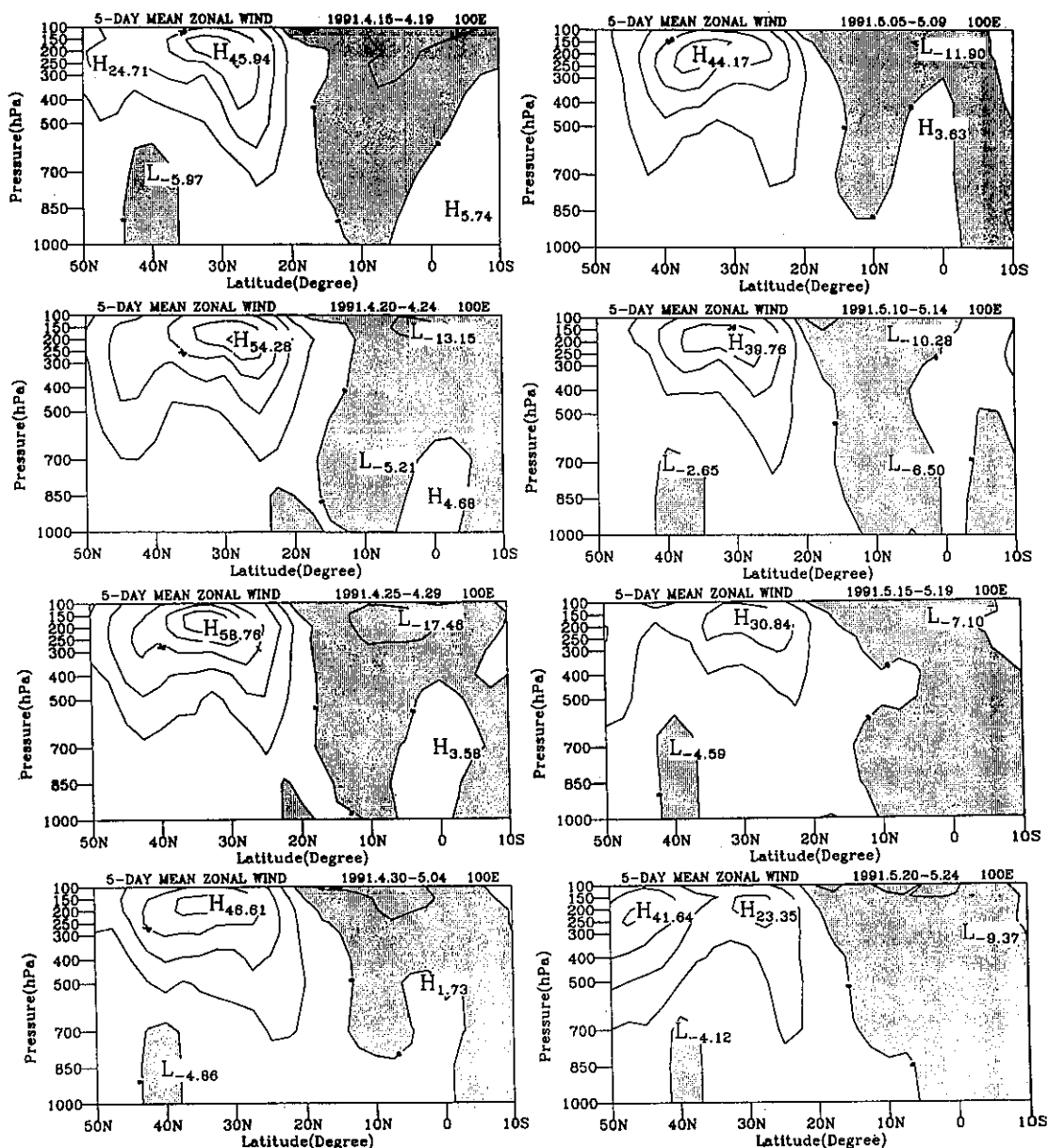


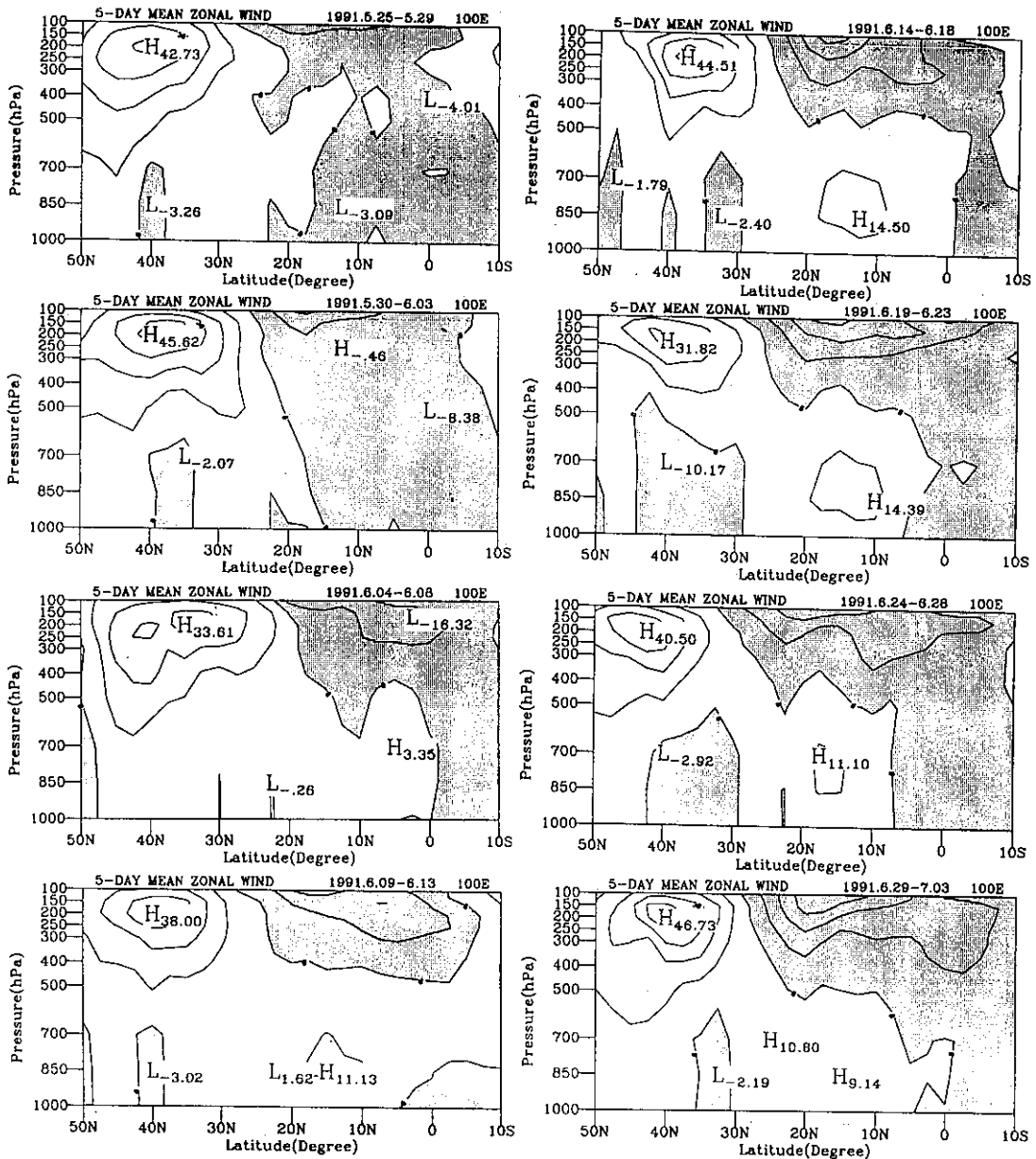
圖4、1991年100°E剖面五日平均緯向風時間序列分析，分析時間為4月15日~7月3日， $u < 0$ 為陰影區。

半島之潛熱效應及青康藏高原的暖化利於南亞反氣旋的西移/北移及發展，因而影響了東亞季風。因此吾人認為赤道區之熱源使南亞反氣旋存在，而此反氣旋之維持/移動，則高原東側之暖化(造成南冷北暖，此熱力條件支持上層東風、下層西南風之結構，而此即為季風前汛期之一個重要特徵)顯然是一個重要的作用力之一，因此，對於赤道地區南海及青康藏熱源作用，以及高層西風噴流年際變化之研究，值得繼續以理論及模擬方式探討，作深入的了解，或可增進長期預報的掌握。

四. 結論與展望

對於東亞夏季季風的研究，這數十年來已有許多學者陸續在這一方面做深入的分析，探討梅雨期間各種尺度的現象。

- (1) 經由氣象場時序分析結果，高層對流層陸續於85°E以東及85°E以西出現經向溫度梯度逆轉(5°N~25°N、5°N~32.5°N)之現象，使得高層西風噴流、南亞高壓、及低層西



(續圖4)

南氣流在 $85^{\circ}E$ 東、西側分別隨之發生二階段地急遽變化——北跳/西移、組織發展。

- (2) 在年際差異方面，當江淮地區為乾旱時，對於第一階段暖化之特徵——低層西南氣流及高層西風噴流之變化情形，皆與江淮地區洪澇時相同，南亞高壓則於此時才穩定出現，且很快就西移了。然而，第二階段暖化時，同樣地南亞高壓西移及低層西南氣流加強，高層西風噴流繼續北跳，江淮地區洪澇時卻未出現北跳情形，此乃乾溼年最大差異處。
- (3) 暖化時間間隔的長短，可能導致環流明顯地

年際變化特徵，造成江淮及台灣地區不同地季風/梅雨特性。

由上述的結論，說明了亞洲夏季季風隨時間演變之情形，在東亞季風發生前後，東亞地區大尺度環流變遷之過程，包括低層西南氣流及高層南亞高壓、東西風噴流的北跳情形，並顯示了高層熱力結構、南海及青康藏高原熱源，對於亞洲夏季季風演化/開始之重要性。

梅雨期間由於南方暖溼空氣與北方乾冷空氣在東亞地區交會，導致該地區暴雨等嚴重災害，此時北邊鋒面系統的生成、移動，也是影響梅雨期雨量多

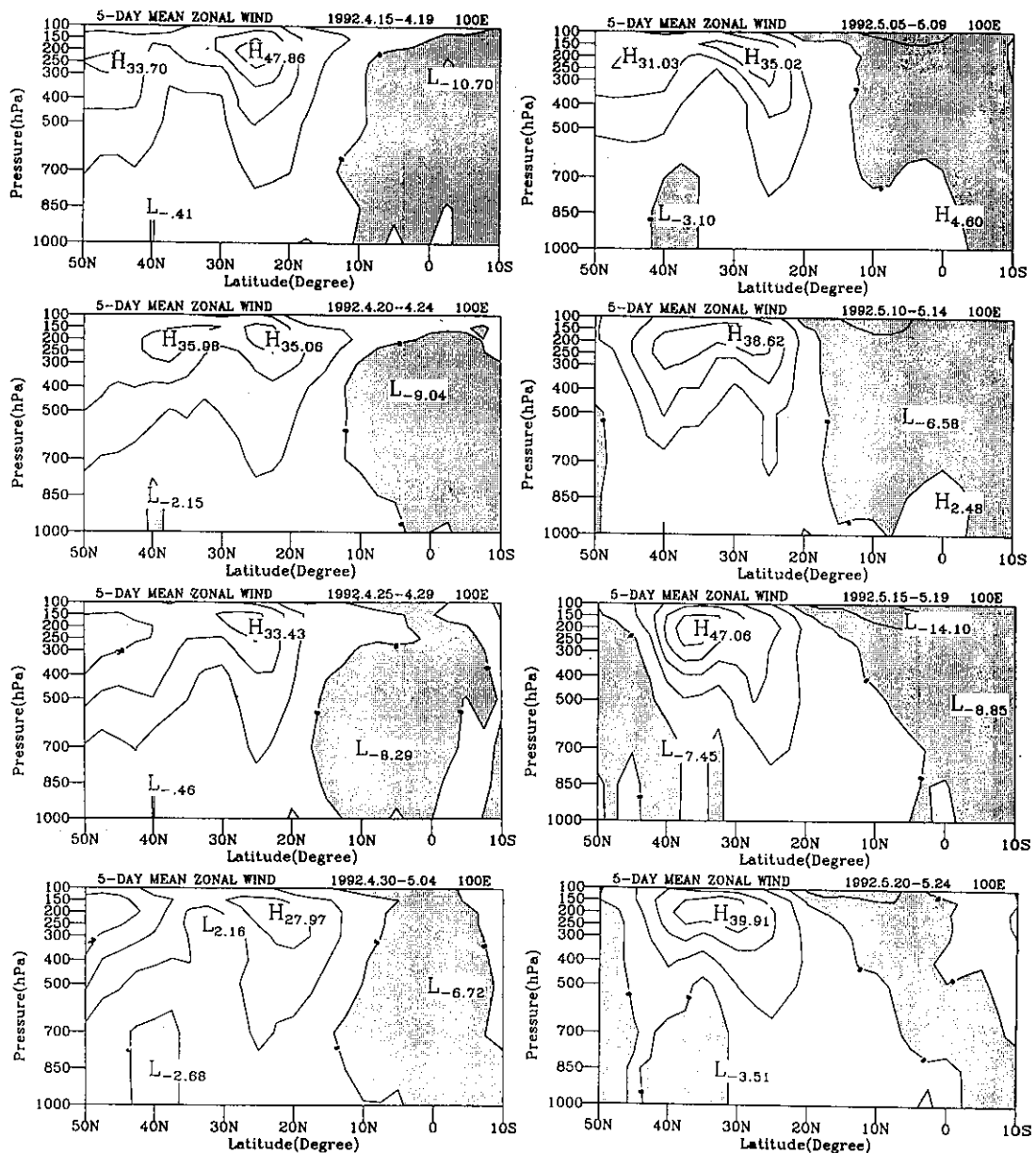


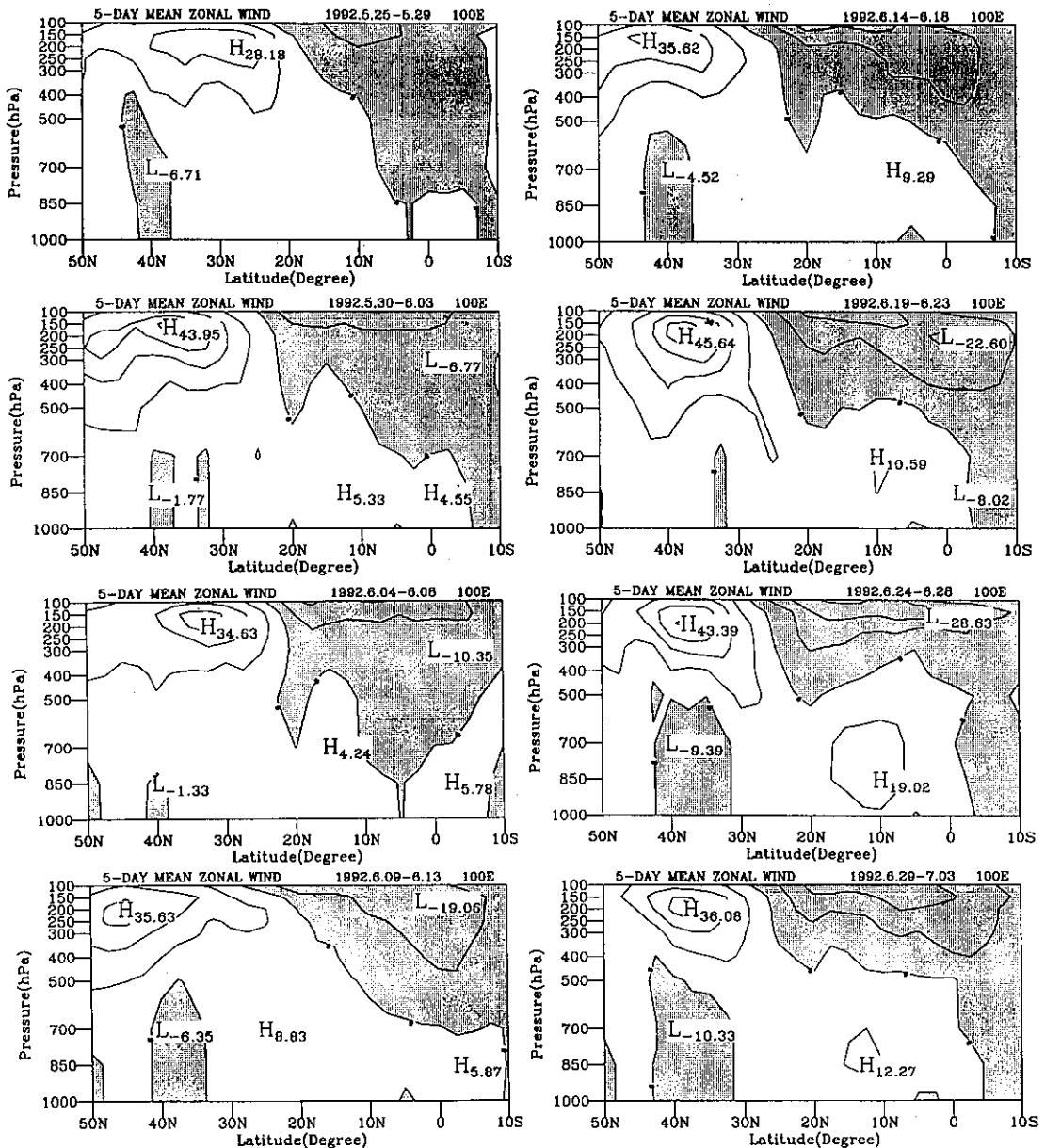
圖5、同圖4，但為1992年。

寡不可或缺的主要因素之一，對於東亞夏季季風的研究也是相當重要的。本研究著重於南方熱帶系統的向北演變，在此並未對北方南下之系統作深入的探討，而有關梅雨鋒面向南移動的研究亦是一個不容忽視的重要課題。

此外仍有其他一些問題值得吾人繼續深入思考及探討研究的，例如高層對流層暖化之機制，尤其是南海附近地區，其高層乃為輻散場最易發生年際變化之處，由本文的分析顯示在南海高層第一階段暖化前、後，東亞地區大尺度環流會隨之改變，台灣地區亦深受其影響，導致明顯地乾、溼梅現象發生

，足見南海熱源對於引發季風開始之重要性。而青康藏熱源則對於季風之維持扮演一個重要之角色，都值得再深入研究的。另一方面，本研究證實了亞洲季風在每年5、6月左右都會被引發，同時高層大氣每年亦先後出現兩階段的暖化情形，以能量的角度來看，熱源增溫到何種程度，才會引發季風的開始，而增溫的持續狀態似乎也是造成季風年際變化的因素之一，對於這一部份，仍有待更深入的分析探討。

對於高層西風噴流隨暖化而北跳的年際變化差異，應須再分析一些個案年，給予進一步的證實；而



(續圖5)

高層西風噴流北跳之機制、第二階段暖化時何以會出現年際變化特徵，導致江淮地區季風降雨的不同，高層對流層暖化現象是否為唯一的作用力，抑或有其他之作用因素存在，仍未考慮到等問題，都需要更進一步的思考與分析。

儘管目前對於東亞夏季季風的研究已經很多了，但仍有許多待釐清和探討的地方，以及需要理論、模擬方面的研究，期望藉由對上述問題進一步的研究，對於東亞夏季季風有更深層的了解，並能增進或提升一些中長期預報的技術。

五. 誌謝

感謝國科會支持的副熱帶資料庫（設於台大）提供之資料。本研究在國科會計劃 NSC83-0202-M008-27 及 NSC84-2111-M008-009 之資助下完成。

六. 參考文獻

- 陳泰然，1987：台灣乾溼梅雨期之平均環流特徵。大氣科學，15，17-30。
 陳泰然，1988：台灣梅雨研究的回顧。科學發展月

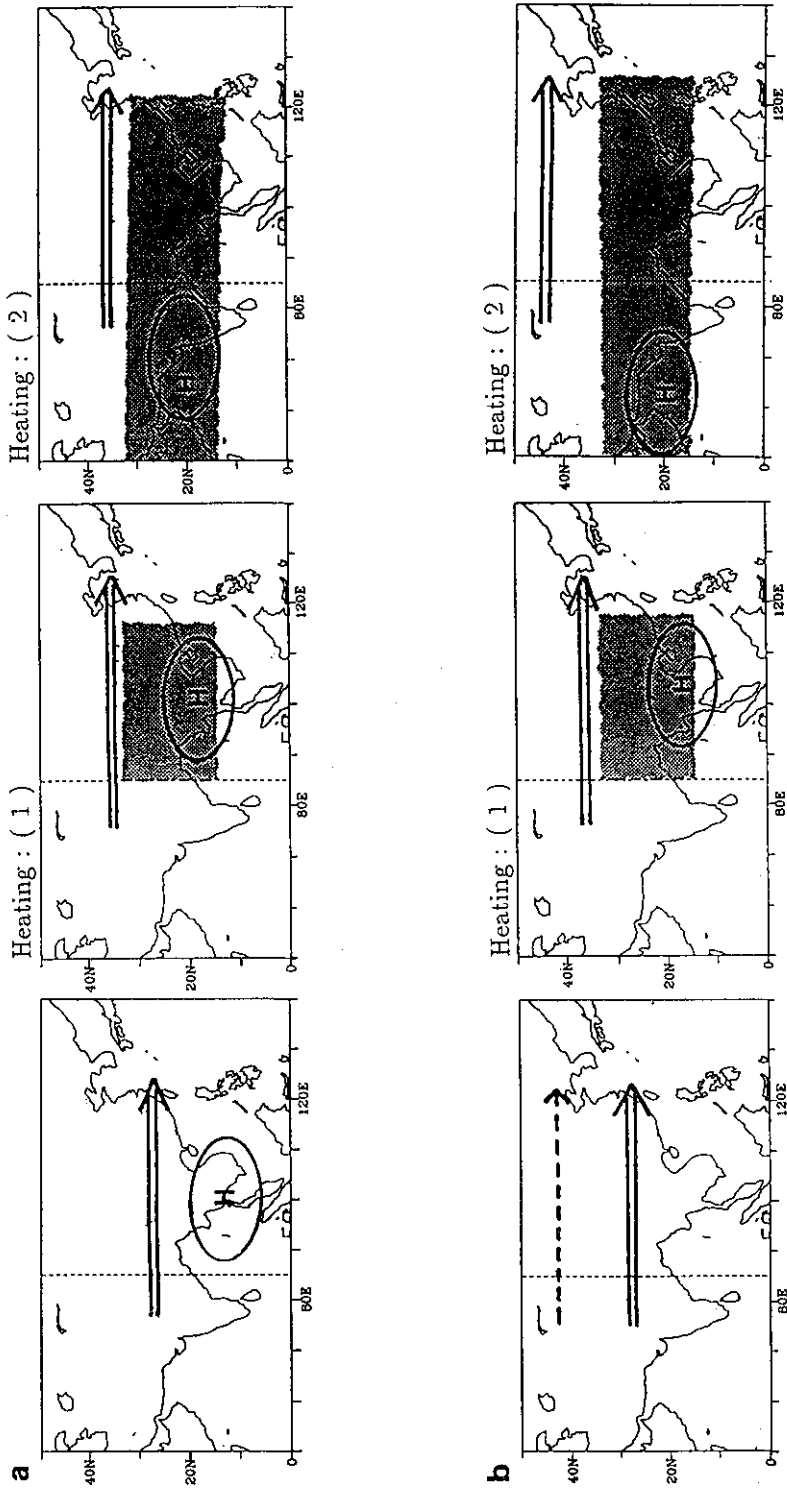


圖 6、高層空間分佈年際變化示意圖，H 為 200 hPa 南亞高壓中心，長箭頭為 200 hPa 西風噴流，陰影區為 200 ~ 500 hPa 暖化區域。(a) 為江淮地區洪澇年，(b) 為江淮地區乾旱年。

- 刊, 16, 239-265。
- 劉復誠, 1988: 台灣地區顯梅空梅年 500 mb 高度及海面溫度距平特徵之研究。氣象學報, 中央氣象局, 第 34 卷第 2 期, 125-141。
- 陶詩言, 朱文妹與趙衛, 1988: 論梅雨的年際變異。東亞季風, 氣象出版社, 200-202。
- 戚啓勳, 1991: 天氣學。明文書局, 276-280。
- 蔡清彥, 柯文雄與朱仲謀, 1991: 高層噴流於台灣地區梅雨期間之變化研究。大氣科學, 19, 89-129。
- 王作台, 黃志銘與胡志文, 1992: 乾溼梅雨季東亞環流特性之研究。大氣科學, 20, 267-294。
- 王作台與李兆萍, 1994: 衛星資料估算雨量方式及在氣候研究之應用。氣象學報, 40, 87-107。
- 柯文雄與鄧博元, 1994: 台灣梅雨季初期南亞高壓反氣旋之演化研究。大氣科學, 22, 129-162。
- 陶詩言與徐予紅, 1994: 東亞季風的年際變化與長江淮河流域的夏季降水。海峽兩岸天氣與氣候學術研討會論文彙編, p1, 中國氣象學會, 台北。
- 陸渝蓉與高國棟, 1994: 中國江淮流域旱澇年分大氣中水汽和能量的輸送。海峽兩岸天氣與氣候學術研討會論文彙編, 72-79, 中國氣象學會, 台北。
- 潘琦, 1995: 東亞夏季季風年際變化: 江淮及台灣地區觀點之探討。國立中央大學碩士論文, 113 頁。
- Chen, G. T., and B. J. D. Jou, 1988: Interannual variations of the relevant large-scale circulations during the Taiwan Mei-Yu seasons. *Papers. Meteor. Res.*, 11, 119-147.
- Chiang, S. H., 1988: The climate of Taiwan's Mei-Yu (Plum-rain). *Science Report*, 13, Dept. Geography Nat. Taiwan Univ., 93-107.
- Gill, A. E., 1980: Some simple solutions of heat-induced tropical circulation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 106, 447-462.
- He, H., 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.
- Huang, R., and F. Sun, 1992: Impacts of the tropical western Pacific on the East Asian summer monsoon. *J. Meteor. Soc. Japan*, 70, 243-256.
- 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 monsoons of East Asia and its global associations — A survey. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 65, 114-125.
- Lau, N. C., and K.-M. Lau, 1986: The structure and propagation of intraseasonal oscillations appearing in a GFDL general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, 43, 2023-2047.
- 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.
- Yanai, M., C. Li, and Z. Song, 1992: Seasonal heating of the Tibetan Plateau and its effects on the evolution of the Asian summer monsoon. *J. Meteor. Soc. Japan*, 70, 319-351.