

東亞夏季季風年際變化： 江淮及台灣地區觀點之探討

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

〔中華民國八十四年十一月十六日收稿；中華民國八十五年八月十三日定稿〕

摘 要

東亞夏季季風的年際變化，會影響地區性雨量的分佈，進而對民生經濟產生巨大之影響，探討季風之年際變化，是一個非常重要的問題。本研究使用 1983、1985、1991 及 1992 四個個案年 3～7 月資料，探討東亞季風在江淮地區(6～7 月)及台灣地區(5～6 月)的特性，並進一步了解這兩個地區年際變化時，各因素之分佈特徵，及其受高層熱力作用之影響。

研究結果顯示，對於江淮和台灣地區梅雨期雨量相位之關係，當五、六月東亞地區 500 hPa 西太平洋副熱帶高壓與該月份之氣候平均比較，一直持續地偏強或偏弱時，兩地之雨量乃呈現反相位關係，吾人認為此為正常狀態；而由於副高的異常發展，五、六月出現不同的正或負偏差，即先增強然後減弱，並不是隨著季節而持續增強，以及 ENSO 或其他因素的影響，則出現正相位之關係。

由氣象場時序分析結果，高對流層陸續於 85°E 以東及 85°E 以西出現經向溫度梯度逆轉(5°N～25°N)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°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，則當江淮地區為乾旱時，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。

關鍵詞：夏季季風、年際變化

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。梅雨期之特徵包含了各種不同時間及空間的尺度，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為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，在夏季青藏高原轉為一熱源，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。此現象首先出現在五月中旬，低層(850hPa)的風向於南海地區($\sim 15^{\circ}\text{N}, 100^{\circ}\text{E} \sim 120^{\circ}\text{E}$)會先有西南氣流之發生，高層(200hPa)南亞高壓急遽北移，而使南海地區高層由原先的西風轉為東風；到了六月中旬，阿拉伯地區($\sim 15^{\circ}\text{N}, 50^{\circ}\text{E} \sim 70^{\circ}\text{E}$)也出現了低層西南氣流及高層東風的建立。他們認為五月中旬南海地區及六月中旬阿拉伯海地區西南風之出現，分別為東亞季風和印度季風的開始。Yanai et al. (1992)更進一步的探討青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。而青藏高原對東亞季風及印度季風熱力上之影響極為不同，對東亞季風來說，高原東側非絕熱加熱的影響為主要貢獻，而對印度季風來說，在高原西側及伊朗、阿富汗等地區，其主要的因素為強烈下沉氣流產生的絕熱增溫。由此可知，在梅雨發展之時，大尺度環流分別於高原東、西側出現二次急遽的演變過程中，青藏高原熱源之熱力效應扮演一個舉足輕重的角色。

Lau (1992)由氣候觀點的研究結果顯示，東亞夏季季風雨量主要由伴隨梅雨槽北移之對流活動所主導；直接影響東亞夏季季風的行星尺度系統，包括了西太平洋副熱帶高壓、青藏高原之熱源、局部之哈得里環流(the local Hadley circulation)和赤道上之沃克環流(the equatorial Walker circulation)。而熱帶海溫的變動也是影響東亞地區天氣及氣候之重要因素之一，Nitta (1987)分析菲律賓東方的西太平洋海溫變化狀況，其研究指出該地海溫異常地增暖會激發一波列結構，此結構在日本地區加強了高層高壓，導致日本地區夏季大乾旱，明顯地影響日本夏天的綜觀天氣形態，同時亦會影響南海及其鄰近地區的夏季降雨量。王與胡(1994)以 EOF 方法研究 ENSO 年後春季東亞海溫及外逸長波輻射特徵，分析指出副熱帶西太平洋與赤道區中及東太平洋有同相位之變化，即於 ENSO 成熟期後之春季，副熱帶西太平洋也有較高的 SST 及較強的對流活動，造成該地區對流之加強及地區雨量之增加，傾向於溼梅雨期的情況。對於上述各種大尺度系統的變動，都為影響東亞台灣梅雨期天氣及氣候型態的重要因素。

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。陳(1987)認為低對流層氣流之源地及強度，為台灣地區梅雨季5、6月雨量多寡之決定因素，太平洋高壓脊、東亞主槽、鄂霍次克海阻塞高壓乃為影響低對流層氣流之源地和強度之四個行星尺度環流系統。此外並指出500 hPa副高異常地提早往北發展是台灣梅雨乾梅的一個特徵。但由許與王(1990)的研究，太平洋副高與梅雨期雨量在延遲(Lag)相關上的關係，以500 hPa副高做指數，其與台灣地區雨量之相關係數為0.6，顯然副高的位置並不是唯一的因素，應仍有其它的作用力會影響梅雨系統的異常發展。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，對於影響這些因素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，此時青藏高原熱源為主要的作用力，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。黃(1992)指出台灣溼梅年時，青藏高原東側(80°E ~ 100°E, 25°N ~ 40°N)中高層會持續地增溫，若為乾梅年，則溫度持續變化不大，顯然增溫之程度亦會造成不同的乾、溼結果。由上述高層噴流的研究可知，青藏高原熱源中心之變化為其主要的作用力，除此之外，是否還有其他之作用力存在？近年來南海日受學者們所重視，對於東亞季風前汛期時，即華南與臺灣的梅雨季，南海地區高層溫度場之增溫變化所扮演的角色，將是非常值得探討的課題。

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。Tao and Chen(1987)研究指出當西太平洋副熱帶高壓強度較弱時，低層越赤道流較強，此時長江流域梅雨現象較不顯著；相對地，當副高強度較強時，低層越赤道流則較弱，長江流域之梅雨現象較顯著，而這

條件卻恰好是台灣乾梅雨季所有的特性。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,高層中高緯出現異常持續的阻塞高壓,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,同時有一明顯的經向環流存在;而在旱年,由於南海ITCZ強,低層西南季風弱,造成高層輻散中心偏東,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,同時也抑制了經向環流的形成。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,仍有待更多的研究加以確認。

此外,海溫的變異對江淮雨量的影響又是如何呢?Huang and Sun(1992)以1978~1989十二個夏季資料,研究熱帶西太平洋暖水區對流變化對東亞夏季季風的影響,當熱帶西太平洋海平面溫度(SST)為正距平時,在夏季菲律賓到中南半島附近有偏強的對流活動,此時出現東亞/太平洋遙相關形態(EAP pattern, East Asia/Pacific teleconnection pattern),約於六月上、中旬西太平洋副熱帶高壓明顯北跳,位置偏北,導致在江淮流域、朝鮮半島和日本的降雨量減少;相反地,當熱帶西太平洋海平面溫度為負距平時,在夏季菲律賓週圍的對流活動偏弱,且無EAP遙相關型態出現,副高北跳不明顯,位置偏西,同時江淮流域的降雨量增加。Huang and Sun(1992)之結果說明了於東亞及西太平洋地區存在一種遙相關的形式,與Nitta(1987)的分析結果相同,顯然對東亞地區夏季雨量來說,西太平洋暖池之海溫狀態為一重要的預報因子。

綜上所述,對於台灣/東亞區域梅雨降水異常之分析,在探討乾濕梅年大尺度環流場分布特徵方面,已有許多論著,目前為止,吾人已知,影響台灣/東亞區域梅雨期大尺度環流之因素包括鄂霍次克海阻塞高壓的存在、高層噴流之位置、南亞高壓和高層輻散中心之移動及位置、500 hPa太平洋副熱帶高壓之發展、低層氣流之來向、青藏高原之熱源角色、以及西太平洋暖池海溫狀況等。但對於高層噴流位置/強度與台灣地區降雨之相關,以及南亞高壓位置/強度及移動速度的現象均未作進一步的探討,而受何種作用力年際變化的影響,使得每年五月中旬前後南海地區下層西南氣流提早或延遲發生?也值得去探討。

因此,本研究探討東亞季風在江淮地區及台灣地區的特性,希望能進一步了解這兩個地區年際變化時各主要因素之分佈特性。對於梅雨期之演變做一系列的分析,特別著重高層環流之特性探討,包括東亞高層噴流、南亞高壓及高空輻散中心之位置、強度及時序變化。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，吾人也會探討青藏高原及南海海溫對東亞/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。同時有鑑於台灣梅雨(5月～6月)與江淮梅雨(6月～7月)反相位及同相位之關係，也值得在東亞季風的年際變化中一併做探討。

二、資料與分析方法

(一) 資料

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，詳見第三章第三節)。因此吾人分析了此四年之資料(即1983、1985、1991及1992年)。由於一些學者，以早期初步的單年研究指出江淮和台灣地區梅雨雨量是反相位的關係，因此在本文中吾人視反相位為正常年。

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(00UTC與12UTC)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。

對於四個個案年，計算該年之月平均值。五日平均則是自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，所得到者即為五日平均(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。此外以1979年～1992年十四年氣象資料算術平均，作為氣候平均值，分別與四個個案年比較。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。

表一 1951 ~ 1992 年江淮及台灣地區梅雨期降雨量之比較。

江淮						台灣					
年份	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	年份	(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	乾
1954	溼	乾		乾	乾	1978	乾	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	乾	溼	•乾	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 (1992)和陸與高(1994)江淮地區6~8月降水：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。

表二 分析資料時間，每五日爲一週期。

週 期	日 期	週 期	日 期
1	三 月	1 - 5	16
2		6 - 10	17
3		11 - 15	18
4		16 - 20	19
5		21 - 25	20
6		26 - 30	21
7	四 月	31 - 4	22
8		5 - 9	23
9		10 - 14	24
10		15 - 19	25
11		20 - 24	26
12		25 - 29	27
13	五 月	30 - 4	28
14		5 - 9	29
15		10 - 14	30

(二) 流函數(Stream Function)及速度位(Velocity Potential)

由於吾人要用流函數及速度位之分佈方式來說明質量場及輻散場之狀況，因此必須將風場做化簡以求得上述兩函數。對於一個二維的速度場 $V = i u + j v$ ，可以下列二式來表示(參考 Holton, 1972)：

$$u = -\frac{\partial \psi}{\partial y} + \frac{\partial \chi}{\partial x}$$

$$v = +\frac{\partial \psi}{\partial x} + \frac{\partial \chi}{\partial y}$$

其中 u ， v 分別爲東西向及南北向之風場，而 ψ 及 χ 即所謂的流函數(Stream Function)及速度位(Velocity Potential)。若再進一步推導，則可分別得到相對渦度(ζ)、輻散度(δ)與流函數(ψ)、速度位(χ)彼此之間的關係，

$$\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$$

$$= \left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} \right) \psi$$

$$\begin{aligned}\delta &= \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \\ &= \left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} \right) \chi\end{aligned}$$

本文是以波譜法(T42)計算流函數與速度位之空間分布(參考 Haltiner and Williams , 1980)。基本上波譜法是以一組空間結構的正交函數和來表示變數，相對於每一個函數的係數乃為時間的函數，利用此方法分析氣象場，空間相位分布則具有該基底函數之特色，作波的展開，時間方面仍以定差法解析，其最大優點可避免計算性頻散及計算性非線性不穩定的問題。

首先以風場資料 $u(\lambda, \mu, t)$, $v(\lambda, \mu, t)$ 計算球面座標上之相對渦度 $\zeta(\lambda, \mu, t)$ 及輻散度 $\delta(\lambda, \mu, t)$ 。

對於流函數 ψ 之計算：定義球面上之相對渦度及流函數，可以下式來表示

$$\begin{aligned}\zeta(\lambda, \mu, t) &= \sum_m \sum_n \zeta_{m,n}(t) Y_{m,n}(\lambda, \mu) \\ \psi(\lambda, \mu, t) &= \sum_m \sum_n \psi_{m,n}(t) Y_{m,n}(\lambda, \mu)\end{aligned}$$

其中 λ 為經度， $\mu = \sin \varphi$ ， φ 為緯度， t 為時間，以及 $Y_{m,n}$ 為基底函數，此基底函數滿足下式的特性：

$$\nabla^2 Y_{m,n} + b Y_{m,n} \equiv 0$$

$$b \equiv \frac{n(n+1)}{a^2}$$

此時 $|m|$ 為東西向波數， $n-|m|$ 為南北向波數， n 必須大於或等於 $|m|$ 。因此可推得

$$\begin{aligned}\nabla^2 \psi &= \nabla^2 \left(\sum_m \sum_n \psi_{m,n}(t) Y_{m,n}(\lambda, \mu) \right) \\ &= \sum_m \sum_n \psi_{m,n}(t) \nabla^2 Y_{m,n}(\lambda, \mu) \\ &= - \sum_m \sum_n \psi_{m,n}(t) b Y_{m,n}(\lambda, \mu)\end{aligned}$$

由於 $\nabla^2 \psi = \zeta$ ，故

$$- \sum_m \sum_n \psi_{m,n}(t) b Y_{m,n}(\lambda, \mu) = \sum_m \sum_n \zeta_{m,n}(t) Y_{m,n}(\lambda, \mu)$$

$$\psi_{m,n}(t) = -\frac{1}{b}\zeta_{m,n}(t)$$

對於速度位 χ ，同理可得

$$\chi_{m,n}(t) = -\frac{1}{b}\delta_{m,n}(t)$$

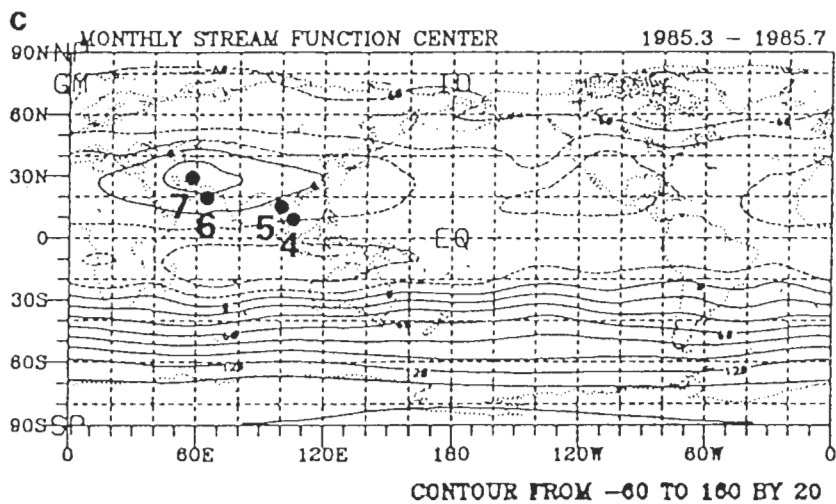
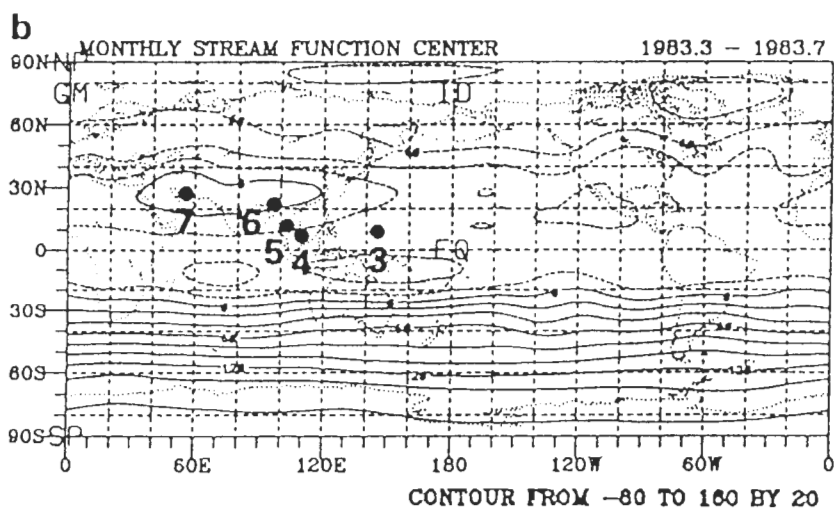
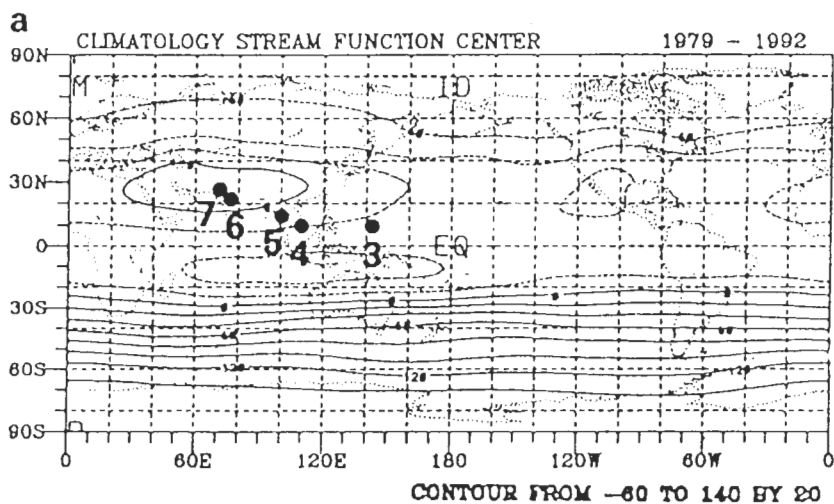
最後再將波譜空間計算所得之流函數及速度位，轉回至經緯網格座標，此即為文中分析之流函數及速度位場。

三、東亞夏季季風大尺度環流場年際變化之探討

-----江淮及台灣地區

(一) 200 hPa 月平均流函數分佈

圖 1 為 1979 ~ 1992 氣候平均及 1983、1985、1991 和 1992 四年之 200 hPa 流函數中心 3 ~ 7 月移動路徑，圖中曲線為平均七月流函數場，並以亞洲地區流函數分佈之極大值點和其最內圈曲線內各點的平均位置決定流函數中心。由 1979 ~ 1992 氣候平均 200 hPa 流函數場(圖 1(a))顯示，南亞高壓在春、夏季期間乃隨季節之演變逐漸向西北方遷徙，移向青藏高原，隨著南亞高壓的移動，其北側的西風範圍逐漸減小、強度減弱並向北退，其南側的赤道東風則隨之向北擴展及加強。對於所分析四個個案年，由 3 月發展到 7 月，其南亞高壓皆逐漸向西北方移動，但卻呈現不同的年際變化特徵。1983 年(圖 1(b))3 ~ 5 月南亞高壓之月平均位置幾乎與 1979 ~ 1992 年氣候平均之月平均位置接近。然而 6 月份南亞高壓卻仍停留在中南半島及鄰近地區，中心位置為 97.5°E、22.5°N，並未如氣候平均快速地向西北移動，僅略為向西北遷徙，但到了 7 月，隨即又向西北移至 55°E、29°N 之位置，卻遠比氣候平均偏西北。對於 1985 年(圖 1(c))，南亞高壓在 3 月時並未出現，到了 4 月才形成，平均來說，1985 年 4 ~ 7 月南亞高壓之中心位置大致比氣候平均位置偏西，尤其是 6 ~ 7 月，約 55°E ~ 65°E 位置，偏西的情形相當明顯。由此可知，1985 年南亞高壓較晚形成(約 4 月)，但出現後其中心位置一直比氣候平均位置偏西北，尤其是 6、7 月，表示其向西北移動的速度較快，而在東亞地區停留的時間較為短暫。而 1991 年(圖 1(d))南亞高壓比氣候平均提早北上，但由東西移動的情形來看，此一反氣旋於 3 ~ 4 月期間即提早西移，進入東亞地區，5、6 月份卻仍停留在東亞地區，未向西移動，直到 7 月才突然移至相當西的位置，顯然該年南亞高壓向西北方向移動的速度緩慢。1992 年(圖 1(e))南亞高壓的移動情況則與 1985 年類似，3、4 月期間南亞高壓中心並未明顯出現，至 5 月時，南亞高壓才出現，比氣候平均位置偏東。然而在 6 月份卻迅速東移，7 月時則略向東北方移動。由此可知，與 1979 ~ 1992 年氣候平



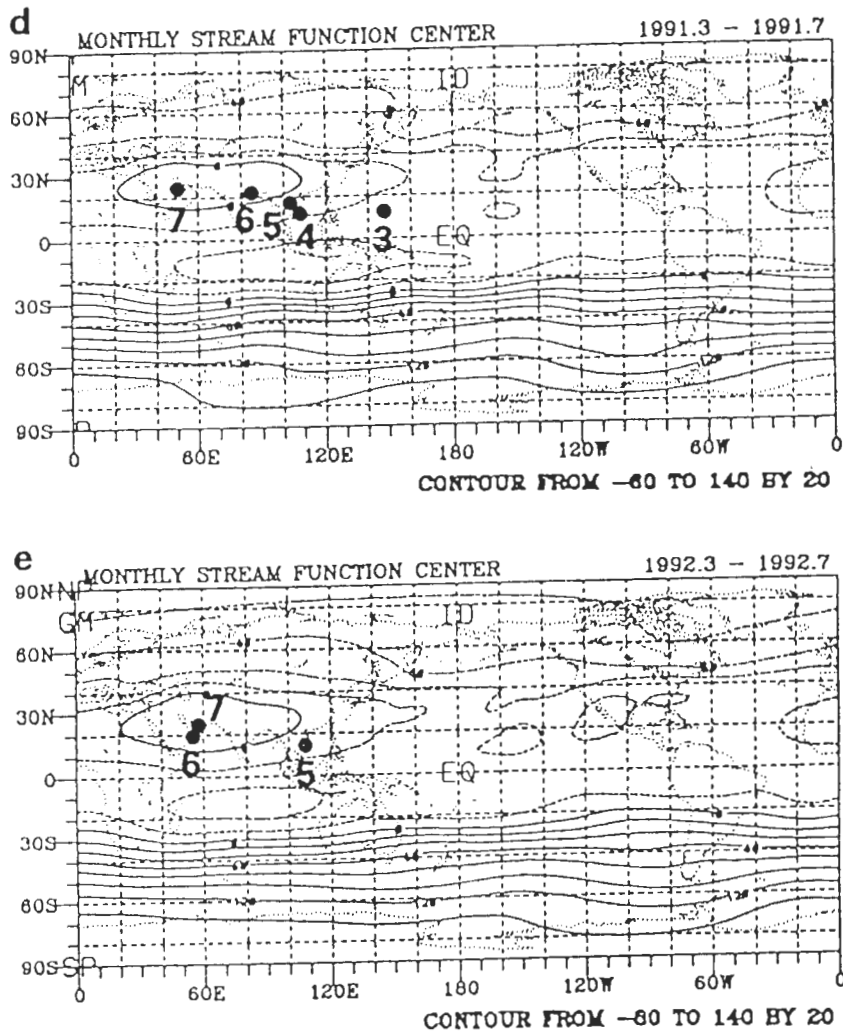


圖1 200 hPa 3~7月月平均流函數中心位置,分析區域為90°S~90°N、0°E~0°W,單位為 $10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 。(a)為1979~1992年,(b)為1983年,(c)為1985年,(d)為1991年,(e)為1992年。

均比較, 1992年南亞高壓較晚形成, 在東亞地區停留的時間相當短, 即向西北移動之速度快。

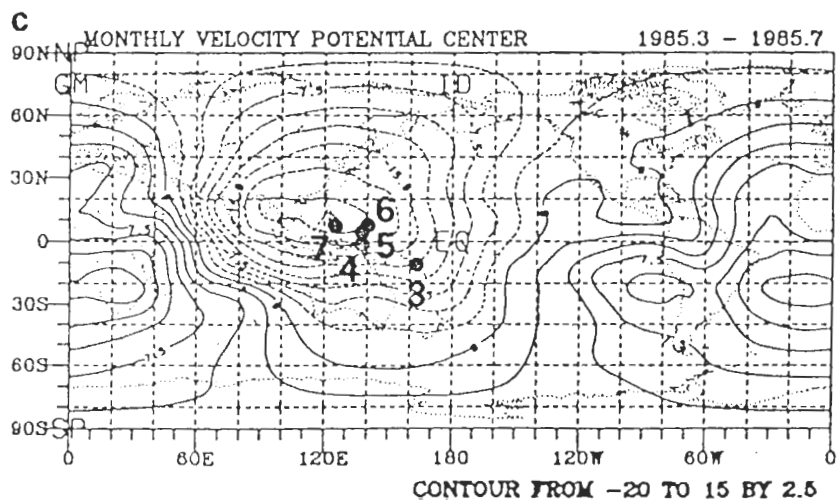
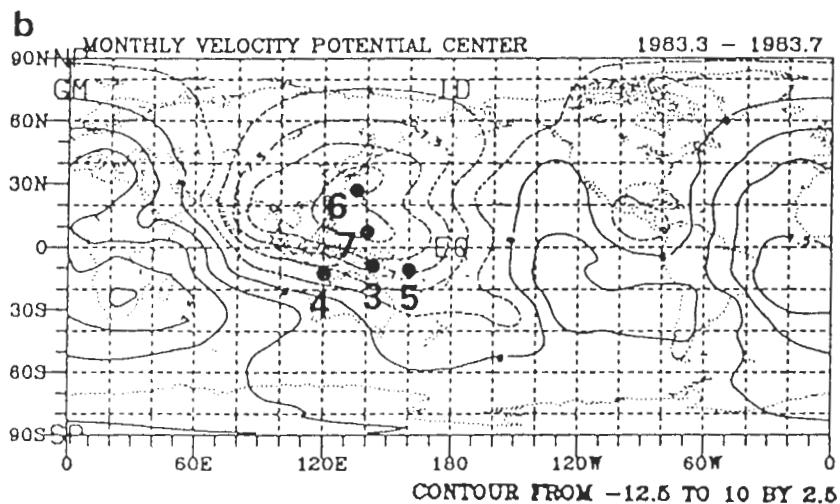
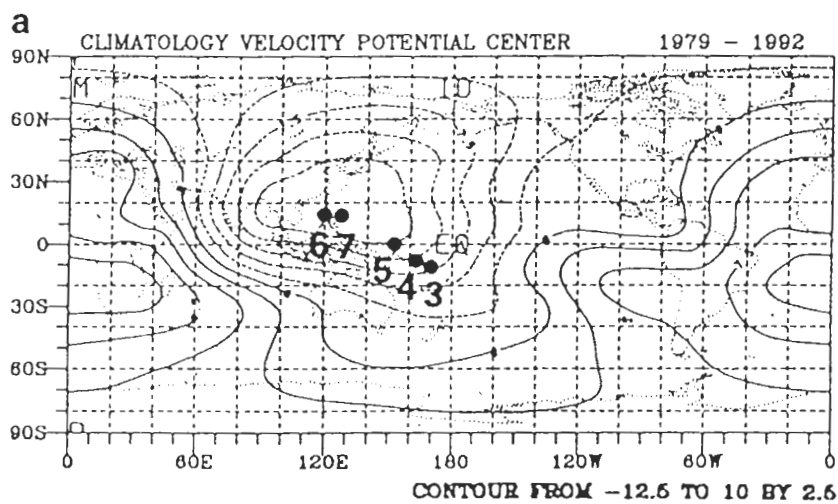
對於1983、1985、1991及1992四個個案年之200 hPa月平均流函數的探討可知, 1983及1991年, 即江淮地區雨水豐沛時, 南亞高壓於6月份皆偏東北發展, 到了7月則迅速地向西北移動, 其在華南地區停留的時間較長。然而當江淮地區出現乾旱之時, 即1985及1992年, 南亞高壓約在4、5月份才明顯出現, 並於6月份隨即移往印度洋, 在東亞地區停留的時間相對的較短暫。

(二) 200 hPa 月平均速度位場分佈

在高空輻散場方面，圖 2 為 1979 ~ 1992 氣候平均及 1983、1985、1991 和 1992 四年之 200 hPa 速度位中心 3 ~ 7 月移動路徑，圖中曲線為平均七月速度位場，並以亞洲地區速度位分佈之極小值點和其最內圈曲線內各點的平均位置決定速度位中心。對於速度位中心的移動情形，1979 ~ 1992 年的氣候平均(圖 2(a))顯示，速度位中心隨著季節的演變，由南半球中太平洋位置逐漸向西北移動，可與南亞高壓之移動(圖 1(a))相互對應，6 月時移至 120°E、15°N 的位置，7 月則折回，不再向西北發展。而對於 1983、1985、1991 及 1992 四個個案年來說，1983 年(圖 2(b))受到了 ENSO 事件之影響，主要的輻散場位於東太平洋地區(未顯示)，因此在 3、4 月期間，只有南半球西太平洋一帶出現輻散場，北半球亞洲及太平洋地區幾乎為輻合場。而 5、6、7 月整個中、西太平洋為輻散分佈，並逐漸增強，尤其是 6、7 月，其輻散中心強度已比東太平洋之輻散中心強。對於 1983 年速度位中心(圖 4.2 (b))自 5 月開始，向西北移動，6 月份到達 135°E、27.5°N，7 月則是向東南方向折回至 140°E、7.5°N。然而 1991 年及 1983 年，這二年江淮地區同為洪澇，對於輻散中心之移動情況則類似。1991 年(圖 4.2 (d))3、4 月期間，赤道附近之印度洋、孟加拉灣及西太平洋一帶皆為輻散場。平均來說，輻散場偏西發展。5、6 月速度位中心向西北方向移動，7 月又折回至 117.5°E、15°N 之位置。此外，6 月速度位中心位於 102.5°E、20°N，與 1983 年相同情形，皆比氣候平均位置偏北，表示下層輻合和上層輻散均偏北，以質量守恆之觀點來看，上層輻散環流向外擴張會在南方形成另一輻合中心，使南方的下沉氣流容易發展。因此華南該地區的上升氣流被抑制發展，致使 1983 及 1991 年華南地區乾旱。而 1985 年(圖 4.2 (c))及 1992 年(圖 4.2 (e))速度位中心移動情形，在 6 月時，1985 年之速度位中心位於 140°E、7.5°N，1992 年則位於 97.5°E、12.5°N，二年皆比氣候平均位置偏南。此外，7 月時，二年之速度位中心皆繼續向西移動，並未如同氣候平均或 1983、1991 年之個案向東南折回。此為 1985 及 1992 年，江淮地區發生乾旱時，速度位中心移動之共同特徵。

陶與徐(1994)分析 1980、1981、1985 及 1991 年夏季江淮流域之夏季降水及東亞季風之年際變化，對於陶與徐(1994)的結論，除了輻散中心之位置之外，吾人分析 1983、1985、1991 及 1992 年，大致上也獲致相同的看法，吾人認為輻散中心位置偏南或偏北，會影響到低層西南氣流向北發展的程度。輻散中心在江淮洪澇時偏北，並有一明顯的經向環流；在江淮乾旱時則偏南，經向環流強度弱，至於其東、西位置則應與副高之位置互相配合而決定。

圖 3 為 200 hPa 月平均輻散場標準差分布。圖中顯示各月最大輻散場標準差之分布，皆呈現東西對稱之型式，其位置約在赤道西太平洋，另一則約在赤道東太平洋，特別是 5 ~ 7



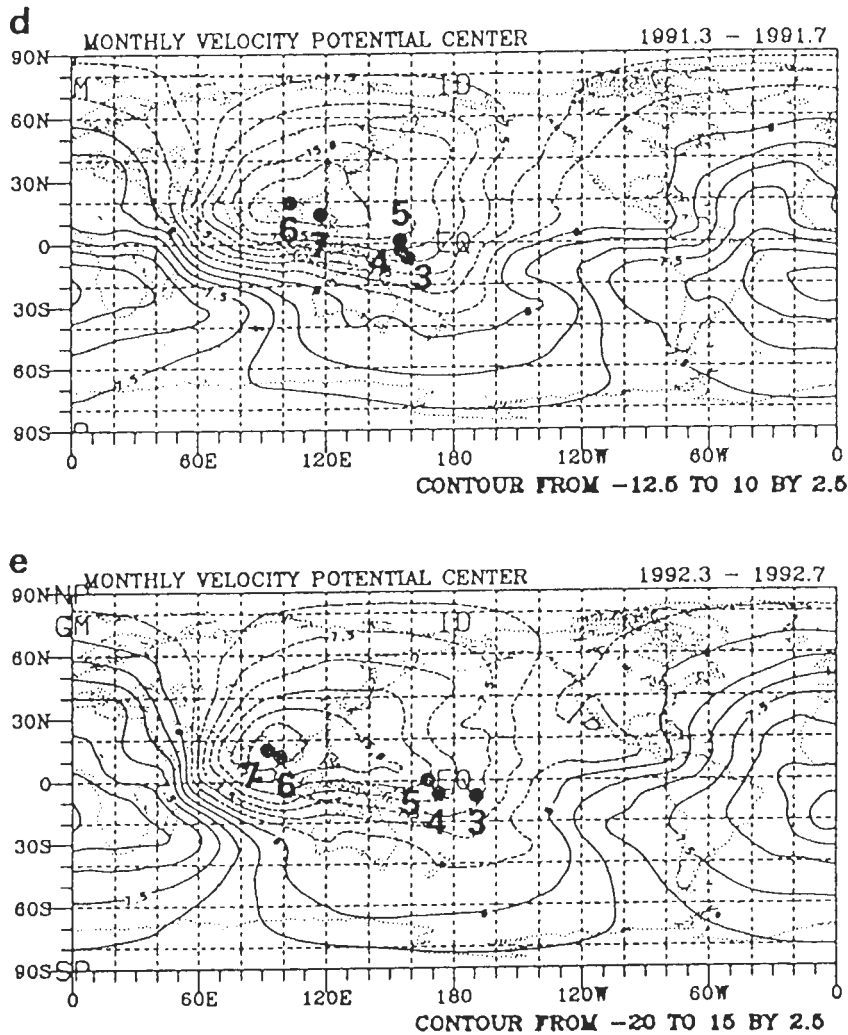


圖2 200 hPa 3~7月月平均速度位中心位置,分析區域為90°S~90°N、0°E~0°W,單位為 $10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 。(a)為1979~1992年,(b)為1983年,(c)為1985年,(d)為1991年,(e)為1992年。

月(圖3(a)~(c)),赤道西太平洋之最大標準差中心西移至中南半島及孟加拉灣一帶。然而,5~7月此最大標準差中心區域,乃分別位於1979~1992氣候平均及四年個案年該月速度位中心(圖2)之西側,表示在最大輻散場中心西側---南海地區、中南半島及孟加拉灣一帶,才是最易產生年際變化的區域。由此可知,輻散場除了伴隨南亞高壓逐漸向西北移動外,主要影響其季節性演變之年際變化特徵的乃是熱帶西太平洋之熱源(Nitta, 1987; Huang and Sun, 1992),尤其當ENSO事件發生時,由於赤道東太平洋海溫之增暖,也在赤道東太平洋輻散場異常地加強。

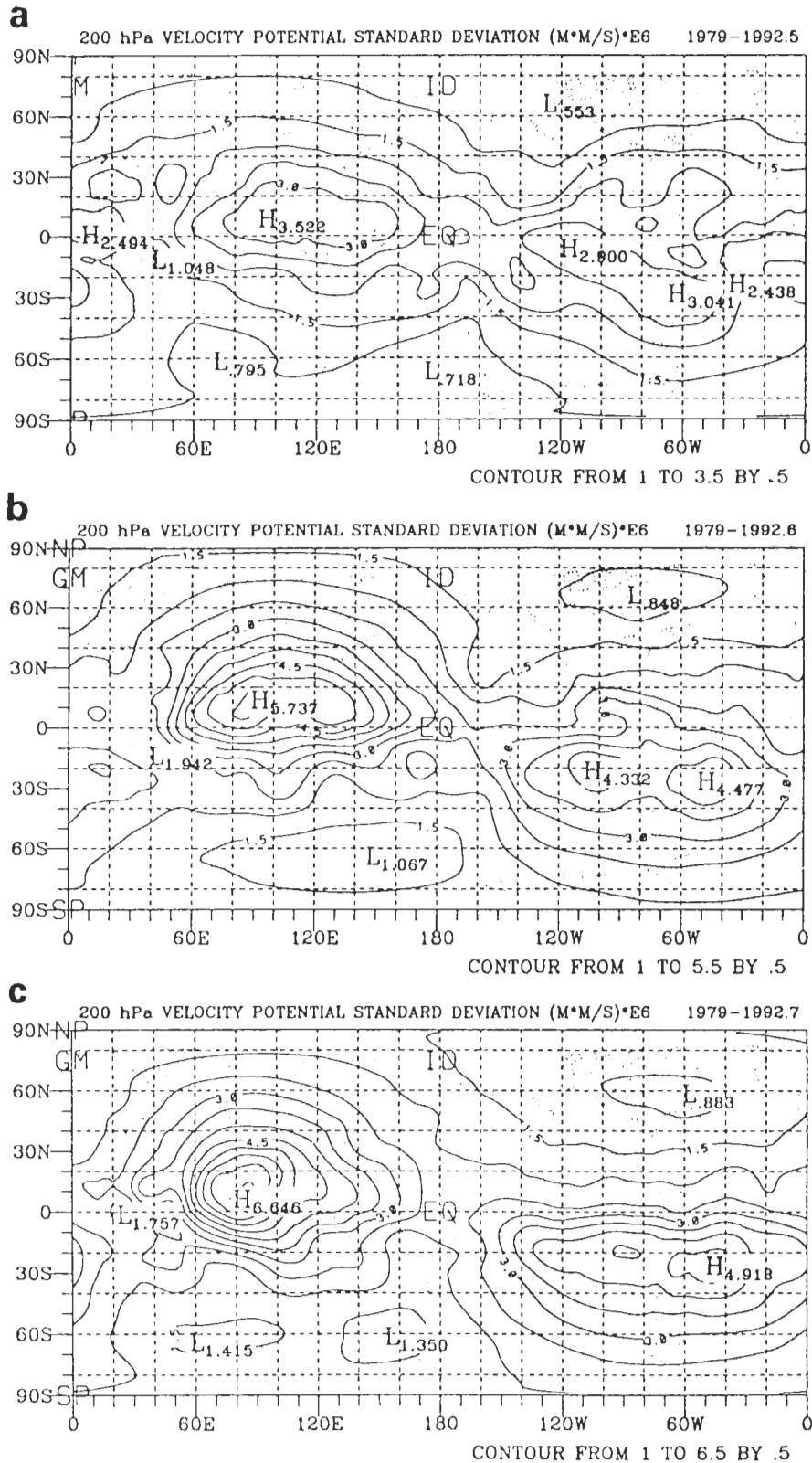


圖 3 200 hPa 月平均速度位標準差分佈，分析區域為 $90^{\circ}S \sim 90^{\circ}N$ 、 $0^{\circ}E \sim 0^{\circ}W$ ，單位為 $10^6 m^2 s^{-1}$ 。(a)為 5 月，(b)為 6 月，(c)為 7 月。

(三) 500 hPa 月平均高度場

前面已對 3 ~ 7 月高層南亞高壓及輻散中心之移動作探討,過去也有許多學者認為中層及低層環流對東亞夏季季風之重要,對於 500 hPa 高度場都只單獨分析台灣或江淮的情形,因此在這一小節吾人將以 5 ~ 7 月持續地分析月平均 500 hPa 副高的演變過程。

圖 4 ~ 圖 7 分別 1983、1985、1991 及 1992 四年 5 ~ 7 月各月平均高度場偏差分布,其中偏差值是由各月平均場減去 1979 ~ 1992 年該月氣候平均值之結果。由 500 hPa 高度場標準差 5、6 月之分佈,對於東亞地區,如 1991 年(圖 6) 5、6 月持續出現正偏差,1992 年(圖 7)則持續出現負偏差。然而,1985 年(圖 5) 5 月乃為非常大的正偏差,6 月卻又出現負偏差,並未像 1991 年持續出現正偏差。1983 年(圖 4) 5 月亦為正偏差,6 月卻為負偏差,但偏差程度比 1985 年弱。

對於 1983 年及 1985 年,江淮和台灣地區梅雨雨量乃呈現正相位之關係,此時東亞地區 500 hPa 高度偏差場,5 月份為正偏差,6 月份則為負偏差,尤其是 1985 年,5 月份正偏差量相當大,然而,1991 及 1992 年 5、6 月 500 hPa 高度偏差場卻分別呈現持續地正、負偏差現象,此時江淮和台灣地區梅雨雨量乃呈現反相位之關係。顯然正常狀態下,江淮和台灣地區梅雨雨量應為反相位之關係,而 1985 年由於副高 5 月份提早偏北發展,造成 5 月時台灣地區偏乾,6 月份副高的發展趨於正常或偏弱,使得台灣地區於 6 月份又偏濕,但若 5、6 月平均來看,則仍偏乾的。1983 年 5 月份東亞地區 500 hPa 高度偏差場雖為正偏差,但並不像 1985 年那麼明顯,表示副高並不是主要的因素,而可能是有包括 ENSO 在內的其他因素,造成的影響。它使得系統明顯地偏北發展,造成該年江淮及台灣地區都偏濕。與十四年(1979 ~ 1992) 500 hPa 月平均高度場比較結果可知,由於副高的異常發展,即先增強然後減弱,而不是隨著季節移動而持續增強,及可能是 ENSO 事件的影響,使得 1985 及 1983 年江淮和台灣地區梅雨雨量呈現了正相位之關係。

四、亞洲季風之時序分析---南海及青藏高原熱源之角色

(一) 東亞季風及印度季風之開始

圖 8 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 8.1 (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 8.1 (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

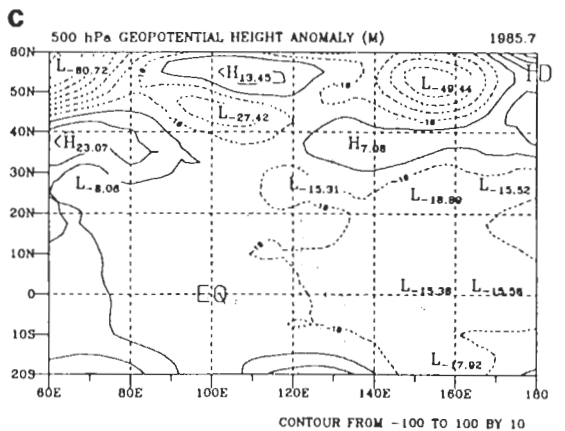
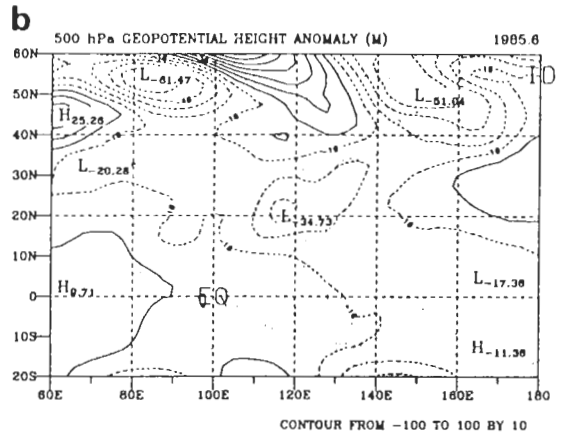
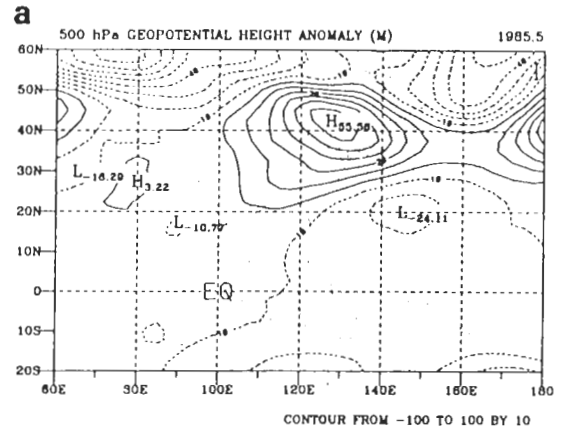
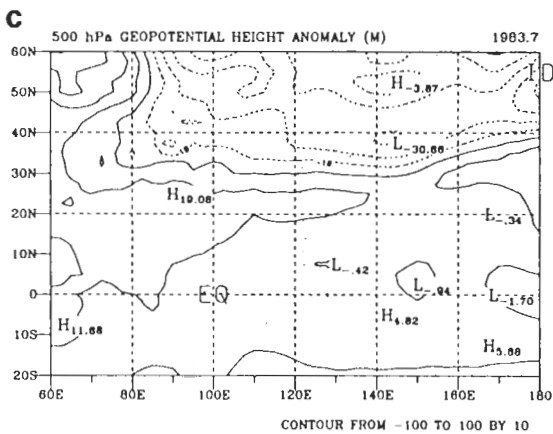
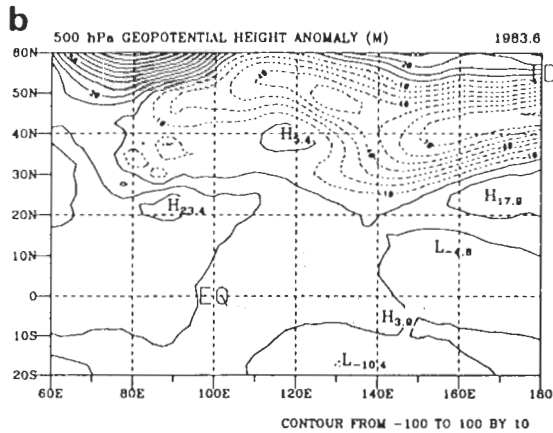
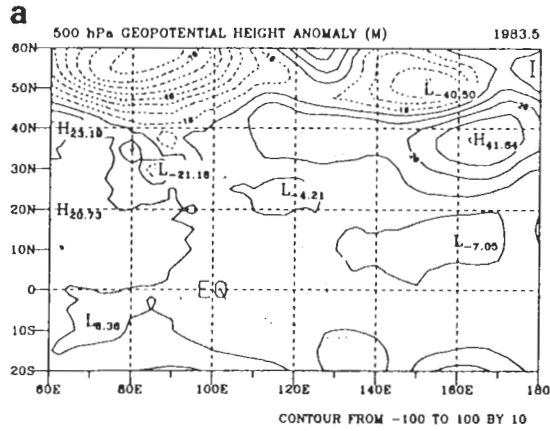


圖 4 1983 年 500 hPa 月平均高度場偏差分佈，為 1983 年減去 1979 ~ 1992 年十四年平均，分析區域為 20°S ~ 60°N、60°E ~ 180°，單位為 m。(a)為 5 月，(b)為 6 月，(c)為 7 月。

圖 5 同圖 4，但為 1985 年。

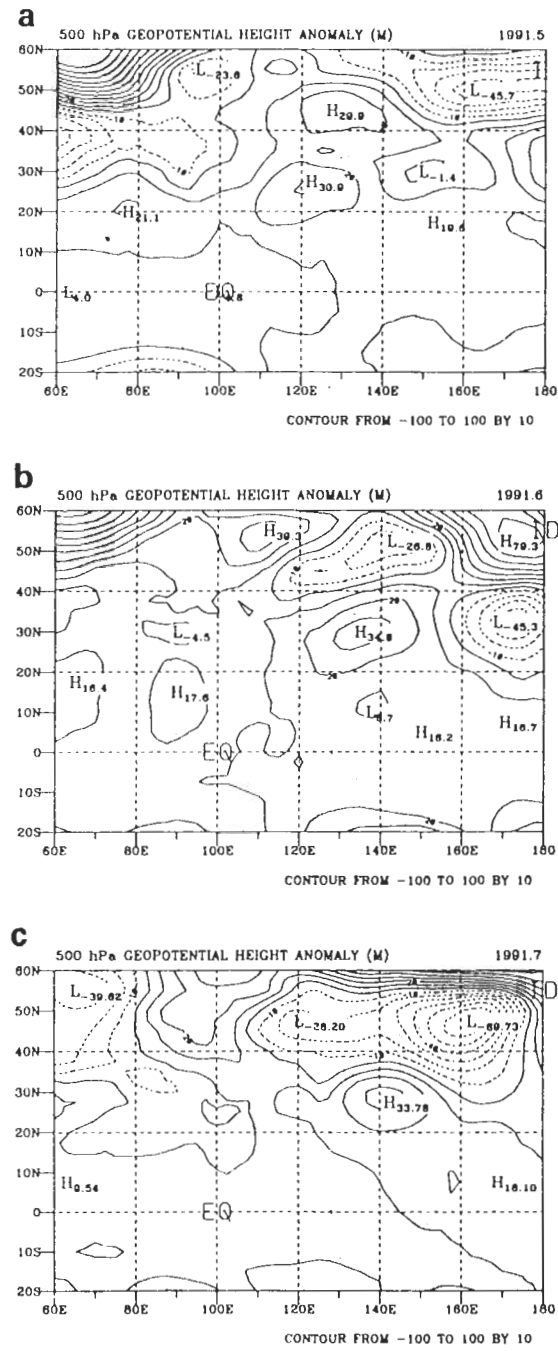


圖 6 同圖 4，但為 1991 年。

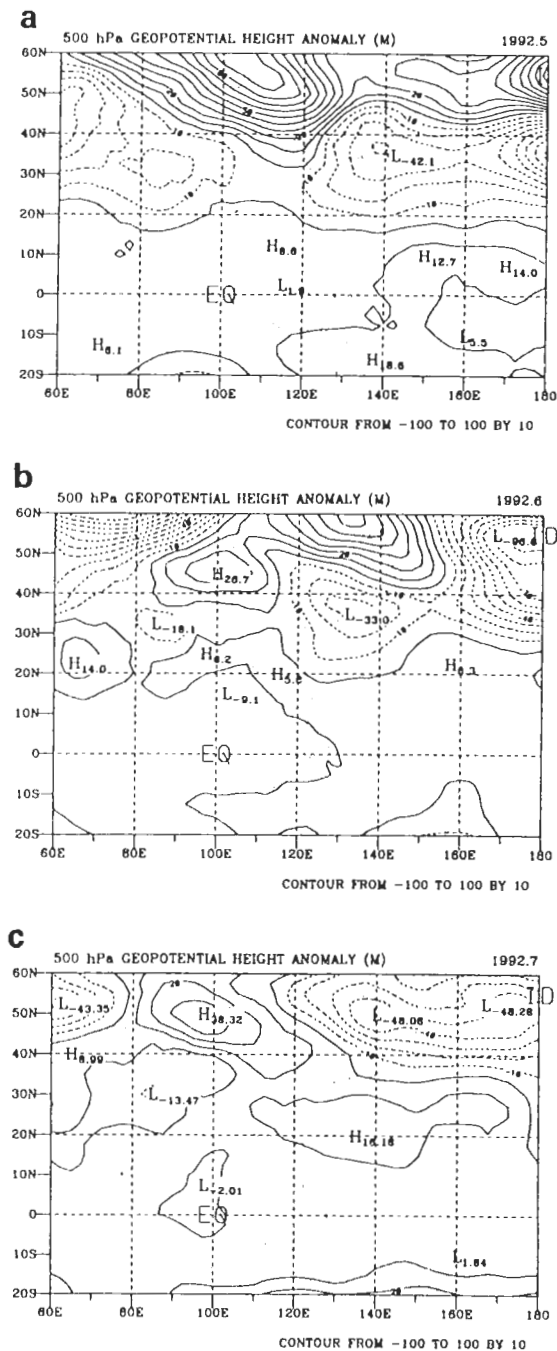


圖 7 同圖 4，但為 1992 年。

不明顯，之後候平均 19 時，高壓中心已倏然地出現在極西 55°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 8.1(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 8.2(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°E 、 20°N 及 55°E 、 15°N ，到了候平均 21(6 月 9 日~6 月 13 日)則為一個高壓中心(55°E 、 20°N)，自此之後，高壓中心偏西發展，與 1991 年呈明顯的對比。

由第三章第一節 3~7 月月平均南亞高壓的分析，顯示該期間南亞高壓乃逐漸地向西北方向移動，而經由五日平均更詳細地探討，則發現該中心並不是持續穩定地移向西北方，卻出現折折回回的移動路徑，He et al. (1987) 分析 1979 年夏季資料，亦呈現類似的結果。

對於 850 hPa 低層之西南氣流又是如何發展?圖 9 分別為 1983、1985、1991 及 1992 四個個案年 15°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°E 以東出現，平均強度約為 $7\sim 8\text{ m/s}$ ，其次是 85°E 以西。此外，在西側低層西南氣流發展之同時， 85°E 東、西側氣流之強度皆增為 $16\sim 20\text{ m/s}$ 。對於上述西南氣流二階段發生時間之定義，首先當 85°E 以東之西南氣流強度大於 0 m/s 時，視為第一階段出現之時間；而由於第二階段 85°E 東、西側西南氣流強度皆加強，因此當西側氣流強度大於 5 m/s 時，才定義為第二階段發生的時間。此外，若氣流急遽變化發生在二候之間，則將時間定在後面的候。

若配合低層西南氣流二階段之時序發展，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；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。綜合第三章第一節月平均南亞高壓的討論，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；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。

He et al. (1987) 和 Yanai et al. (1992) 分析 1979 年的資料，認為南亞高壓及低層西南氣流之時序變化乃與對流層溫度的改變息息相關，因此吾人以類似方式，分析此四個個案年高層對流層經向溫度梯度之時序演變。圖 10 分別為 1983、1985、1991 及 1992 四年 200~500 hPa 層 5°N 和 25°N 平均經向溫度梯度之時間序列分析，四個案年皆顯示上層對流層在亞洲夏季季風發展前後時期， $5^{\circ}\text{N}\sim 25^{\circ}\text{N}$ 區域有明顯地暖化現象，第一階段發生於 85°E

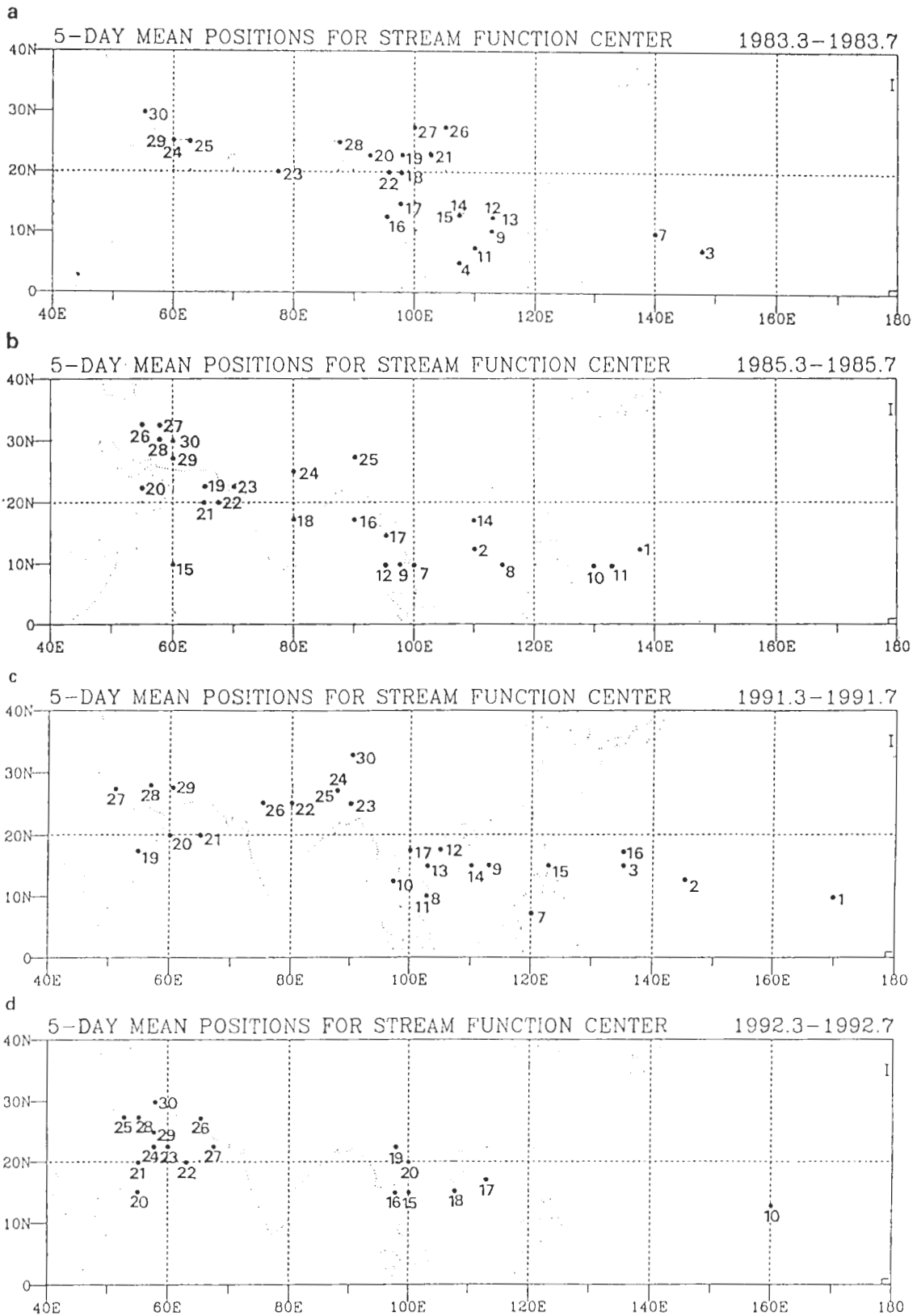


圖 8 200 hPa 3 ~ 7 月南亞高壓五日平均中心位置。(a)爲 1983 年，(b)爲 1985 年，(c)爲 1991 年，(d)爲 1992 年。

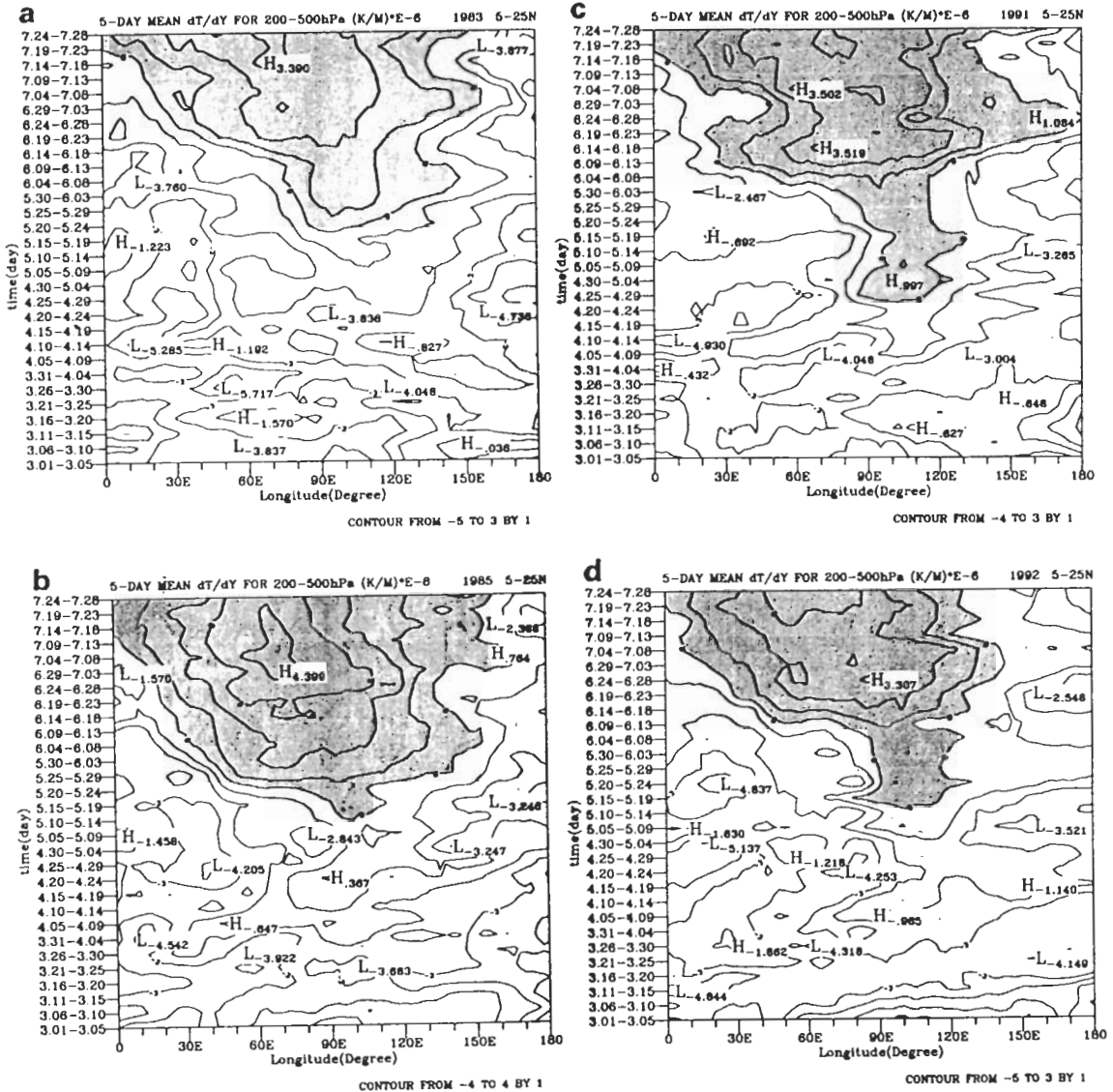


圖 10 200 ~ 500 hPa 5°N 及 25°N 五日平均經向溫度梯度時間序列分析, 分析時間為 3 ~ 7 月, $dT/dy > 0$ 為陰影區, 單位為 10^{-6} K/m 。(a)為 1983 年, (b)為 1985 年, (c)為 1991 年, (d)為 1992 年。

由前面的討論, 證實了 200 ~ 500 hPa 經向溫度梯度 (5°N ~ 25°N) 二階段逆轉之發生時間, 明顯地與南亞高壓及低層西南氣流遽變之時間相吻合。85°E 以東首先出現上層對流層暖化情形, 致使相同地區低層西南氣流加強及 200 hPa 南亞高壓之北移/穩定出現, 此為東亞季風的開始。第二階段暖化現象發生在 85°E 以西, 同樣地激發了 85°E 以西低層西南氣流大範圍地組織加強, 包括 85°E 東、西二側, 而南亞高壓則是突然地向西移動發展, 印度季風隨之開始了。由此可知, 對青藏高原東側及中國南方區域, 上層對流層溫度之增加扮演一個相當重要的角色。此外, 由四年個案的分析, 每年都會有二階段的暖化現象發生, 年際差

異方面，對於 85°E 以東及 85°E 以西暖化之時間間隔，江淮地區為洪澇時，其時間間隔較長(如 1991 年)，反之，當江淮地區為乾旱時，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。

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 $5^{\circ}\text{N} \sim 25^{\circ}\text{N}$ 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	5/05 ~ 5/09	4/25 ~ 4/29	5/10 ~ 5/14
	(北跳)	(穩定出現)	(北跳)	(穩定出現)
低層西南氣流發生	5/25 ~ 5/29	5/15 ~ 5/19	4/30 ~ 5/04	5/10 ~ 5/14
85°E 以西：				
高層 $5^{\circ}\text{N} \sim 25^{\circ}\text{N}$ 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

(二) 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 11 及圖 12 乃取 100°E 剖面，分析 1991 及 1992 年高度---緯度之緯向風變化，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 11)之情況則與 1983 年(圖未示)類似，在第一階段暖化(4 月 25 日 ~ 4 月 29 日)前，高層西風南支噴流滯留於 $25^{\circ}\text{N} \sim 30^{\circ}\text{N}$ 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 $30^{\circ}\text{N} \sim 35^{\circ}\text{N}$ 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。

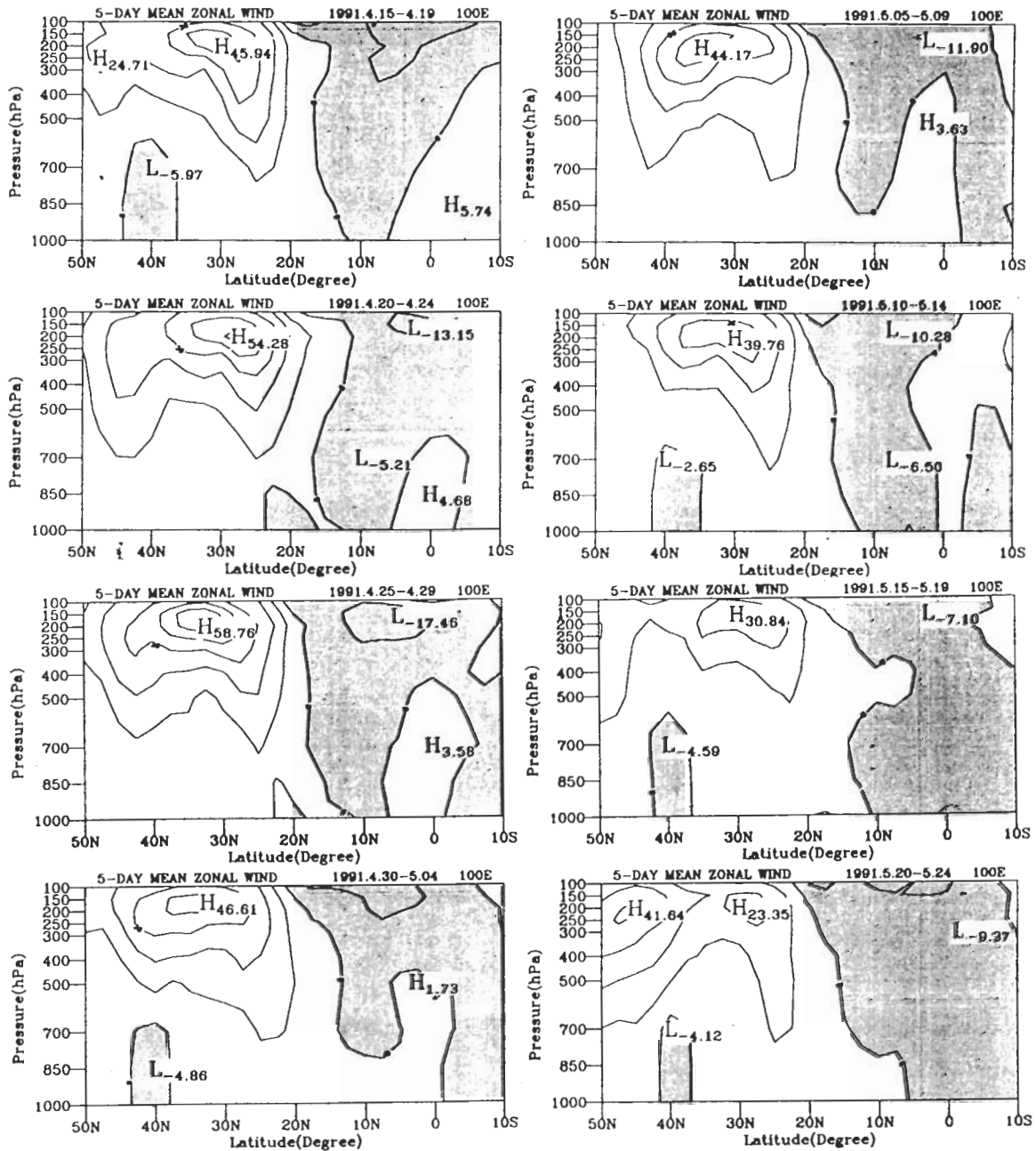


圖 11 1991 年 100°E 剖面五日平均緯向風時間序列分析，分析時間為 4 月 15 日～7 月 3 日， $u < 0$ 為陰影區。

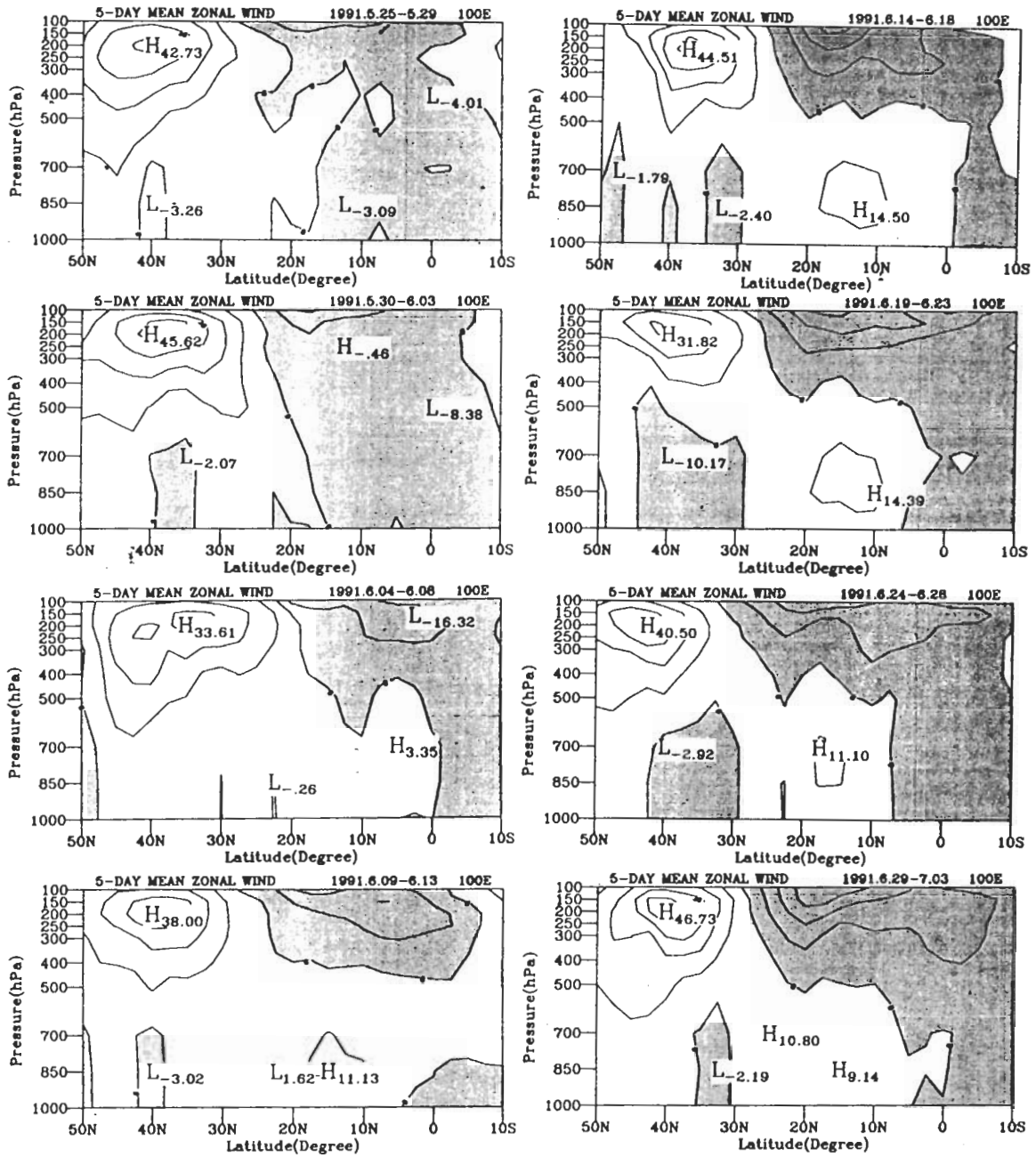


圖 11 (續)

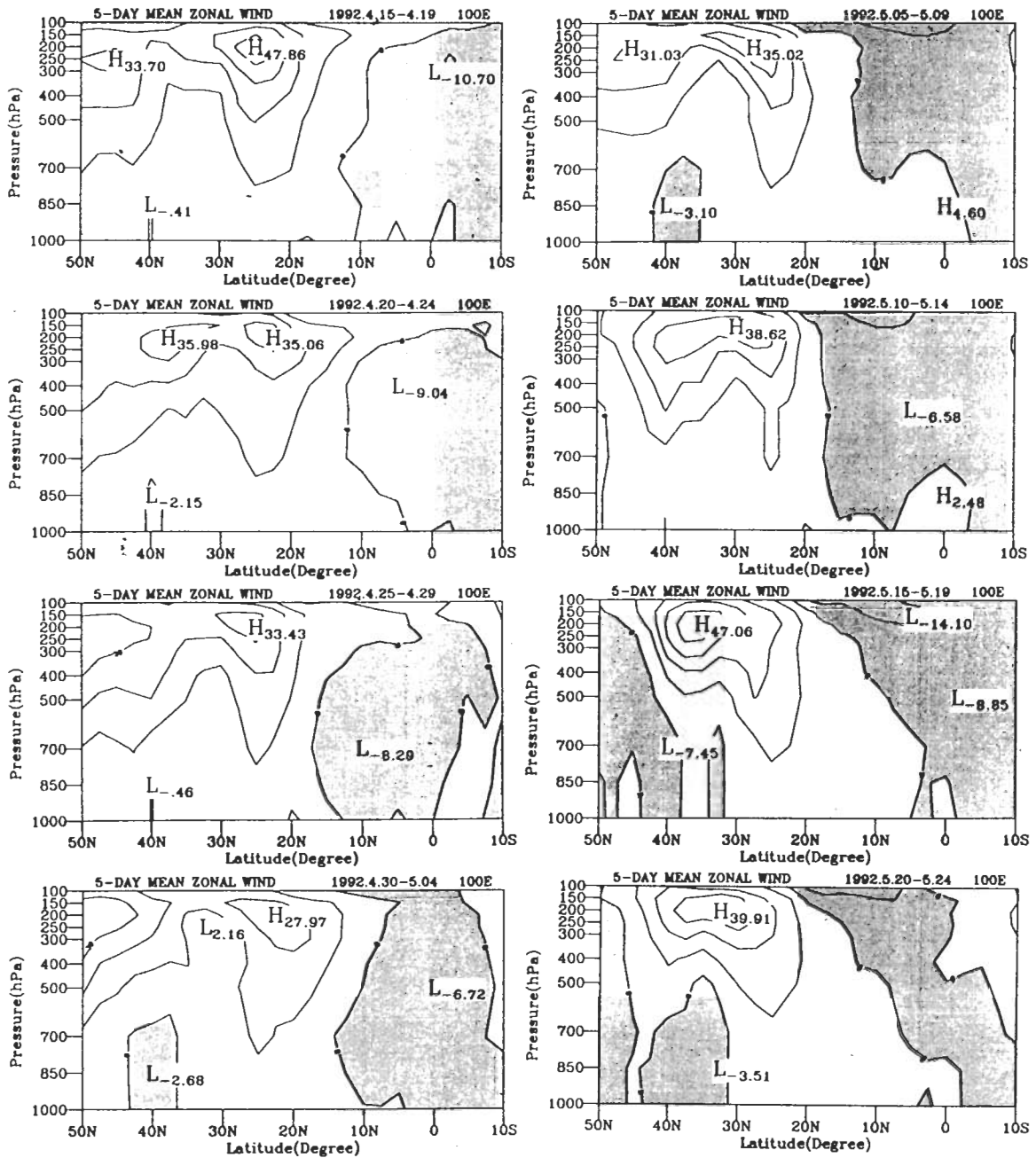


圖 12 同圖 11，但為 1992 年。

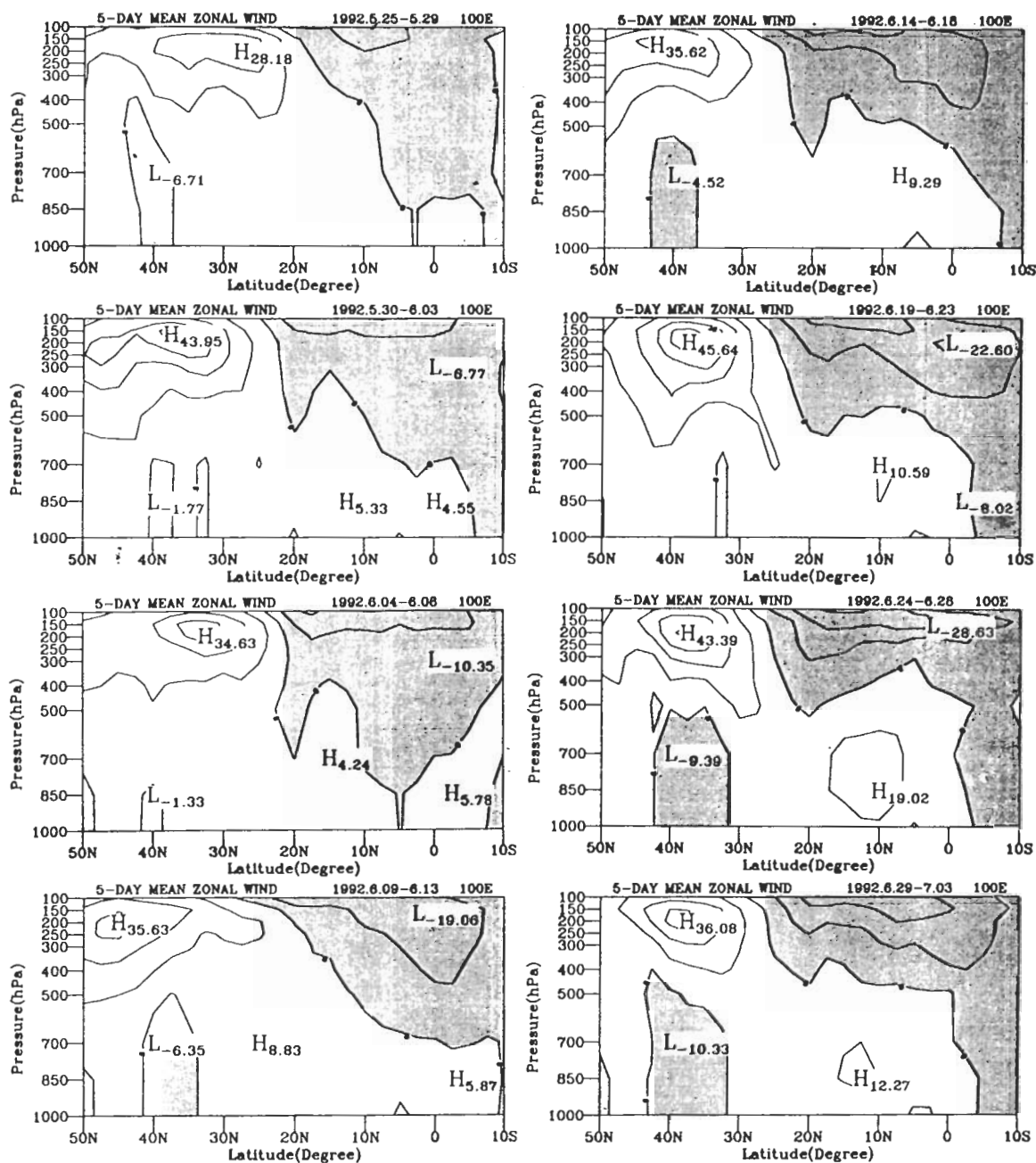


圖 12 (續)

1992 年(圖 12)高層西風噴流移動情形乃與 1985 年(圖未示)類似。暖化前,高層西風噴流一直在 $20^{\circ}\text{N} \sim 30^{\circ}\text{N}$ 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 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 $30^{\circ}\text{N} \sim 40^{\circ}\text{N}$ 。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 $35^{\circ}\text{N} \sim 45^{\circ}\text{N}$ 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。

(三) 討論

由第四章第一、二節的分析可知,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 13)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 13(a)),3~4 月期間南亞高壓早已出現,南支西風噴流滯留於 $25^{\circ}\text{N} \sim 30^{\circ}\text{N}$ 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 13(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---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。

綜合第三章第一節月平均南亞高壓的討論,當江淮為洪澇時,南亞高壓北之後,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

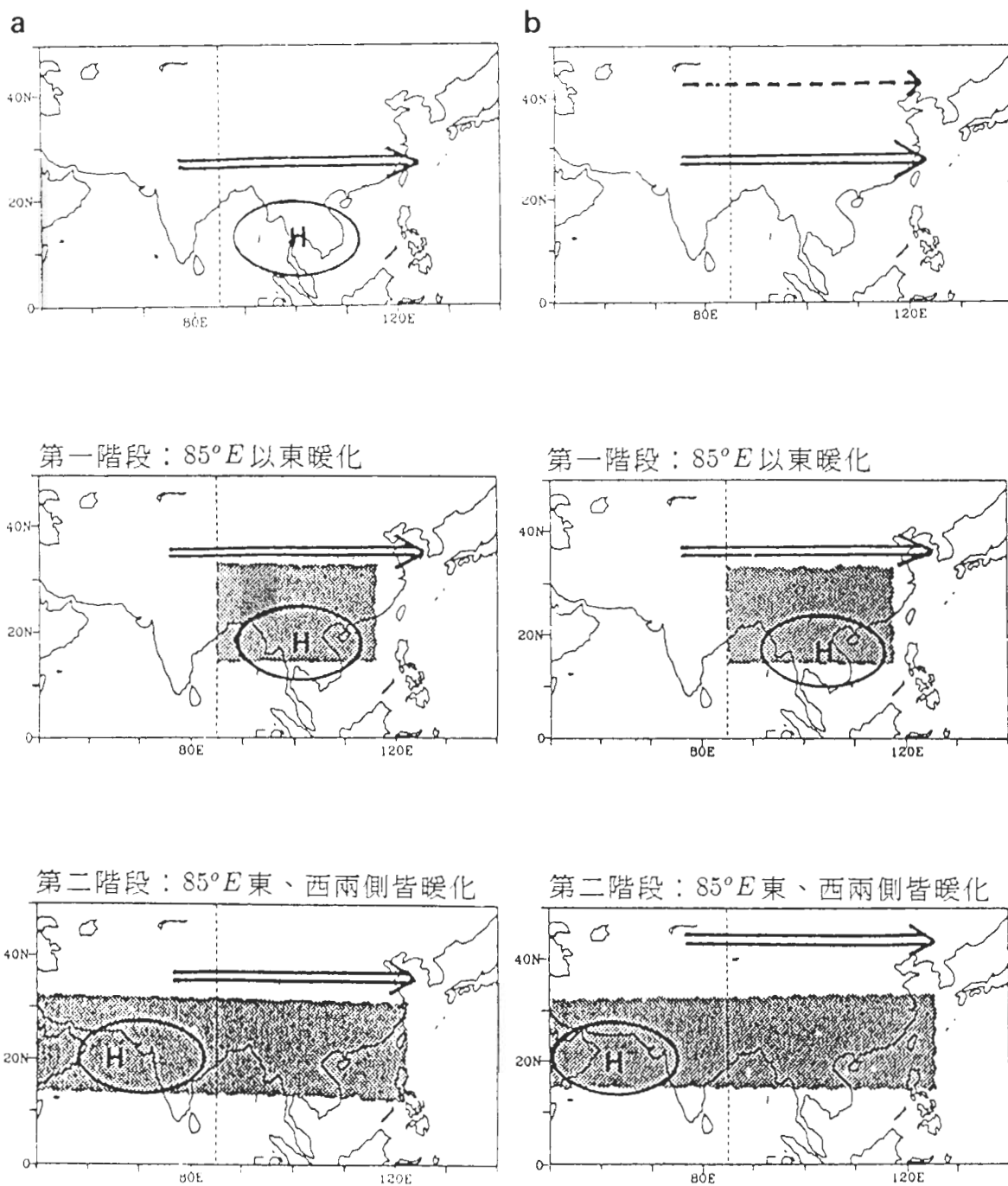


圖 13 高層空間分佈年際變化示意圖，H 為 200 hPa 南亞高壓中心，長箭頭為 200 hPa 西風噴流，陰影區為 200 ~ 500 hPa 暖化區域。(a) 為江淮地區洪澇年，(b) 為江淮地區乾旱年。

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) 更認為中南半島之潛熱效應及青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)顯然是一個重要的因素之一，因此，對於赤道地區南海及青藏熱源作用，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。

五、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。由本文的分析，獲得下列結果：

- (1) 對於江淮和台灣地區梅雨雨量相位之關係，當五、六月東亞地區 500 hPa 高度距平場持續地出現正或負偏差時，兩地之雨量乃呈現反相位關係，當五、六月出現不同地正或負偏差時，則為正相位之關係。因此吾人認為在正常狀態下，江淮和台灣地區梅雨雨量應為反相位之關係，如 1991 及 1992 年，而由於副高的異常發展，即先增強然後減弱，並不是隨著季節移動而持續增強，及可能受到包含 ENSO 在內的其他因素，造成的影響，使得江淮和台灣地區梅雨雨量呈現了正相位之關係，如 1985 及 1983 年。
- (2) 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($5^{\circ}\text{N} \sim 25^{\circ}\text{N}$)之現象，使得高層西風噴流、南亞高壓、及低層西南氣流在 85°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。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。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。

由上述的結論，說明了東亞夏季季風期間，江淮及台灣地區大尺度環流年際分佈特徵，提出兩地梅雨雨量正反相位之初步看法，並顯示了高層熱力結構---南海及青藏高原熱源，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，導致該地區豪雨等嚴重災害，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。而青藏高原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。

對於江淮地區(6 ~ 7 月)與台灣地區(5 ~ 6 月)梅雨雨量正反相位關係是一個非常有趣的問題，有時呈現反相位關係，有時又為正相位之關係，在此文中吾人的結果認為，反相位的雨量是江淮與台灣地區的一種正常關係，但此關係受到一些原因之破壞而造成正相位，副高不隨季節轉變而造成的異常發展是一個重要原因，而副高異常發展是受何種作用力影響，西太平洋暖池的狀態、低頻擾動或 ENSO 事件等，值得進一步的探討。若能找到某種週期或環流特性關係，將有利於東亞地區梅雨降雨之預報。

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，科學的問題是永無止境的，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，並多少能增進一些預報的技術。

六、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。

七、參考文獻

- 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。
- 王作台與胡志文，1994：ENSO 年後春季東亞大氣特性之分析。第一部份：海溫及 OLR 特徵。**大氣科學**，22，239-360。
- 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。
- 許子乾與王作台，1990：台灣地區春夏季乾溼年受長週期擾動影響之研究。**大氣科學**，18，85-110。
- 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。**科學發展月刊**，16，239-265。
- 陳泰然與周仲島，1989：大尺度環流剖面結構之年際變化與台灣梅雨之活躍度。**大氣科學**，17，223-235。
- 戚啓勳，1991：天氣學。明文書局，276-280。
- 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。
- 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。
- 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。
- 黃志銘，1992：乾溼梅雨季東亞環流特性之研究。國立中央大學碩士論文，61 頁。
- 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。
- 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。
- 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.
- Haltiner, G. J., and R. T. Williams, 1980: Numerical Prediction and Dynamic Meteorology. Second edition. John Wiley & Sons, Inc., 477pp, 191-192.
- 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.
- Holton, J. R., 1972: An Introduction to Dynamic Meteorology. First edition. Academic Press, 319pp, Appendix C.
- 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., 1992: East Asian summer monsoon rainfall variability and climate teleconnection. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 211-242.
- , 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.
- Nitta, T., 1987: Convective activities in the tropical Western Pacific and their impact on the northern hemisphere summer circulation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **65**, 373-390.
- Tao, S., and L. Chen, 1987: A review of recent research on the east Asian summer monsoon in China. *Monsoon Meteorology*, C. -P. Chang and T. N. Krishnamurti, Eds., Oxford University Press, 60-92.
- 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.

A Study on the East Asian Summer Monsoon Interannual Variability : Viewpoints from Different Region

Chi Pan¹ Jough-Tai Wang²

¹Computer Center, Central Weather Bureau

²Institute of Atmospheric Physics, National Central University

ABSTRACT

Interannual variability of the East Asian summer monsoon affects the distribution of regional rainfall, thus it is a very important scientific problem. The ECMWF data from March to July for 1983, 1985, 1991 and 1992 are used to investigate the characteristics of the East Asian summer monsoon in the Yangtze and Huaihe Rivers (June-July) and in Taiwan area (May-June). The spatial distribution of several important components related to the interannual variability of the East Asian monsoon are examined especially the upper-level thermal effect.

It is found that the phase of Mei-Yu rainfall between the Yangtze-Huaihe River valley and Taiwan is out of phase, when 500 hPa western Pacific subtropical high prevails continuously stronger or weaker. However, when the influence of irregular development of the western Pacific subtropical high that possess differently positive or negative anomalies in May and June, then those two areas rainfall have in phase correlation.

According to the time series's analysis, the reversal of the meridional temperature gradient ($5^{\circ}\text{N} - 25^{\circ}\text{N}$) occurs first over the longitudes east of 85°E and then over the longitudes west of 85°E at the upper troposphere. The heating structure is responsible for the dramatic change of two stages of the upper-level westerly jet, the South Asian anticyclone and the low-level southwesterly. When the Yangtze-Huaihe River valley is dry, the South Asian anticyclone doesn't establish until the warming process of the first stage occurs and move westward rapidly. In the dry year, the upper-level westerly jet jumps continuously northward even in the second stage of heating. But it is not so in the wet year. This is the distinct difference between the dry and wet years. Besides, the length of warming period is also potentially responsible for the interannual variability of rainfall between the Yangtze-Huaihe River valley and Taiwan.

Key words: East Asian summer monsoon, interannual variability.