

東亞夏季季風肇始期間 大尺度系統轉化特徵之診斷分析

陳孟詩¹ 王作臺²

¹ 中央氣象局氣象預報中心

² 國立中央大學大氣物理所

(中華民國八十六年五月十五日收稿，中華民國八十七年三月二日定稿)

摘 要

台灣位於中、低緯度過渡之副熱帶地區，且地處歐亞大陸與太平洋交界地帶，在此最大陸地及最大海洋所產生的季風現象是非常特殊的，因此，台灣及其鄰近地區之天氣與氣候變化明顯的受到大尺度季風環流所影響。已有一些研究在探討東亞季風的問題，本研究則著重於分析東亞夏季季風肇始期間大尺度系統之演化特徵，經由各分量的空間結構與時間序列，探討彼此之間的關係及相對重要性，並了解各變數對季風肇始可能扮演的角色。

經由時序分析，吾人認為，當季節由春季推進至夏季時，上對流層暖心自西太平洋暖水區向西北移至中南半島，造成經向溫度梯度逆轉，同時高層 200 hPa 南亞反氣旋向西北移動，其南方並出現東風。此外，東亞及印度越赤道流自赤道洋面上輸送暖溼水汽，導致熱帶大氣更加不穩定，但一切都必須等到西太平洋副熱帶高壓東退出南海，同時，因副高之東退使印度及東亞地區越赤道流得以進入南海，南海盛行西南氣流，深對流發展，造成東亞夏季季風肇始。換句話說，東亞夏季季風肇始的主要特徵之一為副高東退。

此外，研究還發現每年春夏轉換期間，大氣環流會經歷二階段驟變，時間間隔約一個月，每次改變均伴隨著上對流層暖心大幅向西北移動。而由此分析四個個案年所得之結果顯示，若兩次變化分別發生於五月中旬及六月中旬，且西太平洋副熱帶高壓於第一次變化時即東退出南海，則東亞夏季季風肇始早於印度季風；若兩次變化分別發生於四月下旬及五月下旬，且副高於第一次變化時並未隨之東退出南海，則東亞夏季季風與印度季風幾乎同時肇始，此觀點亦值得進一步深入探討。

關鍵詞：季風、肇始、轉化、大尺度系統

一、前 言

亞洲夏季季風是世界上最顯著的季風系統之一，包括印度季風和東亞季風。Krishnamurti and Bhalmé (1976) 指出印度季風的主要分量包括北印度季風槽、越赤道流、東非低層噴流、Mascarene 高壓、西藏高壓、熱帶東風急流，以及北印度降水。Tao and Chen (1987) 根據觀測結果，認為東亞季風的主要分量包括南海和西太平洋的季風槽(或 ITCZ)、 100° E 以東越赤道流、中下層西太平洋副熱帶高壓、上層南亞高壓、沿海雨槽的對流活動、梅雨鋒區等。

由於這些分量的變動，亞洲季風具有多重時空尺度的變異性，包括綜觀尺度擾動、準雙週振盪、季內振盪和年際變化，但是它同時也具有規律發展的季節變化特性，隨著季節更迭，其演變包括肇始、北移(或中斷)及撤退三個階段(Krishnamurti, 1985)。Tao and Chen (1987) 由地面降水資料得到夏季季風平均肇始日期，發現東亞夏季季風肇始於五月上、中旬，最早發生在南海地區；五月下旬季風推進至華南、台灣，分別稱為華南前汛期及台灣梅雨期；六月中旬季風到達江淮流域及日本，此時江淮流域梅雨(Mei-Yu)和日本梅雨(Baiu)開始；七月上旬季風更北進至華北及朝鮮半島。至於印度季風則遲至六月上旬才肇始，之後向西北推進。因此，東亞季風肇始早於印度季風，而南海則是全亞洲季風區中最早肇始的地區。

由於亞洲夏季季風最早出現在南海，許多學者均曾經提出與南海季風肇始有關的可能機制。He et al. (1992) 認為可能是由於海面溫度增加而造成大氣中條件不穩定的增加。由於南海南

部月平均海溫由三、四月的 23° C 急劇增加至五、六月的 27° C，而此位置(10° N 附近)正好與七、八月時的 ITCZ 雲帶吻合，因此 ITCZ 對流的維持可能決定於高海溫，而五月第一個高海溫的出現可能與夏季季風肇始有關。但是當印度季風肇始時，印度洋海面溫度卻正在下降中，所以海溫與季風肇始之間似乎存在著自相矛盾的關係(如 Webster, 1994)。另一個影響南海夏季季風肇始的假說是熱帶作用力。Chen and Chen (1995) 研究 1979 年的季風肇始，發現當向東傳的 30–60 天季風槽與向西傳的 12–24 天季風低壓在五月於南海地區偶合時，可看成是夏季季風肇始。除了季內振盪外，熱帶的綜觀擾動系統也可能激發季風肇始。Orgill (1967) 指出東南亞地區季風的肇始多半與孟加拉灣的熱帶風暴有關，也就是所謂爆發性氣旋。當氣旋往北移動時，沿其南端會為中南半島帶來西南風，造成季風肇始。

儘管如此，以上各種熱帶作用力的觀點並不能完全解釋為何東亞季風肇始早於印度季風。Chang and Chen (1995) 則由另一個不同的角度來探討中緯度作用力對季風肇始的影響。中緯度系統對南海夏季季風肇始可能扮演著激發的角色。由於中緯度斜壓鋒面南侵，使得大尺度氣壓梯度增加，加強了西南氣流，使其自溫暖的熱帶洋面上輸送水汽，維持梅雨鋒降水，造成季風肇始。此正可解釋為何南海季風肇始早於亞洲其他季風區，因為南海地區是唯一在春季期間，中緯度鋒面不會受地形阻擋而到達熱帶的區域，而印度季風受到青藏高原阻擋，中緯度斜壓系統無法到達熱帶，必須等待更為成熟的條件，即熱帶完整的系統建立後，才能使印度季風肇始。簡而言之，隨著季節轉換，熱帶大氣具有適合季風發

展的環境，而中緯度系統則提供了「隨機」的作用力，推動東亞季風肇始。但此看法並未進一步地闡明是否必須存在某些適合及特定的大尺度環境條件，使得此隨機之作用力能引發東亞季風肇始。

其他可能的機制還包括了青藏高原所扮演的熱源角色。He et al. (1987) 分析 1979 年夏季季風的演進。該研究發現在此期間，大氣環流經歷了二個不同階段的驟變，分別和東亞季風及印度季風肇始有相當密切的關係。第一次轉變發生在五月，此時 80° E 以東（即孟加拉灣至南海地區）低層出現西南氣流，造成中南半島及南海降水，而高層由於青藏高原東部的上對流層大氣增暖，使得 200 hPa 南亞高壓自 10° N 北跳至 20° N，同時高原南部經向溫度梯度逆轉，高層出現東風。第二次轉變發生在六月，阿拉伯海地區低層西南風發展，印度西岸開始出現降水，而青藏高原西側的上對流層大氣此時才增暖，導致沙烏地阿拉伯至伊朗地區 200 hPa 出現另一個高壓中心。Yanai et al. (1992) 更進一步地探討青藏高原對於亞洲季風所扮演的角色，發現高原地面的可感熱通量提供了主要的熱源，並與高原鄰近地區的輻射冷卻共同維持著水平溫度對比，而引發熱力直接垂直環流。在大氣環流第一次轉變，也就是東亞季風肇始時，高原東部上對流層增暖是由於非絕熱加熱，而在第二次轉變，印度季風肇始時，高原西側的增暖則是因為絕熱下沉增溫。由此可知，青藏高原熱源與亞洲季風的建立與維持有密切的關係。

台灣地處歐亞大陸與太平洋交界地帶，且位於中、低緯度過渡之副熱帶地區，其天氣與氣候變化受到低緯及中緯的大尺度季風環流所影響，若加強東亞季風的研究，必能增進吾人對台

灣地區天氣與氣候的了解及預報能力。然而過去對東亞季風的研究多半著重於年際變化(如陳，1987；王等，1992；陶與徐，1994)，有關季節變化之研究也偏重於 1979 (FGGE) 年 (He et al., 1987; Yanai et al., 1992; Yanai and Li, 1994)，對於東亞季風肇始期間大尺度環境場之變化特徵在其他年的特性及了解並不夠詳盡及完整。究竟在東亞季風肇始期間，大尺度系統於三度空間之狀態下是如何轉變的？各分量的變化時間是否一致？何種分量的演變現象可以做為東亞季風肇始的指標……等等問題均尚未釐清。因此本研究著重於分析東亞季風肇始期間大尺度系統演變的特徵，經由各分量的空間結構與時間序列，探討彼此之間的關係及相對重要性，並嘗試回答上述問題，希望對於未來尋求東亞夏季季風肇始機制能有些許助益，進而掌握季風規律發展的季節變化特性。

二、資料與分析方法

研究所使用的資料包括 1980~1987 年 ECMWF/WMO 及 1988~1993 年 ECMWF/TOGA 每日兩次 (0000 UTC 及 1200 UTC) 的高度場、風場及溫度場資料，解析度為 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 。除此之外還使用 1982~1994 年 NMC/NOAA $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 的七日平均海面溫度 (SST) 及 1980~1993 年 NOAA $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 每日兩次 (0000 UTC 及 1200 UTC) 的外逸長波輻射 (OLR)。分析時間為 3~7 月，分析區域為亞洲季風區及西北太平洋。由於研究著重於夏季季風肇始期間大尺度系統的演化特徵，因此各變數均採用五日平均，自 3 月 2 日至 7 月 29 日，每五日為一候。至於七日平均的海面溫度場則先對

時間做 1/4-1/2-1/4 的濾波，之後線性內插求得每日平均，再計算五日平均。

三、東亞夏季季風各分量之轉化特徵

(一) 時序分析

就春夏轉換時期大尺度系統演化的氣候特徵而言，東亞夏季季風肇始期間，華南、台灣、中南半島及南海地區為廣大深對流區，850 hPa 印度及東亞越赤道流加強，至北半球後轉向為西南氣流到達上述地區，500 hPa 西太平洋副熱帶高壓脊東退出南海，200 hPa 南亞反氣旋移上中南半島，其南方出現東風，上對流層大氣逐漸增暖，造成經向溫度梯度逆轉，同時南海的海面溫度也達到最高（陳，1996）。本研究選取 1983、1985、1991、1992 四個個案年，尋求各分量的一致性變化，並由五日平均之時序分析來了解各分量的演變順序及其關係。選取這幾年的主要原因是潘與王（1996）以年際變化的角度探討了這四個個案年的特性，對此四年已有一些初步的了解。本研究著眼於季節內季風肇始之特性，因此，亦選擇相同四年來分析。

首先由 850 hPa 五日平均流場的空間分布了解東亞夏季季風肇始之情形。當南海地區之西南氣流來源主要為印度越赤道流時，即為東亞夏季季風肇始。在此定義的季風肇始狀況下，東亞夏季季風之氣候平均肇始日期為 5/16-5/20（圖 1），而 1983、1985、1991、1992 這四年東亞夏季季風肇始的日期分別為 5/21-5/25、5/26-5/30、6/15-6/19、5/16-5/20（圖略）。圖 2 為沿 15° N 850 hPa 西南氣流之時間序列。1983 年低層西南氣流於 5/11-5/15 首先發生於中南半島及

南海地區（100° E~120° E），1985 年低層西南氣流於 5/21-5/25 出現於孟加拉灣（約 90° E），5/26-5/30 到達南海地區。1991 年低層西南氣流也是 5/31-6/04 先出現於孟加拉灣，6/05-6/09 推進至中南半島，至於南海地區則遲至 6/15-6/19 才有低層西南氣流的發展。而 1992 年低層西南氣流於 5/16-5/20 出現在孟加拉灣至中南半島，南海地區亦有西南氣流，但強度較弱。

圖 3 是沿 15° N 500 hPa 高度場的時間序列。若以高度場大於 5880 m 定為西太平洋副熱帶高壓的勢力範圍，則由圖 3(a)可看出 1983 年副高於 5/21-5/25 退出南海（120° E）。1985 年的副高非常弱，僅在 5/31-6/09 時較強，勢力範圍伸入南海，因此無法明確得知副高東退的時間。1991 年副高退出南海要等到 6/15-6/19，而 1992 年副高則於 5/16-5/20 退出南海。以高度場定義的副高能適度地描述數年間其東退的狀況，但卻不能得知 1985 年副高東退的時間，因此吾人另以緯向風場 $u=0$ 的場來定義副高脊線之位置，希望能以此指標來判別副高脊何時東退，尤其是對 1985 年。圖 4 為沿 15° N 500 hPa 緯向風場的時間序列，可看出 1983、1985、1991、1992 年副高脊退出南海的時間分別為 5/11-5/15、5/21-5/25、6/15-6/19、5/16-5/20。

除了西太平洋副熱帶高壓對東亞夏季季風肇始可能有極大的影響之外，上對流層經向溫度梯度逆轉也會造成大氣環流急劇變化，此變化發生時間與東亞夏季季風肇始有密切的關係（He et al., 1987）。圖 5 為 5° N~25° N 之間 200~500 hPa 平均經向溫度梯度的變化。由圖 5(a)可看出 1983 年 5/21-5/25 孟加拉灣至南海地區大範圍同時經向溫度梯度逆轉，1985 年中南半島及南海地區首先於 5/01-5/05 發生經向溫度梯度

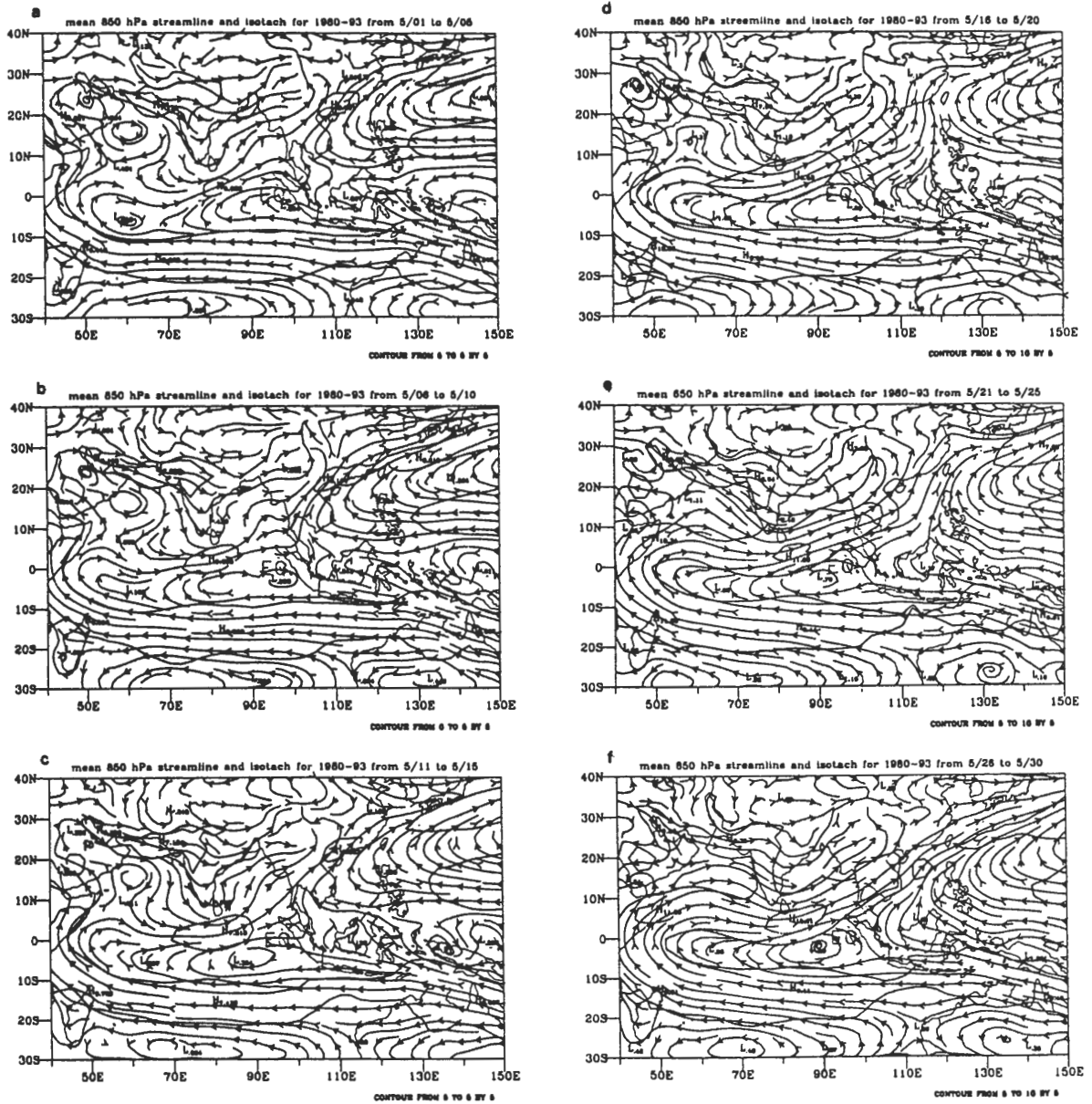


圖 1 1980~1993 年 850 hPa 五日平均流場及等風速線，分析時間為 5 月 1 日至 5 月 30 日，等風速線間隔為 5 m/s。

逆轉，1991 年上對流層經向溫度梯度很早即逆轉，4/26-4/30 於孟加拉灣至南海一帶經向溫度梯度開始為正，而 1992 年則是 5/06-5/10 自中南半島開始經向溫度梯度逆轉。由於上對流層大氣

增暖，使得 200 hPa 南亞反氣旋逐漸向西北移動，高層開始出現東風，同時上對流層大氣經向溫度梯度逆轉，形成南冷北暖，在熱力風平衡條件之限制下，此高層東風得以持續的維持。圖 6

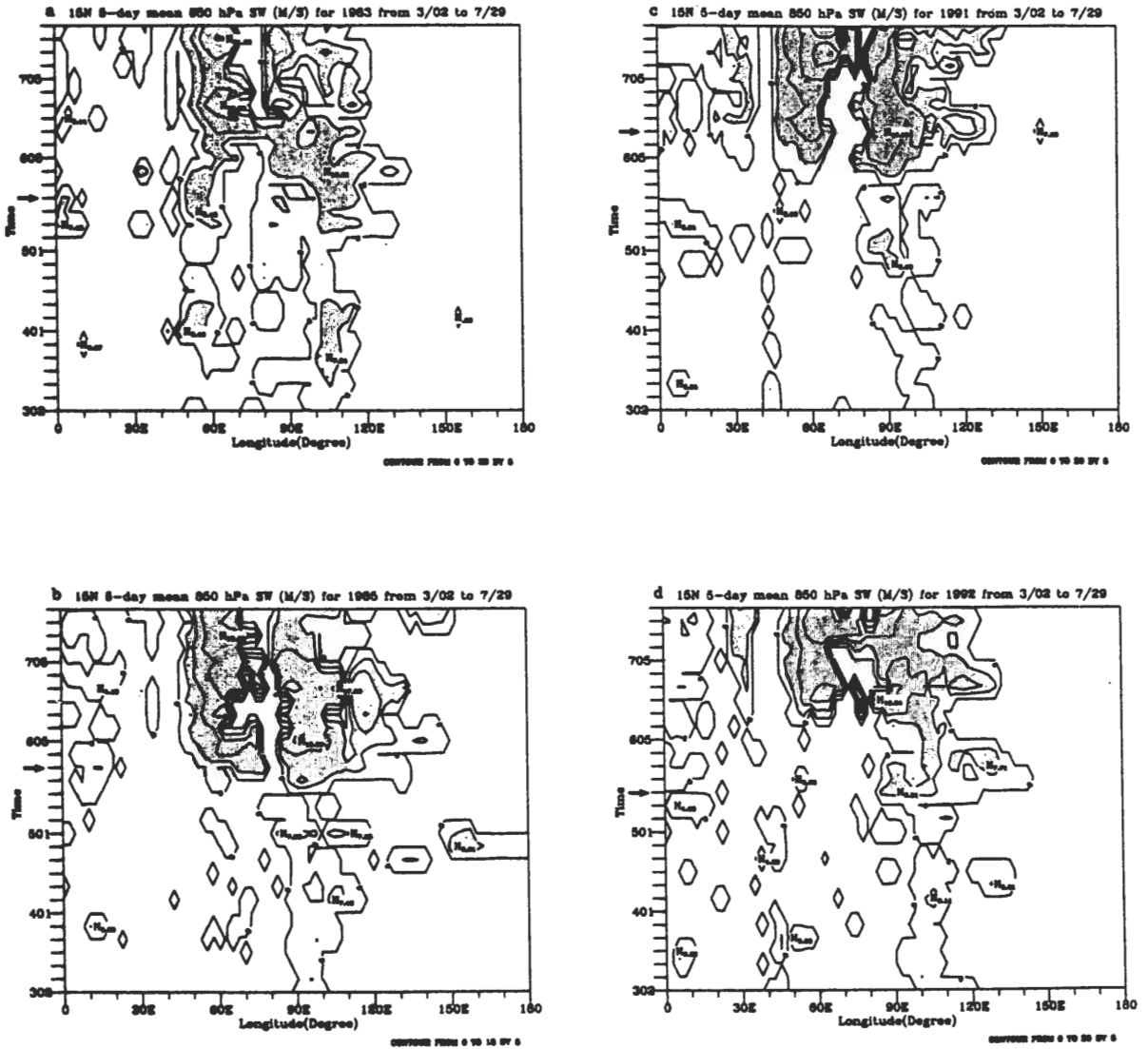


圖2 沿 15° N 850 hPa 五日平均西南氣流 ($u > 0, v > 0$) 之時間序列, 分析時間為 3 月 2 日至 7 月 29 日, 縱坐標的 302 表示 3 月 2 日至 3 月 6 日之五日平均, 以此類推, 箭頭所指為該年東亞夏季季風肇始日期。等值線間隔為 5 m/s, 陰影區為風速 > 5 m/s。(a) 為 1983 年, (b) 為 1985 年, (c) 為 1991 年, (d) 為 1992 年。

為沿 15° N 200 hPa 緯向風場之變化情形。1983 年 5/21–5/25 南海首先出現東風, 1985 年南海地區及鄰近的中南半島於 5/01–5/05 開始出現東風, 1991 年東風早在 4/21–4/25 即於南海出現, 與其他三年不同的是, 5/31–6/04 南海高層卻由

東風轉為西風, 直到 6/10–6/14 才又盛行東風, 由此看來, 1991 年高層似乎經歷了二次季節轉變的過程。至於 1992 年則是 5/11–5/15 於孟加拉灣至南海一帶同時出現東風。

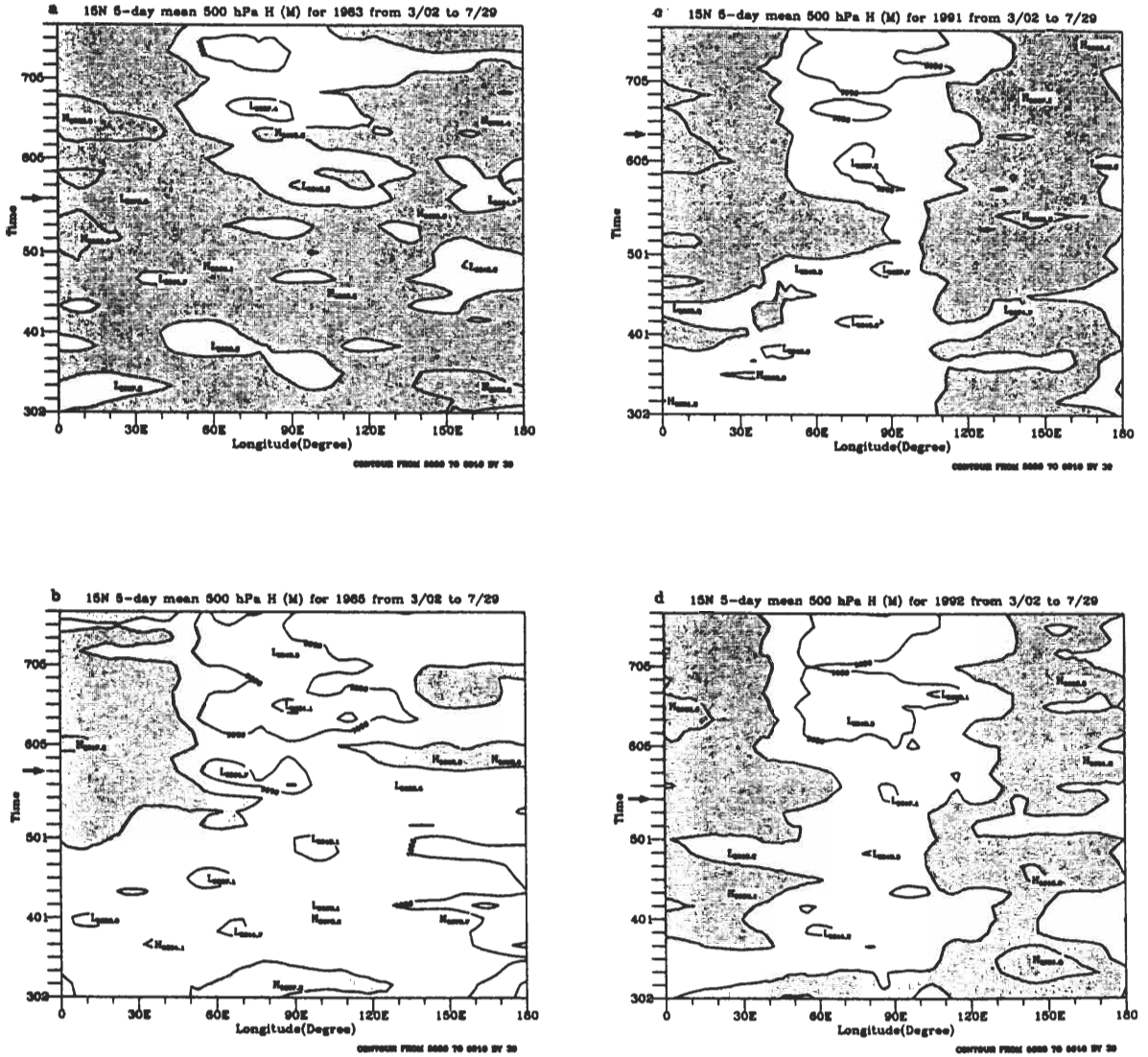


圖 3 沿 15° N 500 hPa 五日平均高度場之時間序列，分析時間為 3 月 2 日至 7 月 29 日，箭頭所指為該年東亞夏季季風肇始日期，等值線間隔為 30 m，陰影區為高度 > 5880 m。(a) 為 1983 年，(b) 為 1985 年，(c) 為 1991 年，(d) 為 1992 年。

除了上對流層大氣隨著季節變化而增暖之外，海面溫度也會因太陽輻射北移而增加。如圖 7 所示為沿 14.5° N 海面溫度 (SST) 之時間序列，可發現五月上、中旬南海附近海面溫度會達到最暖 (30° C 以上)，中南半島以西的孟加

拉灣達到最暖的時間較南海為早，而印度半島以西的阿拉伯海海面溫度於六月中、下旬會開始變冷 (28° C 以下)。1983、1985、1991、1992 這四年南海開始達到最暖的時間分別為 5/16-5/20、5/11-5/15、5/11-5/15、5/06-5/10。此與

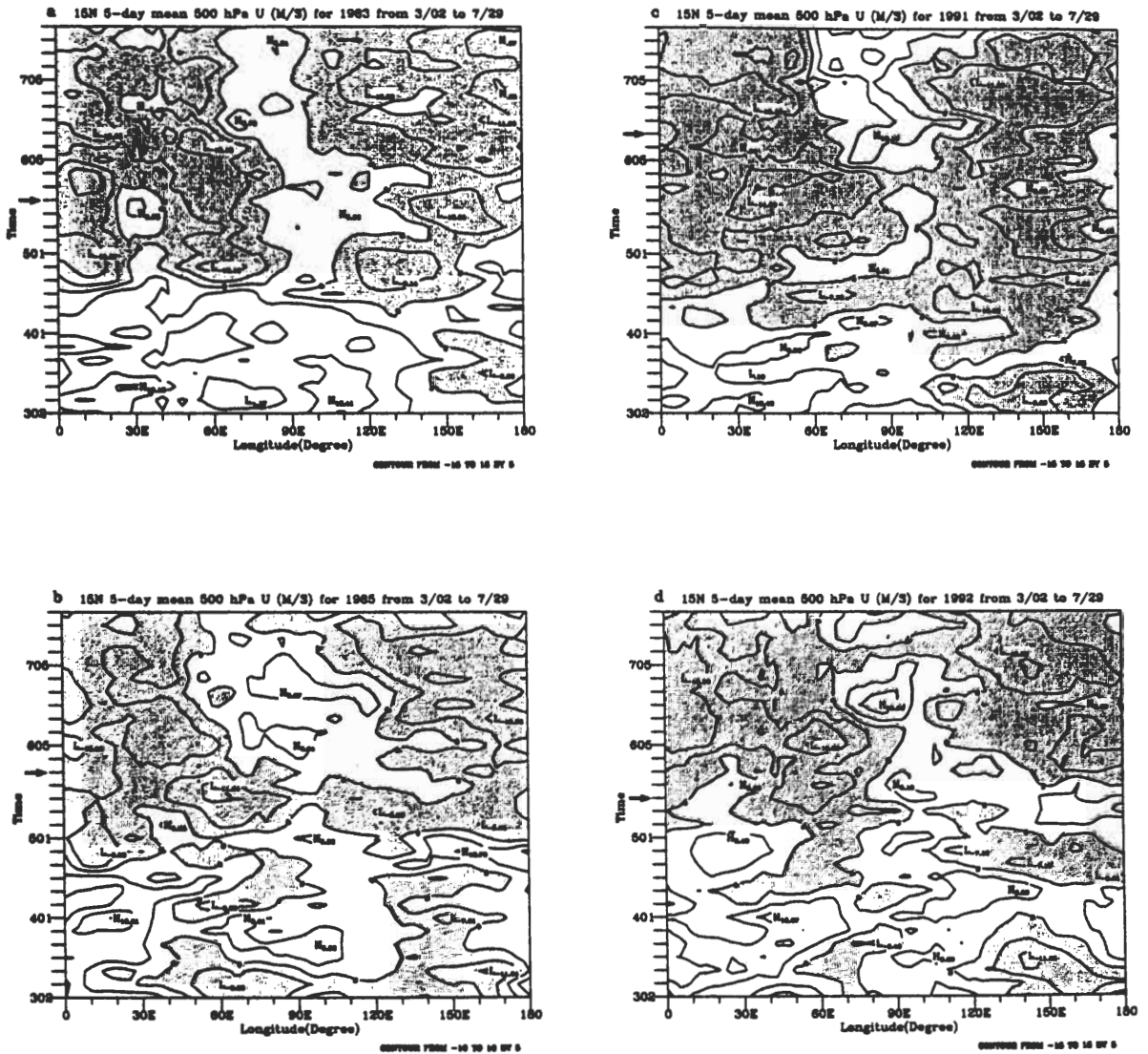


圖 4 沿 15° N 500 hPa 五日平均緯向風場之時間序列，分析時間為 3 月 2 日至 7 月 29 日，箭頭所指為該年東亞夏季季風肇始日期，等值線間隔為 5 m/s，陰影區為風速 < 0 m/s。(a) 為 1983 年，(b) 為 1985 年，(c) 為 1991 年，(d) 為 1992 年。

Webster (1994) 論點一致，即東亞夏季季風肇始時，南海的海面溫度正在上升中（除了 1991 年外），至於 1991 年與其他三年不同的情形，則有待進一步研究。

當海面溫度增加後，透過海氣交互作用輸

送水汽至大氣中，經平流至適合潛熱釋放的地區，即會形成雲而產生對流。圖 8 即為沿 15° N 外逸長波輻射 (OLR) 的時間序列，由圖中可看出此四年共同的特徵為深對流首先於中南半島發展，之後中南半島以西的孟加拉灣及印度地區

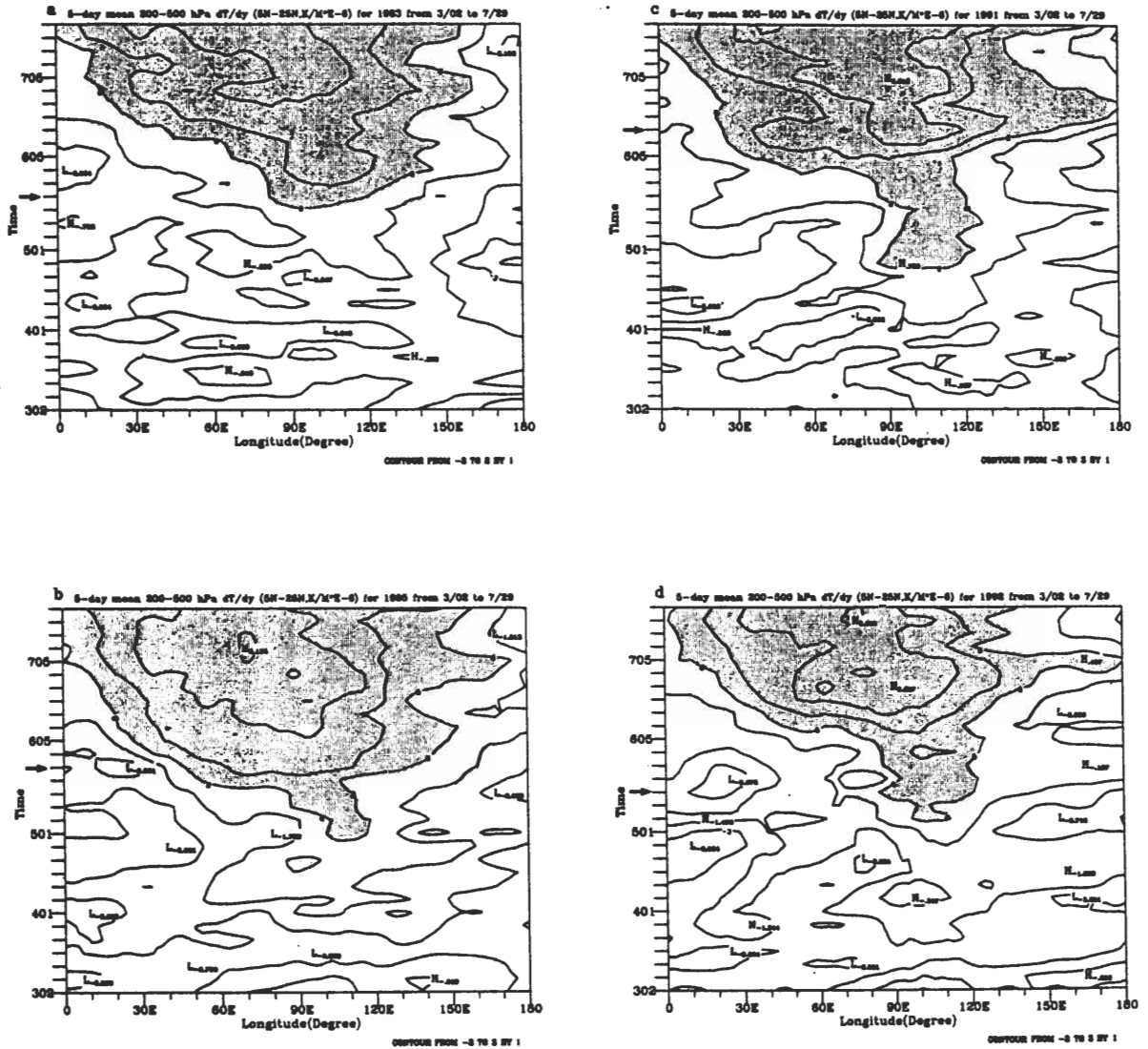


圖 5 200~500 hPa 5° N~25° N 五日平均經向溫度梯度之時間序列，分析時間為 3 月 2 日至 7 月 29 日，箭頭所指為該年東亞夏季季風肇始日期，等值線間隔為 10^{-6} ° K/m，陰影區為 $dT/dy > 0$ 。(a) 為 1983 年，(b) 為 1985 年，(c) 為 1991 年，(d) 為 1992 年。

深對流一直存在，而中南半島以東的南海及西太平洋則呈現一波一波的深對流，平均週期為 15~20 天，這可能是由於西太平洋副熱帶高壓所引起。南海地區 1983 年於 5/21~5/25 開始出現深對流，1985 年曾於 4/26~4/30 出現過短暫的深對

流，之後就消失了，直到 5/26~5/30 才又再度發展。1991 年深對流出現的時間為 5/26~5/30，較該年東亞夏季季風肇始的日期早，這是由於該年 5/26~5/30 後副高雖未退出南海，但已北跳（圖略），使得南海南部開始出現深對流，而北部仍

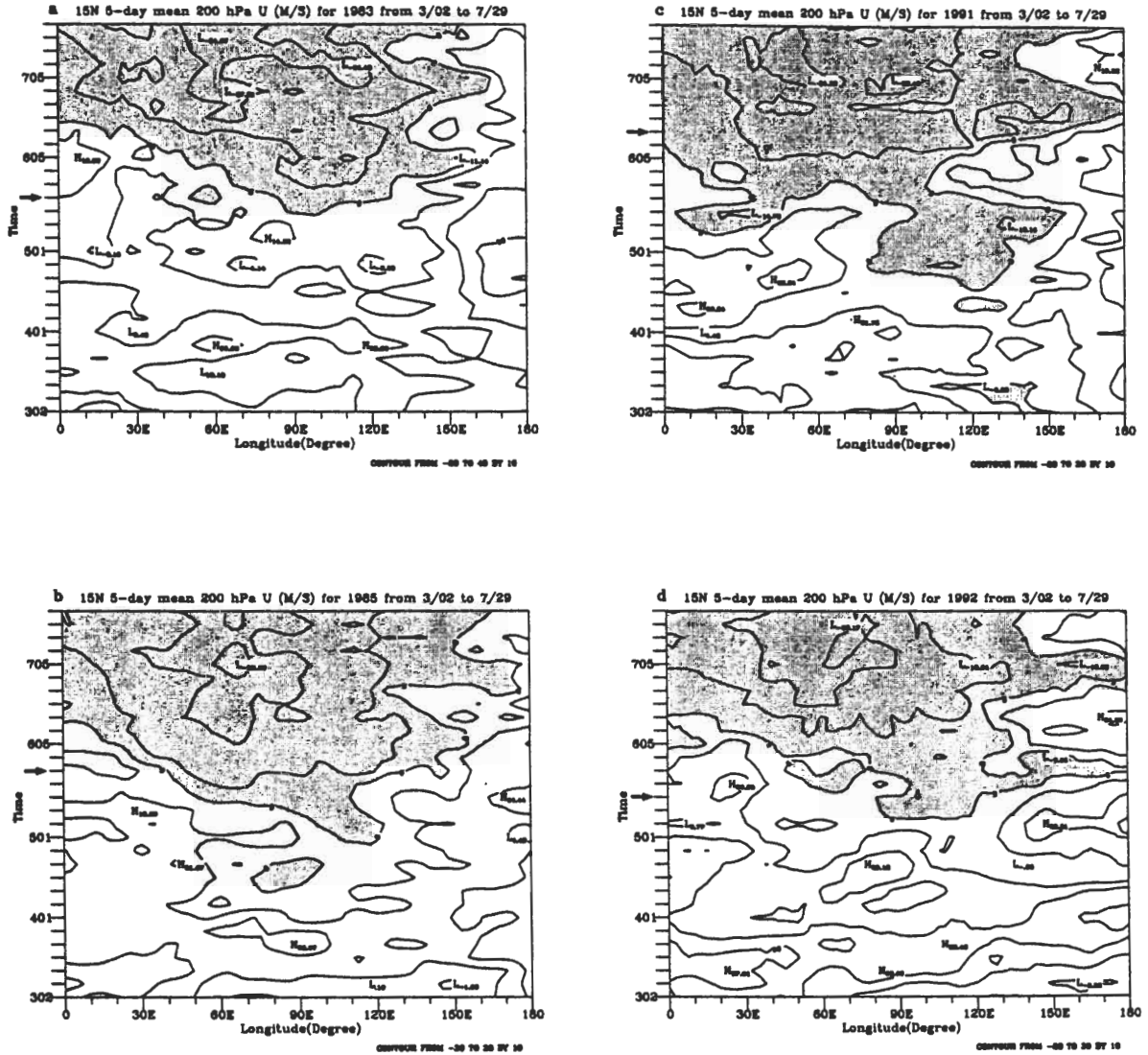


圖 6 沿 15° N 200 hPa 五日平均緯向風場之時間序列，分析時間為 3 月 2 日至 7 月 29 日，箭頭所指為該年東亞夏季季風肇始日期，等值線間隔為 10 m/s，陰影區為風速 < 0 m/s。(a) 為 1983 年，(b) 為 1985 年，(c) 為 1991 年，(d) 為 1992 年。

為副高勢力範圍，6/05–6/09 後此區才有深對流發展，此時副高西緣已東退至南海中部(圖略)。1992 年則是 5/16–5/20 開始出現深對流。

圖 9 為 850 hPa 五日平均越赤道流之時間序列，由圖中可明顯看出印度越赤道流強度較東

亞越赤道流大一個數量級。1983、1985、1991、1992 四年 100° E~ 110° E 越赤道流出現的時間分別為 5/11–5/15、5/16–5/20、5/01–5/05、5/16–5/20。雖然東亞越赤道流的出現較東亞夏季季風肇始日期早(除了 1992 年外)，但當東亞夏季季風肇始時，印度及東亞越赤道流均會加強

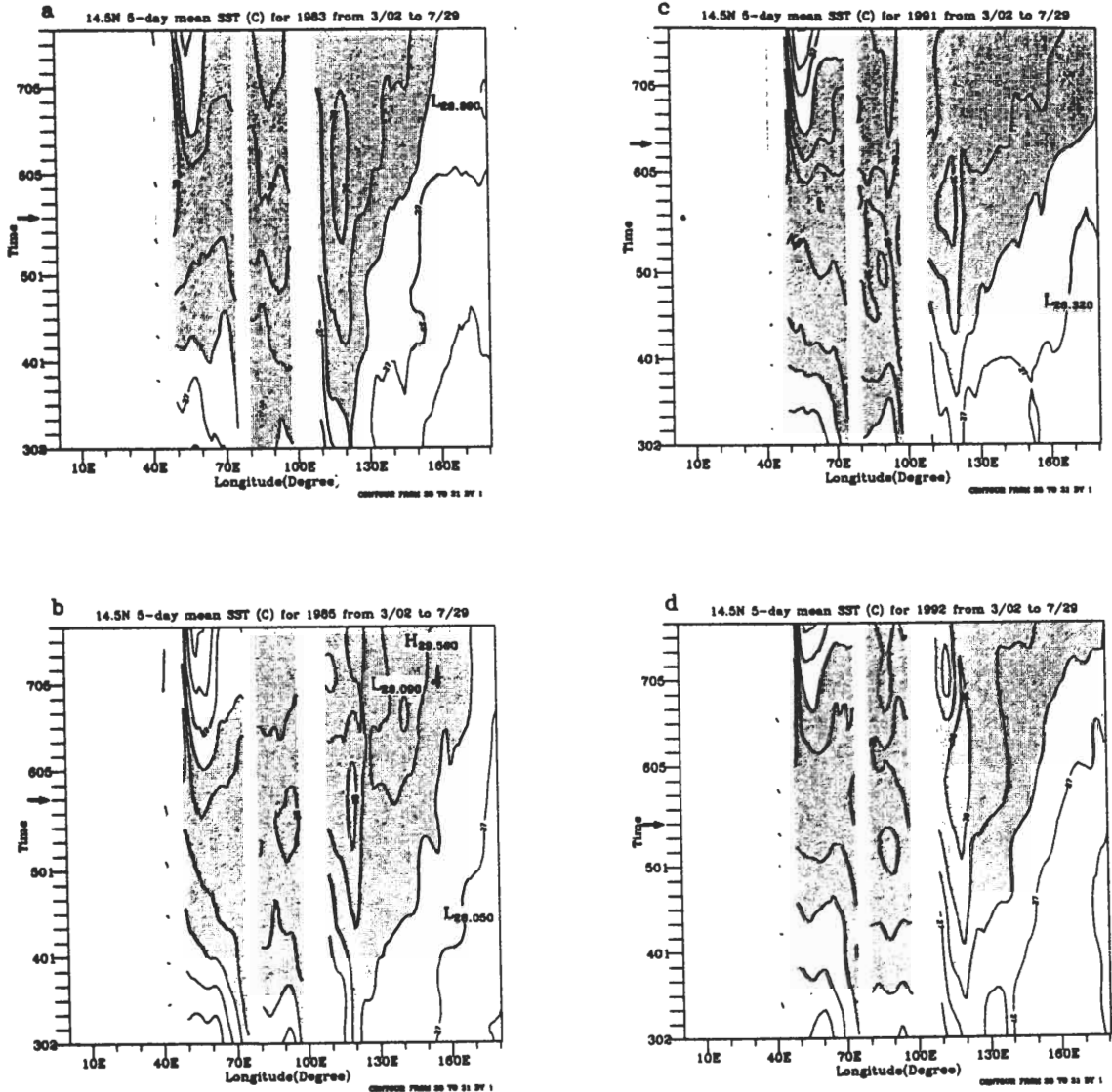


圖 7 沿 14.5° N 五日平均海面溫度 (SST) 場之時間序列,分析時間為 3 月 2 日至 7 月 29 日, 箭頭所指為該年東亞夏季季風肇始日期,等值線間隔為 1° C,陰影區為 SST > 28° C。(a) 為 1983 年, (b) 為 1985 年, (c) 為 1991 年, (d) 為 1992 年。

或擴展。以上說明了東亞越赤道流對東亞夏季季風肇始較不具關鍵性,它的貢獻可能在於輸送暖溼水汽,使大尺度環境發展更為成熟,以待季風肇始。

四年東亞夏季季風肇始期間各分量的變化時間作一比較(如表一所示),吾人可對東亞夏季季風肇始得一簡單之概念。當時序由春季推進至夏季,陸地及高原地區透過可感熱通量加熱大氣之效率加快,使得上對流層暖心自西太平洋暖水區

綜合以上討論,將 1983、1985、1991、1992

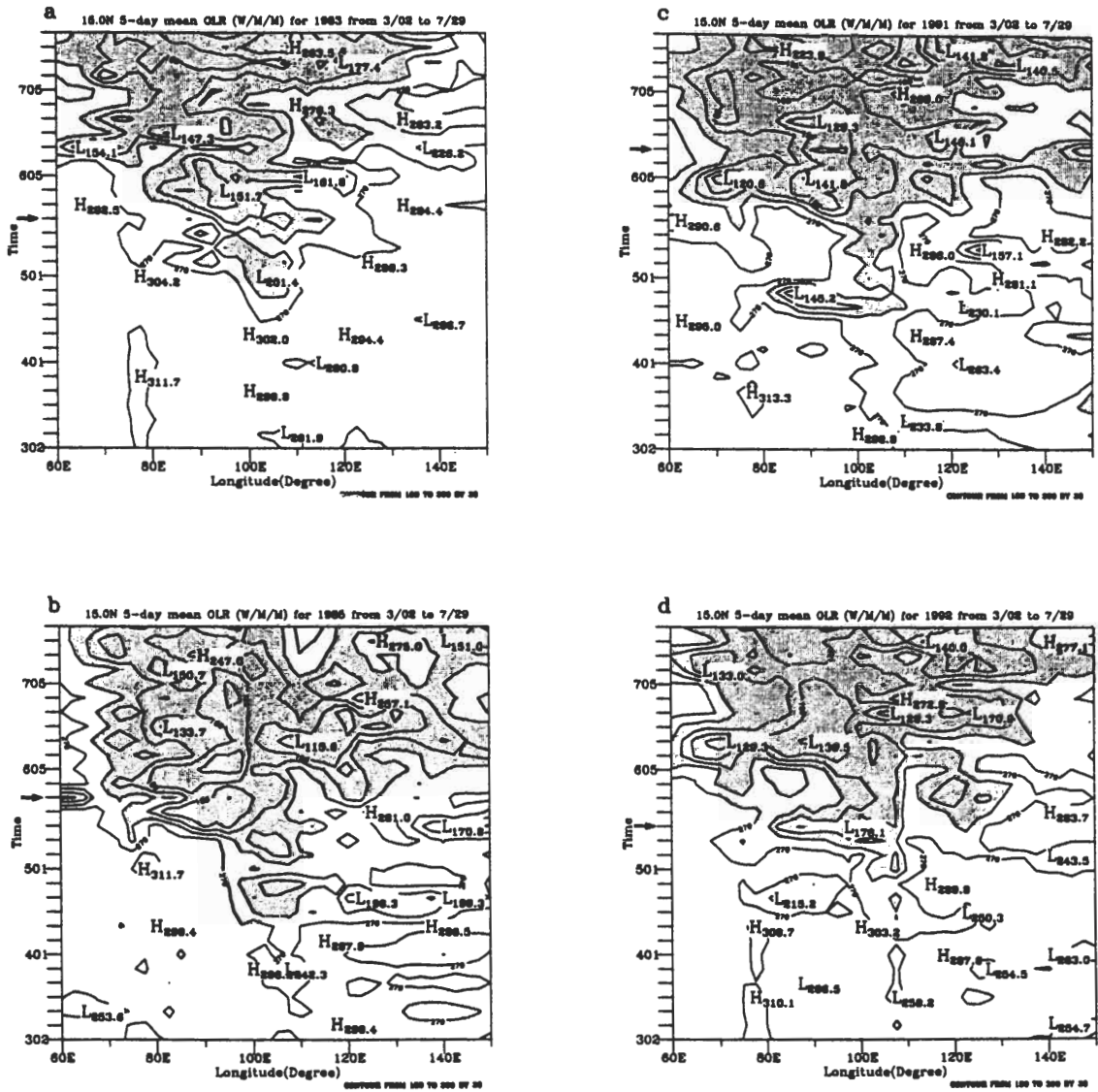


圖 8 沿 15° N 五日平均外逸長波輻射 (OLR) 場之時間序列，分析時間為 3 月 2 日至 7 月 29 日，箭頭所指為該年東亞夏季季風肇始日期，等值線間隔為 30 W/m²，陰影區為 OLR < 240 W/m²。(a) 為 1983 年，(b) 為 1985 年，(c) 為 1991 年，(d) 為 1992 年。

向西北移至中南半島，造成經向溫度梯度逆轉，同時加熱所釋放出來的可用位能透過輻散環流轉變為旋轉場的動能 (Krishnamurti, 1985)，高層環流因而相對應地做調整，因此南亞反氣旋逐漸向西北移上中南半島，使得 15° N 開始出現東

風。另一方面，東亞越赤道流 (100° E~110° E) 亦自赤道洋面上輸送暖溼水汽，使得熱帶大氣更加不穩定，具有適合季風發展之大尺度環境，但一切都必須等到西太平洋副熱帶高壓東退出南海，同時，因副高之東退使印度及東亞地區

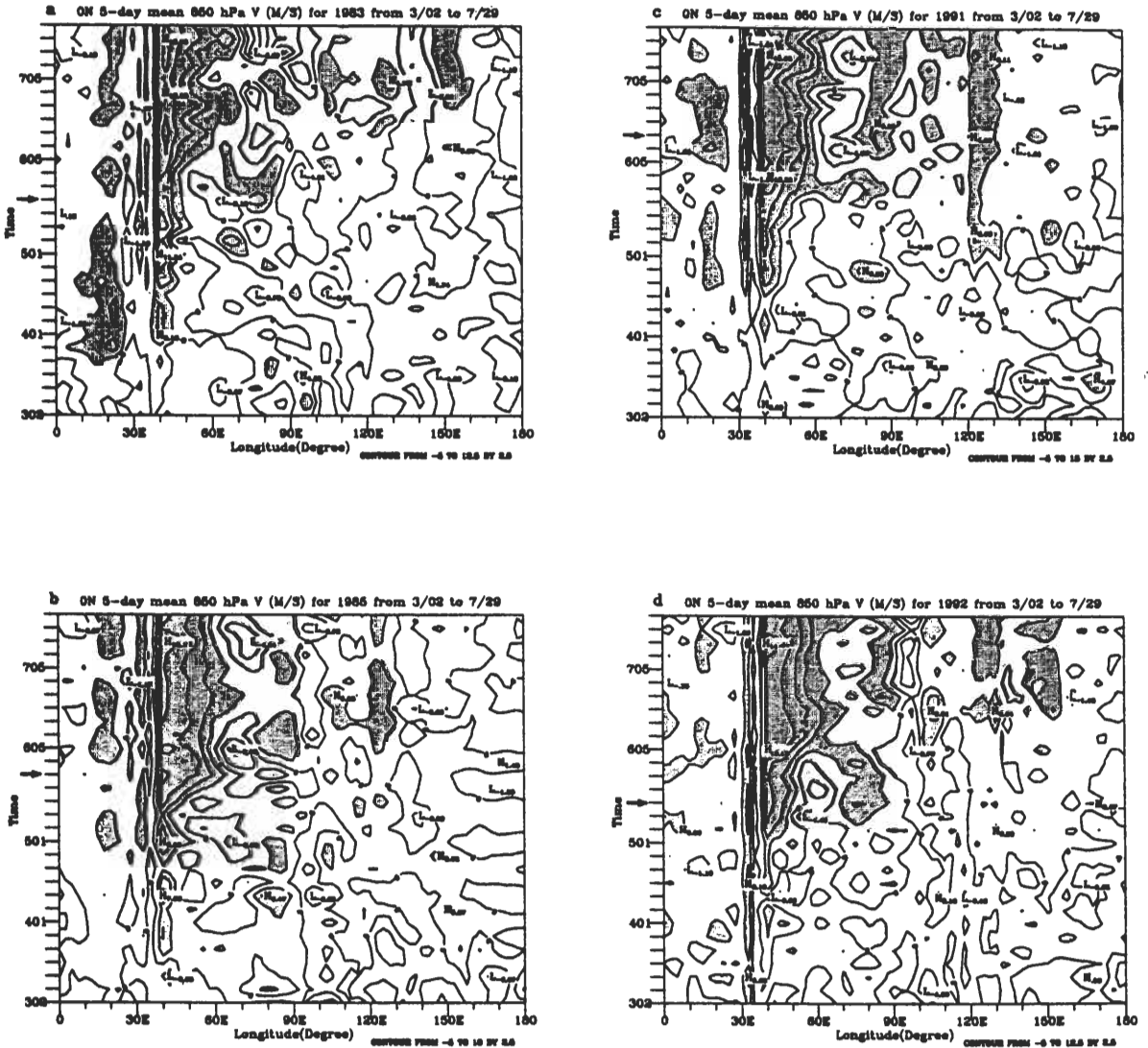


圖 9 850 hPa 五日平均越赤道流 (v) 之時間序列，分析時間為 3 月 2 日至 7 月 29 日，箭頭所指為該年東亞夏季季風肇始日期，等值線間隔為 2.5 m/s，陰影區為風速 > 2.5 m/s。(a) 為 1983 年，(b) 為 1985 年，(c) 為 1991 年，(d) 為 1992 年。

越赤道流得以進入南海，南海盛行西南氣流，深對流發展，造成東亞夏季季風肇始，整個大氣環流逐漸轉變為夏季型態，並完整地建立。

在此須特別提出來說明的是 1991 年，早

在 4/26-4/30 上對流層大氣暖中心即於中南半島建立（圖 10(f)），使得經向溫度梯度逆轉，南亞反氣旋北移，高層 15° N 出現東風（圖略），同時低層西南氣流開始於中南半島發展（圖 2(c)），但副高並未退出南海（圖 3(c)）。而中

南半島上的暖中心不知為何緣故並沒有繼續維持，反而於 5/11-5/15 消失（圖 10(i)），最暖中心由位於西太平洋上的暖心取代（實際上由圖 10(g)~(i)可看出， $100^{\circ} \text{E} \sim 120^{\circ} \text{E}$ 一帶 20°N

以南大氣大範圍變冷，因此雖然中南半島暖中心消失了，但圖 5(c)中經向溫度梯度並未改變），原來位於中南半島上的南亞反氣旋也隨之減弱，5/16-5/20 亦由西太平洋上的另一反氣旋中

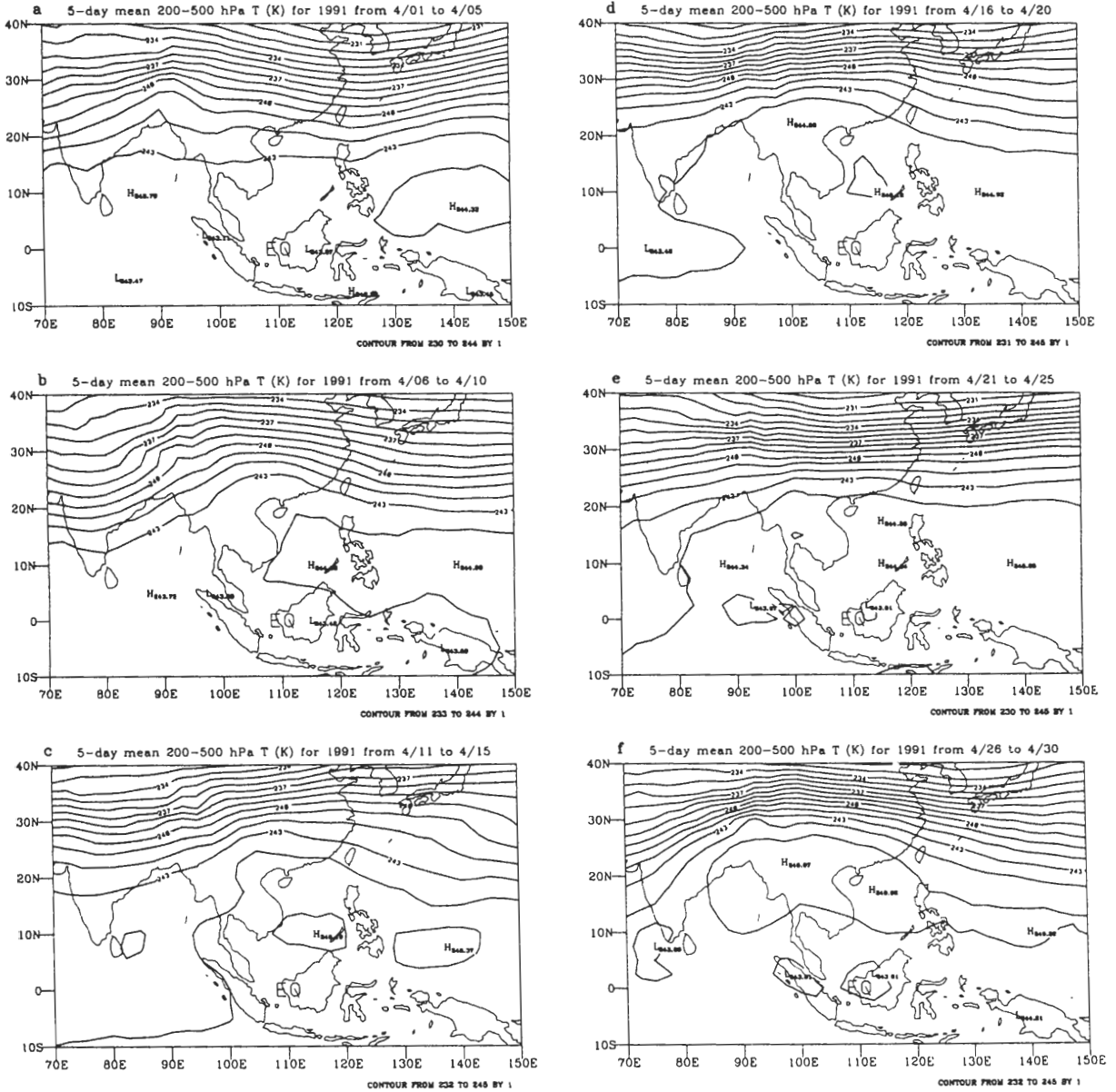
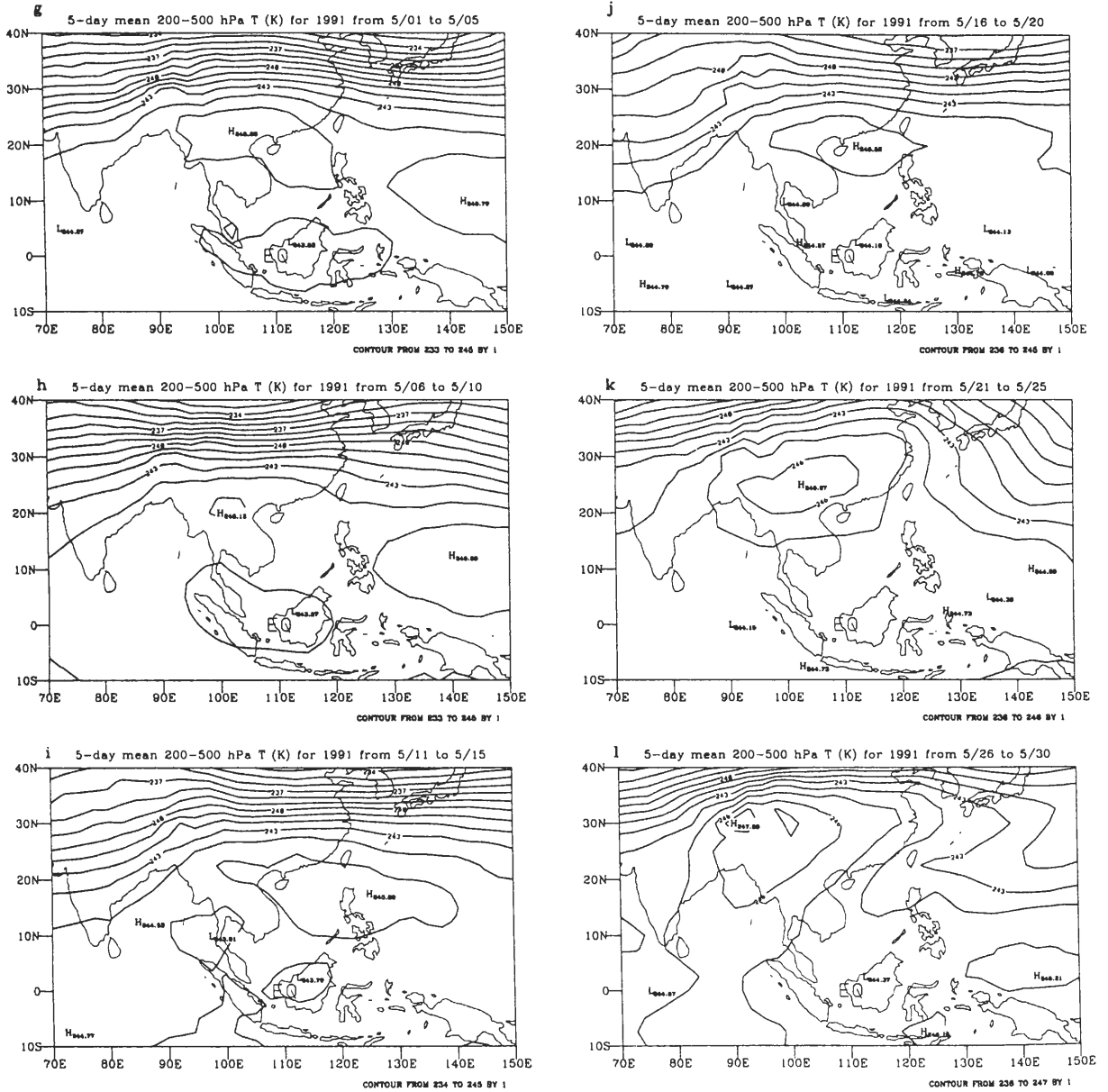


圖 10 1991 年 200~500 hPa 五日平均溫度場，分析時間為 4 月 1 日至 5 月 30 日，等值線間隔為 1°K 。



(續圖 10)

心所取代(圖略),導致高層東風區域產生改變,而低層西南氣流亦減弱。之後西太平洋上的新系統向西移,於 5/21-5/25 重新於中南半島上建立,導致西風噴流北跳(圖略),但此時副高仍未退出南海。5/26-5/30 低層西南氣流重新出現

於孟加拉灣,同時副高北跳,使得南海南部開始出現深對流,直到 6/15-6/19 副高才退出南海,造成東亞夏季季風肇始。潘與王(1996)分析 1991 年之資料,單純的以 850 hPa 西南氣流之大小來決定東亞夏季季風之肇始,而選擇該年之肇

始時間為 5/01-5/05，且以此和上對流層溫度梯度逆轉幾乎同時發生來認定此熱力之角色。但吾人在此以各個不同的指標分析後認為 1991 年之肇始，似乎該是 6/15-6/19 較為吻合大尺度之整體三度空間型態。1991 年五月上旬 850 hPa 之稍強西南氣流事實上也只維持了一句，隨後即轉弱，至五月下旬／六月上旬後才又加強。

上述概念模式的推論較著重於熱力方面影響的說明，並未包含動力方面如低頻擾動的作用及中緯度作用力所扮演的「隨機」角色。此外，關於副高為何東退以及印度、東亞地區越赤道流如何加強等問題亦尚未釐清。這些問題均有待更進一步研究。

(二) 東亞夏季季風各主要分量之關係

由表一可看出高層大氣的改變（如上對流層經向溫度梯度逆轉及 15° N 東風的出現）領

先中低層大氣（如副高東退出南海），然而，各分量的演變彼此之間是否有關係？其關係是否具一致性？這些均是吾人欲進一步探討的主題。

圖 11~14 分別為 1983、1985、1991、1992 四年東亞夏季季風各主要分量隨時間的南北及東西向變化，所謂東亞夏季季風主要分量，吾人認為包括了 500 hPa 副高脊（此處以高度場 5880 m 及緯向風場 $u=0$ 等值線之交點決定）、200~500 hPa 大氣暖中心、200 hPa 流函數中心（即南亞反氣旋中心）以及 200 hPa 西風噴流中心。在此須特別說明的是，1983 年 500 hPa 高度場呈緯向分布，而 1985 年則是異常地弱，強度未達 5880 m，因此此二年均不易定出副高脊之最西位置。

綜合來看，上對流層暖心、200 hPa 南亞反氣旋及西風噴流中心之變化均相當一致，間隔 10~20 天或 30 天左右會大幅向西北移動，而 500 hPa 副高脊的東西向變化則具有週期 10~20 天

表一 東亞夏季季風肇始期間各分量演變時間之比較

	1983 年	1985 年	1991 年	1992 年
東亞夏季季風肇始 (850 hPa 五日平均流場)	5/21-5/25	5/26-5/30	6/15-6/19	5/16-5/20
850 hPa 出現旺盛西南氣流(15° N)	5/11-5/15	5/21-5/25	5/31-6/04	5/16-5/20
副高東退出南海				
500 hPa 高度場 (15° N)	5/21-5/25	—————	6/15-6/19	5/16-5/20
500 hPa 副高脊 (15° N)	5/11-5/15	5/21-5/25	6/15-6/19	5/16-5/20
上對流層經向溫度梯度逆轉 (200~500 hPa, 5° N~25° N)	5/21-5/25	5/01-5/05	4/26-4/30	5/06-5/10
200 hPa 出現東風 (15° N)	5/21-5/25	5/01-5/05	4/21-4/25	5/11-5/15
南海海面溫度最暖(15° N)	5/16-5/20	5/11-5/15	5/11-5/15	5/06-5/10
南海出現深對流 (15° N)	5/21-5/25	5/26-5/30	5/26-5/30	5/16-5/20
東亞越赤道流出現(110° E~120° E)	5/11-5/15	5/16-5/20	5/01-5/05	5/16-5/20

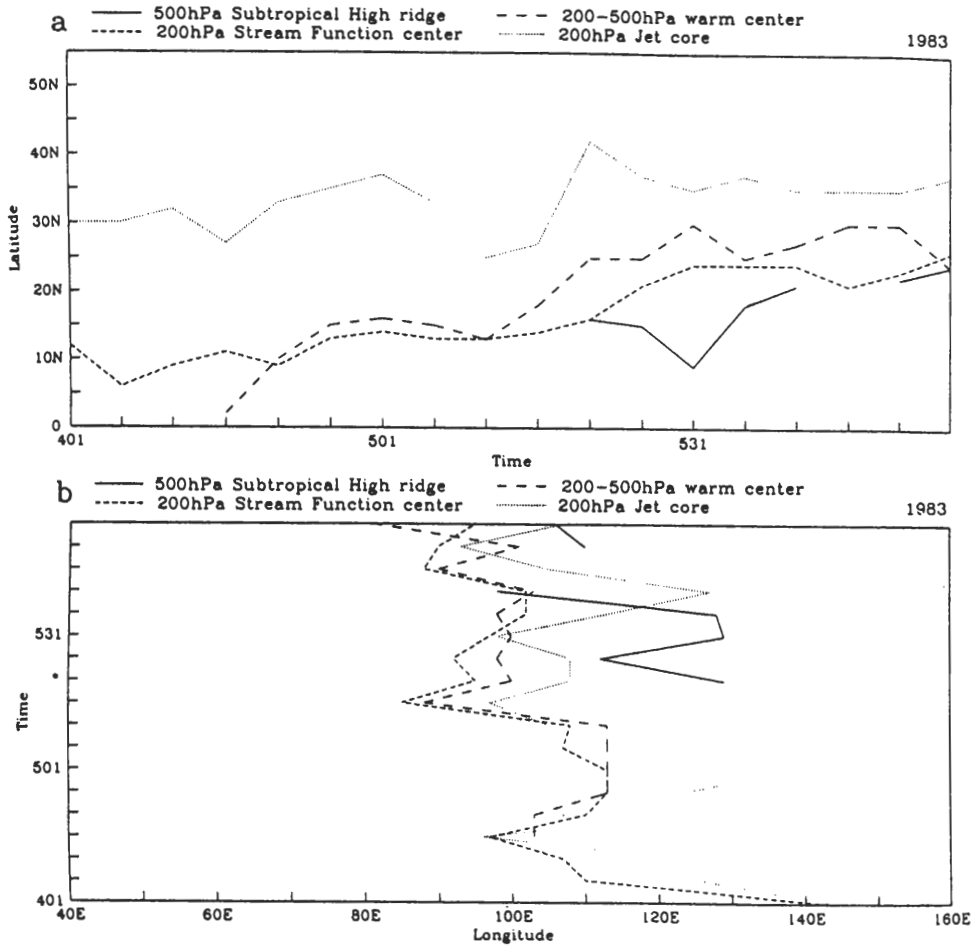


圖 11 1983 年東亞夏季季風主要分量隨時間之變化，分析時間為 4 月 1 日至 6 月 29 日，實線表示 500 hPa 副高脊，疏虛線表示 200~500 hPa 暖中心，密虛線表示 200 hPa 流函數中心（即南亞反氣旋中心），點線表示 200 hPa 西風噴流中心，“*” 表示東亞夏季季風肇始日期。(a) 南北向之變化，(b) 東西向之變化。

由圖中可看出該年上對流層暖心大幅向西北移動的時間為五月中旬及六月中旬，而西太平洋副熱帶高壓於第一次變化時即東退出南海。

振盪之特性，同時高層大氣的變化領先中低層大氣，兩者呈現相互異位之關係。一般而言，每年春夏轉換期間大氣環流均會經歷二次急劇變化，時間間隔約一個月左右，每次變化均伴隨著上對流層暖心大幅向西北移動，若二次變化分別發生於五月中旬及六月中旬，且西太平洋副熱帶高壓於第一次變化時即東退出南海（如 1983、

1992 年），東亞夏季季風肇始會早於印度季風；若二次變化分別發生於四月下旬及五月下旬（即上對流層大氣提早增暖），且西太平洋副熱帶高壓於第一次變化時並未隨之東退出南海（如 1985、1991 年），東亞夏季季風與印度季風肇始時間幾乎相同。同時吾人也觀察到 1985 及 1991 年，季風肇始之時間與上對流層暖心第二

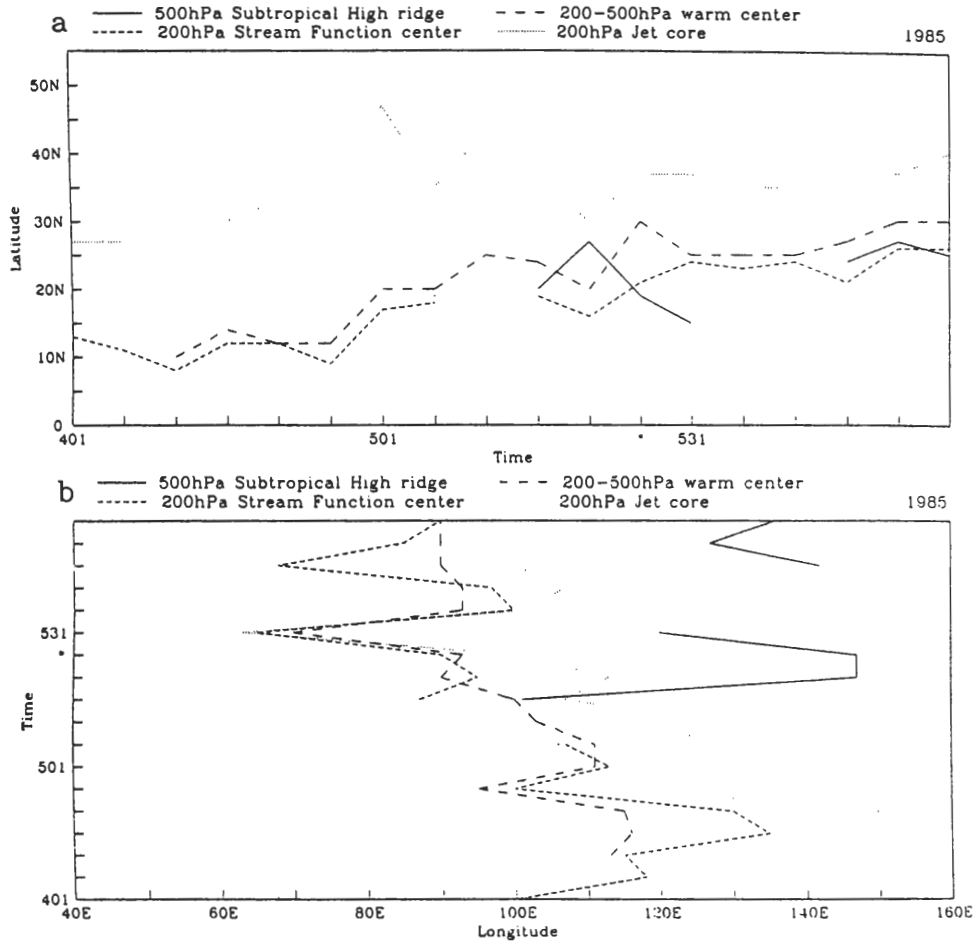
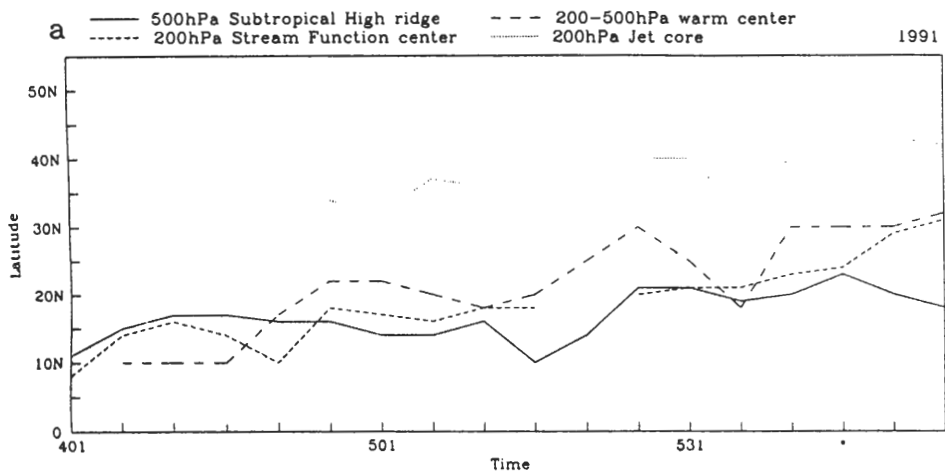


圖 12 同圖 11，但為 1985 年。

由圖中可看出該年上對流層暖心大幅向西北移動的時間為四月下旬及五月下旬，而西太平洋副熱帶高壓於第一次變化時並未東退出南海。



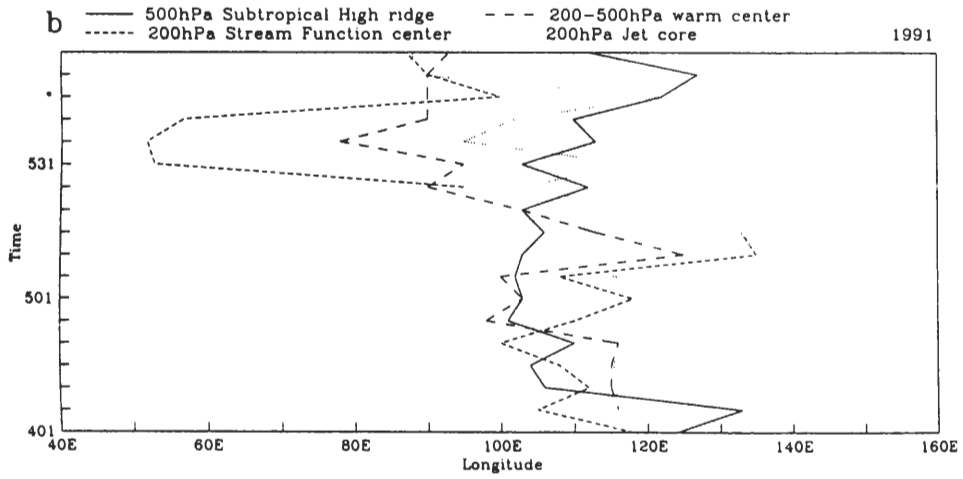


圖 13 同圖 12，但為 1991 年。

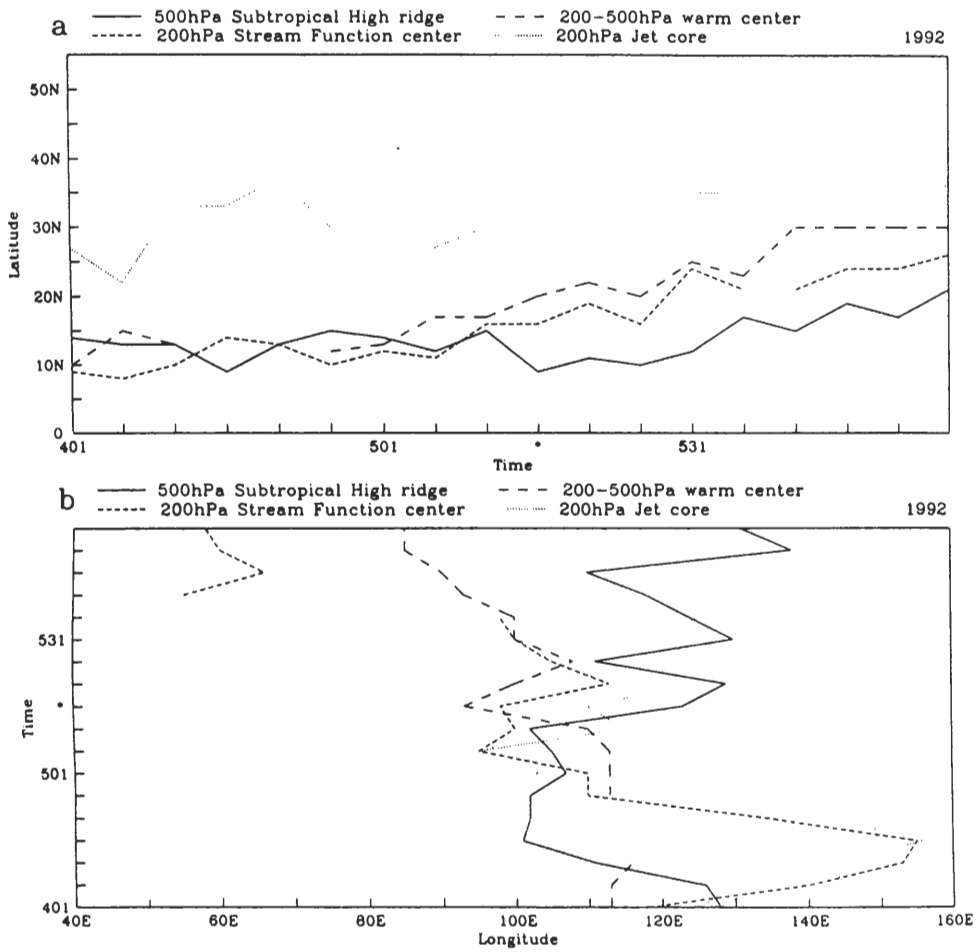


圖 14 同圖 11，但為 1992 年。

次向西北移動有關，此兩年台灣地區正好為乾梅年，而另外兩個濕梅個案年（1983、1992年）季風肇始日期則和上對流層暖心第一次向西北

移動時間相同，這種關聯性是否具有意義，值得進一步去探討。由表二可更清楚地說明這些分量發生的時序關係。

表二 東亞夏季季風肇始與印度季風肇始時間之比較

	1983年	1985年	1991年	1992年
第一次上對流層暖心 大幅向西北移動	5/21-5/25	5/01-5/05	4/26-4/30 (5/26-5/30)	5/16-5/20
第二次上對流層暖心 大幅向西北移動	6/15-6/19	5/26-5/30	6/10-6/14	6/10-6/14
副高東退出南海	5/21-5/25	5/21-5/25*	6/15-6/19	5/16-5/20
東亞夏季季風肇始	5/21-5/25	5/26-5/30	6/15-6/19	5/16-5/20
印度季風肇始(潘與王, 1996)	6/15-6/19	5/26-5/30	6/10-6/14	6/15-6/19
台灣乾濕狀況(潘與王, 1996)	濕	乾	乾	濕

*此處指的是該年副高脊（以 $u=0$ 場來決定）東退出南海之時間，在表一中以 500 hPa 高度場 5880 m 等值線並無法定義出 1985 年副高東退的時間。

四、結論與展望

本研究使用 ECMWF 及 NOAA 之資料，分析 1983、1985、1991 及 1992 等年東亞夏季季風肇始前後大尺度各分量之特性。經由時序分析顯示，再綜合其他學者的研究，吾人可更進一步地了解東亞夏季季風的肇始。

當時序由春季推進至夏季時，陸地及高原地區透過可感熱通量加熱大氣之效率加快，使得上對流層暖心自西太平洋暖水區向西北移至中南半島，造成經向溫度梯度逆轉，同時加熱所釋放出來的可用位能會透過輻散環流轉變為旋轉場的動能，使得高層 200 hPa 南亞反氣旋向西北移動，其南方並出現東風。此外，東亞及印度越赤道流自赤道洋面上輸送暖溼水汽，導致熱帶大氣更加不穩定，但一切都必須等到西太平洋副熱帶高壓東退出南海，同時，因副高之東退使印度

及東亞地區越赤道流得以進入南海，南海盛行西南氣流，深對流發展，造成東亞夏季季風肇始。換句話說，東亞夏季季風肇始的主要特徵之一為副高東退。

此外，研究還發現上對流層暖心、200 hPa 南亞反氣旋及西風噴流中心之變化相當一致，間隔 10~20 天或 30 天左右會大幅向西北移動，而 500 hPa 副高脊的東西向變化則具有週期 10~20 天振盪之特性，同時高層大氣的變化領先中低層大氣，兩者呈現相互異位之關係。一般而言，每年春夏轉換期間大氣環流均會經歷二次急劇變化，時間間隔約一個月，每次改變均伴隨著上對流層暖心大幅向西北移動。若兩次變化分別發生於五月中旬及六月中旬，且西太平洋副熱帶高壓於第一次變化時即東退出南海，則東亞夏季季風肇始早於印度季風；若兩次變化分別發生於四月

下旬及五月下旬，且副高於第一次變化時並未隨之東退出南海，則東亞夏季季風與印度季風幾乎同時肇始。

本研究已針對東亞夏季季風肇始期間大尺度系統的演變進行定性上的分析，但卻未做定量上的探討。對於東亞夏季季風肇始之概念模式則偏重於熱力方面的影響，並未包括動力方面如低頻振盪、中緯度「隨機」作用力等機制。同時，吾人分析了四年資料的結果顯示，在 1983 及 1992 年，有明顯的東亞季風領先印度季風出現的情況，而該兩年台灣地區為濕梅；在 1985 及 1991 年，東亞季風與印度季風幾乎同時出現，台灣地區在該兩年是乾梅，這種關聯是否能持續地在其他年出現，值得進一步的分析。此外，研究雖指出西太平洋副熱帶高壓對於東亞夏季季風肇始佔有決定性之影響，但是對於副高為何會東退之原因仍待更進一步之探討。其他如南海地區之熱力結構、海面溫度及越赤道流的貢獻多寡等問題，也有待更進一步的探討。唯有解決上述問題，才能真正了解東亞夏季季風肇始的機制，進而增進吾人對季風特性之中長期預報能力。

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 NSC84-2111-M008-009 及 NSC85-2111-M008-008 之資助下完成。

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。

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。

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集編，p1，中國氣象學會，台北。

潘琦與王作台，1996：東亞夏季季風年際變化：江淮及台灣地區觀點之探討。*大氣科學*，**24**，89-122。

陳孟詩，1996：東亞夏季季風肇始期間大尺度系統轉化特徵之診斷分析。國立中央大學碩士論文，100 頁。

Chang, C. P., and G. T. Chen, 1995: Tropical circulations associated with southwest monsoon onset and westerly surges over the South China Sea. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 3254-3267.

Chen, T. C., and J. M. Chen, 1995: An observational study of the South China Sea monsoon during the 1979 summer: onset and life cycle. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 2295-2318.

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.

He, Y. H., C. H. Guan, and Z. J. Gan, 1992: Heat oscillation in the upper ocean of the South China Sea (in Chinese). *Acta Oceanol. Sin.*, **11**, 375-388.

Krishnamurti, T. N., 1985: Summer Monsoon Experiment — A review. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 1590-1625.

———, and N. H. Bhalme, 1976: Oscillations of a monsoon system. Part I: Observational aspects. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 1937-1953.

Lau, K. -M., 1995: The South China Sea monsoon experiment (SCSMEX): Science Plan. 61pp.

Orgill, M., 1967: Some aspects of the onset of the summer monsoon over the South East Asia. Report to U.S. army, Contract DA28043-AMC-01303(E), Colorado State University, 75pp. [Available from Dept. of Atmosphere Science, Colorado State University, Fort Collins, CO 80307.]

- 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.
- Webster, P. J., 1994: The role of hydrological processes in ocean-atmosphere interactions. *Rev. Geophys.*, **32**, 427-476.
- Yanai, M., and C. Li, 1994: Mechanism of heating and the boundary layer over the Tibetan Plateau. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 305-323.
- , 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.

The Evolution of Large-scale Pattern During the Onset of East Asian Summer Monsoon

Meng-Shih Chen¹ Jough-Tai Wang²

¹Weather Forecast Center, Central Weather Bureau

²Institute of Atmospheric Physics, National Central University

(Manuscript received 15 May 1997 · in final form 2 March 1998)

ABSTRACT

The objective of this study is to understand the characteristics of monsoon onset, the evolution of large scale flow patterns during the onset of East Asian summer monsoon. The data used here are from ECMWF. Years chosen for the analyses are 1983, 1985, 1991 and 1992.

From spring to summer, upper-level warm core moves northwestward from warm pool to Indochina Peninsula, thus the meridional temperature gradient reverses between land and sea. It was also found that the upper-level South Asian anticyclone moves northwestward with easterlies to the south, and westerly jet jumps northward consequently. The cross-equatorial flow also transfers moisture from equatorial ocean to the neighboring land surface. This process causes tropical atmosphere environment becomes more unstable. And it was concluded that the onset of East Asian summer monsoon will not occur until the Subtropical High withdrew from the South China Sea and moved eastward.

The large-scale circulation was also found to undergo two distinct stages of abrupt transitions annually. Those changes are associated with upper-level warm core moving northwestward suddenly. If those two changes happen on middle May and middle June, and Subtropical High withdraws at the first occurrence, then the onset of East Asian summer monsoon is earlier than those of Indian monsoon. However, if those two changes happen on late April and late May, and Subtropical High doesn't withdraw to the East at the first occurrence, then the onset of the East Asian and Indian monsoons occurs at the same time.

Key words: Monsoon, Onset, Evolution, Large-scale pattern.