

初夏亞洲季風環流、熱源 與東太平洋海溫年際變化關係

涂建翊 蔡梨敏 余嘉裕

中國文化大學大氣科學系

(中華民國八十九年七月二十一日收稿；中華民國九十年九月十二日定稿)

摘要

初夏(五、六月)正值南亞和東亞以及鄰近海域季風風向轉換時期,此時大氣環流和熱源條件有顯著的改變,本文利用NCEP/NCAR再分析資料之風場、潛熱淨通量以及Reynolds最佳化海溫與Xie-Arkin降水資料,探討西太平洋至南亞地區初夏期間大氣環流與熱源之年際時空分佈特性,以及伴隨赤道東太平洋海溫顯著變化之相關。

我們的研究結果顯示,亞洲三個夏季季風子系統建立時間依序為中南半島、南海及印度地區。探討季風建立時間早晚與東太平洋海溫關係則發現,當東太平洋海溫顯著偏高時,各季風區之肇始均有偏晚的趨勢,然海溫顯著偏低時,卻沒有顯著肇始偏早的情形。透過經驗正交函數分析發現,熱帶地區降水與速度位場在去除季節效應後之空間分佈,主要以赤道為中心呈東西反對稱分佈,此種型態與「沃克環流」的年際異常關係密切,顯見初夏期間亞洲季風區之降水與大氣環流結構和太平洋海溫年際變化有一定程度的關連。經由分析冷暖年之大氣環流與熱源配置以及與海溫之相關分析我們可以瞭解,冷、暖年南亞至鄰近西太平洋熱帶海域之大氣垂直結構、降水、潛熱淨通量以及流線場均有顯著的改變。暖年受高海溫區東移所致,使熱帶地區之大氣環流結構配置明顯變化,減弱西太平洋至南亞季風區對流的發展,同時減弱近地面邊界層之潛熱交換,使季風區降水減少,夏季季風建立日期偏晚,冷年大氣環境條件則呈相反的結果,唯季風建立日期接近正常年而無顯著偏早的趨勢。

關鍵字：季風環流、熱源、年際變化

一、前言

亞洲季風區位於熱帶和中緯度交接處之東亞與南亞地區,同時受到中緯度和熱帶綜觀

系統影響,加上夏季熱源中心緊鄰西太平洋和印度洋高海溫區,源源不斷的水汽提供了夏季季風額外的能量,使得亞洲季風環流成爲一包含了海、氣、陸交互作用的複雜系統。此外,

亞洲季風區位於經向「哈德里環流」(Hadley cells)和緯向「沃克環流」(Walker circulation)的主要上升區,透過下沉氣流與熱帶外(extra-tropical)和東太平洋地區有顯著的交互作用,使它在亞洲甚至全球大氣環流能量平衡中佔有重要的角色。對許多亞洲國家而言,季風現象不僅是個科學問題,其消長與變化更與社會民生脈動息息相關。以印度半島地區為例,遲來的夏季季風往往會造成乾旱,影響穀物的收成;反之,強盛夏季季風帶來的雨水卻往往造成水患,威脅人民的生命財產安全。臺灣地區受季風的影響雖不如印度半島,但西南季風帶來南海豐沛水汽往往在五、六月間造成局部地區豪大雨,成為僅次於颱風的天氣災害。因此,瞭解亞洲季風演變過程以及其年際變化特徵,便成為掌握臺灣和鄰近西太平洋至南亞地區氣候變遷的關鍵。

許多研究顯示,南亞大陸和鄰近海域降水強度變化與該年夏季季風環流強弱有直接和密切的關係(Krishnamurti 1985; He et al. 1987; Yanai et al. 1992; Li and Yanai 1996; Wu and Zhang 1998)。由於西太平洋和鄰近海域降水變化和ENSO訊號有密切的關連,因此探討ENSO和亞洲夏季季風年際變化關係,便成為近十餘年來相當受到重視的研究課題。Rasmusson and Carpenter (1983)首先發現印度夏季季風降水在聖嬰年有明顯偏少的情形產生,同時夏季西南季風肇始時間也明顯偏晚。Joseph et al. (1994)整理較完整資料也發現,在印度季風肇始日期明顯延後年份中,超過70%發生在聖嬰年,顯示ENSO現象對印度季風肇始具有延遲作用。

除了熱帶海溫與季風強度間之相關研究受到矚目之外,有關歐亞大陸土壤濕度、冰雪

覆蓋面積等因素也被提及。Matsuyama and Masuda (1998)分析歐亞大陸中部覆雪深度和印度夏季季風關係發現,「雪-水文效應」(snow-hydrological effect)在ENSO年時對於印度季風影響有限,在非ENSO年影響較為顯著。他們的結果也發現,印度季風的年際變化主要還是受到耦合大氣海洋系統之異常環流所主宰,赤道東太平洋海溫異常所引發的大氣環流異常為印度季風年際變化之最主要因素。

最近Yang and Lau (1998)以及Arpe et al. (1998)在一系列大氣環流模式實驗中也證實了海溫異常對季風年際變化的影響較其他如土壤濕度、冰雪覆蓋面積、平流層準兩年振盪等因素重要。Yang and Lau (1998)的數值實驗也發現海溫對季風的影響為非線性的,在聖嬰年時季風顯著減弱但在反聖嬰年或其他年時季風強度變化並不明顯。在季風顯著減弱的聖嬰年份當中,季風區有大範圍的水汽輻合和降水明顯減少的趨勢,顯示大氣熱源(特別是潛熱源)的改變是減弱夏季季風環流的關鍵。

由於大氣熱源(降水)與海溫息息相關,而大氣熱源變化又與季風環流強弱有密切關係,因此本文利用NCEP/NCAR再分析資料以及大氣海洋水文資料,探討季風轉換時期(五、六月)大氣環流與熱源之年際變化特徵,以及赤道東太平洋海溫年際變化對亞洲夏季季風肇始早晚、環流結構及熱源之影響,希望藉此瞭解季風肇始早晚、季風環流、以及熱帶熱源和赤道東太平洋海溫年際變化之關係。本文第二節介紹研究所採用資料種類、形式、範圍、和時間,第三節介紹亞洲夏季季風肇始的定義及特性,並分析北半球初夏期間季風建立之大氣熱源和環流年際時空分佈特徵,包括降水與速度位場之經驗正交函數分析等。第四

節探討初夏季風環流與熱源和赤道東太平洋海溫之關係，利用合成分析探討冷、暖年之環流與熱源差異，同時透過相關分析瞭解海溫異常與季風環流及熱源之關連性。最後一節介紹本文主要結論以及未來可行的研究方向。

二、資料來源與研究方法

本文所採用網格資料包括NCEP / NCAR再分析之日平均潛熱淨通量及850 hPa 和 200 hPa 風場資料；Reynolds 最佳化月平均海溫資料 (Reynolds 1994)；Xie-Arkin 月平均降水資料 (Xie and Arkin 1997) 三大類。在空間解析度方面，海溫資料為 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 經緯網格，NCEP / NCAR再分析之地面潛熱淨通量資料採高斯網格平面，近似 $1.9^{\circ} \times 1.9^{\circ}$ 經緯網格，Xie - Arkin 資料為 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 經緯網格。資料時間均從1982 起至1998 止共17年，其間涵蓋了1982 / 83、1986 / 87、1997 / 98三個顯著的聖嬰事件。

研究範圍東起西經 60° ，西至東經 60

°，南起南緯 30° ，北至北緯 60° ，此範圍涵蓋了大部份的亞洲大陸、印尼、澳洲、以及印度洋和太平洋地區。為探討亞洲各季風子區之特性，本文將亞洲季風區分成三個子系統加以探討，分別為印度季風區 (70° E 至 95° E 、 10° N 至 25° N)、中南半島季風區 (95° E 至 110° E 、 10° N 至 20° N)、以及南海季風區 (110° E 至 120° E 、 10° N 至 20° N)。另外，為探討赤道東太平洋海溫與亞洲季風年際變化之關係，文中利用五、六月Nino3區海溫距平來定義赤道東太平洋之冷、暖年 (cold/warm year)，並以海溫距平值高於 1.0° C 為暖年，低於 -1.0° C 為冷年，於第四節中藉合成分析比較大範圍海溫異常所導致之大氣熱源和環流結構差異。

圖1為1982至1998年北半球初夏Nino3區域平均海溫指數時間序列，其中Nino3指數有不規則但顯著的振盪，該振盪屬於赤道聖嬰現象之訊號。根據上述定義，1983、1987、以及1997三年之北半球初夏屬於暖年；1984、1985、以及1988三年為冷年；其餘年份屬於正常或接近正常年。

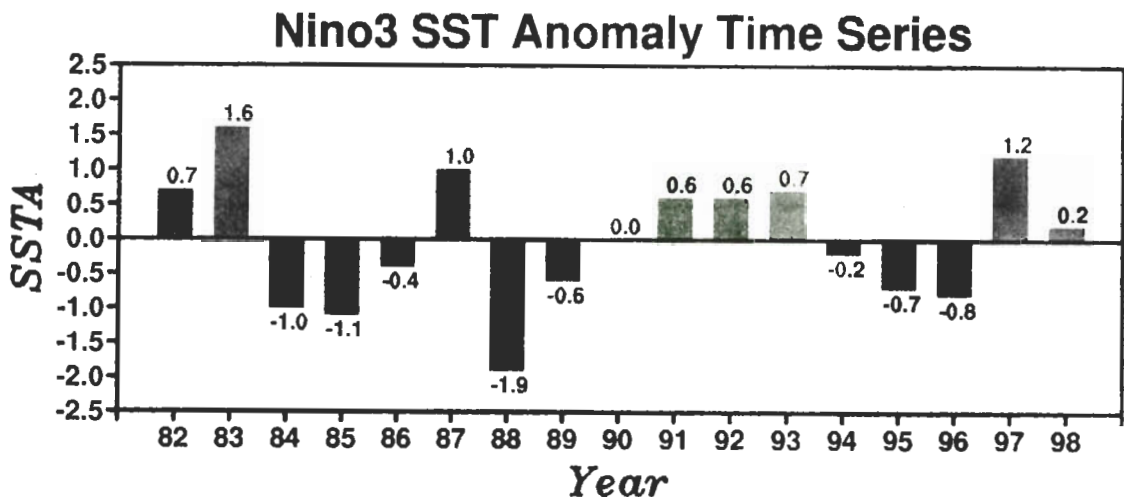


圖1 1982至1998年北半球初夏（五、六月）Nino3區域平均海溫距平時序圖。

三、年際變化特徵

亞洲夏季季風之建立主要表現在五、六月間發生在南亞大陸以及鄰近海域之風向驟變與降水量劇增上，夏季季風建立除了代表環流系統的轉變外，也代表南亞和東亞地區將從乾冷進入暖濕的氣候狀態，對區域天氣影響重大。近期研究（盧 1997；Wu and Zhang 1998）

顯示，整個亞洲季風環流若依西南季風肇始時間先後以及降水分佈特徵，可以細分為南海季風、中南半島季風以及印度季風三個分量。三者雖有許多共同之處，但仍有其獨特的地理和氣候特徵，需要分開來討論。本節將針對上述三分量，分別探討其夏季季風建立（肇始）特性以及環流與熱源之年際時空分佈特徵。

表一 1982~1998逐年亞洲三個季風顯著區肇始日期與熱帶太平洋Nino3區海溫距平關係表。肇始日期早（晚）於該區平均日期者以+（-）號表示，+（-）號後之數目代表天數。

年份	南海地區	中南半島	印度地區	海溫距平
1982	6月22日 (-19)	5月30日 (-07)	6月07日 (-03)	+0.7
1983	6月03日 (+00)	5月22日 (+01)	6月12日 (-08)	+1.6
1984	5月18日 (+16)	5月18日 (+05)	5月27日 (+08)	-1.0
1985	5月28日 (+06)	5月26日 (-03)	5月23日 (+12)	-1.1
1986	5月12日 (+22)	5月11日 (+12)	6月09日 (-05)	-0.4
1987	6月07日 (-04)	5月26日 (-03)	6月02日 (+02)	+1.0
1988	5月22日 (+12)	5月23日 (+00)	6月05日 (-01)	-1.9
1989	6月20日 (-17)	5月16日 (+07)	6月03日 (+01)	-0.6
1990	5月26日 (+08)	5月18日 (+05)	5月24日 (+11)	± 0.0
1991	6月14日 (-11)	6月07日 (-15)	6月02日 (+02)	+0.6
1992	6月21日 (-20)	6月01日 (-09)	6月10日 (-06)	+0.6
1993	6月16日 (-13)	6月04日 (-12)	6月10日 (-06)	+0.7
1994	5月24日 (+10)	5月07日 (+16)	5月27日 (+08)	-0.2
1995	6月03日 (+00)	5月26日 (-03)	6月04日 (+00)	-0.7
1996	6月20日 (-17)	5月21日 (+02)	6月13日 (-09)	-0.8
1997	5月20日 (+14)	5月18日 (+05)	6月11日 (-07)	+1.2
1998	5月27日 (+07)	5月27日 (-04)	6月09日 (-05)	+0.2
平均	6月03日	5月23日	6月04日	

(一) 肇始時間差異

儘管不同研究者對於亞洲夏季季風肇始時間之定義不盡然相同，但大多以大範圍風向和降水有持續性轉變為主要判斷依據，因此本文定義當個別季風分量之大氣環境條件同時滿足：(1) 低層風向轉為西南或南風且高層吹偏東風；(2) 外逸長波輻射值(OLR)低於235 ($W/m^{*}2$) (Wang and Wu 1997, Xie et al 1998)，且前兩條件均需持續七日(含)以上，則視為該區夏季季風已建立，並以第一天當作肇始日期。

表一列出1982到1998年間，南海、中南半島、以及印度季風區逐年之夏季季風建立日期。根據各區之平均肇始日期顯示，季風肇始依序為：中南半島、南海以及印度地區，其日期分別為5月23日、6月3日、以及6月4日。此結果與Wu and Zhang (1998)相比，除了南海與中南半島地區有略為偏晚的趨勢外，印度與孟加拉灣地區則幾近相同。

從逐年的變化來看(表一)，當Nino3區海溫偏高($SST > 0.5^{\circ}C$)時(共七年)，三個主要季風區之肇始均有偏晚的趨勢，其中若將肇始日期最早與最晚去除，所得之平均肇始日期分別為，南海地區6月12日(較正常偏晚9天)、中南半島地區5月30日(較正常偏晚7天)、印度地區6月8日(較正常晚4天)，顯見當海溫偏高時，各區之季風肇始有明顯偏晚的趨勢。當Nino3區海溫偏低($SST < -0.5^{\circ}C$)時(共六年)，三個季風區之肇始並無顯著偏早的趨勢，各年肇始日期差異相當大，較無一致性。若將最早與最晚之肇始日期去除，所得之平均肇始日期分別為南海地區6月3日(與平均相同)、中南半島地區5月22(較正常早一

天)，印度地區6月2日(較正常早兩天)，顯見當海溫偏低時，三個季風區之肇始日期並無顯著的變化，均接近平均值，此結果與Yang and Lau (1998)透過數值模擬發現季風肇始受海溫變化的影響於海溫偏高時較顯著之結果相當一致。

(二) 降水與環流時空分佈

圖2為Xie-Arkin 1982至1998年五、六月去除季節效應後之降水和速度位場第一經驗正交函數(EOF1)分佈。圖2上為降水場，可解釋變異量為20.35%，主要變化中心位於赤道中、東太平洋附近以及西太平洋與孟加拉灣海域，兩者呈明顯的東西向反對稱分佈形式。正值中心與赤道中、東太平洋海溫年際變化顯著區(亦即Nino3和Nino4區)位置一致；負值中心則位於赤道西太平洋、菲律賓、以及孟加拉灣和中南半島一帶。因此當赤道中、東太平洋海溫變化異常增溫時(聖嬰年)，上述負值中心區初夏期間之降水量將有顯著之減少。圖2中與圖2下分別為850hPa以及200hPa速度位場分佈，可解釋變異量分別為61.46%及52.70%。高低對流層速度位場的變化中心皆位於赤道帶上，大略以換日線為界呈東西反對稱分佈，當赤道東太平洋海溫異常上升時，將伴隨東(西)太平洋地區上升(下沉)運動之增強，導致東西向沃克環流減弱，抑制亞洲季風區和鄰近熱帶海域之降水。

經由上述分析可以得知，初夏時期亞洲季風區之降水與東西向「沃克環流」年際異常關係密切，由於沃克環流與赤道東太平洋海溫年際變化有密切關係，因此透過此分析可瞭解初夏期間季風區降水與環流的年際變化主要是受到赤道東太平洋海溫異常之影響。

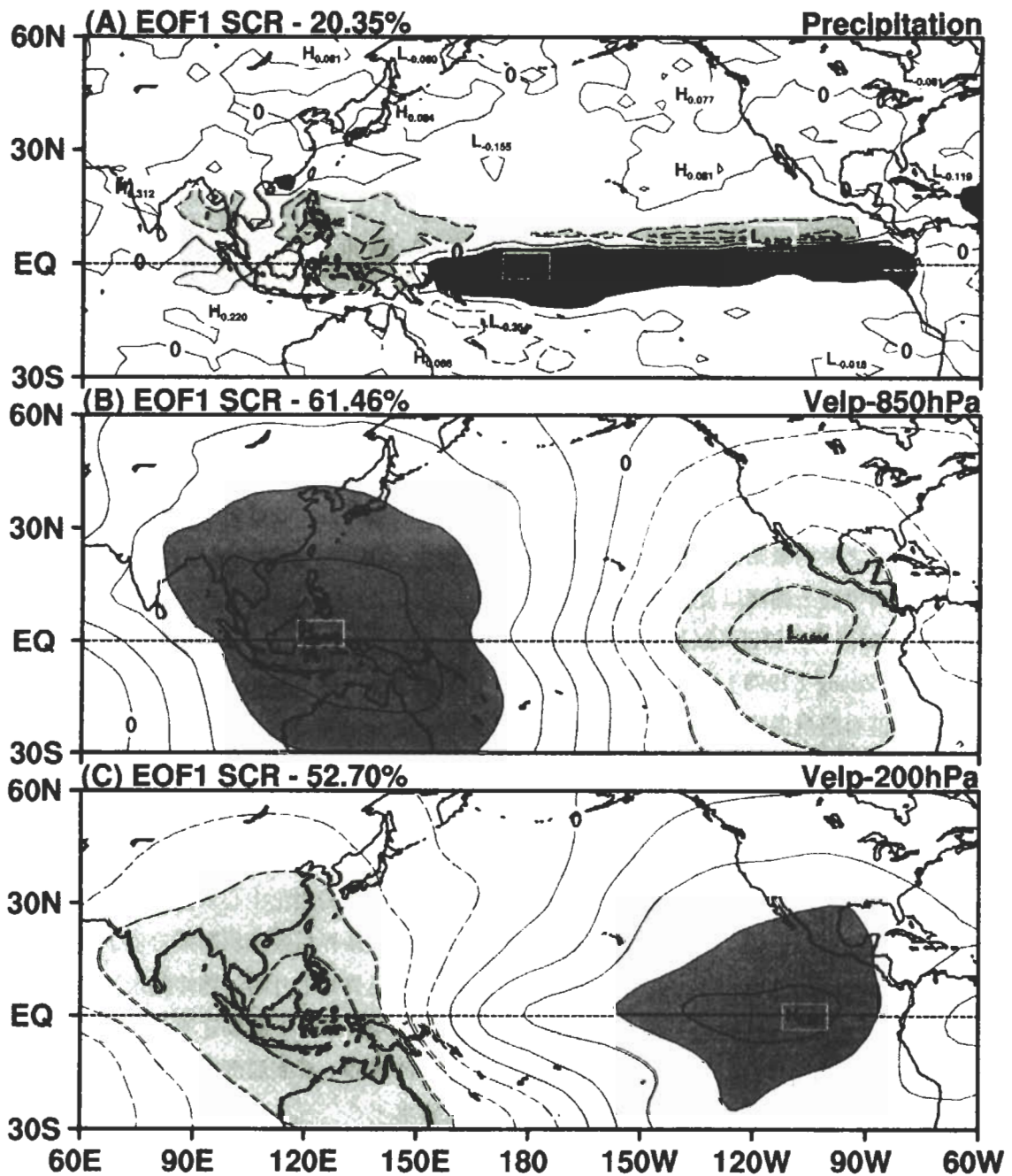


圖2 去除季節效應後之經驗正交函數EOF1分佈圖：(A) 降水場 (B) 850hPa速度位場 (C) 200hPa速度位場。等值線間距均為0.2，圖(A)之深(淺)陰影區為特徵向量大於0.2(小於-0.2)之區域，圖(B)和圖(C)之深(淺)陰影區為特徵向量大於0.6(小於-0.6)之區域，各分量所占百分比分別列於圖上方。

四、季風環流與熱源和Nino3區海溫關係

爲了進一步瞭解初夏期間季風環流結構與熱源和赤道東太平洋海溫之關係，本節利用五、六月Nino3區平均海溫定義冷、暖年，分別探討海溫顯著偏高（低）時，大氣環流與熱源空間分佈差異以及彼此之關係。

（一）合成分析

依據第二節冷暖年定義（SST異常超過 1°C ），暖年出現在1983、1987以及1997年，冷年則包括1984、1985和1988年。爲進一步瞭解正常年以及冷、暖年之環流與熱源分佈差異，本節將分別針對降水、潛熱淨通量、流線場以及高低層大氣輻散（合）場進行合成分析，以瞭解其共同性：

（A）降水

圖3爲利用Xie-Arkin五、六月平均降水資料合成之冷暖年降水分佈圖。圖3上爲氣候平均降水。亞洲地區五、六月之降水主要集中在西太平洋暖池區、東亞梅雨鋒面帶、南海、中南半島、孟加拉灣以及印度半島等季風區。透過距平合成分析發現，冷暖年之降水有顯著的差異，暖年（圖3中）中、東太平洋赤道帶降水顯著增加，西太平洋及亞洲季風區則有明顯減少的趨勢，另外降水變化於中、東太平洋較西太平洋大。冷年（圖3下）則呈相反的結果，中、東太平洋赤道帶降水驟減而在季風區除了印度半島和南海北部外，其餘均有增加的趨勢。上述分析顯示赤道東太平洋海溫變化與亞洲初夏期間季風區降水量多寡有密切的關係。

（B）潛熱淨通量

圖4爲NCEP/NCAR再分析資料五、六月海面潛熱淨通量合成圖。圖4上爲氣候值，北半球潛熱淨通量高值區位於印度半島兩側之孟加拉灣和印度洋附近，南半球則位於副熱帶印度洋和太平洋地區。冷暖年之潛熱淨通量在印度半島兩側之孟加拉灣和印度洋附近有顯著的差異，暖年（圖4中）淨通量值減少，冷年（圖4下）則明顯增加。反之，赤道東太平洋以及秘魯厄瓜多爾外海之潛熱通量值於暖年有增加之趨勢，冷年則有減少之趨勢。值得注意的是，南海地區潛熱淨通量值在冷暖年差異相當有限，顯示該區之潛熱淨通量變化與赤道東太平洋海溫變化關係較不顯著。

（C）速度位

圖5比較冷暖年低層（850hPa）大氣速度位場分佈差異。圖5上爲氣候平均值，顯示初夏期間大氣低層主要呈現東西反對稱的沃克環流分佈形式，但由於海陸加熱差異效應，西太平洋及亞洲季風輻合上升區位置往北偏離赤道，位於 15°N ；赤道東太平洋則由輻散風分量所控制，爲主要的下沉區。暖年（圖5中）在印尼、澳洲北部和亞洲主要季風區之輻合風分量以及東太平洋的輻散風分量均有明顯減弱的趨勢，使暖年西太平洋與季風區之低層輻合強度減弱。冷年（圖5下）則呈相反的結果，輻合風分量在西太平洋、印尼、澳洲北部和亞洲季風區以及輻散風分量在東太平洋均有明顯增強的趨勢，使冷年西太平洋與季風區之低層輻合強度明顯增強。

圖6比較冷暖年高層（200hPa）大氣速度位

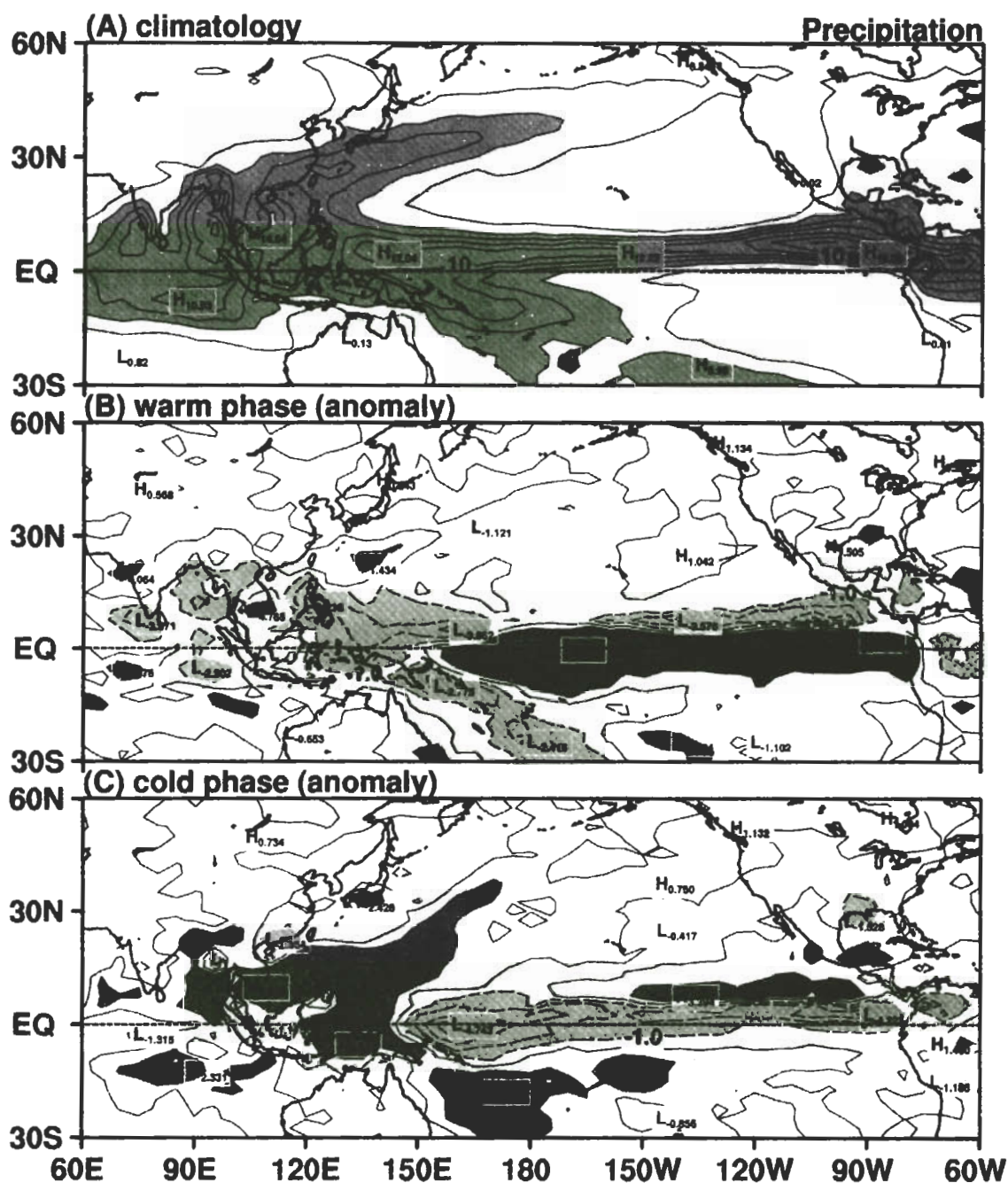


圖3 Xie-Arkin五、六月降水量合成分佈圖：(A)氣候平均(B)暖年距平(C)冷年距平。圖(A)等值線間距為2 mm/day，陰影區代表降水量大於4 mm/day，圖(B)和圖(C)之等值線間距為1 mm/day，深(淺)陰影區代表降水距平大於1 mm/day(小於-1 mm/day)。

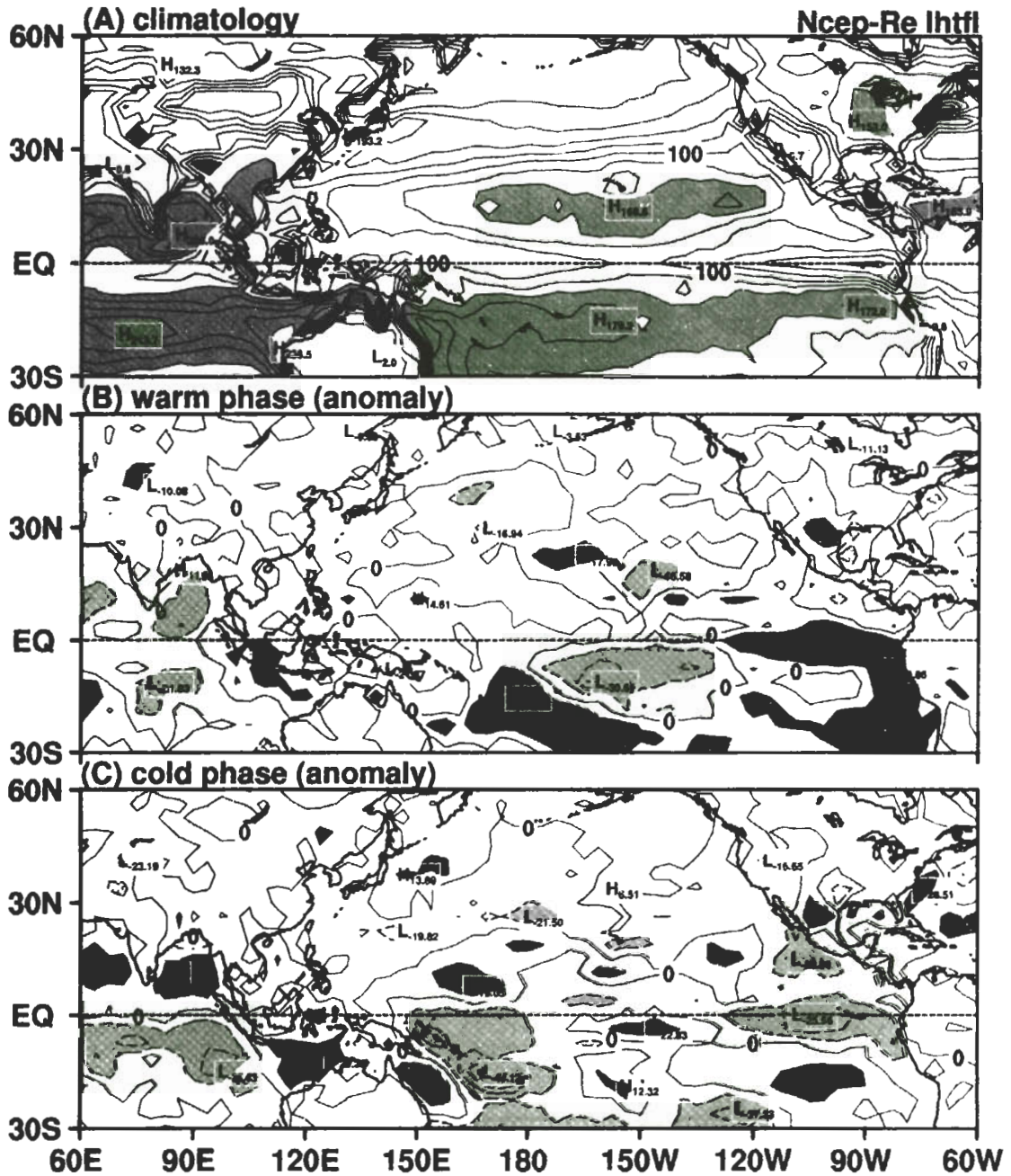


圖4 同圖4，但為NCEP/NCAR再分析資料之潛熱淨通量合成圖。圖(A)等值線間距為 20 w/m^2 ，陰影區代表潛熱淨通量值大於 140 w/m^2 ，圖(B)和圖(C)之等值線間距為 10 w/m^2 ，深(淺)陰影區代表潛熱淨通量距平大於 10 w/m^2 (小於 -10 w/m^2)。

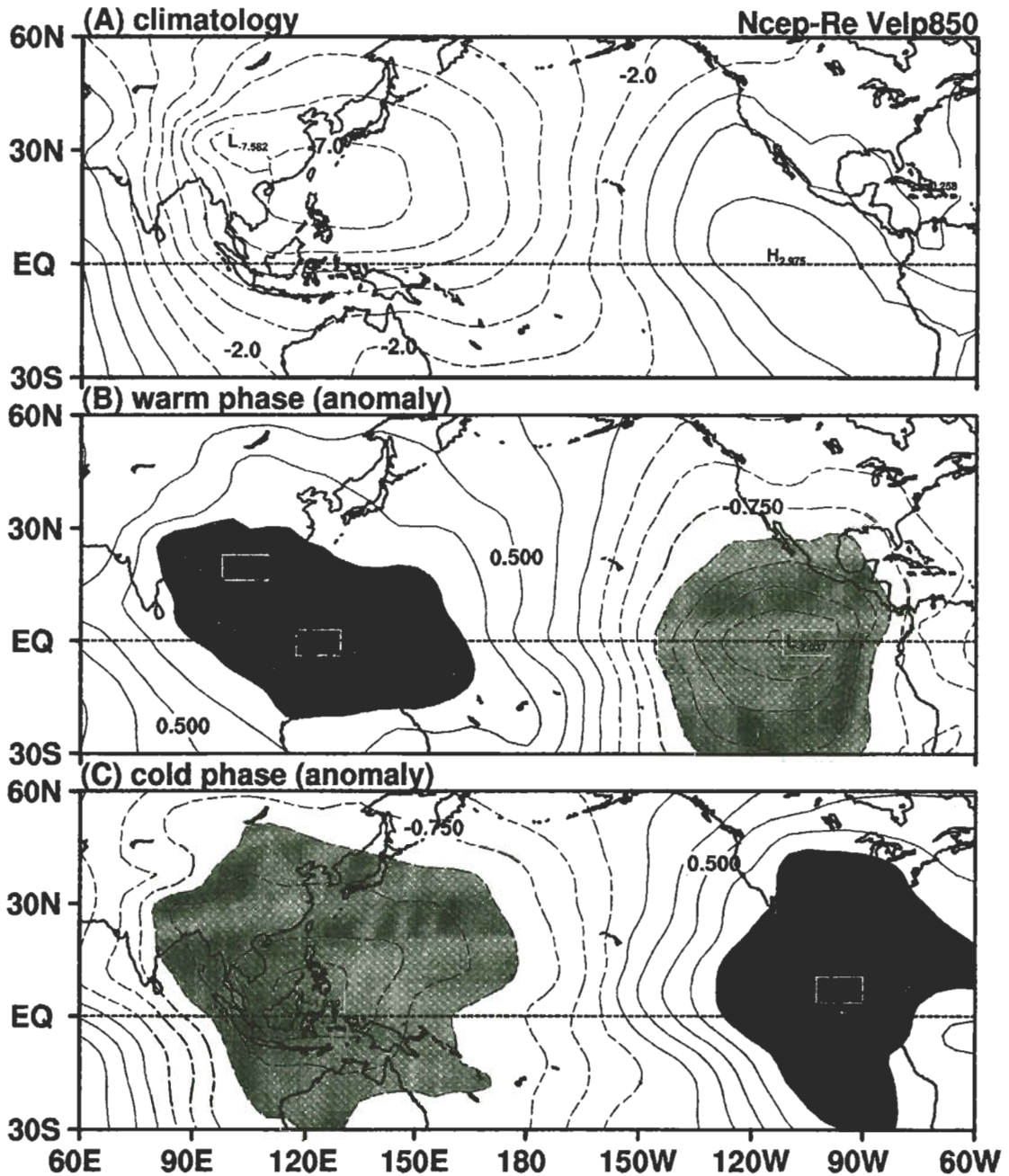


圖5 同圖4，但為NCEP/NCAR再分析資料之850hPa速度位場合成圖。圖(A)等值線間距為 $1.0 \times 10^6 \text{ m}^{**2}/\text{s}$ ，圖(B)和圖(C)之等值線間距為 $0.25 \times 10^6 \text{ m}^{**2}/\text{s}$ ，深(淺)陰影區代表速度位距平大於 $1.0 \times 10^6 \text{ m}^{**2}/\text{s}$ (小於 $-1.0 \times 10^6 \text{ m}^{**2}/\text{s}$)。

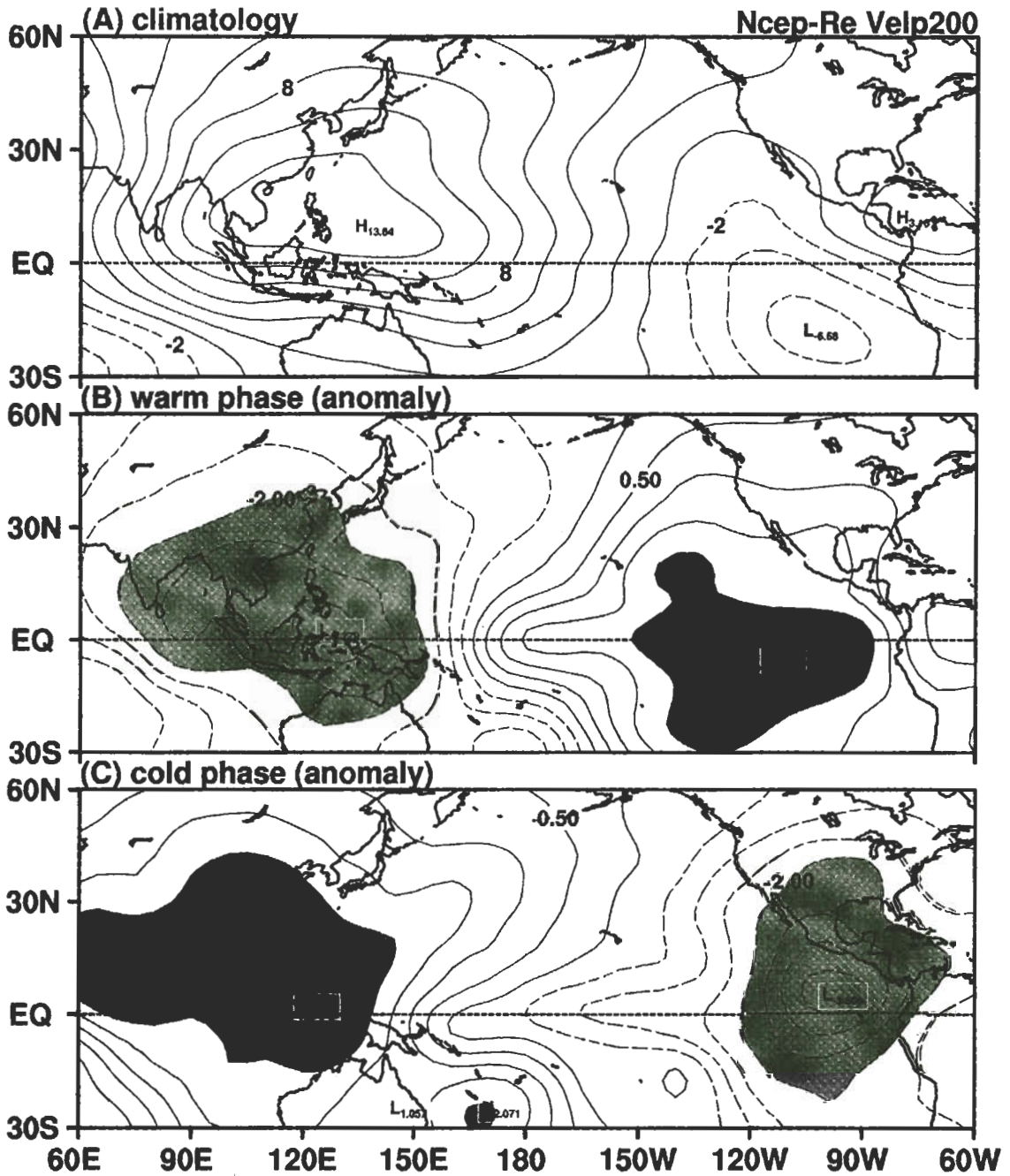


圖6 同圖4，但為NCEP/NCAR再分析資料之200hPa速度位場合成圖。圖(A)等值線間距為 $2.0 \times 10^6 \text{ m}^{**2}/\text{s}$ ，圖(B)和圖(C)之等值線間距為 $0.5 \times 10^6 \text{ m}^{**2}/\text{s}$ ，深(淺)陰影區代表速度位距平大於 $2.0 \times 10^6 \text{ m}^{**2}/\text{s}$ (小於 $-2.0 \times 10^6 \text{ m}^{**2}/\text{s}$)。

場分佈差異。圖6上為氣候平均值，高層大氣於西太平洋及亞洲季風區均由輻散風分量所控制，而東太平洋則由輻合風分量所控制。冷暖年高層大氣的輻散（合）強度變化與低層大氣變化一致，暖年強度減弱，冷年則增強。

(D) 流線場

圖7為850hPa流線場與強風區位置合成圖，氣候值（圖7上）顯示，初夏期間季風區主要吹偏西（西南）風，此西（西南）風之強弱對提供季風區水汽量多寡有相當的影響，中、東太平洋則吹東風。另外在印度半島、孟加拉灣以及南、北半球副熱帶地區均有顯著強風區出現，透過此強西（西南）風以輸送水汽，提供季風區降水所需之能量來源。暖年（圖7中）亞洲季風區有相當顯著的東風距平出現，中、東太平洋地區則有顯著的西風分量產生，前者顯示暖年季風強度有減弱的趨勢。冷年（圖7下）則呈相反的結果，亞洲季風區之西（西南）風分量以及中、東太平洋地區之東風分量均顯著增強。另外值得注意的是，冷暖年時，於台灣至日本間的海域均有一顯著的氣旋式環流距平出現，暖年範圍較小，冷年則較大，環流中心位於（140° E、25° N）附近，而台灣至南海北部則位於此環流之西側，因此有顯著的北風分量產生，此外於冷年時，印度半島低層850hPa處有一顯著的脊線產生，此兩個異常特徵對冷年季風肇始與強度是否有減弱的反相作用，仍須進一步分析加以釐清。

經由合成分析結果發現，冷、暖年南亞以及鄰近熱帶海域之大氣輻散（合）垂直結構、降水、潛熱淨通量以及流線場均有顯著的改變。暖年西太平洋及主要季風區之低（高）層

輻合（散）風分量減小，減弱季風區對流之發展，加上季風區有顯著的東風距平分量產生，使得水汽輸送量減少，並影響季風區之潛熱交換及降水量大小，進而影響季風肇始日期，冷年之大氣環境條件與暖年大致相反，然而肇始日期卻沒有明顯提早，是否導因於台灣至日本間的異常氣旋式環流及伴隨之印度半島低層（850hPa）脊線，仍須進一步分析探討。

(二) 相關分析

由先前的合成分析結果我們可以瞭解，初夏期間季風環流與熱源的年際變化和太平洋海溫年際訊號有相當程度的關連，為了進一步探討海溫與環流及熱源之相關性，本節利用赤道東太平洋Nino3區海溫與所選取研究範圍之降水、潛熱淨通量及速度位場進行相關分析，以瞭解彼此之關連。

圖8為降水、潛熱淨通量及速度位場和Nino3區海溫相關分析圖。圖8上為降水與海溫相關係數分佈，主要的正相關區（ >0.4 ）位於赤道中、東太平洋地區，此與海溫年際變化顯著區Nino3及Nino4區位置相當一致，而負相關區（ <-0.4 ）則位於鄰近西太平洋、印尼、中南半島、孟加拉灣及阿拉伯海等區域，此相關分析圖與去除季節效應後之降水年際模態（圖2上）空間分佈相當近似，主要相關係數高值區與降水年際變化顯著區位置一致。圖8中為850hPa以及200hPa之速度位與海溫相關係數分佈，上、下層速度位與海溫之相關係數分佈大略以換日線為界，呈顯著的東西反對稱分佈，其中上層速度位場與海溫之正相關於赤道附近延伸至165° E。顯著正相關區（相關係數 >0.6 ）位於東太平洋與美洲大陸，而顯著負相

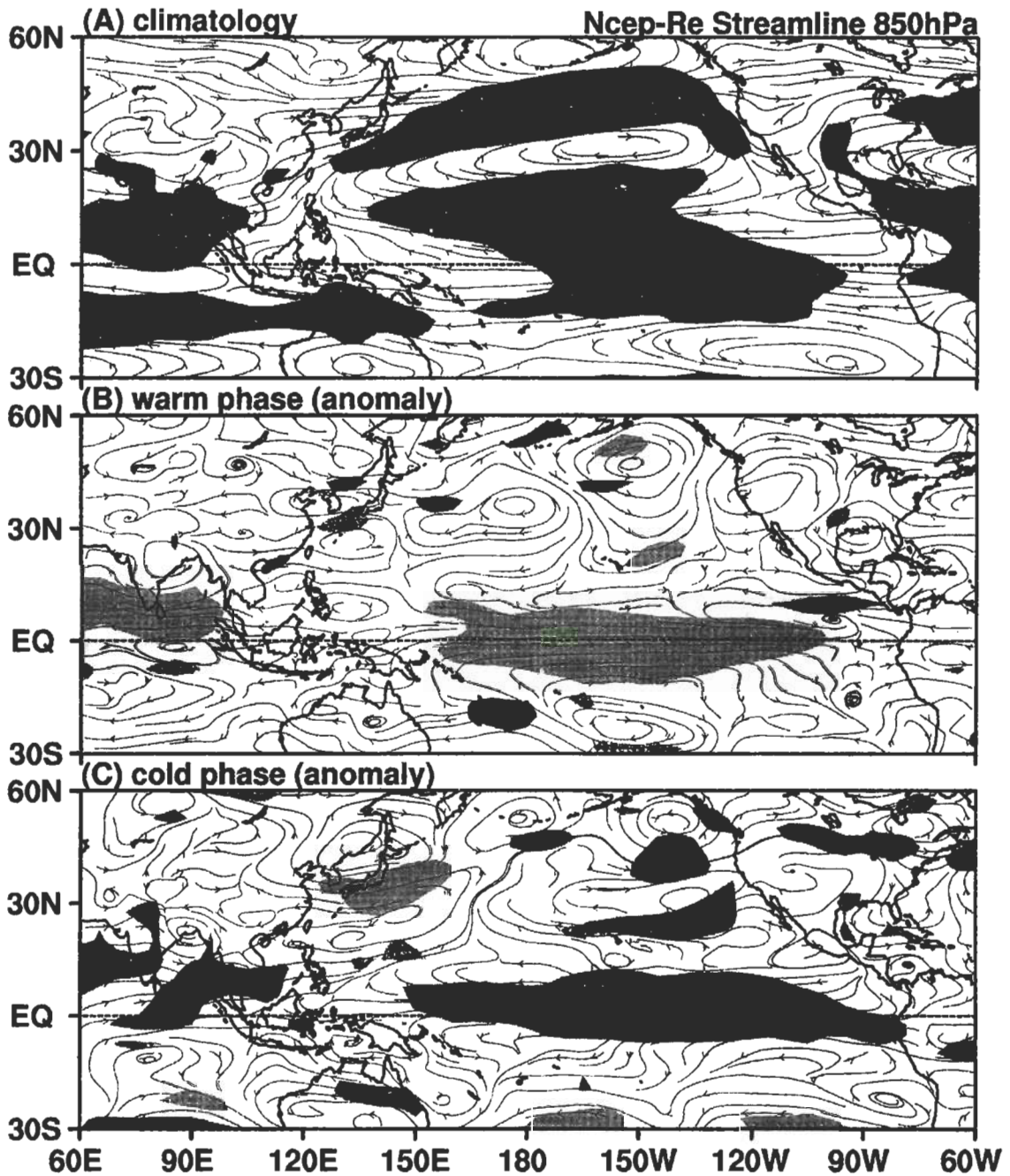


圖7 同圖4，但為850hPa流線場與強風區合成圖。圖(A)陰影區代表風速值大於5 (m/s) 的強風區，圖(B)和圖(C)之深(淺)陰影區代表風速距平大於1.0m/s (小於-1.0m/s) 的區域。

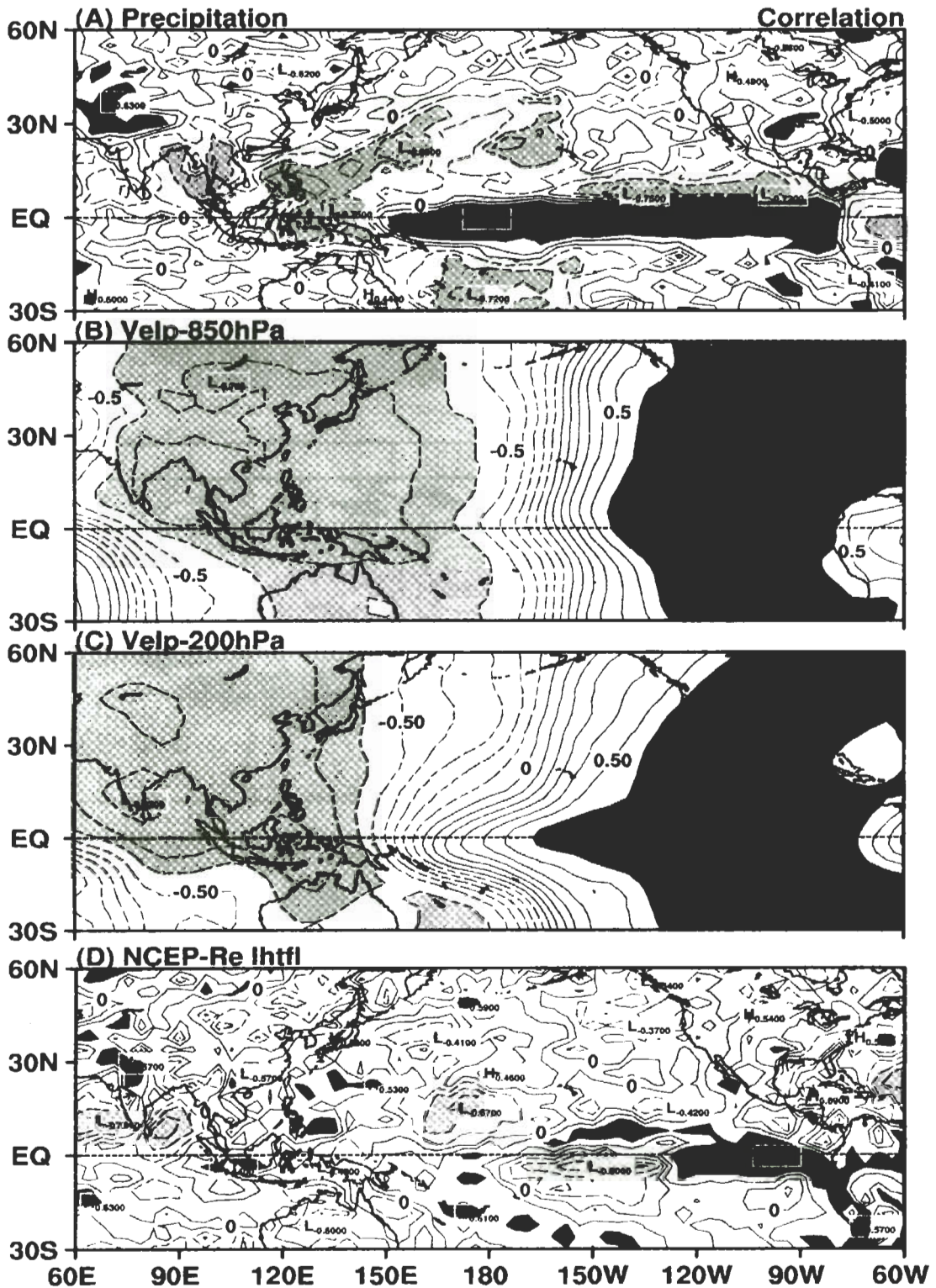


圖8 初夏期間Nino3區域平均海溫與(A)降水、(B)850hPa速度位場、(C)200hPa速度位場，以及(D)潛熱淨通量之相關分析圖。圖(A)和(D)之等值線間距0.2，深(淺)陰影區代表相關係數大於0.4(小於-0.4)。圖(B)和(C)之等值線間距0.1，深(淺)陰影區代表相關係數大於0.6(小於-0.6)。

關區（相關係數 < -0.6 ）則位於西太平洋、印尼、澳洲北部、孟加拉灣以及東亞至南亞季風區，此種分佈位置及主要變化中心與第一經驗正交函數（圖2中和圖2下）分佈型態相當近似，顯示初夏期間東太平洋海溫變化與亞洲季風環流變化有顯著關連。圖8下為潛熱淨通量與海溫相關圖，主要正相關區位於赤道東太平洋地區，而負區則位於Nino3、4區以及孟加拉灣、阿拉伯海地區，顯見亞洲季風區受海溫年際變化影響導致的潛熱通量變化主要反應在孟加拉灣與阿拉伯海地區，南海地區則較不顯著。

經由相關分析結果我們可以瞭解，海溫與降水及速度位場之相關分佈圖與去除季節效應後之第一經驗正交函數模態分佈相當接近，顯見初夏期間赤道東太平洋海溫的變化，對同時期亞洲季風區的環境條件影響相當大。透過海溫顯著變化，所引起的熱帶地區東西向沃克環流異常，會使季風區對流活動及水汽通量明顯改變，進而影響該區潛熱通量值及降水量多寡。

五、總結與展望

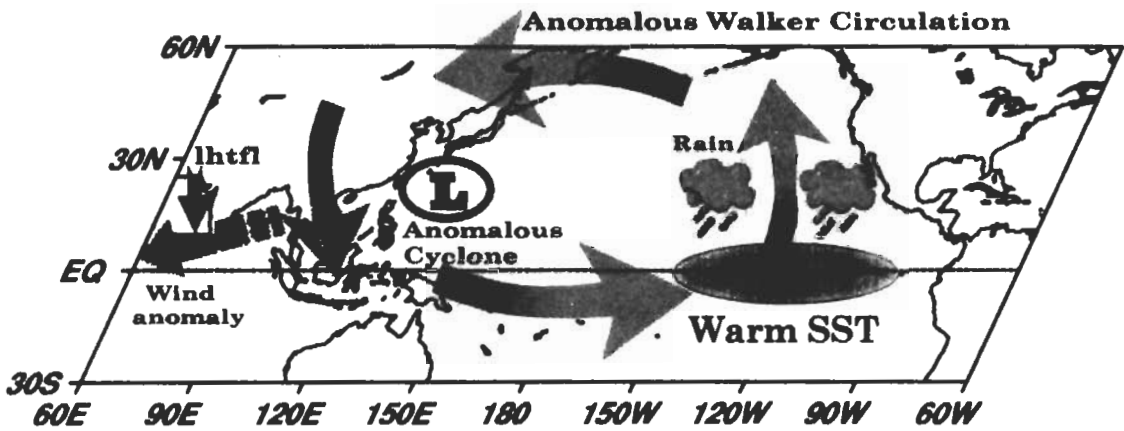
亞洲季風是地球上最大型的海陸風環流，是一個包含了多重時間與空間尺度交互作用的複雜系統，主宰了東亞、南亞、以及南半球澳洲等地區季節和年際以上之氣候變化。本文主要目的除了透過資料分析瞭解亞洲夏季季風建立之基本特性外，亦進一步探討赤道東太平洋海溫變化和初夏期間亞洲季風環流與熱源年際變化間之關連。經由分析發現，亞洲季風主要由南海地區、中南半島以及孟加拉灣、印

度半島三個分量所組成，三個子系統建立夏季季風型態的時間最早為中南半島，其次是南海地區，最後為印度地區。另外在探討夏季季風建立與赤道東太平洋海溫之關係則發現，當Nino3區海溫偏高時（ $SST > 0.5^{\circ}\text{C}$ ），各季風子區之肇始均有明顯偏晚的趨勢，然而當海溫偏低時（ $SST < -0.5^{\circ}\text{C}$ ），肇始日期與正常年相近，並無顯著偏早或偏晚的趨勢，顯見海溫偏高時，對季風肇始影響較大，海溫偏低則無顯著關連。

透過經驗正交函數分析發現，熱帶地區降水與速度位年際變化特徵，主要以赤道為中心呈東西反對稱分佈，此種型態與「沃克環流」的異常關係密切，顯見初夏期間亞洲季風區之降水與大氣環流結構和太平洋海溫年際變化有一定程度的關連。經由分析冷暖年之大氣環流與熱源配置以及與海溫之相關分析我們可以瞭解，冷、暖年南亞至鄰近西太平洋熱帶海域之大氣垂直結構、降水、潛熱通量以及流線場均有顯著的改變。

圖9為初夏時期亞洲季風區之大氣環流和熱源與赤道東太平洋海溫異常關係示意圖。圖9上為暖年之情形，暖年受高海溫區東移所致，使熱帶地區之大氣環流結構配置明顯變化，東太平洋地區低（高）層輻合（散）風分量增加，西太平洋地區低（高）層輻合（散）風分量減少，進而引起熱帶地區東西向沃克環流的異常，減弱西太平洋至南亞季風區對流的發展，季風區低層則有顯著的東風距平分量產生，且風速減弱，使得水汽輸送量減少，進而減弱近地面邊界層之潛熱交換（其中尤以孟加拉灣及阿拉伯海地區變化最大），並減少季風區降水量，使得夏季季風建立日期偏晚。圖9下為冷年

(A) Warm Phase



(B) Cold Phase

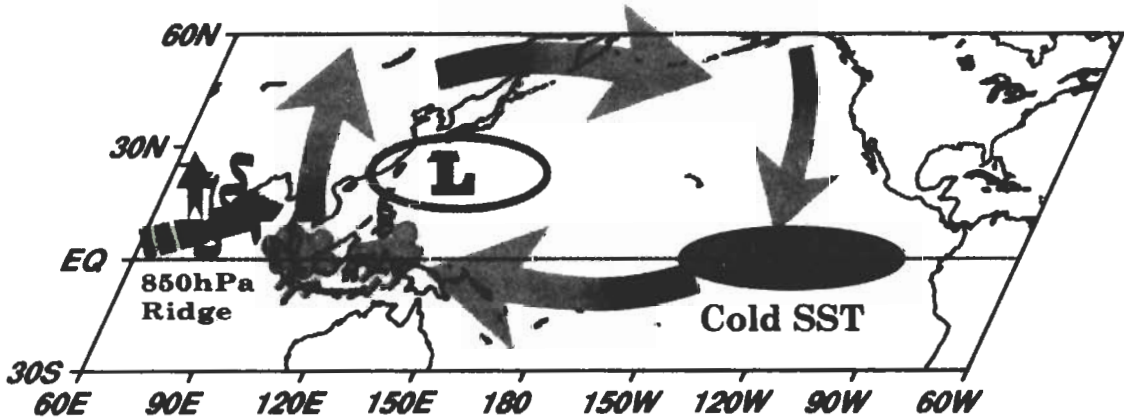


圖9 冷暖年大氣環流、熱源與風場分佈示意圖。(A) 暖年、(B) 冷年。實心箭頭表東西向沃克環流距平，虛線箭頭表季風區風向距平。

之情形，冷年大氣環境條件與暖年呈相反的結果，然而最大差別在於冷年於印度半島850hPa處出現一顯著脊線，同時位於台灣至日本間的異常氣旋式環流距平強度較暖年強且範圍亦較廣，使台灣至南海北部地區出現北風分量。另外，透過相關分析所得之結果與去除季節效應後所得之經驗正交函數年際模態分佈相當接近，顯示初夏期間亞洲季風區之大氣環境條件年際變化與赤道東太平洋海溫有著顯著的遙相

關存在。

綜合言之，赤道東太平洋海溫大範圍顯著的變化，對於鄰近西太平洋及亞洲季風區之大氣環境條件有相當明顯的影響，儘管冷暖年太平洋盆地大氣環境條件呈現相反的趨勢，但對於初夏期間亞洲季風肇始時間的影響卻不盡相同。暖年時有較明顯肇始偏晚的趨勢，冷年則幾無影響，顯見影響季風環流年際差異的因素，除了受熱帶海溫變化導致之大尺度大氣環

流結構差異影響外，局部區域環境條件以及其他動力和熱力過程亦扮演相當重要的角色，然而其他因素之影響有多大，仍需透過資料分析與數值模擬加以印證，這也是未來研究的方向。

致 謝

作者感謝兩位審查者提供許多寶貴意見，讓文章內容更完整，同時感謝中國文化大學大氣科學系劉清煌教授協助 NCEP / NCAR 再分析資料的取得，以及中央氣象局洪景山博士協助相關繪圖程式。本研究由國科會計畫 NSC-88-2111-M-034-002 資助下完成，所需之計算機資源由中國文化大學大氣科學系提供。

參考文獻

- 盧孟明，1997：季風與臺灣氣候。天氣分析與預報研討會（85）論文彙編。交通部中央氣象局，431-437。
- Arpe, K., L. Dumenil, and M. A. Giorgetta, 1998 : Variability of the Indian Monsoon in the ECHAM3 model: sensitivity to sea surface temperature, soil moisture, and the stratospheric quasi-biennial oscillation. *J. Climate*, **11**, 1837-1858.
- He, H., W. Mcginnis, Z. Song, and M. Yanai, 1987 : Onset of the Asia summer monsoon in 1979 and the effect of the Tibetan Plateau. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1966-1994.
- Joseph, P. V., J. K. Eischeid, and R. J. Pyle, 1994 : Interannual variability of the onset of the Indian summer monsoon and its association with atmospheric features , El Niño, and sea surface temperature anomalies. *J. Climate*, **7**, 81-105.
- Krishnamurti, T. N., 1985 : Summer monsoon experiment – A review. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 1590-1626.
- Li, C., and M. Yanai, 1996 : The onset and interannual variability of the Asian summer monsoon in relation to land-sea thermal contrast. *J. Climate*, **9**, 358-375.
- Matsuyama, H., and K. Masuda, 1998 : Seasonal/Interannual variations of soil moisture in the former USSR and its relationship to Indian Summer Monsoon rainfall. *J. Climate*, **11**, 652-658.
- Rasmusson, E. M., and T. H. Carpenter, 1983 : The relationship between eastern equatorial Pacific sea surface temperature and rainfall over India and Sri Lanka. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 517-528.
- Reynolds, R. W., and T. M. Smith, 1994 : Improved global sea surface temperature analysis using optimum interpolation. *J. Climate*, **7**, 929-948.
- Wang, B. and R. G. Wu , 1997 : Peculiar temporal structure of the South China Sea summer monsoon. *Adv. Atmos. Sci.* , **14** , 176-194.
- Wu, G., and Y. Zhang , 1998 : Tibetan Plateau and Timing of the Monsoon Onset over South Asia and the South China Sea , *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 913-927.
- Xie, P., and P. A. Arkin , 1997 : Global precipitation : A 17-year monthly analysis based on gauge observation , satellite estimates and numerical model outputs. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 2539-2558.
- Xie, A. , Y. S. Chung , X. Liu , and Q. Ye , 1998 : The interannual variations of summer monsoon onset over the South China Sea. *Theor. Appl. Climatol.* **59** , 201-213 .
- Yang, S., and K. M. Lau, 1998 : Influences of sea surface temperature and ground wetness on Asian Summer Monsoon. *J. Climate*, **11**, 3230-3246.
- 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** (1b) , 319-351.

Interannual Variability of the Early Summer Asian Summer Monsoon Circulation and Heat Sources associated with the Eastern Pacific SST Variations

Jien-Yi Tu Li-Min Tsai Jia-Yuh Yu

Department of Atmospheric Sciences, Chinese Culture University

(Manuscript received 21 July 2000 : in final form 12 September 2001)

ABSTRACT

The early summer of May and June is the transition period of Monsoon circulation in the South Asia, East Asia, and the neighboring oceans. During the transition period, the atmospheric circulation and heat source exhibit dramatic change. In this paper, NCEP/NCAR reanalysis data of wind, surface latent heat flux, along with Reynolds sea surface temperature (SST) and Xie-Arkin precipitation are used to examine the variability of Monsoon circulation and associated heat source in Asian Summer Monsoon (ASM) system. The interannual variability of ASM associated with equatorial SST anomalies is also discussed in this paper.

Our study indicates that the onset time and the associated features are significantly different in three major ASM subsystems. The ASM onset sequence is Indo-China, South China Sea, and India. The SST variations have great impacts on the Indian Monsoon onset, but the impacts on South China Sea Monsoon are subtle. The Indo-China Monsoon onset, however, shows little influence by SST variations. The interannual signals of precipitation, surface latent heat flux, and velocity potential also exhibit high correlation with the Walker circulation variability. During El Niño warm years, the low-level (upper-level) wind convergence (divergence) and surface latent heat flux decrease, resulting in the reduction of precipitation in the ASM regions, and vice versa.

Key words : Asian summer monsoon, Heat source, Interannual variability