CWB GFS 模擬台灣夏季氣候之準確性、可預報度與海溫變化之關係

陳昭銘[1] 施景峰[1] 呂芳川[2] 郭漱泠[2] 胡志文[1]

[1]中央氣象局科技中心
[2]國防大學中正理工學院應用物理系

（中華民國九十三年四月二十八日收稿；中華民國九十三年九月二十日定稿）

摘　要

本文分析中央氣象局全球預報模式（GFS）T42L18 版本所執行之 10 樣本系集氣候（1950-2000）實驗，探討 GFS 對台灣夏季氣候變化之模擬能力，重點包括模擬準確性與可預報度，並討論造成 GFS 氣候模擬中系統性誤差與影響可預報度高低的可能成因，及海溫變化於上述模擬特性中所扮演之角色。

在準確性方面，GFS 能合理模擬台灣地區溫度之年際變化，對長期暖化現象亦能合理掌握，係由於 GFS 順應台灣鄰近海域之 SST 變化來模擬台灣地區溫度變化。GFS 之主要系統性誤差爲對台灣地區降雨模擬出大致相反相位的錯誤變化，其原因爲 GFS 因應海溫變化所主導的熱力與動力過程來模擬大氣降雨，但實際觀測中，台灣鄰近海域係由大氣降雨變化來影響海溫變化，由於 GFS 實驗對此區域內之海洋-大氣交互作用模擬出相反相位，故模式中台灣地區降雨亦呈相反相位變化。

在可預報度方面，當模式內台灣鄰近地區爲偏暖變化時，台灣鄰近海域海溫距平強度爲影響台灣夏季溫度可預報度高低的主要因素，強度較強（較弱）海溫距平，導引較強（較弱）熱通量變化，維持較強（較弱）的大尺度環流與降雨變化型態，在此較穩定（較不穩定）的動力與物理機制之下，得以維持台灣夏季溫度之高（低）可預報度。當台灣鄰近地區爲偏冷變化時，影響台灣鄰近區域夏季溫度可預報度變化的主因不再是海溫距平強度，而是台灣鄰近區域是否存在主導該區氣候變化型態的主要海溫距平中心，即所謂的活動中心（center of action），當台灣東側洋面出現海溫活動中心時，導引熱源變化，激發強盛環流距平籠罩台灣地區，維持該區氣候變化型態之穩定性，而使可預報度提高；反之，若無主要海溫活動中心存在時，對應較微弱熱通量變化，使台灣鄰近地區落於環流距平微弱之處，難以維持氣候變化之穩定性，可預報度因此也隨之降低。

本文研究結果指出，影響 GFS 模擬台灣夏季氣候之準確性與可預報度之主要因素，爲台灣鄰近海域之海溫變化特性，而非與 ENSO 相關的熱帶太平洋區海溫變化。

關鍵詞：台灣夏季氣候，模擬準確性，可預報度，系集氣候實驗

一、前　言

中央氣象局（CWB）目前正積極推動第四期經建計畫（2002-2009 年），計畫主要標的之一爲發展台灣與東亞地區之短期氣候（季-年際）預報，預報方法採統計方法與數值模式並重。在數值模式預報方面，亦採雙軌平行發展策略，一方面調整 CWB 全球大氣波譜預報模式（Global Forecast System ,GFS ; Liou et al. 1997）爲氣候模式，再配合海溫（sea surface temperature, SST）預報，運用預報 SST 驅使 GFS 完成大氣模式預報，執行二階段（2-tier）預報作業。另一方面則是發展 GFS 與不同海洋模式結合之海洋-大氣耦合模式（ocean-atmosphere coupled model），藉此海洋-大氣耦合模式直接進行預報。在上述發展過程中，CWB GFS 於氣候模擬與預報方面的表現能力，可說是維繫整個計畫成敗的重要關鍵之一，因此需對 GFS 在上述氣候特性的表現能力深入探討。

在氣候模擬能力方面，Chen et al.(1999)運用氣候海溫執行 2 年氣候模擬，分析 GFS 對冬季和夏季全球大尺度氣候場的模擬能力，結果顯示 GFS 對上述兩季節之全球主要環流特徵與水文循環特性，均能合理模擬。胡等（2002）亦運用氣候海溫執行 10 年氣候模擬，探討 GFS 對東亞夏季季風氣候特徵之模擬能力，結果顯示 GFS 能合理模擬東亞夏季季風肇始前後期間大尺度系統之演化特性，上述兩研究結果清楚透露 GFS 對大尺度氣候場之基本特性具有適當的模擬能力。

在氣候預報能力方面，陳等（2003）以 10 樣本（10-member）1950-1999 年 GFS 系集氣候模擬（ensemble climate simulation）實驗爲分析對象，探討 GFS 模擬亞洲夏季季風環流之可預報度、準確度、與海溫對上述特性之影響程度與方式。分析結果指出，影響 GFS 對亞洲夏季季風環流可預報度高低的主因爲熱帶海溫距平之變化強度，高可預報度年傾向發生於熱帶海溫距平強度明顯增強的 ENSO（El Nino-Southern Oscillation）時期，低可預報年則傾向發生於非 ENSO 時期，其原因爲熱帶海溫距平呈強烈強度之年，易形成強盛熱源距平，維持穩定的亞洲季風環流變化，使可預報度提高；反之，海溫距平強度減弱之年，微弱熱源距平無法維持穩定的亞洲季風環流變化，可預報度於是降低。在準確度方面，影響 GFS 模擬亞洲季風環流年際變化準確性的重要因素爲熱帶海溫距平之水平梯度，於熱帶海溫距平有強烈變化年份（如聖嬰現象期間），印度洋、熱帶太平洋間過強的海溫距平水平梯度，易強化 GFS 模擬夏季環流強度過強的系統性誤差，而降低模擬亞洲夏季季風環流長波分量年際變化之準確度；反之，較小的海溫距平水平梯度不易強化系統性誤差，而使模擬亞洲季風環流之準確度提高。於熱帶海溫距平變化強度不顯著之年（如非 ENSO 時期），較強的距平水平梯度反而較能適當反應 SST 之外作用力效應，導引 GFS 大氣配合 SST 距平變化而激發出適當環流反應，使模擬準確度提高；反之，微弱的距平水平梯度難以反應外作用力效應，模式之內部動力（internal dynamics）過程容易主導模擬結果，呈現隨機性變化特性，使模擬準確度降低。

上述研究結果清楚指出 GFS 的氣候模擬能順應 SST 變化特性，結合模式本身的系統性誤差及氣候特性，而呈現出某種規律性的變化特性反應，亦即 GFS 與 SST 於年際變化時間尺度具有某種系統性的對應關係。然而上述研究多以大尺度氣候特性（如東亞夏季季風）爲分析對象，究竟 GFS 對較小尺度的區域性氣候之模擬能力

如何，特別是針對台灣鄰近區域氣候之模擬能力，更是 CWB 四期經建計畫中必須探討與了解的議題。一般而言，如 GFS 這類全球預報模式所產生的預報結果，不會直接用來預報如台灣地區尺度之區域性氣候，而必須採用動力或統計降尺度方式加以調整以獲得更精準預報資訊，然而在降尺度預報過程中，全球預報模式所提供預報資訊的正確程度，仍是主導降尺度預報結果或決定降尺度預報方式的重要因素，因此在 CWB 台灣地區短期氣候預報作業發展過程中，GFS 所提供預報資訊的適用性，將是影響未來預報作業發展方向的重要關鍵之一。

本文以 GFS 的 10 樣本系集氣候(1950-2000 年)實驗爲分析對象，延續陳等(2003)分析 GFS 對大尺度氣候（亞洲夏季季風）之模擬能力，進一步探討 GFS 對小尺度氣候之模擬能力，亦即研究 GFS 模擬台灣夏季氣候變化之準確性與可預報度，主要研究重點包括：

- GFS 模擬台灣夏季氣候（溫度、降雨）變化之準確性爲何？系統性誤差又爲何？
- GFS 對台灣夏季氣候之可預報度爲何？
- 海溫距平是否能影響 GFS 對台灣夏季氣候的模擬能力？若能，其影響機制爲何？

藉由上述研究議題的探討，我們希望能確認 GFS 用於台灣地區氣候研究的實用性，及未來應用 GFS 模式於預報作業的適當策略，而這些研究結果都將有助未來台灣地區短期氣候預報作業之發展工作。

二、GFS 模式與實驗設計

GFS 爲一個全球大氣波譜模式，其主要動力預報方程係採原始方程 (primitive equation)，物理參數方面，包括以 Louis(1979)公式計算地表通量，以 Harshvardhan et al.(1987)方法計算輻射傳送過程，重力波阻採用 Palmer et al.(1986)所設計的參數化，積雲參數則是採用 Moothi and Suarez(1992)所簡化的 Arakawa and Schubert(1974)模式，淺對流作用的模擬採用 Tiedtke (1984)的參數化，關於 GFS 模式動力與物理機制之細部說明，讀者請參閱 Liou et al. (1997)。

本研究所分析之 GFS 系集氣候實驗計有 10 個樣本，每個樣本積分期間爲 1949-2000 年，但 1949 係作爲模式積分起轉（spin up）階段之過渡時期，本文分析所使用年份爲 1950-2000 年，共計 51 年。10 個樣本實驗均使用相同海溫作爲外作用力驅使積分進行，差異之處在於各樣本實驗之初始條件不同，系集氣候實驗所用之海溫爲 Reynolds and Smith(1994, 1995)以經驗正交函數法反演而得之全球觀測海溫。

本研究中執行系集氣候實驗之 GFS 版本爲 T42L18，即垂直方面具有 18 層 sigma 座標面，水平解析度爲三角截取 42 波（Triangular truncation 42 wavenumbers,T42），所對應之空間網格點爲 128× 64，約相當 2.8125^0 對應一個網格點，爲了後續方便與觀測場（如 NCEP 重分析資料）比較，我們遂以線性內差法，將模式模擬結果之空間網格點提高到 144× 73，解析度相當 2.5^0 對應一個網格點，此調整使解析度稍微提高，但又不致失真。在新的解析度之下，台灣鄰近地區之網格點分佈顯示如圖 1，共顯示內外兩個方框，內方框僅有 4 點，恰從四個角落包圍台灣，本文以此 4 點之平均值，代表 GFS 所模擬台灣地區平均氣候。外方框計有 16 點，可利用此區域內較多的網格點計算距平狀態相關係數 (Anomaly Pattern Correlation, APC)，以估算台灣鄰近地區氣候之可預報度。由於外方框的範圍包括台灣鄰近海域與亞洲大陸部分陸地，若此區域

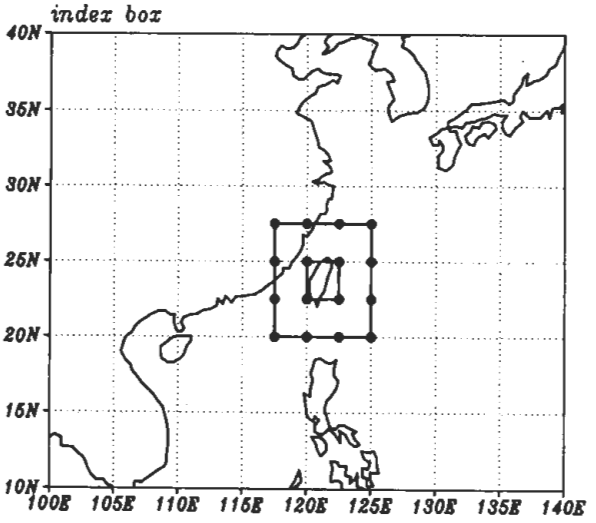

圖 1 GFS 系集氣候實驗資料，於台灣鄰近區域之網格點分佈情形，內方框計有 4 點，以其平均值代表 GFS 所模擬台灣氣候，外方框計有 16 點，用來估算台灣鄰近區域氣候變化之可預報度。

內之氣候變數特性與台灣地區呈現相近且均勻分佈狀態（例如溫度），則由外方框所計算之 APC 值應適用於討論台灣區域氣候的可預報度。

三、台灣夏季氣候之模擬準確性

為了分析 GFS 模擬台灣夏季氣候的準確性，我們取台灣地區 10 個主要測站（台北、新竹、台中、台南、高雄、恆春、宜蘭、花蓮、成功、台東），以 10 測站夏季（6-8 月）平均溫度（T）和累積降雨（P）之平均值代表台灣地區平均氣候，做為驗證模式模擬結果的觀測標準值，而 GFS 模擬結果則以每一年夏季 10 樣本實驗之平均值，取緊鄰台灣周遭的 4 網格點（如圖 1 之內方框）資料加以平均，以此代表 GFS 所模擬的台灣地區區域氣候。台灣地區 1950-2000 年夏季氣候之測站觀測與 GFS 所模擬的 2m 溫度和降雨時間序列均顯示於圖 2。

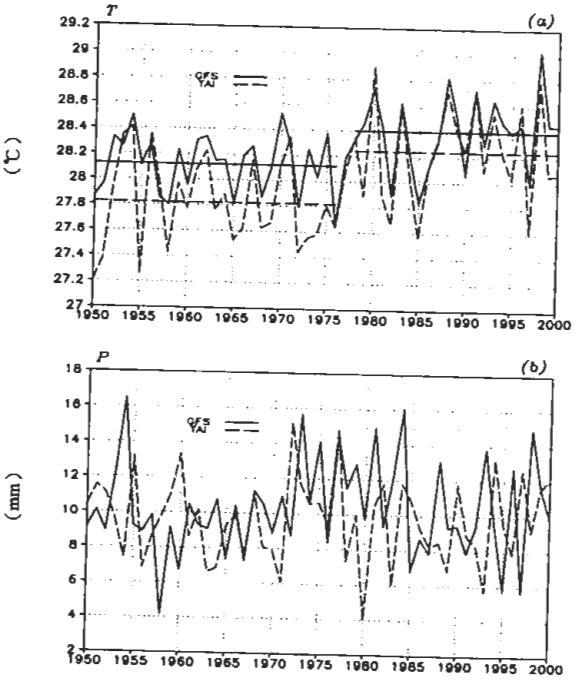

圖 2 台灣夏季（6-8 月）氣候(a)平均溫度，(b)累積降雨於 GFS 實驗之模擬值（實線）與台灣測站實際觀測值（虛線）之比較。

在溫度方面（圖 2a），台灣測站觀測值與 GFS 2m 溫度模擬值顯示良好的對應關係，二者於 1950-2000 年時間序列之相關係數為 0.81，且都清楚顯示呈現長期暖化趨勢的氣候變遷現象，即 1970 年代以後與以前時期呈現顯著氣候差異現象，此現象與亞洲-太平洋區氣候於 1970 年代晚期所發生的顯著氣候迅變(abrupt climate change)(Nitta and Yamada 1989;Wang 1995）似有所呼應。Chang et al.(2000a, 2000b)於研究東亞夏季季風之年際與跨年代季變化時，便將 1950-77 年定義為 Interdecadal Period 1(IP1)，1979-2000 年定義為 Interdecadal Period 2(IP2)，本文採用上述 Chang et al.之分類法，計算 IP1 與 IP2 期間之平均溫度以顯現台灣地區溫度之氣候變遷現象，台灣測站觀測值於 IP1、IP2 之平均溫度分別為 27.8℃、28.2℃，約上升 0.4℃，而 GFS 2m 溫度

之 IP1、IP2 平均值分別爲 28.1℃、28.4℃，長期暖化現象約上升 0.3℃，與觀測值相近，顯示 GFS 能有效地模擬出台灣地區之氣候變遷現象。GFS 所模擬台灣地區溫度平均值於 IP1、IP2 分別較台灣 10 測站平均值高出 0.2℃、0.3℃，呈現偏暖的模擬誤差，可能成因包括：1) GFS 可能於台灣鄰近海域有偏暖的系統性誤差；2）GFS 所使用之 2m 溫度與台灣測站溫度觀測值爲不同氣象變數；3）觀測值與 GFS 所使用之模擬值分佈位置有所不同，前者位於陸地島上，後者位於洋面上。在年際變化方面，不論是 IP1 或 IP2 期間，GFS 所模擬台灣夏季溫度年際變化均與觀測值之變化現象相近，IP1 期間觀測值與模擬值時間序列之相關係數爲 0.88，IP2 期間爲 0.86，此結果清楚顯示，GFS 模擬台灣地區夏季溫度之年際變化與長期變化特性均具有相當高程度的準確性。

在降雨方面，圖 2b 中台灣測站觀測值與 GFS 模擬值二時間序列並未呈現良好對應關係，且在相當多年份呈現相反相位。於 1950-2000 年間，此二時間序列之相關係數爲-0.23，顯示 GFS 模擬台灣夏季降雨變化具有相當程度相反相位的系統性誤差。就實際觀測而言，台灣地區夏季溫度和降雨呈現相反相位變化，隱喻降雨過程是主導溫度變化的主要機制，少雨-高溫、多雨-低溫爲主要氣候變化類型（陳等 1999），圖 2 中台灣地區夏季溫度和降雨觀測值於 1950-2000 年時間序列之相關係數爲-0.56，但 GFS 模擬值之相關係數爲 0.45，呈現高溫-多雨、低溫-少雨變化類型，溫度與降雨大致呈相同相位變化，隱喻 GFS 模式中，溫度高低是影響降雨變化的主要機制，與觀測之氣候變化機制有所不同。因此 GFS 雖然可以相當準確地模擬台灣夏季溫度變化，卻幾乎是錯誤地模擬降雨變化，其中所隱含的動力機制細節，仍待探討。

爲何 GFS 能正確模擬台灣夏季溫度變化，但模擬降雨變化卻產生明顯誤差？針對這個問題，我們運用相關係數分析法來探討 GFS 實驗之動力過程，並與實際觀測相對比較，運用圖 2 中 1950-2000 年台灣地區 10 測站觀測平均溫度、降雨時間序列爲指標，分別計算其與 GFS 實驗之外作用力(觀測 SST 場)、每一年夏季 10 樣本實驗之平均模擬氣候場、觀測氣候場之相關係數分佈圖，結果分別顯示在圖 3、圖 4，此處觀測資料係採用 NCEP/NCAR (National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research) 重分析資料 (Kalnay et al. 1996)。

圖 3 顯示，當台灣地區夏季溫度偏暖時，對應到從南海北部往東延伸，經台灣到西北太平洋的暖海溫距平（圖 3a），此海溫距平形成區域性熱源(heat source)，導引 GFS 低層（850mb）大氣環流於西北太平洋生成大尺度輻合距平中心（圖 3b），且於其四週形成大尺度羅士培波環流反應（圖 3d），台灣籠罩於亞洲大陸地區氣旋距平外圍之下，東鄰北太平洋反氣旋距平，強盛的南風、西南風距平，強化西南氣流從南方洋面所帶來潮濕的暖平流，搭配台灣鄰近地區的輻合距平中心，促使 GFS 實驗模擬出台灣地區溫度上升（圖 3f），降雨亦隨之增多（圖 3h）。在實際觀測上，NCEP/NCAR 重分析資料顯示台灣地區的偏暖（圖 3g）係搭配降雨的減少（圖 3i），此少雨高溫係因台灣上空籠罩反氣旋距平使得降雨減少、日照增強的結果（圖 3e），該反氣旋距平係由亞洲大陸爲中心的系統向東延伸，此系統與其南方呈相反相位之環流距平，兩者屬於位於南海-東印度洋區之輻合距平中心所激發的大尺度羅士培波的部分分量（圖 3c），而此輻合中心係

T-correlation

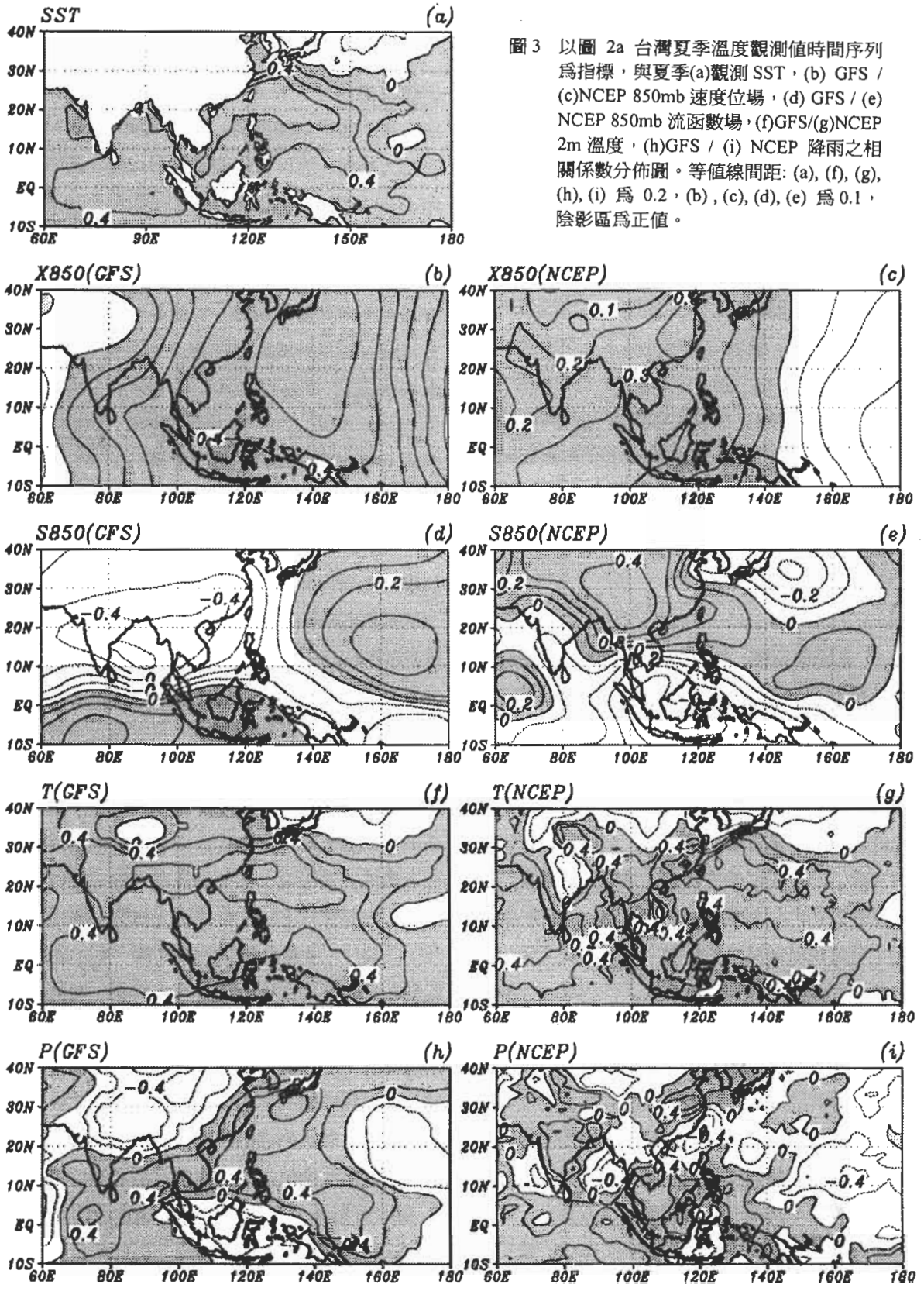

圖 3 以圖 2a 台灣夏季溫度觀測值時間序列爲指標，與夏季(a)觀測 SST，(b) GFS / (c)NCEP 850mb 速度位場，(d) GFS / (e) NCEP 850mb 流函數場，(f)GFS/(g)NCEP 2m 溫度，(h)GFS / (i) NCEP 降雨之相關係數分佈圖。等值線間距: (a), (f), (g), (h), (i) 爲 0.2，(b) , (c), (d), (e) 爲 0.1，陰影區爲正值。

P-correlation

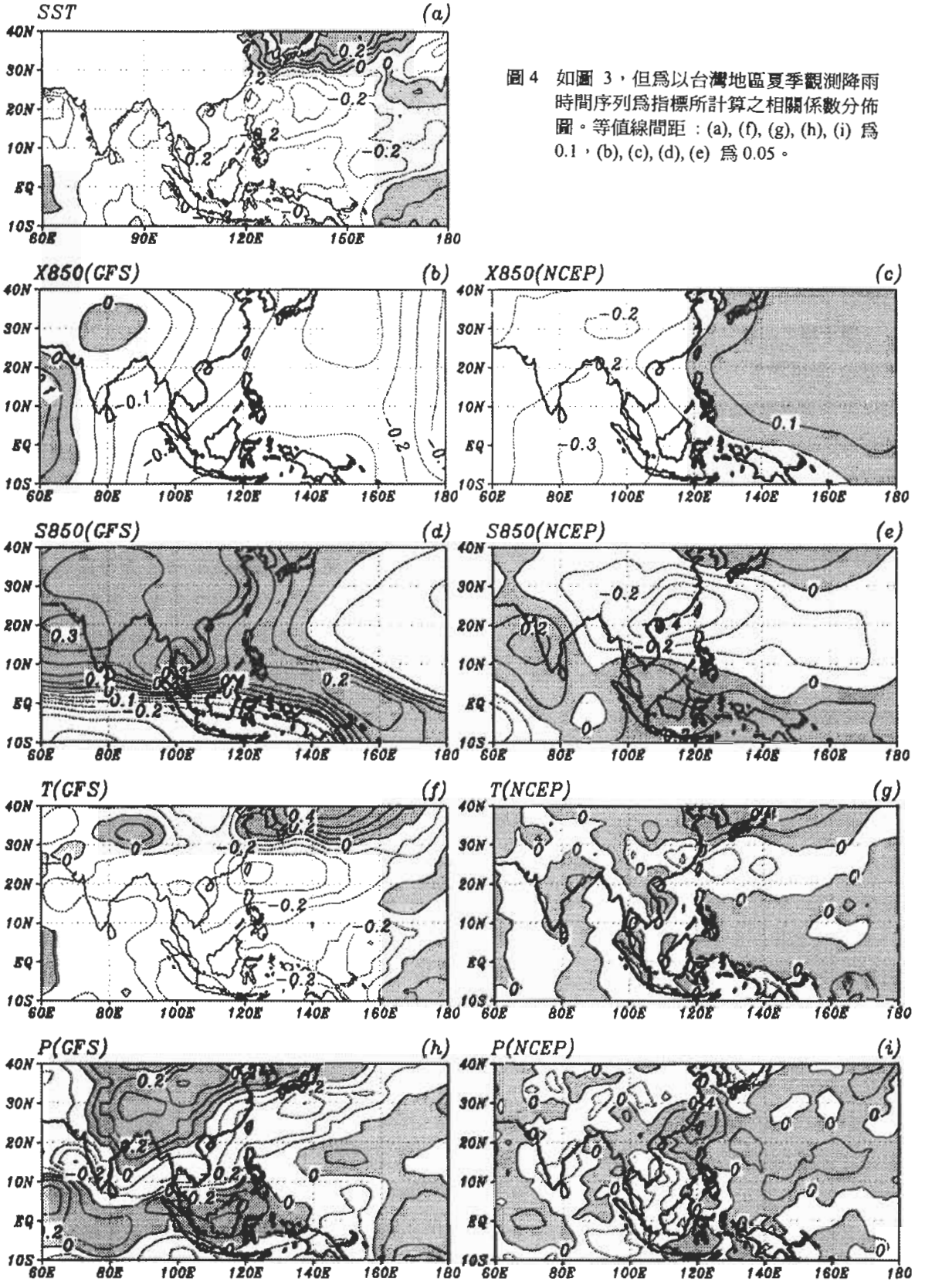

圖 4　如圖 3，但爲以台灣地區夏季觀測降雨時間序列爲指標所計算之相關係數分佈圖。等值線間距：(a), (f), (g), (h), (i) 爲 0.1，(b), (c), (d), (e) 爲 0.05。

由印度洋區之暖海溫距平中心直接激發而來（圖 3a）。上述結果顯示，模式實驗中，台灣鄰近海域的副熱帶海溫距平直接導引大氣環流變化，形成溫暖、潮濕的西南氣流距平造成台灣地區偏暖、偏濕變化，溫度與降雨變化呈相同相位，所以在正確模擬溫度變化之時，卻也搭配降雨變化的錯誤模擬；觀測資料卻顯示，熱帶印度洋區之暖海溫距平才是導引夏季氣候變化之活動中心(center of action)，此海溫距平激發大氣環流變化籠罩台灣上空，影響台灣地區降雨變化，再影響溫度變化，形成溫度與降雨變化之相反相位。GFS 實驗模擬台灣夏季氣候變化之主要誤差係以台灣鄰近海域之副熱帶海溫距平爲活動中心，且以水氣與溫度平流變化影響台灣氣候，但實際觀測上熱帶印度洋區之暖海溫距平才是真正的活動中心，藉由環流距平影響台灣降雨活動再影響溫度變化。

以降雨爲指標之相關係數方面，圖 4 顯示，當台灣地區夏季降雨增多時，於南海、台灣、西北太平洋區均爲負海溫距平（圖 4a），爲 GFS 提供熱匯(heat sink)距平，導致 GFS 低層大氣於西北太平洋區形成大尺度輻散中心（圖 4b），此輻散距平激發籠罩台灣及其西側亞洲大陸區之反氣旋距平（圖 4d），爲台灣帶來自北方南下的冷平流距平，使台灣及其東側洋面均爲冷距平（圖 4f），此冷平流距平亦明顯減弱西南氣流的水氣往台灣地區傳送，GFS 降雨於是在台灣地區減少（圖 4h）。在實際觀測方面，台灣地區之降雨增多（圖 4i）對應著溫度的偏冷（圖 4g），台灣上空之氣旋距平應是降雨增多的主因（圖 4e），該氣旋距平與其南方相反相位之環流距平係屬於熱帶印度洋區之輻散距平中心所激發的大尺度羅士培波的部分分量（圖 4c），此輻散距平對應印度洋區之冷海溫距平（圖 4a）。圖 4 分析所呈現模式與實際觀測間之動力過程差異，與圖 3 溫度相關係數分析之結果大致類似，即台灣鄰近副熱帶海域之熱源變化與平流過程決定模式實驗裡台灣地區夏季氣候變化之主因，與觀測所見熱帶印度洋熱源變化與台灣上空環流變化才是影響台灣夏季氣候變化主因之過程有所差異。

圖 3、4 的分析顯示，GFS 實驗所模擬台灣地區夏季溫度與降雨變化均與台灣鄰近海域海溫變化呈現相同相位，亦即當鄰近海域海溫增暖(偏冷）時，將造成高溫多雨（低溫少雨）之氣候變化特性，但實際觀測於台灣地區卻呈現高溫少雨（低溫多雨）之變化特性，其間差異的原因爲何？Wang et al.（2004）分析 11 個大氣環流模式系集氣候實驗對亞洲-澳洲季風變化之模擬結果，發現幾乎所有模式於菲律賓海、南海、孟加拉灣地區（包括台灣）均錯誤模擬海溫-夏季降雨之相位關係，實際觀測爲負相位關係（多雨-低溫，少雨-高溫），但模式中卻爲正相位關係（多雨-高溫，少雨-低溫），其分析顯示於上述地區的海氣交互作用中，大氣變化（降雨過程）是導引海溫變化的機制，但在大氣環流模式實驗設計上，海溫是用來驅使大氣模式積分的外力，亦即海洋變化是導引大氣變化的唯一機制，且無大氣對海洋的回饋機制，受限於此實驗設計的缺陷，大氣環流模式無法正確模擬出由大氣影響海洋的海氣交互作用過程，如大氣降雨影響海溫或地表溫度變化之機制，因此於具有此類海氣交互作用特性的地區，包括南海與鄰近的台灣地區，由於模式中海氣交互作用的反向模擬遂衍生出系統性誤差，使得台灣地區夏季降雨之模擬呈現相反相位。由此可知，大氣模式因實驗設計所直接衍生的系統性偏差，一方面有利 GFS 順應海溫變化而正確模擬出台灣地區夏季溫度變化，但另一方面相同機制卻也讓伴隨的降雨變化產生錯誤的模

擬結果。

四、台灣氣候之可預報度

GFS 能正確模擬台灣夏季溫度的變化特性，但卻錯誤模擬降雨變化，因此只適宜以 GFS 實驗探討台灣夏季溫度之可預報度，而錯誤模擬的降雨，其可預報度則無討論價值。

以系集氣候實驗討論模式之可預報度，通常以氣候訊息(climate signal)與氣候噪訊(climate noise)所對應變異量的比值，即訊息/噪訊比值(signal /noise ratio)來評估各地區可預報度之變化分佈特性。Rowell et al. (1995) 指出，系集氣候實驗中，氣候噪訊所對應之變異量可估算為 $\sigma^2_{noise} = \frac{1}{N(n-1)}\sum_{i=1}^{N}\sum_{j=1}^{n}(X_{ij} - \overline{X_i})^2$，此處 I =1，51 代表 1950～2000 年，j=1,10 代表 10 個實驗樣本，X 代表任一模式變數場，X_i 代表任一年 10 個樣本實驗間 X 變數場的平均值。而氣候訊息所對應之變異量則是由總變異量減去氣候噪訊之變異量，即 $\sigma^2_{signal} = \sigma^2_{EM} - \frac{1}{n}\sigma^2_{noise}$，此處總變異量之估算為 $\sigma^2_{EM} = \frac{1}{N-1}\sum_{i=1}^{N}(\overline{X_i} - \overline{\overline{X}})^2$，$\overline{\overline{X}}$ 代表 1950～2000 年間所有樣本實驗中 X 變數場之總平均。在此分析中，σ^2_{signal} 代表由外邊界力 SST 所主導、具有潛在可預報性的系統性氣候變化分量，σ^2_{noise} 代表模式內部動力機制所導致、不具可預報性的隨機性氣候變化分量（Kumar et al. 1996；Rowell 1998)，當訊息/噪訊比值越高，即代表 SST 所主導具可預報性氣候變化為模式氣候變化的主要分量，亦是反應模式內部動力機制所引發的隨機性氣候變化分量較微弱，在此情況之下，較高的訊息/噪訊比值隱喻模式較能順應海溫變化特性而對某特定氣候變化現象具有較高的可預報度。

依上述方法估算而得之 GFS 夏季 2m 溫度訊息/噪訊比值分佈圖顯示如圖五，其中較高比值區域大致落於溫度變異較小的熱帶地區，再逐漸往中緯度區遞減，例外者為日本南方洋面沿 30°N-35°N 區間東西橫跨之西北太平洋區域，該區域為中緯度區中較高比值地區。台灣恰位於西北太平洋和熱帶地區二主要較高比值區域之間，訊息/噪訊比值不高，約僅在 20-30%之間，此結果反應即使 GFS 能相當準確地模擬台灣夏季溫度變化特性，但該區卻可能因無明顯大尺度背景場來主導氣候變化現象，致使可預報度相對而言為偏低，換言之，台灣地區溫度變化在 GFS 實驗中並不是容易預報之區域。

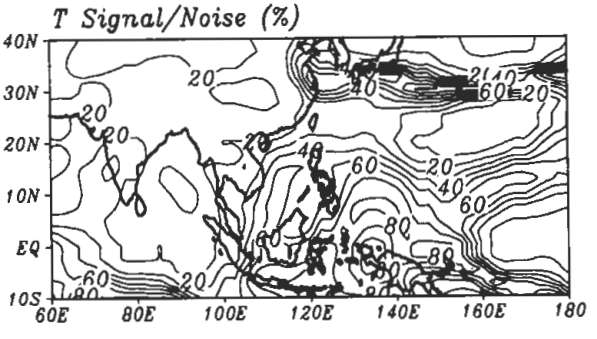

圖 5　GFS 實驗中，夏季 2m 溫度場之訊息/噪訊比值分佈圖，單位為%,等值線間距為 10%，陰影區大於 30%。

運用系集氣候實驗研究模式針對特定地區之可預報度，通常是以不同樣本實驗間所模擬氣候距平場於此特定地區內的空間型態相似程度，作為評估可預報度高低的標準（Chen and Van den Dool 1997；Shukla et al. 2000），此方法根據之理由為當各樣本實驗間之氣候距平相似程度高時，係反應外邊界力 SST 所主導的氣候訊息強度凌

駕模式內部動力所衍生的氣候噪訊，具有可預報性的分量強過不具可預報性的分量，在此外邊界力狀況之下，模式對該地區大氣系統具有較高和穩定的重複模擬力(reproducibility)，故可預報度隨之提高。本文採用上述觀點和方法，以距平型態相關法(anomaly pattern correlation, APC) (Miyakoda et al.1972; Saha and Van den Dool 1988) 計算系集實驗 2m 溫度(T) 距平($A_{ij}=T_{ij}-T_{CLIM}$, $T_{CLIM}=\frac{1}{10\times 50}\sum_{i=1}^{10}\sum_{j=1}^{50}T_{ij}$)於 10 個樣本實驗間任意二個距平($A_{aj}$、$A_{bj}$)之空間型態相似程度，即 $APC=\frac{[A_{aj}A_{bj}]}{[A_{aj}^2]^{1/2}[A_{bj}^2]^{1/2}}$，此處[ ]代表所擇定特性空間範圍之區域平均，即圖 1 外方框所示 16 網格點之範圍。於 1950～2000 年間，每年 10 個實驗樣本共可計算出 $C_2^{10}=\frac{10!}{8!2!}$=45 個 APC 值，由每年 45 個 APC 值之平均值所組成之時間序列如圖 6 所示，藉此推論 GFS 實驗中台灣地區溫度距平之可預報度變化。此時間序列之長期平均值為 0.75，標準差為 0.16，本文以 0.8 標準差為範圍定義高 APC（以 APC+表示）年與低 APC（以 APC-表示）年，再根據高、低 APC 年所對應台灣鄰近區域之溫度距平變化(圖 1 外方框 16 網格點之 2m 溫度距平平均值)，分類為正溫度距平(T+)與負溫度距平(T-)類別，綜合分類後之類別及其對應之年份與區域溫度變化特性顯示如表一。高 APC 年計有 10 年，7 年對應台灣鄰近區域正溫度距平，3 年對應負溫度距平，低 APC 年計有 9 年，4 年對應正溫度距平，5 年對應負溫度距平。

在 GFS 中，影響台灣鄰近地區溫度 APC 變化的主要因素究竟是熱力場的熱通量距平或動力場的環流距平？仍待分析。我們取表一所列高

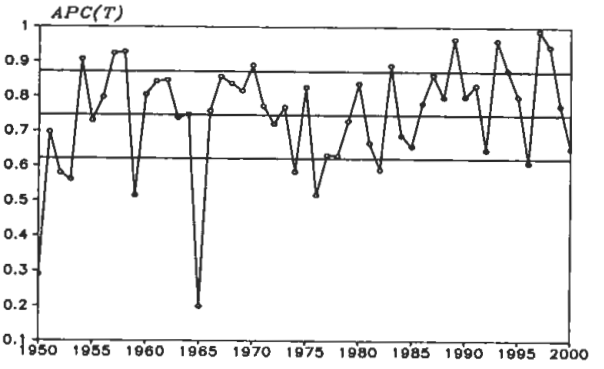

圖 6 GFS 實驗中，由圖一外方框 16 網格點所估算台灣鄰近區域夏季溫度 APC 值之時間序列。

APC 的 10 年和低 APC 的 9 年，分別計算這些年份的地表淨向下總熱通量（HT）和 850mb 流函數(S850)場的訊息/噪訊比值（圖 7），結果顯示 HT 距平於台灣鄰近地區之訊息/噪訊比值，於高 APC 年份約在 50%左右，但在低 APC 年份則降到 20-30%之間，呈現與溫度 APC 高低變化相同相位且具明確對比的對應變化。而台灣鄰近地區 S850 距平於溫度高 APC 年的訊息/噪訊比值約 40%，低 APC 年則略降到 30-40%之間，高低對比變化不若 HT 距平之對比顯著，變化幅度亦小很多。圖 7 顯示對應台灣地區溫度 APC 之高低變化，HT 距平比 S850 距平具有較大與顯著的訊息/噪訊比值對比變化，隱喻 GFS 實驗中影響台灣附近溫度 APC 變化的較重要因素是熱力場的 HT 變化，下節中，我們將持續探討 SST 如何導引 GFS 熱力場變化來影響台灣鄰近區域的溫度 APC 變化。

五、海溫與台灣鄰近溫度 APC 變化

本節將探討海溫變化如何影響 GFS 實驗中台灣鄰近區域溫度 APC 變化的相關物理與動力

表一　GFS 中台灣地區溫度爲高可預報度（APC＋）與低可預報度（APC-）類別所對應之氣候變化特性、年份、分類。

可預報度類別	台灣溫度變化類別	年份	APC 值	台灣 ΔT(℃)	類別
APC+	偏暖（T+）	1954	0.91	0.21	（T＋，APC＋）
		1970	0.89	0.27	
		1983	0.89	0.34	
		1989	0.97	0.20	
		1993	0.96	0.33	
		1994	0.88	0.23	
		1998	0.94	0.80	
		平均	0.92	0.34	
	偏冷（T-）	1957	0.92	-0.34	（T-，APC＋）
		1958	0.93	-0.38	
		1997	0.99	-0.18	
		平均	0.95	-0.30	
APC-	偏暖（T+）	1952	0.58	0.07	（T＋，APC-）
		1953	0.56	0.02	
		1959	0.52	0.00	
		1996	0.61	0.21	
		平均	0.57	0.07	
	偏冷（T-）	1950	0.29	-0.34	（T-，APC-）
		1965	0.20	-0.40	
		1974	0.58	-0.21	
		1976	0.52	-0.58	
		1982	0.59	-0.33	
		平均	0.44	-0.37	

過程，首先我們以 GFS 所模擬台灣鄰近區域爲正溫度距平變化所對應之高、低 APC 類別爲分析對象，即表一之（T＋，APC＋）與（T＋，APC-）類別，以合成分析法比較此二類別之差異。該二類別所對應的觀測 SST、GFS 模式之 HT（正值代表向下傳導，負值代表向上傳導）、地表淨向

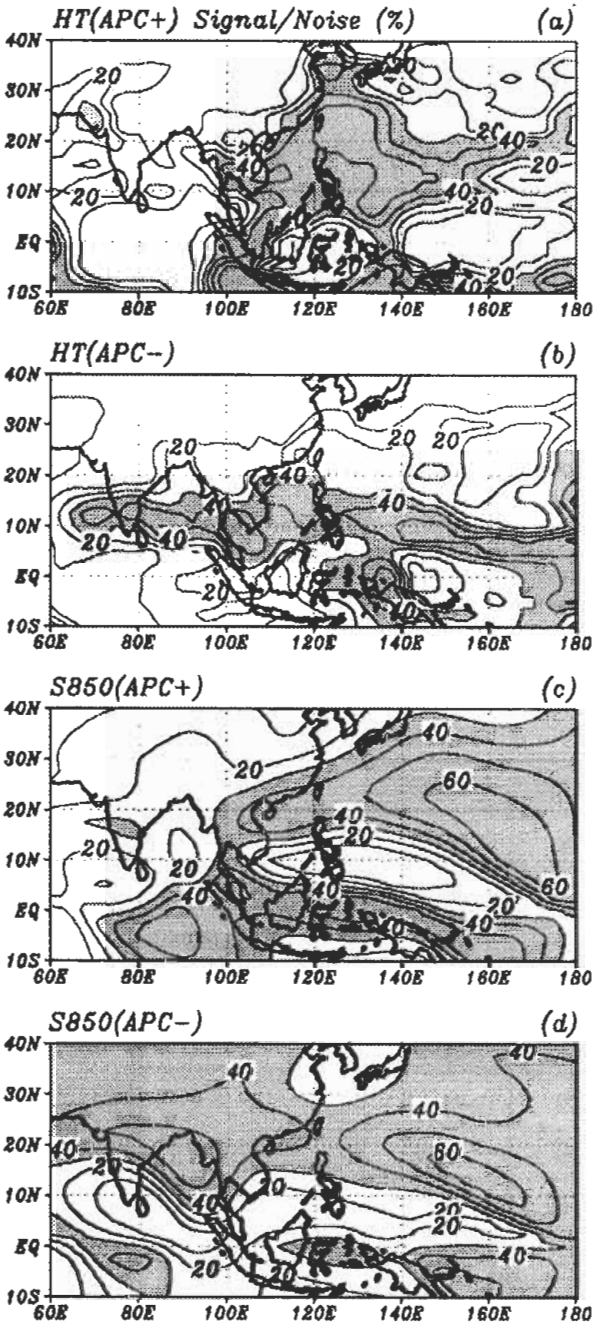

圖 7 依表一之分類所估算不同變數於各類氣候類別的訊息/噪訊比值分佈圖：地表總熱通量於(a)APC＋類別，(b)APC- 類別，850mb 流函數場於(c)APC+類別，(d)APC-類別。單位爲%，等值線間距爲 10%，陰影區大於 30%。

下短波輻射量（SW）、潛熱通量（LH）、2m 溫度等場的距平合成平均圖顯示於圖 8。於（T＋，APC＋）類別，SST 主要變化型態爲南海及台灣東側洋面形成顯著暖距平，此暖 SST 距平對應往上傳導的熱通量變化（負 HT 距平），顯示模式大氣的熱通量變化係由下邊界的海溫距平外力所主導，透露模式中海洋影響大氣的單向作用。在模式中，熱通量係由 4 種不同分量組合而成，即 HT=LW+SW-LH-SH，此處 LW、SW 分別代表地表淨向下長波、短波輻射量，LH、SH 分別代表潛熱、可感熱通量。當 HT 於台灣鄰近區域爲負距平時，SW 亦爲負距平，但 LH 爲正距平，潛熱通量增加，反應暖 SST 距平促使更多水氣往上蒸發，造成降雨活動與雲量增加，雲層阻擋日照，短波輻射往下到達地面之量於焉減少，形成負 SW 距平，LW 與 SH 二項距平變化強度甚微，對 HT 之整體變化無明顯影響，可予忽略而不顯示。若模式中地表溫度是由大氣變化所決定，負 HT 距平之作用應是冷卻地表，但 GFS 2m 溫度於台灣鄰近地區卻是正距平，呈現與暖 SST 距平相當類似之分佈型態，此結果清楚指出 GFS 實驗中地表溫度係由下邊界的 SST 距平變化直接影響，同時大氣熱通量變化亦受 SST 距平影響而變化，所以也就不是影響地表溫度變化的機制。於（T＋，APC-）類別，台灣鄰近海域之 SST 距平強度相當微弱，約於零值附近，然此 SST 距平仍然導引 GFS 實驗生成向上傳導的負 HT 距平，南海地區之負 HT 距平係由負 SW 距平與正 LH 距平所衍生，但台灣地區之負 HT 距平卻主要是由負 SW 距平所衍生，但不論是 HT、SW、LH 距平均相當微弱，大致在零值左右，也由於熱通量距平之微弱強度，台灣及南海地區之 2m 溫度距平雖爲正值，但強度亦相當微弱。比較（T

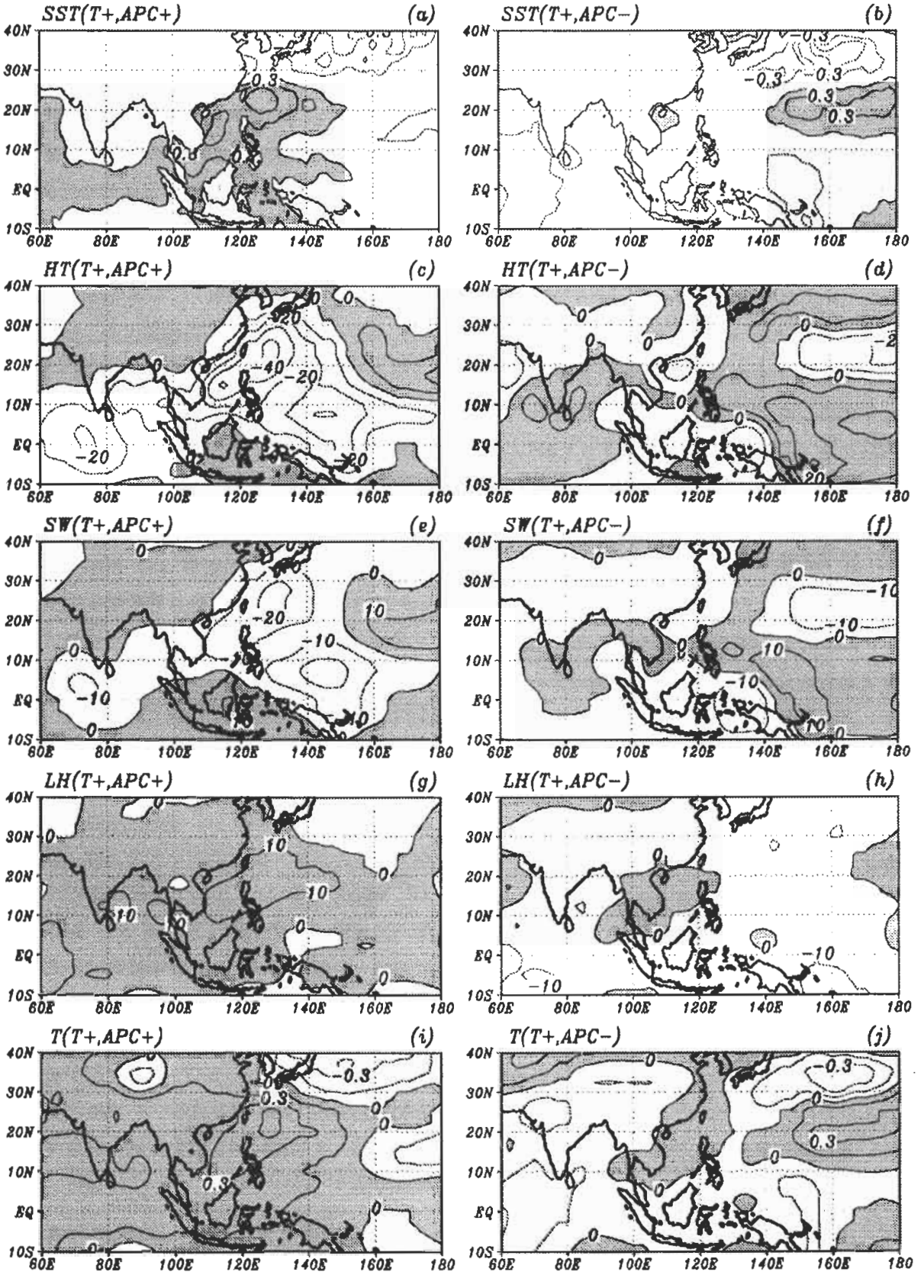

圖 8　GFS 於台灣鄰近區域模擬爲正溫度距平類別所對應 APC+/APC- 類別年的距平場合成平均圖：(a)/(b) 觀測 SST，(c)/(d) GFS 地表總熱通量，(e)/(f) GFS 地表淨向下短波輻射量，(g)/(h) GFS 潛熱通量，(i)/(j) GFS 2m 溫度場。等值線間距：(a)-(b) 0.15℃，(c)-(h) 10Wm^{-2}，(i)-(j) 0.15℃，陰影區爲正值。

＋，APC＋）與（T＋，APC-）類別，兩者主要差別之處在於台灣鄰近區域之 SST 距平與 GFS 實驗中 HT 變化強度明顯有別，APC＋年之 SST 與 HT 距平強度明顯高於 APC-年，故得以維持 GFS 實驗中台灣鄰近區域較強與較穩定的溫度距平變化型態，使不同樣本實驗中重複模擬能力提高，因此 APC 與可預報度隨之提高；反之 APC-年之 SST 距平與 HT 距平大致在零值左右游走，缺乏有效穩定的熱源變化，GFS 實驗中之溫度距平遂難以穩定維持，於是可預報度降低。總而言之，從（T＋，APC＋）與（T＋，APC-）類別的比較，顯示影響 GFS 實驗中台灣鄰近區域溫度可預報度的重要因素之一為台灣鄰近海域 SST 距平之變化強度。

在動力機制方面，與（T＋，APC＋）、（T＋，APC-）類別所對應之 850mb 環流場與降雨變化之合成分析圖顯示於圖 9。於（T＋，APC＋）方面，對應台灣東側洋面向上傳導之 HT 距平，850mb 速度位距平於該區呈現主要輻合距平中心，順應此輻合距平中心的產生，850mb 流函數距平於輻合距平中心以西呈現南北雙氣旋距平變化，以東呈反氣旋距平變化，亦即呈現大尺度羅士培波距平變化之反應型態。在此環流變化型態之下，台灣籠罩於輻合距平中心以西之氣旋距平之下，且此氣旋距平引入顯著西南風距平，強化西南氣流自孟加拉灣、南海，傳入台灣及其東側洋面的分量，藉此溫暖、潮濕西南氣流距平的引入，降雨於是在南海與台灣東側洋面形成顯著正距平中心，該區同時亦生成正溫度距平（見圖 8i），形成高溫多雨變化型態，反應 GFS 降雨過程由 SST 距平所主導的特性，即海洋變化主導 GFS 模式內台灣鄰近地區之海洋-大氣交互作用。在（T＋，APC-）類別中，微弱的 SST 與 HT 距平變化，並未激發明顯的 850mb 速度位距平變化，僅南海地區的負 HT 距平於其南方之印尼群島附近形成微弱的輻合距平，該距平激發台灣東測之反氣旋距平，此距平為南海北部及台灣地區帶來西南風距平，但為南海南部與菲律賓海地形帶來東風距平，於是 GFS 降雨於南海北部及台灣地區形成正降雨距平，南海南部及菲律賓海區形成負降雨距平，故台灣地區之正降雨距平亦與正 SST 距平與負 HT 距平互為對應，與（T＋，APC＋）類別之 SST-HT-降雨三距平間之對應關係一致。

從（T＋，APC＋）與（T＋，APC-）類別之比較，可發現影響 T＋類別台灣鄰近地區溫度可預報度高低的主要因素為 SST 距平強度，以及對應之 GFS 熱力場與動力場的變化強度，為了進一步驗證上述推論，我們取圖一中外方框所包含 16 網格點為範圍，計算各 APC 類別所對應不同變數距平場之區域平均值，將其合成平均結果顯示於表二。從此表可清楚看出，於 T＋類別，SST 距平於 APC＋類別之平均強度勝過 APC-類別，HT 距平亦然，而 HT 變化主要是受到 SW 和 LH 變化所致，最後則導引到降雨變化強度於 APC＋類別強過 APC-類別。此結果顯示於台灣鄰近區域為 T＋類別時，當該區 SST 距平強度較強時，有效激發 GFS 實驗中較強的熱力場、環流場、降雨之變化過程，維持較強較穩定大尺度變化型態，因此也維持較穩定的台灣地區溫度變化，使可預報度提高；反之，當海溫距平較弱，搭配較弱熱源，降雨變化過程，所模擬之溫度距平較微弱，不易維持穩定變化型態，於是可預報度就降低。

表二中亦計算 T-類別之合成平均值，於（T-，APC＋）與（T-，APC-）二類別中，SST

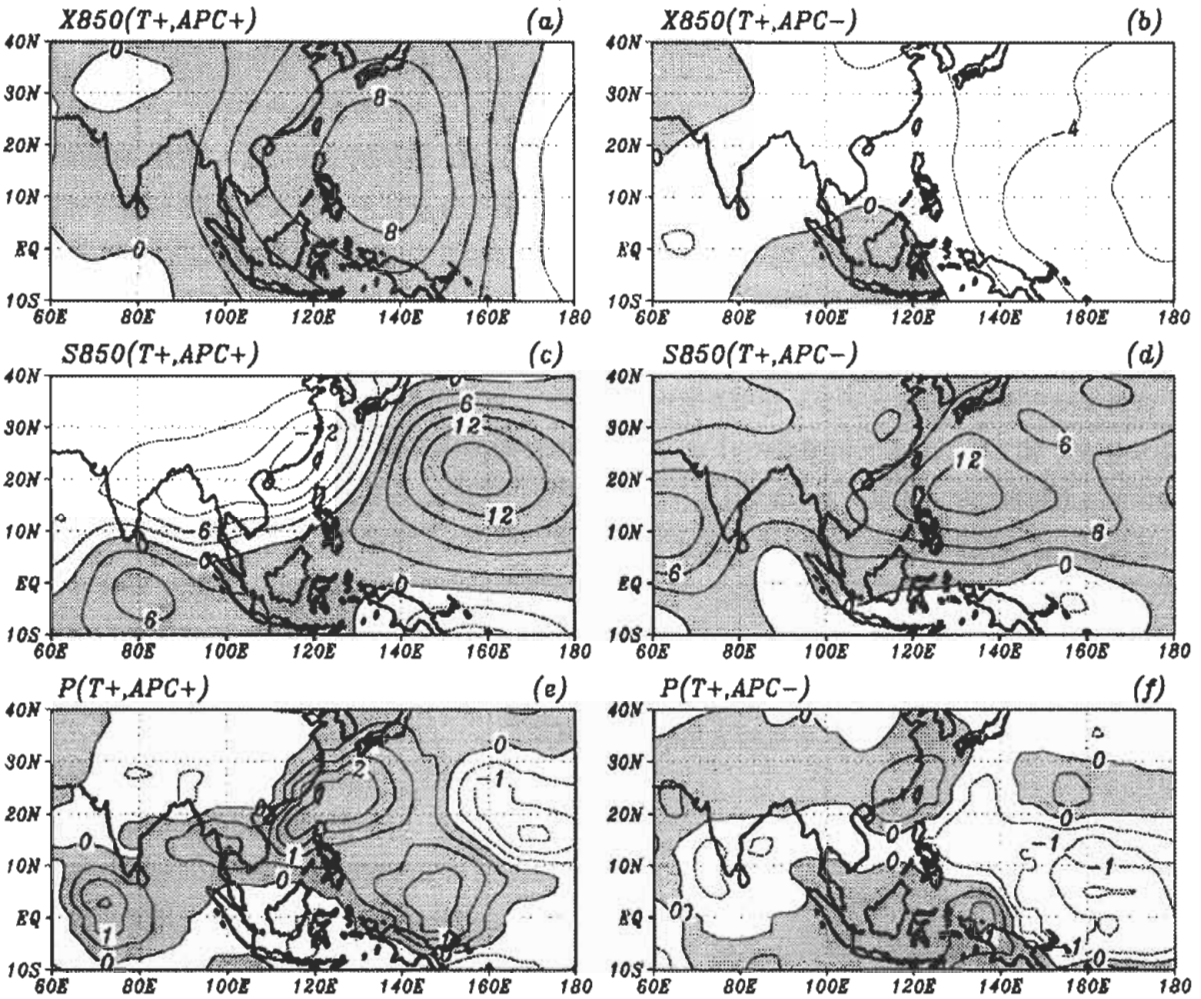

圖 9　如圖八，但爲(a)/(b) GFS 850mb 速度位場，(c)/(d) GFS 850mb 流函數場，(e)/(f) GFS 降雨。等值線間距：(a)-(b) $2x10^5$ m^2s^{-1}，(c)-(d) $3x10^5$ m^2s^{-1}，(e)-(f) 0.5mm，陰影區爲正值。

表二　各距平場於圖一外方框 16 個網格點爲範圍之空間平均值，於不同 APC 類別之合成平均結果。(單位：SST：°C，HT、SW、LW、LH、SH：wm^{-2}，P：mm)

APC 類別	SST	HT	SW	LW	LH	SH	P
(T+,APC+)	0.34	-26.89	-15.34	-3.31	8.32	-0.08	1.93
(T+,APC-)	0.07	-7.39	-7.64	-1.01	-0.73	-0.52	0.69
(T-,APC+)	-0.44	43.60	23.88	4.97	-14.55	-0.20	-2.63
(T-,APC-)	-0.32	20.93	15.06	3.50	-2.99	0.61	-1.71

距平之合成平均值均爲負值，但兩類別之距平強度並無明顯差別，與（T＋，APC＋）和（T＋，APC-）二類別中 SST 距平具有明顯強度差異有所不同。同樣地，降雨距平之變化強度於 T-類別中亦無明顯差異，與 T＋類別之明顯對比有所不同。在地表熱通量變化變化方面，（T-，APC＋）與（T-，APC-）類別之 HT 距平均爲正值，顯示下邊界之負 SST 距平導引熱通量從大氣往下傳導去補充邊界層熱源之不足，而 HT 變化主要來自 SW 和 LH 二分量，透露負 SST 距平降低水氣往上蒸發到模式大氣之量（負 LH 距平），於是降雨與雲量減少，地表日照加強，增加淨向下短波輻射（正 SW 距平）。表二顯示距平強度變化似非爲 T-類別中影響台灣鄰近地區溫度可預報度高低的主要因素，那主要因素又是爲何？我們將從距平合成平均圖之分佈型態來加以探索。

圖 10 所示爲（T-，APC＋）與（T-，APC-）類別所對應之觀測 SST、GFS 模式之 HT、2m 溫度（T）、850mb 流函數（S850）之距平合成平均圖，於（T-，APC＋）類別中，SST 距平於緊鄰台灣東側洋面形成主要負距平中心，且此距平強度明顯高於從東海沿東南方向延伸到熱帶西太平洋之負 SST 距平區內的任何 SST 變化強度，換言之，台灣東側洋面之負 SST 距平爲主要活動中心。在（T-，APC-）類別，SST 距平亦在台灣東側洋面出現負距平中心，但此距平強度與南海，日本南方洋面之負 SST 距平的強度相當，形成一個由日本沿西南方向延伸到南海的負 SST 距平區，亦即台灣東側洋面之負 SST 距平中心僅是整個大範圍負 SST 距平中心的一部份，而非具主導因素的活動中心。順應 SST 距平於台灣鄰近地區變化特性，（T-，APC＋）類別於東海-菲律賓海地區形成向下傳導的正 HT 距平，但主要距平中心位於台灣東側洋面，與 SST 距平活動中心之位置相符合，在（T-，APC-）類別，正 HT 距平則分佈於日本-台灣-南海地區，此區距平強度甚至小於孟加拉灣-印度洋地區與鄰近 160^{0}E 的熱帶太平洋地區之正 HT 距平強度，顯示台灣東側洋面之距平變化並非具獨立與主導地位的主要活動中心。搭配 HT 距平變化特性，2m 溫度於（T-，APC+）類別中，於台灣東側洋面形成主要負距平中心，而（T-，APC-）類別中則形成涵蓋日本、南海、西北太平洋的負溫度距平，但無距平中心形成於台灣東側洋面。在環流場方面，（T-，APC＋）類別 S850 受東海-熱帶太平洋區負溫度距平及對應之大尺度輻散距平（未示）之激發，於台灣-南海地區形成反氣旋距平，台灣籠罩在此反氣旋距平中心之下，受此相當穩定、強盛的環流變化型態的影響，有助提高 GFS 對台灣地區溫度重複模擬之穩定性，而使可預報度提高。在（T-，APC-）類別，日本-南海間之負溫度距平激發大尺度輻散距平（未示），且於輻散距平西側之南海-孟加拉灣區形成反氣旋距平，於東側副熱帶北太平洋區形成氣旋距平，台灣恰位於二環流距平交會之處，亦即處於環流變化最微弱之處，並未受到明顯的環流型態來影響台灣區域氣候，因此 GFS 實驗中對台灣地區環流變化之模擬能力，相對而言可說是缺乏穩定性，因此台灣地區氣候變化之模擬亦可能產生多樣性、較隨機之變化結果，可預報度自然傾向降低。

綜合圖 10 的比較，於 T-類別之中，影響 GFS 對台灣鄰近地區溫度可預報度的因素，並非單純地取決於台灣鄰近海域 SST 距平的變化強度，主要因素是台灣鄰近地區是否出現具主導

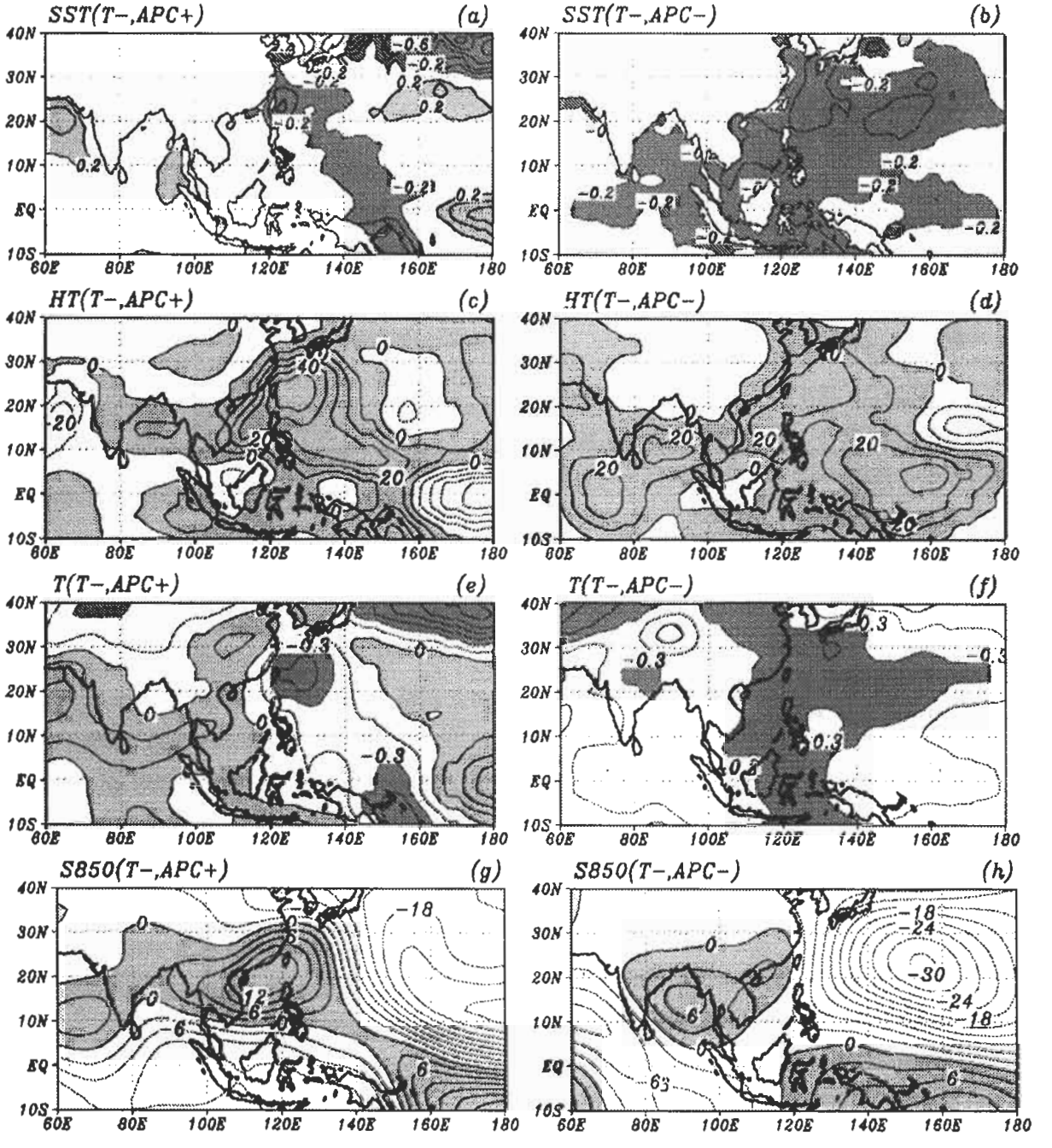

圖 10　GFS 模擬台灣鄰近區域爲負溫度距平類別所對應 APC+/APC- 類別年的距平場合成平均圖：(a)/(b) 觀測 SST，(c)/(d) GFS 地表總熱通量，(e)/(f) GFS 2m 溫度場，(g)/(h) GFS 850mb 流函數場。等值線間距：(a)-(b) 0.2℃，(c)-(d) 10Wm^{-2}，(e)-(f) 0.15℃，(g)-(h) 3x10^{5} m^{2}s^{-1}。(a)-(b)中深陰影區≦-0.2℃，淺陰影區≧0.2℃，(e)-(f)中深陰影區≦-0.3℃，淺陰影區≧0℃，於(c)-(d)與(g)-(h)中，陰影區爲正值。

該區氣候變化特性的 SST 距平中心，即所謂的活動中心，此 SST 活動中心可導引 GFS 中 HT 與環流場於台灣地區形成穩定變化型態，而提高對台灣地區氣候的可預報度；反之，若無主要 SST 活動中心出現於台灣鄰近地區，無以激發台灣地區強盛的 HT 與環流變化型態，GFS 模擬台灣鄰近地區溫度變化之隨機性便會提高，使穩定度降低，可預報度自然就跟著降低。

六、結　　語

本研究以 10 樣本的 GFS（T42L18）系集氣候（1950～2000 年）實驗爲分析對象，延續陳等（2003）探討 GFS 對大尺度氣候（亞洲夏季季風環流）之模擬能力，進一步探討 GFS 對小尺度氣候之模擬能力，擇取台灣氣候變化爲分析重點，探討 GFS 對台灣地區夏季氣候之模擬準確性和可預報度，主要分析內容包括 GFS 模擬台灣夏季氣候變化之系統性誤差與其可能成因，影響 GFS 對台灣鄰近區域氣候可預報度高低的重要因素，以及 SST 變化在上述模擬特性中之角色。針對這些模式特性之瞭解，當有助掌握 GFS 應用於台灣氣候研究與台灣-東亞地區短期氣候預報作業之適用性，並可提供擬定模式之應用發展策略時所須的有效參考資訊。

研究結果顯示，GFS 對台灣夏季溫度的變化特性可以相當準確地模擬，不論是年際變化或是呈現長期暖化趨勢的氣候變遷現象均能合理掌握，台灣夏季溫度觀測值與 GFS 模擬值於 1950-2000 年時間序列的相關係數高達 0.81，而從 1950-77 年代到 1979-2000 年代間台灣地區觀測溫度上升 0.3-0.4℃的氣候變遷現象亦在 GFS 模擬之中。但在降雨方面，GFS 所模擬台灣地區夏季降雨與觀測值於 1950-2000 年時間序列的相關係數爲-0.23，呈現大致相反相位的錯誤模擬。台灣地區溫度與降雨於觀測中大致呈現相反相位變化特性，亦即高溫少雨、低溫多雨爲主要氣候變化類別，反應降雨過程是決定台灣夏季實際氣候變化的主因，但在 GFS 實驗中，夏季溫度與降雨呈現相同相位變化，主要氣候變化類型爲高溫多雨、低溫少雨，顯示溫度變化是決定 GFS 中台灣夏季氣候變化的主因，與觀測現象明顯不同，這也反應 SST 距平經由 GFS 熱力場影響台灣地區溫度進而決定台灣夏季氣候之模擬結果。根據單點相關係數分析結果所示之空間分佈圖得知，當台灣地區夏季觀測溫度偏高時，對應台灣鄰近海域的暖 SST 距平，再而激發 GFS 模式內該區上方低層大氣大尺度輻合距平中心，伴隨此變化而生成的大尺度羅士培波於亞洲大陸區爲氣旋距平，而西北太平洋區則爲反氣旋距平，此環流距平分佈強化從南方洋面往台灣傳送的潮濕西南暖平流，於是使 GFS 中台灣地區降雨增多，溫度亦升高，GFS 因此模擬到正確的台灣溫度變化。但當台灣夏季觀測降雨增加時，對應到台灣鄰近海域的負 SST 距平，導引 GFS 低層大氣形成輻散距平，激發低層環流於亞洲大陸區形成反氣旋距平，於是從北方中緯度地區引來冷平流進入台灣，阻擋西南氣流及其伴隨水氣進入台灣，模式於是在台灣地區產生低溫少雨的變化特性，結果則是模式降雨變化與觀測現象呈相反相位，GFS 遂產生錯誤的降雨模擬。

在可預報度方面，當台灣鄰近地區爲正溫度距平時，影響台灣夏季溫度可預報度變化主要因素爲鄰近海域之海溫距平強度，於台灣鄰近區域溫度變化具有高（低）可預報度的年份，對應到該區較強（較弱）海溫距平，導引較強（較弱）的地表總熱通量（HT）變化，伴隨短波輻射與潛熱通量的變化，引發較強（較弱）的環流與降

雨變化型態，產生較穩定（較不穩定）的物理與動力機制，得以維持 GFS 中台灣鄰近地區溫度變化的較高（低）可預報度。而在台灣鄰近地區爲負溫度距平時，影響台灣夏季溫度可預報度變化的主因不再是海溫距平強度，而是台灣鄰近海域是否出現能主導該區氣候變化型態的主要 SST 距平中心，即所謂的活動中心。當台灣東側洋面出現主要 SST 活動中心，直接導引熱源變化，進而激發強盛且穩定的環流距平籠罩於台灣地區，穩定該區氣候變化特性，而使可預報度提高。當台灣鄰近海域無主要 SST 距平中心出現時，無法產生穩定環流型態來籠罩台灣，使台灣鄰近地區落於環流距平最微弱之處，受此影響，台灣地區氣候變化穩定度隨之降低，可預報度也跟著降低。

分析結果顯示，GFS 模擬台灣夏季氣候變化之準確性與可預報度，均明顯且系統性地受到模式外作用力 SST 變化的影響，且主要 SST 變化來自台灣鄰近海域。由於 GFS 模擬結果幾乎是由 SST 變化所主導，連帶也產生與 SST 相關之系統性誤差，GFS 能順應 SST 距平而模擬出相當合理且準確的台灣地區溫度變化，但對降雨變化之模擬則出現相反相位的錯誤模擬，此爲 GFS 主要系統性誤差，如何修正此誤差，可能方法建議如下：1）在統計方法方面，可藉由對模式輸出結果進行誤差修正（bias correction），利用統計方法歸納 GFS 模擬結果與實際觀測之系統性誤差，再建立統計模式將此誤差有系統地從輸出結果中適度移除，修正後結果則可資運用；2）在模式本身特性方面，可嘗試將 GFS 之空間解析度向上大幅提高，本文所使用的 T42 解析度中，用來代表台灣氣候之 4 網格點仍位於洋面上（見圖 1），若能大幅提高解析度，則 GFS 當在台灣本島上有較多網格點，這些網格點若能適當模擬出陸地之特性，或可減少台灣降雨模擬受 SST 變化與相關熱力過程之影響程度，如此某種程度應可減少由 SST 變化所直接主導的系統性誤差；3）在海洋-大氣耦合模式方面，過去研究指出海洋-大氣交互作用於熱帶中、東太平洋區是由海洋動力主導，但在南海-菲律賓海鄰近區域（包括台灣）則是由大氣動力來影響海洋（Wang et al. 2004），此區內大氣風場可藉由導引洋流流向與水氣蒸發來影響海洋混合層變化特性，再經由雲-輻射回饋機制強化大氣對海洋混合層變化之影響，海洋動力在該區之海洋-大氣交互作用中無明顯角色（Wang and Xie 1998）。因此應用大氣-海洋耦合模式來模擬台灣區域氣候變化時，熱帶地區可將大氣模式與完整海洋模式耦合，應用海洋動力來主導該區之氣候變化模擬，但在南海-菲律賓海地區，海洋模式則應採用強調混合層變化的平板海洋模式（slab ocean model）來與大氣模式耦合，以反應大氣動力所主導的海洋-大氣交互作用，期能減少該區域內由 SST 距平變化所導致的系統性誤差。以上三種方法均是未來可供努力與思考的方向，各方法的適用性則需留待進一步研究與實驗來檢測。

致　　謝

謹此感謝兩位審查者之建議，使本文之科學內涵得以改進。本研究在國科會計畫 NSC91-2111-M-052-004 贊助下完成，謹此表達誠摯謝意。

參考文獻

胡志文、馮欽賜、汪鳳如、陳建河、鄭明典，2002：中央氣象局全球模式之氣候特徵：東亞夏季季風。大氣科學，30，99-116。

陳昭銘、汪鳳如、蕭志惠，1999: 臺灣夏季氣候的年際變化。第六屆全國大氣科學學術研討會，臺北，臺灣。

陳昭銘、陳仁曾、呂芳川、郭漱泠、胡志文，2003：CWB GFS 模擬亞洲夏季季風環流之可預報度、準確度與海溫變化之關係。大氣科學，**31**，355-374。

Arakawa, A., and W. H. Schubert, 1974: Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment, Part I. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 674-701.

Chang, C.-P, Y. Zhang, and T. Li, 2000a: Interannual and interdecadal variations of the east Asian summer monsoon and tropical Pacific SSTs. Part I: Roles of the subtropical ridge. *J. Climate*, **13**,4310-4325.

Chang, C.-P, Y. Zhang, and T. Li, 2000b: Interannual and interdecadal variations of the east Asian summer monsoon and tropical Pacific SSTs. Part II: Meridional structure of monsoon. *J. Climate*, **13**,4326-4340.

Chen, J.-M., C.-T. Fong, F.-J. Wang, C.-H. Shiao, J.-H. Chen, and M.-D. Cheng, 1999: Climate characteristics of the CWB Global Forecast System: Hydrological processes and atmospheric circulation. *TAO*, **10**, 737-762

Chen, W. Y., and H. M. Van den Dool, 1997: Atmospheric predictability of seasonal, annual, and decadal climate means and the role of ENSO cycle: A model study. *J. Climate,* **10**, 1236-1254.

Harshvardhan, R. Davies, D. Randall, and T. Corsetti, 1987: A fast radiation parameterization for atmospheric circulation models. *J. Geophys. Res.*, **92,** 1009-1016.

Kalnay, E. and Coauthors, 1996: The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Ame. Meteor. Soc.*,**77**, 437-471.

Kumar, A., M. Hoerling, M. Ji, A. Leetmaa, and P. Sardeshmukh, 1996: Assessing a GCM's suitability for making seasonal predictions. *J. Climate*, **9**, 115-129.

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. Forecasting,* **12,** 653-663.

Louis, J. F., 1979: A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Bound.-Layer Meteor.*, **17,** 187-202.

Miyakoda, K., G. D. Hembree, R. F. Striker, and I. Shulman, 1972: Cumulative results of extended forecast experiments: I. Model performance for winter cases. *Mon. Wea. Rev.*, **100**, 836-855.

Moothi, S., and M. J. Suarez, 1992: Relaxed Arakawa-Schubert: A parameterization of moist convection for general circulation models. *Mon. Wea. Rev.*,**120**, 978-1002.

Nitta, T., and S. Yamada, 1999:Recent warming of tropical sea surface temperature and atmospheric flow patterns. *J. Meteor. Soc. Japan* , **67**,375-383.

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.

Reynolds, R. W., and T. M. Smith, 1994: Improved global sea surface temperature analyses using optimum interpolation. *J. Climate*, **7**, 929-948.

Reynolds, R. W., and T. M. Smith, 1995: A high-resolution global sea surface temperature climatology. *J. Climate*, **8**, 1572-1583.

Rowell, D. P., C. K. Folland, K. Maskell, and M. N. Ward, 1995: Variability of summer rainfall over tropical north Africa (1906-92): *Observation and modeling. Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **121**,699-704.

Rowell, D. P., 1998: Assessing potential seasonal predictability with an ensemble of multidecadal GCM simulations. *J. Climate*, **11**, 109-120.

Saha, S., and H. M. Van den Dool, 1988: A measure of the practical limit of predictability. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 2522-2526.

Shukla, J., and Coauthors, 2000: Dynamic seasonal prediction. *Bull. Ame. Meteor. Soc.*, **81**, 2593-2606.

Tiedtke, M., 1984: The sensitivity of the time-scale flow to cumulus convection in the ECMWF model. ECMWF's Workshop on Convection in Large-Scale Numerical Models, ECMWF, Reading, United Kingdom, 297-316. [Available from European Center for Medium-Range Weather Forecasts, Shinfield Park, Reading RG2 9AX, United King-dom.]

Wang, B., 1995: Interdecadal changes in El Niño onset in the last four decades. *J. Climate*, **8**, 267-285.

Wang, B., I.-S. Kang, J.-Y. Lee, 2004: Ensemble Simulations of Asian–Australian Monsoon Variability by 11 AGCMs. *Journal of Climate*: Vol. **17**, No. 4, pp. 803–818.

Wang, B., and X. Xie, 1998: Coupled modes of the warm pool climate system. Part I: The role of air-sea interaction in maintaining Madden-Julian oscillation. *J. Climate*, **11**, 2116-2135.

Simulation Accuracy and Predictability of Taiwan Summer Climate in Relation to SST Anomalies Depicted by the CWB GFS

Jau-Ming Chen[1] Chin-Feng Shih[1]
Fang-Chuan Lu[2] Shu-Lin Kuo [2] Jyh-Wen Hwu[1]

[1]Research and Development Center, Central Weather Bureau
[2]Dept. of Applied Physics, Chung-Cheng Institute of Technology

(Manuscript received 28 April 2004 : in final form 20 September 2004)

ABSTRACT

A 10-member ensemble climate (1950-2000) simulation using the CWB GFS (T42L18) model was analyzed to study GFS' capability in simulating Taiwan summer (JJA) climate variability, regarding the aspects of simulation accuracy and predictability. The role of SST anomalies in affecting the above model capability is also investigated. Major findings of this study are as follows.

Regarding the simulation accuracy, temperature variability in Taiwan is reasonably simulated by the GFS with respect to interannual variability and long-term warming featured by abrupt climate change occurring in the late 1970s. Major systematic error turns out to be the nearly opposite phase of precipitation anomaly in Taiwan. Analysis results indicate that SST anomalies in the oceans surrounding Taiwan provide direct impacts on simulated temperature variability in Taiwan, leading to relatively correct simulation of this temperature variability. The same SST anomalies exert oceanic forcing to regulate model precipitation in Taiwan. However, in observation oceanic variability in this region is regulated by atmospheric forcing. Due to erroneous simulation of the ocean-atmosphere interaction processes, the GFS precipitation anomaly in Taiwan is primarily out of phase with the observed.

Regarding the predictability, degree of predictability of Taiwan temperature variability in the simulation is primarily affected by strength of SST anomalies when there are warm anomalies in Taiwan region. Strong (weak) SST anomalies in the vicinity of Taiwan induce strong (weak) surface heat anomalies which tend to maintain strong (weak) large-scale circulation and precipitation anomalies. The above strong (weak) physical and dynamic mechanisms maintain stable (less stable) climate pattern in Taiwan, leading to high (low) predictability in Taiwan temperature variability. Given cold anomalies in Taiwan region, degree of predictability of Taiwan temperature anomalies is mainly influenced by anomalous SST pattern, rather strength of SST anomaly. The presence of dominating SST anomaly behaves as a center of action to induce strong heating variability, resulting in strong and stable circulation anomalies overlying Taiwan to maintain high predictability of temperature variability. On the other hand, the lack of a center of action of SST anomalies surrounding Taiwan corresponds to weak circulation anomalies overlying Taiwan, leading to low predictability in Taiwan temperature variability.

In summary, SST anomalies at the vicinity of Taiwan are more important than tropical SST anomalies in affecting the simulation accuracy and predictability of Taiwan summer climate variability in the GFS simulation.

Key words: Taiwan summer climate, Simulation accuracy, Predictability, Ensemble climate simulation.