

熱帶海溫變化對東亞春季環流影響之研究

胡志文 王作臺

國立中央大學 大氣物理研究所

摘要

本研究主要是來探討熱帶海溫的變化對東亞地區天氣／氣候變化的可能影響，著重在於瞭解所謂 ENSO 年後的春季在東亞地區的一些氣象變數和熱帶西太平洋及中太平洋之空間關係，及瞭解 ENSO 成熟期後春季環流場之擾動，同時提出一推論來總結 ENSO 年後春季東亞／西太平洋地區之 SST、OLR 及各層環流之空間特徵。

吾人以奇異值分析方法(SVD)來分析海溫及外逸長波輻射(OLR)，並以環流場與 SST 作奇異值(SVD)分析，來瞭解三者間特徵向量的空間結構及其所能解釋的整體變異程度。

結果顯示，在 ENSO 成熟期後的春季，赤道中及東太平洋區仍是有較高的海溫及強對流活動，赤道區西太平洋有較低的海溫及較高的 OLR，而同時，副熱帶西太平洋之海溫及 OLR 與熱帶中太平洋之分佈狀況類似，亦即較容易有較高的海溫及稍強之對流活動於副熱帶西太平洋區，200 hPa 面上，在赤道區 155°E 以西（東）有西風（東風）之距平，中及東太平洋赤道兩側有反氣旋式及正高度距平，青藏高原有氣旋式及負高度距平，其南側西風噴流增強。500 hPa 面上，孟加拉灣到南中國海有西風距平，中國東部有南風距平，日本附近有氣旋式距平。850 hPa 面上則顯現了中國東南沿海有西南風距平。

由 SST、OLR 及環流共同分析所得之結果，並參考本地區有關乾濕梅大尺度條件之研究，吾人推論本研究所顯現的現象，傾向於說明 ENSO 成熟期後之春季較易有濕梅狀況之條件，並以 OLR 推算的地區雨量來進一步驗證此推論之合理性，同時，也討論了低頻擾動問題對此推論之可能影響。

一、前言

赤道區內之熱源是大氣之重要能量來源，此熱源有其季節性的移動特性，若此熱源發生異常的變化，將造成地區性短期氣候的異常發展(Rasmusson 和 Wallace, 1983)。ENSO (El Niño / Southern Oscillation) 現象即是赤道區熱源發生變化，進而影響到全球氣候特性的明顯例子之一，此現象中有明顯的海洋與大氣交互作用及多重尺度交互作用。Rasmusson 和 Carpenter (1982) 利用 1949 - 1974 年間的 6 個 ENSO 個案做合成分析，詳細的描述了 ENSO 事件時海面溫度(SST)、地面氣壓、雨量及地面風場隨時間變化的特徵。其結果顯示 ENSO 事件跨越三個年度（以指數 -1、0 及 +1 代表），且以兩階段方式演變。第一階段發生在赤道區美洲西岸，時間在(-1)年年底。赤道區美洲西岸於每年年底有季節性暖水出現，當 ENSO 事件發生時，此季節性暖水並未隨時間減弱，反而

向西伸展。第二階段發生在(0)年6月，於(0)年年底其擾動現象達到最大強度。在此時期，原位於赤道區西太平洋之暖水東移到赤道區中太平洋，暖水東移之結果使得伴隨暖水之強對流區也東移到中太平洋，赤道區西太平洋地面氣壓上升，中及東太平洋地面氣壓下降。

Rasmusson 和 Wallace (1983) 的研究指出 ENSO 現象並非皆以兩階段方式演變，本世紀最大的 ENSO 事件(1982 - 1983) 就沒有第一階段。Deser 和 Wallace (1990) 利用較長時間之資料及線性迴歸方法，分析 ENSO 事件中 SST、地面氣壓、地面風場、雲量、海氣溫差、相對濕度及 OLR 的變化，且分析時將美洲西岸之暖水現象與太平洋盆地之暖水現象分開討論。他們所得太平洋盆地 ENSO 現象之變化與 Rasmusson 和 Carpenter (1982) 所描述的很相似，但他們的研究另外指出太平洋地區之水汽輻合高度在東太平洋、西太平洋及冷海溫(anti-ENSO)、暖海溫(ENSO) 期

皆不同。Wang (1992) 分析 1979 - 1989 年間之 ENSO 事件的發展及垂直結構，其結果除說明 ENSO 事件並非皆以兩階段演變外，也顯示東、西太平洋 ENSO 現象之垂直結構及海氣交互作用機制皆不同，此結果隱含的說明了 Horel 和 Wallace (1981) 研究在 ENSO 時中太平洋北美之干擾 (PNA 型態)，在西太平洋會有不同之反應。

關於季風的產生，也有一些重要的理論研究及模擬之探討，Gill (1980) 利用淺水波方程，探討對稱及反對稱於赤道的熱源所產生之環流，由其結果可知，對稱於赤道區的熱源在高層熱源區西方赤道兩側有反氣旋出現，再加上反對稱熱源 (類似青藏高原) 則可產生類似季風之環流。Kuma (1988) 及柯與鄧 (1994) 利用大氣環流模式，也指出模式在赤道區加入人為熱源後可模擬出南亞反氣旋之存在，柯與鄧 (1994) 更進一步指出，中南半島之熱源及青藏高原之可感熱有利於南亞反氣旋之發展而影響東亞季風之發生。Yasunari (1987) 分析 ENSO 現象的時序變化，其結果顯示，東亞寒潮較強時，歐亞大陸積雪範圍較大，次年印度夏季風較弱，而於年底會有 ENSO 現象發生。同時 Yasunari (1991) 的研究發現了，印度季風較強 (弱) 時，同年冬季赤道區中及東太平洋有負 (正) SST 距平，赤道區太平洋有東風 (西風) 距平。

Yanai 等 (1992) 沿續 He 等 (1987) 之研究，詳細的描述了青藏高原及其附近地區 1979 年冬、春、夏三季之環流及熱源變化，由其結果可知 FGGE 年春夏季之間亞洲季風區內之大氣有兩次瞬變的現象。32.5°N 附近之對流層中高層溫度以 85°E 為界，以東於 5 月中旬即出現正距平，以西之正距平出現在 6 月中旬。此增溫結果使其南邊地區中高對流層之溫度梯度相繼反轉，15°N 附近 850 hPa 面相繼出現較強的西南氣流及較大的地面降水，同時 200 hPa 面上的南亞高壓也有著相同的瞬變。5 月中旬位於中南半島附近之南亞高壓中心由 10°N 北移到 20°N，6 月上旬時於沙烏地到依朗一帶另有一高壓中心出現。

上述研究結果，都說明了在 1979 年間，高層熱帶地區東風噴流之建立及南支西風噴流和北支噴流合而為一是東亞梅雨期主要之現象之一，此高層東風之建立，被認為是和青藏高原熱源加熱不均勻有關。Yanai 等人的研究更指出了青藏高原熱源之產生，會引發地區性之東西向環流，而此東西向環流於西半支的下沉氣流會引發東風噴流在高原西側的建立。但是否有其他作用力之變化也會影響此東風噴流之建立及地區環流分佈呢？Nitta (1987) 的研究指出東亞高層風場及氣流場在夏季熱帶海溫變化時，在夏季會有波列式的結構型態之產生，而此波列

被認為容易在夏季時於日本地區造成乾旱。在春季時，熱帶海溫之變化對東亞高層環流之影響是吾人想進一步瞭解的。

因此 Nitta (1987) 之研究結果雖然顯示了，赤道區之 SST 與對流活動，對東亞地區夏季之氣候有明顯的調節作用，且造成該地區環流之異常，但春季期間，受熱帶海溫變化影響後之東亞地區之環流，吾人仍不甚瞭解。有鑑於熱帶海溫的變化對地區性氣候有如此巨大之影響，而此因素對東亞梅雨期之天氣/氣候型態，會有何種程度之影響？是吾人極感興趣的。但在本地區對此一因素的探討不是很多，吳 (1987) 以統計的方法計算，指出 ENSO 年後臺灣地區為濕梅之狀況，許與陳 (1992) 研究聖嬰期間海面溫度之演變，認為印度洋及西太平洋高海溫區落後聖嬰型式 2 至 4 個月，上述的兩研究，對臺灣地區及東亞地區，在 ENSO 年後春季環流及對流之特性，都未有進一步之分析及探討。

因此本研究擬以系統性之方式來探討熱帶海溫變化對本地區之影響，尤其著重在瞭解所謂 ENSO 年後春季梅雨期各變數之特性，並能提出推論或假設來具體的說明東亞地區受熱帶海溫變化影響。在下一節中將說明所用的資料及方法，分析結果與討論及推論在第三節中做說明及提出，第四節則做結論並進一步說明所作之推論及討論未來研究的展望。

二. 資料及方法

在此分析中吾人所用的資料包括，NOAA 經緯網格的外逸長波輻射 (OLR)，COADS (Comprehensive Ocean - Atmosphere Data Set) 經緯度網格的海面溫度 (SST)，ECMWF 850, 200 hPa 面上之高度場與風場及中央氣象局 (CWB) 之地面測站雨量資料。OLR、SST、高度場及風場資料都在經緯度網格點上，OLR、風場及高度場之解析度為 2.5° X 2.5°，SST 為 2° X 2°。OLR、風場及高度每日有兩個觀測值 (00 及 12 UTC)，SST 則為月平均值。吾人所使用的中央氣象局地面測站資料場為日平均值。分析時間為 1979 - 1990 年 3 - 5 月 (OLR 資料則為 1979 - 1988 年 3 - 5 月)，分析區域為 20°S - 50°N，80°E - 150°W。

分析中先計算 OLR、雨量、各層風場及高度場之月平均場，月平均場為單純的算術平均值。用所得之月平均場減去氣候場得到距平值，用此距平值做奇異值分解 (SVD, Singular Value Decomposition; Bretherton 等, 1992) 之分析。

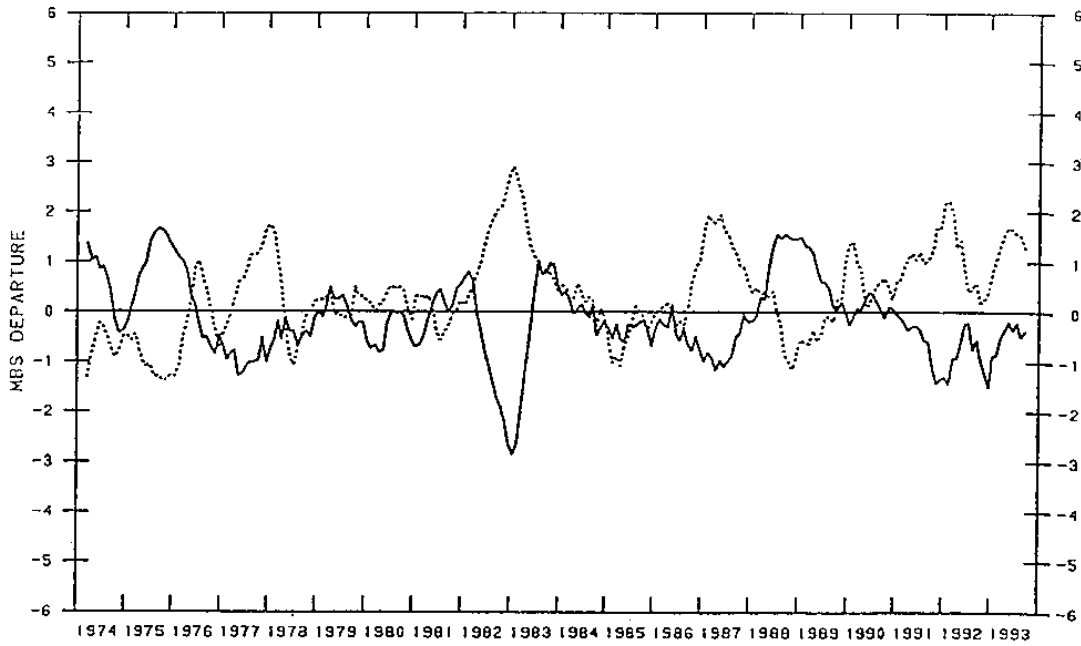


圖1、Darwin (虛線) 及 Tahiti (實線) 經5個月滑動平均處理後的海平面氣壓距平隨時間變化圖 (本圖摘錄自美國NMC/CAC Climate Diagnostics Bulletin, 1993)。

三. SVD 分析之結果與討論

圖1 (取自美國NMC/CAC Climate Diagnostics Bulletin, 1993) 為 Darwin (虛線) 及 Tahiti (實線) 經5個月滑動平均處理後的海平面氣壓距平, 由該圖可清楚的看出於1979 - 1990年間有兩個ENSO現象的出現, 分別為1982 - 1983及1986 - 1987, 另有一個anti-ENSO現象1988 - 1989。依Rasmusson和Carpenter (1982)之命名法, 1982及1986年為ENSO (0)年, 1983及1987年為ENSO (+1)年。由Rasmusson和Carpenter (1982)之研究結果, ENSO (-1)年之現象發生在美西岸之赤道區太平洋, ENSO (0)年之現象在6月份於赤道區中太平洋開始出現後向東太平洋延伸, 因此ENSO (-1)及ENSO (0)年春季, 西太平洋區之ENSO訊號並不明顯。由於本研究著重在探討熱帶海溫的改變對東亞地區春季環流之影響, 基於上述原因, 本文所定義之ENSO年後春季是特指Rasmusson和Carpenter (1982)的ENSO (+1)年春季。在所分析的時間中有兩個ENSO年後的春季(1983, 1987), 一個anti-ENSO年後的春季(1989)。

SVD之計算可得到一組奇異值(singular value)及兩組奇異向量(singular vector) (左及右奇異向量)。奇異向量的排列順序是依照其對應之奇異值大小順序排列 (大在前), 各奇異向量所佔之協方差平方比例, 用SCF (Squared Covariance Fraction)代表。SCF為各奇異向量對應之奇異值平方, 除以所有奇異值之平方和。由左、右奇異向量及其對應之變數距

平, 可求得左、右奇異向量振幅隨時間變化之情形, 再由兩奇異向量之振幅, 可求得兩者之相關係數(R)。於圖示SVD結果時, 並未採用Bretherton等(1992)所用之均質(homogeneous)及異質(heterogeneous)相關圖, 而是直接繪出奇異向量。

計算SVD時所用之資料為月距平值, 將SST分別與OLR, 各層高度場及風場做SVD計算, 在分析風場時將u、v場之水平解析度減半, 即每5°取一點 (原始資料為2.5°X2.5°) 並將u, v場放入同一陣列(array)與SST作SVD分析。

3.1 OLR

將OLR及SST二變數放入做SVD之計算, 其結果顯示在圖2及圖3, 圖2分別為OLR (圖2a) 及SST (圖2b) 前4個奇異向量之振幅隨時間變化圖, 因OLR資料只到1988年, 所以SVD之時間序列只到1988年。圖3分別為OLR (圖3a) SST (圖3b) 第一個奇異向量的水平分佈圖, 其SCF及兩奇異向量的相關係數(R)列於圖右上方。由圖2中可看出, OLR及SST的第一個奇異向量在1983及1987年有較大值, 兩變數的第一個奇異向量之水平分佈 (圖3) 顯示赤道區西太平洋與中及東太平洋存在著反向的變化, 可視為ENSO型態, 此奇異向量所佔之SCF為51.5%, 兩變數的第一個奇異向量之相關係數高達0.92。在假設各月份資料為獨立之情況下有36組獨立資料, 單邊(one-tail) student's t的1%及5%顯著

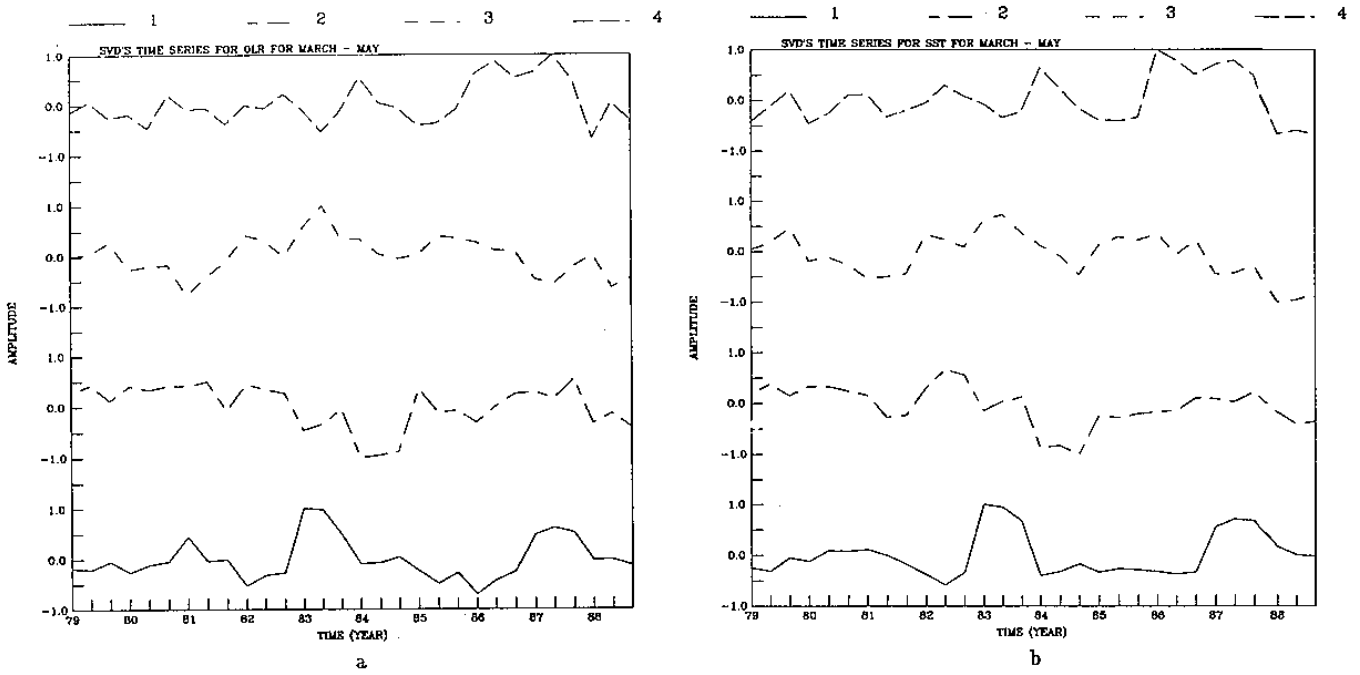


圖2、OLR及SST場經SVD分析後所得之前4個奇異向量振幅隨時間變化圖，圖(a)為OLR，圖(b)為SST。圖中橫軸為時間，軸下之數值為年分(西元)，每一年有三個刻度，分別代表3、4及5月。

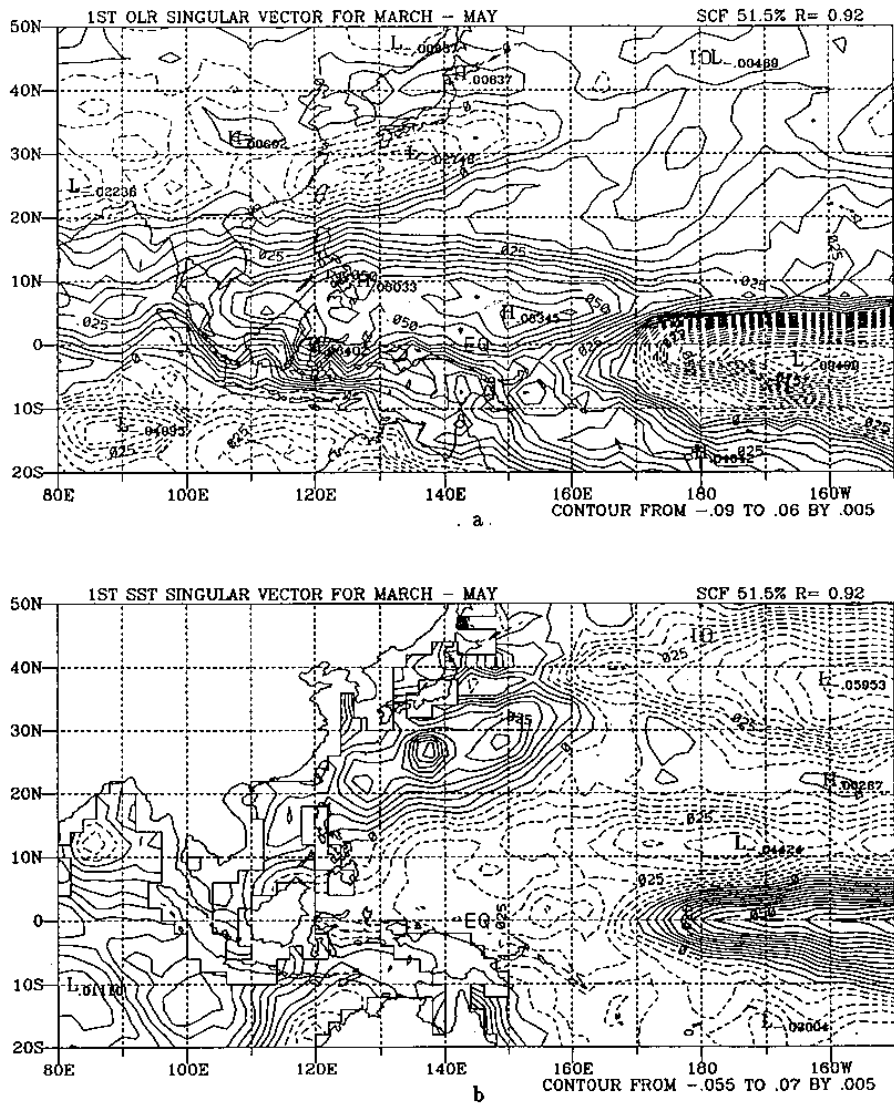


圖3、OLR (a)及SST (b)第一個奇異向量的水平分佈圖。

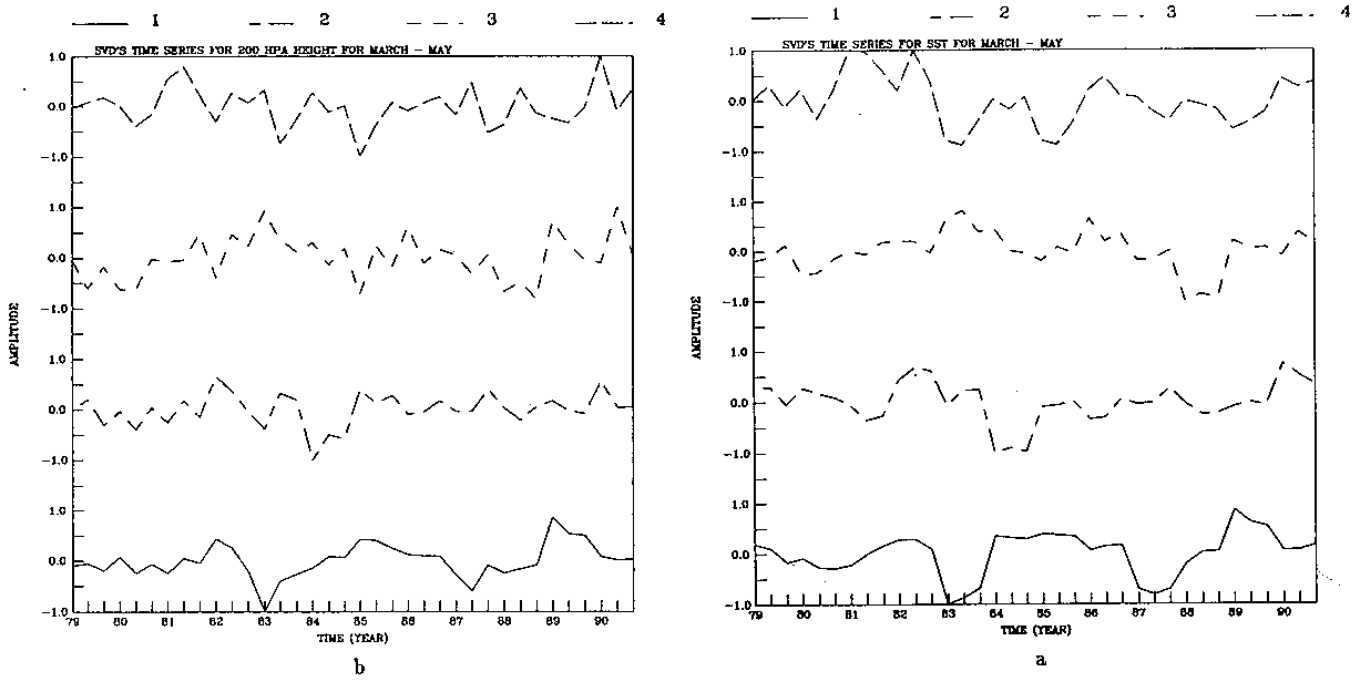


圖4、SST及200 hPa高度場經SVD分析後所得之前4個奇異向量振幅隨時間變化圖，圖(a)為SST，圖(b)為200高度場。圖中橫軸為時間，軸下之數值為年分(西元)，每一年有三個刻度，分別代表3、4及5月。

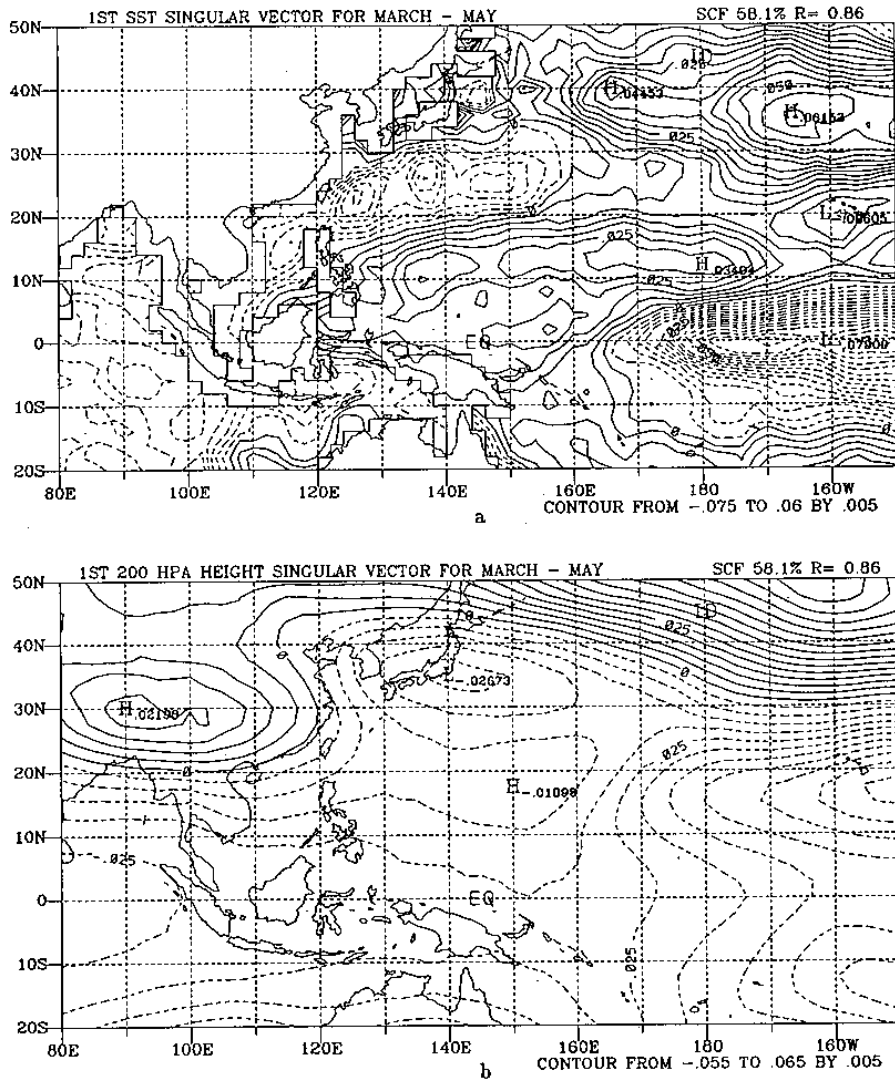


圖5、SST (a)及200 hPa高度場(b)第一個奇異向量的水平分佈圖。

程度(significant level)分別為0.43及0.31，由此可知兩變數存在著明顯的相關性。此外，由圖13中也可看出副熱帶西太平洋地區兩變數之相位與赤道區中及東太平洋相同。

由以上之分析結果可知，赤道區西太平洋於ENSO成熟期後之春季，有較低之SST及較高的OLR，赤道區中及東太平洋有較高之SST及較強之對流活動。此外，副熱帶西太平洋之SST與OLR於ENSO成熟期後之春季的變化與赤道區中及東太平洋相同，即副熱帶西太平洋於ENSO成熟期後之春季也有著較暖的SST及較強的對流活動。

3.2 200 hPa

圖4為SST(4a)及200 hPa高度場(4b)前4個奇異向量之振幅隨時間變化圖，SST場的第一個奇異向量在1983、1987及1989年有較大之振幅(圖4a)，200 hPa高度場的第一個奇異向量也有相同但較不明顯的振幅變化(圖4b)。兩變數第一個奇異向量的水平分佈如圖5，其所佔之SCF及兩奇異向量的相關係數(R)列於圖右上方。圖5(a)中SST第一奇異向量的水平分佈與圖3(b)中的SST ENSO型態類似但相位相反，此型態於1983、1987及1989年有較大之振幅，由此可知圖5(a)為SST的ENSO型態。兩奇異向量所佔之SCF為58.1%，相關係數為0.86，因此圖5(b)可視為200 hPa高度場的ENSO型態，此型態於ENSO年振幅(圖4b)為負，所以它在ENSO年後春季之水平相位分佈與也與圖5(b)相反。200 hPa高度場在ENSO年後春季時，中及東太平洋赤道兩側及日本附近有較大的正距平，於青藏高原附近有較大之負距平。

SST與200 hPa面風場經SVD計算之結果顯示在圖6及圖7，圖6(a)中SST的第一個奇異向量振幅較大之年份為1983、1987及1989年，且其振幅在ENSO年後春季為負值，此奇異向量的水平分佈(圖7a)與圖3(b)類似但正負號相反，由此可知SST的第一個奇異向量為一種ENSO型態。SST與200 hPa面風場的第一個奇異向量的SCF為50.6%，兩者之相關係數為0.88，大於1%顯著程度，且200 hPa風場的第一個奇異向量在1983、1987及1989年也有較大之振幅(圖6b)，因此200 hPa風場的第一個奇異向量可視為ENSO型態，此型態於ENSO後春季年之風向與圖7(b)相差180°(實線為相對之等風速線)。200 hPa面風場的ENSO型態於ENSO年後春季時，在赤道區155°E以東(以西)有東風(西風)距平，中及東太平洋赤道兩側有反氣旋距平，中及東太平洋之副

熱帶西風噴流較強，除上述的現象之外，200 hPa風場於ENSO年後春季時，青藏高原附近有氣旋距平，其南側西風噴流增強。

3.3 850 hPa

850 hPa高度場與SST之SVD結果(圖未列)，SST場中第一個奇異向量於1983、1987及1989年振幅較大之情形較不明顯，且此奇異向量之水平分佈與圖3(b)之相似程度也較小。因此SST的第一個奇異向量為訊號較弱的ENSO型態，850 hPa高度場的第一個奇異向量在ENSO及反ENSO年後春季振幅較大之情形也不明顯。

圖8及圖9為SST與850 hPa風場的SVD分析結果，SST第一個奇異向量在1983、1987及1989年有較大的振幅，此型態的水平分佈圖3(b)很接近。850 hPa風場的第一個奇異向量之振幅較大之年份為1980、1983及1987年，1989年的振幅沒有明顯較大。SST及850 hPa風場的第一個奇異向量有47.9%的SCF，兩奇異向量的相關係數為0.86，大於1%顯著程度。因此850 hPa風場的第一個奇異向量可視為ENSO型態，其訊號強度略小於200 hPa風場的第一個奇異向量。由850 hPa風場的ENSO型態之水平分佈(圖9b)可知，於ENSO年後春季，赤道區160°E以東有西風距平，140°以西有東風距平，中國東南沿海地區有西南風距平。

3.4 推論之提出

綜合以上SVD分析之結果，ENSO現象對ENSO年後春季各層之影響以200 hPa面最大，850 hPa面較小。以變數而言，ENSO現象對風場之影響較大，對高度場的影響較小。ENSO現象對各層之影響可歸納如下：200hPa面上，赤道區155°E以西(東)有西風(東風)距平，中及東太平洋赤道兩側有反氣旋及正高度距平，青藏高原有氣旋及負高度距平，其南側西風噴流增強。850 hPa面赤道區160°E以東有西風距平，140°E以西有東風距平，中國東南沿海有西南風距平。

由200 hPa及850 hPa風場的ENSO型態中可看出，原為Walker環流的上升區之西太平洋，於ENSO成熟期後春季(即Rasmusson和Carpenter之ENSO(+1)年春季)轉為下降區。同時200 hPa面上，中及東太平洋赤道兩側有反氣旋距平，副熱帶西風噴流增強，這些現象與Horel和Wallace(1981)所得ENSO成熟期之結果(在冬季)相同。此外ENSO成熟期後之春季，200 hPa面上青藏高原有負高度及氣旋距平

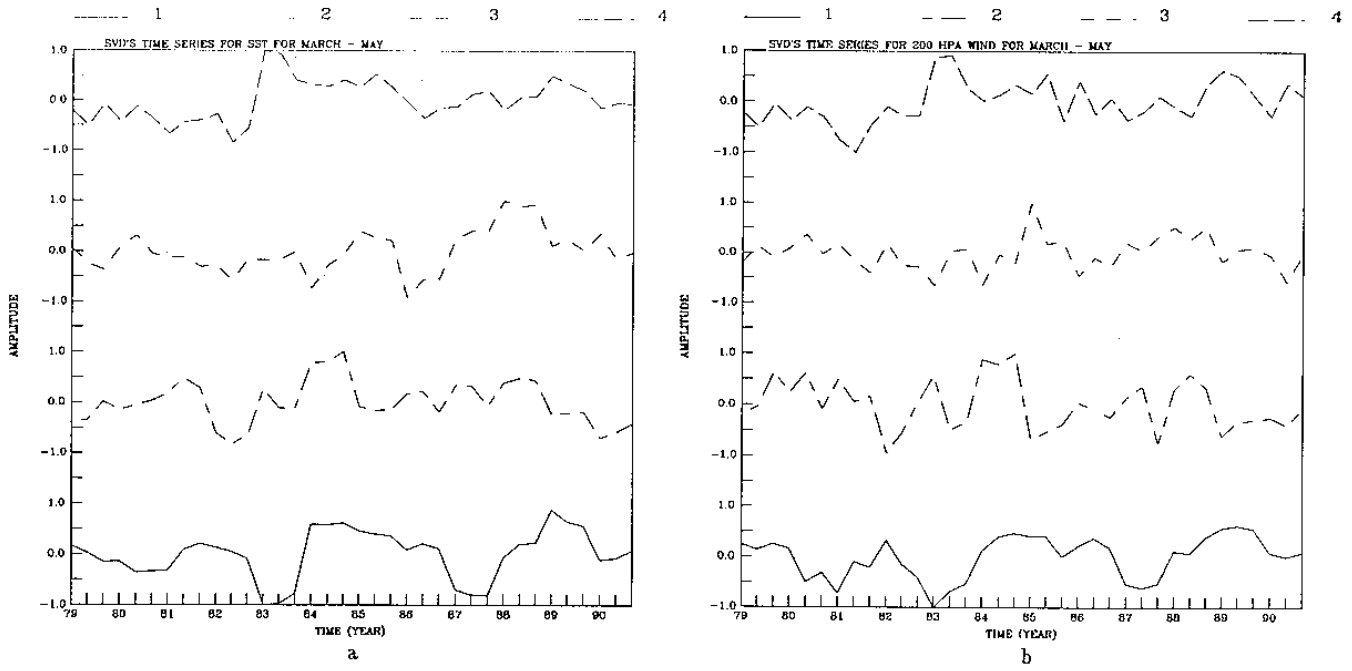


圖6、同圖4，但為SST與200風場之結果。

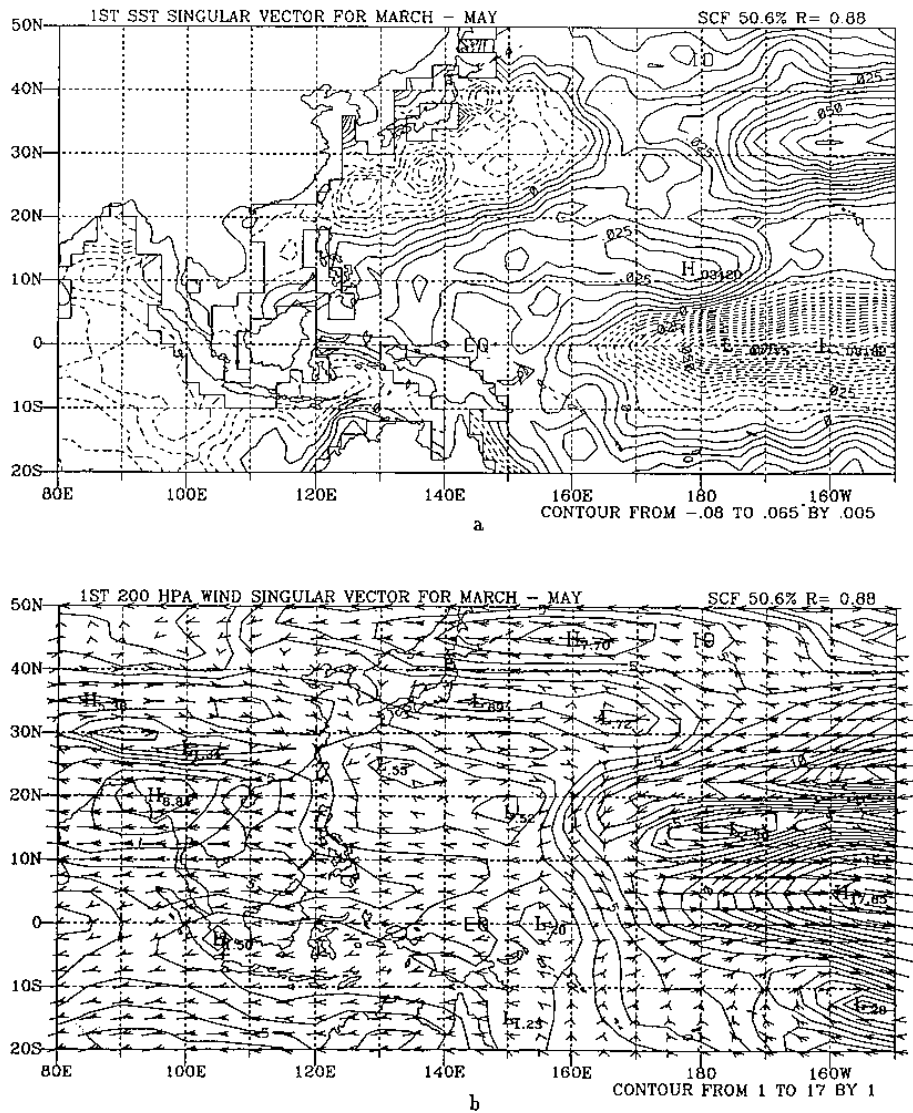


圖7、同圖5，但為SST與200風場之結果。

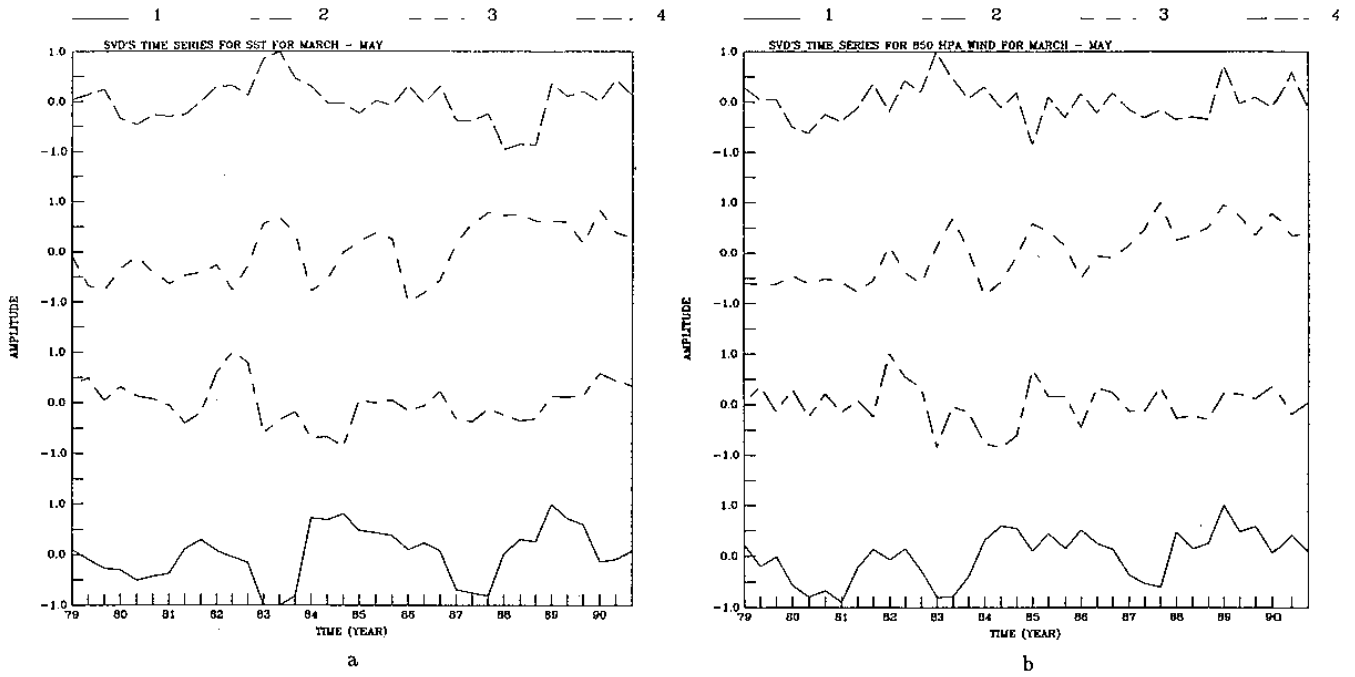


圖8、SST與850風場經SVD分析後所得之前4個奇異向量振幅隨時間變化圖，圖(a)為SST，圖(b)為850風場。圖中橫軸為時間，軸下之數值為年分（西元），每一年有三個刻度，分別代表3、4及5月。

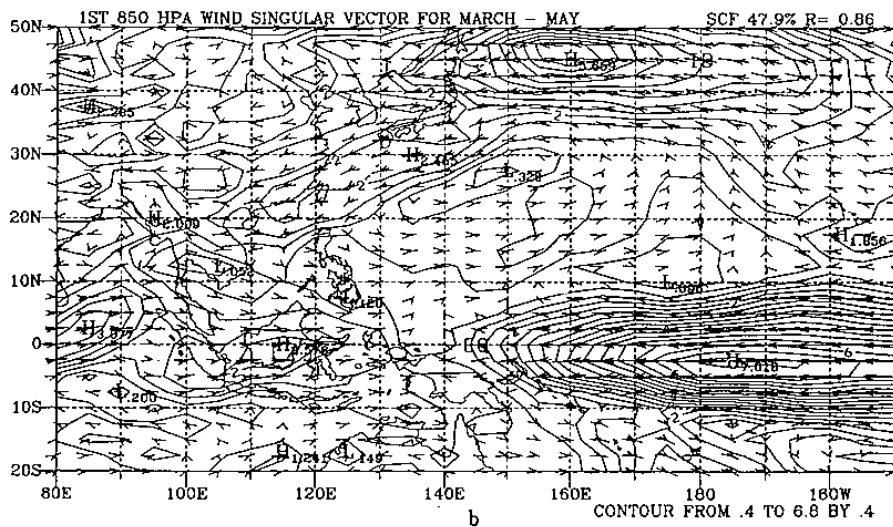
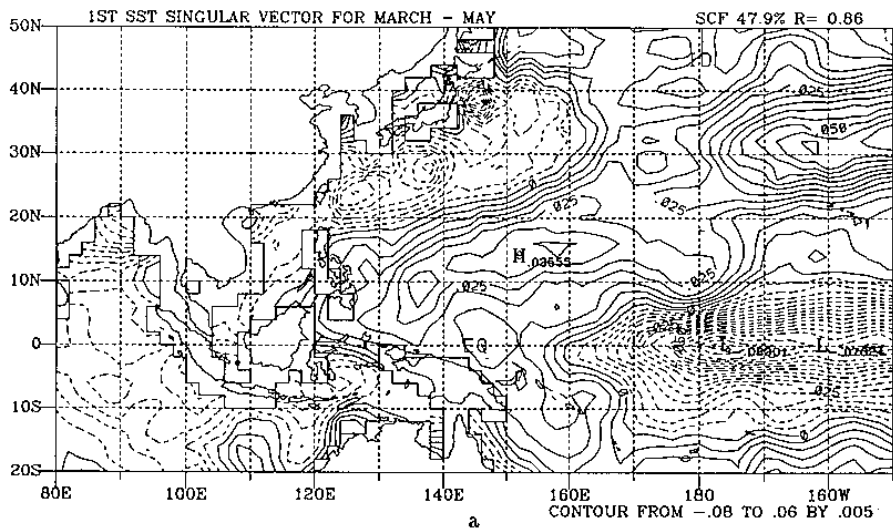


圖9、SST (a)及850 hPa風場(b)第一個奇異向量的水平分佈圖。

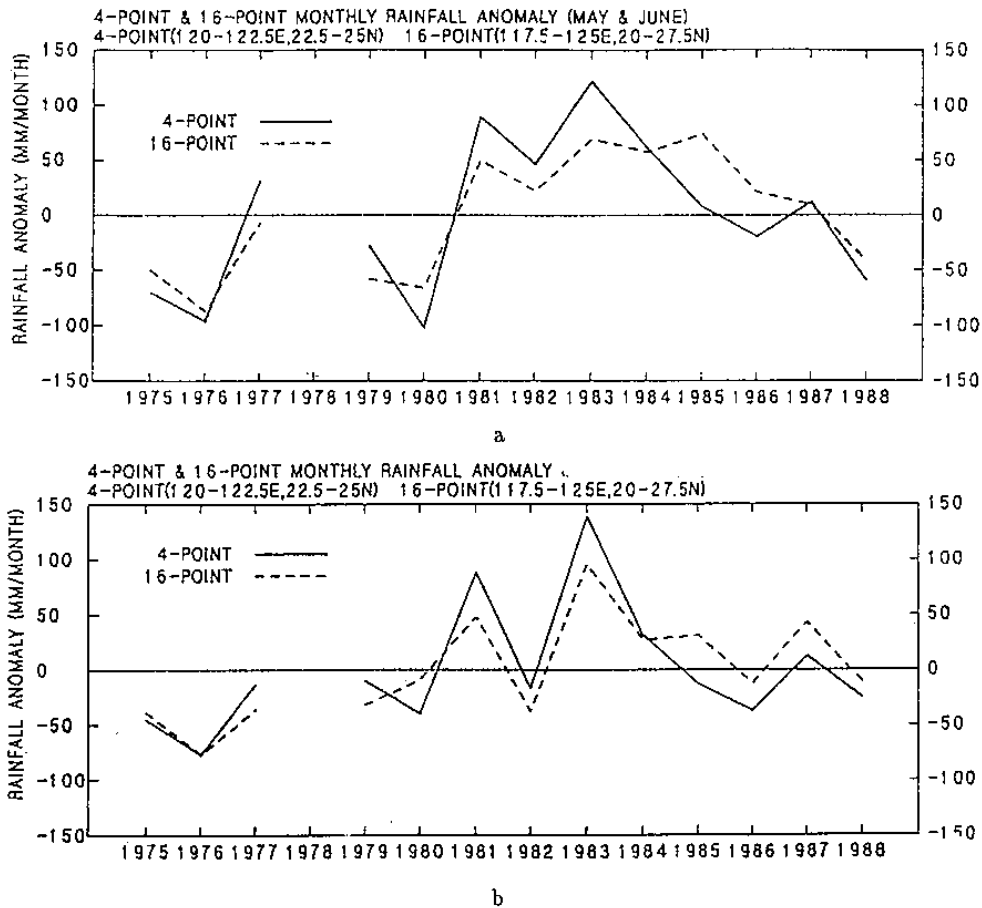


圖10、由臺灣附近4點（實線）與16點（虛線）OLR資料反求的雨量，計算所得之(a) 5-6月，(b) 3-6月，雨量距平值的年變化圖（本圖摘錄自王與李，1994）。

，其南側西風噴流較強，850 hPa面中國東南沿海有西南風距平，這些現象皆與東亞梅雨系統有著重要的關連。

ENSO成熟期後之春季，200 hPa面上青藏高原南側有較強的西風噴流，200 hPa面在青藏高原有負距平，表示青藏高原發展較緩；850 hPa面上中國東南沿海西南風較強，有助於低層水汽輸送。此環流異常的條件，與Yanai等(1992)及He等(1987)之結果相對照，可產生下列的推論：ENSO成熟期後之春季，東亞環流系統受ENSO現象影響產生延遲梅雨系統北移之作用，使梅雨系統有較長的時間停留在低緯。鋒面系統東移出海時，受到西太平洋暖水之底層增溫及低層西南氣流帶來之水汽供應，產生較強的對流活動。由以上之推論，副熱帶西太平洋地區於ENSO成熟期後春季其大尺度的條件傾向多雨。

爲了對此一推論做一進一步驗證，吾人試圖由雨量之大小來找尋證據，而此雨量爲顧及區域的代表性

，考慮以衛星OLR資料來推算雨量。王與李(1994)用Arkin(1979)之Algorithm及台灣附近4點及16點的OLR資料反求台灣地區雨量，圖10爲其所得之5-6月及3-6月平均雨量距平場的年際變化圖，圖中顯示1983及1987年有正距平，此結果支持了本文的推論。

誠然吾人亦了解仍有其他作用力可能會對地區性的短期氣候變化有影響，熱帶地區的低頻擾動就是一個重要的作用力，陳(1987)及王等(1992)指出影響東亞/臺灣地區梅雨期雨量多寡的因子包括高層噴流的走向、南亞高壓及太平洋副高之位置與強度、西南氣流的強度與位置、鄂霍次克海阻塞高壓等。本文結果配合前人研究的結論，只顯示出ENSO成熟期後之春季青藏高原發展較慢、青藏高原南側西風噴流較強、低層中國東南沿海西南風較強等現象，並未考慮低頻擾動的貢獻，低頻擾動對此問題可能之影響，將在下一節中作更多的說明。

四、 結論與展望

赤道區對流活動之潛熱釋放是大氣的重要能量來源之一，此熱源除了季節性的移動外尚有年際的變化。赤道區熱源的異常年際變化中以ENSO事件之影響最廣，ENSO事件發生後，原位於赤道區西太平洋的暖水及強對流區東移到中太平洋，熱源東移之結果會使大氣環流型態發生改變，進而影響地區性的天氣與氣候。以往對ENSO事件與地區性環流關係之研究，大部份集中在赤道區與西半球，對東亞地區與ENSO事件之關係的研究較少。

本研究之目的在探討ENSO現象對東亞春季環流系統之影響，其結果顯示ENSO成熟期後之春季（即Rasmusson和Carpenter之ENSO (+1)年春季），由SST及OLR之分析結果可知，赤道區西太平洋於ENSO成熟期後之春季，有較低之SST及較高的OLR，赤道區中及東太平洋有較高之SST及較強之對流活動。副熱帶西太平洋也有著與赤道區中及東太平洋同相位之變化，即副熱帶西太平洋於ENSO成熟期後之春季也有較高的SST及較強的對流活動，同時東亞環流系統有以下之變化：

- (1)、200 hPa面，赤道區155°E以西（東）有西風（東風）距平，中及東太平洋赤道兩側有反氣旋及正高度距平。青藏高原有氣旋及負高度距平，其南側西風噴流增強。此現象容易造成南支噴流之持續，不利於東風噴流之提早發生，有利於梅雨期之間隔加長。
- (2)、850 hPa面，赤道區160°E以東有西風距平，140°E以西有東風距平，中國東南沿海有西南風距平。
- (3)、原為Walker環流上升區之西太平洋，轉為下降區。

由上述ENSO年後春季環流異常的特性及本研究第一部份中所得此期間在東亞地區海溫（偏高）及OLR（值偏低）之特徵來看（多雨），整個大尺度的環流是傾向於濕梅雨期之條件。王與李(1994)利用台灣附近之OLR資料反求台灣地區之雨量發現ENSO年後的梅雨季有多雨之趨勢。

但本研究只由兩個ENSO事件來取得一個初步的推論，此推論是否可在其他ENSO年後的春季得到相同的趨勢，則仍有待進一步之探討。同時吾人亦不可忽略來自低頻擾動之可能影響，Yasunari (1979, 1980)、Krishnamurti和Subrahmanyam (1982)、Murakami (1984)及Lau和Chan (1986)等皆指出印度季風活動受到低頻擾動(Intraseasonal Variation)的調節。Lau和Chan (1986)利用OLR資料分析夏季的低頻擾動變

化，他們的結果顯示，赤道區之低頻擾動在西太平洋會向北傳入南中國海及中國南部，並指出印度季風與東亞之梅雨系統是受到同一個大尺度系統所控制。Lau等(1988)指出在中國大陸之雨量分佈型態受低頻擾動之影響，Yanai等(1992)也指出1979年中南半島的 Q_1 (apparent heat source)於5月份後也受到低頻擾動之調節。Krishnamurti等(1992)用46天的平均場及30 - 50天的擾動場，成功的預報出中國大陸一個月以上的乾、濕期。許與王(1990)分析500 hPa高度場各頻率所佔之貢獻時發現，乾、濕梅雨年低頻擾動(15-53天)所佔之變異數比例較正常年大兩倍以上，此結果顯示低頻擾動在梅雨異常年有較大振幅，同時低頻擾動相位不同被推論是造成地區性乾濕梅雨之作用力之一。

以上之前人研究充份顯示低頻擾動與東亞季風有明顯的關係，吾人曾用季距平資料做相同之計算，所得之結果與月距平相似，但各資料的ENSO訊號皆較月距平明顯。此結果也顯示30 - 90天週期擾動的年際變化情形與月距平不同，因此瞭解低頻擾動與東亞環流的關係將有助於瞭解東亞/臺灣春季雨量的變化。探討低頻擾動對東亞環流之影響及其相位調整乾濕梅雨季之過程，是吾人往後的研究方向之一。

五、 致謝

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NSC82-0202-M008-33及NSC83-0202-M008-27之資助下完成。

六、 參考文獻

- 吳明進，1987：台灣梅雨之年際變化(一)。台大大氣所研究報告，NTUATM-1987-03，41頁。
- 陳泰然，1987：台灣乾濕梅雨期之平均環流特徵。大氣科學，15，17-30。
- 許子乾與王作臺，1990：臺灣地區春夏季乾濕梅年受長週期擾動影響之研究。大氣科學，18，85-110。
- 王作臺，黃志銘與胡志文，1992：乾濕梅雨季東亞環流特性之研究。大氣科學，20，267-294。
- 許晃雄與陳圭宏，1992：艾尼紐海面溫度的時間演變。81年天氣分析與預報研討會論文集編，375-386，中央氣象局，台北。
- 鄧財文，陳台琦與陳景森，1992：1990年6月9日北

- 部地區豪雨個案的綜觀環境及降水分析。大氣科學, 20, 97-118。
- 王作臺與李兆萍, 1994: 衛星資料估計雨量方式及在氣候研究之應用。氣象學報(排版中)。
- 柯文雄與鄧博元, 1994: 台灣梅雨季初期南亞高層反氣旋之演化研究。大氣科學, 22, 129-162。
- Arkin, P. A., 1979: The relationship between fractional coverage of high cloud and rainfall accumulations during GATE over the B-scale array. *Mon. Wea. Rev.*, **107**, 1382-1387.
- Bretherton, C. S., C. Smith, and J. M. Wallace, 1992: An intercomparison of methods for finding coupled patterns in climate data. *J. Climate*, **5**, 541-560.
- Chiang, S. H., 1988: The climate of Taiwan's Mei-Yu (Plum-rain). *Science Report, 13, Dept. Geography, Nat. Taiwan Univ.*, 93-107.
- Deser, C., and J. M. Wallace, 1990: Large-scale atmospheric circulation features of warm and cold episodes in the tropical Pacific. *J. Climate*, **3**, 1254-1281.
- Gill, A. E., 1980: Some simple solutions for 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**, 1966-1995.
- Horel, J. D., and J. M. Wallace, 1981: Planetary - scale atmosphere phenomena associated with Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 813-829.
- Krishnamurti, T. N., and D. Subrahmanyam, 1982: The 30-50 day mode at 850 mb during MONEX. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 2088-2095.
- , M. Subramaniam, G. Daughenbaugh, D. Oosterhof, and J. Xue, 1992: One-month forecasts of wet and dry spells of the monsoon. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 1191-1223.
- 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 P. H. Chan, 1986: Aspects of the 40-50 day oscillation during the northern summer as inferred from outgoing longwave radiation. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 1354-1367.
- , G. J. Yang, and S. H. Shen, 1988: Seasonal and intraseasonal climatology of summer monsoon rainfall over East Asia. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 18-37.
- Murakami, M., 1984: Analysis of deep convective activity over the western Pacific and Southeast Asia. Part II: Seasonal and intraseasonal variations during northern summer. *J. Meteor. Soc. Japan*, **62**, 88-108.
- 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.
- Rasmusson, E. M., and T. H. Carpenter, 1982: Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 354-384.
- , and J. M. Wallace, 1983: Meteorological aspects of the El Niño/Southern Oscillation. *Science*, **222**, 1195-1202.
- Wang, B., 1992: The vertical structure and development of the ENSO anomaly mode during 1979-1989. *J. Atmos. Sci.*, **49**, 698-712.
- 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.
- Yasunari, T., 1979: Cloudiness fluctuations associated with the northern hemisphere summer monsoon. *J. Meteor. Soc. Japan*, **57**, 227-242.
- , 1980: A quasi-stationary appearance of 30 to 40 day period in the cloudiness fluctuations during the summer monsoon over India. *J. Meteor. Soc. Japan*, **58**, 225-227.
- , 1987: Global structure of the El Niño / Southern Oscillation. Part II. Time evolution. *J. Meteor. Soc. Japan*, **65**, 81-102.
- , 1991: The monsoon year - A new concept of the climatic year in the tropics. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **72**, 1331-1338.

The Effect of Tropical Disturbances on the East Asia Mei-Yu System

Jyh-Wen Hwu Jough-Tai Wang

*Institute of Atmospheric Physics
National Central University
Chung-Li, Taiwan, ROC 32054*

ABSTRACT

This study attempts to identify the effect of the tropical forcing on the weather and climate in the East Asia region. The spatial pattern of certain meteorological variables during the Spring period after the mature phase of ENSO events are the focal points of this investigation.

In order to reveal the spatial pattern of the eigen vectors of the sea surface temperature (SST), the outgoing longwave radiation (OLR) and circulation characteristics, Empirical Orthogonal Function (EOF) analysis, along with the Singular Value Decomposition (SVD) methods are adopted.

The results indicate, during the Spring time after the mature phase of ENSO, equatorial central and eastern Pacific area have higher SST and lower OLR values, while the SST is lower and OLR values higher in the equatorial western Pacific. And it is also found that the subtropical western Pacific area possesses similar in phase distribution with the equatorial central Pacific area. Namely, it tends to have higher SST and lower OLR values in the subtropical western Pacific area. In equatorial region at 200 hPa level, there tends to have westerly (easterly) anomaly west (east) of 155°E. Anticyclonic circulation and positive height anomaly are found in the equatorial central and eastern Pacific. In the Tibetan Plateau area, it is characterized with the cyclonic structure and negative height anomaly, and the intensity of southern branch westerly jet are intensified. In the 850 hPa level, in the South China Sea and the southeast coast of Mainland China possess a southwesterly anomaly.

From the SST, OLR and circulation results, along with the schematic model about the large scale characteristics for the dry and wet Mei-Yu seasons, a conjecture is proposed to summarize the essential anomaly patterns. It is postulated that the large scale characteristics during the Spring period after the mature phase of ENSO event favors the occurrence of a moist (wetter) Mei-Yu season. Preliminary analysis of OLR rainfall data supports this hypothesis. The possible modification of the low frequency variation to this hypothesis is also discussed.