

1998 年 5-6 月東亞季風環流之模擬 及海溫之敏感度測試

蕭志惠 馮欽賜 陳建河 汪鳳如 陳昭銘

中央氣象局科技中心

(中華民國八十八年六月三十日收稿；中華民國八十八年九月十四日定稿)

摘 要

根據中央氣象局(CWB)最佳化分析之資料顯示：1998 年東亞夏季季風約在 5 月 15-20 日間建立。本研究針對夏季季風建立之初期，即 5 月 16 日至 6 月 15 日，使用中央氣象局全球波譜模式進行大氣環流及降水之模擬實驗。研究均以 1998 年 5 月 1 日 00Z 為初始大氣條件，並配合 1998 年 5 月 7 個不同時間海溫進行 45 天之積分，並以最後 30 天及所有樣本之平均為代表。

真實海溫之模擬結果與分析相比較顯示出：在低層中太平洋赤道地區有較強的東來氣流，致使太平洋副高向西擴張，因此東亞地區之南來氣流位置偏西，出現在台灣西方及南海一帶。但降水發生位置之模擬則與美國國家環境預報中心(NCEP)之外逸長波輻射(OLR)之分布非常一致。

實驗期間，東亞大陸之鄰近海域如：西北太平洋中緯度、東太平洋赤道及北印度洋等地區出現明顯之海溫正距平。為探討該期間海溫變化對東亞地區大氣環流之影響，本研究針對上述地區進行海溫之敏感度測試。

結果顯示：西北太平洋中緯度海溫正距平之作用，雖會造成低層太平洋副高環流中心向西偏但對北印度洋西風之增強更多，因此南來氣流移到台灣東方，造成台灣及附近海域之降水。東太平洋赤道海溫之正距平，則明顯加強太平洋副高的向西擴張，向西涵蓋到整個台灣地區甚至華南，因此東亞地區之降水偏向中國大陸。而北印度洋之增暖影響主要反應在北印度洋當地之降水及孟加拉灣低層反氣旋高壓之西移上。

關鍵詞：東亞夏季季風、全球波譜模式、海溫

一、前 言

1997-1998 年全球各地異常氣候頻傳，造成

不少生命與財產的損失。儘管目前仍未能下定論說異常氣候是因聖嬰現象所引起的，但海溫變化與天氣及氣候之相關性已成為當今熱門的

研究課題。

由於緊接在 1997-98 聖嬰年後的五、六月，太平洋赤道地區之海溫快速下降，有轉換為反聖嬰年的趨勢。這段時間海溫的急劇變化，直接影響到的就是 1998 年東亞夏季季風之肇始及強度演變。這對數值模式在季節轉變時期之預報能力上又是一大挑戰。

許多研究(如 Lau and Li, 1984; 陳等, 1991; He et al., 1987; Yanai et al., 1992; Chen and Chen, 1995; Hsu, 1996)均指出，亞洲夏季季風之演化可分為二個階段，第一個階段即是東亞季風。東亞季風發生在 5 月中，包含孟加拉灣東南部、中南半島和南海等地區，主要的特徵有低層之西南風盛行、上層 200HPa 南亞高壓之建立、及旺盛對流系統之活動等。

關於東亞季風肇始之機制，Chen and Chen (1995)強調熱帶季內振盪的重要性：當大尺度 30-60 天週期之季風槽與大尺度熱帶之 12-24 天週期低壓擾動在南海地區產生偶合現象時為季風肇始之機制。Chang and Chen (1995)則強調北方系統的激發作用：認為中緯度鋒面的南侵，造成旋生帶向南延伸到赤道之印度洋，加強西南氣流及水氣的向北傳送，對季風肇始有激發的作用。He et al. (1987), Yanai et al. (1992) 及 Yanai and Li (1994)等則強調青康藏高原的熱力作用與亞洲季風的建立與維持有密切的關係。He et al. (1992) 則認為南海地區海面溫度的增加了大氣的條件不穩定亦可能是造成季風肇始的重要因素。

海溫對全球大氣環流之影響，通常是從季節平均的尺度談起，其中全球環流模式之模擬為重要工具之一。Kushnir and Lau (1992) 用地球物理流體動力實驗室(GFDL)之全球環流模式

(GCM)探討北半球太平洋冬季海溫為正距平、氣候值及負距平時大氣環流之反應。結果顯示當海溫與氣候值相較為負距平時對北半球中高緯度之影響大於正距平，主要差異反應在斜壓渦流(eddy)活動及潛熱釋放上。同時亦指出時間尺度的差異，模式在短期(90 天)積分與準靜狀態(quasi-stationary)對海溫之反應並不相同。Molteni et al. (1993)之研究指出：1988/89 年北半球冬季時，東赤道太平洋上的強冷海溫距平對太平洋上之沃克環流(Walker circulation) 有明顯的加強作用。在其以歐洲中長期天氣預報中心(ECMWF)-GCM 90 天積分的實驗中，中緯度之環流距平強度正比於熱帶海溫之距平，海溫對北半球中緯度距平之維持扮演著重要的角色。中緯度環流對熱帶海溫有明顯的正回饋作用，熱帶環流對中緯度海溫也有正回饋作用但較弱。Lau and Nath (1994, 1996)以 GFDL-GCM 進行 1946-1988 長達 43 年的積分測試。海溫則是由每月之分析及氣候值所組成，測試當分析的海溫分別在全球、熱帶太平洋及副熱帶北太平洋，其餘地方為氣候值時，大氣之反應情形。結果顯示：對於中緯度之大氣環流，熱帶太平洋海溫之作用大於副熱帶當地之海溫。大氣環流扮演著橋樑的角色，將熱帶能量藉由海氣交互作用傳達到中緯度。Peng et al. (1997)探討理想化之中緯度西北太平洋海溫異常對大氣環流之影響。結果顯示在海溫之作用相同的情況下，一月及二月之環流仍會有明顯不同的反應，強調大氣環流結構並不完全受海溫所控制。

由以上之回顧可知，就季節平均的尺度，尤其是北半球冬季，熱帶太平洋海溫對於北半球中緯度之環流扮演著重要影響的角色。

中央氣象局(CWB)全球波譜模式已有鄭(1994, 1995)夏季季風環流及馮(1998)冬季氣候

模擬之經驗，並有 Chen et al. (1998) 進行模式氣候特徵之分析等，結果均對模式之表現表示肯定。

季風肇始與梅雨季降水是東亞地區的氣候重點之一，本研究即是針對 1998 年 5-6 月之海溫異常分布以及配合南海季風(SCSMEX)實驗期間所進行之梅雨季環流及降水之模擬研究。因為該時間正值季節轉期間及在海溫資料方面有其特定性，因此與一般之季節平均實驗在出發點上是完全不同的。又由於隨著積分時間的增加中小尺度天氣現象會逐漸自模式中消失，要掌握準確的時空變化有其困難，因此本研究仍以積分最後 30 天平均的形式來代表該期間之平均特徵。第二節首先將介紹本研究之資料來源及中央氣象局最佳化分析下之 1998 年 5-6 月東亞季風環流特徵。第三節將介紹本研究之實驗設計。第四節為中央氣象局全球波譜模式之介紹。第五節為 1998 年 5-6 月環流之模擬。第六節為海溫之敏感度測試。最後為結論及討論。

二、資料來源及 1998 年 5-6 月東亞夏季季風之特徵

本研究所使用之大氣資料係經中央氣象局全球預報系統最佳化分析(Optimum Interpolation Analysis)後之資料，其空間上之解析度為 $1.5^{\circ} \times 1.5^{\circ}$ 。海溫之分析資料來自美國國家環境預報中心(NCEP)提供之過去 6 天平均海溫及本局接收到之過去 6 天海溫觀測資料融合而成，空間上之解析度亦為 $1.5^{\circ} \times 1.5^{\circ}$ 。資料時間自 1998 年 5 月 1 日 00Z 起至 6 月 15 日 12Z 止，每日二筆。NCEP 之外每日平均逸長波輻射(OLR)資料，空間解析度為 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ ，則用來驗證大尺度降水之分布情形。研究範圍主要針對東亞、

東南亞及西北太平洋地區。

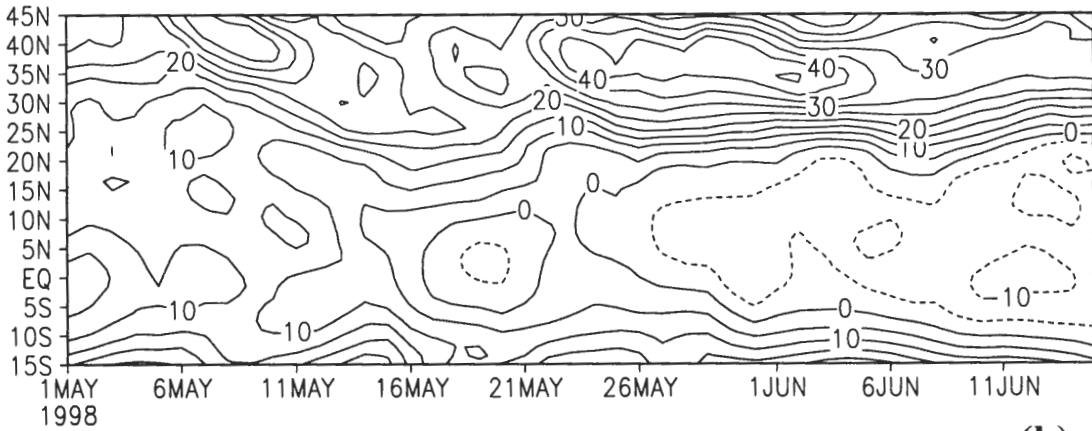
圖 1 為研究範圍 90°E 至 150°E 平均後分析之東西風分量分別在 200hPa 及 850hPa 之緯向變化時間序列。圖 1a 中，200hPa 的熱帶東風在 5 月 16 日後始形成，於是建立南亞高壓之環流形態。在 850hPa，5 月 17 日之前太平洋副高之勢力強盛，向西影響到南海一帶，因此圖 1b 中顯示出熱帶地區主要是由太平洋副高之東來氣流所籠罩。5 月 17 日之後北印度洋之西風增強及太平洋副高之開始東退幾乎同時發生，於是熱帶地區轉換為跨赤道而來之西風或西南風。顯示出大氣在 5 月中旬之後進入了夏季環流之結構。

圖 2 為 NCEP 之低 OLR 區(低於 220W/m^2)，相當於旺盛強對流發生區域之時間序列。顯示在 5 月 20 日之前，對流系統分別發生於北半球中高緯度及赤道附近。北半球中高緯度主要受鋒面活動之影響，鋒面系統在 5 月中旬起一波一波的向南逼進。在 5 月下旬赤道之間熱帶輻合區(ITCZ)向北移動，與北方系統相配合之下，造成南海及副熱帶地區之降水。

由以上之環流及降水分析結果顯示：5 月 15 日至 20 日為 1998 年春夏季節之轉換期間。5 月 16 日至 6 月 15 日(簡稱實驗期間)，為夏季季風初建立，東亞地區進入梅雨之時期，此時海溫及水平環流之平均特徵如下：

1997-98 聖嬰年造成的赤道東太平洋海溫異常增溫現象到 1998 年 5 月已隨時間的增加正在快速的衰減，海溫逐漸回復到氣候值，但在 5 月上旬之最大正距平(當時海溫減去氣候值海溫)仍可達 4 度以上。北半球西北太平洋中緯度之海溫在 5 月上旬與中旬之間突然的變暖，開始時發生於日本東方之海面上，隨後向西擴展。

CWBGFS ANALYSIS U20,U85 (90E-150E AVE.) (a)



(b)

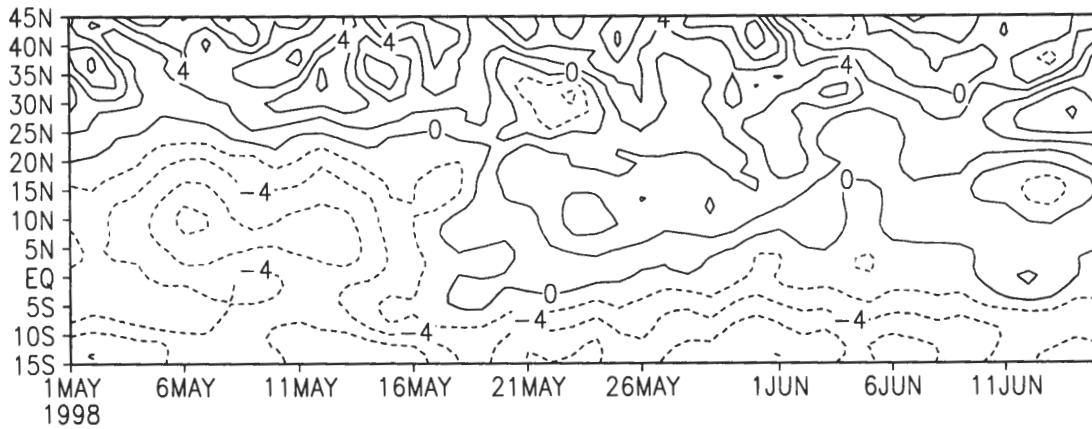


圖 1 1998 年 5 月 1 日至 6 月 15 日分析之東西風之緯向-時間序列圖。a 圖為 200hPa，等值線間距為 5m/s；b 圖為 850hPa，等值線間距為 2m/s。

NCEP ANALYSIS OLR (90E-150E AVE.)

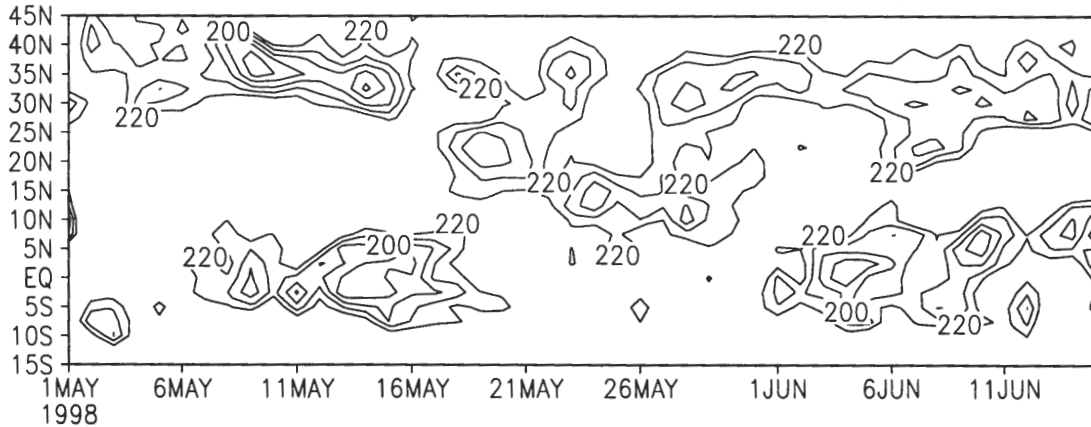


圖 2 1998 年 5 月 1 日至 6 月 15 日分析之低 NCEP OLR 區緯向-時間序列圖。等值線範圍為 220W/m² 至 190 W/m²，等值線間距為-10 W/m²。

至 5 月中下旬海溫之正距平達最強，有 3 度左右之正距平，發生於國際換日線附近，6 月之後再與北美洲西岸之海溫正距平相連接，故整個實驗期間平均而言北半球中緯度之太平洋海溫呈現明顯的正距平。西太平洋之南半球及孟加拉灣之海溫正距平範圍則是隨時間而向赤道及

北半球縮小及減弱，最強時期之海溫正距平約在 2 度左右，主要出現在澳洲西北部。整個實驗期間真實海溫之平均距平分布如圖 3a 所示。

在低層 850hPa(圖 3b)，北太平洋中緯度地區為明顯的太平洋副高環流所籠罩，副高之中

CWB ANALYSIS SSTA,W85,W20 (16MAY-15JUNE 1998 MEAN)

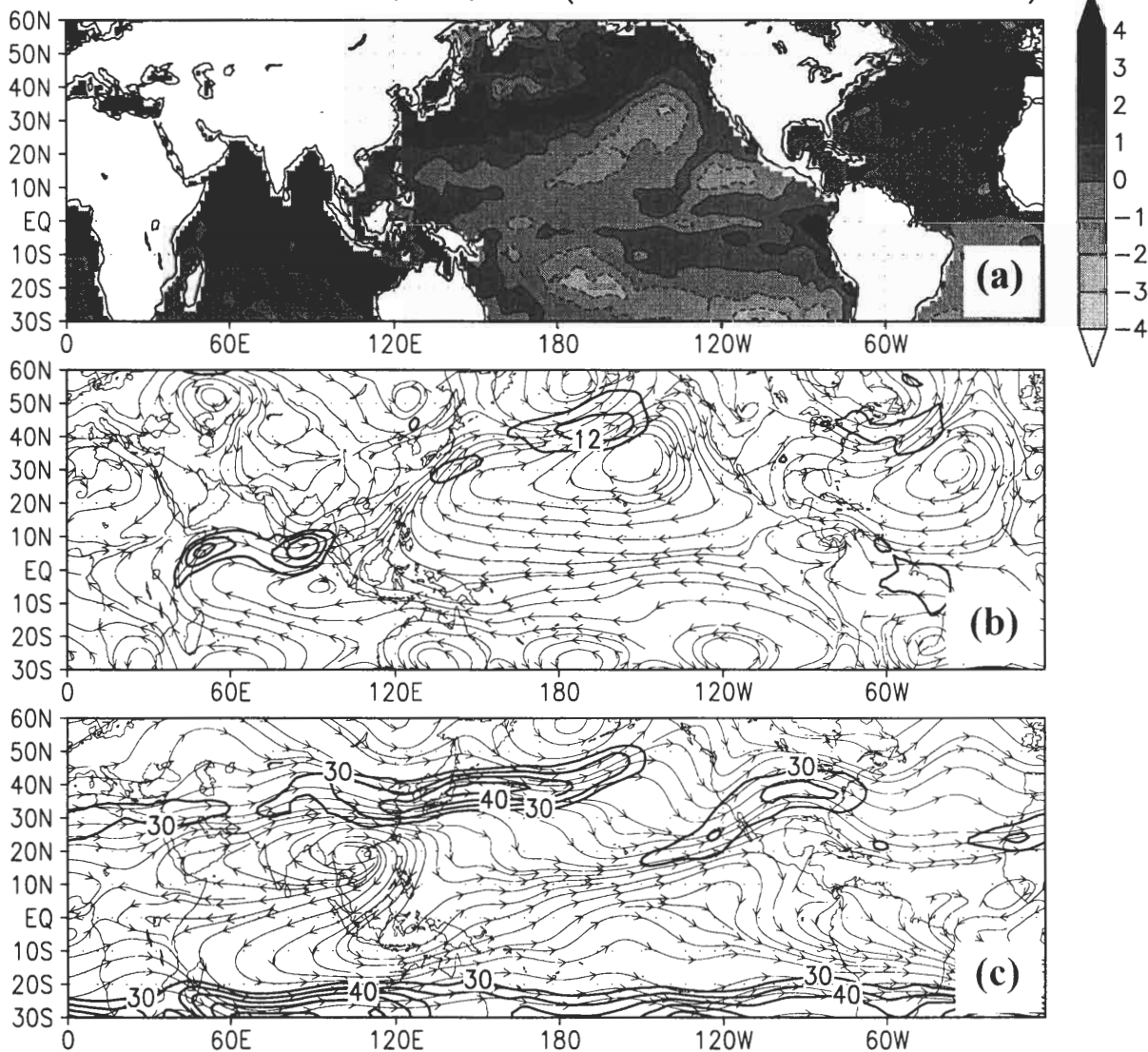


圖 3 實驗期間平均之海溫距平及水平環流分析圖。

a 圖為海溫距平。其中深色為正距平，淺色為負距平。b 圖為 850hPa 氣流線及風速大於 10m/s 之等風速線，等值線間距為 2m/s。c 圖為 200hPa 氣流線及風速大於 30 m/s 之等風速線，等值線間距為 5 m/s。

心約在(150°W,35°N)。太平洋赤道地區從 20°S 至 30°N 幾乎全部都是東風。部分赤道以南之東風穿越澳洲北部之印尼群島，與來自南半球中緯度之氣流構成非洲東岸之跨赤道流，形成北印度洋明顯之西風噴流。此西風噴流在跨越中南半島後又與太平洋副高環流相會合，約在南海及菲律賓群島一帶轉為西南氣流，構成東亞地區主要之低層噴流。此低層西南噴流之分布由南海、經台灣東方至日本東南方。

平均而言，200hPa 之亞洲中緯度西風噴流約在 40°N 附近，最強中心位在日本東方達

45m/s 以上。南亞高壓反氣旋式環流之中心位在中南半島的北方，涵蓋了非洲東岸至 130°E 之熱帶地區。熱帶東風噴流則主要在北印度洋赤道之上(圖 3c)。

實驗期間東亞地區之低 OLR 區主要分布在中南半島、華南、台灣附近及日本一帶(圖 4)。若與 1979-1997 平均之氣候值相比較，1998 年 5-6 月在華南、台灣附近及日本一帶 OLR 之值有明顯的偏低，顯示該期間之對流區有偏東的現象。

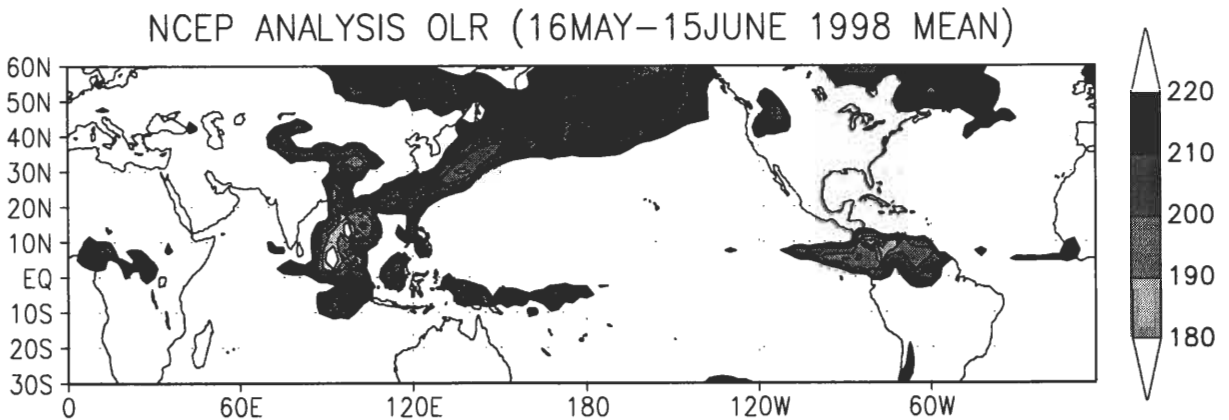


圖 4 實驗期間平均之 NCEP OLR 分析。其中陰影區為低於 220W/m²，每一色階代表-10 W/m²。

三、實驗設計

本研究中為簡化問題，均以 1998 年 5 月 1 日 00Z 為大氣之初始條件，主要的外力來自下邊界的海溫。實驗內容主要有真實海溫之模擬實驗(7SST)及海溫之敏感度模擬實驗。真實海溫之模擬結果與分析環流的比較，目的在了解模式本身以及固定海溫情況下之預報誤差，使讀者能了解本研究之基礎誤差程度。而各敏感度實驗就是建立在相同的基礎誤差之上，藉由

各實驗結果間之差別探討海溫差異所反應出之訊息。

真實海溫之模擬實驗(7SST)，即是以完整的中央氣象局海溫分析值為下邊界之模擬實驗。為了去除單一積分時之次要系統或雜訊(noise)，實驗結果為 7 個不同時間海溫模擬結果之平均。7 個樣本時間分別為 1998 年 5 月 1 日 00Z、5 日 12Z、10 日 12Z、15 日 12Z、20 日 12Z、25 日 12Z 及 30 日 12Z。

CWB 7SST SIMU SSTA,W85,W20,RAIN (T=16,46)

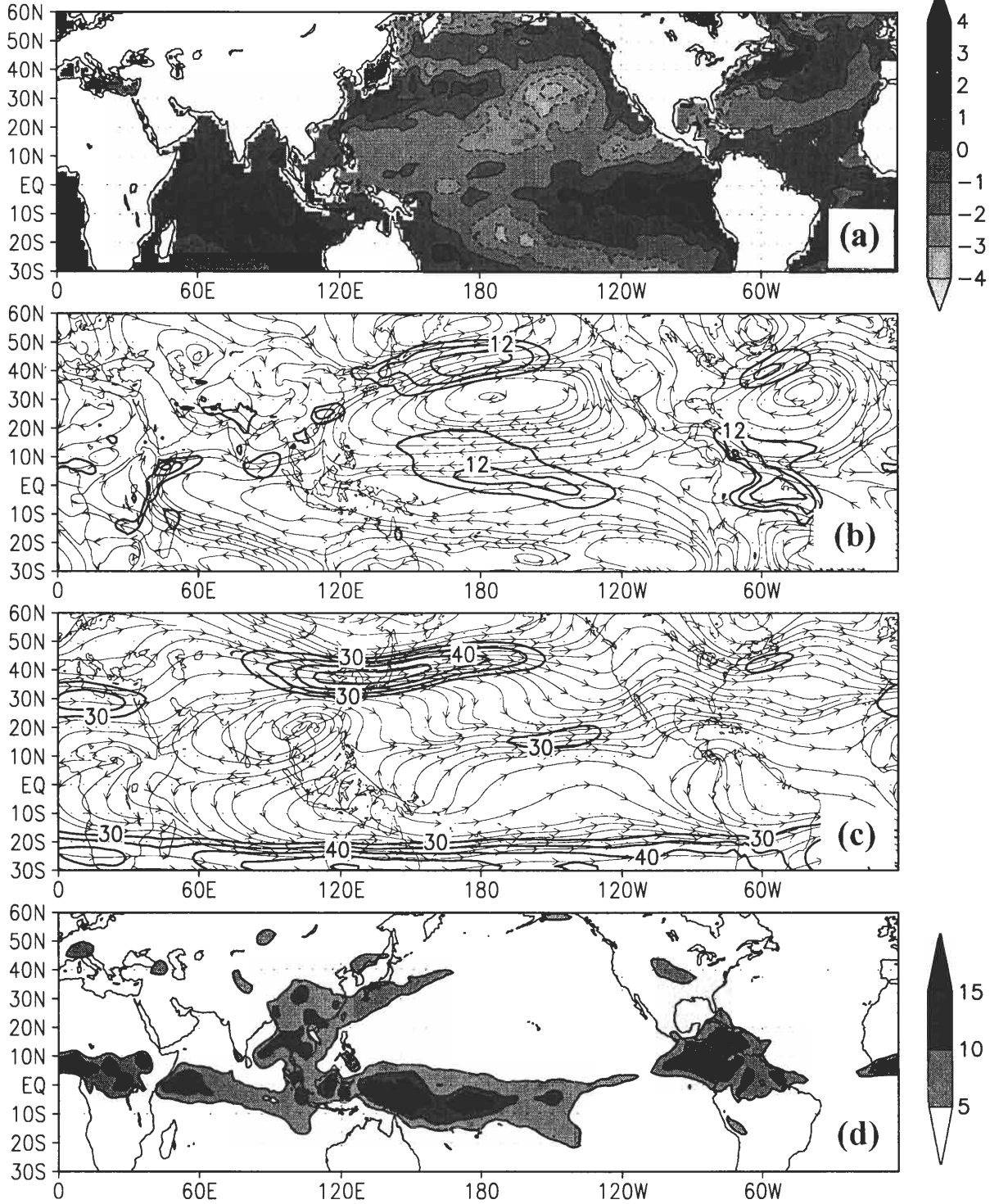


圖 5 真實海溫(7SST)之模擬結果。其中 a-c 說明如圖 3。d 圖為每日平均降水量(mm/day)，陰影區為降水大於 5mm/day 者，等值線為 5mm/day。

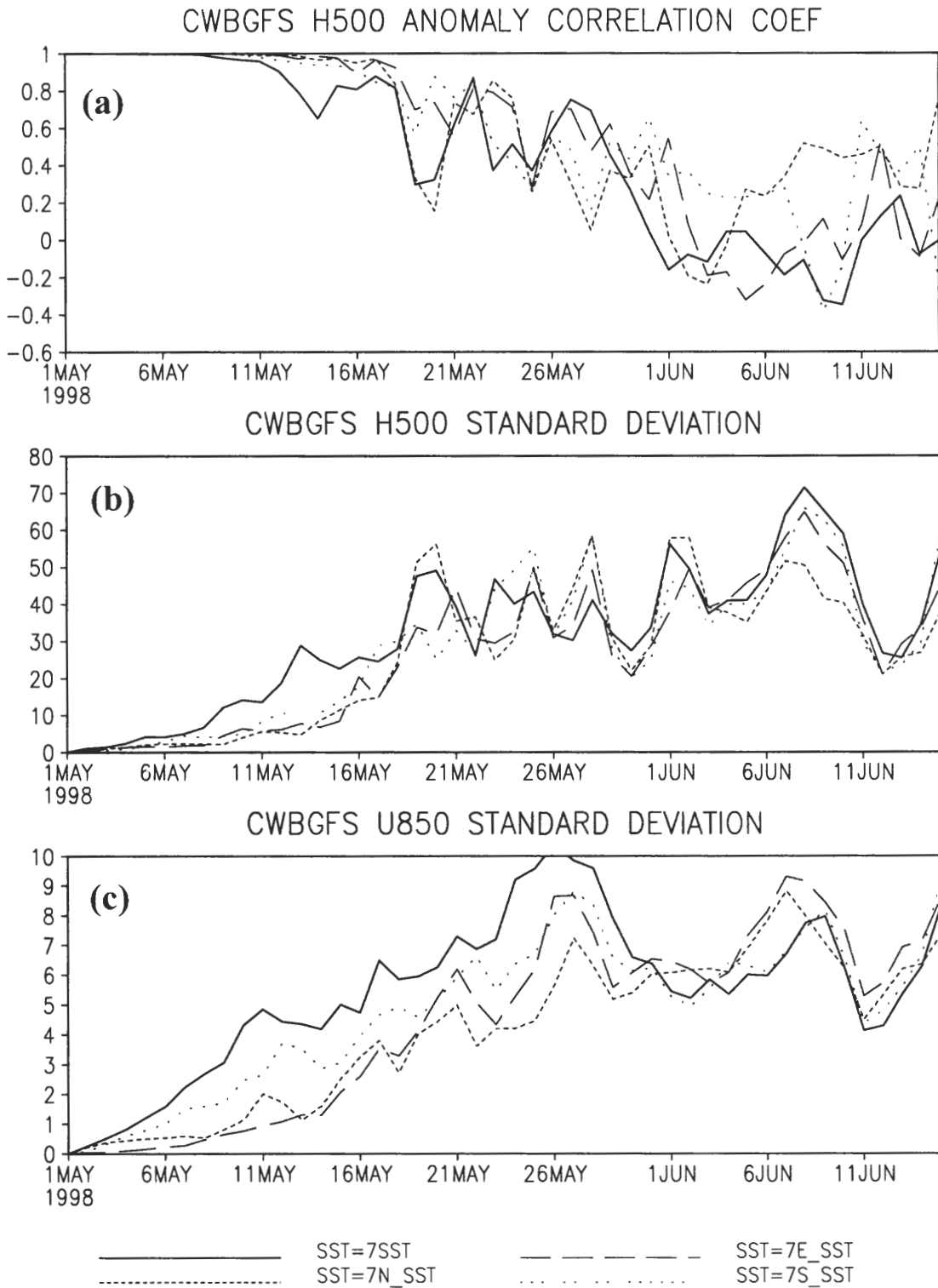


圖 6 真實海溫(7SST)、西北太平洋海溫實驗(7N_SST)、赤道東太平洋海溫實驗(7E_SST)及北印度洋海溫實驗(7S_SST) 各模擬實驗與氣候值海溫模擬結果之(a)500hPa 高度場距平相關係數, (b)500hPa 高度場標準偏差, (c)850hPa 西風標準偏差。

雖然 7 個樣本時間均在 5 月，海溫之平均分布(圖 5a)與分析(圖 3a)稍有不同，但仍可清楚看到西北太平洋中緯度、東太平洋赤道及北印度洋三個海溫正距平明顯的區域。針對上述海溫分布之特徵，海溫之敏感度測試部份共有 3 組模擬實驗，分別為氣候值海溫加上西北太平洋中緯度海溫之正距平(7N_SST)、氣候值海溫加上東太平洋赤道海溫之正距平(7E_SST)及氣候值海溫加上北印度洋海溫之正距平(7S_SST)，同樣亦為 7 個樣本時間積分之平均。上述三個海溫正距平之選取範圍分別為 117°E-135°W 與 15°N-43.5°N，180°W-75°W 與 21°S-9°N，及 45°E-120°E 與 30°S-15°N。

圖 6 為各實驗在 90°E-180°E 及 15°S-45°N 範圍平均，以氣候值為參考下之 500hPa 高度場各模擬實驗與氣候值海溫模擬結果之距平相關係數(anomaly correlation coefficient)，500hPa 高度場及 850hPa 西風各模擬實驗與氣候值海溫模擬結果之標準偏差(standard deviation)。不論在高層(500hPa)或低層(850hPa)，在積分 15 天之後海溫所造成之差異就已明顯的顯示出。因此在本研究之 45 天積分中，最後 30 天之平均應可用來探討不同海溫分布所造成之大氣環流特徵。

四、模式簡介

本研究使用之全球波譜模式，係中央氣象局目前每日天氣預報作業用之全球天氣預報模式。詳細的模式結構可參考陳等(1994)、Liou et al. (1997)及馮(1998)。

模式之動力結構屬於波譜模式，在水平方向為等距經度網格與非等距高斯分布(Gaussian

Quadrature)之緯度網格點。在本研究所用之解析度為 T79，相當於 1.5 乘 1.5 度經緯度。垂直方向以 sigma (σ)為垂直坐標，共有 18 層。主要的預報變數在垂直各層有渦度(vorticity)、水平散度(divergence)、虛位溫(virtual temperature)、比濕(specific humidity)、地面氣壓(surface pressure)及地表面之水汽含量(moisture)、水汽及熱之通量(flux)、冰雪覆蓋、地表溫度等。

動力的時間積分採用半隱式格式(semi-implicit scheme)，積分間距為 900 秒。並使用 Robert 時間過濾法和四階水平擴散於預報變數。

模式的物理參數化部分則包括：Harshvardhan et al. (1987)發展之輻射參數化方法(馮,1992)、相似理論(similarity theory)之地表通量參數化(Louis et al., 1982)、K 理論(K theory)型式之一階半 E- ϵ 大氣垂直紊流混合參數法(汪,1992; Detering and Etling,1985)、Moothi and Soares (1992) 的緩和法 Arakawa and Schubert 積雲參數化、Tiedtke (1984) 之淺積雲對流參數化、大尺度降水參數化及 Palmer et al.(1984)之重力波拖曳力參數化(蕭,1994)等。

五、1998 年初夏環流之模擬結果

在低層 850hPa 風場(圖 5b)，有別於分析之太平洋副高之寬橢圓形環流，模擬結果為扁橢圓形。不論是赤道地區之東風或是北半球中緯度之西風分量，模擬結果均明顯偏強且範圍較廣，也正因此強迫太平洋副高之脊線呈現東西走向。太平洋副高之中心位置較分析偏西，環

流之西緣涵蓋到台灣海峽及華南一帶。又因為模擬之北印度洋西風噴流強度遠小於分析場，因此西風噴流在越過中南半島後提前在南海地區合併入副高之環流中。

模式在 200hPa 北半球東亞地區西風噴流的位置及強度模擬上表現得與分析相當一致(圖 5c)。南亞高壓環流之中心位置與分析相同，但其東側環流顯得較弱，北印度洋上高壓環流之東風分量亦模擬得稍弱。

模擬之降水(圖 5d)分布在赤道附近之中美洲及南美北部、太平洋上之間熱帶輻合區、北印度洋、非洲中部、及東亞地區之華中、華南、中南半島、日本南部至台灣及附近等地，除間熱帶輻合區、北印度洋及華中地區之降水可能偏強外，其他與 NCEP OLR 之分布相當一致。

雖然在本實驗中僅選取 1998 年 5 月之 7 個時間之平均，但模擬結果與分析非常接近，可見 5 月之海溫對初夏環流的結構已有相當重要的影響。

六、海溫之敏感度測試

(一) 西北太平洋海溫實驗

在此實驗中除了氣候值之海溫外加入了如圖 7a 中所示之 1998 年 5 月西北太平洋中緯度海溫正距平。結果顯示此時之西北太平洋會有較廣泛的南來氣流區。

此時 850hPa 之副高環流仍呈扁橢圓形，主要中心在 170°E 及 30°N；外圍環流如低緯度東風及中緯度西風均很強，風速都在 10M/S 以上。圖 7b 顯示，850hPa 太平洋副高之中心雖較氣候值偏西，但西緣卻在台灣東方，約 130°E 的位置。

北印度洋之低層西風噴流最大值發生於中南半島、孟加拉灣流及印度半島之上。部分西風在越過中南半島後轉向南，構成澳洲北方之反氣旋式環流。10°N 以北之西風則轉向北，與太平洋副高之西緣環流共同構成廣泛的南來氣流區，最強之南來氣流發生於台灣東方。

200hPa 之中緯度西風噴流軸約分布在 40°N-50°N 間，中心強度可達 45m/s 以上。南亞高壓環流之中心約在青康藏高原南方之雲貴高原。環流東西方向涵蓋了 60°E 到 150°E 的廣大範圍。為強調西北太平洋中緯度海溫正距平之影響，圖 7c 為西北太平洋海溫實驗減去氣候值海溫模擬後之差異。結果顯示：海溫正距平有加強當地高層西風噴流強度之作用，但對赤道西太平洋之西風則有減弱的作用。

東亞地區之降水受到太平洋副高西緣東退的影響，亦向東移出。此時台灣及附近太平洋一帶成為主要降水區，華北、華中及華南內陸則呈現少雨(圖 7d)。

(二) 赤道東太平洋海溫實驗

當海溫為氣候值海溫加上東太平洋赤道海溫之正距平時(圖 8)：低層 850hPa 之太平洋副高中心向東移，赤道太平洋上之東風亦同時減弱了。由於此時北印度洋之西風風速遠小於氣候值及北太平洋海溫之實驗，致使西風併入副高之分量及澳洲北部之反氣旋式環流都不明顯。東亞地區之低層南來氣流主要為太平洋副高環流之貢獻。

圖 8c 為本實驗 200hPa 環流與氣候值海溫模擬之差異。與北太平洋海溫實驗相似的是高層西風噴流被加強，但強度及範圍均較小；赤道高層之東風分量則遠遠來自南美西岸，可見東

CWB 7N_SST SIMU SSTA,W85,W20,RAIN (T=16,46)

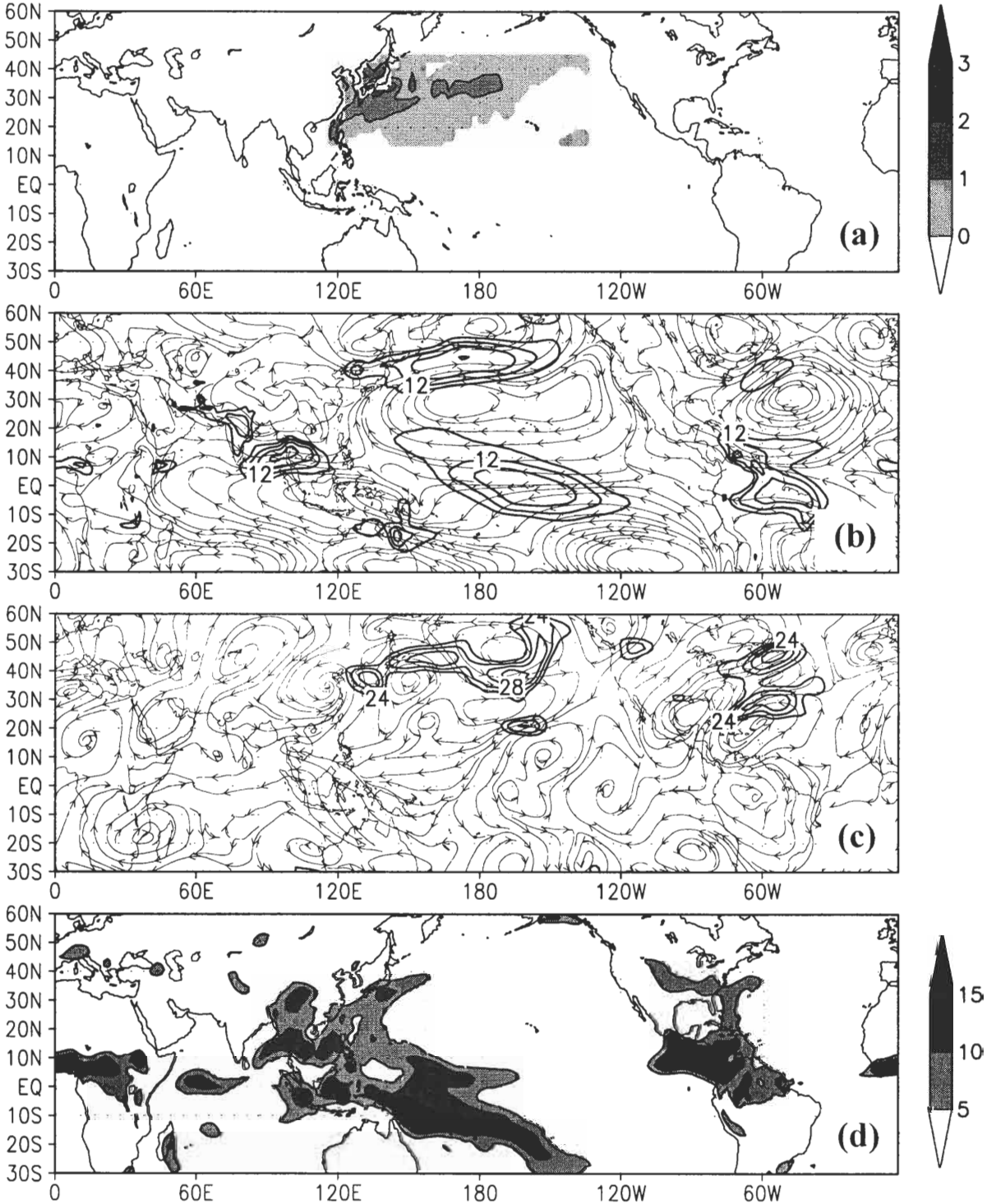


圖 7 西北太平洋海溫實驗(7N_SST)之模擬結果。

a 圖為海溫距平。b 圖為 850hPa 氣流線及風速大於 10m/s 之等風速線，等值線間距為 2m/s。
 c 圖為實驗之模擬結果與氣候值海溫模擬之 200hPa 氣流線差異及風速差異大於 24 m/s 之等風速線，等值線間距為 2 m/s。
 d 圖為每日平均降水量(mm/day)，陰影區為降水大於 5mm/day 者，等值線為 5mm/day。

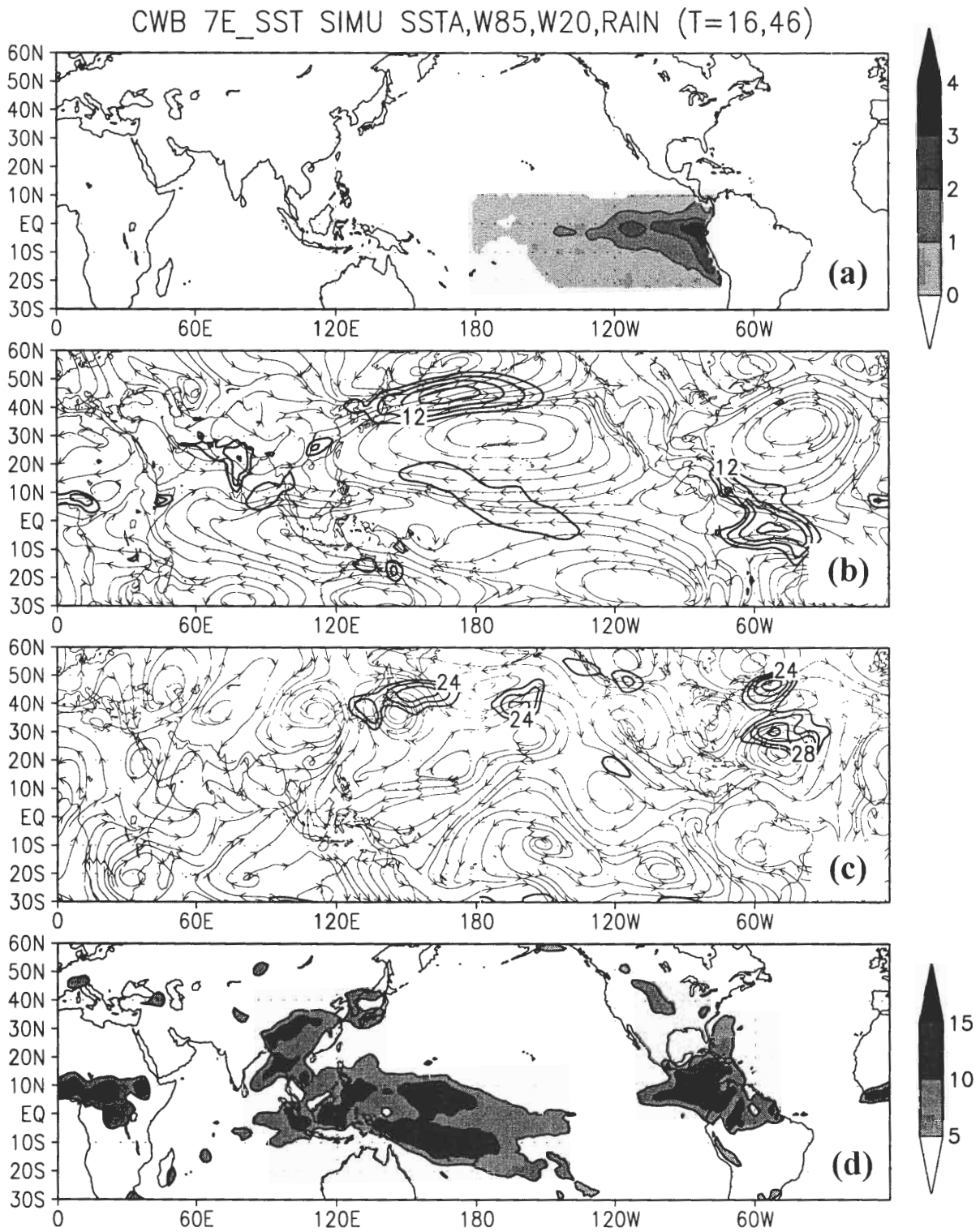


圖 8 赤道東太平洋海溫實驗(7E_SST)之模擬結果。說明如圖 7。

太平洋赤道海溫之正距平對赤道附近高層西風強度有明顯的減弱的作用。

與西太平洋海溫實驗相比較，本組實驗之東亞地區雨區向西移向內陸(圖 8d)，台灣、華南沿海及附近反而成爲少雨區。

(三) 北印度洋海溫實驗

當海溫爲氣候值海溫加上北印度洋海溫之正距平(圖 9a)時，主要反應是北印度洋赤道地區之降水增加了。雖然此時東亞大陸之雨區略向東移，但台灣地區仍爲少雨(圖 9d)。

850hPa 澳洲北部之反氣旋此時西移到 100°E，但並未明顯影響到北印度洋之低層西風強度。東亞地區之南來氣流之位置及強度與東太平洋赤道海溫相似，仍位於台灣的西方(圖 9b)。

200hPa 環流與前二者之主要差異在於本實驗中並無明顯的赤道西風減弱的現象，反而是在澳洲的上空出現明顯的南風分量，與低層北印度洋的海溫正距平相呼應(圖 9c)。

(四) 垂直環流結構

圖 10 爲沿赤道(9°S-9°N 平均)及北半球低緯度(15°N-30°N 平均)東西風及垂直運動氣流線之經向垂直剖面圖。

整體而言，赤道地區之東西環流主要由東太平洋(160°E-100°W)上層西風與下層東風構成之沃克(Walker)環流及西太平洋(80°E-160°E)反向沃克環流所構成。東太平洋沃克環流位置較低，中心約在 500hPa，下層環流可向西沿伸到 100°E。因此西太平洋邊界層內之空氣塊在沿赤道地區的運動模式是由西太平洋之低層緩慢向東及上升，在西太平洋上可到達 200hPa 之

高層，而後在美洲東方下沉到邊界層，再以東風的形式回到西太平洋。當赤道東太平洋海溫增加時使赤道高層西風明顯減弱，主要上升氣流區向東移到 170°E 附近；在西北太平洋及北印度洋海溫實驗中則主要上升氣流區與氣候值相同約在 140°E 附近。

在 15°N-30°N 間之低緯度，東太平洋之沃克環流西緣退到 160°E 以東，中心位置下降到 700-800hPa 間。西太平洋之反向沃克環流東緣退到 120°E 以西，中心位置上升到 200-300hPa 間，並在 100°E 與 120°E 間形成主要的上升運動區。在 100°E 與 160°E 間存在一低層之正向環流，約以 120°E 爲分界，以東爲下降運動以西爲上升運動區。

當西北太平洋增溫時，700hPa 以下低緯度 110°E -120°E 間之上升運動及 140°E 附近之下降運動均增強，因此有助於台灣及附近會有對流降水之發生。又西北太平洋之增溫加強了海溫在太平洋西高東低之氣候特徵，因此整體而言對大氣有增加不穩定度之作用。赤道東太平洋海溫之增溫有減少太平洋海溫東西方向梯度之作用，但在本研究中與北印度洋之實驗相似，對東西環流整體之影響並不明顯。

圖 11 爲西太平洋(120°E-150°E 平均)及東太平洋(150°W-120°W 平均)之南北風及垂直運動之緯向垂直剖面圖。

除赤道東太平洋海溫之實驗外，西太平洋上南半球之哈德里環流都並不明顯，反而是以北半球低緯度之反向哈德里環流及中緯度之正向環流爲主。東太平洋之主要上升運動約在 10°N 附近，向北半球及南半球則各有明顯的哈德里環流，下降運動區分別在 10°S 及 30°N 附近。

CWB 7S_SST SIMU SSTA,W85,W20,RAIN (T=16,46)

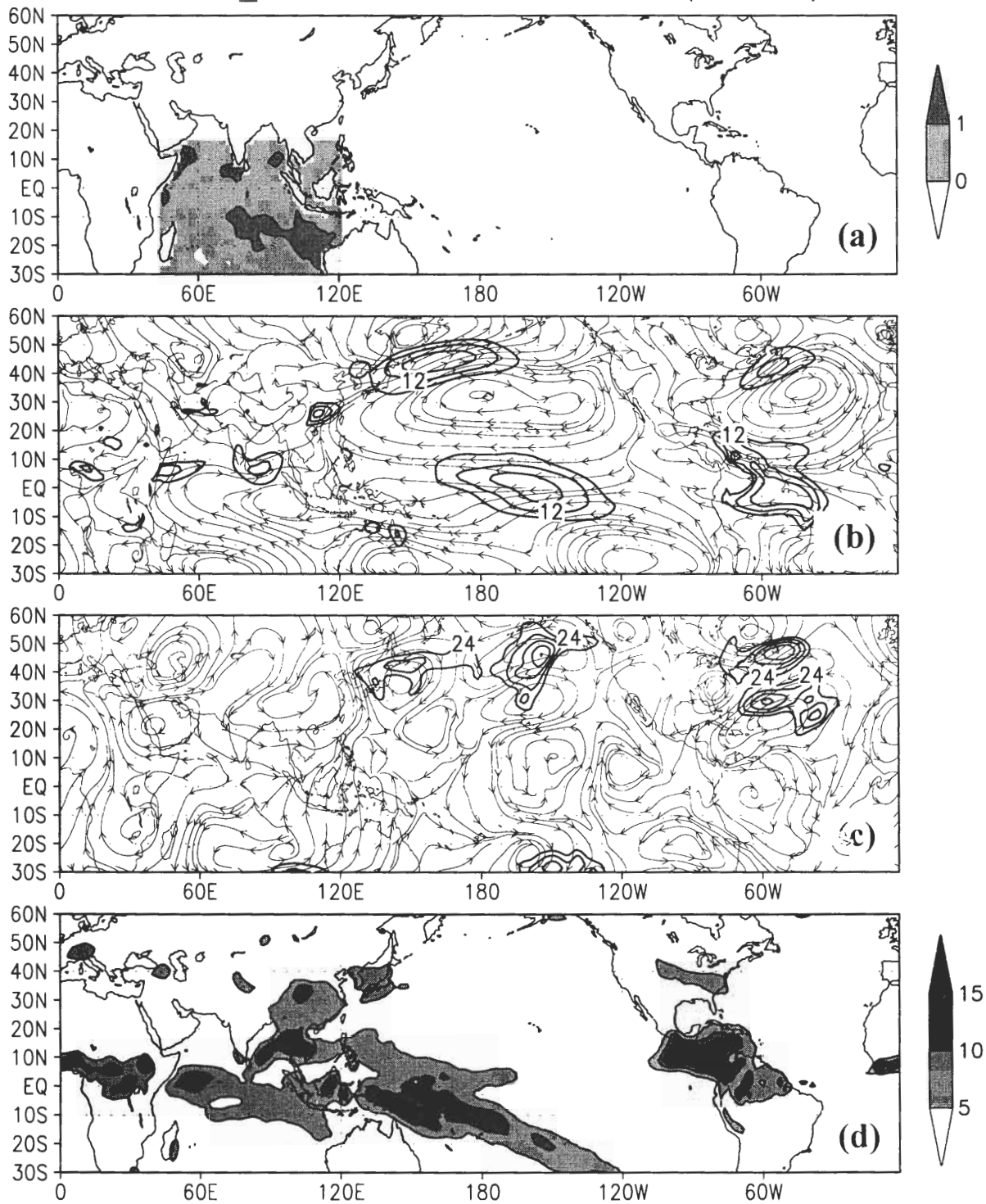


圖 9 北印度洋海溫實驗(7S_SST)之模擬結果。說明如圖 7。

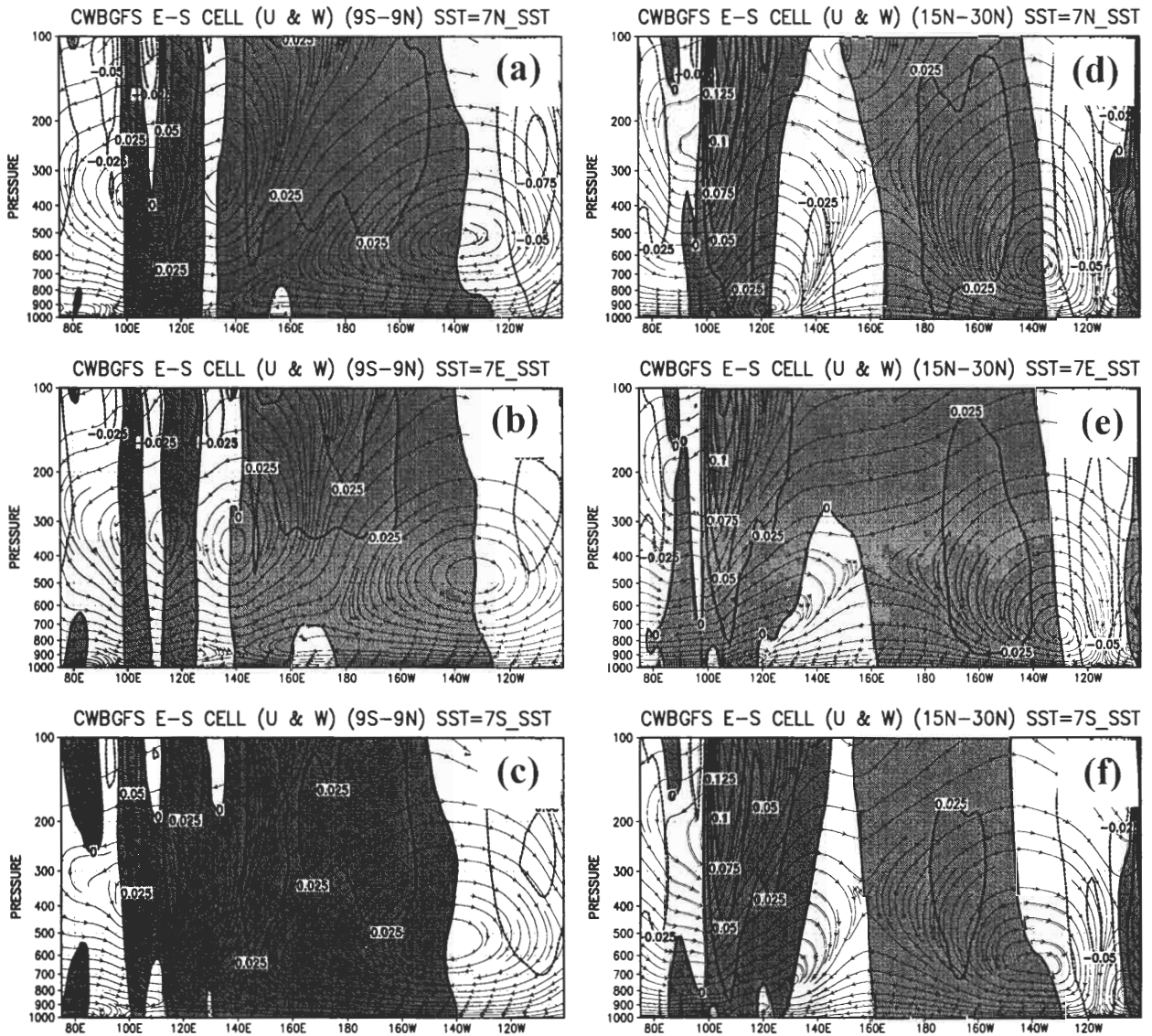


圖 10 實驗期間平均之赤道(左圖)及北半球低緯度(右圖)東西風及垂直運動氣流線之經向-垂直剖面圖。其中陰影區代表上升運動，等值線為垂直運動速度(m/s)。上、中及下圖分別為西北太平洋海溫實驗(7N_SST)、赤道東太平洋海溫實驗(7E_SST)及北印度洋海溫實驗(7S_SST)。

當西北太平洋增溫時，當地(120°E-150°E 及 20°N-50°N)之正向環流明顯增強，顯示有較強之南北能量傳送。此時低緯度上升氣流區的南移亦是重要的特徵。東半球之往南半球的正

向環流(150°W-120°W 及 10°S-10°N)亦同時增強，顯示亦對東南半球之環流有影響。

當赤道東太平洋海溫增加時，當地(150°W-120°W 及 20°S-10°N)之正向環流減弱，卻增加

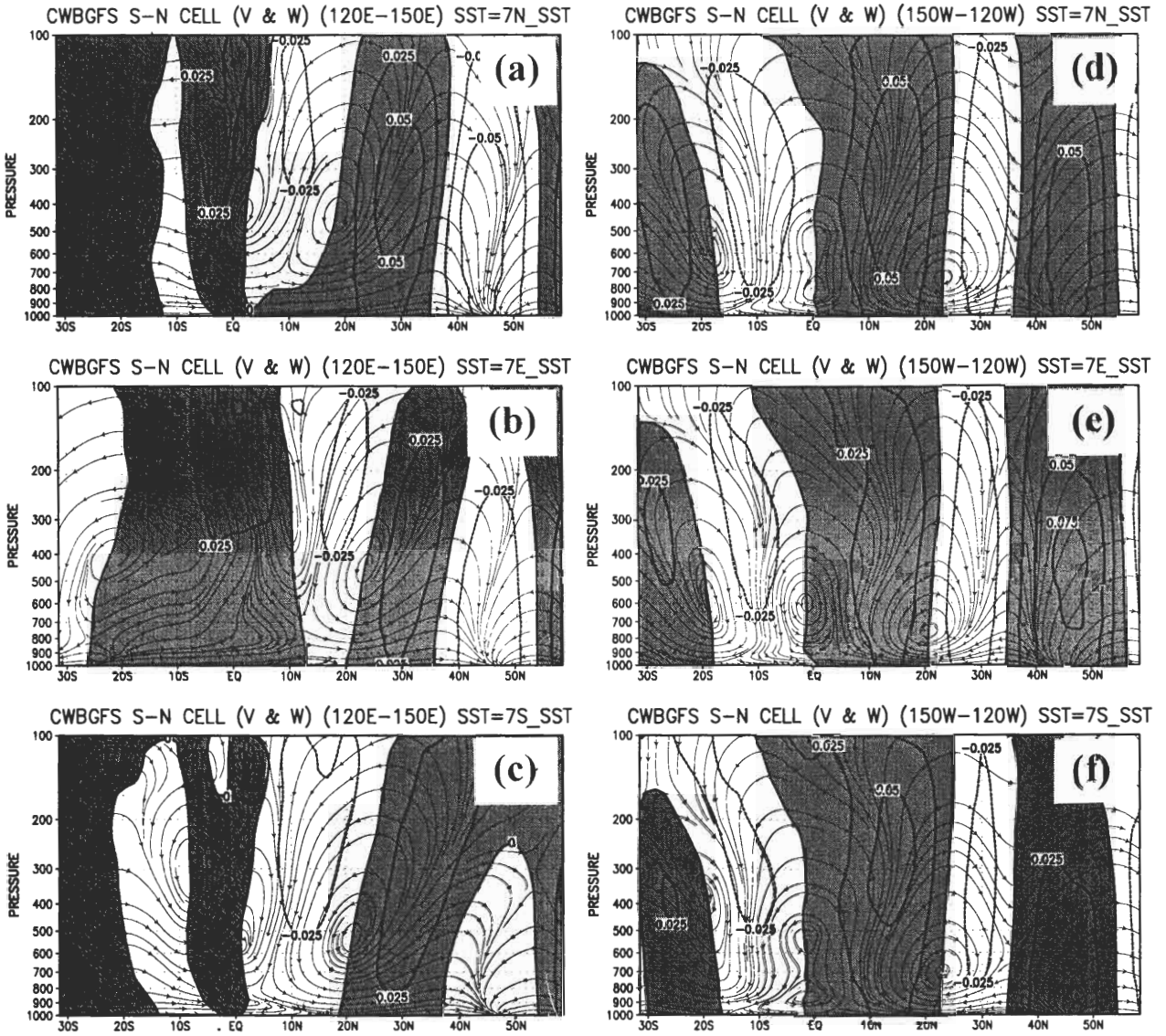


圖 11 實驗期間平均之西太平洋(左圖)及東太平洋(右圖)南北風及垂直運動氣流線之緯向-垂直剖面圖。說明如圖 10。

了西半球南半球哈德里環流之(上升運動)強度及往南之範圍。

北印度洋之加熱則造成當地之上升運動增強及赤道與 20°N 間之下降運動，環流之改變是相當局部地區的。

西太平洋之上升運動位置與降水的發生有

非常密切的關聯，如北半球低緯度上升運動與東亞之季風降水、赤道上上升氣流區與間熱帶輻合區降水等。因此當西北太平洋海溫增高，造成當地之上升氣流區東移及向南擴展，是使台灣及附近地區多雨的重要因素。

(五) 模擬結果與台灣地區降水觀測之比較

在這一節中，我們將之前的模擬結果應用於實際資料的分析上，主要目的在了解模擬結果的實用程度。

在此將 1951 年至 1998 年台灣地區 18 個測站總和之 5、6 月月平均降水，與此 48 年各月之平均相比較，區分為偏乾(D)及偏濕(W)。唯有在 5、6 月同時偏乾或偏濕時才稱為乾年或濕年，如表 1 之觀測平均所示。

另外，參考 NCEP 之 1950 年至 1997 年及 CWB 之 1998 年海溫分析資料，選取與本研究相同範圍之西北太平洋地區及赤道東太平洋地區，同樣以此 48 年之 5、6 月月平均為參考值定義出正距平及負距平。並根據本研究之模擬結果推論：當西北太平洋地區出現正距平時台灣地區為偏濕年(+)，或赤道東太平洋地區出現正距平時台灣地區為偏乾年(-)。當由海溫預測之偏乾或偏濕年是單獨出現時，將推論結果標示於表 1 之預報欄中。

結果顯示：推論與觀測在 48 年中有 8 年是相符合的。

對於推論成立的比例偏低是可理解的。從海溫之資料顯示，西北太平洋地區正距平與赤道東太平洋地區負距平經常是同時出現的，此時對台灣地區之影響就必需視其各別強度及其間之相互影響而定。另外 1998 年實驗中北印度洋的正距平並不明顯，因此在本研究中對東亞地區氣候上並無特別顯著的影響。至於其真正的影響，則還需更多的實驗研究。

七、結論及討論

為探討 1998 年夏季季風初建立時期，即 5 月 16 日至 6 月 15 日(簡稱實驗期間)，東亞大氣環流之特徵及海溫所扮演之角色，本研究使用中央氣象局全球波譜模式進行數值模擬之研究。

所有的模擬均以 5 月 1 日 00Z 為初始時間，進行 45 天之積分。由於中央氣象局最佳化分析之結果顯示東亞大氣環流在 5 月下旬後進入夏季形態，及模式之 500hPa 高度場及 850hPa 風場均顯示積分在 15 天後海溫之作用已非常明顯，因此各實驗均選取後 30 天之積分平均。

分析之資料顯示，1998 年實驗期間之環流主要特徵為低層太平洋副高環流較強(偏西)，南來氣流由北印度洋西風及太平洋副高環流所構成，主要位置在南海、菲律賓及台灣東方。與氣候值相比較，1998 年 5、6 月之低 OLR 區(低於 $220\text{W}/\text{m}^2$)有偏東的情形，與台灣地區在實驗期間之多雨是一致的。

本研究之模擬分為二部分，第一部分為真實海溫之模擬，第二部分為海溫之敏感度測試。各實驗均為 5 月中 7 個不同時間海溫之模擬的平均。

在真實海溫的模擬方面，850hPa 低層中太平洋赤道地區的東來氣流及中緯度之西風均較分析偏強，致使太平洋副高呈扁橢圓狀並向西擴張。再加上北印度洋之西風噴流偏弱，因此東亞地區之南來氣流位置偏西，出現在台灣西方及南海一帶。就降水分布來看，降水主要發生於太平洋副高之西緣、南來氣流區及赤道附近，與北半球中低緯度及赤道地區 OLR 之分布

表一 台灣地區西北太平洋海溫實驗及赤道東太平洋海溫實驗模擬結果與降水觀測之比較。其中 D 表觀測偏乾、W 偏濕；+ 表模擬偏濕、- 偏乾。陰影欄表推論與觀測相符的年份。

	5 月降水	6 月降水	觀測平均	西北太平洋	東太平洋赤道	預報
1998	W	W	W	+	-	
1997	D	W			-	-
1996	W	D				
1995	W	D			-	-
1994	W	D			-	-
1993	D	W			-	-
1992	D	D	D		-	-
1991	D	W		+	-	
1990	W	W	W	+	-	
1989	W	D		+		+
1988	W	D		+		+
1987	D	D	D		-	-
1986	W	W	W			
1985	W	W	W	+		+
1984	W	D				
1983	W	D			-	-
1982	D	W			-	-
1981	W	W	W			
1980	D	D	D		-	-
1979	W	W	W		-	-
1978	W	D				
1977	W	W	W		-	-
1976	W	D				
1975	W	W	W	+		+
1974	W	W	W			
1973	D	W		+		+
1972	W	W	W	+	-	
1971	D	D	D	+		+
1970	W	D		+		+
1969	D	W			-	-
1968	W	W	W	+		+
1967	W	D		+		+
1966	W	W	W			
1965	D	W			-	-
1964	D	W		+		+
1963	D	D	D	+		+
1962	D	D	D	+		+
1961	W	D		+		+
1960	W	W	W			
1959	D	W		+	-	
1958	D	D	D		-	-
1957	W	W	W		-	-
1956	D	D	D	+		+
1955	D	D	D	+		+
1954	D	D	D			
1953	W	W	W	+	-	
1952	D	D	D	+		+
1951	W	W	W	+		+

非常一致。由此可證明中央氣象全球波譜模式在 45 天積分尺度之預報能力，以及 5 月海溫分布對夏季季風初建立時期環流之重要影響。

海溫之敏感度測試分別以實驗期間出現在西北太平洋中緯度、東太平洋赤道及北印度洋地區之海溫正距平為對象。結果顯示：西北太平洋中緯度海溫正距平之作用，雖會造成低層太平洋副高環流中心向西偏但對北印度洋西風之增強更多，因此南來氣流移到台灣東方，造成台灣及附近海域之降水。1998 年初夏台灣地區在實驗期間之多雨，其中西北太平洋中緯度海溫之增溫應扮演著重要的角色。

東太平洋赤道海溫之正距平，則明顯加強太平洋副高的向西擴張，向西涵蓋到整個台灣地區甚至華南，因此東亞地區之降水偏向中國大陸。而北印度洋之增暖影響主要反應在北印度洋當地之降水及孟加拉灣低層反氣旋高壓之西移上。

就垂直結構來看，西北太平洋海溫之增加增加了太平洋海溫之東西方向梯度，對北半球低緯度及赤道地區東太平洋之東西向沃克環流與西太平洋中緯度之南北正向環流強度均有增強的作用。東亞大陸東方西太平洋區之低層上升運動加強及向南擴展，是台灣及其附近地區降水發生之有利條件。

當赤道東太平洋海溫增加時會減弱赤道地區東西方向之環流強度。此結果與 Molteni et al. (1993) 之北半球冬季時東赤道太平洋上的強冷海溫距平加強太平洋上之沃克環流，雖然在季節上不同但結論是相似的。

而北印度洋海溫之加熱作用所造成之改變則僅限於當地的環流。

Lau and Nath (1994, 1996) 之長時間積分結果指出熱帶太平洋海溫對於中緯度之大氣環流之作用大於副熱帶當地之海溫。但在本研究中西北太平洋之海溫距平對東亞地區大氣環流之影響是大於赤道東太平洋及北印度洋的。探究其原因，海溫距平之強度應是重要的因素。

當我們將模擬結果應用於台灣地區梅雨季實際降水的分布時，可發現預報能力是相當有限的。由於本研究中目前只考慮 1998 年 SCSMEX 實驗期間三個可能影響東亞地區環流的區域的海溫，雖能解釋 1998 年梅雨季台灣地區多雨之現象，但仍缺乏氣候上的代表性。在未來將繼續探討同時期其他年及其他海溫變化顯著區域之海溫對東亞地區的影響，以增加預報時參考的樣本。

海溫影響的複雜度，決非個別區域線性組合所能涵蓋。因此，我們將加強海溫分布與台灣地區梅雨季降水水歷史資料之分析，探討海溫變化與台灣地區降水多寡之相關情形，據此與數值模式之結果相驗證。

整體而言，本研究為中央氣象局全球波譜模式在短期氣候研究方面的初步嘗試，並嘗試將實驗結果與東亞地區梅雨季環流及降水分布之預報相結合。但因為季節轉換期間環流氣候特徵之探討其困難度是高於季節平均的，因此研究本身就仍具有相當的挑戰性。

致 謝

本研究承蒙中央氣象局科技中心提供所需之軟硬體設備，特此致謝。中央氣象局全球波譜模式的完成，是許多人通力合作的結果，在

此特別感謝曾經參與本模式研發的人員。研究期間，承蒙胡志文博士熱心的參與、陳雯美小姐在繪圖方面的協助，在此一併致謝。

參考文獻

- 汪鳳如，1992：E- ϵ 紊流閉合的多層邊界層參數化之數值研究。*大氣科學*，**20**，217-232。
- 陳建河，劉其聖，馮欽賜，汪鳳如與蕭志惠，1994：中央氣象局第二代全球波譜模式之介紹。天氣分析與預報研討會論文彙編，1-10。
- 陳隆勛，朱乾根，羅會邦，何金海，董敏與馮志強，1990：**東亞季風**。氣象出版社，北京，362PP。
- 馮欽賜，1992：輻射參數化模式之測試比較。*大氣科學*，**20**，387-404。
- 馮欽賜，1998：以三維氣候模式探討卷雲對氣候系統之調節與反饋。國立台灣大學博士論文，140 頁。
- 鄭明典，1994：大尺度模式物理參數化之研究。國科會研究報告，NSC83-0202-M-052-007。
- 鄭明典，1995：全球模式模擬東亞西南季風之研究。國科會研究報告，NSC84-2111-M-052-006-AP4。
- 蕭志惠，1994：次網格地形效應對中央氣象局第二代全球模式之影響。天氣分析與預報研討會論文彙編，143-152。
- 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, J.-M., C.-T. Fong, F.-J. Wang, C.-H. Shiao, J.-H. Chen, and M.-D. Cheng, 1998: Climate characteristics of the CWB global forecast system: Hydrological processes and atmospheric circulation. Submitted to *Terr. Atmos. and Ocean. Sci.*
- 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.
- Detering, H. W., and D. Etling, 1985: Application of the E- ϵ turbulence model to the atmospheric boundary layer. *Bound.-Layer Meteor.*, **33**, 113-133.
- Harshvardhan, R. D., D. Randall, and T. G. Corsetti, 1987: A fast radiation parameterization for atmospheric circulation models. *J. Geophys. Res.*, **92**, 1009-1016.
- 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.
- 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.
- Hsu H.-H., 1996: On the first transition of Asia summer monsoon. 第五屆全國大氣科學學術研討會論文彙編，39-41。
- Kushnir, Y., and N.-C. Lau, 1992: The general circulation model response to a North Pacific SST anomaly: Dependence on time scale and pattern polarity. *J. Climate*, **5**, 271-283.
- Lau, K. M., and M. T. Li, 1984: The monsoon of East Asia and its global associations — A survey. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **65**, 114-125.
- Lau, N.-C., and M. J. Nath, 1994: A modeling study of the relative roles of tropical and extratropical SST anomalies in the variability of the global atmosphere-ocean system. *J. Climate*, **7**, 1184-1207.
- — —, and — — —, 1996: The role of the "atmospheric bridge" in linking tropical Pacific ENSO events to extratropical SST anomalies. *J. Climate*, **9**, 2036-2057.
- Liou, C. S., J. H. Chen, C. T. Terng, F. J. Wang, C. T. Fong, T. E. Rosmond, H. C. Kuo, C. H. Shiao, and M. D. Cheng, 1997: The second generation global forecast system at the Central Weather Bureau in Taiwan. *Wea. And For.*, **12**, 653-663.
- Louis, J. F., M. Tiedtke, and J. F. Geleyn, 1982: A short history of the operational PBL

- parameterization at ECMWF. ECMWF Workshop on Planetary Boundary Parameterization, 25-27 Nov. 1982, 59-79.
- Molteni, F., L. Ferranti, T. N. Palmer, and P. Viterbo, 1993: A dynamical interpretation of the global response to equatorial Pacific SST anomalies. *J. Climate*, **6**, 777-795.
- Moothi, S., and M. J. Suarez, 1992: Relaxed Arakawa-Schubert: A parameterization of moist convective for general circulation models. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 978-1002.
- Palmer, T. N., G. Shutts, and R. Swinbank, 1986: Alleviation of a systematic westerly bias in general circulation and numerical weather prediction models through an orographic gravity wave drag parameterization. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **112**, 1001-1039.
- Peng, S., W. A. Robinson, and M. P. Hoerling, 1997: The modeled atmospheric response to midlatitude SST anomalies and its dependence on background circulation states. *J. Climate*, **10**, 971-987.
- Tiedtke, M., 1984: The sensitivity of the time-scale flow to cumulus convection in the ECMWF model. ECMWF Workshop on Convection in the Large-scale Numerical Models, 28 Nov.-1 Dec. 1983, 297-316.
- 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.
- Yanai, M., and C. Li, 1994: Mechanism of heating and the boundary layer over the Tibetan Plateau. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 305-323.

Simulation of the East Asian Monsoon Circulation During May-June 1998 and its Sensitivity to SST Anomalies

**Chih-Hui Shiao Chin-Tzu Fong Jen-Her Chen
Feng-Ju Wang Jau-Ming Chen**

Research and Development Center, Central Weather Bureau

(Manuscript received 30 June 1999 ; in final form 14 September 1999)

ABSTRACT

In this study, the Central Weather Bureau (CWB) global spectral model (T79L18 version) is employed to simulate the East Asian monsoon circulation and precipitation during the 1998 early summer (16 May to 15 June).

A set of 7 perpetual experiments is performed with the same initial condition, but with different SST boundary condition which is fixed during the integration. Every perpetual experiment is integrated for 45 days and the mean states of the last 30 model days integration are analyzed to evaluate the model predictability. Overall, the model simulates reasonably the observed large-scale circulation features, as well as the precipitation distribution.

In the sensitivity test, three sets of 7 perpetual experiments are conducted to study the relative importance of SST anomalies over the northwestern Pacific, the equatorial eastern Pacific, and the northern Indian Ocean to the East Asian monsoon system. The results show that the East Asian circulation and precipitation are more sensitive to the northwestern Pacific SST anomaly than the other two SST anomalies. Taiwan area tends to be wet when the northwestern Pacific SST anomaly is positive and tends to be dry when the equatorial eastern Pacific SST anomaly is positive.

Key words : East Asian summer monsoon, Global spectral model, SST