

ENSO年後春季東亞大氣特性之分析

第二部份：高低層環流之特性及推論

胡志文 王作臺
國立中央大學大氣科學系

(中華民國八十三年二月二十六日收稿；中華民國八十三年八月四日定稿)

摘 要

本研究是本序列研究之第二部份，第一部份著重於瞭解 ENSO 成熟期後春季東亞及西太平洋地區 OLR 及 SST 之特徵空間結構，本部份的重點，則在於探討 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／西太平洋地區的 SST、OLR 及各層環流之空間特徵。

此部份所用的方法和資料與第一部份相同，只增加了環流資料及其與 SST 的奇異值(SVD)分析，分析的結果顯示，在 ENSO 成熟期後之春季，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，文中用測站之觀測雨量及 OLR 反求之雨量驗證此推論，並討論了低頻擾動之可能影響。

關鍵詞：梅雨、ENSO 後、東亞環流、SST、EOF、SVD

一、前 言

本研究是以一系統性之分析來探討熱帶海溫變化對東亞及臺灣之影響，尤其是著重在瞭解所謂 ENSO 年後春季梅雨期間本地區各變數之特性。本研究的第一部份(王與胡，1994)分析了海面溫度(SST)及向外長波輻射(OLR)的空間特徵，EOF 第一個主結構的空間特徵說明了臺灣東邊(副熱帶西太平洋區)之海溫和中太平洋之海溫是具有同相位的，在同時期也有較低

的 OLR 值出現，說明了對流是較容易產生，奇異值分解 (SVD, Singular Value Decomposition, Bretherton 等, 1992) 之分析又再度說明了此種結果。本研究為此序列研究的第二部份，此部份之研究著重在高低層環流與風場特性之分析及瞭解。

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，暖水東移的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。Yasunari (1991) 更進一步指出，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 FGGE 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伊朗一帶另有一高壓中心出現。

He等(1987)及Yanai等(1992)的研究，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因熱源之產生，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，所以本部份之研究是來瞭解在ENSO年後春季高低層環流及風場之特性，並提出一推論來歸納本序列之研究。在下一節中將說明所用的資料及方法，第三節討論風場及高度場的合成分析，SVD分析之結果與討論及推論在第四節中做說明及提出，第五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

本文中所有的資料除了在第一部份中已用的之外，此部份另外採用了ECMWF 850, 500, 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 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ ，SST為 $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ 。OLR、風場及高度場每日有兩個觀測值(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 $20^{\circ}\text{S} - 50^{\circ}\text{N}$ ， $80^{\circ}\text{E} - 150^{\circ}\text{W}$ 。

分析中先計算OLR、雨量、各層風場及高度場之月距平及各資料季平均場，月平均及季平均場為單純的算術平均值(並未對OLR場資料做進一步處理；王與胡，1994)。將月平均場減去氣候場得到距平值，用此距平值做EOF(Barnett, 1977)及SVD的分析，方法與第一部份所用的完全相同，但針對了不同的變數做處理，地面雨量資料則僅是計算簡單的基本統計量，來瞭解其單點測站特性，並未做EOF及SVD分析。

三、風場及高度場之合成分析

圖1為高度場之ENSO年後春季距平圖(圖1a為200 hPa、圖1b為500 hPa、圖1c為850 hPa)，圖中實線為正距平，虛線為負距平。由此距平圖中可知，各層於 20°N 以南多為正距平，

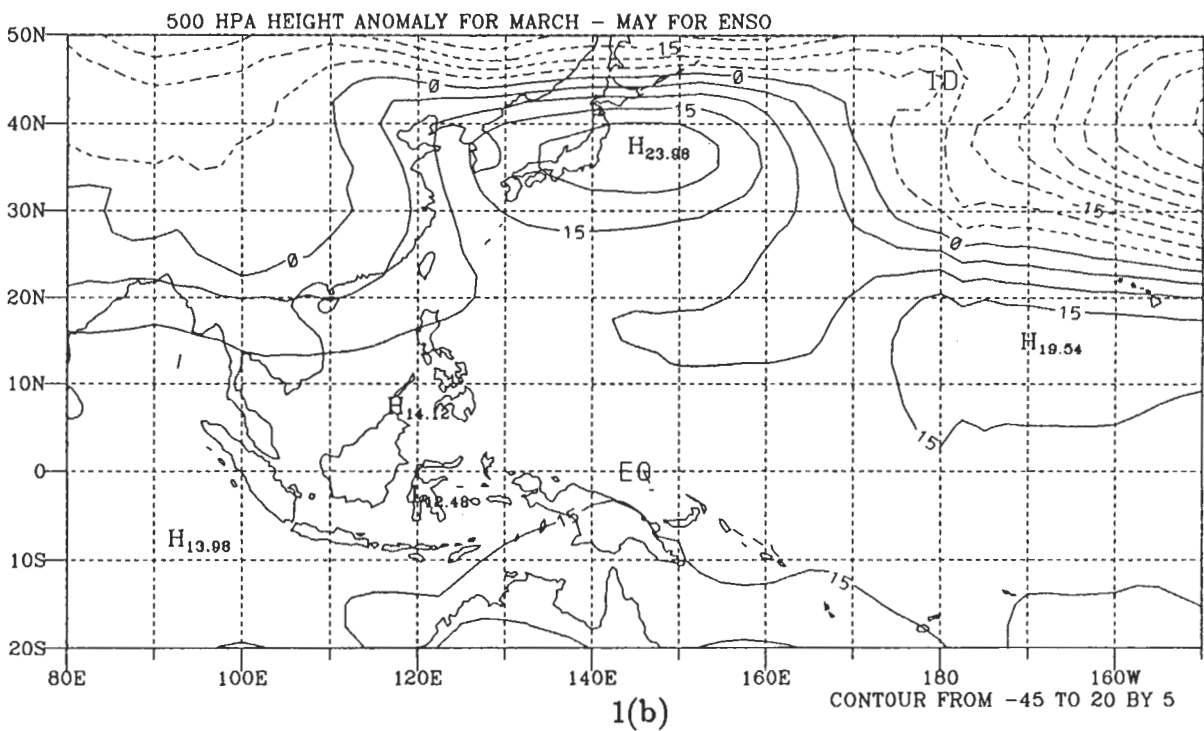
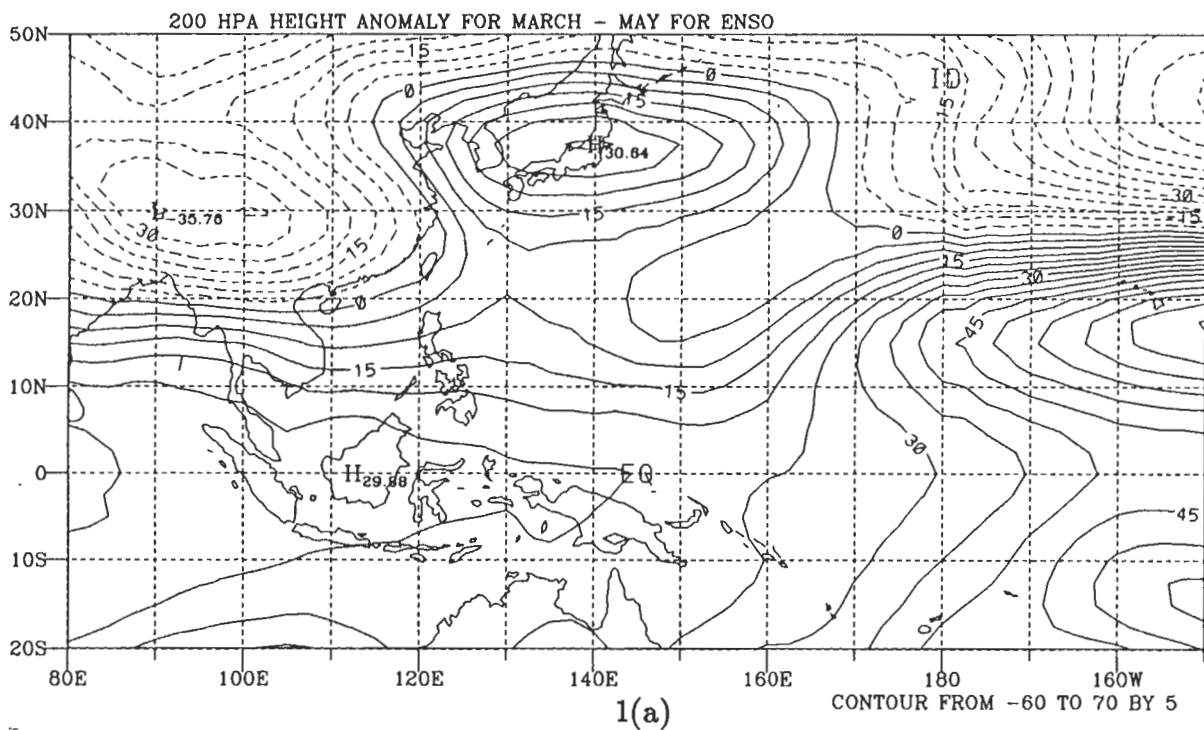


圖1 各層高度場之ENSO年後春季距平圖，1(a)為200 hPa、1(b)為500 hPa、1(c)為850 hPa。

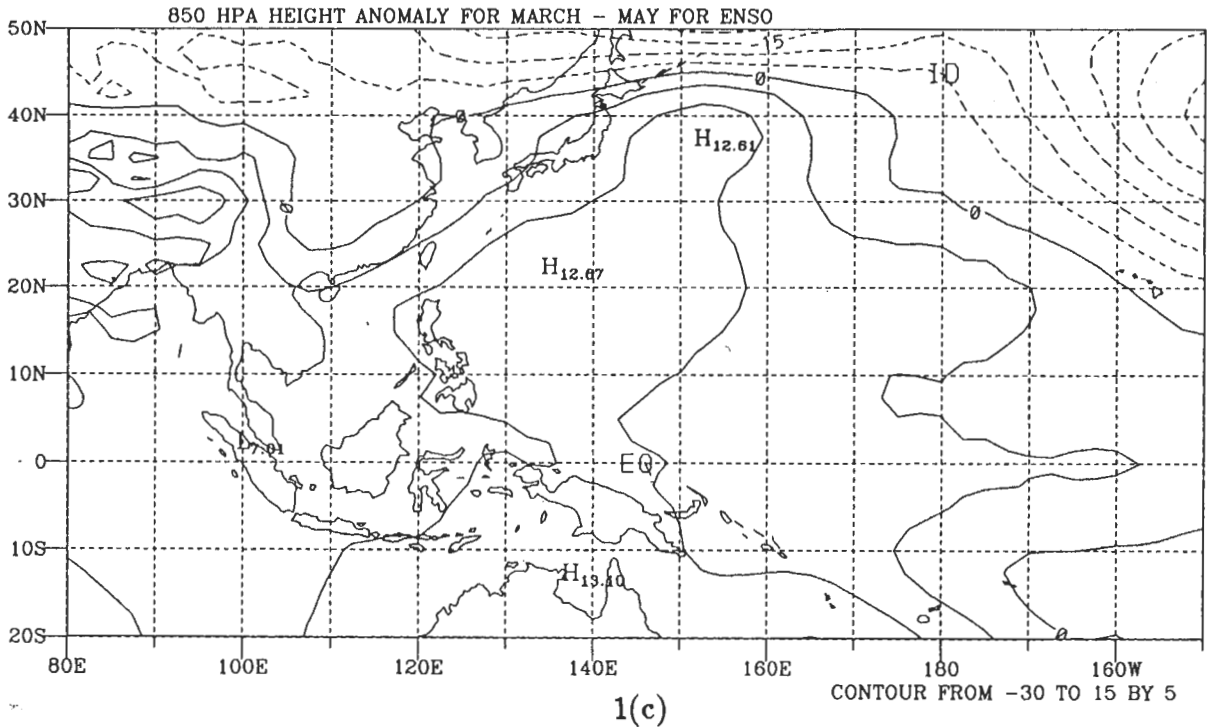


圖1 續。

30°N以北除西太平洋外多為負距平。青藏高原之負距平、日本附近及中緯度中及東太平洋之正距平場，於垂直方向有相當正壓之結構，且其振幅隨高度增大，赤道區中及東太平洋於垂直方向則呈現斜壓之結構。赤道區中及東太平洋赤道區兩側在200 hPa面上有較大之正距平，此結果與Horel和Wallace(1981)著重在中太平洋及北美的距平之結果類似。

高度場之反ENSO (anti - ENSO)年後春季距平場（圖未列）中，大部份之分析區域內，ENSO年後春季距平及反ENSO年後春季距平之相位相反，其中又以赤道區中及東太平洋、青藏高原、日本附近及中緯度中及東太平洋等區域較明顯。

各層風場之ENSO年後春季距平圖分別為圖2，圖中實線為等風速線。由風場及高度場之距平圖中可看出，赤道區以外之區域風場之距平有相當大地轉成份。200 hPa面上風場之ENSO距平圖中（圖2a），赤道區160°E以西有西風距平，以東有東風距平；中及東太平洋赤道兩側有反氣旋距平，南北半球中及東太平洋副熱帶有西風距平，中緯度中及東太平洋有氣旋式距平。這些現象與Horel和Wallace (1981)所得之ENSO年冬季高層異常現象相同。由圖2中吾人發現於日本附近及青藏高原之反氣旋式距平，中緯度中及東太平洋之氣旋式距平，於垂直方向呈相當正壓結構。中及東太平洋赤道兩側於850 hPa面（圖2c）有氣旋式距平，於200 hPa面有反氣旋式距平，於垂直方向為斜壓結構。比較各層風場在ENSO年後春季及反ENSO年後春季（圖未列）之相位變化在垂直方向以200hPa及850 hPa面較明顯，以區域而言，赤道區及青藏高原附近地區較明顯。

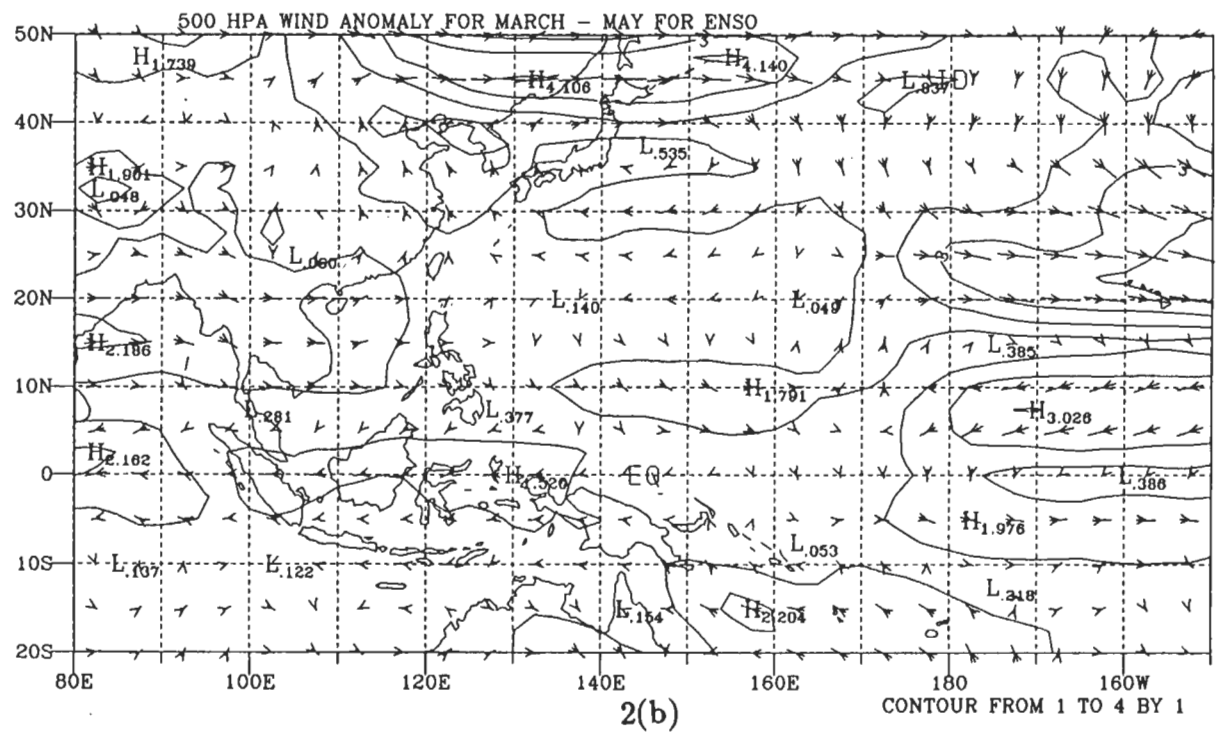
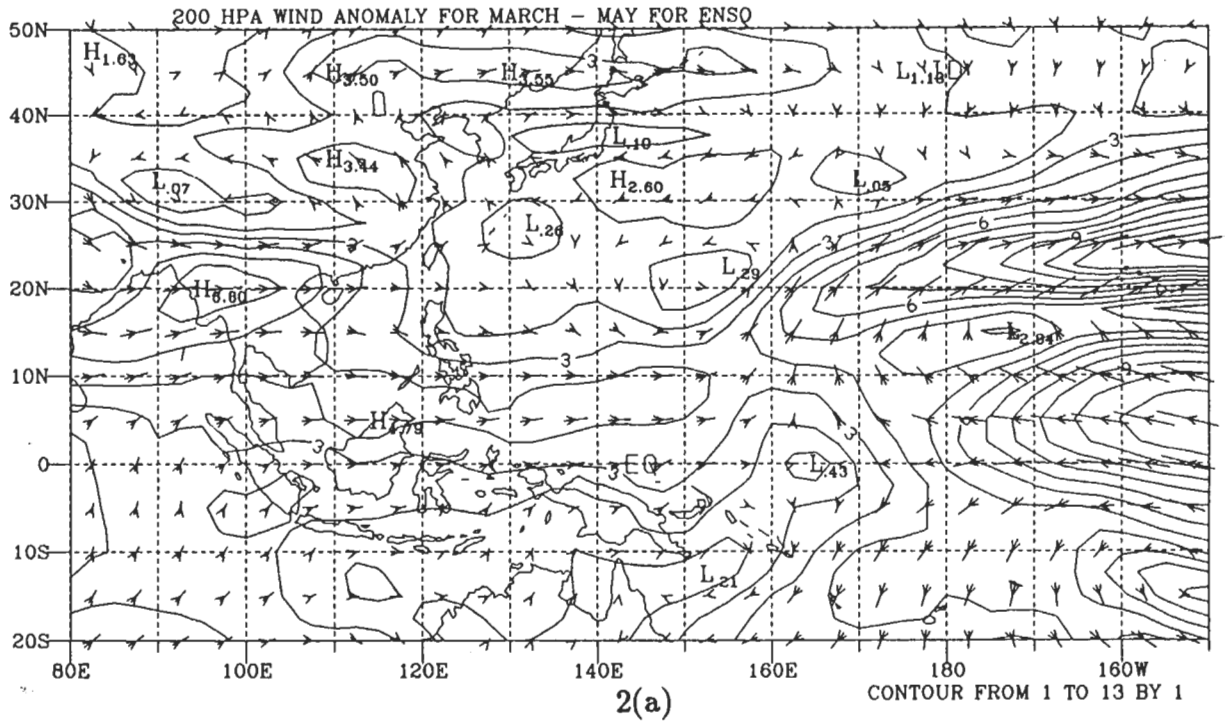


圖2 同圖1，但分析之變數為各層風場。

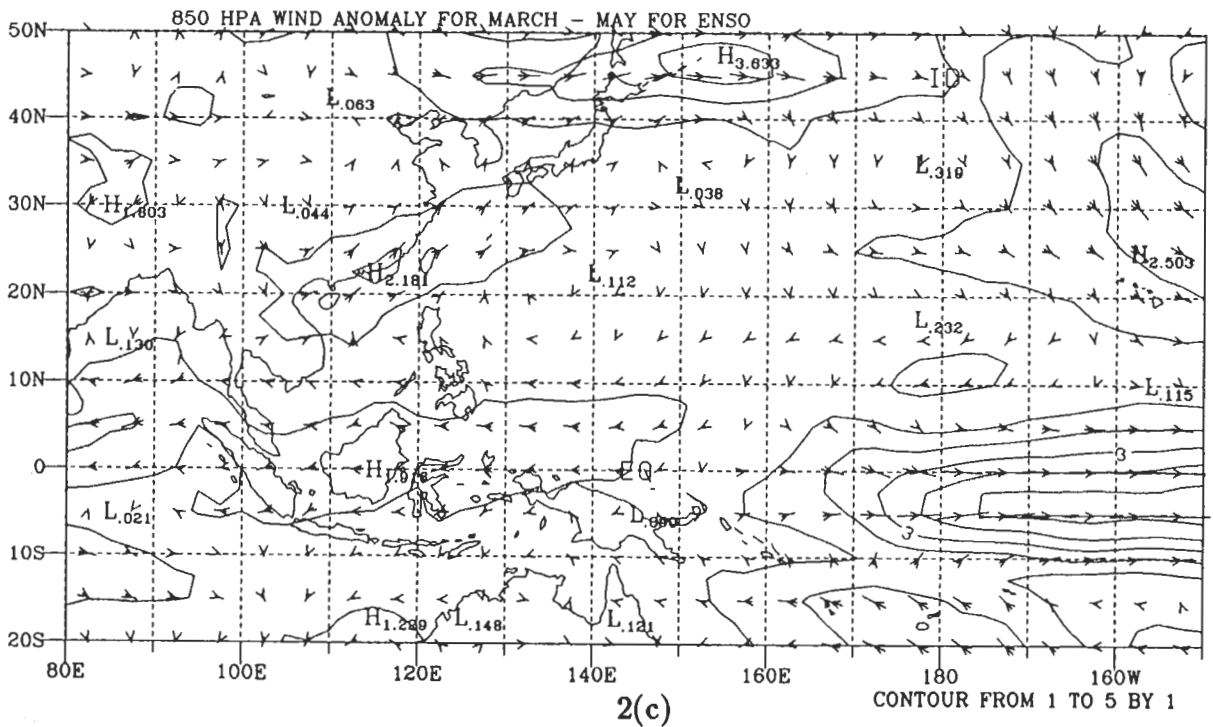


圖2 續。

王與胡(1994)利用EOF方法分析OLR及SST資料，其結果顯示OLR及SST資料中有很明顯的副熱帶西太平洋地區與熱帶中太平洋區同相位的型態。在此吾人也先用EOF方法分析各層高度場及風場（分析風場時將u、v場合併分析）之月距平資料，試圖找出高度場及風場中的ENSO訊號。在所分析的各層高度場及風場的前4個EOF中，並沒有明顯的ENSO訊號出現。此結果說明了熱帶海溫的改變對高度場及風場的影響，以EOF分析法來判別，較OLR及SST小，由於SVD方法可截取兩變數之間較常出現之偶合(coupled)型態，為了進一步探討熱帶海溫改變時，春季期間的風場及高度場反應，吾人將高度場及風場分別與OLR及SST資料做SVD計算，由OLR及SST以SVD方法分析所得最主要之水平型態（見第一部份），為吾人認為的春季ENSO型態，以此為準，找出對應之高度場及風場的ENSO型態，探討ENSO現象對東亞環流之影響。

四、SVD分析

吾人在此所用之方法是參考Bretherthon等(1992)，且和第一部份之作法相同，所用的交互協方差(cross-covariance)矩陣中各元素為兩變數距平乘積之和。SVD之計算可得到一組奇異值(singular value)及兩組奇異向量(singular vector)（左和右奇異向量）。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），各奇異向量所佔協方差平方比，用SCF (Squared

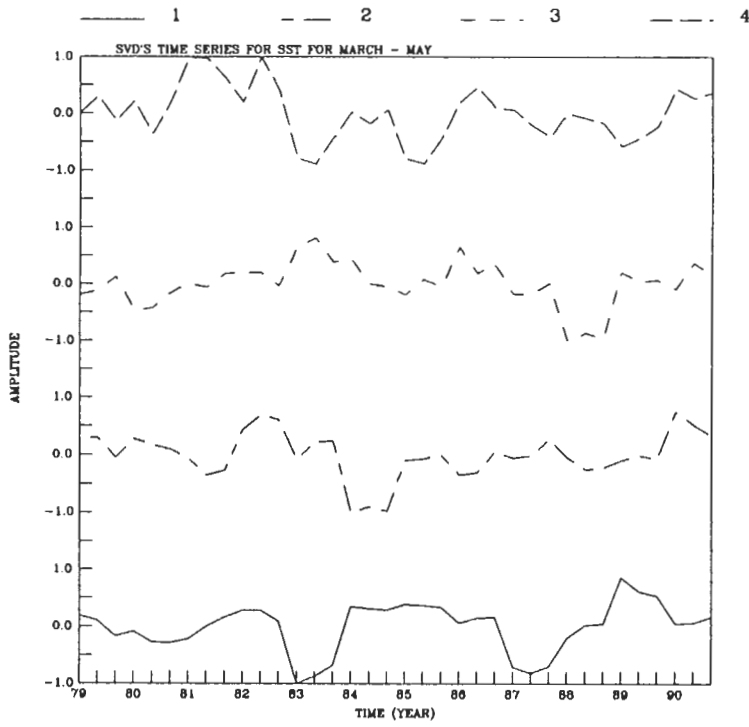
Covariance Fraction) 代表。SCF 為各奇異向量對應之奇異值平方，除以所有奇異值之平方和。由左、右奇異向量及其對應之變數距平，可求得左、右奇異向量振幅隨時間變化之情形，再由兩奇異變數之振幅，可求得兩者之相關係數(R)。於圖示SVD方法的計算結果時，仍是和第一部份之作法相同，直接繪出奇異向量，而不畫其均質及異質相關。

計算SVD時所用之資料為月距平值，分別將高度場及風場與SST及OLR做計算，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 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ ）並將u、v場放入同一陣列(array)與SST（或OLR）作SVD分析。由於以OLR場與高度場及風場分析所得之結果的ENSO訊號較小，因此以下只列出SST與高度場及風場之SVD計算結果。而且由OLR及SST為變數的SVD分析，已於第一部份中做了說明及討論，且為此部份討論之基準。

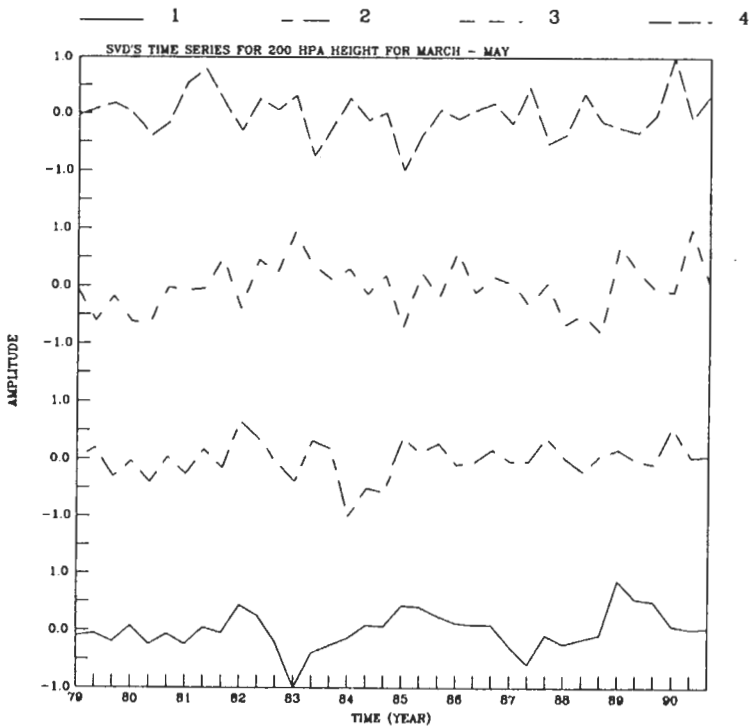
4.1 200 hPa

圖3為SST (3a)及200 hPa高度場(3b)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3a），200hPa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3b）。兩變數第一個奇異向量的水平分佈如圖4，其所佔之SCF及兩奇異向量的相關係數(R)列於圖右上方。圖4(a)中SST第一奇異向量的水平分佈與第一部份中的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，由於此奇異向量於ENSO年後春季之振幅為負值，因而此奇異向量在ENSO年後春季的水平分佈與圖4(a)相位相反，由此可知圖4(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，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%顯著程度(significant level)分別為0.43及0.31，因此圖4(b)可視為200 hPa高度場的ENSO型態，此型態於ENSO年振幅（圖3b）為負，所以它在ENSO年後春季之水平相位分佈與也與圖4(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，雖然這些由SVD計算得到的第一個奇異向量之水平分佈與單純的200 hPa面高度場的ENSO年後春季距平圖（圖1a）類似，但SVD方法仍能提供更多的不同型態（在不同的向量上），更能解析變數的變異程度。

SST與200 hPa面風場經SVD計算之結果顯示在圖5及圖6，圖5(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6a）與SST之型態相近（見第一部份）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5b），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6(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年後春季時之分佈與200hPa面風場的ENSO年後春季距平圖（圖2a）類似，在赤道區 155°E 以東（以西）有東風（西風）距平，中及東太平洋赤道區兩側有反氣旋距平，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(a)



3(b)

圖3 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3(a)為SST，圖3(b)為200 hPa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，分別代表每一年的3、4及5月。

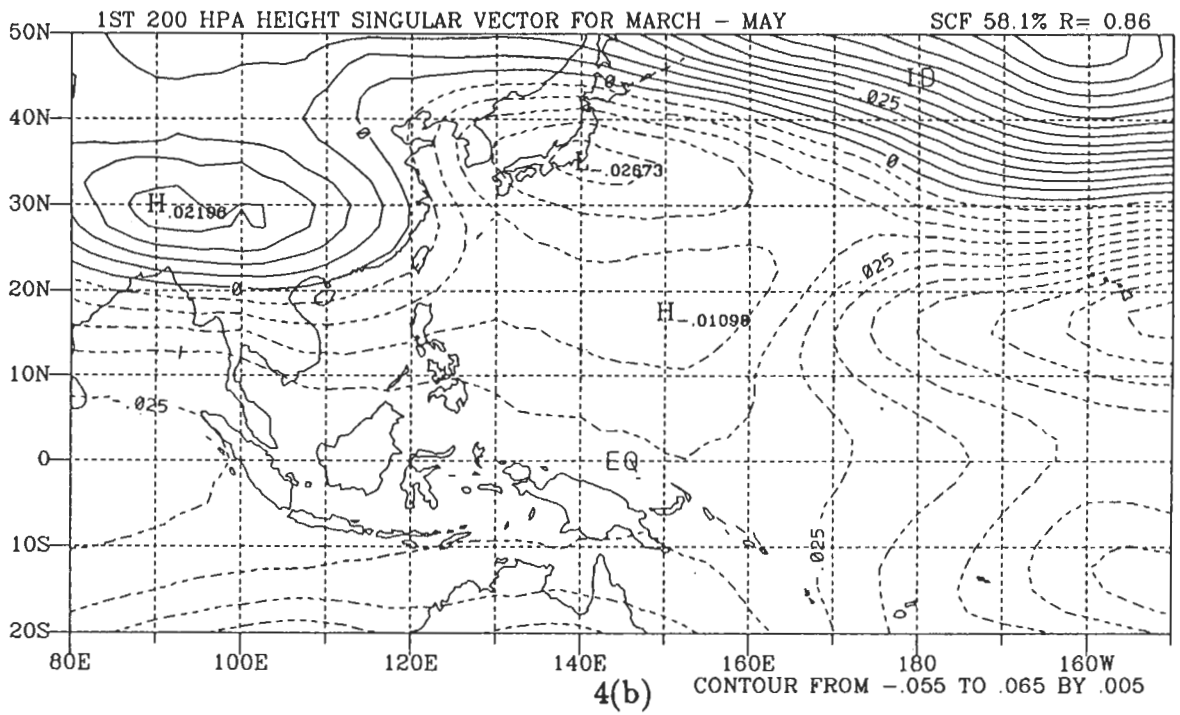
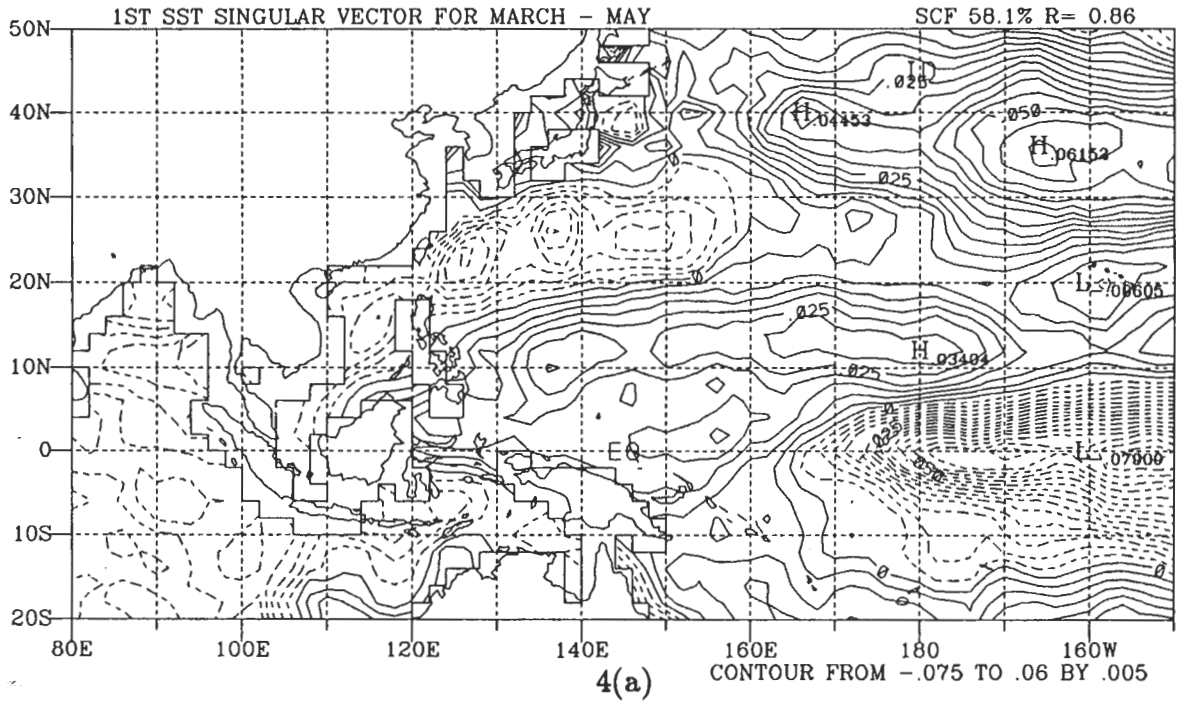
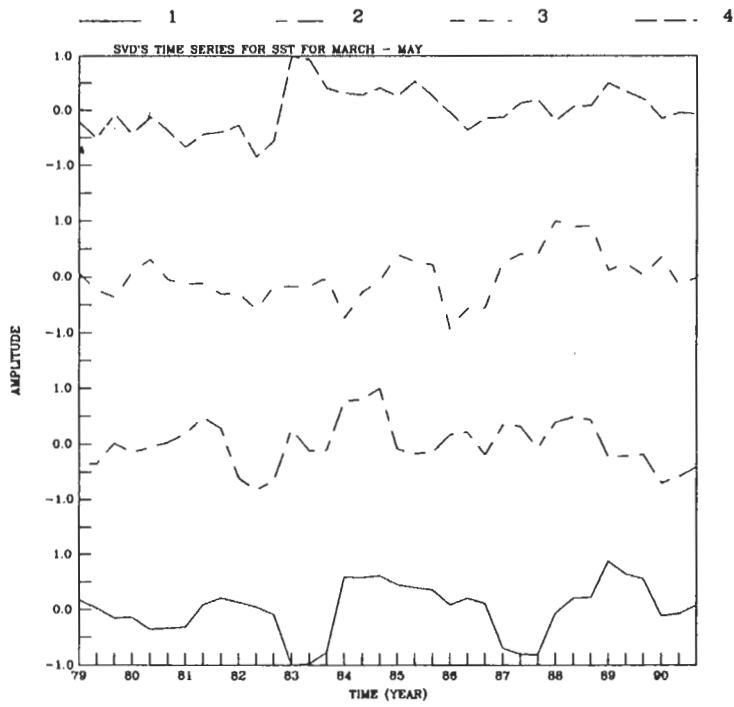
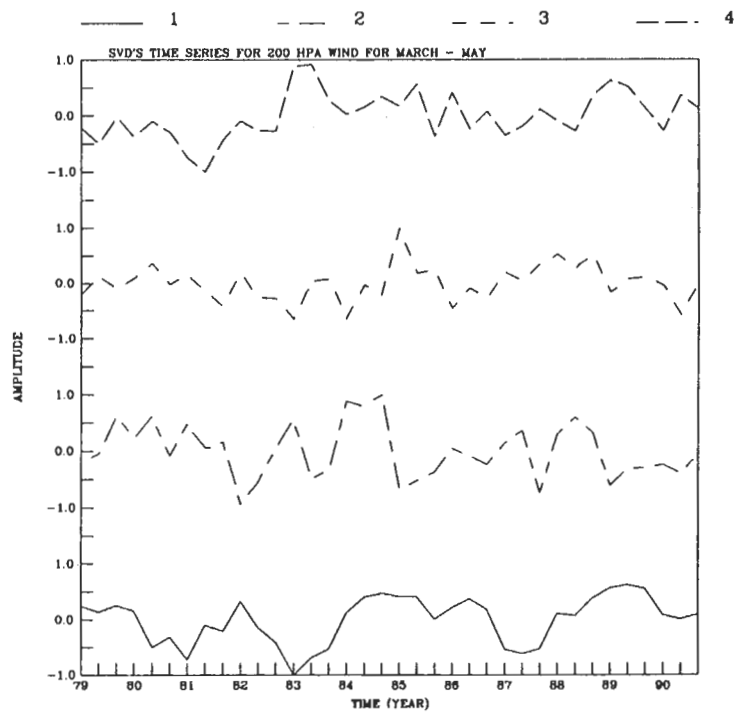


圖4 SST (4a)及200 hPa高度場(4b)第一個奇異向量的水平分佈圖。



5(a)



5(b)

圖5 同圖3，但為 SST 與 200 hPa 風場之結果。

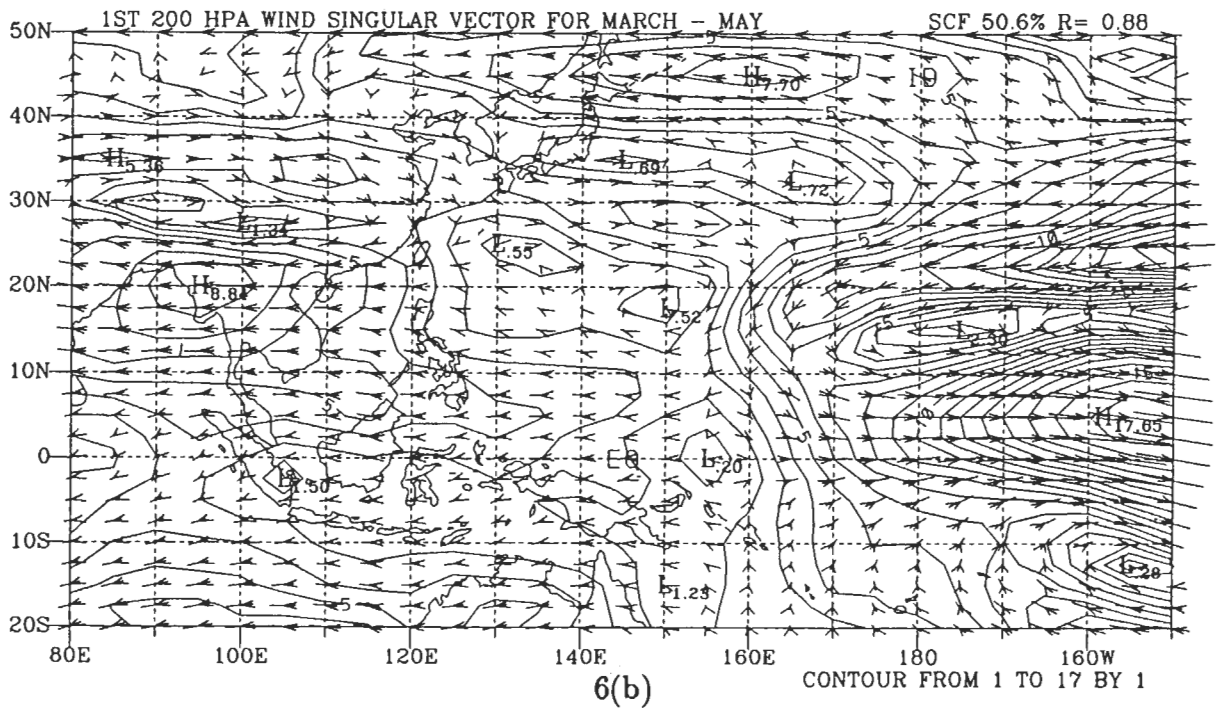
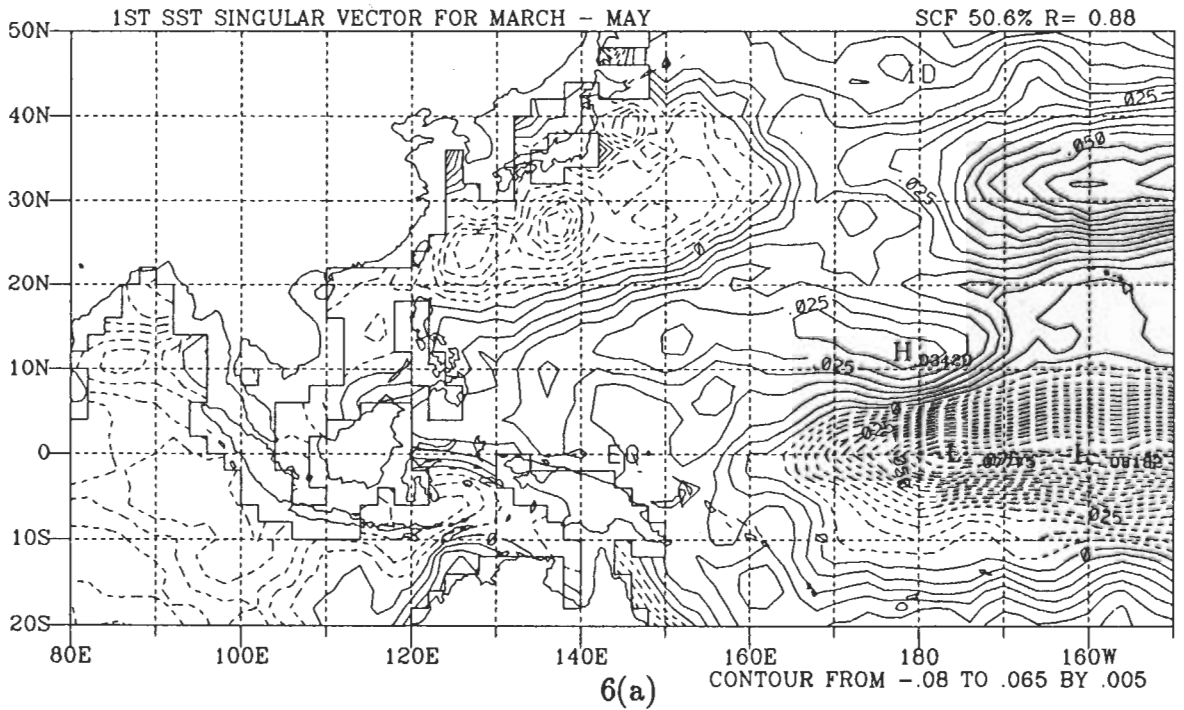


圖6 同圖4，但為 SST 與 200 hPa 風場之結果。

4.2 500 hPa

由 SST 資料與 500 hPa 高度場做 SVD 計算所得之 ENSO 型態較 SST 與 200 hPa 高度場所得之 ENSO 型態弱。SST 的第一個奇異向量在 1983、1987 及 1989 年有較大之振幅（圖未列），但其振幅較大之情形比 200 hPa 面小，此外這個奇異向量在 1982 年之振幅也較大。SST 第一個奇異向量的水平分佈（圖未列）與 SST ENSO 型態（見第一部份）相似性較 200 hPa 差，由此吾人認為 SST 第一個奇異向量為訊號較弱之 ENSO 型態。SST 與 500 hPa 高度場第一個奇異向量的 SCF 為 56.6%，兩者之相關係數為 0.75，此二數值也較 SST 與 200 hPa 高度場所得之結果小。500 hPa 高度場第一個奇異向量在 1983、1987 及 1989 年之振幅（圖未列）並未明顯大於其它年，其水平分佈（圖未列）與 500 hPa 高度場之 ENSO 年後春季距平圖（圖 1b）有較大之差異。由以上之分析吾人得知，熱帶海溫的改變對春季 500 hPa 高度場的影響相對的較小。

500 hPa 風場與 SST 的 SVD 結果所得之 ENSO 型態也較 200 hPa 風場與 SST 之 SVD 結果弱，且 500 hPa 風場與 SST 之 ENSO 型態出現在第二個奇異向量，其 SCF 為 29.4%。500 hPa 面上在第二個奇異向量上出現 ENSO 型態，和 200 hPa 之特性是不相同的，這一點值得日後再做探討。500 hPa 風場與 SST 的第二個奇異向量在 1983、1987 及 1989 振幅較大之情況（圖 7），及其水平分佈（圖 8）與兩變數 ENSO 年後春季距平圖之相似程度，皆不如 200 hPa 風場與 SST 的第一個奇異向量。但與 SST 與 500 hPa 高度場的第一個奇異向量相比較，SST 與 500 hPa 風場第二個奇異向量在 1983、1987 及 1989 有較大振幅及水平分佈的相似性等情況都較明顯。由此點可知，ENSO 現象對 500 hPa 風場的影響較 500 hPa 高度場明顯。比較圖 8(b) 與圖 2(b)，兩圖中相似之現象包括赤道區中及東太平洋之反時鐘氣流，孟加拉灣到南中國海之西風距平，中國東部的南風距平及日本附近的氣旋式距平。

4.3 850 hPa

850 hPa 高度場與 SST 之 SVD 結果（圖未列）與 500 hPa 類似，SST 場中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，但是 850 hPa 高度場第一個奇異向量的水平分佈與 ENSO 年後春季距平圖（圖 1c）的相似程度較好（與 500 hPa 高度場比較）。

圖 9 及圖 10 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，此型態的水平分佈與 ENSO 年後春季之 SST ENSO 型態（見第一部份）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，此型態的水平分佈與 850 hPa 風場的 ENSO 年後春季距平圖（圖 2c）相近。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 10b）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。

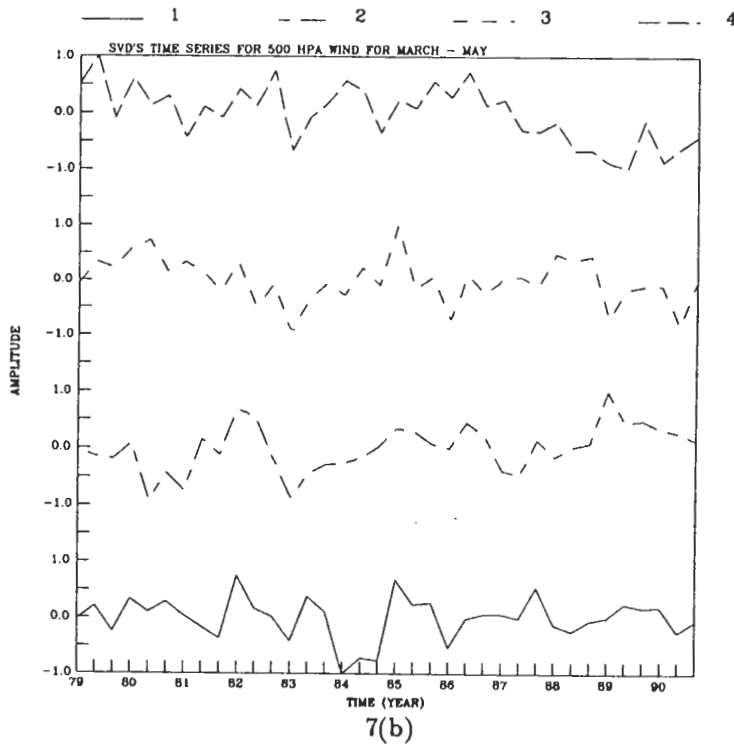
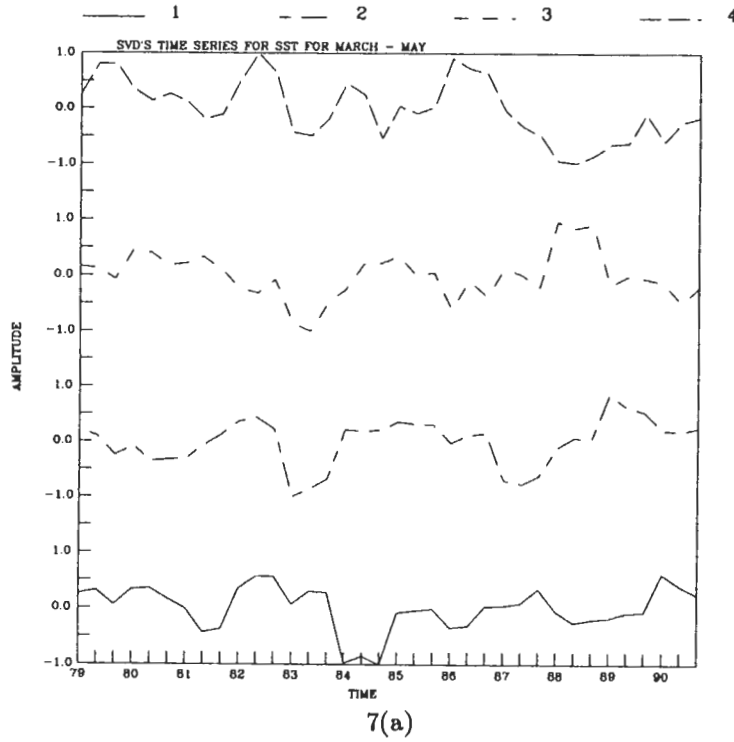


圖7 SST與500 hPa風場經SVD分析後所得之前4個奇異向量振幅隨時間變化圖，圖7(a)為SST，圖7(b)為500 hPa風場。圖中橫軸為時間，軸下之數值為年分（西元），每一年有三個刻度，分別代表每一年的3、4及5月。

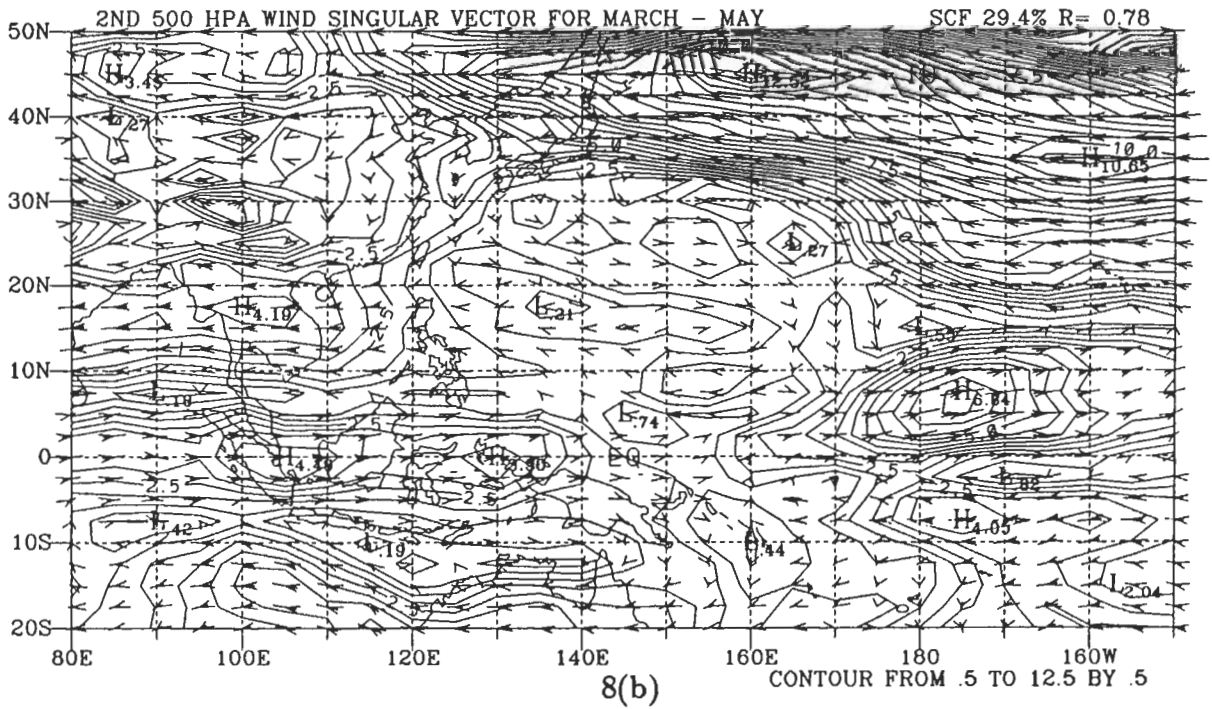
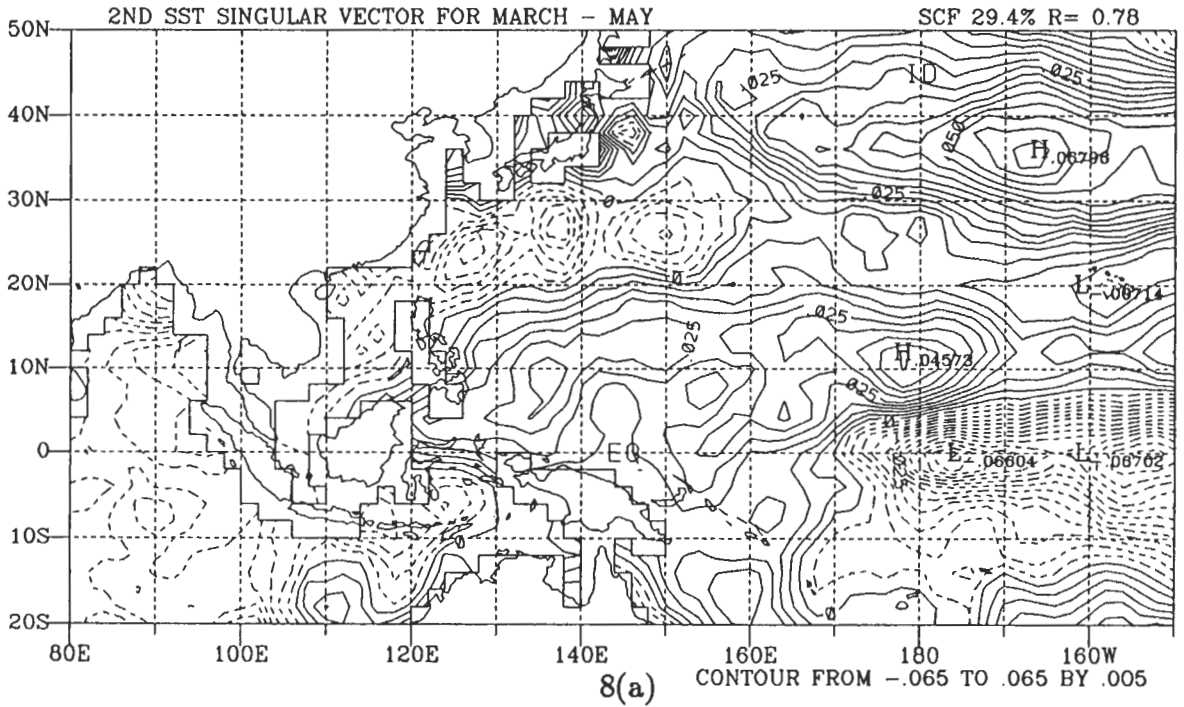


圖8 SST (8a)及500 hPa風場(8b)第二個奇異向量的水平分佈圖。

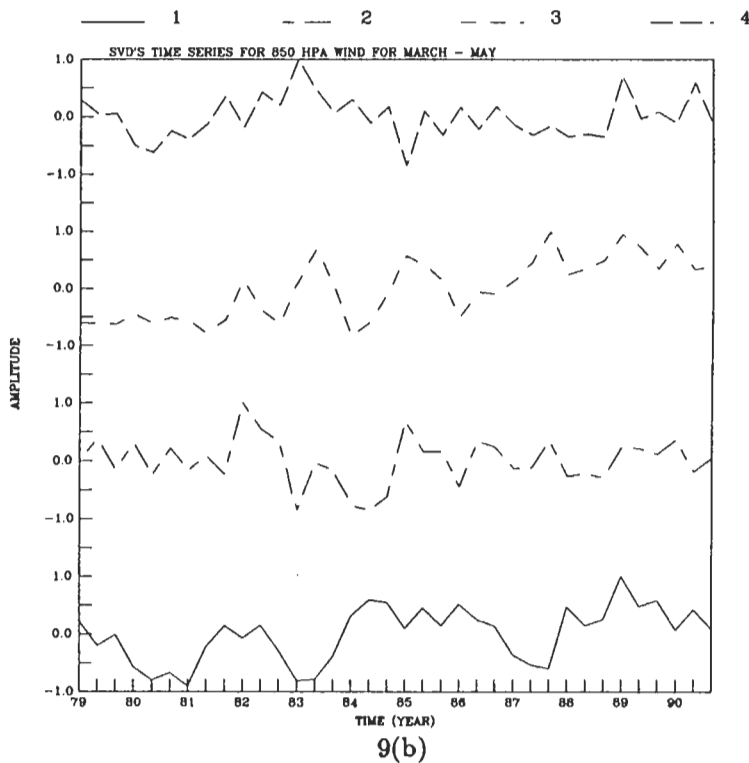
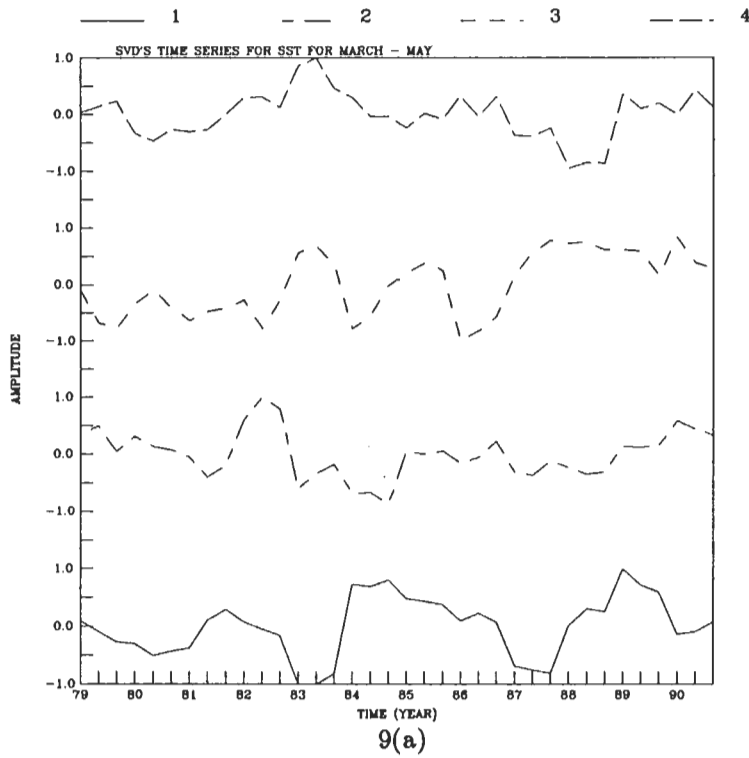


圖9 SST與850 hPa風場經SVD分析後所得之前4個奇異向量振幅隨時間變化圖，圖9(a)為SST，圖9(b)為850 hPa風場。圖中橫軸為時間，軸下之數值為年分（西元），每一年有三個刻度，分別代表每一年的3、4及5月。

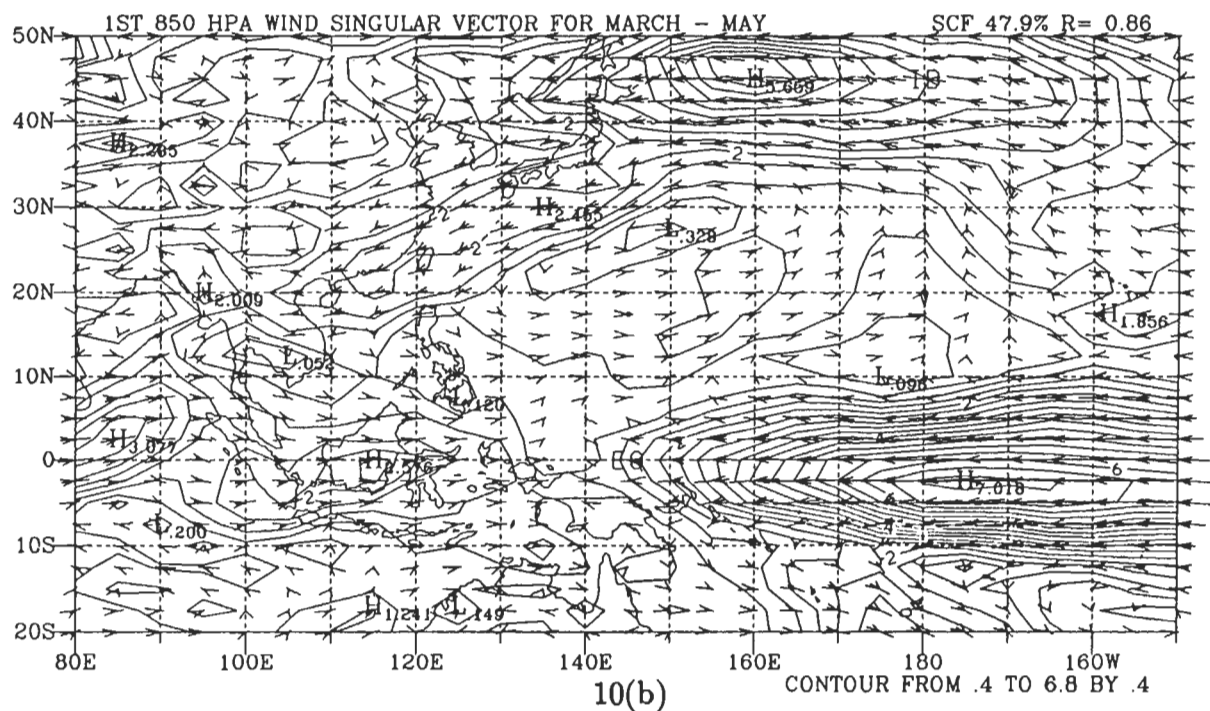
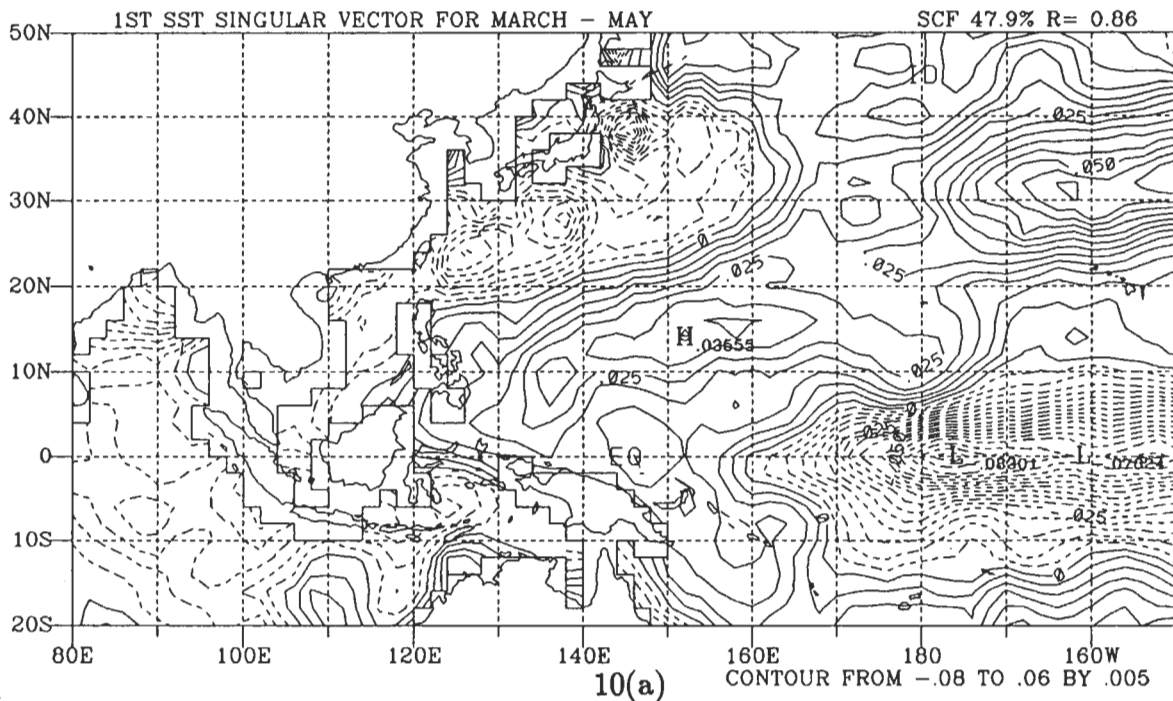


圖10 SST (10a)及850 hPa風場(10b)第一個奇異向量的水平分佈圖。

4.4 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，其次為850 hPa面，對500 hPa面的影響最小。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。500 hPa面上赤道區中及東太平洋有反時鐘氣流，孟加拉灣到南中國海有西風距平，中國東部的南風距平及日本附近有氣旋距平。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環流的上升區的西太平洋，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，其南側西風噴流較強，500 hPa面上青藏高原南側之西風噴流也較強，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及500 hPa面上青藏高原南側有較強的西風噴流，200 hPa面在青藏高原有負高度距平，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。

為了對此一推論做一進一步驗證，吾人選用澎佳嶼測站之雨量分析。圖11為澎佳嶼測站1979-1990之春季雨量(Prec.)、降雨日數(PD)、降雨時數(PH)與降雨率(PR)之年際變化圖，圖中4個與降雨有關的變數在1983及1987年的春季（ENSO後）並沒有較大，反而在1984及1988年較大，Chiang (1988)統計臺灣地區梅雨期之雨量也得到類似的結果。如由澎佳嶼測站的雨量來代表梅雨期的雨量，則其結果並未支持上述有關ENSO年後春季有濕梅傾向的推論。澎佳嶼雨量未能支持由其他大尺度資料所得之推論，這一點值得再進一步之說明，吾人現單純的由澎佳嶼之雨量來代表梅雨期之雨量，其是否有足夠的代表性？此問題須有更多的探討才能被瞭解，鄧等(1992)的研究指出梅雨期鋒面來到臺灣北邊時，由雷達回波值可瞭解，梅雨系統常在上造成大雨而陸地上卻沒有，因此必須考量在海上的降水總量才能更確切的去分析本文推論之合理性。此外，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12為其所得之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

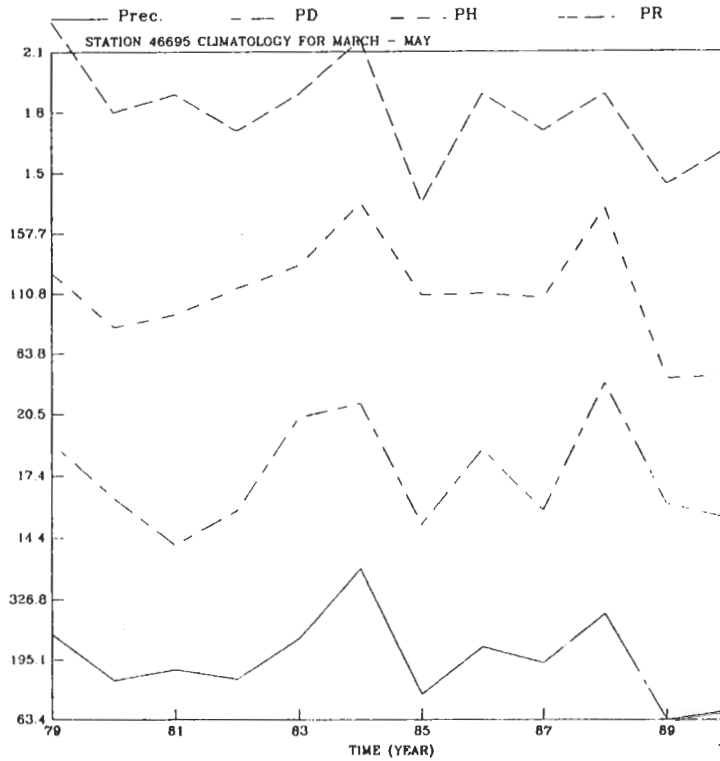


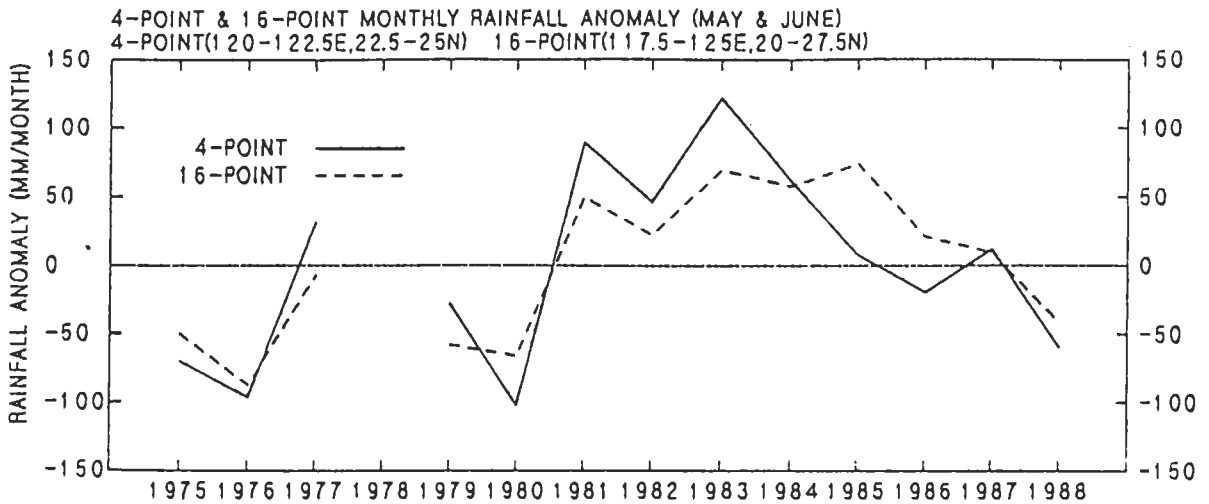
圖 11 澎佳嶼測站1979-1990年4個與雨量有關之變數（春季平均）的年際變化圖，由下而上分別為雨量(Prec., mm/month)、降雨日數(PD, day/month)、降雨時數(PH, hour/month)及降雨率(PR, mm/hour)。

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。

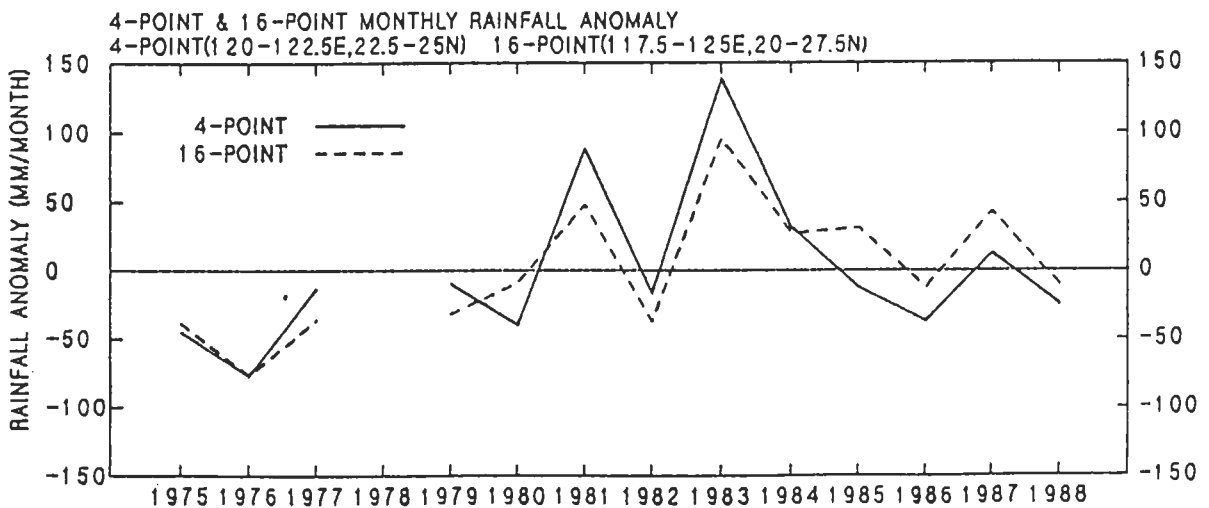
五、結論與展望

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），東亞環流系統有以下之變化：



12(a)



12(b)

圖 12 由台灣附近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，雨量距平值的年際變化圖（本圖摘錄自王與李，1994）。

- (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)、500 hPa面，赤道區中及東太平洋有反時鐘氣流，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。
- (3)、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。
- (4)、原為Walker環流上升區的西太平洋，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。但吾人以澎佳嶼之雨量單純的計算，並未能發現在ENSO年後之春季該地區雨量有系統性增加之趨勢，但王與李(1994)利用台灣附近之OLR資料反求台灣地區之雨量卻發現ENSO年後春季有多雨之趨勢。

由上述之差異可知，單純以澎佳嶼雨量是否能推論其代表整個梅雨期之雨量特徵？該點之資料顯然是不夠的。因此，在此方面吾人仍將繼續分析更多之雨量站資料，同時考慮以OLR衛星資料轉換成雨量資料來計算海上雨量分佈狀況，可進一步的去了解海洋面上雨量分佈之特性（王與李，1994）。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。

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

參考文獻

- 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。
- 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，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。
- 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）。
- 王作臺與胡志文，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，22，339-360。
- 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.
- Barnett, T. P., 1977: The principal time and space scales of the Pacific trade wind fields. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 221-236.
- 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: Cloudness 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.

Spring Time East Asia Large Scale Characteristics post ENSO

Part II: The Circulation Pattern of Different Levels

Jyh-Wen Hwu Jough-Tai Wang

Institute of Atmospheric Physics
National Central University

ABSTRACT

This study attempts to identify the effect of the tropical forcing on the weather and climate in the East Asia region. There contains two parts in this work. Part II results of this study are presented in this paper. And it emphasizes in understanding the circulation characteristics, also during the Spring period. The Singular Value Decomposition (SVD) method are adopted to investigate the spatial pattern of the eigen vectors of the sea surface temperature (SST) and the circulation field of different levels.

The results indicate, during the Spring time after the mature phase of ENSO, in equatorial region at 200 hPa level, there tends to have westerly (easterly) anomaly west (east) of $155^{\circ}E$. 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.

Key Words : Mei-Yu, Post-ENSO, Circulation, SST, EOF, SVD