

AMIP 模式模擬夏季季內振盪之分析

朱容練¹ 許晃雄² 陳正達¹ 柯文雄²

¹ 國立台灣師範大學地球科學系

² 國立台灣大學大氣科學系

(中華民國九十三年十月二十二日收稿；中華民國九十三年十二月三十日定稿)

摘 要

本研究主要是利用奇值分解與延遲相關的分析方法，針對夏季季內振盪的移行路徑，進行模式資料與觀測資料之間的比較。目的在比較AMIP 模式中夏季季內振盪北移特性的模擬能力。

透過分析發現，在夏季OLR 氣候場方面，各個模式除了孟加拉灣地區的旺盛對流沒有模擬到之外，與觀測值大都有某種程度的相似性。但模式中波譜強度較強的訊號則集中在較低頻的波段，而季內振盪週期（20~80 天）的波段，其強度大多小於觀測值強度。在變異量的分析上，大部份的模式在季內振盪變異量分佈的模擬上，西太平洋地區季內擾動的分佈範圍均較觀測為廣，而低估了阿拉伯海、印度洋及孟加拉灣一帶季內擾動的重要性。從季內擾動5天後之移行路徑的比較中發現，觀測中夏季季內振盪有明顯自低緯地區往北移動的現象以及微弱的東移，部份模式則在低緯地區有西移的趨勢。在印度洋地區及阿拉伯海附近的北移特性方面，各模式所能模擬到的程度有限。

在季內振盪的移行方面，ECHAM4模式的模擬結果較近似於觀測值。在比較過觀測與模式之可感熱通量與潛熱通量後發現，印度洋地區，模式中對流北側的可感熱通量增加，使季內對流在印度半島東南側附近，有北移的趨勢，然而由於阿拉伯海附近之可感熱通量不足，導致對流無法北移，呈現原地滯留狀態。雖然模式中南來的潛熱通量維持了對流的發展，但在可感熱通量與潛熱通量的淨效應影響下，使得模式中季內振盪呈現原地駐留的狀態。因此推測觀測與模式中可感熱通量與潛熱通量的分佈差異，可能是造成模式中季內振盪無法北移的因素之一。

關鍵詞：季內振盪、ISO、AMIP、OLR

一、前言

熱帶大氣，在多重尺度之物理變化交互影響下，為該區的對流平添了許多複雜性和不確定性。其中季內尺度的大氣變化，是眾多影響因素中，極其重要的一環。而 Intraseasonal Oscillation (簡稱 ISO) 則是主導熱帶季內變化的大氣現象。該現象是由 Madden and Julian (1971,1972) 所發現，故亦稱為 Madden-Julian Oscillation (簡稱 MJO)。他們從熱帶測站資料的波譜走勢中，分析出 ISO 存在著 41~53 天的週期。ISO 於印度洋生成後，往東移動，經過海洋大陸 (Maritime Continent) 進入西太平洋暖池，最後消散於國際換日線附近。類似的結果出現在 1000hPa 的緯向風場和溫度場中 (Parker, 1973)。另外，Gruber (1974) 和 Zangvil (1975) 也在分析熱帶雲簇的時空變化中，發現熱帶積雲的季內變化。另外由許多 ISO 與對流雲的相關研究中 (Hartmann and Gross 1988; Nishi 1989)，可歸納出：ISO 是一個在赤道地區，具有行星尺度的大小且週期在 30~60 天，伴隨對流向東移行之大氣低頻擾動。其主要生成位置在印度洋和西太平洋 (Lau and Chan 1985; Hsu 1996)，而東太平洋美國西南側、中美洲附近，在近年來也發現季內振盪的訊號存在 (Anderson 2002)。

雖然 ISO 的訊號終年都存在，但是其強度和移動路徑，卻會隨著季節的改變而有所不同，其中又以冬、夏的差別最大。在冬季，西太平洋暖池上空 200hPa 緯向風場存在著 40~50 天的週期，而此訊號在該季的強度最為顯著 (Hartmann and Gross 1988)。Wang 和 Rui (1990) 則是發現 ISO 在東移的過程中，自印度洋生成的訊號，在經過 Maritime Continent 時

強度有些微減弱，其後在西太平洋暖池則有強度再加強的現象。他們亦指出，ISO 在北半球冬半年，其東移的特性最為明顯，而夏半年則是以自印度洋及西太平洋獨立北移為主，另外在熱帶、副熱帶夏季，則有往西北移行的特性。同樣的結果，亦出現在 Lau and Chan (1986) 和 Hsu and Weng (2001) 的研究當中。

廣義而言，ISO 可說是週期在 20~100 天之大氣低頻擾動，活躍於印度洋和西太平洋暖池。然而，這兩個區域卻也是印度季風和亞洲季風盛行之處，是以 ISO 的移行特性對印度季風的活躍與暫歇有著明顯的影響 (Murakami 1976; Yasunari 1980)。此外，ISO 在西北太平洋與東亞的活動，也與東亞季風和梅雨肇始，存在著明顯相關性 (Lau and Chan 1986)。季內振盪本身是極為多變的系統 (Goswami 2000)，再加上其生成於季風區，導致印度和東亞地區的降水受到季內振盪和季風的影響 (Kang et al. 1999; Krishnamurthy 2000)。季內振盪和季風交互影響的結果，使原本複雜的 ISO 更增加其分析和模擬的困難度。

現今模式對於 ISO 的呈現結果不盡相同。大氣全球環流模式 (Atmospheric General Circulation Model, 簡稱 AGCM) 大都無法模擬到 ISO 的主要週期，擾動強度也強弱不一，另外在空間上的分布情形也與觀測不符，僅少數 AGCM 中的 ISO，其變動的趨勢類似觀測 (Slingo et al. 1996; Sperber et al. 1997)。由於 AGCM 中的海溫是給定的，大氣與海洋間並無能量的交換。但是觀測中海溫、潛熱通量和可感熱通量均存在季內振盪的訊號 (Kawamura 1988; Zhang and Mcphaden 1995)。透過海—氣偶合模式 (Couple General Circulation Model, 簡稱 CGCM) 的模擬分析，ISO 在 CGCM 中的表現，

不論是在週期、振幅或是移動特性上，確實是有比 AGCM 更接近觀測值的趨勢 (Liess et al. 2001; Lee et al. 2001; Kemball-cook Susan et al. 2002)。因此推測 ISO 可能是海—氣耦合的現象。

ISO 在大氣系統中是個多變的現象，如今又發現其與海溫及洋面上之熱力通量有關，其複雜性可想而知。CGCM 雖有較好的表現，但與觀測仍有一段差距。是以針對模式中 ISO 之結構特性進行評估，仍有其必要性。加上其北移的時機也影響了東亞強降水區的位置，強降水區位置的改變，往往造成該地區農業和民生的災害與不便。若能正確模擬 ISO 北移的特性，將有助於對強降水區的預報準確度，減低災害。

現今文獻對於模擬 ISO 的評估大多著重於其在冬季的變化為主 (e.g., Slingo et al. 1996; Sperber et al. 1997; Liess et al. 2001)，模式中夏季季內振盪表現的分析，則屬少數。有鑑於此，本文即是針對北半球夏季季內振盪的結構及移行特性進行模式與觀測資料的比較。第一部份為前言，第二部分為資料和分析方法，第三部份則是 ISO 之強度及空間結構的分析比較。在第四部分，則比較模式中夏季季內振盪的移行路徑及其與觀測資料之機制探討。第五部分則為結果與討論。

二、資料與分析方法

在觀測資料方面，本研究所使用的資料有 (1) National Oceanic and Atmosphere Administration (NOAA) 外逸長波輻射 (outgoing long-wave radiation, 簡稱 OLR), 1979 年~1995 年日平均 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 的網格資料。在模式資料方面，採用的 AMIP 模式資料有 (1) Department of Numerical Mathematics (簡稱 DNM; Marchuk et

al., 1984), (2) Japan Meteorological Agency (簡稱 JMA; Sugi et al., 1989), (3) National Center for Atmosphere Research CCM3.5 (簡稱 NCAR; Acker et al., 1996), (4) Pacific Northwest National Laboratory CCM2 (簡稱 PNNL; Hack et al. 1993), (5) National Taiwan University General Circulation Model (簡稱 NTU; Kau et al. 1995), (6) ECHAM4 (Roeckner et al. 1996) 之 OLR 場，上述模式之水平解析度分別為 (1) $4^\circ \times 5^\circ$ 、(2) T63、(3) T42、(4) T42、(5) T42 及 (6) T42。除了 ECHAM4 模式資料長度為 1979~1993 年共 15 年日平均資料之外，其餘模式的資料長度皆為 1979~1995 年共 17 年的日平均資料 (如表一)。

為了想瞭解模式與觀測資料中夏季季內擾動的特性，首先定義每年的 6~8 月為夏季，經由夏季 OLR 總變異量分佈，選取變異量較大的區域，區域平均後進行波譜分析。分析之前，資料中週期在 120 天以上的訊號已先行扣除。定出波段之後，再利用遞迴 (recursive) 濾波方法 (Kaylor 1977) 進行季內擾動之分析。

另外，在模式資料與觀測資料的比較上，我們也使用了 Taylor Diagram 進行較客觀之統計量分析。Taylor Diagram 為 Taylor (2001) 所設計。其中所使用之統計量有模式與觀測間之空間相關係數值、均方根誤差以及標準差。模式 (f) 與觀測 (r) 間之相關係數 (R) 為：

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

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

表一 模式之資料描述。第一欄為模式名稱，第二欄為資料解析度，其次依序為Convection scheme reference、Descriptions of convection scheme、Surface flux reference、Radiation reference等。

Model	Resolution	Convection scheme reference	Descriptions of convection scheme	Surface Flux reference	Radiation reference
DNM	4x5 L21	Betts and Miller(1984), Manabe and Strickler(1964)	Relaxed convective adjustment to reference profile	Businger et al. (1971), (Kazakov and Lykossov,(1982), Sellers et al.(1986), and Dorman and Sellers (1989).	Joseph et al.(1976)and Galin (1998), Briegleb (1992), Slingo (1989), Barker and Li (1995), Chou et al.(1991a, 1991b, 1993), Lemus et al. (1997), Matveev (1984), Galin (1998)
JMA	T63 L30	Arakawa-Schubert (1974) scheme	Interactive cumulus subensembles	Sellers et al. (1986), Charnock (1955), Kondo 1975, Dorman and Sellers (1989),	Lacis and Hansen (1974), Briegleb (1992), Rodgers and Walshaw (1966), Goldman and Kyle (1968) , and Houghton (1977), Roberts et al. (1976), Slingo 1989, Ebert and Curry 1992
NCAR	T42 L18	Zhang and McFarlane(1995)	Buoyancy closure	Bryan et al. (1996)	Briegleb et al.(1986), Briegleb et al.(1992), Kiehl and Ramanathan, (1990), Ramanathan and Downey(1986)
PNNL	T42 L18	Hack(1994)	Mass flux scheme applied successively in three layers	Dickinson et al. (1993), Briegleb et al. (1986), Briegleb (1992), Dickinson et al. (1986), and Hack et al. 1993.	Joseph et al. (1976) and Coakley et al. (1983), Briegleb (1992), Hack et al. (1993), Ramanathan and Dickinson (1979), Kiehl and Briegleb (1991), Ramanathan and Downey (1986), Ghan et al. (1997)
NTU	T42 L13	Kuo(1965),Sela(1980)	Moisture convergence closure	Businger et al.(1971), Sela (1980), Manabe et al. (1969),and Kau et al. (1995)	Ou and Liou(1988), Liou and Ou (1981),Liou et al.(1984), Liou and Wittman(1979), Kau et al. (1995)
ECHAM 4	T42 L19	Tiedtke(1989)	Modified bulk mass flux scheme with shallow convection	Louis (1979) and Louis et al. (1981), Miller et al. (1992), Brinkop (1992).	Hense et al. (1982) , Eickerling (1989) , and Rockel et al. (1991), Kerschgens et al. (1978) and Zdunkowski et al. (1980)

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

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

扣除模式與觀測間主要之平均誤差:

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

使RMSE成為:

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

其中 $E^2 = \bar{E}^2 + E'^2$, 又三角函數之餘弦定理中:

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

因此

$$E'^2 = \sigma_f^2 + \sigma_r^2 - 2\sigma_f \sigma_r^2 R$$

其中a, b和c為三角形之三邊長, 而 ϕ 則為a、b之夾角。比較以上二式發現, 兩者有相同的關係式, 而Taylor Diagram即是建構在此R、E'、 σ_f 和 σ_r 間的幾何關係上(如圖1)。透過Taylor Diagram進行多個模式資料與觀測資料間的比較, 將可清楚表現出模式與觀測間所存在之擾動振幅、空間變動與空間分佈上之異同。關於Taylor Diagram的應用, Taylor (2001) 於其文章中有詳盡之說明。

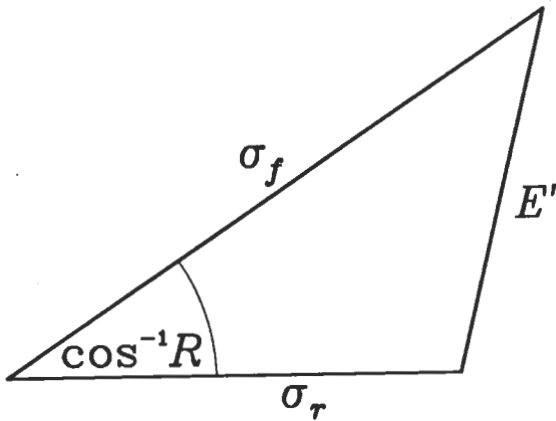


圖 1 Taylor Diagram 中相關係數、標準差和方均根誤差間之相對關係。其中 σ_f 與 σ_r 分別為觀測和模式之標準差，邊長表示經過標準化後的數值。R 代表模式與觀測之空間相關係數值。 E' 之邊長表示模式與觀測間之方均根誤差。(摘自 Taylor 2001)

三、夏季對流氣候場，總變異量與波譜分析

(一) 夏季對流氣候場

圖 2 為 NOAA 與各模式之夏季 OLR 氣候場。觀測中夏季 OLR 的分布情形為，中非有一對流區，其北側則為下沉區。另外在阿拉伯海、孟加拉灣、亞洲內陸、南海、太平洋連接間熱帶輻合區 (Intertropical convergence zone; 簡稱 ITCZ) 至祕魯外海、中美洲，並在赤道大西洋有微弱對流帶與非洲相連。主要夏季對流區，則是集中在印度洋、海洋大陸以及東亞地區，該區除了日照於夏季直射北半球之外，印度洋

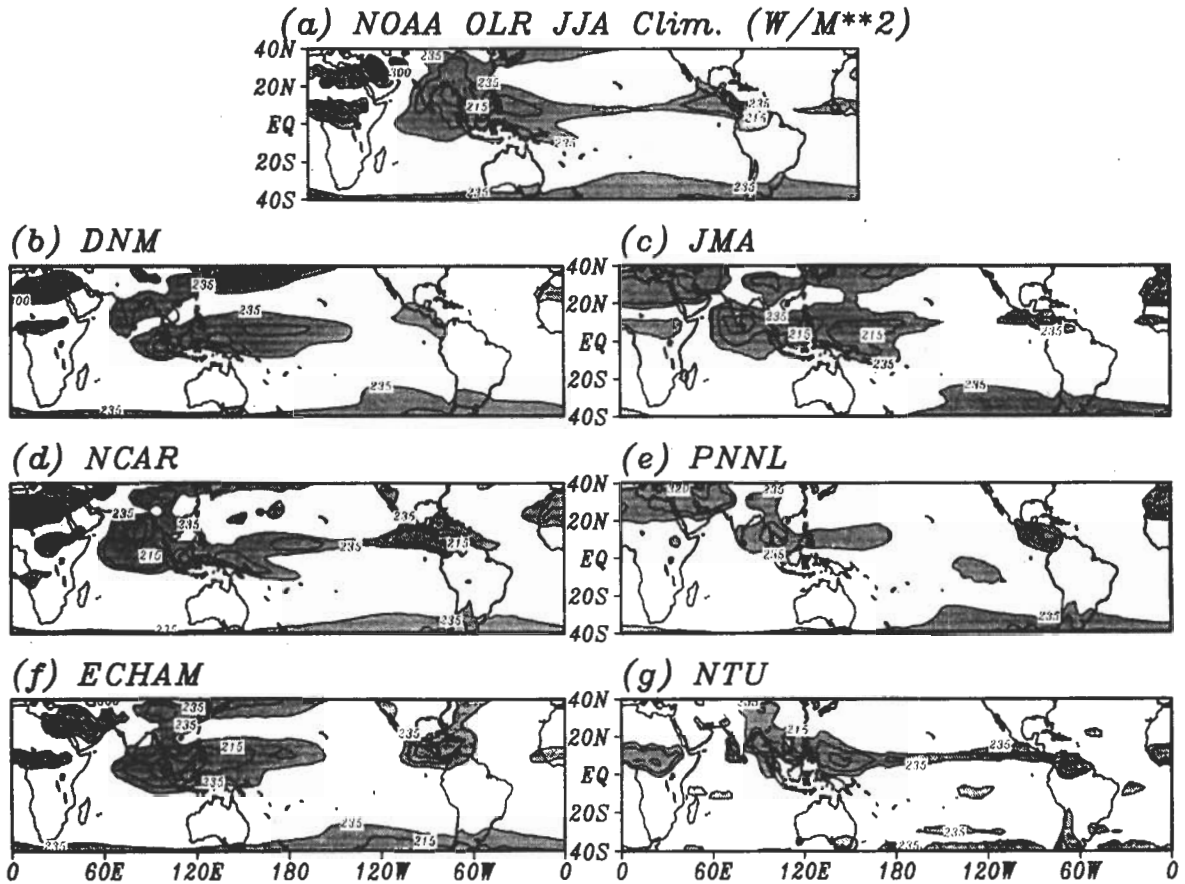


圖 2 觀測與 AMIP 模式之 OLR 夏季氣候場。陰影部分為低於 235 W/m² 之區域，代表該區有較旺盛之對流。單位：(W/m²)

和南海的水氣，受夏季季風的牽引，在 ISO 的加強之下，使印度洋、海洋大陸以及東亞地區成為夏季對流之主要生成區。然而模式對於夏季對流氣候場之掌握，則仍與觀測有所出入。例如在 DNM 模式中，南海夏季對流訊號微弱，相同情形亦出現在 PNNL 模式之中。太平洋副高之脊線較觀測向西延伸至南海，導致模式中，東亞地區大都沒有出現較旺盛之對流區，其原因可能與模式中之太平洋副高過強有關(Kang et al., 2002)。此外，模式中，除了 NTU 與 NCAR，其它參與比較之模式皆無模擬到孟加拉灣一帶

之強對流，且模式之對流中心多位於陸地，而非陸地兩側。南海地區則以 NCAR 和 NTU 模式模擬結果較好。再者，觀測中印度洋上之對流中心，出現於孟加拉灣附近。然而模式位於該區域，對流中心則有所偏離。大致可分成三類，JMA、NCAR 於該區之對流中心較為偏西，而 DNM 與 ECHAM4 模式則是較觀測偏南，另外 NTU 與 PNNL 模式對於印度洋上空之夏季對流中心有不錯之掌握。整體而言，模式對於夏季對流之三個主要生成區的模擬，在東亞地區，太平洋副高脊過於西伸，印度洋上空的對流則

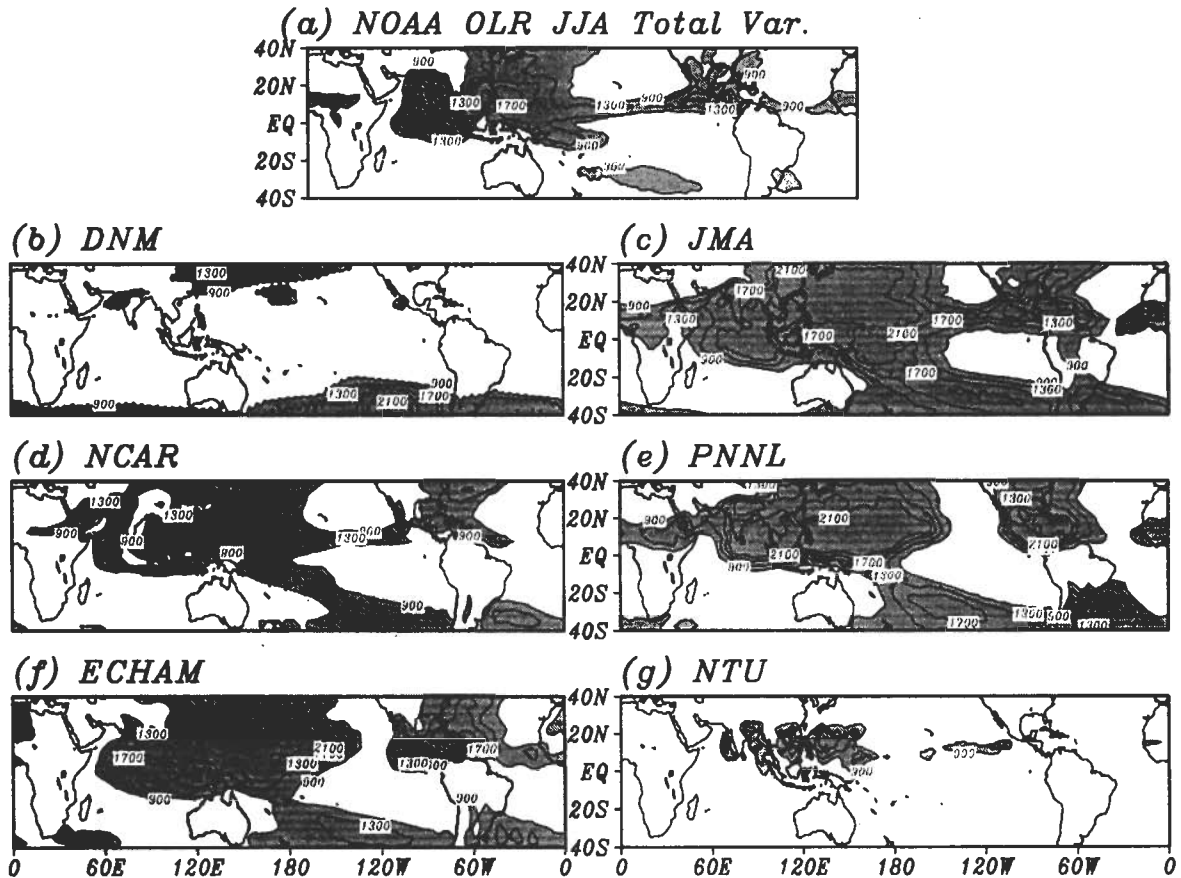


圖 3 觀測與 AMIP 模式之夏季 OLR 總變異量分佈圖。圖中陰影部分為變異量大於 900 $(W/m^2)^2$ ，代表擾動量值較大之區域。(a) 為觀測，(b) 為 DNM 模式，(c) 為 JMA 模式 (d) 為 NCAR 模式，(e) 為 PNNL 模式，(f) 為 ECHAM4 模式，(g) 為 NTU 模式。單位： $(W/m^2)^2$

是中心有所偏離，至於海洋大陸地區對流的掌握，則與觀測大致相似，惟 NTU 與 PNNL 模式於該區之對流範圍較小。

(二) 總變異量分析

圖 3 為觀測與各模式之夏季 OLR 總變異量分佈圖。變異量大的區域具有較大幅度的擾動發生，而總變異量所呈現的，是包括天氣尺度、季內尺度、季節尺度、年際尺度……等所有擾動的總體表現。觀測中（圖 3a），夏季 OLR 擾動出現在印度洋、阿拉伯海、孟加拉灣、印度內陸、南海以及東亞地區、ITCZ 和中美洲祕魯外海，分佈位置與夏季 OLR 氣候場相當類似，表示夏季 OLR 擾動最大處，通常也是主要對流發生的區域。由中非一帶變異量不高的情形判斷，該區域之對流相當穩定，隨時間的變化不大。

由 DNM 模式的 OLR 總變異量發現（圖 3b），除了在阿拉伯海有些微擾動訊號之外，擾動都出現在中、高緯度之太平洋上空，顯示 DNM 模式中，熱帶及副熱帶之夏季 OLR 值變動不大，不易產生擾動。而 JMA 模式則是有變異量過大的現象（圖 3c），其變異量極大值主要出現於海上，其中又以太平洋的變化最大，幾乎整個太平洋上空都有擾動的訊號。在印度洋的部分，擾動出現在孟加拉灣和印度內陸，這是觀測中也有擾動訊號的區域。至於中印度洋，JMA 模式則是略為高估了擾動的強度且低估了阿拉伯海的總變異量。單就 JMA 模式而言，其總變異量的表現，印度洋地區優於太平洋，不過錯估了東亞陸地、中美洲大西洋和北美西岸之 OLR 變化。NCAR 模式中，位於阿拉伯半島附近，存在二個高變異量中心，而此處之擾動分佈並

無出現在觀測分析中。該模式亦低估了中印度洋一帶的總變異量，阿拉伯海的擾動區域偏西，孟加拉灣的擾動則略為偏東。此外，南海地區的擾動中心雖然較靠近中南半島，但在太平洋地區，則是高估了 ITCZ 的擾動，且低估了祕魯外海之擾動，而位於南太平洋呈現西北-東南走向的擾動帶則與觀測極為類似。整體而言，NCAR 模式對於南海地區之 OLR 擾動總變異量有相當程度的掌握。

如同 JMA 模式，PNNL 模式（圖 3e）夏季 OLR 在太平洋有極大的變化。不過，JMA 模式之 OLR 擾動集中於熱帶外，而 PNNL 模式則在熱帶低緯地區太平洋海域上空有較大之 OLR 總變異量，而且東、西太平洋擾動帶區隔明顯，不如觀測中，存在一細窄之擾動帶，連接東、西太平洋。此外，位於中美洲上空之 OLR 總變異量，不僅擾動範圍涵蓋整個中美洲陸地和海洋地區，而且其擾動量亦較觀測大。印度洋部分，觀測中擾動產生頻繁的區域，如中、北印度洋、孟加拉灣、阿拉伯海及印度半島等地，PNNL 模式具有某種程度的掌握。不過，其總變異量值較大，中心位置偏南。非洲東北部則是出現一擾動帶，該區模擬結果與觀測不符。東亞陸地出現一高變異量中心，此中心也與觀測不同。ECHAM4 模式之總變異量分佈（圖 3f）雖與 PNNL 模式相似，東、西太平洋之間沒有狹長之擾動帶相連，印度洋地區擾動中心偏南，不過，ECHAM4 模式之總變異量變化較類似觀測。此外，西太平洋變異量主要集中於北緯 10 度~20 度之間的分佈情形亦與觀測極為類似。然而 ECHAM4 模式於中美洲大西洋附近，出現一擾動帶往北延伸，與觀測不符，而赤道東太平洋一帶的擾動，模式也沒有模擬出來。在 NTU

模式之夏季 OLR 總變異量表現上 (圖 3g), 擾動產生位置出現於阿拉伯海、孟加拉灣、南海及西太平洋, 幾乎全部都發生在洋面上。不論在生成位置或是擾動大小, 該模式的表現均與觀測極為類似。然而, 其變異量分佈範圍小, 且擾動訊號只有出現在西太平洋 ITCZ、東亞和印度洋地區, 其他如非洲、大西洋和中美洲等地則無訊號。

觀測中夏季對流系統主要出現在阿拉伯海、印度半島內陸地區、孟加拉灣、南海、西太平洋以及墨西哥外海等地, 而且對流地區大都以海上為主。然而, 許多模式中, 對流中心均位於陸地之上。此外, 熱帶外地區之 OLR 總變異量, 許多模式均高估其值。模式分析資料中, 僅 NCAR 模式與 JMA 模式表現出連接東、西太平洋之狹長對流帶, 其餘模式則是呈現東、西變異量有明顯區隔的分佈, 顯示出模式對於東太平洋 ITCZ 的模擬能力, 仍有許多改善的空間。針對對流位置而言, 以 NCAR、ECHAM4 和 NTU 模式具有較類似於觀測之分佈。

(三) 波譜分析

由變異量分析中, 我們可以得知主要夏季對流區之所在, 然而卻無法分辨該對流所存在之時間尺度為何? 透過波譜分析之技術, 可了解擾動在各個頻率上的分佈情形。圖 4 是依據觀測中總變異量極值中心周圍區域之波譜分析圖。由觀測之波譜分佈中, 在阿拉伯海 (AS), 擾動在 40~45 天週期之極值, 其變異量約為 $45\sim 50$ (瓦/平方公尺)², 之後從變異量隨著週期的遞減而銳減至 15 (瓦/平方公尺)² 以下可知, AS 區域所觀測到之對流主要是由 40~50 天之季內擾動所提供。DNM 模式於該區域的波譜極值約在 70~80 天之間, 其變異量大小較觀測

低, 約在 $10\sim 15$ (瓦/平方公尺)² 左右, 不過其整體走勢則與觀測類似。在 JMA 模式方面, 其變異量在 70~80 天和 20~30 天等波段有極大值, 顯示週期在 70~80 天和 20~30 天之擾動主導該區域之對流。PNL、NCAR 和 ECHAM4 模式中, 於 90~100 天處存在一極值, 變異量在 $45\sim 50$ (瓦/平方公尺)² 之上, 略高於觀測值。NTU 模式之極值出現在 30~35 天週期處, 該處之變異量低於觀測值。

在孟加拉灣 (BB) 區域中, 觀測擾動極值出現在 33 天週期附近, 其變異量約在 $30\sim 40$ (瓦/平方公尺)² 之間, 隨後緩慢遞減, 並於 15 天週期、9 天週期處出現變異量相對極大值, 顯示此處之對流, 主要是由週期 33 天之季內擾動所主宰, 另外, 15 天和 9 天週期之天氣尺度擾動亦有所貢獻。該區中, NTU 模式於週期 25~35 天之間出現與觀測相位相同之極值分佈, 不過該波段之變異量大小為 $15\sim 25$ (瓦/平方公尺)² 之間, 僅約為觀測的二分之一。ECHAM4 模式的極值則是出現在 30~50 天週期之間, 較觀測偏向低頻, 然而位在週期 15 天處的極值, 則與觀測類似。而其餘模式在該處之波譜分佈, 則是極值較觀測偏低頻, 變異量方面則以 JMA 和 PNL 的值大於觀測值。

在西太平洋 (WP) 區域, 觀測中極值出現在週期為 60 天之季內擾動, 以及 14 天週期之高頻擾動, 顯示天氣系統亦有影響該區之對流。反觀模式的部分, NCAR 模式中, 季內尺度訊號明顯, 但是變異量略低於觀測。ECHAM4 模式在 80 天、30 天、20 天以及 14 天週期處存在相對極大值, 其變異量亦較觀測為大。由此可知, ECHAM4 模式除了季內對流明顯外, 天氣系統之擾動亦活躍。JMA 模式雖然極值週期

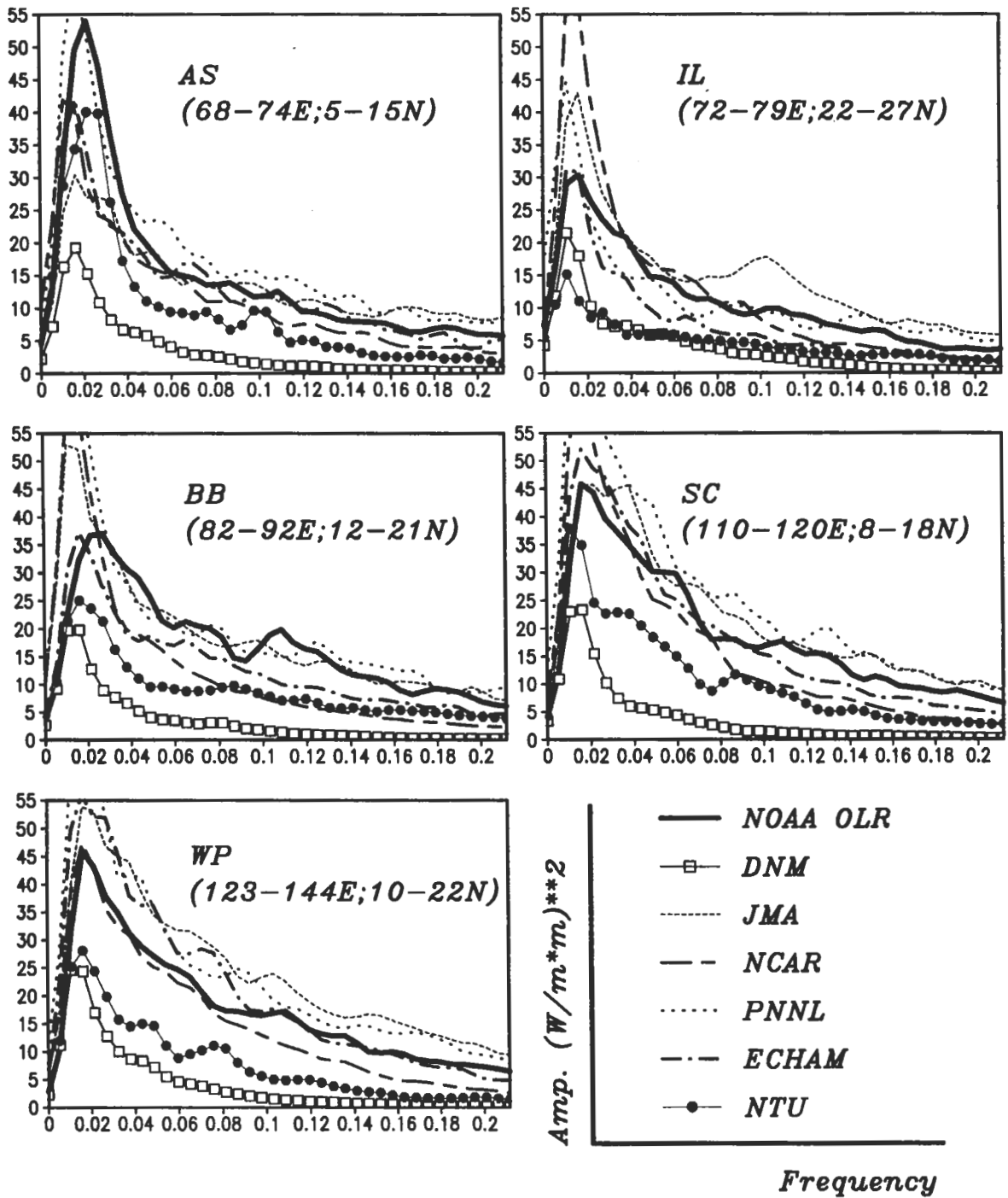


圖 4 觀測與 AMIP 模式之夏半年 OLR 區域平均波譜分佈圖。其中包括阿拉伯海 (AS)、印度半島內陸 (IL)、孟加拉灣 (BB)、南海 (SC) 和西太平洋 (WP)。粗實線為觀測、框實線為 DNM 模式、細點線為 JMA 模式、粗虛線為 NCAR 模式、粗點線為 PNNL 模式、點虛線為 ECHAM4 模式而點實線則代表 NTU 模式。橫軸為頻率，單位： $(1/day)$ ；縱軸為波譜強度，單位： $(W/m^2)^2$

偏向短週期，但在季內尺度和天氣尺度中，變異量均高於觀測值。此外，NTU 與 DNM 模式則是所有波段之變異量均小於觀測值，不過在 50 天以及 20 天週期附近之相位則與觀測類似。

印度內陸 (IL) 區域中，觀測極值週期約在 100 天和 50 天，此外，25~30 天週期處亦存在一極值。DNM 模式之週期約在 80~90 天，變異量大小約 15~20 (瓦/平方公尺)²，其相位變化則與觀測類似，惟振幅較低。在 NCAR 模式的分佈中，低頻振幅高於觀測值，而高頻振幅則普遍較觀測小。NTU 模式之主要擾動週期介於 30~40 天之間。整體而言，大部分模式變異量相對極大值約在 50~100 天之間，其中振幅變化又以 NCAR 和 JMA 模式較觀測為大。

在南海 (SC)，觀測之對流同樣是主要由季內擾動與週期為 2~14 天之天氣系統為主。PNNL、ECHAM4 和 NCAR 模式中之相對極大值與觀測同樣落在 60 天週期附近，其變異量均大於觀測值。NTU 之整體走勢類似觀測，但訊號略偏低頻，振幅亦較觀測值小。DNM 模式之擾動相對極大值出現在 100 天週期，略偏低頻，而且該模式之變異量是所有分析模式中最小的。JMA 模式相對極大值出現在 40 天和 25 天之週期波段，高頻擾動程度較觀測值大，顯示就 JMA 模式本身而言，該區受天氣系統之影響頗大。

從以上各區域之波譜分析發現，觀測中，AS 區域受季內對流之影響甚大，其他地區，除了受季內對流影響外，天氣系統的擾動亦有所貢獻。而模式於擾動振幅分佈上，PNNL 模式在其低頻處，振幅較觀測為大，另外 DNM 和 NTU 模式則是振幅普遍小於觀測值，其他模式之振幅則是與觀測互有消長。而模式在擾動之

波段相位走勢上，其結果隨分析區域不同而有所差異，如 AS 區域、BB 區域、WP 區域相位較觀測偏向低頻，IL 區域則是略偏高頻，至於在 SC 區域的相位走勢，低頻擾動之分佈與觀測類似，是所有分析中，與相位觀測較為吻合的區域。

(四) 季內擾動之空間分佈

經由圖 4 的波譜分析發現，夏季對流中，季內擾動之訊號明顯，而模式則是略偏低頻。分析其季內擾動之空間分佈情形，將有助於瞭解模式中季內擾動與觀測之間之異同。圖 5 為觀測與各模式 20~100 天之季內擾動分佈圖，觀測上 (圖 5a)，夏季季內對流主要分佈於阿拉伯海、孟加拉灣、赤道印度洋、南海並向東延伸至西太平洋以及中美洲墨西哥外海等地，其發生位置主要出現於海上。而 DNM 模式 (圖 5b) 除了在台灣東方海上有明顯季內擾動之外，其餘各地區皆無明顯的訊號出現。JMA 模式 (圖 5c) 則是在西太平洋暖池上空有大範圍的季內擾動出現，並往東綿延至東太平洋、墨西哥灣和大西洋，向南擴及南緯 15 度，而南海附近之季內對流則是往北延伸至東亞陸地。赤道印度洋地區出現擾動極大值，另外於孟加拉灣上空之季內對流則是北延至印度內陸，而阿拉伯海附近之季內擾動，於模式中則是明顯低估。NCAR 模式 (圖 5d) 中主要之季內擾動帶出現於孟加拉灣、中南半島和南海一帶，而西太平洋低緯地區之主要季內對流區位置則與觀測相似，然而中高太平洋高緯地區、ITCZ 以及大西洋墨西哥灣等地，則呈現過多擾動之分佈型態。至於赤道印度洋和阿拉伯海等地之擾動則略為偏南。

PNNL 模式中 (圖 5e) 之季內擾動分佈可

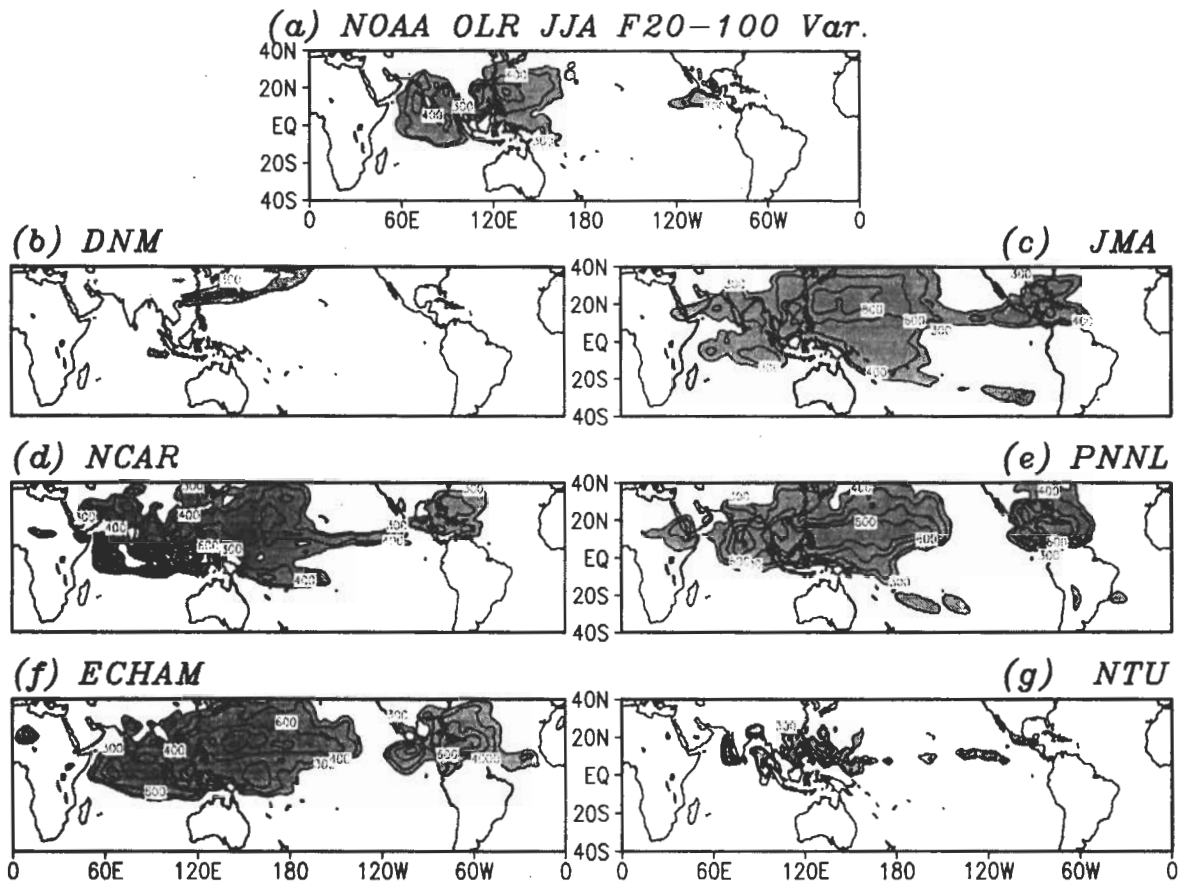


圖 5 同圖 3，惟此為觀測與 AMIP 模式夏季 OLR 經 20~100 天濾波之季內擾動變異量分佈圖。
單位： $(W/m^2)^2$

分為印度洋—西太平洋和中美洲—大西洋兩部分。在印度洋—西太平洋部分，20~100 天濾波之變異量值普遍大於觀測值，顯示該區有過多之季內擾動。此外，印度洋之擾動中心出現於印度半島上空，而非海上，其分佈亦不如觀測般存在三個擾動中心。西太平洋的擾動不但較觀測高，而且其範圍亦較廣（超過國際換日線）。中美洲附近，該模式則錯估了其在太平洋地區之季內擾動變化。

ECHAM4 模式的季內擾動分佈情形與 JMA 模式極為類似（圖 5f），惟變異量值較高，

位於西太平洋之季內擾動中心較 JMA 偏南，與觀測值較為接近。印度洋則是呈現三個季內擾動中心，與觀測類似，不過位置較偏低緯。墨西哥外海則是有模擬到季內對流之訊號，於大西洋則同其他模式一樣有錯估的現象。

在 NTU 模式方面（圖 5g），阿拉伯海存在一季內擾動中心，另外，位於孟加拉灣之擾動中心則出現在陸地。與觀測有類似擾動分佈的區域為赤道印度洋、南海和西太平洋等地。與觀測相異之處，則是在中美洲墨西哥外海之微弱季內擾動訊號。

綜觀以上分析發現，模式與觀測之間存有二大差異，一是季內對流的生成位置，觀測中，季內對流生成於海上，而模式則是海上和陸地都有。另一差異是觀測中大西洋墨西哥灣附近並無季內擾動產生，然而所分析之模式中，有四個模式於該區出現季內擾動中心。此外，觀測中印度洋地區之季內擾動分佈呈南—北走向的趨勢，但是除了 NTU 模式之外，大部分模式皆呈東—西走向，這也是模式普遍與觀測相異之處。

從夏季 OLR 總變異量之分佈可看出主要

夏季擾動之所在，而經過 20~100 天濾波之變異量分佈則代表夏季季內擾動之盛行位置，然而，季內擾動對於該區之影響程度為何？則無法單從總變異量分佈圖或季內擾動變異量分析中得知。透過 20~100 天濾波之變異量與總變異量的比值，將可看出季內擾動與其他時間尺度擾動之相對重要性。

圖 6 為觀測與模式各自季內變異量和各自總變異量之比值分佈，觀測中季內擾動明顯地區（圖 6a），佔當地所有擾動的四分之一以上，阿拉伯海、赤道中印度洋以及南海和熱帶西太

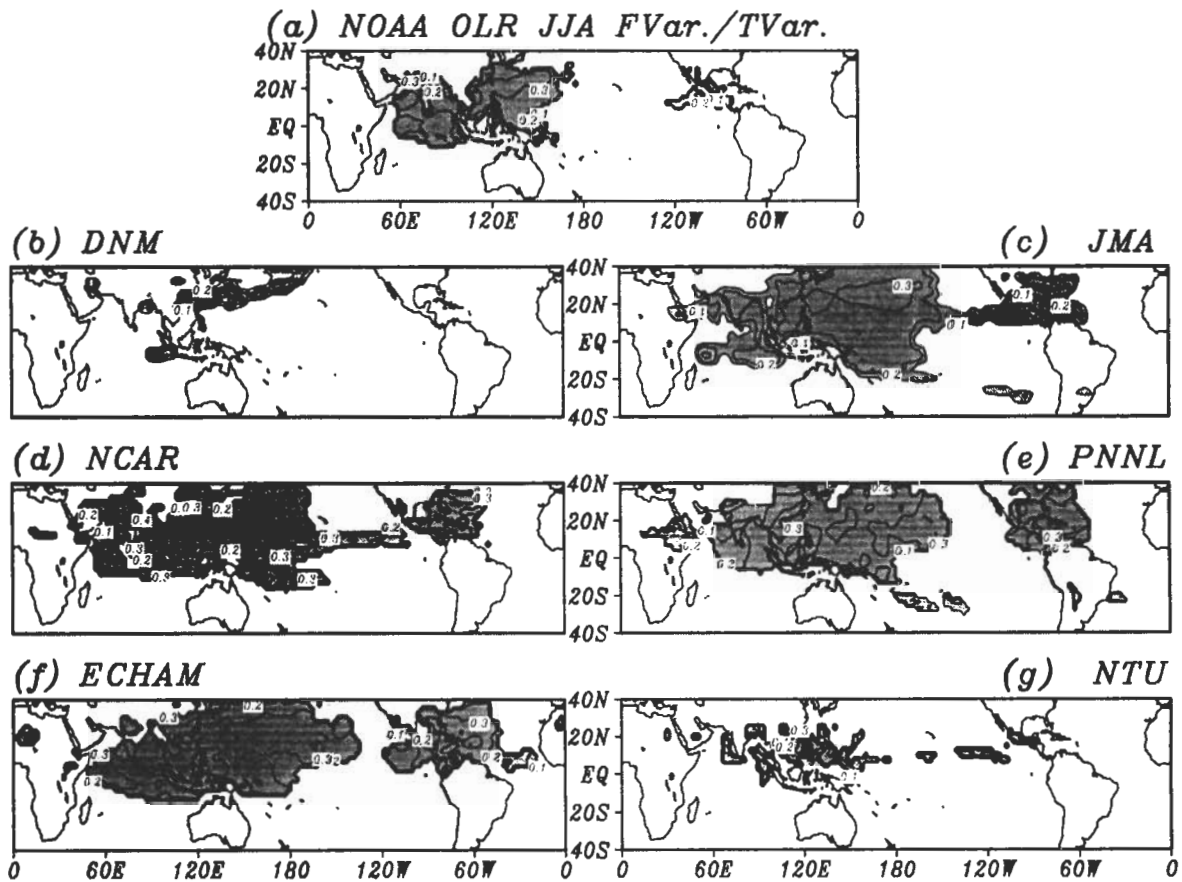


圖 6 觀測與 AMIP 模式夏季 OLR 總變異量與季內擾動變異量之比值分佈圖。陰影部分為比值大於 0.2 以上之區域。(a) 為觀測，(b) 為 DNM 模式，(c) 為 JMA 模式 (d) 為 NCAR 模式，(e) 為 PNNL 模式，(f) 為 ECHAM4 模式，(g) 為 NTU 模式。

平洋等地之季內擾動，更是佔該地區擾動之百分之四十以上，至於孟加拉灣與墨西哥外海等二處，雖然比值略低，但亦均在 0.25 之上，夏季季內擾動於上述各地之影響程度，由此可見一斑。

反觀模式，DNM 模式於季內振盪顯著的區域中（圖 6b），季內尺度的訊號相當明顯，惟該模式並無模擬到觀測中季內對流活躍區域。JMA 模式中（圖 6c），印度半島、赤道印度洋等地受季內對流的影響佔四分之一以上的比例，南海上空雖然存在一季內對流中心，但在模式中，此處季內變異與總變異量之比值較觀測低。此外，該模式於西太平洋之季內擾動比值高，範圍則較觀測值廣。

NCAR 模式中（圖 6d），幾乎所有季內對流活躍之處，其季內擾動所佔比例約在三成以上，顯示季內擾動在此模式中之重要性。圖 5(e) 中之分析發現，PNNL 模式之季內擾動中心似乎位於陸地而非海上，然而由圖 6(e) 的分析發現，季內對流大多出現於洋面上以及海陸交界處，如赤道中印度洋、南海和東亞沿岸，其比值大都在 0.25 以上，不過觀測中的高比值區（如，赤道印度洋、孟加拉灣和阿拉伯海等地），該模式並無充分掌握。由 ECHAM4 模式的比值分佈中發現（圖 6f），高比值中心在赤道西太平洋、印度半島內陸、孟加拉灣、東亞陸地、南海、西太平洋、墨西哥外海及墨西哥灣大西洋等地，其生成位置與季內擾動之分佈（圖 5f）相似。NTU 模式中（圖 6g），高比值中心存在於阿拉伯海、赤道太平洋、孟加拉灣內陸、南海、赤道西太平洋和墨西哥外海，其值皆在 0.3 以上。另外在分佈區域上，雖然 NTU 模式中之 ISO 中心位置類似觀測中所見，但其擾動範圍卻較觀測值小。

從圖 5 與圖 6 的分析中發現，不論是觀測或模式，季內擾動明顯區域，季內對流所佔比重亦相對較高，然而模式中季內對流活躍之位置卻與觀測有所差距，導致模式中雖存在顯著季內擾動訊號，卻仍無法掌握 ISO 之實際空間分佈。

（五）Taylor Diagram 分析

在季內擾動之空間結構比較上，我們亦嘗試利用 Taylor Diagram 做進一步定量之比較。Taylor Diagram 是另一種模式與觀測間差異比較之表達方式。Taylor Diagram 是由相關係數、標準差和 RMSE 等統計量組成，利用統計量間之幾何關係來描述模式與觀測間的異同之處。若模式與觀測之相關係數高，且該模式本身之標準差經過標準化之後值接近 1，以及 RMSE 接近 0，則由這三個統計量所構成代表該模式於 Taylor Diagram 相對位置之座標，將越接近圖 7 中 R 點的位置，亦即表示該模式無論是在空間

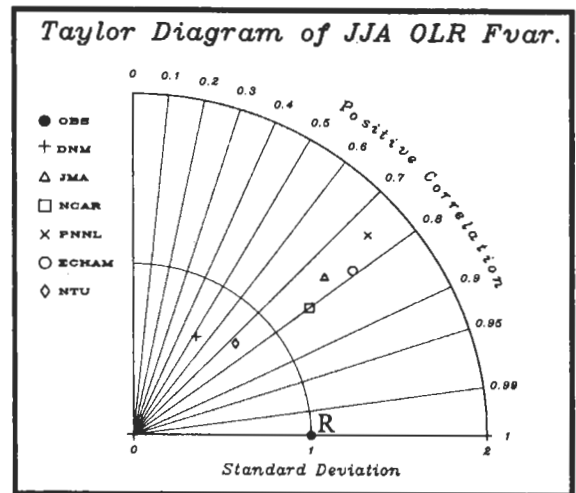


圖 7 觀測與 AMIP 模式夏季 OLR 季內擾動變異量之 Taylor Diagram。實心點為觀測，十字為 DNM 模式，空心三角形為 JMA 模式，正方形為 NCAR 模式，X 為 PNNL 模式，空心圓為 ECHAM4 模式，菱形為 NTU 模式。

分布上，或是對流強度上，均與觀測極為類似。因此透過 Taylor Diagram 的分析，將能更客觀的比較各模式與觀測的異同。圖 7 為各模式與觀測季內對流之 Taylor Diagram 分布，DNM 模式與實際觀測之相似度最低（相關係數值為模式中最低者），NCAR 模式之空間相關約為 0.8 左右，是所有分析模式中，相關係數最高的。在標準差方面，NTU 和 DNM 模式之標準差小於觀測，其餘模式均大於觀測。在 RMSE 之比較上，同樣是 NTU 和 DNM 模式之擾動振幅小於觀測，其餘模式中所呈現之擾動振幅則是大於觀測值。因此從相關係數、標準差和 RMSE 三者之關係可知，NTU 模式雖呈現與觀測類似之季內擾動分佈，但是振幅偏低，空間上之變動亦小。PNNL 模式之季內擾動訊號極強，其振幅高出觀測甚多，相關係數亦高，擾動在空間上的變化亦大。JMA 和 ECHAM4 模式在季內擾動之整體相似度之表現上，二個模式皆處於分析模式中之中等地位。至於 NCAR 模式，除了空間分佈近似觀測，空間變化程度與觀測類似之外，其季內擾動振幅亦為最接近觀測者，是在季內空間結構的模擬上，整體表現較為理想之模式。

四、夏季季內振盪的移行路徑及其機制比較

（一）夏季季內振盪的移行路徑

在夏季季內對流移行路徑的分析上，我們將模式與觀測之 OLR 場經過 20-100 天濾波之後，使用單點延遲相關分析的方法，計算各網格點五天後，相關係數最大值及其所在位置，並將五天後的網格座標減去原來的網格座標，即可算出季內對流移行的距離及方向。

圖 8 為觀測與模式中夏季季內振盪的主要移行路徑圖。圖中顯示，夏季季內振盪於阿拉伯海和印度半島東南側有北移的現象。此外，菲律賓海則是有往西北移行的趨勢。南海地區雖有北移的趨勢，但極微弱。在中南半島附近，則是有些微的西移現象。由圖 8(a) 可見，夏季季內振盪北移的區域以印度洋地區為主。

在模式的表現上，DNM 在（圖 8b）印度洋及阿拉伯海的對流有些微往西移動的傾向，在南海附近，則有明顯往西南移動的趨勢；而在菲律賓海則無西北移的跡象。JMA（圖 8c）只有在阿拉伯海以北的區域，季內振盪有明顯往西及西北移動的趨勢，然與觀測移行路徑不符。模式雖然有模擬到菲律賓海附近季內振盪往西北移動，但是季內振盪於南海之移行訊號微弱。季內振盪的移行在 NCAR 模式中的表現上（圖 8d），阿拉伯海一帶有些微的北移，印度洋地區則無顯著移動的趨勢，中南半島附近的西移現象發生位置較觀測偏南側。至於南海一帶，則與 DNM 一樣，呈現往西及西南移動的現象。在 PNNL（圖 8e）模式中，印度東側季內振盪的北移與觀測相似，至於印度洋地區則呈現原地滯留或是南移的狀態，而阿拉伯海附近則有明顯往南移動的現象發生，南海地區則是有些微的北移。而在 NTU 的表現方面（圖 8g），模式中的季內振盪，無論是在西太平洋暖池、南海、印度洋或是阿拉伯海，其移行趨勢大致與觀測中的移行路徑一致。在 ECHAM4（圖 8f）的表現上，模式有模擬到印度東南側及印度洋北移和西太平洋地區，季內擾動往西北移動的現象，然而其移動的區域較小，移行速度亦不如觀測快，此外，赤道地區的東移趨勢，則是較觀測強而於中南半島附近季內振盪西移的位置則偏

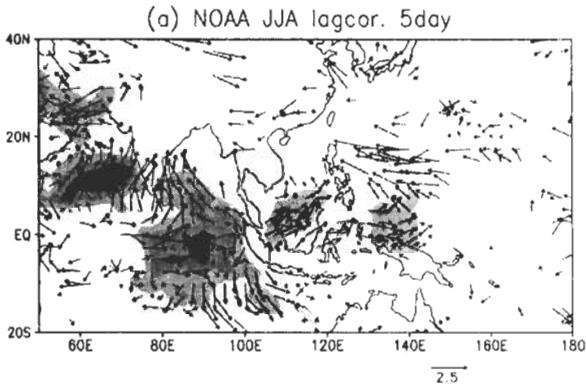
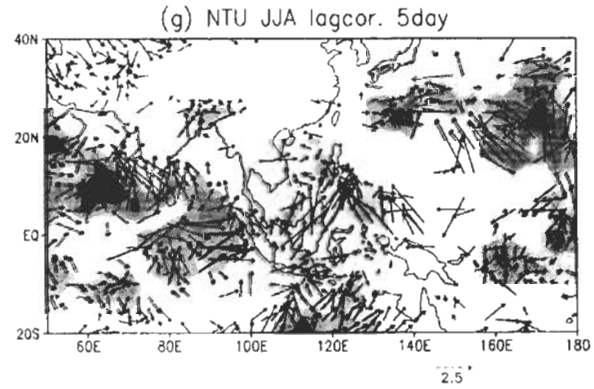
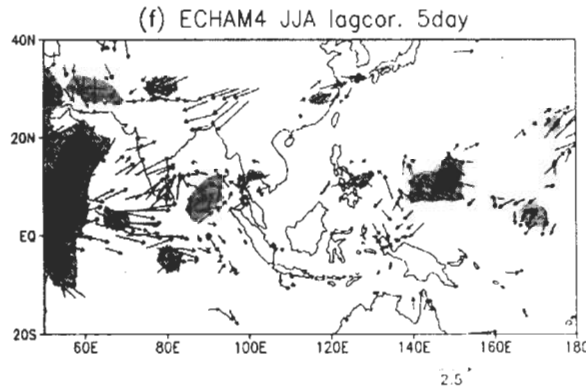
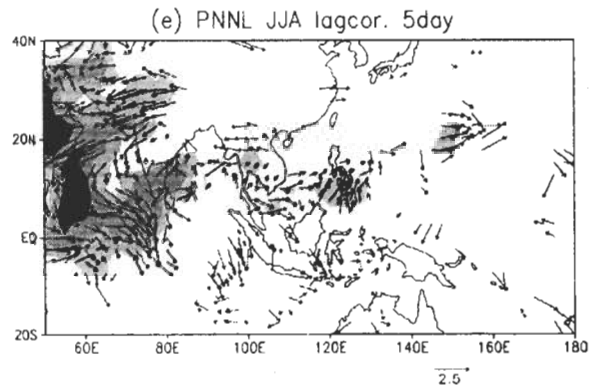
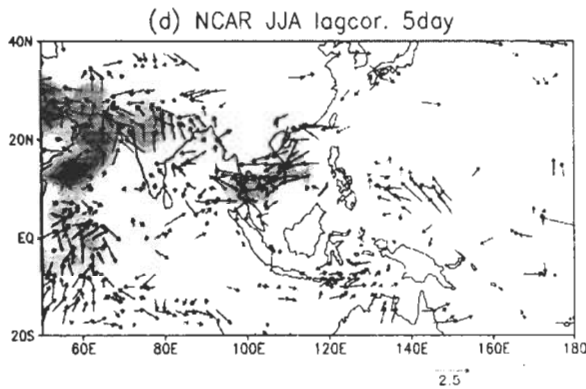
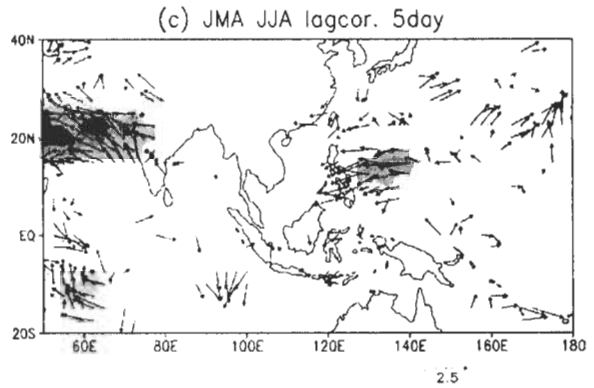
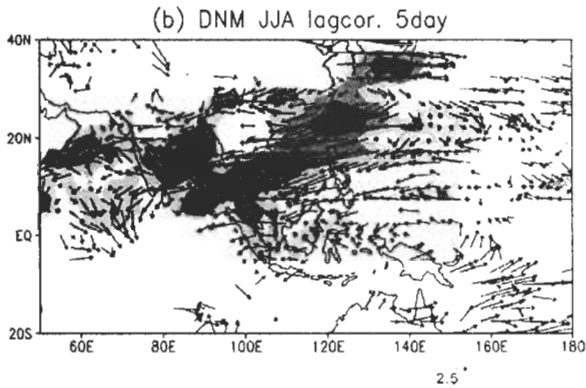


圖 8 觀測與模式中夏季季內振盪的主要移行路徑圖。圖中陰影部份代表夏季季內 20~100 天擾動 lag 5 天之後的相關係數值大於 0.85 之分佈。箭頭方向與長度代表 ISO lag 5 天之後最有可能的移行路徑與距離，單位長度 2.5 網格點距。(a) 為觀測，(b) 為 DNM 模式，(c) 為 JMA 模式 (d) 為 NCAR 模式，(e) 為 PNNL 模式，(f) 為 ECHAM4 模式，(g) 為 NTU 模式。



北，相關係數也較低。

從以上的分析可以看出，除了NTU與ECHAM4模式中有呈現夏季季內振盪向北移行的趨勢外，其餘模式中季內振盪大多呈現西移或是滯留的狀態，普遍缺乏向北移行的訊號。

(二) 移行機制比較

為了解主宰ISO的主要結構，我們對850hPa流函數與OLR進行奇值分析 (Singular value decomposition, SVD)。圖9為季內對流與低層流函數之偶合結構。觀測中 (圖9a)，由SVD-1顯示，夏季季內對流主要集中於印度洋、海洋大陸以及熱帶太平洋，其所能解釋之百分量佔34%。當阿拉伯海、孟加拉灣以及太平洋地區出現活躍的大尺度季內對流時，將伴隨低層的氣旋式環流存在。從流函數的環流結構上得知，南北半球的流函數場具有明顯的偶極結構。而觀測之SVD-2 (圖9b) 解釋百分量為19.3%，對流區的位置則東移至太平洋地區，印度洋地區則是呈現正距平。氣旋式環流中心也東移至日本附近。而從SVD-1 與SVD-2 兩者的時間序列 (圖未示) 發現，SVD-1領先SVD-2約四分之一週期的相位差關係顯示季內對流的東移現象。除了ECHAM4，其他模式都無法模擬出此一ISO的主要結構。ECHAM4模擬的偶合結構中 (圖9c、d)，SVD-1所解釋之百分比為26.6%，而且位於印度洋之季內對流較弱，而位於太平洋之季內對流則較觀測偏北。而SVD-2則是解釋了12.9%的百分量，氣旋式流函數中心出現在中太平洋上，較觀測偏東。另外ECHAM4中SVD-1也有些微領先SVD-2的表現。

由於所比較之模式中，僅NTU模式與ECHAM4模式中之季內振盪具有往北移行之跡

象，然而卻只有ECHAM4模式中季內振盪與大尺度環流場之配置與觀測相似，因此將針對該模式與觀測中季內振盪之移行做進一步探討。

在夏季ISO移行的物理機制方面，可感熱通量、潛熱通量以及低層的輻合場扮演重要角色 (Hsu et al. 2004)，ISO發展初期，對流北側存在一自地面持續發展至中對流層的水氣輻合場，導致ISO的往北移動，在此同時，可感熱通量亦扮演提高大氣不穩定度的角色，提供ISO自印度洋北移至南亞內陸的熱力條件，而潛熱通量則是在ISO北移的後期，自海上將水氣往北輸送，扮演維持對流發展的角色。此外，在其北移之動力過程方面，夏季季風區存在之強東風風切，造成正壓渦度與輻散場生成於對流區之北側，更進一步導致了行星邊界層水氣輻合區的北移，而使ISO往北移動 (Jiang et al. 2004)。

本文則是針對影響ISO北移之熱力過程進行模式與觀測的比較。圖10為觀測上可感熱通量、OLR分別與OLR SVD-1 之時間序列的延遲相關合成圖。對流北移初期，印度洋與中西太平洋一大片的無雲區域，受到日照短波輻射的影響，使得該區可感熱通量增加，尤其在lag +5 天~ lag +15 天期間，季內對流北側 (即孟加拉灣和阿拉伯海) 可感熱通量的增加，使對流北側的大氣環境變得較不穩定，提供季內振盪北移的有利條件，於是對流逐漸北移。在季內振盪移行的後期，亦即圖中lag +15 天~lag +25 天時，對流移入孟加拉灣及阿拉伯海，受到雲層遮蔽效應的影響，使該區可感熱通量減少，終至消散。從圖中可以發現，可感熱通量在ISO 北移的前期有相當大的影響力。在季內振盪北移後期，潛熱通量則扮演重要的角色 (圖11)。

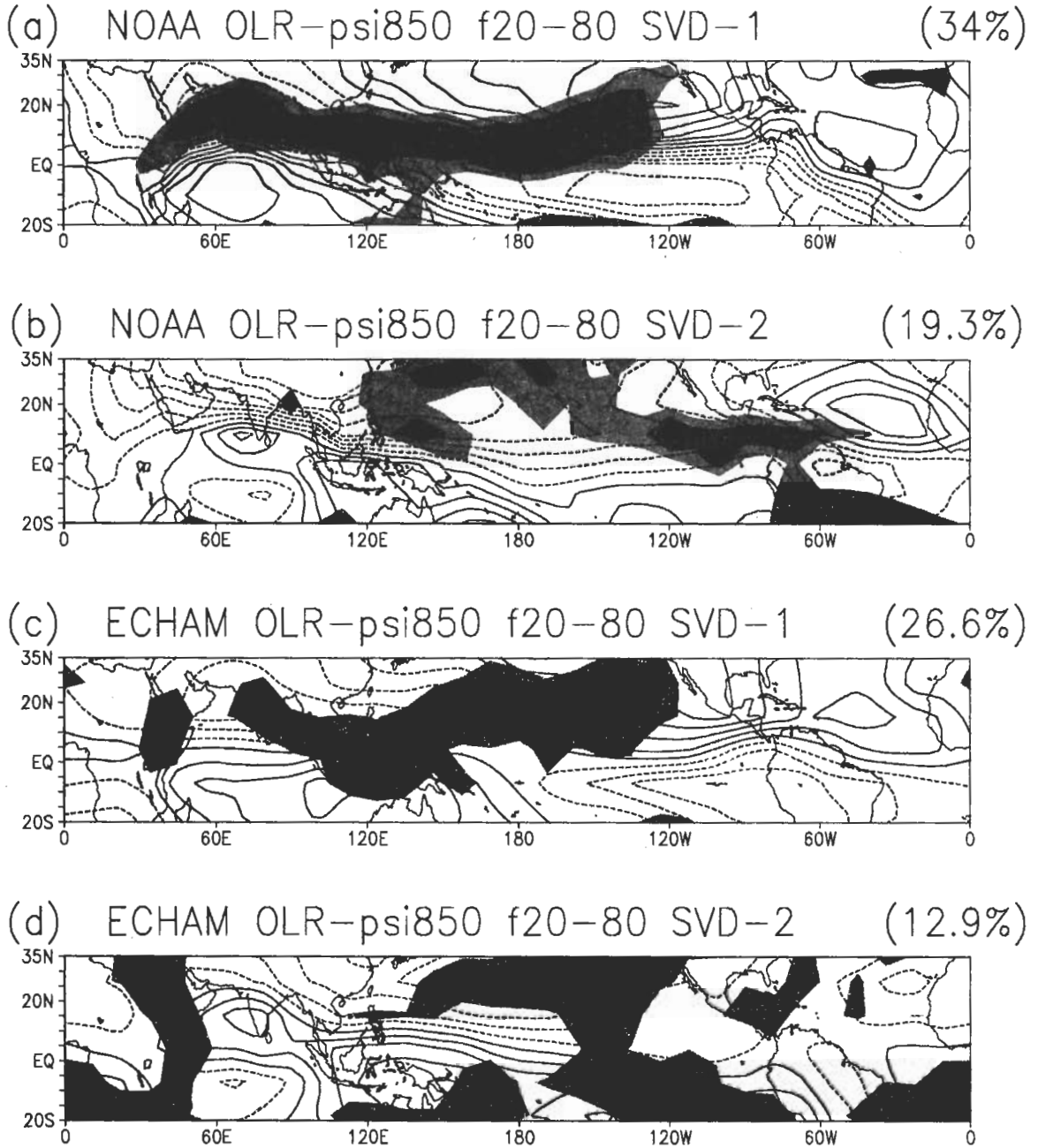


圖9 季內對流與850hpa流函數之SVD耦合配置。(a)為週期20~80天NOAA OLR與EC 850hPa流函數之SVD第一個耦合模。(b)為週期20~80天NOAA OLR與EC 850hPa流函數之SVD第二個耦合模。(c)為週期20~80天ECHAM4 OLR與850hPa流函數之SVD第一個耦合模。(d)為週期20~80天ECHAM4 OLR與850hPa流函數之SVD第二個耦合模。圖中等值線代表流函數場特徵模的空間分佈，實線為正值，虛線為負值，等值線間隔0.02。陰影部分為OLR特徵模值小於-0.1之區域，代表低OLR值區。括號中為各自所能解釋之協方差值。

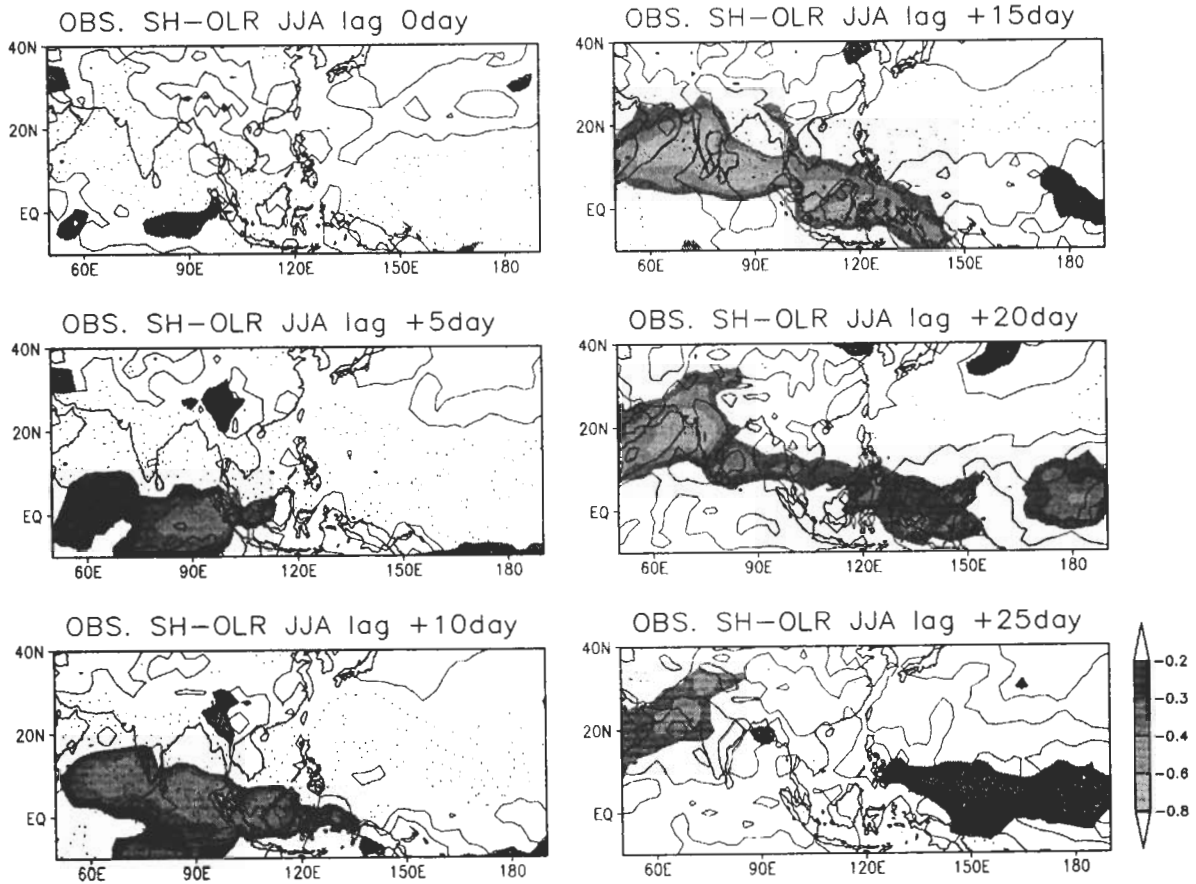


圖10 觀測上可感熱通量、OLR分別與OLR SVD-1 之時間序列的延遲相關合成圖。圖中等值線實線代表可感熱通量相關係數大於0，表示可感熱通量減少，虛線表示可感熱通量相關係數小於0，表示可感熱通量增加，等值線間隔0.2，而陰影部份，則是OLR的相關係數值低於0.2之區域，代表對流較強之區域，等值線間隔0.2。

圖11中，lag 0 天~ lag +10 天這段期間，對流北側，海洋傳送較少的潛熱通量至大氣中，而對流南側於lag +10天時，潛熱通量有些微的增加，而lag +15 ~ lag +20 天期間，對流南側大氣中之潛熱通量增加，維持甚至加強了北移中的季內對流，使其繼續北移，直至內陸地區，無法獲得能量而消散為止。

圖12為ECHAM4模式之可感熱通量與OLR之延遲相關合成圖。圖中lag 0 天~ lag +10 天這段期間，季內對流北側的可感熱通量有增加，

不過增加的區域僅限於印度半島及孟加拉灣地區，不如觀測中擴及阿拉伯海，如此的分佈似乎影響到模式中季內對流的北移，使模式中季內振盪之北移現象僅出現於印度半島東南側和錫蘭島附近。在lag +15 天時，亦即觀測上季內振盪北移趨勢強的時期，模式中對流南側有些微增加的可感熱通量。此時模式中的對流停止北移，並在下一個時刻於原地逐漸消散。在潛熱通量的表現上（圖13），lag 0 天~ lag +5 天時，模式在孟加拉灣附近的潛熱通量分佈情況

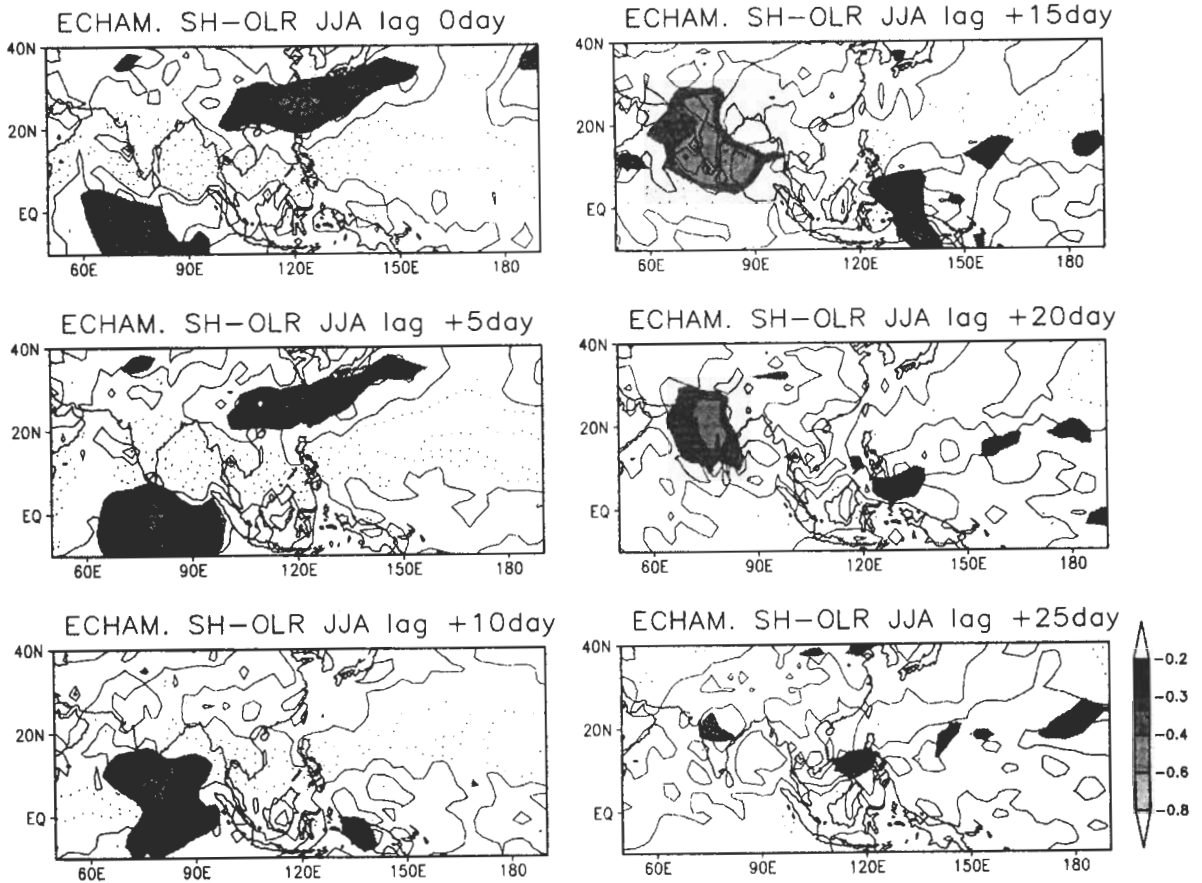


圖11 觀測上潛熱通量、OLR分別與OLR SVD-1 之時間序列的延遲相關合成圖。圖中等值線實線代表潛熱通量相關係數大於0，即潛熱通量減少，虛線表示潛熱通量相關係數小於0，即潛熱通量增加，等值線間隔0.2，而陰影部份，則是OLR的相關係數值低於0.2之區域，代表對流較強之區域，等值線間隔0.2。

與觀測類似，然而模式中阿拉伯海附近的潛熱通量分佈範圍則是較觀測為小。在季內振盪北移後期，亦即lag +15 天~ lag +20 天期間，模式中潛熱通量於季內擾動的南側，阿拉伯海附近有增加的趨勢，其分佈情形與觀測類似。但由於模式中阿拉伯海附近的對流較不旺盛，是以該處之潛熱通量並無實質之貢獻。至於印度半島與錫蘭島附近的對流，則可能是因為無法獲得足夠的潛熱通量而不再北移並於原地消散。

透過以上的比較發現，ECHAM4模式與觀測最大的差異為可感熱通量及潛熱通量在空間上的配置。觀測上在ISO北移前期，可感熱通量與對流前緣之輻合扮演誘發適合季內對流發展之不穩定大氣的角色，而北移後期，則是由潛熱通量負責輸送水氣來維持甚至加強移行中的季內對流。而模式中可感熱通量較高的地方發生在季內對流北側印度半島與錫蘭島附近，再加上模式中該區的對流微弱，因此雖然模式中潛熱通量分佈與觀測類似，但是對流北移的現

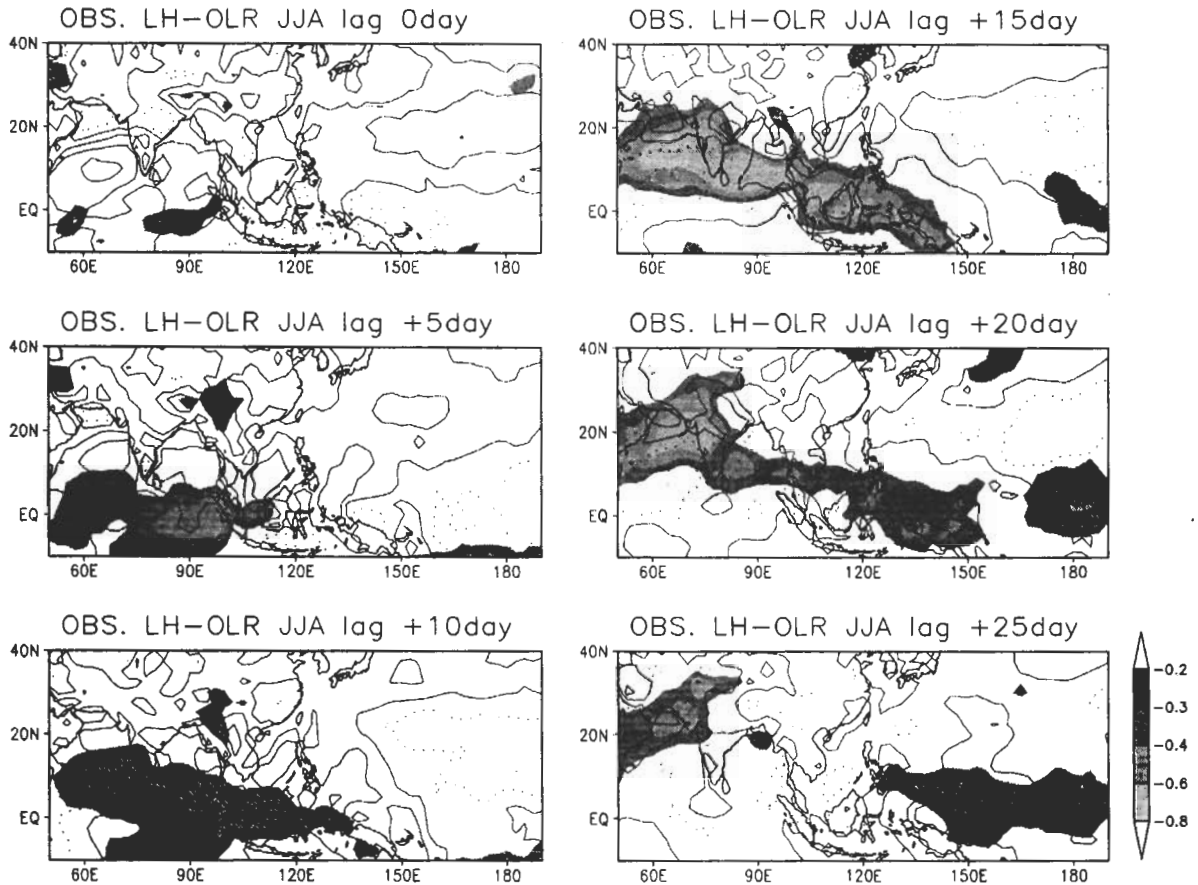


圖12 同圖10，但為ECHAM4模式之結果。

象僅局限於印度半島與錫蘭島附近。

五、結果與討論

綜合以上分析結果，模式對於夏季對流氣候場均有不錯的掌握，顯示出大氣氣候模式對於季節尺度的氣候狀況所存在之共同特點。然而，在季內對流的表現上，各模式之間則有許多相異之處。諸如波譜分析中，隨著分析之區域不同，而有不同的分佈曲線，模式各波段之擾動振幅亦不盡相同等。不過大體而言，模式雖有季內擾動的訊號，但是對流的波段走勢大都偏向較長週期，各個波段之波譜強度，模式

則與觀測之間互有消長，當然，其中亦不乏例外者如 PNNL、NCAR、JMA 和 ECHAM4 等模式在 IL 區域，其季內對流之訊號大於觀測。

從波譜分析的結果可以推測，模式中確實存在著夏季季內擾動的訊號，然而從模式對於夏季季內振盪之空間分佈的表現上看來，其結果似乎不如預期，其原因在於模式中季內對流活躍區，並非觀測中之季內對流活躍區，導致模式與觀測間之空間相關性不高。大致而言，不論是夏季對流整體的波譜分佈，或是夏季季內對流空間結構，NCAR 和 ECHAM4 可說是表現較為理想的模式。各模式對於季內振盪空間

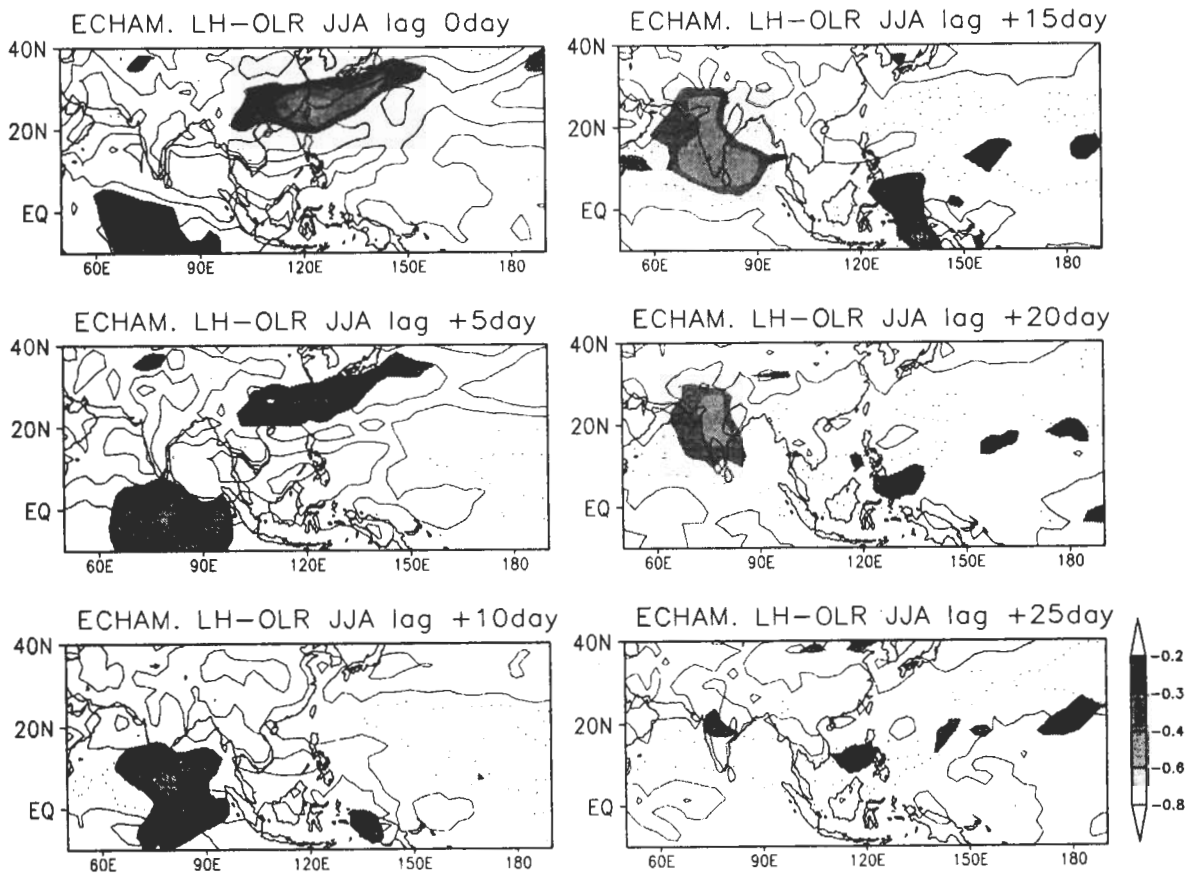


圖 13 同圖 11，但為 ECHAM4 模式之結果。

分佈之整體表現，可大致歸結如表二。

在 ISO 北移的特性方面，各模式所能模擬到的程度有限。爲了要瞭解模式對於 ISO 與大尺度環流間配置的模擬能力，我們做了 SVD 的分析。結果發現，只有 ECHAM4 模式的模擬結果較近似於觀測結果，其原因可能是因爲 ECHAM4 模式中之地形效應較其他模式大，使得因地形舉昇所形成之對流較其他模式明顯，因而能夠從中分析出具有些微北移的趨勢 (Hsu et al. 2004)。此外，雖然模式中可感熱通量在對流北側，印度半島東南側有增加的趨勢，但在阿拉伯海附近則沒有明顯的增加，由於可感熱通

量可能是造成 ISO 北移的主要機制，這樣的空間分佈，導致模式中 ISO 的北移侷限在印度半島東南側。另外潛熱通量的分佈雖與觀測類似，但是強度較弱，可能是造成模式中季內對流無法維持的因素。

在分析方法上，使用傳統上將觀測與模式的分析資料並列，進行季內對流之比對，雖然能夠明顯看出觀測與模式之間，ISO 在空間結構上之異同，然而其中的分析結果，卻往往包含了過多的主觀判斷，而減低了科學研究的客觀性。透過 Taylor Diagram 的運用，不但能迅

表二 各模式對於季內振盪空間分佈之整體表現。第一列為各模式名稱，由左而右分別是DNM、JMA、NCAR、PNNL、ECHAM4以及NTU模式。第一欄為分析項目，依次為夏季OLR氣候場、總變異量分析、波譜分析、季內擾動之空間分佈、以及Taylor Diagram。

	DNM	JMA	NCAR	PNNL	ECHAM4	NTU
夏季OLR氣候場	南海夏季對流訊號微弱	位於孟加拉灣之對流偏西	位於孟加拉灣之對流偏西	太平洋副高過強	位於孟加拉灣之對流較觀測偏南	模擬南海之對流較好
總變異量分析	熱帶及副熱帶之夏季OLR值變動不大，不易產生擾動	印度洋地區對流之模擬優於太平洋，但錯估了東亞陸地、中美洲大西洋和北美西岸之OLR變化	對於南海地區之OLR擾動總變異量有相當程度的掌握	較能掌握印度洋之對流	總變異量變化較類似觀測	擾動大小兩生成位置與觀測類似，但是範圍較小
波譜分析	振幅強度普遍小於觀測，南海地區低頻相位走勢較類似觀測	振幅強度與觀測互有消長，南海地區低頻相位走勢較類似觀測	同JMA	同JMA	同JMA	振幅強度普遍小於觀測，南海地區低頻相位走勢較類似觀測
季內擾動之空間分佈	除了在台灣東方海面上有明顯季內擾動之外，其餘各地區皆無明顯的訊號出現	赤道印度洋地區出現擾動極大值，而阿拉伯海附近之季內擾動，於模式中則是明顯低估	主要之季內擾動帶出現於孟加拉灣、中南半島和南海一帶，而西太平洋低緯地區之主要季內對流區位置則與觀測相似	季內對流大多出現於洋面上以及海陸交界處	分佈情形與JMA模式極為類似，惟變異量值較高	赤道印度洋、南海和西太平洋等地之季內擾動與觀測類似
Taylor Diagram	季內擾動訊號弱	表現介於所有分析模式之中等地位	在季內空間結構的模擬上，整體表現較為理想	季內擾動訊號強	表現介於所有分析模式之中等地位	雖呈現與觀測類似之季內擾動分佈，但是振幅偏低，空間上之變動亦小

速找出與觀測最為相近之模式，而且還能保有其分析時之客觀性。然而，大氣之研究並非單純之數字統計分析，它還包含了許多物理過程，例如大尺度波動的傳導過程.....等，而這是Taylor Diagram所無法表達出來的。因此，唯有傳統分析方法與Taylor Diagram並行，再配合評估者本身之分析經驗，才能為模式與觀測間季內對流的表現，做出較完整的判斷。

致 謝

首先感謝審查者們的寶貴意見及建議，使本文對於季內振盪的詮釋更加精準。研究期間，鄒治華教授和翁叔平博士所提供之看法與幫助再此一併致謝。本文在國科會計畫編號 NSC

93-2111-M-002-004-AP4 及 NSC 93-2111-M-003-002-AP4 支持下完成的。

參考文獻

- Anderson, Bruce T. 2002: Regional Simulation of Intraseasonal Variations in the Summertime Hydrologic Cycle over the Southwestern United States. *J. Climate*, **15**, 2282 - 2300.
- 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.
- Acker, T.L., L.E. Buja, J.M. Rosinski, J.E. Truesdale, 1996: User's Guide to NCAR CCM3, *NCAR Technical Note/TN-421+1A*, Boulder, Colorado.
- Barker, H.W., and Z.Li, 1995: Improved simulation of clear sky shortwave radiative transfer in the CCC GCM, *J. Clim.*, **8**, 2213-2223.

- Betts, A.K., and M.J. Miller, 1984: A new convective adjustment scheme. *ECMWF Technical Report No.43.*, 68pp.
- Bryan, F.O., B.G. Kauffman, W.G. Large and P.R. Gent, 1996: *The NCAR CSM flux coupler*. NCAR Technical Note NCAR/TN-424+STR, Boulder, Colorado, 58 pp.
- Briegleb, B.P., P. Minnis, V. Ramanathan, and E. Harrison, 1986: Comparison of regional clear-sky albedos inferred from satellite observations and model computations. *J. Clim. Appl. Meteor.*, **25**, 214-226.
- _____, 1992: Delta-Edington approximation for solar radiation in the NCAR community climate model. *J. Geophys. Res.*, **97**, 7603-7612.
- Brinkop, S., 1992: Parameterisierung von Grenzschichtwolkenf Zirkulationsmodelle. *Berichte aus dem Zentrum f Meeres-und Klimaforschung*. Reihe A, Meteorologie, No. 2, Meteorologisches Institut der University Hamburg, 77 pp.
- Businger, J.A., J.C. Wyngaard, I. Izumi, and E.F. Bradley, 1971: Flux profile relationships in the atmospheric surface layer. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 181-189.
- Charnock, H., 1955: Wind stress on a water surface. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **81**, 639-640.
- Chou, M.-D., D.P. Kratz, and W. Ridgway, 1991a: Infrared radiation parameterizations in numerical climate models. *J. Clim.*, **4**, 424-437.
- _____, and L. Kouvaris, 1991b: Calculations of transmission functions in the infrared CO₂ and O₃ bands. *J. Geophys. Res.*, **96**, 9003-9012.
- _____, W. Ridgway, and M.-H. Yan, 1993: One-parameter scaling and exponential-sum fitting for water vapor and CO₂ infrared transmission functions. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 2294-2303.
- Coakley, J.A., R.D. Cess, and F.B. Yurevich, 1983: The effect of tropospheric aerosols on the Earth's radiation budget: A parameterization for climate models. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 116-138.
- Dickinson, R.E., A. Henderson-Sellers, P.J. Kennedy, and M.F. Wilson, 1986: *Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) for the NCAR Community Climate Model*. NCAR Tech. Note NCAR/TN-275+STR, National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO, 69 pp.
- _____, _____, and _____, 1993: *Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme Version 1e as Coupled to the NCAR Community Climate Model*. NCAR Technical Note NCAR/TN-387+STR, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado.
- Dorman, J.L., and P.J. Sellers, 1989: A global climatology of albedo, roughness length and stomatal resistance for atmospheric general circulation models as represented by the Simple Biosphere Model (SiB). *J. Appl. Met.*, **28**, 833-855.
- Ebert, E.E., and J.A. Curry, 1992: A parameterization of ice cloud optical properties for climate models., *J. Geophys. Res.*, **97**, 3831-3836.
- Eickerling, H., 1989: Parameterisierung des infraroten Strahlungstransports für Kohlendioxid, Wasserdampf und Ozon in einem breitbandigen Strahlungstransportmodell, Diplomarbeit, Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Köln, Germany.
- Galini, V.Ya., 1998: Description of the radiation scheme in the DNM model. *Izvestia RAN, Fizika Atmosfery i Oceana*, **34**, 13-23 (in Russian).
- Ghan, S.J., L.R. Leung, and Q. Hu, 1997: Application of cloud microphysics to NCAR community climate model. *J. Geophys. Res.*, **102**, 16,507-16,527.
- Goldman, A., and T.G. Kyle, 1968: A comparison between statistical model and line calculation with application to the 9.6 micron ozone and the 2.7 micron water vapor. *Appl. Opt.*, **7**, 1167-1177.
- Goswami, P., K., Rameshan. 2000: Convective Coupling and Interannual and Intraseasonal Coupled Variabilities in the Tropics. *J. Atmos. Sc.*, **57**, 2445 - 2462.

- Gruber, A., 1974: Wavenumber- frequency spectra of satellite measured brightness in tropics. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1675-1680.
- Hack, J.J., B.A. Boville, B.P. Briegleb, J.T. Kiehl, P.J. Rasch, and D.L. Williamson, 1993: Description of the NCAR Community Climate Model (CCM2). NCAR Tech. Note, NCAR/TN-382+STR, National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO, 108 pp.
- _____, 1994: Parameterization of moist convection in the NCAR Community Climate Model (CCM2). *J. Geophys. Res.* **99**, 5551-5568.
- Hartmann, D. L., and J. R. Gross, 1988: Seasonal variability of the 40-50 day oscillation in wind and rainfall in the tropics. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 2680-2702.
- Hense, A., M. Kerschgens, and E. Raschke, 1982: An economical method for computing radiative transfer in circulation models. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **108**, 231-252
- Houghton, J.T., 1977: *The Physics of the Atmosphere*. Cambridge Univ. Press. 203 pp.
- Hsu, H.-H., 1996: Global view of the intraseasonal oscillation during northern winter. *J. Climate*, **9**, 2386-2406.
- _____, and C. H. Weng, 2001: Northwestward propagation of the intraseasonal oscillation in the western North Pacific during boreal summer: Structure and mechanism. *J. Climate*, **14**, 3834-3850.
- _____, C. H. Weng, and C. H. Wu, 2004: Contrasting characteristics between the Northward and Eastward Propagation of the Intraseasonal Oscillation during the Boreal Summer. *J. Climate*, **17**, 727-743.
- Jiang XN, Li T, Wang B, 2004: Structures and mechanisms of the northward propagating boreal summer intraseasonal oscillation. *J. Climate*, **17**, 1022-1039.
- Joseph, J.H., W.J. Wiscombe, and J.A. Weinman, 1976: The delta-Eddington approximation for radiative flux transfer. *J. Atm. Sci.*, **33**, 2452-2459.
- Kang, In-Sik, Ho, Chang-Hoi, Lim, Young-Kwon, Lau, K.-M.. 1999: Principal Modes of Climatological Seasonal and Intraseasonal Variations of the Asian Summer Monsoon. *Mon. Wea. Rev.*: **127**, 322 - 340.
- _____, K. Jin, B. Wang, K.-M. Lau, J. Shukla, V. Krishnamurthy, S. D. Schubert, D. E. Waliser, W. F. Stern, a. Kitoh, G. A. Meehl, M. Kanamitsu, V. Y. Galin, V. Satyan, C.-K. Park, and Y. Liu. 2002. Intercomparison of the climatological variations of Asian summer monsoon precipitation simulated by 10 GCMs. *Climate Dynamics*, **19(5-6)**, 383-395.
- Kau W. S., H. H. Hsu, A. B. Shei, and K. N. Liou, 1995: The NTU Atmospheric General Circulation Model 1. *NTU Technical Report*, National Taiwan University, Taipei, Taiwan 95pp.
- Kawamura, R., 1988: Intraseasonal variability of sea surface temperature over the tropical western Pacific. *J. Meteor. Soc. Japan*, **66**, 1007-1012.
- Kaylor, R. E., 1977 : Filtering and decimation of digital time series. Tech. Note. BN 850 . Inst. Phys. Sci. Tech., University of Marland , Collage Park , 42.
- Kazakov, A.L., and V.N. Lykossov, 1982: On parameterization of the interaction between the atmosphere and the underlying surface for numerical modelling of the atmospheric processes. *Trudy Zapsinnii*, **55**, Gidrometeoizdat, Moscow, 3-20.
- Kemball-Cook, Susan, Wang, Bin, Fu, Xiouhua. 2002: Simulation of the Intraseasonal Oscillation in the ECHAM-4 Model: The Impact of Coupling with an Ocean Model. *J. Atmos. Sc.*: **59**, 1433 - 1453.
- Kerschgens, M., U. Pilz, and E. Raschke, 1978: A modified two-stream approximation for computations of the solar radiation budget in a cloudy atmosphere. *Tellus*, **30**, 429-435.
- Kiehl, J. T., and Ramanathan, 1990: Comparison of cloud forcing derived from the earth radiation budget experiment with that

- simulated by the NCAR Community Climate Model. *J. Geophys. Res.*, **95**, 11679-11698.
- _____, and B.P. Briegleb, 1991: A new parameterization of the absorptance due to the 15 micron band system of carbon dioxide. *J. Geophys. Res.*, **96**, 9013-9019.
- Kondo J. 1975: Air-Sea Bulk Transfer Coefficients in diabatic conditions. *Bound. Layer Meteorol.* **9**, 91-112.
- Krishnamurthy, V., Shukla, J. 2000: Intraseasonal and Interannual Variability of Rainfall over India. *J. Climate*: **13**, 4366 - 4377.
- Kuo, H.L., 1965: On formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection. *J. Atmos. Sci.*, **22**, 40-63.
- Lau, K.-M., and P. H. Chan, 1985: Aspects of the 40-50 day oscillation during the northern winter as inferred from outgoing longwave radiation. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 1889-1909.
- _____, and _____, 1986a: Aspects of the 40-50 day oscillation during the northern summer as inferred from outgoing longwave radiation. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 1354-1367.
- Lacis, A.A., and J. E. Hansen, 1974: A parameterization for the absorption of solar radiation in the Earth's atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 118-133.
- Lee, M.-I., I.-S. Kang, J.-K. Kim, and B. E. Mapes, 2001: Influence of cloud-radiation interaction on simulating tropical intraseasonal oscillation with an atmospheric general circulation model. *J. Geophys. Res.*, **106**, 14,219-14,233.
- Lemus, L., L. Rikus, C. Martin, and R. Platt, 1997: Global cloud liquid water path simulations. *J. Clim.*, **10**, 52-64.
- Liess, S., L. Bengtsson and K. Arpe, 2001: The Madden-Julian Oscillation in the ECHAM4/OPYC3 CGCM. *Max-Planck-Institut für Meteorologie Report No. 319*, Hamburg.
- Liou, K. N., and S. C. Ou, 1981: Parameterization of the infrared radiative transfer in cloudy atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 1513-1535.
- _____, S. C. Ou, S. Kinne, and G. Koenig, 1984: Radiation parameterization programs for use in general circulation models. Report No. AFGL-TR-84-02171, Air Force Geophysics Laboratory Hanscom Air Force Base, Massachusetts 53pp.
- _____, and G.D. Wittman, 1979: Parameterization of the radiative processes of clouds. *J. Atmos. Sci.*, **36**, 1261-1273.
- Louis, J.-F., 1979: A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Bound. Layer Meteor.*, **17**, 187-202.
- _____, M. Tiedtke, J.-F. Geleyn, 1981: A short history of the PBL parameterisation at ECMWF. Proceedings of the ECMWF Workshop on Planetary Boundary Layer Parameterisation, November 1981, European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Reading, England, pp. 59-80.
- Marchuk, G.I., V. Dymnikov, V. Zalesny, V. Lykossov, and V. Ya. Galin, 1984: Mathematical Modeling of the General Circulation of the Atmosphere and Ocean. *Gidrometeoizdat*, 320 pp. (in Russian).
- Madden, R. A., and P. Julian, 1971: Detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 702-708.
- _____, and P. Julian, 1972: Description of global scale circulation cells in the tropics with a 40-50 day period. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 1109-1123.
- Manabe, S., and R.F. Strickler, 1964: Thermal equilibrium of the atmosphere with a convective adjustment. *J. Atmos. Sci.*, **21**, 361-385.
- _____, 1969: Climate and ocean circulation. I. The atmospheric circulation and the hydrology of the earth's surface. *Mon. Wea. Rev.*, **97**, 739-774.

- Matveev, L. T., 1984 : *Cloud Dynamics*, Atmospheric Science Library, D. Reidel Publishing Company, 340pp.
- Miller, M.J., A. C. M. Beljaars and T. N. Palmer, 1992: The sensitivity of the ECMWF model to the parameterization of evaporation from the tropical oceans. *J. Clim.*, **5**, 418-434.
- Murakami, T., 1976 : Cloudiness fluctuations during the summer monsoon. *J. Meteor. Soc. Japan*, **54**, 175-181.
- Nishi, N., 1989: Observational study on the 30-60 day variations in the geopotential and temperature fields. *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 187-203.
- Ou, S. C., and K. N. Liou 1988: Development of radiation and cloud parameterization programs for AFGL global models. Report No. AFGL-TR-88-00181, Air Force Geophysics Laboratory, Hanscom Air Force Base, Massachusetts, 88pp.
- Parker, D. E., 1973: Equatorial Kelvin waves at 100 millibars. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **99**, 116-129.
- Ramanathan, V., and R.E. Dickinson, 1979: The role of stratospheric ozone in the zonal and seasonal radiative energy balance of the Earth-troposphere system. *J. Atmos. Sci.*, **36**, 1084-1104.
- _____, and P. Downey, 1986: A nonisothermal emissivity and absorptivity formulation for water vapor. *J. Geophys. Res.*, **91**, 8649-8666.
- Roberts, R.E., J.A. Selby, and L.M. Biberman, 1976: Infrared continuum absorption by atmospheric water vapor in the 8-12 micron window. *Appl. Opt.*, **15**, 2085-2090.
- Roeckner, E., K. Arpe, L. Bengtsson, M. Christoph, M. Claussen, L. Dümenil, M. Esch, M. Giorgetta, U. Schlese, and U. Schulzweida, 1996: The atmospheric general circulation model ECHAM4: model description and simulation of present-day climate. *Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg, Report No. 218*.
- Rockel, B., E. Raschke, and B. Weyres, 1991: A parameterization of broad band radiative transfer properties of water, ice, and mixed clouds. *Beitr. Phys. Atmos.*, **64**, 1-12.
- Rodgers, C.D., and C.D. Walshaw, 1966: The computation of infrared cooling rate in planetary atmospheres. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **92**, 67-92.
- Sela, 1980: Spectral modeling at the National Meteorological Center. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1279-1292.
- Sellers, P.J., Y. Mintz, Y.C. Sud, and A. Dalcher, 1986: A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 505-531.
- Slingo, J. M., K. R. Sperber, J. S. Boyle, J.-P. Ceron, M. Dix, B. Dugas, W. Ebisuzaki, J. Fyfe, D. Gregory, J.-F. Gueremy, J. Hack, A. Harzallah, P. Inness, A. Kitoh, K.-M. Lau, B. McAvaney, R. Madden, A. Mathews, T. N. Palmer, C.-K. Park, D. Randall, N. Renno, 1996 : Intraseasonal oscillations in 15 atmospheric general circulation models : results from an AMIP diagnostic subproject. *Clim. Dyn.*, **12**, 325-357.
- Slingo, A., 1989: A GCM parameterization for the shortwave radiative properties of water clouds. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 1419-1427.
- Sperber, K. R., J. M. Slingo, P. M. Inness, and W. K.-M. Lau, 1997 : On the maintenance and initiation of the intraseasonal oscillation in the NCEP/NCAR reanalysis and in the GLA and UKMO AMIP simulations. *Climate Dyn.*, **13**, 769-795.
- Sugi, M., K. Kuma, K. Tada, K. Tamiya, N. Hasegawa, T. Iwasaki, S. Yamada, and T. Kitade, 1989: Description and performance of the JMA operational global spectral model (JMA-GSM88). JMA/NPD Tech. Report No. 27, Japan Meteorological Agency, Tokyo, 48 pp.
- Taylor, K. E. 2001: Summarizing multiple Aspects of model performance in single diagram. *J. Geo. Res.* **106**, 28033-28059.
- Tiedtke, M., 1989: A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 1779-1800.
- Wang, B., and H. Rui, 1990: Synoptic climatology

of transient tropical intraseasonal convection anomalies: 1975-1985. *Meteor. Atmos. Phys.*, **44**, 43-61.

Yasunari, T., 1980 : A quasi-stationary appearance of the 30-40 day period in the cloudiness fluctuations during the summer monsoon over India. *J. Meteor. Soc. Japan*, **58**, 225-229.

Zangvil, A., 1975: Temporal and spatial behavior of large-scale disturbances in tropical cloudiness deduced from satellite brightness. *Mon. Wea. Rev.*, **103**, 904-920.

Zdunkowski, W.G., R.M. Welch, and G.J. Korb, 1980: An investigation of the structure of typical two-stream methods for the calculation of solar fluxes and heating rates in clouds. *Beitr. Phys. Atmos.*, **53**, 147-166.

Zhang, G. J., and M. J. McPhaden, 1995: The relationship between sea surface temperature and latent heat flux in the equatorial Pacific. *J. Climate*, **8**, 589-605.

_____, and Mcfarlane, N. A., 1995: Sensitivity of climate simulations to the parameterization of cumulus convection in the Canadian Climate Centre General Circulation Model. *Atmosphere-Ocean*, **33**, 407-446.

Intraseasonal Oscillation of AMIP Model Simulations During the Boreal Summer

Jung-Lien Chu¹ Huang-Hsiung Hsu²

Cheng-Ta Chen¹ Wen-Shung Kau²

¹Department of Earth Sciences, National Taiwan Normal University

²Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

(Manuscript received 22 October 2004 ; in final form 30 December 2004)

ABSTRACT

Singular value decomposition (SVD) and lag correlation methods were used to evaluate the performance of AMIP models in simulating the northward propagation characteristics of the intraseasonal oscillation in the boreal summer.

Although most of models reasonably replicate the observed climatological mean OLR, the active convection in the Bay of Bengal is poorly simulated in general. Results from spectral analysis indicated that the ISO signals were generally undersimulated. Although the large ISO variability in the western North Pacific was found to occur in a much larger region than the observed, it is weaker than observed in the Indian Ocean. According to the analyses of 5-days lagged correlation, the ISO propagates northward from the tropics to higher latitudes in the regions of the Arabian Sea, the Bay of Bengal, and the Indian Ocean. All the models except ECHAM4 failed to replicate this important feature. ECHAM4 was the only one model that produced satisfactory result in this aspect.

It was found in previous study that the ISO northward propagation might be closely related to the distribution of sensible heat flux and latent heat flux. The lack of sensible heat flux over Arabian sea and the weak latent heat flux in ECHAM4 might be responsible for the weak propagation signal in the Arabian Sea.

Key words : Intraseasonal Oscillation · ISO · AMIP · OLR