

交通部中央氣象局委託研究計畫成果報告

台灣地區中長期雨量預報技術之改進與整合

946m02.pdf

計畫類別：國內 國外

計畫編號：MOTC-CWB-94-6M-02

執行期間： 94 年 1 月 1 日至 94 年 12 月 31 日

計畫主持人： 陳正達

執行單位： 國立台灣師範大學

中華民國 94 年 12 月

交通部中央氣象局 委託研究計畫年度期末報告

計 畫 名 稱	中文：台灣地區中長期雨量預報技術之改進與整合 英文：The development of seasonal rainfall forecast system for Taiwan and surrounding region (II)
計 畫 編 號	M O T C - C W B - 9 4 - 6 M - 0 2
受 委 託 機 關	國立台灣師範大學
計 畫 主 持 人	姓名：陳正達 單位：地球科學系 職位：教授兼系主任
委 託 機 關	中央氣象局科技中心

摘要

本計劃在先期計畫的架構之下，以預測海溫為邊界條件進行長時期之資料庫更新。在程式庫之維護、校驗與建立方面，除了持續利用先期計畫中所採用之檢驗方式，針對新的資料庫進行預報技術的檢驗之外，更加入新的機率預報方式，進行短期氣候預報技術之比較與研發工作，並針對今年冬季（2005/2006）降水進行實驗性預報。

結果顯示，降水氣候場相同模式在 Hindcast 實驗模擬與 AMIP 實驗結果差異性不大。然而在透過多種統計分析工具診斷之後發現，相對於 Hindcast 結果，AMIP 實驗之結果較接近觀測，其原因之一可能在於 Hindcast 所使的下墊面條件為預測海溫進行模擬之結果。

在預報技術的比較上，模擬與觀測距平值時間序列的相關係數分佈圖、GSS 和 Prob-GSS 有相當程度的近似，對整個東亞地區而言，大多數模式對冬季的降雨均較夏季好，在冬季，各個模式對於副熱帶洋面以及由日本外海至華中、南區這些主要降雨帶有較佳的模擬表現，不過各個模式的表現仍有些差異。

在針對今年（2005/2006）冬季地區降水之實驗性預報結果方面，無論是決定性預報、系集平均三分法或是機率預報結果，今年東亞地區降水預報呈現低於正常年的訊號，至於台灣地區附近，則是接近正常偏低的訊號。

目錄

摘要

一、前言 -----01

二、使用資料及評估方法 -----04

 2.1 觀測資料 -----04

 2.2 模式資料 -----04

 2.3. 評估方法 -----04

三、AMIP 與 Hindcast 氣候場的比較 -----08

 3.1 氣候值 -----08

 3.2 Taylor diagram -----13

 3.3 小結 -----16

四、AMIP 與 Hindcast 預報技術之分析比較 -----17

 4.1 距平值時間序列的相關係數分佈圖 -----17

 4.2 Gerrity Skill Score ; GSS -----19

 4.3 Probability Gerrity Skill Score ; Prob-GSS -----21

 4.4 小結 -----23

五、2005/2006 東亞地區冬季降水實驗性預報 -----24

 5.1 決定性預報結果 -----24

 5.2 三分法預報結果 -----26

 5.3 機率性預報結果 -----28

 5.4 小結 -----29

六、結語 -----31

七、參考文獻 -----33

附錄

一、 前言

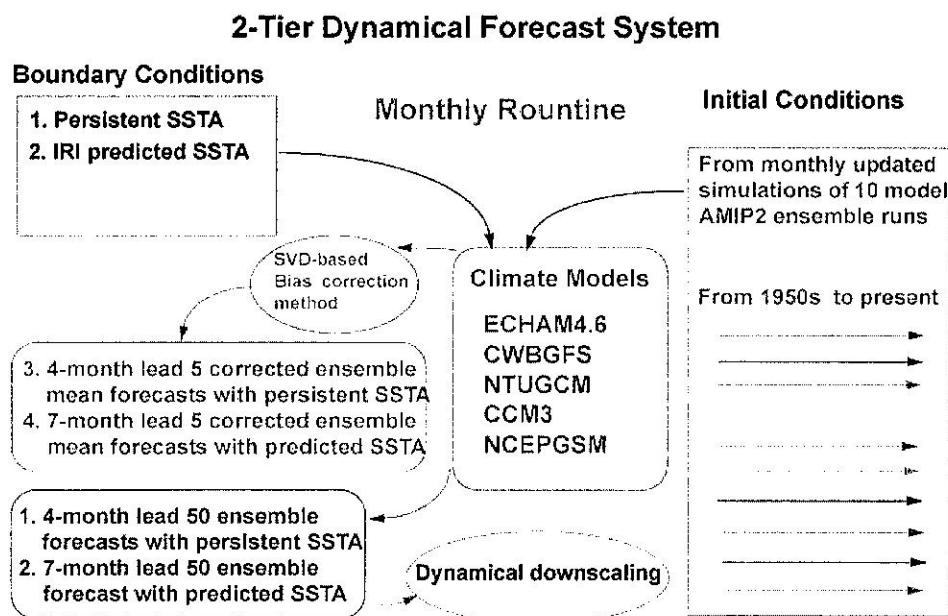
過去十數年來，對經由如熱帶海洋全球大氣研究（Tropical Oceans Global Atmosphere; TOGA）與延續其精神的氣候變異與可預報度研究（Climate Variability and Predictability; CLIVAR）中的主軸計畫—全球海洋大氣陸地系統（Global Ocean Atmosphere Land System; GOALS）等國際合作計畫的持續推動，對於聖嬰/南方振盪（El Nino/Southern Oscillation; ENSO）的基本動力機制的了解有相當長足的進步，而有能力模擬聖嬰現象的數值模式，也從簡單的機制模式推展到完整複雜的大氣海洋耦合模式，透過這些全球大氣與海洋科學界的研究努力，目前相關作業與研究單位已經可以在一個季節之前，相當準確地預報熱帶太平洋上的聖嬰事件（Barnett et al., 1988; Latif et al., 1994; Latif et al., 1998）。如果大氣下墊面的特殊分布型態，對於氣候系統有顯著的影響（迫使氣候異於常態），而且影響的方式，有一定的脈絡可循，那麼季節的氣候預報（非確定預報）就有其科學的基礎，這其中尤為顯著的例子便是海面溫度的年際變化，亦即 ENSO 現象所造成的全球氣候影響。

Palmer and Anderson (1994) 在其季節預報回顧文章中，也強調超過綜觀尺度天氣的確定性可預報平均極限的預報還是有可能，(i) 因為時間平均的大氣環流要比其在某個特定時間的狀態可預報，(ii) 因為有些環流型態要比平均狀態可預報，(iii) 因為緩慢而且可預報的下邊界變化（特別是海面溫度）會影響大氣環流的狀態與特性。雖然 ENSO 發生在熱帶太平洋，不過所造成的影響並不只是局部地區，而且是全球氣候，近年來，科學界對於這些影響與遙地相關的特性也有更深入的理解與認識（Ropelewski and Halpert, 1987; Trenberth et al., 1998），因此成功的聖嬰事件預報可以提供非常有用的資訊，以減少重大自然氣候變動（如旱澇與極端冷熱）所造成的影響與災害。

然而，整個台灣地區與東亞氣候的演變，除了受到 ENSO 的影響以外，其他邊界或內部動力作用的交互影響，例如準雙年振盪（Tropospheric

Biennial Oscillation, TBO; Meehl, 1994; Shen and Lau, 1995)、季內振盪 (Intraseasonal Oscillation, ISO; Wang and Rui, 1990; Madden and Julian, 1994; Chen et al., 2000)、地表過程 (Yasunari, 1991; Webster and Yang, 1992) 等，使得季節氣候預報的問題變得更加複雜，可以預期的是，台灣地區與東亞季風氣候的季節預報要比 ENSO 及受 ENSO 更直接影響的太平洋北美必區的預報更加困難。

在過去以大氣模式比對計畫 (AMIP; Gates, 1992) 的模式積分方式，用觀測海溫驅動大氣環流模式的模擬工作，在國內已經累積了相當多的經驗，模擬的結果也一向被用來分析東亞區域氣候的特性與變動，因此可以充分運用這個方式進行與發展區域中長期雨量預報。圖一是對個別模式而言的基本二階段動力預報系統架構，此預報輔助系統在每個月初固定地啓動氣候預報，因應上述氣候預報對初始條件的不確定性，預計在此預報系統中，參與之五個模式將各自使用十個系集成員，每個成員都是以大氣模式比對計畫的模式積分方式，自 1955 年 12 月連續積分至最新近的一個月，成員之間的差異只是由略為不同的初始條件所造成的，運用觀測資料驅動的系集成員模擬最新資料，則可以做為短期氣候預報的初始條件。



圖一 二階段動力預報系統概念流程圖

上個年度的先期計畫中，預測資料之比對資料庫主要以大氣比對計畫之預測海溫為邊界條件所驅動之模式輸出作為各變數氣候場來源。首先針對模式於東亞地區冬夏季降水進行一較為全盤性之分析，再者，分析模式於台灣附近地區降水之掌握能力，最後分析模式於東亞地區降水年際變化之掌握狀況。結果顯示，五個大氣模式對於東亞地區降雨的模擬，其空間分佈之差異不大，在冬季，最主要的誤差均是在赤道至北緯十度間有一明顯的正距平帶，而到了夏季，此一正距平帶便往北移至北緯十度至二十度之間，且其北邊及南邊均伴隨著負距平的出現，此種特性在上述幾個個模式中均可見，差別的只是距平帶的範圍或強度有些微不同。

大部分模式對於台灣附近之降水模擬以冬季之結果與觀測相似，夏季則是普遍呈現反相位的走勢。另外在降水強度上，除了 ECHAM4 模式外，大部份模式之降水距平值變化大都低於觀測，另外在極端降水的模擬方面，模式均無法正確掌握其強度。而在年際變化的表現上，模式對於台灣附近降水之訊號微弱，主要正相關區域出現於西太平洋地區。整體而言，模式對於冬季降水之掌握，無論是在分佈區域或是降水強度上，其模擬能力均較夏季為高。然而，先期計畫中之結果，是以觀測海溫作為下墊面之驅動力，並非實際作業之預測海溫。

有鑑於此，本期計畫將對於資料庫進行全面更新，除了原先之 AMIP 資料庫之外，將以美國環境預測中心氣候預報系統（National Center Environmental Prediction，簡稱 NCEP_CFS, Saha et. al. 2005）所產生之預報海溫進行大量後報（簡稱 Hindcast）資料庫之建立，藉以確保所有預測流程之一致性。

本報告主要分成七個部份，首先為前言，再者為資料與分析方法，第三部份是 AMIP 與 Hindcast 氣候場之比較，第四部份為 AMIP 與 Hindcast 預報技術之分析比較與機率預報結果，第五部份則是針對 2005/2006 年冬季進行實驗性預報，第六部份為結語，第七部份則是參考文獻。

二、使用資料及評估方法

2.1 觀測資料

在觀測資料方面，本研究使用了全球降雨氣候計畫(Global Precipitation Climatology Project, GPCP)月平均降雨資料，水平解析度為 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ (將其差分至 T42)，資料長度為 1981 年 1 月到 2005 年 4 月，詳細資料內容，請參見 Huffman et al.(1997)。

2.2 模式資料

在模式資料方面，本研究以美國環境預報中心耦合預報系統(NCEP/CFS)的 Hindcast (後報)海溫預報資料，完成 5 個模式 5、11 月從 1981 年至 2004 年的系集後報(Hindcast)實驗。5 個模式包括德國馬克斯普朗克氣象研究所的 ECHAM4.6 氣候模式、中央氣象局的全球大氣模式(CWB/GFS)、台灣大學的 NTU/GCM、美國大氣研究中心的 CCM3(NCAR/CCM3)以及美國大氣海洋總署環境預報中心的 GSM(NCEP/GSM)，且每個模式均包括 10 個系集成員，在 93 年度的先期計畫中，參與計畫的四所大學分別運用不同大氣環流模式完成兩階段的動力系集 AMIP2 實驗，提供後報(Hindcast)實驗所需的初始狀態。水平解析度為三角截取 42 波 (Triangular truncation 42 wavenumbers, T42)，對應東西方向 2.8125° 網格點，南北方向 64 個高斯網格點。以上 5 個模式的動力氣候預報均是使用所謂的二階段法 (two-tier, Bengtsson et al., 1993)。

除了上述 5 個二階段動力預報模式，本研究同時分析美國國家環境預報中心 (NCEP)所發展的耦合氣候預報系統(Coupled Climate Forecast System;CFS)的後報 (hereafter Hindcast)結果。

2.3 評估方法

(1) Taylor Diagram :

在模式資料與觀測資料的比較上，我們也使用了 Taylor Diagram 進行較客觀之統計量分析。Taylor Diagram 為 Taylor (2001) 所設計。其中所使用之統計量

有模式與觀測間之空間相關係數值、均方根誤差以及標準差。模式 (f) 與觀測 (r) 間之相關係數 (R) 為：

$$R = \frac{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (f_n - \bar{f})(r_n - \bar{r})}{\sigma_f \sigma_r},$$

其中 \bar{f} 和 \bar{r} 各自為模式與觀測之平均值， σ_f 和 σ_r 則分別為模式與觀測之標準差。若 R 值越高，則表示模式與觀測間之空間分佈越類似。

另一個用來比較模式與觀測之季內擾動振幅的物理量為方均根誤差 (Root Mean Square Error，簡稱 RMSE)，RMSE (E) 之表示方法為：

$$E = \left[\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (f_n - r_n)^2 \right]^{1/2},$$

扣除模式與觀測間主要之平均誤差：

$$\bar{E} = \bar{f} - \bar{r}$$

使 RMSE 成為：

$$E' = \left\{ \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N [(f_n - \bar{f}) - (r_n - \bar{r})]^2 \right\}^{1/2},$$

其中 $E^2 = \bar{E}^2 + E'^2$ ，

又三角函數之餘弦定理中：

$$c^2 = a^2 + b^2 - 2ab \cos \phi,$$

因此

$$E'^2 = \sigma_f^2 + \sigma_r^2 - 2\sigma_f \sigma_r \cos \phi$$

其中 a, b 和 c 為三角形之三邊長，而 ϕ 則為 a、b 之夾角。比較以上二式發現，兩者有相同的關係式，而 Taylor Diagram 即是建構在此 R、E'、 σ_f 和 σ_r 間的幾何關係上。透過 Taylor Diagram 進行多個模式資料與觀測資料間的比較，將可清楚表現出模式與觀測間所存在之擾動振幅、空間變動與空間分佈上之異同。關於 Taylor Diagram 的應用，Taylor (2001) 於其文章中有詳盡之說明。

(2) 距平值分佈的相關性 (Anomaly Pattern Correlation ; APC) :

$$APC = \frac{\{(X - [X])(Y - [Y])\}}{\sqrt{\{(X - [X])^2\}\{(Y - [Y])^2\}}}$$

(其中[]表示所有點的時間平均(氣候值)；而{ }則為所有時間累加)。

(3) Gerrity Skill Score ; GSS

一般來說，對於預報資料之驗證，其常用之方法為技術得分 (Skill Score)，許多計算技術得分的方法因此而因應而生 (Heidke (1926) skill score、Peirce (1884) skill score、Gandin and Murphy (MWR 1992)、Gerrity (MWR 1992))，而其中則以

Gerrity skill score (簡稱GSS) 較為常用。其計算公式為： $GSS = \sum_{i=1}^k \sum_{j=1}^k P_{ij} S_{ij}$ ，其中

i 為觀測之分類組數 (如偏高、正常與偏少，則 i=3)，j 則為模式之分類組數，通常與 i 相等。而 P_{ij} 為預測之命中機率， S_{ij} 為一得分矩陣，在本研究中，對於區域降雨的事件分類，採取簡單的三分法，由氣候資料排序決定 30% 多雨、40% 正常、30% 少雨的界線，此得分矩陣 $S_{ij}=1/21[29 -6 -21 ; -6 9 -6 ; -21 -6 9]$ ，乘上此一矩陣的用意是，對於命中或未命中的情況，依據模式預報與實際結果誤差給予獎勵或懲罰，例如實際情況是偏乾，對於正確的預測偏濕當然給予較大的獎勵，但對於預測偏濕則給予懲罰，而對於預測正常則給予較小懲罰。

在本研究中，採取交叉比對的方式，亦即決定某年偏高、正常或是偏少的方式是將該年本身去除，利用除了本身之外的 22 年 (全部時間長度為 1981 年至 2003 年)，將觀測及模式預報資料分別重新編排 (由大至小)，取排序第 7 之數值做為偏多的門檻，排序第 16 的數值做為偏少的門檻。依據此高低門檻，判斷該年為偏乾、正常、偏濕的類別。藉此便可直接計算模式預測在 1981 至 2003 年這 23 年之命中率，觀測及模式預測在同一類別中定義為命中，命中率 = (命中) ÷ (未命中 + 命中)。因此，由上可知，最完美的預報得分 $GSS=1$ ，即完全命中，而 $GSS=0$ 則表示無預報技術， GSS 值若小於 0，則表示其預報技術低於隨機預報。

(4) Probability Gerrity Skill Score ; Prob-GSS

和前面提過的 GSS 不同處是，(1)決定高低門檻的方式；(2)判別模式預測為偏高、正常或是偏少類別的方法。有別於之前利用系集平均定義出高低門檻，在這裡則是將每個模式的 10 個系集成員一併考慮，在本研究中，由於採取交叉比對的方式，亦即使用除了本身之外的 22 年(全部時間長度為 1981 年至 2003 年)，則有 $22(\text{年}) \times 10(\text{系集成員}) = 220$ 筆資料，用來定義判別某年類別的高低門檻(由大到小排序第 66、155 筆資料)。而在判別某年模式預測類別方面，之前是直接依據系集平均的結果，和其高低門檻比較得到，現在則是根據 10 個系集成員各自的預測結果和定義出的高低門檻比較，再藉由 10 個系集成員落於偏高、正常或是偏少類別的個數來決定該年的類別，例如某年有 4 個系集成員預測偏多、4 個預測正常、2 個預測偏少，則判定該年為偏多，此外，一些較特別的例子如 4 個系集成員預測偏多、2 個預測正常、4 個預測偏少，則判定該年為正常類別。除了決定高低門檻及判別模式預測為偏高、正常或是偏少類別的方式不同，Prob-GSS 的算法仍是和先前提過的 GSS 相同。

三、AMIP 與 Hindcast 氣候場的比較

3.1 氣候值

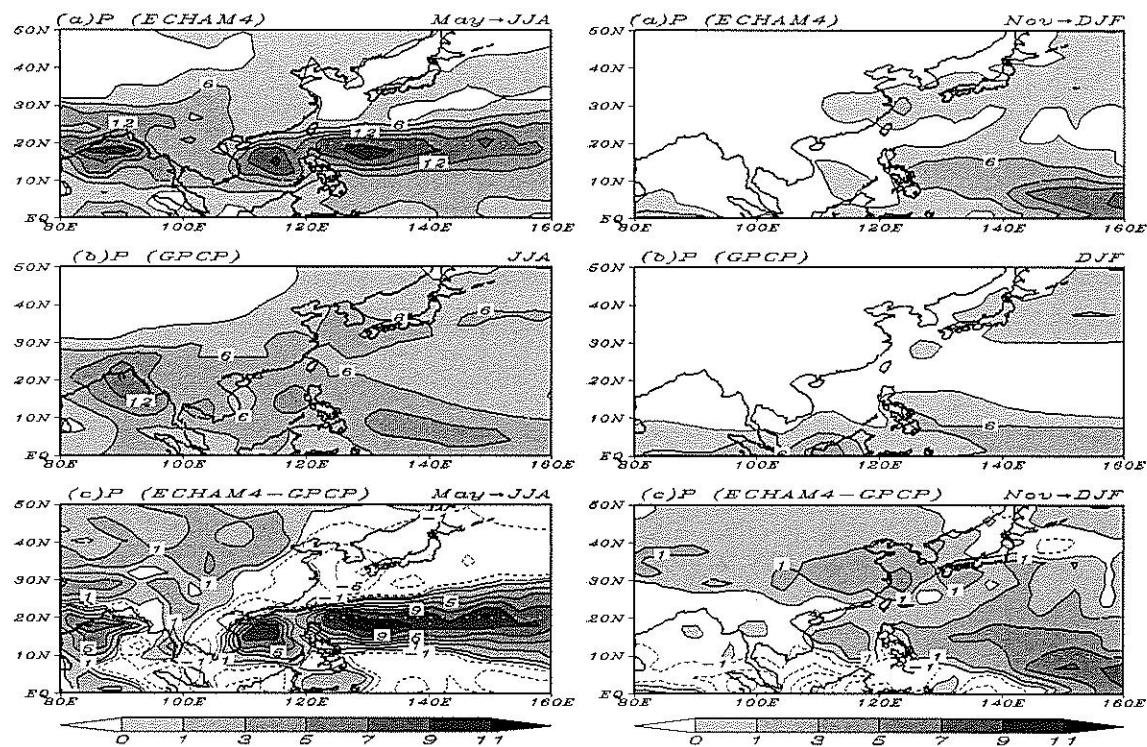
首先將觀測及模式模擬結果做三個月的滑動平均，分別逐月看各個模式的月平均降雨表現。選擇評估區域為東亞地區(80°E – 160°E , Eq– 50°N)。

a. ECHAM4.6

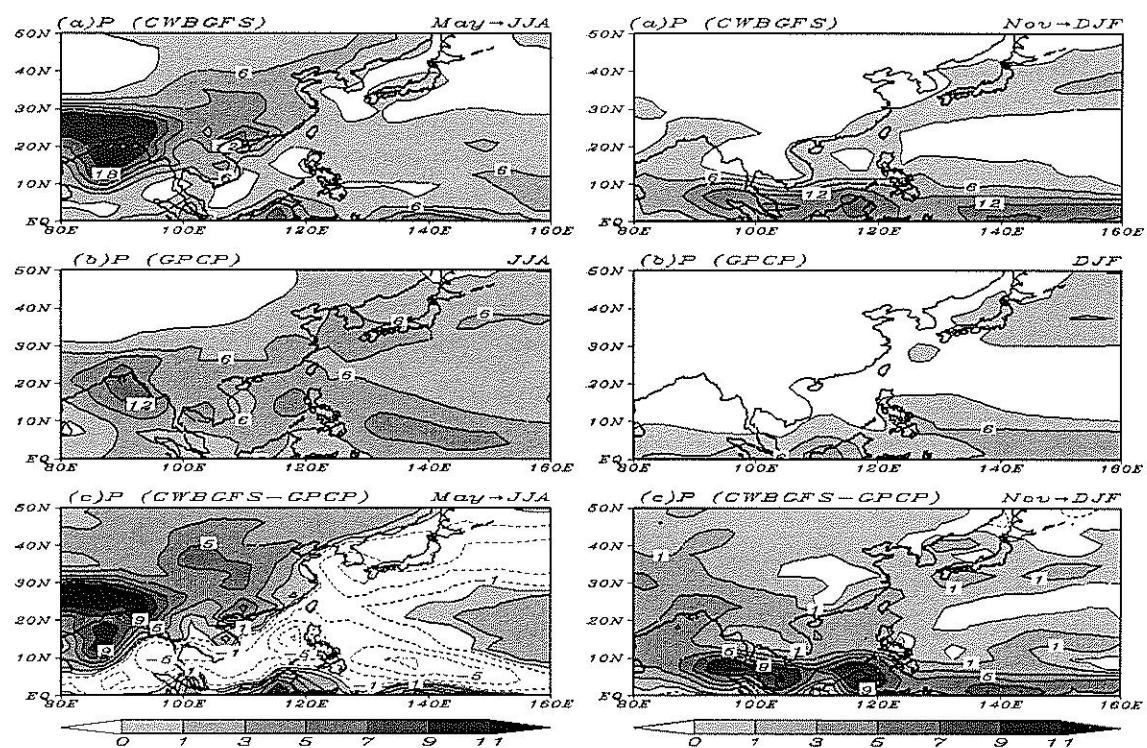
ECHAM4 模式 Hindcast 實驗模擬冬夏季降水的情形如圖二 a，由圖可看出，Hindcast 實驗模擬出的降雨型態分佈大致和 AMIP2 實驗結果相似，在冬季，中緯度以北有一小正距平，低緯近赤道地區亦有降雨正距平，在夏季，觀測主要降雨帶為孟加拉灣、中南半島、菲律賓至西太平洋暖池，大致為西北至東南的分佈，但模式模擬的主要降雨帶明顯集中在副熱帶地區顯呈現一水平分佈，主要正距平區出現在陸地，海洋上則多為負距平值，但有一較明顯($5\sim 9\text{mm/day}$)的正距平區出現在副熱帶海洋地區。Hindcast 實驗結果稍有不同的地方是在冬季，印度洋地區的降雨距平值由 AMIP2 實驗中的正距平值轉為正常至負距平值，而台灣地區附近的正距平值也變大了一些($0\sim 1\text{mm/day}$ 變為 $1\sim 2\text{mm/day}$)，在夏季，Hindcast 實驗結果在孟加拉灣地區的正距平區域範圍加大且延伸至赤道，西太平洋地區上的正距平區的極值也由 $5\sim 6\text{mm/day}$ 增加至 9mm/day 。

b. CWB/GFS

圖二 b 是 CWB/GFS Hindcast 實驗模擬東亞地區夏冬季降水的水平空間分佈情形。在冬季，和 AMIP2 實驗模擬結果類似，CWB/GFS 的模擬降雨量在東亞地區有高估的現象，但誤差範圍變大且誤差值也變大，而在夏季，可以明顯看出降雨分佈有很大的不同，儘管降雨帶仍有隨季節往北移動，在 AMIP2 實驗中南半島往東延伸至西太平洋地區之降雨明顯減弱，有向觀測趨近的現象，但西太平洋暖池之降水卻未能掌握，且孟加拉灣的降水更是明顯高估，大致呈現為一陸地多雨海上少雨的分佈型態，最大誤差出現在孟加拉灣地區有高達 9mm/day 以上的正距平值，而在台灣地區附近，CWB/GFS 的模擬結果，明顯由 AMIP2 實驗模擬中的 $+4\sim 5\text{mm/day}$ 變小成為 Hindcast 實驗模擬中的 $0\sim 1\text{mm/day}$ 。



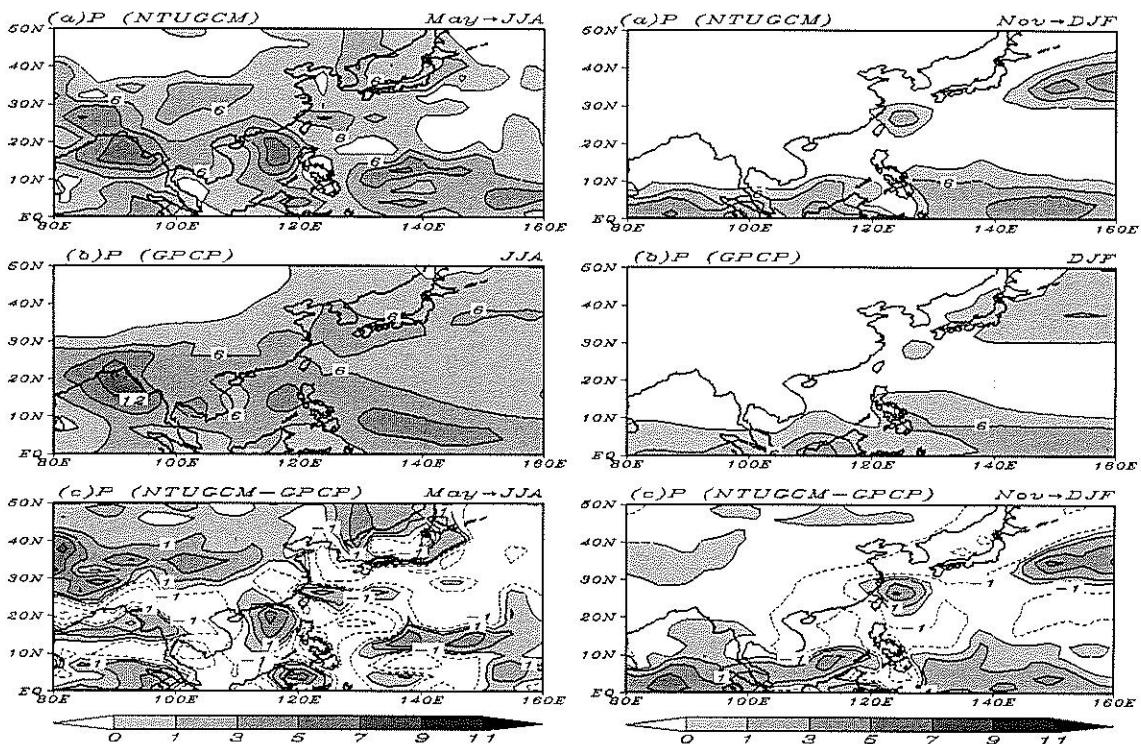
圖二 a、 ECHAM4.6(上)和 NCEP(中)及差異(下)；降雨(左：JJA)(右：DJF)。



圖二 b、CWB/GFS(上)和 NCEP(中)及差異(下)；降雨(左：JJA) (右：DJF)。

c. NTU/GCM

下圖一 c 是 NTU/GCM Hindcast 實驗模擬東亞地區夏冬季降水的水平空間分佈情形，不論是在夏季或冬季，Hindcast 實驗的模擬結果和 AMIP2 的模擬結果均相似，在冬季，熱帶地區附近的誤差值由 5mm/day 左右變為 1~3mm/day 台灣附近區域的正負距平梯度似乎變大，和之前 AMIP2 實驗的梯度分佈也稍有不同。在夏季，孟加拉灣行經中南半島至西太平洋暖池區這個主要降雨帶大致能夠掌握，在 AMIP2 實驗中誤差較大的地方西太平洋近熱帶地區及印度洋地區的正距平值變小，但是陸地上的誤差變大，台灣地區附近，則是呈現一個由東北-西南走向的正-負-正距平分佈。

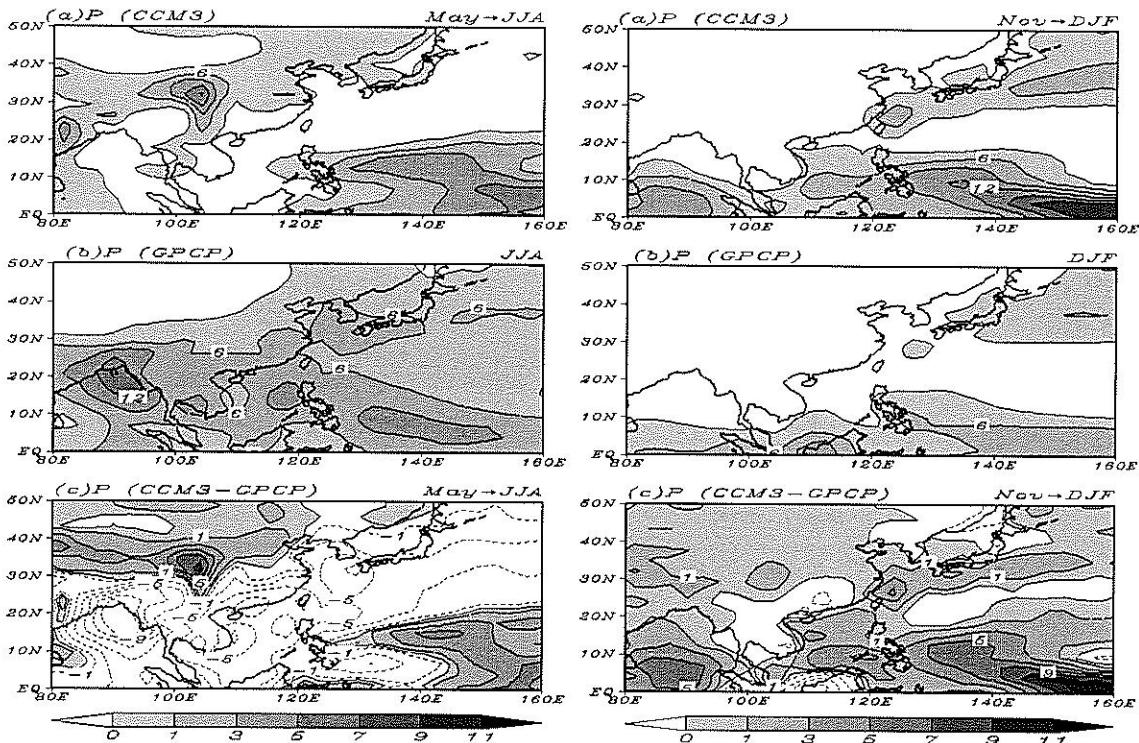


圖二 c、NTU/GCM(上)和 NCEP(中)及差異(下)；降雨(左：JJA)(右：DJF)。

d. NCAR/CCM3

圖一 d 是 NCAR/CCM3 Hindcast 實驗模擬東亞地區夏冬季降水的水平空間分佈情形。冬季的主要降雨仍是在海上，且整個東亞地區有明顯偏多的情況，而在夏季，華中地區降水的高估以及華南地區往東延伸經過台灣直至日本東部外海的

狹長降水區低估的情形依然存在，主要的降雨型態，由孟加拉灣、中南半島、菲律賓至西太平洋暖池，所形成西北-東南走向的連續降雨帶，並未能完全掌握，對於孟加拉灣及南海地區等區的降雨有低估的情況，對於西太平洋近赤道地區，有掌握到降雨的型態，但強度稍嫌過大，針對台灣附近區域而言，NCAR/CCM Hindcast 實驗模擬和 AMIP2 實驗模擬的結果相似，均是季為負距平，冬季為正距平的情況。

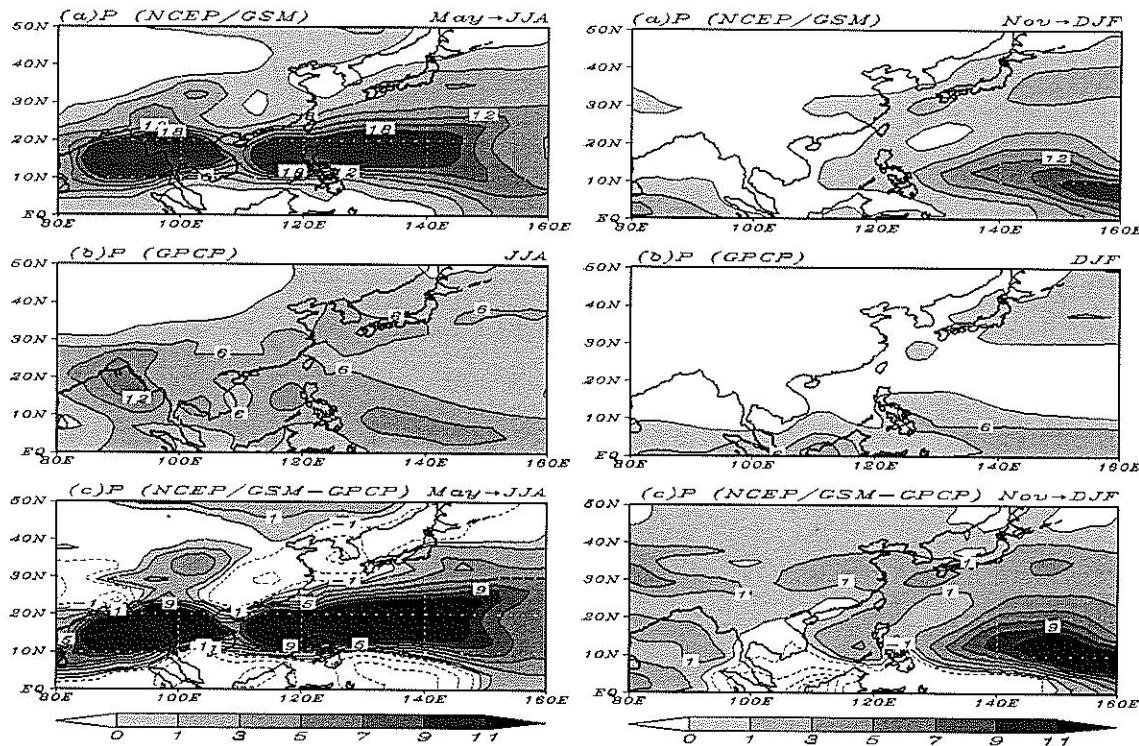


圖二 d、NCAR/CCM3(上)和 NCEP(中)及差異(下)；降雨(左：JJA)(右：DJF)。

e. NCEP/GSM

圖二 e 是 NCEP/GSM Hindcast 實驗模擬東亞地區夏冬季降水的水平空間分佈情形。不論是在冬季或是夏季，NCEP/GSM Hindacst 實驗模擬的氣候值和 AMIP2 實驗模擬結果均很相似，但和觀測資料比較的誤差範圍變大了些，誤差值也變大許多。尤其是西太平洋暖池地區之降水，有明顯高估的情形。在夏季，先前 AMIP2 實驗模擬結果中存在與觀測有明顯差異的強降水區，位於北緯 10 度至 20 度之間，孟加拉灣行經中南半島最後到達西太平洋暖池，此一明顯的降雨

高估情形在 Hindcast 實驗模擬中仍存在，且有增大的趨勢，但是近赤道地區的負距平區極大值稍有減少，和 AMIP2 實驗模擬結果比較，NCEP/GCM Hindcast 實驗模擬降水在副熱帶區正距平加大，以及熱帶地區負距平減小，因此，NCEP/GCM Hindcast 實驗模擬在中低緯度的降雨，似乎比 AMIP2 實驗模擬要來的多。

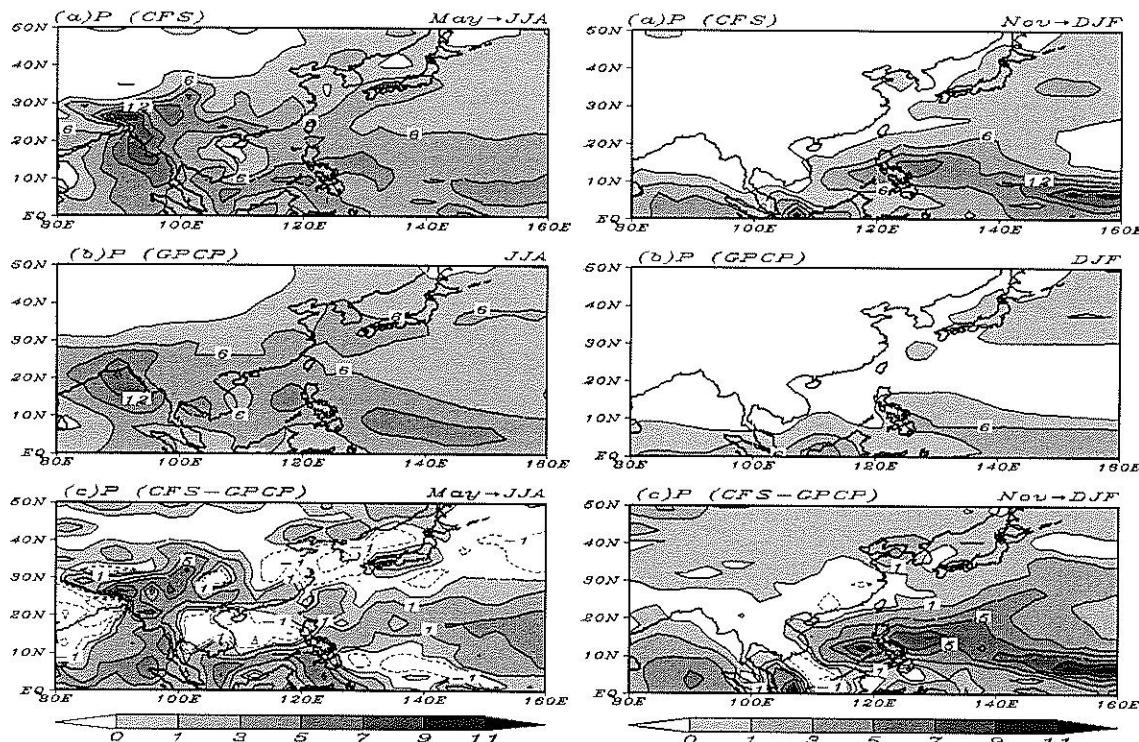


圖二 e、NCEP/GSM(上)和 NCEP(中)及差異(下)；降雨(左：JJA)(右：DJF)。

f. NCEP/CFS

圖二 f 是 NCEP/CFS Hindcast 實驗模擬東亞地區夏冬季降水的水平空間分佈情形。NCEP/CFS 和 NCEP/GCM 不同的地方是，NCEP/CFS 為一海氣耦合預報系統，NCEP/GCM 則是使用二階段法(two-tier)的動力預報模式模擬，由圖一 f 可看出，對於觀測資料中出現的夏季主要降雨帶(孟加拉灣、中南半島、菲律賓至西太平洋暖池，西北-東南走向)，大致上有相當程度的掌握，但是在孟加拉灣及熱帶地區有高估的情形，冬季的降雨空間分佈也和觀測大致符合，但菲律賓至西太平洋降雨帶仍明顯高估，不過 NCEP/GCM 相比，NCEP/CFS Hindcast 實驗模擬夏季降雨少了 NCEP/GSM 在北緯 10 度至 20 度明顯過強的降雨誤差，但多

了對赤道地區降水的高估情況，在冬季補強了 NCEP/GSM 菲律賓地區附近的降水不足，但和夏季一樣，仍增加了些熱帶地區的模擬過多，此外，對於中高緯地區的降水模擬，也有高估的情況。由此可知，即便 NCEP/GCM 使用的海溫是美國國家環境預報中心(NCEP)所發展的耦合氣候預報系統(Coupled Climate Forecast System;CFS)的後報(Hindcast)結果，和 NCEP/CFS 的 Hindcast 實驗對於降雨的模擬結果仍有相當程度的相異處。



圖二 f、NCEP/CFS(上)和 NCEP(中)及差異(下)；降雨(左：JJA)(右：DJF)。

3.2 Taylor diagram

除了水平空間分佈情形外，這裡藉由 Taylor Diagram 表現出各模式與觀測間之空間相關係數值(模式參考點至原點連線與橫軸之夾角)及均方根誤差(模式參考點至基準點(=1)之距離)，且我們區分了三個區域來看，區域 I：東亞地區(100°E – 140°E , 13°N – 38°N)；區域 II：區域 I 四邊各往內縮 $1/4$ (100°E – 140°E , 13°N – 38°N)；區域 III：台灣附近地區(115°E – 125°E , 21°N – 29°N)。

由圖三可看出，各個模式對於東亞地區的雨量模擬，整體而言，冬季比夏季好，AMIP2 實驗模擬結果比 Hindcast 實驗模擬結果好。例如圖三 a 上、三 e 上，