

IPCC 第四期評估報告氣候模式 對亞洲夏季季風模擬之分析

卓盈旻 盧孟明*

中央氣象局氣象科技中心

(中華民國九十八年四月六日收稿；中華民國九十八年十二月三十一日定稿)

摘 要

本研究從 IPCC 第四期評估報告官方網站挑選了七個時空解析度俱佳的氣候模式，對照 NCEP/NCAR 重分析資料和 CMAP 雨量資料兩組全球格點觀測資料，分析模式對亞洲季風的季節和年際變化之模擬。結果顯示模式對於亞洲季風有一定的模擬能力，大部分模式基本上都能模擬出亞洲夏季季風環流和降雨空間分佈的主要型態，但是模式之間的差異度甚大。若把亞洲季風按地理位置分為南亞、東亞、西北太平洋三個次季風區，模式對南亞季風的模擬普遍較佳，西北太平洋季風最差。模式可做出和觀測分析場相當接近的南亞季風區雨量和環流的季節性變化，但是對西北太平洋季風區的雨量和環流氣候的季節性變化均無法準確掌握。比較模式對於三個季風區環流和雨量的模擬能力，發現模式在印度季風區的相關係數明顯高於其他兩個季風區，顯示模式對於南亞季風有比較好的模擬能力，大多數模式在三個季風區中對於風場空間特性的掌握比雨量更好。

關鍵字：氣候變遷、東亞季風、政府間氣候變遷小組第四期評估報告

*通訊作者：盧孟明，台北市公園路 64 號 Email:lu@rdc.cwb.gov.tw

一、前言

聯合國跨政府氣候變遷小組 (Intergovernmental Panel on Climate Change, 簡稱 IPCC) 是由世界氣象組織與環境規劃署為評估科技、社會、經濟等人為因素對於氣候的影響而聯合成立的, 宗旨為用現有的科學技術和社會經濟環境, 在客觀和公開的基礎上對全球氣候變遷進行全面性的推估, 乃是當代的氣候變遷權威單位。自 1988 年成立以來, 分別在 1990、1996、2001、2007 年發布了四次氣候變遷評估報告。2007 年發布的第四次評估報告, 原名為 IPCC Fourth Assessment Report, 簡稱 IPCC AR4, 收集整理了世界數千位專家的工作成果。在第五次報告產生之前, IPCC AR4 及其相關研究成果就是國際間評估 2001-2100 年氣候變化的共同基礎。

IPCC 研究以全球和洲際尺度為主, 報告中也有專章討論區域氣候變遷推估, 但受限於模擬上較高的不確定性, 並未能對全球多元的區域氣候特徵與變動細節詳加分析。雖然近十餘年來氣候數值模式的模擬技術進展快速, 但關於降雨特性的模擬能力仍然非常不足 (Randall et al. 2007)。Sun et al. (2006) 針對 1900-2000 年的氣候分析了 18 個數值模式的模擬結果 (其中有 11 個模式屬於 IPCC AR4), 發現模式普遍低估了強降雨 (日雨量大於 10 mm), 高估了弱降雨 (日雨量介於 1-10 mm 之間), 而且不能掌握對年累積雨量有 67% 貢獻的大降雨事件的強度與頻率特徵。Lin et al. (2006) 分析了 14 個模式的季內尺度的雨量變化, 也發現 IPCC AR4 模式沒有能力模擬亞洲季風區降雨的季內尺度變化特徵; 後續分析亞洲季風的結果 (Lin et al. 2008) 也指出模式大致上僅能掌握季風的季節平均特徵, 無法掌握季節或季內

變化特性。Kitoh and Uchiyama (2006) 利用 15 個 IPCC AR4 模式資料推估氣候變遷對東亞的梅雨和雨季的開始與結束時間的影響, 發現台灣附近梅雨季將隨氣候暖化增長, 而日本南方與長江流域的梅雨時間將縮短, 太平洋副高增強是造成這些變化的主要影響因子; 但事實上這些模式對東亞雨量長期平均的時空分布特性都還不能正確掌握。

科學界對於降雨的物理過程和控制因素的瞭解還相當有限, 目前的數值計算條件也還不能完全模擬中尺度天氣系統對降雨的影響 (Donner et al. 2001), 對於颱風的生成、路徑、強度模擬能力也都還是相當有限 (Bengtsson et al. 2004)。因此, IPCC AR4 模式資料所呈現的結果最佳情況也僅是接近真實大氣的氣候狀態, 絕對不能與實際的大氣狀態混為一談。IPCC AR4 模式資料庫是科學進步潮流中一個國際技術與資訊交換的共同平台, 數值模式模擬結果可結合全世界科學家與研究者的力量一同思考發展預防重於治療的氣候災害防治政策。若將模式結果誤認為是實際的氣候狀態, 將在認知上造成相當大的偏差, 必須注意。

氣候變遷研究包含辨識 (detection) 和解釋 (attribution) 兩部分, 前者主要是統計問題, 需藉統計方法判斷氣候資料的變化特性; 後者則是物理問題, 需從地球氣候系統的角度解釋變化的原由。辨識受限於觀測資料的長度和可靠程度, 解釋則受限於對地球氣候系統的瞭解程度和模擬能力。為預估未來氣候的可能變遷, IPCC 採用境況 (scenario) 模擬策略, 根據氣候數值模式的模擬結果推估二氧化碳濃度增加對全球氣候的影響。1970 年以來超級電腦的運算能力已增強了百萬倍, 地球系統模擬愈來愈精細, 以空間解析度

為例，IPCC 第一期報告使用的數值模式水平解析度約在 500km 左右，第四期報告數值模式的水平解析度最高的已提升至 150km 左右。除了空間解析度的改進，模式也從單純的大氣模式進步到海氣耦合或氣候系統模式，加入 IPCC AR4 的研究有 21 個海氣耦合模式之多，可見氣候數值模擬的進展確實快速。模式考慮的大氣化學和物理因子也是愈來愈複雜。然而模式對與臺灣水資源和熱浪息息相關的亞洲夏季季風系統的主要特徵究竟可模擬到什麼程度？模式模擬結果與實際發生的氣候差距多大？是本文準備探討的問題。

臺灣的氣候屬於亞洲季風系統中的一環。季風的雨量變化對於亞洲地區的農業、經濟與生態等有深遠的影響。由地理位置和季風肇始時間及雨季的降雨尖鋒時期早晚的差異，亞洲夏季季風系統分為東亞季風、南亞季風和西北太平洋季風三個子分量（Wang and LinHo 2002），分別有季節、年際和年代際等變化的特點。以季節尺度而言，季風區內多半地方雨季明顯，並且如雨暴或颱風等劇烈天氣系統所帶來的降雨在年總雨量中往往佔有相當可觀的比例，使得氣候模式模擬的降雨和真實狀況差距甚大。但是，如果模式可適當模擬控制中小尺度系統發生頻率和位置的大尺度環流系統，縱使不能適當模擬降雨，也有可能藉大尺度環流的變化推估雨量變異概略性的統計特性。因此，在現階段氣候模式模擬能力的條件限制之下，瞭解模式對控制台灣天氣變化的東亞季風系統的模擬程度對進一步推估全球暖化對臺灣氣候變遷影響非常重要。

本報告將從季風降雨與環流的季節特徵和年際變化幅度分析 IPCC AR4 氣候模式的 20 世紀氣候模擬（簡稱 20C3M），考慮模式和觀測資料時間長度，分析時間取 1979-1999 年，以了解模式

對東亞夏季季風掌握的程度。本文是推估全球暖化對台灣夏季氣候尤其是災害性降雨年發生率影響的先期研究，因此選擇夏季季風為主要分析對象。第二章將介紹本研究使用的資料和分析方法，第三章將比較模式雨量和風場與觀測的差異，第四章為結論。

二、資料與分析方法

（一）資料

IPCC AR4 整理的氣候模擬結果是由多國參與的 23 個全球氣候模式組成，其中屬於美國研究單位的模式有 7 個，日本 3 個，英國、法國、加拿大、澳洲、中國各 2 個模式，另外還有德國、挪威、俄國的模式，模式結果依據 IPCC 模式資料處理規範儲存為各類數值模擬實驗輸出，並可在申請核可後，直接從氣候模式診斷和比對計畫（Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison, PCMDI）網站取得（<http://www.pcmdi.llnl.gov>）。

全球氣候模式對於大尺度氣候系統模擬的結果較佳，空間尺度越小的天氣系統，模式越沒有能力掌握。本文以模式解析度高低和資料時間密度粗細為條件，選取空間解析度高於 63 個波（T63）且把逐日雨量公布在官方網站的 7 個模式進行分析。選出的模式分別為屬於挪威的 BCCR_BCM20、加拿大 CCCMA_CGCM31_T63、澳洲 CSIRO_MK30、澳洲 CSIRO_MK35、日本 MIROC32_HR、德國 MPI_ECHAM5、美國 NCAR_CCSM30，模式名稱、來源國家、大氣模式之空間解析度和是否有做海氣之間的水氣或熱通量的調整等資料整理在表 1。以解析度較高和資料時間密度較細為挑選條件是為了顧及後續研究氣候變遷對台灣極端氣候影響的需要。

表 1 本文分析的 IPCC AR4 模式名稱、所屬國家、解析度、海氣間水氣或熱通量的調整狀態，以及模式參考文獻。

Models	Country	Resolution	Flux Adjustment	References
BCCR_BCM20	Norway	T63	no adjustment	Deque et al., 1994
CCCMA_CGCM31_T63	Canada	T63	heat, freshwater	McFarlane et al., 1992; Flato, 2005
CSIRO_MK30	Australia	T63	no adjustment	Gordon et al., 2002
CSIRO_MK35	Australia	T63	no adjustment	Gordon et al., 2002
MIROC32_HR	Japan	T106	no adjustment	Nozawa et al., 2005
MPI_ECHAM5	Germany	T63	no adjustment	Jungclaus et al., 2005
NCAR_CCSM30	USA	T85	no adjustment	Collins et al., 2005

本研究使用的觀測資料主要有降水、外逸長波輻射（OLR）和環流場三種資料，其中降水資料為美國氣候預報中心所提供之五日平均降水分析資料（Climate Prediction Center Merged Analysis of Precipitation, CMAP），空間解析度為 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 經緯網格，此資料包含測站直接觀測和衛星反演推導的雨量（Xie and Arkin 1996，1997）。OLR 為美國國家海洋和大氣總署（National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA）所提供之月平均資料，空間解析度為 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 經緯網格點，OLR 數值大小與對流的強度、雲量和溫度有關，因此可利用該資料作為判斷熱帶地區對流發展強度與降水的依據。風場採用美國國家環境預報中心和美國國家大氣研究中心提供之重分析資料（NCEP/NCAR Reanalysis），該資料的網格解析度，在近地面高斯平面近似 $1.9^{\circ} \times 1.9^{\circ}$ 經緯網格，高空場為 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 經緯網格。

（二）季風之季節與空間特徵分析方法

本文的分析內容包括以亞洲夏季季風為中心的四個面向：雨量與風場空間配置基本特徵、雨

量與風場季節變化、雨量與風場空間變異程度、季風指標年際變化，分析結果作為建構順應模式固有特性的台灣氣候變遷設計境況的背景知識。季風的空間配置特徵以比對模式與觀測場的雨量和環流季平均圖為主，季節和年際變化的分析則以季風指標為主要的分析對象，至於模式與觀測場的雨量與風場的空間變異程度相似性本文將以泰勒圖（Taylor Diagram）呈現。接下來要說明用到的季風指標和泰勒圖。

1 東亞季風分區與指數定義

Wang and LinHo（2002）指出亞洲季風最重要的降雨區域依降雨高鋒期開始的早晚可分為三個部分（圖 1）：印度夏季季風區（ISM： 5°N - 27.5°N ， 65°E - 105°E ）、西北太平洋夏季季風區（WNPSM： 5°N - 22.5°N ， 105°E - 150°E ）、東亞夏季季風區（EASM： 22.5°N - 45°N ， 105°E - 140°E ）。另外，Wang et al.（2001）把 5°N - 45°N ， 105°E - 150°E 這個區域稱為東亞-西北太平洋季風區（WNP-EA monsoon，簡稱 WNP-EAM），這個區域居住有全世界三分之一的人口，包括台灣在內，因此 EA-WNPM 的預測與模擬對全球的經濟發展而言都是相當重要的。

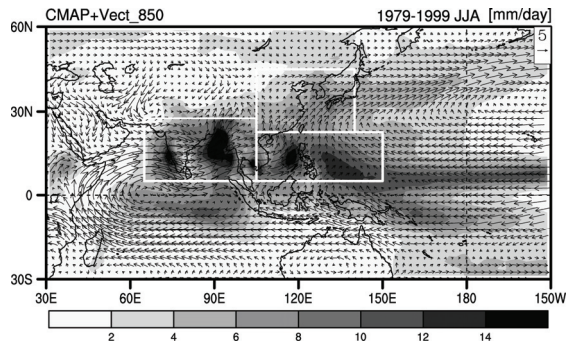


圖 1 根據 CMAP 1979-1999 年 6-8 月累積雨量資料繪製的雨量分布圖以及南亞季風、東南亞與西北太平洋季風以及東亞季風範圍；印度夏季季風區（5°N-27.5°N，65°E-105°E）、西北太平洋夏季季風區（5°N-22.5°N，105°E-150°E）、東亞夏季季風區（22.5°N-45°N，105°E-140°E）。

許多學者曾嘗試從不同的角度利用不同方法來定義亞洲季風強度，雖然至今尚無完全一致的

看法，但季風指數仍具參考價值。本文採用的季風指數整理於表 2，說明如下。

(1) WYI

Webster and Yang (1992) Index (WYI) 是一個被廣泛使用的季風指數，以平均緯向風垂直風切（表 2）代表南亞季風強度。研究發現 WYI 的變動主要受到孟加拉灣和菲律賓附近兩個對流熱源所影響。Ailikun 和 Yasunari (1998) 的研究顯示 WYI 強度會受到西太平洋暖池區對流活動的影響而產生明顯變化，此相關性比 WYI 與印度半島對流活動的關係來得好。WYI 可代表印度洋/太平洋地區大尺度環流對孟加拉灣、菲律賓和西太平洋對流活動的響應。

表 2 本文使用的 15 個季風指數之定義，代表的季風區域，與參考文獻。

Name	Definition	Measure	Reference
WYI	U850-U200 (0-20N, 40E-110E)	SASM	Webster and Yang, 1992
MHI(RM1)	V850-V200(10N-30N, 70E-110E)	SASM	Goswami et al., 1999
EIMRI	The averaged rainfall over 10N-30N, 70E-110E.	SASM	Goswami et al., 1999
CI1	The averaged negative OLR anomalies over 10N-25N, 70E-100E	ISM	Wang and Fan, 1999
WSI1	U850-U200(5N-20N, 40E-80E)	ISM	Wang and Fan, 1999
SSI1	V850-V200(15N-30N, 85E-100E & 0-15S, 40E-55E)	ISM	Wang and Fan, 1999
IMI	U850(5N-15N, 40E-80E)-U850(20N-30N, 70E-90E)	ISM	Wang et al., 2001
DU2	U850(5N-15N, 90E-130E)-U850(22.5N-32.5N, 110E-140E)	SEASM	Wang and Fan, 1999
RM2	U200(40N-50N, 110E-150E)-U200(25N-35N, 110E-150E)	SEASM	Lau et al., 2000
CI2	The averaged negative OLR anomalies over 10N-20N, 115E-140E	SEASM	Wang and Fan, 1999
WSI2	U850-U200(0-10N, 90E-130E)	SEASM	Wang and Fan, 1999
SSI2	V850-V200(5N-15N, 120E-145E & 5S-5N, 90E-120E)	SEASM	Wang and Fan, 1999
EASRA	The rainfall anomaly averaged over 30N-50N, 110E-145E	EASM	Jhun and Lee, 2004
EASMI	V850(20N-30N, 110E-140E)-V850(30N-40N, 110E-140E)	EASM	Wang et al., 2001
WNPMI	U850(5N-15N, 100E-130E)-U850(20N-30N, 110E-140E)	WNPSM	Wang et al., 2001

(2) MHI 和 EIMRI

為解決 WYI 和印度季風降水關係不佳的問題，Goswami et al. (1999) 提出 Monsoon Hadley Index (MHI) 和 Extended Indian Monsoon Rainfall Index (EIMRI) 兩種指數 (表 2)。MHI 為包括印度半島、孟加拉灣、中南半島的大範圍高低層平均經向風的風切，可代表局地哈德里環流 (Hadley cell) 的強度；EIMRI 則為相同區域的總降雨量，代表廣大印度季風區的熱源變化。MHI 與印度季風區的降水年際變化有相當好的相關性。

(3) CI1、CI2、WSI1、WSI2、SSI1、SSI2、DU2

Wang and Fan (1999) 發現 ISM 和 WNP-EASM 地區各存在一個對流熱源中心，分別位於孟加拉灣印度地區和菲律賓附近，前述的兩種季風指數都沒有辦法反應這種區域性的特徵。他們發現孟加拉灣和印度半島地區對流增強時，80°E 以西的西印度洋地區季風環流也會增強；相對地，當菲律賓附近對流增加時，80°E 以東的東南亞地區季風也會增強。為了更清楚辨識季風的區域性特徵，Wang and Fan (1999) 定義出 7 種季風指數，CI1、WSI1、SSI1 三個指數代表伴隨南亞季風的對流和緯向及經向風的垂直切，而 CI2、WSI2、SSI2 三個指數代表伴隨東南亞季風的對流和緯向及經向風的垂直切，DU2 則代表伴隨東南亞季風的低層緯向風的南北風切。

(4) IMI、WNPMI

Wang et al. (2001) 又定義了 IMI 與 WNPMI 兩個指數分別代表南亞與西北太平洋季風強度，都是伴隨季風的低層緯向風的南北風切，但 IMI 在印度半島附近，WNPMI 則在南海和菲律賓海

附近。詳細的經緯範圍和定義列於表 2。

(5) RM2

Lau et al. (2000) 定義的東亞區域季風指數 RM2 是度量伴隨東亞季風的高層緯向風的南北風切，若 RM2 偏強表示南亞高壓偏強，RM2 偏弱則表示南亞高壓偏弱。

(6) EASRA

Jhun and Lee (2004) 根據東北亞降雨特性定義了一個東亞季風指數 East Asia Summer Rainfall Anomaly (EASRA)，雨量統計的範圍是 30°N-50°N，110°E-145°E。除此之外，還定義了一個東亞季風指數 (EASMI_JL04)，乃是在 20°N-50°N，80°E-170°W 這個範圍的雨量 EOF 的第一主分量 (principal component) 和在 EASRA 所定義的區域的 EOF-1 平均值的乘積。

(7) EASMI

由於前述之 EASMI_JL04 過於複雜，本文採用 Wang et al. (2001) 定義的一個比較簡單的 EASMI，是低層經向風的南北梯度 (表 2)。

以上的 15 種季風指數可區分成對流和環流兩類，EIMRI、CI1、CI2、EASRA 是屬於對流類，其餘的 11 種都是屬於環流類。也可以按照地區分為南亞季風 (SASM 或 ISM)，東南亞季風 (SEASM)，東亞季風 (EASM) 和西北太平洋季風 (WNPSM) 四類，季風指數和所對應的類別如表 2。本研究分析了各模式的 15 個季風指數的氣候平均值及標準差，並與觀測資料比對以瞭解模式對季風變異度的掌握程度。

2. 泰勒圖 (Taylor Diagram)

模式模擬結果與觀測資料之間的差異可用泰勒圖 (Taylor, 2001) 顯示，圖中以相關係數、

均方根誤差和標準差三種量值比較模式和觀測資料的接近程度，以及模式變數變異量相對於觀測資料的變異幅度，具有可同時比較多個模式特性的優點。假設以 r 代表觀測值， f 為模式值，兩者的空間相關係數(pattern correlation coefficient)為 R ：

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

其中 σ_r 和 σ_f 分別為代表觀測和模式的空間分布特性的標準差， N 代表區域內的格點數。模式和觀測的均方根誤差 E' 的計算方法如後：

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

根據餘弦定理， $c^2 = a^2 + b^2 - 2ab \cos \phi$ ，可把模式相對於觀測的空間相關係數、標準差和均方根誤差同時點繪在泰勒圖（圖 2）中。舉例

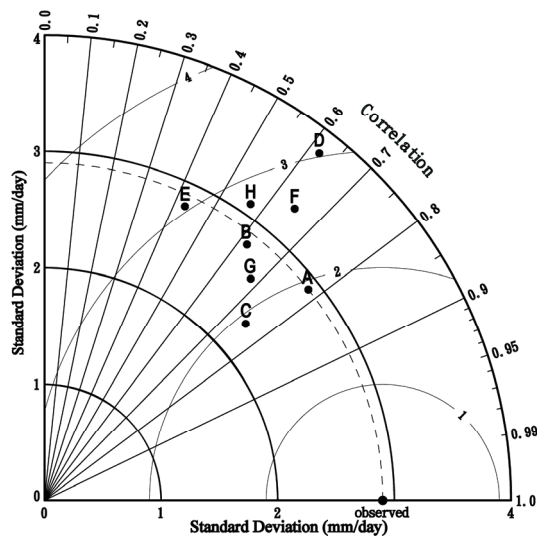


圖 2 泰勒圖。泰勒圖是比較模式模擬結果與觀測資料之間的差異的顯示工具，以相關係數、均方根誤差和標準差三種量值比較模式和觀測資料的接近程度，以及模式變數變異量相對於觀測資料的變異幅度，具有可同時比較多個模式特性的優點。詳細內容請參考 2.2 節的說明。

來說，圖 2 為假想的八個模式雨量值在泰勒圖中的分布，對應到不同圓心角的在圓周上的刻度代表相關係數， x 與 y 軸線上標示的刻度及以刻度為半徑形成的圓弧代表標準差，以 x 軸上“observed”為圓心往外擴展的圓弧其半徑長度（標示在弧線上）代表均方根誤差。例如，圖中顯示模式 F 的標準差約為 3.3mm/day，與觀測的相關係數為 0.65，均方根誤差約為 2.6mm/day。因此，泰勒圖的分析結果可顯示模式模擬結果與觀測的差異。

三、模式氣候與觀測之比較

本章比較模式與實際觀測的亞洲季風系統分別在季節平均、季節變化和年際變化方面的差異。季節平均乃指 1979-1999 年的 6-8 月平均雨量和風場特徵，季節變化是指月雨量和風場氣候值（1979-1999 年平均）在一年中逐月的季節性變化，而年際變化則指雨量和風場的季節平均值在年與年之間的變異度。我們並不預期模式可模擬類似於觀測資料的年際變化，因為模式只在初始場使用了觀測資料，模式模擬結果與實際觀測值的差距隨積分時間增長而擴大。氣候系統是一個非常複雜的非線性系統，小的擾動發展一段時期之後可以產生大變化，使得模式氣候與實際氣候在時空座標上沒有定量定點的相似關係。年際變異度是模式的重要特性之一，不同模式會有不同的變異度，這是使用模式資料時必須要注意的。

（一）夏季平均雨量與風場之基本特徵

太陽輻射隨季節的改變與海洋和陸地熱容量的差異是季風形成的根本原因，也是氣候模式必須具有的模擬能力。各個模式對東亞季風系統的夏季（6-8 月）降雨及 850hPa 風場的 1979-1999

年氣候平均場模擬結果顯示在圖 3a-g，對應於圖 1 的三個次季風區的範圍亦標示在圖中，從各個

模式模擬結果的比較即可看出模式之間差異甚大。圖 1 顯示東亞季風區的主要雨區集中在印度

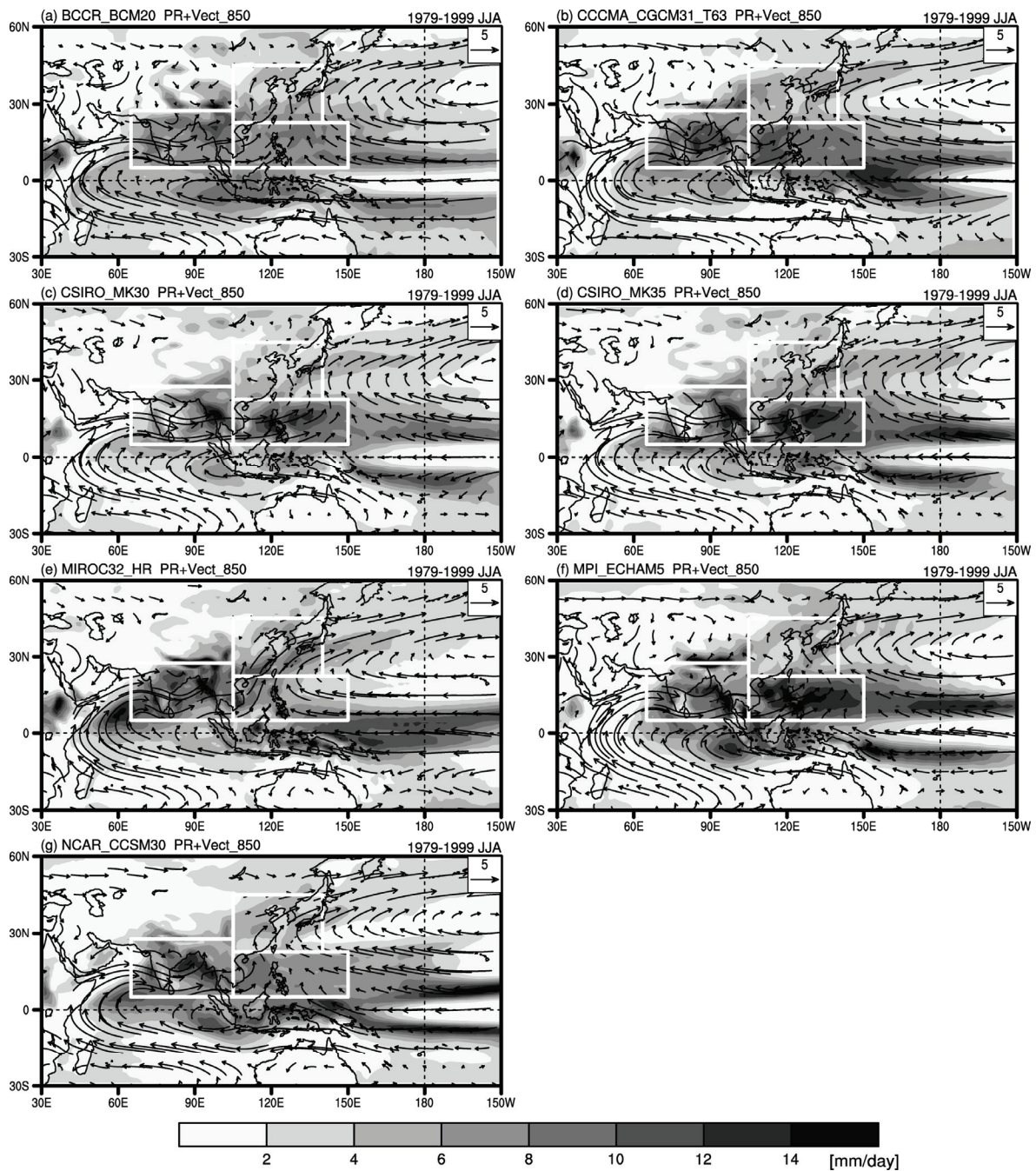


圖 3 如圖 1，但為模式模擬結果。(a) BCCR_BCM20，(b) CCCMA_CGCM31_T63，(c) CSIRO_MK30，(d) CSIRO_MK35，(e) MIROC32_HR，(f) MPI_ECHAM5，(g) NCAR_CCSM30。

西岸、孟加拉灣北端、泰國灣東北端、南海東半部以及菲律賓海等五處。7 個模式基本上都能模擬出印度西岸的雨量極值，以 MIROC32_HR 模擬的雨量最多且範圍最廣，而 CSIRO_MK30 模擬的雨量最少且範圍最窄，南印度洋赤道附近緯度 0° - 5° S，經度 60° E- 90° E 的帶狀雨區僅有 MPI_ECHAM5 模擬結果和觀測比較接近，但也不盡理想。孟加拉灣北端和泰國灣東北端的雨量極值 7 個模式都能模擬出來，南海東半部以及菲律賓海的模擬結果則不理想，以 CSIRO_MK30 與 CSIRO_MK35 模擬結果較好，MPI_ECHAM5 的雨量過多而 BCCR_BCM20 和 MIROC32_HR 則偏少。

MIROC32_HR 模式的太平洋副高甚強以致於菲律賓海偏乾，熱帶西北太平洋 ITCZ 位置偏南，但是對於東亞大陸沿海一帶的南海與西北太平洋的西南風與東南風輻合現象，這也是影響台灣夏季降雨最關鍵的特徵，只有 MIROC32_HR 模式的模擬結果與實際環流比較接近；從台灣往東北延伸到日本和韓國的雨帶也以 MIROC32_HR 的模擬結果最好。南海與西北太平洋上的輻合帶可在 BCCR_BCM20 看到，然而這個模式的雨量普遍偏少。另一方面，CSIRO_MK30 與 CSIRO_MK35 雖然對南海東半部以及菲律賓海的降雨模擬的最好，但是菲律賓海上西風過強，太平洋高壓脊偏東並緯度偏高。CCCMA_CGCM31_T63 和 MPI_ECHAM5 也都有太平洋高壓脊偏東並緯度偏高的現象，後者在南海與菲律賓海上的雨量比前者明顯偏多，可見每一個模式都不完美也有其獨特之處，僅用單一模式是無法推估模式偏差產生的不確定性，所以氣候變遷影響推估一定要參考多個模式的模擬結果。

(二) 雨量與風場季節性變化

降雨是亞洲夏季季風系統最重要的天氣因子。在這一節我們要根據圖 1 亞洲季風區的三個季風子系統分析各模式氣候場的雨季開始與結束的月份是否恰當，從這樣的分析可瞭解模式的環流和降雨季節變化與實際氣候的基本差距。圖 4 為三個季風區月平均降水的變化情形，在 ISM 區域（圖 4a）模式與觀測結果類似，雨量從 5 月到 6 月明顯增強，表示夏季季風的開始。ISM 區域雨量在 6-8 月達到巔峰，除了 MIROC32_HR 模式之外大部分的模式模擬的雨量低於觀測（CMAP）。MPI_ECHAM5 的雨量尖峰出現在 6 月，其餘模式的尖峰期則比 CMAP 約晚了 1 個月。

在 WNPSM 區域（圖 4b），模式間的差異明顯大於 ISM 區域，多數模式的冬季雨量過多，夏季過少，其中 CSIRO_MK30、CSIRO_MK35 和 MPI_ECHAM5 的尖峰值都出現在 6-10 月之間，觀測資料的尖峰則在 8 月。模擬結果最不理想的是 MIROC32_HR，不僅雨量強度明顯偏弱而且高峰值出現在秋季，冬季的降水強度也高於夏季，有降雨冬季過強夏季過弱的偏差。

在 EASM 區域（圖 4c）模式的表現相當一致，都呈現單峰的曲線變化，雨量在夏季達到高峰，除了 MIROC32_HR 以外模式的夏季雨量普遍低於觀測，但是在冬季大部分模式的雨量高於觀測。綜合而言，模式對季風區域雨量季節變化有相當的掌握能力，模擬結果在印度與東亞季風區優於西北太平洋。雨量的量值在冬季比夏季接近於觀測，但是有冬季偏高夏季偏低的現象。

模式和觀測雨量氣候值的季節性差異整理於表 3，以量化模式和 CMAP 資料的 1979-1999 年平均雨量在 ISM、WNPSM、EASM 三個

表 3 各個模式在 ISM、WNPSM、EASM 三個季風區累積雨量與 CMAP 雨量資料的比較，比較的量值分別是氣候值累積至雨量年總雨量 20% 的雨量值與月份（括號內），累積至年總雨量 80% 的雨量值與月份，最大月雨量值與發生月份，最小月雨量值與發生月份，最大和最小月雨量的差值。雨量的單位是毫米/日（mm/day）。

ISM	20%	80%	Rmax	Rmin	Rmax-Rmin
BCCR_BCM20	16 (5)	43 (9)	8 (7)	1 (3)	7
CCCMA_CGCM31_T63	13 (5)	36 (8)	8 (8)	1 (2)	7
CSIRO_MK30	8 (5)	27 (8)	7 (8)	1 (2)	6
CSIRO_MK35	8 (5)	32 (9)	7 (8)	0 (3)	7
MIROC32_HR	19 (5)	51 (9)	9 (8)	1 (3)	8
MPI_ECHAM5	16 (5)	35 (8)	8 (6)	1 (3)	7
NCAR_CCSM30	9 (4)	38 (8)	8 (8)	1 (1)	7
CMAP	18 (5)	45 (9)	8 (7)	1 (2)	7
WNPSM	20%	80%	Rmax	Rmin	Rmax-Rmin
BCCR_BCM20	17 (3)	62 (9)	8 (8)	4 (2)	4
CCCMA_CGCM31_T63	17 (4)	62 (9)	10 (9)	2 (2)	8
CSIRO_MK30	15 (3)	60 (9)	9 (7)	3 (3)	6
CSIRO_MK35	17 (3)	67 (9)	10 (7)	4 (3)	6
MIROC32_HR	14 (3)	57 (10)	8 (11)	2 (4)	6
MPI_ECHAM5	19 (3)	73 (9)	12 (7)	4 (2)	8
NCAR_CCSM30	18 (5)	58 (10)	9 (9)	2 (3)	7
CMAP	16 (4)	63 (9)	9 (8)	3 (3)	6
EASM	20%	80%	Rmax	Rmin	Rmax-Rmin
BCCR_BCM20	11 (3)	38 (9)	5 (7)	2 (1)	3
CCCMA_CGCM31_T63	12 (3)	33 (8)	5 (7)	2 (11)	3
CSIRO_MK30	8 (3)	25 (8)	4 (7)	1 (2)	3
CSIRO_MK35	10 (4)	26 (8)	5 (7)	1 (2)	4
MIROC32_HR	11 (3)	37 (8)	6 (6)	2 (2)	4
MPI_ECHAM5	11 (3)	32 (8)	5 (6)	2 (12)	3
NCAR_CCSM30	10 (3)	28 (8)	4 (7)	2 (1)	2
CMAP	9 (3)	32 (8)	5 (6)	2 (12)	3

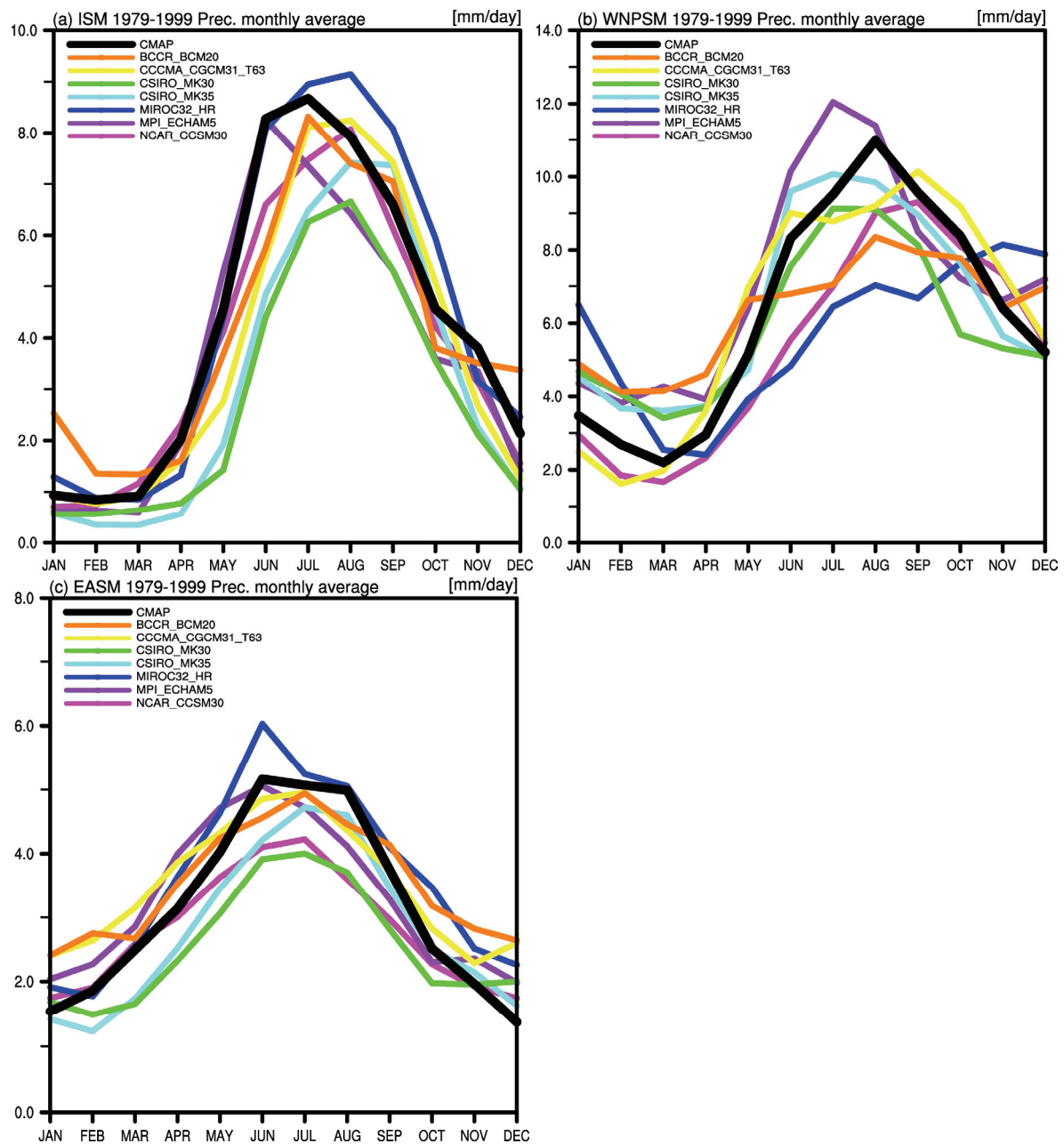


圖 4 各模式模擬之 1979-1999 年季風區平均雨量季節變化與 CMAP 雨量資料的比較，(a) 印度夏季季風區 (ISM：5°N-27.5°N，65°E-105°E)，(b) 西北太平洋夏季季風區 (WNPSM：5°N-22.5°N，105°E-150°E)，(c) 東亞夏季季風區 (EASM：22.5°N-45°N，105°E-140°E)。

季風區的季節特徵之差異。以 20% 為標題的欄位顯示的是累積至年總雨量 20% 的雨量值，括號內的數字表示該雨量值出現的月份，80% 欄顯示的是累積至年總雨量 80% 的雨量值與月份， R_{max} 為最大月雨量值與發生月份， R_{min} 為最小月雨量值與發生月份， $(R_{max}-R_{min})$ 則為最大和最小月雨量的差值。表 3 清楚顯示多數模式模擬的 ISM 的 20% 發生月份和觀測一致，僅有 NCAR_CCSM30 比觀測值提早了一個月；對 ISM 的 80% 月份 BCCR_BCM20、CSIRO_MK35、MIROC32_HR 三個模式模擬到正確月份，而另外四個模式都比觀測提早一個月。CMAP 顯示 ISM 的 R_{max} 月份在 7 月，只有 BCCR_BCM20 的結果與此相符； R_{min} 的月份在 2 月，這方面則只有 CCCMA_CGCM31_T63 和 CSIRO_MK30 的結果相符。

在 WNPSM 區域，模式對 80% 的發生月份之掌握顯然優於 20% 的發生月份，對 R_{max} 和 R_{min} 月份的掌握普遍欠佳。整體看來以 BCCR_BCM20 的 ISM 和 WNPSM 降雨氣候特徵值與 CMAP 最接近，20% 和 80% 月份都相符，累積雨量也差異不大。

模式對 EASM 的 20% 和 80% 的發生月份模擬比 ISM 與 WNPSM 都好。CMAP 的 20% 月份發生在 3 月，僅有 CSIRO_MK35 的月份不符，較 CMAP 延後了一個月。CMAP 的 80% 月份出現在 8 月，僅有 BCCR_BCM20 不符，也是較 CMAP 延後了一個月。和 CMAP 的 R_{max} 月份相符者有 MIROC32_HR 和 MPI_ECHAM5，和 CMAP 的 R_{min} 月份相符者僅有 MPI_ECHAM5。MPI_ECHAM5 的四個特徵值與 CMAP 相當接近，以 $R_{max}-R_{min}$ 為代表的季節變化量也和 CMAP 非常接近，MPI_ECHAM5 顯然對 EASM

降雨氣候模擬得相當理想。

在風場季節變化方面，模式的表現可以用表 2 中代表印度季風變化的 IMI 和代表西北太平洋季風變化的 WNPMI 兩種指標表示。圖 5 顯示模式對 IMI 的季節特性模擬結果比較一致，而 WNPMI 的模式間差異比較大。WNPMI 的峰值出現在八月，但 BCCR_BCM20 和 CCCMA_CGCM31_T63 都做出了兩個峰值，MIROC32_HR 的峰值則出現在十月，與 NCEP/NCAR 重分析資料表現出的變化差距甚大。

除了印度季風與西北太平洋季風外，東印度洋跨赤道氣流（V2）也是可代表季節變化的指標。許多研究結果都顯示跨赤道氣流對於初夏東亞季風的建立有著重要的作用，尤其是南海季風的建立。除了索馬里跨赤道氣流之外，V2 是另一支影響東亞氣候的重要氣流，對於傳輸南半球水氣有著重要貢獻，亦對東亞地區降水有著相當重要的影響。在評估模式對於季節環流變化的掌握能力上，它是一個重要且簡單的指標。V2 為 850hPa 的 v 在 90°E - 110°E 與 10°S - 10°N 範圍內的平均值，圖 6 顯示模式模擬的 V2 季節變化在模式間有明顯的差異，模式一致表現出 1-3 月北風過強而 9-10 月南風過強的特性，表示模式模擬的冬半球對赤道的影響時間過長。

另外，我們發現 V2 維持南風的時間大致上與台灣雨季時間相符，這個特質對未來研究大尺度環境對台灣的影響可能有重要意義。臺灣降雨的季節性變化可從各模式與 CMAP 資料在 117.5°E - 125°E ， 20°N - 27.5°N 範圍的平均雨量（圖 7）得知。CMAP 清楚顯示雨量的雙峰結構，第一個峰值是梅雨期，第二個峰值為颱風期。雨量變化

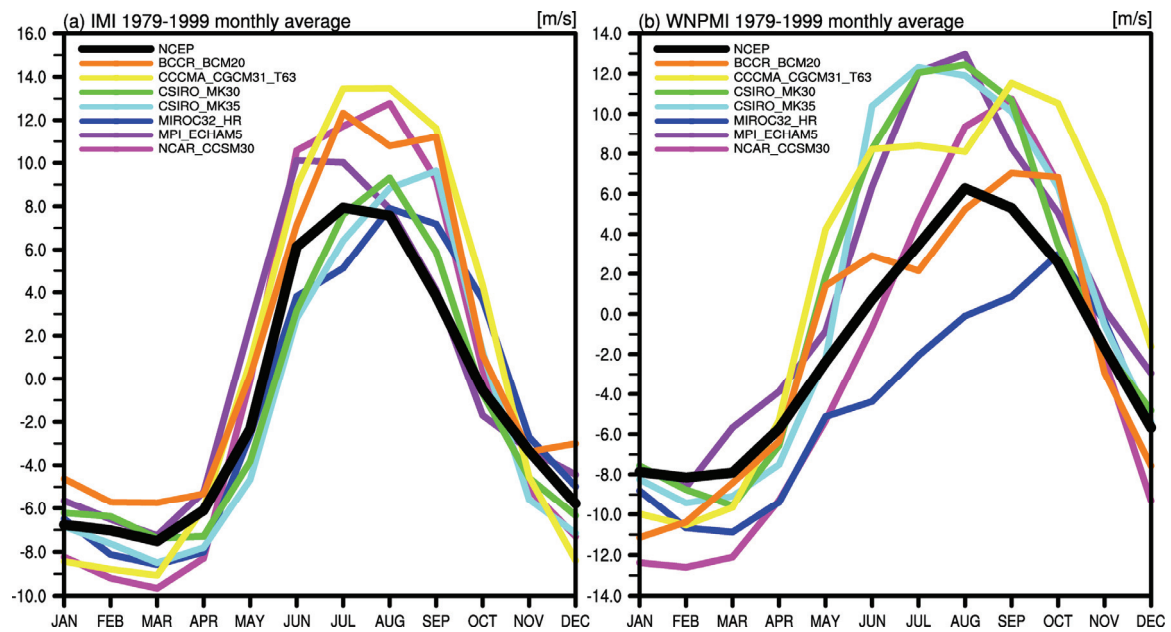


圖 5 各模式模擬之 1979-1999 年季風區平均風場季節變化與 NCEP 分析場 (Reanalysis-1) 資料的比較，
(a) IMI 指標，(b) WNPMT 指標，指標定義如表 2。

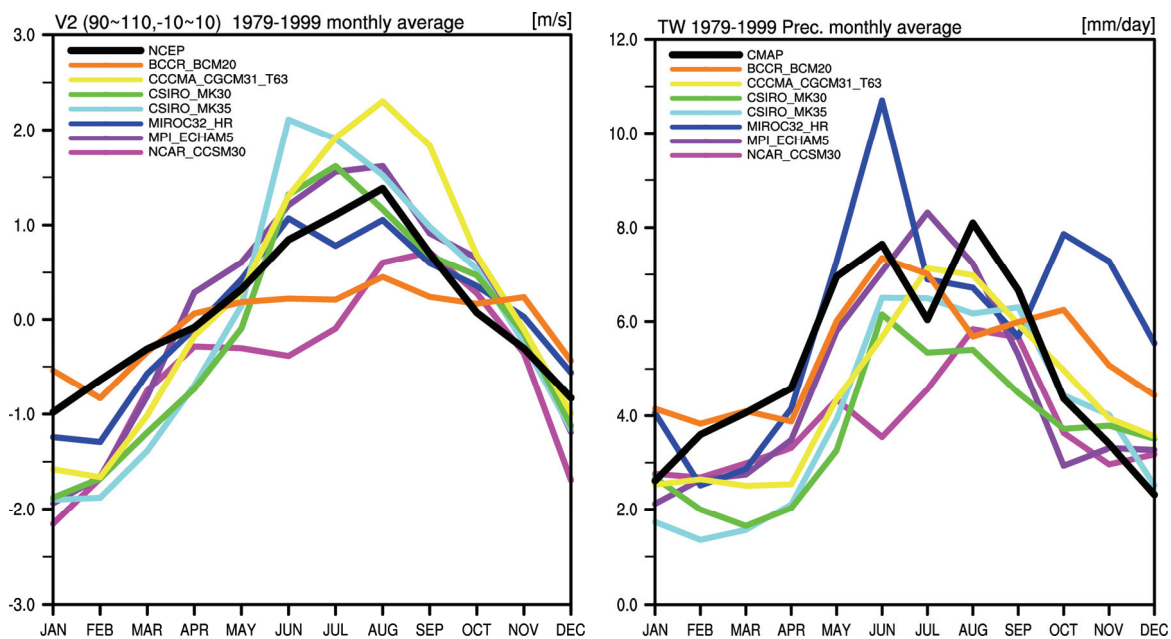


圖 6 各模式模擬之 1979-1999 年平均東印度洋跨赤道氣流 (V2) 季節變化與 NCEP 分析場 (Reanalysis-1) 資料的比較，V2 為 850hPa 的 v 在 90°E - 110°E 與 10°S - 10°N 範圍的平均。

圖 7 各模式模擬之 1979-1999 年台灣及臨近區域 (117.5°E - 125°E , 20°N - 27.5°N) 降雨氣候與 CMAP 資料的比較。

的轉折點出現在四月與十月，大致代表豐水期的開始和結束的轉折時間。比較圖 7 與圖 6 明顯看到兩個雨量變化轉折點與 V2 變號時間相同；但是在降雨方面模式間有相當大的差異，四月雨季開始時的轉折特徵各個模式大致上能還能模擬出來，十月的雨季結束模式間則差異甚大。MIROC32_HR 與 BCCR_BCM20 兩個模式在十月不但雨量沒有下降，反而出現了一個峰值，CCCMA_CGCM31_T63 的雨量則是緩慢下滑，轉折點出現在十一月。圖 6 也顯示 MIROC32_HR 與 BCCR_BCM20 的 V2 在秋季從南風轉為北風的時間最晚，CCCMA_CGCM31_T63 的 8-10 月 V2 南風最強。從這些模式的 V2 季節變化特徵和台灣雨量季節變化相似處可看到，模式對東印度洋蘇門達臘附近季風轉變時間的掌握可能是準確模擬臺灣附近的雨量季節變化的一個重要條件。

各個模式氣候值的三個季風指標 IMI、WNPMI、V2 從冬季到夏季的變號月份及最大和最小值出現月份以及根據 NCEP 資料計算的結果整理在表 4。IMI 的最大值主要出現在七月前後並為正值，是因為夏季有強烈的索馬利亞跨赤道流在阿拉伯海（5°N-15°N，40°E-80°E）較孟加拉灣北端青藏高原以南（20°N-30°N，70°E-90°E）的西風更強（圖 1）；最小值主要出現在三月，對應到的低層風場為阿拉伯海上有明顯東風但孟加拉灣北端青藏高原以南的平均流場是高壓環流（圖略）。模式對 IMI 的變號時間和最大值與最小值出現的月份都模擬得不錯，但在量值方面模式模擬的最大值普遍比 NCEP 分析場強，最小值模式間也有比較大的差異，表示模式對春季的孟加拉灣上高壓反氣旋模擬能力較差。

在 WNPMI 方面，NCAR_CCSM30 模擬的 WNPMI 變號時間與 NCEP 分析場一致，均出現

在 7 月，但是其它的模式模擬的變號月份都不準確，BCCR_BCM20、CCCMA_CGCM31_T63、CSIRO_MK30 三個模式在 5 月變號，CSIRO_MK35、MPI_ECHAM5 在 6 月而 MIROC32_HR 在 9 月。從圖 1 可看出 WNPMI（定義如表 2）在夏季描述的是南海上西南氣流的加強和西北太平洋副高北抬，這兩個特徵都是模式比較難掌握的。WNPMI 最大值出現的月份與量值以 MIROC32_HR 和 NCEP 分析場的差距最大，MIROC32_HR 的月份比觀測偏晚二個月，量值也偏低；模式對最小值出現月份與量值的模擬結果都比最大值為佳。

本節檢視的第三個季風指標是東印度洋跨赤道氣流 V2（圖 6c）。雖然表 4 顯示 NCAR_CCSM30 對 WNPMI 變號時間掌握最好，但是對於 V2 的變號時間 NCAR_CCSM30 卻是掌握最差的一員。NCEP 分析場顯示 V2 在 5 月變號，但 NCAR_CCSM30 的 V2 變號時間卻出現在 8 月，其餘模式的模擬結果和 NCEP 分析場的差距都在一個月以內。模式和 NCEP 分析場的差距在 V2 的最大值和最小值方面比在 WNPMI 的最大值和最小值小，表示模式對東印度洋的模擬優於南海與西太平洋。

（三）夏季雨量與風場氣候之空間特徵

模式和分析場氣候的夏季季風空間差異可用泰勒圖檢視。圖 8 為分別針對在印度夏季季風區（ISM：5°N-27.5°N，65°E-105°E），西北太平洋夏季季風區（WNPSM：5°N-22.5°N，105°E-150°E），東亞夏季季風區（EASM：22.5°N-45°N，105°E-140°E）的低層（850hPa）和高層（200hPa）風場 u 與 v 分量以 NCEP 分析風場和 CMAP 雨量資料為參考值製作的泰勒圖。各模式在印度夏季

表 4 各個模式氣候值的三個季風指標 IMI、WNPMT、V2 從冬季到夏季的變號月份及最大和最小值出現月份與量值與 NCEP 分析場資料的比較。

IMI	變號月份	最大值	最小值
BCCR_BCM20	5	12 (7)	-6 (3)
CCCMA_CGCM31_T63	5	13 (8)	-9 (3)
CSIRO_MK30	6	9 (8)	-7 (3)
CSIRO_MK35	6	10 (9)	-8 (3)
MIROC32_HR	6	8 (8)	-9 (3)
MPI_ECHAM5	5	10 (6)	-7 (3)
NCAR_CCSM30	6	13 (8)	-10 (3)
NCEP	6	8 (7)	-8 (3)
WNPMT	變號月份	最大值	最小值
BCCR_BCM20	5	7 (9)	-11 (1)
CCCMA_CGCM31_T63	5	12 (9)	-11 (2)
CSIRO_MK30	5	12 (8)	-10 (3)
CSIRO_MK35	6	12 (7)	-9 (2)
MIROC32_HR	9	3 (10)	-11 (3)
MPI_ECHAM5	6	13 (8)	-9 (2)
NCAR_CCSM30	7	11 (9)	-13 (2)
NCEP	7	6 (8)	-8 (2)
V2	變號月份	最大值	最小值
BCCR_BCM20	4	0 (8)	-1 (2)
CCCMA_CGCM31_T63	5	2 (8)	-2 (2)
CSIRO_MK30	6	2 (7)	-2 (1)
CSIRO_MK35	5	2 (6)	-2 (1)
MIROC32_HR	5	1 (6)	-1 (2)
MPI_ECHAM5	4	2 (8)	-2 (1)
NCAR_CCSM30	8	1 (9)	-2 (1)
NCEP	5	1 (8)	-1 (1)

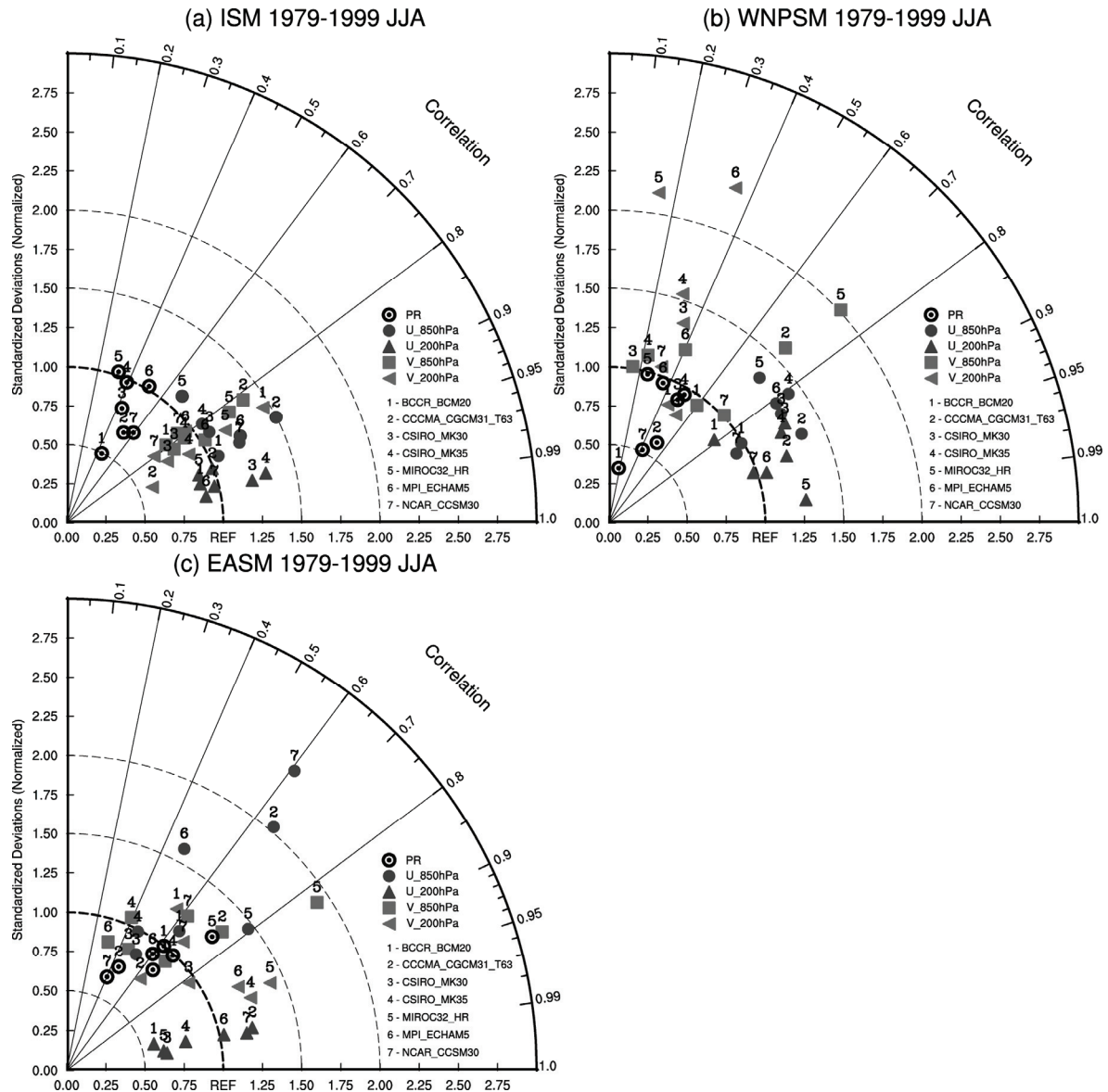


圖 8 以 NCEP 分析場為參考值製作的在 (a) 印度夏季季風區 (ISM)，(b) 西北太平洋夏季季風區 (WNPSM)，(c) 東亞夏季季風區 (EASM) 低層 (850hPa) 和高層 (200hPa) 平均風場的 u 與 v 分量泰勒圖。

季風區 (圖 8a) 與分析場的相關係數明顯高於其它兩個季風區，表示模式對印度季風有比較好的掌握，這與前一節看到的風場與雨量季節變化的結果是一致的。各個變數當中，又以高層 (200hPa) u 的相關係數最高，低層 (850hPa) 風場次高，

雨量的相關係數最低，反應模式對環流的模擬能力優於降雨的事實。西北太平洋夏季季風區的 850hPa u 相關係數高於 v ，而東亞夏季季風區的 850hPa v 相關係數高於 u ，表示模式對南海與西太平洋的東西風輻合特徵較無法掌握，但是對於

台灣和日本之間的南風還能掌握。三個季風區中以西北太平洋夏季季風區的模擬最不理想，相關係數最低，變異度也較分散。

(四) 季風指標年際變化

為瞭解模式的亞洲夏季季風年際變化模擬結果與觀測資料的差異，表二列出了每個模式 1979-1999 年十五個季風指數的氣候平均值與標準差。季風指數分為環流指數與對流指數兩大類，環流指數有垂直風切（WYI、WSI1、WSI2、RM1、SSI1、SSI2）和水平風切（IMI、DU2、WNPMI、RM2、EASMI）兩種，對流指數則有區域平均雨量（EIMRI、EASRA）和 OLR（CI1、CI2）兩種。代表觀測值的風場資料取自 NCEP/NCAR 重分析資料，代表觀測值的雨量取自 CMAP 資料，OLR 來自 NOAA。圖 9a-c 的矩形方塊的中間橫線代表各季風指數的氣候平均值，矩形的長度代表標準差的大小；各彩色線條的中間點代表模式模擬的季風指數氣候平均值，線段長度代表模式季風指數標準差的大小。模式與觀測值差距最小的指數為 WYI 和 WSI1，幾乎全部模式的季風指數平均值都在觀測值的標準差變動範圍內。模式的 EASRA 模擬結果雖然普遍偏低，但與觀測值差距不大。模式 V 垂直風切模擬結果明顯的遜於 U 垂直風切，而水平風切的結果又普遍比垂直風切差。在對流方面，圖 9c 顯示模式在印度附近平均雨量偏低，OLR 偏高，表示低估了南亞季風系統的對流活動。在東北亞區域模式平均雨量與觀測值相當接近，但在東南亞模式間 OLR 值有相當大的差異，除了 BCCR_BCM20 和 CCCMA_CGCM31_T63 以外其餘模式和觀測結果有明顯差距。

整體而言，表現較差的模式季風指數有和西

太平洋副熱帶高壓關係密切的 DU2 指數以及與颱風活動關係密切的 WNPMI 指數，這兩個指數反映的環流系統都與台灣夏季氣候直接有關。DU2 和 WNPMI 直接有關的對流指數 CI2，模式的表現也不理想。由於梅雨和颱風是台灣夏季雨量的主要來源，模式若不能合理模擬東南亞和西北太平洋的季風環流和降雨特徵，用這些模式結果推估氣候變遷對台灣夏季降雨影響就須要格外謹慎，做成結論時必須清楚說明模式模擬的極限。

四、結論

本文是推估全球暖化對台灣夏季氣候尤其是災害性降雨年發生率影響的前期研究，重點為討論 IPCC AR4 模式對亞洲季風區季平均溫度和雨量的模擬能力。挑選的模式是資料公布在 IPCC AR4 官方網站，空間解析度高於 63 個波（T63）且提供了逐日雨量的 7 個模式，分別為 BCCR_BCM20、CCCMA_CGCM31_T63、CSIRO_MK30、CSIRO_MK35、MIROC32_HR、MPI_ECHAM5、NCAR_CCSM30 等模式。分析的內容包括以亞洲夏季季風為核心的雨量與風場的基本特徵、季節變化、空間變化、年際變化等四個基本面向。

將亞洲季風按地理位置分為印度季風（ISM）、東亞季風（EASM）、西北太平洋季風（WNPSM）三個次系統區來分析，結果發現七個模式都無法準確掌握亞洲夏季季風氣候平均的最大降水區域，但是對於亞洲季風還是有一定的模擬能力，雖然其數值與時間上和觀測有所差異，但是基本上大部分模式都能模擬出亞洲夏季季風空間分佈的主要型態。模式對於南海和菲律賓海季風降雨區的模擬結果都不甚理想，無法模擬東亞大陸沿海一帶的南海與西北太平洋的西南風與東南風幅合現象，這是影響台灣夏季降雨非

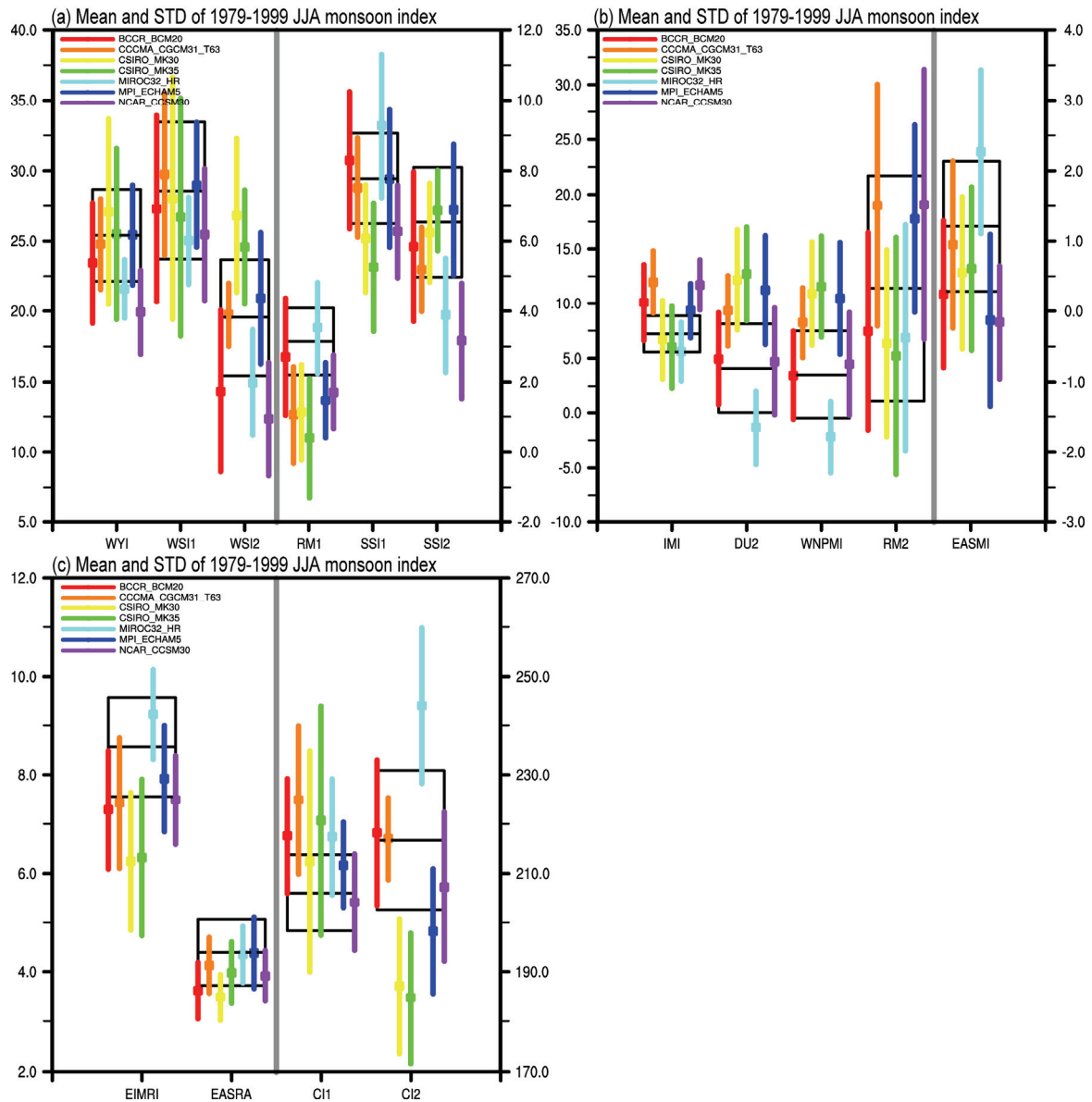


圖 9 各模式模擬之 1979-1999 年十五個季風指數的氣候平均值與標準差，(a) 垂直風切 (WYI、WS11、WS12、RM1、SS11、SS12)，(b) 水平風切 (IMI、DU2、WNPMI、RM2、EASMI)，(c) 對流指數 (EIMRI、EASRA、CI1、CI2)，指數列於表 2。

常關鍵的氣候場特性，值得注意。

分析模式對於季風區雨量季節變化的模擬結果，顯示 ISM 和 EASM 多數模式對於雨季開始和結束的模擬結果還不錯，WNPSM 降雨的季節

性變化模式則掌握得較差。雨量的量值在冬季的模擬比夏季接近於觀測，但是有冬季偏高夏季偏低的現象。用泰勒圖比較模式在各季風區的雨量和風場模擬結果，發現模式在 ISM 的相關係數明顯高於其他兩個季風區，顯示模式對於南亞季風

有比較好的模擬能力，大多數模式在三個季風區對風場空間特性比雨量有更好的掌握情形。三個季風區中以 WNPSM 的模擬最不理想，空間相關係數最低，模式的變異度也較大，模式之間的差異度頗大，說明大部分模式對於西北太平洋季風的模擬仍待改進。

既然模式對亞洲季風區的重要空間和時間特徵還不能準確模擬，如何利用這些模式結果推估全球氣候暖化對台灣氣候的影響是一個嚴肅的問題。尤其台灣地區的幅員狹小，因地理位置特殊使氣候變化相當複雜，即便模式能夠掌握到東亞季風的氣候變遷，也未必能夠準確地預測台灣未來的氣候變化情形。相較於風場，研究結果顯示模式對於雨量的模擬與觀測分析差異較大。社會大眾相當關心氣候變遷對暴雨、颱風等高影響極端天氣的影響，建議後續研究應採取先推估氣候變遷如何影響極端天氣系統的大尺度環境條件，再進一步推估這種大尺度條件變化對極端天氣統計特性的影響。

誌謝

本研究在氣象局「氣候變異與劇烈天氣監測預報系統發展計畫」及國科會計畫 NSC 96-2625-Z-052-008 支助下完成，特此致謝。

參考文獻

- Ailikun, B. and T. Yasunari, 1998: On the Two Indices of Asian Summer Monsoon Variability and Their Implication. *Extended Abstracts, Int. Conf. on Monsoon and Hydrologic Cycle*, Kyongju, Korea, Korean Meteorological Society, 222-224.
- Bengtsson, L., S. Hagemann, and K. I. Hodges, 2004: Can climate trends be calculated from reanalysis data? *J. Geophys. Res.*, **109**, D11111, doi: 10.1029/2004JD004536.
- Donner, L. J., C. J. Seman, R. S. Hemiler, and S. Fan, 2001: A cumulus parameterization including mass fluxes, convective vertical velocities, and mesoscale effects: Thermodynamic and hydrological aspects in a general circulation model. *J. Climate.*, **14**, 3444-3463.
- Goswami, B. N., V. Krishnamurthy, and H. Annaumalai, 1999: A broad scale circulation index for the interannual variability of the Indian summer monsoon. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **125B**, 611-633.
- Jhun, J.-G. and E.-J. Lee, 2004: Characteristics of East-Asian Monsoon in the Midlatitudes, *Proceedings of ICHWC 2004, Seoul, Korea, March 22-24, 2004*, 20-26.
- Kitoh, A. and T. Uchiyama, 2006: Changes in Onset and Withdrawal of the East Asian Summer Rainy Season by Multi-Model Global Warming Experiments. *J. Meteor. Soc. Japan*, **84**, 247-258.
- Lau, K.-M., K.-M. Kim, and S. Yang, 2000: Dynamical and boundary forcing characteristics of regional components of the Asian summer monsoon. *J. Climate*, **13**, 2461-2482.

- Lin, J. L., G. N. Kiladis, B. E. Mapes, K. M. Weickmann, K. R. Sperber, W. Lin, M. Wheeler, S. D. Schubert, A. Del Genio, L. J. Donner, S. Emori, J. F. Guérémy, F. Hourdain, P. J. Rasch, E. Roeckner, J. F. Scinocca, 2006: Tropical intraseasonal variability in 14 IPCC AR4 climate models. Part I: Convective signals. *J. Climate*, **19**, 2665–2690.
- Lin, J.-L., K. M. Weickman, G. N. Kiladis, B. E. Mapes, S. D. Schubert, M. J. Suarez, J. T. Bacmeister, and M.-I. Lee, 2008: Subseasonal variability associated with Asian summer monsoon simulated by 14 IPCC AR4 coupled GCMs. *J. Climate*, **21**, 4541–4567.
- Randall D. A., Coauthors, 2007: *Climate models and their evaluation. Climate Change 2007: The Physical Science Basis*, S. Solomon et al., Eds., Cambridge University Press, 589–662.
- Sun, Y., S. Solomon, A. Dai, and R. W. Portmann, 2006: How often does it rain? *J. Climate*, **19**, 916–937.
- Taylor, K.E., 2001: Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *J. Geophys. Res.*, **106**, 7183–7192.
- Wang, B., R. Wu, K. M. Lau, 2001: Interannual Variability of the Asian Summer Monsoon: Contrasts between the Indian and the Western North Pacific-East Asian Monsoons. *J. Climate*, **14**, 4073–4090.
- Wang, B. and Z. Fan, 1999: Choice of South Asian summer monsoon indices. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **80**, 629–638.
- Wang, B. and LinHo, 2002: Rainy season of Asian-Pacific summer monsoon. *J. Climate*, **15**, 386–398.
- Wang, Y., B. Wang, J.-H. Oh, 2001: Impact of the preceding El Niño on the East Asian Summer Atmosphere Circulation. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **79**, 575–588.
- Webster, P. J., and S. Yang, 1992: Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **118**, 877–926.
- Xie, P. and P. A. Arkin, 1997: Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observation, satellite estimates and numerical model outputs. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 2539–2558.

Asian Summer Monsoon Simulated by 7 IPCC AR4 Climate Models

Yin-Min Cho and Mong-Ming Lu

Central Weather Bureau, Taipei, Taiwan

(manuscript received 6 April 2009 ; in final form 31 December 2009)

ABSTRACT

This study analyzed the Asian summer monsoon simulated by seven coupled general circulation models (GCMs) participating in the Intergovernmental Panel on Climate Change Fourth Assessment Report (IPCC AR4). The seasonal cycles and interannual variability associated with the Asian monsoon rainfall and low-level circulation are compared with CMAP and NCEP/NCAR Reanalysis data sets for the period of 1979-1999. The models are selected according to the horizontal resolution and the availability of daily precipitation data. When evaluating the model results of Asian summer monsoon, the monsoon system is divided to Indian summer monsoon (ISM), East Asian summer monsoon (EASM), and western North Pacific summer monsoon (WNPSM) three subsystems. The results show that most models can not correctly capture major rainfall areas in Asian summer monsoon systems. The simulation of rainfall and circulation patterns in EASM and WNPSM are considerably poorer than ISM. The ISM can be reasonably simulated by most models in terms of its seasonal cycles and the magnitude of interannual variability. Models cannot capture the beginning and ending months of the major rainy season of WNPSM, this results from the incapability of simulating the low-level convergence over South China Sea and tropical western North Pacific. The circulation features of the three monsoon subsystems are better simulated than precipitation.

Key Words: Climate Change, East Asian Monsoon, IPCC AR4

