

台灣地區春梅雨期短期氣候之模擬研究

蕭志惠¹ 莊漢明²

¹中央氣象局

²美國國家環境預報中心

(中華民國九十一年四月十九日收稿；中華民國九十一年七月二十九日定稿)

摘 要

本報告為台灣地區春梅雨時期(3至6月)之短期氣候模擬研究。目的在探討美國國家環境預報中心(NCEP)區域波譜模式(RSM)對該時期降水變化之模擬能力，及分析東亞和台灣地區偏濕降水時的平均距平環流特徵。

實驗期間為1995年至2001年，並以中央氣象局全球預報系統之分析場作為區域模式之初始值及背景場。區域模式之模擬降水將分別計算東亞(110°E-130°E和12°N-35°N)及台灣地區(120°E-122°E及22°N-26°N)之平均降水距平百分比，並以正負0.5個標準差區分為偏乾、正常及偏濕三種類型，分別與東亞地區之GPCP降水分析資料及中央氣象局地面25個測站之雨量作校驗。中央氣象局全球模式的分析場則同時作為模式距平環流的校驗之用。

模擬結果顯示：在東亞地區降水為偏濕或台灣地區降水為偏濕時，東亞地區之中低層大氣都出現逆時針方向的距平環流。在850hPa，前者以南海為中心、後者以東海為中心，影響範圍均涵蓋整個東亞地區。受環流中之乾冷東北氣流所影響，當東亞地區降水普遍偏濕時仍有乾區出現在華南地區；在台灣地區降水為偏濕時，則中緯度及熱帶普遍偏乾。環流南支之西風及南風距平與強烈降水的位置有非常密切的關係，因此可作為判斷距平降水分布的重要參考指標。

關鍵字：春梅雨季、短期氣候、區域氣候模式、距平降水、區域環流

一、前 言

根據1960至2001年中央氣象局台灣地區測站降水氣候資料顯示，3至6月期間的降水可達年降水的33%，其中只是5、6月就佔全年的

22.5%，可見春雨及梅雨是台灣地區除颱風降水之外的主要降水季節。初春為台灣大部分地區二期稻作插秧的季節，用水量大且有時間上的急迫性；工業、民生用水則是屬長期且不容中斷的需求。因此春雨及梅雨量的多寡不僅直

接影響到整年水資源的管理，對農業、民生、工業、經濟等都有非常密切的關係。本研究是從短期氣候預報的角度著手，探討數值動力區域模式對東亞及台灣地區時間尺度為月平均至季平均之春梅雨季降水乾濕分布的預報能力。

近十幾年來對台灣梅雨季乾濕異常降水及東亞地區環流綜觀氣候分析等，有相當多且重要的研究文獻。陳(1987)最早指出台灣梅雨雨量的多寡受太平洋高壓脊、季風低壓、東亞主槽和鄂霍次克海阻塞高壓等行星尺度系統所控制。陳與周(1989)分析 1975-1984 年台灣梅雨期(5 月 15 日-6 月 15 日)大尺度環流剖面之結構，指出當副熱帶太平洋高壓較平均偏南或消退時，台灣地區為負高度距平。此時孟加拉灣若有較強的西南氣流抵達台灣，配合中緯度的冷空氣南侵，即造成多雨的梅雨期。許與王(1990)則根據 1958 至 1984 年間資料選取 2 月 500hPa 太平洋高壓中心區域高度距平場為參考指標，得知正距平與台灣地區 5 月少雨有-0.57 的相關，但也意味著副高的位置並不是唯一的作用力。王等(1992)以完整的概念模式指出南海地區大氣結構在乾濕年中有明顯的不同。在濕梅年，東亞高層噴流的位置偏南，且在台灣以西部份呈西北往東南走向、以東部份為西南往東北走向。南亞高壓在梅雨期向西北發展，配合副高的減弱，使得來自孟加拉灣一帶西南氣流所帶來的水氣，能足夠的向東亞地區供應。盧(1998)發現受台灣地域差異之影響，南海季風肇始指標(850hPa 渦度)與台灣東部梅雨季之降水有最明顯的關聯性。當南海季風肇始時間偏早時，台灣東部 5 月傾向偏濕。東部的 5 月雨量偏少及梅雨季雨量偏少時，多數南海季風肇始的時間是偏晚的。

而對台灣地區春季異常降水氣候的綜觀分析

並不多，僅有早期劉(1987)發現在台灣地區春季(2、3、4 月)東亞地區 500hPa 之高度合成距平梯度較大，正距平區可由我國東北向東南延伸至日本琉球一帶、台灣至華中一帶為弱負距平區，顯示可能有較多低壓氣旋鋒面形成，構成台灣地區的多雨型天氣型態。

由於電腦資訊的快速發展，數值動力氣候模式的預報正驚人的發展，且逐漸為氣象作業單位所接受。全球動力數值模式對氣候的模擬已有許多年的歷史，並正朝向海氣偶合、高解析度及多模組系集預報等方向發展中。但對於區域氣候準確度的需求逐漸提高，全球模式受解析度及計算機需求的限制無法精確預測出局部地區所發生之區域現象，因此解決的方案之一即是在全球模式中內含高解析度的區域氣候模式。區域氣候模式所扮演的角色需要能反映出局部地區地勢地形的物理特性但又不能與全球模式造成偏移，因此側邊界的處理為重要的關鍵。

在美洲及歐洲已有許多區域氣候模擬之先例，如Dickinson et al., 1989; Giorgi et al., 1996; Jones et al., 1997及Hong and Leetmaa, 1998等。美國國際氣候預測研究院(IRI)也正極力推廣區域氣候模式的降尺度應用到世界各地區，如非洲地區就是一個成功的案例 (Sun, 1999a; 1999b)。比較之下東亞地區之區域氣候模擬研究仍在起步的階段。

Liu et al. (1994) 將改進地表與輻射參數方法後的美國國家大氣研究中心與賓州州立大學中尺度模式 (MM4) 首次用於東亞夏季季風的測試。該文章的目的是為測試模式是否能模擬出東亞地區季風的特徵，因此使用歐洲氣象中心中期預報(ECMWF)之分析作為模式之初始及

側邊界。該實驗的積分範圍僅5200公里X4700公里，水平解析度50公里，但對1990年6至8月的東亞夏季季風降水、季節突變、熱帶系統活動等都有不錯的模擬。Lau et al. (1998) 質疑Liu et al. (1994) 的積分範圍並未包括青康藏高原以及將邊界定在高原上所可能造成的錯誤，因此使用新版非靜力模式 (MM5) 並放大積分範圍到 20°S - 60°N 及 55°E - 175°E ，包含整個東亞大陸、熱帶海洋及西北太平洋，但也因此解析度放大到162公里。積分係針對1994年6月。因其範圍夠大，所以對大尺度環流如青康藏高原上空之西風北移及高原南方之東風形成、低層南海西南季風的發展及降水帶的南北移動、500hPa副高之北移及200hPa西藏高壓之建立等，都有很好的掌握。在邊界條件影響微弱的情況下能有如此好的模擬結果，足以證明模式本身之物理過程有相當的正確度。

Ji and Vernekar (1997) 的目標在於東亞夏季季風區的環流及降水季節變化，因此積分範圍主要涵蓋印度、中國及東南亞地區。在該實驗中係將美國國家環境預報中心(NCEP)之Eta模式內含於海氣陸研究中心全球環流模式(COLA GCM)，進行1987年(聖嬰年)及1988年(反聖嬰年)之系集預報比較，積分時間由4月中到該年9月。就聖嬰年與反聖嬰年特徵之比較，可發現區域模式在大尺度季風現象及季節轉換上都表現得較全球模式模擬接近觀測。

Hong et al. (1999) 強調 NCEP 區域波譜模式 (RSM) 具有很好的側邊界地形處理及擾動法的計算方式，因此可縮小積分範圍及提高解析度 (25公里)。實驗中以 NCEP-NCAR 重分析作為初始及背景場，同樣是比較1987年及1988年，但重點在7月韓國地區的降水。結果顯示模

式對大尺度環流及二年間之降水差異有不錯的模擬，但在降水的極值模擬上仍有改進的空間。

Wang et al. (2000) 則針對1991年梅雨季之長江大雨 (5月18日至6月14日)，用紐約大學阿爾巴尼分校之區域氣候模式 (SUNYA) 在ECMWF熱帶海洋大氣分析 (TOGA) 資料為邊界所進行之個案模擬。其結果不僅對區域平均之降水及溫度模擬得很好，並討論了梅雨鋒面的詳細結構。

東亞地區因西有青康藏高原東為廣大太平洋，南為群島分布北為廣大陸塊，各區域氣候模式都有積分範圍及解析度選取之困難，因此大都還在模式模擬能力的檢視及改進方面。台灣地區的對區域氣候資訊的需求又不同於中國大陸、韓國等地，如春雨及夏季季風肇始期間所帶來的影響就遠大於後期梅雨之發展。因此本研究將區域模式的範圍定在以台灣為中心之東亞地區，並將積分時間提前到3至6月。

本研究選取美國國家環境預報中心 (National Center for Environmental Predictions) 區域波譜模式 (Regional Spectral Model, 簡寫為RSM) 之理由除模式具有很好的邊界處理及計算方式外，其波譜運算的結構與中央氣象局現行作業之全球預報系統是一致的，儘管目前之物理模組有所不同，二者在背景及邊界資料的交換上較其他模式方便是主要的因素。在第二章將介紹本研究所用的資料來源及NCEP-RSM之模式架構。第三章中為模式的誤差校驗，將以模擬結果的各月氣候平均值與中央氣象局之分析場作比較。第四章是降水距平百分比之年際變化，東亞及或台灣偏濕時之距平降水及環流結構，以及探討模擬結果與綜觀氣候分析之異同。第五章則為結論與討論。

二、資料及模式

爲去除全球氣候動力模式之系統性誤差，在此以中央氣象局全球預報系統(GFS)中之分析場作爲區域模式之初始值及背景場。

中央氣象局第一代GFS在1988年中即已上線，進行爲期五天的全球數值天氣預報作業。當時之作業系統係以傳統標準定壓面探空及地面觀測之風及高度，用Barnes二維變分逐次調整客觀分析法，內插至模式 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 之均勻網格點上。1994年底，中央氣象局第二代全球預報系統上線作業。第二代GFS預報模式是採用波譜模式，水平及垂直解析度爲T79L18，模式物理的處理上也全面改進(Liou et al., 1997)。第二代GFS的客觀分析方法是採用三維多變數統計最佳客觀分析法，並增加使用了大量的衛星厚度資料及其他多項相關改進(滕和劉, 1997)，經實驗證實可提高一天左右的預報能力。在2000年再度將GFS水平解析度提高到T120，相當於100公里，並有颱風虛擬觀測(bogus)之植入等改進。

由於第一代GFS並未包含水汽相關變數之客觀分析，在模式中有推導但未輸出至備份資料中。在缺乏水汽變數、海溫及其他地表變數分析場的情況下，1994年及以前之分析資料並不足夠作爲本研究區域氣候模式所需之背景場。第二代GFS雖有T79與T120解析度之差異，但因此二階段不論是客觀分析方法或動力預報模式本身都無太大的改變，在經過相同之T62濾波後資料本身應無明顯的不連續性。因此在中央氣象局全球預報系統中備份分析場資料之完整度考量下，本研究之實驗期間選定爲1995年至2001年的3至6月。

中央氣象局之 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 經緯度解析度的全球分析場，如海平面氣壓、850hPa水平風、700hPa相對溼度、500hPa高度及250hPa水平風等，各月7年平均之氣候值及每月距平在此亦作爲區域模式模擬結果大尺度環流校驗之用。模式降水的校驗資料有全球降水分析(GPCP)月平均資料及中央氣象局台灣地區25個地面測站之降水。GPCP月平均資料之解析度爲 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 經緯度，在此選取 110°E - 130°E 及 12°N - 35°N 範圍內格點之平均代表東亞的降水。台灣地區之校驗則仍以氣象局之觀測爲主。中央氣象局台灣地區25個地面測站大致均勻分布於台灣地區之北中南東、山區及海面，在此將25個測站之月總降水量作測站數及每月日數的平均，作爲台灣地區(120°E - 122°E 及 22°N - 26°N)各月之平均日降水量。同樣的，各月降水資料之1995至2001年平均定義爲短期氣候之平均值。

每個實驗年均是以3月1日00Z爲初始時間做4個月的連續積分，因此共有7年各4個月的模擬結果。其中1995至1999年原始資料取自T79，2000至2001年取自T120解析度，但在輸入區域模式前水平方向均先由高斯格點內插至相同之T62解析度，垂直方向則由16層標準定壓面(1000, 925, 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 50, 40, 30, 20, 10 hPa)內插至模式之28層 σ 座標。全球分析場每12小時有一筆資料，變數包括海平面溫度及垂直各層之水平風、溫度及水汽場等，依模式所用的時間間距(time step)將12小時之變化量作時間內插，每個時間間距輸入於區域模式。

本研究所使用之區域波譜模式(RSM)是由美國國家環境預報中心(NCEP)的全球波譜模式(Global Spectral Model)爲提高天氣預報區域解析度發展而成的(Juang and Kanamitsu,

1994)。簡單的說，本波譜模式具有高於傳統格點模式的正確計算能力，且預報變數在積分過程中採用隨時間變化之擾動法，能克服一般有限區域模式在長時間積分時遭遇到的邊界不連續及氣候偏移 (climate drift) 等問題。本實驗所用的RSM是1997年版，詳細結構請參考Juang and Kanamitsu(1994)、Junag et al. (1997) 及 Hong and Juang (1998)，其中針對東亞地區梅雨季降水特性增加了濕對流調節過程。在實驗中所採用之水平解析度為30公里垂直28層，積分範圍則以台灣為中心涵蓋 104°E - 136°E 及 8°N - 37°N 的區域。

三、模式誤差之校驗

上一節中提到區域波譜模式之模擬均為從每年3月1日起的四個月連續積分，每12小時有一筆資料輸出。與真實之時間相對應，則模擬結果之0到732小時相當於3月，744至1452小時相當於4月，1464至2196小時相當於5月，2208至2916小時相當於6月。圖1及圖2即分別為區域波譜模式模擬結果與中央氣象局全球分析場經1995至2001年七年平均後之3、4、5、6月各月海平面氣壓、850hPa溫度及500hPa高度場之短期氣候值。

不論是模式(圖1)或是分析結果(圖2)對海平面氣壓(左圖)都呈現出相同的季節演變過程：如3月起中緯度高壓系統逐漸向東北退去，影響東亞地區的主要天氣系統由西北太平洋副熱帶高壓所取代；在5、6月期間副熱帶高壓的勢力向西發展，至6月甚至可達 120°E 附近等。區域氣候模式則進一步突顯出局部地形，分別在台灣及大陸之海陸分布、台灣與青康藏高原之山脈地勢及華南丘陵，造成明顯的中尺度氣壓差

異。對中緯度3、4月高壓脊的南伸及5、6月由中南半島向南海低壓帶的延伸，區域模式也表現得偏弱。

從850hPa的溫度場(圖1及圖2之右欄虛線)，由模擬結果可看到青康藏高原與海陸分布所造成的中尺度現象。另外海洋地區顯然有溫度偏低的模式誤差存在：在西北太平洋上模式之 288°K 較分析偏南了約2個緯度，模式之 291°K 甚至在3、4月可到達 10°N 以南。在東亞大陸上受到青康藏高原東麓暖脊的影響，則呈現出與分析場有東冷西暖的溫度差異。500hPa的高度場(圖1及圖2之右欄實線)局部地形地勢所造成之影響已不明顯，模擬結果除在5、6月東亞大陸上之高度槽偏強、太平洋副高偏弱外，整個東亞地區之3、4月與中緯度之5、6月模式的表現都相當的不錯。

圖3為東亞地區(110°E - 130°E 和 12°N - 35°N)平均後，各模擬變數與分析值差異之時間序列。模式海平面氣壓(圖3上圖之實線)的誤差有明顯的月與月間的差異，其中3月中旬、4月底到5月中旬為二次負值明顯的期間，而3月底到4月中旬、6月上中旬則為誤差較小的時間。850hPa溫度(圖3上圖之虛線)、850hPa東西風分量(圖3中圖之實線)及700hPa水汽(圖3下圖之虛線)則亦普遍存在負的偏差值，平均誤差值在3-4月期間約為 -1°K 、 -0.25m/s 及 -5% 左右。850hPa南北風分量(圖3中圖之虛線)則是始終為保持是正的(南風偏強)的模式誤差，在3-4月期間平均誤差值約在 1m/s 左右。自5月1日後，850hPa溫度、850hPa水平風及700hPa水汽誤差值都呈緩慢增加的趨勢。500hPa高度場之誤差(圖3下圖之實線)在5月1日前後則有非常明顯的改變，由5月1日前平均誤差值在 $0\sim-5\text{gpm}$ 的位置跳到 -10gpm 附近最為明顯。

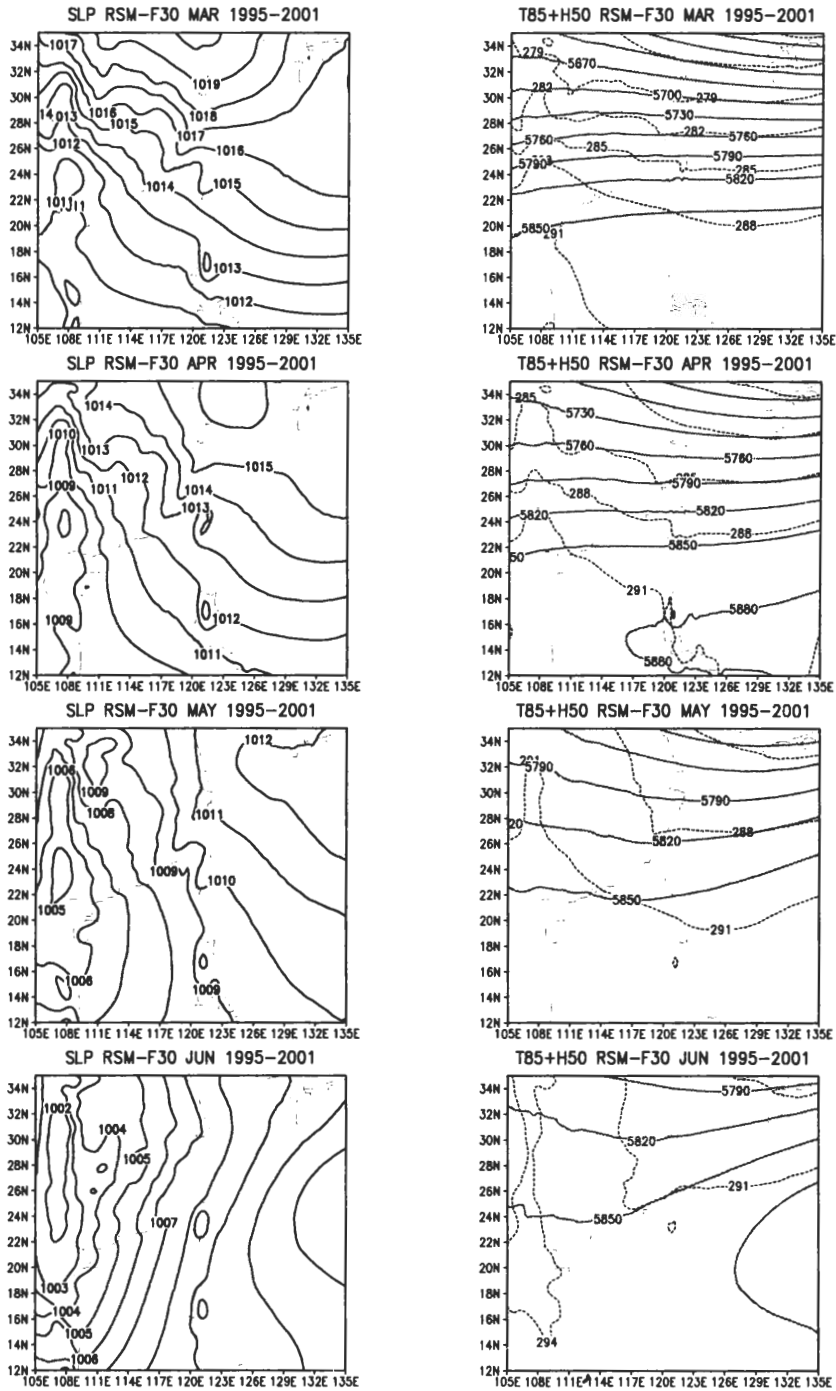


圖 1 RSM 模擬結果之 3 至 6 月短期氣候平均值。其中左欄為海平面氣壓，單位為 hPa。右欄為 850hPa 溫度場（虛線，單位為 K）及 500hPa 重力位高度場（實線，單位為重力位公尺）。由上而下分別為 3、4、5、6 月。

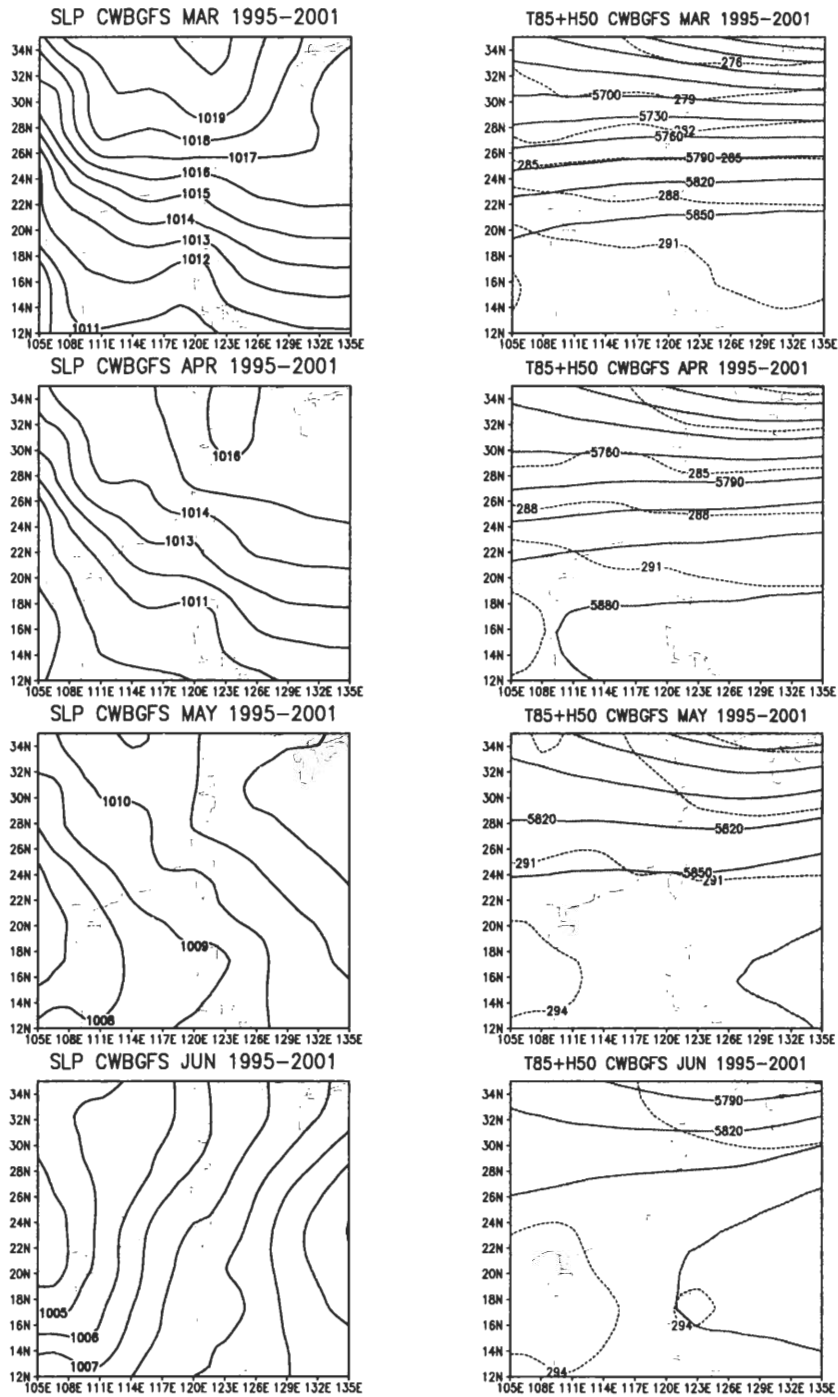


圖 2 同圖 1 但為中央氣象局分析場之短期氣候平均值。

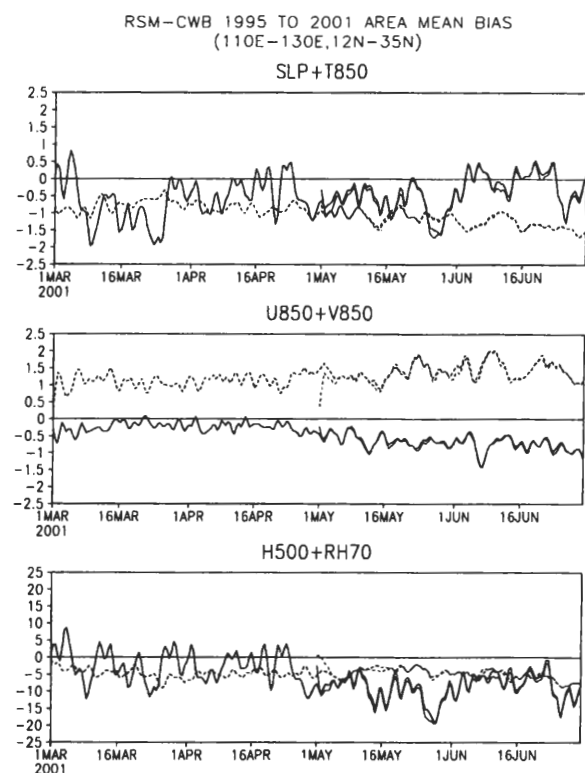


圖3 東亞地區區域平均之模式誤差時間序列。

其中，上、中、下圖分別為海平面氣壓(實線，單位 hPa)和 850hPa 溫度(虛線，單位 K)、850hPa 東西風分量(實線，單位 m/s)和南北風分量(虛線，單位 m/s)、500hPa 重力位高度(實線，單位 m)和 700hPa 相對濕度(虛線，單位%)；粗線表模擬初始時間為 3 月 1 日，細線為 5 月 1 日。

為釐清5-6月誤差增加與積分長度的關聯，以每年之5月1日為初始條件重新進行七年各2個月的積分，結果如圖3的細線所示。比較圖3的粗線與細線可發現，由5月1日開始的積分在積分初始的前幾天誤差情形明顯較原來之積分減少，但在5天以後一直到6月底誤差情形就與原先之積分幾乎相同。可見受初始條件影響本區域模式之時間主要在積分初始的3到5天，以長期積分來看受背景場的影響較大。因此，在5月

初模式誤差特徵的突然改變應是季節環流轉換所造成，並非來自模式在經過4個月連續積分後的誤差成長。

圖4為模擬與GPCP降水分析之3至6月短期氣候平均值。針對110°E-130°E和12°N-35°N的東亞地區來看，模式降水的空間分布與時間演化與分析都相當一致。首先分析在模式中降水大於5mm/day以上的多雨區：分析資料顯示3月份在華南至日本南方地區有大於5mm/day的降水，模式同樣反應出該區為多雨的情形而且降水量達10mm/day以上。4月份的多雨區在分析資料顯示雨區範圍向南擴大，模式不但將華南地區降水增強的變化表現出來，同時也反應出3至4月雨帶由一體到分成華南地區與日本南方海面二區的變化。5月的降水分析顯示大於5mm/day的降水區域向南涵蓋了台灣及南海地區。模式則是在4月熱帶地區的降水開始增加，而後在5月與中緯度降水連接形成由日本南方向西南指向中南半島之帶狀降水。6月份分析的主要降水帶向北移動，降水增多，南海地區及20°N以南的西北太平洋再度回復為少雨區。模式也成功的掌握到雨帶北移與降水增強等特徵。

就量的方面來講，模式對於多雨區的降水量與分析相較有模擬過強的情形，尤其是在3、4月部份地區之模擬降水在分析的2倍以上，其中又以華南丘陵之大雨(大於20mm/day)最為明顯。台灣、菲律賓及中南半島山區之偏多降水，亦幾乎是固定存在，顯示出模式有過度反應地形性降水的缺點。小於5mm/day的少雨區域，主要在南海地區及20°N以南的西北太平洋。3、4月模擬之少雨區的位置分布與分析相符但降水量有約1mm/day的偏少，5、6月時就不論量或區域都與分析場非常的接近。對於模式在多雨

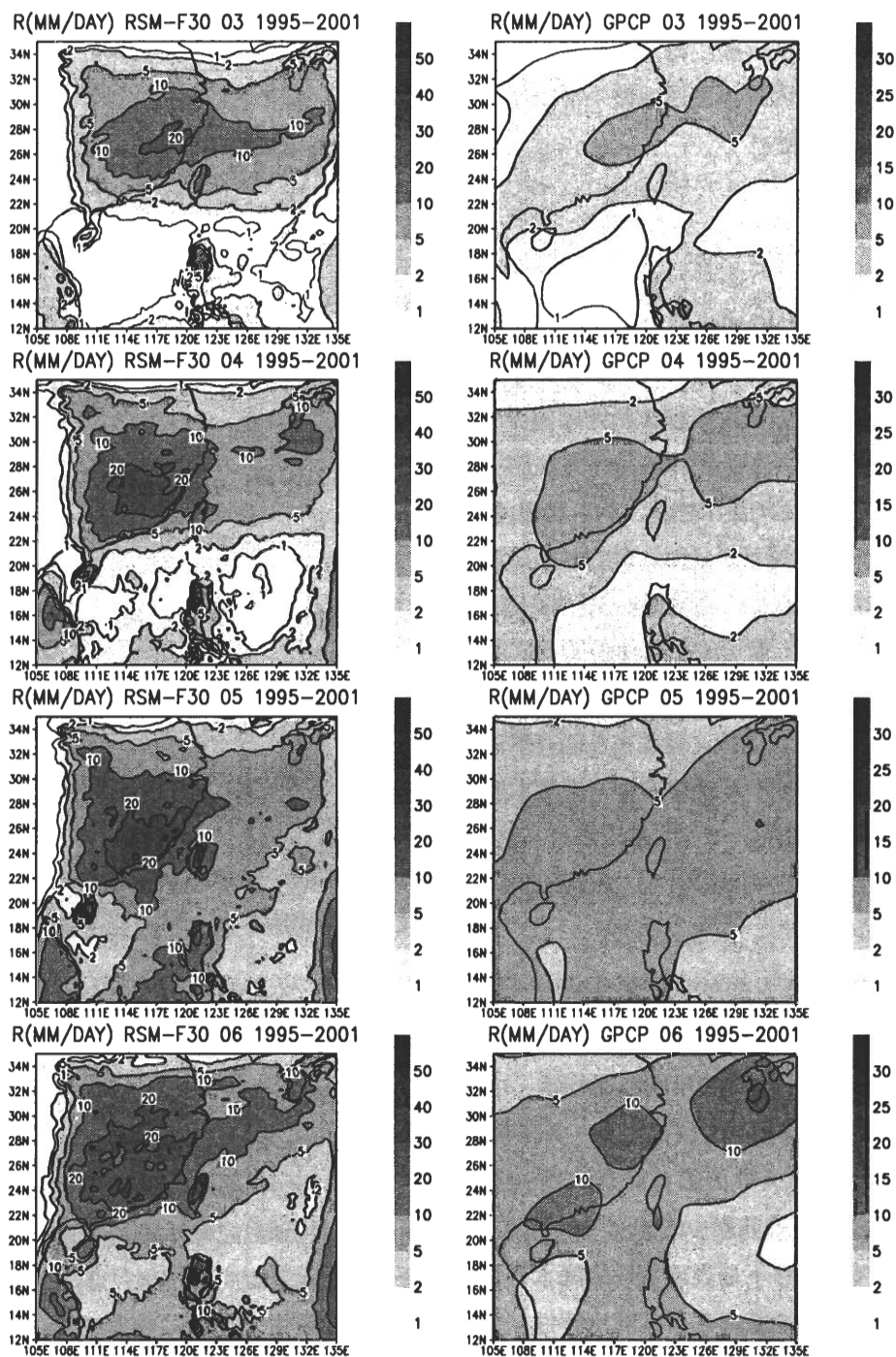


圖 4 RSM 模擬結果(左欄)與 GPCP 分析(右欄)之 3 至 6 月降水短期氣候平均值。

區降水比分析偏多、少雨區降水比分析偏少的情形，有可能是模式突顯出的高解析度局地現象，是降水分析中因解析度過粗被平滑處理而無法解析出來的部份。

四、模擬結果

由於本研究目前的資料長度僅有七年，若分別以各月或整季(3到6月)來探討影響東亞及台灣地區降水之環流特徵，則樣本數明顯偏少。爲了要增加樣本數，在此先將各月的氣候值去掉，只探討每月之平均距平變化。對分析場(觀測資料)來講，扣除每月氣候值的目的是在於可消除月與月間的季內變化。對模擬結果來講，則除消除季內變化外，還可去掉大部份的模式系統性誤差。圖5爲模擬結果與分析之距平誤差。與圖3比較可見此時各變數之誤差在各個月都落在相同的區間內，各年月都可當作一個樣本放在一起比較討論。如此一來樣本數由每月7個樣本增加到五年內總共有28個樣本，相關的統計數字也較具可信度。

氣象局對氣候降水偏乾、正常及偏濕的定義係將各月之總降水量依歷史資料從少到多排序，再定義排序在前30%的年份爲偏乾年、中間40%爲正常年及後面30%爲偏濕年。在本報告中首先是因爲3至6月正值春夏季之轉換期間，3及4月的春雨雨量明顯少於5及6月的梅雨，以月總降水量來排序不易表現各月的降水異常情形。其次是每個地區都各有其降水特性，相同的距平雨量相對於氣候降水量高的地區與氣候降水量低的地區，代表的變異程度完全不同。所以以距平百分比來表現降水的變異程度應是較恰當的選擇。在此降水距平百分比的定義是：

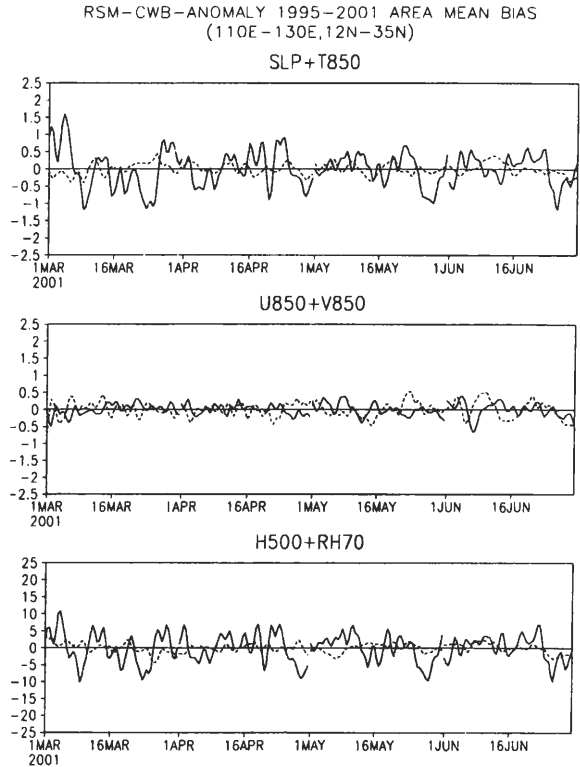


圖5 同圖3但爲去掉氣候值後之距平誤差。

每月之區域平均總降水量先減去該區之短期氣候平均得到距平值，再以距平值除以氣候平均值。

(一) 降水

東亞地區各年月降水距平百分比之分布如圖6所示。由圖中之GPCP分析(細虛線)可知除1995年爲3至6月普遍爲負距平外，在1996至2001年各年3月至6月之降水各月間並沒有一定的延續性，也就是說少有四個月連續正距平或負距平的情況發生。在模式模擬(粗實線)的11個正距平月中有7個是與分析相同的、13個負距平降水中9個是正確，對東亞地區正負降水距平之模擬準確率相當不錯。GPCP降水的距平百分比標準偏差(Standard Deviation)爲16.68%、模式模

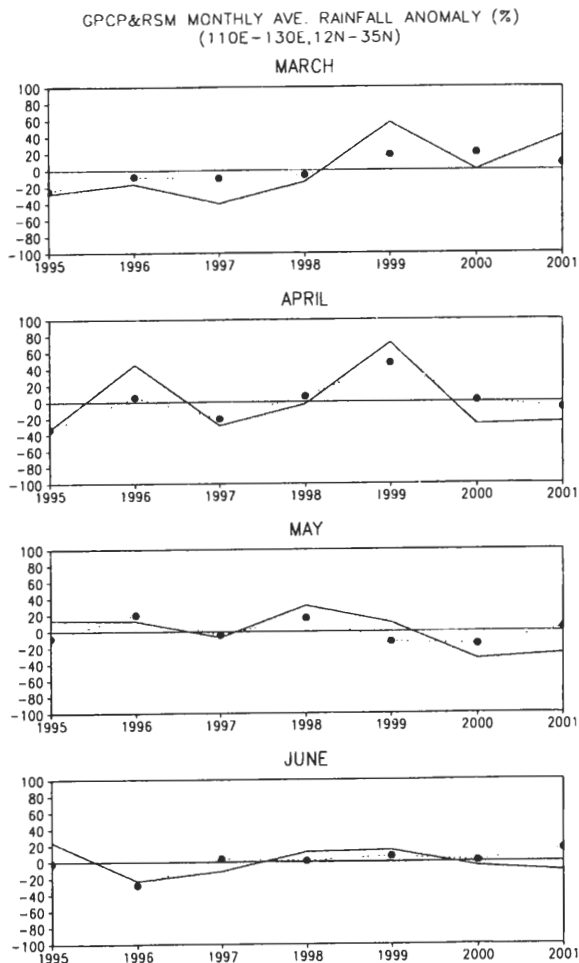


圖 6 東亞地區平均降水百分比，其中實線為 RSM 模擬結果、虛線為 GPCP 分析(--●--)。

擬的距平標準偏差為28.96%，模擬的振幅普遍偏大。

圖7為台灣地區各年月之降水距平百分比，其中細實線為氣象局的測站觀測。在此可看到氣象局測站觀測之降水曲線與GPCP分析在台灣地區之範圍平均下呈現相同的正負距平時間分布，僅在強度百分比上略有差異。台灣地區各月的降水距平年際變化相當明顯，氣象局測站觀測及模式降水的標準偏差均較東亞地區大，

分別為39.21%及38.66%，在4、5、6月甚至有超過50%的情形發生。模式模擬之年際變化在6月表現得最好，尤其是1996至2000年之百分比振幅及時間分布都與分析相近。4月份除1998年正負號相反外，年際變化也表現得不錯。3月是表現較差的月份。

為突顯出異常多雨及少雨的樣本，在此分別以東亞地區GPCP分析、氣象局觀測、東亞地區模式降水及台灣地區模式降水的降水距平百

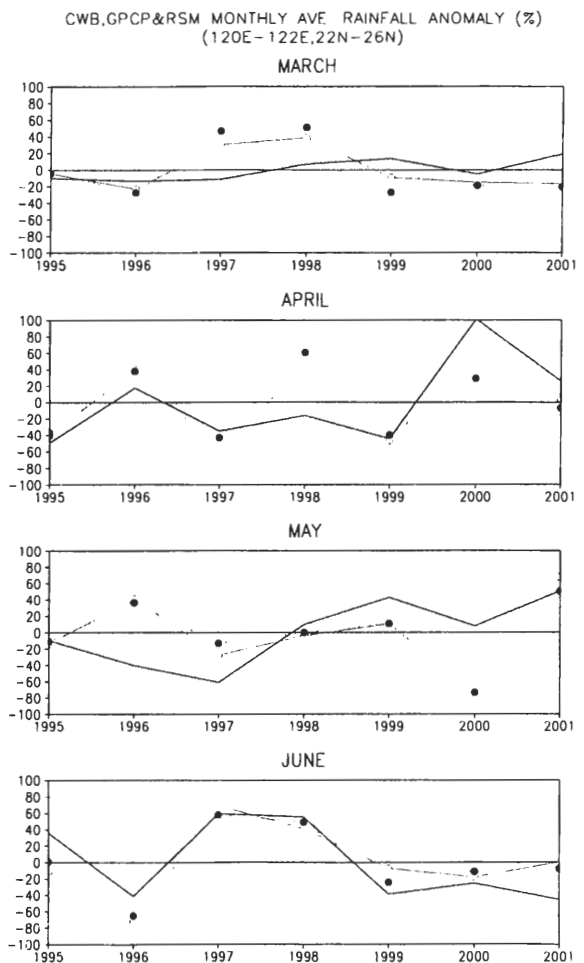


圖 7 台灣地區平均降水百分比，其中粗實線為 RSM 模擬結果、細實線為 CWB 觀測(—○—)、虛線為 GPCP 分析(--●--)。

分比標準偏差的正負二分之一為標準，定義降水距平百分比小於負二分之一標準偏差者為偏乾、大於二分之一標準偏差者為偏濕及介於正負二分之一標準偏差者為正常的月份，則定義後實驗期間的乾濕月分布如表一及表二所示。

在表一中，分析及模擬結果均顯出東亞地

區平均偏乾的次數要多於偏濕。當分析場顯示東亞地區為偏乾時(7次)，模擬結果能反應出其中的6次，另外1次則反應為正常。在偏濕月(6次)則模式反應出的是偏濕及正常機會各半，在正常月(15次)則偏乾、正常及偏濕的比例近乎1:2:1。整體來講，在東亞地區模擬結果與分析

表一 東亞地區(110°E-130°E, 12°N-35°N)平均之GPCP分析降水及模式模擬結果之降水距平分類。

東亞降水分析	偏乾			正常			偏濕		
東亞降水模擬	偏乾	正常	偏濕	偏乾	正常	偏濕	偏乾	正常	偏濕
3月	1995 1997			1996	1998	2001		2000	1999
4月	1995 1997			2000 2001	1998	1996			1999
5月	2000	1999		2001	1995 1997			1996	1998
6月	1996				1997 1998 2000	1995 1999		2001	
個數	6	1	0	4	7	4	0	3	3

表二 台灣地區(120°E-122°E, 22°N-26°N)平均之GPCP分析降水及模式模擬結果之降水距平分類。

台灣降水分析	偏乾			正常			偏濕		
台灣降水模擬	偏乾	正常	偏濕	偏乾	正常	偏濕	偏乾	正常	偏濕
3月		1996			1995 1999 2000 2001			1997 1998	
4月	1995 1997 1999					2001		1996 1998	2000
5月	1997	2000			1995 1998	1999	1996		2001
6月	1996			1999 2000 2001		1995			1997 1998
個數	5	2	0	3	6	3	1	4	4

有相當好的一致性，模式誤差都在一個等級之內。

圖8左上及下圖分別為以GPCP資料分類下東亞地區的偏乾及偏濕月的平均距平降水分布情形。當東亞地區偏乾時，除在中高緯度及青藏高原東側有微弱的正距平降水外，大部份的東亞大陸均為明顯負距平所籠罩，最大負距平發生在日本南方海面與台灣之東南方。偏濕時

的降水分布在中高緯度及青藏高原東側與偏乾時相同，但在 28°N 以南的低緯度有明顯的正距平降水分布，南海及西北太平洋為主要的多雨區。從日本南方經台灣北部到華南的少雨區仍然存在，但此時僅是微弱負距平的強度，範圍也退到 22°N 以北。相反的，在東亞地區的正常降水(圖8左中圖)則是微弱的正距平降水由日本南方海面向西涵蓋了台灣及華南一帶。

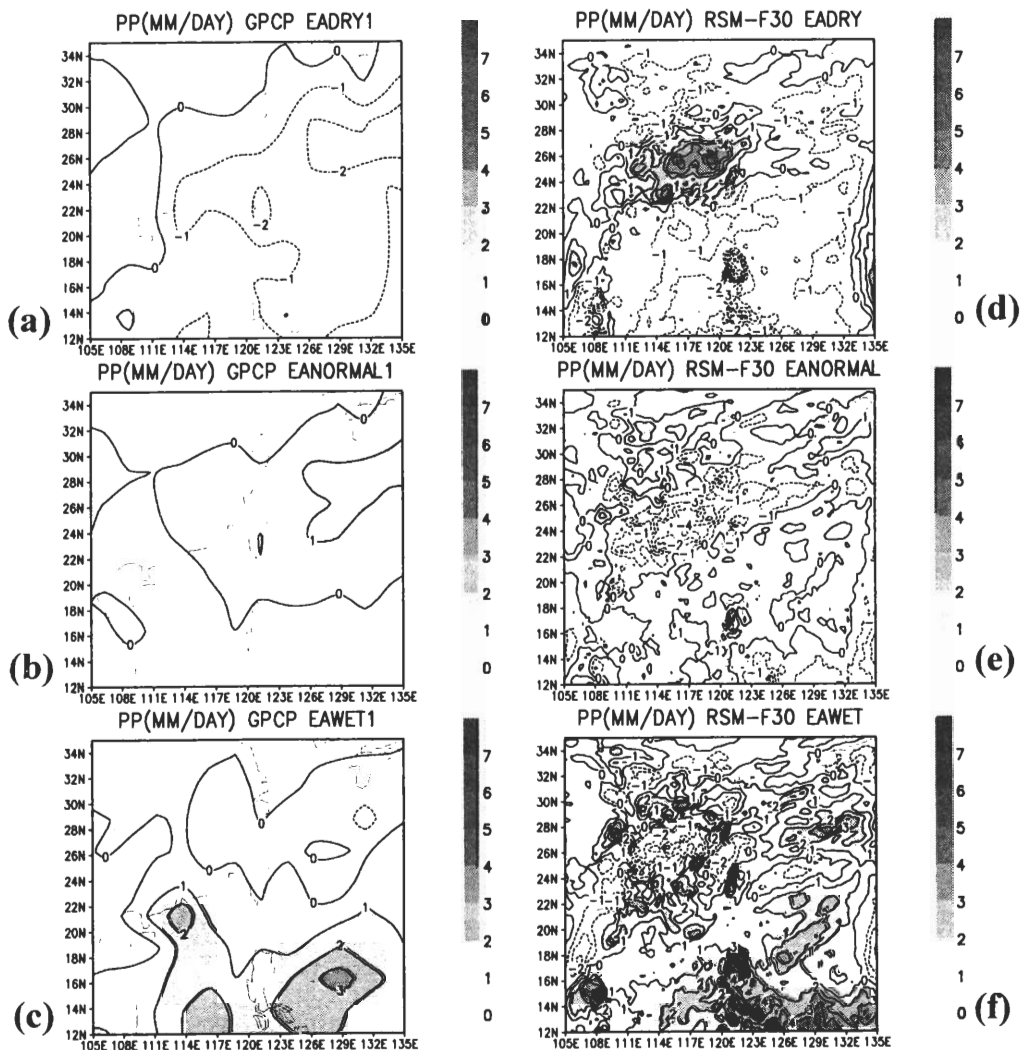


圖 8 在正負 1/2 標準差定義下偏乾(上圖)、正常(中圖)及偏濕(下圖)之平均降水分布，其中左欄為 GPCP 分析、右欄為 RSM 之模擬結果。

模擬結果的降水分布(圖8右圖)則明顯複雜多了。當東亞地區偏濕時(圖8右下圖),主要的正降水距平與分析一樣的發生在低緯度的西北太平洋及南海上,但數值模式的反應則是有非常強的降水集中在菲律賓群島及附近。廣東沿海到海南島間的模式降水也呈現出幾個範圍小但較強的降水中心的現象。另一個與分析的不同點是在日本南方至長江流域的地方,模式反應出一條狹長的降水帶約在長江流域的位置將中緯度的乾區分隔成為南北二部分。長江流域與華南沿海間的少雨區也有強度增強的情形。模擬之正常降水與偏乾降水的分布(圖8右中及上圖)與分析結果非常的不同,二者約呈反對稱的分布:即正常月在華南沿岸是明顯負距平、其他地方為微弱正距平;而偏乾時則是在華南地區到台灣北部為明顯正距平、其他地方呈現負距平,中南半島山區與菲律賓島附近甚至是很強的負距平。

氣象局測站之觀測降水(表二)顯示,在實驗期間共有7個月是偏乾及9個月偏濕。偏乾及偏濕月的模擬正確數分別為5及4個月,都要比東亞地區的得分差些,其中還出現了1996年5月的相反符號的月份在內。

綜合參考表一、表二及圖8左圖之降水分析可發現:當東亞地區之平均為偏乾時台灣地區正好位於負距平最強的槽線上,有50%以上的機會是偏乾的。當東亞地區為正常時台灣地區正好位於正距平最強的脊線上,有將近50%的機會會偏濕。而在東亞地區偏濕時,台灣的位置約在正負距的交接位置,偏濕或偏乾的機會都相對減小,呈現正常的機會最多。在模擬的降水中,則不論東亞地區是何種類型台灣地區

都是處於正負距平的邊緣,因此降水特性也就呈多變化且與東亞地區降水特性並無明顯的相關。但由圖6及圖7可發現最明顯的幾個台灣地區偏濕月份(2000年4月、1997年6月及1998年6月)則是發生於東亞地區模擬結果是偏乾或正常的月份。

(二) 區域環流

為進一步了解東亞與台灣地區之距平降水分布與距平環流之關係,在此選取模擬結果在東亞地區降水為偏濕的7個月的平均(圖9左)及台灣地區偏濕的7個月的平均(圖9右)探討各區造成偏濕現象時的平均區域環流特徵。

當東亞地區降水為偏濕時:850hPa之距平風場顯示在南海地區存在一逆時針方向的距平環流,環流中心相同於海平面氣壓之低壓中心就在南海一帶。逆時針環流之南支為西風距平,由中南半島指向菲律賓;在菲律賓的東方海面則以來自熱帶的南來氣流為主。配合圖9a之溫度距平(陰影區)與圖9b之水汽分布(陰影區),可知低緯度的西風距平及南風距平都是相當偏暖與偏濕的氣流。因此當西風接觸到菲律賓時,就在迎風面造成大量的降水。另外菲律賓東方的南來氣流也含著溫暖及水汽,是西北太平洋降水的主要來源。低層逆時針環流的北支為從台灣到福建廣東一帶的東風距平。東風距平伴隨的是850hPa偏冷、700hPa偏乾的空氣,因此所到之處普遍是降水偏少的區域。但在台灣及廣東沿岸地區,或許是迎風面的緣故,仍然有不少降水的發生。南海地區之逆時針環流結構非常深厚,到500hPa(圖9b等值線)仍清楚可見,唯有中心較低層略偏東北。

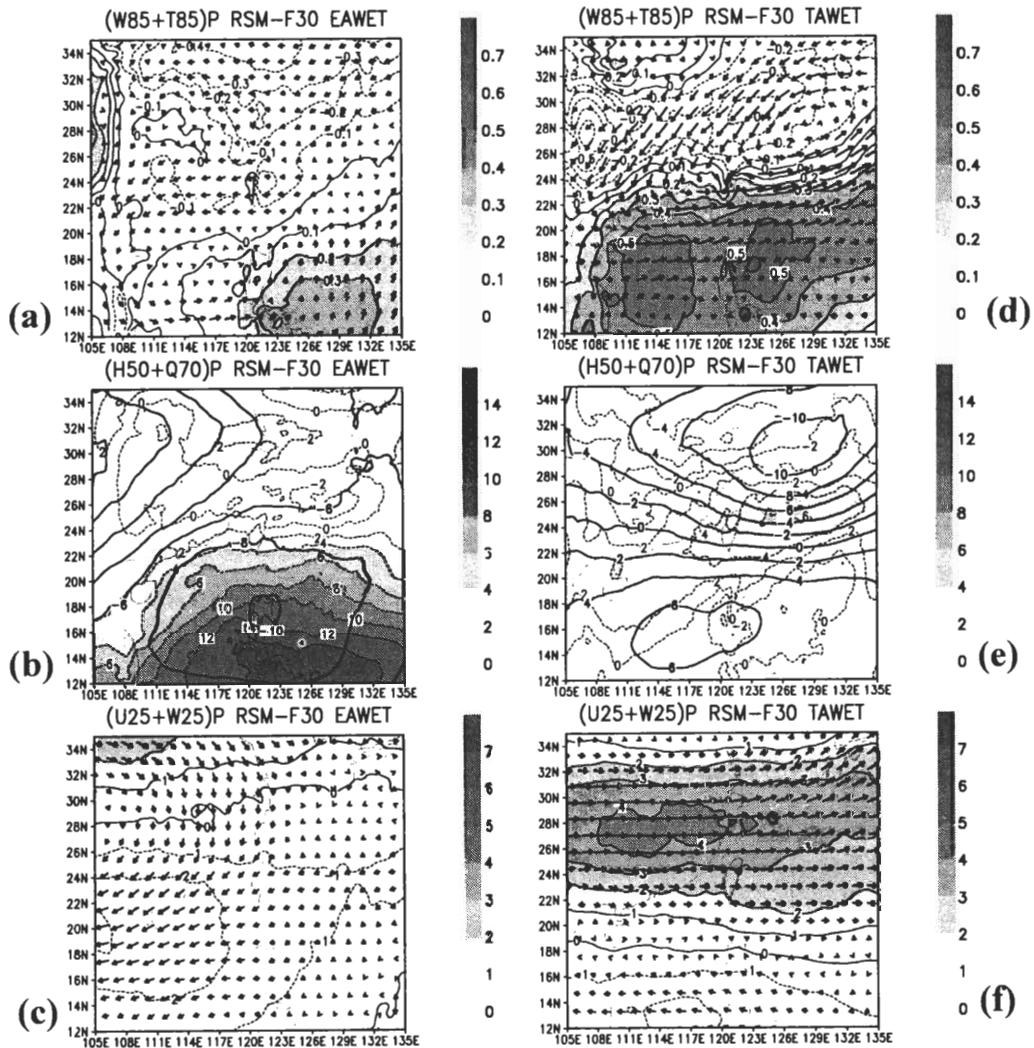


圖 9 RSM 模擬結果降水分類時東亞地區偏濕(a,b,c)及台灣地區偏濕(d,e,f)之平均距平區域環流。(a)(d)為 850hPa 水平風向量及溫度(單位 °K, 陰影為正區), (b)(e)為 700hPa 相對溼度(細虛線, 陰影為正區)及 500hPa 高度(粗實線, 單位 m), (c)(f)為 250hPa 水平風向量及西風分量(單位 m/s, 陰影為正區)。

長江流域的多雨區，雖然其850hPa溫度是偏冷但卻有充份的水汽供應，是另一個處於東風距平區卻有大量降水的區域。由於長江流域之高層(500hPa)正好為高壓脊的位置，高層的輻散作用與低層微弱的輻合作用將有利於斜壓擾動的發展，此處的降水機制上應與熱帶的降水不相同。

200hPa(圖9c)之東亞地區風場則以中緯度之高壓環流為主，台灣地區正位於高壓脊的邊緣，低層逆時針環流的影響已不復存在。

在台灣地區降水為偏濕時(圖9d,e,f)，850hPa之東亞地區仍是被逆時針方向之低壓環流所籠罩(圖9d)，只是此時之低壓環流更加的明顯，中心位置在台灣東北方之東海海面上，到

500hPa(圖9e)仍清楚可見。含著豐富水汽(圖9e陰影區)與溫暖空氣(圖9d陰影區)的西風距平由廣東沿海及南海北部地區向東,通過台灣,到達日本南方。所到之處伴隨著強烈的降水,其中又以台灣本島與廣東沿岸海陸交界處之降水最為顯著。日本、韓國及長江流域一帶則是在乾冷東風的籠罩下,雨量明顯偏少。低緯度地區雖然溫度正距平明顯但水汽含量明顯不足,再加上500hPa高壓之沉降作用,因此不利於降水的發生。

(三) 區域模式之作用

前面提到,不論是東亞地區還是台灣地區,偏濕月的模擬約只有50%左右的正確率,並不是模擬成績最好的降水型態。因為區域波譜模式(NCEP-RSM)是一個擾動量的預報模式,將背景場內插到整個模式積分範圍是其主要特色之一,在此不禁好奇區域模式對降水型態的模擬在那些環流結構下會造成與分析結果有較大的差異。

首先回顧在東亞地區偏濕的情況,圖10左圖是模擬的降水距平、中圖是模擬的850hPa距平風場、右圖則是GPCP降水和GFS之850hPa距平風場分析。GFS之分析場在此相當於區域模式的背景場。圖10上圖為模擬結果判定為偏濕、分析分類也是偏濕,相當於模擬正確的情況。比較模擬結果與背景場的850hPa風場可發現,分析場之南來氣流出現在菲律賓以東,而模式提前在115°E附近就發生,縮小了南海地區逆時針環流的範圍。台灣附近的偏東氣流在模式中也被加強,與南來氣流在廣東附近匯合,繼而合併成為明顯偏強的南風涵蓋東亞大陸的東半部。正是因為在模式中廣東及中緯度各有明顯的匯流作用,因此造成該處明顯偏大的降水。

圖10中及下圖則顯示中緯度東亞大陸上東北氣流的長驅直下也是增加東亞降水的情況之一。當東亞大陸東北氣流的強度適中,並在到達南海地區時開始迴轉、在熱帶地區轉為西風(圖10中圖),則模式在青康藏高原東側及海南島一帶的輻合會有明顯的降水產生。但在分析場中青康藏高原東側及海南島一帶並未有降水被加強的現象,反而是呈現明顯偏乾,整體平均是趨向正常的。分析場中有利於東亞地區降水的另一種形態是偏東氣流來自西北太平洋(圖10下圖):此時東風範圍涵蓋了16°N以北的地區,而後在青康藏高原東側轉為東北風,並衝向南海地區。GPCP降水顯示在華南、南海及西北太平洋均有明顯的降水,整個東亞地區平均降水是偏濕的情況。但在這種背景條件下,區域模式增加了東北氣流的強度並將其集中在日本南方、台灣南部到南海的海面上,並將降水區南壓到18°N以南,受東北氣流伴隨乾區及熱帶降水南壓的影響,整個東亞地區的降水就不再是偏濕的情況。

圖11為台灣地區偏濕時的情形。圖11上圖為模擬正確時模擬及分析的降水及850hPa環流。模擬與分析在此時顯示出非常一致的降水分布,尤其在台灣東南及東亞之大降水區表現得相當不錯。同樣的模式對於東海上的逆時針環流有明顯的加強作用,使環流向東海集中。但對於環流型態相似卻較弱的月份(圖11中圖),觀測之降水明顯減弱,且向北移到28°N附近。模式對這種背景環流仍是加強使其成為更強大的逆時針環流,不但同時加強日本韓國一帶的東風、南海的西風及西北太平洋的南來氣流,最明顯的莫過於在東亞大陸上形成強盛的東北氣流。東北氣流將南海附近之西風帶往

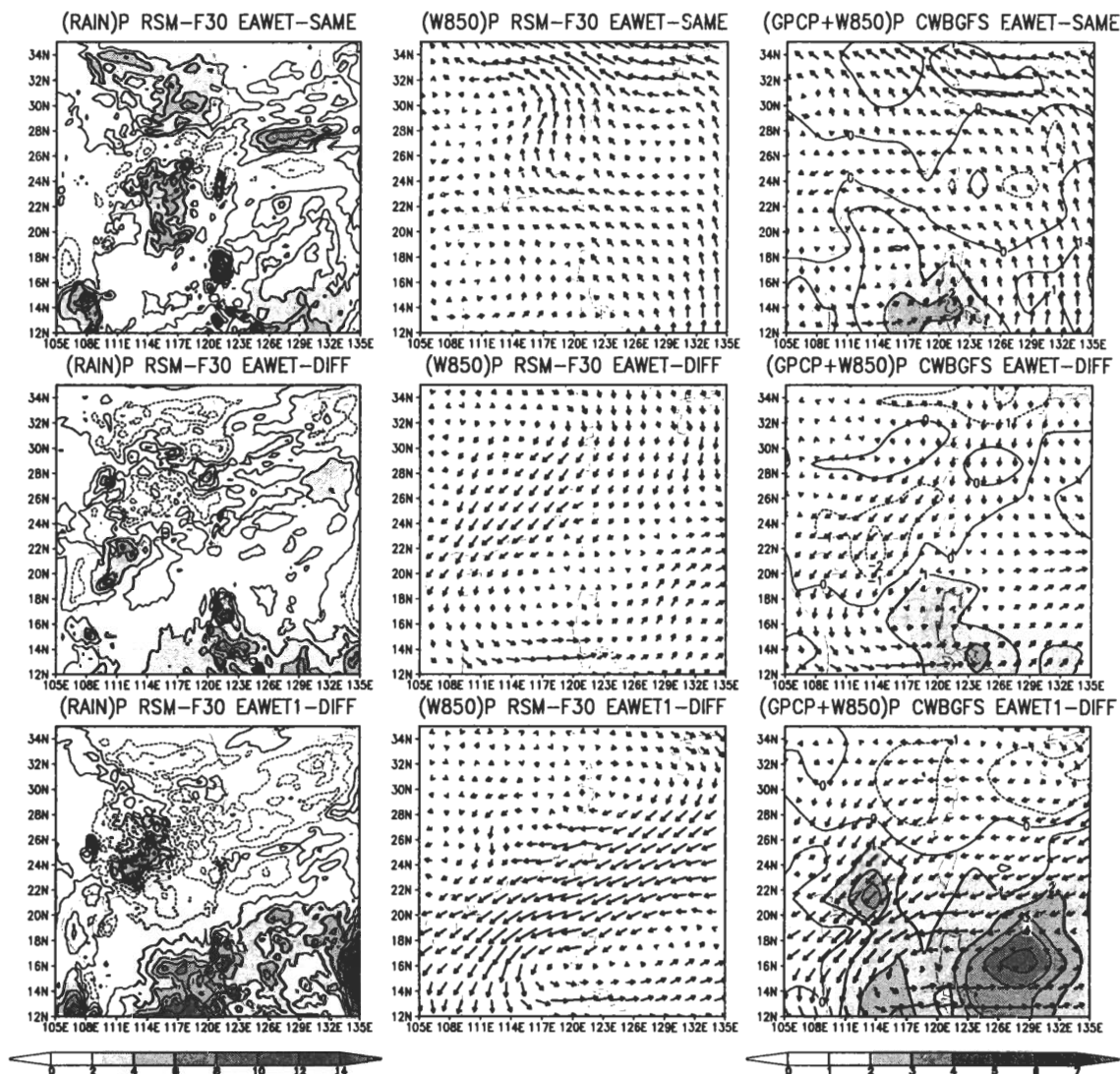


圖 10 在東亞地區偏濕時模擬與分析距平降水與環流之比較。其中上圖為模擬與分析同屬偏濕，中圖為模擬為偏濕但分析屬正常，下圖為分析屬偏濕但模擬屬正常的樣本平均模擬降水(左圖)、模擬環流(中圖)及分析之降水與環流(右圖)。

南推、在台灣附近移到了巴士海峽，因此除北方東風及東北風的左邊反應出分析場之主要降水帶外，在南方西風及西南風區的左邊又產生一條降水帶，在環流之轉彎處(廣東、海南島附近)也有大量的降水產生。至於在分析場中有5個月份在台灣地區是偏濕但模式卻反應不出來的，其平均環流與降水如圖11下圖所示。分析

之GPCP顯示主要正降水距平與分析場的850hPa東風距平在相同的位置，而在模式中則呈現出東風帶的加強及偏北，最重要的是在模式中東風區及其右方是主要的乾區。

整體而言，模式的850hPa低層風場與降水有非常固定的關係：即偏西及偏南氣流所在之處都為多雨區，主要降水發生在氣流軸的左邊。

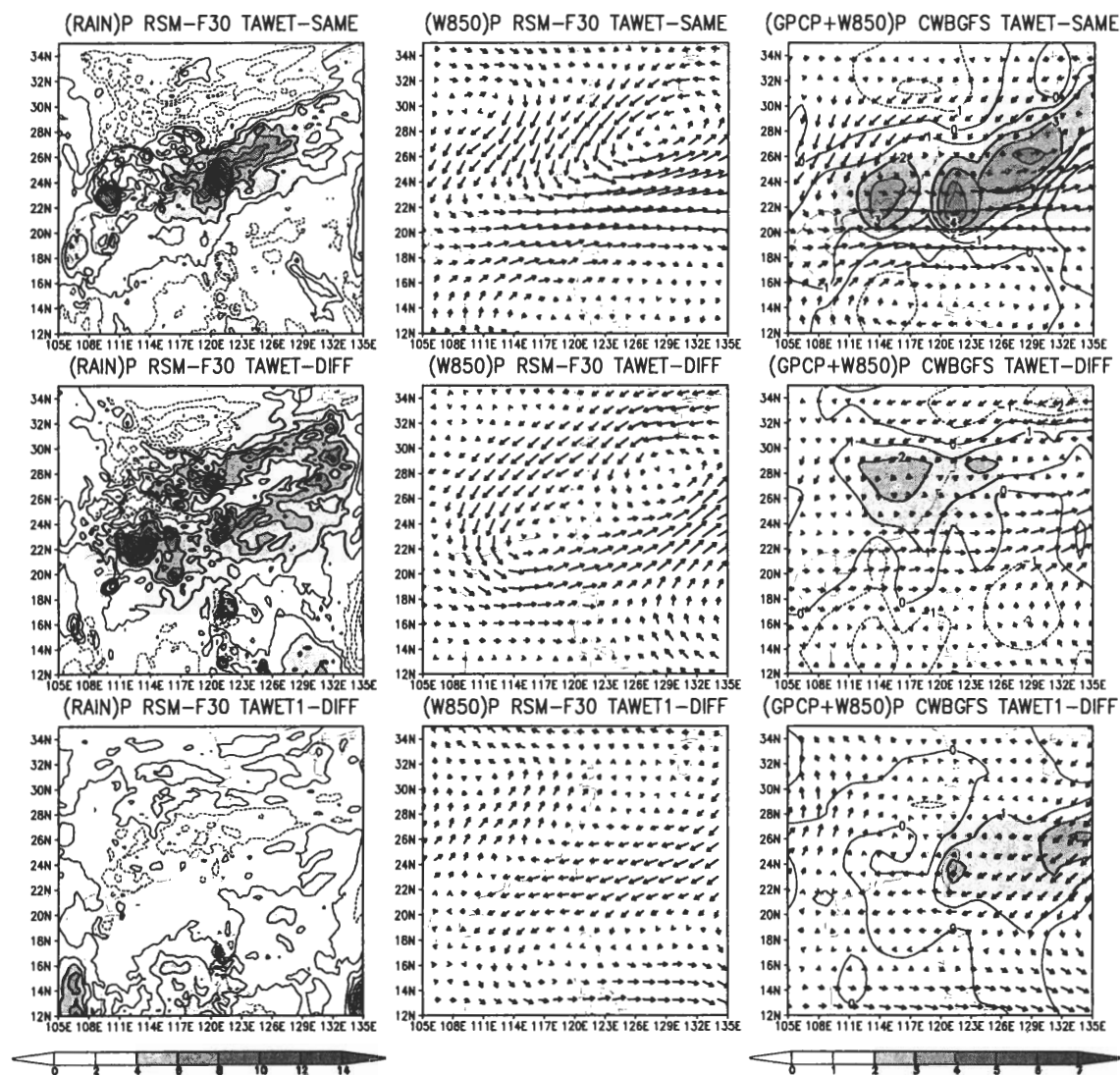


圖 11 同圖 10 但為台灣地區偏濕時。

偏東及偏北氣流，尤其是其右邊，是主要的少雨區。此外在氣流的輻合處或地形之迎風面，也是模式容易降水的地方。模擬結果之 850hPa 風場相較於背景場有加強區域環流的特性，尤其是對東海地區；對於南海地區環流的影響則相對並不那麼明顯。分析場的降水與環流的關係則顯得比模式來得複雜。

五、結論與討論

由台灣地區過去五十年的降水資料統計，春雨及梅雨是台灣地區除颱風降水外的主要降水季節，若能事先預估該年春雨及梅雨的乾濕趨勢將能為政府的水資源管理提供重要的參考，對民生經濟等也有實值的幫助。

本研究是從數值模式的角度來看東亞地區及台灣地區春雨及梅雨的可預報能力，但初步只著重於區域氣候模式本身，也就是以中央氣象局全球預報系統之分析場假設為全球模式的完美預報，作為區域波譜模式(NCEP-RSM)的初始值及背景場。受中央氣象局全球預報系統中備份分析場資料完整度的限制，本研究之實驗期間為1995年至2001年的3至6月。

首先我們以1995至2001年每年之3月1日作為初始條件進行四個月的連續積分，並分別以區域波譜模式模擬結果及中央氣象局全球分析場各月之七年平均作為短期氣候值，進行之海平面氣壓、850hPa溫度及500hPa重力位高度場等的校驗。結果顯示在型態分布除中國大陸之高壓脊及南海地區低壓槽稍偏弱、熱帶地區溫度偏低外，模擬與分析二者的氣候值相當接近。但定量上東亞地區(110°E-130°E, 12°N-35°N)之平均在海平面氣壓約有-0.5hPa、850hPa溫度有-1~-1.5°K、850hPa之東西風及南北風分量有-0.25~-0.5及1~1.5m/s、相對溼度有-5%、及500hPa重力位高度場之0~-10m的模式誤差存在。5月1日後各變數之誤差有微增的情形，在經由不同初始時間之重新積分實驗證明，這種誤差特性突然改變的情形應是特徵環流改變所造成。

GPCP降水分析與氣象局地面25個測站觀測資料在此分別作為模式降水在東亞地區及台灣地區(120°E-122°E, 22°N-26°N)之校驗對象。為了去除月與月間之氣候差異並增加統計之樣本數，模式降水、GPCP降水與氣象局降水均分別以各自的正負0.5降水距平百分比(各月距平除以氣候值)標準差(standard deviation)為界，定

義各月降水型態是偏乾、正常還是偏濕。結果顯示模式模擬的距平標準偏差振幅在東亞地區及台灣地區均大於分析值。

在東亞地區之降水分類上，模擬結果與分析有相當好的一致性，模式誤差都在一個等級之內；對於台灣地區則得分差些。在東亞降水與台灣降水的關聯上，分析場資料指出當東亞地區之平均為偏乾時台灣地區有50%以上的機會是偏乾的；當東亞地區為正常時台灣地區有將近50%的機會會偏濕。而在模擬的降水中，台灣地區降水特性就顯得多變化與東亞地區降水特性並無明顯相關。

從東亞地區偏濕降水時的平均距平降水及距平環流來看，模擬結果顯示南海地區的850hPa逆時針方向環流扮演著重要的角色。環流的南支為潮濕溫暖的西風及南來氣流，是南海、西北太平洋及菲律賓的主要降水來源；而環流北支的乾冷東北風則是造成華南偏乾的因素。當強盛的850hPa逆時針距平環流出現在東海時，整個東亞地區幾乎都涵蓋在其環流之內。環流南支的西風帶，也正是降水發生的區域，通過台灣地區，構成台灣地區降水偏濕時的主要環流型態。總而言之，模式之850hPa低層環流與降水分布有相當固定的關係，可作為判斷東亞降水及台灣降水距平分布的重要參考指標。

從GPCP降水、氣象局GFS及RSM的模擬都可看出，東亞地區的降水主要分為東亞大陸上及南海、西北太平洋二部份，二者之形成機制不同且可以各自獨立。在本研究中以整個東亞地區之平均降水做為判斷偏乾或偏濕的標準似乎是過於籠統，若將東亞地區細分為22°N以北及22°N以南來討論或許能得到更詳細的降水變

異與區域環流的關係。

高解析之區域模式藉由本身之動力及物理過程對低層環流的強度及範圍有明顯的加強作用，反應出不同於背景場的細部環流及降水結構，但在某些環流條件下也會造成系統的偏移。目前我們對模式產生系統性誤差的了解仍嫌不足，但確信模式的改進是需要持續進行的，因此迫切需要其他模式的相關經驗作為本模式未來發展的參考。此外，我們將配合中央氣象局資料的增加而持續充實本研究之樣本數，以期得到更具代表性的結果。

本報告顯示NCEP-RSM對於1995至2001年3至6月期間的短期氣候模擬，不論是台灣地區或東亞地區，在乾濕距平分布及距平環流結構上都有不錯的表現。然而本報告是假設在完美全球預報模式的情況下所得到的模擬結果，離全球到區域的整合預報系統尚有一段不小的距離。如何與全球預報系統連接，以及如何擴展下游的應用層面等都是目前有待思考的問題。

致 謝

本研究是在中央氣象局科技中心全力支持下而得以完成，並承蒙台灣大學許晃雄教授、柯文雄教授等多位教授在1998年5-6月個案測試時給予的建議，以及審查者的寶貴意見，在此一併致上萬分的謝意。

參考文獻

王作台、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。

許子乾與王作台，1990：台灣地區春夏季乾濕年受長週期擾動影響之研究。大氣科學，18，85-110。

陳泰然，1987：台灣乾濕梅雨季之平均環流特徵。大氣科學，15，17-30。

陳泰然與周仲島，1989：大尺度環流剖面結構之年季變化與台灣梅雨之活躍度。大氣科學，17，223-235。

劉復誠，1987：台灣地區春季多雨年少雨年 500 毫巴高度及海溫距平差異特徵之初步分析。大氣科學，15，233-246。

滕春慈與劉其聖，1996：中央氣象局數值預報資料同化的發展。天氣分析與預報研討會論文彙編，287-292。

盧孟明，1998：南海夏季季風肇始早晚與台灣梅雨季(五、六月)乾濕關係之探討。大氣科學，26，205-225。

Dickinson, R.E., R.M. Errico, F. Giorgi and G.T. Bates, 1989: A regional climate model for the western United States. *Clim. Change*, 15, 383-422.

Giorgi, F., L.O. Means, C. Shields and L. Mayer, 1996: A regional model study of the importance of local versus remote controls of the 1998 draught and the 1993 flood over the central United States. *J. Climate*, 9, 1150-1162.

Hong, S.-Y. and A. Leetmaa, 1998: An evaluation of the NCEP RSM for regional climate modeling. *J. Climate*, 12, 592-609.

Hong, S.-Y., H.-M. H. Juang and D.-K. Lee, 1999: Evaluation of a regional spectral model for the East Asian monsoon case studies for July 1987 and 1988. *J. Meteor. Soc. Japan*, 77, 553-572.

Ji, Y. and A.D. Vernekar, 1997: Simulation of the Asian summer monsoons of 1987 and 1988 with a regional model nested in a global GCM. *J. Climate*, 10, 1965-1979.

Jones, R.G., J.M. Murphy, M. Noguer and A.B. Keen, 1997: Simulation of climate change over Europe using a nested regional-climate model. II: Comparison of driving and

- regional model responses to a doubling of carbon dioxide. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **123**, 265-292.
- Juang, H.-M.H. and M. Kanamitsu, 1994: The NMC nested regional spectral model. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 3-26.
- Juang, H.-M. S.-Y., Hong and M. Kanamitsu, 1997: The NCEP regional spectral model: an update. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 2125-2143.
- Lau, K.-H., A.-Y. Wang, Y.-H. Kuo, S.-J. Chen, and J. Dudhia, 1998: The evolution of the East Asia summer monsoon in June 1994: Numerical simulations. *J. Meteor. Soc. Japan*, **76**, 749-764.
- 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.
- Liu, Y., F. Giorgi and W.M. Washington, 1994: Simulation of summer monsoon climate over East Asia with an NCAR regional climate model. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 2331-2348.
- Wang, W.-C., W. Gong, and H. Wei, 2000: A regional model simulation of 1991 severe precipitation event over the Yangtze-Huai River Valley. Part I: Precipitation and circulation statistic. *J. Climate*, **13**, 74-92.
- Sun, L., F. H. M. Semazzi, F. Giorgi, and L. Ogallo, 1999: Application of Ncar Regional Climate Model to eastern Africa. 1. Simulation of the short rains of 1998. *J. Geophys. Res.*, **104**, 6529-6538.
- Sun, L., F. H. M. Semazzi, F. Giorgi, and L. Ogallo, 1999: Application of Ncar Regional Climate Model to eastern Africa. 2. Simulation of interannual variability of short rains. *J. Geophys. Res.*, **104**, 6549-6562.

Short Term Climate Simulation on Springtime and Mei-Yu Period of Taiwan

Chih-Hui Shiao¹

Hann-Ming Henry Juang²

¹Research and Development Center, Central Weather Bureau

²Environmental Modeling Center, National Centers for Environmental Prediction

(Manuscript received 19 April 2002 ; in final form 29 July 2002)

ABSTRACT

Rainfall and associated circulation over the Eastern Asian on March to June, which is the spring and Mei-Yu rainfall season of Taiwan area, are examined in this study.

The NCEP regional spectral model (RSM) is used to provide four months long simulation during the experimental period and the selected years, 1995 to 2001. In which initial conditions and base field were interpolated from the CWB global analyses and updated twice daily. GPCP monthly and 25 CWB observed data are use to evaluate the model precipitation on Eastern Asian (110E -130E, 12N-35N) and Taiwan (120E-122E, 22N-26N) area, and the simulated circulations are evaluated by CWB analyses.

Results of simulations show that model climate of this period are reasonable. One anti-clock wise anomalous circulation appeared on 850 hPa in both wet anomalous case of Eastern Asian and Taiwan, which is centered at South China and at East Sea separately. The positive rainfall anomaly in simulation is strongly associated with the westerly anomaly on the south side of the local circulation and the dry anomaly is within the easterly on the north side.

The detail and enhanced structure of rain band and local circulation are the effort of regional nested model. In some cases, model would cause systematical shift to the local circulation and then change the position of precipitation. It should be a seriously problem to the predictability of local area like Taiwan.

**Key words : Spring and Mei-Yu season 、 Short term climate 、 Regional climate model
、 Rainfall anomaly 、 Local circulation**