

氣候模式模擬東亞夏季季風季節轉變之初步探討

胡志文 王作臺

國立中央大學 大氣物理研究所

摘要

亞洲夏季季風為地球上最顯著之季風現象，其影響範圍包括從印度到中國之廣大地區，季風期間雨量的多寡，對居住在此地區之廣大人口有很大之影響。由於季風現象包含不同尺度間之非線性交互作用，且水汽及非絕熱能量之輸送也扮演了很重要的角色。為了能充分了解各種可能外作用力對季風強度/特性變化之影響，大氣環流氣候模式成為研究季風現象之最佳工具之一。

本研究利用美國大氣研究中心 (NCAR) 之 CCM2 (Community Climate Model, version 2) 大氣環流模式，探討此模式對亞洲季風之模擬能力。研究結果顯示 CCM2 有能力模擬出亞洲夏季季風之兩階段建立及對應之大尺度環流場之變化，如低層西南季風及高層東風之建立，南亞高壓的兩次瞬變，太平洋副熱帶高壓之北移等。此外模式也模擬出伴隨西南季風之較大降雨。但是模式中青藏高原之熱源過強，且青藏高原附近之降雨也過大。此過強之熱源及降雨在青藏高原附近產生一異常環流，此異常環流造成模式中印度季風較觀測弱。對於改進此缺點之方法，文中有初步之討論。

經由本研究，吾人可知 CCM2 在模擬亞洲季風季節轉化之能力及其缺失。利用此模式對季風問題做進一步的探討，並設法對模式之缺失做某些程度之修正，將是後續研究的重點。

一、前言

亞洲夏季季風為地球上最顯著之季風現象，涵蓋了從印度到中國大陸之廣大地區。夏季季風期間雨量之異常分佈，會造成季風區內不同地區之旱、澇現象，進而影響此區內廣大人口之生活。由前人對亞洲夏季季風之研究可知 (Tao and Chen, 1987 和其他)，影響亞洲夏季季風之大尺度系統包括南亞高壓、太平洋副高、鄂霍次克海阻塞高壓、高層西風噴流及低層西南風，伴隨季節的演進南亞高壓、太平洋副高及高層西風有明顯的北跳現象。

東亞夏季季風有其明顯的季節性移動之特徵，He 等 (1987) 分析 1979 年夏季季風之演進，他們發現沿 15°N 1979 年夏季季風存在著兩次急遽變化現象，第一次急遽變化發生在 5 月中旬，發生之區域為 80°E-130°E 之間，第二次急遽變化發生在 6 月中旬於 40°E-80°E 之間的區域。此急遽變化現象之特徵為以上區域分別出現較大的低層西南風，高層東風及較大之降水，此外南亞高壓及 200-500 hPa 垂直平均經向溫度梯度也存在著兩次急遽變化。當南海地區 850

hPa 面上出現西南風時 (第一次急遽變化)，80°E 以東地區垂直平均之 5°N-25°N 經向溫度梯度反轉 (由負轉為正值)，且 200 hPa 面上南亞高壓中心由 10°N 附近北移到 20°N 附近。第二次急遽變化發生時，80°E 以西區域之垂直平均經向溫度梯度也反轉，且伊朗到沙烏地阿拉伯一帶在高層 (200 hPa 面) 出現另一高壓中心，他們認為這兩次急遽變化分別代表東亞季風及印度季風的爆發 (onset)。Yanai 等 (1992) 分析 1978-1979 年冬、春、夏三季時亞洲季風區內之熱源變化，其結果顯示青藏高原冬季為熱匯，春季後轉為熱源並且在 5 月時熱源有爆發性之成長，此熱源爆發性成長與東亞季風之建立有密切的關連。

印度季風與東亞季風之隨季節演進存在明顯的不同，由於青藏高原之阻擋，印度西南季風無法穿越青藏高原向北推進，但東亞季風有明顯的隨季節北移的特徵。Tao and Chen (1987) 指出東亞夏季季風降雨隨季節演進有北移現象，但此現象以急遽變化情況發生。東亞夏季季風降水於 5 月中旬出現在華南並持續到 6 月中旬；6 月中旬雨帶北跳到華中至日本一帶，江淮流域及日本正式進入梅雨期；7 月中旬，雨帶

北抬到華北，江淮地區及日本之梅雨期結束。伴隨雨帶之北移，500 hPa面上太平洋副高也存在著類似的變化(Tao and Chen, 1987)，在華南地區出現西南季風之前，副高位於 16°N ，於南海出現西南季風後，副高北抬到 18°N ，6月中旬副高脊線位於 20°N - 25°N 之間，7月中旬，副高脊線再次北抬到 30°N 附近。

亞洲季風除了季節變化外，尚有明顯的年際變化。影響亞洲季風之年際變化的因子有很多，以下將對某些假說做簡單之說明。青藏高原為亞洲大陸上之獨特地形，其對大氣之影響可分為兩部份，一為動力方面之阻擋作用，另一為高原之熱力作用。在北半球夏季，高原之熱力作用較冬季期間明顯，基於其較高之地勢，高原對大氣之加熱作用較低層顯著。劉(1993)利用高度場修正值探討青藏高原熱源與華南到台灣一帶梅雨之關係，其結果顯示高原上空若增溫較早，台灣地區梅雨不明顯或為乾梅。於數值模式方面柯與鄧(1994)之結果也顯示青藏高原之可感熱較大時，南亞高壓會提前移入青藏高原。

太平洋副高為東亞季風環流之重要組成份子，副高之位置及強度對東亞季風有很大之影響。Chen and Liaw (1981)指出，台灣地區空梅年時，相對應之太平洋副高脊線較平均偏北 $10\sim 15$ 度。陳(1987)也指出，500 hPa副高提早(延遲)往北發展，台灣地區傾向乾(濕)梅。許與王(1990)選取5月份台灣地區少雨年與同年2月份之太平洋副高做延遲(Lag)相關，所得之相關係數為-0.57，顯示若副高提早發展則台灣地區有乾梅之傾向。此外許與王也指出，在台灣地區梅雨異常年時，低頻擾動($18\sim 53$ 天)有較大之貢獻。

在熱帶海溫對亞洲季風之影響方面，Rasmusson and Carpenter (1983)分析印度夏季季風雨量及ENSO事件之關聯，在所分析的105年(1875-1979)中有25個ENSO事件，印度夏季季風降雨在其中21個ENSO事件出現偏低的情形。他們也指出在ENSO(-1)及ENSO(+1)年，印度夏季季風降雨也偏低，但其變化較ENSO(0)年小。對於ENSO事件與東亞季風的關係，Huang and Sun (1992)之圖1顯示在1951-1989年有11個ENSO事件中，其中9個事件中江淮地區雨量較多。

由上述的說明中，吾人了解影響東亞季風年際變化的外做用力，包含了有副高之移動、青藏高原之多寡、熱帶海溫的變化等。一些前人的研究也針對了上述的做用力做了分析探討(王與胡，1994；胡與王，1994；Huang and Sun, 1992)。但僅由診斷分析來探討季風之問題，並不能完全確認各種非線性交互作用或非絕熱系統所能扮演的角色，而為了

充分探討此問題，大氣環流模式成為研究亞洲夏季季風之較佳工具之一。但在利用大氣環流模式探討影響亞洲夏季季風變化之各假說前，吾人必須先評估環流模式對亞洲夏季季風的模擬能力。本文之目的即在評估吾人所選用之NCAR CCM2環流模式對亞洲夏季季風的模擬能力。

二. 資料及模式簡介

本研究所採用之模式為美國NCAR (National Center for Atmosphere Research)所發展之CCM2 (Community Climate Model, Version 2)。吾人選用CCM2之原因為：1) CCM2是一個所有氣象學者皆可取得作為研究工具之模式；2) CCM2有很高之移轉性(portability)，即模式很容易移轉到不同之機器上執行；3) CCM2有完整之使用手冊，詳細的說明了模式之物理參數化及程式設計流程。經過兩年的工作，目前吾人已可在中央大學大物所的工作站上來執行CCM2模式做氣候模擬之研究。

以下吾人將介紹CCM2的積分方法及物理過程，Hack等(1993)對CCM2所用的積分方程及數值方法有詳盡說明，在此吾人只做一簡單之描述。CCM2在水平方向採用波譜法而在垂直方向則用定差法，對水汽之傳送採用Williamson and Rasch (1994)所發展之semi-Lagrangian方法。模式之垂直座標則選用Simmons and Strüfing (1983)之混合垂直座標(hybrid coordinate)。

模式對太陽輻射之處理包含了日變化，所用之參數化為 δ -Eddington方法(Briegleb, 1992)。長波輻射方面採用broad band近似(Hack等, 1993)，且包含臭氧之作用。另外，模式之長波輻射亦加入了雲滴特性(properties)及雲量對輻射的影響；雲滴特性是一隨高度與緯度變化之給定函數，雲量則是穩定度、垂直速度、對流降雨率及相對濕度的函數。

地面與大氣之間的通量傳輸是以與穩定度有關之bulk公式表示，至於所用的海面溫度邊界資料則為Shea等(1990)之月平均氣候值。在模式積分時，所用之海面溫度每日改變一次，此每日變化的海溫資料是由月平均氣候場做線性內插而得。模式在地面之下尚有三層，這三層與地面的溫度是經由淨能量通量所決定。對於邊界層之處理則是採用Holtslag and Boville (1993)的非區域性(nonlocal)邊界層參數化。

在調節過程方面，模式包括溼對流、穩定(stable)降水及乾絕熱調節。其中溼對流的處理為Hack (1994)之參數化方法，此參數化調節垂直方向連續三層的溼淨能(moist static energy)；在垂直三層中，底層允

許空氣進入與對流胞混合(entrainment)，中層有凝結及降水，上層則允許空氣逸出(detrainment)。模式中溼對流之計算是由下而上，從模式最接近地面的三層開始，而後逐層提高。在穩定降水方面，則假設當某點為過飽和時，模式同時調節溫度與濕度，使此點回到飽和狀態。至於乾絕熱調節，則是將處於乾絕熱不穩定情況下之大氣，調節其垂直遞減率(lapse rate)使成中性。模式中所用之重力波阻(gravity wave drag)為McFarlane (1987)之參數化方法。

本研究所用之解析度架構為CCM2之標準型式，其垂直方向有18層，最底層為地面上75公尺附近，3 hPa附近為模式層頂(圖1，摘錄自Bath等, 1992)。水平方向採用三角形截斷於波數42(T42)，解析度約為 $2.8^\circ \times 2.8^\circ$ ，模式所用之積分間隔為1200秒。短波及長波之輻射加熱每小時計算一次，但放射率與吸收率則每12小時改變一次。

本研究的控制組實驗命名為CA (Control Annual)，實驗積分時間為000901到011231，即由初始年的9月積分至第二年的12月31日。對初始場之選用時間，是採用吾人從NCAR所獲得的初始場時間。

在以下對模式模擬結果的評估時所用之觀測資料為ECMWF之 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 觀測場，但所用之垂直層包括1000 hPa、850 hPa、700 hPa、500 hPa、300 hPa、200 hPa及100 hPa等七層，所用之變數有高度場、溫度場及風場，所用之氣候場為1980-1993等14年平均，分析之區域視所分析之現象而有所不同。

三. 模式結果與討論

Yanai等(1992) (此後簡稱YLS) 和He等(1987) (此後簡稱HMSY)，分析1979年亞洲夏季季風之演化並評估青藏高原之影響。YLS用月平均場描述1978年12月到1979年8月間高、低層環流場的變化，HMSY用5日平均場分析1979年4月16日到7月4日夏季季風環流場之變化。以YLS及HMSY之結果做參考，吾人對CA實驗做相同之分析，並與YLS、HMSY及ECMWF氣候場之結果相比較，藉此評估目前吾人所使用的模式對東亞季風之模擬能力。

3.1 月平均場之結果

圖2為模式在CA實驗中3-8月月平均850 hPa氣流場及等風速線，與ECMWF氣候場比較(圖未列)，在850 hPa面上模式有能力模擬出3月-4月間之過渡期，其特徵為一脊線橫越赤道到 20°N 之間的低緯度地區；5月份 10°N 以南之阿拉伯海與孟加拉灣有西南氣流出現；西太平洋反氣旋之脊線隨時間向

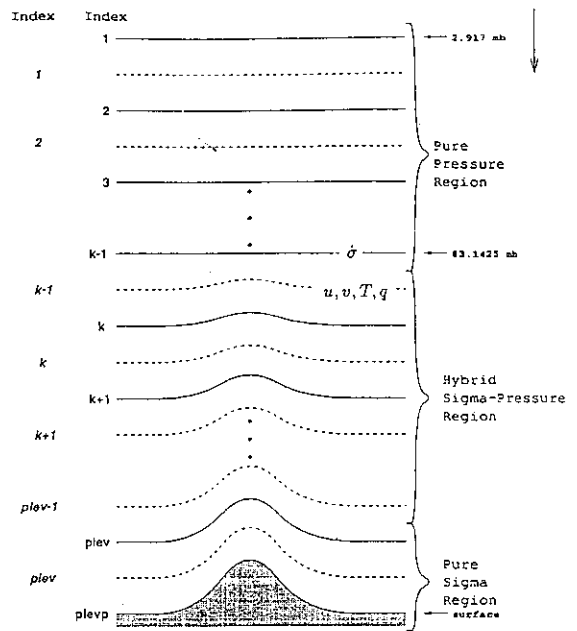


圖1、模式垂直層分佈及基本變數所在之位置(摘錄自Bath等, 1994)。

北移。另一方面，與ECMWF氣候場相較，模式在5月到8月間於赤道到 20°N 之區域有較強之西南風，且5月份後太平洋反氣旋脊線較氣候場偏北，此外模式從印度南方之洋面向東北到中南半島於夏季出現合流區，此合流作用產生了強烈降水(後述)。模式最大之缺點在於夏季期間印度半島沒有明顯的西南氣流出現。

200 hPa之氣流場圖示於圖3中，與氣候場(圖未列)比較，模式能掌握青藏高原南支西風噴流於4-5月間減弱之情形及南亞反氣旋於夏季期間的發展，南亞反氣旋移入青藏高原後，模式在青藏高原南側有較強之東風，7、8月間模式南亞反氣旋中心以東的脊線偏北。4-5月間ECMWF氣候場南亞反氣旋出現在中南半島附近，而同一時期模式在中南半島上空並沒有反氣旋環流出現，此外模式在5月份於青藏高原上空有反氣旋出現，且有一氣旋位於其東南方，對此異常的環流分佈，下一節有進一步的討論。

圖4為模式3-8月500 hPa面之月平均溫度場，圖中顯示模式可模擬出青藏高原所引發之暖心結構，與觀測場(圖未列)相比較，模式暖心出現的時間較早，且強度較大。為了進一步分析青藏高原之熱力效應，吾人分析了3-8月 32.5°N 及 90°E 兩剖面之溫度偏差量(deviation, 圖未列)，所用之各層平均值是由時間(12-8月)及空間(分析區域)平均後所得。與YLS的結果相比較，模式在兩剖面皆模擬出青藏高原在各月份之溫度都較同一層之鄰近地區

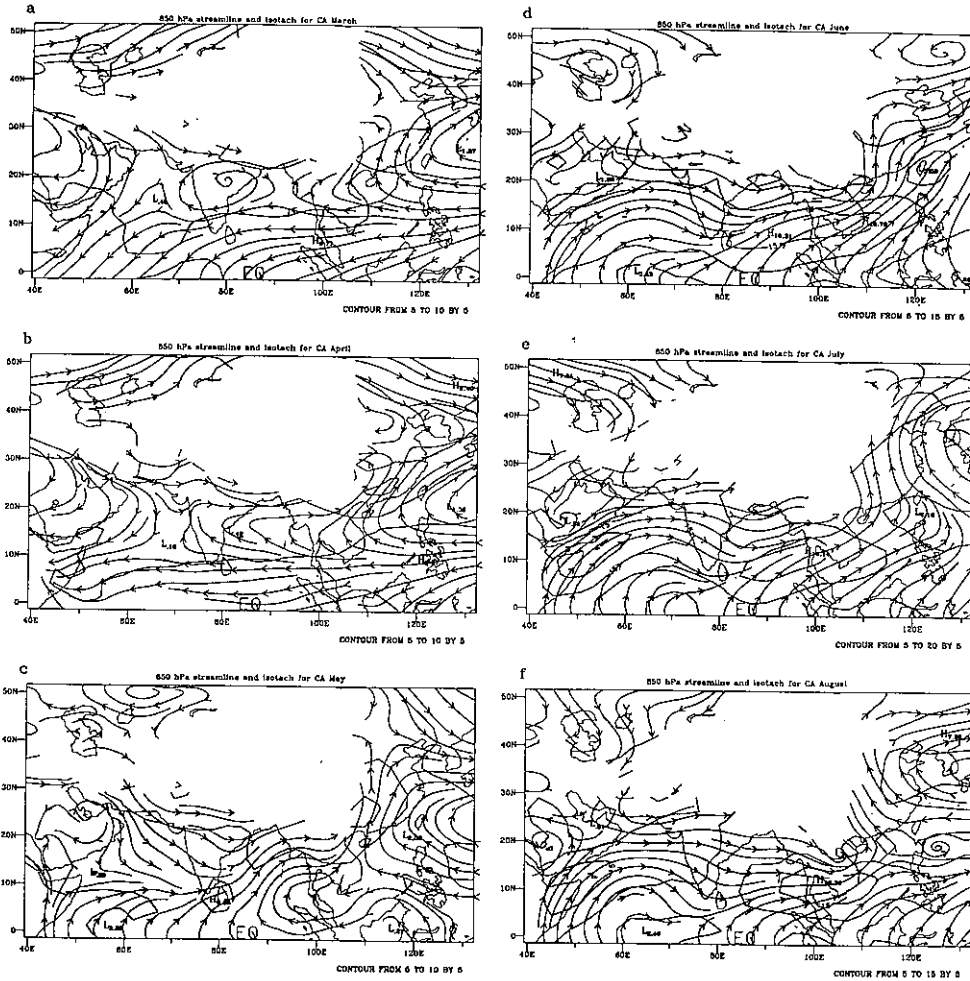


圖 2、CA 實驗 850 hPa 月平均氣流線及等風速線，(a)到(f)分別為3到8月。等風速線間隔為 5 M/S。

為高的現象，且模式能掌握5月份後青藏高原急遽增溫之變化。但是在30°N剖面中，110°E以西之區域，模式的正溫度偏差量較YLS之結果大，兩者最大之差異出現在7月份之青藏高原上空（達9°K）。沿90°E，模式在青藏高原及其南方也有較高正溫度偏差。

由模式溫度場之分析中吾人可知，模式中青藏高原熱源出現的時間較早，且此熱源的強度較大。模式中青藏高原之提早增溫造成高原上空較早出現反氣旋，高原較大的熱力作用使其南側之經向溫度梯度較大，造成模式夏季期間青藏高原南側產生較強的東風噴流，而中南半島4-5月間無反氣旋環流，可能的原因是在此時間中模式於此區內相對溫度較低之故。對於模式在青藏高原上空較早出現反氣旋及中南半島4-5月間沒有反氣旋出現之現象，在下一節有進一步之探討。

模式3-8月各月平均之降雨率圖示在圖5，模式

可模擬出5月份中南半島雨量增強之現象及夏季期間東亞地區雨量增加的現象，但模式雨量於東亞地區的水平分佈與觀測場不盡相同。於印度地區模式在5月份模擬出印度南部雨量增加，及5到7月間因地形影響所產生之印度西南部雨量較多的現象，另一方面，6-7月間模式在印度中、北部的雨量過低，而印度南部地區的雨量的則過高，8月份印度地區的雨量的偏低。模式在某些特定地區有過多降水之情況，如青藏高原、菲律賓附近。H94指出這種特定地區有過多雨量之現象是大氣環流模式一般都存在之缺點，目前尚未能被全然解決。此外，夏季期間印度南方到中南半島之較大降水是低層合流過強（圖2）之結果。

圖6是模式3-8月之各月平均500 hPa高度場，由圖中可看出模式掌握了副高隨季皆北移之現象。與ECMWF氣候場（圖未列）相比較，模式之副高在3-6月間較弱，且在3-5月份模式無法在西太平洋模擬

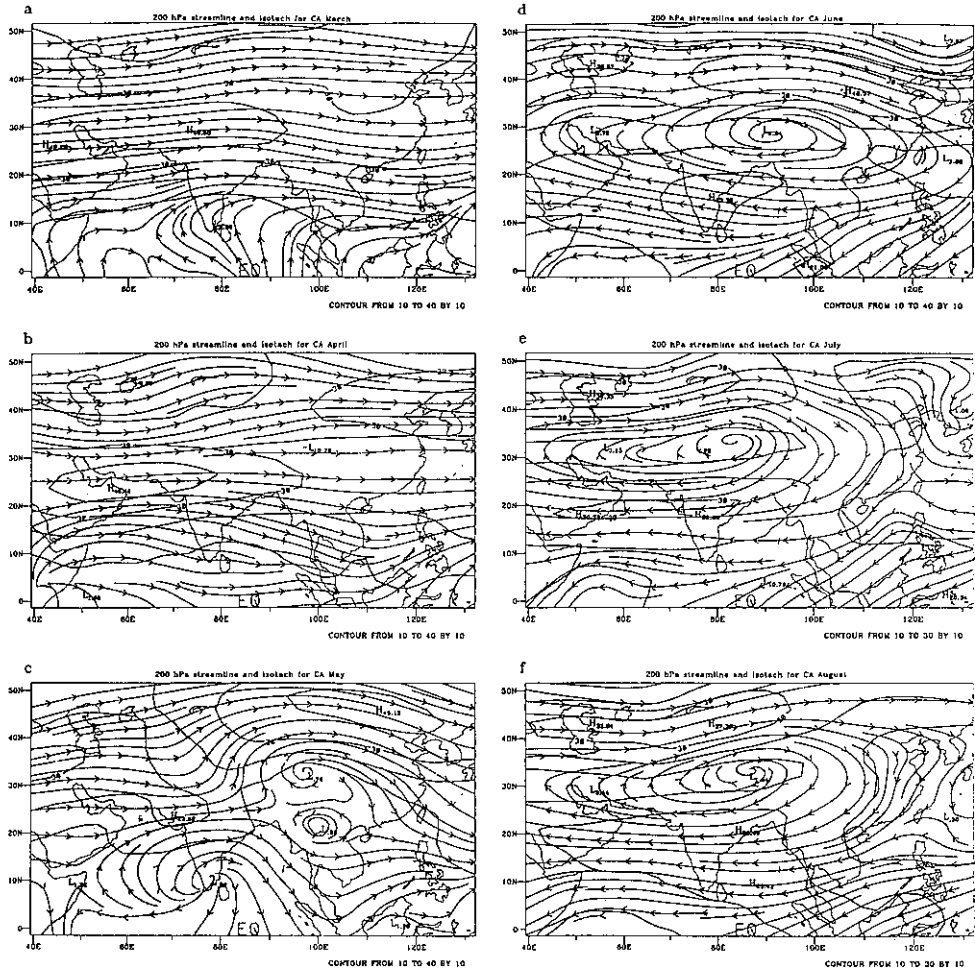


圖3、同圖2，但為200 hPa風場的結果。等風速線間隔為10 M/S。

出封閉的副高（5880 M等高線），7、8月間模式副高較強，且其脊線位於ECMWF觀測場之北邊，此外模式副高之向西延伸情形除8月份外皆較ECMWF資料小。

由以上模式月平均之分析結果，模式有能力模擬出 1) 青藏高原於春、夏兩季的熱源效應；2) 500 hPa面上太平洋副高隨季節北移之現象；3) 南亞反氣旋於夏季之發展及 4) 低層西南風及高層東風之出現。另一方面模式結果也顯示模式對印度季風、東亞之雨量、500 hPa太平洋副高的模擬須進一步加強。模式5月份200 hPa上南亞高壓及反氣旋的異常分佈在第四節中有進一步的說明。

3.2 五日平均場之結果

HMSY利用5日平均場之分析指出，沿15°N 1979年亞洲夏季季風中850 hPa較大西南風場、組織性降水及200 hPa東風都有兩階段急遽變化之情況，80°E

以東之季風爆發時間在5月中旬，而80°E以西地區季風在6月中旬才出現，而夏季季風的兩階段發展是經向溫度梯度兩階段反轉的結果。伴隨季風之兩階段發展，南亞高壓有兩次突然的變化，在第一階段季風爆發時，南亞高壓中心由10°N北移到20°N附近；伴隨第二階段季風之爆發，於伊朗到沙烏地一帶出現另一高壓中心。為了對模式結果做更詳盡的評估，吾人也對CA實驗做相同之分析，用以與HMSY及ECMWF平均場做比較。

季風之基本作用力是經由改變溫度分佈而產生環流，因此分析溫度場之變化可使吾人對季風之變化有初步之了解。圖7為200 hPa-500 hPa垂直平均之5°N-25°N經向溫度梯度($\partial T/\partial y$) 5日平均場之隨時間變化分佈，圖中顯示亞洲季風區內之經向溫度梯度有兩階段的急遽變化現象。80°E以東區域，正經向溫度梯度出現於5月21日，而80°以西區域正經向溫度梯度出現之時間較晚。

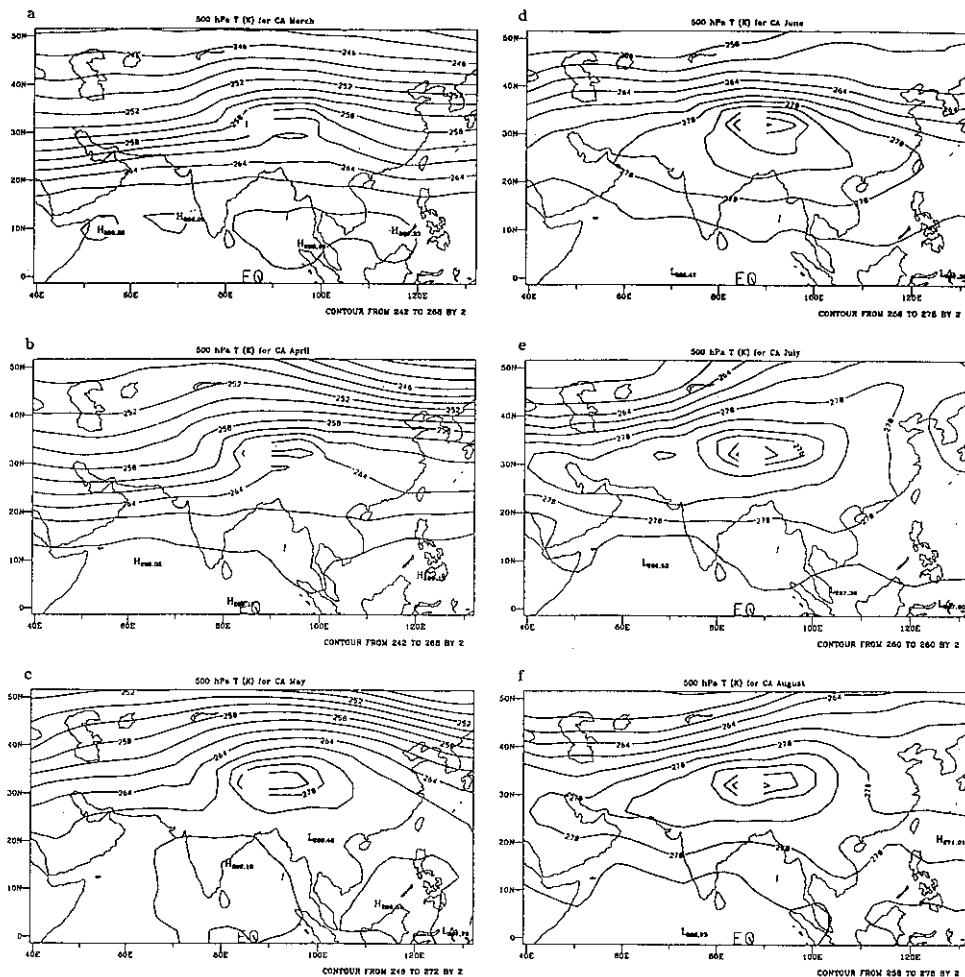


圖4、同圖2，但為500 hPa溫度場的結果。等值線間隔為2°K。

在HMSY之結果中，亞洲季風區內正經向溫度梯度出現之時間在80°E以東區域為5月中旬而80°E以西區域則為6月中旬，兩者相隔1個月，且兩區域中各經度之正經向溫度梯度幾乎同時出現。模式結果中（圖7），80°E以東及以西區域出現正經向溫度梯度之間隔時間較短，且兩區域內各經度正經向溫度梯度出現之時間並不一致。為了進一步確認模式結果，吾人用ECMWF氣候場做相同之分析，其結果為圖8。

圖8中顯示ECMWF氣候場5°N-25°N正經向溫度梯度出現之時間，80°E以東區域較80°E以西區域早15天左右，且兩區域內各經度正經向溫度梯度時間並不一致。比較圖7及圖8可知，兩者在溫度之演化較相似而與HMSY之結果相差較大，此外兩圖中也顯示模式有較強的經向溫度梯度。

由以上之結果吾人得知模式對亞洲季風區內溫度場之變化有很好的掌握，80°E以東區域正經向溫度

梯度出現之時間為5月21日，而80°E以西區域正經向溫度梯度出現的時間較80°E以東區域約晚5~15天。此外模式之經向溫度梯度較大，這是模式高估了青藏熱源之結果。在了解模式溫度場之變化後吾人將分析模式之季風環流與雨量，並與溫度場之變化相比較。

模式沿15°N之(a) 850 hPa西南風(b)降水率及(c) 200 hPa u場之隨時間變化則以圖9來顯示。80°E以東之區域，組織性之西南風場及降雨出現在5月21日，在65°E以西之區域，850 hPa之組織性西南風出現在5月31日。由850 hPa面西南風場及降水之分析中，吾人得知模式有能力模擬出東亞季風之兩階段爆發(onset)，其發生時間分別為5月21日及31日，但模式無法在65°E到80°E之間（印度附近）產生組織性之西南風場與降雨。

於200 hPa u場之演化，沿15°N模式之東風最早出現在5月21日，基於各經度之垂直平均場正經向溫

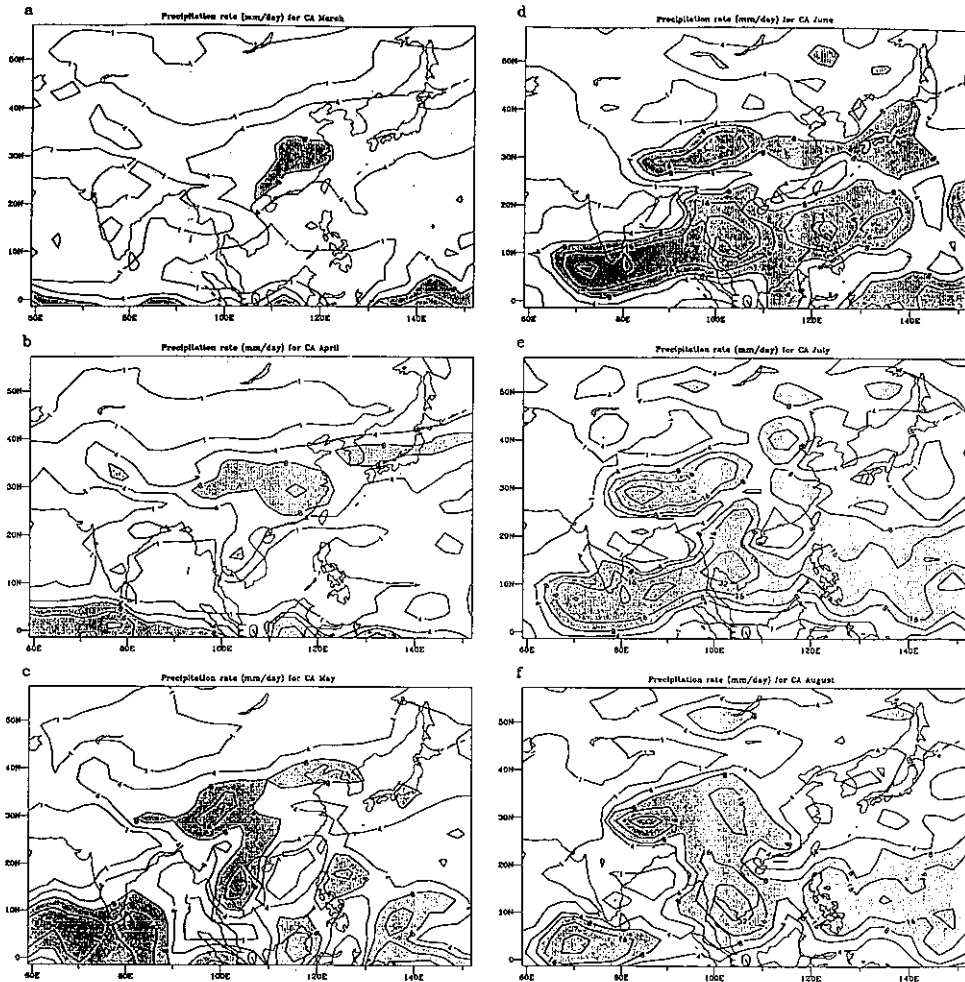


圖5、同圖2，但為地面降雨率的結果。等值線別為1、4、8、16及32 mm/day，陰影區為降雨率大於8 mm/day的區域。

度梯度幾近同時出現（圖7），沿15°N各經度東風出現之時間非常接近。此結果似乎指出模式於80°E以西之陸地上空的暖化時間較早，但是圖9c中東風極值有隨時間西移之現象，於5月21日在105°E附近有較大之東風，5月31日時較大東風區出現在80°E，此後較大東風區隨時間逐漸西移於6月30日時移至70°E附近。若以東風極值變化之情形而言，200 hPa u場也有兩階段變化。

圖10為ECMWF氣候場之結果，圖中顯示80°E以東及以西區域200 hPa東風出現之時間只有少許之差異（5-10天），且850 hPa兩區域西南風場出現之時間間隔也在10天左右。由圖9及圖10可知模式對季風區內環流場之演變的掌握能力尚稱合理。模式沿15°N 850 hPa較大的西南風場及組織性地面降水率在80°E以東之區域出現時間為5月21日，80°E以西區域出現在5月31日，此二時間分別是亞洲季風的

兩階段爆發時間，在200 hPa沿15°N u場的變化，模式各經度之東風幾乎同時出現。以上現象中，亞洲季風的兩階段爆發的間隔(10天)，15°N 200 hPa東風無明顯的兩階段變化等現象與HMSY的結果有較大的差異，但與ECMWF氣候場的結果相似，若以東風極值而言，模式15°N 200 hPa東風也有兩階段的變化。模式最大之缺點是無法在印度中部地區產生較大的西南風場及降水。

模式從4月16日到7月4日期間5日平均200 hPa反氣旋中心位置圖示於圖11中，各代碼所代表之時間及分析區域內反氣旋中心之個數列於表一。模式中最早出現在分析區域之反氣旋中心為5月6-10日（代碼5）於青藏高原上空，此反氣旋中心持續到5月16-20日（代碼7）。於亞洲夏季季風之第一階段肇始時（5月21-25日，代碼8），南亞反氣旋中心位於26°N, 91°E附近，同時間另有一反氣旋出現在沙烏地

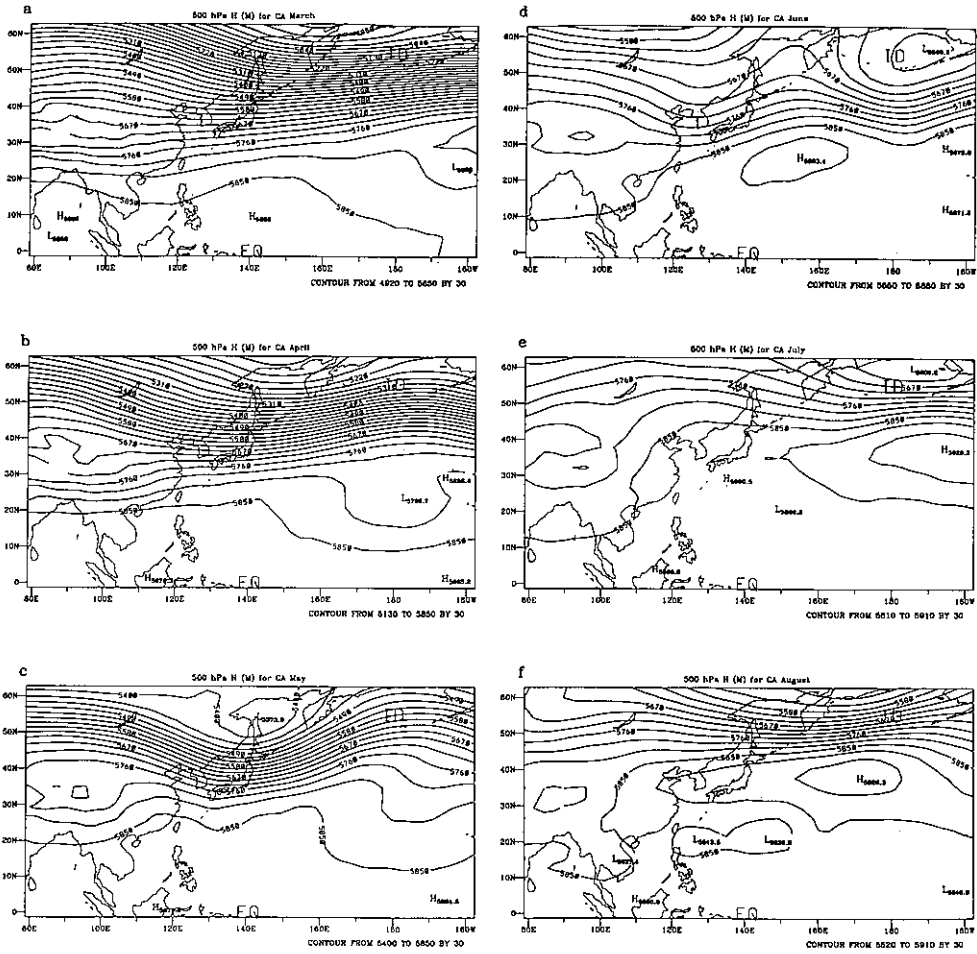


圖 6、CA 實驗月平均 500 hPa 高度場，(a) 到 (f) 分別為 3 到 8 月。等值線間隔為 30 M。

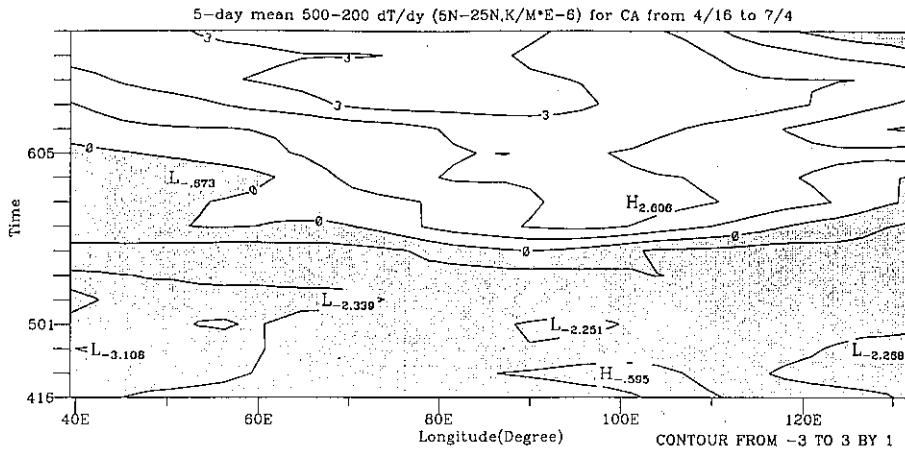


圖 7、CA 實驗 4 月 16 日到 7 月 4 日之 5 日平均及垂直平均 (200 hPa-500 hPa) $5^{\circ}\text{N}-25^{\circ}\text{N}$ 經向溫度梯度 ($\partial T/\partial y$) 的時間變化圖。等值線間隔為 $1 \times 10^{-6} \text{K/M}$ ，陰影區為值 < 0 之區域。

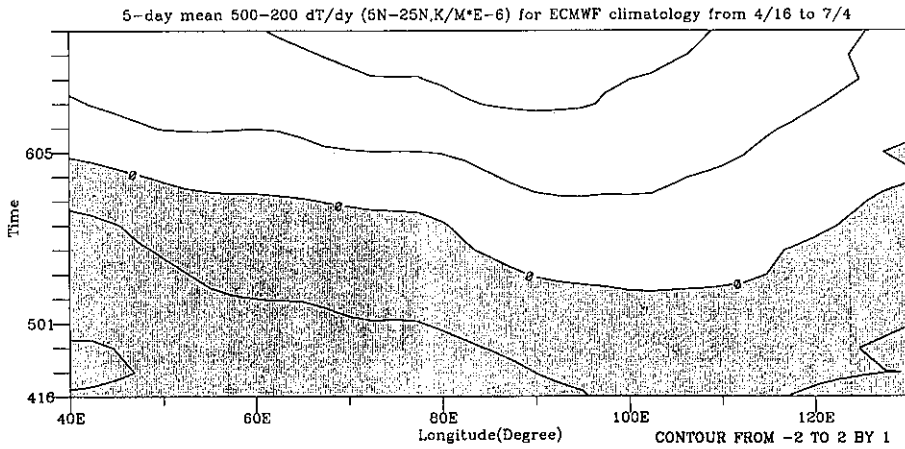


圖 8、ECMWF 14 年 (1980-1993) 平均場 4 月 16 日到 7 月 4 日之 5 日平均及垂直平均 (200 hPa-500 hPa) 5°N-25°N 經向溫度梯度 ($\partial T/\partial y$) 的時間變化圖。等值線間隔為 $1 \times 10^{-6} \text{K/M}$ ，陰影區為值 < 0 之區域。

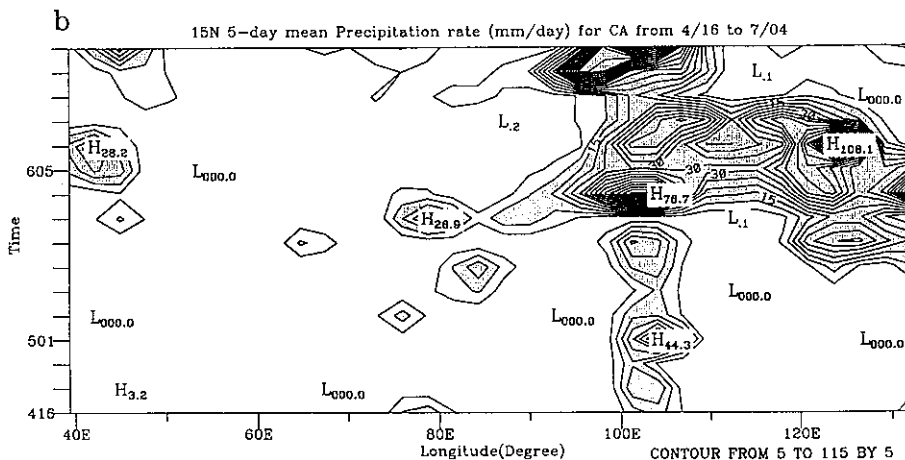
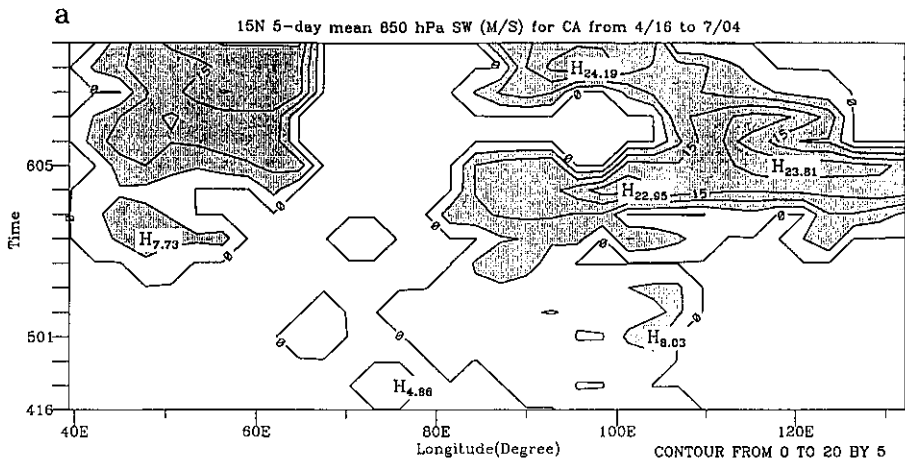


圖 9、CA 實驗 4 月 16 日到 7 月 4 日之 5 日平均沿 15°N (a) 850 hPa 西南風場、(b) 地面降雨率及 (c) 200 hPa u 場之時間變化圖。(a) 到 (c) 等值線之間隔分別為 5 M/S, 5 mm/day 及 5 M/S，陰影區分別為 (a) 西南風 $> 5 \text{ M/S}$ 、(b) 降雨率大於 10 mm/day 及 (c) u 場 < 0 之區域。

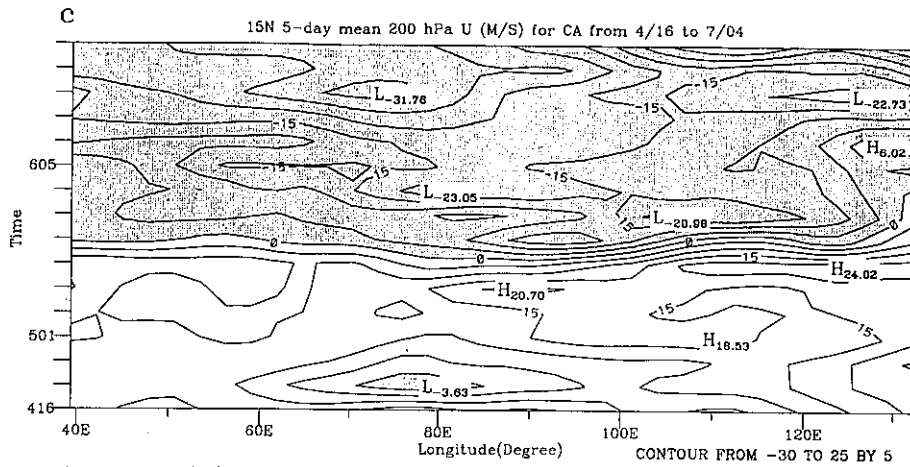


圖 9、(續)。

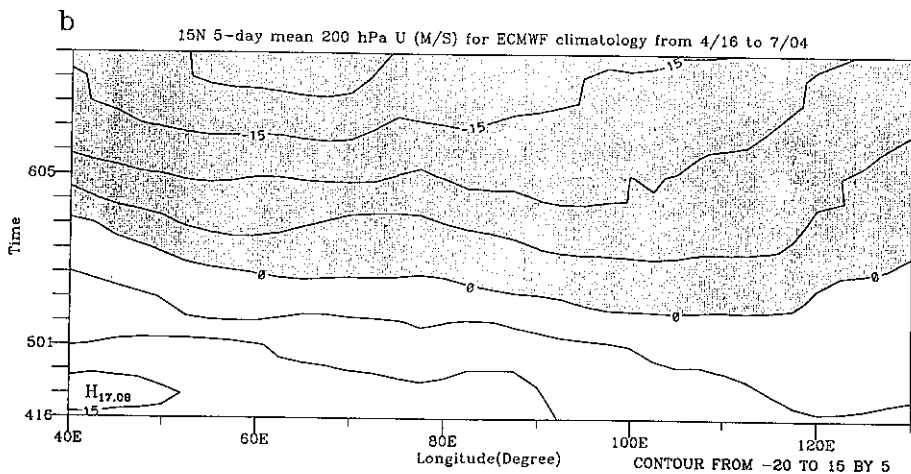
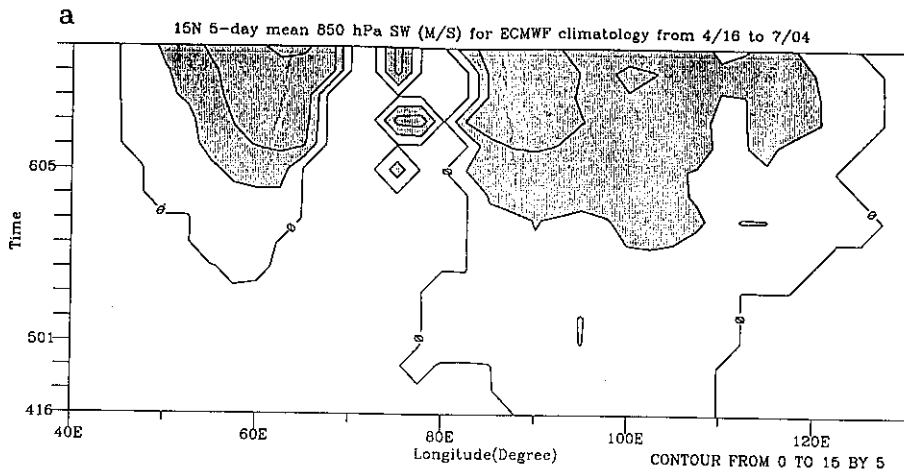


圖 10、ECMWF 平均場之 4 月 16 日到 7 月 4 日之 5 日平均沿 15°N (a) 850 hPa 西南風場及 (b) 200 hPa u 場之時間變化圖。等值線間隔為 5 M/S，陰影區分別為 > 5 M/S 及 < 0 M/S 之區域。

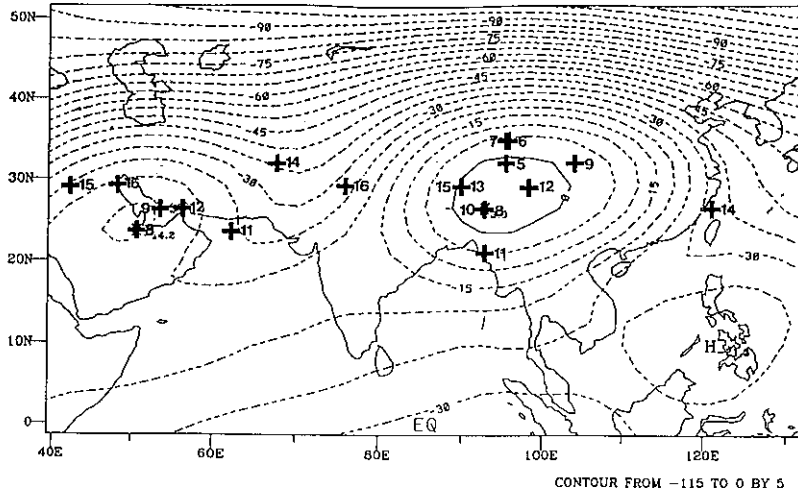


圖 11、CA 實驗 4 月 16 日到 7 月 4 日之 5 日平均場中 0°-50°N, 40°E-130°E 區域內 200 hPa 面上反氣旋中心之位置與個數。各代碼所代表的時間及各時間分析區域內的反氣旋中心個數列於表一。圖中等值線為 CA 實驗 5 月 21 日到 5 月 25 日之 5 日平均 200 hPa 流函數，等值線間隔為 $5 \times 10^6 M^2/S$ ，虛線為負值。

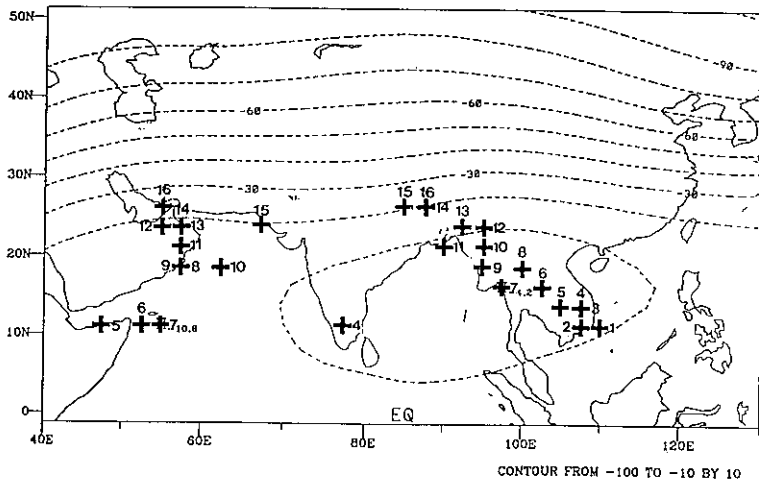


圖 12、同圖 11，但為 ECMWF 平均場的結果，各代碼所代表的時間及各時間分析區域內的反氣旋中心個數列於表二。圖中等值線為 ECMWF 氣候場 5 月 16 日到 5 月 20 日之 5 日平均 200 hPa 流函數，等值線間隔為 $10 \times 10^6 M^2/S$ ，虛線為負值。

阿拉伯且持續到 5 月 26-30 日（代碼 9）。在第二階段季風發生時（5 月 31 日-6 月 4 日，代碼 10），南亞反氣旋所在之位置與 5 月 21-25 日相同，但中東附近沒有反氣旋。模式南亞反氣旋於兩階段季風爆發後基本上維持雙中心之形態，在 6 月中旬後南亞反氣旋有隨時間向西移動之傾向。

HMSY 指出 1979 年夏季 200 hPa 面上南亞反氣旋中心於第一次急遽變化時由 10°N 北移到 20°N，於第二次急遽變化時伊朗到沙烏地阿拉伯一帶出現另一反

氣旋中心。模式在 4 月份到 5 月初時並沒有反氣旋中心出現在 10°N 附近，且於第一次急遽變化後（5 月 21 日）即維持兩中心之形態，此結果與 HMSY 有很大的不同。為進一步比較，吾人用 ECMWF 氣候場做相同之分析，其結果列於圖 12 中（各代碼所代表之時間及分析區域內反氣旋中心之個數列於表二）。圖中顯示經長時間平均後，南亞反氣旋中心隨時間平緩的向西北移動，並沒有明顯的北跳現象，此外季風區內反氣旋在 5 月初後即呈現雙中心之形態，

表一：CA 實驗4月16日到7月4日之5日平均場於0°-50°N, 40°E-130°E區域內200 hPa面反氣旋中心之個數（N表此時間無反氣旋中心）。

代碼	日期	個數
1	4/16 - 4/20	N
2	4/21 - 4/25	N
3	4/26 - 4/30	N
4	5/01 - 5/05	N
5	5/05 - 5/10	1
6	5/11 - 5/15	1
7	5/16 - 5/20	1
8	5/21 - 5/25	2
9	5/26 - 5/30	2
10	5/31 - 6/04	1
11	6/05 - 6/09	2
12	6/10 - 6/14	2
13	6/15 - 6/19	1
14	6/20 - 6/24	2
15	6/25 - 6/29	2
16	6/30 - 7/04	2

表二：ECMWF 平均場4月16日到7月4日之5日平均場於0°-50°N, 40°E-130°E區域內200 hPa面反氣旋中心之個數（N表此時間無反氣旋中心）。

代碼	日期	個數
1	4/16 - 4/20	N
2	4/21 - 4/25	N
3	4/26 - 4/30	N
4	5/01 - 5/05	2
5	5/05 - 5/10	2
6	5/11 - 5/15	2
7	5/16 - 5/20	2
8	5/21 - 5/25	2
9	5/26 - 5/30	2
10	5/31 - 6/04	2
11	6/05 - 6/09	2
12	6/10 - 6/14	2
13	6/15 - 6/19	2
14	6/20 - 6/24	2
15	6/25 - 6/29	2
16	6/30 - 7/04	2

且持續到7月份。經由ECMWF氣候場之分析吾人確認模式結果中200 hPa反氣旋之雙中心形態較HMSY提早出現之現象並非模式所特有，另一方面模式在4月份到5月中旬於中南半島附近無法模擬出反氣旋中心。

由以上之分析，模式有能力掌握亞洲季風發展中垂直平均(200-500 hPa)溫度場、850 hPa西南風場、高層200 hPa東風、地面組織性降水的之兩階段變化，及伴隨之南亞反氣旋演變。但是模式無法在印度中部地區模擬出西南季風及較大之降水，此外模式青藏高原上空於5月份即有反氣旋中心出現，且於4,5月間無法在中南半島上空模擬出南亞反氣旋，此點在下一節有進一步之說明。

500 hPa太平洋副高是亞洲季風環流場重要的一環，Lau(1992)指出伴隨季風降水之北移，太平洋副高也存在著類似的北跳現象。吾人分析120°E到140°E之間每5°間隔的500 hPa高度場的隨時間變化，用以評估模式中太平洋副高之表現。經分析各經度剖面的變化後，吾人發現在上述經度之間500 hPa高度場南北向之變化很接近，因此吾人採用130°E之剖面做代表。

沿130°E模式500 hPa高度場隨時間之變化圖示於圖13a中，吾人可用5850公尺之等高線追蹤高度場之變化。圖中顯示5850公尺等高線之變化可分為三階段，第一次發生在4月26日到5月20日、第二次從5月21日到6月24日、第三次發生在6月25日。前二次之高度場變化較緩和，第三次變化發生的較突然。由5日平均之500 hPa高度場之時序變化中（圖未列）可知，圖13a中5850公尺等高線的第一次北移是西太平洋出現一局部高壓的結果，此局部性高壓於5月21-25日消失。5850公尺等高線的第二次變化時間與季風發生之時間相同，在第一階段季風爆發後，副高在5月26日到6月14日之間逐漸由10°N北移到20°N，此後10日副高無明顯之變化，但副高於6月25-29日時突然北跳到30°N。

圖13b為ECMWF氣候場之結果，以5850公尺等值線做基準，500 hPa副高在4月16日到5月10日間逐漸北移，在5月11日到25日間略向南移，此後副高穩定的向北移，於7月下旬到達32°N附近。比較圖13a, b圖發現，模式與ECMWF氣候場之500 hPa副高在季風發生前皆有北移之現象，而於季風爆發後10~15天內5850公尺等高線皆有南退之趨勢，於南退現象停止後，兩者又產生北移之現象。由500 hPa面上5日平均高度場之變化分佈可了解，模式結果與ECMWF氣候場在季風爆發後5850公尺等高線南退之現象是副高東退出南中國海的結果。此外由圖13

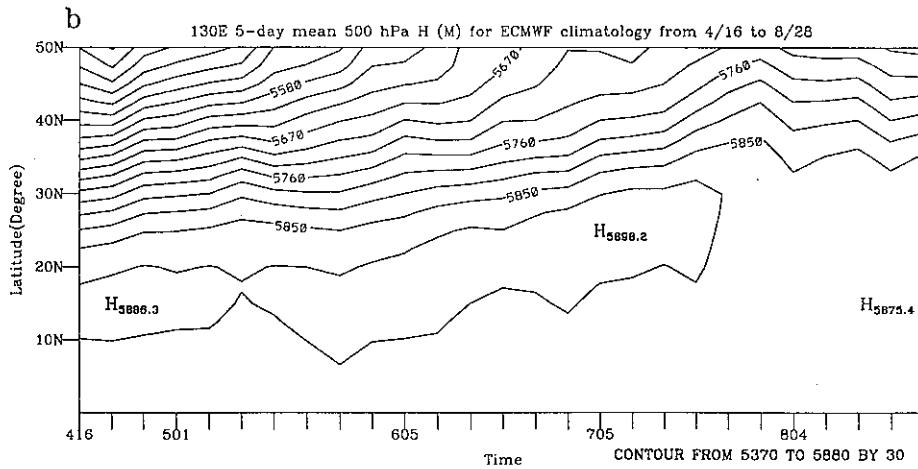
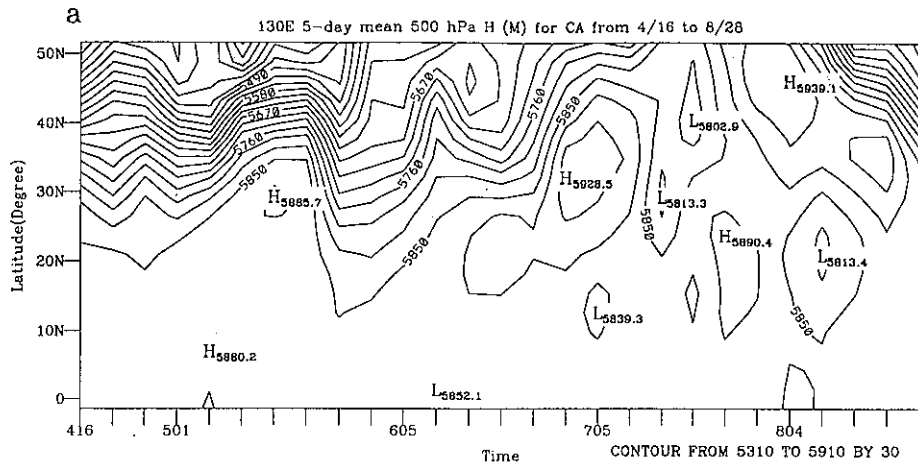


圖 13、CA 實驗沿 75°E 5 日平均緯向風場垂直剖面，分析時間為 4 月 16 日到 6 月 14 日。等值線間隔為 5 M/S，陰影區為風速 < 0 之區域。

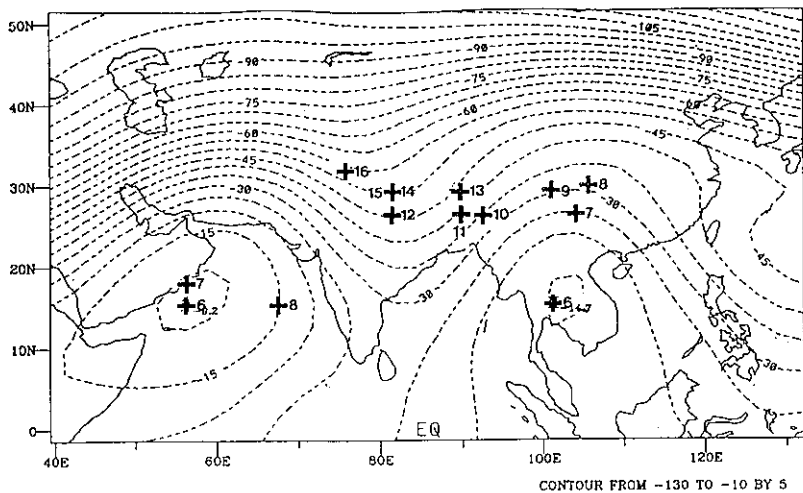


圖 14、同圖 11，但為模式從 2 月 26, 27 及 28 日積分到 8 月底 (3 組積分) 平均場之結果。圖中等值線為 5 月 11 日到 5 月 15 日平均之 200 hPa 流函數，等值線間隔 $5 \times 10^6 M^2/S$ ，虛線為負值。

表三：模式2月底到8月底三組積分平均場4月16日到7月4日之5日平均場於0°-50°N, 40°E-130°E區域內200 hPa面反氣旋中心之個數（N表此時間無反氣旋中心）。

代碼	日期	個數
1	4/16 - 4/20	N
2	4/21 - 4/25	N
3	4/26 - 4/30	N
4	5/01 - 5/05	N
5	5/05 - 5/10	N
6	5/11 - 5/15	2
7	5/16 - 5/20	2
8	5/21 - 5/25	2
9	5/26 - 5/30	1
10	5/31 - 6/04	1
11	6/05 - 6/09	1
12	6/10 - 6/14	1
13	6/15 - 6/19	1
14	6/20 - 6/24	1
15	6/25 - 6/29	1
16	6/30 - 7/04	1

中也可看出模式於4, 5月間副高較弱，但在6月後副高較強且位置偏北。

四、 結論

在3-8月之月平均場中，模式有能力掌握青藏高原春、夏兩季的熱源及5月份青藏高原熱源的爆發性成長，伴隨季節之變化，模式模擬出低層西南氣流及高層東風的發生及東南亞雨量增加之現象，此外模式對南亞反氣旋及太平洋副高之季節演化也有很好的掌握。在5日平均場方面，模式可模擬出亞洲季風區內200 hPa-500 hPa垂直平均經向溫度梯度，沿15°N 850 hPa西南風場、組織性降水及200 hPa東風（極值）之兩階段變化，模式也能掌握伴隨亞洲季風發展之500 hPa太平洋副高、200 hPa南亞反氣旋的演變。

另一方面，模式結果也顯示模式高估了青藏高原之熱力作用，對印度地區之雨量及西南風場的模擬未盡理想，此外模式對500 hPa副高之模擬也須進一步加強。H94指出北半球夏季陸地溫度過高(warm bias)及印度中、北部降雨較少等現象是CCM2本身之系統性誤差，此誤差可經由修正雲滴之輻射特性而減低(H94)。但模式在某些特定地區有過多降雨之

現象則是一般大氣環流之共同缺點(H94)，此現象也是未來此環流模式極須解決的問題之一。模式在印度南方洋面到中南半島之過多降雨、東亞地區降水的水平分佈、太平洋副高及高層西風之不同於觀測資料的演化等現象則仍需進一步的研究。

在月平均場中模式於5月份中南半島200 hPa面沒有高壓出現，但在青藏高原上空則有高壓，且於5日平均場中第一階段季風發生前10°N也沒有反氣旋出現。圖14同圖11，但為模式從2月26, 27及28日積分到8月底的（3組積分）平均場之結果（各代碼所代表之時間及分析區域內反氣旋中心之個數列於表三），由圖中可看出模式南亞反氣旋中心於5月11-15日（代碼6）位於10°N附近，而後北移到20°N附近，此外南亞高壓於5月平均場之中心位置在中南半島上空（圖未列）。由以上之結果可證明CA實驗中，中南半島在5月份無反氣旋，及青藏高原上空提早出現反氣旋之現象是模式內部變化之結果。另一方面圖14仍顯示模式南亞高壓出現之時間較ECMWF氣候場晚（圖12）。

由以上之討論可知，雖然模式對亞洲季風之模擬未盡理想，但模式仍充分掌握亞洲夏季季風隨季節演化中各環流系統的變化。以上之結果為吾人往後利用CCM2探討影響東亞夏季季風變化各假說時之重要依據。

五、 致謝

感謝國科會支持的副熱帶資料庫（設於台大）提供之資料及美國國家大氣研究中心(NCAR)提供之CCM2模式。本研究在國科會計劃NSC83-0202-M008-27及NSC84-2111-M008-009之資助下完成。

六、 參考文獻

- 陳泰然，1987：台灣乾濕梅雨期之平均環流特徵。大氣科學，15，17-30。
- 許子乾與王作臺，1990：臺灣地區春夏季乾濕梅雨年受長週期擾動影響之研究。大氣科學，18，85-110。
- 劉廣英，1993：青藏高原熱力效應對台灣地區梅雨的影響。82年天氣分析與預報研討會論文集編，89-94，中央氣象局，台北。
- 王作臺與胡志文，1994：ENSO年後春季東亞大氣特性之分析。第一部份：海溫及外逸長波輻射特徵。大氣科學，22，339-360。
- 胡志文與王作臺，1994：ENSO年後春季東亞大氣特性之分析。第二部份：高低層環流之特性及推論。大氣科學，22，361-385。

- 柯文雄與鄧博元，1994：台灣梅雨季初期南亞高層反氣旋之演化研究。 *大氣科學*，22，129-162。
- Bath, L., J. Rosinski, and J. Olson, 1992: User's guide to NCAR CCM2. *NCAR Tech. Note NCAR/TN-379+IA*, 127pp., Natl. Cent. for Atmos. Res., Boulder, Colo.
- Blackmon, M. L., J. E. Geisler, and E. J. Pitcher, 1983: A general circulation model study of January climate anomaly patterns associated with interannual variation of equatorial Pacific sea surface temperatures. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1410-1425.
- Briegleb, B. P., 1992: Delta-Eddington approximation for solar radiation in the National Center for Atmospheric Research community climate model. *J. Geophys. Res.*, **97**, 7603-7612.
- Chen, C. K., and C. S. Liaw, 1981: The circulation features for "dry" Mei-Yu in Taiwan area. In *Proc. Symp. Abnormal Climate*, CWB ROC, 131-152.
- Hack, J. J., 1994: Parameterization of moist convection in the National Center for Atmospheric Research community climate model (CCM2). *J. Geophys. Res.*, **99**, 5551-5568.
- , B. A. Boville, B. P. Briegleb, J. T. Kiehl, P. J. Rasch, 1993: Description of the NCAR community climate model (CCM2). *NCAR Tech. Note NCAAR/TN-382+STR*, 108pp., Natl. Cent. for Atmos. Res., Boulder, Colo.
- He, H., W. Mcginnis, Z. Song, and M. Yanai, 1987: Onset of the Asian summer monsoon in 1979 and the effect of the Tibetan Plateau. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1966-1995.
- Holtlag, A. A. M., and B. A. Boville, 1993: Local versus nonlocal boundary-layer diffusion in a global climate model. *J. Climate*, **6**, 1825-1842.
- Huang, R. and F. Sun, 1992: Impacts of the tropical western Pacific on the East Asian summer monsoon. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 243-256.
- Lau, K.-M., 1992: East Asian summer monsoon rainfall variability and climate teleconnection. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 211-242.
- Rasmusson, E. M., and T. H. Carpenter, 1983: The relationship between eastern equatorial Pacific sea surface temperatures and rainfall over India and Sri Lanka. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 517-528.
- Shea, D. J., K. E. Trenberth, and R. W. Reynolds, 1990: A global monthly sea surface temperature climatology, *NCAR Tech. Note NCAR/TN-345+STR*, 167 pp., Natl. Cent. for Atmos. Res., Boulder, Colo.
- Simmons, A. J., and R. Strüfing, 1983: Numerical forecasts of stratospheric warming events using a model with a hybrid vertical coordinate. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **109**, 81-111.
- Tao S., and L. Chen, 1987: A review of recent research on the east Asian summer monsoon in China, *Monsoon Meteorology* ed. C.-P. Chang and T. N. Krishnamurti, 60-92. Oxford Univ. Press. New York.
- Trenberth, K. E., G. W. Branstator and P. A. Arkin, 1988: Origins of the 1988 North American drought. *Science*, **242**, 1640-1645.
- Williamson, D. L., and P. J. Rasch, 1994: Water vapor transport in the NCAR CCM2. *Tellus*, **46A**, 34-51.
- Yanai, M., C. Li, and Z. Song, 1992: Seasonal heating of the Tibetan Plateau and its effects on the evolution of the Asian summer monsoon. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 319-351.

A GCM Simulation Study on the Seasonal Transition of the East Asian Summer Monsoon

Jyh-Wen Hwu Jough-Tai Wang

*Institute of Atmospheric Physics
National Central University
Chung-Li, Taiwan, ROC 32054*

ABSTRACT

Asian summer monsoon which covers a large area from India to China is the most remarkable monsoon phenomenon on the Earth. The excess or deficiency of monsoon rainfall often result in flood or dry conditions which affect the living of large population in Southeast Asia. Due to the inherent nonlinear and moist diabatic processes, the use of general circulation model is one of the essential methods to examine the problems related to the East Asian summer monsoon.

Model used in this study is CCM2 (Community Climate Model, version 2) from NCAR (National Center of Atmospheric Research). The object of this research is to evaluate model performance on the simulation of Asian summer monsoon. Results show that this model is capable of simulating two distinctive stages of Asian summer monsoon onset. The built up of low level southwesterly and upper level easterly and organized precipitation accompanying the southwesterly flow can be reproduced. However, model overestimates the thermal effect of Tibetan Plateau thus it induces an anomaly circulation around Tibetan Plateau. This anomaly circulation is responsible for the weaker Indian summer monsoon activity in the model atmosphere. A preliminary discussion on how to alleviate this error is also included.

Based on the present study, we are able to realize the model's ability and limitation in simulating the Asian monsoon. To further examine the East Asian monsoon problem, and to alleviate some of the model's systematic errors will be the main emphasis for the upcoming research.